



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/07.13.17.06-TDI

**INFLUÊNCIA DAS FORÇANTES DE RADIAÇÃO E  
PRECIPITAÇÃO NA SIMULAÇÃO DO BALANÇO DE  
ENERGIA SOBRE DIFERENTES CONDIÇÕES DE  
SUPERFÍCIE NA AMÉRICA DO SUL**

Álvaro Vasconcellos de Ávila

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, e Anderson Luis Ruhoff, aprovada em 26 de junho de 2023.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/49ELSF2>>

INPE  
São José dos Campos  
2023

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE  
Coordenação de Ensino, Pesquisa e Extensão (COEPE)  
Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
CEP 12.227-010  
São José dos Campos - SP - Brasil  
Tel.:(012) 3208-6923/7348  
E-mail: pubtc@inpe.br

**CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE - CEPPII (PORTARIA Nº 176/2018/SEI-INPE):**

**Presidente:**

Dra. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Coordenação-Geral de Ciências da Terra (CGCT)

**Membros:**

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação (CPG)  
Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia, Tecnologia e Ciência Espaciais (CGCE)  
Dr. Rafael Duarte Coelho dos Santos - Coordenação-Geral de Infraestrutura e Pesquisas Aplicadas (CGIP)  
Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon  
Clayton Martins Pereira - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Ivone Martins - Divisão de Biblioteca (DIBIB)  
André Luis Dias Fernandes - Divisão de Biblioteca (DIBIB)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA E INOVAÇÃO  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/07.13.17.06-TDI

**INFLUÊNCIA DAS FORÇANTES DE RADIAÇÃO E  
PRECIPITAÇÃO NA SIMULAÇÃO DO BALANÇO DE  
ENERGIA SOBRE DIFERENTES CONDIÇÕES DE  
SUPERFÍCIE NA AMÉRICA DO SUL**

Álvaro Vasconcellos de Ávila

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, e Anderson Luis Ruhoff, aprovada em 26 de junho de 2023.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/49ELSF2>>

INPE  
São José dos Campos  
2023

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Ávila, Álvaro Vasconcellos de.  
Av55i      Influência das forçantes de radiação e precipitação na  
simulação do balanço de energia sobre diferentes condições de  
superfície na América do Sul / Álvaro Vasconcellos de Ávila. –  
São José dos Campos : INPE, 2023.  
xx + 198 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/07.13.17.06-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de  
Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2023.

Orientadores : Drs. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, e  
Anderson Luis Ruhoff.

1. Modelagem de superfície. 2. Balanço de energia.  
3. Precipitação. 4. Radiação. I.Título.

CDU 551.577:551.509.3(8)

---



Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).



MINISTÉRIO DA  
CIÊNCIA, TECNOLOGIA  
E INOVAÇÃO



**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**  
Serviço de Pós-Graduação - SEPGR

**DEFESA FINAL DE TESE DE ÁLVARO VASCONCELLOS DE ÁVILA**  
**REG. 993011/2019, BANCA Nº 167/2023**

No dia 26 de junho de 2023, às 09h, Remotamente, o(a) aluno(a) mencionado(a) acima defendeu seu trabalho final (apresentação oral seguida de arguição) perante uma Banca Examinadora, cujos membros estão listados abaixo. O(A) aluno(a) foi APROVADO(A) pela Banca Examinadora, por unanimidade, em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de Doutor em Meteorologia, com a exigência de que o trabalho final a ser publicado deverá incorporar as correções sugeridas pela Banca Examinadora, com revisão pelo(s) orientador(es).

**Novo Título:** "INFLUÊNCIA DAS FORÇANTES DE RADIAÇÃO E PRECIPITAÇÃO NA SIMULAÇÃO DO BALANÇO DE ENERGIA SOBRE DIFERENTES CONDIÇÕES DE SUPERFÍCIE NA AMÉRICA DO SUL"

**Membros da banca:**

Dr. Dirceu Herdies - Presidente - INPE

Dr. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves- Orientador - INPE

Dr. Anderson Luis Ruhoff – Orientador - IPH

Dra. Simone Sievert da Costa Coelho - Membro Interno - INPE

Dra. Débora Regina Roberti – Membro Externo – UFSM

Dr. Mário Francisco Leal Quadro - Membro Externo – IFSC



Documento assinado eletronicamente por **LUIS GUSTAVO GONÇALVES DE GONÇALVES (E), Usuário Externo**, em 27/06/2023, às 08:53 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Dirceu Luís Herdies, Pesquisador Titular**, em 27/06/2023, às 10:53 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Anderson ruhoff (E), Usuário Externo**, em 27/06/2023, às 14:08 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Mario francisco Leal de quadro (E), Usuário Externo**, em 27/06/2023, às 14:14 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).



Documento assinado eletronicamente por **Debora Regina Roberti (E), Usuário Externo**, em 28/06/2023, às 08:52 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).

---



Documento assinado eletronicamente por **Simone Marilene Sievert da Costa Coelho, Pesquisadora**, em 28/06/2023, às 17:11 (horário oficial de Brasília), com fundamento no § 3º do art. 4º do [Decreto nº 10.543, de 13 de novembro de 2020](#).

---



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.mcti.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **11129709** e o código CRC **C3040357**.

---

*A minha família **Carolina e baby**, e demais pessoas que tornaram este documento possível. Cada um que passou pela minha vida neste processo encaixou uma peça nessa história.*



## AGRADECIMENTOS

Aos toda a minha família por proporcionarem as condições necessárias para que eu chegasse até este momento.

Ao meu orientador Prof. Dr. Luís Gustavo Gonçalves de Gonçalves por todo apoio, confiança e compreensão ao longo dos últimos anos.

Aos amigos que foram fundamentais durante esta jornada: Luciano, William, Fernanda, Mateus, Bianca, Giovanna, Laurizio, Vivian, Vanessa e demais pesquisadores que acompanharam este projeto na concepção do artigo.

Agradeço também a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela bolsa concedida para realização deste trabalho.

Agradeço em especial a minha esposa Carolina e ao nosso futuro bebê, que mesmo sem chegar a esse mundo já nos proporcionou momentos muito especiais. Ele foi a força motriz para finalização deste documento.



## RESUMO

Esta tese de doutorado teve como objetivo analisar as componentes do balanço de energia sobre a América do Sul, com ênfase na radiação líquida, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e fluxo de calor no solo. Para isso, foram utilizadas as variáveis de precipitação do MERGE/CPTEC e radiação de onda curta descendente do CERES para inicializar modelos de superfície (Noah-MP, CLSM e IBIS) e configurar o sistema de assimilação de dados terrestres da América do Sul (SALDAS-2). Foram realizadas simulações de 20 anos para toda a região da América do Sul, com um intervalo de tempo de 5 anos. Foram conduzidas análises pontuais comparando os modelos Noah-MP, CLSM e IBIS do SALDAS-2 com os modelos Noah-MP e CLSM do sistema global de assimilação de dados terrestres (usado como dados de referência mundialmente), utilizando torres de fluxo instaladas nos biomas da Amazônia, Cerrado e Pampa. Para essa análise pontual, foram utilizados métodos estatísticos de avaliação de erros, como RMSE, MBE e  $R^2$ . Adicionalmente, foram realizadas análises espaciais com o modelo que obteve melhor desempenho na comparação espacial do SALDAS-2 (Noah-MP). Essas análises foram utilizadas para observar as anomalias das variáveis do balanço de energia sobre as regiões da América do Sul durante os verões e invernos de El Niño e La Niña. O método estatístico do EOF foi empregado para identificar padrões na amostra de dados espaciais. Os resultados da análise pontual revelaram que o modelo CLSM tende a superestimar o fluxo latente, mesmo com a inclusão de variáveis de precipitação e radiação mais próximas das observações. Além disso, verificou-se que a umidade, radiação e vegetação da América do Sul desempenham um papel crucial nas estimativas espaciais do balanço de energia pelo modelo, destacando a necessidade de estudos adicionais para compreender o papel de cada fator na composição do balanço. Em termos das análises espaciais realizadas pelo modelo Noah-MP para os biomas brasileiros, este trabalho demonstrou que a radiação é o principal mecanismo para a evapotranspiração na região da Amazônia, e que as condições de vegetação do modelo de superfície são um dos fatores fundamentais para o particionamento das componentes do balanço de energia.

Palavras-chave: Modelagem de superfície. Balanço de energia. Precipitação. Radiação.



# INFLUENCE OF RADIATION AND PRECIPITATION FORCINGS ON THE ENERGY BALANCE SIMULATION UNDER DIFFERENT SURFACE CONDITIONS IN SOUTH AMERICA

## ABSTRACT

This doctoral thesis aimed to analyze the components of the energy balance over South America, with emphasis on net radiation, sensible heat flux, latent heat flux, and soil heat flux. To achieve this, precipitation data from MERGE/CPTEC and downward shortwave radiation from CERES were used to initialize surface models (Noah-MP, CLSM, and IBIS) and configure the South America Land Data Assimilation System (SALDAS-2). Simulations were conducted for a 20-year period covering the entire South American region, with a 5-year time step. Pointwise analyses were performed by comparing the SALDAS-2 models (Noah-MP, CLSM, and IBIS) with the Noah-MP and CLSM models from the global land data assimilation system (used as worldwide reference data). This comparison utilized flux towers installed in the Amazon, Cerrado, and Pampa biomes. Statistical error evaluation methods such as RMSE, MBE, and  $R^2$  were employed for this pointwise analysis. Additionally, spatial analyses were carried out using the model that performed best in the SALDAS-2 spatial comparison (Noah-MP). These analyses aimed to observe anomalies in the energy balance variables over South American regions during El Niño and La Niña summers and winters. The statistical method of EOF was employed to identify patterns in the spatial data sample. The results of the pointwise analysis revealed that the CLSM model tends to overestimate latent heat flux, even with the inclusion of precipitation and radiation variables that were closer to the observations. Furthermore, it was found that humidity, radiation, and vegetation in South America play a crucial role in the spatial estimates of the energy balance by the model, highlighting the need for further studies to understand the specific role of each factor in the composition of the balance. Overall, this study provides valuable insights into the energy balance components over South America. The use of regional forcings and the evaluation of different surface models contribute to improving our understanding of the complex climate processes in the region. These findings have implications for climate research, regional climate modeling, and decision-making processes related to land use, natural resource management, and climate change mitigation and adaptation strategies. In terms of the spatial analyses carried out by the Noah-MP model for Brazilian biomes, this study demonstrated that radiation is the primary mechanism for evapotranspiration in the Amazon region, and that the vegetation conditions of the surface model are one of the fundamental factors in the partitioning of energy balance components.

Palavras-chave: Surface Modeling. Precipitation. Radiation. Energy balance.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Perspectivas e diferentes bandas do Espectro Eletromagnético em função do comprimento de onda, numero de onda, frequência e energia de um fóton. . . . .	17
2.2 Absorção dos gases para diferentes bandas do Espectro Eletromagnético em função do comprimento de onda. . . . .	21
2.3 Sensores a bordo de satélites e período de dados utilizados para obter variáveis necessárias para o fechamento do BE. . . . .	36
2.4 Erros na evapotranspiração associados as variáveis climáticas. . . . .	44
3.1 Esquema de processos de entrada e saída do LIS. . . . .	59
3.2 Distribuição das torres de fluxo disponíveis dos projetos LBA e Sulflux. . . . .	67
3.3 Variáveis forçantes que compões o experimento e a configuração do SALDAS-2. Utilizando a plataforma LIS para a composição dos campos vegetativos, de solo e demais parametrizações necessárias. . . . .	72
3.4 Índices El Nino de Oscilação Sul calculados pela NOAA durante o período de simulação dos modelos de superfície do SALDAS-2. . . . .	74
3.5 Esquema do experimento SALDAS-2 e das etapas do trabalho. . . . .	80
4.1 Média das forçantes de radiação líquida (linhas) e precipitação (Barras) utilizada por SALDAS e GLDAS para os biomas da Amazônia (a), Cerrado (b) e Pampa (c). . . . .	82
4.2 Boxplot dos fluxos energéticos para as torres da amazônia onde, os tons de verde representam as torres classificadas como tropical forest, os tons em amarelo as classificadas como grassland/pasture e, o tom em marrom representa a torre classificada como woody savanna. Em cinza é apresentado o boxplot da média das torres para a observação, os modelos do SALDAS-2 e os modelos do GLDAS. . . . .	91
4.3 Média das componentes do balanço de energia para a Rnet (a), LE (b), H (c) e G (d), para cada modelo de SALDAS e GLDAS. Onde SN refere-se ao (SALDAS-2 Noah), SC (SALDAS-2 CLSM), SI (SALDAS-2 IBIS), EN (SALDAS-2 Ensemble), GN (GLDAS Noah), GC (GLDAS CLSM). . . . .	92

4.4	Boxplot dos fluxos energéticos para as torres da amazônia onde, o tom de marron representa a torre classificada como Woody Savanna, os tons em rosa as classificadas como savana, em amarelo as torres classificadas como grassland e, o tom em azul representa a torre classificada como cropland. Em cinza é apresentado o boxplot da média das torres para a observação (O), o SALDAS (S) e GLDAS (G). . . . .	96
4.5	O mesmo que a Figura 4.3, porém para o cerrado. . . . .	98
4.6	Boxplot da radiação líquida (a), fluxo de calor latente (b), fluxo de calor sensível c) e fluxo de calor armazenado no solo(d). Simulados para as torres do pampa, onde os tons de azul representam as torres classificadas como cropland e os tons em amarelo as classificadas como grassland. Em cinza é apresentado o boxplot da média das torres para a observação (O), o SALDAS (S) e GLDAS (G). . . . .	101
4.7	O mesmo que a Figura 4.3, porém para o bioma do Pampa. . . . .	103
4.8	Intercomparação $RMSE_{nic}$ dos modelos SALDAS-2, em que os ícones verdes são as torres de fluxo localizadas no bioma Amazônico, os ícones marrons são as torres do Cerrado e, os ícones azuis são as torres do Pampa. Onde o SN SI é entre NOAH e IBIS, SN SC com NOAH e CLSM, SN EN com NOAH e Ensemble, SC SI com CLSM e IBIS, SC EN com CLSM e Ensemble e SI EN com IBIS e ENSAMBLE. . . . .	106
4.9	Intercomparação $R_{nic}$ dos modelos SALDAS-2, onde os ícones verdes são as torres de fluxo localizadas no bioma Amazônico, os ícones marrons são as torres do Cerrado e, os azuis são as torres do bioma Pampa. Onde o SN SI é entre NOAH e IBIS, SN SC com NOAH e CLSM, SN EN com NOAH e Ensemble, SC SI com CLSM e IBIS, SC EN com CLSM e Ensemble e SI EN com IBIS e ENSAMBLE. . . . .	110
4.10	Intercomparação $RMSE_{nic}$ dos modelos SALDAS-2 e GLDAS, onde os ícones verdes são as torres de fluxo localizadas no bioma Amazônico, os ícones marrons são as torres do bioma Cerrado e os ícones azuis são as torres do bioma Pampa. Onde o SN SI é entre SALDAS-2 NOAH e IBIS, SN SC com NOAH e CLSM, SN EN com NOAH e Ensemble, SC SI com CLSM e IBIS, SC EN com CLSM e Ensemble, SI EN com IBIS e ENSAMBLE, SN GN representam o SALDAS-2 NOAH e GLDAS NOAH, SN GC com SALDAS-2 NOAH e GLDAS CLSM, EN GN com Ensemble e GLDAS NOAH, EN GN com Ensemble e GLDAS CLSM, SC GN com SALDAS-2 CLSM e GLDAS NOAH e SC GC com SALDAS-2 CLSM e GLDAS CLSM. . . . .	113

4.11	Intercomparação $R_{nic}$ dos modelos SALDAS-2 e GLDAS, onde os ícones verdes são as torres de fluxo localizadas no bioma Amazônico, os ícones marrons são as torres do bioma Cerrado e os ícones azuis são as torres do bioma Pampa. Onde o SN SI é entre SALDAS-2 NOAH e IBIS, SN SC com NOAH e CLSM, SN EN com NOAH e Ensemble, SC SI com CLSM e IBIS, SC EN com CLSM e Ensemble, SI EN com IBIS e ENSAMBLE, SN GN representam o SALDAS-2 NOAH e GLDAS NOAH, SN GC com SALDAS-2 NOAH e GLDAS CLSM, EN GN com Ensemble e GLDAS NOAH, EN GN com Ensemble e GLDAS CLSM, SC GN com SALDAS CLSM e GLDAS NOAH e SC GC com SALDAS-2 CLSM e GLDAS CLSM.	115
4.12	Anomalia das componentes do balanço de energia BE para a região norte da AS em DJF, referente a $R_{net}$ durante os anos de El Nino (a), La Nina (b), LE em El Ninos (c) e em La Ninas (d), H em El Ninos (e) e em La Ninas (f) e o G para El Ninos (g) e La Ninas (h).	119
4.13	Anomalia das componentes do balanço de energia BE para a região norte do Brasil, referente a $R_{net}$ durante os anos de El Nino (a), La Nina (b), LE em El Ninos (c) e em La Ninas (d), H em El Ninos (e) e em La Ninas (f) e o G para El Ninos (g) e La Ninas (h).	122
4.14	Anomalia das componentes do balanço de energia BE para a região nordeste da AS, referente a $R_{net}$ durante os anos de El Nino (a), La Nina (b), LE em El Ninos (c) e em La Ninas (d), H em El Ninos (e) e em La Ninas (f) e o G para El Ninos (g) e La Ninas (h).	125
4.15	Anomalia das componentes do balanço de energia BE para a região Central do Brasil, referente a $R_{net}$ durante os anos de El Nino (a), La Nina (b), LE em El Ninos (c) e em La Ninas (d), H em El Ninos (e) e em La Ninas (f) e o G para El Ninos (g) e La Ninas (h).	128
4.16	Anomalia das componentes do balanço de energia BE para a região Central do Pampa, referente a $R_{net}$ durante os anos de El Nino (a), La Nina (b), LE em El Ninos (c) e em La Ninas (d), H em El Ninos (e) e em La Ninas (f) e o G para El Ninos (g) e La Ninas (h).	130
4.17	Anomalia das componentes do balanço de energia BE para a região sul da AS, referente a $R_{net}$ durante os anos de El Nino (a), La Nina (b), LE em El Ninos (c) e em La Ninas (d), H em El Ninos (e) e em La Ninas (f) e o G para El Ninos (g) e La Ninas (h).	132
4.18	Anomalia das componentes do balanço de energia BE para a região norte da AS em JJA, referente a $R_{net}$ durante os anos de El Nino (a), La Nina (b), LE em El Ninos (c) e em La Ninas (d), H em El Ninos (e) e em La Ninas (f) e o G para El Ninos (g) e La Ninas (h).	135

4.19	O mesmo que a Figura 4.19, para a região do extrema norte da AS. . . .	138
4.20	O mesmo que a Figura 4.12, para a região do extrema norte da AS. . . .	141
4.21	O mesmo que a Figura 4.12, para a região do extrema norte da AS. . . .	144
4.22	O mesmo que a Figura 4.12, para a região do extrema norte da AS. . . .	147
4.23	O mesmo que a Figura 4.12, para a região do extrema norte da AS. . . .	149
4.24	Padrões de EOF para os fluxos energéticos sobre a AS, durante os verões de El Nino. . . . .	151
4.25	Padrões de EOF para os fluxos energéticos sobre a AS, durante os verões de La Nina. . . . .	153
4.26	Padrões de EOF para os fluxos energéticos sobre a AS, durante os invernos de El Nino. . . . .	155
4.27	Padrões de EOF para os fluxos energéticos sobre a AS, durante os invernos de La Nina. . . . .	157

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Período de dados existentes para cada torre na AS . . . . .	68
4.1 Desempenho estatístico dos modelos GLDAS e SALDAS-2 para cada um dos biomas analisados. Os maiores erros são destacados em negrito. . . .	86
4.2 Estatísticas dos modelos SALDAS-2 e GLDAS para radiação líquida, fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e fluxo de calor no solo para a região da Amazônia. SN representa SALDAS-2 NOAH, SC representa SALDAS-2 CLSM, SI representa SALDAS-2 IBIS, GN representa GLDAS NOAH, GC representa GLDAS CLSM e EN representa o ensemble dos modelos SALDAS-2. RMSE e MBE foram calculados para cada variável, em $W/m^2$ . Em negrito, destacam-se os modelos com pior desempenho para cada índice estatístico. . . . .	94
4.3 Estatísticas dos modelos SALDAS-2 e GLDAS para radiação líquida, fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e fluxo de calor no solo para a região do Cerrado. SN representa SALDAS-2 NOAH, SC representa SALDAS-2 CLSM, SI representa SALDAS-2 IBIS, GN representa GLDAS NOAH, GC representa GLDAS CLSM e EN representa o ensemble dos modelos SALDAS-2. RMSE e MBE foram calculados para cada variável, em $W/m^2$ . Em negrito, destacam-se os modelos com pior desempenho para cada índice estatístico. . . . .	99
4.4 Estatísticas dos modelos SALDAS-2 e GLDAS para radiação líquida, fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e fluxo de calor no solo para a região do Pampa. SN representa SALDAS-2 NOAH, SC representa SALDAS-2 CLSM, SI representa SALDAS-2 IBIS, GN representa GLDAS NOAH, GC representa GLDAS CLSM e EN representa o ensemble dos modelos SALDAS-2. RMSE e MBE foram calculados para cada variável, em $W/m^2$ . Em negrito, destacam-se os modelos com melhor desempenho para cada índice estatístico. . . . .	104



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> . . . . .	<b>1</b>
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> . . . . .	<b>15</b>
2.1 Importância da radiação solar na estimativa dos fluxos de energia . . . . .	15
2.1.1 Bandas de absorção do espectro eletromagnético . . . . .	18
2.1.2 Radiação de ondas curtas e longas . . . . .	21
2.2 Balanço de Energia (BE) . . . . .	25
2.2.1 Uso de modelagem de superfície durante fenômenos de El Nino e La Nina . . . . .	32
2.2.2 Estimativas do BE por sensoriamento remoto . . . . .	34
2.2.3 O papel da modelagem de superfície na estimativa das variáveis do Balanço de Energia . . . . .	40
2.3 Estudo da evapotranspiração . . . . .	44
2.4 Bioma amazônico . . . . .	49
2.5 Bioma do cerrado . . . . .	52
2.6 Bioma do pampa . . . . .	54
<b>3 DADOS E METODOLOGIA</b> . . . . .	<b>57</b>
3.1 Descrição do <i>Land Information System</i> - LIS . . . . .	58
3.2 Modelagem de superfície . . . . .	60
3.2.1 Descrição do modelo de superfície Noah-MP . . . . .	60
3.2.2 Descrição do modelo de superfície CLSM . . . . .	62
3.2.3 Descrição do modelo de superfície IBIS . . . . .	63
3.3 <i>Global Data Assimilation System</i> - GDAS . . . . .	64
3.4 Estimativa de precipitação (MERGE) . . . . .	64
3.5 Radiação de ondas curtas do CERES . . . . .	65
3.6 Torres de fluxo . . . . .	66
3.7 <i>Global Land Data Assimilation System</i> - GLDAS . . . . .	69
3.8 South America Land Data Assimilation System - SALDAS . . . . .	70
3.9 Metodologia de aprimoramento do SALDAS-2 . . . . .	72
3.9.1 Validação das simulações do experimento . . . . .	73
3.10 Regiões de estudo . . . . .	74
3.10.1 Regiões de estudo . . . . .	75

3.11 Métricas . . . . .	75
3.11.1 Indicador de Performance RMSE e R normalizado . . . . .	77
3.11.2 Análise de componentes principais ACP . . . . .	78
3.12 Composição das etapas de trabalho . . . . .	79
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÕES . . . . .</b>	<b>81</b>
4.1 Análise das forçantes regionais . . . . .	81
4.2 Comparação pontual entre SALDAS E GLDAS . . . . .	89
4.2.1 Desempenho dos modelos no bioma da Amazônia . . . . .	89
4.2.2 Desempenho dos modelos no bioma do Cerrado . . . . .	94
4.2.3 Desempenho dos modelos no bioma do Pampa . . . . .	100
4.2.4 Comparação pontual entre os modelos do SALDAS-2 . . . . .	105
4.2.5 Comparação entre os modelos do SALDAS-2 e GLDAS . . . . .	110
4.3 Padrões do balanço de energia na AS simulado pelo Noah-MP . . . . .	115
4.3.1 Análise espacial das componentes do balanço de energia para o verão (DJF) . . . . .	116
4.3.2 Análise espacial das componentes do balanço de energia para o Inverno (JJA) . . . . .	132
4.3.3 EOF do balanço de energia durante os verões de El Nino . . . . .	149
4.3.4 EOF do balanço de energia durante os verões de La Nina . . . . .	151
4.3.5 EOF do balanço de energia durante os invernos de El Nino . . . . .	153
4.3.6 EOF do balanço de energia durante os invernos de La Nina . . . . .	156
<b>5 CONCLUSÃO . . . . .</b>	<b>159</b>
5.1 Conclusões das simulações pontuais dos modelos de SALDAS-2 sobre os biomas estudados . . . . .	159
5.2 Observação das incertezas dos modelos . . . . .	160
5.3 Conclusões das simulações espaciais do modelo Noah-MP do SALDAS-2 sobre a AS . . . . .	162
<b>ANEXO A . . . . .</b>	<b>163</b>
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .</b>	<b>165</b>

# 1 INTRODUÇÃO

A superfície terrestre é responsável por interações extremamente importantes com a atmosfera, que se manifestam na forma de trocas de água, energia e carbono. Por meio desses fluxos de calor sensível, latente e no solo, é possível entender como os diversos elementos físicos e geoquímicos se movimentam e se relacionam entre si.

Em busca de aprimorar o conhecimento sobre essas trocas, foi criado o projeto Global Energy and Water cycle Exchanges (GEWEX), que tem como objetivo desenvolver métodos de previsão de tempo e clima a partir do estudo da interação entre superfície terrestre e atmosfera. Além disso, o GEWEX também visa aprimorar as condições de vida da população mundial, oferecendo informações precisas que podem contribuir para o desenvolvimento de soluções para os desafios climáticos globais (STUBENRAUCH et al., 2013; HUANG et al., 2020; LI et al., 2021).

Além dos fluxos de energia, outros fatores atuam no clima, principalmente na variabilidade climática. O aquecimento global, por exemplo, é um importante fator responsável pelos extremos climáticos como enchentes, secas e ondas de calor, e impacta diretamente na produção de alimentos no Globo (HE et al., 2020). A circulação atmosférica também tem um papel fundamental na determinação da temperatura, umidade e pressão atmosférica em diferentes regiões do globo. Ela é responsável por movimentar as massas de ar, o que contribui para a formação de sistemas meteorológicos como frentes frias e ciclones. As correntes oceânicas também desempenham um papel importante na determinação do clima, pois elas transportam calor e umidade ao redor do planeta. Isso contribui para a formação de variados regimes climáticos, desde o deserto até as florestas tropicais. Portanto, os fluxos de energia, os efeitos do aquecimento global, a circulação atmosférica e as correntes oceânicas são importantes fatores que influenciam na formação e variação climática (SULCA et al., 2018; PENALBA; RIVERA, 2016; CAVALCANTI et al., 2009; RIBEIRO et al., 2016).

De acordo com o estudo de (TRENBERTH et al., 2009), o fluxo de energia entre a superfície terrestre e a atmosfera é responsável por cerca de 80% do aquecimento da atmosfera. O fluxo de energia também é responsável por muitos dos processos de convecção, como a formação de nuvens e a formação de tempestades. Ainda, o fluxo de energia também é responsável por muitos dos processos de resfriamento da atmosfera, como a evaporação e a condensação e outros.

Diante do acima exposto, os fluxos de energia desempenham um papel fundamental na meteorologia como um todo, pois eles são responsáveis por muitos dos processos

de aquecimento e resfriamento da atmosfera, bem como por muitos dos processos de convecção, como a formação de nuvens, o transporte de calor e a formação de tempestades, e produtividade agropecuária. Esses fluxos energéticos mantêm um equilíbrio de temperatura na atmosfera, o que é essencial para o desenvolvimento de condições meteorológicas favoráveis. Por fim, os fluxos de energia tornam-se fundamentais para a compreensão dos processos meteorológicos e para a previsão do tempo como conhecemos hoje (RAI; SAHA, 2018; MEYER et al., 2020).

Outro importante aspecto a ser considerado é a mudança na composição química da atmosfera devido às emissões de poluentes da atividade humana e também as variações de fenômenos de El Niño e La Niña que desempenham um papel importantíssimo na distribuição dos fluxos energéticos na AS (MORGENSTERN et al., 2004). Estas alterações químicas da atmosfera têm um impacto direto nos fluxos radiativos na superfície terrestre, bem como na sua distribuição espacial e temporal. Estudos têm demonstrado que a alteração na composição química da atmosfera pode ter um grande impacto na estimativa dos fluxos radiativos. Por exemplo, a conversão de florestas para pastagens ou agricultura pode alterar a biomassa dos solos, reduzindo a capacidade do solo de armazenar carbono e, como resultado, liberar CO<sub>2</sub> para a atmosfera. Esta liberação de dióxido de carbono pode contribuir para o aumento das concentrações de gases de efeito estufa, aumentando a temperatura global. Além disso, a conversão de florestas para pastagens ou agricultura pode resultar em uma redução significativa na quantidade de radiação solar refletida para a atmosfera, o que pode levar a um aumento na temperatura da superfície terrestre. Também pode reduzir a quantidade de água evapotranspirada para a atmosfera, o que pode gerar menos nuvens, menos precipitação e menor cobertura de neve (LIU et al., 2018; WINCKLER et al., 2019).

Como efeito em cadeia, mudanças na cobertura vegetal provocam alterações na absorção de nutrientes do solo, influenciando a quantidade de água e nutrientes disponíveis para as plantas. Isso, por sua vez, influencia diretamente a quantidade de radiação solar absorvida pelo solo, alterando a evaporação/evapotranspiração e o regime de precipitação. Além disso, as mudanças na cobertura vegetal afetam a capacidade do solo em armazenar água, bem como a sua permeabilidade, afetando assim a infiltração e conseqüentemente o escoamento superficial. Por fim, essas mudanças têm um impacto significativo sobre a qualidade da água, pois o solo é o principal meio de filtragem das águas pluviais. (HUBER; KNUTTI, 2012).

As alterações climáticas podem impactar significativamente as condições meteo-

rológicas que influenciam diretamente os regimes de precipitação (TABARI, 2020). Quando a precipitação atinge a superfície terrestre, afeta diversos ecossistemas, naturais e humanos. Esse impacto ocorre devido à interação entre a água da chuva e o solo, resultando em vários processos físicos. O escoamento superficial, que ocorre quando a água atinge o solo, pode causar inundações e erosão em áreas urbanas e rurais. A infiltração, a água que penetra no solo, abastece rios e aquíferos. O escoamento sub-superficial, que ocorre internamente no solo, é essencial para a nutrição de plantas, vegetação e áreas agrícolas. Por fim, o fluxo gravitacional, a água que atinge o lençol freático, contribui significativamente para o abastecimento de água em nossas cidades (SANTANELLO JUNIOR et al., 2018; GETIRANA et al., 2017).

A precipitação desempenha um papel fundamental nos sistemas terrestres, influenciando a distribuição de água na superfície e suas características físicas e químicas. A taxa de infiltração do solo, que determina a quantidade de água disponível para evaporação e evapotranspiração, é afetada pela densidade, textura e estrutura do solo, bem como pelas condições climáticas e temperatura. Solos densos têm menor taxa de infiltração do que solos arenosos e profundos, enquanto solos mais frios retêm mais água do que os mais quentes (PAHLAVAN-RAD et al., 2020). A relação entre a vegetação e a infiltração de água no solo é crucial para a manutenção e equilíbrio dos ecossistemas.

A fração da precipitação retida pela vegetação varia amplamente, de 65% no período seco a 1% no período úmido nos trópicos. Essa flutuação decorre das condições climáticas variáveis que afetam o crescimento das plantas e a disponibilidade de água. Durante a estação seca, quando a água é escassa, as plantas retêm mais água, enquanto na estação úmida, com maior disponibilidade hídrica, a retenção é menor. Essa variação tem um impacto significativo nos balanços de energia e água da região, pois a água armazenada pelas plantas desempenha um papel crucial na regulação da temperatura e no ciclo hidrológico (AMORIM et al., 2020; COSTA et al., 2023).

Além das variações sazonais, alguns estudos sobre efeito das mudanças no uso do solo demonstram que a troca de floresta para pastagem ou cultivo extensivo de soja impacta diretamente a ET, assim como também tem um efeito indireto nos regimes de precipitação. Estes efeitos são especialmente notórios na região Amazônica, onde a floresta é substituída por pastagem em grande escala. Esta substituição traz uma série de alterações no clima, como modificações na temperatura, evapotranspiração e precipitação, efeitos esses que podem ter graves consequências para a biodiversidade local. (CAI et al., 2020).

Alguns estudos sugerem que a diminuição dos valores de precipitação no leste da Amazônia em consequência destas mudanças podem passar de 500 mm/ano. Este caso mostra que as alterações no uso do solo têm um impacto significativo nos processos climáticos. As projeções futuras mostram que a mudança de florestas para pastagens ou para soja causa uma queda na precipitação de 16% e 26%, respectivamente (MARENGO et al., 2022). Além disso, o balanço radiativo na superfície é diretamente afetado pelas mudanças no uso do solo, o que tem um papel significativo na camada limite planetária. Essas modificações na superfície também contribuem para aumentar a temperatura local, pois reduzem a quantidade de água evapotranspirada pelas plantas. Isso aumenta a temperatura da atmosfera na região, pois a água tem um alto poder de absorção de calor (OLIVEIRA et al., 2020). Isso significa que a alteração no uso do solo tem influência direta nos processos climáticos locais, devido ao aumento da temperatura e redução da disponibilidade de água. Portanto, é necessário considerar esses fatores ao planejar o uso do solo, para garantir o desenvolvimento sustentável e a preservação dos ecossistemas (BETTS; VITERBO, 2005; MACHADO et al., 2014).

Por meio dos fluxos de energia, a radiação determina a termodinâmica da superfície, assim como, os processos de turbulência na baixa troposfera. Mudanças do uso do solo impactam estes fluxos uma vez que as características da superfície que regulam as componentes do balanço de energia são alterados, tais quais albedo, rugosidade, área foliar, vento, evapotranspiração e precipitação. Como esperado, Achugbu et al. (2021) mostram que a mudança da cobertura do solo em áreas reflorestadas levou a alteração do albedo superficial e ao aumento da evapotranspiração. Em um cenário contrário, observa-se que a redução na área de floresta contribui para um aumento significativo da temperatura (OLIVEIRA et al., 2021).

Os fluxos de calor controlam a entrada de energia do solo para atmosfera e atuam na formação de nebulosidade e fenômenos adversos de tempo severo. Essas trocas são a chave para explicar a convecção e a variabilidade de nuvens em regiões cuja a previsibilidade do tempo e clima ainda precisam ser mais estudados (LONG et al., 2021). Desta forma, a modelagem numérica é uma ferramenta crucial para o entendimento das mudanças do solo, pois ela permite a compreensão das interações entre coberturas vegetais e uso do solo, e ainda a representação dos processos meteorológicos que ocorrem na região. Essa modelagem é ainda mais importante para a compreensão dos fluxos radiativos e de água da superfície, pois ela fornece informações precisas sobre as condições de energia, umidade e temperatura das áreas afetadas pela mudança da cobertura do solo (MAUDER et al., 2020). A modelagem

numérica também permite a predição das mudanças climáticas e a estimativa da variabilidade dos fluxos radiativos e de água em diferentes localidades. Desta forma, o conhecimento da dinâmica de superfície garante a previsão dos efeitos das mudanças do solo na meteorologia regional, o que contribui para a tomada de decisões adequadas em relação às políticas.

Simular as interações da radiação e precipitação com a superfície é uma tarefa extremamente complexa, pois envolve uma série de fatores que interagem entre si. Uma das principais questões é a quantidade de umidade e energia transferida entre as camadas abaixo da superfície. Em adição, fatores como a dinâmica da vegetação, a hidrologia, os fatores biogeoquímicos, biogeográficos e biofísicos também devem ser levados em consideração. Para obter componentes da radiação e ET, métodos de estimativa dos fluxos de energia baseados em dados de sensoriamento remoto devem ser aplicados. Assim, aproximações adequadas para os modelos de transferência de energia e água no solo, plantas e atmosfera são necessárias para obter resultados mais precisos (YANG et al., 2022).

Os modelos de tempo e clima focados em superfície têm sido utilizados para estudar profundamente as interações entre radiação e precipitação em áreas com baixa densidade de observações. Estes modelos, ao incorporar vários parâmetros, podem aumentar sua sensibilidade, permitindo que os pesquisadores identifiquem áreas com vulnerabilidade climática e antevejam possíveis impactos futuros. Os modelos de superfície permitem que as mudanças climáticas sejam mapeadas de forma precisa e que, ao integrados com modelos globais, sejam feitas simulações de tempo e clima, identificando diversos padrões e tornando-os melhor compreendidos. Assim, os modelos de tempo e clima focados em superfície contribuem para uma melhor compreensão das interações entre radiação e precipitação na superfície terrestre, fornecendo informações úteis para prever os padrões climáticos e modelar as mudanças climáticas em diferentes regiões (NIU et al., 2011; KUMAR et al., 2019).

A radiação e a precipitação são forçantes essenciais para os modelos de superfície, pois desempenham um papel importante no balanço de energia, água e carbono. A radiação solar é responsável por aquecer o planeta e a atmosfera e influenciar o ciclo da água. E como vimos, a precipitação tem um papel fundamental nos ciclos hidrológicos, pois é responsável por transportar água do solo para a atmosfera. Portanto, é evidente que a radiação e a precipitação desempenham um papel importante na estabilidade do clima, sendo forçantes chave nos modelos de superfície (XIA et al., 2019).

Dado o caráter limitado das observações disponíveis em diferentes regiões, a assimilação de dados tem se mostrado extremamente útil para a inicialização dos modelos climáticos. A assimilação de dados consiste na integração de dados observacionais de diferentes fontes e, assim, ajuda a reduzir o erro de estado inicial dos modelos climáticos. A assimilação de dados também pode ser usada para aumentar a precisão das previsões, de forma que isso é possível devido à capacidade dos modelos de absorver as informações contidas nos dados observacionais e aplicá-las aos cálculos de simulação. Sendo, em alguns casos, indispensável para obter modelos climáticos inicializados com maior precisão e menor incerteza (TANGDAMRONGSUB et al., 2020).

Visando a falta de dados observacionais, o Land Data Assimilation System (LDAS) foi desenvolvido com o intuito de aprimorar o desempenho dos modelos de superfície ao disponibilizar dados sobre fluxos de energia, de água, e variáveis da superfície. Sendo ele, capaz de fornecer informações sobre temperatura, umidade do solo, neve, conteúdo de água na canopla e conteúdo de água no solo, de modo a aumentar a precisão e a abrangência das simulações geradas pelos modelos. Assim, o sistema tem sido essencial para o desenvolvimento de modelos climáticos mais precisos e mais abrangentes (XIA et al., 2019; KUMAR et al., 2014).

Os sistemas regionais de assimilação de dados (LDAS) foram desenvolvidos para melhor se adequar às características climáticas e ambientais de localidades específicas. O North American LDAS (NLDAS), por exemplo, foi projetado para atender às necessidades climáticas e ambientais das regiões da América do Norte. O European LDAS foi criado para modelar as condições climáticas e ambientais da Europa. O Canadian LDAS foi desenvolvido para atender às necessidades climáticas e ambientais do Canadá. O China LDAS foi projetado para modelar as condições climáticas e ambientais da China. E o Global LDAS foi projetado para oferecer uma visão holística das condições climáticas e ambientais em todo o mundo. Esses sistemas regionais de assimilação de dados ajudam a monitorar e prever as condições climáticas e ambientais locais de forma eficaz. Ademais, eles oferecem informações precisas e detalhadas sobre os processos climáticos e ambientais regionais, que podem ser usadas para responder às necessidades de informações dos usuários (CARRERA et al., 2019; SEILER et al., 2021; ESTES JUNIOR et al., 2022).

Diante do acima exposto, o South American LDAS (SALDAS) foi criado para a América do Sul (SA) como um sistema regional para melhor compreensão dos processos atmosféricos na superfície. O SALDAS fornece dados observacionais para precipitação, temperatura, radiação e umidade do solo em uma escala regional, per-

mitindo que os cientistas compreendam melhor como esses processos atmosféricos afetam o clima da região. Esses dados observacionais são extremamente úteis para a modelagem climática e a previsão do tempo, pois fornecem informações sobre as condições atmosféricas e da superfície da região. Além disso, eles também são úteis para estudar os efeitos da mudança climática na região e para o desenvolvimento de estratégias de adaptação. A obtenção de dados observacionais em escala regional, portanto, torna o SALDAS uma ferramenta essencial para entender e prever o clima e o tempo na AS (GONCALVES et al., 2006).

Na AS, assim como na maioria dos países em desenvolvimento, as variáveis de fluxos utilizadas para o balanço de energia são limitadas devido à falta de infraestrutura e tecnologia adequadas para monitorar os fluxos de energia. Isso torna impossível obter informações precisas e de alta qualidade para avaliar a demanda e oferta de energia. Da mesma forma, a falta de dados ou qualidade insuficiente dos dados coletados dificulta a tomada de decisões acertadas. Fazendo com que na América do Sul e em outros países em desenvolvimento ainda existam muitos desafios na obtenção de informações precisas para avaliar a variação espacial dos fluxos energéticos.

A vista disso, fazer uso de modelos matemáticos para estimar as variáveis climáticas é essencial para avanços no campo da climatologia. Os modelos de superfície precisam de forçantes ambientais durante suas rodadas para melhor desenvolverem suas parametrizações e, estas variáveis denominadas de forçantes, incluem precipitação, radiação de onda curta descendente, radiação de onda longa descendente, temperatura a 2m, vento a 10m, umidade a 2m e pressão. A utilização destas variáveis é importante para um melhor entendimento do comportamento dos sistemas atmosféricos e para melhorar as previsões de mudanças climáticas. Visto que os modelos de superfície são ferramentas úteis para a previsão de eventos meteorológicos extremos, como furacões, ondas de calor e tempestades de neve. (MAUDER et al., 2020).

Deste modo, as parametrizações de superfície são fundamentais para a compreensão dos processos naturais e para a interpretação dos resultados dos modelos de tempo e clima. Estas aproximações permitem que sejam obtidos dados sobre a resistência dos estômatos, fluxos de radiação, profundidade da neve, evaporação, evapotranspiração, balanço hídrico, carbônico, entre outros. Além disso, estas parametrizações são igualmente importantes para o estudo dos efeitos de stress na vegetação, permitindo a previsão de áreas de seca, alagamento, deslizamentos, entre outros. (LI et al., 2022).

Atualmente, o sensoriamento remoto tem se tornado uma ferramenta cada vez mais

importante para o monitoramento e previsão meteorológica. Por meio dele, informações sobre a precipitação, a radiação solar e outros parâmetros meteorológicos podem ser obtidas de forma mais precisa, rápida e segura. Isso se deve ao uso de tecnologias como imagens de satélite, radar e outros sensores, que permitem a obtenção de dados em tempo real ou quase real. Estes dados também permitem o acompanhamento de tendências climáticas, como a variação da temperatura, fluxos de radiação, precipitação, evapotranspiração, entre outros. Dessa forma, é possível realizar ações de adaptação às mudanças climáticas, gerenciar os recursos hídricos de forma mais eficiente e prevenir desastres naturais (JIAO et al., 2021). Os dados de sensoriamento remoto, quando bem calibrados, podem ser utilizados como forçantes dos modelos de superfície, e com isso aprimorar as estimativas dos fluxos energéticos

O Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), Global Precipitation Measurement (GPM), CPC Morphing Technique (CMORPH), Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks (PERSIANN) e estimativas de radiação por meio do MODIS 16 são exemplos de projetos e tecnologias que proporcionam a estimativa precisa da precipitação global. O GPCC, por exemplo, emprega dados de observação de chuva de mais de 10.000 estações meteorológicas para fornecer estimativas de precipitação a nível global. O TRMM, por sua vez, usa dados de satélite para fornecer estimativas de precipitação global de alta precisão. O GPM, por sua vez, fornece dados de precipitação global usando um conjunto de satélites equipados com sensores. O CMORPH usa dados de satélite para fazer estimativas de precipitação em tempo quase real. O PERSIANN usa imagens de satélite para estimar a quantidade de precipitação. Por último, o MODIS 16 usa imagens de satélite para estimar a radiação solar incidente na superfície da Terra (RAJAGOPAL et al., 2021; KIDD et al., 2020; KUMMEROW et al., 1998; SCHNEIDER et al., 2008).

Além dos produtos MERGE e CERES, existem outras estimativas locais das variáveis de precipitação e radiação disponíveis para a região da AS. Esses produtos são importantes para fornecer informações detalhadas sobre a distribuição de chuvas e a intensidade da radiação solar, que são cruciais para entender os processos que ocorrem na região. Com esses dados, é possível desenvolver modelos mais precisos para prever o comportamento do clima e dos recursos hídricos na região, o que é essencial para a tomada de decisões sobre a gestão dos recursos hídricos. Além disso, esses produtos são fundamentais para avaliar os efeitos das mudanças climáticas na região (PORFIRIO et al., 2020; ROZANTE et al., 2010).

O uso de forçantes regionais em modelos numéricos de superfície pode ser uma importante ferramenta para melhorar nossa compreensão dos processos atmosféricos. Tais variáveis, quando aplicadas a modelos de superfície, fornecem informações detalhadas sobre os processos que ocorrem entre a superfície e a atmosfera, como os mecanismos de transferência de calor, os balanços de energia e as circulações locais. Estes modelos, quando acoplados em modelos atmosféricos, também nos ajudam a compreender os mecanismos de formação de nuvens, os processos de evaporação e de condensação, e a influência das condições meteorológicas na atmosfera (CHERCHI et al., 2019). Os modelos de superfície permitem avaliar a influência das mudanças climáticas na atmosfera e nas condições meteorológicas, bem como avaliar o impacto das mudanças na biomassa, na temperatura do solo e nas condições de umidade. Espera-se que o uso destes modelos possa melhorar nossa compreensão dos processos atmosféricos e, portanto, nos permitem tomar medidas eficazes para lidar com as mudanças climáticas e tomar ações a respeito das anomalias de temperatura. A análise desses dados, aliada às técnicas de simulação, pode gerar resultados relevantes para a região, como a previsão de eventos climáticos extremos, ou o acompanhamento de mudanças climáticas, que afetam diretamente a agricultura e a saúde da população (JONG et al., 2019).

Em modelagem, usar dados observacionais, seja de estações em situ, quanto de sensoriamento remoto, também é fundamental para assegurar a precisão das estimativas dos fluxos radiativos e a confiabilidade das simulações. Os dados de campo fornecem dados reais sobre a superfície terrestre e seu comportamento, permitindo que os modelos sejam calibrados para se ajustarem à realidade do terreno. Esta informação é importante para validar o modelo em relação às condições reais da superfície, reduzindo os erros de simulação e aumentando a precisão das estimativas. Assim, a verificação de dados observacionais é crucial para garantir a acurácia dos resultados e melhorar a eficácia dos modelos de superfície para a predição dos fluxos radiativos (JIAO; MU, 2022).

O uso de torres de eddy covariance para validar modelos de superfície tornou-se cada vez mais importante nas ciências atmosféricas. As torres medem fluxos turbulentos de energia e massa, como vapor de água e dióxido de carbono, entre a superfície e a atmosfera. Essas medições fornecem uma estimativa direta da troca superfície-atmosfera, que pode ser usada para validar modelos de superfície e melhorar a precisão de suas previsões (MOREIRA et al., 2019).

Estudos recentes mostram que as torres de eddy covariance podem ser usadas para

validar modelos de superfície de várias maneiras. Por exemplo, [Rahman et al. \(2019\)](#) descobriram que estas medidas observacionais podem ser usadas para detectar discrepâncias entre as estimativas modeladas da troca superfície-atmosfera e os fluxos reais medidos na torre. Os autores destacam também que as torres de covariância podem ser usadas para avaliar a precisão dos modelos de superfície e melhorar a parametrização do modelo.

No futuro, espera-se que as torres de eddy covariance desempenhem um papel ainda mais importante na validação de modelos de superfície. Por exemplo, estão sendo desenvolvidas torres avançadas de covariância de redemoinhos que são capazes de fazer medições de alta resolução em uma gama maior de escalas espaciais e temporais ([CHU et al., 2021](#)). Isso permitirá aos pesquisadores diagnosticar melhor a precisão dos modelos de superfície e desenvolver modelos mais precisos de troca de superfície-atmosfera. A ciência está cada vez mais utilizando as torres de eddy covariance para entender melhor os processos físicos que controlam a troca superfície-atmosfera.

Dada a grande importância para o cenário de medições, torres de Eddy covariance estão se tornando cada vez mais utilizadas na validação de modelos de superfície. Essas torres são capazes de fazer medições de alta resolução da troca superfície-atmosfera, que podem ser usadas para detectar discrepâncias entre estimativas modeladas e fluxos reais. Também são utilizadas para avaliar a precisão dos modelos de superfície e melhorar a parametrização destes. Espera-se, no futuro, que as torres de Eddy covariance desempenhem um papel ainda mais importante na validação de modelos de superfície, pois estão sendo desenvolvidas torres avançadas capazes de fazer medições de alta resolução em uma gama maior de escalas espaciais e temporais ([RAHMAN et al., 2019](#)).

Ao utilizar os modelos de superfície, validado pelas medições de torres de fluxo, é possível obter informações mais detalhadas sobre a variabilidade e as mudanças climáticas, ajudando na previsão de tempo mais precisa.

Além das variáveis de input para auxiliar nas rodadas dos modelos, e as torres de fluxo para a sua calibração e validação, a heterogeneidade da superfície desempenha um papel crucial na alocação de energia e água. Os dados de superfície, como temperatura, pressão, umidade, velocidade do vento, precipitação, radiação e outros fatores meteorológicos, são usados para entender a distribuição de energia e água na atmosfera e nos oceanos. Com isso, o estudo da heterogeneidade da superfície nos modelos de superfície pode ajudar a prever de forma mais precisa os padrões de circulação, temperatura e precipitação em todo o planeta ([ABDI et al., 2023](#)). Os

estudos de heterogeneidade da superfície também pode nos ajudar a compreender melhor os processos de transferência de energia e água entre a atmosfera e a superfície. A compreensão desses processos nos ajudará a melhorar nossas previsões meteorológicas e climáticas no futuro.

Existem diversos padrões que afetam os fluxos radiativos na AS, e a falta de dados observacionais não nos permite entender profundamente as suas evoluções e variações ao longo dos últimos anos. Os modelos de superfície podem auxiliar os pesquisadores no entendimento de como alguns padrões climáticos impactam a distribuição espacial dos fluxos de calor latente (LE), Fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G).

Dois destes fenômenos são os eventos de El Niño e La Niña, que ao longo dos anos impactam diretamente a distribuição de chuvas na AS. Entender a distribuição espacial do balanço de energia durante estes fenômenos, pode ser também abrir a porta para mais estudos relacionados ao impacto destes na produção agropecuária e industrial e mudança de uso do solo na região.

O fenômeno El Niño é um evento climático caracterizado pelo aquecimento anômalo das águas do Oceano Pacífico Equatorial, que pode afetar significativamente o clima em várias partes do mundo. Na América do Sul, o El Niño pode causar impactos significativos, como chuvas intensas, enchentes, deslizamentos de terra, secas e incêndios florestais.

De acordo com o relatório especial do IPCC (Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas) sobre o Oceano e a Criosfera em um Clima em Mudança, publicado em 2019, o El Niño é uma das principais fontes de variabilidade climática na América do Sul, especialmente na região tropical. O relatório destaca que o El Niño pode aumentar significativamente as chuvas na região, especialmente no nordeste do Brasil, no norte da Argentina e no sul do Peru (NADA, 2019).

Cai et al. (2020) destacam que o El Niño é uma das principais fontes de variabilidade climática na AS, especialmente na região tropical. A análise dos dados mostra que o evento pode aumentar significativamente as chuvas na região, principalmente no nordeste do Brasil, no norte da Argentina e no sul do Peru, e também pode afetar a agricultura em vários países da região. Os autores mostram que a intensidade e a frequência dos eventos de El Niño podem aumentar no futuro devido às mudanças climáticas.

NÓIA JÚNIOR e Sentelhas (2019) mostraram que o El Nino pode afetar a produtividade das culturas e que a escolha da época de plantio pode ser um fator importante para minimizar os impactos negativos. Os autores destacam a importância de se entender os efeitos do fenômeno no sistema agrícola brasileiro e de se buscar estratégias adaptativas para minimizar os riscos climáticos e melhorar a resiliência do setor agrícola frente às mudanças climáticas.

Além do El Nino, os anos de La Nina, afetam a temperatura da superfície do oceano e, conseqüentemente, o regime de chuvas em várias partes do mundo. Entender o balanço de energia durante este fenômeno também pode auxiliar os cientistas a encontrar soluções para diversas crises enfrentadas anualmente, visto que este fenômeno também impacta diretamente a precipitação na AS.

Segundo Lopes et al. (2022), ao utilizar dados de observação e modelos numéricos, é possível identificar que eventos La Nina prolongados podem levar a uma redução significativa na precipitação em várias regiões do continente, especialmente nas regiões do sul e sudeste do Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina. Diante do acima exposto, utilizar a modelagem de superfície, com dados cada vez mais próximos da realidade, pode auxiliar cada vez mais os cientistas a compreender como os padrões climáticos impactam os balanços de energia, água e carbono na AS e no Globo.

Neste contexto, destacam-se algumas questões científicas a serem abordadas, tais como: Como as variações na radiação solar e na precipitação afetam o balanço de energia na superfície terrestre em diferentes biomas da América do Sul? Como os modelos climáticos inicializados com dados de radiação e de precipitação observacionais podem contribuir para a compreensão das diferenças regionais nos fluxos energéticos? Além disso, quais são os impactos das forças de radiação e precipitação sobre os fluxos energéticos em diferentes ambientes e quais são as melhores práticas para a prevenção de diferentes impactos climáticos? Estas são algumas questões importantes que devem ser consideradas para obter uma compreensão mais profunda e completa dos efeitos das forças climáticas sobre o meio ambiente.

Diante do acima exposto, este trabalho têm como a hipótese de que *as forçantes regionais de radiação e precipitação impactarão diretamente nas diferenças associadas a modelagem dos fluxos de energia e, por sua vez, na previsibilidade espaço-temporal de modelos atmosféricos regionais*. A partir disto, o objetivo geral desta pesquisa é *descrever o papel das forçantes de radiação e precipitação no balanço de energia para diferentes biomas na AS por meio da modelagem de superfície terrestre e, conseqüente impacto no acoplamento entre a superfície continental e a atmosfera*. Os

objetivos específicos são listados abaixo.

- Estimar e avaliar os padrões médios simulados, das componentes do balanço de energia para diferentes biomas na AS, comparando com observações *in situ*.
- Quantificar a incerteza induzida pelas forçantes no balanço de energia nos biomas da Amazônia, cerrado e pampa.
- Identificar os padrões das estimativas do balanço de energia para os fenômenos positivos e negativos de ENOS.



## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo serão apresentados os principais fundamentos teóricos que dão embasamento para o presente trabalho. Dentre os temas abordados está a radiação solar (Seção 2.1), o papel das componentes do balanço de energia na superfície estimadas tanto por técnicas de sensoriamento remoto quanto por modelagem numérica (Seção 2.2) e a relevância da vegetação nos processos de evapotranspiração (Seção 2.3), bem como o impacto dos fenômenos de ENSO na precipitação e radiação da AS. Devido a presença das torres de fluxo sobre o bioma da Amazônia, Cerrado e Pampa, os Capítulos 2.4, 2.5 e 2.6 abordam as características meteorológicas e ambientais de cada um dos biomas.

### 2.1 Importância da radiação solar na estimativa dos fluxos de energia

A radiação solar é caracterizada pelo espectro eletromagnético (EM) cujo o intervalo abrange frequências de ondas curtas a longas ( $10^{-5}$  e  $10^9$  respectivamente). O espectro eletromagnético é uma ferramenta essencial para os meteorologistas para entender melhor a dinâmica da atmosfera e seus processos. O espectro é constituído por uma gama de comprimentos de onda de radiação eletromagnética, desde raios gama até ondas de rádio. Estas ondas possuem propriedades únicas e podem ser usadas para investigar diversos fenômenos atmosféricos. Por exemplo, as ondas de rádio são usadas para monitorar eventos meteorológicos, como tempestades, e ondas de luz ultravioleta podem ser usadas para detectar poluentes atmosféricos. Esta flexibilidade faz do espectro eletromagnético uma ferramenta incrivelmente útil para os meteorologistas e outros cientistas que estudam a atmosfera (STULL, 2012).

Além da luz visível, infravermelha e ultravioleta, muitas outras formas de radiação são usadas para investigar a atmosfera. Por exemplo, raios-X são usados para detectar partículas de poeira, gases e outros poluentes na atmosfera. Os raios gama são usados para estudar a composição química da atmosfera, e ondas de rádio são usadas para medir as propriedades dinâmicas da atmosfera, como a pressão e a temperatura. O radar é usado para rastrear a localização e o movimento das nuvens e outros sistemas atmosféricos. A luz visível, infravermelha e ultravioleta também são usadas para monitorar os poluentes atmosféricos, como dióxido de carbono, monóxido de carbono, dióxido de enxofre e nitrogênio. As ondas de rádio e micro-ondas são frequentemente usadas para medir os parâmetros atmosféricos. Por meio das ondas de rádio, é possível determinar a velocidade e a direção dos ventos, enquanto as micro-ondas são usadas para medir a quantidade de vapor de água na atmosfera. Essas ondas também são usadas como um meio de monitoramento da temperatura,

pressão e umidade da atmosfera. Além disso, a velocidade dos ventos é fundamental para a previsão do tempo e para a previsão de tempestades. Por essas razões, elas são essenciais para o monitoramento meteorológico e a previsão do tempo (LIOU, 2002).

O espectro eletromagnético é usado para estudar a composição da atmosfera, proporcionando informações sobre os gases presentes e sua concentração. Por meio da análise dos comprimentos de onda de radiação, é possível detectar gases como dióxido de carbono, ozônio e vapor d'água. Estas informações são fundamentais para a compreensão dos mecanismos de mudança climática e para a implementação de medidas eficazes para mitigar seus efeitos. Além disso, o estudo da atmosfera permite o direcionamento de políticas públicas e estratégias de planejamento para o desenvolvimento sustentável (SANTOS et al., 2019b; GARCIA; KASTEN, 2020).

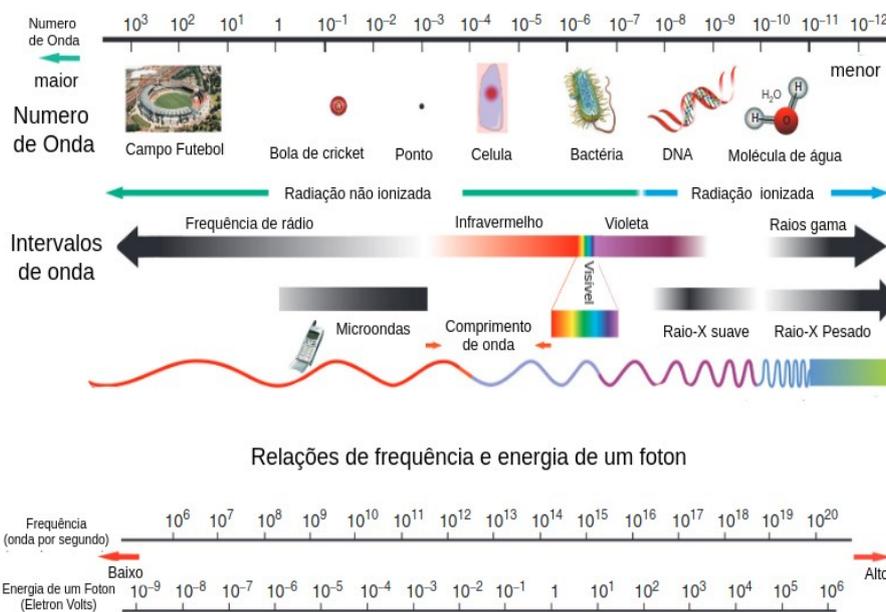
É sabido que o espectro eletromagnético é usado para investigar como diferentes comprimentos de onda são absorvidos pela atmosfera, permitindo que os cientistas entendam melhor como a radiação solar pode afetar o clima. Esta informação é vital para o estudo dos efeitos do aquecimento global, pois mostra como a quantidade de energia que penetra a atmosfera pode ser alterada. Esta informação também pode ajudar a prever os padrões climáticos futuros, permitindo aos cientistas compreender como a radiação solar é influenciada pela atmosfera.

Como vimos, as medições feitas no espectro eletromagnético permitem que a comunidade científica compreenda melhor como a radiação é afetada pela atmosfera, o que pode nos ajudar a tomar medidas para lidar com o aquecimento global. Além disso, o espectro eletromagnético é uma ferramenta valiosa para os meteorologistas que estudam as propriedades da atmosfera, como a temperatura, a composição e a energia. Estas informações podem ser usadas para monitorar as mudanças climáticas e desenvolver estratégias para mitigar seus efeitos. Assim, as medições feitas no espectro eletromagnético fornecem informações que são cruciais para a compreensão dos fatores que contribuem para o aquecimento global e a adoção de medidas para lidar com ele (KUMAR; SINGH, 2020).

No Espectro eletromagnético, sub-faixas são definidas como intervalos espectrais de comprimentos de onda, que variam desde os raios gama, os menores comprimentos de onda, até as ondas de rádio, de maior comprimento de onda. Estas sub-faixas incluem a radiação ultravioleta, a luz visível, o infravermelho (próximo e termal), as micro-ondas e as ondas de rádio, que são usadas para aplicações como telecomunicações, tráfego aéreo, monitoramento meteorológico e detecção de fogo. Por exemplo, os

satélites de telecomunicações usam ondas de radio para transmitir sinais de telefone, televisão e rádio. Ademais, as ondas de rádio também são usadas para detectar objetos distantes, como planetas, estrelas e galáxias. A radiação ultravioleta é usada para tratamentos médicos, tais como terapias de luz e para fins de cosmética. A luz visível é usada para fins de iluminação, e o infravermelho (próximo e termal) é usado para fins de detecção de calor. Além disso, as micro-ondas são usadas na comunicação sem fio, bem como para aquecer alimentos (LIOU, 2002). Ao analisar o EM é possível classificar bandas que, estão diretamente relacionadas a frequência de propagação das ondas (Figura 2.1).

Figura 2.1 - Perspectivas e diferentes bandas do Espectro Eletromagnético em função do comprimento de onda, número de onda, frequência e energia de um fóton.



Fonte: Adaptado de Wood e Roy (2017).

Em meteorologia, o objetivo principal das bandas é medir, monitorar e interpretar a radiação eletromagnética na faixa de comprimentos de onda detectados pela Terra. Esta medida permite que os cientistas e meteorologistas possam prever o clima e monitorar os efeitos das mudanças climáticas.

Elas também são usadas para avaliar o tamanho e a composição das partículas em suspensão na atmosfera, bem como a quantidade de água presente na superfície. As bandas também são usadas para mapear a temperatura da superfície da Terra,

determinar a distribuição de nuvens, calcular o conteúdo de energia da atmosfera e identificar o transporte de calor entre a superfície e a atmosfera. Essas informações são úteis para monitorar a saúde ambiental, prever as condições climáticas e para melhorar a eficiência das energias renováveis(WOOD; ROY, 2017).

O uso do espectro eletromagnético para estimativa de variáveis meteorológicas é bastante comum, como por exemplo no trabalho de Wang e Qu (2009) que apresenta uma revisão abrangente das aplicações de sensoriamento remoto por satélite para monitoramento da umidade do solo na superfície. Ele começa fornecendo uma breve visão geral dos fundamentos do sensoriamento remoto, suas aplicações e as várias técnicas usadas para medir a umidade do solo. Os autores então discutem as limitações associadas aos dados de satélite e os vários métodos usados para integrar o sensoriamento remoto por satélite com medições in situ. Em seguida, o artigo apresenta uma revisão crítica de estudos recentes que utilizaram sensoriamento remoto por satélite para monitoramento da umidade superficial do solo e os resultados obtidos. Finalmente, os autores fornecem uma análise das direções de pesquisa atuais e futuras neste campo. O documento serve como um recurso valioso para os interessados em compreender o potencial do sensoriamento remoto por satélite para o monitoramento da umidade do solo na superfície.

A interação entre os comprimentos de onda e os materiais em suspensão na atmosfera é um dos principais fatores que influenciam a radiação eletromagnética. O ajuste dessas interações influencia diretamente a absorção e a dispersão da radiação, o que por sua vez afeta a temperatura e a humidade da atmosfera, além de outras propriedades. Os materiais em suspensão que interagem com a radiação também desempenham um papel importante na propagação da luz e na formação de nuvens, que desempenham um papel fundamental nos processos relacionados à chuva, neve e outros fenômenos meteorológicos.

### **2.1.1 Bandas de absorção do espectro eletromagnético**

Os materiais em suspensão na atmosfera influenciam a coloração do céu durante o dia e à noite, dando ao céu um tom distinto, dependendo do tipo de material que está presente. Estes, também desempenham um papel crucial na dispersão da radiação ultravioleta, ajudando a proteger a vida na Terra de danos significativos. As bandas do espectro eletromagnético fornecem uma maneira de entender melhor essa interação. Segundo o estudo de Zhang et al. (2020), as bandas do espectro eletromagnético são divididas em três grupos principais: infravermelho, visível e ultravioleta. O infravermelho é responsável por absorver a radiação de ondas curtas,

enquanto o visível e o ultravioleta são responsáveis por absorver a radiação de ondas mais longas.

O estudo de Zhang et al. (2020) também descobriu que a absorção de radiação por partículas em suspensão na atmosfera depende da composição química das partículas e da sua distribuição de tamanho. Portanto, as bandas do espectro eletromagnético são importantes para entender como a radiação eletromagnética interage com os materiais em suspensão na atmosfera.

A entrada da radiação solar na atmosfera sofre os processos físicos de absorção, reflexão, espalhamento e transmissão, os quais alteram as características da radiação de ondas curtas (ROC) para ondas longas (ROL). Estes processos também contribuem para o aumento da temperatura no planeta, auxiliando na manutenção do seu equilíbrio térmico e, conseqüentemente, no suporte à vida (NORTH et al., 2014). A absorção é o processo pelo qual a radiação é absorvida pelo meio, como atmosfera e o solo, e o calor liberado é o responsável por aquecer os elementos.

Por outro lado, a reflexão ocorre quando a radiação é refletida para o espaço, enquanto o espalhamento acontece quando a radiação incide sobre as partículas presentes no meio e é desviada para outras direções. Por fim, a transmissão é o processo que permite que a energia seja transmitida através dos meios, como a água, e seja absorvida por outros elementos.

Os gases presentes na atmosfera desempenham um papel fundamental na absorção da radiação, pois são capazes de absorver e espalhar os raios solares, evitando que a Terra se sobreaqueça. Essa absorção é possível graças à característica físico-química dos gases. Por exemplo, o dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>) e o metano (CH<sub>4</sub>) absorvem principalmente os comprimentos de onda que estão no infravermelho. Já os óxidos de nitrogênio (NO<sub>x</sub>) absorvem os comprimentos de onda ultravioleta. Além disso, alguns gases também podem reagir com a radiação, sendo capazes de formar ácidos que se depositam na superfície da Terra. Essa reação é particularmente importante para a formação de chuvas ácidas. Portanto, os gases presentes na atmosfera tem um papel essencial na regulação do clima e na preservação da vida na Terra.

O Espectro Eletromagnético é uma divisão do espectro de radiação onde as ondas são classificadas de acordo com sua frequência e comprimento de onda. Esta classificação permite que as propriedades da radiação sejam melhor analisadas. Como resultado, certas regiões do Espectro Eletromagnético podem ser usadas para medir a absorção de partículas e gases em suspensão. Por exemplo, a região infravermelha do Espectro

Eletromagnético, que compreende ondas entre 700 e 1400 nanômetros, é conhecida por ter baixa absorção de partículas e gases em suspensão. Esta região tem sido largamente utilizada em estudos de absorção atmosférica para medir a concentração de gases em suspensão, como dióxido de carbono, dióxido de nitrogênio e monóxido de carbono.

Em muitos casos, também é possível medir com precisão a absorção de água por partículas em suspensão usando a região infravermelha do Espectro Eletromagnético. Isto tem sido usado para estudar a concentração de água em poeira e névoa, que desempenham um papel importante na atmosfera global. Por outro lado, a região ultravioleta do Espectro Eletromagnético, que compreende ondas entre 100 e 400 nanômetros, é conhecida por sua alta absorção de partículas e gases em suspensão. Esta região tem sido usada para medir a concentração de ozônio na atmosfera e também para estudar a absorção solar de gases poluentes.

É possível usar a região ultravioleta para medir a absorção de água em partículas em suspensão, mas esta região não é tão sensível quanto a região infravermelha. Portanto, é possível concluir que as diferentes regiões do Espectro Eletromagnético oferecem diferentes níveis de absorção de partículas e gases em suspensão, dependendo da frequência e comprimento de onda. Esta diferença na absorção pode ser usada para medir a concentração de gases na atmosfera e para estudar a absorção solar de gases poluentes (Capítulo 2.2). A atmosfera funciona como se fosse uma janela através da qual a radiação solar é capaz de penetrar com relativa facilidade até a superfície da Terra. Esta característica tem importantes implicações no clima global, pois a radiação solar é um dos principais fatores que influenciam as temperaturas médias, a umidade e as condições meteorológicas.

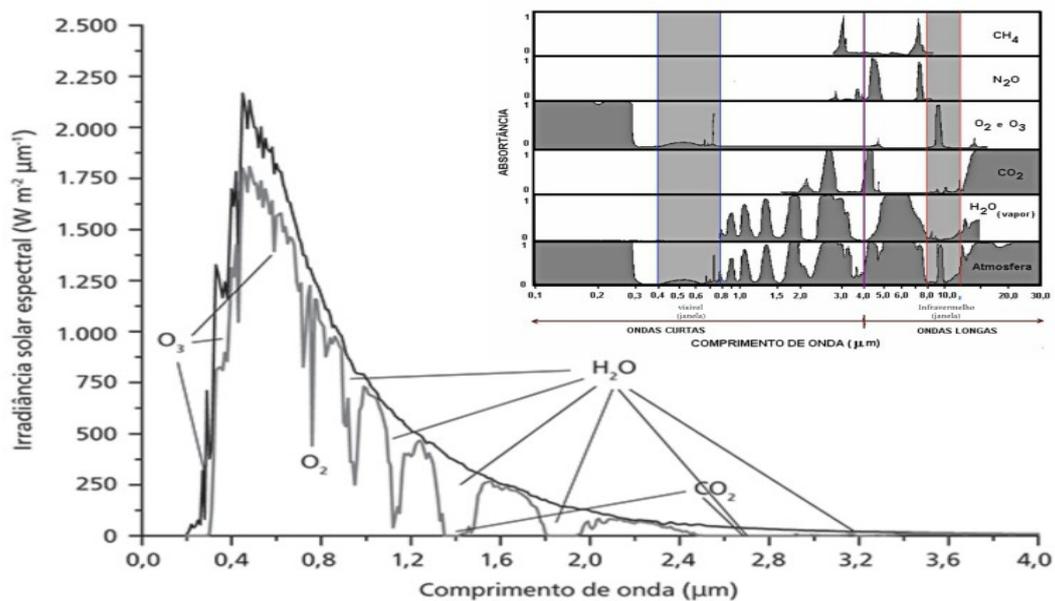
A luz solar também desempenha um papel importante na fotossíntese das plantas, que é crucial para o ciclo de nutrientes e para a produção de alimentos. A atmosfera também tem o papel de filtrar as partículas nocivas do Sol, como os raios ultravioleta, que podem causar sérios danos à saúde das pessoas. Por essas razões, a atmosfera é um componente crucial para o funcionamento dos ecossistemas terrestres e para o bem-estar humano (GOODY; YUNG, 1995; LIOU, 2002; YAMASOE; CORRÊA, 2016).

Em contrapartida há regiões do EM onde a radiação sofre maior absorção, como por exemplo as frequências que reagem com o Ozônio, visto que este gás é o principal absorvedor de radiação ultravioleta, pois é capaz de interagir com grande quantidade de moléculas e absorver essa radiação antes que ela chegue a superfície. Além disso, outros gases também podem atuar como absorvedores na atmosfera, como o

dióxido de carbono ( $\text{CO}_2$ ), o vapor d'água ( $\text{H}_2\text{O}$ ) e o oxigênio ( $\text{O}_2$ ). Esses gases são responsáveis por reter a grande parte da radiação ultravioleta, evitando que ela chegue à superfície e prejudique a saúde das pessoas. Além disso, esses gases também são fundamentais para a estabilidade da temperatura do nosso planeta, pois ajudam a reter o calor e a regular o clima. (LIU, 2002).

Todas estas interações são incorporadas pelos modelos meteorológicos atmosféricos na hora de quantificar a quantidade de radiação que atinge a superfície e, em alguns casos, por meio dessa radiação e destes processos que as parametrizações de superfície fazem os seus cálculos para estimar os fluxos energéticos, de água e carbono no solo.

Figura 2.2 - Absorção dos gases para diferentes bandas do Espectro Eletromagnético em função do comprimento de onda.



Fonte: Adaptado de Liou (2002).

### 2.1.2 Radiação de ondas curtas e longas

Deve-se ter em mente de que a radiação de ondas curtas é um tipo de radiação eletromagnética que é emitida pelo sol e é responsável pela maior parte da energia que é absorvida pela atmosfera da Terra. A radiação de ondas curtas é importante pelos vários motivos visto até aqui, incluindo seu papel no sistema climático da

Terra, pois este tipo de onda tem o potencial de aquecer a atmosfera e aumentar a evaporação da água do solo e do oceano. Isso permite que a água se mova através do ciclo hidrológico e seja disponibilizada para uso humano. Por isso, ela também desempenha um importante papel no abastecimento de água para a humanidade (ZHANG et al., 2017).

As ondas curtas também são responsáveis pela maior parte da energia que é absorvida pela atmosfera da Terra e é o principal condutor do clima da Terra. A radiação de ondas curtas é responsável pelo aquecimento da superfície da Terra, que por sua vez impulsiona a circulação global da atmosfera e do oceano. Essa circulação é responsável pelo transporte de calor e umidade ao redor do globo, o que é essencial para a manutenção do clima da Terra (DOHERTY; HARTIN, 2019).

A quantidade de radiação de ondas curtas que é absorvida pela superfície da Terra é determinada pela quantidade de nuvens, aerossóis e outras partículas na atmosfera. Essas partículas podem absorver ou refletir a radiação de ondas curtas, que afeta a quantidade de energia que é absorvida pela superfície da Terra (LIU et al., 2018).

A radiação de onda curta é crucial para a fotossíntese, fornecendo a energia necessária para a quebra de moléculas de água e liberação de oxigênio. Além disso, estimula a produção de compostos orgânicos essenciais para o crescimento das plantas. Essa forma de radiação também regula a temperatura das plantas, sendo absorvida e convertida em calor, especialmente em regiões de clima mais quente. Portanto, a radiação de onda curta desempenha um papel fundamental na fotossíntese, estimulando o crescimento das plantas e regulando a temperatura em áreas de alta temperatura ambiente (WANG et al., 2017).

A radiação de ondas curtas é um dos principais fatores na formação do ciclo da água. A evaporação da água da superfície da Terra é promovida quando essas ondas curtas são absorvidas pelo vapor de água presente na atmosfera. Uma vez elevado à atmosfera, o vapor de água condensa-se em nuvens, que depois precipitam em forma de chuva ou neve. Esse processo é essencial para o equilíbrio climático global, pois transporta calor e umidade ao redor do planeta. Essa água é responsável por abastecer os oceanos, rios e lagos, além de fornecer umidade às plantas, fornecendo assim os nutrientes necessários para a vida na Terra.

O impacto da radiação de onda curta é observado também no aquecimento da superfície da Terra e tem profundas consequências para o clima global (BETTS et al., 2007). Primeiramente, a temperatura mais alta na superfície terrestre causa um

aumento da convecção atmosférica que desencadeia o movimento das massas de ar, que por sua vez, resultam em frentes frias, ventos e ciclones tropicais - essencial para o transporte de calor e a circulação global da atmosfera e do oceano.

A radiação de ondas curtas do Sol é um dos principais fatores que regulam o ciclo hidrológico, fundamental para a manutenção do clima da Terra. Essa radiação aquece a superfície terrestre, aumentando a evaporação da água dos oceanos e rios que, por sua vez, dão origem às nuvens e à precipitação, garantindo assim a disponibilidade de água para todos os seres vivos. Por isso, é essencial que a radiação de ondas curtas seja bem equilibrada para manter o clima terrestre estável (STEPHENS et al., 2020).

A troca de radiação de ondas curtas ocorre quando a radiação solar do sol é absorvida e então reemitida na forma de radiação de ondas longas pela atmosfera. Este processo é conhecido como troca de radiação de onda longa. A troca de radiação de ondas curtas e ondas longas é importante para o sistema climático da Terra, pois a radiação de ondas curtas é a principal responsável pelo aquecimento da superfície da Terra. A radiação de onda longa, por outro lado, é a principal responsável pelo resfriamento da atmosfera e da superfície (LIOU, 2002).

O processo de troca de radiação de ondas curtas e ondas longas é complexo e depende de vários fatores, incluindo o tipo de atmosfera, cobertura de nuvens e composição atmosférica. Quando a radiação de onda curta do sol é absorvida pela atmosfera, ela é convertida em radiação de onda longa, que é então emitida para fora da atmosfera. Esta radiação de onda longa é então reabsorvida pela atmosfera ou pela superfície da Terra. Essa troca de radiação de ondas curtas e ondas longas ajuda a regular a temperatura da atmosfera e da superfície da Terra (KUMAR et al., 2015) Sem estas trocas, o clima da Terra seria muito mais frio. Nos últimos anos, houve um aumento nas concentrações de gases de efeito estufa na atmosfera. Isso resultou em mais radiação de onda curta do Sol penetrando na atmosfera. No entanto, uma parte dessa radiação é transformada em radiação de onda longa pela superfície terrestre, que é posteriormente retida pela atmosfera. Isso causa um aquecimento do clima, pois mais calor fica preso na Terra devido ao aumento da radiação de onda longa, contribuindo para as mudanças climáticas (TANG et al., 2020).

A radiação de ondas longas desempenha um papel fundamental no balanço energético e no sistema climático da Terra, pois é parte da energia solar que é reemitida para o ambiente. A importância destas ondas longas é tal que um aumento na quantidade de radiação de onda longa emitida pela Terra pode influenciar o clima. Por exemplo, um aumento na temperatura global da Terra resulta em uma maior emissão de on-

das longas, o que aumenta o efeito de estufa e contribui para o aquecimento global. De acordo com o Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC), a radiação de onda longa é responsável por cerca de 61% do efeito de estufa na Terra, os outros 39% do efeito estufa na Terra são causados principalmente pela radiação de onda curta. A radiação de onda longa também tem um papel importante na forma como a energia solar é distribuída no planeta, onde contribui para a manutenção dos padrões climáticos (SOLOMON, 2023).

A quantidade de radiação infravermelha emitida pela Terra é quase duas vezes maior do que a energia que é absorvida pelos gases atmosféricos, como o dióxido de carbono, o metano e os gases de efeito estufa. Estes gases absorvem a radiação de onda longa e reemitem-na para o espaço, o que ajuda a manter o equilíbrio energético global e a temperatura da Terra. Esta é a base para o conhecido efeito estufa, que mantém a Terra aquecida e habitável. Estudos recentes têm mostrado que o aumento dos níveis de gases com efeito de estufa e a redução dos níveis de radiação infravermelha resultam num aumento da temperatura da Terra, o que contribui para os aumentos da temperatura global. De acordo com a Organização Meteorológica Mundial (OMM), esta mudança climática está a ter efeitos significativos, incluindo o aumento da temperatura média, a mudança na chuva e a destruição dos habitats naturais (DESSLER, 2010).

A radiação líquida de ondas longas emitida pela superfície e atmosfera da Terra é um componente importante do sistema climático da Terra. Ele influencia a temperatura global, evaporação e precipitação, desenvolvimento de nuvens e outros processos que, por sua vez, afetam o clima. Por exemplo, a radiação de onda longa ajuda a manter o equilíbrio de energia da Terra – a diferença entre a quantidade de radiação solar que entra e a quantidade de radiação de onda longa que sai – aquecendo a atmosfera e resfriando a superfície (LIANG et al., 2019).

Diante do acima exposto, podemos observar que a radiação de ondas longas desempenha um papel importante no ciclo hidrológico ao conduzir a evaporação da água líquida da superfície da Terra, resultando na formação de nuvens e, finalmente, na precipitação. Isso tem implicações para o clima regional e global, pois as mudanças no fluxo de radiação de ondas longas podem influenciar o ciclo hidrológico de várias maneiras. Embora a atmosfera da Terra absorva parte da radiação de ondas longas do Sol e da própria Terra, a maior parte é emitida pela superfície da Terra. A radiação de onda longa é emitida pela superfície da Terra em resposta à diferença de temperatura entre a superfície e a atmosfera (OLIVEIRA et al., 2018).

Estudos têm mostrado que a radiação de ondas longas é afetada por mudanças na composição atmosférica, como o aumento dos gases de efeito estufa. Uma atmosfera mais quente pode absorver mais radiação de ondas longas, enquanto uma atmosfera mais fria absorve menos. Isso significa que o aumento dos gases de efeito estufa pode levar a um aumento geral no fluxo de radiação de ondas longas, resultando em um clima mais quente (LIANG et al., 2019; DESSLER, 2010; KUMAR et al., 2015).

## 2.2 Balanço de Energia (BE)

O balanço de energia na atmosfera terrestre é fundamental para o equilíbrio climático de nosso planeta. Isso se deve à absorção da radiação de onda longa por gases e partículas em suspensão na atmosfera, assim como pela superfície. Estes elementos da atmosfera atuam como um escudo, protegendo a Terra dos raios ultravioleta e infravermelho, absorvendo a radiação de onda longa da Terra e mantendo a temperatura do planeta estável. Além disso, esta radiação absorvida é redistribuída na forma de calor, e é essa energia que controla o movimento das massas de ar, os ventos e as grandes correntes oceânicas que influenciam o clima global. Desta forma, o balanço de energia na atmosfera terrestre é responsável por manter o equilíbrio climático do planeta, evitando extremos de temperatura e pressão que poderiam ter consequências catastróficas para a vida na Terra (IQBAL, 2012; MONTEITH; UNSWORTH, 2007).

O Balanço de Energia é uma medida que compara as quantidades de energia recebida, emitida e armazenada em uma superfície durante um determinado intervalo de tempo. Essa medida é influenciada pela quantidade de radiação solar incidente sobre a superfície, bem como pela quantidade de energia irradiada na forma de calor e luz, e pela quantidade de energia armazenada na forma de calor no subsolo. O BE é um procedimento amplamente utilizado para avaliar o equilíbrio térmico da Terra, tornando-se, por conseguinte, uma técnica crucial para a investigação do clima global (STULL, 2012). O resultado do BE entre a superfície terrestre e a atmosfera é determinada pela diferença entre a radiação solar incidente e a energia refletida pela superfície, além da quantidade de energia emitida pela superfície na forma de radiação infravermelha. Essas trocas radiativas ocorrem entre as duas camadas e contribuem para a formação do BE, que é constituído pelas diferenças entre as entradas e saídas de radiação de onda curta e onda longa. É importante destacar que a radiação líquida resultante do Balanço de Energia é um parâmetro crucial para compreender os efeitos do clima global, uma vez que influencia a temperatura da superfície terrestre e, conseqüentemente, as mudanças climáticas. A  $(R_{net})$  é dada por:

$$R_{net} = ROC_d - ROC_a + ROL_d - ROL_a \quad (2.1)$$

onde  $ROC_d$  é a radiação de onda curta descendente a superfície ( $W/m^2$ ),  $ROC_a$  representa a radiação de onda curta que deixa a superfície ( $W/m^2$ ),  $ROL_d$  é a onda longa que chega a superfície ( $W/m^2$ ) e  $ROL_a$  a onda longa que deixa a superfície ( $W/m^2$ ).

O balanço de energia de superfície-atmosfera (BE) pode ser representado pelos fluxos de calor, que incluem calor sensível, calor latente e calor de armazenamento no solo. Quando a radiação de onda curta (ROC) é absorvida pela superfície, a energia é transferida para o solo, que libera calor sensível para o ar adjacente. O calor latente é liberado para a atmosfera quando a água da superfície é vaporizada, enquanto o calor de armazenamento é o calor armazenado no solo. O BE é dado como a soma dos fluxos de calor sensível, latente e de armazenamento de calor no solo (MAUDER et al., 2020).

O processo de evaporação e evapotranspiração tem papel importante na redistribuição de energia entre a superfície terrestre e a atmosfera. Quando a umidade absorve calor a partir da superfície terrestre, ela é transformada em vapor d'água que, por sua vez, é liberado na atmosfera, transferindo um fluxo de calor latente da superfície terrestre para a atmosfera. Além disso, há situações em que a energia é perdida para o aquecimento das camadas mais profundas do solo. A quantificação destes processos é realizada por meio do Balanço de Energia (BE), o qual permite a estimativa da transferência de calor latente entre a superfície terrestre e a atmosfera, bem como a quantificação de calor perdido para o aquecimento do solo.

$$R_{net} = LE + H + G \quad (2.2)$$

em que LE é o fluxo de calor latente, também representado pela evapotranspiração, H é o fluxo de calor sensível e G é o fluxo de calor armazenado no solo, todos em ( $W/m^2$ ) (ANGELOCCI et al., 2002; ABDOLGHAFOORIAN et al., 2017).

A validação de simulações numéricas é alcançada por meio do fechamento das equações do balanço de energia, que requerem a comparação entre a energia líquida e a soma dos fluxos de calor latente, sensível e armazenado no solo. Para minimizar a discrepância entre esses dois valores, estimativas obtidas por meio de sensoriamento

remoto e medidas de torres de fluxo podem ser utilizadas. Desse modo, o balanço de energia pode ser considerado um meio confiável para verificar a precisão das simulações numéricas. (FOKEN et al., 2011).

Visando estudar os sistemas globais de energia e água e sua interação com o clima, o Global Energy and Water EXchange (GEWEX) é uma iniciativa internacional que explora o ciclo hidrológico e o balanço de energia da Terra, bem como seus impactos no clima global. O objetivo desta iniciativa é compreender como a energia e a água são transferidas entre a superfície terrestre e a atmosfera e como essas trocas energéticas influenciam os padrões climáticos e o clima global (STUBENRAUCH et al., 2013).

O GEWEX têm como propósito descrever as grandes alterações sofridas pela superfície devido ao desenvolvimento e interferências humanas as quais estão diretamente ligadas a mudanças no albedo, emissividade e temperatura, que desencadeiam alterações nas circulações atmosféricas locais, incentivando a formação de circulações anômalas e fluxos turbulentos na camada limite planetária. Estas interferências também afetam diretamente o balanço de energia da superfície terrestre, modificando a distribuição local de radiação e o balanço de energia na superfície (BE). Tais mudanças impactam diretamente a quantidade de calor sensível e latente trocado entre a atmosfera e a superfície (SILVA, 2006; SOUZA et al., 2008; DIAZ et al., 2015).

A demonstração do equilíbrio energético da Terra é realizada por meio do Balanço de Energia, que apresenta um superávit durante o dia e um déficit durante a noite. Esse fenômeno destaca a importância do equilíbrio energético para a manutenção do planeta. Durante o dia, a incidência de raios solares na superfície terrestre ocasiona o aquecimento e a absorção de energia em todo o globo. No entanto, durante a noite, quando não há mais radiação solar atingindo a superfície, ocorre a perda energética do sistema, uma vez que a energia previamente armazenada é liberada para o ambiente. Ademais, a inversão térmica, que é a troca de temperaturas entre a superfície e a troposfera, também exerce influência na formação de tempestades. As tempestades podem ser formadas devido à diferença de temperatura entre a superfície terrestre e a troposfera. Enquanto a superfície se resfria rapidamente, a troposfera mantém-se aquecida, o que provoca o aumento da temperatura com a altura, criando condições favoráveis para a formação de tempestades, que são impactadas diretamente pelo BE (FALGE et al., 2001; ANGELOCCI et al., 2002; WALLACE; HOBBS, 2006).

A variação da quantidade de Radiação de Onda Curta (ROC) incidente na superfície terrestre é a principal causa da sazonalidade diurna e sazonal do Balanço de Energia

(BE) da Terra. Essa variação é influenciada diretamente pela distância e inclinação da Terra em relação ao sol nos hemisférios. Após 1990, a quantidade de ROC que incide na superfície terrestre aumentou, resultando no aumento da temperatura da superfície em cerca de  $0,8^{\circ}\text{C}$  no hemisfério norte e  $0,6^{\circ}\text{C}$  no hemisfério sul, como mostrado em por pesquisadores ao longo das décadas [Wild \(2012\)](#), [Liou \(2002\)](#).

A obtenção de medidas precisas de variáveis de balanço de energia com representatividade espacial é um desafio para a comunidade científica. A falta de dados observacionais para o cálculo das componentes do balanço de energia tem impulsionado o desenvolvimento de modelos numéricos capazes de estimar e prever a distribuição espacial da energia. Esses modelos proporcionam informações de alta qualidade para melhor compreensão do balanço de energia e para a redução das limitações existentes ([MALLICK et al., 2014](#); [MA et al., 2017](#); [DHUNGEL et al., 2019](#)).

Ao longo dos anos muitos modelos foram desenvolvidos para aprimorar a estimativa da troca de calor latente entre o meio ambiente e a superfície terrestre, dada a sua complexidade. Entre eles, destacam-se a razão de Bowen, o modelo de Vórtices Turbulentos, o modelo de Penman-Monteith, o modelo de Prestley-Taylor e outros. Esses modelos são baseados na relação entre biofísica, radiação e umidade da superfície, que são fatores cruciais para a estimativa do fluxo de calor latente, também conhecido como ET. Essas metodologias foram desenvolvidas para proporcionar resultados mais precisos na estimativa desse fluxo. ([MALLICK et al., 2014](#); [MAČEK et al., 2018](#); [ZAPATA-CAUTILLO et al., 2019](#)).

A equação de Prestley-Taylor (PTE) é uma equação matemática que foi derivada das equações de Navier-Stokes, as quais descrevem o movimento dos fluidos e são amplamente utilizadas em meteorologia. Nos últimos anos, a PTE tem se tornado cada vez mais popular na meteorologia devido à sua capacidade de simular com precisão o fluxo de ar e prever os efeitos do vento em vários fenômenos meteorológicos ([LIU et al., 2018](#)).

O PTE é uma ferramenta valiosa em meteorologia, pois permite a simulação precisa do fluxo de ar e a previsão dos efeitos do vento em diferentes fenômenos meteorológicos. É possível, por exemplo, utilizar o PTE para estimar a quantidade de energia eólica gerada por uma turbina eólica específica e também para prever a turbulência na atmosfera ([LIU et al., 2018](#)). Diante do acima exposto, o PTE pode ser usado para prever com precisão os efeitos do vento na temperatura e umidade do ar. Esta é uma consideração importante quando se trata de prever com precisão o tempo.

O modelo de Penman-Monteith é um dos mais comuns utilizados em meteorologia para calcular a evapotranspiração de uma área de superfície, sendo seu desenvolvimento bem conhecido. Esse modelo combina o balanço de energia e métodos aerodinâmicos para estimar as perdas por evaporação de uma superfície. Desde 2018, diversos estudos têm sido realizados para avaliar a utilidade, precisão e confiabilidade dessa equação em diferentes contextos.

Estévez et al. (2009) avaliaram a precisão da equação de Penman-Monteith para a estimativa da evapotranspiração na bacia do rio Guadalquivir no sul da Espanha. Os autores utilizaram a equação com dados meteorológicos do período 2012-2015, e compararam os resultados com a evapotranspiração real. Os resultados mostraram que a equação de Penman-Monteith forneceu uma estimativa precisa da evapotranspiração quando comparada aos dados calibrados de covariância.

Eslamian et al. (2011) avaliaram o impacto das variações dos parâmetros climáticos na evapotranspiração (ET) em regiões áridas e semiáridas usando a equação de Penman-Monteith. Os resultados mostraram que a temperatura e a umidade relativa do ar têm o maior impacto na ET, enquanto a radiação solar e a velocidade do vento têm impactos menores. Foi observado que um aumento na temperatura e uma redução na umidade relativa do ar aumentam a ET, enquanto um aumento na radiação solar e na velocidade do vento reduz a ET. Os resultados sugerem que a ET nessas regiões é altamente sensível às mudanças nas condições climáticas, destacando a importância de se entender e prever a ET em ambientes áridos e semiáridos para uma gestão sustentável da água.

Esses dois estudos demonstram a utilidade e precisão da equação de Penman-Monteith em diferentes contextos climáticos. No entanto, para obter uma melhor compreensão de sua precisão e confiabilidade, são necessários mais estudos em diferentes localizações geográficas e condições climáticas.

A SILVA FILHO et al. (2019) avaliaram o fechamento do balanço de energia (BE) utilizando equações matemáticas e confrontando os resultados com os dados de duas torres, uma localizada em uma plantação de cana de açúcar e outra em um ambiente urbano. Os resultados observados foram significativos, pois a correlação  $R^2$  foi superior a 95%. Isso sugere que os fechamentos do BE são confiáveis e robustos, mesmo quando aplicados em regiões heterogêneas. O  $R^2$  das estimativas das componentes do BE foi de 98%, o que corrobora a confiabilidade das metodologias apresentadas e sugere que elas são válidas para estimar o balanço de energia em diferentes regiões. Além disso, o alto nível de precisão dos resultados demonstra que as equações de

balanço de energia são eficazes para avaliar o ciclo da água e a transferência de energia entre os componentes da atmosfera.

Nos últimos anos, as técnicas de sensoriamento remoto têm sido frequentemente aplicadas para a estimativa do BE em diferentes ecossistemas, com resultados mostrando um bom alinhamento entre os dados estimados por sensoriamento remoto e as observações de campo. Estudos realizados mostram que as correlações mais fortes são obtidas para estimativas de fluxo de calor sensível, enquanto que as correlações são menos significativas para estimativas de fluxo de calor latente. Isso porque o LE é dependente da ET e a complexidade de obtenção desta variável pode impactar as suas estimativas. Os resultados apontam que a modelagem das variáveis chave de BE é essencial para aprimorar a precisão das estimativas por sensoriamento remoto. Além disso, os estudos também destacam a importância de se utilizar variáveis meteorológicas, como temperatura, vento e umidade, para melhorar a acurácia das estimativas de BE (MARTENS et al., 2017; TANG; LI, 2017; WAGLE et al., 2017; CASTELLI et al., 2018; DUVEILLER et al., 2018; JUNG et al., 2019).

A modelagem numérica é uma ferramenta importante na estimativa de fluxo de calor latente, sendo essencial para a obtenção de resultados precisos e espacializados. No entanto, existem limitações relacionadas à capacidade dos modelos de representar corretamente os fenômenos que ocorrem na superfície. Isso reflete-se no fechamento do BE, onde as desigualdades resultantes são mais pronunciadas quando se trata deste tipo de variável. Uma vez que a representação das interações entre atmosfera e superfície é crucial para a precisão dos resultados, é necessário que os modelos incorporem parâmetros de superfície que reflitam as características reais da superfície, tais como rugosidade, condutividade térmica, propriedades ópticas, entre outras. Além disso, a representação dos processos físicos e biofísicos na superfície também deve ser integrada nos modelos para obter resultados mais precisos. Esses processos podem incluir fatores como absorção de radiação solar, evapotranspiração, formação de condensação nas superfícies, entre outros (HEISTER et al., 2017; MAUDER et al., 2017; BAZRI et al., 2018).

Os estudos recentes do GEWEX têm abordado a necessidade de melhor compreender como as forçantes de radiação e precipitação influenciam as estimativas do Balanço de Energia (BE) e quão significativos são os erros associados a essas variáveis nas diferentes condições de superfície. O GEWEX tem investigado a influência desses fatores sobre o BE em diferentes escalas temporais e espaciais, com o objetivo de melhorar a precisão e a utilidade das estimativas. O grupo investigou o impacto dos

erros de modelagem e dos erros de medição na estimativa do BE, tais estudos têm demonstrado que, mesmo com os erros existentes, a medição do BE pode fornecer informações úteis sobre a energia e o clima, ao fornecer informações sobre as tendências relacionadas ao clima, que são a base para a previsão climática (STUBENRAUCH et al., 2013; MCCABE et al., 2016).

Os modelos de superfície são ferramentas essenciais no estudo da ciência atmosférica (AS). O uso de modelos de superfície para avaliar a direção e velocidade do vento, radiação solar e temperatura do ar são essenciais para entender o balanço energético da atmosfera e seus efeitos nas mudanças climáticas. Por exemplo, Yang et al. (2014) estudaram as distribuições de temperatura atmosférica e velocidade do vento na baixa atmosfera usando modelos de superfície e descobriram que mudanças nesses fatores podem afetar a distribuição de energia. Da mesma forma, Jiang et al. (2020) usaram dados de sensoriamento remoto para identificar e analisar a distribuição da radiação solar na superfície, a fim de entender as escalas e o uso da ferramenta e também os efeitos da variável no clima.

Os modelos de superfície também têm aplicações na previsão e monitoramento de fenômenos meteorológicos, como tempestades, nevascas e incêndios florestais. Por exemplo, Hodges e Lattimer (2019) desenvolveram um modelo utilizando Inteligência artificial para simular o efeito do vento na propagação de um incêndio florestal, enquanto Ming et al. (2020) usaram modelo de superfície que permitiu a previsão de enchentes com antecedência suficiente para permitir ações de mitigação. Os autores concluíram que o modelo pode ser uma ferramenta valiosa para tomadores de decisão em casos de enchentes em tempo real.

Da mesma forma, a utilização de modelos de superfície na AS permite a integração de dados de diferentes fontes, tais como imagens de satélite, dados de radar meteorológico, dados de coleta de solo e dados de observação direta. Esta integração ajuda a produzir uma análise mais abrangente do balanço de energia da atmosfera e a melhorar as previsões de tempo. Diferentes modelos de superfície podem ser usados para simular o comportamento de diversos fatores no sistema atmosférico, como a conversão de energia solar em calor e a redistribuição da energia entre diferentes componentes do sistema. Estes modelos também podem ser usados para avaliar a resposta da atmosfera a variáveis externas, como poluentes atmosféricos, alterações na superfície e mudanças climáticas (AGOSTA et al., 2019). Diante disso, a utilização de modelos de superfície na AS é essencial para entender e prever o balanço de energia atmosférico e o seu impacto nas condições meteorológicas e climáticas

globais.

A mudança climática é uma questão cada vez mais premente, e a modelagem do balanço energético é uma ferramenta poderosa para entender e tentar mitigar seus efeitos. Pesquisas recentes demonstraram uma correlação direta entre o aumento das concentrações atmosféricas de gases de efeito estufa e o aumento da temperatura. [Ercan et al. \(2020\)](#), utilizando o SWAT demonstraram que, sob as projeções de mudanças climáticas, a bacia hidrográfica do rio Neuse Superior (EUA) pode experimentar reduções na disponibilidade de água superficial e aumento na evapotranspiração. Os autores destacam a importância de considerar os efeitos das mudanças climáticas na gestão dos recursos hídricos e recomendam a aplicação de medidas de adaptação para minimizar os impactos negativos nas disponibilidades de água.

[Hardiman et al. \(2019\)](#) mostraram que durante eventos fortes do El Nino, a temperatura da superfície do mar no Atlântico Norte aumenta, levando a uma diminuição na atividade ciclônica e uma redução na ocorrência de furacões no Atlântico. Em contrapartida, durante eventos fortes do La Nina, a temperatura da superfície do mar no Atlântico Norte diminui, o que aumenta a atividade ciclônica e pode aumentar a probabilidade de furacões ocorrerem no Atlântico. Os autores destacam a importância de entender as relações globais do clima e as conexões entre diferentes regiões, para prever os efeitos das mudanças climáticas em escalas regionais e globais.

No geral, ambos os estudos demonstram a importância da modelagem do balanço energético para entender e mitigar os efeitos das mudanças climáticas. Eles demonstram que as concentrações crescentes de gases de efeito estufa e aerossóis podem ter um efeito direto no balanço energético global, levando a um aumento ou diminuição da temperatura. Como tal, é essencial continuar a utilizar modelos de balanço energético para melhor compreender os efeitos das alterações climáticas e desenvolver estratégias eficazes para a sua mitigação.

### **2.2.1 Uso de modelagem de superfície durante fenômenos de El Nino e La Nina**

Os modelos de superfície terrestre são ferramentas poderosas para entender as complexas trocas de energia que ocorrem entre a superfície terrestre e a atmosfera. Durante os eventos El Nino e La Nina, esses modelos podem ser particularmente valiosos para estimar os fluxos de energia e como eles mudam em resposta a esses fenômenos climáticos extremos ([KUMAR et al., 2019](#)).

Em anos de El Niño, por exemplo, os modelos de superfície terrestre podem nos ajudar a entender como o aumento da temperatura do oceano afeta a transferência de calor e umidade do oceano para a atmosfera. O estudo de [Zhang et al. \(2019a\)](#) demonstrou que a influência do fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS) na variabilidade da produção primária bruta terrestre (GPP). Utilizando dados de satélite e modelos de regressão, os autores analisaram a relação entre a GPP e os índices ENOS em diferentes regiões do mundo. Os resultados mostraram que a variabilidade da GPP é influenciada pelo ENOS em várias regiões, como a América do Sul, a África Central e a Austrália. Em particular, os eventos El Niño foram associados a reduções significativas na GPP em várias áreas, enquanto os eventos La Niña foram associados a aumentos na GPP em outras localidades. Os autores sugerem que a compreensão desses padrões de variabilidade pode ajudar a melhorar as previsões de produtividade agrícola e a gestão dos recursos naturais.

O uso de modelos de superfície para entender os padrões de ENOS perpassa por padronizar a influência dos eventos na precipitação, cobertura de nuvens e temperatura em diferentes regiões do globo. Os modelos de superfície terrestre também podem nos ajudar a identificar os *feedbacks* que ocorrem entre a superfície terrestre e a atmosfera durante eventos do El Niño, que podem ter implicações importantes para os padrões climáticos e a variabilidade climática ([BUDAKOTI et al., 2021](#)).

Modelos de superfície acoplados a modelos atmosféricos e climáticos globais, têm o objetivo de auxiliar no entendimento da variabilidade climática. [Cai et al. \(2021\)](#) destacaram que as mudanças no clima global estão afetando a frequência, intensidade e duração dos eventos ENOS, e que isso pode ter impactos significativos no clima e nos ecossistemas em todo o mundo. As projeções indicam que os eventos El Niño podem se tornar mais frequentes e intensos em um clima mais quente, enquanto os eventos La Niña podem se tornar mais raros e menos intensos. É possível assegurar que ocorrem mudanças na circulação atmosférica que estão relacionadas ao ENOS e podem afetar a variabilidade regional do clima em todo o mundo, incluindo padrões de precipitação e temperatura.

Ao acoplar os modelos de superfície em modelos de projeção climática, [Gulizia e Pirrotte \(2022\)](#) mostraram que os modelos climáticos reproduziram razoavelmente bem as características dos eventos extremos do El Niño, incluindo a duração, amplitude e distribuição espacial. As projeções mostraram que eventos extremos do El Niño no futuro podem levar a um aumento na ocorrência de eventos de precipitação intensa e secas prolongadas em algumas regiões da América do Sul. Essas mudanças climá-

ticas projetadas podem ter implicações significativas para a agricultura, a segurança hídrica e outros aspectos socioeconômicos da região.

Verma e Bhatla (2021) avaliaram o modelo regional RegCM4 na realização de downscaling dinâmico de eventos de El Niño/La Niña durante o monção de verão no sudoeste da Índia. Os resultados mostraram que o modelo reproduziu os padrões observados de anomalias de temperatura da superfície do mar e precipitação associadas a eventos de El Niño/La Niña. O modelo também foi capaz de capturar a variabilidade espacial da precipitação durante esses eventos. As análises indicaram que o desempenho do modelo foi melhor em áreas com topografia complexa e maior variabilidade de precipitação.

Há uma preocupação em olhar com cuidado para as variáveis de entrada dos modelos de superfície, visto que ao assimilar dados nos modelos, espera-se que, quanto mais precisa for as condições de entrada, mais próximo da realidade serão as simulações. Ao avaliar o balanço hídrico, Yang et al. (2020) demonstram que os modelos de superfície reproduziram bem as tendências de armazenamento de água observadas pelo GRACE em grandes bacias hidrográficas, mas tiveram desempenho variado em bacias menores. Além disso, o estudo identificou a influência de fatores climáticos na variação do armazenamento de água em diferentes regiões da Austrália.

Os estudos demonstram as vantagens de se utilizar a modelagem de superfície como uma ferramenta de estimativa do balanço de energia. Entretanto, ainda poucos estudos foram utilizados para observar as características dos padrões energéticos sobre a AS durante os anos de El Niño e La Niña.

### **2.2.2 Estimativas do BE por sensoriamento remoto**

Outro problema importante no cálculo do BE é o número de variáveis que devem ser consideradas. Por exemplo, a temperatura, umidade, pressão atmosférica, radiação solar, precipitação, entre outros, são fatores que influenciam na magnitude do BE, assim como a topografia e as condições da superfície. Uma vez que os dados para cada variável não podem ser coletados de forma homogênea, a precisão dos cálculos pode ser afetada. Além disso, o uso de modelos matemáticos ou computacionais para representar o BE também tem um erro associado.

Para superar estes problemas, uma metodologia promissora é o uso da assimilação de dados, que combina dados observacionais com modelos numéricos. Esta técnica ajusta os parâmetros do modelo de acordo com os dados observacionais, permitindo

obter estimativas mais precisas do BE. Assim como a assimilação de dados, existem técnicas de inteligência artificial, como redes neurais e aprendizado de máquina, que permitem estimar o BE com maior precisão, pois aprendem a partir dos dados observados. Com isso, é possível construir modelos que podem ser aplicados em outras localidades sem a necessidade de dados observacionais (SCHRÖDER et al., 2018; MOREIRA et al., 2019; SOUZA et al., 2019).

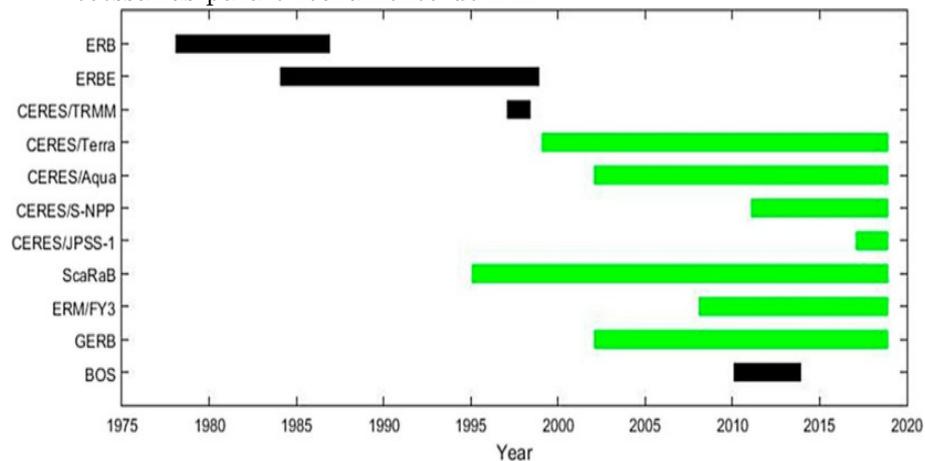
Estudos realizados com base em dados de satélite corroboram as hipóteses de que os fluxos de superfície desempenham um papel importante na formação de nuvens. Tais estudos mostram que os fluxos de superfície aumentam a probabilidade de formação de nuvens já que eles são capazes de gerar pequenas partículas de água que se condensam e formam gotículas de água, as quais servem como nucleadores para a formação de novas nuvens. Os fluxos de superfície também criam correntes de ar que são capazes de levar essas gotículas de água para altitudes mais altas, onde se formam novas nuvens. Além de serem capazes de aumentar a temperatura dos arredores, o que também favorece a formação de novas nuvens (MACHADO et al., 2014).

A relação entre nuvens e temperatura da superfície é complexa. Uma das principais contribuições das nuvens para o clima é o seu papel na transferência de calor para e a partir da superfície. Bennartz et al. (2013) mostrou que a presença de água líquida em baixos níveis aumenta a Radiação de onda longa (ROL) descendente a superfície e a temperatura na camada superficial da camada limite planetária. Esta condição promove o fluxo ascendente de ar e a formação de nuvens. E também, as nuvens são um importante elemento na regulação da temperatura da superfície terrestre, pois refletem os raios solares, reduzindo a quantidade de calor que atinge a superfície, enquanto absorvem e reemitem calor para o ar. A presença de nuvens também afeta a temperatura através da formação de uma camada de ar frio sobre a superfície, impedindo a transferência de calor da superfície para o ar superior.

Com o crescimento dos recursos tecnológicos, a quantidade de satélites e sensores enviados ao espaço tem aumentado, permitindo que informações mais detalhadas sobre os elementos necessários para o fechamento do BE na atmosfera sejam coletadas (WILD et al., 2015; PLUMMER et al., 2017). Dentre esses elementos estão a Irradiância Solar Total (IST) Radiação Refletida no Topo da Atmosfera ( $TOA_{ref}$ ), radiação de onda curta incidente e refletida na superfície ( $ROCS_{inc}$  e  $ROCS_{ref}$ ), radiação de onda longa emitida para o espaço ( $ROL_{topo}$ ) e emissividade da superfície. A Figura 2.3 mostra o progresso das informações obtidas ao longo dos anos.

Além disso, o aumento da tecnologia também contribuiu para que os sensores de satélites se tornassem mais precisos, permitindo que sejam medidas variáveis atmosféricas com maior confiabilidade e a menor incerteza (PLUMMER et al., 2017). Por exemplo, a precisão dos medidores de radiação solar incidente na superfície terrestre tem aumentado significativamente, tornando possível a obtenção de dados mais confiáveis. Da mesma forma, os sensores de pressão atmosférica e temperatura também estão cada vez mais precisos, permitindo que sejam mapeadas estruturas turbulentas e circulações atmosféricas em escalas que antes eram impossíveis de serem medidas.

Figura 2.3 - Sensores a bordo de satélites e período de dados utilizados para obter variáveis necessárias para o fechamento do BE.



Fonte: Liang et al. (2019).

Frente a este cenário, outros trabalhos têm utilizado os dados de Temperatura da superfície (LST) para melhorar os modelos de evapotranspiração (OLIVERA-GUERRA et al., 2017; BINDHU et al., 2013). Estes trabalhos mostraram que o uso de dados de LST contribui para aumentar a precisão dos modelos de evapotranspiração, pois as variáveis de temperatura desempenha um papel fundamental neste contexto. Estudos realizados por Liu et al. (2019) mostraram que a temperatura da superfície do solo é um dos principais fatores responsáveis pela evapotranspiração real. O uso de temperatura da superfície da terra obtida a partir de dados de LST mostra-se eficiente para estimar a evapotranspiração de referência, como mostrado por Weng et al. (2014).

É cientificamente comprovado que a temperatura em superfície tem um grande im-

pacto na estimativa dos fluxos de energia. De acordo com [Janeković et al. \(2022\)](#), os resultados obtidos para regiões oceânicas mostram que erros menores que 0,3 °C na medida da temperatura em superfície podem gerar erros significativos na estimativa do fluxo de calor sensível e latente. No mesmo sentido [Mauder et al. \(2020\)](#), escreveu em sua revisão, que as variações de temperatura em superfície influenciam diretamente a partição e fechamento do balanço de energia e as estimativas dos fluxos de energia em superfície.

Portanto, para mensurar os fluxos de energia de forma precisa, é necessário ter em conta as variações da temperatura em superfície. Desta forma, é possível reduzir os erros na estimativa dos fluxos de calor sensível e latente, melhorando a precisão das medições ([CLEUGH et al., 2007](#); [KHAN et al., 2020](#)).

É cientificamente comprovado que a homogeneidade e a física do ambiente dos oceanos produzem estimativas mais precisas de temperatura e de fluxo de calor sensível. De acordo com o relatório do [nada \(2019\)](#), "os oceanos são muito homogêneos na estrutura física, com aproximadamente 90 por cento da profundidade na coluna de água abaixo de 1.000 metros de profundidade". Essa homogeneidade resulta em menor variabilidade na temperatura da superfície do mar, o que significa que os dados de temperatura da água do mar são mais precisos. Neste sentido, o fluxo de calor sensível também é afetado pela homogeneidade dos oceanos. Uma vez que a temperatura da água é menos variável, o fluxo de calor sensível também é, o que resulta em estimativas mais precisas ([NADA, 2019](#)).

Os fluxos de calor também estão diretamente correlacionados com a formação de tempestades, de acordo com [Naskar e Pattanaik \(2023\)](#) o fluxo de calor latente desempenha um papel importante na intensificação dos ciclones tropicais e que outros parâmetros, como a temperatura da superfície do mar, também afetam a intensidade dos ciclones.

[Nair et al. \(2019\)](#) examinou a influência do efeito "ocean brown" baseado na cobertura do solo e na umidade do solo em um evento de chuva extrema em um sistema tropical na costa do Golfo da Louisiana. Os resultados mostraram que a cobertura do solo e a umidade do solo afetam a intensidade das chuvas e a formação de nuvens de tempestade, e que o efeito "ocean brown" pode aumentar a intensidade das chuvas em até 20%. Esses resultados têm implicações importantes para a previsão de eventos climáticos extremos em regiões costeiras e podem ajudar a melhorar as previsões do clima e do tempo.

Diante do acima exposto, é cientificamente comprovado que as variações de vegetação alteram o balanço de energia, e que os oceanos também têm grande papel neste contexto. O relatório do IPCC de 2019 destaca que a homogeneidade dos oceanos produz temperaturas da água mais estáveis, enquanto a física do ambiente garante fluxos de calor sensíveis mais consistentes. Estas características dos oceanos contribuem para melhores estimativas de temperatura e de fluxo de calor sensível (BENTAMY et al., 2017; NADA, 2019).

O uso de variáveis de satélite em simulações de modelos de superfície está se tornando cada vez mais uma ferramenta poderosa em várias disciplinas científicas. Nas últimas duas décadas, a integração de dados de sensoriamento remoto por satélite em modelos meteorológicos e hidrológicos tornou-se um componente importante na previsão precisa das condições da superfície (KHAN et al., 2010; XU et al., 2014). Essa tecnologia é útil em uma variedade de aplicações, como monitoramento de secas. As imagens de satélite podem ser usadas para avaliar a saúde da vegetação e a umidade do solo, que são dois indicadores-chave da gravidade da seca (ANDERSON et al., 2007).

Os dados de sensoriamento remoto podem ser usados para inferir parâmetros relacionados à seca, como déficits de umidade do solo e níveis de estresse hídrico, permitindo avaliações mais precisas da intensidade da seca (ANDERSON et al., 2007). Além de serem usados para avaliar a eficácia das estratégias de gestão de água, como esforços de conservação de água, sistemas de irrigação e outras políticas de gestão de água (YANG et al., 2019). Ao fornecer recursos avançados de monitoramento de secas, as observações de satélite podem ajudar a melhorar as estratégias de gerenciamento de secas em regiões de maior risco, e por fim, melhorar a segurança hídrica (JALILVAND et al., 2019).

Em conclusão, o uso de variáveis de satélite em simulações de modelos de superfície é uma ferramenta inestimável no monitoramento e gerenciamento de secas. Aproveitando os crescentes conjuntos de dados disponíveis a partir de imagens de satélite, os cientistas podem entender melhor a dinâmica espacial e temporal das secas, incluindo secas localizadas e tendências de longo prazo. Os dados derivados de satélites podem ser usados para avaliar o impacto da seca nos recursos hídricos e desenvolver planos para economia de água, e também, podem ser usados para avaliar a eficácia das estratégias implementadas para mitigar os efeitos da seca. Ao acompanhar essas mudanças ao longo do tempo, os cientistas podem desenvolver estratégias de gestão mais informadas e eficazes para garantir o uso sustentável dos recursos hídricos e

mitigar os impactos da seca (AMINI et al., 2019; BHAGA et al., 2020). Para que os modelos de superfície apresentem melhores resultados nas estimativas de BE é necessário que as variáveis que interferem nos fluxos sejam bem prescritas, sendo as variáveis de sensoriamento remoto uma opção bastante utilizada atualmente.

A utilização de dados de sensoriamento remoto e suas técnicas de detecção de variáveis tem sido cada vez mais importante em diversas áreas científicas e tecnológicas, como monitoramento ambiental, gestão de recursos naturais e até mesmo na detecção de mudanças climáticas (AFAQ; MANOCHA, 2021). No entanto, apesar do seu grande potencial, ainda existem alguns desafios na utilização deste tipo de tecnologia. Segundo Silva e cols. (OLIVEIRA et al., 2018), há uma tendência do albedo de superfície ser subestimado em algumas áreas, como canavial e cerrado, com valores de 10% e 15%, respectivamente. Essa subestimação do albedo pode ter um impacto significativo em termos de modelagem climática e balanço de energia, pois pode levar à subestimação da radiação solar e dos fluxos de calor. Portanto, é importante continuar trabalhando no desenvolvimento de métodos para melhorar a precisão dos dados de sensoriamento remoto, permitindo uma avaliação mais precisa do ambiente.

Como a vegetação é um fator fundamental para as estimativas das variáveis do balanço de energia (QIU et al., 2019), e recentes têm mostrado que a sazonalidade do sistema de pastagem (nativa e cultivada) tem influência direta nas estimativas de temperatura (ROCHA et al., 2020). Isso tem sido particularmente evidente em regiões semiáridas, como o bioma Pampa brasileiro. Nesse bioma, as estimativas de temperatura estão intimamente relacionadas com a quantidade de precipitação durante a estação de crescimento, bem como a quantidade de cobertura vegetal e o impacto nas safras brasileiras (VERÓN et al., 2015). Observa-se que pastagens nativas têm uma inércia térmica maior do que pastagens cultivadas, o que resulta em estimativas de temperatura mais baixas. Isso tem sido atribuído à maior cobertura vegetal e maior disponibilidade de água em pastagens nativas (ROCHA et al., 2020).

A estimativa da variável fluxo de calor latente para o fechamento do Balanço de Energia (BE) da Razão de Bowen é uma tarefa difícil devido a sua sensibilidade direta à superfície envolvendo radiação, precipitação, propriedades físico-químicas do solo e as características biológicas do solo (SCHILPEROORT et al., 2018). Carter e Liang (2019) demonstrou, através do uso de equações lineares e dados de GLASS e MODIS, que os erros nas estimativas de calor latente variam de cerca de  $20 \text{ Wm}^{-2}$  a  $30 \text{ Wm}^{-2}$ . Porém, mesmo com esses erros, a aplicação de técnicas de inteligência artificial pode ser utilizada como uma solução viável para combinar outras variáveis

e reduzir a incerteza das estimativas de calor latente. [Alemohammad et al. \(2017\)](#) propôs um modelo chamado de Water, Energy, and Carbon with Artificial Neural Networks (WECANN), que utiliza a fluorescência induzida por luz solar para estimar os fluxos turbulentos de superfície de água, energia e carbono, bem como a produtividade primária bruta global. Os resultados mostraram que o modelo WECANN é capaz de estimar esses fluxos com uma precisão razoável em várias regiões do mundo, e é particularmente útil em regiões onde dados observacionais são limitados.

Diante da qualidade das estimativas de variáveis por sensoriamento remoto, os resultados de [Huang et al. \(2022\)](#) mostram que a inclusão de dados de LAI melhora significativamente a estimativa da temperatura da superfície terrestre, bem como a precisão do cálculo do balanço de energia.

No geral, a pesquisa na área de balanço de energia e o uso de sensoriamento remoto para estimar o fluxo de calor sensível, latente e do solo cresceu substancialmente na última década. O sensoriamento remoto tem o potencial de melhorar as estimativas do balanço de energia e fornecer informações valiosas sobre as variações temporais e espaciais do balanço de energia. No entanto, ainda existem muitos desafios e limitações associados ao uso de sensoriamento remoto para estimativas de balanço de energia, sugerindo que ainda há potencial para novas pesquisas nesta área.

### **2.2.3 O papel da modelagem de superfície na estimativa das variáveis do Balanço de Energia**

Para aprimorar o entendimento das componentes de energia e água foram criados modelos de superfície (*do ingles*: Land Surface Models - LSM), cujo papel é simular em alta resolução espacial e temporal a físico-bioquímica da superfície e assim obter variáveis-chaves para o fechamento dos balanços de energia e água. A criação e o desenvolvimento destes modelos se dá a partir da formulação de equações físicas que simulem em maior grau de realidade as interações entre a superfície e a atmosfera. Seu principal objetivo é aumentar e aprimorar o entendimento de tais processos físicos, gerar melhorias nas estimativas da superfície e interação com os modelos de previsão do tempo e clima quando acoplados ([SANTANELLO JUNIOR et al., 2018](#); [ZHANG et al., 2020](#)).

Devido a complexabilidade das interações, os modelos de superfície são extremamente sensíveis as variáveis de inicialização, conhecidas como variáveis forçantes (pressão, temperatura,  $ROC_d$ ,  $ROL_d$ , vento e umidade). Recentes estudos desenvolvidos pelo GEWEX e outros grupos mostraram que criar métricas e metodologias de

estimativa para as variáveis de superfície geram efeitos positivos quando utilizadas no acoplamento entre superfície e atmosfera dos modelos de previsão de tempo e clima (STUBENRAUCH et al., 2013; WILD et al., 2017; FIROZJAEI et al., 2019). Para melhor entender, o Local Land-Atmospheric Coupling (LoCo) busca encontrar métricas em acoplamentos para aperfeiçoar as interações e, gerar saídas com menores incertezas em relação às trocas de energia e água (SANTANELLO JUNIOR et al., 2011). Dentre as métricas desenvolvidas pelo LoCo está a tendência de calor latente, onde a proposta é diferenciar a equação de Penman-Monteith em relação ao tempo, introduzindo os seguintes termos relacionados a tendência radiativa das forçantes, 1) forçantes advectivas da camada limite, 2) respostas da camada limite (aquecimento sensível à superfície, 3) aquecimento de entranhamento, 4) umedecimento da superfície e 5) secagem de entranhamento da camada superficial e da superfície (fluxos de calor, ROL e resistência estomática) (HEERWAARDEN et al., 2010; STAP et al., 2014).

Panwar et al. (2021) demonstraram a importância do uso das variáveis forçantes com maior grau de proximidade às observações para melhorar as estimativas dos modelos de superfície. Visto que a radiação e precipitação são variáveis chave para tal fechamento, é novamente evidenciado a importância de produtos com alta resolução espacial e temporal para que os modelos de superfície possam ser guiados. Rozante et al. (2020) avaliaram a performance de produtos que estimam a precipitação por meio de uma combinação entre sensoriamento remoto e dados observacionais em cinco diferentes setores do Brasil para o período de 2014 a 2017. Ambos os produtos avaliados (MERGE e COSh) apresentaram melhores resultados nas regiões sul, centro oeste, sudeste e sul da região norte do Brasil. O MERGE apresenta menores incertezas do que o Cosh na região nordeste e norte do país. Em outros estudos realizados para o Brasil foi possível observar que o IMERG-F e GSMaP-G são considerados ótimos representantes da precipitação (ROZANTE et al., 2018).

A radiação solar medida por sensoriamento remoto é outra forma de auxiliar os modelos de superfície na estimativa dos fluxos. Na AS o produto proveniente do modelo GL (CPTEC/INPE), desenvolvido por pesquisadores do CPTEC, possui um grande potencial em estimar espacial e temporalmente a radiação solar global (CEBALLOS; BOTTINO, 2004). Ao avaliar o desempenho das estimativas do GL1.2 Porfirio et al. (2020) mostraram que o modelo possui ótima correlação com medidas de radiação *in situ*. Os maiores erros entre as observações e as simuladas do GL são observados nas regiões Norte e Nordeste, para as estimativas diárias e mensais. No entanto o GL apresentou menores erros no Sul, Sudeste e Centro Oeste do Brasil, indicando o seu potencial em ajudar a suplementar dados de radiação solar em regiões faltantes

da AS. Outros produtos de radiação solar global, como MOD16, também demonstraram ter grande potencial de uso para cobrir a falta de dados observacionais na AS. Souza et al. (2019) obtiveram, por exemplo, correlações de 91% para a  $ROC_d$  estimada pelo MOD16 na regiões do sul do Brasil.

Estudos de Yang e Cheng (2020), na qual apresentaram um framework para estimar a radiação de onda longa na superfície terrestre em céu nublado a partir de parâmetros de propriedades ativas e passivas de nuvens. revelaram que ao combinar informações de diferentes sensores, como MODIS e CERES, para obter informações precisas sobre a espessura e altitude das nuvens, bem como o conteúdo de água nas nuvens pode fornecer estimativas precisas de radiação de onda longa em céu nublado, superando as limitações das técnicas existentes que dependem de dados meteorológicos.

As estimativas do CERES, em geral, as estimativas de fluxo de superfície de CERES estavam bem de acordo com as observações in situ, com erros médios absolutos variando de 10 a 30  $W/m^2$ , dependendo da estação e do período do ano. Os autores também observaram que a precisão das estimativas de fluxo de superfície de CERES era influenciada por vários fatores, como a cobertura de nuvens, a nebulosidade, a sazonalidade e a vegetação. Em geral, o estudo sugere que os algoritmos de fluxo de superfície apenas do sistema CERES Edition-4A são confiáveis e podem ser úteis para estudos de clima e tempo em escala global (KRATZ et al., 2020).

Na AS o modelo de superfície Noah-MP é capaz de simular a sazonalidade da radiação líquida no solo com 79% de correlação para a região de pastagem e 81% para regiões de florestas (PILOTTO et al., 2015). Em áreas de pastagem, o Noah-MP mostra-se eficaz ao estimar a radiação líquida diária para estações secas e úmidas, porém há uma tendência de subestimativa do do fluxo de calor sensível e latente para os ciclos diários. Os erros podem estar associados a dificuldade de se estimar temperatura real da superfície. Correlações menores entre o Noah-MP e torres de fluxo são obtidas nas simulações de variáveis de fluxos de calor sensível e latente em regiões de florestas. A variabilidade sazonal da radiação líquida para a floresta está ligada a períodos de subestimativa e superestimativa. Nos primeiros 6 meses do ano a radiação é superestimada pelo modelo em até 15  $W/m^2$  e, nos meses restantes há uma tendência de subestimativa. As incertezas na temperatura e umidade do solo fazem com que a partição e as estimativas dos fluxos, mesmo em áreas distintas (florestas e pastagens), apresentem erros correlatos (PILOTTO et al., 2015).

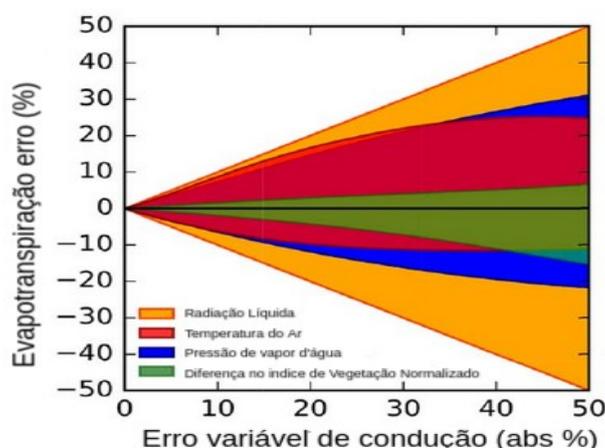
Otimizar a modelagem da vegetação é um fator que pode aprimorar diretamente as medidas dos fluxos e do balanço de energia no Noah-MP. Zhang et al. (2020)

mostraram que ao alterar os parâmetros que envolvem altura da vegetação há uma melhoria significativa nas componentes do BE para áreas de pastagem e de cultivo. Entretanto, em regiões de floresta a mudança na altura da vegetação não apresentou grandes diferenças. Deve-se atentar que em florestas a variabilidade da vegetação é menor quando comparada a áreas de pastagem e cultivo, um dos fatores-chaves para não observar-se tais mudanças. De maneira geral, modelos numéricos tem maiores incertezas ao calcular a evaporação por perdas que ocorrem pela interceptação da canopla em regiões de florestas tropicais (MUELLER et al., 2013).

As alterações dos parâmetros de vegetação da superfície tem impacto direto nas estimativas dos modelos atmosféricos quando acoplados. Com o passar dos anos, as mudanças antropogênicas sofridas pelas superfícies devem ser levadas em consideração, pois qualquer alteração do solo modifica não só os as componentes do BE, mas a precipitação e, conseqüentemente o balanço hídrico (DENG et al., 2015).

Há uma relação direta entre locais que não fecham corretamente o BE e a heterogeneidade da superfície, nestas regiões os resíduos relacionados aos fluxos de calor sensível e latente tem um papel significativo no fechamento (STOY et al., 2013; STOY et al., 2019). Como a ET é uma variável complexa (impactada pela radiação, precipitação, profundidade das raízes, umidade no solo e na atmosfera, temperatura, entre outros) qualquer erro associado a variabilidade espacial afeta diretamente o fechamento dos ciclos de água e energia. Conseqüentemente, os erros associados a radiação líquida são proporcionalmente agravados na ET, o que por sua vez ira aumentar os resíduos do BE (FISHER et al., 2008). A Figura 2.4 mostra que calculando a radiação pelo método de Priestley-Taylor Jet Propulsion Laboratory (PT-JPL) o aumento dos erros associados a radiação líquida implicam em maiores erros na estimativa da evapotranspiração.

Figura 2.4 - Erros na evapotranspiração associados as variáveis climáticas.



Fonte: Adaptado de Fisher et al. (2008).

### 2.3 Estudo da evapotranspiração

A evapotranspiração é o processo na qual a superfície perde água para a atmosfera por evaporação e/ou transpiração. A evaporação é a quantidade de água transferida para a atmosfera na forma de vapor proveniente de lagos, rios, oceanos, solo e outras superfícies hídricas. Para ocorrer evaporação é necessário que haja água líquida e troca de energia externa (a superfície é aquecida até o ponto de transformar a água líquida em vapor), tal energia é definida como calor latente de evaporação. Além da energia necessária para o processo, o ar circunvizinho deve ser não saturado, ou seja, as condições na atmosfera devem favorecer para que a água se transforme em vapor (GIACOMONI, ; ALLEN et al., 2011; ZHANG et al., 2016). O calor latente de evaporação é função da energia disponível pela massa de um corpo, assim sendo, a temperatura tem uma relação direta, pois quanto maior a temperatura maior será a energia aplicada ao corpo e, mantendo sua massa constante, maior será o calor latente de evaporação.

A transpiração é um processo biofísico das plantas na qual a água da planta é perdida para a atmosfera por meio da abertura dos estômatos. Através de suas raízes as plantas removem água e nutrientes do solo, que por sua vez percorre o caule e é utilizada como parte de seu processo metabólico (ALLEN et al., 1994). As plantas são uma das responsáveis pelo processo de equilíbrio da temperatura e da saturação que ocorre na atmosfera, em situações de déficit hídrico os estômatos se fecham, provocando também um déficit de evaporação. A transpiração depende de

variáveis como radiação, pressão de vapor, vento, umidade do ar e temperatura, além da capacidade do solo em infiltrar e armazenar água. A abertura e fechamento dos estômatos controlam os fluxos de carbono ( $\text{CO}_2$ ) e vapor d'água. No processo de geração de energia das plantas, fotossíntese, o  $\text{CO}_2$  é absorvido e juntamente com a radiação sintetiza a glicose e outros açúcares essenciais em seu desenvolvimento, liberando assim oxigênio ( $\text{O}_2$ ) e vapor para a atmosfera (BRUTSAERT, 2013).

O crescimento das culturas (momento em que as plantas precisam de mais nutrientes e água) é o momento de maior intensidade da ET e, os seus menores valores são observados durante o período de senescência. (ALLEN; SHRIVER, 1998) descreveu o processo em que, para culturas agrícolas a estimativa da ET é diretamente relacionada com os estágios do solo e com o Índice de Área Foliar (IAF). No plantio, período em que não há vegetação (IAF baixo), a radiação atinge a superfície e o solo perde umidade por evaporação. No desenvolvimento da planta, a radiação atinge a área foliar e é impedida de chegar diretamente até o solo, neste momento a ET é dominada pela transpiração das plantas e caracterizada pelo IAF (MOREIRA et al., 2019).

Em hidrologia a ET pode ser interpretada como um resíduo que é calculada por meio da diferença de vazão de uma bacia em relação a precipitação sua total. A precipitação na área da bacia possui um tempo de escoamento até deixar as suas fronteiras por meio da vazão de rios, lagos e da infiltração. Essa diferença entre o que precipitou e o que evazou de água é dada como a evaporação/evapotranspiração, estes métodos de cálculo de ET em bacias vem se mostrando eficaz e bastante utilizado na literatura por diversos modelos hidrológicos (YANG et al., 2011; WANG; HEJAZI, 2011; LIU et al., 2013). Além dos modelos hidrológicos, dados de sensoriamento remoto são utilizados para estimativa da ET. Os satélites coletam a informação terrestre por meio da radiação refletida/emitada pela superfície e, utilizando, por exemplo, de equações como a de Priestley Taylor é possível estimar a quantidade de ET a nível global com alta resolução espacial e temporal.

Diferentes produtos de sensoriamento remoto surgiram com o objetivo de estimar os fluxos evaporativos (FISHER et al., 2008; JIMENEZ et al., 2016; MARTENS et al., 2017). É por meio dos dados de sensoriamento remoto que modelos como o GLEAM e MOD16 são utilizados para obter uma melhor estimativa da ET e suprir a falta de dados espaciais. Os modelos numéricos de superfície possuem o mesmo objetivo, de melhorar as estimativas e suprir a falta de medidas (ANDREADIS; LETTENMAIER, 2006; HU et al., 2009; SHEFFIELD et al., 2010). Os modelos apresentam uma relação

direta da ET com a precipitação, em regiões onde a ET é maior há um deficit hídrico para os cultivos devido a baixa precipitação, conseqüentemente há uma menor quantidade de nuvens e maior radiação incidente, fator que acelera a evaporação (MAČEK et al., 2018).

Fenômenos de evaporação e ET são influenciados pela radiação solar, que transmite energia para a superfície terrestre e a atmosfera. A energia recebida pelos líquidos e sólidos presentes na superfície terrestre é responsável por elevar a temperatura e, assim, aumentar a pressão de vapor. O aumento da pressão de vapor acaba por provocar a evaporação, que é o primeiro passo para o processo de ET. O vapor de água se condensa nos pontos mais altos da atmosfera devido ao ar mais frio, formando nuvens, que são responsáveis pela precipitação. Estes processos de evaporação e ET são fundamentais para o equilíbrio da água na Terra, pois eles permitem que a água se mova entre a atmosfera, a superfície terrestre e os oceanos, criando um ciclo de água contínuo. Além disso, a evaporação e a ET também são responsáveis por regular a temperatura da atmosfera, pois a água evaporada absorve calor, contribuindo para a estabilidade do clima (XU et al., 2019; QUBAJA et al., 2020).

Zhang et al. (2020) realizaram um estudo comparando a ET de diversos modelos para os Estados Unidos e mostraram que as correlações em regiões de floresta são altas entre os valores simulados e observados. Nestas regiões o modelo Noah-MP apresentou os menores valores de correlação (92%) quando comparado a outros modelos. O mesmo se repetiu nas estimativas de ET para áreas de cultivos e pastagens e, na média, o modelo Noah desempenhou abaixo de modelos como GLEAM, MODIS, e VIC102.

Moreira et al. (2019) utilizaram uma rede de torres na AS para comparar as estimativas de ET do GLEAM e MOD16 sob diferentes biomas. O GLEAM possui alta acurácia em regiões de pastagem e menor em regiões de floresta tropical, enquanto que o MOD16 apresentou maior performance sobre savanas e florestas tropicais e baixa acurácia para lavouras e pastagens. Os autores também observaram que há uma tendência de superestimativa da ET na Amazônia, como também mencionado por Martens et al. (2017). Nos EUA o GLEAM também superestima a ET nas regiões de floresta mista, nesses locais os produtos de que utilizaram assimilação de dados apresentaram melhores estatísticas (KUMAR et al., 2019).

Souza et al. (2019) compararam o produto MOD16 com a estimativa da ET em duas torres de fluxo sobre áreas irrigadas no sul do Brasil. Os autores demonstraram que o MOD16 subestima a ET em ambas as torres na época de crescimento do

arroz, e que uma das possíveis causas é a baixa sensibilidade do MOD16 em estimar o deficit de pressão de vapor. Nas fazes iniciais do cultivo de arroz, onde a área de plantação está alagada e a biomassa disponível no solo é quase zero, a ET é dependente da evaporação da água no solo. Em zonas agrícolas irrigadas 80% dos valores de ET são provenientes de evaporação durante o estagio inicial de irrigação, com o desenvolvimento das plantas ocorre um crescimento da ET proveniente do aumento do IAF (ALBERTO et al., 2013; SOUZA et al., 2019). Também nos cultivos não alagados, como por exemplo cana de açúcar, soja e milho há necessidade de irrigação suplementar para o desenvolvimento e ganho de produtividade, o que de forma similar influência nos níveis de ET (CUNHA et al., 2017).

Em sistemas agrícolas de monocultura há um deficit hídrico mesmo quando há condições de radiação e temperatura adequada, fazendo-se necessário o uso de irrigação para complementar a quantidade de umidade utilizada pelas plantas para seu crescimento, por exemplo, durante o cultivo de soja a ET varia de 394mm a 538mm (APARECIDO et al., 2020). A variabilidade sazonal da ET é dependente das interações entre a umidade do solo e a precipitação. Uma análise realizada por Yang et al. (2018) mostrou que a taxa de evapotranspiração por precipitação (E/P) atinge 98% em regiões áridas, 59% e 67% em regiões úmidas e em zonas transientes, respectivamente. Nas áreas mais áridas(úmidas) uma maior(menor) quantidade de precipitação advém da evapotranspiração.

Ma et al. (2017) avaliaram a performance do Noah-MP nas estimativas de ET para os EUA e observaram que, ao comparar o modelo com as observações, há uma boa representatividade na sazonalidade da ET, com maiores superestimativas durante primavera. Os autores também notaram que a ET no Noah-MP possui maior bias nas regiões centrais e leste dos EUA onde a cobertura vegetal é maior, enquanto que na região oeste do país, onde a cobertura vegetal é menor, o bias é baixo. Outro trabalho com foco em regiões de floresta tropical, mostraram que ET é chave para a formação de nuvens convectivas, já que possui efeito direto na baixa atmosfera por meio da diferença regional de liberação de calor latente (LONG; SINGH, 2012).

Sabendo que as diferenças de calor geram pequenos turbilhões na camada limite planetária, que por sua vez forçam pequenas circulações locais, há uma intensificação os erros dos modelos derivados desse processo (LONG et al., 2021). Os fluxos de superfície impactam diretamente na altura da camada limite, na região amazônica a variabilidade diária indica que nos meses mais secos do ano há uma maior profundidade associados a liberação de calor sensível. Ainda na floresta essa camada é

modulada em grande parte pelo fluxo de calor latente e pela radiação solar incidente, a liberação de calor latente favorece o aquecimento diabático e, por consequência, a condensação de vapor d'água torna-se um importante mecanismo de transporte de energia e é fortemente relacionado com a dinâmica da atmosfera tropical (FISHER et al., 2008).

Modelos climáticos apontam para possíveis alterações nos biomas brasileiros em resposta aos impactos na vegetação devido às ações antrópicas e as mudanças climáticas. Estes modelos sugerem um cenário de substituição da caatinga por deserto em parte do nordeste brasileiro e um aumento considerável na área de savanas, onde se encontram atualmente florestas. Alguns modelos mostram cenários futuros de perda considerável da floresta amazônica (NOBRE et al., 2010). O desmatamento da floresta amazônica é um dos fatores que impactam diretamente em cenários futuros, uma das causas principais do desmatamento é a pecuária, onde cerca de 75% da área desmatada é ocupada por gado (MEIRELLES FILHO, 2007). Nos estudos climáticos Nobre et al. (1991) observou que um aumento na temperatura média da Amazônia de 2.5 °C vai ao encontro a uma redução de 30% na evapotranspiração, 25% na precipitação e até 20% no escoamento superficial. Por meio do modelo CMIP5, (WILD et al., 2015) apresentou que os maiores erros nas estimativa de radiação solar global são observados em áreas florestas tropicais, chegando a uma diferença de mais de 20 W/m<sup>2</sup>.

Existe uma reciclagem de umidade que é feita em escala local e regional pela floresta amazônica, de tal forma que há um controle da precipitação e temperatura pela evapotranspiração. Esta reciclagem é uma estimativa na qual objetiva-se em quantificar qual é a quantidade de precipitação proveniente da evapotranspiração em um determinado local (SALATI et al., 1979; ROCHA et al., 2018). As estimativas da taxa de reciclagem durante as estações úmidas podem variar de 35% a 80% e, a evapotranspiração na estação seca tende a permanecer invariável. Em faixas de desmatamento dentro de florestas há um aumento da precipitação na área desmatada, formado pelos bolsões de calor que se encontram nestes locais. Essas mudanças no bioma impactam na biodiversidade da região, na biomassa acima do solo e na absorção de carbono da atmosfera, o que por sua vez alteram a ET impactando diretamente no balanço de energia de uma região (ANDERSON et al., 2015). O trabalho de Paca et al. (2019) demonstrou que é possível utilizar equações lineares para estimar a ET na região amazônica e fazer o fechamento do BE, porém erros associados a física do sistema não são incorporados.

No cerrado a precipitação média anual pode chegar a pouco mais de 1500mm e é concentrada no verão, onde medidas de ET anual podem atingir 900mm (ROCHA et al., 2009). Neste bioma as variações da ET estão mais fortemente ligadas a precipitação, que ocorre devido a influência dos fenômenos atmosféricos de escala sinótica (Alta da Bolívia - AB, Zona de convergência do Atlântico Sul - ZCAS, Zona de Convergência Intertropical - ZCIT e Correntes de Jatos - CJ) e a variação do balanço de energia em função da radiação solar incidente a superfície. Juárez () indicaram que em uma região de cana de açúcar no cerrado o modelo BRAMS tende a superestimar a evaporação diária. Os autores também observaram que, ainda nesta região, ao substituir mata nativa por pastagem observa-se uma diminuição na precipitação e evapotranspiração, e um aumento na temperatura. O mesmo ocorre com a troca de vegetação de mata atlântica por cultivo de soja (JUÁREZ, ).

Os fluxos de calor são fortemente influenciados pela sazonalidade no cerrado, onde as variações nos fluxos de energia são controladas pela radiação incidente e umidade no solo, além das características da superfície como albedo e densidade de área foliar. Em geral, neste bioma há uma acurácia nos modelos baseados em sensoriamento remoto quanto a estimativa de evapotranspiração, que é diretamente influenciada pela radiação solar e pelo IAF (MOREIRA et al., 2019; MARTENS et al., 2017). Já na região do pantanal, Cabral et al. (2015) demonstraram que durante a estação chuvosa os valores de ET aproximam-se da maior quantidade de energia proveniente da irradiação solar. Nesta estação chuvosa, que ocorre no verão, há maior quantidade de radiação solar incidente a superfície o que corrobora para maiores valores de evaporação/evapotranspiração provenientes de regiões alagadas. Nos meses secos, inverno, há uma baixa na quantidade de água disponível no solo, que favorece o aumento da temperatura.

Utilizando dados de sensoriamento remoto e modelagem a partir de equações empíricas Bella et al. (2000) observaram que no bioma pampa há uma boa expectativa quanto as estimativas de evapotranspiração. Nos modelos como GLEAM e MOD16, essa boa representatividade da ET foi observada mesmo em áreas onde a vegetação é alterada sazonalmente por atividade humana. Dessa forma é possível observar a grande variabilidade da ET e a alta complexidade de representar fisicamente esse processo ao longo de toda AS.

## 2.4 Bioma amazônico

A floresta tropical amazônica é o maior e mais biodiverso dos biomas terrestres do planeta. Ela abrange quase toda a região amazônica da América do Sul, ocupando

uma área de cerca de 5,5 milhões de km<sup>2</sup>, e abriga cerca de 16.000 espécies de plantas, 1.300 espécies de aves e 550 espécies de mamíferos (VIANA et al., 2011). A floresta amazônica é também um importante regulador do clima global, contribuindo com cerca de 20% do carbono armazenado nas florestas tropicais do mundo (SOUZA JUNIOR et al., 2019). No entanto, a floresta amazônica vem sendo cada vez mais ameaçada, principalmente devido à expansão da agricultura, à exploração ilegal de recursos naturais e ao desmatamento (SANTOS et al., 2022).

A Amazônia é um ecossistema único que abrange alguns dos biomas mais diversos do mundo, e é reconhecido por sua grande biodiversidade. Segundo (SALAZAR et al., 2015), a região amazônica abrange cerca de 9 milhões de km<sup>2</sup>, cerca de 60% do território brasileiro e aproximadamente 40% do território da América Latina. Os dados mostram que o bioma amazônico é um dos maiores do mundo, cobrindo quase 40% da floresta tropical existente no planeta.

Em termos de sua superfície, o bioma amazônico é composto por florestas, savanas, manguezais, campos, matas secas, montanhas e outros tipos de ecossistemas, cada um com sua própria fauna e flora. Além dos ecossistemas terrestres, a região amazônica também é caracterizada por seus rios e lagos, que são importantes fontes de alimentos e recursos para humanos e animais. O rio Amazonas, por exemplo, é o segundo maior do mundo em extensão (METCALFE et al., 2008). O bioma possui uma rica superfície de solo que apresenta muitas características únicas que contribuem para a biodiversidade da região. O solo dessa área é composta principalmente por minerais de ferro e alumínio e por restos de matéria orgânica. O solo é extremamente fértil e contribui para a produtividade da região. O solo contribui para a produção de água subterrânea, uma vez que é um material altamente poroso que permite a infiltração de água e a liberação de nutrientes (PÉREZ et al., 2011).

A Amazônia possui uma variedade de outros tipos de solo. O solo arenoso é comum em áreas planas e tem a capacidade de reter umidade (KOTLAR et al., 2020). Por outro lado, o solo argiloso é um tipo de solo com elevada fertilidade, mas com baixa capacidade de retenção de água. A Amazônia possui grandes quantidades de solo podzólico, que é um solo rico em matéria orgânica e nutrientes, mas com baixa capacidade de retenção de água (MONTES et al., 2023).

A floresta amazônica é uma das regiões de maior biodiversidade da Terra, contendo uma vasta gama de espécies únicas e diversas de plantas e animais (HOPKINS, 2019). A vegetação da floresta amazônica é composta por uma variedade de diferentes espécies de plantas, variando de pequenas plantas herbáceas a árvores altas que formam

a camada de copa da floresta (HOPKINS, 2019). Essas florestas são caracterizadas por altos níveis de riqueza de espécies, com uma estimativa de 16.000 espécies de árvores e mais de 40.000 espécies de plantas (MIKKOLA, 2020).

A vegetação desempenha um papel importante na regulação do clima da região, absorvendo dióxido de carbono da atmosfera e liberando oxigênio no ar (HEINRICH et al., 2021).

O desmatamento do bioma amazônico é uma grande crise ambiental global e tem sido objeto de muitas pesquisas e debates científicos. De acordo com o World Wildlife Fund, cerca de 17% da Amazônia brasileira foi desmatada nos últimos 50 anos. As causas desse desmatamento são complexas e incluem fatores econômicos, ambientais e culturais (XU et al., 2022a).

Os impulsionadores ambientais do desmatamento incluem mudanças climáticas, degradação do habitat e redução da biodiversidade (BOULTON et al., 2022). As mudanças climáticas podem levar ao ressecamento da floresta amazônica, tornando-a mais suscetível a incêndios e desmatamento (SCHÜTZE; WALZ, 2021). A degradação do habitat é causada pela exploração madeireira, mineração e introdução de espécies não nativas que perturbam o delicado equilíbrio do ecossistema amazônico (BOULTON et al., 2022).

Boulton et al. (2022) apontaram para uma perda significativa da resiliência da floresta Amazônica desde o início dos anos 2000, principalmente devido às mudanças climáticas e ao desmatamento. A perda de resiliência é vista como um processo de *feedback* positivo que pode levar a uma transição para um estado alternativo menos denso em carbono e menos biodiverso, com graves consequências para o clima global e a sustentabilidade da região.

Cavalcante et al. (2020) abordaram em sua pesquisa que a chuva extrema na região da Amazônia tem aumentado ao longo das últimas décadas, com a intensidade e a frequência das chuvas extremas aumentando especialmente desde os anos 2000. Somado a isto, a região da Amazônia é uma das áreas mais afetadas por eventos extremos de precipitação no Brasil.

A precipitação anual na Amazônia está entre 2.000-3.000 mm, podendo ultrapassar em casos específicos. Esta alta quantidade de precipitação ajuda a manter o ambiente úmido necessário para as diversas espécies de plantas e animais que vivem na Amazônia (PACA et al., 2020).

Baker et al. (2021) demonstraram que há uma grande variação espacial e sazonal nas chuvas na Amazônia, mas que em geral, as tendências observadas apontam para um aumento das chuvas na região, especialmente no leste da Amazônia. No entanto, as mudanças são influenciadas por diversos fatores e ainda existem incertezas em relação às projeções futuras de chuvas na região.

Marengo et al. (2022) identificaram um aumento na temperatura média anual e uma diminuição na duração da estação chuvosa na região, com consequências negativas para a produção agrícola. Os modelos climáticos indicam um aumento nas temperaturas máximas e mínimas na região, o que pode intensificar o estresse térmico nas plantas. A expansão da agricultura na região tem aumentado a pressão sobre a floresta e outros ecossistemas naturais, o que pode levar a mudanças significativas no clima local e global.

## 2.5 Bioma do cerrado

O Cerrado é um bioma semelhante à savana encontrado na América Central e do Sul. É uma parte importante da paisagem brasileira, cobrindo quase 20% da área terrestre do país. Este bioma é caracterizado por sua vegetação diversificada, que inclui uma variedade de árvores, arbustos, gramíneas e ervas. O Cerrado também abriga várias espécies ameaçadas, incluindo antas, tamanduás-bandeira e cervos-do-pantanal (KLINK et al., 2020).

O Cerrado é considerado um dos biomas mais importantes do mundo e enfrenta ameaças crescentes de desmatamento e expansão agrícola. Pesquisas recentes destacam a importância da proteção do Cerrado, pois é essencial para a conservação da biodiversidade da região. Além das ameaças representadas pelo desmatamento, é provável que as mudanças climáticas tenham um impacto significativo no Cerrado. Pesquisas recentes sugeriram que a mudança climática provavelmente levará à redução das chuvas na região, resultando em mudanças nos padrões de vegetação e redução da biodiversidade (RODRIGUES et al., 2020).

As variações de precipitação têm um impacto direto na vegetação do Cerrado. Sullivan e Queenborough (2020) existe uma adaptação das folhas na região do cerrado. As espécies de plantas com folhagem "ponta de gota" apresentam distribuição em áreas mais secas, sugerindo uma possível adaptação a condições de menor disponibilidade de água. Os autores sugerem que a presença de pontas de gotas pode ser uma característica adaptativa importante para as plantas em regiões com maior estresse hídrico, como o Cerrado.

A exploração excessiva da vegetação no cerrado impacta diretamente as condições de precipitação no local. Segundo Rodrigues et al. (2022) a redução da vegetação nativa no Cerrado pode afetar negativamente a precipitação regional e a disponibilidade de água para as plantas, bem como aumentar a temperatura local. A qual está diretamente ligada, a mudança no uso da terra, na qual pode afetar a qualidade da água e a biodiversidade. Os autores destacam a necessidade de políticas que incentivem a preservação da vegetação nativa e o uso sustentável dos recursos naturais para garantir a segurança hídrica e alimentar na região.

O bioma cerrado é o segundo maior bioma do Brasil, cobrindo aproximadamente 21% da área total do país (SANO et al., 2019). É caracterizada por uma estação seca (maio a outubro) e uma estação chuvosa (novembro a abril) (LIMA et al., 2020). A precipitação no bioma cerrado varia muito entre os meses, variando de um mínimo de 13 mm em julho a um máximo de 395 mm em fevereiro (TODDE et al., 2021). Durante a estação seca, a precipitação média mensal é inferior a 30 mm (GONÇALVES et al., 2018). Durante a estação chuvosa, a precipitação é significativamente maior, com uma precipitação média mensal superior a 200 mm (LIMA et al., 2022).

A distribuição espacial da precipitação no bioma cerrado é altamente variável, com os maiores valores de precipitação ocorrendo na parte oeste do bioma e os menores valores ocorrendo na parte leste (TODDE et al., 2023). Essa variação espacial se deve principalmente ao fato de a parte oeste do bioma estar localizada na zona de transição entre as bacias amazônica e atlântica, que recebem mais chuvas do que a parte leste do bioma.

O bioma Cerrado é uma grande região de savana que se estende por grande parte do Brasil central. É caracterizada por um clima semiárido, com uma estação seca pronunciada de abril a setembro e uma estação chuvosa de outubro a março (CAVALCANTI, 2019). A precipitação é altamente variável em todo o bioma, com média de 1100 mm/ano (GRIFFITHS PERES, 2020).

Estudos recentes mostraram que o Cerrado vem experimentando uma diminuição geral na precipitação desde o início dos anos 2000 (GONÇALVES et al., 2018). Essa queda é mais acentuada no sul e leste do bioma, onde as chuvas diminuíram em até 30% (SOUZA et al., 2021). Essa diminuição tem sido associada à intensificação dos eventos El Niño Oscilação Sul (ENSO) na região (LIMA et al., 2022).

A diminuição das chuvas também tem sido associada às mudanças climáticas. Estudos constataram que a taxa de aumento da temperatura média no Cerrado é superior

à média global (VIEIRA et al., 2023). Esse aumento na temperatura tem sido associado a uma diminuição na precipitação, com modelos climáticos prevendo uma diminuição geral de 10-15% no Cerrado até o final do século (LIMA et al., 2022).

Os fluxos de energia do bioma Cerrado são um fator altamente importante no clima regional e na dinâmica dos ecossistemas. Pesquisas recentes destacam a complexidade dos fluxos de energia dentro do bioma cerrado e sua influência no clima regional (SILVA et al., 2018; LOPES et al., 2020).

O bioma Cerrado é uma região semiárida da América do Sul, localizada na região central do Brasil. Os fluxos de energia desta região estão fortemente ligados à sua vegetação, caracterizada por campos e cerrado. Os fluxos de energia também são influenciados por mudanças sazonais de temperatura e precipitação, bem como pela presença de estações seca e chuvosa (OLIVEIRA et al., 2021).

O bioma Cerrado possui alto potencial de produção de energia, devido a sua alta radiação solar e abundância de biomassa. Estudos recentes têm se concentrado em quantificar os fluxos de energia do bioma Cerrado e seus impactos no clima regional (CARDOSO et al., 2019; SILVA et al., 2021).

Estudos têm mostrado que os fluxos de energia do bioma Cerrado são dominados por fluxos de calor sensível e latente. Os fluxos de calor sensível são impulsionados principalmente por processos radiativos e convectivos, enquanto os fluxos de calor latente são impulsionados pela evapotranspiração (DIAS et al., 2022).

Os fluxos de energia do bioma Cerrado também são afetados por processos da superfície terrestre, como umidade do solo, estrutura da vegetação e albedo da superfície. Esses processos superficiais desempenham um papel importante na regulação dos fluxos de energia da região (LIMA et al., 2023). No geral, os fluxos de energia do bioma Cerrado são complexos e variam no tempo e no espaço. Compreender os fluxos de energia do bioma Cerrado é essencial para entender melhor o clima regional e a dinâmica dos ecossistemas.

## **2.6 Bioma do pampa**

O bioma Pampa é um ecossistema de pastagem localizado principalmente na Argentina, Uruguai e Brasil. Sua vegetação é composta por uma variedade de gramíneas e arbustos, adaptados ao clima semiárido e caracterizados pela presença de espécies resistentes à seca (DI RIENZO et al., 2018). A vegetação do bioma Pampa é altamente diversificada e inclui uma grande variedade de gramíneas e arbustos adaptados ao

clima semiárido, como *Cenchrus ciliaris*, *Panicum maximum* e *Cynodon dactylon* (COSTA et al., 2019). Essas espécies são capazes de sobreviver e prosperar no ambiente hostil da região do Pampa devido às suas características de resistência à seca (RODRIGUES et al., 2020).

O bioma Pampa é altamente vulnerável às mudanças climáticas devido à sua natureza semiárida e seus altos níveis de produção agrícola (AMARAL et al., 2021). Nos últimos anos, o regime de precipitação na região mudou, resultando em aumento dos períodos de seca e diminuição da fertilidade do solo (ALMEIDA et al., 2022). Isso levou a um aumento no número de espécies vulneráveis às mudanças climáticas e a uma diminuição geral da biodiversidade (NUNES et al., 2023).

Infelizmente, devido à alta atividade agrícola na região, o bioma Pampa enfrenta um alto nível de destruição de habitat, o que está levando a maiores perdas de biodiversidade (DI RIENZO et al., 2018). Adicionalmente, o sobrepastoreio e a introdução de espécies invasoras também estão a contribuir para a degradação do ecossistema (COSTA et al., 2019). Para proteger este ecossistema único e importante, é essencial implementar medidas de conservação que abordem essas ameaças, bem como promover práticas sustentáveis de gestão da terra (RODRIGUES et al., 2020).

O bioma Pampa é um vasto ecossistema de pastagens localizado na América do Sul. Este bioma é caracterizado por ventos fortes, baixas temperaturas, baixa precipitação anual e um terreno ondulado. A precipitação anual no bioma Pampa é altamente variável, variando de 200-800 mm (RUFINO et al., 2018).

A precipitação no bioma Pampa é determinada principalmente pelo El Niño-Oscilação Sul (ENOS), um padrão climático recorrente que afeta o Oceano Pacífico tropical e seus continentes adjacentes. Durante a fase do El Niño, os níveis de precipitação tendem a ser maiores no bioma Pampa, enquanto durante a fase de La Niña, os níveis de precipitação tendem a ser menores (BIANCHI et al., 2019).

O bioma Pampa também foi afetado pelas mudanças climáticas nos últimos anos, com temperaturas subindo mais rápido do que o esperado (FAVEIRO et al., 2020). Isso levou a uma diminuição geral da precipitação anual na região, com a precipitação média anual diminuindo de 800 mm no final da década de 1990 para 600 mm no início da década de 2020 (GARIMBOTI et al., 2021).

No geral, a precipitação anual no bioma Pampa é altamente variável e é fortemente influenciada pelo El Niño-Oscilação Sul, bem como pelas mudanças climáticas. A

precipitação média anual diminuiu nas últimas duas décadas, e espera-se que continue diminuindo nos próximos anos (RIOS et al., 2022; FONTANA et al., 2023).

O bioma Pampa é um vasto e complexo ecossistema localizado na América do Sul. Possui uma gama única e diversificada de espécies, muitas das quais ainda não foram totalmente compreendidas. Os fluxos de energia do bioma Pampa são de particular interesse devido ao seu potencial para fornecer informações sobre a dinâmica climática e ambiental da região. Este artigo discutirá as pesquisas atuais sobre os fluxos de energia do bioma Pampa, com foco nas contribuições da vegetação, topografia e clima.

A vegetação desempenha um papel importante nos fluxos de energia do bioma Pampa. Estudos têm mostrado que o tipo e a quantidade de vegetação presente na região têm um impacto significativo no balanço energético da área (KELLER et al., 2018; SÁNCHEZ et al., 2019). Por exemplo, a presença de florestas e grandes áreas de pastagens resulta em aumento da evapotranspiração e redução das temperaturas de superfície, resfriando a área (GUTIERRES et al., 2018). Além disso, a vegetação pode alterar o albedo da área, resultando no aumento da absorção da radiação solar no bioma Pampa (GONCALEZ E MARTINES, 2020).

A topografia é outro fator importante que influencia os fluxos de energia do bioma Pampa. A elevação e a inclinação podem alterar a distribuição da radiação solar, resultando em efeitos de resfriamento e aquecimento em diferentes áreas do bioma (GURIERRES et al., 2018). Além disso, a presença de montanhas e outras feições topográficas podem gerar inversões térmicas, resultando no acúmulo de calor nas áreas baixas do bioma Pampa (KELLER et al., 2020).

Finalmente, o clima também é um fator importante que afeta os fluxos de energia do bioma Pampa. Estudos têm mostrado que o clima da região é altamente variável, com períodos de clima úmido e seco (KELLER et al., 2018). Durante os períodos úmidos, a evapotranspiração aumenta e a temperatura da superfície diminui, enquanto nos períodos secos a evaporação diminui e a temperatura da superfície aumenta (KELLER et al., 2020).

### 3 DADOS E METODOLOGIA

Nesta seção estão sendo apresentados os conjuntos de dados que serão utilizados ao longo do trabalho. Primeiramente será apresentado a plataforma de simulação dos modelos de superfície e os dados que serão utilizados para os experimentos. Em seguida, será realizada uma abordagem sobre a composição do experimento. Por fim, será apresentado as regiões de estudo e os métodos estatísticos utilizados para validação e avaliação dos erros dos modelos.

A partir da relevância das forçantes atmosféricas (pressão, precipitação, temperatura 2 m, umidade, radiação de onda curta descendente e radiação de onda longa ascendente) como fatores determinantes para o desenvolvimento de modelos de superfície, a metodologia aqui apresentada busca estudar o efeito dessas variáveis no balanço energético sobre a AS. A análise desses fatores também permite avaliar o impacto que as forçantes de radiação e precipitação têm nas condições de superfície dessa região. A partir de dados meteorológicos e climáticos históricos da região, os modelos de simulação podem ser ajustados para melhor representar a variabilidade natural da região, o que poderá aumentar a precisão do acoplamento entre modelos de superfície e os modelos de previsão do tempo e clima.

A partir de então, os produtos regionais de radiação e precipitação do MERGE e CERES (descritos nas Seções 3.4 e 3.5 respectivamente) serão testados como forçantes atmosféricas para o GDAS. Esta avaliação é importante para verificar a precisão dos modelos regionais de radiação e precipitação, bem como para avaliar se esses produtos podem substituir as forçantes atmosféricas já fornecidas pelo Global Land Data Assimilation System (GDAS).

Com base em análises detalhadas dos dados, o uso desses produtos regionais pode fornecer informações mais precisas sobre a radiação solar global e a precipitação, além de ajudar a melhorar a qualidade da previsão do clima. A metodologia proposta será dividida em duas etapas principais. A primeira etapa envolve a forçamento do modelo de superfície no modo offline, que será feita com base em dados de temperatura, pressão, umidade e outras variáveis climáticas para comparar com dados de referência, oriundos de estações de medição de fluxos e o Global Land Data Assimilation System (GLDAS). Em uma segunda etapa do trabalho, serão analisadas a variabilidade espacial dos fluxos energéticos do BE para toda a AS, durante a atuação de eventos de ENOS.

Para estudar a primeira etapa do trabalho e entender como o modelo de superfície se

destaca das demais referências utilizadas atualmente, serão realizados experimentos onde os modelos de superfície Noah-MP, CLSM e IBIS serão simulados utilizando a plataforma Land Information System (LIS), dando forma assim ao South America Land Information System (SALDAS-2). Os experimentos são descritos com um maior grau de detalhamento na Seção 3.9. A partir das avaliações das saídas dos modelos obtidos por meio das análises realizadas da primeira etapa do trabalho, é proposto em uma segunda etapa destacar os padrões dos fluxos energéticos para a AS durante eventos de ENOS.

A fim de melhor compreender a modelagem do balanço de energia e o papel dos fluxos turbulentos em diferentes superfícies na AS, serão utilizados dados observacionais de estações meteorológicas, torres de fluxos (Seção 3.6), produtos de sensoriamento remoto (Seção 3.4, 3.5) e dados do Global Land Data Assimilation System (GLDAS)(Seção 3.7).

Ao realizar análises segmentadas, a escolha recaiu sobre três biomas brasileiros que possuem dados disponíveis de torres de fluxos: Amazônia, Cerrado e Pampa. Para investigação espacial da evapotranspiração, serão do GLDAS, atual referência em modelagem. Assim, os resultados obtidos permitirão compreender com maior profundidade como a distribuição de umidade impacta no BE. No segundo estágio serão levantados o comportamento e os padrões das componentes do BE na América do sul pelo modelo que melhor performou no Capítulo 1 de resultados.

### **3.1 Descrição do *Land Information System* - LIS**

O Land information System (LIS - (KUMAR et al., 2006)) é um sistema de informação desenvolvido pela National Aeronautics Space Administration (NASA) com o objetivo de integrar dados observacionais e simulações de modelos numéricos de superfície em alta resolução espacial e temporal. Esse sistema é baseado na modelagem de superfície e assimilação de dados, e tem a finalidade de aprimorar a descrição dos processos que ocorrem na dinâmica do solo-vegetação-atmosfera. Os resultados obtidos possibilitam um melhor entendimento da interação entre o meio ambiente e os fenômenos climáticos, dando suporte para a tomada de decisão e gerenciamento de eventos climáticos.

O LIS (Land Information System) é uma plataforma de software de código aberto que fornece recursos para modelagem de superfície (KUMAR et al., 2006). Ele possui variáveis que servem como condição inicial para simulações e integra dados que descrevem as características e a física dos parâmetros de topografia, tipo de solo, altura

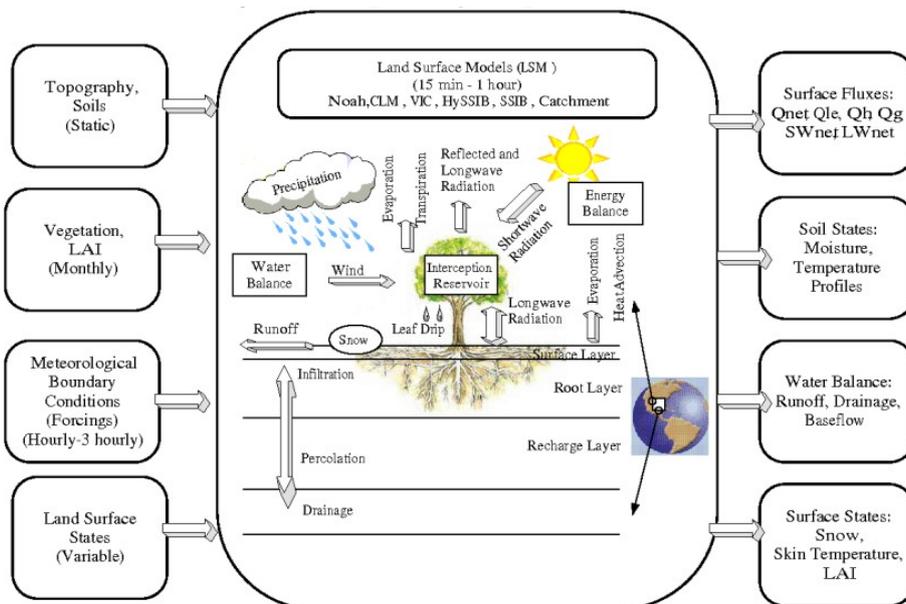
da vegetação, entre outros. Essas variáveis são fundamentais para a realização de simulações físicas, pois permitem aos usuários a representação precisa das condições espaciais e temporais da superfície terrestre (GIRALDO et al., 2016).

De forma geral, o LIS oferece recursos para armazenar, processar, analisar, visualizar e gerar mapas de estruturas superficiais, permitindo aos usuários a capacidade de realizar análises de superfície e monitorar a mudança das condições espaciais e temporais, contribuindo para a tomada de decisões eficaz e para a geração de informação geográfica precisa para o planejamento de terrenos (LIU et al., 2010).

A integração de dados permite a obtenção de estados ótimos de superfície que contribuem para a melhoria da estimativa de variáveis físicas, como fluxo de calor latente, sensível e calor no solo, radiação líquida de onda curta e longa, umidade e perfis de temperatura do solo, escoamento superficial, drenagem, estados de neve, temperatura da superfície, índice de área foliar, entre outros.

Estes resultados são obtidos a partir da análise de dados de várias fontes, como imagens de satélite, dados de modelagem, dados de campo, entre outros, que são integrados e validados para fornecer informações mais precisas e confiáveis. (Figura 3.1).

Figura 3.1 - Esquema de processos de entrada e saída do LIS.



O uso do LIS permite uma análise precisa do uso da terra, o que pode ajudar a identificar áreas adequadas para o desenvolvimento de energia. A ferramenta ainda pode ser usada para avaliar o potencial de fontes de energia renováveis, entre outras aplicações práticas. No geral, o LIS é uma ferramenta poderosa que pode ser usada para desenvolver diversos tipos de estudos que envolvam os ciclos de energia, água e carbono.

### **3.2 Modelagem de superfície**

Os modelos de superfície podem ser usados para simular o comportamento da atmosfera com maior precisão do que os modelos empíricos. Os de superfície podem ser utilizados tanto offline como online, em conjunto com um modelo atmosférico. Quando os modelos de superfície estão operando offline, as variáveis forçantes necessárias para inicialização devem ser fornecidas por fontes externas. Essas variáveis incluem umidade, temperatura a 2m, pressão, velocidade e direção do vento a 2mt, taxa de precipitação e radiação de ondas curtas e longas descendente. Estes dados são essenciais, pois têm um forte impacto na circulação atmosférica e nos parâmetros meteorológicos da superfície.

Os modelos de superfície desempenham um papel importante no prognóstico de variáveis de energia e água nos modelos atmosféricos. O modelo de superfície Noah-MP, disponível no WRF por exemplo, estima as trocas de energia e água entre a atmosfera e a superfície através de um processo físico-biofísico que inclui diversos parâmetros relacionados à cobertura do solo, a vegetação e a natureza das camadas de solo. Esta parametrização fornece um melhor detalhamento da superfície, permitindo ao modelo atmosférico melhores níveis de precisão para previsão das variáveis de energia e água (YANG et al., 2011).

#### **3.2.1 Descrição do modelo de superfície Noah-MP**

O Noah-MP é um dos modelos da plataforma Land Information System (LIS) que fornece um meio para estimar os estados ótimos do balanço de energia, água e carbono em um sistema terrestre. O modelo foi desenvolvido para representar a interação entre a superfície terrestre e a atmosfera, bem como para prever os fluxos de energia, água e carbono entre os dois.

O Noah-MP usa o balanço de energia para simular o movimento da água na superfície terrestre, como por exemplo, evaporação, transpiração, infiltração e escoamento. O modelo também integra processos químicos e biogeoquímicos para calcular os fluxos

de carbono na superfície terrestre. Estes processos incluem a fotossíntese, liberação de dióxido de carbono pelo solo e produção de biomassa. O Noah-MP também foi desenvolvido para simular a interação entre a superfície terrestre e a atmosfera, como por exemplo, o transporte de vapor de água, gases e partículas.

O Noah-MP é um modelo científico que pode representar os processos biofísico-químicos da superfície de um ecossistema terrestre. Ele é capaz de simular os efeitos das atividades da vegetação, do comportamento das partículas de neve e da influência da radiação, além de representar o escoamento e a resistência estomacal de um dossel, o albedo da superfície com neve, as condições de limite inferior do solo e a cobertura vegetal. Estes processos têm um grande impacto na dinâmica ecológica do ecossistema, resultando em mudanças na qualidade da água, qualidade do ar, temperatura e outros fatores que afetam diretamente a saúde humana e dos ecossistemas (NIU et al., 2011).

Yang et al. (2011) demonstraram que o modelo Noah-MP é um importante modelo de representatividade de vegetação dinâmica, com dados de forçantes do GLDAS. Eles mostraram que o modelo apresenta boas estimativas das variáveis de umidade do solo e evapotranspiração. Pilotto et al. (2015) mostraram que o Noah-MP representa satisfatoriamente a sazonalidade e magnitude da umidade em superfície para a Amazônia Sudeste. Os autores concluíram que o referido modelo é uma escolha viável para a estimativa da umidade em superfície para a região.

A escolha do Noah-MP para realização desta pesquisa foi fortemente influenciada pelo seu desenvolvimento avançado e seu grande poder computacional. O modelo considera todos os processos fotossintéticos das plantas, como a respiração, o ciclo de nitrogênio e o índice de área foliar. Essas variáveis são fundamentais para estimar corretamente a radiação e para o fechamento do balanço de energia entre a atmosfera e a superfície terrestre. Diante disto, o modelo é capaz de simular a evapotranspiração, a temperatura do ar e a umidade relativa, facilitando a análise das condições meteorológicas. Isso torna o modelo ideal para realizar análises de longo prazo e para aplicações em grandes áreas.

Diante do acima exposto, o Noah-MP é um dos modelos de superfície mais populares na comunidade científica devido à sua versatilidade e capacidade de simular fenômenos meteorológicos complexos como a umidade do solo, a evaporação, a evapotranspiração, a temperatura do ar e a radiação solar. O modelo incorpora um sistema de balanceamento de energia de alta resolução, o que o torna ideal para previsões meteorológicas de curto prazo (MIRALLES et al., 2011). Devido à sua pre-

ção, foi amplamente usado para estudos relacionados ao clima e à previsão do tempo, particularmente para a previsão de curto prazo (SALAS et al., 2018). Como resultado, o uso do modelo Noah-MP como parametrização do modelo WRF permite uma maior precisão na previsão de longo prazo, ao mesmo tempo em que a plataforma NU-WRF aumenta a eficiência no processamento dos dados.

### 3.2.2 Descrição do modelo de superfície CLSM

O modelo de captação da superfície (Do inglês: *Catchment Land Surface Model* foi desenvolvido pela NASA com o objetivo de descrever os processos que ocorrem na superfície com maior grau de realidade (BECHTOLD et al., 2019). O CLSM calcula processos como a profundidade do lençol freático, umidade do solo e o particionamento dinâmico da superfície, escoamento superficial, além dos balanços de energia. A partir dos dados de forçantes atmosféricas, o modelo estima regimes de condutância na canopla da superfície que podem ser prescritos pelo índice de área foliar e fração de vegetação, além das variáveis prognósticas de temperatura e umidade. O CLSM também permite que processos de sedimentação, erosão e transporte de sedimentos sejam simulados. A partir do acima esclarecido, é possível prever o comportamento de variáveis importantes para a manutenção da qualidade hídrica, tais como produção de sedimentos, estabilização da carga de nutrientes, controle da temperatura da água e redução de inundações (HOUBORG et al., 2012).

O CLSM da NASA tem sido amplamente usado para simular e prever o comportamento de variáveis importantes para a manutenção da qualidade hídrica. Além disso, calcula processos como a profundidade do lençol freático, umidade do solo, escoamento superficial e balanços de energia. Estimando regimes de condutância na canopla da superfície, com base nos dados de forçantes atmosféricas. O modelo também permite a simulação de processos de sedimentação, erosão e transporte de sedimentos. Com isso, o CLSM tem se mostrado um importante instrumento para a gestão da qualidade hídrica, pois permite prever e compreender melhor os processos que ocorrem na superfície (BECHTOLD et al., 2019).

O modelo é baseado no Simple Biosphere Model (SIB) (SELLERS et al., 1986), que calcula o balanço de energia de forma robusta. As variáveis utilizadas pelo SIB são importantes para a precisão das previsões, como os fluxos de radiação entrantes e saíntes da superfície, o cosseno entre o ângulo zenital de incidência do feixe de radiação, a profundidade óptica da atmosfera, a difusividade óptica, o coeficiente de espalhamento e a área foliar acumulada. Esses parâmetros são essenciais para estimar o fluxo de calor necessário para o fechamento do balanço de energia. Além disso, o

SIB também considera outros fatores, como as propriedades dos solos, a cobertura de neve e a cobertura de nuvens, que influenciam a radiação incidente e a temperatura da superfície.

O CLSM utiliza a equação de Penemann-Montheith para calcular a evapotranspiração. Isso permite ao modelo descrever diferentes estados de umidade, capturando fluxos de evapotranspiração tanto com limitação de energia quanto de água. O CLSM é capaz de calcular a ET em regiões de saturação, regiões onde as folhas estão no ponto de murcha e regiões não saturadas. Estudos têm demonstrado que as estimativas de evapotranspiração em regiões saturadas são mais precisas do que em regiões de ponto de murcha, que por sua vez, são maiores do que nas áreas não saturadas (BECHTOLD et al., 2019).

### 3.2.3 Descrição do modelo de superfície IBIS

O modelo de superfície IBIS é um sistema de modelagem de superfície baseado em física usado para simular a dinâmica da superfície terrestre, como hidrologia, trocas de energia e momento entre a atmosfera e a superfície terrestre e dinâmica da vegetação. Este modelo numérico é usado em uma variedade de escalas espaciais e temporais para produzir parâmetros de superfície terrestre de alta resolução, de escalas globais a locais. Ele pode ser usado para uma ampla gama de aplicações, desde estudos climáticos até gerenciamento de recursos hídricos locais.

Atualmente, o IBIS é um dos modelos utilizados no Modelo Atmosférico Brasileiro (BAM) um Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (GCMA) desenvolvido pelo CPTEC /INPE. Dentre os três modelos SALDAS-2 (explicado em detalhes na 3.8) apresenta-se o maior número de camadas abaixo do solo, divididas em 12 níveis de profundidade, a fim de melhor parametrizar o sistema radicular das plantas (Kubota 2012).

O IBIS foi desenvolvido para representar os processos que ocorrem na superfície, como física ambiental, processos fisiológicos do dossel, fenologia vegetal, fluxos de energia, carbono e ciclo de nutrientes. O modelo, assim como o Noah-MP, também apresenta vegetação dinâmica (FOLEY et al., 2005). Para cada ponto da grade, são resolvidas duas camadas de vegetação, uma das quais inclui vegetação rasteira e a outra é responsável por parametrizar as árvores mais altas. O IBIS também apresenta três camadas que descrevem a cobertura de neve e incluem um módulo responsável pelo estoque de carbono do solo e mudanças na vegetação em uma escala de tempo de meses a anos.

### 3.3 *Global Data Assimilation System - GDAS*

O Sistema de Assimilação Global de Dados (GDAS) conecta dados observacionais de superfície, aeronaves, boias, radares, dados de radio sondagem e observações por satélites, e pode ser utilizado para inicializar o modelo atmosférico Global Forecast System (GFS), que possui resolução de  $0,025^\circ$ , 64 níveis na vertical e análises diárias disponibilizadas pelo *National Weather Service* (NWS) às 00, 06, 12 e 18 UTC para um horizonte de 16 dias. Ao conectar tais informações em uma grade de espaço, o GDAS estimula o modelo de previsão do tempo para ser mais preciso e próximo do observado.

A assimilação de dados é um processo fundamental para o desenvolvimento de previsões climáticas confiáveis, pois atualiza os dados dos modelos com informações coletadas de fontes observacionais. Estudos têm demonstrado que a assimilação de dados melhora significativamente a qualidade das previsões por meio de um ajuste mais preciso das condições iniciais (KUMAR et al., 2014). Assim, o GDAS fornece um método eficaz para melhorar a precisão do modelo GFS e, conseqüentemente, as previsões climáticas.

O GDAS é uma fonte de dados de superfície de quase realimentação, disponível para download diariamente através de <https://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/global-data-assimilation-system-gdas>, com uma resolução de  $0,25^\circ$  em latitude e longitude. O GDAS também é a fonte de dados de superfície utilizada na inicialização dos modelos de tempo e clima do CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos). Os dados do GDAS podem ser usados para a previsão de curto e médio prazos, bem como para estudos climáticos e experimentos de modelagem de tempo e clima.

### 3.4 *Estimativa de precipitação (MERGE)*

O produto MERGE/INPE foi desenvolvido no CPTEC é um produto que combina dados observacionais do Global Telecommunication System (GTS) e das estações automáticas com estimativas de precipitação provenientes de sensores remotos, como o Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), o Tropical Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA) e o Global Precipitation Measurement (GPM) (ROZANTE et al., 2010). Estes sensores remotos possuem a capacidade de coletar informações detalhadas sobre a precipitação em áreas geograficamente extensas, pois podem monitorar a distribuição das chuvas ao longo de um período de tempo significativamente maior do que os dados observacionais obtidos a partir de estações automáticas. O

sensoriamento remoto fornece dados precisos sobre a precisão temporal e espacial da precipitação, ajudando a melhorar a qualidade das estimativas de chuva. Diante disso, o produto MERGE permite obter um resultado de maior precisão de estimativa de precipitação, que é fundamental para a previsão meteorológica e para a compreensão das condições climáticas em regiões específicas.

Os dados utilizados pelo MERGE atualmente possuem uma alta resolução espacial, de 5km de acordo com os dados do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) (ROZANTE et al., 2010). Estes, são produzidos para cobrir toda a América do Sul, fornecendo saídas mensais e estimativas diárias para o território brasileiro (90°W-26°W e 57°S-13°N (AS), 75°W-34°W e 35°S-06°N (BR)). Além disso, o Global Precipitation Measurement-Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (GPM-IMERG) é usado para produzir estimativas mais precisas. Estes dados são fornecidos em duas resoluções: uma estimativa rápida (denominada Early) e outra mais precisa, que é obtida com o auxílio de mais dados (denominada Late).

Devido à sua resolução de 5km para toda a área de estudo, o produto MERGE minimiza os problemas de interpolação entre as estações observacionais onde há falta de dados, proporcionando uma boa alternativa para esta problemática (ROZANTE et al., 2018). Os acumulados diários estão disponíveis em [ftp.cptec.inpe.br/modelos/io/produtos/MERGEread\\_MERGE.pdf](ftp.cptec.inpe.br/modelos/io/produtos/MERGEread_MERGE.pdf), oferecendo um ótimo nível de acurácia na previsão de chuvas.

### 3.5 Radiação de ondas curtas do CERES

O *Clouds and Earth's Radiant Energy System* (CERES) é um conjunto de instrumentos em operação desde 2000, desenvolvido pela NASA para medir a quantidade de energia emitida e absorvida pela atmosfera da Terra (LOEB et al., 2018). Este sistema é uma parte importante do Sistema de Observação da Terra e é projetado para medir o balanço de radiação da Terra no topo da atmosfera, que é o equilíbrio entre a luz solar que entra e a radiação que sai. Ao monitorar esse equilíbrio, o CERES pode fornecer informações sobre como nuvens, aerossóis e outros componentes da atmosfera interagem com o sistema climático da Terra e como essa interação afeta as mudanças climáticas.

O conjunto de instrumentos CERES é composto por três instrumentos: CERES-FM1 (o instrumento de primeira geração), CERES-FM2 e CERES-FM3. Esses instrumentos medem a luz solar refletida (ondas curtas), a radiação emitida (ondas longas) e o fluxo total de energia no topo da atmosfera. O CERES-FM1 consiste em três canais

que medem a radiação de ondas curtas e ondas longas de banda larga, enquanto o CERES-FM2 e o CERES-FM3 possuem canais adicionais que medem informações espectrais e de banda larga (NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION NASA, 2021).

Além de medir o balanço de radiação da Terra, o CERES também fornece informações sobre propriedades de nuvens, propriedades de aerossóis e outros componentes da atmosfera. Isso ajuda os cientistas a entender melhor como nuvens, aerossóis e outros componentes da atmosfera interagem com o sistema climático. As medições CERES também são usadas para avaliar modelos climáticos globais, que são usados para fazer previsões sobre mudanças climáticas futuras.

O CERES foi lançado em 1998 e faz parte do Sistema de Observação da Terra. O instrumento CERES mede o balanço de energia da Terra medindo a quantidade de radiação solar recebida (insolação) e a radiação infravermelha emitida. Com esses dados, os cientistas podem medir a quantidade de energia que é refletida, espalhada e absorvida pela superfície da Terra. Esta informação é importante para entender e prever mudanças climáticas e padrões climáticos (ZHENG et al., 2020).

O CERES tem sido uma ferramenta inestimável para os cientistas na compreensão do balanço de energia da Terra e modelagem da superfície. Os dados coletados pelo CERES forneceram informações valiosas para pesquisas sobre mudanças climáticas, meteorologia e monitoramento ambiental, e ajudaram a melhorar a precisão dos modelos de superfície (CLOUDS..., n.d.).

### 3.6 Torres de fluxo

As torres de fluxo de eddy covariance tornaram-se ferramentas cada vez mais importantes para estudar a troca de energia, água e carbono entre a biosfera terrestre e a atmosfera na América do Sul. As torres medem os fluxos turbulentos de energia e matéria através do ar e fornecem uma visão integrada dos processos de troca de energia-água-carbono em uma ampla gama de escalas espaciais e temporais. Na América do Sul, as medições foram implantados em uma variedade de ecossistemas, incluindo savanas, pastagens, matagais e florestas. Esses dados foram usados para melhorar nossa compreensão do clima, vegetação e hidrologia regionais. As torres de medição também têm sido usados para avaliar o impacto das mudanças no uso da terra, como o desmatamento, nos balanços regionais de energia e água, e para avaliar os efeitos das mudanças climáticas no ciclo regional do carbono (ANDRADE et al., 2021).

Na Figura 3.2 é representada as torres de fluxo que foram utilizadas para a validação das simulações realizadas pelos modelos estudados nesta tese, por meio dos experimentos que serão descritos a seguir (Seção 3.9).

Figura 3.2 - Distribuição das torres de fluxo disponíveis dos projetos LBA e Sulflux.



Ao realizarmos uma análise pontual dos diferentes biomas, é importante destacar que a localização das torres de observação foi escolhida de maneira cuidadosa para permitir a representatividade geográfica necessária para os estudos. Isso significa que as torres foram selecionadas de acordo com a distribuição dos biomas e suas características climáticas. Esta seleção foi realizada com base em dados e informações climáticas, geográficas, topográficas, geológicas, biológicas e hidrológicas, do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). As torres foram colocadas em locais onde não havia obstáculos, como edifícios altos ou quaisquer outras impossibilidades, que pudessem interferir nas condições de observação, segundo recomendações da *World Meteorology Organization (WMO)*.

A Tabela 3.6 apresenta as torres utilizadas para a comparação com os dados mode-

lados e também o período de disponibilidade de dados em cada uma das torres.

Tabela 3.1 - Período de dados existentes para cada torre na AS

Amazonia		Cerrado		Pampa	
Torre	Período	Torre	Período	Torre	Período
<b>K34</b>	2000-2006	<b>BRA</b>	2011	<b>CAS</b>	2009-2015
<b>K67</b>	2002-2005	<b>FEX</b>	2007-2010	<b>CRA</b>	2009-2014
<b>K77</b>	2000-2005	<b>FMI</b>	2009-2013	<b>PAS</b>	2013-2016
<b>K83</b>	2000-2004	<b>FSN</b>	2000-2002	<b>PRS</b>	2003-2004
<b>RJA</b>	2000-2002	<b>PDG</b>	2001-2003	<b>SMA</b>	2013-2015
<b>SIN</b>	2005-2009	<b>USE</b>	2001-2002		
<b>FNS</b>	2000-2002				

Em estudos anteriores, o balanço de energia foi calculado a partir da diferença entre a radiação líquida ( $R_{net}$ ) e a soma do fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor do solo (G).

As torres de fluxo são frequentemente utilizadas para medir a quantidade de energia e massa trocadas entre a superfície terrestre e a atmosfera. No entanto, essas medições podem apresentar desvios em relação às componentes de energia radiativa, calor latente e calor sensível, o que pode resultar em um desbalanço no BE. Alguns autores têm observado esse desbalanço e destacam a necessidade de corrigir os valores de H e LE para que haja fechamento do balanço de energia e maior precisão nas medições. Essa correção é importante para garantir a confiabilidade dos dados obtidos a partir das torres de fluxo e para avançar na compreensão dos processos de troca de energia e massa entre a superfície terrestre e a atmosfera (SOUZA et al., 2019; SILVA FILHO et al., 2019).

A técnica da razão de Bowen é frequentemente utilizada no pós-processamento de dados EC como uma alternativa para o ajuste no balanço de energia em medições de torres de fluxo. Essa técnica é baseada na fração entre os fluxos LE e H, obtida por meio dos resíduos da equação de balanço de energia  $RAE = R_{net} - LE - H - G$ . O objetivo é distribuir um novo valor para LE e H, a fim de ajustar o desbalanço entre esses componentes.

Diante disto, A Equação 3.1 é utilizada para calcular os novos valores da razão de Bowen para cada torre. O método é uma alternativa valiosa para corrigir as medições de fluxo de energia, permitindo a obtenção de dados mais precisos e confiáveis para

estudos relacionados ao balanço de energia em ecossistemas terrestres. O uso da técnica da razão de Bowen  $\beta$  é amplamente adotado na comunidade científica, sendo descrita em detalhes por Twine et al. (2000) e outros autores.

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (3.1)$$

Com os valores da razão de Bowen, os novos valores de LE e H são calculados pelas Equações 3.2 e 3.3, respectivamente:

$$H = \frac{\beta(Rn - G)}{1 + \beta} \quad (3.2)$$

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad (3.3)$$

onde Rnet é a radiação líquida e G o fluxo de calor do solo dos dados da torre.

### **3.7 Global Land Data Assimilation System - GLDAS**

O Global Land Data Assimilation System (GLDAS) é uma ferramenta importante para cientistas, meteorologistas e outros pesquisadores no campo da ciência do clima. O GLDAS é um sistema abrangente de assimilação de dados da superfície terrestre que combina dados de várias fontes, incluindo modelos, observações e reanálises, a fim de criar um conjunto de dados global de variáveis da superfície terrestre. Este sistema permite aos usuários estudar o ambiente da superfície terrestre em escala global e fornece um recurso inestimável para a melhoria da previsão e monitoramento do clima.

Um dos usos mais importantes do GLDAS é a capacidade de monitorar e prever mudanças no ambiente da superfície terrestre. O sistema fornece uma riqueza de dados sobre as variáveis da superfície terrestre, como umidade do solo, temperatura, precipitação, cobertura de neve e vegetação, entre outras. Essas informações podem ser usadas para rastrear mudanças no ambiente da superfície terrestre ao longo do tempo, bem como para avaliar os efeitos das mudanças climáticas. O GLDAS também fornece dados sobre a hidrologia da superfície terrestre, que podem ser usados para monitorar o ciclo da água e para entender melhor as interações entre a atmosfera e a superfície terrestre.

O GLDAS é constituído de uma base de medidas observacionais fazendo uso de avançadas técnicas de assimilação de dados de superfície, com o propósito de gerar ótimos campos de fluxos de superfície e seus atuais estados (RODELL et al., 2004). O GLDAS trabalha com uma integração de uma grande base de dados que são baseados em observações, assim como o GDAS o GLDAS possui resolução espacial de 0,25° e seus resultados são produzidos em tempo quase real. O GDAS também incorpora técnicas de assimilação de dados de satélites baseados em produtos hidrológicos, dos quais incluem cobertura de neve e água equivalente, umidade do solo, temperatura da superfície e índice de área foliar.

Ao combinar dados de várias fontes, o GLDAS pode fornecer uma imagem mais completa de como a cobertura e o uso da terra afetam o sistema climático. Isso pode ser inestimável para a compreensão dos impactos das mudanças climáticas e para o desenvolvimento de estratégias de mitigação e adaptação às mudanças climáticas.

No geral, o Sistema Global de Assimilação de Dados Terrestres é uma ferramenta importante para cientistas do clima e outros pesquisadores no campo da meteorologia. Ao podendo fornecer uma visão mais abrangente do ambiente da superfície terrestre, permitindo que os pesquisadores entendam melhor a dinâmica do sistema climático global e desenvolvam modelos e previsões climáticas mais precisos. o GLDAS está disponível em: <https://ldas.gsfc.nasa.gov/gldas>.

### **3.8 South America Land Data Assimilation System - SALDAS**

O South America Land Data Assimilation System (SALDAS) foi desenvolvido com o objetivo de compreender e determinar as variáveis do balanço de energia e água com foco no continente da América do Sul (GONCALVES et al., 2006). Ele é derivado do Land Data Assimilation System (LDAS), e possui uma resolução de 5 km x 5 km. Esta resolução permite o acompanhamento de curto prazo de mudanças na estrutura da vegetação e na umidade do solo. A classificação de vegetação utilizada no SALDAS divide a superfície da AS em 12 tipos diferentes, sendo eles:

- Floresta Tropical;
- Árvores decíduas de folhas largas;
- Arvores folhosas e Agulhadas;
- Arvores perenes de folhas agulhadas;
- Arvores decíduas de folhas agulhadas;

- Árvores de folhas largas e cobertura de solo;
- Pastagem;
- Arbustos de folha larga e com cobertura de solo;
- Arbustos de folha larga e com solo descoberto;
- Árvores baixas e com cobertura de solo;
- Deserto;
- Plantações.

O SALDAS utiliza o modelo de superfície Noah-MP, executado pela plataforma LIS, como base para prever condições meteorológicas. Esta abordagem permite que as forçantes de precipitação e radiação sejam obtidas por meio de produtos regionais de sensoriamento remoto, o que pode aumentar a precisão das previsões, pois se aproxima das medições diretas (RODELL *et al.*, 2004).

O SALDAS tornou-se cada vez mais importante nos últimos anos, especialmente na sequência de uma população crescente, aumento da urbanização e eventos climáticos extremos mais frequentes e intensos. A ferramenta permite aos cientistas coletar e assimilar dados de várias fontes para construir cenários abrangente da superfície da terra na América do Sul. Esses dados podem ser usados para entender melhor a dinâmica da atmosfera e da terra e para melhorar as previsões de quando e onde eventos climáticos extremos podem ocorrer.

Goncalves *et al.* (2009) descreveram a criação e validação dos conjuntos de dados de forçantes atmosféricas de 5 anos usando o SALDAS, que também foi adotado como dados de forçantes regionais para comparações de modelos no LBA. O SALDAS é um composto de dados da Reanálise Regional da AS (SARR) combinados com campos de precipitação e radiação de ondas curtas descendentes derivados de dados de SR e observações de superfície. Os dados das forçantes foram criados a partir de combinações de modelos e observações para produzir campos atmosféricos necessários para modelar a superfície terrestre em todo o continente. Devido à grande extensão do continente e à limitação das observações disponíveis, a AS foi dividida em sub-regiões selecionadas para caracterizar diferentes regimes climáticos.

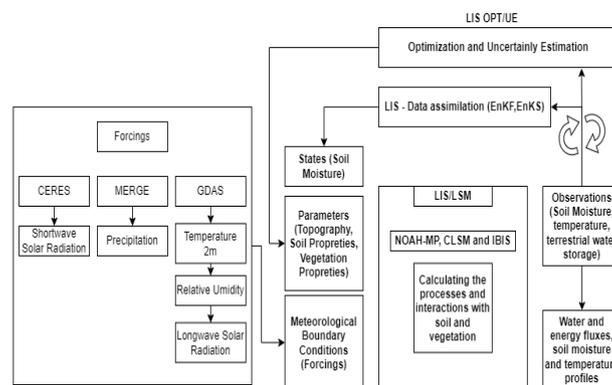
### 3.9 Metodologia de aprimoramento do SALDAS-2

Nesta seção, será explicado o método empregado neste estudo para aprimoramento do SALDAS-2. Para conduzir a pesquisa, foram utilizados três modelos de superfície terrestre, NoahMP, CLSM-F2.5 e IBIS, cada um sendo alimentado com diferentes dados de entrada, que serão provenientes do GDAS, MERGE e CERES (Figura ).

Ao estudar o ciclo de energia, água e carbono, os modelos de superfície desempenham um papel fundamental. Estes modelos são projetados no SALDAS-2 para simular as interações da radiação e umidade com o meio, a fim de captar os processos associados à circulação atmosférica e às mudanças climáticas. Para isso, foi realizado um experimento onde os modelos de superfície foram rodados durante 20 anos (2000 a 2020), na resolução de 5km x 5km, cobrindo a região continental da AS.

O LIS (Land Information System) será utilizado para as simulações, proporcionando a realização de experimentos de alta qualidade. O experimento consiste no uso da plataforma LIS para simular os padrões do modelo NOAH-MP, CLSM e IBIS sob diferentes condições de superfície na AS, fazendo uso das variáveis de entrada de Radiação de onda curta descendente do CERES, precipitação do MERGE, temperatura 2m, umidade relativa, vento 2m e radiação de onda longa descendente oriundas do GDAS. conforme descrito pela Figura 3.3.

Figura 3.3 - Variáveis forçantes que compõem o experimento e a configuração do SALDAS-2. Utilizando a plataforma LIS para a composição dos campos vegetativos, de solo e demais parametrizações necessárias.



A contribuição das variáveis forçantes regionais de radiação e precipitação no modelo

de superfície permite uma melhor descrição da dinâmica de transferência de energia na atmosfera e no solo, bem como a evapotranspiração (ET) e as componentes do BE em diferentes condições de superfície e clima na AS.

### 3.9.1 Validação das simulações do experimento

Os modelos de superfície do SALDAS-2 serão comparados com os dados da Rede de Observação do Sulflux e LBA, assim como as variáveis do balanço de energia do GLDAS, o modelo de superfície mais reconhecido na área.

A análise dos dados também será feita com base nas equações de balanço de energia, que descrevem o processo de fluxo de energia na atmosfera, bem como a modelagem de superfície, que fornece informações sobre as propriedades físicas do solo e da vegetação. Desta forma, a comparação dos dados contribuirá para uma avaliação mais precisa das dinâmicas hidrológicas e dos fluxos de energia na região.

Sendo assim, para a validação dos modelos foram separados 3 biomas nos quais as estações meteorológicas possuem medições de fluxos energéticos, sendo eles o bioma Amazônico, Cerrado e Pampa. Neste capítulo, os modelos Noah-MP, CLSM, IBIS e o Ensemble (Média) destes modelos (SALDAS-2) foram comparados com os modelos de superfície NOAH-MP e CLSM do GLDAS.

O objetivo principal desta etapa do trabalho é demonstrar que o uso de variáveis regionais, validadas e com grande representatividade das condições naturais de uma região, podem causar impacto positivo nas simulações de superfície (MOREIRA et al., 2019; ZHANG et al., 2019b).

Em uma segunda etapa do trabalho, será utilizado o modelo que melhor performar na fase de análise pontual, para descrever e entender os padrões do balanço de energia sob a AS. Neste capítulo, serão analisados o impacto dos eventos de El Niño e La Niña nos padrões do balanço de energia sob diferentes regiões da AS por meio das anomalias de Rnet, LE, H e G para o período de 20 anos de simulações.

Para tal análise, os dados foram separados nas quatro estações do ano (Verão, Primavera, Outono e Inverno), e a discussão dos resultados por blocos que cobrem a superfície continental da AS.

Sendo assim, foram separados cada um dos meses que registraram fases positivas de ENOS, caracterizando os El Niños e fases negativas, contemplando os eventos de La Niña. Os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro foram agrupados em duas

categorias, Verão El Nino e Verão La Nina. O mesmo foi realizado para cada uma das demais estações do ano (Março, Abril e Maio - Outono; Junho, Julho e Agosto - Inverno; Setembro, Outubro e Novembro - Primavera).

Para a separação dos meses de El Nino e La Nina, foi utilizado o Índice El Nino Oscilação Sul (ONI), conforme exposto pela Figura 3.4.

Figura 3.4 - Índices El Nino de Oscilação Sul calculados pela NOAA durante o período de simulação dos modelos de superfície do SALDAS-2.

2000	-1.7	-1.4	-1.1	-0.8	-0.7	-0.6	-0.6	-0.5	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7
2001	-0.7	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.1	-0.1	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3
2002	-0.1	0.0	0.1	0.2	0.4	0.7	0.8	0.9	1.0	1.2	1.3	1.1
2003	0.9	0.6	0.4	0.0	-0.3	-0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
2004	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.5	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7
2005	0.6	0.6	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.3	-0.6	-0.8
2006	-0.9	-0.8	-0.6	-0.4	-0.1	0.0	0.1	0.3	0.5	0.8	0.9	0.9
2007	0.7	0.2	-0.1	-0.3	-0.4	-0.5	-0.6	-0.8	-1.1	-1.3	-1.5	-1.6
2008	-1.6	-1.5	-1.3	-1.0	-0.8	-0.6	-0.4	-0.2	-0.2	-0.4	-0.6	-0.7
2009	-0.8	-0.8	-0.6	-0.3	0.0	0.3	0.5	0.6	0.7	1.0	1.4	1.6
Year	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
2010	1.5	1.2	0.8	0.4	-0.2	-0.7	-1.0	-1.3	-1.6	-1.6	-1.6	-1.6
2011	-1.4	-1.2	-0.9	-0.7	-0.6	-0.4	-0.5	-0.6	-0.8	-1.0	-1.1	-1.0
2012	-0.9	-0.7	-0.6	-0.5	-0.3	0.0	0.2	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.2
2013	-0.4	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.4	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3
2014	-0.4	-0.5	-0.3	0.0	0.2	0.2	0.0	0.1	0.2	0.5	0.6	0.7
2015	0.5	0.5	0.5	0.7	0.9	1.2	1.5	1.9	2.2	2.4	2.6	2.6
2016	2.5	2.1	1.6	0.9	0.4	-0.1	-0.4	-0.5	-0.6	-0.7	-0.7	-0.6
2017	-0.3	-0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.1	-0.1	-0.4	-0.7	-0.8	-1.0
2018	-0.9	-0.9	-0.7	-0.5	-0.2	0.0	0.1	0.2	0.5	0.8	0.9	0.8
2019	0.7	0.7	0.7	0.7	0.5	0.5	0.3	0.1	0.2	0.3	0.5	0.5

### 3.10 Regiões de estudo

A escolha dos biomas Amazônia, Cerrado e Pampa para esta pesquisa foi motivada pela complexidade do terreno, heterogeneidade da AS, fonte de dados de medidas de fluxo e problemáticas relacionadas à modelagem do ciclo de energia e água.

Esta abordagem permite obter *insights* sobre as características climáticas e ambientais dos biomas brasileiros, bem como avaliar as interações entre os ecossistemas da Amazônia, Cerrado e Pampa. Além disso, ela fornece informações importantes

para melhorar os modelos de ciclo de energia e água e ajudar as autoridades a tomar decisões informadas em relação ao uso sustentável dos recursos naturais.

### 3.10.1 Regiões de estudo

A América do Sul é um continente com uma grande diversidade de biomas devido às suas características climáticas e geográficas. Na região mais ao norte do continente estão localizadas as savanas tropicais (Venezuela, Equador litorâneo, centro oeste e nordeste do Brasil). Essa vegetação caracteriza-se por árvores de pequeno porte e arbustos espaçados, que possuem uma estrutura diferenciada, com baixa altura, desenvolvimento rasteiro e folhas caducas. Já no norte do Brasil, sul da Venezuela, centro de Colômbia e Bolívia, é encontrada a floresta tropical, que se caracteriza por uma área de densa vegetação de folhas largas e perenes, cujas copas atingem altitudes superiores a 50m.

Dentre os principais biomas da América do Sul, destacam-se a Floresta Amazônica, Cerrado, Caatinga, Mata Atlântica, Pantanal e Pampa. Estes biomas abrigam uma grande biodiversidade e são extremamente importantes para o equilíbrio do sistema superfície-atmosfera, pois contribuem na produção de água, regulam o clima, contribuem para o ciclo dos nutrientes e são responsáveis por absorver grande parte das emissões de gases de efeito estufa (CHRISTOPHERSON, 2012).

Este estudo foi realizado com base nos três grandes biomas sul-americanos: Amazônia (AM), Cerrado (CE) e Pampa (PA). Estes biomas foram selecionados com base na porcentagem de cobertura da área continental e na disponibilidade de fluxos de torres, conforme mostrado na Figura 3.2. Estes biomas foram escolhidos por terem sido os mais estudados nos últimos anos, em virtude de sua riqueza natural e biodiversidade. Além disso, os biomas com as torres EC correspondem a 37,43% AM, 11,52% CE e 4,77% PA da área total da América do Sul (17,8 Mi km<sup>2</sup>). Estes biomas são responsáveis por grandes quantidades de serviços ecossistêmicos, como a produção de água, regulação do clima e a manutenção da biodiversidade.

### 3.11 Métricas

Um estudo dos erros para avaliar o comportamento dos dados simulados será realizado por meio de uma comparação entre as componentes do balanço de energia e os dados observacionais. Uma das técnicas utilizadas para avaliar o desempenho das variáveis estimadas pelos experimentos é a raiz do erro médio quadrático (RMSE), da qual verifica como se distribuem os resíduos de uma variável, dando o indicativo

de o quanto a simulação encontra-se distante da observação (WILKS, 2006). Nos índices que veremos abaixo,  $P$  é o dado simulado,  $P'$  é a média das simulações,  $O$  é o dado de referência,  $O'$  é a média dos dados de referência e  $n$  o tamanho da amostra.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum(P - O)^2}{n}} \quad (3.4)$$

O Erro absoluto médio (MAE) é outra medida muito utilizada para avaliar se a simulação está em acordo com os dados observacionais, estando relacionada a distância e desacordo entre as variáveis estudadas. Este índice indica ao usuário o quanto a simulação se afasta da observação, logo quanto maior for MAE maior é o erro associado a previsão. Assume-se com base na equação que, se a simulação for igual a previsão o valor de MAE é próximo de 0, indicando uma estimativa perfeita (WILKS, 2006).

$$MAE = \frac{1}{n} \cdot \sum |P - O| \quad (3.5)$$

Também será feito um estudo do erro bias médio (MBE), que assim como os índices anteriores mostra o quanto a variável simulada se aproxima da observação. Este índice mostra uma tendência da variável simulada em subestimar (MBE < 0) ou superestimar quando (MBE > 0) o observado (WILKS, 2006).

$$MBE = \frac{1}{n} \cdot \sum (P - O) \quad (3.6)$$

Para avaliar uma possível tendência das simulações em relação ao observado utilizou-se índice de willmott (d), que mostra o quanto há de relação entre os dados simulados e observados (WILLMOTT et al., 1985). Seus valores variam de 0, quando não há nenhuma relação entre os dados, e 1 quando a relação é total .

$$d = 1 - \frac{\sum(P - O)^2}{\sum(|P - O'| + |O - O'|)^2} \quad (3.7)$$

A concordância entre os dados foi calculada por meio do coeficiente de concordância ( $R^2$ ) que apresenta a característica que a amostra tem perante os dados observacionais, ou seja, para índices de concordância altos a simulação é precisa, do contrário a simulação é imprecisa (WILKS, 2006).

$$R^2 = \frac{[\sum_{i=1}^n (P - P')(O - O')]^2}{\sum_{i=1}^n (P - P')^2 \sum_{i=1}^n (O - O')^2} \quad (3.8)$$

### 3.11.1 Indicador de Performance RMSE e R normalizado

A avaliação do desempenho dos modelos é uma etapa crucial em qualquer estudo de modelagem, pois permite verificar se os resultados produzidos pelos modelos são confiáveis e consistentes com as observações disponíveis. Nesse sentido, os erros relativos médios, calculados utilizando a *Normalized Contribution Information* (NIC), são uma medida robusta para avaliar o desempenho dos modelos.

Na primeira parte do estudo, a título de validação do experimento, os resultados dos modelos foram comparados com as observações das torres de fluxo em termos do RMSE, MBE e  $r^2$ .

Neste contexto, a comparação entre os modelos SALDAS-2 e GLDAS foi realizada por meio do cálculo do NIC, que leva em consideração o RMSE e o  $r^2$ . Essas medidas são utilizadas para avaliar a precisão e a correlação entre as previsões do modelo e as observações reais.

O NIC é uma medida robusta e amplamente utilizada para avaliar o desempenho dos modelos em diversos estudos de modelagem. Ele é calculado a partir da Equação 3.9 e da Equação 3.10, que levam em consideração tanto o erro médio como a correlação entre os resultados do modelo e as observações reais. Os modelos que apresentam menor NIC são os que apresentam menor erro médio e maior correlação com as observações reais, ou seja, são os modelos que conseguem representar melhor o comportamento do sistema em estudo.

$$RMSE_{NIC} = \frac{RMSE_{OL} - RMSE_{DA}}{RMSE_{OL}} \quad (3.9)$$

O  $RMSE_{OL}$  representa o RMSE dos modelos e observações do SALDAS-2, e o  $RMSE_{DA}$  é o RMSE entre o GLDAS e as observações.

Da mesma forma, para analisar a contribuição dos modelos em termos de sua correlação com as observações, foi utilizado o, conforme a equação abaixo:

$$R_{NIC} = \frac{R_{DA} - R_{OL}}{1 - R_{OL}} \quad (3.10)$$

De maneira geral, comparamos todos os modelos entre si. Daqui em diante, o SALDAS-2 executado usando o modelo Noah será referido como SN, SALDAS-2 com CLSM como SC, SALDAS-2 com IBIS como SI e o SALDAS-2 com o conjunto como EN. Uma abordagem semelhante foi usada para modelos GLDAS, porém apenas para GLDAS-Noah (GN) e GLDAS-CLSM (GC).

### **3.11.2 Análise de componentes principais ACP**

Para identificar os padrões espaciais das componentes do balanço de energia e suas respectivas variabilidades sazonais, foi utilizado análises de componentes principais.

A Análise de Componentes Principais (ACP), também conhecida como Funções Ortogonais Empíricas (EOF), é uma técnica estatística amplamente utilizada em estudos sobre padrões de tempo e clima. O método consiste em uma análise multivariada que reduz a dimensionalidade dos dados originais, enfatizando padrões e a relação entre variáveis e observações. Essa técnica é aplicada em uma ampla gama de áreas, como meteorologia, oceanografia e estudos ambientais.

A ACP é uma técnica de decomposição de variância que permite identificar as principais fontes de variabilidade nos dados observados. Ela é capaz de extrair a informação mais importante dos dados e apresentá-la em um conjunto reduzido de componentes principais. Cada componente principal é uma combinação linear das variáveis originais, com um peso específico para cada uma delas.

Ao enfatizar os padrões presentes nos dados, a ACP permite a identificação de características importantes nos dados, como a presença de tendências, ciclos e padrões sazonais. Além disso, ela pode ser usada para detectar a presença de anomalias e padrões extremos nos dados, o que é fundamental para o monitoramento de eventos climáticos extremos, como secas e enchentes.

A ACP é amplamente utilizada em estudos climáticos para identificar a variabilidade espacial e temporal dos padrões climáticos. Por meio dessa técnica, é possível identificar padrões climáticos importantes, como El Niño e La Niña, e quantificar a sua influência na variabilidade do clima global. Além disso, a ACP também é utilizada para analisar padrões de chuva em áreas específicas e identificar padrões de mudança climática ao longo do tempo.

A redução da dimensionalidade ocorre por meio de combinações lineares entre as variáveis originais, selecionadas para representar a maior fração possível da variabilidade nelas contida, gerando novas variáveis que condensam as informações dos

dados originais. Quanto mais compactas forem essas novas variáveis, mais eficaz será o método PCA. Os elementos que compõem os novos vetores com combinações lineares são chamados de componentes principais (WILKS, 2011).

### **3.12 Composição das etapas de trabalho**

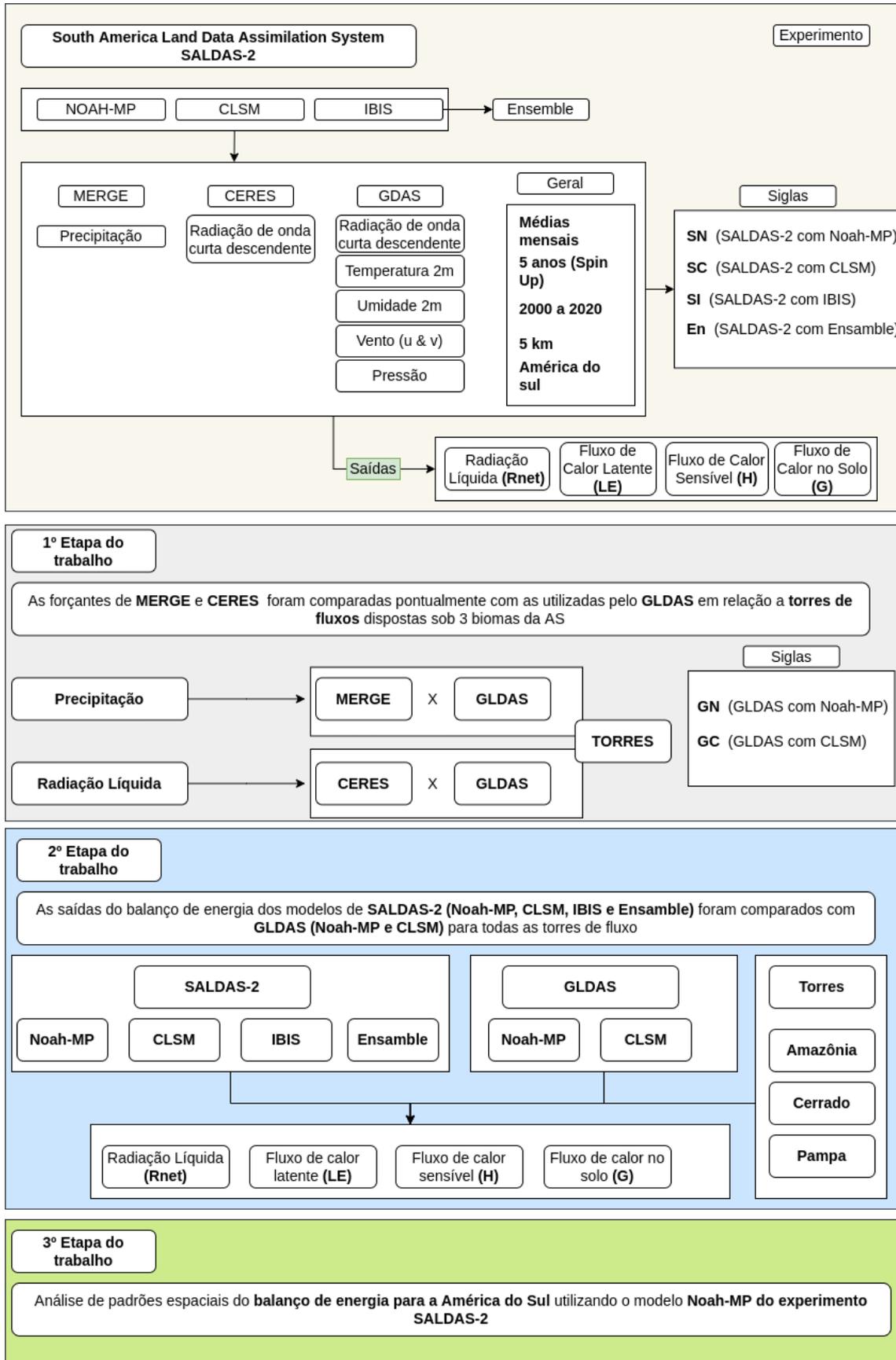
A composição do trabalho é demonstrada pela Figura constituída das seguintes etapas:

Análise das forçantes de precipitação e radiação utilizadas pelo SALDAS-2 e compara-las com o GLDAS em todas as torres de fluxo que estão disponibilizadas espacialmente sob os biomas da Amazônia, Cerrado e Pampa.

Utilização das saídas dos modelos que compõe o SALDAS-2 e GLDAS para analisar como tais simulações desempenham as variáveis do balanço de energia sobre cada região, ainda comparando-as com as torres de fluxo.

Utilizar do modelo do SALDAS-2 cuja performance obtida na etapa 2 teve maior sucesso, para identificar padrões espaciais de balanço de energia sobre as diferentes regiões da América do Sul.

Figura 3.5 - Esquema do experimento SALDAS-2 e das etapas do trabalho.



## 4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

No presente capítulo, serão discutidos os principais resultados que foram obtidos seguindo a metodologia apresentada no capítulo anterior. Para tal, inicialmente foram realizadas análises comparativas entre as simulações do BE do SALDAS-2 e do GLDAS, em relação às torres de fluxo distribuídas nos biomas da Amazônia, Cerrado e Pampa.

Posteriormente, na segunda fase dos resultados, serão expostos os padrões do BE na América do Sul (AS), simulados pelo modelo que apresentou melhor desempenho nas avaliações da primeira fase do estudo. Neste capítulo serão analisados a distribuição das variáveis das componentes do balanço de energia sob períodos de El Nino e La Nina. Tais análises serão feitas para o período do verão (Dezembro, Janeiro e Fevereiro) e inverno (Junho, Julho e Agosto) do hemisfério Sul.

### 4.1 Análise das forçantes regionais

Durante uma análise das forçantes de radiação do CERES, foi observado que, no bioma Amazônico, o saldo de radiação do CERES se aproxima mais do observado durante os meses de verão e início do inverno. Por outro lado, o GLDAS apresenta melhores resultados nos meses de agosto a outubro.

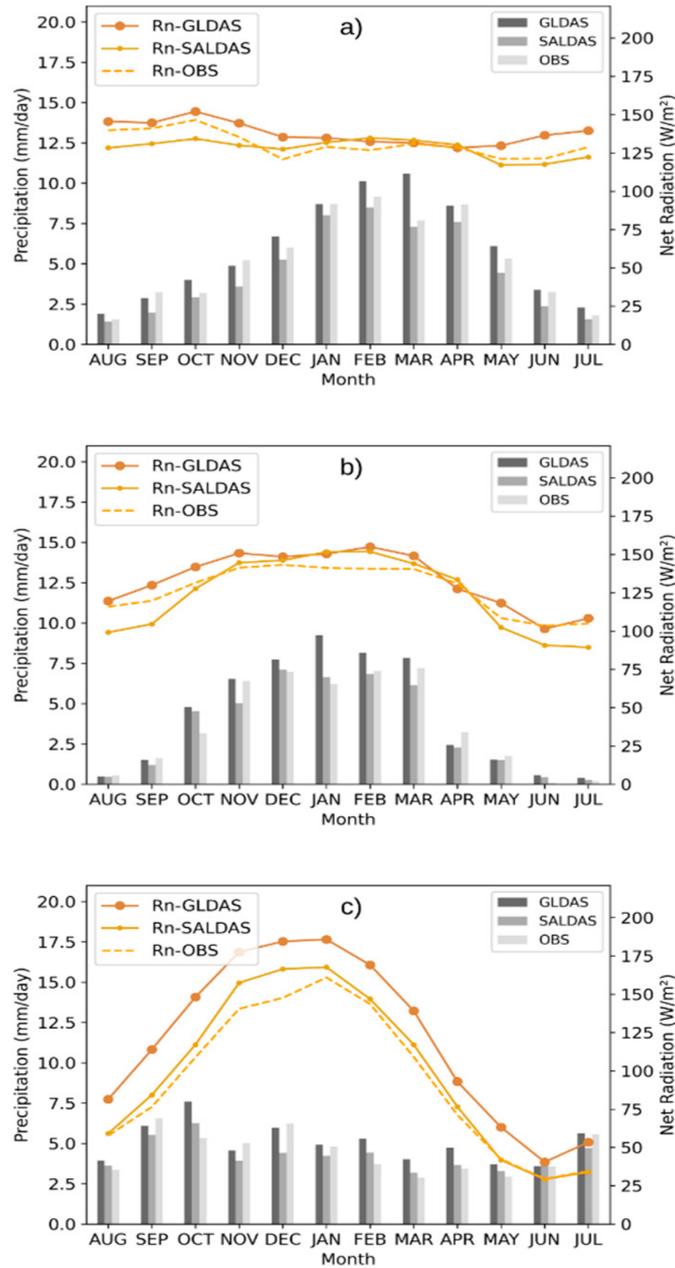
Assim como [Souza et al. \(2019\)](#), que examinaram a adequação dos conjuntos de dados de sensoriamento remoto para mapear e analisar o bioma Amazônico, seus resultados mostram que os conjuntos de dados são adequados para representar as variáveis de radiação no bioma, embora existam discrepâncias em termos de escalas temporais e espaciais. Os autores concluem que o uso do conjuntos de dados proveniente de satélite é necessária para obter uma avaliação abrangente e confiável dos fluxos de energia e de variáveis que possam auxiliar a obtenção das componentes do balanço de energia no bioma.

Em complemento aos resultados encontrados pelos autores, é possível observar que além da radiação, a precipitação regional do MERGE, tende a ser melhor do que aquela utilizada pelo GLDAS em grande parte do ano (Figura 4.1a).

Na Figura 4.1a as estimativas de precipitação do MERGE, acompanham a variabilidade mensal da precipitação no bioma Amazônico, sendo melhor do que o GLDAS durante 7 meses do ano. Destaca-se que existe uma diferença entre os erros do MERGE e os erros da precipitação do GLDAS. Na maioria dos casos, nos meses em que a precipitação utilizada pelo SALDAS-2 é pior do que o GLDAS, os erros são

menores que 1 mm/dia. Enquanto que, quando o GLDAS erra mais que o MERGE nas estimativas de precipitação, os valores ultrapassam 2.5 mm/dia (destaque para o mês de Janeiro).

Figura 4.1 - Média das forçantes de radiação líquida (linhas) e precipitação (Barras) utilizada por SALDAS e GLDAS para os biomas da Amazônia (a), Cerrado (b) e Pampa (c).



A variabilidade média mensal da precipitação no bioma amazônico é alta. De acordo com Restrepo-Coupe et al. (2007), a média mensal da precipitação na Amazônia brasileira pode chegar a mais de 300 mm/mes em algumas regiões. Os valores variam de mês a mês, com menos precipitação nos meses de junho a setembro e mais precipitação nos meses de outubro a maio, assim como o observado pelas médias das torres de fluxo utilizadas neste estudo.

A variabilidade da precipitação diária média no bioma amazônico é extremamente alta. Assim como no presente estudo, Santos et al. (2019a) demonstraram que a precipitação na zona costeira da Amazônia apresentou variações espaciais e temporais significativas. Por outro lado, foi observada uma maior concentração de precipitação nas áreas próximas aos rios da região e uma diminuição da precipitação em direção ao interior da floresta.

Um estudo realizado por Santos et al. (2015) mostrou que a variabilidade da precipitação diária no bioma amazônico pode ser influenciada por fatores climáticos, como a atividade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e o El Niño-Southern Oscillation (ENSO). Esses fatores climáticos podem produzir variações significativas na precipitação em cinco diferentes áreas.

Por meio da Figura 4.1a também é possível observar que a variabilidade da radiação líquida ao longo do ano para as estações localizadas na região amazônica é menos intensa do que nos demais biomas. E, ambas as estimativas de sensoriamento remoto que são utilizadas por GLDAS e SALDAS acompanham as observações.

Para o bioma do Cerrado também é possível observar que as forçantes de precipitação do MERGE e radiação do CERES, representados na Figura 4.1b, têm uma tendência de acompanhar a variabilidade mensal das observações. Em termos de precipitação, o MERGE é melhor do que o GLDAS em 50% dos meses. Entretanto, assim como o padrão observado no bioma Amazônico, quando a precipitação do SALDAS-2 é pior do que a do GLDAS, os erros são pequenos (menores que 1 mm/dia). Enquanto que, quando o GLDAS é pior do que o SALDAS-2 os erros são maiores, podendo chegar a 2.5 mm/dia.

De acordo com PEDREIRA JUNIOR et al. (2021) a combinação de dados de satélite e reanálise GLDAS-2.1 apresentou desempenho superior na estimativa de precipitação em comparação com os dados de satélite e reanálise separadamente. Os dados de satélite e reanálise foram capazes de capturar com mais precisão os eventos de precipitação intensa em Mato Grosso.

Ao estudar o GLDAS e o MSWEP, Zanin e Satyamurty (2021) destacam que, embora os produtos sejam úteis para estimar a precipitação em escala global, eles têm algumas limitações para estudos hidrológicos ao nível regional e de bacias hidrográficas específicas. Eles recomendaram que sejam realizadas análises adicionais para avaliar a confiabilidade desses produtos em diferentes contextos hidrológicos e climáticos específicos. Destaca-se que os resultados encontrados nesta pesquisa corroboram com os autores supramencionados, e que o GLDAS, embora represente as variabilidades temporais da região, têm maiores erros ao estimar a precipitação no bioma do Cerrado quando comparado com o SALDAS-2.

No geral, o sistema MERGE é um método eficaz de estimar a precipitação na região do Cerrado do Brasil. Verificou-se que ele fornece estimativas de precipitação mais precisas e confiáveis do que as que podem ser obtidas apenas com informações de satélite ou observações terrestres. Assim, o sistema MERGE é uma importante ferramenta de monitoramento e gestão dos recursos hídricos e sistemas a variabilidade das chuvas na região do Cerrado.

Embora ambas forçantes utilizadas por SALDAS-2 e GLDAS representem a sazonalidade da radiação Líquida, alguns padrões de erros na média mensal são observados ao longo dos meses do ano. De acordo com a Figura 4.1b, de Maio a Junho, o GLDAS tende a superestimar a radiação líquida em aproximadamente de  $15 \text{ W/m}^2$ . Os erros na estimativa GLDAS de radiação líquida são causados principalmente por erros nas estimativas de cobertura de nuvens e albedo de superfície, bem como erros nas variáveis meteorológicas de entrada (por exemplo, temperatura do ar, velocidade do vento, etc). Ainda, para a temperatura do ar, o GLDAS apresenta boas correlações com as torres de medição no Cerrado, apresentando valores de correlação de 77 a 96% com os dados observacionais (ZHAO; DUAN, 2020).

Há algumas explicações que justifiquem os erros nas estimativas de albedo da superfície como elementos que podem levar a imprecisões nas estimativas de radiação líquida. Isso se deve ao fato de que o albedo da superfície influencia a quantidade de radiação solar refletida pela superfície. No bioma Cerrado, por exemplo, o albedo da superfície pode variar significativamente dependendo do tipo de superfície e cobertura vegetal, tornando difícil estimar com precisão o albedo da superfície do GLDAS (OLIVEIRA et al., 2021; MARTINS; GALVANI, 2020).

O uso de modelos para a estimativa de precipitação no cerrado pode decorrer em erros, principalmente durante a estação seca. Segundo Almagro et al. (2020) os modelos Eta/HadGEM2-ES e Eta/MIROC5 apresentaram erros de subestimação

em torno de 30-50% e 20-30%, respectivamente, em relação aos dados observados durante os meses de agosto, setembro e outubro. Já para a estação chuvosa os resultados apresentaram desempenho satisfatório, com valores de correlação acima de 0,6 e erros de viés abaixo de 5%. No entanto, eles ainda apresentaram uma tendência de superestimar a precipitação em algumas áreas do Brasil. O mesmo foi observado pelo MERGE/INPE e GLDAS onde os maiores erros são observados durante a estação seca 4.1b.

As forçantes regionais utilizadas pelo SALDAS-2 e GLDAS representam a sazonalidade da precipitação e radiação observada. Assim como observado no bioma amazônico e Cerrado, a forçante de precipitação do SALDAS têm menores erros em metade dos meses do ano quando comparado ao GLDAS. Todavia, no caso do Pampa, quando o GLDAS performa melhor, os erros de SALDAS-2 são mais expressivos do que nos demais biomas.

Os resultados positivos de utilizar forçantes regionais (SALDAS-2) são também observados na radiação líquida. De acordo com a Figura 4.1c, o GLDAS, ainda que consiga representar a variabilidade média mensal da radiação, apresenta uma tendência de subestimar, em  $25 \text{ W/m}^2$  em média, quando comparado com a forçante do SALDAS-2 para todos os meses do ano.

Nos últimos anos, pesquisadores têm procurado melhorar a precisão das estimativas do GLDAS para o bioma Pampa. Em 2019, Oliveira et al. (2019) usaram dados de satélite para identificar e remover as superestimativas de radiação líquida estimadas pelo GLDAS. Eles descobriram que a remoção dessas superestimativas melhorou a performance do GLDAS em até 25%. Isso sugere que esses erros no valor do saldo de radiação podem levar a estimativas imprecisas do GLDAS no bioma Pampa.

De maneira geral, a radiação de onda curta utilizada pelo GLDAS leva a maiores erros na radiação líquida simulada pelo modelo, diferente do que ocorre quando se utiliza o CERES. Em relação aos resultados encontrados neste estudo a variabilidade da radiação é representada pelas estações meteorológicas e, a forçante do SALDAS-2 corrobora com as estimativas das torres. A heterogeneidade da região do Pampa é sentida pelas estimativas do CERES, visto que a radiação proveniente do sensoriamento remoto é próxima à observada.

De maneira geral, a precipitação SALDAS-2 apresentou os melhores resultados de MBE nos biomas do Pampa e Cerrado, enquanto que na Amazônia existe uma tendência de subestimativa do modelo que utiliza as forçantes regionais (Tabela 4.1).

Esses resultados de MBE encontrados para a região amazônica, corroboram com Fabiano et al (2018), cujo o estudo constatou que o MBE de alguns sistemas amazônicos é significativamente maior do que a climatologia do MERGE, indicando uma subestimativa sistemática da precipitação. Em contrapartida, no bioma amazônico a radiação utilizada pelo GLDAS têm uma tendência de superestimativa, e a diferença entre as duas forçantes é de  $21 W/m^2$  absoluto.

Tabela 4.1 - Desempenho estatístico dos modelos GLDAS e SALDAS-2 para cada um dos biomas analisados. Os maiores erros são destacados em negrito.

Modelos	Rnet ( $W/m^2$ )		Precipitation (mm/dia)		Bioma
	RMSE	MBE	RMSE	MBE	
GLDAS	<b>8.44</b>	<b>7.07</b>	<b>0.99</b>	0.53	Amazônia
SALDAS-2	7.11	-2.64	0.85	<b>-0.74</b>	
GLDAS	8.31	<b>6.57</b>	<b>1.12</b>	<b>0.56</b>	Cerrado
SALDAS-2	<b>10.14</b>	-3.02	0.72	-0.16	
GLDAS	<b>28.56</b>	<b>27.26</b>	<b>1</b>	<b>0.55</b>	Pampa
SALDAS-2	8.76	6.26	0.83	-0.19	

Os resultados obtidos na inter-comparação, demonstram que a forçante de precipitação do MERGE apresenta menores erros do que as estimativas originárias do GLDAS, e que, embora o MERGE subestime a precipitação e tenha um MBE maior do que o GLDAS, os seus erros são menores.

Em termos de precisão, o conjunto de dados MERGE tem se mostrado mais preciso do que o conjunto de dados GLDAS em termos de estimativa de precipitação no bioma Amazônico. Isso foi demonstrado no estudo de Souza et al. (2018), que comparou a precisão dos dois conjuntos de dados com um conjunto de observações baseadas em medidores. Os resultados do estudo mostraram que o conjunto de dados MERGE teve um melhor desempenho em termos de precisão em comparação com o conjunto de dados GLDAS. O trabalho corrobora com as expectativas até aqui criadas, onde se espera que a utilização deste conjunto de dados (MERGE) possa contribuir para melhores estimativas do balanço de energia.

A forçante do CERES utilizada pelo SALDAS-2 tende a subestimar o saldo de radiação para a região amazônica em  $-2.64 W/m^2$ , enquanto GLDAS superestima em cerca de  $7,07 W/m^2$ . Estatisticamente, os erros apresentados por ambas as estimativas de radiação são na faixa de 7 a  $8 W/m^2$ , porém o CERES apresenta os menores

indicativos de RMSE para a região amazônica.

No geral, estudos recentes mostraram que a precisão dos dados do CERES para radiação de ondas curtas no bioma Amazônico está aumentando com o tempo, (HUANG et al., 2022; KRATZ et al., 2020; OGNIBENE et al., 2020). Isso provavelmente se deve a melhorias nos algoritmos CERES, bem como melhorias na qualidade dos dados observados pelo sensor. Destaca-se também que, durante a estação chuvosa, há uma melhor estimativa do CERES segundo os autores supramencionados. As observações de uma aproximação do CERES com os dados observacionais é visto na Figura , onde nos meses de verão, a curva do CERES aproxima-se das observações e corrobora com os resultados já encontrados na literatura. Destaca-se também que para o bioma da amazônica, os valores de RMSE de CERES e da forçante de radiação do GLDAS apresentam estimativas maiores do que os encontrados pelos autores. Porém, pode haver interferência nos erros devido ao número relativo de amostras utilizadas, visto a baixa densidade de torres na região para a construção de resultados mais robustos.

As estimativas de precipitação do MERGE para as estações localizadas no bioma do cerrado são melhores do que o GLDAS em ambos os indicadores aqui analisados. O MERGE, assim como foi observado no bioma amazônico, tem uma tendência de subestimar a precipitação, porém com muito mais proximidade das observações. Enquanto que o GLDAS apresenta uma tendência de super estimativa muito próximo ao observado na Amazônia (0,53 *mm/dia*).

Um estudo de Dalmagro et al. (2019) avaliou o desempenho das estimativas de precipitação do GLDAS em relação às medições *in-situ* no bioma Cerrado. Descobriram que o GLDAS superestimou a precipitação em até 40%. Os autores sugerem que essa superestimativa pode ser devido à distribuição esparsa de pluviômetros na região, o que pode resultar em representação inadequada dos padrões de precipitação. Os resultados encontrados pelos autores corroboram com o presente estudo, onde as precipitação utilizada pelo GLDAS superestima a precipitação registrada pelas torres do bioma em 56%.

Estudos recentes de Oliveira et al. (2019) avaliaram o desempenho do MERGE na reprodução dos padrões de precipitação no bioma Cerrado de 2001 a 2015. Os resultados mostraram que o modelo subestimou consistentemente a precipitação na região, especialmente durante a estação chuvosa. Assim como Oliveira et al. (2019), este trabalho observou o mesmo padrão para as torres do cerrado, onde na média dos últimos 20 anos, a precipitação do MERGE apresentou uma tendência de subestimativa .

O Cerrado apresentou os menores erros de precipitação para a forçante SALDAS-2 quando comparado aos dados observados. Ainda que nas situações em que a precipitação GLDAS é melhor do que a precipitação SALDAS-2 em termos de MBE, as diferenças entre as duas são inferiores a  $1,3 \text{ mm.dia}^{-1}$ . No bioma Pampa, a forçante do GLDAS tende a superestimar a radiação solar apresentando um erro maior que o do SALDAS-2. Além disso, no bioma Pampa, o CERES é melhor que o produto de radiação utilizado pelo GLDAS nos indicadores RMSE e MBE, o mesmo é observado em termos de precipitação MERGE em relação ao GPCP, o bom desempenho dos produtos já foi demonstrado na literatura (ROZANTE et al., 2020; MOREIRA et al., 2019).

De acordo com os resultados apresentados na Tabela 2, é possível afirmar que, de maneira geral, a precipitação obtida a partir do conjunto de dados SALDAS-2 apresentou os melhores resultados de MBE na maioria dos biomas estudados, com exceção da região Amazônica. Tal fato pode ser um indicativo da maior acurácia dos dados de precipitação provenientes do SALDAS-2 quando comparados ao GLDAS.

Ademais, é importante ressaltar que a análise das componentes do balanço de energia indica que o saldo de radiação simulado pelo SALDAS-2 é subestimado na região, o que pode afetar a acurácia das estimativas de precipitação. Por outro lado, os resultados mostram que o GLDAS superestima o saldo de radiação em aproximadamente  $7,07 \text{ W/m}^2$ . Este resultado pode provocar implicações para a modelagem hidrológica e para o monitoramento de eventos climáticos extremos, uma vez que a radiação solar é uma das principais variáveis que influenciam a evapotranspiração e o balanço hídrico. Portanto, é importante considerar tais diferenças nos dados de radiação ao utilizar essas informações para estudos climáticos e hidrológicos em diferentes regiões.

Os resultados apontam que a forçante SALDAS-2 apresentou os menores erros de precipitação para o bioma Cerrado quando comparado aos dados observados, indicando a sua capacidade em reproduzir com maior acurácia a precipitação na região. É importante ressaltar que, mesmo em situações em que a precipitação GLDAS apresentou melhores resultados em termos de MBE, as diferenças entre as duas forçantes foram relativamente pequenas, inferiores a  $1,3 \text{ mm.dia}^{-1}$ . Esses resultados evidenciam a importância da escolha adequada da forçante em estudos hidrológicos, considerando as características e particularidades de cada bioma em análise.

Os resultados indicaram que no bioma Pampa, a forçante do GLDAS tende a superestimar a radiação solar, apresentando um erro maior do que o SALDAS-2. Além

disso, o CERES apresentou um melhor desempenho do que o produto de radiação utilizada no GLDAS nos indicadores RMSE e MBE, reforçando a sua maior precisão em relação aos dados observados. No que diz respeito à precipitação, o produto MERGE apresentou um melhor desempenho em relação ao GPCP, como já demonstrado em estudos anteriores [Moreira et al. \(2019\)](#). Esses resultados destacam a importância de utilizar diferentes forçantes e produtos de dados para avaliar as condições climáticas em diferentes regiões e biomas.

## 4.2 Comparação pontual entre SALDAS E GLDAS

Nesta sessão serão mostrados os resultados obtidos pela comparação entre os modelos do SALDAS-2, realizadas entre os modelos (Noah-MP, CLSM e IBIS), GLDAS (Noah-MP, CLSM) e as torres de fluxo.

Conforme destacado na metodologia, foram dadas as seguintes siglas para os modelos, onde SN representa o modelo Noah-MP do SALDAS-2, SC o CLSM do SALDAS-2, SI o IBIS do SALDAS-2 e EN o ensemble destes três modelos. Além disso, GN representa o modelo Noah-MP do GLDAS e GC o CLSM do GLDAS.

### 4.2.1 Desempenho dos modelos no bioma da Amazônia

Quando a cobertura vegetal observada pela torre é classificada como pastagem e área cultivada (tons em amarelo), os modelos são capazes de representar a variabilidade mensal da radiação líquida ( $R_{net}$ ). Mas, no caso da torre FNS, a sazonalidade do SALDAS-2 tende a ser maior em magnitude que a do GLDAS. Enquanto que, na torre K77, todos os modelos apresentam valores próximos à média e menor sazonalidade. Isso ocorre porque, embora a localidade da torre seja classificada como cultivo, o mapa de vegetação dos modelos classifica a região como floresta tropical, o que impede grandes variações mensais da radiação (Figura 4.2a).

O modelo GC e SC é o que mais apresenta variabilidade para o LE e H. Nas torres onde a classificação da superfície é pastagem ou cultivo, os modelos do SALDAS-2 (exceto CLSM) apresentam variações similares a da torre em termos do LE. Para o site FNS, o LE dos modelos Noah e IBIS também classificam a superfície como pastagem, assim como é na torre, diferentemente do CLSM que classifica a região como sendo uma floresta perene de folhas largas (Figura 4.2b).

Na torre K77, classificada como cultivo, os modelos apresentam sazonalidade similar a das torres situadas em floresta tropical. Isso porque os modelos também classificam a região como floresta tropical e o particionamento de energia faz com que o LE não

apresente variabilidade. O mesmo ocorre em relação ao H, visto que no momento de partição da Rnet os modelos apontam para uma variação oposta entre os fluxos sensível e latente.

Os modelos apresentam similaridades entre si e pouca variabilidade quando se observa o G. Em todos os casos, para o G, exceto para o tipo de vegetação savana com troncos, o modelo IBIS é o que têm valores médios mais próximos da média das torres (Figura 4.2d).

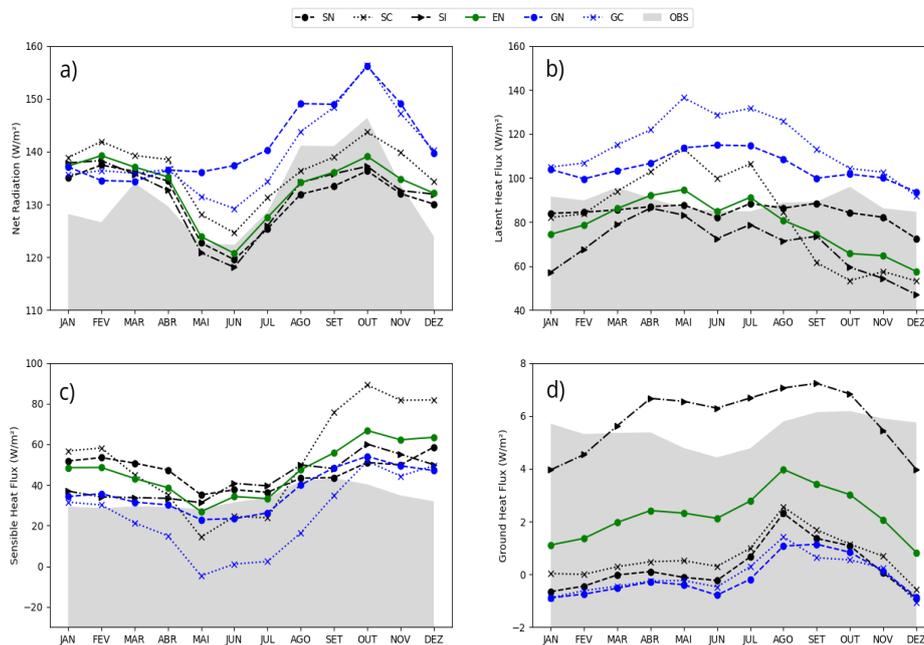
O modelo CLSM é o que tem maior variabilidade para as torres de floresta tropical e woody savanna. Observa-se que ao fazer a média das torres e dos modelos para as componentes do balanço de energia o SALDAS, apresenta menor variabilidade para a radiação líquida. As torres de fluxo apresentam maior variação no fluxo de calor armazenado no solo, enquanto que o GLDAS dispõe a variável com valores constantes, ou seja, pouca variabilidade mensal quando comparado com as torres de fluxo.



dos  $120 \text{ W/m}^2$ . De janeiro a maio, todos os modelos, superestimam a  $R_{\text{net}}$ . Porém, a partir do mês de maio os modelos SN e SI tendem a acompanhar a radiação média observada pelas torres e, a partir de junho, subestimam a radiação líquida em poucos  $\text{W/m}^2$ .

Um padrão próximo ao do GN é observado pelo SN, entretanto, o uso da precipitação do MERGE pode ser um dos fatores pelo qual o modelo se aproxima mais das observações durante o período de setembro, outubro e novembro. A sensibilidade do modelo Noah-MP em regiões de floresta está diretamente ligado ao particionamento hídrico, e o uso de forçantes de precipitação mais próximas das observações podem influenciar o modelo na estimativa de  $R_{\text{net}}$  ((NIU et al., 2011)).

Figura 4.3 - Média das componentes do balanço de energia para a  $R_{\text{net}}$  (a), LE (b), H (c) e G (d), para cada modelo de SALDAS e GLDAS. Onde SN refere-se ao (SALDAS-2 Noah), SC (SALDAS-2 CLSM), SI (SALDAS-2 IBIS), EN (SALDAS-2 Ensemble), GN (GLDAS Noah), GC (GLDAS CLSM).



Em relação aos erros dos modelos em relação aos dados observacionais, é possível

destacar que, de forma geral, o EN do SALDAS melhor representa o balanço de energia para a Amazônia. Em nenhuma das componentes do balanço de energia o EN obtém o pior resultado dentre os modelos aqui apresentados. Em relação a Rnet, o EN apresenta os melhores resultados de RMSE e MBE, nestes casos todos os modelos do SALDAS-2 tem melhor performance do que os de GLDAS. No LE, os modelos SN e SC são os que apresentam melhores resultados.

Dos modelos do SALDAS-2, o IBIS apresenta dificuldades em representar o LE, obtendo os maiores valores de Bias. A Tabela 4.2 mostra que o SI subestima os dados observados. Da mesma forma, o modelo GC apresenta tendências de subestimativa, sendo este o modelo, o que mais se distancia das observações.

O SN e EN apresentam melhores medidas de RMSE, enquanto que o MBE é melhor representado pelo EN e SC. É possível notar grandes dificuldades do modelo CLSM, tanto de GLDAS quanto de SALDAS em representar o fluxo de calor sensível, com os maiores valores de RMSE. Porém, há uma tendência de inversão destes modelos, enquanto que o SC superestima o LE, o mesmo modelo para o GLDAS tende a subestimar as médias mensais observadas. Nessa situação, há uma maior superestimativa por parte do SC do que uma subestimativa do GC.

No fluxo de calor sensível o modelo GN apresenta as melhores estimativas, tanto de RMSE quanto de MBE. O fato de o SC representar a variável muito acima do observado é um dos fatores que impactam diretamente nas estimativas do EN, e por este motivo, as medidas de EN apresentam altos valores principalmente de RMSE.

O modelo IBIS é o que melhor representa o H de acordo com os modelos do experimento SALDAS-2, pois apresenta valores menores de RMSE e MBE. Todos os modelos do experimento SALDAS são superiores aos modelos do GLDAS para representar o fluxo de calor armazenado no solo. Observa-se que o modelo SI apresenta os melhores valores de RMSE e MBE e, embora apresente uma leve tendência de superestimar a observação, é o mais preciso para representar as observações.

O EN também apresenta a segunda melhor estimativa para esta variável. Ambas análises de erros, mostram que o EN é melhor que os demais modelos de SALDAS-2 e GLDAS. No geral, pode-se observar que o EN representa muito bem os componentes do balanço de energia para o bioma da Amazônia.

O modelo tem as melhores estimativas para a radiação líquida e, mesmo quando não apresenta os melhores valores de RMSE e MBE torna-se uma opção melhor que os

demais modelos, com exceção do fluxo de calor latente, onde apresenta altos valores estatísticos, mas ainda assim o EN não é o pior (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 - Estatísticas dos modelos SALDAS-2 e GLDAS para radiação líquida, fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e fluxo de calor no solo para a região da Amazônia. SN representa SALDAS-2 NOAH, SC representa SALDAS-2 CLSM, SI representa SALDAS-2 IBIS, GN representa GLDAS NOAH, GC representa GLDAS CLSM e EN representa o ensemble dos modelos SALDAS-2. RMSE e MBE foram calculados para cada variável, em  $W/m^2$ . Em negrito, destacam-se os modelos com pior desempenho para cada índice estatístico.

Variáveis	Estatística	SN	SC	SI	GN	GC	EN
Radiação Líquida	RMSE	6.4	7.5	6.42	<b>10.94</b>	8.98	6.33
	MBE	-6.12	4.78	-8	-15.73	<b>-16.26</b>	1.57
Calor Latente	RMSE	6.7	22.52	23.26	17.99	<b>29.89</b>	15.86
	MBE	12.19	-6.41	-19.91	-15.94	<b>-26.15</b>	-10.34
Calor Sensível	RMSE	15.96	<b>29.47</b>	11.07	8.6	19.37	17.53
	MBE	13.06	<b>19.46</b>	9.23	3.44	-9.05	13.92
Calor no Solo	RMSE	5.26	4.85	1.36	5.61	<b>5.57</b>	3.31
	MBE	-5.18	-4.78	0.44	-5.57	<b>-5.52</b>	-3.17

#### 4.2.2 Desempenho dos modelos no bioma do Cerrado

No bioma do Cerrado os modelos simulam a Rnet com maior variabilidade mensal em relação à média da maioria das torres de fluxo. A variável tem menor variabilidade nos sites BAN e FSN, onde os tipos de superfície são de savana com troncos e pastagem, respectivamente. A observação da torre BRA, que se encontra na savana, apresenta menor variabilidade mensal, neste site o modelo GN também simula menor variabilidade da radiação. Em contrapartida, a média para o GN e GC são as maiores do site e, por mais que o SN tenha grande variação nesta torre, a média é a mais próxima das observações (Figura 4.4a).

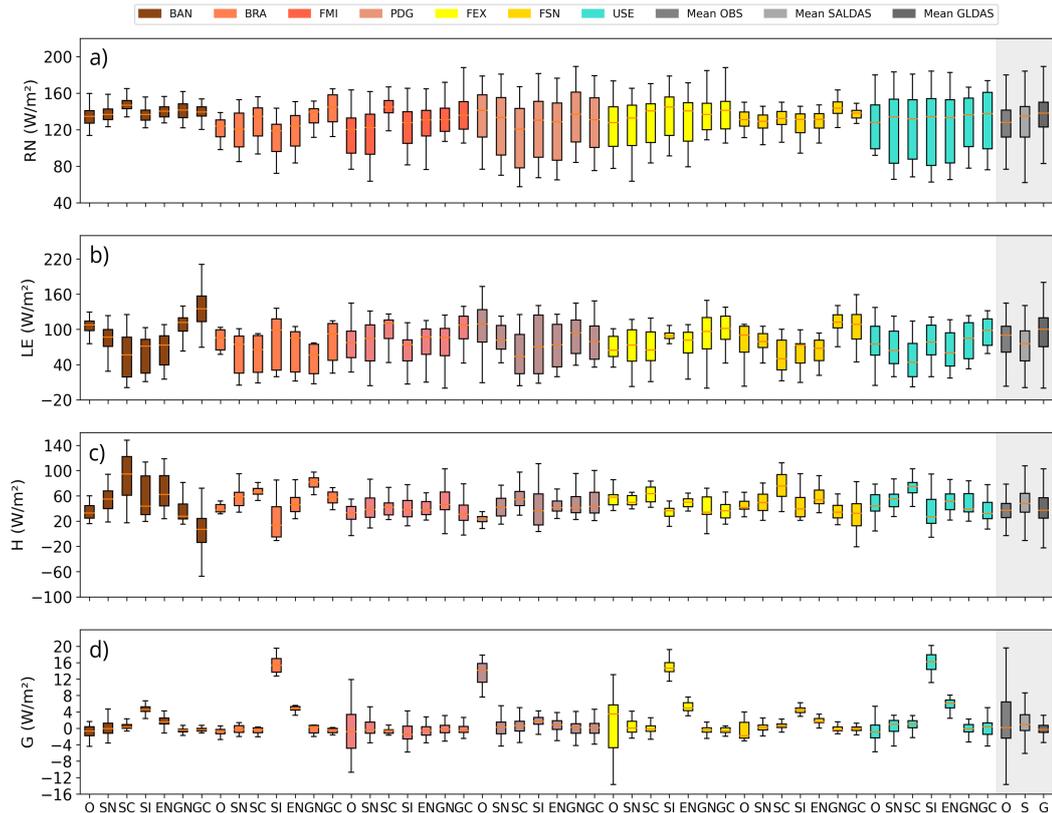
Dentre as torres localizadas na savana, PGD é a que tem maior variabilidade mensal da radiação líquida. Os modelos rodados no ponto da torre BAN indicam maiores diferenças entre si para o fluxo de calor latente. Neste site os modelos SC, SI, EN são os que apresentam os menores valores de média e, junto com o GC as maiores variações mensais. Dentre as torres localizadas na superfície de savana, a observação de PDG é a que apresenta maior valor médio do fluxo de calor latente, próximo dos  $100W/m^2$ . A variabilidade do balanço de energia em regiões do Cerrado brasileiro também foram observada por Ivo et al. (2020), que demonstram que as variações na

vegetação podem impactar as estimativas do BE (Figura 4.4b).

Nos sites localizados em regiões de pastagem, é possível notar que o SI apresenta valores médios com superestimativas de aproximadamente  $10 \text{ W/m}^2$  do G (Figura 4.4d). Observa-se que no LE, tanto as torres quanto os modelos apresentam dados com maior variabilidade em relação a média dos últimos 20 anos, o contrário é visto no H, em que para seis das sete torres, há pouca variação em relação a média. No site BAN, os modelos tendem a apresentar uma variabilidade de H e LE, nessa região o modelo SN é o que apresenta menor variação, aproximando-se das oscilações observadas na torre (Figura 4.4c).

Para o G as observações das torres FMI e FEX apresentam grande variação dos dados mensal ao longo dos anos, enquanto que as demais torres ficam em torno dos valores médios, ou seja, sem espalhamento dos dados. Neste caso, há uma tendência do SI em elevar os valores da média na maioria dos sites. De forma geral, tanto os modelos do SALDAS quando os do GLDAS são próximos dos valores médios das torres para o cerrado.

Figura 4.4 - Boxplot dos fluxos energéticos para as torres da amazônia onde, o tom de marron representa a torre classificada como Woody Savanna, os tons em rosa as classificadas como savana, em amarelo as torres classificadas como grassland e, o tom em azul representa a torre classificada como cropland. Em cinza é apresentado o boxplot da média das torres para a observação (O), o SALDAS (S) e GLDAS (G).



As médias das torres de fluxo para o bioma do Cerrado mostram que há uma sazonalidade maior do que o observado no bioma da Amazônia tanto para os modelos quanto para a própria observação.

Para a Rnet os modelos do GLDAS e o SC, embora convergem com as variações temporais das observações, apresentam uma tendência de superestimativa ao longo de todos os meses do ano, enquanto que SN e SI, apenas superestimam nos meses de verão e, subestimam nos meses de inverno. Devido ao modelo SC superestimar a

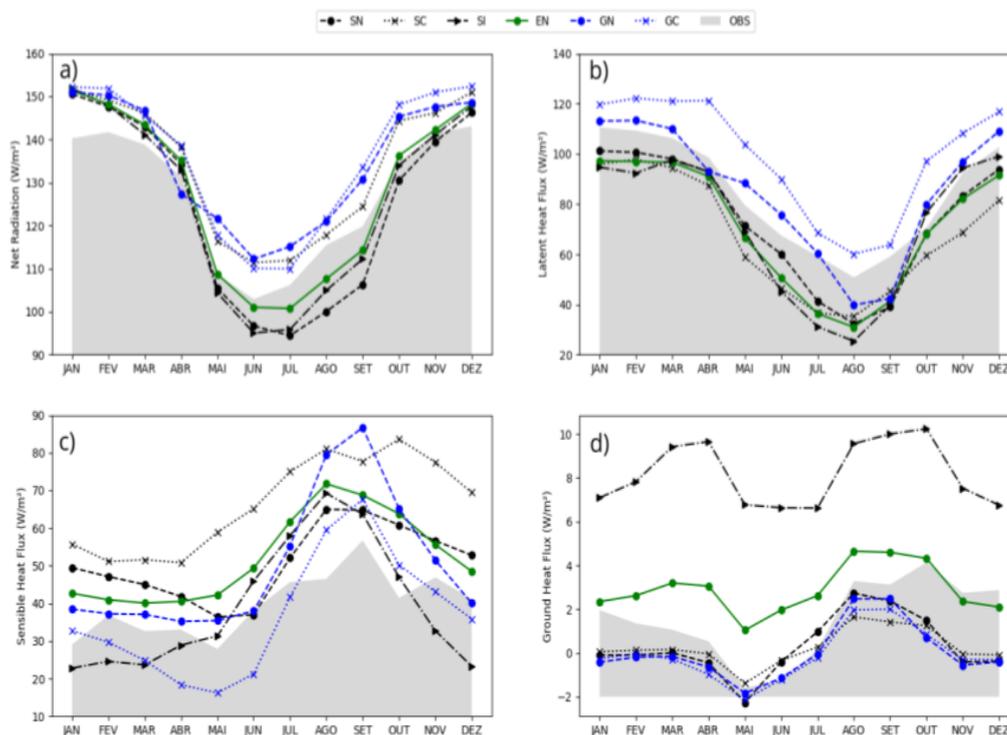
radiação e o SN subestimar nos meses de inverno, existe uma compensação que faz com que o EN seja próximo da observação neste período (Figura 4.5a).

No LE o modelo GC, embora represente a sazonalidade da observação, mantém suas estimativas acima dos valores obtidos pelas torres ao longo de todo o ano. Uma relação contrária é possível observar nos modelos SN e SC, onde durante todos os períodos do ano há um movimento sazonal similar ao observado mas, os valores são sempre menores que os dados in situ. Todos os modelos colocam os maiores valores de fluxo de calor latente no verão, enquanto que os menores valores são no mês de agosto.

Na variável de H é possível observar um comportamento onde os modelos SC e GC tendem a apresentar um pico positivo durante os meses de julho, agosto e setembro. Embora a sazonalidade dos dados observacionais tenha menor variabilidade ao longo do ano, os modelos em geral, não são capazes de representar tal comportamento.

É possível notar que o G é bem representado por todos os modelos, com exceção do SI, que tende a superestimar as observações (Figura 4.5d). Por isso, os valores do EN também apresentam um aumento que desprende o modelo das variações da observação. Ainda assim, nos meses de verão o EN representa os dados observados melhor do que cada modelo individual do SALDAS. Embora o IBIS seja um modelo criado para representar as dinâmicas da vegetação e solo com maior precisão, existe uma dificuldade do modelo em simular o G em regiões de grande heterogeneidade.

Figura 4.5 - O mesmo que a Figura 4.3, porém para o cerrado.



Com base nos erros estatísticos é possível observar que todos os modelos do SALDAS têm menores valores de RMSE do que o GLDAS e, o GC é o modelo que apresenta os maiores erros para o bioma (Figura 4.3). O SN apresenta os maiores valores de RMSE e uma tendência em subestimar a  $R_{net}$ . O SC é o modelo que possui menores erros, enquanto que o EN apresenta o menor bias. O baixo valor de MBE do EN pode ser explicado pela superestima do  $R_{net}$  dos modelos nos meses de verão e subestima nos meses de inverno, o que faz com que haja uma compensação e os valores fiquem próximos de zero.

Para o LE o GN obteve o melhor desempenho, tanto para o RMSE quanto para o MBE e, o modelo que pior desempenha nesta situação é o GC, onde apresenta altos valores de RMSE e tende a ter a maior subestimativa. Os demais modelos do SALDAS tendem a subestimar o fluxo latente, enquanto que o GLDAS apresenta uma tendência de superestimativa. O GC é o modelo com menores erros no fluxo de calor sensível e também tende a subestimar a variável, ainda que apresente baixos valores.

O modelo SC é o que apresenta estimativas de LE e H com maiores erros, o modelo tem uma grande tendência em superestimar os dados observacionais, isto faz com que os valores de ensemble também sejam mais elevados. Mesmo com os altos valores, o SC e o EN ainda ficam melhor que o GN em termos do RMSE, o que pode ser explicado pela heterogeneidade da superfície do Cerrado e pelas condições hidrológicas da região, que fazem com que o modelo Noah tenha dificuldades de representar os fluxos energéticos (COX; CHAVAS, 2012).

No fluxo de calor armazenado no solo os modelos do EN, SC e SN, apresentam os melhores valores de RMSE, respectivamente. Os modelos Noah-MP e CLSM subestimam o fluxo de calor armazenado no solo e, devido à superestimativa do SI, os valores de EN ficam positivos e próximos da observação. Para esta variável o melhor desempenho de RMSE é do EN, enquanto que os melhores valores de MBE são de SN e SC. Em termos gerais, o EN apresenta as melhores estimativas do BE para a região do cerrado, quando comparado aos outros modelos, quando o EN não é o melhor deles, fica em um termo intermediário e, dificilmente, é o pior modelo. O contrário ocorre com os demais modelos que em algumas variáveis são melhores, mas em outras são piores e às vezes, até com valores de erros bem mais elevados do que os demais.

Tabela 4.3 - Estatísticas dos modelos SALDAS-2 e GLDAS para radiação líquida, fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e fluxo de calor no solo para a região do Cerrado. SN representa SALDAS-2 NOAH, SC representa SALDAS-2 CLSM, SI representa SALDAS-2 IBIS, GN representa GLDAS NOAH, GC representa GLDAS CLSM e EN representa o ensemble dos modelos SALDAS-2. RMSE e MBE foram calculados para cada variável, em  $W/m^2$ . Em negrito, destacam-se os modelos com pior desempenho para cada índice estatístico.

Variáveis	Estatística	SN	SC	SI	GN	GC	EN
Radiação Líquida	RMSE	8.2	5.55	6.81	8.82	<b>9.44</b>	6.04
	MBE	-2.49	3.92	-1.29	7.77	<b>9</b>	0.05
Calor Latente	RMSE	11.61	<b>22.38</b>	16.11	7.95	16.85	16.01
	MBE	-10.38	<b>-21.13</b>	-12.37	1.28	15.46	-14.62
Calor Sensível	RMSE	12.52	<b>29.42</b>	11.65	15.36	9.94	14.54
	MBE	11.08	<b>28.23</b>	-0.4	10.3	-2.91	12.97
Calor no Solo	RMSE	1.79	1.72	<b>6.81</b>	1.95	1.92	1.39
	MBE	-1.24	-1.24	<b>6.64</b>	-1.51	-1.61	1.39

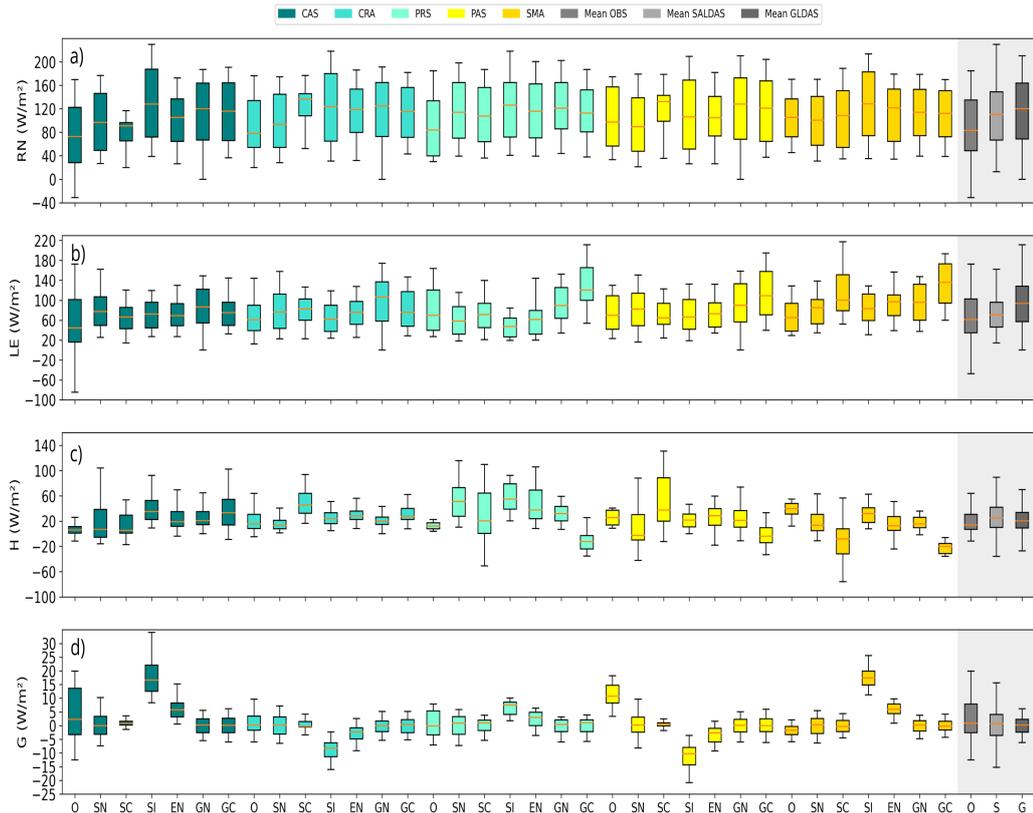
### 4.2.3 Desempenho dos modelos no bioma do Pampa

Independentemente do tipo de superfície na região do Pampa, os modelos exibem comportamento semelhante em relação a  $R_{net}$  para todas as torres de fluxo. Observa-se que há grande variabilidade dos dados simulados em termos  $R_{net}$  e que, dos modelos do SALDAS-2, o CLSM é o que possui valores mais próximos da média para as torres CAS, CRA e PAS. Para estes pontos as torres são classificadas com cultivo de área irrigada (CAS e CRA) e pastagem (PAS) e, apenas para a torre CAS o SC simula o mesmo tipo de superfície (Figura a).

Para o LE, os modelos apresentam pequena variação anual, dentre eles o SN e GN são os que mais apresentam variabilidade para as torres CAS e CRA. Observa-se que a média dos modelos SALDAS-2 é bastante próxima da média das observações, e os modelos tem menores variabilidades médias. Neste caso o GLDAS tem variações maiores do que o SALDAS-2, assim como as observações (Figura 4.6b).

As torres de fluxo são mais constantes ao representar o H, esta variável impacta mais os modelos de GLDAS e de SALDAS-2, pois ambos apresentam variabilidade maior para as torres CAS e PRS. É possível destacar que o GC apresenta baixos valores de fluxo de calor sensível na torre PAS, e nas torres de superfície pastagem. O mesmo modelo eleva os valores de LE, mostrando um possível equívoco no particionamento de energia, dado que a  $R_{net}$  nestes casos é próxima das observações. Tal particionamento, pode estar diretamente ligado as condições vegetativas e variáveis de inputs, como a precipitação e a radiação. Estas possíveis influências serão discutidas posteriormente. Em relação ao G, o SI tem uma tendência em destoar dos demais modelos, com super e subestimativas em diferentes torres de fluxo. Os demais modelos apresentam pouca variação no fluxo de calor armazenado no solo ao longo do ano (Figura 4.6d).

Figura 4.6 - Boxplot da radiação líquida (a), fluxo de calor latente (b), fluxo de calor sensível c) e fluxo de calor armazenado no solo(d). Simulados para as torres do pampa, onde os tons de azul representam as torres classificadas como cropland e os tons em amarelo as classificadas como grassland. Em cinza é apresentado o boxplot da média das torres para a observação (O), o SALDAS (S) e GLDAS (G).



Os modelos simulados para a região do Pampa mostram um padrão de sazonalidade próximo a das torres de fluxo. Ao longo do ano todos os modelos superestimam a  $R_{net}$  observada, e as menores variações são simuladas pelo SC, modelo no qual subestima a observação para os meses de novembro, dezembro, janeiro e fevereiro e, superestima a radiação mais do que os demais modelos para os meses de abril a setembro.

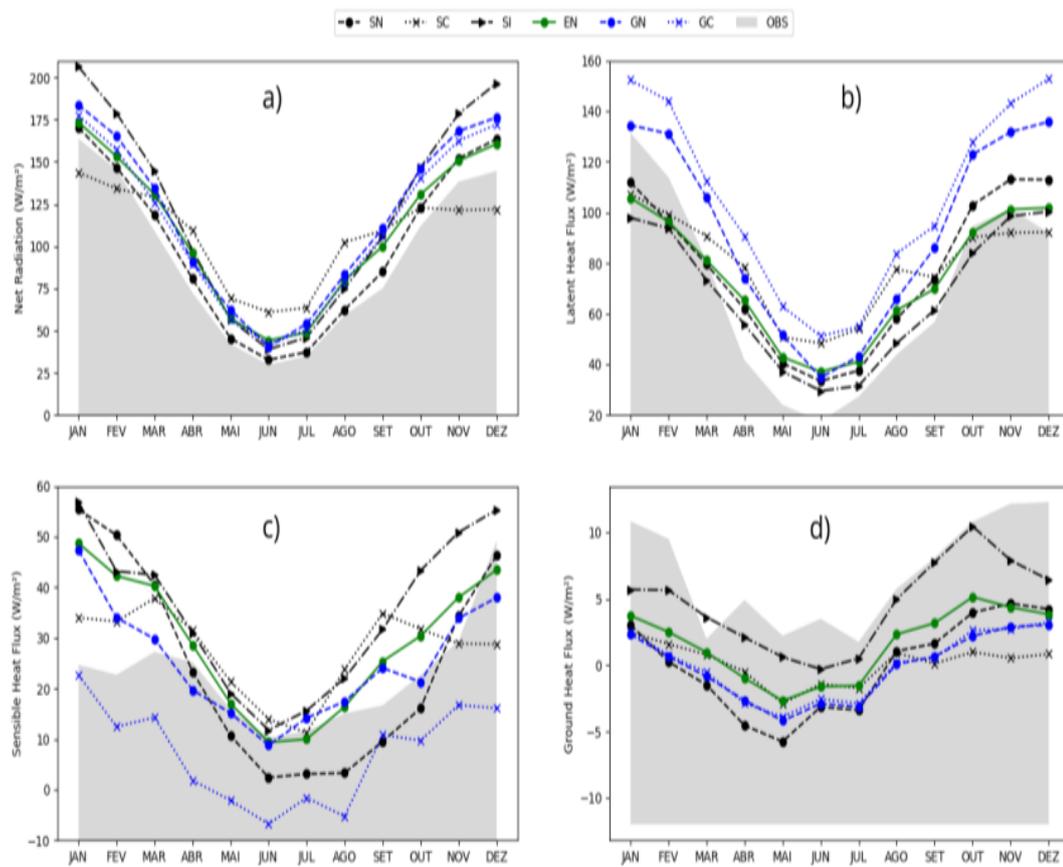
Os modelos do GLDAS apresentam estimativas próximas um do outro ao longo

do ano, enquanto que os do SALDAS-2 tem maiores variações (Figura 4.7a). Estas variações fazem com que o EN fique mais próximo das observações do que os modelos de GLDAS ao longo da maioria dos meses do ano.

Ainda os modelos do GLDAS, eles tendem a superestimar em maior magnitude o LE durante o período do verão, principalmente nos meses de agosto a dezembro. Nestes meses os modelos do SALDAS-2 são mais próximos da observação, assim como nos meses de inverno, onde apenas o SC tem uma tendência de superestimar mais a observação do que os demais, repetindo o padrão da Rnet (Figura 4.6b).

O GC superestima o H ao longo de todo o ano, enquanto que o GN tem valores mais próximos das observações. Para esta variável, os modelos do SALDAS-2 tem uma tendência de superestimar o H ao longo de praticamente todo os meses do ano. É possível observar que todos os modelos subestimam o G, e dentre eles o SI é o que mais se aproxima do valor médio das observações. Embora o modelo SI apresente valores mais altos para algumas das torres e mais baixos para outras, como visto na figura anterior. O modelo tem um ótimo desempenho quando calculado a média das torres.

Figura 4.7 - O mesmo que a Figura 4.3, porém para o bioma do Pampa.



Analisando as métricas dos modelos é possível observar que para a  $R_{net}$  o SN apresenta menores valores de erros, isso porque ao longo de todo o ano ele acompanha as variações da observação. Ainda que superestimando-as, é o modelo que melhor representa as médias mensais, com menores valores de MBE. Em contrapartida, o SI é o que apresenta piores resultados, elevando os valores de RMSE e MBE para os patamares mais altos, o que está relacionado com as altas simulações do modelo de  $R_{net}$  nos meses de verão. Entretanto, o SI é o que melhor representa os erros relacionados ao LE, em que os maiores valores de erros foram observados no modelo GC, também devido a sua superestimativa ao longo dos meses de verão, e por este motivo o GC é o modelo que apresenta maiores valores de MBE.

Devido ao fato dos modelos do SALDAS-2 terem maior variabilidade entre si durante a simulação do fluxo de calor latente, o EN é o que melhor representa o MBE,

pois as superestimativas durante o inverno e as subestimativas durante o verão se compensam.

O H é melhor disposto pelo GN e, o GC apresenta o maiores valores de RMSE, com erros de 17.02 W/m<sup>2</sup>. Neste caso, o modelo SN é o que melhor representa o MBE (2.06 W/m<sup>2</sup>), em que a superestimativa no verão é compensada pela subestimativa nos meses de inverno.

O modelo que maior apresenta valores de MBE é o GC, que superestima a observação ao longo de todo o período, -15.12 W/m<sup>2</sup>. Em relação ao G, o modelo SI é o que apresenta melhores valores de RMSE e MBE. Para esta variável o modelo GN é o que pior representa os valores estatísticos, com MBE de -7.00 W/m<sup>2</sup>. É possível observar que os modelos do SALDAS-2, são melhores em representar os valores estatísticos de uma forma geral e, assim como ocorre no bioma da amazônia, mesmo quando algum dos modelos do GLDAS é melhor, os modelos do SALDAS-2 não ficam longe dos melhores valores estatísticos. O mesmo não ocorre quando o SALDAS-2 é melhor, neste caso, os valores de GLDAS tendem a ser mais afastados em termos comparativos (Figura 4.4).

Tabela 4.4 - Estatísticas dos modelos SALDAS-2 e GLDAS para radiação líquida, fluxo de calor latente, fluxo de calor sensível e fluxo de calor no solo para a região do Pampa. SN representa SALDAS-2 NOAH, SC representa SALDAS-2 CLSM, SI representa SALDAS-2 IBIS, GN representa GLDAS NOAH, GC representa GLDAS CLSM e EN representa o ensemble dos modelos SALDAS-2. RMSE e MBE foram calculados para cada variável, em W/m<sup>2</sup>. Em negrito, destacam-se os modelos com melhor desempenho para cada índice estatístico.

Variáveis	Estatística	SN	SC	SI	GN	GC	EN
Radiação Líquida	RMSE	9.17	27.06	<b>31.58</b>	25.12	20.49	17.39
	MBE	7.59	13.48	<b>28.74</b>	24.08	19.46	16.60
Calor Latente	RMSE	15.47	22.70	14.04	26.27	<b>38.44</b>	15.91
	MBE	8.02	10.81	-1.14	24.35	<b>37.12</b>	5.90
Calor Sensível	RMSE	13.86	10.41	15.66	8.65	<b>17.02</b>	10.76
	MBE	2.06	5.04	12.71	2.76	<b>-15.12</b>	6.60
Calor no Solo	RMSE	7.16	<b>7.51</b>	3.21	7.40	7.28	5.76
	MBE	-6.95	-6.84	-2.37	<b>-7.15</b>	-7.00	-5.39

Os modelos aqui tratados mostram-se capazes de representar a variabilidade da radiação para todos os biomas estudados. O bom desempenho do SALDAS-2 apresentados até aqui reforça a hipótese deste trabalho, sugerindo que devido à falta de

dados de torres de fluxo tanto no Brasil quanto na América do Sul, estes modelos são uma ótima opção para estudos mais detalhados de cada bioma.

#### 4.2.4 Comparação pontual entre os modelos do SALDAS-2

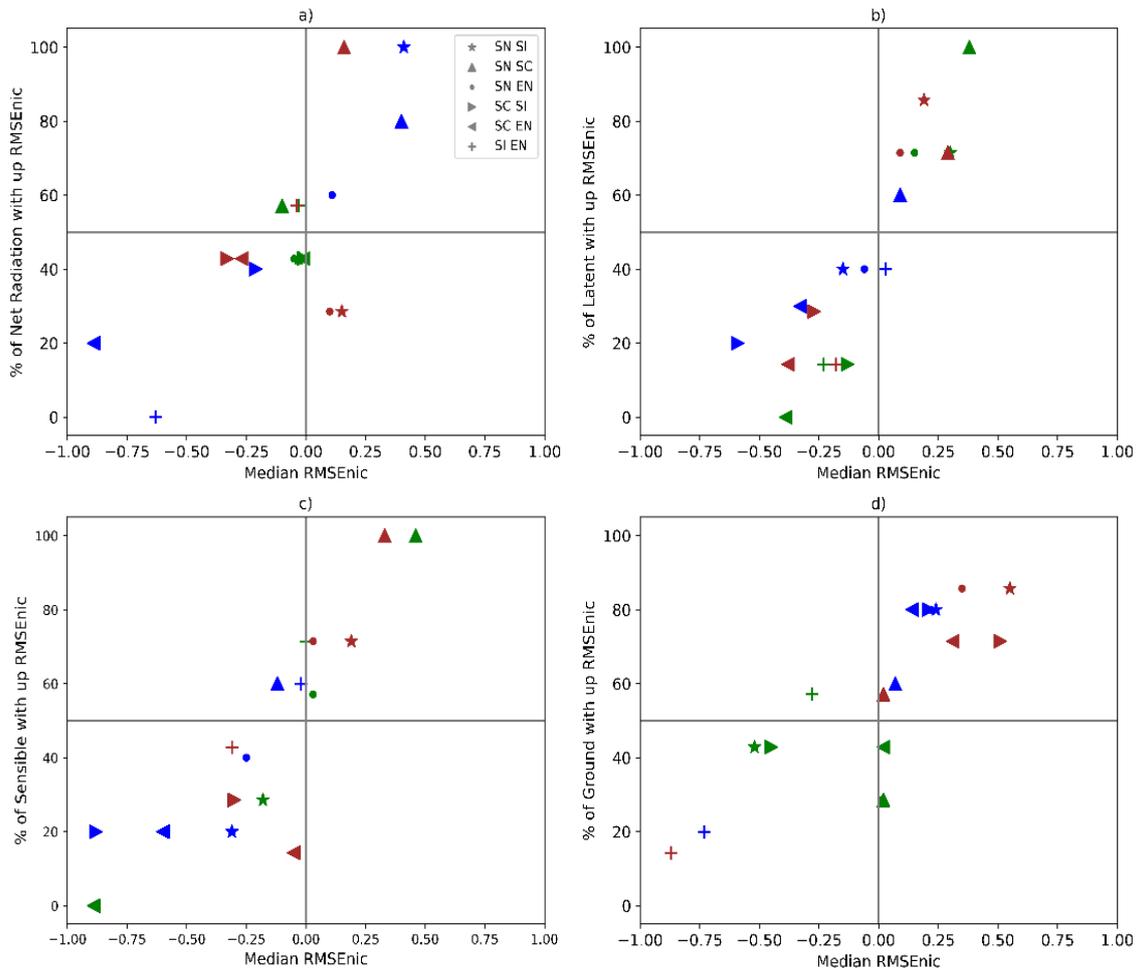
Inicialmente, uma etapa importante para avaliar a eficiência do modelo SALDAS-2 consistiu na realização de uma análise comparativa das variáveis do balanço energético entre todas as versões do modelo (SN, SC, SI e EN), levando em consideração os biomas Amazônia, Cerrado e Pampa. Esse procedimento permitiu identificar possíveis diferenças e semelhanças entre as diferentes forçantes utilizadas pelo modelo nas regiões. Fornecendo informações valiosas para a avaliação geral do desempenho do modelo. Além disso, essa abordagem também é importante para garantir que o desempenho do modelo seja consistente em diferentes áreas geográficas, permitindo a aplicação do modelo em outros contextos e regiões.

A Figura 4.8 representa um gráfico de dispersão do RMSE médio da Rnet, LE, H e G em função da porcentagem de torres de fluxo, na qual os modelos obtiveram melhorias ou não em relação aos seus erros médios. A figura compara os erros médios do modelo de referência (modelo à direita na legenda) com os erros médios de um segundo modelo (modelo à esquerda na legenda).

Os modelos foram comparados aos pares, e os ícones com valores negativos no eixo X indicam que o modelo à esquerda na legenda possui erros relativos maiores do que o modelo à direita na legenda. Ao comparar modelos com médias de erro próximas a cada um o valor é próximo de zero. Por outro lado, os modelos tiveram erros maiores quando os valores estavam mais próximos dos extremos do gráfico em relação ao eixo X.

Na Figura 4.8 também é possível notar que o ícone localizado no quadrante superior direito representa uma medida de erros medianos maiores pelo modelo à direita na legenda. Os erros médios deste modelo foram mais expressivos quando analisado um percentual maior de torres. O oposto foi observado para os ícones localizados no quadrante inferior esquerdo.

Figura 4.8 - Intercomparação  $RMSE_{nic}$  dos modelos SALDAS-2, em que os ícones verdes são as torres de fluxo localizadas no bioma Amazônico, os ícones marrons são as torres do Cerrado e, os ícones azuis são as torres do Pampa. Onde o SN SI é entre NOAH e IBIS, SN SC com NOAH e CLSM, SN EN com NOAH e Ensemble, SC SI com CLSM e IBIS, SC EN com CLSM e Ensemble e SI EN com IBIS e ENSAMBLE.



O modelo SC é capaz de representar o saldo de radiação na Amazônia próximo ao SI e EN, mas tem o pior desempenho quando comparado ao Cerrado e Pampa. O bom desempenho do SC em representar o Rnet na Amazônia se deve ao fato de que a radiação de ondas curtas do modelo vem do CERES. Que segundo Nascimento et al. (2019) há menos de 10% de erros em relação às observações e mais de 70% de correlação para a região. No entanto, existe uma dificuldade para o CLSM em representar a umidade do solo e a quantidade de água que seria necessária para

saturar o solo em regiões de floresta tropical (APERS et al., 2022).

Na Figura 4.8a, pode-se observar que para o bioma Amazônico (ícones verdes), o modelo SN apresenta erros próximos a 0 na radiação líquida em relação à EN e SI, sendo que em cerca de 60% das torres, o modelo SN apresentou menor erros medianos. O mesmo vale para SC, onde o modelo apresentou resultados muito próximos de seus pares SI e EN, mas obteve erros médios menores em cerca de 60% das torres analisadas.

De acordo com a comparação entre SN e SC, é possível observar que SN teve erros medianos maiores em relação a SC, e cerca de 40% das torres analisadas no bioma tiveram erros menores para o modelo. No bioma Amazônico, o SN e o SC se destacam por serem modelos que obtiveram valores mais próximos às observações do que os demais, pois quando comparados ao SI e EN os erros são menores para um maior número de torres. O CERES usa as discretizações de nuvens e é uma forçante de ondas curtas para auxiliar os modelos, a simulação de radiação líquida por CLSM e NOAH, e o IBIS é dependente fortemente do albedo, parâmetros de vegetação e independente de fluxos de água (BORN et al., 2019).

No Cerrado, há uma maior distribuição de erros líquidos de radiação entre os modelos, o SC apresenta erros maiores em cerca de 45% das torres quando comparado ao SI e EN, ao contrário do que ocorreu no bioma Amazônico. No entanto, quando comparado ao SN, o SC apresenta erros médios maiores em 100% das torres do bioma. O modelo SN também apresenta erros médios menores em relação ao SI e EN, porém, a melhoria foi distribuída em um número menor de torres, cerca de 30%.

Para o pampa o modelo SN apresenta melhores resultados quando comparado a todos os outros modelos (SC, SI e EN), onde a maioria das torres o modelo apresentou melhores resultados, destacando-se a comparação com o SI (100% das torres) e SC (80%).

Quando observadas as simulações de LE, o SC é o modelo que apresenta pior desempenho em relação ao SI e EN em todos os biomas estudados e, em grande porcentagem de torres. Existe uma dificuldade para o CLSM em resolver o fluxo de calor latente sobre regiões de floresta tropical, onde o modelo tende a superestimar (MA et al., 2019). De acordo com Lei et al. (2018), a evapotranspiração do CLSM é a que apresenta os maiores erros na média anual em várias regiões da China, pois o modelo tende a superestimar a evapotranspiração em regiões úmidas. É possível observar que o SN apresenta erros menores que os demais modelos do SALDAS-2 e,

quando comparado ao SC, esses erros médios menores foram observados em 100% das torres de fluxo. Em comparação com SI e EN, Noah apresentou uma melhora em cerca de 70% das torres. O resultado abaixo do SN obtido pelo EN, neste caso, é diretamente influenciado pelas superestimativas do SC. O modelo SN também é melhor que os demais no Cerrado, e no pampa quando comparado ao SC (Figura 4.8b).

No H o modelo SN também apresenta erros menores que SC (em 100% das torres) e EN (em 60%) na Amazônia. Erros maiores são observados pelo SN em 70% das torres quando comparado ao SI, isso torna os erros entre SN e EN muito próximos de 0. Além disso, para o bioma Pampa, o saldo de radiação é melhor representado pelo SN em relação aos demais (Figura 4.8a).

O bom desempenho do Noah-MP na Amazônia foi demonstrado por [Brunsell et al. \(2021\)](#), onde o modelo Noah-MP é mais sensível na representação de ET em regiões de Floresta Folhosa do que os produtos MOD17A2 e MOD16A2. No entanto, para as regiões Grassland e Open Shrubland, Noah tem resultados menos precisos do que MODIS. Com relação às florestas tropicais, Noah-MP apresenta bom desempenho na representação da umidade superficial e, segundo [Bohm et al. \(2020\)](#) há uma leve tendência de superestimar a quantidade de fluxo de calor latente e subestimar o fluxo de calor sensível em regiões de pastagens e florestas.

No Cerrado, o SN também é o modelo com os menores erros médios, enquanto o SC apresenta os maiores valores de erros médios quando comparado a todos os outros modelos. Já para o Pampa, o modelo SN apresenta resultados piores quando comparado aos demais modelos, porém os erros médios se distribuíram em 60%, 40% e 20% das torres em relação a SC, EN e SI. De acordo com [Zhang et al. \(2020\)](#), o Noah-MP tende a superestimar a evapotranspiração durante o período de verão e subestimar outros modelos de superfície nas regiões de Grassland e Needleleaf.

Os modelos apresentam diversidades entre si na representação do fluxo de calor no solo, para a Amazônia, o modelo SI apresenta melhores valores de que os demais em cerca de 50% das torres em média. SC está muito próximo de SN e EN na maioria das torres de fluxos dos biomas. No entanto, nos biomas Pampa e Cerrado, os modelos SC e SN são melhores que o SI na representação do fluxo de calor armazenado. O SN é melhor que todos os outros modelos em ambos os biomas, e em número de torres superior a 50% para todos os casos.

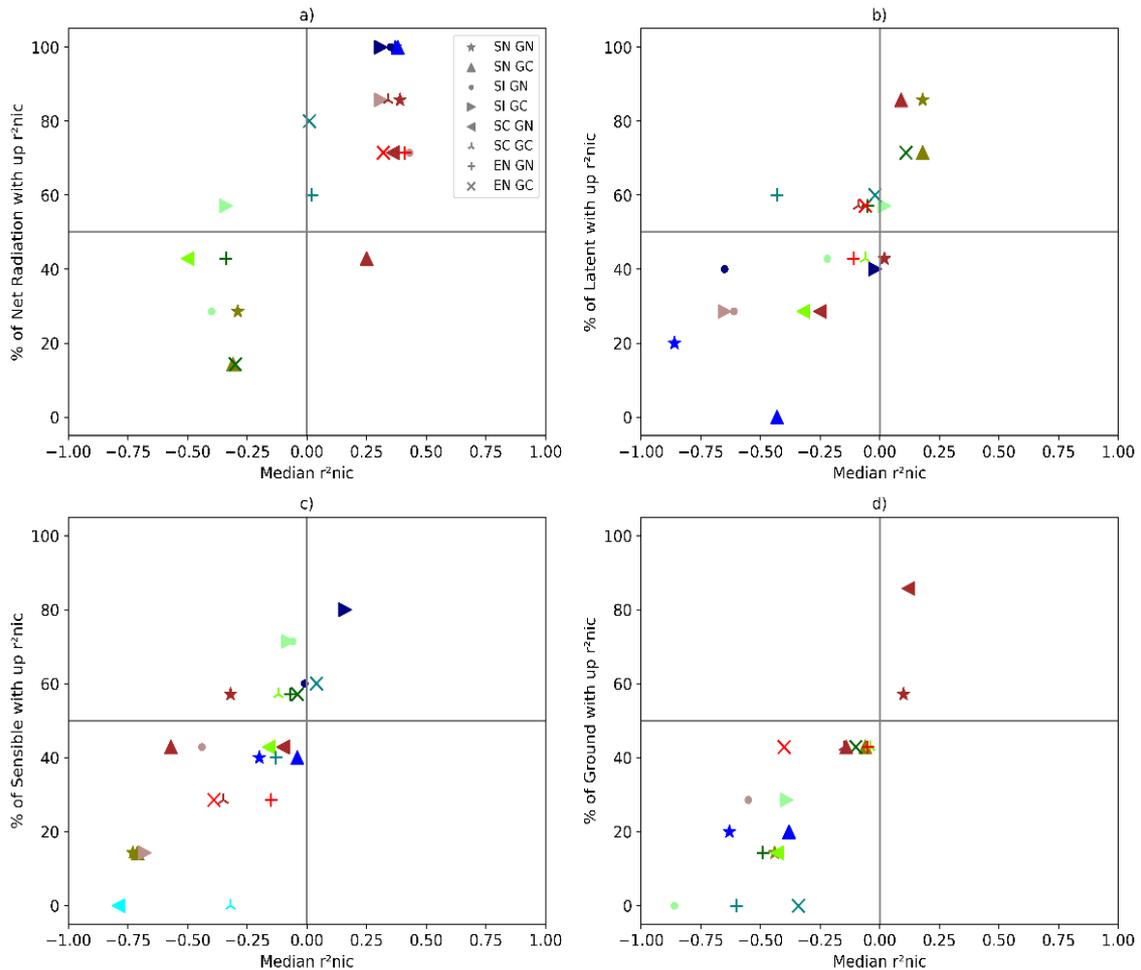
Segundo , para o saldo de radiação observado no bioma Pampa, o modelo SN apre-

senta os melhores valores de correlação, em mais de 70% das torres, em relação aos demais. Na Amazônia e Cerrado, os modelos apresentam correlações muito próximas entre si, sendo que na Amazônia o SN é melhor que SI e SC em 55% das torres, mas é pior que o conjunto em 70% delas, enquanto em no Cerrado há uma amplitude. No número de torres em que cada modelo apresenta melhor desempenho em relação ao outro (Figura 4.9a). Observou-se que a correlação média entre os modelos é maior para os demais componentes do balanço de energia do que para o saldo de radiação. No LE o SN tem índice melhor que o SC em 100% das torres localizadas no bioma Amazônico e, em aproximadamente 70% das torres, o modelo é melhor que SI e EN.

No bioma Cerrado, SN é melhor que SI e EN e apresentam valores médios próximos a 0 quando comparados a SC. No entanto, no bioma Pampa há maiores variações e o SN é melhor que o SC, mas apresenta resultados piores em relação ao SI e EN. Tal desempenho no pampa está diretamente relacionado à capacidade do IBIS de descrever os processos de evapotranspiração e trocas entre raízes e solo com mais detalhes do que o SN, já que 3 das 5 torres do bioma estão localizadas sobre regiões alagadas (CASTRO *et al.*, 2018). Existem diferenças entre Noah e IBIS que pesam na hora de estimar o LE entre elas está a descrição da fenologia, o IBIS descreve com maiores parâmetros e detalha a resistência estomática (CUNHA *et al.*, 2015). O IBIS também possui níveis de profundidade maiores do que os outros modelos. O bom desempenho do IBIS torna o EN melhor que o SN na mesma quantidade de torres.

O SN tem o fluxo de calor sensível melhor representado que o SC em todas as torres nos biomas Amazônia e Cerrado, e também é melhor que SI e EN em 70% das torres do Cerrado, e aproximadamente 60% melhor que o EN na Amazônia bioma. SC é melhor que SN em 40% das torres do bioma Pampa.

Figura 4.9 - Intercomparação  $R_{nic}$  dos modelos SALDAS-2, onde os ícones verdes são as torres de fluxo localizadas no bioma Amazônico, os ícones marrons são as torres do Cerrado e, os azuis são as torres do bioma Pampa. Onde o SN SI é entre NOAH e IBIS, SN SC com NOAH e CLSM, SN EN com NOAH e Ensemble, SC SI com CLSM e IBIS, SC EN com CLSM e Ensemble e SI EN com IBIS e ENSEMBLE.



#### 4.2.5 Comparação entre os modelos do SALDAS-2 e GLDAS

Nesta seção, comparamos modelos de superfície SALDAS-2 com referências GLDAS em termos de desempenho. Geralmente, os modelos SALDAS-2 apresentam melhor desempenho do que os modelos GLDAS ao simular variáveis de balanço de energia, com o SN tendo o melhor desempenho. Para a  $R_{net}$ , EN geralmente tem erros menores do que as referências GLDAS, com SN sendo melhor que GN em aproximadamente 71,43% das torres de fluxo na região amazônica. No entanto, em algumas

torres de fluxo, os erros SN são significativamente grandes, levando a um erro médio negativo.

Observações semelhantes são observadas ao comparar os modelos SI versus GN e EN versus modelos GN. O uso de forçantes regionais melhora significativamente o desempenho do SC em termos de saldo de radiação no bioma Amazônico, onde tem desempenho melhor que o GN em aproximadamente 71,43% das torres de fluxo e aproximadamente 60% quando comparado ao GC.

Em termos de fluxo de calor latente, o padrão de erros SN em comparação com GN foi observado nos biomas Amazônia e Pampa, com SN tendo negativo indicando que seus erros são maiores que a referência. No entanto, ele tem melhor desempenho na maioria das torres de fluxo, e nas piores apresenta erros médios muito maiores. No Cerrado, os valores de SN e GN são muito próximos em cerca de 50% das torres. EN supera NG em todos os biomas para LE, com SALDAS-2 mostrando melhorias de aproximadamente 55% no Cerrado, 75% na Amazônia e 100% no Pampa, quando comparado com GC. O GC apresenta grandes erros ao tentar representar o LE em todos os biomas.

Segundo [Zhang et al. \(2020\)](#), CLSM tende a superestimar os valores de evapotranspiração em regiões de floresta e tem a capacidade de manter erros médios próximos da observação em regiões de campo. Essa superestimação também foi observada em nosso estudo, com o modelo tendendo a superestimar os dados observados pelas torres nos meses de inverno, enquanto no verão essas superestimativas são reduzidas, e a curva de LE tende a ficar próxima à observação. Esses erros são refletidos no H devido à compensação do modelo para fechar o balanço de energia. Os modelos SALDAS-2 têm desempenho pior no bioma Amazônico e melhor no Cerrado e Pampa.

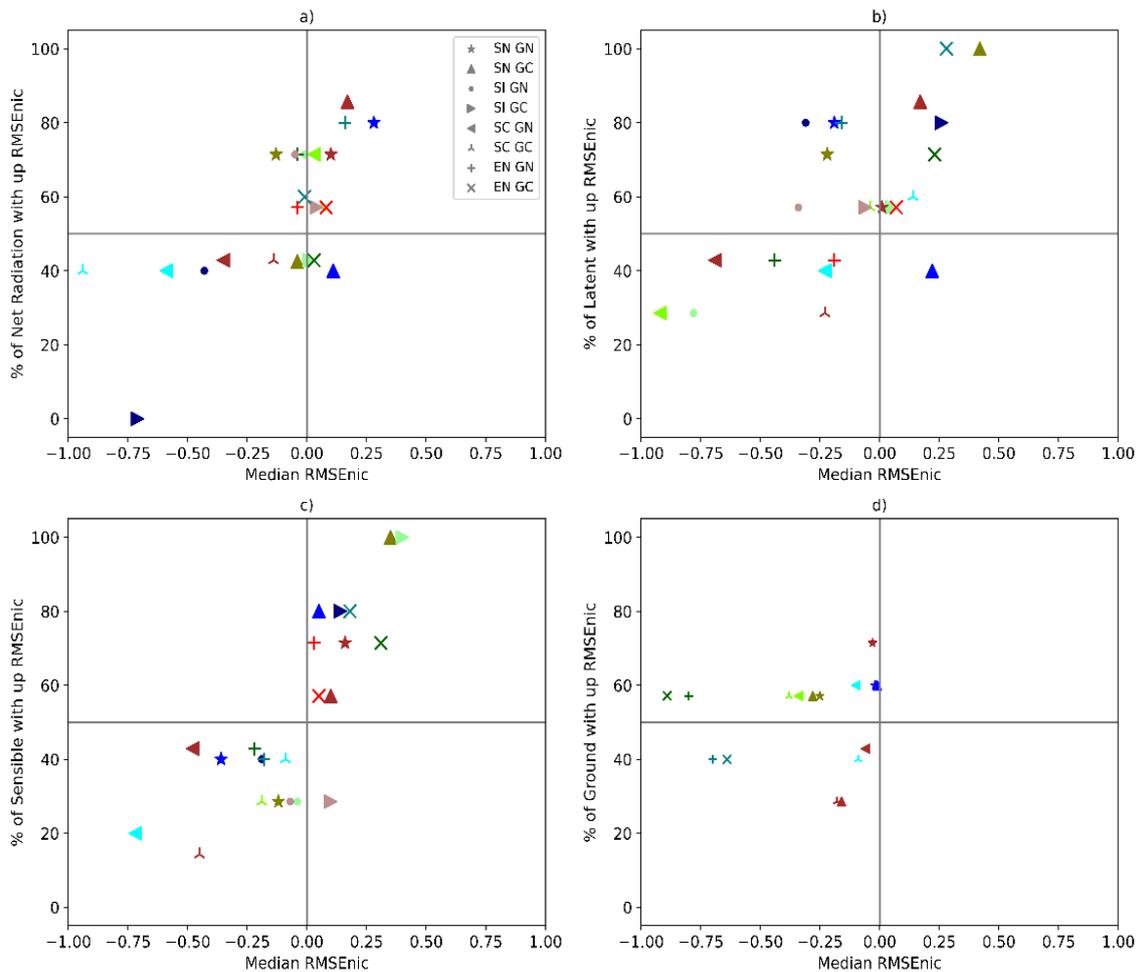
É possível notar que os modelos SALDAS-2 podem ser realistas para a sazonalidade do saldo de radiação durante todos os meses do ano. No entanto, as simulações SALDAS-2 para radiação líquida sobre o bioma Amazônico têm correlação pior do que GLDAS em 80% dos fluxos da torre. Isso pode ser devido a diferenças na vegetação predominante no pixel 5x5, levando a erros nas estimativas do saldo de radiação sobre a região. Neste caso, as simulações EN são melhores do que o uso individual de cada modelo (SN, SC e SI), reduzindo o número de torres onde os modelos apresentam pior desempenho de 80% para cerca de 55%. Os modelos SALDAS-2 exibem capacidades superiores em estimar a Rnet nos biomas Cerrado e Pampa. Especificamente, no Cerrado, o modelo SN supera o modelo GN em 80% das tor-

res examinadas, enquanto no bioma Pampa, o modelo SN apresenta estimativas de correlação superiores em todas as torres examinadas, superando os modelos GN e GC.

No caso da avaliação dos fluxos de calor, há uma diferença significativa entre os modelos GLDAS e SALDAS-2 no bioma Pampa. Para o fluxo de calor latente, o modelo SN apresenta uma correlação mais forte no bioma Amazônico, com mais de 80% das torres apresentando estimativas superiores. No entanto, o modelo SN encontra dificuldades em representar o fluxo de calor latente no bioma Pampa. Isso pode ser atribuído à localização das torres de fluxo em regiões heterogêneas de cobertura da terra na região sul, o que complica estimativas de modelagem precisas.

Os modelos que falham em representar adequadamente as características da cobertura do solo em uma determinada localização da torre lutam para capturar a sazonalidade dos H e LE. O modelo SC, em particular, tem dificuldade em obter boas correlações com os dados observados devido às discrepâncias na cobertura da superfície representada pelas torres e pelo GLDAS. Essa questão é particularmente pronunciada nos biomas Cerrado e Pampa, onde a heterogeneidade é mais significativa. Em contraste, o fluxo de calor sensível tende a compensar qualquer sobrecarga no fluxo de calor latente, pois o modelo busca fechar o balanço de energia contabilizando ganhos ou perdas de energia.

Figura 4.10 - Intercomparação  $RMSE_{nic}$  dos modelos SALDAS-2 e GLDAS, onde os ícones verdes são as torres de fluxo localizadas no bioma Amazônico, os ícones marrons são as torres do bioma Cerrado e os ícones azuis são as torres do bioma Pampa. Onde o SN SI é entre SALDAS-2 NOAH e IBIS, SN SC com NOAH e CLSM, SN EN com NOAH e Ensemble, SC SI com CLSM e IBIS, SC EN com CLSM e Ensemble, SI EN com IBIS e ENSEMBLE, SN GN representam o SALDAS-2 NOAH e GLDAS NOAH, SN GC com SALDAS-2 NOAH e GLDAS CLSM, EN GN com Ensemble e GLDAS NOAH, EN GN com Ensemble e GLDAS CLSM, SC GN com SALDAS-2 CLSM e GLDAS NOAH e SC GC com SALDAS-2 CLSM e GLDAS CLSM.



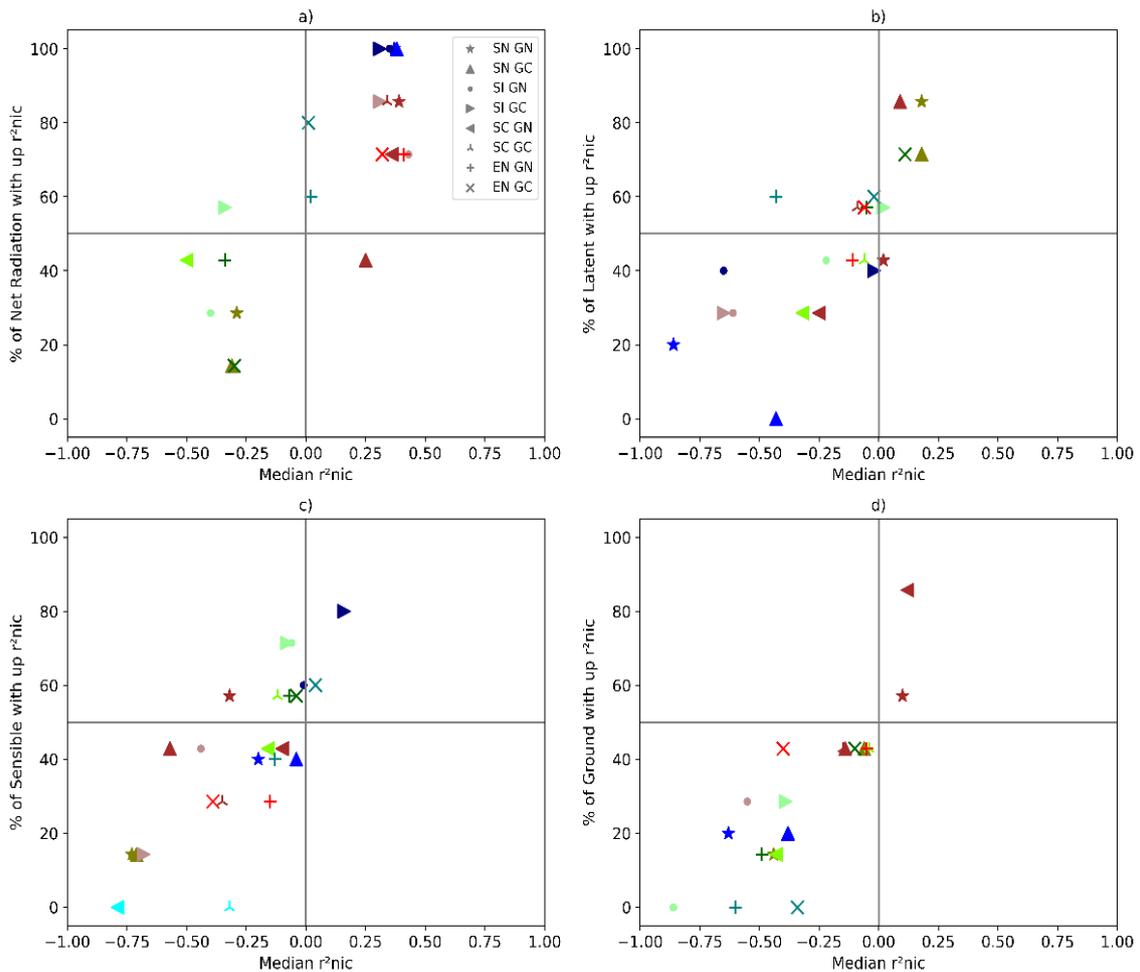
É possível notar que os modelos SALDAS-2 são próximos a realidade para a sazonalidade do saldo de radiação durante todos os meses do ano. As simulações do SALDAS-2 para a  $R_{net}$  sobre o bioma amazônico têm a pior correlação do que o GLDAS em 80% dos fluxos da torre. Em quase todas as torres do bioma Amazônico,

a cobertura do solo é semelhante em ambos os modelos de superfície (SALDAS-2 e GLDAS). No entanto, no modelo SN e SC, na maioria das torres, a vegetação predominante no pixel 5x5 é diferente da descrita pelo GLDAS, o que pode levar a erros nas estimativas do saldo de radiação sobre a região (VICHOT-LLANO et al., 2021). Neste caso, as simulações EN são melhores do que o uso individual de cada modelo (SN, SC e SI), onde o número de torres em que os modelos eram piores foi reduzido de 80% para cerca de 55%. Os modelos SALDAS-2 são melhores para estimar o saldo de radiação no Cerrado e Pampa. No Cerrado, SN é melhor que GN em 80% das torres, enquanto no Pampa, o mesmo modelo tem melhores estimativas de correlação em 100% das torres quando comparado ao GN e também ao GC.

O GLDAS tem uma grande diferença do SALDAS-2 no bioma Pampa quando se avalia os fluxos de calor, para o fluxo de calor latente o SN tem uma melhor correlação no bioma Amazônico, com mais de 80% de torres. O SN tem dificuldade em representar o fluxo de calor latente no Pampa. Isso porque, na região sul, as torres de fluxos estão localizadas sobre regiões heterogêneas de ocupação do solo, o que dificulta as estimativas do modelo, uma vez que o fluxo médio é afetado por campos adjacentes, dificultando o correto cultivo (ARSENAULT et al., 2018). Os modelos GLDAS mostram maiores correlações nos LE e do solo em todos os biomas, indicando que uma baixa resolução dos modelos não melhora necessariamente a correlação dos LE e H.

Individualmente, os modelos cuja representação da cobertura do solo não é igual às características da torre no ponto, têm maior dificuldade em representar a sazonalidade dos LE e H. O SC tem extrema dificuldade em obter boas correlações com os dados observados porque, em geral, a cobertura da superfície é diferente daquela representada pelas torres e pelo GLDAS. Isso faz com que o modelo tenha um desempenho ruim no Cerrado e no Pampa, onde a heterogeneidade é maior. O contrário é observado no H, pois para fins de compensação para fechar o balanço de energia, qualquer sobrecarga no LE é refletida no H, pois o modelo tende a compensar ganhos ou perdas de energia.

Figura 4.11 - Intercomparação  $R_{nic}$  dos modelos SALDAS-2 e GLDAS, onde os ícones verdes são as torres de fluxo localizadas no bioma Amazônico, os ícones marrons são as torres do bioma Cerrado e os ícones azuis são as torres do bioma Pampa. Onde o SN SI é entre SALDAS-2 NOAH e IBIS, SN SC com NOAH e CLSM, SN EN com NOAH e Ensemble, SC SI com CLSM e IBIS, SC EN com CLSM e Ensemble, SI EN com IBIS e ENSEMBLE, SN GN representam o SALDAS-2 NOAH e GLDAS NOAH, SN GC com SALDAS-2 NOAH e GLDAS CLSM, EN GN com Ensemble e GLDAS NOAH, EN GN com Ensemble e GLDAS CLSM, SC GN com SALDAS CLSM e GLDAS NOAH e SC GC com SALDAS-2 CLSM e GLDAS CLSM.



### 4.3 Padrões do balanço de energia na AS simulado pelo Noah-MP

Os resultados aqui apresentados têm o objetivo de fazer uma análise sazonal das principais variáveis trabalhadas nessa pesquisa: radiação líquida ( $R_{net}$ ), fluxo de calor latente (LE), fluxo de calor sensível (H) e fluxo de calor no solo (G). Servirão como

material de apoio para esta análise, as variáveis de precipitação, radiação líquida de onda curta, radiação líquida de ondas longas, evapotranspiração, temperatura e umidade do solo (0-1m).

#### 4.3.1 Análise espacial das componentes do balanço de energia para o verão (DJF)

O modelo Noah-MP do SALDAS-2 foi escolhido para estas análises pois possui grande representatividade das variáveis de energia sob os biomas analisados anteriormente e obteve menores erros em comparação com os que os demais modelos.

A anomalia negativa de radiação observada em grande parte da região mais ao norte da AS (Figura 4.12a). Corrobora com os resultados de anomalia de precipitação encontrados por Cordova et al., 2020, que demonstrou que nos meses de verão existe uma tendência de anomalia positiva de precipitação na região, que pode estar associado com a forte presença da ZCIT em conjunto com a cadeia de montanha dos Andes. Uma outra relação pode ser feita na divisa entre Venezuela e Brasil, onde as anomalias negativas de Rnet, podem estar associadas também com uma anomalia negativa de precipitação na região, o que faz com que haja menos instabilidade convectiva, menos formação de nuvens e maior penetração da radiação solar.

Somente em dezembro durante o evento climático El Niño, é possível observar que a região de fronteira entre Venezuela e Brasil apresenta uma anomalia de chuva negativa, ultrapassando 40mm mensais em algumas áreas (**Figura 2a no Anexo**). Já nos meses de janeiro e fevereiro, as anomalias de Rnet variam entre 0 e -5 W/m<sup>2</sup>, enquanto na costa oeste da Colômbia e do Equador, a variação climática é próxima de 0 W/m<sup>2</sup>. Portanto, o mês de dezembro é o principal impulsionador da estação para as observações dos fluxos nessas regiões. Além disso, as anomalias negativas de Rnet na região de fronteira entre Venezuela e Brasil são observadas pelo modelo Noah-MP do SALDAS-2 reguladas pela evapotranspiração (**ver Figura 2c no Anexo**), já que o modelo apresenta anomalias de ET negativas mais intensas nessa área.

De acordo com Muñoz et al. (2016), a região norte da AS apresenta uma tendência a ser mais seca devido à presença do fenômeno El Niño. Isso resulta em uma menor nebulosidade na região e, conseqüentemente, em anomalias positivas de radiação de onda curta. Em vista disso, o modelo de superfície distribui a radiação com base no tipo de vegetação e fluxos, e essas variáveis somadas, contribuem para uma distribuição de radiação de onda longa com anomalias negativas em parte da região, resultando em uma média de Rnet negativa.

Segundo Córdova et al. (2022), há uma tendência climatológica de menor precipitação na região, possivelmente associada às anomalias negativas de vorticidade, que inibem a convecção e favorecem as condições de seca na área durante o El Niño. Conforme postulado pelos autores, o modelo Noah-MP também apresenta baixos volumes de chuva na região, resultando em anomalias negativas de umidade do solo.

Em relação à Rnet na região extrema norte da AS durante o período de El Niño, é importante destacar o papel crucial do tipo de vegetação na distribuição dos fluxos de calor. Isso ocorre porque o modelo Noah-MP utiliza a vegetação como um dos parâmetros para distribuir a energia, o que pode resultar em anomalias negativas de LE e/ou anomalias positivas de H, dependendo das condições vegetativas (Figura 4.12c e 4.12e, respectivamente).

Além da vegetação, a umidade do solo desempenha um papel fundamental na distribuição dos fluxos energéticos. Na ausência de umidade adequada para o processo de evapotranspiração, é esperado que as anomalias de LE sejam negativas. Ademais, outro fator importante é o tipo de vegetação presente na região, especialmente no norte de Roraima, onde foram registradas as maiores anomalias negativas. Nessa área e no norte da Venezuela, a vegetação predominante é a de savanas, o que pode contribuir para valores ainda mais negativos de LE.

Por outro lado, a ausência de umidade, o tipo de vegetação e a temperatura do solo também desempenham um papel importante na distribuição da energia para o LE na região. Durante o período de El Niño, esses fatores podem contribuir para as anomalias positivas de H e de G, como demonstrado pelas Figuras 4.12c e 4.12e.

Durante os eventos de La Niña, é possível observar que as variáveis do balanço de energia apresentam um padrão oposto ao observado durante os eventos de El Niño. O modelo Noah-MP indica valores positivos de anomalias de radiação (0 a 5 W/m<sup>2</sup>). No entanto, tais anomalias apresentam menor intensidade do que as de sinal oposto observadas durante o período de El Niño, especialmente na fronteira entre o estado brasileiro de Roraima e a Guiana (Figura 4.12b).

Durante os anos de La Niña, é esperado que a região norte do continente sul-americano apresente características mais úmidas (conforme citado por Famine EaR-nety Warning Systems Network, 2020, no documento intitulado "La Niña and Precipitation, Agroclimatology Fact Sheet Series, Vol. 2", pp. 1-2.). Essa umidade é também registrada e caracterizada pelo modelo Noah-MP para a região, onde as anomalias de precipitação podem ultrapassar os 40 mm/mês.

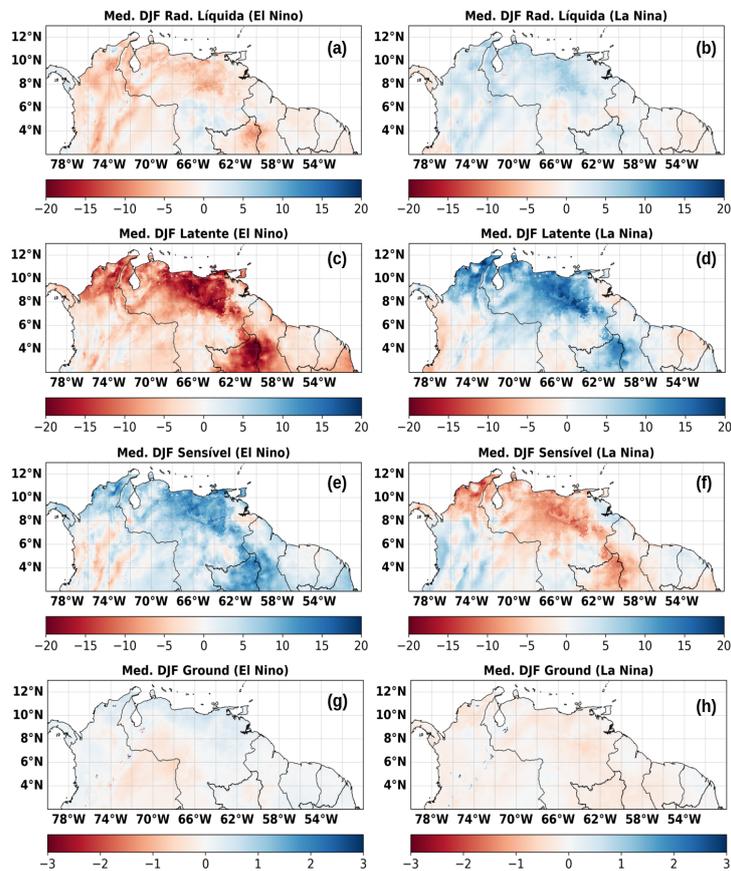
Durante os verões de La Niña, pela Figura 4.12d e 4.12f, é possível observar uma forte relação entre a umidade do solo e a distribuição da Rnet para o LE. Na região as anomalias negativas de temperatura do solo parecem ser um dos fatores predominantes para desfavorecer o transporte de energia de Rnet para LE e, como consequência desta configuração de umidade e temperatura, o modelo Noah-MP distribui a radiação em anomalias positivas de LE e negativas de H. Este resultado é coerente com o trabalho de Schwingshackl et al. (2017), que mostram que a umidade do solo desempenha um papel crucial na regulação da temperatura do ar próximo à superfície e na modulação do balanço de energia. A variação espaço-temporal da umidade do solo e temperatura influencia a transferência de calor entre o solo e a atmosfera, alterando assim o balanço de energia e a temperatura do ar próximo à superfície.

De acordo com os resultados obtidos pelo modelo, durante todos os meses do verão há um aumento positivo nas anomalias de LE, sendo que dezembro é o mês que mais contribui para esse aumento. Esses resultados são consistentes com a literatura que aponta para um período mais úmido na região a partir de agosto até fevereiro, sugerindo que a alta umidade acumulada nesses meses pode estar contribuindo para as anomalias positivas observadas em dezembro (FAMINE, 2020).

Os autores Recalde-Coronel et al. (2022), observaram em estudos na região tropical da AS uma alta correlação entre as chuvas e a dinâmica da vegetação foliar no modelo Noah-MP. Quando há disponibilidade adequada de umidade e energia, as condições para a evapotranspiração são bastante favoráveis nessa região (veja Figura 2d no Anexo), assim como os resultados encontrados nesta tese.

A distribuição espacial do fluxo de calor no solo é aproximadamente semelhante à do H, pois ambos possuem forte relação com a temperatura. Semelhantemente, Ruhoff et al. (2022) encontraram anomalias positivas de evapotranspiração na região. Embora os autores tenham estudado a média mensal para o período de 2003 a 2014, a comparação de diversos modelos com observações de sensoriamento remoto também apontou para uma anomalia positiva de evapotranspiração na região. Essas características são similares às simulações do Noah-MP, sugerindo que o SALDAS-2 apresenta um grande potencial para tornar-se referência em modelagem de superfície na AS.

Figura 4.12 - Anomalia das componentes do balanço de energia BE para a região norte da AS em DJF, referente a Rnet durante os anos de El Nino (a), La Nina (b), LE em El Ninos (c) e em La Ninas (d), H em El Ninos (e) e em La Ninas (f) e o G para El Ninos (g) e La Ninas (h).



Durante os meses de dezembro, janeiro e fevereiro, foi observado que exista um padrão de anomalias negativas de radiação a noroeste da região Norte e na parte norte do Nordeste. Além disso, é notável que as anomalias de radiação, que eram próximas de  $0 \text{ W/m}^2$  em dezembro de El Niños e, em alguns locais, até mesmo positivas, tornam-se negativas no litoral e em outras localidades do Nordeste do Brasil em janeiro e fevereiro.

O Modelo Noah-MP, simula a Rnet com anomalias negativas para grande parte da região Norte do Brasil durante os verões de El Nino, onde tal configuração é predominantemente induzida pelas anomalias negativas de radiação de onda curta observada pelo CERES. Embora o modelo registre anomalias de ondas longas po-

sitivas para a região, no somatório dos valores, as anomalias negativas das ondas curtas se sobressaem, induzindo os valores observados em Rnet (Figura 4.13a).

As anomalias de Rnet são predominantemente distribuídas para o H na região Norte do Brasil segundo o modelo, dada a tendência positivas de anomalias médias para a região (Figura 4.13e). Tal configuração pode estar correlacionado com um decréscimo das chuvas em algumas localidades, o que faz com que a disponibilidade hídrica seja menor. De acordo com os resultados encontrados por [Kay et al. \(2022\)](#), o modelo Noah-MP apresenta valores de precipitação anômalos negativos para a região norte do Brasil, o que pode favorecer a distribuição da energia para as anomalias negativas de LE e positivos de H. A Figura 4.13g, indica que os valores de anomalias de G são negativos, e de acordo com o padrão apresentado, podem estar sofrendo grande influência da radiação de ondas curtas no local, que elevam a temperatura e consequentemente o G [Niu et al. \(2011\)](#).

Durante os anos de La Niña, na região Norte do Brasil, observa-se que há um aumento nas anomalias de Rnet, e a maior parte da região apresenta anomalias positivas, exceto pelo leste do Amazonas e extremo sul do Pará. Apesar do aumento no sinal de radiação, há um padrão mais intenso das anomalias positivas de LE (Figura 4.13c), o que pode estar associado com o regime de precipitação e a contribuição da evapotranspiração da floresta amazônica.

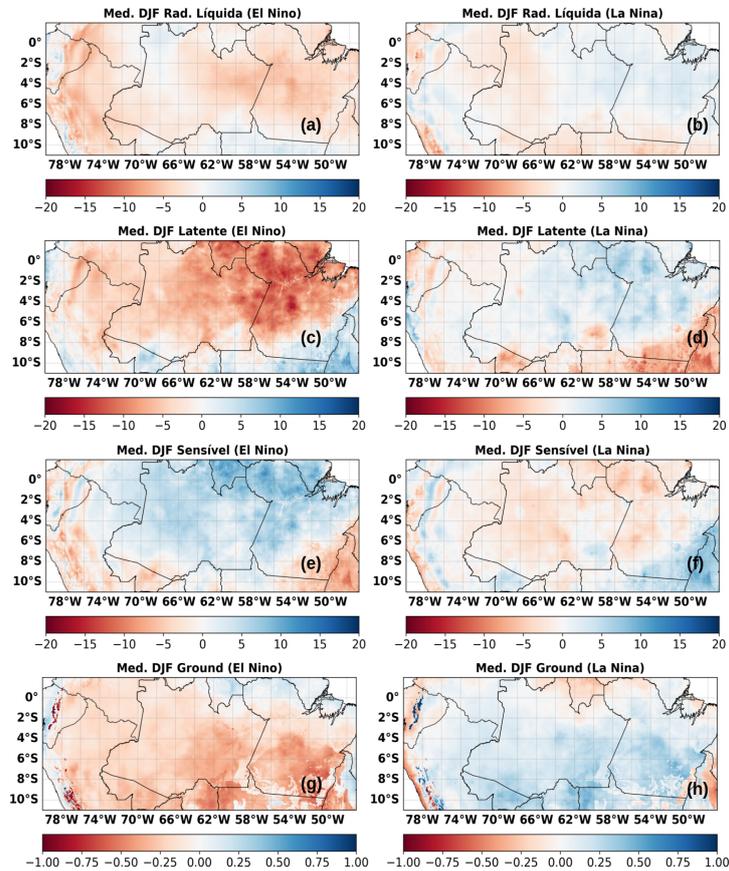
As análises do modelo Noah-MP do SALDAS-2 mostram que há anomalias positivas de radiação de onda curta, enquanto que a radiação de onda longa apresenta anomalias negativas mais ao sul do bloco. Nota-se que as anomalias positivas de Rnet estão associadas principalmente à radiação de onda curta nos estados do Amazonas e Pará. Tal distribuição de energia pode estar associado ao fato de que, segundo [Kay et al. \(2022\)](#), durante os anos de La Niña, algumas regiões do Norte do Brasil podem sofrer com condições mais secas. Este fator de redução da precipitação, pode favorecer as observações das anomalias positivas da radiação de onda curta.

De acordo com [Teodoro et al. \(2018\)](#), é possível observar que anualmente a radiação de onda longa no Norte do Brasil é maior, o que vai em concordância com as estimativas obtidas pelo modelo Noah-MP. A radiação de onda longa no modelo de superfície do SALDAS-2 é influenciada pela radiação de onda curta, pela vegetação e pela precipitação local. É importante notar que a relação entre radiação de onda curta e precipitação pode ser inversa, ou seja, quando há altos valores de anomalias de radiação de onda curta, a precipitação tende a ser mais baixa, e vice-versa, conforme postulados pela parametrização do balanço de energia ([NIU et al., 2011](#)).

A região apresenta anomalias positivas de LE e negativas de H, indicando uma clara polaridade entre os fluxos, porém com magnitude próxima. Ademais, a distribuição espacial das chuvas pelo MERGE é semelhante à caracterização do LE pelo Noah-MP. Nas regiões amazônicas onde há anomalias negativas de precipitação, observam-se anomalias positivas de LE. Deve-se destacar que este padrão se opõe ao que foi observado na região extrema norte da AS.

É possível que essa relação entre as anomalias de LE e H na região esteja relacionada com a densa vegetação presente na floresta tropical. Isso porque a regulação do LE está diretamente ligada à umidade presente no solo. Observa-se que a região mais ao sul, que é também a mais seca, apresenta anomalias negativas de LE. O H, por sua vez, possui sinal oposto, o que está de acordo com a presença da floresta tropical e umidade no solo, já que a maior parte da energia disponível é utilizada para o LE, deixando o H com anomalias negativas. Tais características identificadas neste estudo também foram demonstradas por [Siemann et al. \(2018\)](#).

Figura 4.13 - Anomalia das componentes do balanço de energia BE para a região norte do Brasil, referente a Rnet durante os anos de El Nino (a), La Nina (b), LE em El Ninos (c) e em La Ninas (d), H em El Ninos (e) e em La Ninas (f) e o G para El Ninos (g) e La Ninas (h).



As anomalias negativas de Rnet, principalmente nas regiões mais ao norte e oeste do Nordeste, podem estar relacionadas às chuvas, que nesta época do ano estão fortemente associadas à presença da ZCIT e à incursão dos ventos alísios tropicais do Atlântico Sul (Mariano Reboita, 2022). Na média mensal de precipitação (conforme Figura 2a do Anexo), o modelo apresenta anomalias positivas de precipitação durante todo o litoral norte brasileiro nos anos de verão em que ocorreram El Niño.

Durante o verão, a presença da ZCIT e a incursão dos ventos alísios tropicais do Atlântico Sul podem estar associadas às anomalias negativas de radiação de onda curta nas regiões mais ao norte e oeste do Nordeste. Tais fatores, corroboram com a incursão de precipitação e umidade, que pode inibir ainda mais a radiação de

onda curta, contribuindo para as anomalias menores na região (Figura 2g - Anexo). Semelhantemente aos resultados encontrados por Sulca e Rocha (2021), os valores simulados pelo modelo Noah-MP do SALDAS-2 convergem com as anomalias de radiação de onda longa da reanálise do NCEP/NOAA, que apresentou valores positivos na região entre 20 e 30  $W/m^2$  durante os meses de verão sob condições de El Niño.

Na faixa do litoral norte do Nordeste brasileiro durante o mês de dezembro do El Niño, é possível observar que as anomalias negativas e positivas de Rnet simuladas pelo modelo resultam em uma distribuição oposta entre H e LE. Parte da anomalia negativa presente no local torna-se H e, conseqüentemente, o LE é positivo. Essa distribuição se repete nos meses de janeiro e fevereiro, sendo observada na média do verão (Figura 4.14c e 4.14e).

Ainda sobre o norte do Nordeste do Brasil, é possível observar que o LE é positivo, o que pode estar relacionado com a vegetação local. Nessa região, o modelo apresenta uma vegetação do tipo savana e arbustos abertos, e a anomalia de radiação de onda curta é menor do que a observada na região norte do país. Somando esses fatores à presença de umidade no solo, o Noah-MP cria maiores condições de evapotranspiração (anomalias positivas) na região. Como consequência, em anos de El Niño, é observada uma região com anomalias negativas de H (Figura 4.14c, 4.14e).

Observa-se que, para a região em questão, o modelo Noah-MP apresenta uma grande predominância das anomalias positivas de Rnet durante os anos de La Niña, e este mesmo padrão com sinal invertido é observado durante os meses de El Niño. Esses resultados sugerem que a região não é afetada significativamente pela variação climática desses fenômenos. Essas conclusões são suportadas pelos dados apresentados na Figura 4.14b.

Tais variações climáticas se devem, em grande parte, à estimativa de radiação de onda curta e onda longa, que mostram um sinal oposto ao observado durante os anos de El Niño. Na costa leste da região, as anomalias de precipitação são majoritariamente positivas, o que contribui para a predominância de radiação de onda curta negativa. É importante destacar que o Nordeste brasileiro é climatologicamente mais favorável à presença de chuvas neste período do ano (RAO et al., 2016).

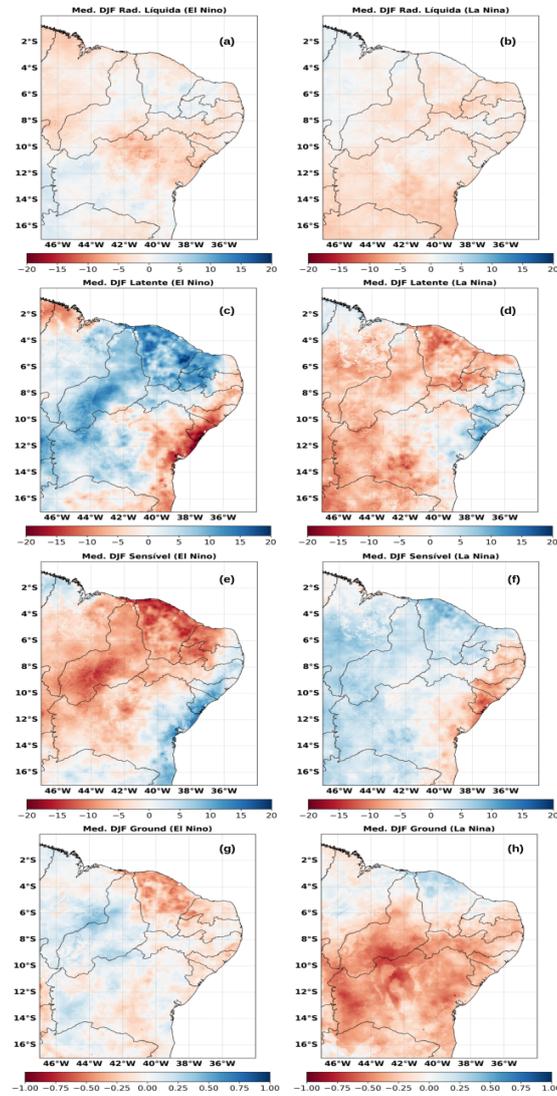
Durante os períodos chuvosos, a radiação de onda curta diminui, resultando em anomalias negativas. No entanto, a radiação de onda longa apresenta um sinal oposto, com anomalias positivas na costa, o que coincide com as anomalias também positi-

vas de chuva. Em relação ao Rnet, as anomalias negativas de radiação de onda curta são as principais responsáveis pelos valores negativos (Figura 4.14b). Em resposta, observam-se anomalias de LE negativas na parte continental e positivas na costa leste, principalmente devido à umidade do solo simulada pelo Noah-MP. É interessante observar que a umidade na região Nordeste continental é consideravelmente menor (Figura 2b em Anexo), o que impede a ocorrência de condições favoráveis para a presença de anomalias positivas de LE. Essa diferença na umidade do solo também pode estar relacionada ao fato de que essa região têm características áridas.

Em resumo, na região litorânea, a umidade do solo é alta e a energia disponível é utilizada principalmente para evapotranspiração, tornando os valores de LE positivos e H negativos. Já na região continental, a falta de umidade inibe a evapotranspiração e faz com que a energia disponível seja direcionada principalmente para o aquecimento do solo, tornando os valores de H positivos e LE negativos. É importante ressaltar que a temperatura do solo não é o fator determinante para a distribuição de energia, mas sim a umidade do solo.

Diversos artigos sugerem que a umidade do solo é um dos fatores para a distribuição do balanço de energia, como por exemplo, o trabalho de [Gavrilescu \(2021\)](#) no qual destaca a importância da umidade do solo na distribuição dos BE. Ainda neste contexto, [Xu et al. \(2022b\)](#) discutiram a aplicação do modelo de balanço de energia de duas fontes com informações de umidade do solo. O artigo mostra que as informações sobre a umidade do solo são acopladas à equação de balanço de energia total da superfície no modelo. Ademais, a umidade do solo está relacionada à razão de Bowen e à radiação líquida. De maneira geral, pode-se concluir com base na literatura atual que a umidade do solo é um fator de grande importância na distribuição do balanço de energia.

Figura 4.14 - Anomalia das componentes do balanço de energia BE para a região nordeste da AS, referente a Rnet durante os anos de El Nino (a), La Nina (b), LE em El Ninos (c) e em La Ninas (d), H em El Ninos (e) e em La Ninas (f) e o G para El Ninos (g) e La Ninas (h).



Durante anos de El Nino, é observado que a Rnet na região Centro-Oeste do Brasil apresenta anomalias positivas entre 0 e 5  $W/m^2$ . Devido à heterogeneidade da região, o modelo utiliza a radiação de onda curta e longa, juntamente com a umidade do solo para calcular o LE, que, assim como a Rnet, também apresenta médias positivas durante o verão. Para manter o balanço energético, o modelo mostra anomalias negativas no H. Ademais, Cai et al. (2020) demonstrou que as anomalias de

precipitação para a região central do país apresentam um padrão heterogêneo com valores positivos e negativos.

O modelo Noah-MP registra anomalias negativas de precipitação durante o El Niño na região. Além disso, o modelo possui umidade no solo e energia suficiente para criar condições favoráveis para o LE. A região Centro-Oeste do país apresenta valores de anomalia positiva de radiação de onda longa e próximos a  $0 \text{ W/m}^2$  de onda curta, o que indica a presença de nebulosidade na região. Sugerindo assim, que a Rnet está sendo representada em sua maior parte pela onda longa (Figura 2i).

O modelo tende a apresentar padrões opostos entre o LE e H na região, visto que durante os anos de El Niño, os valores de anomalias são positivas para o LE e negativos para o H em similares localidades. É possível observar que na região central do estado do Mato Grosso, existe um polo entre variação de LE e H, isso pode estar relacionado com a vegetação da região. O estado é composto, em grande parte, por vegetação rasteira devido à expansão agrícola, o que faz com que a superfície perca a capacidade de evapotranspirar, levando a um sinal de LE negativo no local, enquanto que o contrário é observado para o H.

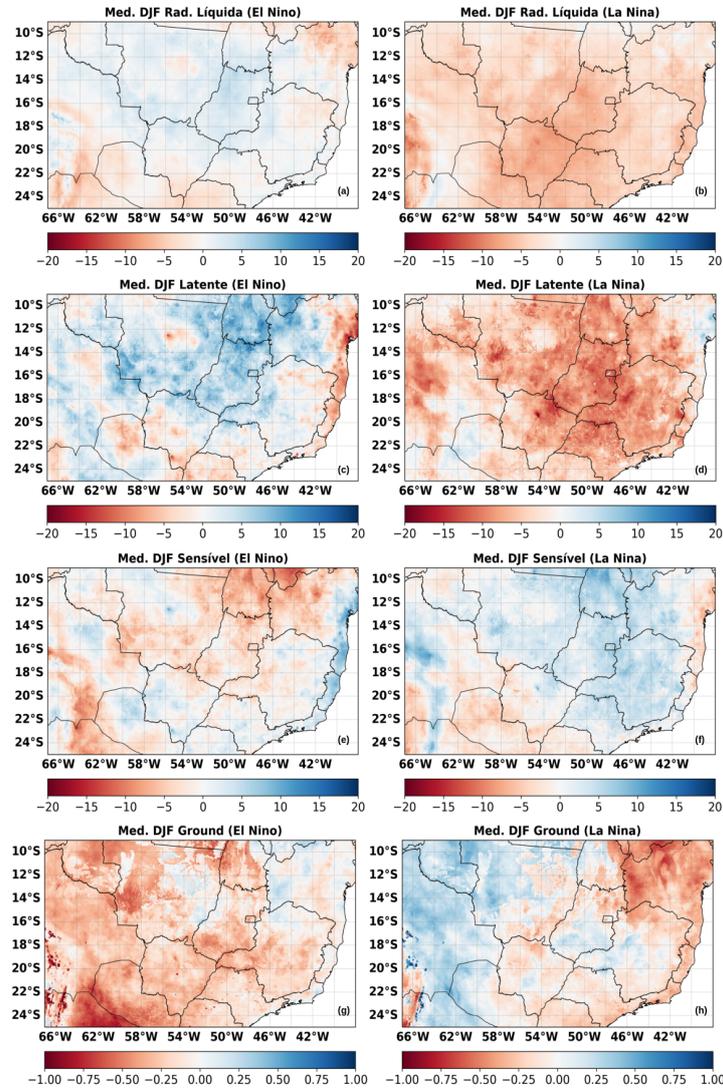
Durante os anos de La Niña, pode-se observar que de uma forma geral, na AS, predomina espacialmente anomalias negativas de RNet (Figura 4.15b). Esta radiação líquida negativa que é observada na região é predominantemente influenciada pelas anomalias negativas de radiação de onda longa (Figura 2j- Anexo).

No bloco em questão, o modelo de superfície Noah-MP apresenta valores negativos de anomalias de precipitação (Figura 2a - Anexo). A região Sudeste do Brasil é particularmente afetada, exibindo os valores negativos de anomalias. Essa constatação é consistente com as observações de Rnet, principalmente durante o mês de dezembro, quando o modelo de superfície indica a presença de anomalias positivas de radiação. Além disso, em termos médios, parte da região do Sudeste apresenta as anomalias mais baixas de Rnet.

Segundo Bier et al. (2023) durante eventos sinóticos de seca no sudeste brasileiro é comum esperar que as anomalias de radiação de onda longa sejam negativas. As anomalias de radiação de onda curta na região são positivas apenas na parte noroeste da região próximo ao Norte do país, no restante do quadro os valores de anomalia aproximam-se do zero, reforçando que o Rnet observado na região é influência da radiação de onda longa.

A falta de umidade na região é um dos fatores que contribuem para a observação de anomalias negativas de evapotranspiração na área. De acordo com Sorenson et al., 2018, ao considerar diversos modelos e fontes de dados de sensoriamento remoto, a evapotranspiração na região apresenta valores geralmente baixos em comparação com outras áreas com maior densidade vegetativa. Além disso, a falta de umidade no solo é um dos fatores que inibe a evapotranspiração, mesmo na presença de vegetação. Fazendo com que os valores de LE sejam predominantemente negativos (Figura 4.15d).

Figura 4.15 - Anomalia das componentes do balanço de energia BE para a região Central do Brasil, referente a Rnet durante os anos de El Nino (a), La Nina (b), LE em El Ninos (c) e em La Ninas (d), H em El Ninos (e) e em La Ninas (f) e o G para El Ninos (g) e La Ninas (h).



Conforme destacado por Muñoz et al. (2016), durante os meses de verão, é comum que a região sul do Brasil e o norte da Argentina, caracterizada pelo bioma do Pampa, se tornem mais úmidos durante os anos de El Niño. O modelo Noah-MP corrobora essa observação, pois a anomalia de precipitação na região é positiva em mais de 40 mm/mês durante o período de verão. Esses valores são refletidos na umidade do solo, que também é positiva na região, conforme indicado na Figura 2

- Anexo.

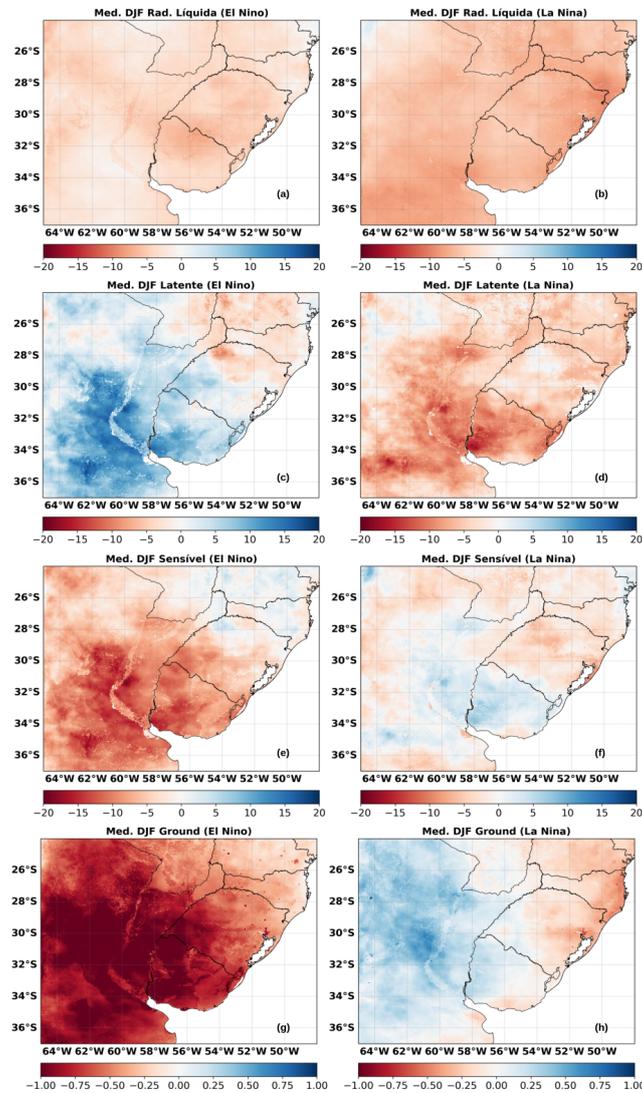
Embora a Rnet da região apresente anomalias negativas, é possível observar que a presença de umidade do solo e, energia suficiente para a evapotranspiração, é coerente com o que se espera de uma região predominantemente de vegetação rasteira e plantações. Como resultado, o LE médio na região é positivo, mesmo diante das anomalias negativas da Rnet.

Conforme mencionado por [Heerwaarden e Teuling \(2014\)](#), há uma relação entre o H e a temperatura do solo. De acordo com o modelo Noah-MP, a região do pampa apresenta valores de temperatura com anomalias negativas, o que favorece a ocorrência de anomalias negativas de H na região. É possível que o modelo tenha priorizado a energia em fluxo de calor latente devido às condições favoráveis para a evapotranspiração no local.

Ainda na região do Pampa, é observado um padrão sazonal de comportamento no LE e H, com maior influência dos meses de verão. Durante dezembro, observa-se uma redução nas anomalias de LE e um aumento na homogeneização da região. Essa transição é esperada, uma vez que dezembro marca o início da transição para as estações de outono e primavera, quando a região se torna mais homogênea. Por outro lado, as anomalias negativas de H em dezembro são baixas, mas aumentam significativamente em janeiro e fevereiro, tornando-se os principais contribuintes para as variações sazonais no H. A análise desses padrões sazonais é importante para compreender os processos de evapotranspiração e trocas de calor na região do Pampa, e pode fornecer subsídios para aprimorar os modelos de previsão climática e gerenciamento de recursos hídricos ([KÄFER et al., 2020](#)).

Durante a análise do H, foi possível observar anomalias positivas na região sul do Pampa, entre Argentina e Uruguai. Isso se deve à baixa presença de radiação, somada à falta de chuvas na região, que é suficiente para elevar as anomalias de H. A região do Pampa é conhecida por sofrer impactos significativos durante os anos de La Niña, e esta pesquisa mostra que a região é influenciada pelo fenômeno em termos de redução da precipitação, conforme observado pelo modelo MERGE. Isso desencadeia outros fatores importantes para a agricultura local, como a evapotranspiração e o aumento da temperatura do solo.

Figura 4.16 - Anomalia das componentes do balanço de energia BE para a região Central do Pampa, referente a Rnet durante os anos de El Nino (a), La Nina (b), LE em El Ninos (c) e em La Ninas (d), H em El Ninos (e) e em La Ninas (f) e o G para El Ninos (g) e La Ninas (h).



No extremo sul da AS, durante os meses de janeiro, Rnet apresenta anomalias positivas em grande parte da região (Figura 4.17). Entretanto, com a chegada do verão, uma maior intensidade é observada, sendo janeiro e fevereiro caracterizados por anomalias negativas crescentes, respectivamente (Figura 1i e 1r - Anexo). Os valores mensais de Rnet contribuem para que a média do verão seja negativa na região, variando entre 0 e  $-5 \text{ W/m}^2$ .

Na região em questão, há uma menor quantidade de umidade no solo, o que juntamente com a presença de radiação, contribui para que a temperatura do solo apresente anomalias positivas (Figura 2e e 2l - Anexo). Esta área é predominantemente composta por *open shrubland*, e ao fazer a distribuição de Rnet para o LE, o modelo contribui para anomalias positivas próximas entre 0 e 5 W/m<sup>2</sup> a leste da Cordilheira dos Andes. Já o fluxo de calor sensível é negativo entre 0 e -5 W/m<sup>2</sup>. A distribuição da radiação sugere que a energia disponível é suficiente para que a região de *open shrubland* possa evapotranspirar e contribuir para o LE.

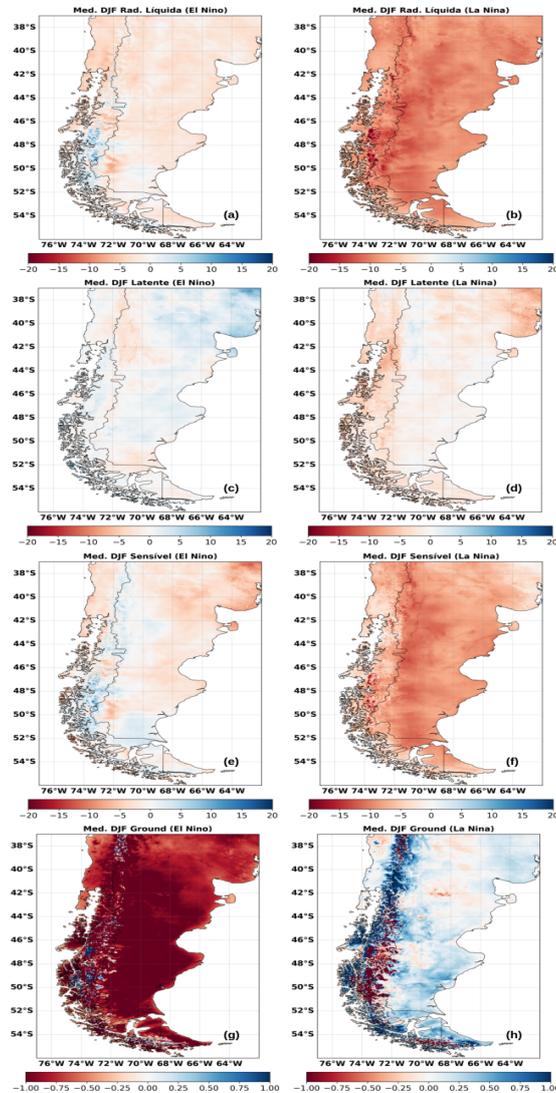
Diversos fatores podem impactar o LE na região da patagônia, estudos sugerem que fatores ambientais como radiação líquida, temperatura do ar, umidade relativa, déficit de pressão de vapor e temperatura do solo podem afetar a distribuição e partição de energia nestes ecossistemas, incluindo deserto, pastagens e áreas urbanas (PAN et al., 2022; RUBERT et al., 2021)

Nos eventos de La Niña, a radiação de onda curta na região tem valores de anomalia negativa, enquanto a radiação de onda longa apresenta valores positivos mais intensos apenas nos Andes a oeste da cordilheira, no Chile (Figura 2h e 2j - Anexo).

A presença de nebulosidade a sotavento da cordilheira pode estar relacionada à anomalia positiva observada na radiação de onda longa. Isso faz com que a Rnet se torne negativa em grande parte da área. Nesse contexto, as anomalias de LE também são postuladas, levando a uma subestimativa da climatologia. Na região, essas anomalias de LE não estão correlacionadas com a umidade do solo, mas sim com a precipitação, que apresenta valores negativos durante o fenômeno La Niña. Isso contribui para a persistência de anomalias negativas de LE (Figura 4.17a).

Esta distribuição pode estar associadas com outras condições que impedem a evapotranspiração, mesmo havendo umidade. Uma delas é a baixa presença de radiação de onda curta, que faz com que não exista energia disponível para o processo de evapotranspiração.

Figura 4.17 - Anomalia das componentes do balanço de energia BE para a região sul da AS, referente a Rnet durante os anos de El Nino (a), La Nina (b), LE em El Ninos (c) e em La Ninas (d), H em El Ninos (e) e em La Ninas (f) e o G para El Ninos (g) e La Ninas (h).



### 4.3.2 Análise espacial das componentes do balanço de energia para o Inverno (JJA)

De acordo com a simulação das estimativas de Rnet, foi possível observar por meio da análise dos valores observados de radiação, Figura 4.18a, que os valores negativos de radiação na região extrema norte da AS foram amplamente influenciados pelas estimativas de radiação de onda curta do CERES e pela radiação de onda longa

simulada pelo Noah-MP. Isso ocorreu devido ao padrão de valores de anomalias negativas que ambas as variáveis apresentaram.

A análise realizada, com base na Figura 4i do anexo da pesquisa, permitiu constatar que a cadeia montanhosa dos Andes exerceu um impacto significativo nas estimativas de onda longa do modelo, especialmente durante os anos de El Niño. Essa influência pode estar associada à formação de nebulosidade influenciada pela presença das montanhas. Assim sendo, a existência das montanhas na região deve ser considerada como uma variável importante na análise da Rnet.

A topografia dos Andes influencia a quantidade e a distribuição da precipitação, bem como o tempo dos eventos de precipitação. As montanhas agem como uma barreira para as massas de ar carregadas de umidade, fazendo com que elas subam e esfriem, o que leva à formação de nuvens e precipitação. A quantidade de precipitação varia dependendo da elevação, inclinação das montanhas e umidade na atmosfera, com elevações mais altas recebendo mais precipitação do que elevações mais baixas. Além disso, as montanhas dos Andes desempenham um papel no ciclo hidrológico, pois são uma importante fonte de água doce para as regiões vizinhas. A quantidade de precipitação nos Andes também é afetada pelos fenômenos positivos e negativos de ENOS (BURT et al., 2022; ARANEO; VILLALBA, 2015).

A escassez de chuvas na região durante eventos de El Niño é refletida na umidade do solo, que também apresenta anomalias negativas e contribui para os valores observados em LE. Além disso, a região não é predominantemente coberta por vegetação de floresta tropical, o que pode estar contribuindo para as anomalias negativas em LE. É importante notar que o modelo Noah-MP é mais sensível às variações climáticas nessas regiões. Segundo Silva et al. (2012) radiação solar incidente é um importante fator para a variação dos fluxos de calor sensível e latente na copa das árvores. Também foi observado que a estrutura da copa das árvores influencia na troca de calor entre a floresta e a atmosfera e a umidade têm um papel importante neste processo.

As anomalias de H apresentam valores positivos em grande parte da região, como pode ser observado na Figura 4.18e. Na região mais próxima à costa, o landcover predominante representado pelo modelo Noah-MP é de savana e áreas abertas, o que favorece as estimativas positivas de H. Ademais, vários fatores combinados contribuem para as anomalias positivas de H durante os meses de El Niño. Entre esses fatores, está a condição mais seca da região e os valores mais elevados de temperatura do solo, que levam o modelo a superestimar a climatologia de H no local. No extremo norte da AS, os valores e padrões de anomalia de G são muito semelhantes

aos observados em H, indicando a dependência dessa variável com as variáveis de temperatura e umidade do solo (Figura 4.18g). A alteração da vegetação no local onde é observado as maiores variações de LE e H, pode estar relacionada com a sensibilidade da dos fluxos em relação a superfície de ecossistemas tropicais. Biudes et al. (2015) Demonstrou que diferentes áreas de ecossistemas tropicais apresentam padrões distintos de trocas de energia e que esses padrões são influenciados pelas características ambientais de cada área.

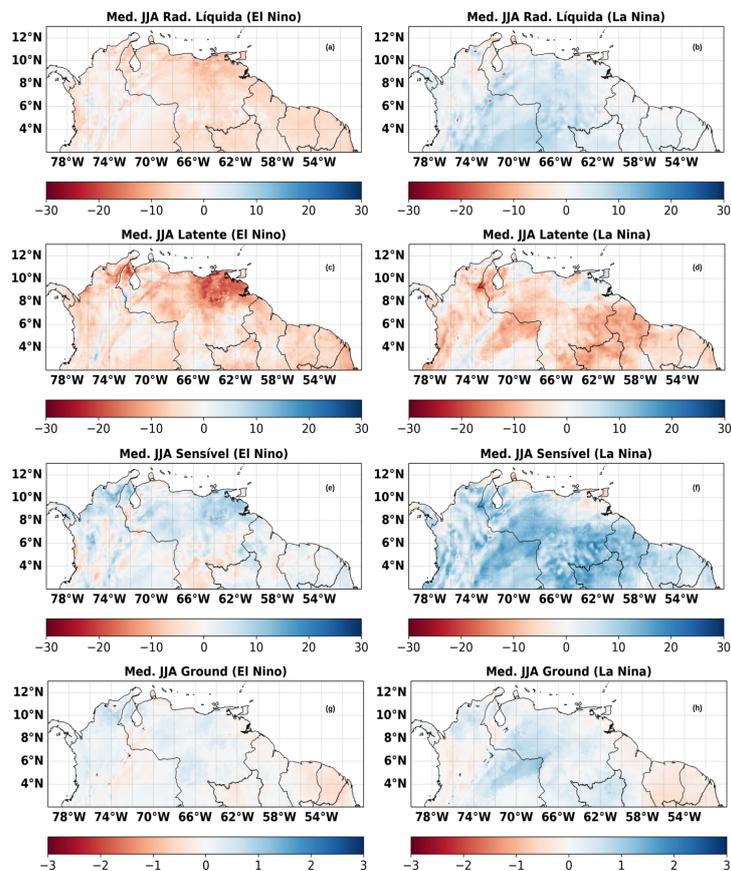
Durante os anos de La Niña, os padrões de Rnet são muito semelhantes aos simulados para a fase positiva da ENOS, mas com anomalias de sinal oposto em grande parte da AS. No extremo norte da AS, as anomalias de Rnet são predominantemente positivas, exceto por alguns pontos localizados a oeste da Venezuela e Colômbia (Figura 4.18b). Diferentemente do observado nos anos de El Niño, nesta situação a região apresenta anomalias positivas de radiação de ondas curtas e longas (Figura 4h e 4j - anexo). Os valores observados de anomalias de radiação são determinantes para a composição do campo de Rnet.

O particionamento da Rnet é predominantemente negativo para o LE, o que pode estar associado à falta de chuvas na região, conforme observado pelo MERGE (Figura 3b - Anexo). Na região que é predominantemente vegetada por savanas e floresta decídua, o modelo tende a apresentar maiores valores de anomalias negativas de LE, devido à falta de umidade e condições de evapotranspiração da vegetação. No entanto, mais estudos devem ser desenvolvidos para avaliar o impacto da vegetação e entender o comportamento do modelo Noah-MP do SALDAS-2 para a região (Figura 4.18d). Existe uma falta de estudos direcionados sobre o tema na América do Sul, porém, para a região da Malásia, Ohkubo et al. (2008) abordaram que é possível que os anos de La Nina, caracterizados por temperaturas mais baixas da superfície do mar no Pacífico equatorial e aumento das chuvas em algumas regiões, possam afetar os padrões de troca de energia nos ecossistemas tropicais, incluindo mudanças no LE e H.

Ao contrário do LE, o H apresenta valores positivos de anomalia para toda a região durante os anos de La Nina, sendo diretamente influenciado pela falta de chuvas na região. Nos locais onde a vegetação é diferente de floresta tropical, os valores de H apresentam maiores anomalias, de aproximadamente  $20 \text{ W/m}^2$  (Figura 4.18f). Isso pode estar relacionado com a menor disponibilidade hídrica na região durante os anos de La Nina, o que afeta a umidade do solo e conseqüentemente a estimativa de fluxo de calor no modelo Noah-MP. É importante ressaltar que o particionamento

da radiação líquida é um processo complexo e dependente de diversos fatores, como a vegetação, o solo, a umidade do ar, entre outros (NIU et al., 2011). Portanto, mais estudos devem ser realizados para entender melhor a dinâmica desses processos na região e como eles afetam as estimativas de Rnet, LE, H e G no modelo Noah-MP.

Figura 4.18 - Anomalia das componentes do balanço de energia BE para a região norte da AS em JJA, referente a Rnet durante os anos de El Nino (a), La Nina (b), LE em El Ninos (c) e em La Ninas (d), H em El Ninos (e) e em La Ninas (f) e o G para El Ninos (g) e La Ninas (h).



Durante os anos de El Nino, as anomalias positivas de Rnet também são observadas em grande parte da região Norte do Brasil, como representado na Figura 4.19a. É possível notar que as simulações de Rnet do modelo Noah-MP estão diretamente relacionadas às estimativas de radiação de onda curta e longa, que apresentam polaridades opostas na região em termos destes fluxos radiativos. A distribuição do Rnet depende tanto da radiação líquida de onda curta quanto de onda longa (Figuras 3g

e 3i em anexo). Ao norte do local, por exemplo, as anomalias de onda longa são negativas e mais intensas do que as anomalias positivas de onda curta, o que resulta em um valor negativo para o Rnet.

No entanto, é observado o oposto ao sul e sudoeste, sul da região amazônica e grande parte do Acre, onde os valores de anomalias de onda curta são negativos e as simulações de onda longa líquida são positivas. Nessas regiões, as anomalias de onda curta são mais intensas do que as anomalias de onda longa, o que torna a radiação de onda curta o principal fator que molda a Rnet.

O Noah-MP apresenta uma tendência de distribuição da Rnet de forma mais homogênea para o Norte, e a distribuição para os fluxos fazem com que menos intensidade seja observado no LE mais ao sul do Norte brasileiro, e maiores valores de LE a no noroeste da região (Figura 4.19c). Por outro lado, o oposto é observado no modelo H (Figura 4.19d).

A distribuição da Rnet nesta localidade pode estar diretamente relacionada às anomalias de radiação de ondas curtas e longa. Isso se deve ao fato de que, embora haja umidade no solo em algumas localidades da região, onde a cobertura da superfície é composta por floresta tropical, a falta de energia disponível para o modelo representar o LE pode ser um dos fatores que levam o Noah-MP a apresentar anomalias positivas de modelo H. Deve-se destacar aqui que o modelo utiliza as variáveis de radiação de onda curta descendente e a vegetação da grade para resolver o balanço de energia. Nesse sentido, para que as variáveis de fluxo sejam corretamente distribuídas, é necessária uma boa representatividade da forçante de radiação Niu et al. (2011).

Durante os anos de La Niña, os valores de anomalias de Rnet observados são predominantemente positivos na região Norte, ao contrário do que foi observado durante os anos de El Niño (conforme a Figura 4.19). Nesse caso, a de radiação de onda curta e onda longa apresentam polaridades opostas, com predominância de anomalias negativas para a radiação de onda curta e positivas para a radiação de onda longa (ver Figuras 3h e 3j - anexo). É importante destacar que os valores de anomalias de radiação de onda curta apresentam sinal semelhante ao observado durante os anos de El Niño, e o mesmo ocorre para a radiação de onda longa em grande parte da região.

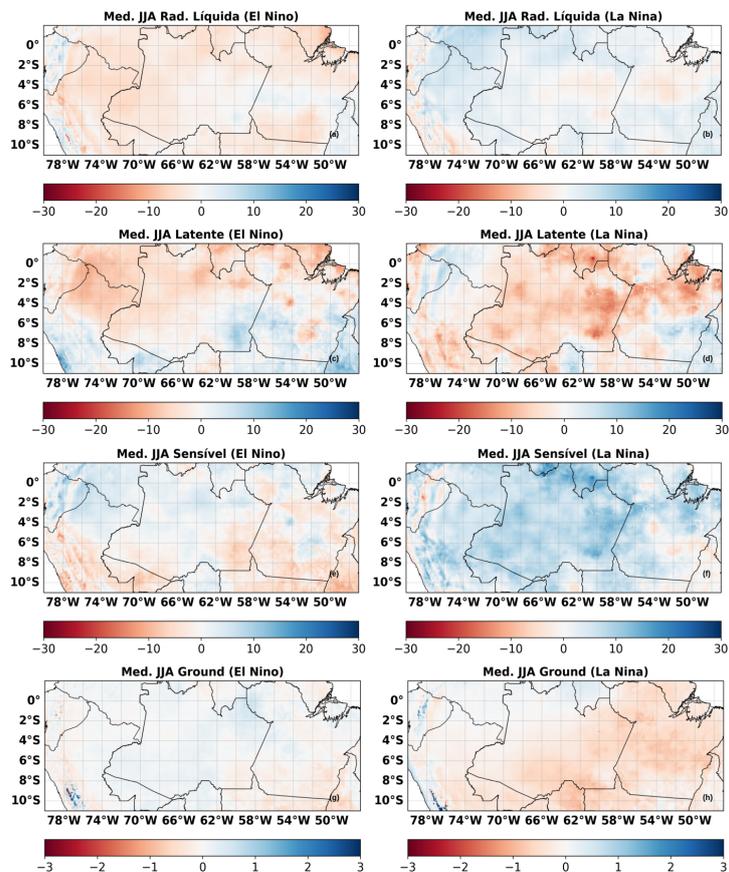
Isto sugere que, na região Norte do Brasil durante os anos de La Nina, a energia disponível para o modelo representar o LE é maior do que a energia disponível para

o H, o que leva a uma predominância de valores positivos de Rnet. Além disso, a distribuição de energia na forma de radiação de onda longa é responsável pela predominância de valores positivos de H, indicando que há maior disponibilidade de energia para aquecer a superfície e a atmosfera próxima. Estudos devem ser realizados com o acoplamento entre os modelos de superfície e atmosférico, pois estas condições podem contribuir com padrões já conhecidos de chuvas na região.

E pode estar relacionado ao fato de que as chuvas no modelo MERGE na região apresentam padrões diversificados de anomalias positivas e negativas, o que tem um impacto direto na umidade do solo. Quando há padrões negativos de anomalias de umidade no solo, isso impede a capacidade da floresta em realizar a evapotranspiração, levando a anomalias negativas na Rnet. Por outro lado, H apresenta um padrão oposto (Figura 4.19f). A temperatura do solo é predominantemente positiva, o que somado à disponibilidade de radiação, resulta em valores médios de anomalias positivos na região.

Na análise de G, foi observado que a região amazônica apresenta predominantemente anomalias negativas. Esse padrão pode estar diretamente relacionado com as anomalias negativas de umidade no solo e positivas de temperatura, que reduzem o poder de aquecimento quando o solo está úmido, impactando negativamente o G. O G é um componente importante do balanço de energia na superfície terrestre, particularmente em superfícies relativamente secas e em uma escala de tempo diária, visto que o solo acumula uma grande temperatura durante o dia. Sendo de extrema importância para os cultivos (WANG; BRAS, 1999; VILLALOBOS et al., 2016). Os padrões de G podem ser visualizada na Figura 4.19h.

Figura 4.19 - O mesmo que a Figura 4.19, para a região do extrema norte da AS.



No Nordeste do Brasil, as simulações do modelo Noah-MP indicam que os valores de  $R_{net}$  são predominantemente negativos próximos à costa e positivos em áreas mais no interior do continente, padrão contrário ao que foi observado durante o período do verão. Durante os invernos de El Niño, é possível observar na Figura 4.20 que as anomalias de radiação são próximas de zero, o que se deve às anomalias negativas de cerca de  $20 \text{ W/m}^2$  na costa leste do Nordeste no mês de junho. Já nos meses de Julho e Agosto, os valores de estimativas de  $R_{net}$  são menores, porém positivos (entre 0 e  $15 \text{ W/m}^2$ ), fazendo com que na média as anomalias de  $R_{net}$  sejam positivas, porém muito próximas de  $0 \text{ W/m}^2$  na região. As anomalias de radiação de onda curta, embora apresentem valores entre 0 e  $5 \text{ W/m}^2$  é positiva na região, porém os valores de radiação de onda longa são negativos, fazendo com que as anomalias de  $R_{net}$  apresente o padrão descrito acima.

O modelo Noah-MP distribui a  $R_{net}$  em menor quantidade para o LE na região,

muito influenciado pela precipitação. Na costa leste a radiação é negativa para o inverno de El Ninos, e isso faz com que seja observado menor disponibilidade hídrica e, conseqüentemente, menores condições para os processos de evapotranspiração (Figura 3e - Anexo). Mesmo que a vegetação do modelo Noah-MP na região seja de uma floresta decídua de folhas largas (do inglês: Deciduous Broadleaf Forest), a umidade e a radiação de onda curta não é suficientes para forçar os processos de evapotranspiração do local, fazendo com que os valores de LE sejam negativos.

O contrário é observado no litoral norte e na porção interna do continente, onde as anomalias de LE são positivas, seguindo claramente o padrão das anomalias de chuvas, que apresenta valores de anomalias positivos de precipitação entre 0 e 10 mm. De acordo com os valores positivos de chuvas, é possível observar que a temperatura do solo também apresenta anomalias negativas na região norte (Figura 3a e 3k - Anexo), o que pode estar associado com o tipo de vegetação do local.

O padrão contrário ao LE é observado quando analisamos o H (Figura 4.20c). A região é predominantemente composta por anomalias negativas de H, visto que a umidade presente por conta das anomalias positivas de chuvas, criaram as condições favoráveis para que o modelo Noah-MP, distribuísse a radiação para o LE na região, como vimos no parágrafo anterior. Fazendo com que o H tenha os valores negativos, enquanto que durante o período de inverno para os anos de El Nino, o modelo apresente anomalias positivas de radiação para a costa leste do NE brasileiro, devido à falta de chuvas e umidade. Além disso, observam-se anomalias positivas de temperaturas no solo, contribuindo para que as anomalias de H sejam positivas nesta porção da região. De maneira similar, o G é uma resposta dos fluxos de LE e H, visto que os padrões observados desta variável são próximos aos seus demais.

A presença de umidade acima da média na região NE do Brasil quando é observado fenômenos de La Nina, é um dos fatores para que as estimativas de radiação de onda curta sejam negativas, neste caso o modelo Noah-MP apresenta anomalias positivas de radiação de onda longa sobre a região. Esta configuração faz com que os valores de Rnet sobre grande parte da região seja positiva para os anos de La Nina (Figura 4.20b).

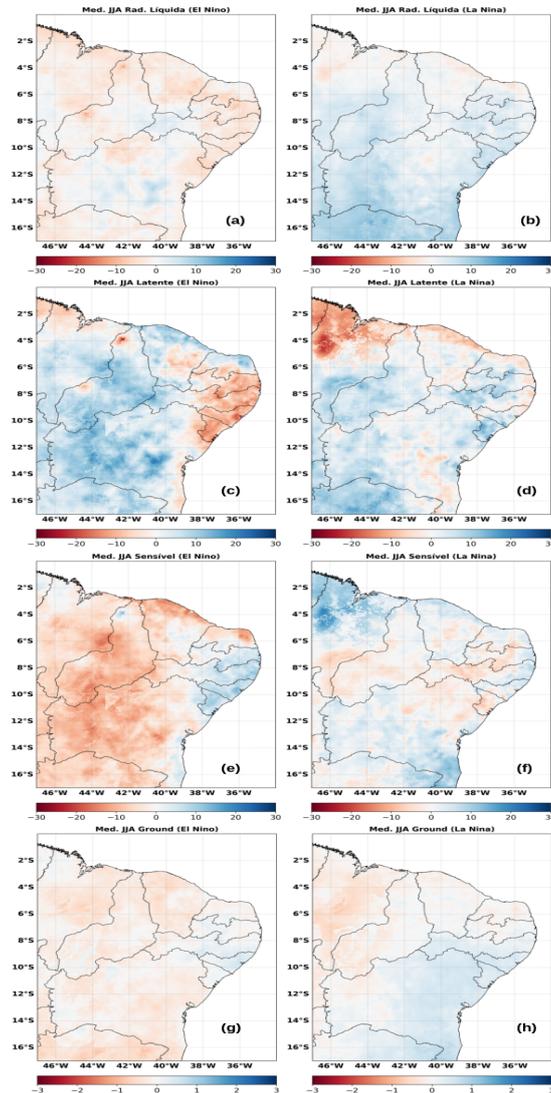
As chuvas também impactam as estimativas de LE sobre a região, visto que a disponibilidade hídrica faz com que haja mais potencial para o processo de evapotranspiração. Neste caso, com exceção das regiões muito próximas à costa, onde os valores de anomalias do LE são positivos. Tais anomalias são contarias aquelas observadas durante os anos de El Nino, visto que o padrão de chuvas no local também é

diferente.

Os resultados obtidos com a simulação da variável H pelo modelo hidrológico Noah-MP na região investigada revelam a presença de anomalias positivas e negativas, sugerindo uma possível correlação com a distribuição heterogênea de vegetação. Além disso, as anomalias positivas de temperatura do solo contribuem para o processo de evaporação, favorecendo o contexto para as estimativas observadas em H (Figura 4.20f). Os valores de G no Nordeste, são predominantemente positivos na porção oeste e norte e negativos na costa leste e na porção continental sul. Para a variável de fluxo de calor no solo a temperatura do solo pode ser o agente impulsionador das anomalias simuladas pelo Noah-MP (Figura 4.20h).

Os resultados do Noah-MP corroboram com [Silva et al. \(2017\)](#), que demonstraram que na região da Caatinga é possível observar um balanço de energia positivo durante a estação chuvosa e negativo durante a estação seca, enquanto sob pastagens o balanço de energia é negativo durante todo o ano. Esses resultados sugerem que a vegetação nativa da Caatinga pode ser mais eficiente no uso de recursos e na produção de biomassa do que as pastagens cultivadas na região semiárida do Brasil, causando impactos no balanço energético da região. Mais estudos devem ser realizados para demonstrar os impactos da vegetação da caatinga no SALDAS-2, buscando corrigir quaisquer erros e incertezas que possam surgir neste sentido.

Figura 4.20 - O mesmo que a Figura 4.12, para a região do extrema norte da AS.



Na região centro-oeste e sudeste do Brasil, o modelo Noah-MP é predominantemente composto por um padrão de anomalias negativas de Rnet durante os anos de El Niño (Figura 4.21a). Este padrão está diretamente relacionado com as estimativas de onda curta da região, visto que a variável apresenta valores de anomalias negativas maiores do que as anomalias positivas de radiação de onda longa que são simuladas (Figura 3g e 3i em anexo).

Os valores de anomalias negativas de radiação estão diretamente relacionados com o que é observado de precipitação pelo MERGE no local, o qual demonstra que as

anomalias de chuvas são positivas, por consequência, diminuindo a quantidade de radiação que atinge a superfície.

No geral, as anomalias de LE são positivas na região, devido à grande disponibilidade hídrica em relação à média, entretanto, é possível observar que na região sudeste, entre São Paulo e sul de Minas Gerais, os valores de anomalias de radiação são negativos, além de uma parte central do Mato Grosso (Figura 4.21c). Essas variações podem ser explicadas pela precipitação que apresenta anomalias negativas de chuvas nessas regiões, fazendo com que os valores de LE sejam negativados, visto que não há condições para o processo de evapotranspiração do local.

Nas anomalias de H, é possível observar que o padrão é contrário ao do LE durante os anos de EL Nino em grande parte da região (Figura 4.21e). Entretanto, nas regiões onde o LE apresentou anomalias negativas, no estado de São Paulo e sul de Minas Gerais, os valores de H permanecem negativos. Ou seja, a Rnet, que também é negativa na região foi particionada para anomalias negativas de LE e de H, porém com menor intensidade para compensar o fechamento do balanço energético na região. O mesmo é observado no G, onde para toda a região os valores de anomalias são negativos (Figura 4.21g).

Na região, durante os anos de La Nina, a Rnet simulada pelo Noah-MP apresenta anomalias opostas á aquelas que foram observadas durante os anos de El Nino (Figura 4.21b). Isso pelo fato de que, sob condições de La Nina, a configuração atmosférica favorece as chuvas na região, e os valores observados de radiação de onda curta são, de modo geral baixos, com anomalias negativas sobre grande parte do Centro Oeste brasileiro, e positivas no sudeste. Já a radiação de onda longa é predominantemente positiva para todo o bloco estudado. Isso faz com que os valores de anomalias de Rnet, sejam positivos no geral.

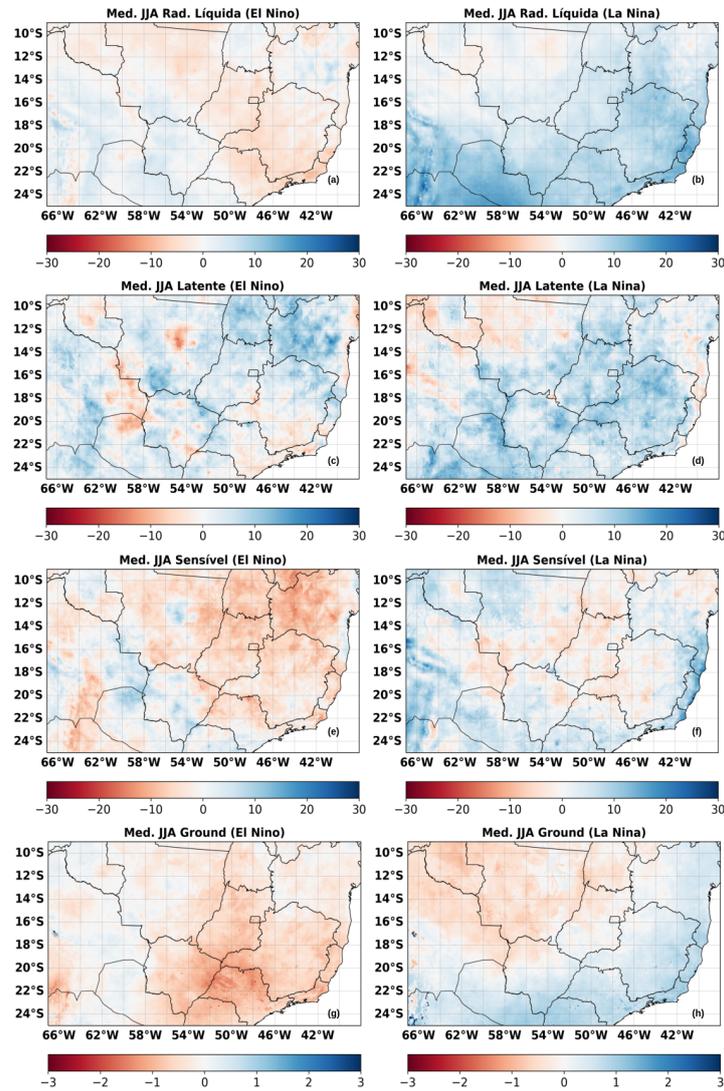
A distribuição da radiação para o LE é observada pela Figura 4.21c, onde nas simulações do Noah-MP os valores de anomalias de LE são predominantemente positivos durante os anos de La Nina. Destaca-se aqui, que em algumas regiões, independentemente dos fenômenos de ENOS, o padrão de LE permanece o mesmo, porém a intensidade das anomalias é afetada. Como exemplo, pode-se destacar o estado de Goiás, que apresenta anomalias positivas para todas as análises, entretanto, tais anomalias são mais intensas durante os eventos de La Nina (Figura 4.21d).

Durante os anos de La Nina, o LE é positivos em grande parte da região, que pode estar diretamente relacionado com as anomalias positivas de precipitação do

MERGE, processo que aumenta os valores umidade no solo e, conseqüentemente, cria condições favoráveis para o processo de evapotranspiração. O contrário é observado no H, onde uma boa parte da região apresenta anomalias negativas, mantendo o sinal de anomalias observado nos anos de El nino. Enquanto que o G, têm apresenta um dipolo de anomalias entre as regiões sudeste e centro oeste do Brasil durante o período.

Na região Sudeste do Brasil, as anomalias de G são positivas, enquanto que no centro oeste tais valores são negativos. É possível observar que os valores de G são diretamente ligados a temperatura do solo na região e, onde os valores de temperatura apresentam anomalias positivas, é também as regiões onde o G é positivo, e vice e versa (Figura 3f, Figura 3l - Anexo).

Figura 4.21 - O mesmo que a Figura 4.12, para a região do extrema norte da AS.



Na região sul do Brasil, Uruguai e Nordeste da Argentina, durante os anos de El Niño, a variabilidade espacial é apresentada nas estimativas de  $R_{net}$ . Ao norte da região, as anomalias de  $R_{net}$  são positivas, enquanto que para Uruguai e parte da Argentina, os valores de anomalias são negativas (Figura 4.22a). Durante os invernos de anos de El Niño, é possível observar que as anomalias de radiação de ondas curtas e longas apresentam um dipolo onde, a radiação de onda curta é positiva, e a radiação de onda longa é negativa. Porém, pelo fato de a radiação de onda curta ter valores próximos as de anomalias do que a radiação de onda longa, o valor de  $R_{net}$  é próximo de 0, com anomalias que variam espacialmente entre  $-5$  e  $5 \text{ W/m}^2$ .

A partição da radiação pelo modelo Noah-MP também apresenta um padrão bastante similar ao de anomalias de Rnet (Figura 4.22c). Onde na região de Uruguai e Argentina, os valores de LE são negativos. O que pode estar diretamente relacionado com as estimativas de precipitação do MERGE (Figura 3a - Anexo). O produto de sensoriamento remoto demonstra que durante os anos de El Ninos, as estimativas de chuvas tendem a diminuir, fazendo com que as anomalias sejam negativas em mais de 20 mm/mês.

Essa diferença de chuvas em relação à média, já pode ser o suficiente para o modelo representar um decaimento do LE. Outra questão na qual é necessário observar mais a fundo é a vegetação do local, que é predominantemente de cultivos (do ingles: Cropland), isso pode ser um dos fatores nos quais o modelo apresente um decaimento do LE. Na região sul do Brasil, a precipitação do MERGE apresenta anomalias mistas entre positivas e negativas e os valores de LE são positivos, o que também pode estar relacionado com a vegetação, visto que os valores de anomalias de chuvas são negativos, mas o LE apresenta valores positivos em grande parte da região.

O modelo Noah-MP apresenta valores positivos de anomalias de H para toda a região, neste caso, o modelo é fortemente influenciado pelas anomalias positivas de temperatura do solo (Figura 3k - anexo), na qual somando com a baixa presença de umidade, favorecem o processo de liberação de calor sensível. Enquanto que o G, apresenta regiões de anomalias negativas, ao norte do bloco, estados de Santa Catarina e Paraná, e positivas no sul do Rio Grande do Sul, Uruguai e Argentina. A região Central do Rio Grande do Sul não têm variabilidade de fluxo de calor no solo durante o período de El Nino, visto que os valores de G são muito próximos de 0 W/m<sup>2</sup>.

Nos anos de La Nina, as anomalias de Rnet são compostas por valores positivas (Figura 4.22b). Tais anomalias são mais intensas no mês de Janeiro, e estão diretamente relacionadas com as estimativas de radiação de ondas curtas do CERES, que apresenta valores de anomalias positivas entre 10 e 15 W/m<sup>2</sup> (Figura 3h - anexo). Enquanto que as estimativas de radiação de onda longa do modelo Noah-MP são muito próximas de 0 W/m<sup>2</sup> (Figura 3j - anexo).

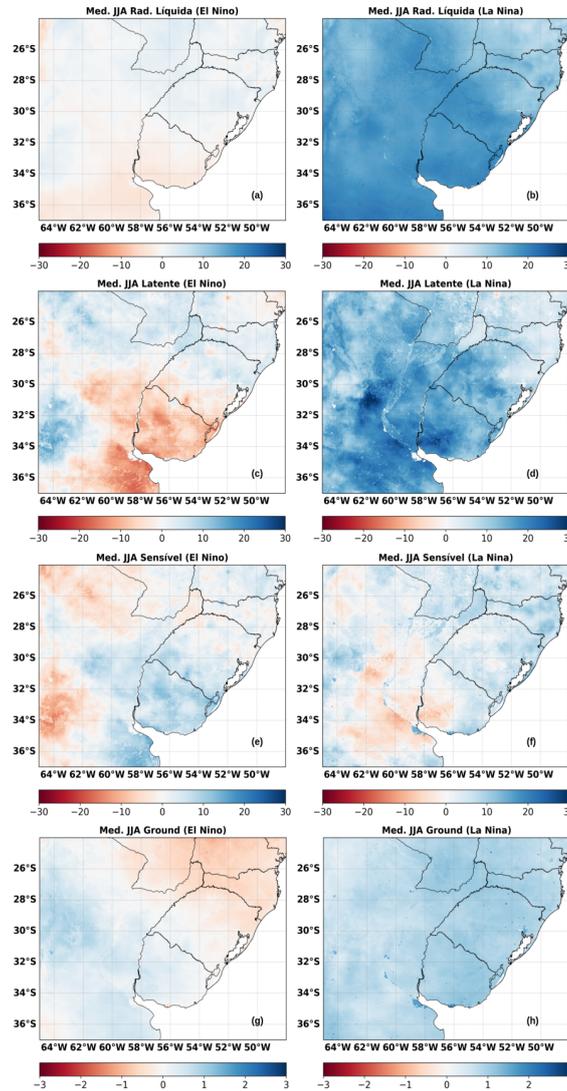
As simulações de radiação do modelo impactam a distribuição da radiação de forma a estarem influenciadas pela distribuição da precipitação e possivelmente do tipo de vegetação. No LE, é possível observar que na parte sul da região (Argentina e Uruguai), as anomalias apresentam valores positivos e de maior intensidade (Figura

4.22d). Tais valores são representados pela precipitação do MERGE, visto que a região mais úmida têm maior capacidade de emissão de LE, além disso, a vegetação presente na região é predominantemente coberta por cultivo.

Na região sul do Brasil, as anomalias de LE são positivas, porém com menor intensidade. Nessa região o H também é positivo, ou seja, a radiação presente no Rnet, passou a ser distribuída em anomalias positiva de LE e H, tal padrão não é comum de ser observado nas demais localidades da AS. Isso indica que pode haver condições energéticas para os processo de evaporação e evapotranspiração na região.

No nordeste da Argentina, fronteira com o Uruguai, o H apresenta um padrão oposto ao observado por LE, visto que as condições em superfície favoreceram a distribuição do Rnet para tal fluxo (Figura 4.22f). Os valores de G apresentam anomalias positivas, o que podem estar associado as anomalias também positivas de temperatura no solo observado para o período de La Nina.

Figura 4.22 - O mesmo que a Figura 4.12, para a região do extrema norte da AS.



Em grande parte da da Argentina, a  $R_{net}$  é predominantemente negativa, com exceção do extremo sul e região da Cordilheira dos Andes, onde os valores apresentados pelo NOah-MP são positivos (Figura 4.23a). Estes estão diretamente relacionados com a radiação de onda curta, que é positiva na região norte e negativa em toda a porção central e sul, fazendo com que os valores de  $R_{net}$  apresente tal padrão. De fato, onde as anomalias de radiação de onda curta são positivas, é possível observar anomalias negativas de precipitação, corroborando para os padrões esperados no  $R_{net}$  (Figura 3h e 3a respectivamente - Anexo).

A  $R_{net}$  é distribuída na região em anomalias positivas de LE em grande parte da região sul da Argentina e negativas. Os valores LE são distribuídos conforme o padrão da precipitação para o local, isto porque a vegetação na região é predominantemente coberta por árvores baixas e esparsas (do inglês: *open shrublands*). Desta forma, na falta de umidade, não há condições para o modelo transferir o pacote de energia de  $R_{net}$  para o LE (Figura 4.23c).

O contrário é observado no H, onde os valores de anomalias são positivas em grande parte do extremo sul da AS. Este padrão de distribuição de radiação para o H está diretamente relacionado com a temperatura do solo, a falta de chuvas na região e também, com a vegetação (Figura 4.23e). Já para o G, as anomalias são predominantemente compostos por valores positivos na região a leste da cordilheira dos andes. Sob a cordilheira os valores de G são negativos, e relacionados com as anomalias negativas de radiação de onda curta na região (Figura 4.23g).

Em anos de LA Nina, a radiação de onda curta do CERES é predominantemente composta por anomalias positivas que ultrapassam os  $30 \text{ W/m}^2$  em algumas regiões. Enquanto que a radiação de onda longa simulada pelo Noah-MP é negativa, porém em menor intensidade. Isso faz com que os valores observados de  $R_{net}$  fiquem positivos e próximo dos  $30 \text{ W/m}^2$  (Figura 4.23b).

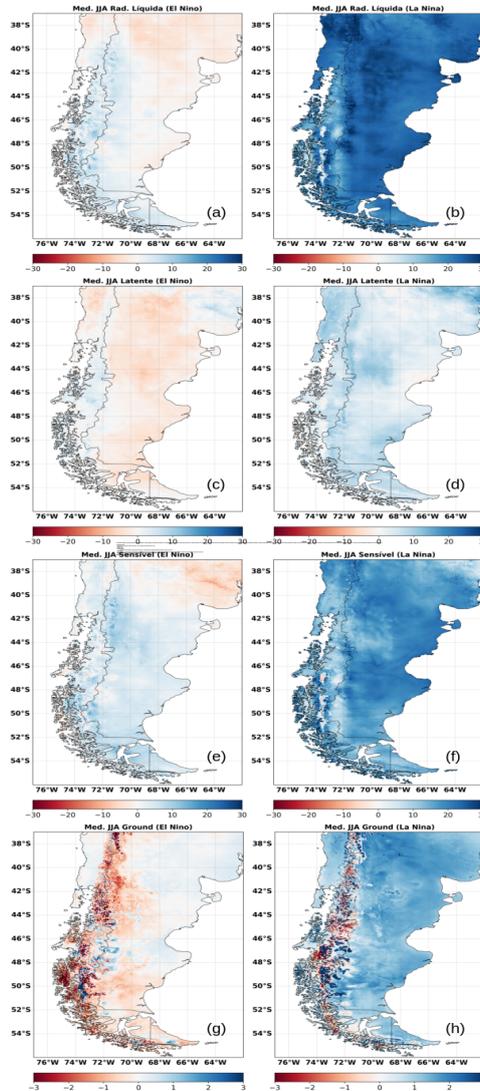
Os valores de  $R_{net}$  que são distribuídos para LE e H são influenciados pela distribuição da precipitação e possivelmente da vegetação, visto que, os padrões de chuvas na região apresentam maiores valores de anomalias ao norte do bloco e menores ao sul (Figura 3B - Anexo). Tais anomalias negativas e positivas são possíveis de observar no LE, onde na região sul da Argentina as anomalias desta variável são muito próximas de  $0 \text{ W/m}^2$ , enquanto que na região norte os valores são positivos, próximos a  $10 \text{ W/m}^2$  (Figura 4.23d).

Para o H, a Figura 4.23f apresenta que os valores de anomalias são positivos para grande parte da região, o que pode ser influenciado em grande parte pelas anomalias de temperatura do solo e também da vegetação predominante na região que é de uma vegetação mais aberta (do inglês: *open shrubland*).

Na região também é possível observar que a temperatura do solo impacta as anomalias positivas de G, fazendo com que a variável seja positiva para toda a Argentina (Figura 4.23h). Vale destacar que existe uma parte mais central da Argentina, onde independentemente dos fenômenos ENOS, os valores de anomalias médio de G para o inverno não sofrem alteração do padrão. De acordo com as variáveis de apoio aqui

analisadas, a temperatura média do solo também não apresenta variação, o que pode estar impactando diretamente as estimativas de G.

Figura 4.23 - O mesmo que a Figura 4.12, para a região do extrema norte da AS.



### 4.3.3 EOF do balanço de energia durante os verões de El Niño

A técnica estatística conhecida como Funções Ortogonais Empíricas (EOF) é comumente aplicada em estudos relacionados a padrões de tempo e clima. Esta metodologia multivariada tem como objetivo reduzir a complexidade dos dados originais, identificando padrões e a relação entre as variáveis e observações envolvidas no es-

tudo (KAHYA et al., 2008a).

Por meio da EOF, é possível observar que para o verão dos anos de El Niño, 86,6% da amostra de dados do modelo Noah-MP do SALDAS-2 são representados pelo padrão da Figura 4.24a. Na AS não é possível observar uma polaridade positiva e negativa entre os valores de variância dos dados de Rnet. Tal padrão indica que os dados estão concentrados em torno de um valor positivo ou zero e não têm uma variação significativa acima desse valor. Isso pode ocorrer em situações em que os dados são fortemente influenciados por um fator positivo comum, que no caso está ligado diretamente pela vegetação, e pelas anomalias positivas de radiação de onda longa, o que faz com que os dados de Rnet simulado pelo modelo sejam predominantemente positivo na região sul da AS. O restante das EOFs (2 e 3) apresentam porcentagens mais baixas de Rnet, e padrões mais variacionais.

Um estudo de Schneider e Gies (2004) constatou que durante o El Niño, a precipitação em 45°-50° S é reduzida em 15%. Tal nível de redução pode estar diretamente associado com os valores menores de radiação de onda curta observado pelo CERES na região, o que indiretamente corroborou com as estimativas positivas de Rnet e o padrão de variância apresentado pela EOF1.

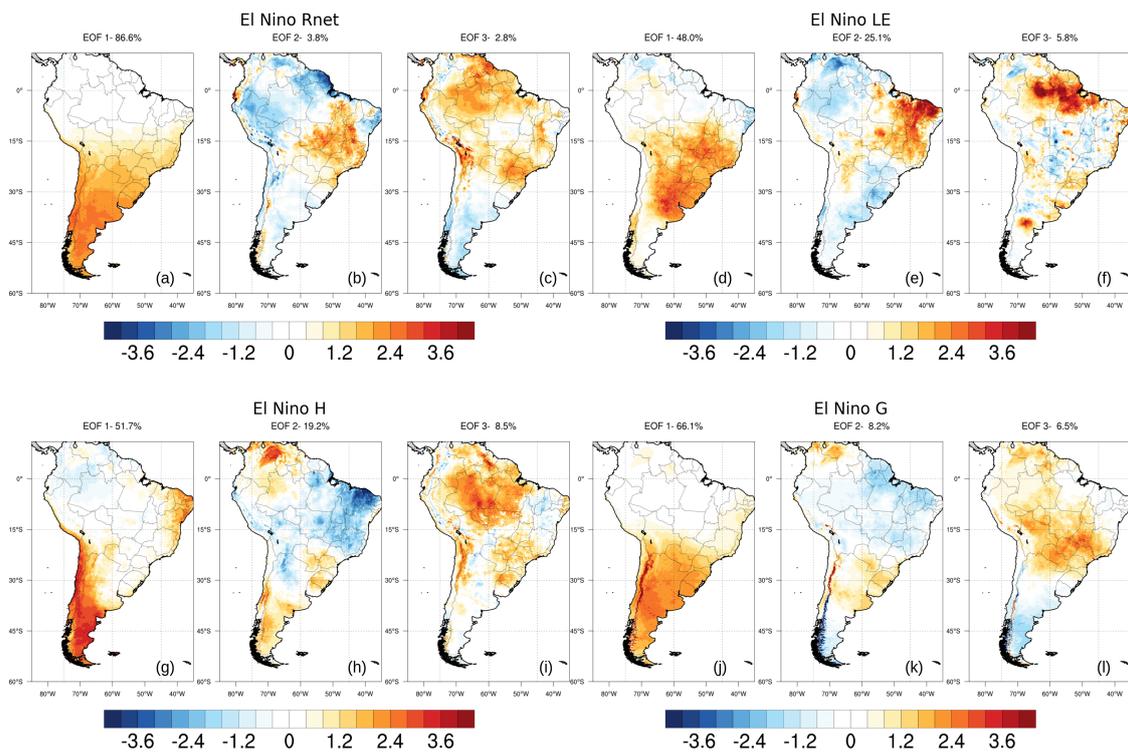
É possível observar que 66,1% dos dados de G apresentam um padrão de variância próximo ao Rnet para a região sul da AS (Figura 4.24l). De acordo com as imagens no Anexo 2 é possível observar que o padrão de anomalias de EOF é identificado por nenhuma das variáveis de apoio para este estudo. Entretanto, a região onde os valores de EOF1 são predominantemente de variância negativa estão sob vegetações rasteiras e abertas, tais quais cropland, open shrublands, savannas e outras. Haja vista que nenhum outro padrão foi identificado na amostra de dados, e que a Rnet apresentam uma grande porcentagem dos dados com tal características, podemos associar que pelo fato de a vegetação ser mais rasteira, a radiação pode ter mais influência. Todavia, mais estudos devem ser realizados para que o papel da vegetação seja melhor compreendido na distribuição do balanço energético, podendo-se propor assim, melhorias para o SALDAS-2.

Na observação de EOF1 dos LE e H, é possível observar uma pequena variação entre valores negativos e positivos, indicando pequenas polaridades. Durante os anos de El Niño, aproximadamente 48% da amostra de dados de LE tem uma polaridade entre a região centro-sul e NE do Brasil. Tal variabilidade pode ser explicada pela diferença entre radiação de onda longa simulada pelo Noah-MP nos locais, fazendo com que o centro-sul do país apresente anomalias positivas enquanto que a região

NE tenha anomalias negativas de onda longa. Além disso, 25.1% da amostra de dados (EOF2) também apresenta um padrão de variância positivo na região mais ao continente do NE.

Como vimos no capítulo anterior, existe um padrão de variação da radiação de onda curta e longa sobre a região NE do Brasil, que somado com a umidade e temperatura do solo, faz com que uma parte da região litorânea tenha mais evapotranspiração do que a porção mais continental. Tal padrão, é observado pelas EOFs 1 e 2, indicando um pequeno polo entre centro-sul e a parte continental do NE com uma pequena porção do litoral leste (Figura 4.24d e 4.24e).

Figura 4.24 - Padrões de EOF para os fluxos energéticos sobre a AS, durante os verões de El Nino.



#### 4.3.4 EOF do balanço de energia durante os verões de La Nina

Durante os anos de La Nina os padrões de EOF são similares aos observados pelos anos de El Nino (Figura 4.25). O sul da AS é predominantemente composta por

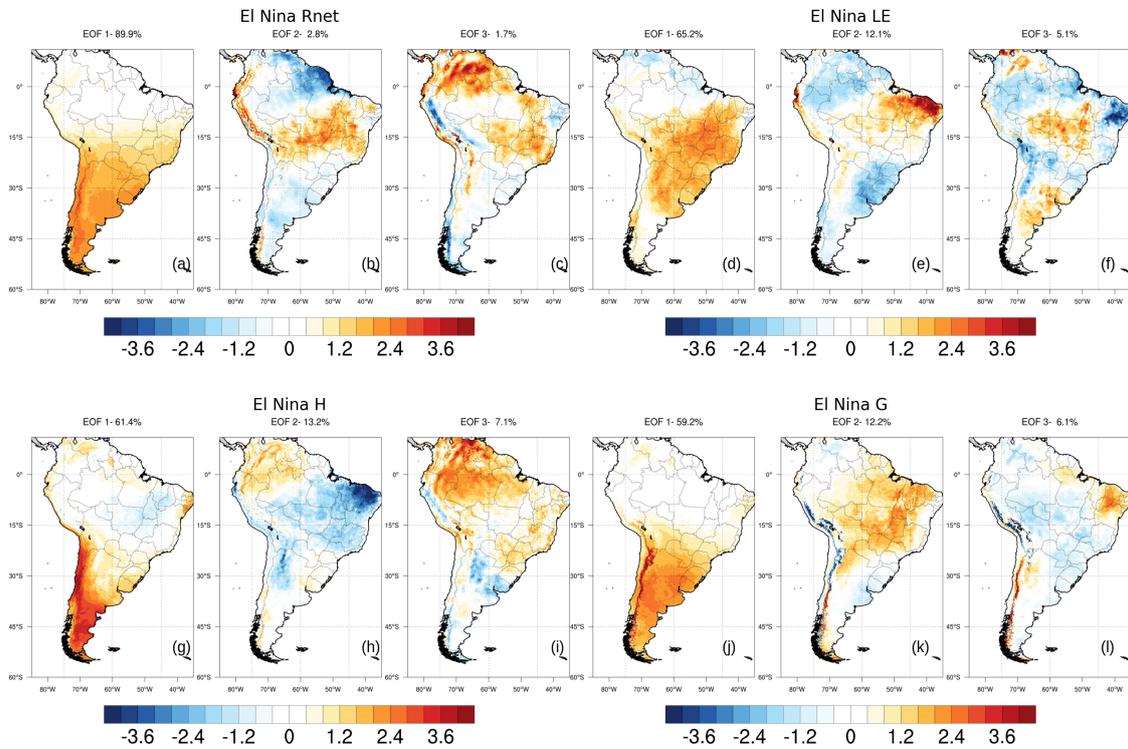
variância positiva de Rnet, EOF1 de 89.9% da amostra de dados. Isto se deve ao fato de que em anos de El Nino e La Nina, a radiação é predominantemente negativa sobre a região sul da AS. De acordo com o padrão dos dados de Rnet não é possível observar uma polaridade no continente sul-americano (Figura 4.25a).

Entretanto, ao observar o EOF do LE é possível descrever polaridades sobre o continente durante os anos de La Nina. Além disso, observa-se que existem algumas diferenças de intensidade entre os anos de El Nino e La Nina sobre a região central/Sul e Nordeste do Brasil. Primeiramente, ao observar somente os anos de La Nina, pode-se destacar que em 65.2 % dos dados são representados por variância positiva na região central da AS e negativa no litoral leste do NE (Figura 4.25d). Indicando que o LE é pré determinado por uma polaridade entre as regiões, que podem ser de características atmosférica ou da superfície. Tal polaridade pode se dar pela presença de chuvas acima da média na região litorânea do NE e abaixo da média sobre a região central do Brasil, o que faz com que a distribuição de energia para o LE seja impactada, criando regiões de polo entre os dados na série temporal.

Em cerca de 12% da amostra de dados dos anos de La Nina, é possível destacar que a polaridade é invertida ao observado na EOF1 (Figura 4.25e). Isso pode estar associado a vegetação e a umidade do solo. Visto que as regiões norte do NE e Pampa apresentam características parecidas de precipitação e radiação. Entretanto a polaridade existente na região demonstra que existe fatores que modificam o LE nestas regiões. Tal variação observado na EOF2 pode ser explicado pela umidade do solo simulada pelo Noah-MP nas regiões. Segundo o modelo existe, durante os anos de La Nina, uma maior disponibilidade de umidade no solo na região do Pampa, fazendo com que os valores observados de LE sejam diferentes daqueles ao norte do NE, que é representada por uma região muito mais seca. Além disso, a vegetação nas regiões tem características diferentes, o que fazem com que a distribuição do LE apresente variações (Veja Figura 2f - Anexo).

As amostras de dados que representam um padrão para os EOFs de H são muito próximas às observadas em LE, haja vista a proximidade entre as duas variáveis, sendo o H 61% padronizado pela EOF1 e 12,1% pela EOF2. Para o modelo Noah-MP, é possível observar que a EOF1 apresenta um dipolo entre a região extrema sul da AS e uma parte central e nordeste do Brasil (Figura 4.25g). Tal padrão pode estar associado com a distribuição de umidade no solo simulada pelo modelo, que apresenta anomalias positivas na região sul da AS e negativas na região central.

Figura 4.25 - Padrões de EOF para os fluxos energéticos sobre a AS, durante os verões de La Nina.



#### 4.3.5 EOF do balanço de energia durante os invernos de El Nino

É possível observar pela Figura 4.26a, que 89.4% da amostra de dados de Rnet são representados por um padrão que não é contrário em nenhuma região da AS segundo o modelo Noah-MP. Também é possível observar que, durante o período de inverno a variação da Rnet nos anos de El Nino, em grande parte da região tropical, é próxima de zero. Isso indica que, durante o período, existe pouca variação entre a radiação na região, o contrário do que ocorre no sul da AS, onde os valores de variância observados pela EOF são maiores, indicando que existe uma variabilidade no local. Tal fator pode estar associado a passagem de fenômenos mais transientes, o que faz com a radiação simulada pelo modelo Noah-MP seja impactada direta e indiretamente.

Trenberth et al. (2009) enfatizam que as mudanças climáticas têm impactado diretamente os eventos de El Nino e conseqüentemente provocam um desbalanço energético sobre certas regiões da ásia. É possível observar que os fenômenos de ENOS têm

um impacto direto no balanço energético da AS, e qualquer variação anômala destes fenômenos pode ser danoso para diversas localidades do continente.

Algumas polaridades no EOF são possíveis de serem observadas no LE. Aproximadamente 78,4% da amostra de dados do Noah-MP do SALDAS-2 são representados pelos padrões apresentados nas EOF's 1 e 2 (Figura 4.26d e e). Em 55.2% é possível observar uma polaridade entre a região semi árida e o litoral leste do NE brasileiro. Além dessas regiões, existe uma polaridade na região central da AS e seu extremo norte.

Em ambas as regiões citadas no parágrafo anterior, onde existem padrões opostos de LE, é possível observar a influência direta da precipitação, onde sobre as localidades onde a EOF apresenta variância negativa, está associado também com um padrão negativo de chuvas, o contrário ocorre na região semi árida e centro-oeste do país, os valores de anomalias de chuvas utilizados como inputs do modelo apresentam anomalias positivas. Um dos principais fatores de impacto da precipitação na AS durante o período de inverno já foi mencionado anteriormente. Trata-se da presença da ZCAS, que cria condições favoráveis para as chuvas na região central da AS (QUADRO et al., 2012; FAGGIANI et al., 2020; PEZZI et al., 2023).

Em 23.2% da amostra de dados do modelo é possível observar valores de variâncias com sinais opostos entre o norte do NE e a região do Pampa. Tais variabilidades podem também estar associadas com a precipitação, que é positiva na região Nordeste e negativa na região Sul da AS. Além disso, as diferenças de vegetação dos locais podem ser um dos fatores que influenciem o modelo Noah-MP a descrever o LE, isso porque na região semi árida do Nordeste brasileiro, a vegetação dominante é de savanas e vegetação aberta (*open shrublands*), enquanto que na região sul do país, a vegetação é de *grasslands* e *croplands*.

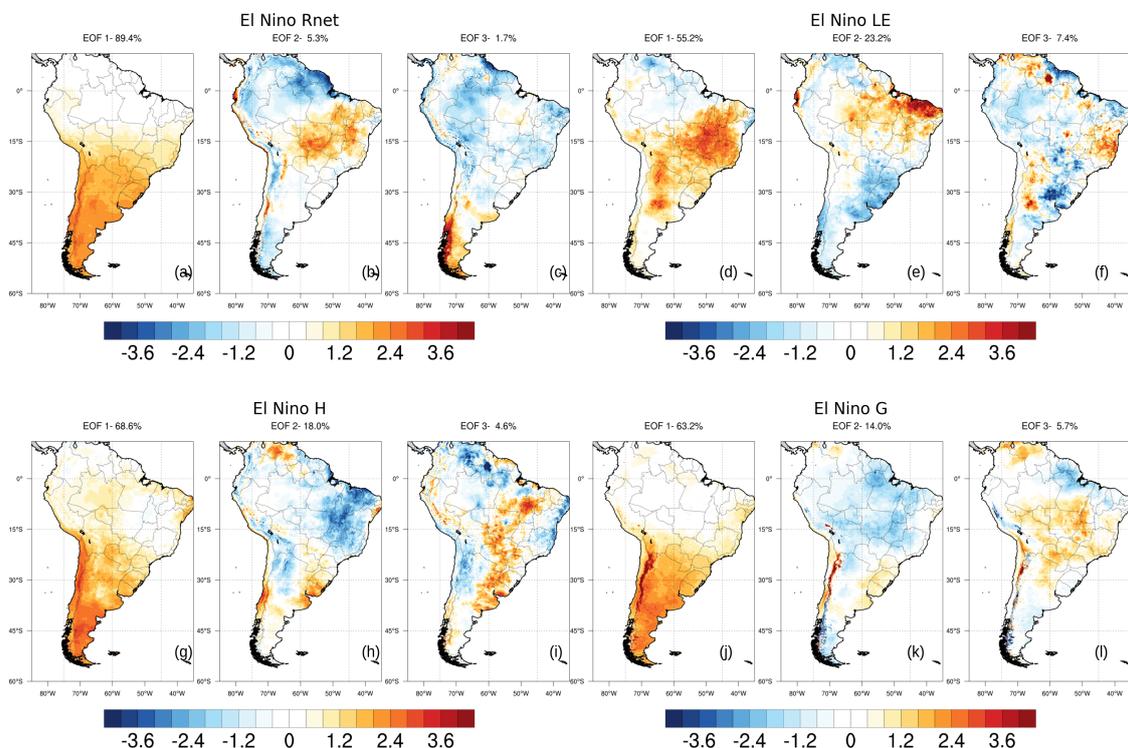
Os padrões de H são observados em 86.6% da amostra de dados segundo a EOF 1 e 2. Para mais de 68% do fluxo sensível existe um leve padrão oposto sobre a região da a região central do Brasil (Entre os estados de Tocantins e Mato Grosso) e as regiões nordeste, norte e sul da AS. Diversos fatores podem estar associados a tais padrões, podendo ser eles a precipitação, que apresenta anomalias mais intensas sobre a região durante os anos de El Nino (mais de 50 mm). A vegetação, visto que a região é uma zona de transição entre floresta e as savanas e *open shrublands* brasileiros, o que pode impactar diretamente os valores observados de H, além de outros fenômenos de transição que possam atingir a região (Figura 4.26g).

Diante deste cenário, mais estudos que envolvam a vegetação devem ser desenvolvidos utilizando o SALDAS-2, para que cada vez mais os impactos de tais fenômenos sejam identificados nos locais.

Para o H, também é possível observar que em 18% da amostra de dados, apresentam uma diferença de padrões entre a região semi árida e o litoral leste do NE. Tal padrão apresenta sinal oposto ao que foi observado em 55.2% da amostra de LE, e também está diretamente relacionado a precipitação e ao impacto da umidade e temperatura do solo na distribuição dos fluxos de energia.

Assim como os valores de variância observados no Rnet, é possível notar que 63.2% da amostra de dados de G apresentam padrões de variabilidade na região mais ao sul da AS (Figura 4.26j). A semelhança entre a Rnet e o G na região, pode estar aos padrões meteorológicos transientes na região, vegetação e outros.

Figura 4.26 - Padrões de EOF para os fluxos energéticos sobre a AS, durante os invernos de El Nino.



### 4.3.6 EOF do balanço de energia durante os invernos de La Nina

A Rnet simulada pelo modelo Noah-MP apresenta uma leve polaridade entre o extremo norte da AS e toda uma faixa central sul do continente (Figura 4.27a). Tal padrão está presente em mais de 90% da amostra de dados do modelo Noah-MP. Um dos fatores que podem explicar este comportamento é a distribuição da precipitação sobre o continente observada pelo MERGE. Na região citada, o produto de sensoriamento remoto apresenta anomalias negativas de chuvas no extremo norte da AS, enquanto que grande parte do continente têm anomalias positivas de precipitação para os anos de La Nina (Figura 4a - Anexo).

Durante os invernos de La Nina, é possível observar uma polaridade no LE que não é descrita na amostra de dados para o período do verão. Em aproximadamente 70% da amostra de dados do Noah-MP é visto que o modelo tem variâncias positivas e negativa (Figura 4.27a). Durante os meses de inverno do período de La Nina, espera-se que a região do Pampa apresente anomalias mais negativas de precipitação, enquanto que a porção mais ao norte do continente têm uma tendência de anomalias positivas de precipitação (FAMINE EARLY WARNING SYSTEM NETWORK, 2020; MUÑOZ et al., 2016).

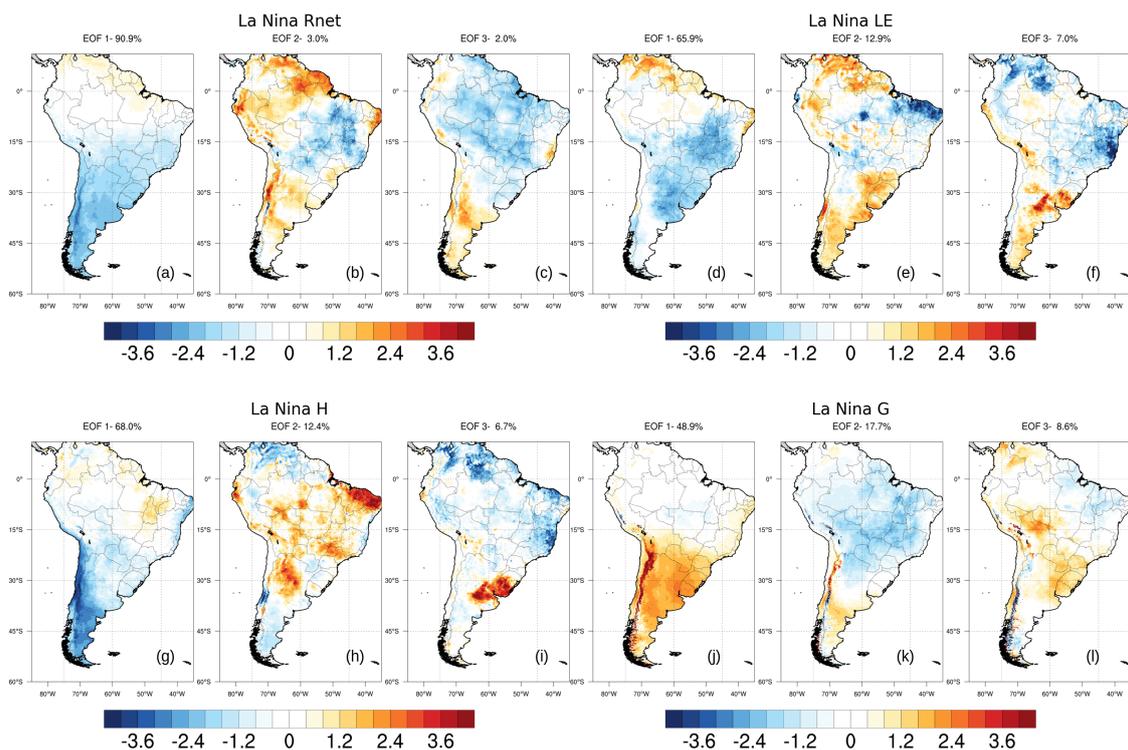
Essa variabilidade é em parte sentida pelo LE, pois a variável simulada pelo modelo Noah-MP apresenta variâncias negativas em grande parte do Pampa, região central e parte do NE Brasileiro, e variâncias positivas na região norte e litoral nordeste da AS. Como vimos nos capítulos anteriores, as anomalias observadas na precipitação do MERGE, apresentam um padrão próximo ao que foi observado pelas variâncias do LE na EOF1.

Assim como os padrões apresentados pela EOF para o LE, é possível observar pela Figura 4d, que o campo de evapotranspiração simulado pelo Noah-MP também demonstra que existe um polo de anomalias entre as regiões supracitadas. O que indica um papel importante da radiação solar e da vegetação na modelagem da evapotranspiração do modelo.

Em aproximadamente 20% dos dados representados pela EOF 2 e 3 é possível observar que existe um dipolo de LE entre a região extrema sul da AS e o norte do NE brasileiro. Nestas regiões a vegetação têm certas similaridades, o que indica que padrões de físicos, de circulação atmosférica e outros, podem ser determinantes para tal polarização da radiação.

No H os valores apresentam similaridades de variâncias negativas para a região sul, norte da AS e litoral leste do NE. Tal padrão que é representado pela EOF 1, é semelhante em cerca de 68% da amostra de dados. Estes padrões da EOF 1, apresentados pelo modelo Noah-MP para o H, são próximos aos resultados de anomalias de precipitação encontrados na literatura. Os autores [Muñoz et al. \(2016\)](#), demonstraram que durante os invernos de La Nina dos anos de 1981 a 2010, foi observado um padrão da distribuição das chuvas que é maior na região extrema sul e norte da AS, bem como no litoral leste do NE (Figura 4.27g). Tais resultados destacam ainda mais a importância da modelagem para padronizar o comportamento dos fluxos energéticos durante os anos positivos e negativos de ENOS.

Figura 4.27 - Padrões de EOF para os fluxos energéticos sobre a AS, durante os invernos de La Nina.





## 5 CONCLUSÃO

### 5.1 Conclusões das simulações pontuais dos modelos de SALDAS-2 sobre os biomas estudados

Em uma primeira parte deste estudo, foi demonstrado o potencial promissor de utilizar variáveis regionais para forçar modelos de superfície e obter simulações mais realistas. O uso de produtos de sensoriamento remoto, como precipitação e radiação de onda curta, mostrou-se eficaz na melhoria da precisão das observações de torres de fluxo. Os modelos MERGE e CERES forneceram boas estimativas de precipitação e radiação de onda curta em grande parte da América do Sul, especialmente nas regiões norte e sudeste.

O modelo SALDAS-2 tende a superestimar a evapotranspiração nessas regiões e, para compensar o balanço de energia, subestima os valores de fluxo de calor sensível para equilibrar a radiação líquida, uma vez que os valores de armazenamento de calor no solo são menores em comparação com outras variáveis de balanço de energia. Isso ocorre porque os valores de armazenamento de calor no solo são mais baixos em comparação com outras variáveis de balanço de energia. O uso de variáveis de sensoriamento remoto para radiação e precipitação resultou em melhores estimativas de fluxo de calor latente em áreas florestadas no modelo CLSM obtido pelo SALDAS-2. Esse resultado apoia o objetivo deste estudo de melhorar as variáveis de balanço de energia utilizando forçantes regionais de radiação e precipitação.

No entanto, o modelo SALDAS-2 teve o melhor desempenho em regiões de pastagem, uma vez que sua baixa resolução proporcionou uma melhor representação da vegetação e dos fluxos advectivos circundantes, melhorando assim as estimativas. Para essa região, os valores de RMSE foram reduzidos de 38,44 W/m<sup>2</sup> para GC para 22,7 W/m<sup>2</sup> para SC, enquanto o calor sensível foi reduzido de 17 W/m<sup>2</sup> para GC para 10,41 W/m<sup>2</sup> para SC.

Em geral, os modelos Noah-MP e Ensemble forneceram melhores resultados para as estimativas de fluxo. No entanto, o uso do modelo EN pelo SALDAS-2 melhorou as estimativas de fluxo de calor no solo em todos os biomas, quando comparado com os modelos individuais do GLDAS e suas estimativas médias. Isso ocorre porque, quando um modelo SALDAS-2 produz um erro, os outros tendem a compensá-lo.

Por fim, ao apresentar uma estrutura aprimorada para o SALDAS chamada SALDAS-2, com o objetivo de produzir estimativas consistentes da superfície ter-

restre para a América do Sul, este estudo destaca o potencial do uso de variáveis regionais derivadas de produtos de sensoriamento remoto para melhorar a precisão dos modelos de superfície, especialmente em regiões com cobertura terrestre heterogênea. Os resultados mostram que o uso de dados de precipitação e radiação de onda curta de produtos de sensoriamento remoto, em conjunto com os modelos SALDAS-2, leva a melhores estimativas do fluxo de calor latente em regiões florestadas. Além disso, a baixa resolução dos modelos SALDAS-2 é benéfica para regiões de pastagem devido à melhor representação da vegetação e dos fluxos advectivos. O uso de métodos de conjunto, como o EN, melhora a estimativa do fluxo de calor no solo em todos os biomas. Os resultados deste estudo podem contribuir para o aprimoramento de modelos climáticos regionais e globais. Estudos futuros devem continuar explorando o uso de produtos de sensoriamento remoto para melhor representar o complexo balanço de energia em diferentes regiões.

## 5.2 Observação das incertezas dos modelos

Embora o SN tenha apresentado resultados satisfatórios na simulação das variáveis de balanço energético, ele apresenta fraquezas na caracterização da vegetação, o que pode levar a uma representação inadequada da dinâmica vegetacional em diferentes regiões. Além disso, a precisão dos dados de precipitação pode variar por região, afetando assim as simulações hidrológicas e os processos hídricos. Além disso, o modelo tende a apresentar erros na estimativa dos fluxos de calor latente e sensível no bioma da PA, possivelmente devido a dificuldades na simulação da dinâmica vegetacional, uma vez que a cobertura superficial na região apresenta características heterogêneas.

Um estudo realizado por Cuntz et al. (2020) comparou diferentes conjuntos de parâmetros do modelo Noah-MP, e os autores descreveram que, para obter estimativas melhores com o Noah-MP, é crucial realizar a calibração para melhorar a precisão das simulações hidrológicas. Além disso, o Noah-MP apresentou problemas na estimativa da evapotranspiração (ET) e do escoamento superficial em diferentes condições de superfície. Esses erros possivelmente foram atribuídos à imprecisão nos parâmetros relacionados à transferência de água na superfície do solo.

Embora o modelo SC seja amplamente utilizado para simular fluxos de energia e evapotranspiração (ET), ele apresenta limitações na representação da dinâmica vegetacional em algumas regiões. Em particular, o modelo tende a superestimar o fluxo de calor latente e subestimar o fluxo de calor sensível no bioma do Cerrado. Isso pode ser explicado pelo fato de que a região do Cerrado é altamente heterogênea,

com grande variação na cobertura vegetal ao longo do tempo e do espaço. O modelo SC pode ter dificuldades em capturar essa heterogeneidade, resultando em estimativas imprecisas dos fluxos de energia. Além disso, a sazonalidade do Cerrado, com períodos secos e chuvosos bem definidos, também pode representar desafios para as estimativas do modelo.

É bastante plausível afirmar que uma das principais causas de erros na estimativa dos fluxos de energia pelo modelo está associada à dinâmica da vegetação. Isso ocorre porque a cobertura vegetal afeta diretamente o índice de área foliar (LAI), que é uma variável importante para a distribuição dos fluxos de energia no modelo. Um estudo realizado por Lei et al. (2021) demonstrou que a transição entre regimes climáticos úmidos e secos é caracterizada por uma grande variabilidade na umidade do solo, o que pode impactar o modelo CLSM. O modelo tende a superestimar a força de acoplamento entre umidade do solo e calor latente em regimes climáticos de transição, como nas Grandes Planícies da América do Norte, Ásia Central e Austrália Central. Da mesma forma, o modelo apresenta desafios na estimativa dos fluxos de energia sobre o bioma do Cerrado.

Embora o modelo SI possa ser aplicado a vários tipos de ecossistemas, incluindo florestas tropicais, ele pode apresentar algumas limitações específicas nesse tipo de ambiente. Algumas dessas dificuldades podem estar associadas a uma baixa representação da heterogeneidade do dossel, o que pode levar a uma subestimação da variação espacial na troca de energia e água. Outra limitação é a dificuldade em simular a evapotranspiração em solos hidromórficos, que são comuns em áreas de florestas tropicais. Além disso, a representação do ciclo de nutrientes no modelo IBIS pode não ser tão detalhada quanto em outros modelos, limitando a precisão da simulação nesse aspecto.

O desempenho do modelo SI depende da qualidade e precisão dos parâmetros de entrada, e em ecossistemas florestais, pode haver limitações na disponibilidade de dados para estimar esses parâmetros, o que pode afetar a precisão da simulação. É importante ressaltar que essas limitações não invalidam a aplicação do modelo IBIS em florestas tropicais, mas destacam a necessidade de avaliar o desempenho do modelo e ajustá-lo para garantir a precisão da simulação.

### 5.3 Conclusões das simulações espaciais do modelo Noah-MP do SALDAS-2 sobre a AS

De acordo com os campos espaciais foi possível observar que durante o período de estudo, os meses de verão apresentam uma diferença de anomalias clara entre anos de El Nino e La Nina em grande parte da AS. Algumas regiões destacam-se por não ter diferenças entre a variação dos fenômenos de ENOS. Como exemplo, no litoral leste da região Nordeste do Brasil, o Rnet apresenta anomalias negativas independentemente do fenômeno observado. Neste caso, o que difere são os mecanismos causadores desta anomalia negativa. O mesmo pode ser observado com o Rnet da região do Pampa e o extremo sul da AS, que segundo o modelo Noah-MP, independentemente do fenômeno de ENOS, apresentaram valores negativos de anomalias. Tal padrão simulado pelo modelo do SALDAS-2 durante os meses de verão (DJF) não foi observado no período de inverno da AS (JJA).

Também foi possível observar que durante os meses de verão de La Ninas para a variável do Rnet, grande parte da amostra de dados do modelo Noah-MP para o período de estudo não são encontrados polos positivos e negativos de variância, mas apenas valores positivos e/ou negativos, isso pode indicar que a variância está distribuída de forma simétrica em relação ao valor médio. Em outras palavras, não há uma estrutura clara de polaridade ou direção predominante nas variações espaciais dos dados.

Enquanto que as variáveis de H, LE e G apresentaram polaridades, que podem estar ligadas diretamente com os padrões de precipitação e umidade das regiões, bem como com o mapa de vegetação do modelo, pois como vimos no capítulo de análise pontual, a heterogeneidade da superfície é um dos fatores que impactam as simulações do modelo.

Polaridades são observados no Rnet durante os meses de inverno de El Ninos e La Ninas, tais padrões estão diretamente ligados com a presença de chuvas, que culmina na umidade do solo em algumas regiões e a falta das chuvas e umidade em outras, fazendo com que o modelo de superfície identifique parões opostos de variância. Além disso, a vegetação também desempenha um papel importante na distribuição das componentes do balanço de energia para os meses de inverno, fazendo com que regiões onde não são observadas precipitações acima da média, tenham valores de LE com anomalias positivas, e vice e versa.

Por fim, destaca-se que esta tese de doutorado atingiu seu objetivo inicial de utilizar

forçantes regionais mais próximas das observações para aprimorar as estimativas do balanço de energia em modelos de superfície e identificar seu impacto sobre a América do Sul. No entanto, ainda há lacunas a serem preenchidas na compreensão do papel específico da vegetação nos modelos de superfície e como os diferentes tipos de superfície influenciam as estimativas do balanço de energia. Estudos futuros devem ser realizados para investigar em detalhes esses aspectos, visando uma representação mais precisa e acurada dos processos de interação entre a vegetação, a superfície e a atmosfera.

Este estudo apresenta uma relevância significativa tanto para a ciência quanto para a economia brasileira. A compreensão do balanço de energia sobre a América do Sul é crucial para avançarmos no entendimento dos processos climáticos e seus impactos na região. Ao utilizar forçantes regionais mais próximas das observações, este estudo contribui para melhorar as estimativas do balanço de energia e, conseqüentemente, para aprimorar a modelagem do clima regional.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

FAMINE EARLY WARNING SYSTEM NETWORK. [S.l.]: Geneva: IPCC, 2019. INTERGOVERNAMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). Special report on the ocean and cryosphere in a changing climate. 11, 37, 38

ABDI, A. H.; WARSAME, A. A.; SHEIK-ALI, I. A. Modelling the impacts of climate change on cereal crop production in east Africa: evidence from heterogeneous panel cointegration analysis. **Environmental Science and Pollution Research**, v. 30, n. 12, p. 35246–35257, 2023. 10

ABDOLGHAFOORIAN, A.; FARHADI, L.; BATENI, S. M.; MARGULIS, S.; XU, T. Characterizing the effect of vegetation dynamics on the bulk heat transfer coefficient to improve variational estimation of surface turbulent fluxes. **Journal of Hydrometeorology**, v. 18, n. 2, p. 321–333, 2017. 26

ACHUGBU, I. C.; OLUFAYO, A. A.; BALOGUN, I. A.; ADEFISAN, E. A.; DUDHIA, J.; NAABIL, E. Modeling the spatiotemporal response of dew point temperature, air temperature and rainfall to land use land cover change over west Africa. **Modeling Earth Systems and Environment**, p. 1–26, 2021. 4

AFAQ, Y.; MANOCHA, A. Analysis on change detection techniques for remote sensing applications: a review. **Ecological Informatics**, v. 63, p. 101310, 2021. 39

AGOSTA, C.; AMORY, C.; KITTEL, C.; ORSI, A.; FAVIER, V.; GALLÉE, H.; BROEKE, M. R. van den; LENAERTS, J.; WESSEM, J. M. van; BERG, W. J. van de. Estimation of the antarctic surface mass balance using the regional climate model mar (1979–2015) and identification of dominant processes. **The Cryosphere**, v. 13, n. 1, p. 281–296, 2019. 31

ALBERTO, M. C. R.; BURESH, R. J.; HIRANO, T.; MIYATA, A.; WASSMANN, R.; QUILTY, J. R.; CORREA JUNIOR, T. Q.; SANDRO, J. Carbon uptake and water productivity for dry-seeded rice and hybrid maize grown with overhead sprinkler irrigation. **Field Crops Research**, v. 146, p. 51–65, 2013. 47

ALEMOHAMMAD, S. H.; FANG, B.; KONINGS, A. G.; AIRES, F.; GREEN, J. K.; KOLASSA, J.; MIRALLES, D.; PRIGENT, C.; GENTINE, P. Water, energy, and carbon with artificial neural networks (wecann): a statistically based estimate of global surface turbulent fluxes and gross primary productivity using solar-induced fluorescence. **Biogeosciences**, v. 14, n. 18, p. 4101–4124, 2017. 40

- ALLEN, K. D.; SHRIVER, M. D. Role of parent-mediated pain behavior management strategies in biofeedback treatment of childhood migraines. **Behavior Therapy**, v. 29, n. 3, p. 477–490, 1998. 45
- ALLEN, R.; SMITH, M.; PERRIER, A.; PEREIRA, L. S. An update for the definition of reference evapotranspiration. **ICID Bulletin**, v. 43, n. 2, p. 1–34, 1994. 44
- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; HOWELL, T. A.; JENSEN, M. E. Evapotranspiration information reporting: i. factors governing measurement accuracy. **Agricultural Water Management**, v. 98, n. 6, p. 899–920, 2011. 44
- ALMAGRO, A.; OLIVEIRA, P. T. S.; ROSOLEM, R.; HAGEMANN, S.; NOBRE, C. A. Performance evaluation of eta/hadgem2-es and eta/miroc5 precipitation simulations over Brazil. **Atmospheric Research**, v. 244, p. 105053, 2020. 84
- AMINI, A.; KOLAHCHI, A. A.; AL-ANSARI, N.; MOGHADAM, M. K.; MOHAMMAD, T. Application of trmm precipitation data to evaluate drought and its effects on water resources instability. **Applied Sciences**, v. 9, n. 24, p. 5377, 2019. 39
- AMORIM, J. d. S.; VIOLA, M. R.; JUNQUEIRA, R.; OLIVEIRA, V. A. d.; MELLO, C. R. d. Evaluation of satellite precipitation products for hydrological modeling in the brazilian cerrado biome. **Water**, v. 12, n. 9, p. 2571, 2020. 3
- ANDERSON, L. O.; ARAGÃO, L. E.; GLOOR, M.; ARAI, E.; ADAMI, M.; SAATCHI, S. S.; MALHI, Y.; SHIMABUKURO, Y. E.; BARLOW, J.; BERENGUER, E. Disentangling the contribution of multiple land covers to fire-mediated carbon emissions in Amazonia during the 2010 drought. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 29, n. 10, p. 1739–1753, 2015. 48
- ANDERSON, M. C.; NORMAN, J. M.; MECIKALSKI, J. R.; OTKIN, J. A.; KUSTAS, W. P. A climatological study of evapotranspiration and moisture stress across the continental : United States based on thermal remote sensing: 2. surface moisture climatology. **Journal of Geophysical Research: atmospheres**, v. 112, n. D11, 2007. 38
- ANDRADE, B. C. C. de; PEDROLLO, O. C.; RUHOFF, A.; MOREIRA, A. A.; LAIPELT, L.; KAYSER, R. B.; BIUDES, M. S.; SANTOS, C. A. C. dos; ROBERTI, D. R.; MACHADO, N. G. Artificial neural network model of soil heat flux over multiple land covers in South America. **Remote Sensing**, v. 13, n. 12, p. 2337, 2021. 66

ANDREADIS, K. M.; LETTENMAIER, D. P. Trends in 20th century drought over the continental : United States. **Geophysical Research Letters**, v. 33, n. 10, 2006. 45

ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C.; PEREIRA, A. R. **Agrometeorologia fundamentos e aplicações práticas**. [S.l.: s.n.], 2002. 26, 27

APARECIDO, L. E. d. O.; MENESES, K. C. d.; TORSONI, G. B.; MORAES, J. R. d. S. C. d.; MESQUITA, D. Z. Acurácia de modelos de evapotranspiração potencial em diferentes escalas de tempo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, n. 1, p. 63–80, 2020. 47

APERS, F.; MONTERO, M.; RIET, T. V.; WRASE, T. Comments on classical ads flux vacua with scale separation. **Journal of High Energy Physics**, v. 2022, n. 5, p. 1–25, 2022. 107

ARANEO, D.; VILLALBA, R. Variability in the annual cycle of the río atuel streamflows and its relationship with tropospheric circulation. **International Journal of Climatology**, v. 35, n. 10, p. 2948–2967, 2015. 133

ARSENAULT, K. R.; NEARING, G. S.; WANG, S.; YATHEENDRADAS, S.; PETERS-LIDARD, C. D. Parameter sensitivity of the noah-mp land surface model with dynamic vegetation. **Journal of Hydrometeorology**, v. 19, n. 5, p. 815–830, 2018. 114

BAKER, J. C.; GARCIA-CARRERAS, L.; GLOOR, M.; MARSHAM, J. H.; BUERMANN, W.; ROCHA, H. R. da; NOBRE, A. D.; ARAUJO, A. C. de; SPRACKLEN, D. V. Evapotranspiration in the Amazon: spatial patterns, seasonality, and recent trends in observations, reanalysis, and climate models. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 25, n. 4, p. 2279–2300, 2021. 52

BAZRI, S.; BADRUDDIN, I. A.; NAGHAVI, M. S.; BAHIRAEI, M. A review of numerical studies on solar collectors integrated with latent heat storage systems employing fins or nanoparticles. **Renewable Energy**, v. 118, p. 761–778, 2018. 30

BECHTOLD, M.; LANNOY, G. D.; KOSTER, R. D.; REICHLER, R.; MAHANAMA, S.; BLEUTEN, W.; BOURGAULT, M.; BRÜMMER, C.; BURDUN, I.; DESAI, A. Peat-clsm: a specific treatment of peatland hydrology in the nasa catchment land surface model. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 11, n. 7, p. 2130–2162, 2019. 62, 63

- BELLA, C. D.; REBELLA, C.; PARUELO, J. M. Evapotranspiration estimates using noaa avhrr imagery in the pampa region of Argentina. **International Journal of Remote Sensing**, v. 21, n. 4, p. 791–797, 2000. 49
- BENNARTZ, R.; SHUPE, M.; TURNER, D.; WALDEN, V.; STEFFEN, K.; COX, C.; KULIE, M.; MILLER, N.; PETTERSEN, C. July 2012 greenland melt extent enhanced by low-level liquid clouds. **Nature**, v. 496, n. 7443, p. 83–86, 2013. 35
- BENTAMY, A.; PIOLLE, J.-F.; GROUAZEL, A.; DANIELSON, R.; GULEV, S.; PAUL, F.; AZELMAT, H.; MATHIEU, P.; SCHUCKMANN, K. V.; SATHYENDRANATH, S. Review and assessment of latent and sensible heat flux accuracy over the global oceans. **Remote Sensing of Environment**, v. 201, p. 196–218, 2017. 38
- BETTS, A. K.; VITERBO, P. Land-surface, boundary layer, and cloud-field coupling over the southwestern Amazon in era-40. **Journal of Geophysical Research: atmospheres**, v. 110, n. D14, 2005. 4
- BETTS, R. A.; FALLOON, P. D.; GOLDEWIJK, K. K.; RAMANKUTTY, N. Biogeophysical effects of land use on climate: model simulations of radiative forcing and large-scale temperature change. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 142, n. 2-4, p. 216–233, 2007. 22
- BHAGA, T. D.; DUBE, T.; SHEKEDE, M. D.; SHOKO, C. Impacts of climate variability and drought on surface water resources in sub-saharan Africa using remote sensing: a review. **Remote Sensing**, v. 12, n. 24, p. 4184, 2020. 39
- BIER, A. A.; FERRAZ, S. E. T.; AMBRIZZI, T. Summer dry events on synoptic and intraseasonal timescales in the southeast region of brazil. **Atmósfera**, v. 36, n. 1, p. 57–76, 2023. 126
- BINDHU, V.; NARASIMHAN, B.; SUDHEER, K. Development and verification of a non-linear disaggregation method (nl-distrad) to downscale modis land surface temperature to the spatial scale of landsat thermal data to estimate evapotranspiration. **Remote Sensing of Environment**, v. 135, p. 118–129, 2013. 36
- BIUDES, M. S.; VOURLITIS, G. L.; MACHADO, N. G.; ARRUDA, P. H. Z. de; NEVES, G. A. R.; LOBO, F. de A.; NEALE, C. M. U.; NOGUEIRA, J. de S. Patterns of energy exchange for tropical ecosystems across a climate gradient in Mato Grosso, Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 202, p. 112–124, 2015. 134

BOHM, K.; INGWERSEN, J.; MILOVAC, J.; STRECK, T. Distinguishing between early- and late-covering crops in the land surface model noah-mp: impact on simulated surface energy fluxes and temperature. **Biogeosciences**, v. 17, n. 10, p. 2791–2805, 2020. 108

BORN, A.; IMHOF, M. A.; STOCKER, T. F. An efficient surface energy–mass balance model for snow and ice. **The Cryosphere**, v. 13, n. 5, p. 1529–1546, 2019. 107

BOULTON, C. A.; LENTON, T. M.; BOERS, N. Pronounced loss of Amazon rainforest resilience since the early 2000s. **Nature Climate Change**, v. 12, n. 3, p. 271–278, 2022. 51

BRUNSELL, N. A.; OLIVEIRA, G. de; BARLAGE, M.; SHIMABUKURO, Y.; MORAES, E.; ARAGAO, L. Examination of seasonal water and carbon dynamics in eastern Amazonia: a comparison of noah-mp and modis. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 143, p. 571–586, 2021. 108

BRUTSAERT, W. **Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2013. 45

BUDAKOTI, S.; CHAUHAN, T.; MURTUGUDDE, R.; KARMAKAR, S.; GHOSH, S. Feedback from vegetation to interannual variations of indian summer monsoon rainfall. **Water Resources Research**, v. 57, n. 5, p. e2020WR028750, 2021. 33

BURT, E.; RIMACHI, D. H. C.; QUISPE, A. J. C.; WEST, A. J. Hydroclimate and bedrock permeability determine young water fractions in streamflow across the tropical andes mountains and Amazon floodplain. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, p. 1–27, 2022. 133

CABRAL, O. M.; ROCHA, H. R. da; GASH, J. H.; FREITAS, H. C.; LIGO, M. A. Water and energy fluxes from a woodland savanna (cerrado) in southeast brazil. **Journal of Hydrology: Regional Studies**, v. 4, p. 22–40, 2015. 49

CAI, W.; MCPHADEN, M. J.; GRIMM, A. M.; RODRIGUES, R. R.; TASCHETTO, A. S.; GARREAUD, R. D.; DEWITTE, B.; POVEDA, G.; HAM, Y.-G.; SANTOSO, A. Climate impacts of the El Niño–southern oscillation on South America. **Nature Reviews Earth & Environment**, v. 1, n. 4, p. 215–231, 2020. 3, 11, 125

CAI, W.; SANTOSO, A.; COLLINS, M.; DEWITTE, B.; KARAMPERIDOU, C.; KUG, J.-S.; LENGAIGNE, M.; MCPHADEN, M. J.; STUECKER, M. F.; TASCETTO, A. S. Changing El Niño–southern oscillation in a warming climate. **Nature Reviews Earth & Environment**, v. 2, n. 9, p. 628–644, 2021. 33

CARRERA, M. L.; BILODEAU, B.; BÉLAIR, S.; ABRAHAMOWICZ, M.; RUSSELL, A.; WANG, X. Assimilation of passive l-band microwave brightness temperatures in the canadian land data assimilation system: impacts on short-range warm season numerical weather prediction. **Journal of Hydrometeorology**, v. 20, n. 6, p. 1053–1079, 2019. 6

CARTER, C.; LIANG, S. Evaluation of ten machine learning methods for estimating terrestrial evapotranspiration from remote sensing. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 78, p. 86–92, 2019. 39

CASTELLI, M.; ANDERSON, M.; YANG, Y.; WOHLFAHRT, G.; BERTOLDI, G.; NIEDRIST, G.; HAMMERLE, A.; ZHAO, P.; ZEBISCH, M.; NOTARNICOLA, C. Two-source energy balance modeling of evapotranspiration in alpine grasslands. **Remote Sensing of Environment**, v. 209, p. 327–342, 2018. 30

CASTRO, A. A.; CUARTAS, L. A.; COE, M. T.; RANDOW, C. V.; CASTANHO, A.; OVANDO, A.; NOBRE, A. D.; KOUMROUYAN, A.; SAMPAIO, G.; COSTA, M. H. Coupling the terrestrial hydrology model with biogeochemistry to the integrated land surface model: Amazon basin applications. **Hydrological Sciences Journal**, v. 63, n. 13-14, p. 1954–1966, 2018. 109

CAVALCANTE, R. B. L.; FERREIRA, D. B. da S.; PONTES, P. R. M.; TEDESCHI, R. G.; COSTA, C. P. W. da; SOUZA, E. B. de. Evaluation of extreme rainfall indices from chirps precipitation estimates over the brazilian Amazonia. **Atmospheric Research**, v. 238, p. 104879, 2020. 51

CAVALCANTI, I. F. d. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J. da; DIAS, M. A. F. d. S. **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. 459 p. ISBN 978-85-86238-92-5. 1

CEBALLOS, J. C.; BOTTINO, M. J. Estimativa de radiação solar por satélite: desempenho do modelo operacional gl1. 2. In: **CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA**. [S.l.: s.n.], 2004. v. 13. 41

CHERCHI, A.; FOGLI, P. G.; LOVATO, T.; PEANO, D.; IOVINO, D.; GUALDI, S.; MASINA, S.; SCOCCIMARRO, E.; MATERIA, S.; BELLUCCI, A. Global mean climate and main patterns of variability in the cmcc-cm2 coupled model. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 11, n. 1, p. 185–209, 2019. 9

CHRISTOPHERSON, R. W. **Geossistemas-: uma introdução à geografia física**. [S.l.: s.n.], 2012. 75

CHU, H.; LUO, X.; OUYANG, Z.; CHAN, W. S.; DENGEL, S.; BIRAUD, S. C.; TORN, M. S.; METZGER, S.; KUMAR, J.; ARAIN, M. A. Representativeness of eddy-covariance flux footprints for areas surrounding ameriflux sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 301, p. 108350, 2021. 10

CLEUGH, H. A.; LEUNING, R.; MU, Q.; RUNNING, S. W. Regional evaporation estimates from flux tower and modis satellite data. **Remote Sensing of Environment**, v. 106, n. 3, p. 285–304, 2007. 37

CLOUDS AND THE EARTH'S RADIANT ENERGY SYSTEM CERES. CERES Data Documentation. n.d. Disponível em: <https://ceres.larc.nasa.gov/data/documentation/#ssf>. Accessed Apr. 10, 2023. 66

CÓRDOVA, M.; CÉLLERI, R.; DELDEN, A. van. Dynamics of precipitation anomalies in tropical South America. **Atmosphere**, v. 13, n. 6, p. 972, 2022. 117

COSTA, F. R.; SCHIETTI, J.; STARK, S. C.; SMITH, M. N. The other side of tropical forest drought: do shallow water table regions of Amazonia act as large-scale hydrological refugia from drought? **New Phytologist**, v. 237, n. 3, p. 714–733, 2023. 3

COX, P. M.; CHAVAS, D. R. Noah-mp: a multi-physics land surface model. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 6, p. 1862–1882, 2012. 99

CUNHA, A.; ALVALÁ, R. C.; NOBRE, C. A.; CARVALHO, M. A. Monitoring vegetative drought dynamics in the brazilian semiarid region. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 214, p. 494–505, 2015. 109

CUNHA, F. F. da; VENANCIO, L. P.; CAMPOS, F. B.; SEDIYAMA, G. C. Reference evapotranspiration estimates by means of hargreaves-samani and penman-monteith fao methods with missing data in the northwestern Mato Grosso do Sul. **Bioscience Journal**, v. 33, n. 5, 2017. 47

DALMAGRO, H.; GONÇALVES, L. de; FRASSONI, A. de M.; REICHLER, R. Evaluation of the global land data assimilation system version 2 (gldas-2.1) precipitation estimates over the brazilian cerrado. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 23, n. 2, p. 1171–1185, 2019. 87

DENG, X.; SHI, Q.; ZHANG, Q.; SHI, C.; YIN, F. Impacts of land use and land cover changes on surface energy and water balance in the heihe river basin of : China, 2000–2010. **Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C**, v. 79, p. 2–10, 2015. 43

DESSLER, A. **Introduction to modern climate change**. [S.l.]: Cambridge University Press, 2010. 24, 25

DHUNGEL, R.; AIKEN, R.; COLAIZZI, P. D.; LIN, X.; O'BRIEN, D.; BAUMHARDT, R. L.; BRAUER, D. K.; MAREK, G. W. Evaluation of uncalibrated energy balance model (baitsss) for estimating evapotranspiration in a semiarid, advective climate. **Hydrological Processes**, v. 33, n. 15, p. 2110–2130, 2019. 28

DIAZ, J.; GONZÁLEZ, A.; EXPÓSITO, F.; PÉREZ, J.; FERNÁNDEZ, J.; GARCÍA-DÍEZ, M.; TAIMA, D. Wrf multi-physics simulation of clouds in the African region. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 141, n. 692, p. 2737–2749, 2015. 27

DOHERTY, P. T.; HARTIN, C. A. Global surface energy cycle interactions with clouds and convection. **Reviews of Geophysics**, v. 57, n. 2, p. RG1002, 2019. 22

DUVEILLER, G.; HOOKER, J.; CESCATTI, A. The mark of vegetation change on earth's surface energy balance. **Nature Communications**, v. 9, n. 1, p. 679, 2018. 30

ERCAN, M. B.; MAGHAMI, I.; BOWES, B. D.; MORSY, M. M.; GOODALL, J. L. Estimating potential climate change effects on the upper neuse watershed water balance using the swat model. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 56, n. 1, p. 53–67, 2020. 32

ESLAMIAN, S.; KHORDADI, M. J.; ABEDI-KOUPAI, J. Effects of variations in climatic parameters on evapotranspiration in the arid and semi-arid regions. **Global and Planetary Change**, v. 78, n. 3-4, p. 188–194, 2011. 29

ESTES JUNIOR, M. G.; INSAF, T.; AL-HAMDAN, M. Z.; ADEYEYE, T.; CROSSON, W. Validation of north american land data assimilation system phase

2 (nldas-2) air temperature forcing and downscaled data with new york state station observations. **Remote Sensing Applications: society and Environment**, v. 25, p. 100670, 2022. 6

ESTÉVEZ, J.; GAVILÁN, P.; BERENGENA, J. Sensitivity analysis of a penman–monteith type equation to estimate reference evapotranspiration in southern spain. **Hydrological Processes: an International Journal**, v. 23, n. 23, p. 3342–3353, 2009. 29

FAGGIANI, A. P. da S.; QUADRO, M. F. L. de; GONÇALVES, L. G. d. G. de; HERDIES, D. L. Estudo das componentes do balanço hidrológico durante episódios de zcas. **Ciência e Natura**, v. 42, p. e14–e14, 2020. 154

FALGE, E.; BALDOCCHI, D.; OLSON, R.; ANTHONI, P.; AUBINET, M.; BERNHOFER, C.; BURBA, G.; CEULEMANS, R.; CLEMENT, R.; DOLMAN, H. Gap filling strategies for defensible annual sums of net ecosystem exchange. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 107, n. 1, p. 43–69, 2001. 27

FAMINE EARLY WARNING SYSTEM NETWORK. La niña and precipitation, agroclimatology fact sheet series, southeast climate, v. 2. p. 1–2, 2020. 156

FIROZJAEI, M. K.; KIAVARZ, M.; NEMATOLLAHI, O.; REIHAN, M. K.; ALAVIPANAH, S. K. An evaluation of energy balance parameters, and the relations between topographical and biophysical characteristics using the mountainous surface energy balance algorithm for land (sebal). **International Journal of Remote Sensing**, v. 40, n. 13, p. 5230–5260, 2019. 41

FISHER, R. A.; WILLIAMS, M.; RUIVO, M. de L.; COSTA, A. L. de; MEIR, P. Evaluating climatic and soil water controls on evapotranspiration at two Amazonian rainforest sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 148, n. 6-7, p. 850–861, 2008. 43, 44, 45, 48

FOKEN, T.; AUBINET, M.; FINNIGAN, J. J.; LECLERC, M. Y.; MAUDER, M.; U, K. T. P. Results of a panel discussion about the energy balance closure correction for trace gases. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 92, n. 4, p. ES13–ES18, 2011. 27

FOLEY, J. A.; KUCHARIK, C. J.; POLZIN, D. **Integrated biosphere simulator model (IBIS), Version 2.5**. [S.l.: s.n.], 2005. 63

GARCIA, R. O.; KASTEN, F. Estudando a composição da atmosfera usando o espectro eletromagnético. **Revista de Física Aplicada**, v. 10, n. 2, p. 1–14, 2020. 16

GAVRILESCU, M. Water, soil, and plants interactions in a threatened environment. **Water**, v. 13, n. 19, p. 2746, 2021. 124

GETIRANA, A.; PETERS-LIDARD, C.; RODELL, M.; BATES, P. D. Trade-off between cost and accuracy in large-scale surface water dynamic modeling. **Water Resources Research**, v. 53, n. 6, p. 4942–4955, 2017. 3

GIACOMONI, M. H. **Estimativa da evapotranspiração regional por meio de técnicas de sensoriamento remoto integradas a modelos de balanço de energia: aplicação no estado do Rio Grande do Sul**. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005. 44

GIRALDO, J.; THORNTON, P. E.; BISHT, G.; WILLIAMS, J.; LAWRENCE, D. M.; LAWRENCE, P. J. Land surface modeling of soil water and energy fluxes with the community land model (clm): a review. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 8, n. 4, p. 1590–1614, 2016. 59

GONCALVES, L. G. G. de; SHUTTLEWORTH, W. J.; BURKE, E. J.; HOUSER, P.; TOLL, D. L.; RODELL, M.; ARSENAULT, K. Toward a South America land data assimilation system: aspects of land surface model spin-up using the simplified simple biosphere. **Journal of Geophysical Research: atmospheres**, v. 111, n. D17, 2006. 7, 70

GONCALVES, L. G. G. de; SHUTTLEWORTH, W. J.; VILA, D.; LARROZA, E.; BOTTINO, M. J.; HERDIES, D. L.; ARAVEQUIA, J. A.; MATTOS, J. G. D.; TOLL, D. L.; RODELL, M. The South American land data assimilation system (saldas) 5-yr retrospective atmospheric forcing datasets. **Journal of Hydrometeorology**, v. 10, n. 4, p. 999–1010, 2009. 71

GOODY, R. M.; YUNG, Y. L. **Atmospheric radiation: theoretical basis**. [S.l.]: Oxford University Press, 1995. 20

GULIZIA, C.; PIROTTE, M. N. Characterization of simulated extreme El Niño events and projected impacts on South American climate extremes by a set of coupled model intercomparison project phase 5 global climate models. **International Journal of Climatology**, v. 42, n. 1, p. 48–62, 2022. 33

HARDIMAN, S.; DUNSTONE, N.; SCAIFE, A.; SMITH, D.; INESON, S.; LIM, J.; FEREDAY, D. The impact of strong El Niño and la niña events on the north atlantic. **Geophysical Research Letters**, v. 46, n. 5, p. 2874–2883, 2019. 32

HE, L.; JIN, N.; YU, Q. Impacts of climate change and crop management practices on soybean phenology changes in : China. **Science of the Total Environment**, v. 707, p. 135638, 2020. 1

HEERWAARDEN, C. C. V.; ARELLANO, J. Vilà-Guerau de; GOUNOU, A.; GUICHARD, F.; COUVREUX, F. Understanding the daily cycle of evapotranspiration: a method to quantify the influence of forcings and feedbacks. **Journal of Hydrometeorology**, v. 11, n. 6, p. 1405–1422, 2010. 41

HEERWAARDEN, C. C. van; TEULING, A. J. Disentangling the response of forest and grassland energy exchange to heatwaves under idealized land–atmosphere coupling. **Biogeosciences**, v. 11, n. 21, p. 6159–6171, 2014. 129

HEINRICH, V. H.; DALAGNOL, R.; CASSOL, H. L.; ROSAN, T. M.; ALMEIDA, C. T. de; JUNIOR, C. H. S.; CAMPANHARO, W. A.; HOUSE, J. I.; SITCH, S.; HALES, T. C. Large carbon sink potential of secondary forests in the brazilian Amazon to mitigate climate change. **Nature Communications**, v. 12, n. 1, p. 1785, 2021. 51

HEISTER, T.; DANNBERG, J.; GASSMÖLLER, R.; BANGERTH, W. High accuracy mantle convection simulation through modern numerical methods–ii: realistic models and problems. **Geophysical Journal International**, v. 210, n. 2, p. 833–851, 2017. 30

HODGES, J. L.; LATTIMER, B. Y. Wildland fire spread modeling using convolutional neural networks. **Fire Technology**, v. 55, p. 2115–2142, 2019. 31

HOPKINS, M. J. Are we close to knowing the plant diversity of the Amazon? **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 91, 2019. 50, 51

HOUBORG, R.; RODELL, M.; LI, B.; REICHLER, R.; ZAITCHIK, B. F. Drought indicators based on model-assimilated gravity recovery and climate experiment (grace) terrestrial water storage observations. **Water Resources Research**, v. 48, n. 7, 2012. 62

HU, Z.; YU, G.; ZHOU, Y.; SUN, X.; LI, Y.; SHI, P.; WANG, Y.; SONG, X.; ZHENG, Z.; ZHANG, L. Partitioning of evapotranspiration and its controls in four

- grassland ecosystems: application of a two-source model. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 149, n. 9, p. 1410–1420, 2009. 45
- HUANG, A.; SHEN, R.; SHI, C.; SUN, S. Effects of satellite lai data on modelling land surface temperature and related energy budget in the noah-mp land surface model. **Journal of Hydrology**, v. 613, p. 128351, 2022. 40, 87
- HUANG, G.; LIU, Q.; WANG, Y.; HE, Q.; CHEN, Y.; JIN, L.; LIU, T.; HE, Q.; GAO, J.; ZHAO, K. The accuracy improvement of clear-sky surface shortwave radiation derived from ceres ssf dataset with a simulation analysis. **Science of the Total Environment**, v. 749, p. 141671, 2020. 1
- HUBER, M.; KNUTTI, R. Anthropogenic and natural warming inferred from changes in earth’s energy balance. **Nature Geoscience**, v. 5, n. 1, p. 31–36, 2012. 2
- IQBAL, M. **An introduction to solar radiation**. [S.l.: s.n.], 2012. 25
- IVO, I. O.; BIUDES, M. S.; VOURLITIS, G. L.; MACHADO, N. G.; MARTIM, C. C. Effect of fires on biophysical parameters, energy balance and evapotranspiration in a protected area in the brazilian cerrado. **Remote Sensing Applications: society and Environment**, v. 19, p. 100342, 2020. 94
- JALILVAND, E.; TAJRISHY, M.; HASHEMI, S. A. G. Z.; BROCCA, L. Quantification of irrigation water using remote sensing of soil moisture in a semi-arid region. **Remote Sensing of Environment**, v. 231, p. 111226, 2019. 38
- JANEKOVIĆ, I.; RAYSON, M.; JONES, N.; WATSON, P.; PATTIARATCHI, C. 4d-var data assimilation using satellite sea surface temperature to improve the tidally-driven interior ocean dynamics estimates in the indo-Australian basin. **Ocean Modelling**, v. 171, p. 101969, 2022. 37
- JIANG, H.; LU, N.; HUANG, G.; YAO, L.; QIN, J.; LIU, H. Spatial scale effects on retrieval accuracy of surface solar radiation using satellite data. **Applied Energy**, v. 270, p. 115178, 2020. 31
- JIAO, W.; WANG, L.; MCCABE, M. F. Multi-sensor remote sensing for drought characterization: current status, opportunities and a roadmap for the future. **Remote Sensing of Environment**, v. 256, p. 112313, 2021. 8
- JIAO, Z.-H.; MU, X. Global validation of clear-sky models for retrieving land-surface downward longwave radiation from modis data. **Remote Sensing of Environment**, v. 271, p. 112903, 2022. 9

JIMENEZ, P. A.; HACKER, J. P.; DUDHIA, J.; HAUPT, S. E.; RUIZ-ARIAS, J. A.; GUEYMARD, C. A.; THOMPSON, G.; EIDHAMMER, T.; DENG, A. Wrf-solar: description and clear-sky assessment of an augmented nwp model for solar power prediction. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 7, p. 1249–1264, 2016. 45

JONG, P. de; BARRETO, T. B.; TANAJURA, C. A.; KOULOUKOU, D.; OLIVEIRA-ESQUERRE, K. P.; KIPERSTOK, A.; TORRES, E. A. Estimating the impact of climate change on wind and solar energy in Brazil using a South American regional climate model. **Renewable energy**, v. 141, p. 390–401, 2019. 9

JUÁREZ, R. I. N. **Variabilidade climática regional e controle da vegetação no sudeste: um estudo de observações sobre cerrado e cana-de-açúcar e modelagem numérica da atmosfera**. Tese (Doutorado em Ciências Atmosféricas) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004. 49

JUNG, M.; KOIRALA, S.; WEBER, U.; ICHII, K.; GANS, F.; CAMPS-VALLS, G.; PAPALE, D.; SCHWALM, C.; TRAMONTANA, G.; REICHSTEIN, M. The fluxcom ensemble of global land-atmosphere energy fluxes. **Scientific Data**, v. 6, n. 1, p. 1–14, 2019. 30

KÄFER, P. S.; ROCHA, N. S. da; DIAZ, L. R.; KAISER, E. A.; SANTOS, D. C.; VEECK, G. P.; ROBÉRTI, D. R.; ROLIM, S. B. A.; OLIVEIRA, G. G. de. Artificial neural networks model based on remote sensing to retrieve evapotranspiration over the brazilian pampa. **Journal of Applied Remote Sensing**, v. 14, n. 3, p. 038504–038504, 2020. 129

KAY, G.; DUNSTONE, N.; SMITH, D.; BETTS, R.; CUNNINGHAM, C.; SCAIFE, A. Assessing the chance of unprecedented dry conditions over north Brazil during El Niño events. **Environmental Research Letters**, v. 17, n. 6, p. 064016, 2022. 120

KHAN, M. S.; BAIK, J.; CHOI, M. Inter-comparison of evapotranspiration datasets over heterogeneous landscapes across Australia. **Advances in Space Research**, v. 66, n. 3, p. 533–545, 2020. 37

KHAN, S. I.; HONG, Y.; WANG, J.; YILMAZ, K. K.; GOURLEY, J. J.; ADLER, R. F.; BRAKENRIDGE, G. R.; POLICELLI, F.; HABIB, S.; IRWIN, D. Satellite remote sensing and hydrologic modeling for flood inundation mapping in lake victoria basin: implications for hydrologic prediction in ungauged basins.

**Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 49, n. 1, p. 85–95, 2010. [38](#)

KIDD, C.; TAKAYABU, Y. N.; SKOFRONICK-JACKSON, G. M.; HUFFMAN, G. J.; BRAUN, S. A.; KUBOTA, T.; TURK, F. J. The global precipitation measurement (gpm) mission. In: **LEVIZZANI, V. et al. (Ed.) Satellite precipitation measurement**. [S.l.: s.n.], 2020. p. 3–23. [8](#)

KLINK, C. A.; SATO, M. N.; CORDEIRO, G. G.; RAMOS, M. I. M. The role of vegetation on the dynamics of water and fire in the cerrado ecosystems: implications for management and conservation. **Plants**, v. 9, n. 12, p. 1803, 2020. [52](#)

KOTLAR, A. M.; LIER, Q. d. J. van; BRITO, E. de S. Pedotransfer functions for water contents at specific pressure heads of silty soils from Amazon rainforest. **Geoderma**, v. 361, p. 114098, 2020. [50](#)

KRATZ, D. P.; GUPTA, S. K.; WILBER, A. C.; SOTHCOTT, V. E. Validation of the ceres edition-4a surface-only flux algorithms. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 59, n. 2, p. 281–295, 2020. [42](#), [87](#)

KUMAR, A.; SINGH, S. Estudo do espectro eletromagnético e dos efeitos da radiação solar na atmosfera. **Revista de Física Aplicada**, v. 10, n. 2, p. 1–14, 2020. [16](#)

KUMAR, R.; BARTH, M.; NAIR, V.; PFISTER, G.; BABU, S. S.; SATHEESH, S.; MOORTHY, K. K.; CARMICHAEL, G.; LU, Z.; STREETS, D. Sources of black carbon aerosols in south asia and surrounding regions during the integrated campaign for aerosols, gases and radiation budget (icarb). **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 15, n. 10, p. 5415–5428, 2015. [23](#), [25](#)

KUMAR, S. V.; MOCKO, D. M.; WANG, S.; PETERS-LIDARD, C. D.; BORAK, J. Assimilation of remotely sensed leaf area index into the noah-mp land surface model: impacts on water and carbon fluxes and states over the continental : United States. **Journal of Hydrometeorology**, v. 20, n. 7, p. 1359–1377, 2019. [5](#), [32](#), [46](#)

KUMAR, S. V.; PETERS-LIDARD, C. D.; MOCKO, D.; REICHLER, R.; LIU, Y.; ARSENAULT, K. R.; XIA, Y.; EK, M.; RIGGS, G.; LIVNEH, B. Assimilation of remotely sensed soil moisture and snow depth retrievals for drought estimation. **Journal of Hydrometeorology**, v. 15, n. 6, p. 2446–2469, 2014. [6](#), [64](#)

KUMAR, S. V.; PETERS-LIDARD, C. D.; TIAN, Y.; HOUSER, P. R.; GEIGER, J.; OLDEN, S.; LIGHTY, L.; EASTMAN, J. L.; DOTY, B.; DIRMEYER, P. Land information system: an interoperable framework for high resolution land surface modeling. **Environmental Modelling & Software**, v. 21, n. 10, p. 1402–1415, 2006. 58

KUMMEROW, C.; BARNES, W.; KOZU, T.; SHIUE, J.; SIMPSON, J. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. **Journal of Korean Medical Science**, v. 15, n. 1, p. 809–817, 1998. ISSN 10118934. 8

LEI, F.; CROW, W. T.; HOLMES, T. R.; HAIN, C.; ANDERSON, M. C. Global investigation of soil moisture and latent heat flux coupling strength. **Water Resources Research**, v. 54, n. 10, p. 8196–8215, 2018. 107

LI, J.; MIAO, C.; ZHANG, G.; FANG, Y.-H.; SHANGGUAN, W.; NIU, G.-Y. Global evaluation of the noah-mp land surface model and suggestions for selecting parameterization schemes. **Journal of Geophysical Research: atmospheres**, v. 127, n. 5, p. e2021JD035753, 2022. 7

LI, R.; WANG, D.; LIANG, S. Comprehensive assessment of five global daily downward shortwave radiation satellite products. **Science of Remote Sensing**, v. 4, p. 100028, 2021. 1

LIANG, S.; WANG, D.; HE, T.; YU, Y. Remote sensing of earth's energy budget: synthesis and review. **International Journal of Digital Earth**, v. 12, n. 7, p. 737–780, 2019. 24, 25, 36

LIU, K.-N. **An introduction to atmospheric radiation**. [S.l.: s.n.], 2002. 16, 17, 20, 21, 23, 28

LIU, S.; XU, Z.; ZHU, Z.; JIA, Z.; ZHU, M. Measurements of evapotranspiration from eddy-covariance systems and large aperture scintillometers in the hai river basin, : China. **Journal of Hydrology**, v. 487, p. 24–38, 2013. 45

LIU, Y.; CHEN, J.; PAN, T. Analysis of changes in reference evapotranspiration, pan evaporation, and actual evapotranspiration and their influencing factors in the north : China plain during 1998–2005. **Earth and Space Science**, v. 6, n. 8, p. 1366–1377, 2019. 36

LIU, Y.; HU, Z.; GONG, P.; GAO, W. Evaluation of the promet land surface model over the north : China plain. **Journal of Hydrologic Engineering**, v. 15, n. 7, p. 568–578, 2010. 59

LIU, Y.; ZHANG, Y.; LI, Y.; ZHANG, Y. Impact of land use change on radiation fluxes in the atmosphere. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 2, p. 845–854, 2018. [2](#), [22](#), [28](#)

LOEB, N. G.; DOELLING, D. R.; WANG, H.; SU, W.; NGUYEN, C.; CORBETT, J. G.; LIANG, L.; MITRESCU, C.; ROSE, F. G.; KATO, S. Clouds and the earth's radiant energy system (ceres) energy balanced and filled (ebaf) top-of-atmosphere (toa) edition-4.0 data product. **Journal of Climate**, v. 31, n. 2, p. 895–918, 2018. [65](#)

LONG, D.; SINGH, V. P. A two-source trapezoid model for evapotranspiration (ttme) from satellite imagery. **Remote Sensing of Environment**, v. 121, p. 370–388, 2012. [47](#)

LONG, J.; LIU, C.; LIU, Z.; XU, J. Impact of the anomalous latent heat flux over the kuroshio extension on western north american rainfall in spring: interannual variation and mechanism. **Frontiers in Earth Science**, v. 8, p. 609619, 2021. [4](#), [47](#)

LOPES, A. B.; ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A.; CERÓN, W. L.; KAYANO, M. T.; CANCHALA, T.; MORAES, D. S. de. Multiyear la niña effects on the precipitation in South America. **International Journal of Climatology**, 2022. [12](#)

MA, N.; NIU, G.-Y.; XIA, Y.; CAI, X.; ZHANG, Y.; MA, Y.; FANG, Y. A systematic evaluation of noah-mp in simulating land-atmosphere energy, water, and carbon exchanges over the continental : United States. **Journal of Geophysical Research: atmospheres**, v. 122, n. 22, p. 12–245, 2017. [28](#), [47](#)

MA, N.; SZILAGYI, J.; ZHANG, Y.; LIU, W. Complementary-relationship-based modeling of terrestrial evapotranspiration across : China during 1982–2012: validations and spatiotemporal analyses. **Journal of Geophysical Research: atmospheres**, v. 124, n. 8, p. 4326–4351, 2019. [107](#)

MAČEK, U.; BEZAK, N.; ŠRAJ, M. Reference evapotranspiration changes in Slovenia, Europe. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 260, p. 183–192, 2018. [28](#), [46](#)

MACHADO, C. C.; SILVA, B. B. d.; ALBUQUERQUE, M. B. de; GALVÍNCIO, J. D. Estimativa do balanço de energia utilizando imagens tm-landsat 5 e o algoritmo sebal no litoral sul de Pernambuco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 29, n. 1, p. 55–67, 2014. [4](#), [35](#)

- MALLICK, K.; JARVIS, A. J.; BOEGH, E.; FISHER, J. B.; DREWRY, D. T.; TU, K. P.; HOOK, S. J.; HULLEY, G.; ARDÖ, J.; BERINGER, J. A surface temperature initiated closure (stic) for surface energy balance fluxes. **Remote Sensing of Environment**, v. 141, p. 243–261, 2014. 28
- MARENGO, J. A.; JIMENEZ, J. C.; ESPINOZA, J.-C.; CUNHA, A. P.; ARAGÃO, L. E. Increased climate pressure on the agricultural frontier in the eastern Amazonia–cerrado transition zone. **Scientific Reports**, v. 12, n. 1, p. 457, 2022. 4, 52
- MARTENS, B.; MIRALLES, D. G.; LIEVENS, H.; SCHALIE, R. V. D.; JEU, R. A. D.; FERNÁNDEZ-PRIETO, D.; BECK, H. E.; DORIGO, W.; VERHOEST, N. Gleam v3: satellite-based land evaporation and root-zone soil moisture. **Geoscientific Model Development**, v. 10, n. 5, p. 1903–1925, 2017. 30, 45, 46, 49
- MARTINS, A. P.; GALVANI, E. Relação entre uso e cobertura da terra e parâmetros biofísicos no cerrado brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 40, p. 148–162, 2020. 84
- MAUDER, M.; FOKEN, T.; CUXART, J. Surface-energy-balance closure over land: a review. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 177, p. 395–426, 2020. 4, 7, 26, 37
- MAUDER, T.; CHARVAT, P.; STETINA, J.; KLIMES, L. Assessment of basic approaches to numerical modeling of phase change problems—accuracy, efficiency, and parallel decomposition. **Journal of Heat Transfer**, v. 139, n. 8, 2017. 30
- MCCABE, M. F.; ERSHADI, A.; JIMENEZ, C.; MIRALLES, D. G.; MICHEL, D.; WOOD, E. F. The gewex landflux project: evaluation of model evaporation using tower-based and globally gridded forcing data. **Geoscientific Model Development**, v. 9, n. 1, p. 283–305, 2016. 31
- MEIRELLES FILHO, J. A pecuarização da Amazônia. **Ecosystemas Design Ecológico**, 2007. 48
- METCALFE, D. B.; MEIR, P.; ARAGÃO, L. E. O.; COSTA, A. C. da; BRAGA, A. P.; GONÇALVES, P. H.; JUNIOR, J. de A. S.; ALMEIDA, S. S. de; DAWSON, L. A.; MALHI, Y. The effects of water availability on root growth and morphology in an Amazon rainforest. **Plant and Soil**, v. 311, p. 189–199, 2008. 50

MEYER, D.; SCHOETTER, R.; RIECHERT, M.; VERRELLE, A.; TEWARI, M.; DUDHIA, J.; MASSON, V.; REEUWIJK, M. V.; GRIMMOND, S. Wrf-teb: implementation and evaluation of the coupled weather research and forecasting (wrf) and town energy balance (teb) model. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 12, n. 8, p. e2019MS001961, 2020. 2

MIKKOLA, H. J. Diversity of the owl species in the amazon region. In: MIKKOLA, H. J. (Ed.). **Ecosystem and Biodiversity of Amazonia**. [S.l.]: University of Eastern Finland, 2020. p. 107–119. 51

MING, X.; LIANG, Q.; XIA, X.; LI, D.; FOWLER, H. J. Real-time flood forecasting based on a high-performance 2-d hydrodynamic model and numerical weather predictions. **Water Resources Research**, v. 56, n. 7, p. e2019WR025583, 2020. 31

MIRALLES, D. G.; VELDE, R. van der; HOUSER, P. R.; WOOD, E. F.; KUMAR, S. V.; JUNG, M.; SHEFFIELD, J.; SCHAAKE, J. C.; TEULING, A. J.; VRIELING, A.; LETTENMAIER, D. P. Noah-mp land surface modeling: recent advances in model physics and large-scale implementation. **Journal of Geophysical Research**, v. 116, n. D8, p. D08110, 2011. 61

MONTEITH, J.; UNSWORTH, M. **Principles of environmental physics**. [S.l.]: Academic Press, 2007. 25

MONTES, C. R.; MERDY, P.; SILVA, W. T. da; ISHIDA, D.; MELFI, A. J.; SANTIN, R. C.; LUCAS, Y. Mineralization of soil organic matter from equatorial giant podzols submitted to drier pedoclimate: a drainage topochronosequence study. **Catena**, v. 222, p. 106837, 2023. 50

MOREIRA, A. A.; RUHOFF, A. L.; ROBERTI, D. R.; SOUZA, V. de A.; ROCHA, H. R. da; PAIVA, R. C. D. de. Assessment of terrestrial water balance using remote sensing data in South America. **Journal of Hydrology**, v. 575, p. 131–147, 2019. 9, 35, 45, 46, 49, 73, 88, 89

MORGENSTERN, K.; BLACK, T. A.; HUMPHREYS, E. R.; GRIFFIS, T. J.; DREWITT, G. B.; CAI, T.; NESIC, Z.; SPITTLEHOUSE, D. L.; LIVINGSTON, N. J. Sensitivity and uncertainty of the carbon balance of a pacific northwest douglas-fir forest during an El Niño/la niña cycle. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 123, n. 3-4, p. 201–219, 2004. 2

MUELLER, B.; HIRSCHI, M.; JIMENEZ, C.; CIAIS, P.; DIRMEYER, P. A.; DOLMAN, A. J.; FISHER, J. B.; JUNG, M.; LUDWIG, F.; MAIGNAN, F.

Benchmark products for land evapotranspiration: landflux-eval multi-data set synthesis. **Hydrology and Earth System Sciences**, p. 3707–3720, 2013. 43

MUÑOZ, G.; THOMSON, M. C.; GODDARD, L. M.; ALDIGHERI, S. The latin american and caribbean climate landscape for zikv transmission. **IRI**, 2016. 116, 128, 156, 157

NASCIMENTO, G. dos S.; RUHOFF, A.; CAVALCANTI, J. R.; MARQUES, D. da M.; ROBERTI, D. R.; ROCHA, H. R. da; MUNAR, A. M.; FRAGOSO, C. R.; OLIVEIRA, M. B. L. de. Assessing ceres surface radiation components for tropical and subtropical biomes. **IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing**, v. 12, n. 10, p. 3826–3840, 2019. 106

NASKAR, P. R.; PATTANAIK, D. R. Variations of central pressure of intense tropical cyclones over the bay of bengal with latent heat flux and other parameters. **Journal of Earth System Science**, v. 132, n. 2, p. 44, 2023. 37

NATIONAL AERONAUTICS AND SPACE ADMINISTRATION NASA. **What is CERES?** 2021. Disponível em: <<https://ceres.larc.nasa.gov/>>. Acesso em: 05/05/2018. 66

NIU, G.-Y.; YANG, Z.-L.; MITCHELL, K. E.; CHEN, F.; EK, M. B.; BARLAGE, M.; KUMAR, A.; MANNING, K.; NIYOGI, D.; ROSERO, E. The community noah land surface model with multiparameterization options (noah-mp): 1. model description and evaluation with local-scale measurements. **Journal of Geophysical Research: atmospheres**, v. 116, n. D12, 2011. 5, 61, 92, 120, 135, 136

NOBRE, C. A.; SAMPAIO, G.; SALAZAR, L. Cenários de mudança climática para a América do Sul para o final do século 21. **Parcerias Estratégicas**, v. 13, n. 27, p. 19–42, 2010. 48

NOBRE, C. A.; SELLERS, P. J.; SHUKLA, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 957–988, 1991. 48

NÓIA JÚNIOR, R. d. S.; SENTELHAS, P. C. Soybean-maize off-season double crop system in Brazil as affected by El Niño southern oscillation phases. **Agricultural Systems**, v. 173, p. 254–267, 2019. 12

NORTH, G. R.; PYLE, J. A.; ZHANG, F. **Encyclopedia of atmospheric sciences**. [S.l.: s.n.], 2014. 19

OGNIBENE, D.; SOUZA, P. F. de; FONSECA, C. L.; ALMEIDA, S. G. de; OLIVEIRA, C. P. de; OLIVEIRA, A. F. de. Evaluation of shortwave radiation estimates from the clouds and earth's radiant energy system (ceres) in the cerrado biome, brazil. **International Journal of Climatology**, v. 40, p. e1901–e1914, 2020. 87

OHKUBO, S.; KOSUGI, Y.; TAKANASHI, S.; MATSUO, N.; TANI, M.; NIK, A. R. Vertical profiles and storage fluxes of co<sub>2</sub>, heat and water in a tropical rainforest at pasoh, peninsular Malaysia. **Tellus B: Chemical and Physical Meteorology**, v. 60, n. 4, p. 569–582, 2008. 134

OLIVEIRA, B. A. D.; OLIVEIRA, A. F.; OLIVEIRA, L. A.; D'AVILA, A. S.; SIQUEIRA, C. R. Evaluating the global land data assimilation system in the brazilian pampa biome. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 137, n. 1-2, p. 957–971, 2019. 85

OLIVEIRA, B. F. Alves de; BOTTINO, M. J.; NOBRE, P.; NOBRE, C. A. Deforestation and climate change are projected to increase heat stress risk in the brazilian Amazon. **Communications Earth & Environment**, v. 2, n. 1, p. 207, 2021. 4

OLIVEIRA, B. S.; MORAES, E. C.; CARRASCO-BENAVIDES, M.; BERTANI, G.; MATAVELI, G. A. V. Improved albedo estimates implemented in the metric model for modeling energy balance fluxes and evapotranspiration over agricultural and natural areas in the brazilian cerrado. **Remote Sensing**, v. 10, n. 8, p. 1181, 2018. 24, 39

OLIVEIRA, G. de; BRUNSELL, N. A.; CHEN, J. M.; SHIMABUKURO, Y. E.; MATAVELI, G. A.; SANTOS, C. A. dos; STARK, S. C.; LIMA, A. de; ARAGAO, L. E. Legacy effects following fire on surface energy, water and carbon fluxes in mature Amazonian forests. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 126, n. 5, p. e2020JG005833, 2021. 84

OLIVEIRA, G. de; CHEN, J. M.; MATAVELI, G. A.; CHAVES, M. E.; RAO, J.; STERNBERG, M.; SANTOS, T. V. dos; SANTOS, C. A. dos. Evapotranspiration and precipitation over pasture and soybean areas in the Xingu river basin, an expanding Amazonian agricultural frontier. **Agronomy**, v. 10, n. 8, p. 1112, 2020. 4

OLIVEIRA, G. P.; COSTA, S. M. S.; SILVA, R. L.; SILVA, C. M. Assessment of precipitation estimates in the cerrado biome using different data sources.

**Theoretical and Applied Climatology**, v. 137, n. 1-2, p. 519–531, 2019. 87

OLIVERA-GUERRA, L.; MATTAR, C.; MERLIN, O.; DURÁN-ALARCÓN, C.; SANTAMARÍA-ARTIGAS, A.; FUSTER, R. An operational method for the disaggregation of land surface temperature to estimate actual evapotranspiration in the arid region of Chile. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 128, p. 170–181, 2017. 36

PACA, V. H. da M.; ESPINOZA-DÁVALOS, G. E.; HESSELS, T. M.; MOREIRA, D. M.; COMAIR, G. F.; BASTIAANSSEN, W. G. The spatial variability of actual evapotranspiration across the Amazon river basin based on remote sensing products validated with flux towers. **Ecological Processes**, v. 8, n. 1, p. 6, 2019. 48

PACA, V. H. da M.; ESPINOZA-DÁVALOS, G. E.; MOREIRA, D. M.; COMAIR, G. Variability of trends in precipitation across the Amazon river basin determined from the chirps precipitation product and from station records. **Water**, v. 12, n. 5, p. 1244, 2020. 51

PAHLAVAN-RAD, M. R.; DAHMARDEH, K.; HADIZADEH, M.; KEYKHA, G.; MOHAMMADNIA, N.; GANGALI, M.; KEIKHA, M.; DAVATGAR, N.; BRUNGARD, C. Prediction of soil water infiltration using multiple linear regression and random forest in a dry flood plain, eastern Iran. **Catena**, v. 194, p. 104715, 2020. 3

PAN, Y.; XIAO, H.; XIN, Z.; LI, J.; MIRI, A.; CAO, Q. Characteristics of energy distribution in a desert ecosystem in inner mongolia, northern : China. **Frontiers in Environmental Science**, 2022. 131

PANWAR, V.; SHARMA, D. K.; KUMAR, K. P.; JAIN, A.; THAKAR, C. Experimental investigations and optimization of surface roughness in turning of en 36 alloy steel using response surface methodology and genetic algorithm.

**Materials Today: proceedings**, v. 46, p. 6474–6481, 2021. 41

PEDREIRA JUNIOR, A. L.; BIUDES, M. S.; MACHADO, N. G.; VOURLITIS, G. L.; GELI, H. M.; SANTOS, L. O. F. d.; QUERINO, C. A.; IVO, I. O.; LOTUFO NETO, N. Assessment of remote sensing and re-analysis estimates of regional precipitation over Mato Grosso, Brazil. **Water**, v. 13, n. 3, p. 333, 2021.

83

- PENALBA, O. C.; RIVERA, J. A. Precipitation response to El Niño/la niña events in southern South America-emphasis in regional drought occurrences. **Advances in Geosciences**, v. 42, 2016. 1
- PÉREZ, M. A.; MOREIRA-TURCQ, P.; GALLARD, H.; ALLARD, T.; BENEDETTI, M. F. Dissolved organic matter dynamic in the Amazon basin: sorption by mineral surfaces. **Chemical Geology**, v. 286, n. 3-4, p. 158–168, 2011. 50
- PEZZI, L. P.; QUADRO, M. F.; SOUZA, E. B.; MILLER, A. J.; RAO, V. B.; ROSA, E. B.; SANTINI, M. F.; BENDER, A.; SOUZA, R. B.; CABRERA, M. J. Oceanic sacz produces an abnormally wet 2021/2022 rainy season in South America. **Scientific Reports**, v. 13, n. 1, p. 1455, 2023. 154
- PILOTTO, I. L.; RODRÍGUEZ, D. A.; TOMASELLA, J.; SAMPAIO, G.; CHOU, S. C. Comparisons of the noah-mp land surface model simulations with measurements of forest and crop sites in Amazonia. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 127, n. 6, p. 711–723, 2015. 42, 61
- PLUMMER, S.; LECOMTE, P.; DOHERTY, M. The esa climate change initiative (cci): a european contribution to the generation of the global climate observing system. **Remote Sensing of Environment**, v. 203, p. 2–8, 2017. 35, 36
- PORFIRIO, A.; CEBALLOS, J. C.; BRITTO, J.; COSTA, S. Evaluation of global solar irradiance estimates from gl1. 2 satellite-based model over Brazil using an extended radiometric network. **Remote Sensing**, v. 12, n. 8, p. 1331, 2020. 8, 41
- QIU, H.; BLAEN, P.; COMER-WARNER, S.; HANNAH, D. M.; KRAUSE, S.; PHANIKUMAR, M. S. Evaluating a coupled phenology-surface energy balance model to understand stream-subsurface temperature dynamics in a mixed-use farmland catchment. **Water Resources Research**, v. 55, n. 2, p. 1675–1697, 2019. 39
- QUADRO, M. F. L. d.; DIAS, M. A. F. d. S.; HERDIES, D. L.; GONÇALVES, L. G. G. d. Análise climatológica da precipitação e do transporte de umidade na região da zcas através da nova geração de reanálises. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, p. 152–162, 2012. 154
- QUBAJA, R.; AMER, M.; TATARINOV, F.; ROTENBERG, E.; PREISLER, Y.; SPRINTSIN, M.; YAKIR, D. Partitioning evapotranspiration and its long-term evolution in a dry pine forest using measurement-based estimates of soil evaporation. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 281, p. 107831, 2020. 46

RAHMAN, M. M.; ZHANG, W.; WANG, K. Assessment on surface energy imbalance and energy partitioning using ground and satellite data over a semi-arid agricultural region in north : China. **Agricultural Water Management**, v. 213, p. 245–259, 2019. 10

RAI, A.; SAHA, S. K. Evaluation of energy fluxes in the ncep climate forecast system version 2.0 (cfsv2). **Climate Dynamics**, v. 50, p. 101–114, 2018. 2

RAJAGOPAL, M.; ZIPSER, E.; HUFFMAN, G.; RUSSELL, J.; TAN, J. Comparisons of imerg version 06 precipitation at and between passive microwave overpasses in the tropics. **Journal of Hydrometeorology**, v. 22, n. 8, p. 2117–2130, 2021. 8

RAO, V. B.; FRANCHITO, S. H.; SANTO, C. M.; GAN, M. A. An update on the rainfall characteristics of brazil: seasonal variations and trends in 1979–2011. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 1, p. 291–302, 2016. 123

RECALDE-CORONEL, G. C.; ZAITCHIK, B.; PAN, W.; GETIRANA, A. Influence of vegetation on simulation of the water balance and hydrological response to El Niño–southern oscillation in western tropical South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 23, n. 11, p. 1737–1757, 2022. 118

RESTREPO-COUBE, N.; SALESKA, S.; ROCHA, H. D.; CHRISTOFFERSEN, B.; ARAUJO, A. da; BORMA, L.; CARDOSO, F.; HUTYRA, L.; KRUIJT, B.; MANZI, A. What is the seasonality of photosynthesis across the Amazon basin?: a cross-site analysis of eddy flux tower measurements from brasilflux network. In: **AGU FALL MEETINGS, 2007 Abstracts**. [S.l.: s.n.], 2007. AGU, 2007, p. B32B–04. 83

RIBEIRO, B. Z.; SELUCHI, M. E.; CHOU, S. C. Synoptic climatology of warm fronts in southeastern South America. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 2, p. 644–655, 2016. 1

ROCHA, H. R. D.; MANZI, A. O.; CABRAL, O. M.; MILLER, S. D.; GOULDEN, M. L.; SALESKA, S. R.; R.-COUBE, N.; WOFSEY, S. C.; BORMA, L. S.; ARTAXO, P. Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in brazil. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 114, n. G1, 2009. 49

ROCHA, N.; KÄFER, P.; SKOKOVIC, D.; VEECK, G.; DIAZ, L.; KAISER, E.; CARVALHO, C.; VEETIL, B.; COSTA, S.; CRUZ, R. Pampa biome

- environmental particularities regarding to energy balance. In: IEEE LATIN AMERICAN GRSS & ISPRS REMOTE SENSING CONFERENCE (LAGIRS). IEEE. [S.l.], 2020. p. 521–526. 39
- ROCHA, V. M.; SILVA, P. R. T. da; GOMES, W. B.; VERGASTA, L. A.; JARDINE, A. Precipitation recycling in the Amazon basin: a study using the ecmwf era-interim reanalysis dataset. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 35, p. 71–82, 2018. 48
- RODELL, M.; HOUSER, P.; JAMBOR, U.; GOTTSCHALCK, J.; MITCHELL, K.; MENG, C.-J.; ARSENAULT, K.; COSGROVE, B.; RADAKOVICH, J.; BOSILOVICH, M. The global land data assimilation system. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 3, p. 381–394, 2004. 70, 71
- RODRIGUES, A. A.; MACEDO, M. N.; SILVÉRIO, D. V.; MARACAHIPES, L.; COE, M. T.; BRANDO, P. M.; SHIMBO, J. Z.; RAJÃO, R.; SOARES-FILHO, B.; BUSTAMANTE, M. M. Cerrado deforestation threatens regional climate and water availability for agriculture and ecosystems. **Global Change Biology**, v. 28, n. 22, p. 6807–6822, 2022. 53
- RODRIGUES, J. A.; VIOLA, M. R.; ALVARENGA, L. A.; MELLO, C. R. de; CHOU, S. C.; OLIVEIRA, V. A. de; UDDAMERI, V.; MORAIS, M. A. Climate change impacts under representative concentration pathway scenarios on streamflow and droughts of basins in the brazilian cerrado biome. **International Journal of Climatology**, v. 40, n. 5, p. 2511–2526, 2020. 52
- ROZANTE, J. R.; GUTIERREZ, E. R.; FERNANDES, A. d. A.; VILA, D. A. Performance of precipitation products obtained from combinations of satellite and surface observations. **International Journal of Remote Sensing**, v. 41, n. 19, p. 7585–7604, 2020. 41, 88
- ROZANTE, J. R.; MOREIRA, D. S.; GONCALVES, L. G. G. de; VILA, D. A. Combining trmm and surface observations of precipitation: technique and validation over South America. **Weather And forecasting**, v. 25, n. 3, p. 885–894, 2010. 8, 64, 65
- ROZANTE, J. R.; VILA, D. A.; CHIQUETTO, J. B.; FERNANDES, A. d. A.; ALVIM, D. S. Evaluation of trmm/gpm blended daily products over brazil. **Remote Sensing**, v. 10, n. 6, p. 882, 2018. 41, 65
- RUBERT, G. C. D.; SOUZA, V. de A.; ZIMMER, T.; VEECK, G. P.; MERGEN, A.; BREMM, T.; RUHOFF, A.; GONÇALVES, L. G. G. de; ROBERTI, D. R.

Patterns and controls of the latent and sensible heat fluxes in the brazilian pampa biome. **Atmosphere**, v. 13, n. 1, p. 23, 2021. [131](#)

RUHOFF, A.; ANDRADE, B. C. de; LAIPELT, L.; FLEISCHMANN, A. S.; SIQUEIRA, V. A.; MOREIRA, A. A.; BARBEDO, R.; CYGANSKI, G. L.; FERNANDEZ, G. M. R.; BRÊDA, J. P. L. F. Global evapotranspiration datasets assessment using water balance in South America. **Remote Sensing**, v. 14, n. 11, p. 2526, 2022. [118](#)

SALAS, F. R.; SOMOS-VALENZUELA, M. A.; DUGGER, A.; MAIDMENT, D. R.; GOCHIS, D. J.; DAVID, C. H.; YU, W.; DING, D.; CLARK, E. P.; NOMAN, N. Towards real-time continental scale streamflow simulation in continuous and discrete space. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 54, n. 1, p. 7–27, 2018. [62](#)

SALATI, E.; DALL'OLIO, A.; MATSUI, E.; GAT, J. R. Recycling of water in the Amazon basin: an isotopic study. **Water Resources Research**, v. 15, n. 5, p. 1250–1258, 1979. [48](#)

SALAZAR, A.; BALDI, G.; HIROTA, M.; SYKTUS, J.; MCALPINE, C. Land use and land cover change impacts on the regional climate of non-Amazonian South America: a review. **Global and Planetary Change**, v. 128, p. 103–119, 2015. [50](#)

SANO, E. E.; RODRIGUES, A. A.; MARTINS, E. S.; BETTIOL, G. M.; BUSTAMANTE, M. M.; BEZERRA, A. S.; COUTO JUNIOR, A. F.; VASCONCELOS, V.; SCHÜLER, J.; BOLFE, E. L. Cerrado ecoregions: a spatial framework to assess and prioritize brazilian savanna environmental diversity for conservation. **Journal of Environmental Management**, v. 232, p. 818–828, 2019. [53](#)

SANTANELLO JUNIOR, J. A.; DIRMEYER, P. A.; FERGUSON, C. R.; FINDELL, K. L.; TAWFIK, A. B.; BERG, A.; EK, M.; GENTINE, P.; GUILLOD, B. P.; HEERWAARDEN, C. V. Land–atmosphere interactions: the loco perspective. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 99, n. 6, p. 1253–1272, 2018. [3, 40](#)

SANTANELLO JUNIOR, J. A.; PETERS-LIDARD, C. D.; KUMAR, S. V. Diagnosing the sensitivity of local land–atmosphere coupling via the soil moisture–boundary layer interaction. **Journal of Hydrometeorology**, v. 12, n. 5, p. 766–786, 2011. [41](#)

SANTOS, A. M. dos; SILVA, C. F. A. da; MELO, S. N. de; ALMEIDA JUNIOR, P. M. de; BUENO, L. F. Influence of deforestation inside and outside indigenous lands in the Brazilian Amazon biome. **Regional Environmental Change**, v. 22, n. 2, p. 77, 2022. 50

SANTOS, E. B.; LUCIO, P. S.; SILVA, C. M. S. e. Precipitation regionalization of the Brazilian Amazon. **Atmospheric Science Letters**, v. 16, n. 3, p. 185–192, 2015. 83

SANTOS, M. R. S.; VITORINO, M. I.; PEREIRA, L. C. C. Spatiotemporal variation in the precipitation of the Amazon coastal zone: use of remote sensing and multivariate analysis. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 25, 2019. 83

SANTOS, S. S.; SOUZA, J. A. de; OLIVEIRA, J. M. de; SOUZA, J. R. de; OLIVEIRA, J. L. de. Cloud detection and classification using visible light images and convolutional neural networks. **IEEE Access**, v. 7, p. 144590–144599, 2019. 16

SCHILPEROORT, B.; COENDERS-GERRITS, M.; LUXEMBURG, W.; RODRÍGUEZ, C. J.; VACA, C. C.; SAVENIJE, H. Using distributed temperature sensing for Bowen ratio evaporation measurements. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 22, n. 1, p. 819–830, 2018. 39

SCHNEIDER, C.; GIES, D. Effects of El Niño–southern oscillation on southernmost South America precipitation at 53 s revealed from NCEP–NCAR reanalyses and weather station data. **International Journal of Climatology: a Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 24, n. 9, p. 1057–1076, 2004. 150

SCHNEIDER, U.; FUCHS, T.; MEYER-CHRISTOFFER, A.; RUDOLF, B. **Global precipitation analysis products of the GPCC**. [S.l.]: GPCC, 2008. 8

SCHRÖDER, M.; LOCKHOFF, M.; FELL, F.; FORSYTHE, J.; TRENT, T.; BENNARTZ, R.; BORBAS, E.; BOSILOVICH, M. G.; CASTELLI, E.; HERBACH, H. The GOWEX water vapor assessment archive of water vapour products from satellite observations and reanalyses. **Earth System Science Data**, v. 10, n. 2, p. 1093, 2018. 35

SCHÜTZE, S.; WALZ, Y. **Amazon Wildfires**. [S.l.]: Bonn: UNU-EHS, 2021. 51

SCHWINGSHACKL, C.; HIRSCHI, M.; SENEVIRATNE, S. I. Quantifying spatiotemporal variations of soil moisture control on surface energy balance and

near-surface air temperature. **Journal of Climate**, v. 30, n. 18, p. 7105–7124, 2017. 118

SEILER, C.; MELTON, J. R.; ARORA, V. K.; WANG, L. Classic v1. 0: the open-source community successor to the canadian land surface scheme (class) and the canadian terrestrial ecosystem model (ctem)–part 2: global benchmarking. **Geoscientific Model Development**, v. 14, n. 5, p. 2371–2417, 2021. 6

SELLERS, P.; MINTZ, Y.; SUD, Y. e. a.; DALCHER, A. A simple biosphere model (sib) for use within general circulation models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, n. 6, p. 505–531, 1986. 62

SHEFFIELD, J.; WOOD, E. F.; MUNOZ-ARRIOLA, F. Long-term regional estimates of evapotranspiration for mexico based on downscaled isccp data. **Journal of Hydrometeorology**, v. 11, n. 2, p. 253–275, 2010. 45

SIEMANN, A. L.; CHANEY, N.; WOOD, E. F. Development and validation of a long-term, global, terrestrial sensible heat flux dataset. **Journal of Climate**, v. 31, n. 15, p. 6073–6095, 2018. 121

SILVA FILHO, A.; BIUDES, M. S.; MACHADO, N. G.; QUERINO, C. A. S.; JÚNIOR, E. S. A. Estimativa do balanço de energia pelo método da razão de bowen a partir de medidas de protótipo de estação micrometeorológica. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 24, 2019. 29, 68

SILVA, M. A. V. **Meteorologia e climatologia**. [S.I.:s.n],. 2006. 27

SILVA, P. F. da; LIMA, J. R. de S.; ANTONINO, A. C. D.; SOUZA, R.; SOUZA, E. S. de; SILVA, J. R. I.; ALVES, E. M. Seasonal patterns of carbon dioxide, water and energy fluxes over the caatinga and grassland in the semi-arid region of brazil. **Journal of Arid Environments**, v. 147, p. 71–82, 2017. 140

SILVA, V. da; ALMEIDA, R.; DANTAS, V.; COSTA, A. da; SINGH, V. Sensible and latent heat storage fluxes within the canopy air-space in the Amazon rainforest. **Forestry. Research**, v. 1, p. 1–5, 2012. 133

SOLOMON, B. D. Intergovernmental panel on climate change (ipcc). In: **HADDAD, B.M. (Ed.). Dictionary of ecological economics**:. [S.l.]: Edward Elgar, 2023. p. 302–302. 24

SOUZA, J. D. d.; SILVA, B. B. d.; CEBALLOS, J. C. Estimativa da radiação solar global à superfície usando um modelo estocástico: caso sem nuvens. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 26, n. 1, p. 31–44, 2008. 27

SOUZA JUNIOR, C. M.; KIRCHHOFF, F. T.; OLIVEIRA, B. C.; RIBEIRO, J. G.; SALES, M. H. Long-term annual surface water change in the Brazilian Amazon biome: potential links with deforestation, infrastructure development and climate change. **Water**, v. 11, n. 3, p. 566, 2019. 50

SOUZA, T. V. de; ZENG, N.; SILVA, D. G. da; NOBRE, C. A. Comparison of satellite precipitation estimates with gauge-based observations in the Amazon basin. **Remote Sensing of Environment**, v. 209, p. 443–458, 2018. 86

SOUZA, V. d. A.; ROBERTI, D. R.; RUHOFF, A. L.; ZIMMER, T.; ADAMATTI, D. S.; GONÇALVES, L. G. G. d.; DIAZ, M. B.; ALVES, R. d. C. M.; MORAES, O. L. de. Evaluation of mod16 algorithm over irrigated rice paddy using flux tower measurements in southern Brazil. **Water**, v. 11, n. 9, p. 1911, 2019. 35, 42, 46, 47, 68, 81

STAP, L. B.; HURK, B. J. van den; HEERWAARDEN, C. C. van; NEGGERS, R. A. Modeled contrast in the response of the surface energy balance to heat waves for forest and grassland. **Journal of Hydrometeorology**, v. 15, n. 3, p. 973–989, 2014. 41

STEPHENS, G. L.; SLINGO, J. M.; RIGNOT, E.; REAGER, J. T.; HAKUBA, M. Z.; DURACK, P. J.; WORDEN, J.; ROCCA, R. Earth's water reservoirs in a changing climate. **Proceedings of the Royal Society A**, v. 476, n. 2236, p. 20190458, 2020. 23

STOY, P. C.; EL-MADANY, T. S.; FISHER, J. B.; GENTINE, P.; GERKEN, T.; GOOD, S. P.; KLOSTERHALFEN, A.; LIU, S.; MIRALLES, D. G.; PEREZ-PRIEGO, O. Reviews and syntheses: turning the challenges of partitioning ecosystem evaporation and transpiration into opportunities. **Biogeosciences**, v. 16, n. 19, p. 3747–3775, 2019. 43

STOY, P. C.; MAUDER, M.; FOKEN, T.; MARCOLLA, B.; BOEGH, E.; IBROM, A.; ARAIN, M. A.; ARNETH, A.; AURELA, M.; BERNHOFER, C. A data-driven analysis of energy balance closure across fluxnet research sites: the role of landscape scale heterogeneity. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 171, p. 137–152, 2013. 43

STUBENRAUCH, C.; ROSSOW, W.; KINNE, S.; ACKERMAN, S.; CESANA, G.; CHEPFER, H.; GIROLAMO, L. D.; GETZEWICH, B.; GUIGNARD, A.; HEIDINGER, A. Assessment of global cloud datasets from satellites: project and

database initiated by the gewex radiation panel. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 94, n. 7, p. 1031–1049, 2013. 1, 27, 31, 41

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2012. 15, 25

SULCA, J.; TAKAHASHI, K.; ESPINOZA, J.-C.; VUILLE, M.; LAVADO-CASIMIRO, W. Impacts of different enso flavors and tropical pacific convection variability (itcz, spcz) on austral summer rainfall in South America, with a focus on Peru. **International Journal of Climatology**, v. 38, n. 1, p. 420–435, 2018. 1

SULCA, J. C.; ROCHA, R. P. d. Influence of the coupling south atlantic convergence zone-El Niño-southern oscillation (sacz-enso) on the projected precipitation changes over the central Andes. **Climate**, v. 9, n. 5, p. 77, 2021. 123

SULLIVAN, M. K.; QUEENBOROUGH, S. A. Precipitation gradients, plant biogeography, and the incidence of drip-tips in cerrado plant species. **Biotropica**, v. 52, n. 4, p. 583–589, 2020. 52

TABARI, H. Climate change impact on flood and extreme precipitation increases with water availability. **Scientific Reports**, v. 10, n. 1, p. 1–10, 2020. 3

TANG, R.; LI, Z.-L. An end-member-based two-source approach for estimating land surface evapotranspiration from remote sensing data. **Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 55, n. 10, p. 5818–5832, 2017. 30

TANG, T.; SHINDELL, D.; ZHANG, Y.; VOULGARAKIS, A.; LAMARQUE, J.-F.; MYHRE, G.; STJERN, C. W.; FALUVEGI, G.; SAMSET, B. H. Response of surface shortwave cloud radiative effect to greenhouse gases and aerosols and its impact on summer maximum temperature. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 20, n. 13, p. 8251–8266, 2020. 23

TANGDAMRONGSUB, N.; HAN, S.-C.; YEO, I.-Y.; DONG, J.; STEELE-DUNNE, S. C.; WILLGOOSE, G.; WALKER, J. P. Multivariate data assimilation of grace, smos, smap measurements for improved regional soil moisture and groundwater storage estimates. **Advances in Water Resources**, v. 135, p. 103477, 2020. 6

TEODORO, P. E.; DELGADO, R. C.; OLIVEIRA-JUNIOR, J. F.; GOIS, G.; SOHN, F. T. Incoming longwave radiation evaluation for the legal Amazon using

hadrm3 and geostatistic theoretical models. **Floresta e Ambiente**, v. 25, 2018. 120

TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T.; KIEHL, J. T. Earth's global energy budget. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 90, n. 3, p. 311–323, 2009. 1, 153

TWINE, T. E.; KUSTAS, W.; NORMAN, J.; COOK, D.; HOUSER, P.; MEYERS, T.; PRUEGER, J.; STARKS, P.; WESELY, M. Correcting eddy-covariance flux underestimates over a grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 103, n. 3, p. 279–300, 2000. 69

VERMA, S.; BHATLA, R. Performance of regcm4 for dynamically downscaling of el nino/la nina events during southwest monsoon over india and its regions. **Earth and Space Science**, v. 8, n. 3, p. e2020EA001474, 2021. 34

VERÓN, S. R.; ABELLEYRA, D. D.; LOBELL, D. B. Impacts of precipitation and temperature on crop yields in the pampas. **Climatic Change**, v. 130, p. 235–245, 2015. 39

VIANA, J. P.; ROMA, J. C.; SACCARO JUNIOR, N. L.; FRAXE NETO, H. J. **Biodiversidade**. Instituto de Pesquisa Econômica Aplicada (Ipea), 2011. 50

VICHOT-LLANO, A.; MARTINEZ-CASTRO, D.; GIORGI, F.; BEZANILLA-MORLOT, A.; CENTELLA-ARTOLA, A. Comparison of gcm and rcm simulated precipitation and temperature over Central America and the Caribbean. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 143, n. 1-2, p. 389–402, 2021. 114

VILLALOBOS, F. J.; TESTI, L.; MATEOS, L.; FERERES, E. Soil temperature and soil heat flux. In: VILLALOBOS, F. J.; FERERES, E. (Ed.). **Principles of Agronomy for Sustainable Agriculture**. Berlin: Springer, 2016. 137

WAGLE, P.; BHATTARAI, N.; GOWDA, P. H.; KAKANI, V. G. Performance of five surface energy balance models for estimating daily evapotranspiration in high biomass sorghum. **ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 128, p. 192–203, 2017. 30

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. [S.l.: s.n.], 2006. 27

- WANG, D.; HEJAZI, M. Quantifying the relative contribution of the climate and direct human impacts on mean annual streamflow in the contiguous : United States. **Water Resources Research**, v. 47, n. 10, 2011. 45
- WANG, J.; BRAS, R. Ground heat flux estimated from surface soil temperature. **Journal of Hydrology**, v. 216, n. 3-4, p. 214–226, 1999. 137
- WANG, L.; QU, J. J. Satellite remote sensing applications for surface soil moisture monitoring: a review. **Frontiers of Earth Science in : China**, v. 3, n. 2, p. 237–247, 2009. 18
- WANG, L.; UEDA, K.; TANOI, K. Light use efficiency of photosynthesis and its regulation with shortwave radiation in plants. **Photosynthesis Research**, v. 136, n. 2-3, p. 347–359, 2017. 22
- WENG, Q.; FU, P.; GAO, F. Generating daily land surface temperature at landsat resolution by fusing landsat and modis data. **Remote Sensing of Environment**, v. 145, p. 55–67, 2014. 36
- WILD, M. Enlightening global dimming and brightening. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, n. 1, p. 27–37, 2012. 28
- WILD, M.; FOLINI, D.; HAKUBA, M. Z.; SCHÄR, C.; SENEVIRATNE, S. I.; KATO, S.; RUTAN, D.; AMMANN, C.; WOOD, E. F.; KÖNIG-LANGLO, G. The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and cmip5 climate models. **Climate Dynamics**, v. 44, n. 11-12, p. 3393–3429, 2015. 35, 48
- WILD, M.; OHMURA, A.; SCHÄR, C.; MÜLLER, G.; FOLINI, D.; SCHWARZ, M.; HAKUBA, M. Z. The global energy balance archive (geba) version 2017: a database for worldwide measured surface energy fluxes. **Earth System Science Data**, v. 9, n. 2, p. 601–613, 2017. 41
- WILKS, D. Principal component (eof) analysis. **International Geophysics**, v. 100, p. 519–562, 2011. 79
- WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [S.l.]: Academic Press, 2006. 76
- WILLMOTT, C. J.; ACKLESON, S. G.; DAVIS, R. E.; FEDDEMA, J. J.; KLINK, K. M.; LEGATES, D. R.; O'DONNELL, J.; ROWE, C. M. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 90, n. C5, p. 8995–9005, 1985. 76

WINCKLER, J.; REICK, C. H.; BRIGHT, R. M.; PONGRATZ, J. Importance of surface roughness for the local biogeophysical effects of deforestation. **Journal of Geophysical Research: atmospheres**, v. 124, n. 15, p. 8605–8618, 2019. 2

WOOD, A.; ROY, C. Overview: the electromagnetic spectrum and nonionizing radiation. **Non-ionizing Radiation Protection: summary of Research and Policy Options**, p. 1–9, 2017. 17, 18

XIA, Y.; HAO, Z.; SHI, C.; LI, Y.; MENG, J.; XU, T.; WU, X.; ZHANG, B. Regional and global land data assimilation systems: innovations, challenges, and prospects. **Journal of Meteorological Research**, v. 33, n. 2, p. 159–189, 2019. 5, 6

XU, D.; AGEE, E.; WANG, J.; IVANOV, V. Y. Estimation of evapotranspiration of Amazon rainforest using the maximum entropy production method. **Geophysical Research Letters**, v. 46, n. 3, p. 1402–1412, 2019. 46

XU, X.; LI, J.; TOLSON, B. A. Progress in integrating remote sensing data and hydrologic modeling. **Progress in Physical Geography**, v. 38, n. 4, p. 464–498, 2014. 38

XU, X.; ZHANG, X.; RILEY, W. J.; XUE, Y.; NOBRE, C. A.; LOVEJOY, T. E.; JIA, G. Deforestation triggering irreversible transition in Amazon hydrological cycle. **Environmental Research Letters**, v. 17, n. 3, p. 034037, 2022. 51

XU, Y.; SONG, L.; KUSTAS, W. P.; XUE, K.; LIU, S.; MA, M.; XU, T.; ZHAO, L. Application of the two-source energy balance model with microwave-derived soil moisture in a semi-arid agricultural region. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 112, p. 102879, 2022. 124

YAMASOE, M.; CORRÊA, M. **Processos radiativos na atmosfera**. Oficina de Textos, 2016. ISBN 9788579752308. Disponível em: <<https://books.google.com.br/books?id=UU81DAAAQBAJ>>. 20

YANG, J.; MA, P.; WANG, X.; LI, B. Assessing drought intensity and water management strategies using satellite-based observations. **International Journal of Digital Earth**, v. 12, n. 1, p. 99–114, 2019. 38

YANG, K.; WU, H.; QIN, J.; LIN, C.; TANG, W.; CHEN, Y. Recent climate changes over the tibetan plateau and their impacts on energy and water cycle: a review. **Global and Planetary Change**, v. 112, p. 79–91, 2014. 31

- YANG, L.; SUN, G.; ZHI, L.; ZHAO, J. Negative soil moisture-precipitation feedback in dry and wet regions. **Scientific Reports**, v. 8, n. 1, p. 1–9, 2018. [47](#)
- YANG, X.; TIAN, S.; FENG, W.; RAN, J.; YOU, W.; JIANG, Z.; GONG, X. Spatio-temporal evaluation of water storage trends from hydrological models over Australia using grace mascon solutions. **Remote Sensing**, v. 12, n. 21, p. 3578, 2020. [34](#)
- YANG, Y.; ANDERSON, M.; GAO, F.; XUE, J.; KNIPPER, K.; HAIN, C. Improved daily evapotranspiration estimation using remotely sensed data in a data fusion system. **Remote Sensing**, v. 14, n. 8, p. 1772, 2022. [5](#)
- YANG, Z.; LIU, Q.; CUI, B. Spatial distribution and temporal variation of reference evapotranspiration during 1961–2006 in the yellow river basin, : China. **Hydrological Sciences Journal**, v. 56, n. 6, p. 1015–1026, 2011. [45](#), [60](#), [61](#)
- ZANIN, P. R.; SATYAMURTY, P. Interseasonal and interbasins hydrological coupling in South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 22, n. 6, p. 1609–1625, 2021. [84](#)
- ZAPATA-CAUTILLO, J. A.; CHOLANGO-GAVILANES, A. I.; PH, C. N.-L.; PH, Z. Z.-B. Numerical and comparative study of the turbulence effect on elbows and bends for sanitary water distribution. **Revista Facultad de Ingeniería**, v. 28, n. 53, p. 101–118, 2019. [28](#)
- ZHANG, B.; XIA, Y.; LONG, B.; HOBBS, M.; ZHAO, X.; HAIN, C.; LI, Y.; ANDERSON, M. C. Evaluation and comparison of multiple evapotranspiration data models over the contiguous : United States: implications for the next phase of nldas (nldas-testbed) development. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 280, p. 107810, 2020. [46](#)
- ZHANG, K.; KIMBALL, J. S.; RUNNING, S. W. A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation. **Wiley Interdisciplinary Reviews: Water**, v. 3, n. 6, p. 834–853, 2016. [44](#)
- ZHANG, X.; CHEN, L.; MA, Z.; GAO, Y. Assessment of surface exchange coefficients in the noah-mp land surface model for different land cover types over : China. **International Journal of Climatology**, v. 41, n. 4, 2020. [18](#), [19](#), [40](#), [42](#)
- ZHANG, Y.; DANNENBERG, M. P.; HWANG, T.; SONG, C. El Niño-southern oscillation-induced variability of terrestrial gross primary production during the

satellite era. **Journal of Geophysical Research: Biogeosciences**, v. 124, n. 8, p. 2419–2431, 2019. 33

ZHANG, Y.; LI, J.; CHEN, W. Decadal changes in shortwave radiation exchange and its contribution to global warming. **Journal of Geophysical Research: atmospheres**, v. 124, n. 17, p. 9282–9295, 2019. 73

ZHANG, Y.; TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T. Further exploration of the global energy cycle in the modern-era retrospective analysis for research and applications (merra-2). **Journal of Geophysical Research: atmospheres**, v. 122, n. 22, p. 12052–12081, 2017. 22

ZHANG, Z.; BARLAGE, M.; CHEN, F.; LI, Y.; HELGASON, W.; XU, X.; LIU, X.; LI, Z. Joint modeling of crop and irrigation in the central : United States using the noah-mp land surface model. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 12, n. 7, p. e2020MS002159, 2020. 108, 111

ZHAO, W.; DUAN, S.-B. Reconstruction of daytime land surface temperatures under cloud-covered conditions using integrated modis/terra land products and msg geostationary satellite data. **Remote Sensing of Environment**, v. 247, p. 111931, 2020. 84

ZHENG, Z.; CAI, H.; WANG, Z.; WANG, X. Simulation of climate change impacts on phenology and production of winter wheat in northwestern : China using ceres-wheat model. **Atmosphere**, v. 11, n. 7, p. 681, 2020. 66

# ANEXO

Figura A.1: Radiação Líquida, calor latente, sensível e no solo para os anos de El Niño e La Niña nos meses de verão (DJF).

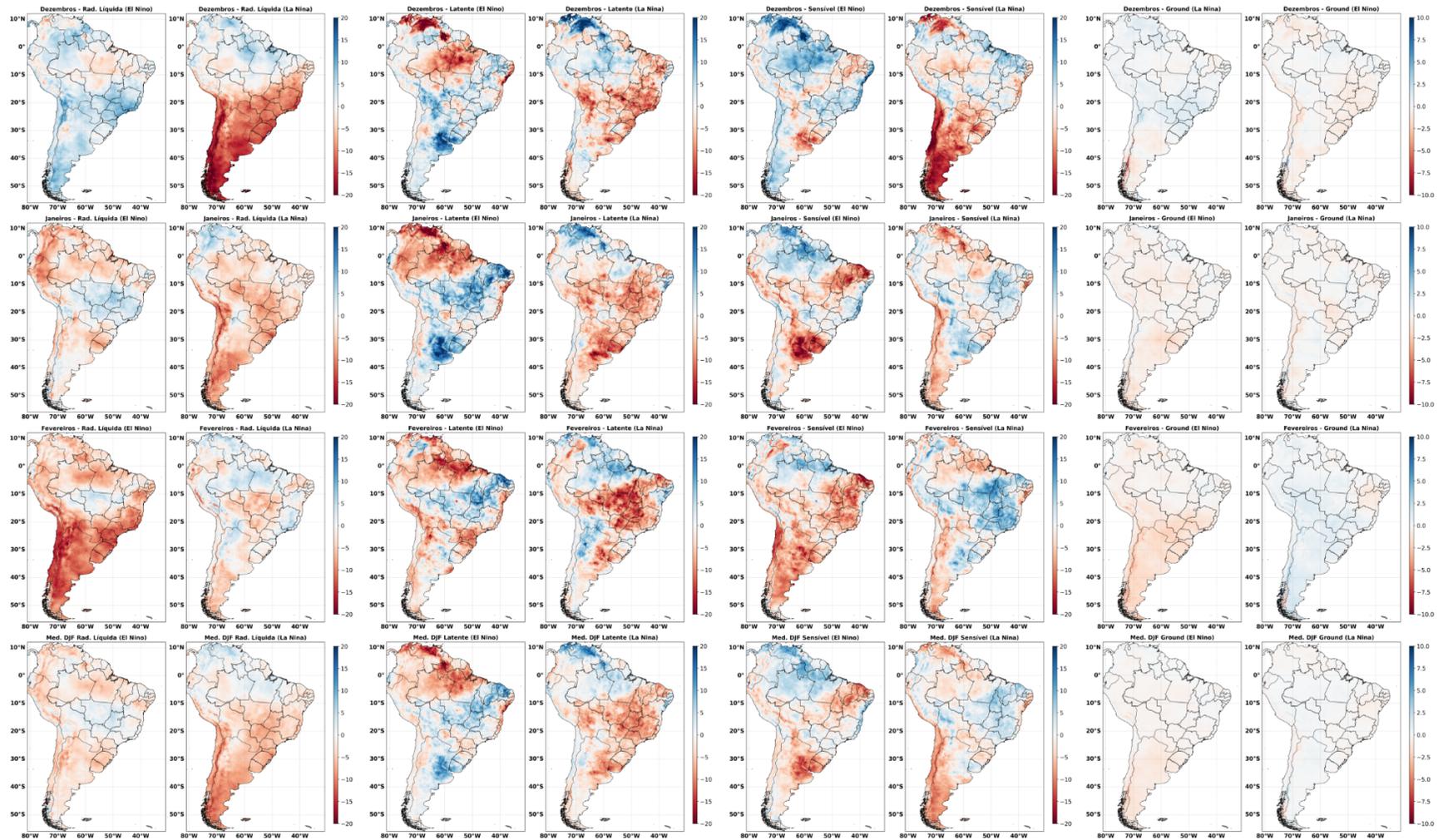


Figura A.2: Variáveis climáticas médias para os anos de El Niño e La Niña durante os meses de verão (DJF).

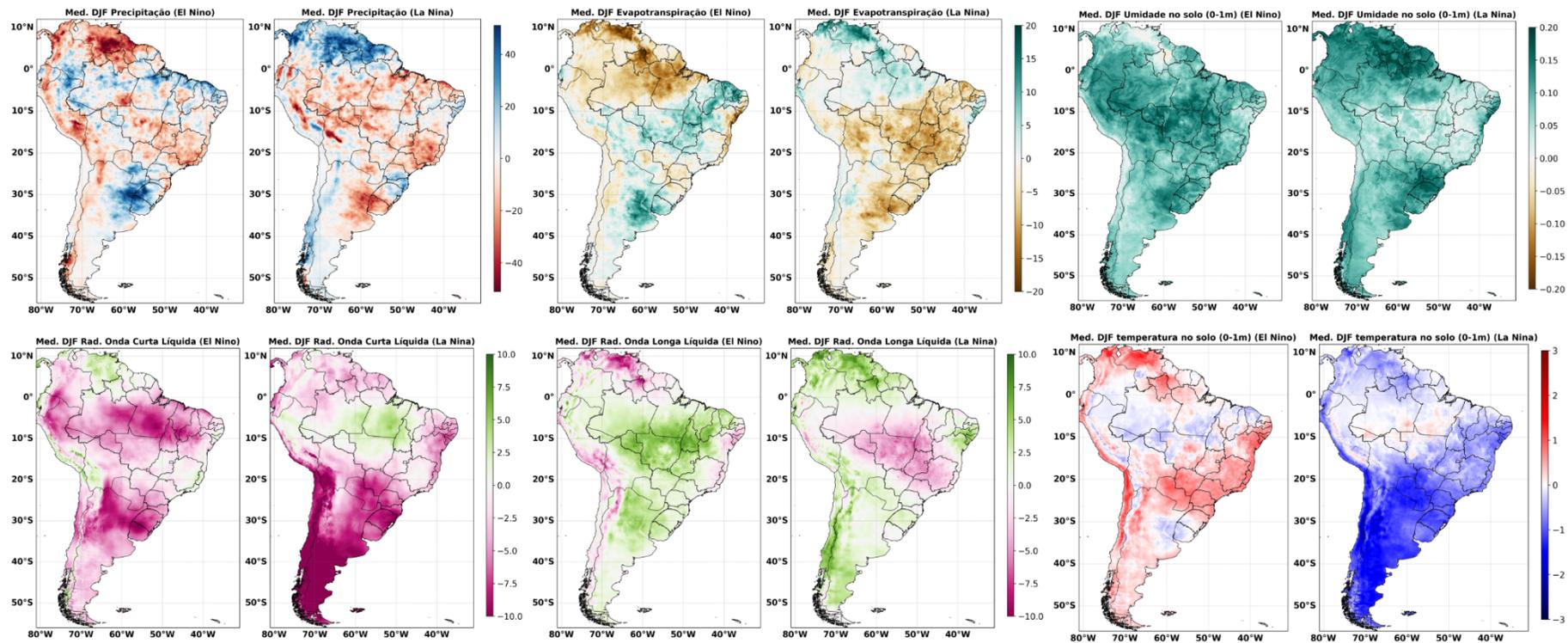


Figura A.3: Radiação Líquida, calor latente, sensível e no solo para os anos de El Niño e La Niña nos meses de inverno (JJA).

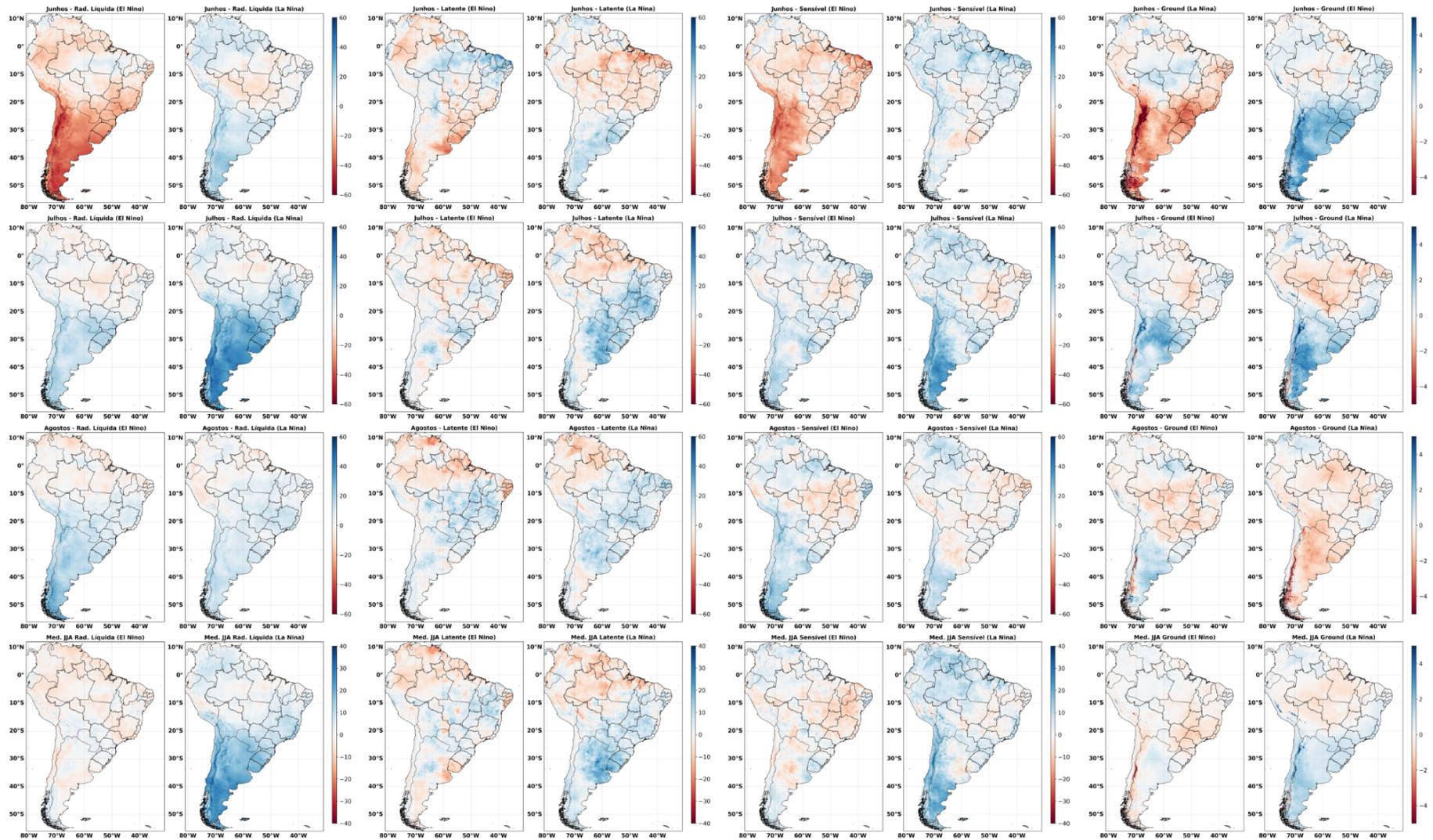


Figura A.4: Variáveis climáticas médias para os anos de El Niño e La Niña durante os meses de inverno (JJA).

