



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

sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/12.29.14.55-TDI

O PAPEL DA ÁGUA CONTINENTAL INTEGRADA NA MODELAGEM DOS PROCESSOS DE SUPERFÍCIE SOBRE A AMÉRICA DO SUL

Bianca Buss Maske

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, e Augusto Getirana, aprovada em 16 de agosto de 2023.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/4AF6BAS>>

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/2023/12.29.14.55-TDI

**O PAPEL DA ÁGUA CONTINENTAL INTEGRADA NA
MODELAGEM DOS PROCESSOS DE SUPERFÍCIE
SOBRE A AMÉRICA DO SUL**

Bianca Buss Maske

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, e Augusto Getirana, aprovada em 16 de agosto de 2023.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34T/4AF6BAS>>

INPE
São José dos Campos
2023

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Maske, Bianca Buss.

M379p O papel da água continental integrada na modelagem dos processos de superfície sobre a América do Sul / Bianca Buss Maske. – São José dos Campos : INPE, 2023.
xviii + 93 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21d/2023/12.29.14.55-TDI)

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

Orientadores : Drs. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, e Augusto Getirana.

1. Água continental integrada. 2. GRACE. 3. LDAS. I.Título.

CDU 556(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 BIANCA BUSS MASKE
REG. 120758/2018, BANCA Nº 203/2023

No dia 16 de agosto de 2023, de forma online, 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 Doutora 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: "O papel da água continental integrada na modelagem dos processos de superfície sobre a América do Sul"

Membros da banca:

Dr. Paulo Yoshio Kubota – Presidente – INPE

Dr. Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves – Orientador – INPE

Dr. Antonio Ocimar Manzi – Membro Interno – INPE

Dra. Debora Regina Robertti– Membro Externo – UFSM

Dr. Anderson Luis Ruhoff – Membro Externo – UFRGS



Documento assinado eletronicamente por **Debora Regina Roberti (E), Usuário Externo**, em 18/08/2023, às 09:53 (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 18/08/2023, às 13:34 (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 **LUIS GUSTAVO GONÇALVES DE GONÇALVES (E), Usuário Externo**, em 21/08/2023, às 10:28 (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 **Paulo Yoshio Kubota, Pesquisador**, em 21/08/2023, às 13:48 (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 **Antonio Ocimar Manzi, Pesquisadora**, em 21/08/2023, 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](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.mcti.gov.br/verifica.html>, informando o código verificador **11289756** e o código CRC **3214C6AC**.

Referência: Processo nº 01340.006737/2023-42

SEI nº 11289756

“Por vezes sentimos que aquilo que fazemos não é senão uma gota de água no mar. Mas o mar seria menor se lhe faltasse uma gota.”

MADRE TERESA DE CALCUTA

A meus pais Neiva Maske e Irnaci Maske

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, irmã e familiares 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. Por toda preocupação com saúde física e emocional de toda equipe, especialmente durante o período da pandemia, dando todo suporte que estava ao seu alcance. Ao coorientador Augusto por estar sempre a disposição.

Aos amigos que foram os pilares durante esta jornada, sendo a família de coração: Álvaro, Luciano, Fernanda, William, Carol, Mateus, Giovanna, Vivian, Aline e Venize. Ao namorado Adriano pelo incentivo, apoio e paciência.

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

RESUMO

Esta pesquisa tem como objetivo de avaliar papel da água continental integrada (ACI), nos processos hidrológicos e de interação superfície-atmosfera, para diferentes regiões da América do Sul, utilizando os dados do *South American Land data Assimilation System v2* (SALDAS-2). O SALDAS-2 foi desenvolvido para fornecer dados de superfície de alta resolução espacial e incluindo base de dados regionais como forçantes atmosféricas, fornecendo uma série longa de dados de superfície dos modelos NOAH-MP e CLSM. Primeiramente foi avaliado o comportamento do *spin-up* do modelo NOAH-MP, onde foi possível identificar algumas regiões com maior resistência a mudança de ACI e umidade do solo, superando os 72 meses para atingir o estado de equilíbrio. Também foi avaliada a inclusão dos dados de precipitação do MERGE como forçantes com relação a referência global GLDAS, demonstrando maior proximidade com dados observados utilizando o MERGE e a importância de sistemas LDAS regionais. Foram avaliadas a sazonalidade e comportamento histórico de anomalia de ACI, comparando com os dados estimados por satélite do GRACE e GLDAS. De forma geral os modelos do SALDAS-2 simulam bem a variabilidade de ACI, porém algumas tendências recentes tanto o SALDAS-2 quanto o GLDAS não foram capazes de capturar, em especial sobre as bacias Amazônica, Parana, Parnaíba e São Francisco. Analisou-se a contribuição relativa das anomalias de umidade do solo, água subterrânea e armazenamento de água superficial na composição de anomalia de ACI, comparando os modelos NOAH-MP e CLSM, observando-se maior influência da armazenamento de água superficial no NOAH-MP, já no CLSM o predomínio é da umidade do solo e água subterrânea. Por fim, foi avaliada a variabilidade de ACI separando anos de El Niño e La Niña, aplicando o método estatístico do EOF para identificar padrões na amostra de dados espaciais, em ambos os fenômenos o sinal mais intenso de variabilidade foi na Amazônia e região Norte da América do Sul.

Palavras-chave: Água Continental Integrada. GRACE. LDAS.

THE ROLE OF TERRESTRIAL WATER STORAGE IN MODELING OF LAND SURFACE PROCESSES OVER SOUTH AMERICA

ABSTRACT

This research aims to evaluate the role of Terrestrial Water Storage(TWS), in hydrological processes and land-atmosphere interactions for different regions in South America, using data from the South American Land Data Assimilation System version 2 (SALDAS-2) . SALDAS-2 was developed to provide high spatial resolution of land surface data and includes regional databases as atmospheric forcing, therefore providing a long series of land surface data from the NOAH-MP and CLSM models. Firstly, the spin-up behavior of the NOAH-MP model was evaluated, that exceeded 72 months to reach the equilibrium state of TWS and soil moisture in some regions. The inclusion of MERGE precipitation data as forcing in relation to the GLDAS was also evaluated. Demonstrating greater proximity to data observed using MERGE and the importance of regional LDAS systems. The seasonality and historical behavior of the TWS anomaly were evaluated, comparing with satellite estimated data from GRACE and GLDAS. In general, the SALDAS-2 models capture the variability of observed TWS, however, some recent trends that both SALDAS-2 and GLDAS were unable to capture, especially over the Amazon, Parana, Parnaíba and São Francisco basins. The relative contribution of soil moisture, groundwater and surface water storage anomalies in the TWS anomaly composition was analyzed to NOAH-MP and CLSM models, resulting in greater influence of surface water storage in NOAH-MP , nonetheless in CLSM the predominance is soil moisture and groundwater. Finally, TWS variability was evaluated separating El Niño and La Niña years, applying the EOF statistical method to identify spatial patterns in the data sample. In both phenomena, the most intense signal of variability was in the Amazon and the Northern of South America.

Keywords: Terrestrial Water Storage. GRACE. LDAS.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
3.1 O ciclo da água. Estimativas dos principais reservatórios de água, dadas em $10^3 km^3$ (fonte regular), e dos fluxos de umidade através do sistema, dadas em $10^3 km^3/ano$ (fonte itálica).	8
3.2 Perfil de água no solo.	10
3.3 Esquema das interações complexas entre a superfície terrestre, camada limite planetária (CLP) e a radiação através de muitas variáveis (temperatura, umidade relativa, vento e turbulência associada, cobertura de nuvens, etc.).	13
3.4 Estrutura geral do projeto GLASS.	14
4.1 Configuração do posicionamento de satélites da missão GRACE.	19
4.2 Representação esquemática do LIS.	21
4.3 Índices El Nino de Oscilação Sul calculados pela NOAA durante o período de simulação dos modelos de superfície do SALDAS-2.	28
5.1 Ciclos de <i>spin-up</i> de umidade do solo (0-10 cm).	33
5.2 Ciclos de <i>spin-up</i> de umidade do solo (10-40 cm).	33
5.3 Ciclos de <i>spin-up</i> de umidade do solo (40-100 cm).	34
5.4 Ciclos de <i>spin-up</i> de umidade do solo (100-200 cm).	34
5.5 Ciclos de <i>spin-up</i> de armazenamento terrestre de água.	35
5.6 Diferença percentual de precipitação entre saldas e observado e gldas e observado de janeiro a junho.	47
5.7 Diferença percentual de precipitação entre saldas e observado e gldas e observado de julho a dezembro.	47
5.8 Diferença percentual de precipitação entre saldas e observado e gldas e observado de julho a dezembro.	48
5.9 Comportamento médio na Bacia do São Francisco entre forçantes do SALDAS e GLDAS e observações.	51
5.10 Comportamento médio na Bacia do Parnaíba entre forçantes do SALDAS e GLDAS e observações.	51
5.11 Comportamento médio na Bacia Amazônica entre forçantes do SALDAS e GLDAS e observações.	52
5.12 Comportamento médio na Bacia do tocantins-Araguaia entre forçantes do SALDAS e GLDAS e observações.	53

5.13	Comportamento médio na Bacia do Paraná entre forçantes do SALDAS e GLDAS e observações.	54
5.14	Comportamento médio na Bacia do Uruguai entre forçantes do SALDAS e GLDAS e observações.	54
5.15	Ciclo anual de anomalias de ACI para bacias do Brasil.	57
5.16	Série temporal média mensal de anomalia de ACI entre 2002 a 2020.	58
5.17	Erro entre anomalia de ACI modelada e observada.	64
5.18	Erro entre anomalia de ACI modelada e observada.	65
5.19	Contribuição relativa mensal de SMA, SWSA, e GWSA na anomalia de ACI.	66
5.20	Precipitação média dos anos de El Niño durante os meses de DJF.	73
5.21	Padrões de EOF para ACI sobre a AS, durante os verões de El Niño.	73
5.22	Precipitação média dos anos de La Niña durante os meses de DJF.	76
5.23	Padrões de EOF para ACI sobre a AS, durante os verões de La Niña.	77

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	5
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	7
3.1 Ciclo hidrológico	7
3.2 Perfil de água no solo e suas medidas	9
3.3 Interação superfície e atmosfera	11
3.4 LDAS	15
3.5 SPIN-UP	16
4 DADOS E METODOLOGIA	17
4.1 Dados	17
4.1.1 MERGE:	17
4.1.2 Radiação de ondas curtas do CERES	18
4.1.3 <i>Gravity Recovery and Climate Experiment</i> - GRACE	18
4.1.4 Global Land Data Assimilation System - GLDAS	19
4.1.5 Dados suplementares de precipitação	20
4.2 Sistema de modelagem	20
4.2.1 <i>Land Information System</i> - LIS	20
4.2.1.1 Modelo de superfície NOAH-MP	22
4.2.1.2 Modelo de superfície CLSM	24
4.2.1.3 HYMAP	24
4.3 Simulações numéricas	25
4.4 Análise da ACI em anos de El Niño e La Niña	27
5 RESULTADOS	31
5.1 SPIN-UP	31
5.1.1 Análise regional	35
5.1.2 Conexão entre o Água Continental Integrada (ACI) e umidade do solo	41
5.2 Forçante precipitação no SALDAS-2	44
5.3 Representação de ACI pelo SALDAS-2	55
5.3.1 Possíveis causas dos erros dos LSMs	59

5.3.2	Performance do SALDAS sobre as bacias do São Francisco e Parnaíba	60
5.3.3	Análise das anomalias de ACI	62
5.3.3.1	Análise comparativa das anomalias de água nas bacias hidrográficas da América do Sul	67
5.4	Análise das componentes principais para a América do Sul durante os verões de El Nino	71
5.5	Análise das componentes principais para a América do Sul durante os verões de La Nina	75
6	CONCLUSÃO	79
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	83

1 INTRODUÇÃO

A hidrologia desempenha um papel importante na dinâmica do sistema terrestre. Este sistema consiste na constante troca entre atmosfera, oceanos e na redistribuição constante de gelo, neve, umidade do solo (US) e águas subterrâneas, que são componentes do ciclo da água. A disponibilidade de água doce, como também a ocorrência de riscos naturais, como secas e inundações, afetam a vida humana. Por outro lado, mudanças no clima e influências antrópicas modificam o ciclo da energia e da água. Sendo assim, monitorar o ciclo hidrológico é uma tarefa importante que requer conhecimento sobre os processos físicos subjacentes, bem como observações precisas, resolvidas temporal e espacialmente dos estados da água e fluxos (HASAN, 2009; SCHUMACHER, 2016).

Na modelagem, conforme a aplicação em meteorologia, climatologia ou hidrologia, são considerados relevantes diferentes aspectos do ciclo de água enquanto outros aspectos são negligenciados ou simplificados, sendo assim o ciclo de água não é simulado como um ciclo completo (MöLDERS, 2001). O ponto de interesse comum entre a meteorologia e a hidrologia é a modelagem de superfície que faz a ligação entre essas duas áreas. No entanto, os esquemas de parametrizações de superfície desses modelos se diferem bastante, pois o modelo hidrológico está interessado no balanço de água, já o modelo meteorológico tem o foco principal no balanço de energia (GRAHAM; BERGSTRÖM, 2000).

Assim como os modelos meteorológicos, os modelos de superfície geralmente são utilizados em grades regulares enquanto os modelos hidrológicos são limitados pela bacia. Portanto, apesar das equações do balanço de água e energia serem as mesmas nos dois modelos, eles se diferem pela discretização espacial (horizontal e vertical) e temporal para resolver os processos físicos e suas correspondentes parametrizações (BROCCA et al., 2017). Mais comumente, os modelos de superfície acoplados ao modelo atmosférico são modelos coluna (1D) que realizam interação com a camada limite planetária, vegetação e solo. Recentemente, tem-se realizados esforços para trabalhar com modelo atmosférico-superfície-hidrológico acoplado, desta forma são inclusos fluxo lateral de água e processos subsuperficiais (WAGNER et al., 2016).

No sistema superfície-atmosfera a umidade do solo tem se mostrado uma variável fundamental, pois atua na partição dos fluxos de água e energia. Alterações na umidade do solo no modelo de superfície têm indicado impacto na precipitação desde a escala de dias até a sazonal, além de influenciar na temperatura e umidade do ar na baixa troposfera (DELWORTH; MANABE, 1989; KOSTER et al., 2000b; SENEVIRATNE

et al., 2006; GUO et al., 2011). Shrestha et al. (2014) utilizaram um sistema acoplado atmosférico-hidrológico que demonstrou forte ligação na dinâmica entre a água na camada superficial e água subterrânea, processos biogeofísicos e a evolução da camada limite planetária (CLP). Utilizando também um sistema acoplado, Gilbert et al. (2017) encontraram uma relação direta da altura do lençol freático com a altura de CLP, principalmente dentro dos primeiros 10m do solo. Estes resultados indicam que os efeitos das águas subterrâneas na camada limite planetária podem representar uma força antropogênica, a exemplo da irrigação, que merece consideração em estudos de condições de tempo regionais.

Modelos de superfície simulam o conteúdo de água regularmente no tempo e no espaço através da simulação de processos hidrológicos. A precisão da estimativa do modelo depende, em grande parte, da física do modelo, da parametrização e da qualidade do conjunto de forçantes. Já as redes monitoramento *in situ* de conteúdo de água no solo são medições pontuais com número limitado de amostras e distribuição desigual. A extrapolação dessas medidas de modo a representar a distribuição da água na escala da bacia, é muitas vezes difícil tanto espacial, quanto verticalmente devido às variações de topografia, tipos de cobertura da terra e propriedades do solo. As observações por satélite oferecem a oportunidade de observar grandes áreas e locais remotos, tornando possível estimar a umidade do solo da camada superficial utilizando medições em micro-ondas. Também com estimativa a partir de satélites, desde 2002 tem-se monitorado o água continental integrada (ACI) através da missão GRACE (*Gravity Recovery And Climate Experiment*). Combinar dados de conteúdo de água no solo proveniente do modelo com os dados do GRACE, possibilita a desagregação dos dados do GRACE para escalas temporais e espaciais mais finas e também auxilia a ajustar os estados de água derivados do modelo.

Mais especificamente sobre a América do Sul, esta compreensão da interação entre a superfície terrestre e a atmosfera desempenha um papel fundamental na investigação dos processos hidrológicos e climáticos na principalmente devido à grande variabilidade climática. Através do uso do Sistema de Assimilação de Dados de Superfície Terrestre (South American Land data Assimilation System v2 - SALDAS-2), podemos analisar essa interação de forma abrangente e aprofundada. Neste trabalho, buscou-se avançar no conhecimento científico e o estado da arte na modelagem de superfície terrestre utilizando o SALDAS-2, realizando uma série de análises, incluindo comparação entre os modelos do SALDAS-2 e o GRACE, análise de EOF entre precipitação e ACI com ênfase em eventos de El Niño e La Niña, além de investigar as implicações do tempo de spin-up da umidade do solo e ACI nos modelos de

superfície e discussão de seus impactos para a previsibilidade em escalas de tempo à climáticas.

Uma vez que a interação superfície-atmosfera é governada por uma série de processos físicos, incluindo a evaporação, a transpiração das plantas, a precipitação e a redistribuição da água nas diferentes componentes do ACI estes processos serão discutidos neste contexto. A evaporação e a transpiração são responsáveis pela transferência de umidade da superfície para a atmosfera, enquanto a precipitação fornece a entrada de água doce no sistema. A redistribuição da água nas diferentes componentes do ACI, como a umidade do solo, os corpos d'água e as camadas de gelo, é influenciada pelas condições climáticas e características topográficas de cada região.

A análise de EOF entre a precipitação e a ACI modelada nos permite explorar os principais padrões de variabilidade espacial e temporal na interação entre essas variáveis. Estudos anteriores mostraram que durante os eventos de El Niño, há uma tendência de aumento da precipitação em bacias como do Tocantins, Amazonas e São Francisco, enquanto a bacia do Prata pode experimentar uma diminuição da precipitação. Essas alterações na precipitação afetam diretamente as condições de umidade do solo e o armazenamento de água nas bacias, influenciando a disponibilidade de água para os ecossistemas e as atividades humanas.

Além disso, é importante considerar o tempo de spin-up da umidade do solo e do ACI nos modelos do SALDAS-2, em particular o Noah-MP, ao analisar a previsibilidade em escalas de tempo climáticas. O tempo de spin-up refere-se ao período necessário para que os modelos atinjam um estado de equilíbrio hidrológico após a inicialização. Durante eventos de El Niño e La Niña, quando ocorrem alterações rápidas nas condições climáticas, o tempo de spin-up dos modelos do SALDAS pode ter um impacto significativo na previsibilidade da umidade do solo e do ACI. Portanto, é importante investigar as incertezas associadas ao tempo de ajuste do modelo de superfície e suas implicações na capacidade de previsão dessas variáveis em escalas climáticas.

Sendo assim, a principal motivação para esta pesquisa é avaliar como a utilização dos dados do GRACE e dos resultados das simulações numéricas do SALDAS-2 auxiliam na compreensão dos processos hidrológicos e climáticos na região. Mais particularmente como, estas simulações podem impactar nas previsões das variáveis hidrológicas e como as variações da água no solo modulam a dinâmica da interação superfície-atmosfera.

2 OBJETIVOS

A pesquisa tem como objetivo principal avançar no conhecimento científico relacionado ao papel da no armazenamento de água terrestre, nos processos hidrológicos e de interação superfície-atmosfera, para diferentes regiões ecohidroclimáticas da América do Sul. O valor desta informação será investigado através dos seguintes objetivos específicos:

- Avaliar a sensibilidade do modelo de superfície às forçantes empregadas e o papel da precipitação como forçante na simulação do ciclo de água continental.
- Analisar variabilidade da água armazenada terrestre na América do Sul estimada pelo SALDAS-2 e os impactos na previsibilidade.
- Descrever as diferentes formas de alocação da água para composição da água continental integrada entre os modelos do SALDAS-2.
- Avaliar a influência de diferentes regimes de precipitação na variabilidade de água continental integrada.

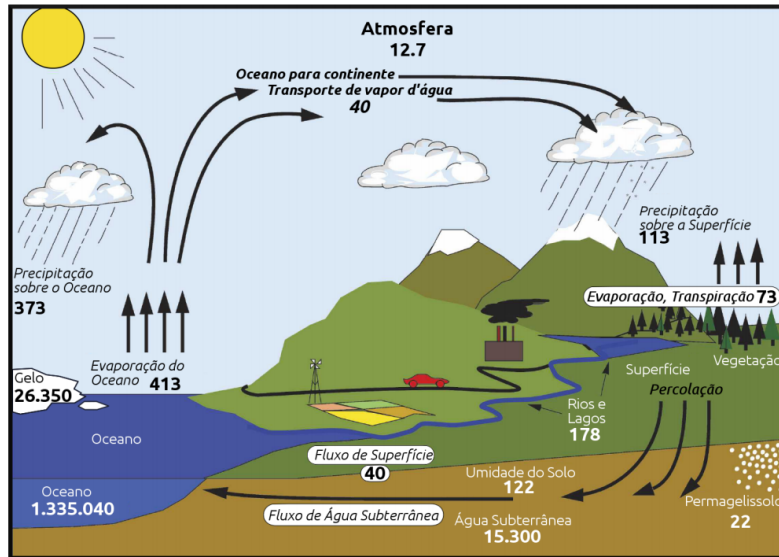
3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Ciclo hidrológico

O ciclo hidrológico consiste na constante troca de água, nos seus diferentes estados (sólido, líquido e gasoso), entre os diversos reservatórios (oceanos, atmosfera, superfície, rios, lagos, etc). A água se move de um reservatório para outro através de processos como evaporação, condensação, precipitação, deposição, escoamento, infiltração, sublimação, transpiração, derretimento e fluxo de águas subterrâneas, conforme ilustrado pela Figura 3.1. Este ciclo determina em grande parte a evolução das paisagens, bem como o importante papel que a água desempenha no balanço de energia terrestre, seja pela capacidade da água de armazenar energia na forma de calor latente ou devido à sua alta capacidade térmica, o que significa que a movimentação de água como vapor ou fluido transporta grandes quantidades de energia ao redor da Terra, seja pela presença de água congelada como neve que também tem um grande impacto sobre se a energia do Sol que é capturada na superfície da Terra ou é refletida de volta ao espaço (SHUTTLEWORTH, 2012).

No ciclo hidrológico global os oceanos são os maiores reservatórios de água, sua contribuição para a atmosfera é indicada pelos fluxos na Figura 3.1. Por outro lado, sobre a superfície continental o conteúdo de água no solo também é um reservatório importante de água para a atmosfera, já que armazena cerca de dez vezes mais água do que a atmosfera, assim a evaporação da superfície continental atua como fonte principal de umidade para a precipitação. Além disso, o conteúdo de água no solo possui variação lenta causando um efeito de memória de US, tal efeito possui implicações importantes para a previsão sazonal assim como para períodos mais longos (PIELKE et al., 1999; KOSTER et al., 2000b).

Figura 3.1 - O ciclo da água. Estimativas dos principais reservatórios de água, dadas em 10^3 km^3 (fonte regular), e dos fluxos de umidade através do sistema, dadas em $10^3 \text{ km}^3/\text{ano}$ (fonte itálica).



Fonte: Mattos (2016).

A relação entre umidade do solo e precipitação é alvo de vários estudos, que tiveram início através da quantificação da contribuição da evaporação para a precipitação em uma mesma região e com testes de sensibilidade em modelos regionais e globais (YEH et al., 1984; SHUKLA; MINTZ, 1982; SMALL; KURC, 2001; KOSTER et al., 2006). Além da relação direta de reciclagem de umidade pela ET que retorna à superfície como precipitação, muitos trabalhos destacam o papel das interações indiretas que podem ser relacionadas a circulação local, de mesoescala e grande escala. O impacto indireto local não está relacionado com a entrada de umidade por ET na atmosfera, mas com o papel dos fluxos de calor latente e sensível na estabilidade e crescimento da CLP. Áreas com condições de umidade do solo diferente causam diferenças no fluxo de calor sensível e gradientes de pressão, induzindo a advecção de umidade evaporada para regiões vizinhas. Algo muito semelhante ocorre na circulação de grande escala, fortes gradientes de umidade do solo impactam na pressão atmosférica, podendo reforçar uma circulação de grande escala para geração de chuva (MATTOS, 2016; SENEVIRATNE et al., 2010).

A água subterrânea também é uma variável de extrema importância no ciclo hidrológico, e é um dos recursos naturais mais importantes para a comunidade global, pois corresponde a 98% da água doce líquida mundial, onde mais de 2 bilhões de

peças contam exclusivamente desta fonte de água para consumo, e 43% da água de irrigação é fornecida por aquíferos (AMORE, 2012). O reservatório de água subterrânea tem o papel de receber excedentes em períodos chuvosos e sustentar rios e áreas úmidas em períodos secos, além disso, o lençol freático impede a drenagem da superfície e afeta a umidade do solo e a evapotranspiração. Miguez-Macho e Fan (2012b) encontraram que na bacia Amazônica grande parte do lençol freático é raso, assim as águas subterrâneas rasas reduzem a drenagem do solo na estação chuvosa, aumentando as reservas de água no solo para a estação seca. Além do mais, durante a estação seca, a franja capilar foi capaz de alcançar a zona das raízes e manter a ET alta, principalmente perto dos vales, onde há a drenagem e a convergência contínua de água durante esta estação. Outro resultado importante indicou que a água subterrânea teve grande impacto na umidade do solo, porém na ET o impacto só foi percebido em regiões com sazonalidade bem demarcada.

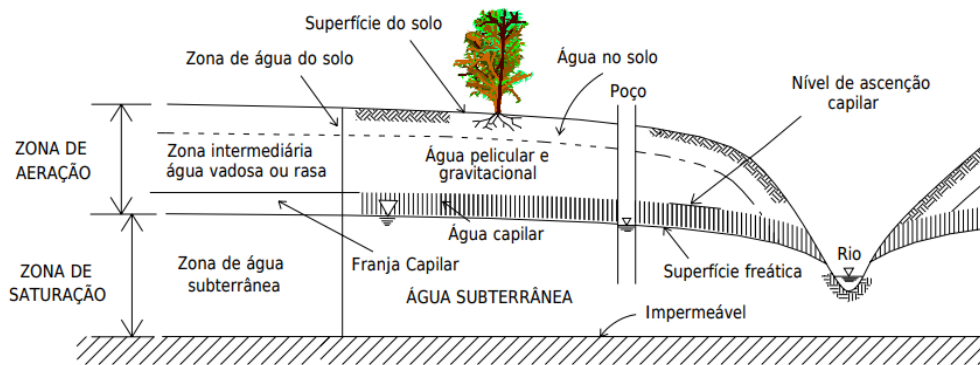
Também na bacia Amazônica, Miguez-Macho e Fan (2012a) encontraram que na cabeceira da bacia a água subterrânea tem o papel fundamental na vazão. Nas grandes planícies de inundação, há trocas bidirecionais entre a água da enchente e a água subterrânea, como infiltração na estação chuvosa e percolação na estação seca e o fato do lençol freático ser raso auxilia na manutenção do solo saturado em algumas áreas durante a estação seca. Além disso, devido à sua resposta atrasada à chuva, a percolação de águas subterrâneas persiste na estação seca, protegendo as águas superficiais durante as secas sazonais. Os autores sugerem a partir destes resultados que as águas subterrâneas participam ativamente do ciclo de água-carbono da Amazônia.

3.2 Perfil de água no solo e suas medidas

A água subsuperficial é geralmente dividida em duas partes: zona não saturada ou vadosa ou de aeração e a zona saturada (Figura 3.2). A zona não saturada se estende desde a superfície até o lençol freático, incluindo as raízes das plantas, zonas intermediárias e a franja capilar, onde os espaços porosos contêm água a pressões abaixo da atmosfera, ar e outros gases. A parte superior desta camada está sujeita a flutuações no conteúdo de água por infiltração, captação de água pelas raízes das plantas e evaporação da superfície do solo, é a parte mais dinâmica da subsuperfície, pois as mudanças ocorrem em escalas cada vez menores de tempo ao mover-se das águas subterrâneas em direção à superfície do solo. A franja capilar marca a região de transição entre a zona não saturada e a saturada (HOLDEN; FIERER, 2005; HOPMANS; GENUCHTEN, 2005; DIPPENAAR et al., 2014). Já a zona de saturação é aquela em

que todos os espaços estão preenchidos de água, que chamamos de água subterrânea. A espessura desta camada dependente da formação geológica e suas propriedades hidrogeológicas.

Figura 3.2 - Perfil de água no solo.



Fonte: Paiva (2006).

O conteúdo de água no solo pode ser inferido direta ou indiretamente, os três principais métodos de medições são: gravimétrico, técnicas radiológicas e técnicas baseadas nas propriedades dielétricas do solo. O método gravimétrico é a única medição verdadeira de umidade do solo, que é realizada através da diferença de peso de uma amostra de solo antes e depois do processo de secagem, é muito utilizado para calibração de outros sensores. A forte dependência da umidade do solo em relação as propriedades dielétricas também auxilia na realização de estimativas, já que podem afetar a velocidade de uma onda eletromagnética. Esse princípio é utilizado no Reflectômetro no Domínio do Tempo (TDR - do inglês *Time Domain Reflectometer*), o qual possui duas astis que trocam pulsos eletromagnéticos de uma para a outra, a variação da velocidade determina a quantidade de umidade do solo, este sensor é uma medida pontual que pode ser empregada em diferentes níveis do solo (SMITH, 2000). O sensor COSMO (*COsmic-ray Soil Moisture Observing System*) é uma medida alternativa que fornece o valor médio em uma área de 300 m de raio, porém a profundidade efetiva da medida é de apenas aproximadamente 8 cm. Baseia-se na interação dos nêutrons de alta energia (rápidos) com os núcleos dos átomos de hidrogênio no solo, quanto menor o número de nêutrons rápidos que escapam do solo maior a quantidade de água no solo (ZREDA et al., 2008; FRANZ et al., 2013).

Os métodos acima mencionados realizam observações pontuais que não permitem ter conhecimento da variabilidade regional da umidade do solo devido a forte heterogeneidade do solo, um dos principais avanços nesse aspecto foi a utilização de sensoriamento remoto, que permite a caracterização regional de US para a camada de aproximadamente 10cm de profundidade do solo. As observações por satélites também se baseiam nas propriedades dielétricas do solo e utilizam o espectro de micro-ondas. Esta faixa do espectro é muito utilizada no sensoriamento remoto para produtos de superfície pela capacidade de penetração nas nuvens e independência da iluminação solar, além da capacidade de penetração na vegetação mais profunda que as ondas de menores frequências (ULABY et al., 1981).

A estimativa de US por satélite pode ser feita por duas maneiras: (1) Passiva: radiação eletromagnética emitida da superfície do solo e (2) Ativa: radiação em micro-onda refletida da superfície do solo. Para a realização das medições é levado em conta que a diferença do valor da constante dielétrica da água ser completamente diferente da constante do solo seco, tendo como resultado que a emissividade varie em amplo range e consecutivamente afetando a temperatura de brilho (T_b) (OWE et al., 1999). Porém, esta medida sofre a interferência de diversos fatores, principalmente da rugosidade do solo (CHOUDHURY et al., 1979) e vegetação (MO et al., 1982; ULABY et al., 1982), que são consideradas pelo modelo de recuperação na estimativa de US. No entanto, como a rugosidade e a vegetação possuem diferente efeito espectral e de polarização, o ideal é utilizar medidas de multifrequência e multi-polarizadas para correção desses efeitos (NJOKU; ENTEKHABI, 1996).

Um outro avanço utilizando satélite teve início com a missão *Gravity Recovery and Climate Experiment* (GRACE). A missão do GRACE que através da variação do campo de gravidade da Terra permite a estimativa da anomalia de água continental integrada (ACI), em uma escala espacial de centenas de quilômetros e temporal de um mês (TANG et al., 2010). O principal avanço na medição por satélite de água do solo pela missão GRACE, é que ela observa a coluna total de variações de massa, ou seja, inclui água subterrânea, umidade do solo, água interceptada pela vegetação, água superficial, neve e gelo, enquanto a técnica anterior era restrita aos primeiros centímetros do solo, porém a resolução espacial e temporal daquela medida era menor.

3.3 Interação superfície e atmosfera

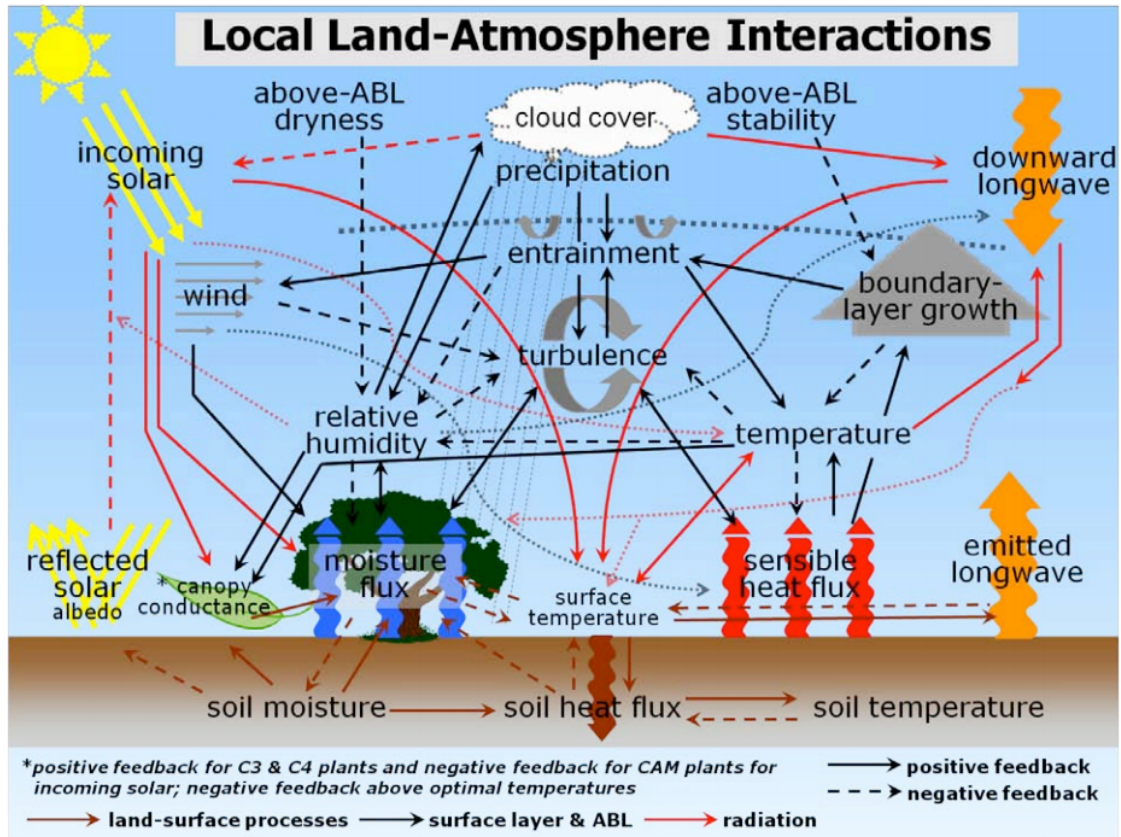
O papel das interações superfície-atmosfera (S-A) na previsão de tempo e clima surgiu nas últimas duas décadas não só como importante, mas como desafiador e

complexo. Um dos motivos é que a pesquisa de interação S-A procedeu de forma inversa, pois normalmente as observações dão suporte as teorias, que levam ao desenvolvimento e refinamento de modelos conceituais e numéricos baseados nos processos físicos. Já os modelos de superfície surgiram antes do amadurecimento da base teórica das interações de S-A, devido a necessidade dos modelos atmosféricos terem uma condição de contorno inferior. Assim que as escalas de tempo modeladas foram aumentando, a necessidade de fechamento do balanço de energia e água levaram ao desenvolvimento dos primeiros modelos de superfície (SANTANELLO et al., 2018).

Embora o papel da superfície continental no sistema climático tenha sido negligenciado no passado, estudos recentes tem destacado que as interações S-A possuem influencia em diferentes escalas de tempo e espaço. Particularmente, o acoplamento entre umidade do solo e precipitação e temperatura.

A superfície terrestre e a atmosfera são acopladas através de um conjunto complexo de interações e *feedbacks* que determinam os fluxos de massa e energia entre os dois sistemas (Figura 3.3). Ao mesmo tempo que as condições de tempo e clima afetam a superfície continental, as condições da superfície também podem modificar os padrões de tempo e clima (SENEVIRATNE et al., 2010; GERKEN et al., 2019). A falta de cobertura espacial e temporal de observações dificulta o detalhamento dos processos de interação S-A, já que as campanhas de observações normalmente tem intervalo de tempo curto e grande heterogeneidade das propriedades da superfície dificultam a generalização dos processos observados em um determinado local (SANTANELLO et al., 2018).

Figura 3.3 - Esquema das interações complexas entre a superfície terrestre, camada limite planetária (CLP) e a radiação através de muitas variáveis (temperatura, umidade relativa, vento e turbulência associada, cobertura de nuvens, etc.).

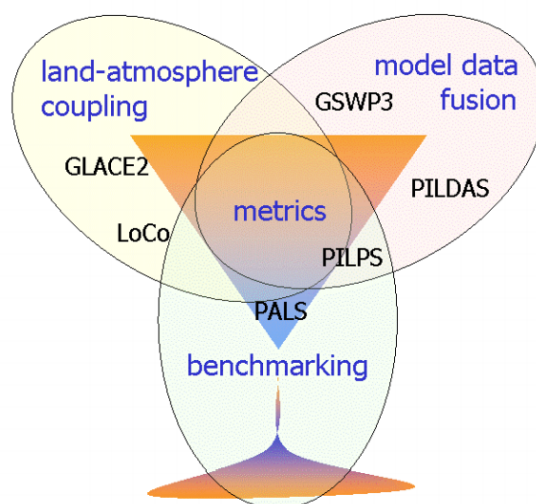


Fonte: Ek et al. (2018).

Nesse sentido de preencher algumas lacunas no conhecimento das interações superfície e atmosfera, o projeto *Global Land-Atmosphere System Study* (GLASS) tem como objetivo melhorar a estimativa e representação pelos modelos das variáveis de estado e fluxos, avançar no conhecimento dos *feedbacks* da S-A e no papel da superfície na previsibilidade. O GLASS é baseado em 3 temas: 1) *Benchmarking*, 2) Fusão de Dados e Modelos e 3) Acoplamento Superfície-Atmosfera, formando a estrutura da Figura 3.4. Cada esfera desencadeou uma série de projetos focados em questões específicas, como é o caso do projeto *Local Land-Atmosphere Coupling* (LoCo), o qual tem objetivo de entender, modelar e prever o papel do acoplamento superfície-atmosfera local na evolução variáveis de estado e fluxos da S-A, incluindo nuvens.

Figura 3.4 - Estrutura geral do projeto GLASS.

The structure of GLASS



Fonte: Boone e Ek (2016).

Santanello et al. (2011) utilizaram o *Land Information System* (LIS) acoplado ao modelo WRF para realizar experimentos com diferentes modelos de superfície e esquemas de CLP, cada configuração com 3 condições de umidade do solo diferentes, e aplicaram a métrica do diagrama de mistura do projeto LoCo vinculando as quantidades termodinâmicas com a condição de umidade do solo ao regime de CLP, nuvens e precipitação. Os autores encontraram alta sensibilidade do nível de condensação por levantamento (NCL) com a umidade do solo, porém com diferenças entre os modelos de superfície pela especificidade do esquema de ET e propriedades do solo.

Também utilizando o LIS-WRF e métricas do LoCo, Lawston et al. (2015) analisaram o impacto de diferentes tipos de irrigação na interação S-A, encontrando que diretamente sobre áreas irrigadas, há queda de temperatura, aumento da umidade e a probabilidade de desenvolvimento de nuvens forçadas pela superfície aumenta de manhã. No entanto, a advecção de ar resfriado e umedecido de áreas irrigadas reduz o NCL a favor do vento, mas afeta menos diretamente o crescimento de CLP, levando a maiores chances de desenvolvimento de nuvens convectivas a favor do vento de irrigação, independentemente da hora do dia.

O papel dos fluxos de calor em piscinas frias é investigado por Gentine et al. (2016), utilizando fluxos interativos e horizontalmente homogêneos. Os fluxos de calor sob

as piscinas frias afetam drasticamente as suas características, gerando mais piscinas frias e menores, mais quentes e mais úmidas e acompanhadas por frente de rajada menores. A convecção profunda mostrou sensibilidade a rugosidade da superfície, a parametrização do fluxo de calor da superfície e as funções de estabilidade por meio da modificação das características da piscina fria. Essas pesquisas demonstram o importante papel da superfície continental nos processos atmosféricos e seu impacto na modelagem de tempo e clima.

3.4 LDAS

Frente a dificuldade de se obter dados em larga escala, capazes de representar a grande heterogeneidade da superfície continental, os modelos de superfície fornecem um caminho para obter dados com resolução espacial e temporal regular. A combinação de dados observados com a modelagem deram origem aos LDAS (do inglês, *Land Data Assimilation System*).

O LDAS visa produzir campos de alta qualidade dos estados da superfície continental (umidade do solo, temperatura) e fluxos (evapotranspiração, escoamento superficial) integrando produtos de dados observados in situ e estimativas baseadas em satélite, usando técnicas avançadas de modelagem da superfície e assimilação de dados (COSGROVE et al., 2003b). Esse conceito deu origem a alguns conjuntos de dados, sendo a referência global o GLDAS (do inglês, *Global Land Data Assimilation System*), que consiste em um conjunto de modelos de superfície offline, ou seja, que rodam desacoplado de modelo atmosférico, utilizando como forçante atmosférica dados com maior refinamento possível disponíveis em escala global (RODELL et al., 2004).

Seguindo esse mesmo conceito, sistemas regionais foram desenvolvidos, buscando incluir dados de forçantes com maior grau de detalhamento, possibilidade de aumentar a resolução e podendo ser adaptado para atender questões específicas de cada região (XIA et al., 2019), como a exemplo desses sistemas regionais tem-se: NLDAS (XIA et al., 2012), ELDAS (JACOBS et al., 2008), CLDAS (XIN et al., 2007), SALDAS (GONCALVES et al., 2006), entre outros. Grande parte desses LDAS utilizam a estrutura do LIS (do inglês, *Land Information System*), que é um software de modelagem e assimilação de dados de superfície, desenvolvido pela NASA. O LIS permite customizar experimentos com diferentes modelos, dados para assimilação, forçantes e parâmetros através de plugins compartilhados e padronizados (KUMAR et al., 2006).

3.5 SPIN-UP

Spin-up refere-se ao período inicial de tempo necessário para o modelo atingir um estado fisicamente consistente ou um estado de equilíbrio estatístico. Durante esse período os parâmetros dos modelos evoluem e se ajustam as condições iniciais ou forçantes, garantindo que o modelo inicie em um estado realista, produzindo resultados precisos (COSGROVE et al., 2003a; JEREZ et al., 2020). O tempo de spin-up depende do tipo de modelo, das variáveis que estão sendo utilizadas e da precisão desejada. Em geral, modelos de previsão de tempo tem um tempo de spin-up curto (inferior a 12 horas), enquanto modelos climáticos necessitam de vários anos (LOFVERSTROM et al., 2020; LIU et al., 2023). No caso da superfície, devido a maior inercia e dos processos altamente não lineares, o ajuste pode levar vários anos (YANG et al., 1995; CAI et al., 2014).

O tipo de solo, o tipo de vegetação e o teor de umidade do solo podem influenciar significativamente o comportamento do spin-up dos modelos de superfície (BHATTACHARYA et al., 2018), bem como a disponibilidade de dados e a complexidade das parametrizações que cada modelo (YANG et al., 1995). A umidade do solo tem demonstrado ser uma variável chave durante o spin-up, dado a sua influencia nas trocas de água, energia e momento entre a superfície terrestre e a atmosfera, é uma variável importante na inicialização de modelos, sejam eles offline ou acoplados com modelo atmosférico (SANTANELLO et al., 2019). Lim et al. (2012) identificaram que o spin-up da umidade do solo houve maior persistência do que da temperatura do solo e evaporação, além disso, encontraram que solos mais úmidos tendem a atingir o estado de equilíbrio mais rápido do que em solos mais secos e um efeito da sazonalidade no spin-up da umidade do solo.

Na primeira versão do SALDAS, utilizando o modelo de superfície SSiB, testou o tempo de spin-up como resposta a 3 condições de iniciais de umidade do solo: controle (reanalise do NCEP/DOE R-2), solo totalmente seco e solo completamente saturado. Obtendo o ajuste mais rápido com o experimento inicializado com o solo saturado. Os autores encontraram maior tempo de spin-up (maiores que 54 meses), em regiões de baixa precipitação e alta ET (semiárido brasileiro) ou com pouca precipitação, longos períodos com solo congelado e baixas temperaturas (norte do Chile, noroeste da Argentina e sudoeste da Bolívia), ou em zonas de transição (sul da floresta tropical amazônica) (GONCALVES et al., 2006).

4 DADOS E METODOLOGIA

Nesta seção estão sendo apresentados os conjuntos de dados que foram utilizados ao longo do trabalho, a plataforma de simulação dos modelos de superfície, o experimento numérico e por fim, os métodos estatísticos utilizados para avaliação dos resultados.

4.1 Dados

4.1.1 MERGE:

O MERGE é um produto de precipitação que combina conjuntos de dados de pluviômetros do Sistema Global de Telecomunicações (do inglês, Global Telecommunications System (GTS)), estações automáticas e várias agências na América do Sul com a estimativa de precipitação por satélite do *Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA)* (TRMM-TMPA) (ROZANTE et al., 2010), denominado como MERGE-TRMM. As saídas são diárias (acumulado em 24 horas) cobrindo a América do Sul (82.8°W - 34°W e 52.2°S - 12.2°N) com resolução de 20km, compreendendo o período de 1998 até o presente.

A partir de 2007, devido a descontinuidade do TRMM-TMPA, o produto também passou a ser gerado utilizando os dados do *Global Precipitation Measurement (GPM) Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG)* (GPM-IMERG). As saídas diárias (acumulado em 24 horas) cobrem a América do Sul e oceanos adjacentes (90°W - 26°W e 57°S - 13°N), enquanto que as horárias abrangem principalmente o território brasileiro (75°W - 34°W e 35°S - 06°N). Ambos possuem resolução horizontal de 5km e são gerados conforme a disponibilidade do GPM-IMERG que é dado em duas etapas: a primeira fornece uma estimativa rápida (atraso de aproximadamente 4 horas) levando em conta apenas os dados que chegaram até o momento (denominada de Early), e a segunda (atraso de aproximadamente 12 horas) é processada após a chegada de mais dados, e conseqüentemente mais precisa (denominada Late) (INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISA ESPACIAIS (INPE), 2017).

Sendo assim, o MERGE fornece informação preciosa para a América do Sul de precipitação, minimizando problemas de interpolação em regiões com baixa densidade de dados observados *in situ* e realizando a correção da estimativa de precipitação por satélite nas regiões com maior cobertura de observações.

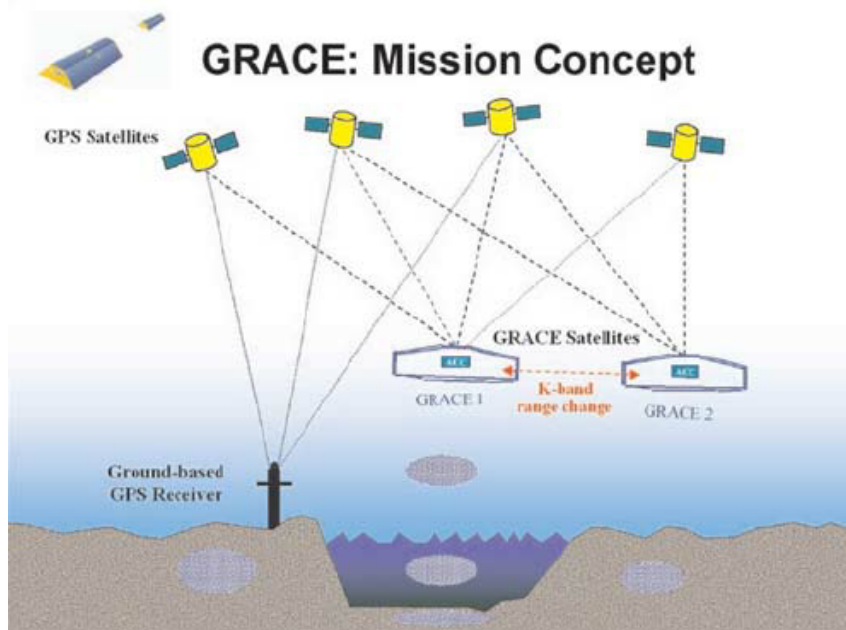
4.1.2 Radiação de ondas curtas do CERES

O Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES) é um conjunto de instrumentos em operação desde 1998, desenvolvido pela NASA para medir a quantidade de energia emitida e absorvida pela atmosfera da Terra. 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. Fornece dados globais em diferentes escalas de tempo, com resolução espacial de 20km (LOEB et al., 2018).

4.1.3 *Gravity Recovery and Climate Experiment* - GRACE

A distribuição média a longo prazo da massa no sistema terrestre determina seu campo de gravidade médio ou estático. O movimento da água e do ar, em escalas de tempo que variam de horas a décadas, determina em grande parte as variações do campo de gravidade da Terra. A média e o campo de gravidade variável no tempo afetam o movimento de todos os satélites. Diante disto, a missão GRACE consiste em dois satélites que seguem um ao outro em órbita baixa, separados por uma distância de aproximadamente 200km e ligados por um sistema K-Band de micro-ondas inter-satélite de alta precisão, as diferenças no campo de gravidade causam movimentos relativos um ao outro. A influência de forças não gravitacionais na faixa inter-satélite é medida usando um acelerômetro, e a orientação da espaçonave no espaço é medida usando *star cameras*, os receptores GPS a bordo fornecem localização geográfica e marcação de tempo precisa das medições, conforme mostrado na Figura 4.1 (TAPLEY et al., 2004).

Figura 4.1 - Configuração do posicionamento de satélites da missão GRACE.



A missão do GRACE permite a estimativa da água continental integrada (ACI) a partir da remoção das variações relativas a atmosfera e oceanos, restando sobre os continentes principalmente a variação da ACI, em uma escala espacial de centenas de quilômetros e temporal de um mês (TANGDAMRONGSUB et al., 2015). O principal avanço na medição por satélite de água do solo pela missão GRACE, é que ela observa a coluna total de variações de massa, ou seja, inclui água subterrânea, umidade do solo, água interceptada pela vegetação, água superficial, neve e gelo, enquanto as técnicas anteriores eram restritas aos primeiros centímetros do solo.

4.1.4 Global Land Data Assimilation System - GLDAS

O Global Land Data Assimilation System (GLDAS) é uma referência global em dados de superfície, desenvolvido pela NASA. O objetivo do GLDAS é ingerir produtos de dados observacionais de estações e estimados por satélites, usando técnicas avançadas de modelagem avançada de superfície e de assimilação de dados para fornecer campos de superfície globais de alta qualidade que apoiem previsões meteorológicas e climáticas, aplicações de recursos hídricos e pesquisas do ciclo da água Rodell et al. (2004).

O GLDAS fornece conjunto de dados históricos de 4 modelos de superfície. Os dados podem ser usados para inicializar sistemas de previsão numérica sazonal e de curto

prazo, uma vez que as previsões de precipitação e temperatura são sensíveis às condições da superfície terrestre no início do período de previsão RUI et al. (2010). O modelo do GLDAS que será utilizado como referência é o modelo NOAH, com resolução espacial de 0.25° e temporal diária.

4.1.5 Dados suplementares de precipitação

Como referência de dados observados serão utilizados dados obtidos por estações meteorológicas e interpolados espacialmente para uma grade regular de 0.25°, cobrindo todo o Brasil. Além disso, serão utilizados os dados de precipitação horária estimada por satélites do TRMM-TMPA e GPM-IMERG, abrangendo toda a América do Sul.

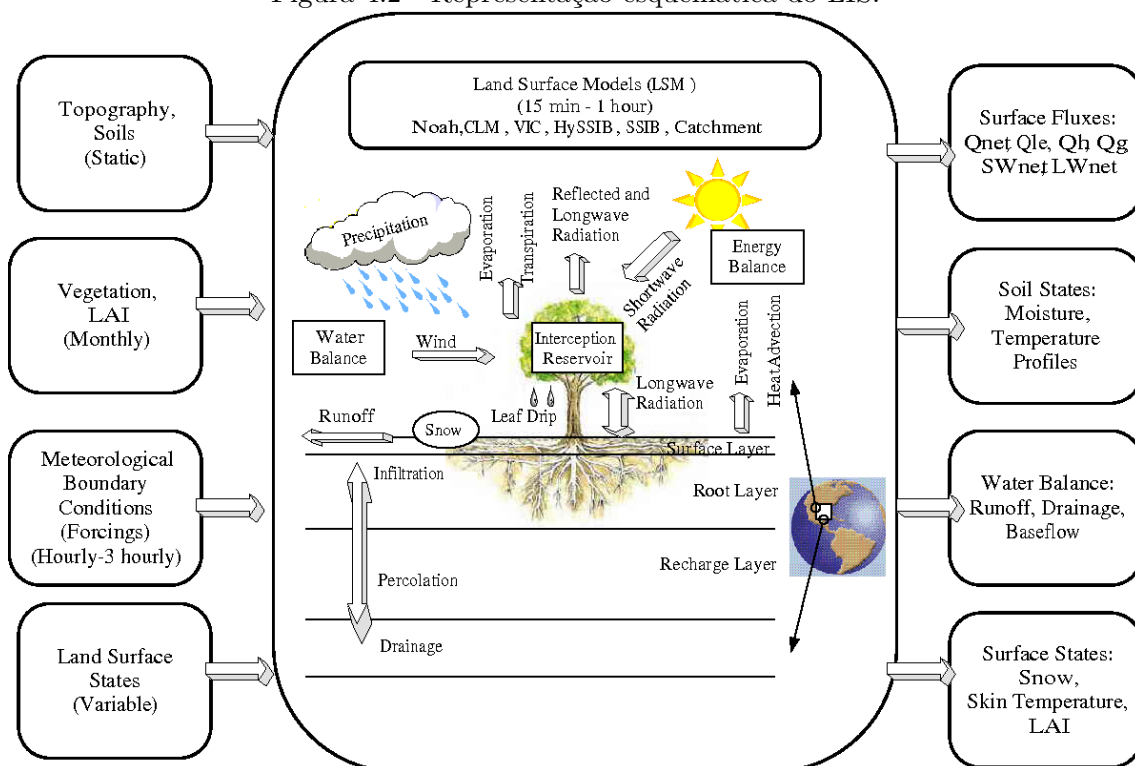
4.2 Sistema de modelagem

4.2.1 *Land Information System - LIS*

O Sistema de Informação de Superfície (LIS - do inglês *Land Information System*) é uma estrutura flexível de modelagem de superfície e de assimilação de dados desenvolvida com o objetivo de integrar produtos de dados observacionais baseados em satélites e estações in situ e técnicas avançadas de modelagem de superfície para produzir campos ótimos de estado e fluxos de superfície. O LIS permite integrar dados observados e modelados com resolução espacial e temporal fina, permitindo que os dados sejam utilizados em sua resolução original.

Uma representação esquemática da modelagem da superfície pelo LIS é mostrada na Figura 4.2. Os modelos de superfície normalmente requerem três tipos de entradas: (1) condições iniciais, que descrevem o estado inicial da superfície terrestre; (2) condições de fronteira, que descrevem os fluxos (estados) superiores (atmosféricos) ou estados também conhecidos como forçantes e os fluxos ou estados inferiores (do solo); e (3) parâmetros, que são funções do solo, vegetação, topografia e outras propriedades da superfície. Usando essas entradas, os modelos resolvem as equações governantes do meio solo-vegetação-neve e preveem fluxos de superfície (calor sensível, latente, escoamento, evaporação) e estados do solo (umidade, temperatura, neve), proporcionando uma representação realista da transferência de massa, energia e momento entre uma superfície vegetada e a atmosfera (KUMAR et al., 2006).

Figura 4.2 - Representação esquemática do LIS.



Fonte: Kumar et al. (2006).

O LIS conta com um módulo de pré-processamento de dados chamado *Land surface Data Toolkit* (LDT), este módulo foi projetado para ser um ambiente genérico e abrangente, para suportar uma ampla gama de necessidades de processamento de dados para as comunidades de modelagem hidrológica e de superfície. Sendo assim, é possível utilizar os conjuntos de dados no seu formato nativo, gerando conjuntos em uma projeção e grade comuns, reduzindo inconsistências e erros, especialmente ao combinar conjuntos de dados de parâmetros diferentes. Através do LDT os dados são preparados para assimilação de dados e condições iniciais do modelo (por exemplo, campos de estado com média climatológica) (ARSENAULT et al., 2018).

O módulo de assimilação de dados utiliza algoritmos de assimilação sequenciais, incluindo os métodos: inserção direta, Extended Kalman Filter (EKF), Ensemble Kalman Filter (EnKF). Este módulo já está preparado para assimilar principalmente dados de umidade do solo, neve e água continental integrada de diversas fontes.

Além da opção *offline*, o LIS também pode ser acoplado com o modelo de pesquisa e previsão de tempo (WRF - do inglês *Weather Research and Forecasting*), sistema

LIS-WRF, que pode ser executando em modo *one-way* ou *two-way*. Desta forma, esta estrutura também oferece a oportunidade de executar o modelo atmosférico a partir de diferentes condições de superfície.

4.2.1.1 Modelo de superfície NOAH-MP

O NOAH com opções de multi-parametrizações (NOAH-MP), um dos modelos disponíveis no sistema do LIS, foi baseado no modelo NOAH e assim como outros modelos de superfície descreve numericamente os estados de energia terrestre, água, carbono e trocas de fluxo associadas entre a superfície e a atmosfera, que são controladas por processos hidrometeorológicos e eco-hidrológicos. O NOAH-MP trouxe a vantagem de resolver o mesmo processo com diferentes esquemas de configurações físicas, com complexidade variada e em uma estrutura unificada. As diferentes configurações do NOAH-MP totalizam em torno de 50000 combinações diferentes para os seguintes processos:

- 1 Vegetação dinâmica/cobertura vegetal
- 2 Resistência estomática do dossel
- 3 Geometria de radiação do dossel
- 4 Fator de umidade do solo para resistência estomática
- 5 Escoamento e águas subterrâneas
- 6 Coeficientes de troca da camada superficial
- 7 Fração de gelo/água líquida super-resfriada no solo
- 8 Opções de permeabilidade do solo congelado
- 9 Albedo da superfície com neve
- 10 Partição chuva/neve
- 11 Condição de limite inferior do solo
- 12 Solução de difusão de neve/solo

O modelo NOAH-MP está em constante desenvolvimento, representando um número crescente de interações e *feedbacks* entre processos físicos, biológicos e químicos. Os

esquemas de hidrologia do solo representam processos de recarga e descarga do armazenamento de água em um aquífero não confinado e incluem a troca de água entre um aquífero e a coluna de solo imediatamente acima, através do *Simple Groundwater Model* (SIMGM), que é baseado no TOPMODEL (*TOPography-based hydrological MODEL*) para parametrizar as funções de escoamento superficial e subterrâneo da profundidade do lençol freático, com um modelo simples de água subterrânea (NIU et al., 2007; MARTINEZ et al., 2016).

Além da vegetação dinâmica, que considera explicitamente a fotossíntese das plantas, respiração e o ciclo do nitrogênio, o modelo NOAH-MP também conta com duas camadas de dossel, descrevendo com maior detalhando propriedades das folhas, incluindo o efeito de sombreamento e processos de transferência de água, incluindo processos de neve abaixo do dossel. Recentemente foi desenvolvido um módulo de agricultura, que inclui processos dinâmicos de crescimento específico de algumas culturas, para alocar o produto carboidrato da fotossíntese em diferentes partes de uma cultura durante a estação de crescimento, e também inclui gerenciamento de campo, como data de plantio. O modelo dinâmico de crescimento de culturas, também calcula o índice de área foliar variável no tempo, que por sua vez afeta diretamente a radiação a superfície, processo de fotossíntese, umidade do solo e os fluxos de energia a superfície (LIU et al., 2016).

Os modelos de superfície, em geral, podem ser executados de forma *offline*, chama-se assim quando o modelo está desacoplado de um modelo atmosférico. Desta forma o modelo necessitará como variáveis de entrada precipitação, radiação de onda curta e longa, temperatura a 2m, umidade a 2m, vento a 10 m e pressão, este conjunto de entradas são chamadas de forçantes. Assim, o estado da superfície é diagnosticado a partir de uma série de variáveis em evolução, conhecidas como variáveis do estado: temperatura do solo, teor de umidade do solo, temperatura do gelo, separação entre água do solo congelada e água líquida e reservas de carbono. As variáveis cujos os valores mudam como resultado de processos agindo sobre elas, são as variáveis prognósticas, por exemplo, transporte de calor ou água, mudança de fase termodinâmica, extração de água pela vegetação etc. Variáveis do modelo parametrizadas ou derivadas de outras variáveis, como os fluxos, são chamadas de diagnosticas (BIERKENS et al., 2008).

A outra maneira de executar o modelo de superfície é acoplado, onde os modelo de superfície roda juntamente com um modelo atmosférico e realizam as trocas de informações entre os módulos a cada passo de tempo. Todo modelo atmosférico ne-

cessita de uma condição de contorno inferior, e o modelo de superfície supre esta necessidade sendo executados acoplados. Neste caso as forçantes são dadas pelo modelo atmosférico e o modelo de superfície fornece as variáveis de estado e variáveis diagnósticas para o módulo de camada limite planetária do modelo atmosférico, a cada passo de tempo de integração o modelo atmosférico aciona o modelo de superfície e as trocas são realizadas. Um exemplo de um sistema amplamente utilizado, é o modelo WRF cuja umas das opções de modelo de superfície é o NOAH-MP.

4.2.1.2 Modelo de superfície CLSM

O modelo de superfície CLSM (do inglês, *Catchment Land Surface Model*) foi desenvolvido pela NASA. O diferencial deste modelo que ao contrário de outros modelos de superfície que assumem grades topográficas e hidrológicas uniformes, o CLSM divide a superfície terrestre em bacias, delineado por meio da análise de dados de elevação de superfície de alta resolução. A motivação desta abordagem foi a limitação da maioria dos modelos em tratar a heterogeneidade horizontal da superfície, especialmente a variabilidade de subgrade da umidade do solo e seus efeitos na geração de escoamento. Porém o uso de bacias de forma irregular pode exigir mais recurso computacional do que os modelos de grade regular (KOSTER et al., 2000a).

O CLSM utiliza duas variáveis prognósticas para capturar o grau de excesso (ou deficit) de água na camada superficial e zona de raízes correspondem ao estado de equilíbrio em resposta aos processos de evapotranspiração e precipitação. A variável de excesso da camada superficial captura o grau em que a água no solo próximo à superfície (0 a 5 cm) excede (ou está em déficit) em relação às condições de equilíbrio, enquanto a variável de excesso da zona radicular captura o grau em que a água no solo da zona radicular (0 a 100 cm) excede (ou está em déficit) em relação às condições de equilíbrio. Para gerar áreas de umidade de equilíbrio da zona de raízes, um perfil de umidade de equilíbrio é assumido acima de uma determinada profundidade do lençol freático, e a integral desse perfil da superfície até uma profundidade de 1 m é considerada a umidade da zona radicular, maiores detalhes podem ser encontrados em [Bechtold et al. \(2019\)](#).

4.2.1.3 HYMAP

O *Hydrological Modeling and Analysis Platform* (HyMAP), também disponível no LIS, é um esquema de roteamento de fluxo em escala global projetado especificamente para ser acoplado a qualquer modelo de superfície no modo offline, sendo constituído das seguintes módulos: (1) atrasos no escoamento superficial e do fluxo

básico; (2) interface rio-planícies de inundação; (3) vazão nos canais fluviais e nas planícies de inundação; e (4) evaporação nas planícies de inundação. O modelo utiliza a informação de escoamento superficial e fluxo base do modelo de superfície que são roteados pela rede preestabelecida de rios para oceanos ou mares, simulando nível de água, descarga e armazenamento em rios e planícies de inundação na escala diária, com passos de tempos computacional que podem ir de minutos a horas. (GETIRANA et al., 2012; GETIRANA et al., 2017).

Portanto, o HyMAP utiliza o escoamento superficial e o fluxo de base gerados pelo modelo de superfície, estes passam pelos reservatórios lineares das águas superficiais ou subterrâneas, respectivamente, e depois são encaminhados usando uma formulação de ondas cinemáticas através da rede de rios. Esta rede é representada por um reservatório de canal do rio e um reservatório de planície de inundação em cada ponto de grade, ambos sendo tratados como reservatórios contínuos. A cada passo de tempo, o fluxo de água de entrada é redistribuída entre o canal do rio e os reservatórios da planície de inundação, seguindo as relações estágio-volume derivadas da topografia de cada ponto de grade, assim é possível calcular a vazão independentemente para a planície de inundação e o rio, considerando diferentes profundidades da água e coeficientes de rugosidade. A topografia das planícies e as características da rede fluvial, são resolvidas na escala de sub-grade utilizando um mapa de direção do fluxo de resolução fina de 1km, que é fornecido pelo Banco de Dados Global da Bacia de Drenagem. Por fim, a evaporação de corpos de águas abertos no modo offline é calculada utilizando a formula de Penman-Monteith (GETIRANA et al., 2012; GETIRANA et al., 2017).

4.3 Simulações numéricas

Os experimentos realizados fazem parte das simulações que compõem o conjunto de dados do SALDAS-2, abrangendo toda a América do Sul, com resolução espacial de 5km e temporal diária. Para realização dos experimentos utilizou-se o framework LIS, devido a flexibilidade de utilizar diferentes modelos, forçantes atmosféricas e possibilidade de alterações de parâmetros. Os modelos de superfície utilizados foram o NOAH-MP e CLSM, ambos acoplados com modelo Hymap em modo one-way (unidirecional), ou seja, os modelos de superfície forneciam as informações necessárias para o modelo de roteamento mas o mesmo não retroalimentava o modelo de superfície.

O spin-up dos modelos foi realizado repetindo ciclicamente por 5 vezes o ano de 2003, escolhido por ser um ano com menor influencia de padrões ENOS, após o

quinto ciclo a simulação realizou-se um ciclo no ano de 2000 e então iniciando-se a rodada em janeiro de 2000 até dezembro de 2019. O conjunto de forçantes dos modelos foram as seguintes:

- GDAS: temperatura a 2m, vento a 10m, umidade específica a 2m, radiação de onda longa, pressão atmosférica
- MERGE: precipitação
- CERES: radiação de onda curta

Para utilização dos dados de precipitação do MERGE como forçante do modelo de superfície são necessários dados sub-diários, portanto, foi realizada a desagregação do dado diário em horário. A desagregação foi realizada utilizando os dados horários do GPM para calcular pesos em cada ponto de grade do MERGE, conforme a Equação 4.1, onde GPM_{1h} refere-se ao dado horário de precipitação do GPM e acc_{GPM}_{24h} ao dado acumulado diário do GPM. Assim, a precipitação diária do MERGE foi multiplicada pelo peso horário, conforme Equação 4.2, gerando a série horária para o MERGE de forma que o acumulado diário é preservado.

$$peso_h = \frac{GPM_{1h}}{acc_{GPM}_{24h}} \quad (4.1)$$

$$MERGE_h = peso_h * MERGE_{24h} \quad (4.2)$$

Seguindo o estudo de [Xia et al. \(2017\)](#), para avaliar as simulações de anomalia de ACI mensal do modelo, utilizou-se o erro quadrático médio (E^2) da série de temporal de anomalia mensal em relação à anomalia observada. O E^2 é expresso como a soma do 1) quadrado do desvio padrão do erro e 2) quadrado do viés, conforme Equação 4.3. A variável E_p , Equação 4.4, é usada para medir os erros entre a anomalia de dados modelada e observada. A variável E_m não será discutida porque 1) GRACE fornece apenas dados de anomalia e 2) o viés médio da simulação do modelo pode ser facilmente removido por um procedimento de correção de viés. Também utilizou-se o parâmetro γ apresentado na Equação 4.5, que é a razão entre o desvio padrão das séries de dados modelados (S) e observados (O). Este parâmetro avalia o quão bem a variância observada é modelada. Portanto, quando $\gamma < 1$, indica que a anomalia simulada é mais suave do que a anomalia observada, enquanto $\gamma > 1$ indica que a

anomalia simulada tem maior variabilidade do que a anomalia observada. Desta forma, a simulação perfeita obteria $E_p=0$ e $\gamma=1$.

$$E^2 = E_p^2 + E_m^2 \quad (4.3)$$

$$E_p^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (S'_i - O'_i)^2}{N} \quad (4.4)$$

$$\gamma = \frac{\sigma_s}{\sigma_o} \quad (4.5)$$

4.4 Análise da ACI em anos de El Niño e La Niña

Considerando a importância da precipitação para modular a variabilidade de ACI, optou-se por analisar o comportamento da variável em anos de El Niño e La Niña separadamente, visto que o fenômeno tem implicações diretas no regime de precipitação da América do Sul.

Sendo assim, foram separados cada um dos meses que registraram fases positivas de ENOS, caracterizando os eventos de El Niño e fases negativas, contemplando os eventos de La Niña. Os meses de Dezembro, Janeiro e Fevereiro foram agrupados em duas categorias, Verão El Niño e Verão La Niña. Para a separação dos meses de El Niño e La Niña, foi utilizado o Índice El Niño Oscilação Sul (ONI), conforme exposto pela Figura 4.3.

Figura 4.3 - 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

Para identificar os padrões espaciais de ATT e sua respectiva variabilidade sazonais, foi utilizado análises de componentes principais. A Função Ortogonal Empírica (EOF) é uma Análise de Componentes Principais (ACP), 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 .

5 RESULTADOS

5.1 SPIN-UP

O *spin-up* é o processo de ajuste do modelo às forçantes para que alcance o estado de equilíbrio. Após a conclusão do processo de *spin-up* o estado de equilíbrio fisicamente realista deve existir no modelo, a simulação deve refletir melhor as observações e responder de forma realista as forçantes, caso este processo não seja devidamente realizado, as informações de superfície podem ser degradadas e também comprometer o resultado em simulações acopladas a modelo atmosférico (BHATTACHARYA et al., 2018). No contexto do ACI, representa o período necessário para que o modelo de superfície capture com precisão os processos hidrológicos e obtenha uma representação estável das variações de armazenamento de água na América do Sul.

Devido à maior inércia da superfície, o *spin-up* pode levar muitos anos, este tempo depende de diversos fatores tais como: conteúdo de água no solo, tipo de solo, profundidade do solo, forçantes atmosféricas. Existem algumas metodologias diferentes de se realizar o ajuste, o *spin-up* de longo termo consiste em uma simulação de vários anos até atingir o equilíbrio, porém este método necessita de uma longa série de forçantes disponíveis e pode ser computacionalmente custoso, uma outra alternativa comumente utilizada consiste em realizar a simulação ciclicamente no mesmo ano (RODELL et al., 2005). Neste trabalho optamos pela segunda forma de *spin-up* citada, o ano selecionado foi 2003 por ser um ano sem influência de El niño ou La niña que poderia gerar uma tendência na simulação. Foram realizados 5 ciclos neste ano e posteriormente utilizado como condição inicial para o ano de 2000. Utilizou-se três critérios de mudança percentual (1%, 0.1%, 0.01%), assim como utilizado por (GONCALVES et al., 2006), em análise da primeira versão do SALDAS.

Neste estudo, o tempo de *spin-up* para o armazenamento de água terrestre em algumas regiões da América do Sul foi superior a 72 meses (Figura 5.5, 5.1, 5.2, 5.3, 5.4), o que tem implicações significativas para o acoplamento entre superfície e atmosfera e impactos subsequentes em curto prazo, médio prazo, subsazonal a sazonal (S2S) e previsões numéricas climáticas. Na análise a seguir, examinou-se essas implicações junto com possíveis hipóteses das implicações para a modelagem numérica.

Na escala de curto prazo, o tempo prolongado de *spin-up* do ACI pode inserir erros nas previsões de fluxos de energia de superfície, como calor latente e calor sensível, que são essenciais para previsões meteorológicas precisas. O atraso no ajuste da

superfície às mudanças nas condições atmosféricas pode resultar em representação errônea dos processos da camada limite, levando a tendências nos padrões de temperatura, umidade e vento. Isso pode afetar a precisão dos modelos numéricos de previsão do tempo usados para previsões de curto prazo e dificultar as aplicações meteorológicas em regiões com tempos prolongados.

Na escala de médio prazo, o tempo prolongado de *spin-up* do ACI tem implicações para as previsões sazonais. A representação precisa do ACI é crucial para capturar os *feedbacks* da atmosfera que governam o ciclo hidrológico regional e os padrões de circulação atmosférica associados. A demora no ajuste do ACI pode introduzir vieses na umidade do solo, o que afeta a partição de energia na superfície do solo, influenciando assim os padrões de precipitação. Consequentemente, as previsões climáticas sazonais, como o início e a duração da estação chuvosa, podem apresentar habilidade e confiabilidade reduzidas. A semelhança entre os tempos de ajuste do ACI e a umidade do solo em diferentes níveis, mostrados nas Figuras a seguir (Figura 5.5, 5.1, 5.2, 5.3, 5.4), pode implicar em uma relação direta entre as duas variáveis que deve ser melhor investigada.

Além disso, as previsões subsazonais a sazonais (S2S), que visam prever fenômenos meteorológicos e climáticos que ocorrem além da faixa típica de previsão do tempo, também podem ser afetadas pelo tempo prolongado de *spin-up* do ACI. A superfície continental desempenha um papel crucial na modulação da previsibilidade dos fenômenos S2S, como a Oscilação Madden-Julian (MJO) ou El Niño-Oscilação Sul (ENSO). A resposta atrasada do ACI as forçantes atmosféricas pode introduzir vieses na representação desses fenômenos, afetando sua propagação e modulação de amplitude, reduzindo assim a confiabilidade das previsões S2S em regiões de alta vulnerabilidade, como a região nordeste do Brasil.

Por fim, na escala de tempo climático, o tempo prolongado de *spin-up* do ACI tem implicações para projeções e avaliações climáticas de longo prazo. Os modelos climáticos dependem da representação precisa dos processos da superfície, incluindo o ACI, para simular cenários climáticos futuros. Vieses no ACI devido a um tempo de *spin-up* prolongado podem levar a imprecisões nas mudanças projetadas de temperatura, precipitação e outras variáveis climáticas. Consequentemente, as incertezas associadas às projeções de mudanças climáticas para determinadas regiões da América do Sul podem ser aumentadas, impactando as estratégias de adaptação e mitigação.

Figura 5.1 - Ciclos de *spin-up* de umidade do solo (0-10 cm).

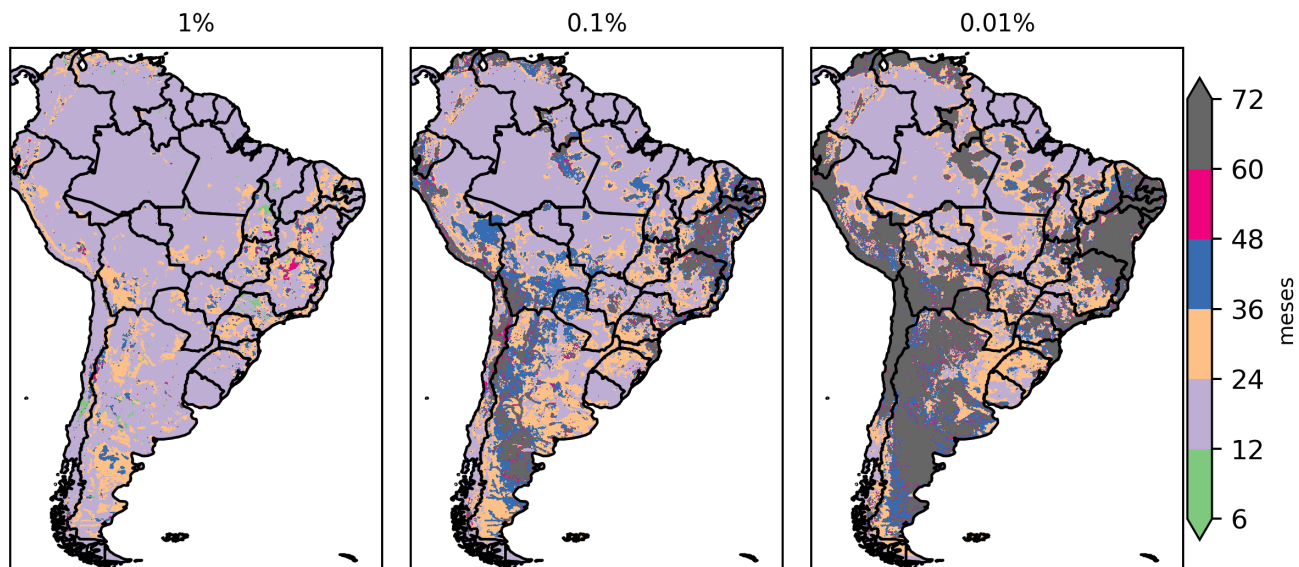


Figura 5.2 - Ciclos de *spin-up* de umidade do solo (10-40 cm).

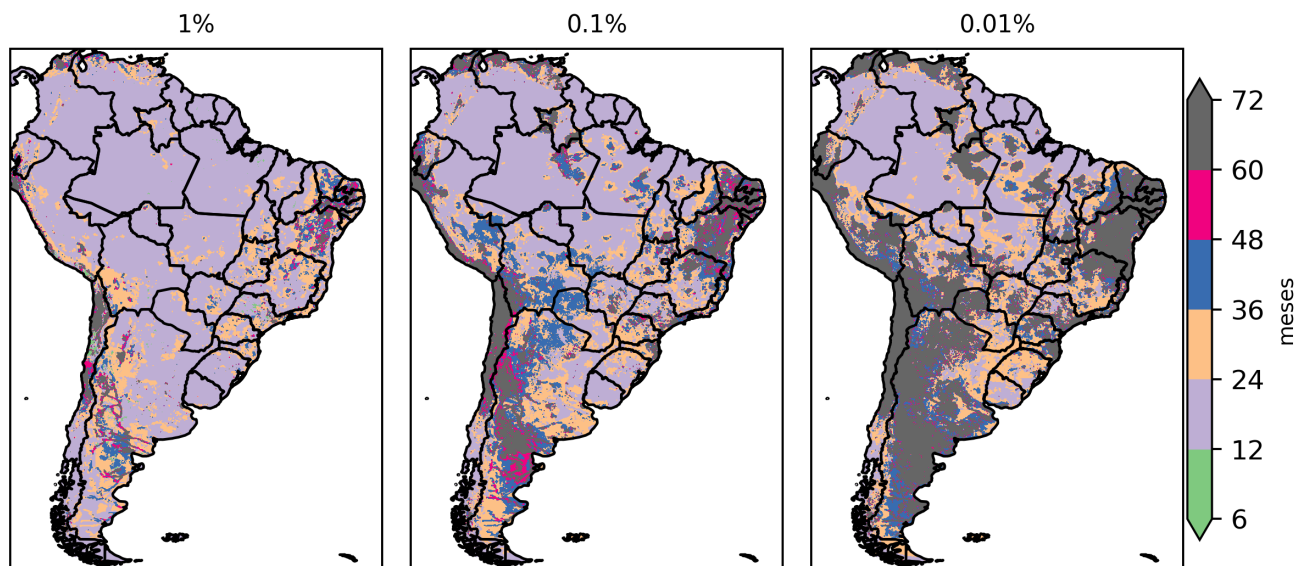


Figura 5.3 - Ciclos de *spin-up* de umidade do solo (40-100 cm).

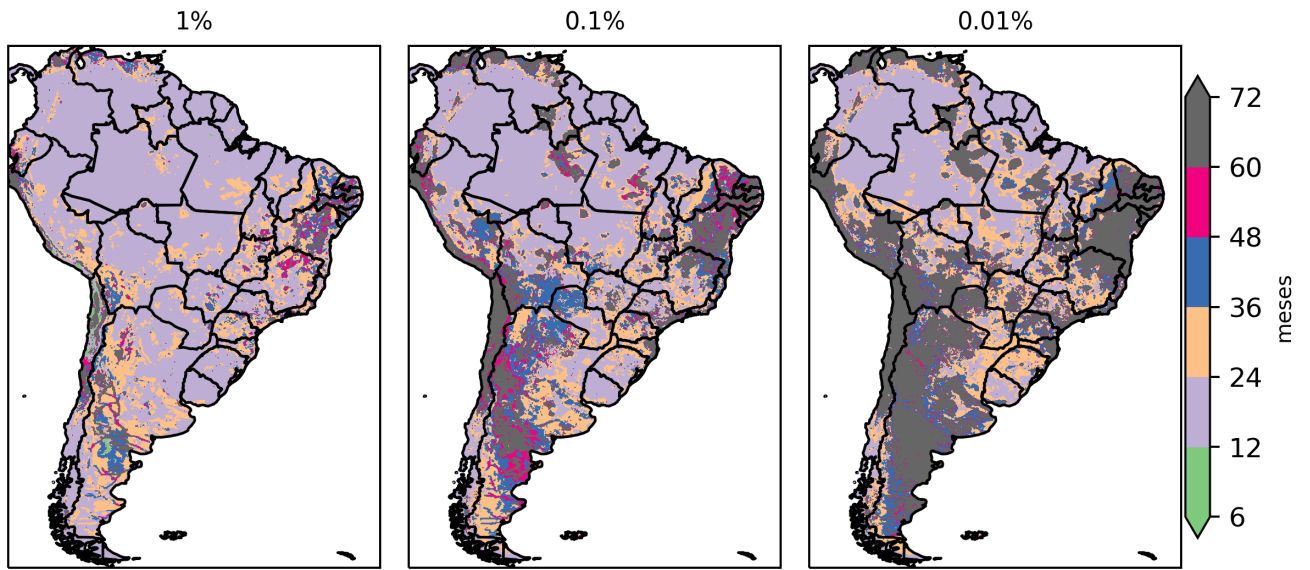


Figura 5.4 - Ciclos de *spin-up* de umidade do solo (100-200 cm).

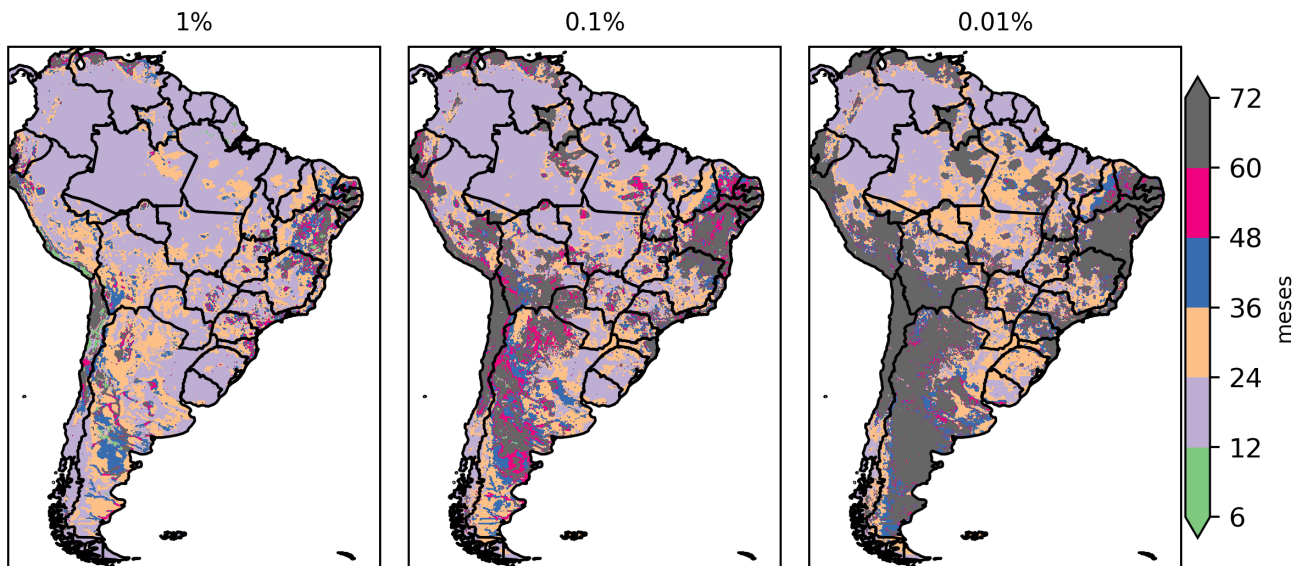
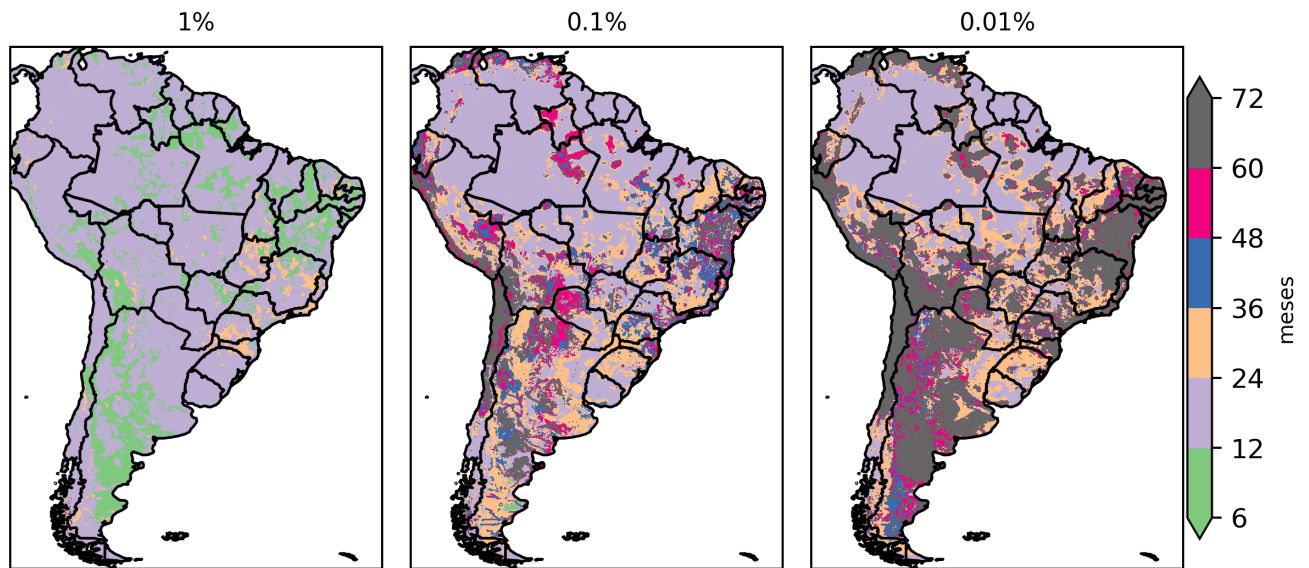


Figura 5.5 - Ciclos de *spin-up* de armazenamento terrestre de água.



5.1.1 Análise regional

O tempo de ajuste para o água continental integrada (ACI) em diferentes regiões tem implicações distintas para o acoplamento superfície-atmosfera e impactos subsequentes em previsões numéricas de curto prazo, médio prazo, subsazonais a sazonais (S2S). As Figuras 5.1,5.2, 5.3,5.4, 5.5 mostram o tempo de *spin-up* com base em três critérios diferentes para variação percentual do mesmo mês nos anos anteriores seguintes (GONCALVES et al., 2006; RODELL et al., 2005), sendo as quatro primeiras apresentando o número de meses para atingir os tempos de *spin-up* da umidade do solo em cada camada de solo Noah-MP, respectivamente, enquanto a Figura 5.5 mostra o número de meses para o ACI. As variações percentuais vão de um critério mais leve (1%) a um critério muito forte (0,01%). Quanto mais forte o critério, menores os erros esperados devido ao ajuste do modelo às mudanças no ACI e na umidade do solo. A análise a partir de agora se concentrará no critério de 0,01% onde foram encontrados *spin-up* maiores que 72 meses em diversas regiões da América do Sul, divididas em: Nordeste do Brasil, Amazônia, Norte do Chile, Argentina e Sul do Brasil/Uruguai.

(A) Nordeste do Brasil:

A evidência de que o tempo de *spin-up* para ACI no Nordeste do Brasil ex-

ceda 72 meses sugere um acoplamento superfície-atmosfera altamente complexo nesta região. Esse tempo prolongado de spin-up indica que prever com precisão as variáveis atmosféricas em diferentes escalas de tempo, de curto a longo prazo, é um desafio devido à resposta atrasada da superfície continental às forçantes atmosféricas. Consequentemente, previsões meteorológicas, previsões sazonais, previsões S2S e projeções climáticas de longo prazo podem apresentar precisão e confiabilidade reduzidas. Essas implicações vão ao encontro dos estudos de (SANTANELLO et al., 2019), que enfatizam a importância de representar com precisão a dinâmica da umidade da superfície e os tempos de spin-up para previsões numéricas aprimoradas.

As interações superfície-atmosfera no Nordeste do Brasil são influenciadas pelas características únicas do solo, vegetação e clima da região. O clima semiárido e a presença da zona de transição a oeste criam um ambiente desafiador para os processos da superfície. A região é caracterizada por baixo teor de umidade do solo, cobertura vegetal esparsa e altas temperaturas. Essas condições levam a altas taxas de evapotranspiração e disponibilidade limitada de água para a vegetação.

Durante os anos de El Niño, o Nordeste do Brasil apresenta uma redução nas chuvas, agravando a aridez. A diminuição da precipitação esgota ainda mais a umidade do solo, resultando em aumento do estresse hídrico para a vegetação. A cobertura vegetal esparsa e a evapotranspiração reduzida durante eventos de El Niño podem afetar os fluxos de energia de superfície e os padrões de circulação atmosférica. Isso pode levar a temperaturas mais altas e condições mais secas, agravando ainda mais as condições áridas da região. Por outro lado, durante os anos de La Niña, o tempo prolongado de spin-up no Nordeste do Brasil implica uma resposta tardia ao aumento das chuvas. Embora os eventos de La Niña normalmente tragam precipitação acima da média para a região, o tempo demorado de ajuste pode impedir a rápida recuperação da umidade do solo e o crescimento da vegetação. Essa resposta lenta pode afetar as taxas de evapotranspiração, os fluxos de energia de superfície e os padrões de circulação atmosférica, influenciando potencialmente a temperatura e dificultando os períodos de recuperação da seca. O tempo prolongado de spin-up, superior a 72 meses, implica que a resposta da superfície continental às anomalias de precipitação, como aquelas associadas aos eventos El Niño e La Niña, pode ser vagarosa.

(B) Região Amazônica:

Na região amazônica, onde o tempo de spin-up do ACI que muitas vezes ultrapassa 12 meses, com algumas áreas centrais experimentando tempos de spin-up mais longos, indo de 48 e 72 meses, isso sugere que o acoplamento superfície-atmosfera na região amazônica também é complexo, com efeitos de memória significativos. A demora no spin-up sugere um ajuste mais lento da superfície, afetando os processos hidrológicos e ecológicos na floresta amazônica, embora as regiões dominantes cheguem na solução até 12 meses.

Em uma região onde as interações superfície-atmosfera são fortemente influenciadas pela densa floresta tropical da região, diversos tipos de vegetação e o extenso sistema do rio Amazonas. A região apresenta alta pluviosidade ao longo do ano, o que contribui para o alto teor de umidade do solo e a abundante disponibilidade de água para a vegetação. A densa cobertura vegetal da floresta amazônica desempenha um papel crucial na regulação do balanço hídrico e energético, sendo grande parte da chuva reciclada por meio da evapotranspiração. Um tempo longo de spin-up contribui para amplificar o desafio de simular os processos físicos de trocas entre superfície-atmosfera dessa complexa região que é tão importante no contexto de previsão numérica da América do Sul. Estudos de [Doughty et al. \(2021\)](#) e [Jimenez et al. \(2018\)](#) apoiam essas implicações, destacando a importância de considerar o tempo de spin-up para ACI na região amazônica para melhorar modelagem e previsões.

Do ponto de vista de padrões climáticos, durante os anos de El Niño, a região amazônica geralmente apresenta chuvas reduzidas. Isso resulta na diminuição dos níveis de umidade do solo e aumento do estresse hídrico para a vegetação. As condições mais secas podem levar à redução da evapotranspiração e mudanças nos fluxos de energia de superfície, afetando os padrões de circulação atmosférica. A redução da evapotranspiração durante os eventos de El Niño pode contribuir para temperaturas mais quentes e condições mais secas, impactando potencialmente o funcionamento geral da floresta amazônica como fonte de umidade atmosférica para o resto do continente. Por outro lado, durante os anos de La Niña, a região amazônica normalmente apresenta chuvas acima da média. O aumento da precipitação melhora as condições de umidade do solo e promove o crescimento da vegetação. O maior teor de umidade do solo e o aumento da evapotranspiração durante eventos de La Niña

também podem influenciar os fluxos de energia de superfície e a circulação atmosférica, potencialmente levando a temperaturas mais baixas e aumento das chuvas na região.

(C) Norte do Chile:

Na região norte do Chile, as interações superfície-atmosfera na região norte do Chile são moldadas pela aridez, precipitação limitada, cobertura vegetal esparsa e disponibilidade limitada de água. O Deserto do Atacama, um dos lugares mais secos do globo, domina esta região. O tempo de ajuste do ACI ultrapassa 72 meses, levando a vieses em ACI que podem levar a imprecisões na representação da umidade do solo, fluxos de energia de superfície e precipitação, afetando a confiabilidade dos modelos numéricos nas diferentes escalas de tempo.

As condições áridas dessa região resultam da combinação da fria Corrente de Humboldt e da presença da Cordilheira dos Andes, que impedem que ventos carregados de umidade cheguem à área. Durante os anos de El Niño, a região norte do Chile geralmente sofre com chuvas reduzidas, agravando a já limitada disponibilidade de água diminui ainda mais, levando a condições extremamente áridas. A diminuição da precipitação resulta em teor de umidade do solo ainda mais baixo e crescimento limitado da vegetação. A falta de cobertura vegetal e a evapotranspiração reduzida durante os eventos do El Niño podem afetar os fluxos de energia da superfície e a circulação atmosférica, potencialmente levando a temperaturas mais altas e condições mais secas. Em contraste, durante os anos de La Niña, a região norte do Chile pode sofrer um aumento das chuvas. Embora a quantidade de chuva ainda seja relativamente baixa em comparação com outras regiões, o aumento da precipitação pode aliviar temporariamente a aridez. O maior teor de umidade do solo e a maior disponibilidade de água durante eventos de La Niña podem influenciar os fluxos de energia de superfície e a circulação atmosférica, potencialmente levando a temperaturas ligeiramente mais baixas e aumento da precipitação na região.

As condições áridas e semiáridas, aliadas à limitada disponibilidade hídrica, já representam desafios para os processos de superfície do solo naquela região que afetam comunidades vulneráveis. Com um tempo de spin-up para ACI superior a 72 meses, as interações superfície-atmosfera no norte do Chile são significativamente influenciadas pelo período de ajuste estendido.

(D) Argentina:

Na Argentina, existem áreas com tempos de spin-up superiores a 48 meses e 72 meses. Os estudos de [Chen et al. \(2010\)](#) e [Moraes et al. \(2021\)](#) destacam a importância da representação precisa do ACI e seu tempo de spin-up na Argentina na performance da modelagem e previsão. As interações superfície-atmosfera na Argentina variam nas diferentes regiões do país devido às diversas condições climáticas e ambientais. A área central da Argentina é caracterizada por um clima temperado com solos férteis, enquanto as regiões do sul possuem temperaturas mais baixas e ventos mais fortes. O país também abrange a Cordilheira dos Andes a oeste e grandes áreas de pampas a leste, conhecidas por sua produtividade agrícola.

Durante os anos de El Niño, a Argentina pode sofrer impactos contrastantes em diferentes regiões. Na área central com solos férteis, os eventos do El Niño geralmente levam ao aumento da precipitação, beneficiando a agricultura. No entanto, em algumas regiões, principalmente no noroeste e nordeste, eventos de El Niño podem trazer condições mais secas e chuvas reduzidas. Essas variações nos padrões de precipitação influenciam o teor de umidade do solo, o crescimento da vegetação e a evapotranspiração, afetando subsequentemente os fluxos de energia da superfície e a circulação atmosférica.

Da mesma forma, durante os anos de La Niña, as diferentes regiões da Argentina podem sofrer impactos variados. Na área central, os eventos La Niña estão associados a precipitações abaixo da média, podendo levar a escassez de água para as culturas. No entanto, em algumas regiões do norte, eventos de La Niña podem trazer aumento de chuvas. Essas variações nos padrões de precipitação influenciam as condições de umidade do solo, o crescimento da vegetação e a evapotranspiração, afetando subsequentemente os fluxos de energia de superfície e a circulação atmosférica.

Na Argentina, onde certas regiões têm tempos de spin-up superiores a 48 e 72 meses, as implicações para as interações superfície-atmosfera são substanciais. As diversas condições climáticas e características ambientais variadas em todo o país contribuem ainda mais para a complexidade dessas interações. Durante os anos de El Niño, o tempo prolongado de spin-up pode amplificar os impactos da redução das chuvas em certas regiões da Argentina. O ajuste demorado da umidade do solo e da resposta da vegetação pode intensificar o estresse hídrico e prejudicar as taxas de evapotranspiração. Isso pode levar

a fluxos de energia de superfície alterados, mudanças na circulação atmosférica e temperaturas potencialmente mais altas nessas regiões. Por outro lado, durante os anos de La Niña, o tempo longo de spin-up na Argentina implica uma resposta atrasada ao aumento das chuvas. Embora os eventos La Niña geralmente tragam precipitação acima da média, a demora no ajuste da superfície pode retardar a recuperação da umidade do solo e o crescimento da vegetação. Essa dificuldade no ajuste pode influenciar as taxas de evapotranspiração, fluxos de energia de superfície e circulação atmosférica, afetando potencialmente a temperatura e precipitação.

(E) Sul do Brasil, Leste da Argentina e Uruguai (Região do Prata):

Na região do Prata, o tempo de spin-up do ACI ultrapassa 24 meses. A resposta atrasada do ACI pode introduzir vieses na umidade do solo, fluxos de superfície e padrões de precipitação, impactando as previsões numéricas de curto a longo prazo. Estudos de [Godoy et al. \(2021\)](#) e [Brêda et al. \(2023\)](#) enfatizam a importância da representação precisa do ACI e do tempo de spin-up na região do Prata na qualidade de previsões. As interações superfície-atmosfera na região do Prata, incluindo o sul do Brasil, leste da Argentina e Uruguai, são influenciadas por um clima temperado, solos férteis e atividades agrícolas significativas. A região apresenta estações distintas, com períodos chuvosos e secos pronunciados. A presença da bacia do Rio da Prata e seus afluentes também desempenha um papel crucial na dinâmica hidrológica da região.

Durante os anos de El Niño, a região do Prata frequentemente experimenta um aumento das chuvas. Com o aumento da precipitação durante eventos de El Niño espera-se um maior teor de umidade do solo, maior disponibilidade de água e aumento do crescimento da vegetação, assim como, taxas de evapotranspiração mais altas e o aumento dos fluxos de energia de superfície, influenciando os padrões de circulação atmosférica, potencialmente levando a temperaturas mais baixas e aumento das chuvas na região. Porém, o tempo longo de ajuste da superfície pode impedir a rápida recuperação da umidade do solo e o crescimento da vegetação, por consequência, influenciar as taxas de evapotranspiração, fluxos de energia de superfície e circulação atmosférica.

Por outro lado, durante os anos de La Niña, a região do Prata pode ter chuvas abaixo da média. A precipitação reduzida durante eventos de La Niña pode resultar em níveis mais baixos de umidade do solo e disponibilidade limitada

de água para a vegetação. A diminuição das taxas de evapotranspiração e os fluxos de energia de superfície alterados durante eventos de La Niña podem afetar os padrões de circulação atmosférica, potencialmente levando a temperaturas mais quentes e condições mais secas na região. O tempo prolongado de resposta da superfície pode prolongar ainda mais os impactos da redução das chuvas, através da umidade do solo e da vegetação que podem intensificar o estresse hídrico e limita as taxas de evapotranspiração.

Os tempos de spin-up para ACI em diferentes regiões, como Nordeste do Brasil, região amazônica, norte do Chile, Argentina e região do Prata, têm implicações distintas para o acoplamento superfície-atmosfera e impactos subsequentes nas previsões numéricas. Os tempos de spin-up prolongados indicam interações complexas e respostas atrasadas, levando a vieses na umidade do solo, fluxos de energia de superfície e padrões de precipitação. Esses vieses afetam a precisão e a confiabilidade das previsões meteorológicas, previsões sazonais, previsões S2S e projeções climáticas em várias escalas de tempo. Também é importante notar, que os impactos específicos dos eventos El Niño e La Niña nas interações superfície-atmosfera, no contexto de tempos prolongados de spin-up, podem variar dependendo da força e duração desses eventos, bem como do clima local e das condições ambientais de cada região.

5.1.2 Conexão entre o Água Continental Integrada (ACI) e umidade do solo

ACI representa o teor total de água na coluna de solo, enquanto a umidade do solo refere-se especificamente ao teor de água nos primeiros metros das camadas do solo. Ambas as variáveis são influenciadas por processos como infiltração, evapotranspiração, escoamento superficial e drenagem, que contribuem para sua interconexão. Para capturar os mecanismos que conectam ACI e umidade do solo, o Noah-MP utiliza as seguintes parametrizações físicas e mecanismos:

- (A) infiltração e redistribuição: O método Green-Ampt ou equação de Richards é utilizada no Noah-MP para simular a infiltração. Essas parametrizações consideram as propriedades do solo, como textura, porosidade e condutividade hidráulica. Em regiões como o Nordeste do Brasil com tempos de spin-up prolongados, a baixa taxa de infiltração devido à baixa condutividade hidráulica e disponibilidade de umidade do solo pode atrasar o ajuste da umidade do solo e, posteriormente, o ACI. Isso pode ser representado pela seguinte equação:

$$Q_{infl} = (K_s * (H - \Psi_s)) / (1 + (K_s * t) / \theta_s) \quad (5.1)$$

(B) Evapotranspiração: O Noah-MP incorpora a equação de Penman-Monteith ou outras parametrizações de evapotranspiração para estimar o fluxo de vapor d'água da superfície. Em regiões como a Amazônia, com tempos de spin-up longos, a alta densidade de vegetação e os processos hidrológicos complexos influenciam as taxas de evapotranspiração. A representação da evapotranspiração impacta a disponibilidade de umidade do solo e subsequentemente o ACI. A equação de Penman-Monteith é dada como:

$$ET = (\delta * R_n + \rho * c_p * \gamma * (VPD/r_a)) / (\lambda * (\delta + \gamma)) \quad (5.2)$$

(C) Escoamento e Drenagem: O excesso de água que não pode ser absorvido ou retido nas camadas do solo contribui para o escoamento superficial. O Noah-MP simula escoamento usando a aproximação de onda cinemática ou outros métodos de roteamento hidrológico. Em regiões como o norte do Chile, onde os tempos de spin-up são prolongados, as chuvas limitadas e as condições áridas resultam em escoamentos e processos de drenagem mínimos, enquanto em regiões como região do Prata ou no sul do Brasil, escoamento e drenagem são fatores importantes para determinar a disponibilidade de água para atividades como a agricultura em larga escala. A representação do escoamento superficial e da drenagem afeta a disponibilidade de umidade do solo e, posteriormente, o ACI, controlando como o excesso de água é redistribuído entre os componentes hidrológicos.

Esses processos são regidos principalmente pela lei de Darcy e pelas forças gravitacionais. A lei de Darcy desempenha um papel crucial na conexão da umidade da superfície do solo com o armazenamento de água terrestre por meio de sua influência no fluxo vertical de água no perfil do solo. A lei, derivada por Henry Darcy em 1856, descreve o fluxo de água através de meios porosos, como o solo, conduzido por gradientes de pressão. Pode ser expressa matematicamente como:

$$q = -K * \left(\frac{d\Psi}{dz}\right) \quad (5.3)$$

Onde q representa a vazão volumétrica por unidade de área, K é a condutividade hidráulica do solo, Ψ denota a carga de pressão e dz representa a coordenada vertical. No contexto do ACI, a lei de Darcy ajuda a estabelecer uma ligação entre o teor de umidade das camadas superficiais do solo e o armazenamento geral de água dentro do sistema terrestre. Ao definir a condutividade hidráulica do solo, a lei de Darcy governa a taxa na qual a água se move verticalmente através da coluna do solo.

Nesse contexto das parametrizações físicas e mecanismos podemos explorar as implicações em cada região:

- (A) Nordeste do Brasil: O tempo prolongado de spin-up (mais de 72 meses) em ACI e a umidade do solo nesta região podem ser atribuídos ao clima semiárido e à resposta lenta da superfície. As parametrizações do Noah-MP, aliadas às propriedades do solo e da vegetação, influenciam no ajuste da umidade do solo e logo no ACI. O ajuste lento pode afetar os fluxos de energia da superfície, as taxas de evapotranspiração e as condições climáticas locais. A disponibilidade de umidade do solo é limitada devido à baixa condutividade hidráulica causada pela textura e estrutura do solo. Como resultado, o ajuste da umidade do solo para o equilíbrio com ACI ocorre em um ritmo lento. A baixa condutividade hidráulica influencia a taxa de movimento vertical da água de acordo com a lei de Darcy, contribuindo para o aumento do tempo de spin-up observado para ACI e umidade do solo nesta região.
- (B) Região Amazônica: O tempo de spin-up para ACI e umidade do solo na região amazônica é superior a 12 meses, com certas áreas centrais experimentando períodos mais longos (mais de 48 meses e mais de 72 meses). A densa cobertura vegetal, o alto índice pluviométrico e os complexos processos hidrológicos dessa região são captados pelo Noah-MP. Essas parametrizações impactam o ajuste da umidade do solo e, posteriormente o ACI, influenciando a evapotranspiração, a temperatura da superfície e a umidade atmosférica. A condutividade hidráulica do solo, que é influenciada por fatores como textura do solo e teor de matéria orgânica, afeta o movimento vertical da água no perfil do solo. Consequentemente, juntamente com a parametrização da condutividade hidráulica no modelo Noah-MP, influencia o ajuste da umidade do solo para o equilíbrio com ACI também tem forte contribuição do teor de matéria orgânica naquela região.
- (C) Norte do Chile: O clima árido e a pluviosidade limitada no norte do Chile resultam em um ciclo de água restrito, levando a tempos de spin-up estendidos (mais de 72 meses) para ACI e umidade do solo. O Noah-MP capta a disponibilidade limitada de água e os processos de ajustes lentos, afetando a representação da umidade do solo e o ACI. A condutividade hidráulica do solo, em conjunto com a lei de Darcy, governa o movimento vertical da água e contribui para o prolongado período de ajuste observado para ACI e umidade do solo. A baixa condutividade hidráulica nesta região restringe a disponibilidade de água e retarda os processos de ajustamento.

- (D) Argentina: Os diversos padrões de clima e vegetação na Argentina contribuem para variações nos tempos de spin-up, com certas regiões experimentando mais de 48 meses e mais de 72 meses. As parametrizações do Noah-MP consideram as complexas interações entre solo, vegetação e processos atmosféricos, impactando no ajuste da umidade do solo e posteriormente ACI. Ajustes prolongados podem afetar a partição de energia, as taxas de evapotranspiração e os padrões de precipitação nessas regiões. Além disso, os tempos de spin-up do ACI e a umidade do solo, quando consideradas as parametrizações da condutividade hidráulica, têm implicações no planejamento e manejo agrícola. O ajuste da umidade do solo para o equilíbrio com ACI é essencial para o crescimento e produtividade das culturas. Tempos de spin-up prolongados podem indicar uma disponibilidade mais lenta de umidade do solo, o que pode afetar os cronogramas de plantio, as estratégias de irrigação e os rendimentos agrícolas gerais.
- (E) Sul do Brasil, leste da Argentina e Uruguai (região do Prata): Essas regiões apresentam tempos de spin-up de mais de 24 meses, indicando um ajuste relativamente lento de ACI e umidade do solo. O clima de transição entre as zonas subtropical e temperada, juntamente com as complexas interações entre a superfície e a bacia do rio da Prata, são capturados pelo Noah-MP. Essas parametrizações impactam os períodos de ajuste, influenciando as condições climáticas regionais, incluindo padrões de precipitação e circulação atmosférica. Da mesma forma que no caso anterior (Argentina), no sul do Brasil e no Uruguai, as atividades agrícolas são significativas, com cultivo de culturas como soja, milho e trigo. Os tempos de ajuste do ACI e a umidade do solo, influenciados pela lei de Darcy e pelas parametrizações da condutividade hidráulica, têm implicações na produtividade agrícola e no manejo da água nessa região. O ajuste da umidade do solo, impulsionado pela dinâmica do ACI, afeta a disponibilidade de água para irrigação e crescimento das culturas.

5.2 Forçante precipitação no SALDAS-2

O modelo de superfície tem como sua principal função simular o balanço de água e energia na superfície continental, incluindo interações entre a atmosfera e a superfície terrestre. Porém, independente do grau de sofisticação da representação dos processos físicos ou da precisão das condições iniciais, os modelos são altamente dependentes das variáveis atmosféricas utilizadas como entrada. Os modelos de superfície, em geral, podem ser executados de forma offline, chama-se assim quando

o modelo está desacoplado de um modelo atmosférico. Desta forma, o modelo necessitará como variáveis de entrada precipitação, radiação de onda curta e longa, temperatura a 2m, umidade a 2m, vento a 10 m e pressão, este conjunto de entradas são chamadas de forçantes. Sendo a precipitação considerada a forçante mais importante no desenvolvimento de um sistema de assimilação dados de superfície (LDAS) e a radiação a segunda variável mais importante, dado os seus impactos diretos no ciclo de água e energia (BIERKENS et al., 2008; COSGROVE et al., 2003a; XIA et al., 2019).

Os LDAS regionais e nacionais têm sido desenvolvidos mais rapidamente que os globais, sendo um dos motivos principais a acurácia das forçantes, que podem ser mais facilmente obtidas em cada país (XIA et al., 2019). Para a América do Sul tem-se desenvolvido o South American Land Data Assimilation System (SALDAS), inicialmente baseado no modelo de superfície SSiB (GONCALVES et al., 2006). Atualmente, tem-se desenvolvido a versão 2 do SALDAS, utilizando o Land Information System (LIS), que permite integrar dados observados de diferentes fontes a diferentes modelos de superfície.

As simulações do SALDAS estão sendo realizadas com os modelos de superfície NOAH-MP e CLSM. Estes modelos recebem como forçantes os dados do Global Data Assimilation System (GDAS) e dados de precipitação do MERGE.

Quando trata-se de LDAS um sistema utilizado como referência global é o GLDAS, que busca utilizar as melhores forçantes distribuídas globalmente, realizando simulações com os offline com os modelos de superfície NOAH, CLM, VIC, Mosaic e Catchment. As forçantes meteorológicas do GLDAS são fornecidas pelo GDAS, complementadas pelo composto de análises de precipitação fornecido pela NOAA (CMAP - Merged Analysis of Precipitation) e dados de radiação incidente derivados de satélite fornecido pela Air Force Weather Agency (ZAITCHIK et al., 2008). O fato destes sistemas não estarem acoplados a um modelo atmosférico garante a solução da superfície mais próxima possível do observado e isolando os erros a própria solução da superfície. Para fins de comparação das simulações do SALDAS com o NOAH-MP, serão utilizadas as simulações do GLDAS realizadas com o modelo NOAH.

Com intuito de compreender as diferentes respostas hidrológicas entre o SALDAS e GLDAS, faz-se necessário entender as diferenças entre a entrada de água no sistema de superfície. Sendo assim, comparou-se a forçante de precipitação do SALDAS e GLDAS com o conjunto de dados observados em estações meteorológicas fornecido

pelo CPTEC/INPE.

Primeiramente, foram calculadas as médias climatológicas mensais entre 2000 e 2020, para os dados observados, SALDAS e GLDAS, então, calculou-se a diferença percentual entre o campos observado e a forçante de precipitação de ambos modelos, as Figuras 5.6 e 5.7 mostram essa diferença espacialmente, pode-se observar que em geral o GLDAS predominantemente superestima a precipitação na maior parte das regiões do Brasil ao longo de todos os meses do ano. Já o SALDAS apresenta um padrão predominante de subestimar a precipitação, porém com valores inferiores ao encontrado no GLDAS. Pode-se notar também que entre os meses de maio e setembro tem-se as diferenças mais significativas, principalmente no sudeste, centro-oeste e nordeste brasileiro. No SALDAS alguns destes meses também apresentam diferenças significativas, inclusive apresentando superestimativas no centro-oeste como no GLDAS. Este é o período condizente com a estação seca da região, quando os valores médios de precipitação são baixos e pequenas variações de chuva podem apresentar alta diferença percentual.

A Figura 5.8 apresenta as estatísticas espaciais sobre todo o Brasil, baseado nas diferenças médias climatológicas mensais, em termos de valores absolutos de precipitação, o período com as maiores diferenças estão entre os meses de outubro e fevereiro, que compreende a estação chuvosa do sudeste e centro-oeste, no caso do GLDAS superestimando e do SALDAS subestimando, porém em termos de diferença percentual este padrão não é bem definido, ainda assim percebe-se que as diferenças do GLDAS são em muitos meses o dobro do que encontrado para o SALDAS. Por fim, o GLDAS também apresenta maior variabilidade com relação ao observado, como mostrado pelo desvio padrão. Existe um padrão sazonal bem definido em ambos modelos, onde as maiores variabilidades ocorrem no período de estação chuvosa.

Figura 5.6 - Diferença percentual de precipitação entre saldas e observado e gldas e observado de janeiro a junho.

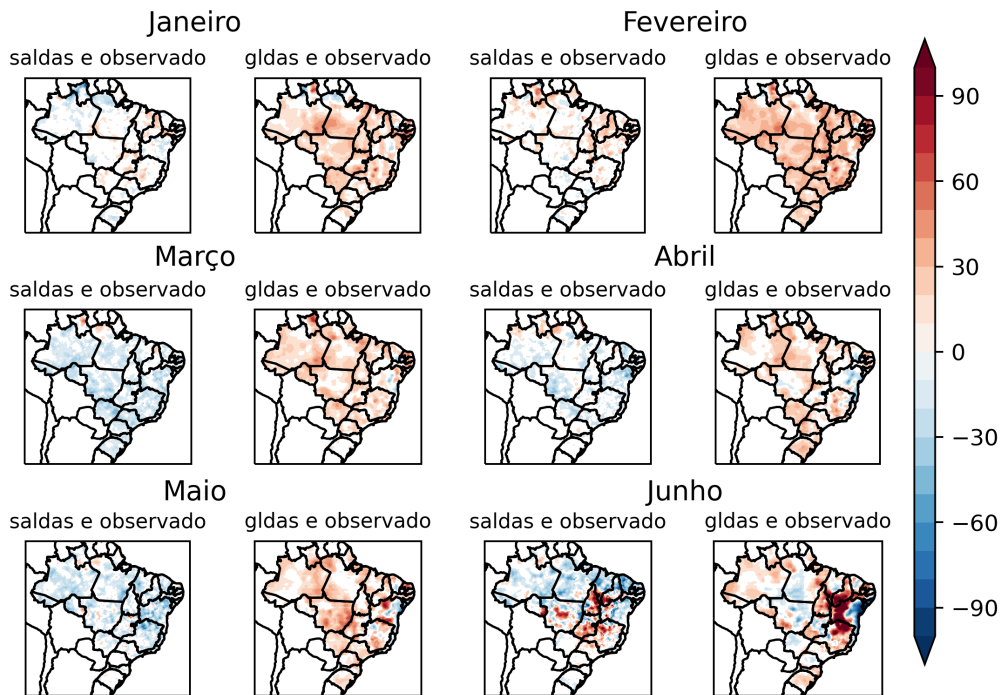


Figura 5.7 - Diferença percentual de precipitação entre saldas e observado e gldas e observado de julho a dezembro.

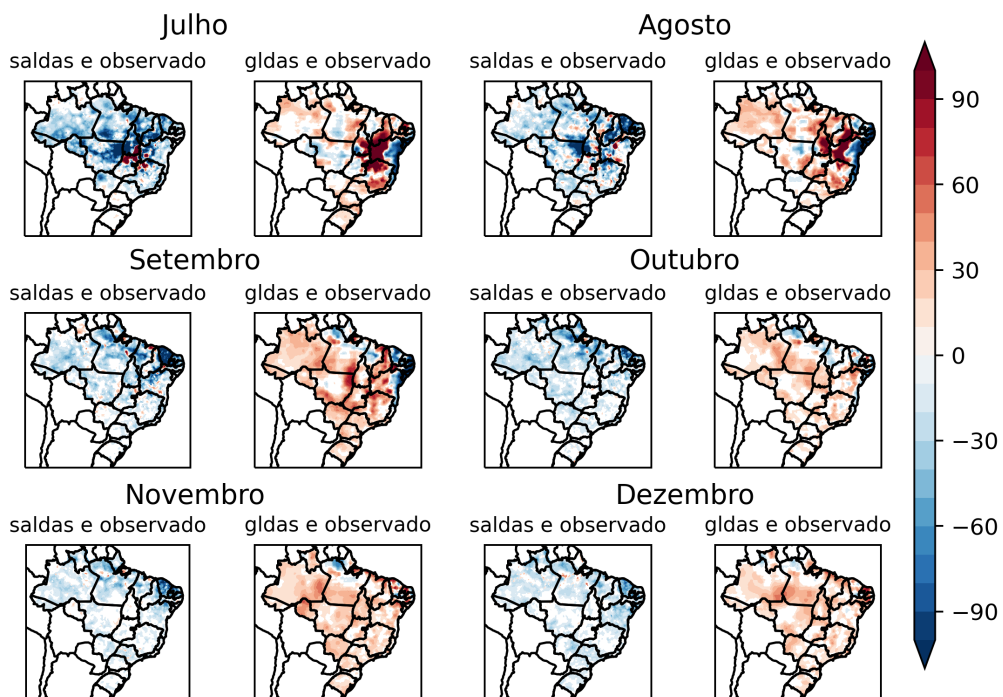
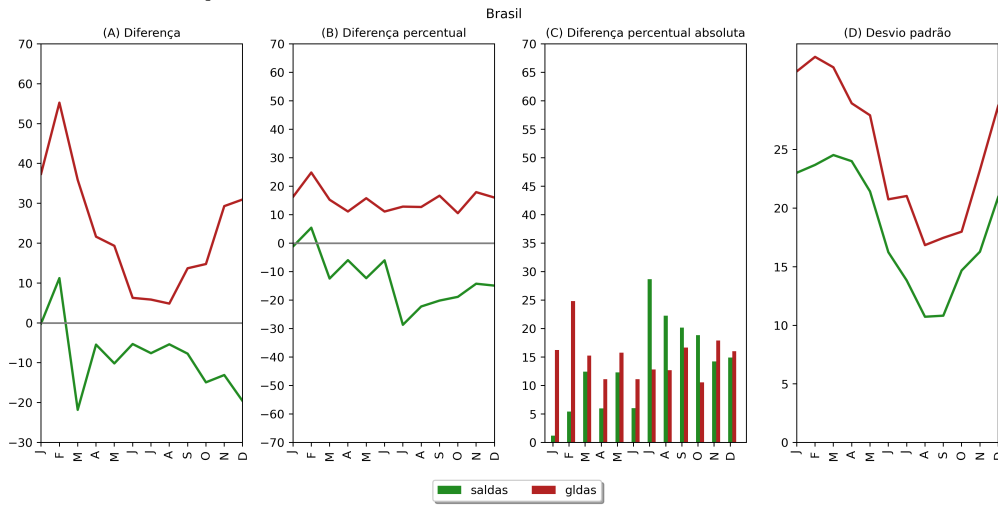


Figura 5.8 - Diferença percentual de precipitação entre saldas e observado e gldas e observado de julho a dezembro.



Passando do contexto geral da América do Sul para uma avaliação regionalizada, a fim de compreender as variações em diferentes regimes climáticos, foi aplicada a mesma metodologia para 6 bacias: São Francisco, Parnaíba, Amazônica, Tocantins-Araguaia, Uruguai e Paraná.

A escolha das bacias hidrográficas do São Francisco, Parnaíba, Amazônica, Tocantins-Araguaia, Uruguai e Paraná para uma análise hidrometeorológica da precipitação mensal durante o período de 2000 a 2020, comparativa entre o SALDAS2 e o GLDAS, bem como para o estudo de avaliação dos mesmos em comparação com o GRACE, é justificada por suas características ecohidroclimáticas diferentes em cada uma das bacias.

A Bacia do São Francisco é uma das mais importantes do Brasil, abrangendo uma área de aproximadamente 630.000 km². Apresenta um clima predominantemente tropical, com uma estação seca marcada e uma estação chuvosa bem definida. É uma bacia de extrema importância para a agricultura e o abastecimento de água, além de ser uma região onde ocorrem conflitos relacionados à gestão dos recursos hídricos. O comportamento da precipitação mensal na Bacia do São Francisco é influenciado pela variabilidade climática regional e pelos sistemas atmosféricos que afetam a região, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e os sistemas convectivos de mesoescala.

A Bacia do Parnaíba abrange uma área de aproximadamente 344.000 km² e engloba

partes dos estados do Maranhão, Piauí e Tocantins. É caracterizada por um clima tropical semiárido, com variações significativas de precipitação entre as estações seca e chuvosa. A bacia é conhecida por sua diversidade ecológica, incluindo ecossistemas como o Cerrado e a Caatinga. A análise da precipitação mensal nessa bacia permitirá compreender os padrões de variabilidade climática e sua influência nos recursos hídricos e no equilíbrio hidrológico regional. Além disso, a comparação entre o SALDAS e o GLDAS nessa região permitirá avaliar a capacidade desses modelos em representar com precisão os processos hidrológicos em um ambiente semiárido.

A Bacia Amazônica é a maior bacia hidrográfica do mundo, cobrindo uma área de aproximadamente 6 milhões de km², com mais de 60% do território brasileiro. É caracterizada por um clima equatorial úmido, com alta pluviosidade ao longo do ano. A região abriga a maior floresta tropical do mundo, desempenhando um papel fundamental no ciclo hidrológico global e no armazenamento de carbono. A análise tem como foco, o entendimento da variabilidade espaço-temporal da precipitação na região, os processos de evapotranspiração e a resposta hidrológica da bacia às mudanças climáticas visto a importância do ACI para escalas longas de tempo.

A Bacia do Tocantins-Araguaia é a segunda maior bacia hidrográfica inteiramente brasileira, cobrindo uma área de aproximadamente 800.000 km², abrangendo os estados do Tocantins, Goiás, Pará e Maranhão. É caracterizada por um clima tropical sazonal, com uma estação seca bem definida e uma estação chuvosa com influência da ZCAS. A bacia é de grande importância para a geração de energia hidrelétrica e apresenta uma rica diversidade de ecossistemas, incluindo áreas de cerrado e floresta amazônica. A análise permitirá avaliar a representação dos processos hidrológicos e a variabilidade da precipitação em diferentes regimes climáticos sazonais.

A Bacia do Uruguai é uma bacia transfronteiriça, com uma área de aproximadamente 186.000 km² no Brasil e 70.000 km² na Argentina. Abrange partes dos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, no Brasil, e das províncias de Misiones, Corrientes, Entre Ríos e Buenos Aires, na Argentina. A bacia é influenciada por um clima subtropical úmido, com chuvas bem distribuídas ao longo do ano. É uma região de grande importância econômica e ambiental, com atividades agrícolas e pecuárias significativas.

Por fim, a Bacia do Paraná é uma das principais bacias hidrográficas do Brasil, cobrindo uma área de aproximadamente 879.000 km². Abrange partes dos estados de São Paulo, Minas Gerais, Goiás, Mato Grosso do Sul e Paraná. É caracterizada por um clima tropical, com uma estação seca no inverno e uma estação chuvosa no verão.

A bacia é de grande importância para a agricultura, a geração de energia hidrelétrica e o abastecimento de água. A análise dos padrões de precipitação e ACI nessa bacia permitirá avaliar a representação dos processos hidrológicos e a variabilidade da precipitação em uma região com diferentes usos da terra e atividades econômicas.

A análise das médias mensais de precipitação para o período de 2000-2020 revela características distintas e impactos significativos nas bacias hidrográficas estudadas, considerando as diferenças entre o South American LDAS (SALDAS) e o Global Land Data Assimilation System (GLDAS). Essas diferenças podem ser atribuídas a fatores como a utilização de forçantes atmosféricas regionais de precipitação e radiação pelo SALDAS, em contraste com as forçantes globais empregadas pelo GLDAS. Além disso, o SALDAS possui resolução temporal e espacial mais refinada, o que permite melhor representação das características ecohidroclimáticas, como topografia e padrões de pequena escala no MERGE.

Na bacia do São Francisco (BSF) e Parnaíba, as maiores diferenças percentuais entre o SALDAS e o GLDAS são observadas durante o período de inverno, quando os valores acumulados mensais são os menores (Figura 5.9 e 5.10). Essas diferenças podem estar relacionadas à representação mais realista da precipitação regional pelo SALDAS, considerando a influência de sistemas frontais e a dinâmica atmosférica local. Além disso, a variabilidade mensal mais acentuada no GLDAS sugere que o modelo global pode não capturar adequadamente as características locais da BSF e Parnaíba, como a influência de fenômenos de escala meso e microclimática.

Na bacia do Parnaíba, destaca-se que as maiores diferenças percentuais na forçante do SALDAS são observadas entre os meses de junho e setembro, potencialmente devido às dificuldades na detecção de chuva por satélite nessa região (Figura 5.10). Essas dificuldades podem estar relacionadas à heterogeneidade da vegetação e consequente albedo e à complexidade da cobertura de nuvens na área que impactam na qualidade do retrieval do sensoriamento remoto. A utilização de forçantes de precipitação do MERGE pelo SALDAS, que consideram esses aspectos de forma mais realista, pode contribuir para as diferenças observadas. No entanto, é importante ressaltar que a variabilidade mensal mais elevada no GLDAS indica a necessidade de investigar mais a fundo as características hidrometeorológicas específicas do Parnaíba para um melhor entendimento das diferenças entre os sistemas.

Figura 5.9 - Comportamento médio na Bacia do São Francisco entre forçantes do SALDAS e GLDAS e observações.

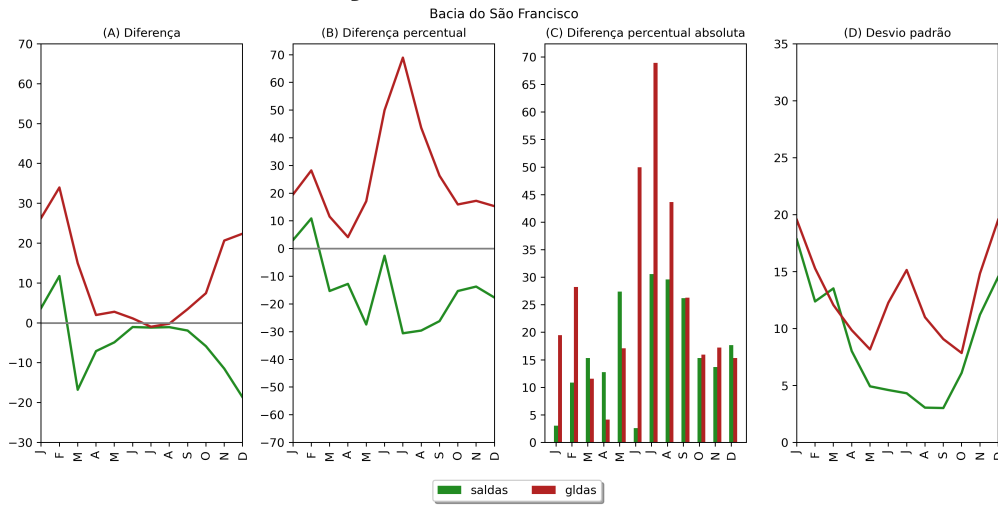
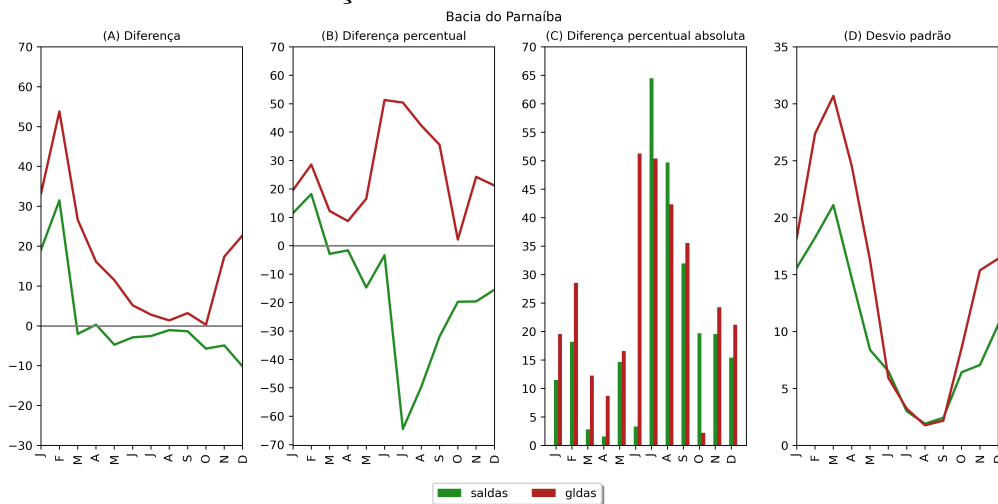


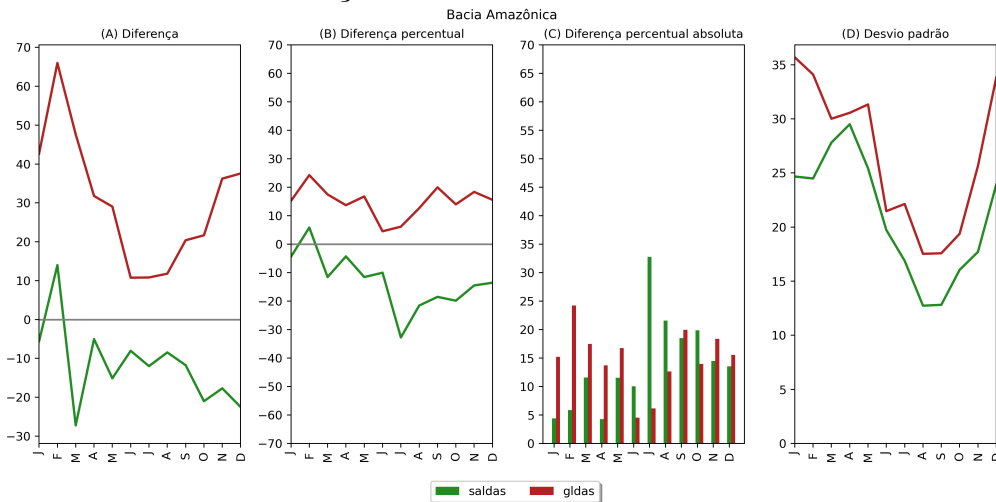
Figura 5.10 - Comportamento médio na Bacia do Parnaíba entre forçantes do SALDAS e GLDAS e observações.



Na bacia Amazônica, as diferenças percentuais são negativas de junho a dezembro, mas mais próximas de zero, sugerindo uma melhor representação da precipitação nesse período pelo modelo regional (Figura 5.11). Essa melhoria pode ser atribuída à consideração mais precisa da homogeneidade da vegetação amazônica, que desempenha um papel crucial na circulação atmosférica local e na formação de sistemas convectivos de mesoescala. Estudos anteriores, como o de Wang et al. (2011),

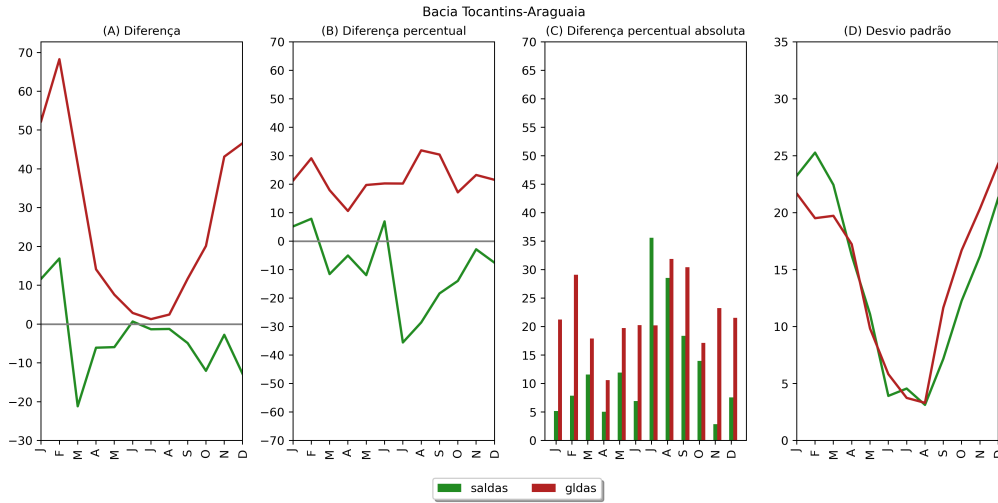
destacam a importância da representação realística da vegetação e da interação solo-atmosfera para a modelagem hidrológica na bacia Amazônica, corroborando os resultados observados.

Figura 5.11 - Comportamento médio na Bacia Amazônica entre forçantes do SALDAS e GLDAS e observações.



Na bacia Tocantins-Araguaia, a maior diferença no SALDAS ocorre somente no mês de julho, indicando uma possível influência de fatores específicos desse período, como a ocorrência de sistemas meteorológicos transientes e a variabilidade da precipitação associada a eventos extremos (Figura 5.12). A representação mais realista da precipitação regional pelo SALDAS, considerando características topográficas e heterogeneidade dos solos, pode contribuir para essa sensibilidade. Estudos anteriores, como o de Ho et al. (2016), enfatizam a importância da interação entre a dinâmica atmosférica e os processos de superfície na hidrologia da bacia Tocantins-Araguaia, ressaltando a necessidade de modelos hidrológicos que considerem essas características.

Figura 5.12 - Comportamento médio na Bacia do tocantins-Araguaia entre forçantes do SALDAS e GLDAS e observações.



Por fim, nas bacias do Paraná e Uruguai, os resultados do GLDAS geralmente apresentam maiores diferenças percentuais em relação ao SALDAS, enquanto a variabilidade entre os sistemas é semelhante (Figura 5.13 e 5.14). Essas diferenças podem estar associadas à menor resolução espacial do GLDAS em relação ao SALDAS, que pode subestimar a heterogeneidade da vegetação e dos solos presentes nessas bacias. Estudos anteriores, como o de Brêda et al. (2023), ressaltam a importância do uso de dados confiáveis de precipitação para a modelagem hidrológica na bacia do Paraná e Uruguai, considerando a influência de sistemas meteorológicos de escala sinótica e eventos extremos nessas regiões.

Figura 5.13 - Comportamento médio na Bacia do Paraná entre forçantes do SALDAS e GLDAS e observações.

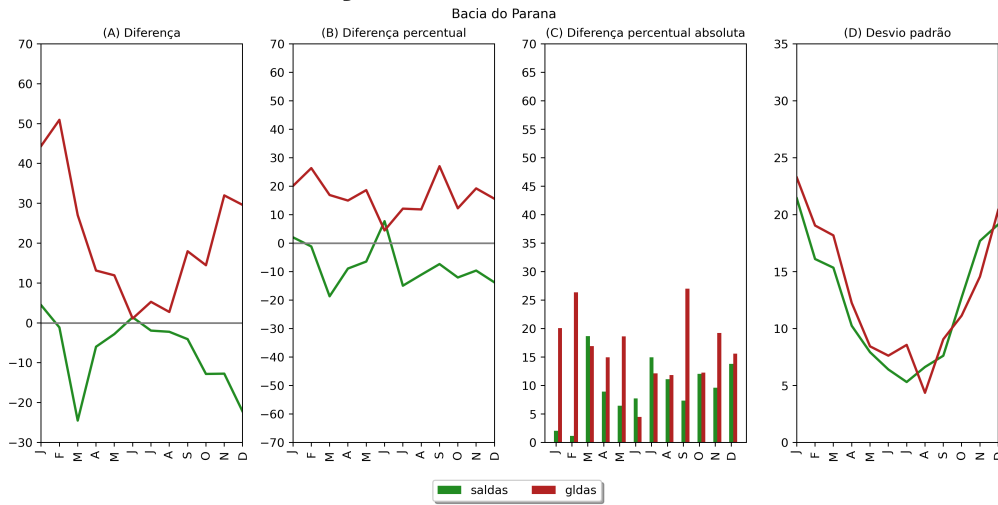
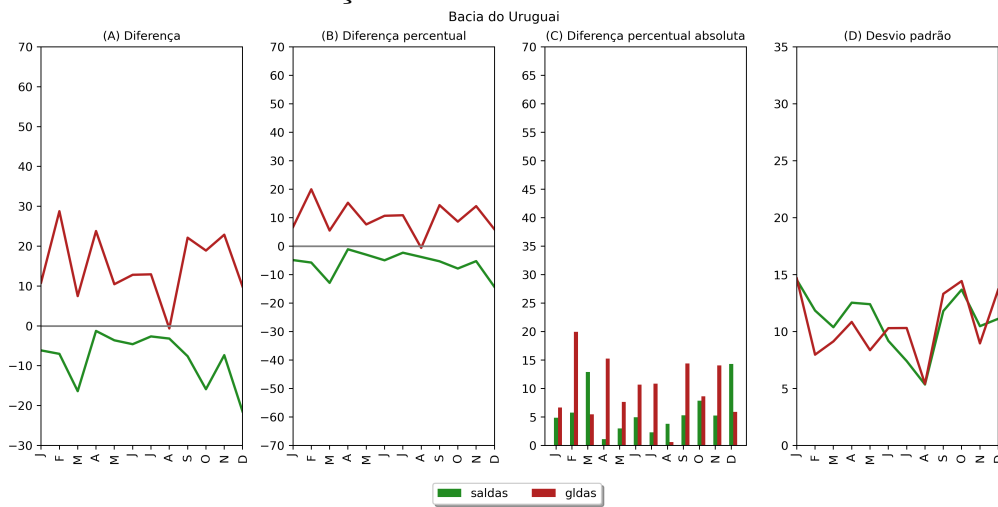


Figura 5.14 - Comportamento médio na Bacia do Uruguai entre forçantes do SALDAS e GLDAS e observações.



A análise das diferenças percentuais e variabilidade na precipitação mensal entre o SALDAS e o GLDAS nas diferentes bacias hidrográficas permite compreender os impactos das características físicas, época do ano, atividades humanas e hidrometeorologia específicas de cada região. A utilização de forçantes atmosféricas regionais (MERGE), com resolução temporal e espacial refinada e a consideração realística da topografia, heterogeneidade da vegetação e solos (por ex., albedo) contribuem para

uma representação mais precisa dos processos ecohidroclimáticos. Ainda assim, é importante destacar a necessidade contínua de pesquisas que investiguem e aprimorem a modelagem hidrológica nessas regiões específicas, incorporando informações físicas realísticas para melhor compreensão dos fenômenos hidrológicos.

5.3 Representação de ACI pelo SALDAS-2

Os dados do GRACE possibilitam a compreensão da variabilidade de ACI, sendo esta variabilidade uma composição de várias variáveis, porém a contribuição do armazenamento de água superficial (AAS) de rios, várzeas, pântanos, lagos e reservatórios, por muitas vezes é ignorado. [Getirana et al. \(2017\)](#) demonstrou que AAS contribui com 8% da variabilidade global de ACI, além de AAS ser a componente fundamental de ACI em regiões tropicais.

Buscando entender a variabilidade de ACI na América do Sul, os resultados serão analisados no SALDAS de duas formas: 1) utilizando somente ACI derivada do modelo de superfície (NOAH-MP_S, CLSM_S), ou seja, o somatório de armazenamento de água subterrânea (ASB), umidade do solo (US), equivalente de água de neve (EAN) e armazenamento total de água de interceptada pelo dossel; 2) Adicionando AAS derivada do modelo de roteamento Hymap à variável ACI do modelo de superfície (NOAH-MP_R, CLSM_R).

Esses resultados foram comparados com as observações do GRACE e com o ACI produzido pelo GLDAS. É importante ressaltar que a saída do GLDAS conta apenas com as variáveis do modelo de superfície. A [Figura 5.16](#) apresenta a série temporal das anomalias de ACI do GRACE, NOAH, CLSM e GLDAS entre abril de 2002 e 2020.

Através da [Figura 5.15](#) percebe-se que a bacia Amazônica e Parnaíba-Araguaia apresentam a maior variabilidade anual de ACI entre as bacias analisadas, com valores variando entre +/- 200 mm, os máximos de anomalia de ACI encontram-se entre março e maio e mínimos entre setembro e novembro, os modelos acompanham o padrão porém apresentam menores amplitudes. Na bacia Amazônica o NOAH-MP_R obteve o melhor desempenho, já o CLSM_S e CLSM_R no primeiro semestre do ano apresentou as maiores diferenças do GRACE. Na bacia do Tocantins-Araguaia em geral, a simulação do CLSM apresentou valores mais próximos ao GRACE, ainda que também tenha nesta bacia uma diferença maior no período de verão.

A bacia do Parnaíba possui um padrão anual semelhante às anteriores, porém com

valores variando entre +/- 100 mm e o mínimo de ACI foi encontrado entre novembro e dezembro, nesta bacia o CLSM simulou melhor a anomalia de ACI, já o NOAH simulou melhor que GLDAS no período mais úmido e praticamente não houve diferença no período mais seco. Na bacia do São Francisco o GRACE também apresenta um padrão anual semelhante às demais, porém apresenta anomalia negativa durante todos os meses, devido ao valor médio compreender o período de 2004 a 2009 somente. Por outro lado, os modelos mantêm as anomalias oscilando entre +/- 50mm, todos mantendo um padrão anual semelhante.

As bacias localizadas mais ao sul do Brasil, a bacia do Paraná e Uruguai apresentam variabilidade sazonal menor, principalmente na bacia do Uruguai que teve um período mais seco de janeiro a março e quase constante de maio e novembro, percebe-se que o CLSM se aproxima mais do GRACE na estação seca que os demais modelos. Na bacia do Paraná os modelos subestimaram o período de janeiro a setembro.

As simulações dos modelos possuem padrões semelhantes entre eles em todas as bacias e de modo geral tem dificuldade de simular a amplitude dos máximos e mínimos de anomalia de ACI, gerando a hipótese dos atingirem a saturação antes do observado e por consequência também secarem mais rapidamente. Além disso, o modelo CLSM apresenta melhores resultados que os demais em períodos do ano tipicamente secos.

Figura 5.15 - Ciclo anual de anomalias de ACI para bacias do Brasil.

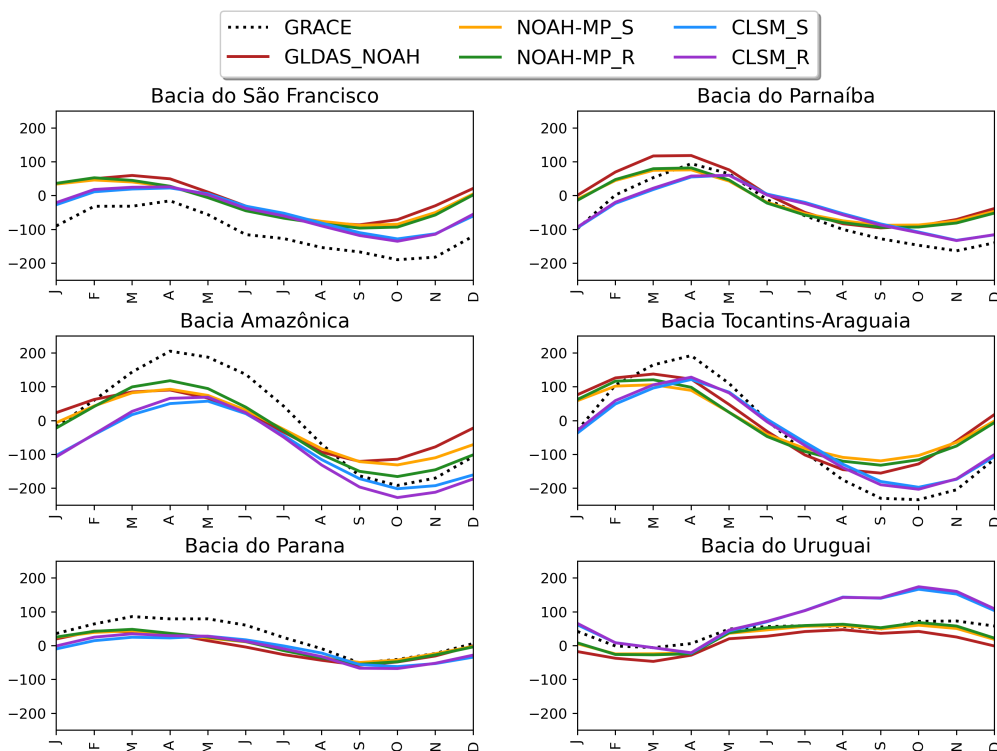


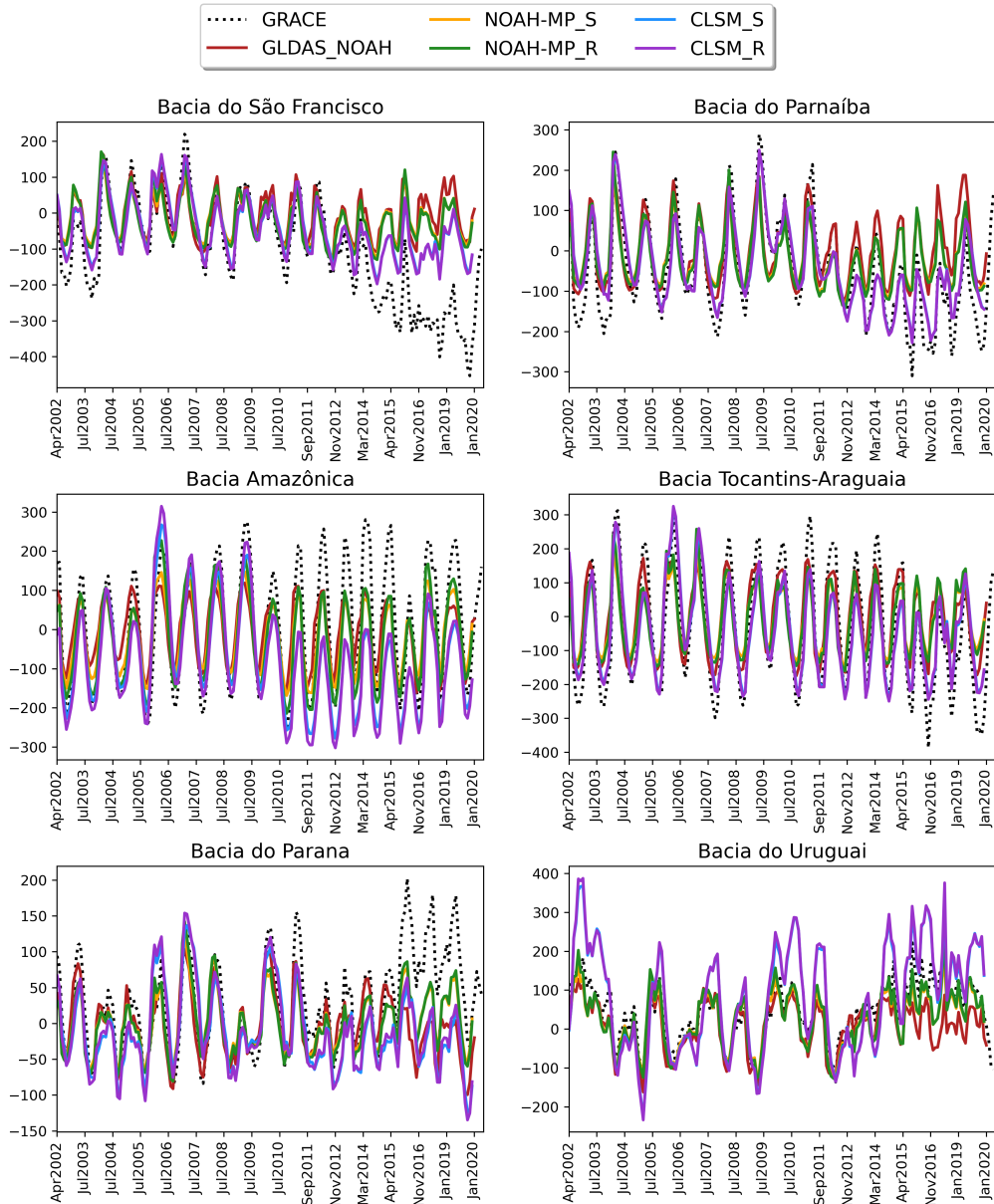
Figura 5.16 mostra a série temporal de anomalia de ACI do GRACE, NOAH, CLSM e GLDAS entre abril de 2002 e 2020. As bacias do São Francisco e Parnaíba mostram que os modelos acompanham a variabilidade sazonal porém em geral não atingem os valores do período mais seco (mínimo de ACI), nestas bacias a partir de 2014 foi detectado pelo satélite uma redução na água armazenada que não foi reproduzida pelo modelos, sendo levemente melhor representada pelo CLSM, já que ele tem mostrado um padrão de ser mais seco.

Na bacia Amazônica e Tocantins-Araguaia, que são as bacias com sazonalidade bem marcada e com as maiores amplitudes, os modelos em geral não conseguem simular os picos de anomalias, mais uma vez o CLSM consegue se aproximar mais dos valores mínimos, porém tem os valores máximos muito abaixo dos demais.

A bacia do Paraná e Uruguai apresentam simulações do NOAH e GLDAS muito próximas do estimado pelo GRACE, apesar que a partir de 2016 na bacia do Paraná ser observado tendência de um período mais úmido, padrão não capturado pelos modelos, principalmente pelo CLSM. Na bacia do Uruguai o modelo CLSM, em geral, tem picos mais úmidos, já o NOAH e GLDAS apresentam grande semelhança

ao observado pelo satélite. As menores diferenças entre CLSM com inclusão do armazenamento de água superficial em relação ao NOAH, potencialmente está ligada ao padrão mais seco do CLSM, já que o Hymap utiliza o conteúdo de água excedente do modelo de superfície.

Figura 5.16 - Série temporal média mensal de anomalia de ACI entre 2002 a 2020.



As análises indicam que os modelos de superfície, como o NOAH e o CLSM, têm limitações em reproduzir com precisão a variabilidade do ACI observada pelo satélite

GRACE. A inclusão do armazenamento de água superficial pode ajudar a melhorar a representação do ACI, mas ainda há desafios em reproduzir adequadamente os picos de anomalias e capturar tendências de umidade em determinadas bacias.

5.3.1 Possíveis causas dos erros dos LSMs

Para compreender as possíveis causas, acrescenta-se uma análise quantitativa dos resultados a partir de algumas hipóteses que podem auxiliar no entendimento dos resultados simulados:

a. Os modelos de superfície, como NOAH e CLSM, podem apresentar limitações em representar com precisão os processos hidrológicos e as interações entre os diferentes componentes do ACI devido à necessidade de calibração dos parâmetros, específicas para as regiões de interesse. Isso pode resultar em discrepâncias entre os valores simulados pelos modelos e as observações do satélite GRACE.

Através de uma simples formulação matemática é possível ilustrar esse processo através da equação do balanço hídrico, que descreve a variação do armazenamento de água no solo ao longo do tempo: $\Delta S = P - ET - Q$, onde ΔS é a variação do armazenamento de água no solo, P é a precipitação, ET é a evapotranspiração e Q é o escoamento. As formulações utilizadas nos modelos de superfície para calcular esses componentes podem ter incertezas ou simplificações que afetam a precisão das simulações.

b. A falta de consideração do AAS em alguns modelos, como mencionado anteriormente, onde o AAS é uma componente importante da ACI, especialmente em regiões tropicais. A falta de inclusão adequada do AAS nos modelos de superfície, como NOAH e CLSM, pode levar a diferenças significativas entre as simulações e as observações. Uma possível abordagem para incorporar o AAS no equacionamento destes LSMs é adicionar o termo de armazenamento de água superficial (AAS) à equação do balanço hídrico: $\Delta S = P - ET - Q + AAS$. O termo AAS representa a contribuição do armazenamento de água superficial na variação do armazenamento de água no solo ao longo do tempo. O modelo de roteamento Hymap pode fornecer estimativas desse componente que podem ser adicionadas aos modelos de superfície em simulações acopladas entre LSM/Hymap em modo “two-way”.

c. A sensibilidade à sazonalidade e eventos extremos devido a falta de calibração também pode afetar a variabilidade sazonal e a ocorrência de eventos extremos, como secas e enchentes, podem ter um impacto significativo na ACI. Os modelos podem

não capturar com precisão essas variações sazonais e eventos extremos, resultando em discrepâncias entre as simulações e as observações. Isso pode ser ilustrado pela incorporação de funções sazonais e termos de eventos extremos nas equações de balanço hídrico utilizadas nos modelos. Por exemplo, a evapotranspiração pode ser modelada como: $ET = ET_base + ET_seasonal + ET_extreme$, onde ET_base é a evapotranspiração de base, $ET_seasonal$ é a contribuição sazonal e $ET_extreme$ é a contribuição de eventos extremos. A precisão dessas formulações sazonais e de eventos extremos pode influenciar os resultados simulados.

d. Erros ou incertezas nos dados de entrada, como precipitação e temperatura, e nos parâmetros do modelo podem levar a diferenças entre as simulações e as observações. A qualidade dos dados de entrada e dos parâmetros utilizados nos modelos é crucial para obter resultados precisos. Já foi demonstrado através da formulação do MERGE, que a precipitação estimada a partir de observações de satélite combinados com estações meteorológicas reduz as incerteza nesses dados. Uma vez quantificadas estas incertezas, estas informações podem ser incorporadas às equações do balanço hídrico como termos de erro ou como variação nas estimativas de P.

5.3.2 Performance do SALDAS sobre as bacias do São Francisco e Parnaíba

Para investigar especificamente as possíveis causas da discrepância entre os modelos de superfície (NOAH e CLSM) e os dados observados nas bacias do São Francisco e Parnaíba, as análises são apresentadas como segue.

a. Variabilidade climática: Analisando os dados climáticos disponíveis, verificou-se que o período em questão apresentou um padrão de variabilidade climática, com eventos de seca mais intensos e prolongados. Esses eventos podem ter afetado significativamente o armazenamento de água nas bacias do São Francisco e Parnaíba. Observou-se uma redução na precipitação durante esse período, o que contribuiu para a diminuição dos níveis de água nas bacias. Além disso, ocorreram variações nas temperaturas, o que pode ter influenciado a evapotranspiração e, consequentemente, a disponibilidade de água nas bacias.

b. Limitações dos modelos de superfície: Ao examinar as parametrizações físicas mais relevantes dos modelos NOAH e CLSM, verificou-se que existem algumas limitações que podem afetar sua capacidade de reproduzir adequadamente os padrões hidrológicos nas bacias em estudo. Um fator relevante é a representação das características do solo, como capacidade de armazenamento de água e condutividade hidráulica,

que podem variar espacialmente e influenciar a resposta hidrológica. Além disso, a parametrização da vegetação e da interceptação de chuva também pode afetar a estimativa do escoamento e da evapotranspiração. É importante ressaltar que, embora esses modelos sejam amplamente utilizados, é necessário um ajuste cuidadoso de suas parametrizações para cada região específica como discutido anteriormente.

c. Mudanças na operação do sistema de barragens: A operação do sistema de barragens nas bacias do São Francisco e Parnaíba também pode ter contribuído para as discrepâncias observadas. Durante o período em análise, não foram identificadas mudanças significativas nas regras de operação das barragens que pudessem explicar diretamente a redução no armazenamento de água observada pelos satélites. No entanto, é importante considerar que a operação das barragens pode influenciar os fluxos de água, especialmente em períodos de seca. A liberação inadequada de água ou o uso para outros fins, como irrigação ou abastecimento urbano, podem reduzir o armazenamento disponível nas bacias.

Com base nessas análises, é possível traçar algumas hipóteses para explicar a discrepância entre os modelos e os dados observados nas bacias do São Francisco e Parnaíba:

- Hipótese 1: A variabilidade climática, caracterizada por eventos de seca mais intensos e redução da precipitação, influenciou significativamente a disponibilidade de água nas bacias, afetando os níveis de armazenamento e os fluxos hidrológicos. Os modelos de superfície podem não ter capturado adequadamente essas variações climáticas.

- Hipótese 2: As parametrizações físicas dos modelos Noah e CLSM, como a representação do solo e da vegetação, podem não ter sido adequadas para as características específicas das bacias do São Francisco e Parnaíba, resultando em uma estimativa menos precisa dos fluxos de água e do armazenamento.

- Hipótese 3: Embora não tenham sido identificadas mudanças significativas na operação do sistema de barragens, é possível que pequenas alterações na liberação de água ou no uso para outros fins tenham afetado os fluxos hidrológicos e contribuído para a redução no armazenamento observada.

É importante ressaltar que as formulações matemáticas apresentadas aqui são apenas exemplos simplificados para ilustrar os processos físicos envolvidos. A complexidade real dos modelos de superfície e das interações entre os componentes do ACI é muito

maior e requer abordagens mais detalhadas o que vai além do escopo do presente trabalho.

5.3.3 Análise das anomalias de ACI

A análise comparativa das anomalias hidrológicas nas bacias Amazônica, Paraná, Uruguai, São Francisco, Parnaíba e Tocantins-Araguaia no período de 2000 a 2020 é essencial para compreender as diferenças entre essas bacias em termos de umidade do solo (SMA - Soil Moisture Anomaly), armazenamento de água superficial (SWSA - Surface Water Storage Anomaly) e água subterrânea (GWSA - Groundwater Storage Anomaly). Esta análise tem como objetivo compreender os fatores que contribuem para performance dos modelos do SALDAS e quais processos físicos devem ser considerados. Para isso, é necessário compreender os fatores que influenciam anomalias de ACI em cada bacia como as características físicas, particularidades regionais climáticas e práticas humanas, como agricultura, uso da terra e operação de reservatórios.

a. Bacia Amazônica Estudos mostram que a Bacia Amazônica é caracterizada por uma densa cobertura florestal, resultando em altas taxas de interceptação da vegetação e, conseqüentemente, elevadas anomalias de umidade do solo. Pesquisas também indicam que a Bacia Amazônica apresenta grandes áreas de água superficial, como rios e lagos, resultando em significativas anomalias de armazenamento de água superficial. No entanto, as anomalias de água subterrânea podem ser menos pronunciadas devido à alta permeabilidade do solo e ao comportamento hidrológico complexo da região (HU et al., 2017).

b. Bacia do Paraná Na Bacia do Paraná, as características físicas e as práticas humanas têm influência nas anomalias hidrológicas. Estudos apontam que a vegetação natural preservada na região resulta em altas anomalias de umidade do solo. A operação de reservatórios para geração de energia e irrigação pode levar a flutuações sazonais nas anomalias de armazenamento de água superficial. Em relação às anomalias de água subterrânea, elas podem ser moderadas, devido à presença de aquíferos sedimentares (MELO et al., 2016).

c. Bacia do Uruguai A Bacia do Uruguai é marcada por áreas agrícolas extensivas e pastagens, o que influencia as anomalias hidrológicas. Estudos mostram que o uso da terra e o tipo de solo afetam as anomalias de umidade do solo, sendo esperadas menores anomalias em áreas agrícolas intensivas. A operação de sistemas de irrigação resulta em elevadas anomalias de armazenamento de água superficial,

especialmente durante a estação chuvosa. No entanto, a intensa extração de água para irrigação e abastecimento urbano pode levar a anomalias de água subterrânea reduzidas (ABELEN et al., 2015).

d. Bacia do São Francisco Devido ao clima semiárido na Bacia do São Francisco, as anomalias de umidade do solo tendem a ser relativamente baixas. Estudos mostram que a alta taxa de evapotranspiração contribui para a redução da umidade do solo na região. A operação de reservatórios para múltiplos usos, como irrigação e abastecimento urbano, influencia as anomalias de armazenamento de água superficial. As anomalias de água subterrânea na Bacia do São Francisco são moderadas, com variações sazonais relacionadas à recarga do lençol freático durante os períodos chuvosos (PAREDES-TREJO et al., 2021).

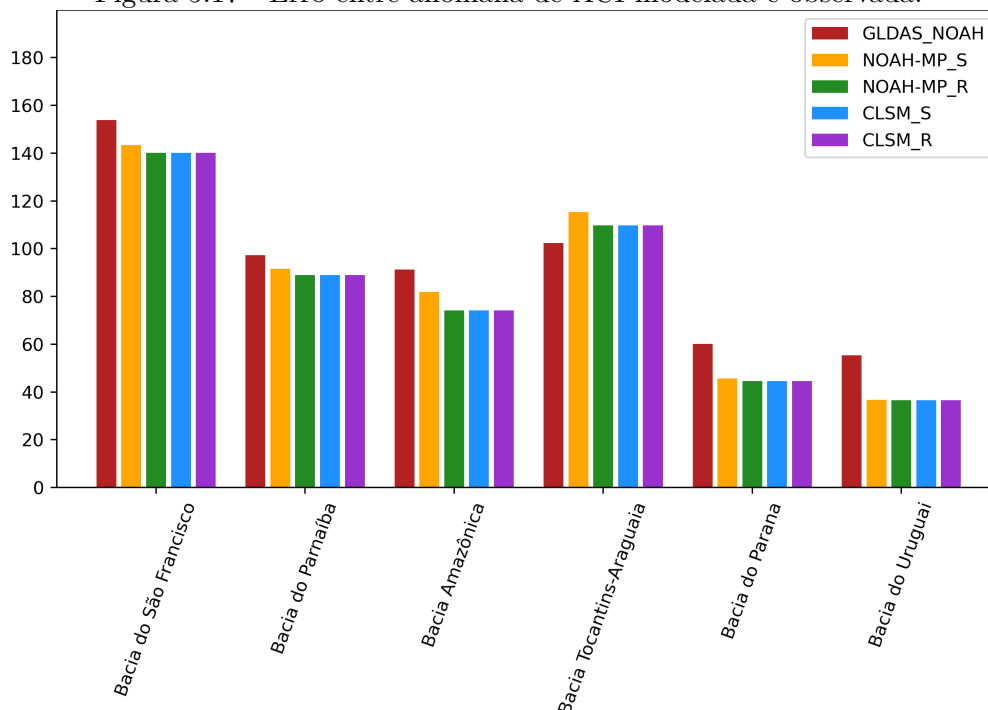
e. Bacia do Parnaíba A Bacia do Parnaíba abrange áreas de transição entre o Cerrado e a Caatinga, resultando em diferenças nas anomalias hidrológicas. Estudos mostram que a cobertura vegetal e o tipo de solo influenciam as anomalias de umidade do solo, sendo esperadas maiores anomalias em áreas com vegetação natural preservada. A operação de reservatórios para abastecimento humano e irrigação pode levar a flutuações sazonais nas anomalias de armazenamento de água superficial. As anomalias de água subterrânea são moderadas, com variações sazonais relacionadas à recarga do lençol freático durante os períodos chuvosos (RUDORFF et al., 2022).

f. Bacia do Tocantins-Araguaia A Bacia do Tocantins-Araguaia possui uma paisagem heterogênea, com florestas, cerrados e áreas agrícolas. Estudos indicam que a vegetação natural contribui para maiores anomalias de umidade do solo em comparação com áreas agrícolas. A operação de reservatórios para geração de energia e irrigação resulta em variações nas anomalias de armazenamento de água superficial. As anomalias de água subterrânea na Bacia do Tocantins-Araguaia são moderadas, com variações sazonais relacionadas à recarga do lençol freático durante os períodos chuvosos (OLIVEIRA et al., 2014).

Os erros entre a anomalia média na bacia observada e modelada são mostrados na Figura 5.17, com exceção da bacia Tocantins-Araguaia, as simulações dos modelos do SALDAS obtiveram erros menores do que o NOAH do GLDAS. A inclusão do armazenamento de água superficial na ACI do modelo NOAH-MP, conduziu a erros menores ou iguais em todas as bacias, já no CLSM não houve diferença.

A Figura 5.18 apresenta o parâmetro de cada bacia estudada, o cálculo de variância foi realizado espacialmente. Observa-se que, com exceção da bacia do Uruguai, as

Figura 5.17 - Erro entre anomalia de ACI modelada e observada.

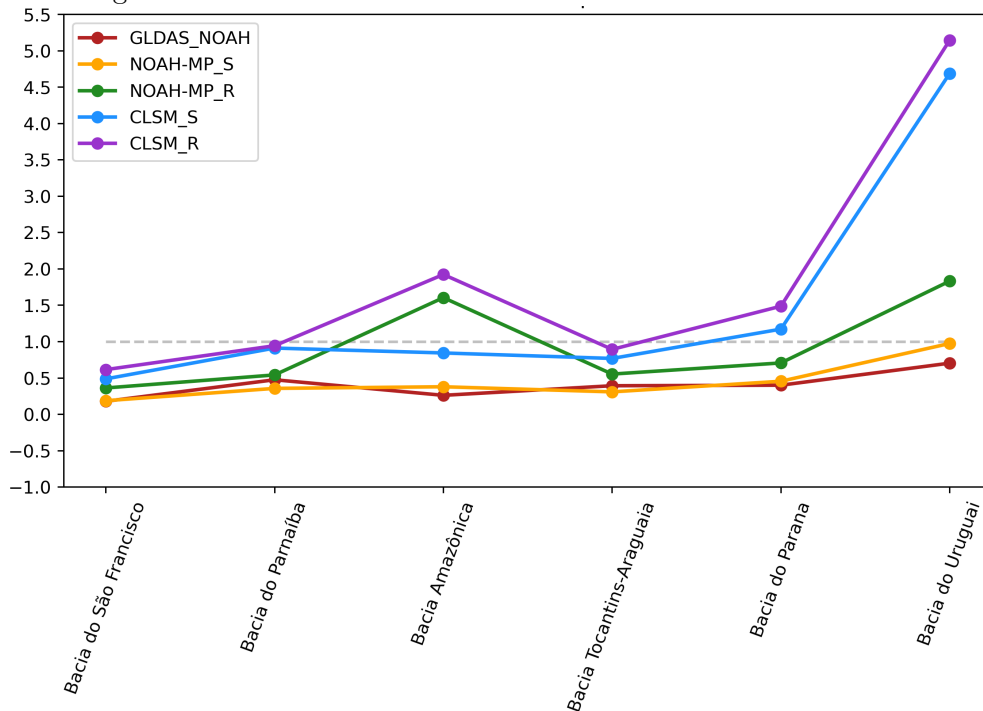


demais bacias quando acrescentamos AAS à ACI a variabilidade das simulações são mais próxima do observado para o modelo NOAH-MP, já o CLSM a inclusão da componente do modelo de roteamento tem resultados praticamente igual ou até inferiores (Amazônia). As bacias que apresentaram maior variabilidade que o GRACE foram: Amazônica pelo CLSM_R e NOAH_R, Paraná pelo CLSM_R, CLSM_S e Uruguai pelo CLSM_R, CLSM_S e NOAH_R. O NOAH-MP_S e GLDAS suavizam a variabilidade em todas as bacias e também na bacia do São Francisco, Parnaíba, Tocantins-Araguaia e Paraná pelo NOAH-MP_R. Em termos de variabilidade na bacia, com exceção da bacia do Uruguai, o CLSM_S obteve melhores resultados.

Sendo a ACI é uma soma das contribuições desde a água interceptada pela vegetação até a água subterrânea, buscou-se compreender qual era o papel da anomalia de umidade do solo (SMA), anomalia de armazenamento de água superficial (SWSA) e anomalia de água subterrânea (GWSA) na anomalia de ACI em cada bacia hidrográfica em estudo. A contribuição relativa mensal foi calculada seguindo a Eq. 5.4:

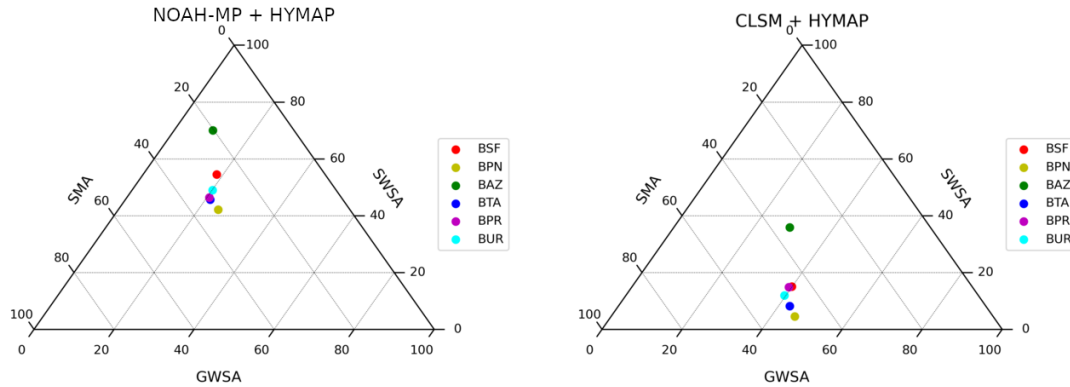
$$RC_{mensal} = \frac{\sigma_i}{\sigma_T} \quad (5.4)$$

Figura 5.18 - Erro entre anomalia de ACI modelada e observada.



Onde σ_i é o desvio padrão da anomalia mensal da i -ésima componente de armazenamento de água e σ_T é o desvio padrão da anomalia mensal de ACI, ambos calculados entre 2002 e 2020. Para SMA utilizou-se o somatório das 4 camadas do solo do modelo NOAH-MP. As contribuições relativas das três componentes foram normalizadas para somar um e plotadas em um diagrama ternário na Fig 5.19. Percebe-se que no modelo NOAH-MP para todas as bacias a contribuição do armazenamento de água superficial é muito relevante, sempre acima de 40%, principalmente na bacia Amazônica onde tem uma contribuição relativa em torno de 70%. A água subterrânea tem uma contribuição de 10% na Amazônia e em torno de 20% nas demais. Já a umidade do solo tem uma contribuição de 20% na Amazônia e nas demais bacias variando entre 25% e 38%. No caso do modelo CLSM na bacia Amazônica as 3 componentes apresentam contribuições quase iguais e as demais bacias tem baixa contribuição do armazenamento de água na superfície, variando entre 4 e 15%, e sendo a maior contribuição a da umidade do solo que está sempre entre 45 e 50%.

Figura 5.19 - Contribuição relativa mensal de SMA, SWSA, e GWSA na anomalia de ACI.



As diferenças nas anomalias hidrológicas entre as bacias dependem da capacidade dos modelos Noah-MP e CLMS de descrever os diferentes processos físicos. A cobertura vegetal desempenha um papel fundamental na interceptação da água e na regulação da umidade do solo. Bacias com florestas tropicais densas, como a Bacia Amazônica, tendem a apresentar altas anomalias de umidade do solo devido à alta interceptação da vegetação. Por outro lado, bacias com áreas agrícolas intensivas, como a Bacia do Uruguai, podem apresentar anomalias mais baixas devido à remoção da vegetação natural e às práticas intensivas de irrigação. Por outro lado, a presença de reservatórios para geração de energia, como na Bacia do Parnaíba e na Bacia do Tocantins-Araguaia, pode levar a variações sazonais nas anomalias de armazenamento de água superficial, pois esses reservatórios controlam o fluxo de água. Além disso, a extração intensiva de água para irrigação e abastecimento humano pode afetar as anomalias de água subterrânea, reduzindo os níveis do lençol freático, como observado na Bacia do Uruguai. Estes processos físicos devem ser devidamente descritos nos modelos de superfície para que, além da correta alocação de água nos diferentes reservatórios, as anomalias mensais de água possam também ser corretamente simuladas.

Além dos processos físicos parametrizados nos modelos, os regimes de chuvas e a variabilidade climática também desempenham um papel importante como moduladores das anomalias hidrológicas simuladas. Bacias com clima semiárido, como a Bacia do São Francisco, tendem a apresentar menores anomalias de umidade do solo devido à alta taxa de evapotranspiração, o que requer que o modelo de superfície seja ajustado de acordo. Por outro lado, bacias com maior precipitação, como a Bacia Amazônica, podem apresentar maiores anomalias de umidade do solo devido à

maior disponibilidade de água, o que não pode ser representado adequadamente no Noa-MP ou CLSM devido às profundidades rasas de solo representada por ambos modelos nesta região.

5.3.3.1 Análise comparativa das anomalias de água nas bacias hidrográficas da América do Sul

A análise comparativa dos diagramas ternários (Figura 5.19) das anomalias de umidade do solo (SMA), armazenamento de água superficial (SWSA) e água subterrânea (GWSA) nas bacias hidrográficas da América do Sul revela diferenças significativas nas contribuições relativas de cada componente.

1. Bacia Amazônica (BAZ):

- Noah + hmap: O diagrama ternário indica que o SWSA é a principal contribuição, seguido pelo SMA e GWSA. Com um valor próximo de 70 para SWSA, é evidente que o armazenamento de água superficial é a componente dominante na ACI na Bacia Amazônica. Isso pode ser atribuído à alta interceptação da vegetação de floresta densa na região assim como o melhor tratamento do escoamento superficial do HYMAP.

- CLSM + hmap: Nesse caso, o diagrama ternário também mostra uma contribuição dominante do SWSA, com um valor de 38. Isso indica que o armazenamento de água superficial continua desempenhando um papel importante na ACI na Bacia Amazônica, de acordo com as formulações e parametrizações específicas do modelo CLSM porém em menor intensidade.

2. Bacia do Paraná (BPR):

- Noah + hmap: O diagrama ternário indica que o SWSA é a principal contribuição, seguido pelo SMA e GWSA. Com um valor de 48 para SWSA, ele é maior do que os valores de SMA (33) e GWSA (20). Portanto, o SWSA é a contribuição dominante na ACI na Bacia do Paraná. A agricultura intensiva e a irrigação podem estar contribuindo para esse resultado, levando a um maior armazenamento de água superficial.

- CLSM + hmap: Nesse caso, o diagrama ternário mostra uma contribuição mais expressiva do SMA, indicando que a umidade do solo desempenha um papel mais proeminente na ACI. Com um valor de 47 para SMA, ele é maior do que os valores de SWSA (18) e GWSA (39). Isso pode ser resultado das formulações e parametriza-

ções específicas adotadas pelo modelo CLSM, que podem considerar características específicas do solo e da vegetação na região diferentes do Noah-MP.

3. Bacia do Uruguai (BUR):

- Noah + hmap: O diagrama ternário indica uma contribuição relativamente equilibrada entre SMA, SWSA e GWSA. Os valores para as três componentes são semelhantes, sugerindo que todas elas têm importância similar na ACI na Bacia do Uruguai.

- CLSM + hmap: Nesse caso, o diagrama ternário mostra uma contribuição mais expressiva do GWSA. Com um valor de 16 para GWSA, ele é maior do que os valores de SMA (50) e SWSA (40). Isso indica que o armazenamento de água subterrânea tem um papel mais proeminente na ACI na Bacia do Uruguai, de acordo com as formulações e parametrizações específicas do modelo CLSM.

4. Bacia do São Francisco (BSF):

- Noah + hmap: O diagrama ternário mostra que o SWSA é a principal contribuição, seguido pelo GWSA e SMA. Com um valor de 55 para SWSA, indica que o armazenamento de água superficial é a componente dominante na ACI na Bacia do São Francisco. O clima semiárido da região e a presença de rios intermitentes podem contribuir para esse resultado.

- CLSM + hmap: Nesse caso, o diagrama ternário indica uma contribuição mais expressiva do GWSA. Com um valor de 40 para GWSA, ele é maior do que os valores de SMA (45) e SWSA (18). Portanto, a contribuição relativa do armazenamento de água subterrânea é maior no modelo CLSM em comparação com o modelo Noah-MP.

5. Bacia do Parnaíba (BPN): - Noah + hmap: O diagrama ternário indica que o SWSA é a principal contribuição, seguido pelo GWSA e SMA. Com um valor de 42 para SWSA, é evidente que o armazenamento de água superficial é a componente dominante na ACI na Bacia do Parnaíba. A presença de vegetação de cerrado e a ocorrência de rios e lagos intermitentes podem contribuir para esse resultado sugerindo análises mais aprofundadas para diferentes estações do ano.

- CLSM + hmap: Nesse caso, o diagrama ternário indica uma contribuição mais expressiva do SMA. Com um valor de 51 para SMA, ele é maior do que os valores de SWSA (5) e GWSA (47). Isso indica que a umidade do solo tem um papel mais proeminente na ACI na Bacia do Parnaíba, de acordo com as formulações e

parametrizações específicas do modelo CLSM.

6. Bacia do Tocantins-Araguaia (BTA):

- Noah + hymap: O diagrama ternário indica uma contribuição relativamente equilibrada entre SMA, SWSA e GWSA. Os valores para as três componentes são semelhantes, sugerindo que todas elas têm importância similar na ACI na Bacia do Tocantins-Araguaia. A presença de solos bem drenados e a vegetação mista podem contribuir para essa distribuição equilibrada.

- CLSM + hymap: Nesse caso, o diagrama ternário indica uma contribuição mais expressiva do SMA. Com um valor próximo de 50 para SMA, ele é maior do que os valores de SWSA (9) e GWSA (42). Isso indica que a umidade do solo tem um papel mais proeminente na ACI na Bacia do Tocantins-Araguaia, de acordo com as formulações e parametrizações específicas do modelo CLSM sugerindo uma análise comparativa futura entre os dois modelos (Noah-MP and CLSM).

As possíveis causas das diferenças nos diagramas ternários e das contribuições relativas de SMA, SWSA e GWSA em cada bacia hidrográfica da América do Sul, levando em consideração as características físicas das bacias e as possíveis diferenças nas parametrizações dos modelos Noah-MP e CLSM podem ser discutidas como segue:

1. Bacia Amazônica (BAZ):

- Características físicas: A Bacia Amazônica é conhecida por sua vasta cobertura florestal e alto nível de interceptação da vegetação. Isso resulta em uma contribuição dominante do armazenamento de água superficial (SWSA) na ACI. A vegetação densa e a alta interceptação da floresta amazônica levam a uma menor infiltração de água no solo, favorecendo o SWSA.

- Parametrizações dos modelos: As parametrizações específicas dos modelos Noah-MP e CLSM podem desempenhar um papel importante na determinação das contribuições relativas. As formulações que consideram a cobertura vegetal e as características do solo podem influenciar a estimativa do SWSA. A parametrização da interceptação da vegetação, a capacidade de armazenamento do solo e a taxa de infiltração são fatores que podem variar entre os modelos e afetar as contribuições relativas.

2. Bacia do Paraná (BPR):

- Características físicas: A Bacia do Paraná é caracterizada por uma combinação de áreas agrícolas intensivas, vegetação nativa e áreas urbanas. A agricultura intensiva e a irrigação podem contribuir para um maior armazenamento de água superficial (SWSA), explicando sua contribuição dominante. A cobertura vegetal é afetada pelas práticas agrícolas e pode influenciar a umidade do solo (SMA) na região.

- Parametrizações dos modelos: As diferenças nas parametrizações dos modelos Noah-MP e CLSM podem levar a diferentes estimativas das contribuições relativas. A parametrização dos solos, como a capacidade de retenção de água e a taxa de infiltração, e a representação da vegetação e suas interações com o ambiente podem influenciar os resultados. Além disso, as práticas agrícolas específicas podem não ser totalmente capturadas pelas parametrizações dos modelos, o que pode resultar em diferenças nos resultados.

3. Bacia do Uruguai (BUR):

- Características físicas: A Bacia do Uruguai apresenta uma combinação de vegetação nativa, áreas agrícolas e diferentes tipos de solo. A contribuição equilibrada entre SMA, SWSA e GWSA pode ser atribuída à heterogeneidade das características físicas da bacia. Solos bem drenados e vegetação mista podem levar a uma distribuição equilibrada da água nas diferentes componentes da ACI.

- Parametrizações dos modelos: As diferenças nas parametrizações dos modelos Noah-MP e CLSM podem resultar em diferentes estimativas das contribuições relativas. As características específicas dos solos, como a capacidade de armazenamento de água e a condutividade hidráulica, podem variar entre os modelos e influenciar os resultados.

4. Bacia do São Francisco (BSF):

- Características físicas: A Bacia do São Francisco abrange uma região semiárida, onde o clima e a disponibilidade limitada de água desempenham um papel importante. A contribuição dominante do SWSA reflete a importância do armazenamento de água superficial nessa região, onde a precipitação pode ser intermitente e os rios podem secar em determinadas épocas do ano.

- Parametrizações dos modelos: As parametrizações específicas dos modelos Noah-MP e CLSM podem levar a diferentes estimativas das contribuições relativas. A representação dos processos de infiltração, a capacidade de armazenamento do solo e a modelagem dos fluxos de água em condições semiáridas podem diferir entre os

modelos e afetar as estimativas de SWSA, SMA e GWSA.

5. Bacia do Parnaíba (BPN):

- Características físicas: A Bacia do Parnaíba possui uma vegetação de cerrado e uma combinação de solos e topografia variados. A contribuição dominante do SWSA pode ser explicada pela capacidade da vegetação de cerrado de reter água, resultando em um armazenamento de água superficial significativo.

- Parametrizações dos modelos: As diferenças nas parametrizações dos modelos Noah-MP e CLSM podem levar a diferentes estimativas das contribuições relativas. A representação da vegetação de cerrado e suas características específicas, como a capacidade de retenção de água e a taxa de evapotranspiração, podem variar entre os modelos e influenciar as estimativas de SMA, SWSA e GWSA.

6. Bacia do Tocantins-Araguaia (BTA):

- Características físicas: A Bacia do Tocantins-Araguaia possui uma combinação de solos bem drenados e vegetação mista. Essa combinação pode resultar em uma distribuição equilibrada das contribuições de SMA, SWSA e GWSA, refletindo as diferentes interações entre solo, vegetação e atmosfera.

- Parametrizações dos modelos: As diferenças nas parametrizações dos modelos Noah-MP e CLSM podem resultar em diferentes estimativas das contribuições relativas. As características específicas dos solos, como a capacidade de armazenamento de água, a condutividade hidráulica e a modelagem dos fluxos de água, podem variar entre os modelos e influenciar as estimativas de SMA, SWSA e GWSA.

Em suma, as diferenças nos diagramas ternários das anomalias de umidade do solo (SMA), armazenamento de água superficial (SWSA) e água subterrânea (GWSA) nas bacias hidrográficas da América do Sul podem ser atribuídas a uma combinação de características físicas das bacias e às parametrizações específicas dos modelos Noah-MP e CLSM. As características físicas, como vegetação, tipo de solo além de fatores externos como práticas de uso do solo, agricultura e operação de reservatórios.

5.4 Análise das componentes principais para a América do Sul durante os verões de El Niño

A precipitação exerce uma influência fundamental no armazenamento de ACI. A quantidade de precipitação que ocorre em uma determinada região afeta diretamente

o abastecimento de água disponível, uma vez que parte da água é absorvida pelo solo, outra parte escorre para os corpos d'água superficiais, como rios e lagos, e uma porção adicional se infiltra e é armazenada nas camadas mais profundas do solo ou em aquíferos subterrâneos.

Segundo [Tourian et al. \(2018\)](#), que utilizaram dados coletados pelo satélite GRACE para analisar as variações no campo gravitacional da região amazônica, foi possível estimar as mudanças no armazenamento total de água na bacia do rio Amazonas, considerando tanto a água superficial quanto a água subterrânea. Os resultados obtidos mostraram uma grande capacidade de armazenamento de água drenável na bacia do rio Amazonas, demonstrando a importância desse sistema fluvial para o equilíbrio hídrico da região. Os autores também destacaram que 61% da variação total do armazenamento de água na bacia do rio Amazonas ocorre no compartimento de águas superficiais.

[Guo et al. \(2021\)](#), que estudaram a variabilidade do ACI sob diferentes cenários climáticos, a variabilidade do ACI está diretamente ligada às variações superficiais, e o ENOS afeta aproximadamente 76% do armazenamento de água terrestre. Grande parte desse impacto ocorre em regiões de floresta tropical, o que também pode ser observado na região amazônica pelo Noah-MP.

De acordo com as simulações do modelo Noah-MP do SALDAS-2, é possível observar nas Figuras 5.20 e 5.21 que durante os meses de verão do hemisfério sul, a precipitação tropical é um fator que causa variabilidade no ACI em uma extensa região da Amazônia. As anomalias pluviométricas na área exercem influência direta nas estimativas de ACI, e constata-se que durante os anos de El Niño, uma parcela significativa da região amazônica foi contemplada com precipitações acima da média, fazendo com que o ACI apresentasse valores de variância positiva em 57,26% dos dados amostrais para o período do verão.

Figura 5.20 - Precipitação média dos anos de El Niño durante os meses de DJF.

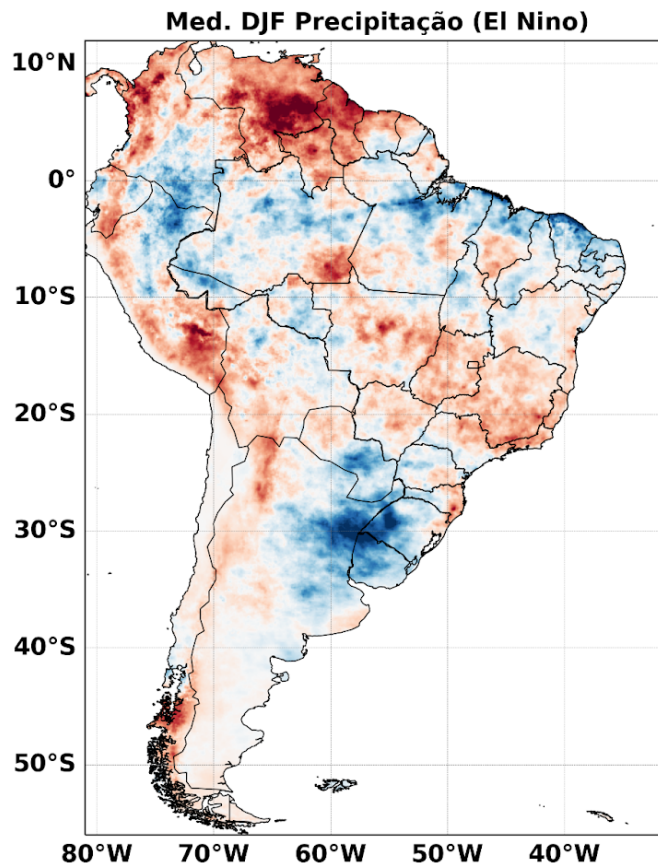
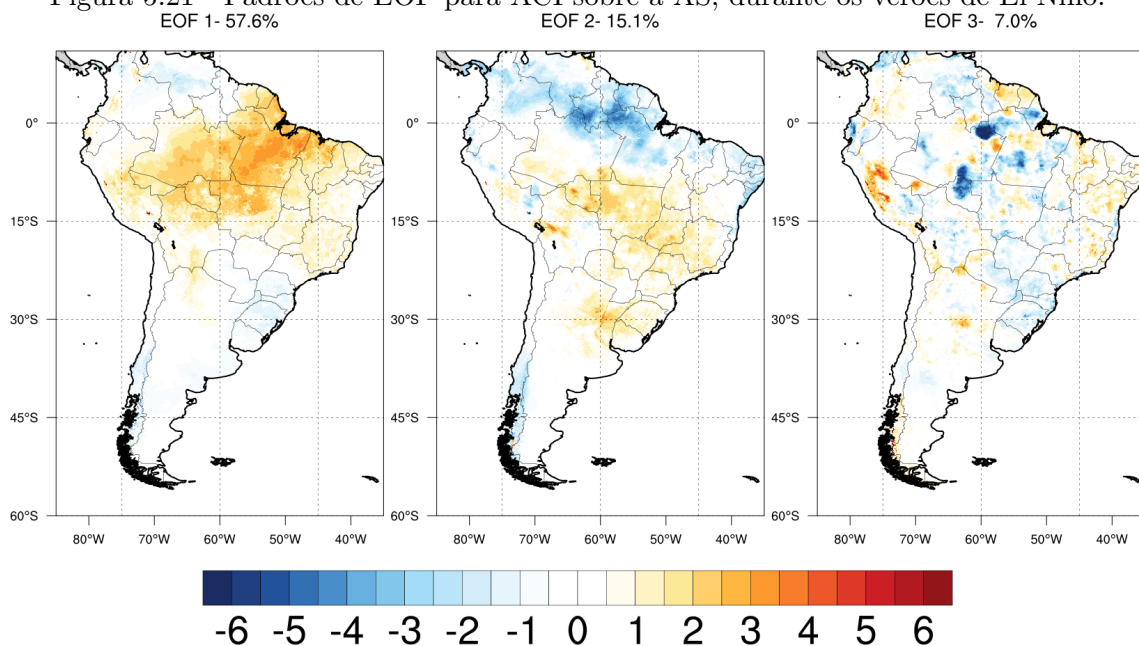


Figura 5.21 - Padrões de EOF para ACI sobre a AS, durante os verões de El Niño.



O fenômeno El Niño exerce um impacto significativo nas regiões Norte e Sul do Brasil, embora de maneiras distintas devido às características climáticas e geográficas específicas de cada região. Na região Norte do Brasil, durante os anos de El Niño, é comum observar a redução na ocorrência de chuvas, inibindo a chuva provocada pela Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCIT). Por outro lado, na região Sul do Brasil, o El Niño geralmente está associado a um padrão climático diferente. Durante esse fenômeno, observa-se aumento da precipitação devido a permanência das frentes frias sobre a região (CAI et al., 2020).

Pode-se observar o padrão de precipitação dos anos de El Niño nos meses de DJF na Figura 5.20. Essa variabilidade de precipitação pode ser um dos fatores para a variância do ACI apresentar um dipolo entre a região norte e a região sul do Brasil. A falta de chuvas prolongadas e a capacidade de evapotranspiração da região sul podem ser fatores que contribuem para a ausência de uma variância positiva no ACI. É válido enfatizar que durante o período de verão, uma parcela de 15,7% dos dados de ACI exibe um padrão distinto em relação aos 57,6% registrados no primeiro EOF. Essa discrepância revela a existência de sub-regiões com comportamentos hidrológicos particulares dentro da região analisada.

Observa-se que em áreas com extremos negativos de anomalias de precipitação, o ACI apresenta uma baixa variância. Esse resultado é congruente com estudos previamente mencionados, que destacam a importância das condições de seca durante os anos de El Niño nessas localidades. Durante os períodos de El Niño, a escassez de chuvas nessas áreas desempenha um papel fundamental para evitar que a água superficial cause alterações significativas no ACI. Como resultado, a variância do ACI nessas regiões é negativa, indicando uma maior estabilidade no armazenamento de água ao longo desse período específico, conforme demonstrado na Figura 5.21.

Esses resultados reforçam a complexidade do impacto do El Niño no ACI e ressaltam a necessidade de considerar a interação entre os padrões de precipitação e a variabilidade do ACI em diferentes sub-regiões e bacias hidrográficas. Isso evidencia a importância de estudos mais aprofundados para compreender os mecanismos e as dinâmicas hidrológicas em resposta ao fenômeno El Niño em diferentes regiões geográficas.

A variância negativa do ACI no litoral leste do Nordeste do Brasil está relacionada à falta de chuvas observada nessa região durante os anos de El Niño. Durante esse fenômeno climático, a região costeira nordestina tende a experimentar um período prolongado de seca e redução na ocorrência de precipitação (SANTOS et al., 2023). A

falta de chuvas nessa área afeta diretamente o ACI, uma vez que a principal fonte de reposição de água para o armazenamento é a precipitação. Com a diminuição da chuva, o suprimento de água para os corpos d'água superficiais e os aquíferos subterâneos é limitado, resultando em uma menor variação nos níveis de armazenamento de água ao longo do tempo. Essa menor variância negativa da ACI no litoral leste do Nordeste durante o El Niño indica uma maior estabilidade no armazenamento de água, uma vez que a falta de chuvas impede grandes flutuações nos níveis de água. Tal situação pode levar a um quadro de escassez hídrica na região, afetando tanto o abastecimento humano quanto a atividade agrícola.

O oposto é observado na região do Pampa, na porção Noroeste da Argentina, onde as variações do ACI são positivas. Isso corrobora com as estimativas de precipitação do MERGE, que apresentam anomalias positivas de chuva durante os anos de El Niño sobre a região. Destaca-se ainda na Figura 5.21, que embora a variância do ACI sobre a região leste do Pampa seja negativa em 57.6% da amostra de dados existe uma diferença entre os 15.1% apresentados no noroeste argentino, ainda sob o mesmo bioma.

Ainda podemos destacar a variância positiva durante os meses de verão do hemisfério sul em algumas localidades sobre a Cordilheira dos Andes. Tal variabilidade pode estar diretamente relacionada com o ciclo de derretimento de gelo. Segundo [Buytaert et al. \(2017\)](#) o processo de derretimento glacial exerce uma influência significativa na disponibilidade de água superficial na região dos Andes tropicais. Em períodos de condições climáticas adversas, quando a escassez de chuvas se faz presente, a contribuição dos glaciares para o abastecimento hídrico da cidade de Lima, por exemplo, se torna ainda mais relevante. A capital peruana, localizada em uma área onde os recursos hídricos são naturalmente limitados, depende desse aporte glacial em determinados meses do ano para suprir a demanda de água de sua população. Em aproximadamente 57.6% dos dados apresentados pela EOF1 é possível observar que o ACI varia ao longo dos anos de El Niño sobre a região de Lima.

5.5 Análise das componentes principais para a América do Sul durante os verões de La Nina

Durante os verões do fenômeno La Niña, são observados sinais intensos de variação na variável ACI. A Figura 5.23 ilustra que a maioria dos dados mostra um padrão de variação de 50,2% sobre uma grande parte da região amazônica e centro-oeste.

Durante os meses de verão, nos anos em que ocorre o fenômeno La Niña na re-

gião Amazônica, é observada uma variação positiva, principalmente relacionada à evapotranspiração local. Isso ocorre porque, apesar das anomalias de precipitação registradas pelo MERGE serem negativas na floresta tropical (Figura 5.22), a evapotranspiração não apresenta uma anomalia positiva intensa na região, ou seja, a perda por evapotranspiração não se intensifica. Outro fator importante, é a captura de drenagem estudada por Stokes et al. (2018), os autores indicam uma captura ativa do Rio Orinoco para o Rio Casiquiare que forma uma conexão perene de água entre as bacias de drenagem do Amazonas e do Orinoco. As anomalias positivas de chuva mais ao norte da bacia podem ter um papel importante no escoamento de água para o centro da região amazônica, favorecendo positivamente ACI. Mais estudos devem ser desenvolvidos para entender o tamanho impacto da topografia no escoamento de níveis mais profundos de água para a região.

Figura 5.22 - Precipitação média dos anos de La Niña durante os meses de DJF.

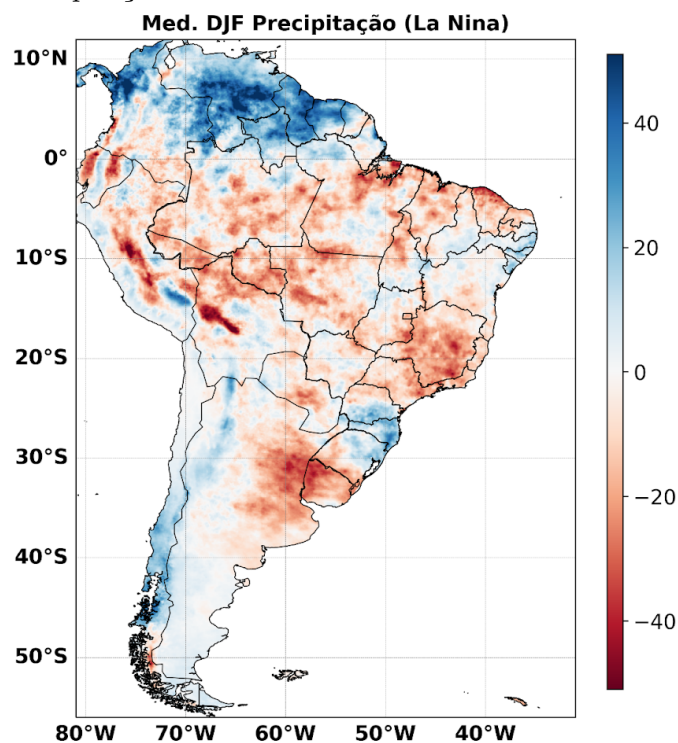
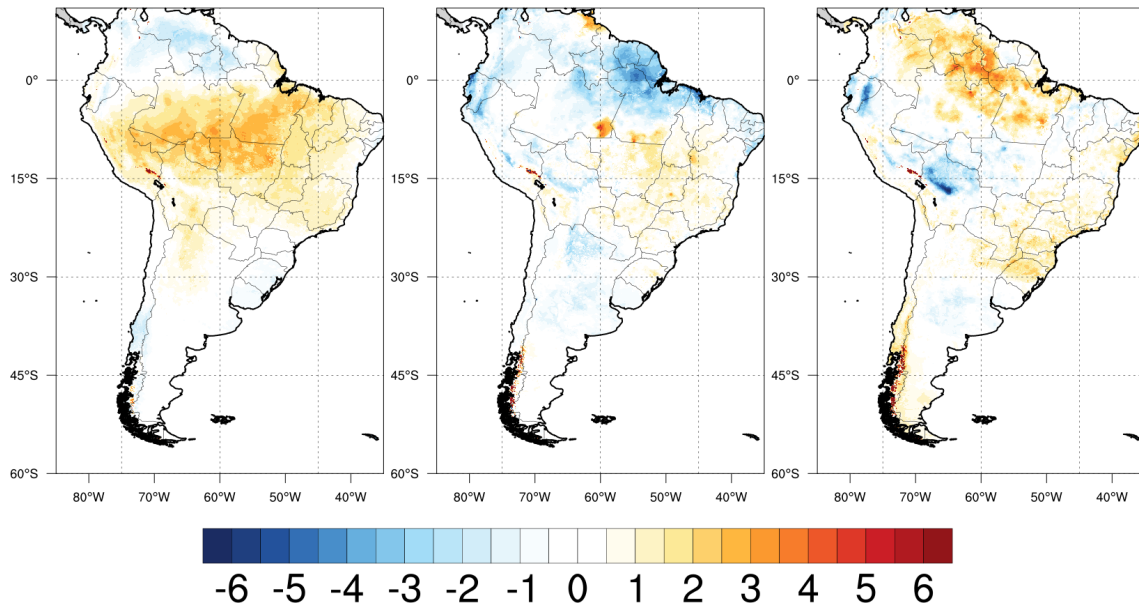


Figura 5.23 - Padrões de EOF para ACI sobre a AS, durante os verões de La Niña.
 EOF 1- 50.2% EOF 2- 18.4% EOF 3- 8.1%



De acordo com o estudo de [Xu et al. \(2019\)](#), a radiação solar, temperatura e vento são considerados fatores-chave que influenciam as alterações no balanço energético da Amazônia, afetando diretamente a evapotranspiração. Mesmo com as anomalias negativas de precipitação na região, a presença significativa de radiação de onda curta contribui para a ocorrência de variâncias no ACI, que é sustentado positivamente pelas chuvas no entorno da bacia amazônica.

Outro aspecto a ser considerado é o papel da temperatura. Durante os verões de La Niña, é comum observar um aumento na temperatura na região amazônica. Esse aumento de temperatura pode intensificar a evapotranspiração, levando a um maior retenção de água pelas plantas, porém tal fenômeno não impacta as variações de ACI, que permanece positivo. Além disso, os ventos também desempenham um papel importante no balanço energético da Amazônia. A presença de ventos favoráveis pode promover uma maior evaporação da água do solo e das plantas, o que pode contribuir para o aumento das variações positivas na ACI se a região não tiver um transporte de águas profundas ([MARENGO et al., 2018](#)).

Em 18.4% dos dados, representados pela EOF2, as variâncias positivas de ACI são observadas na região do Centro-Oeste do Brasil e negativas no norte da América do Sul e podem estar diretamente associadas com as anomalias de evapotranspiração, que nessas regiões possuem sinais contrários a ACI de anomalias, indicando maior

retenção ou perda de água pela superfície.

6 CONCLUSÃO

Este trabalho teve por objetivo avaliar o papel da água continental integrada nos processos hidrológicos e de interação-superfície da América do Sul, utilizando os dados do SALDAS-2.

Na primeira etapa, avaliou-se o tempo de spin-up da umidade do solo e ACI. A umidade do solo é a variável normalmente utilizada para analisar spin-up de modelos de superfície. Os resultados apontaram um padrão muito semelhante entre as variáveis e um ligeiro aumento da resistência a mudança com aumento da profundidade do solo. Também foram encontrados tempos prolongados de spin-up em regiões da América do Sul com características de solo, vegetação e clima distintas.

Dentre as regiões que tiveram tempos longos de spin-up, em geral superior a 72 meses, tem-se: 1) Nordeste do Brasil que durante os anos de El Niño, a resposta tardia à redução das chuvas pode agravar a aridez, intensificar o estresse hídrico e impactar os fluxos de energia da superfície. Por outro lado, durante os anos de La Niña, a resposta tardia ao aumento das chuvas dificulta a recuperação da umidade do solo e o crescimento da vegetação, influenciando taxas de evapotranspiração e circulação atmosférica. 2) Região Amazônica onde durante os anos de El Niño, a resposta atrasada à chuva reduzida pode intensificar o estresse hídrico e alterar os fluxos de energia de superfície, potencialmente levando a temperaturas mais altas. Durante os anos de La Niña, a recuperação atrasada da umidade do solo e o crescimento da vegetação afeta as taxas de evapotranspiração e os fluxos de energia de superfície, impactando a temperatura e padrões de precipitação. 3) Norte do Chile uma região também árida, que durante os anos de El Niño, a resposta tardia à redução das chuvas agrava a aridez, enquanto durante anos de La Niña, a resposta lenta ao aumento das chuvas dificulta a recuperação da umidade do solo e do crescimento da vegetação, influenciando os padrões de temperatura e precipitação. 4) Argentina também a resposta demorada à redução das chuvas intensifica o estresse hídrico, altera fluxos de energia e impacta a circulação atmosférica, em caso de El Niño. Já Durante os anos de La Niña, o tempo prolongado de spin-up retarda a recuperação da umidade do solo e o crescimento da vegetação, influenciando a temperatura e a precipitação padrões. 5) Sul do Brasil, Leste da Argentina e Uruguai (Região do Prata) com tempo de spin-up mais rápidos que outras regiões, ainda assim superiores a 24 meses, levando a ampliação do estresse hídrico normalmente causado nos anos de El Niño e lentidão na recuperação da umidade do solo com o aumento da precipitação causada durante episódios de La Niña.

No geral, esses resultados destacam a necessidade de mais investigações sobre os mecanismos de interações atmosféricas sobre a América do Sul. Compreender a dinâmica complexa e os feedbacks entre solo, vegetação e clima em diferentes regiões pode beneficiar muito a modelagem numérica em várias escalas. Incorporar o conhecimento de tempos de spin-up prolongado em estruturas de modelagem pode melhorar a precisão das previsões de curto, médio prazo, subsazonais e climáticas. No entanto, é essencial considerar as características específicas de cada região e suas interações com padrões climáticos de grande escala para capturar toda a complexidade das interações superfície-atmosfera na América do Sul.

As semelhanças nos tempos de spin-up entre ACI e os primeiros 2 metros de camadas de solo no modelo de superfície Noah-MP em diferentes regiões sugere mecanismos subjacentes comuns. Esses mecanismos são capturados pela formulação física de Noah-MP, incorporando parametrizações e equações que representam complexas interações superfície-atmosfera. No entanto, mais pesquisas são necessárias para entender completamente o mecanismo detalhado que conecta água continental integrada e umidade do solo, para refinar as representações do modelo, aprimorando a modelagem numérica de superfície e aumentando a acurácia das previsões das interações superfície-atmosfera e condições climáticas regionais. Por exemplo, a análise baseada em princípios físicos fundamentais subjacentes ao movimento da água através do solo, permitindo o acoplamento da superfície da umidade do solo com ACI. As parametrizações específicas de condutividade hidráulica no Noah-MP, que incorpora fatores como textura do solo e conteúdo de matéria orgânica, pode refinar ainda mais a representação deste acoplamento.

Este estudo também destacou a importância de avaliar o ACI e os tempos de spin-up da umidade do solo como um diagnóstico de possíveis incertezas na modelagem da superfície sobre a América do Sul. Os impactos podem variar de acordo com as características da região, bem como as condições climáticas (por exemplo, El Niño vs. La Niña). Além disso, é importante entender como as parametrizações disponíveis no modelo explicam os mecanismos subjacentes da dinâmica da umidade entre as camadas superiores do solo e os armazenamentos de águas subterrâneas profundas.

A segunda etapa da pesquisa foi avaliar o SALDAS-2 quanto a inclusão da forçante de precipitação com dados regionais e simulação da água continental integrada. A precipitação é uma das principais forçantes do modelo de superfície, visto que é a entrada de água para o sistema, desempenhando um papel fundamental nos processos hidrológicos dos sistemas de modelos de superfície. Comparando com a referência

global de modela de superfície, o GLDAS, percebeu-se uma representação mais assertiva da precipitação no SALDAS-2 utilizando os dados do MERGE, corroborando com a discussão de Xia et al. (2019), que enfatiza que sistemas regionais LDAS trazem vantagem de utilizar forçantes mais detalhadas e maior refinamento na resolução espacial, por consequência aumentando o grau de detalhamento dos processos de superfície. É importante ressaltar a importância de aprimoramento contínuo das forçantes, parâmetros e parametrizações para melhor representação dos fenômenos hidrológicos e de interação superfície-atmosfera da América do Sul.

Os resultados do SALDAS-2 com relação aos dados do GRACE, mostraram que os modelos tem habilidade de simular os padrões sazonais de ACI, mesmo que em alguns períodos com dificuldade de atingir os máximos e mínimos, de forma geral tiveram os valores mais próximos do observado em relação ao GLDAS. Com exceção da bacia do Uruguai, o modelo CLSM demonstrou ter um padrão mais seco e com menor amplitude de variabilidade, dessa forma obtendo valores mais próximos ao GRACE quando houve redução da ACI. Assim, resalta-se a importância de investigar aprimoramento de parâmetros específicos para cada região e inclusão de termos de eventos extremos. Percebeu-se também que a inclusão do armazenamento de água superficial (AAS) leva a diferenças relevantes, especialmente na bacia Amazônica, demonstrando a importância de inclusão da variável no cálculo de balanço hídrico, que poderia ser realizado através de simulações acopladas dos modelos de superfície com o modelo Hymap em modo *two-way*.

Alguns períodos apresentaram maiores diferenças entre os valores de ACI simulado e observado pelo GRACE. Verificou-se aumento de ACI observado nas bacias Amazônica (2011-2020) e Parana (2016-2020) e redução nas bacias do São Francisco (2014-2020) e do Parnaíba (2014-2020), com destaque para o São Francisco onde houve uma tendência de redução muito acentuada. Neste casos os modelos tenderam a reproduzir padrões mais próximos a climatologia. Como hipóteses para explicar as discrepâncias nos resultados tem-se: a própria variabilidade climática, parametrizações físicas para representação de solo e vegetação dos modelos e o uso da água que pode ter afetado os dados observados, sendo o modelo insensível a esse tipo de informação sem o uso de assimilação de dados.

Apesar dos modelos NOAH-MP e CLSM representarem de forma semelhante os padrões de ACI nas bacias, a forma de modelar os processos físicos em cada modelo é distinta, a começar pela discretização do modelo. Sendo ACI a integração do armazenamento de água em diferentes variáveis, verificou-se em todas as bacias que

os modelos se diferem quanto a alocação de água em cada componente que integra ACI. Comparando a contribuição das anomalias de umidade do solo (SMA), armazenamento de água superficial (SWSA) e anomalia de água subterrânea (GWSA) na anomalia de ACI, identificou-se que o modelo NOAH-MP a SWSA possui uma parcela grande de contribuição, seguida pela SMA e uma parcela pequena de GWSA, especialmente na bacia Amazônica. Já o modelo CLSM em geral apresenta maior contribuição da SMA e GWSA e baixa contribuição de SWSA, com exceção da bacia Amazônica onde possui contribuições praticamente iguais de cada componente. A bacia Amazônica em ambos modelos se difere dos padrões de contribuição relativa de cada componente em relação as demais bacias.

Com relação a análise dos casos de El Niño e La Niña, percebe-se que a região com maior variabilidade de ACI é a região norte da América do Sul. Onde percebe-se que separadamente entre os casos de El Nino e La Nina, a ACI em geral tem uma variabilidade positiva, atribuindo-se essa tendencia positiva especialmente à subestimativa de evapotranspiração na região Norte da América do Sul. Esta subestimativa potencialmente derivada de erros do mapa de vegetação que está em fase de estudos e será publicada futuramente.

O SALDAS-2 apresenta-se como uma ferramenta valiosa para entender a dinâmica de superfície e as interações com a atmosfera nas diversas regiões da América do Sul, fornecendo dados com série temporal longa, regular espacial e temporalmente. As particularidades da solução de cada modelo devem ser consideradas e o aumento do numero de modelos pode fortalecer a base de dados, bem como o aprimoramento de forçantes, parâmetros e parametrizações que reflitam as particularidades dos processos físicos de cada região da América do Sul.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABELEN, S.; SEITZ, F.; ABARCA, R.; GÜNTNER, A. Droughts and floods in the La Plata basin in soil moisture data and GRACE. **Remote Sensing**, v. 7, n. 6, p. 7324–7349, 2015. 63
- AMORE, L. **The United Nations world water development report–N 4–groundwater and global change: trends, opportunities and challenges**. [S.l.]: UNESCO, 2012. 9
- ARSENAULT, K. R. et al. The land surface data toolkit (ldt v7. 2)—a data fusion environment for land data assimilation systems. **Geoscientific Model Development**, v. 11, n. 9, p. 3605–3621, 2018. 21
- BECHTOLD, M. et al. 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. 24
- BHATTACHARYA, A.; SATYANARAYANA, A.; MANDAL, M. Impact of land surface and forcing parameters on the spin-up behaviour of noah land surface model over the indian sub-continent. **Pure and Applied Geophysics**, v. 175, p. 389–401, 2018. 16, 31
- BIERKENS, M. F.; DOLMAN, A. J.; TROCH, P. A. **Climate and the hydrological cycle**. [S.l.]: International Association of Hydrological Sciences, 2008. 23, 45
- BOONE, A.; EK, M. **GEWEX - Global Land/Atmosphere System Study (GLASS)**. 2016. Disponível em: <https://www.gewexevents.org/wp-content/uploads/GEWEX_GLASS.pdf>. 14
- BRÊDA, J. P. L.; PAIVA, R. C. D.; SIQUEIRA, V. A.; COLLISCHONN, W. Assessing climate change impact on flood discharge in South America and the influence of its main drivers. **Journal of Hydrology**, v. 619, p. 129284, 2023. 40, 53
- BROCCA, L.; CIABATTA, L.; MASSARI, C.; CAMICI, S.; TARPANELLI, A. Soil moisture for hydrological applications: open questions and new opportunities. **Water**, v. 9, n. 2, p. 140, 2017. 1

BUYTAERT, W.; MOULDS, S.; ACOSTA, L.; BIÈVRE, B. D.; OLMOS, C.; VILLACIS, M.; TOVAR, C.; VERBIST, K. M. Glacial melt content of water use in the tropical Andes. **Environmental Research Letters**, v. 12, n. 11, p. 114014, 2017. 75

CAI, W. et al. Climate impacts of the El Niño–southern oscillation on south america. **Nature Reviews Earth & Environment**, v. 1, n. 4, p. 215–231, 2020. 74

CAI, X.; YANG, Z.-L.; DAVID, C. H.; NIU, G.-Y.; RODELL, M. Hydrological evaluation of the Noah-MP land surface model for the Mississippi river basin. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 1, p. 23–38, 2014. 16

CHEN, J.; WILSON, C.; TAPLEY, B.; LONGUEVERGNE, L.; YANG, Z.; SCANLON, B. Recent la plata basin drought conditions observed by satellite gravimetry. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D22, 2010. 39

CHOUDHURY, B.; SCHMUGGE, T. J.; CHANG, A.; NEWTON, R. Effect of surface roughness on the microwave emission from soils. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 84, n. C9, p. 5699–5706, 1979. 11

COSGROVE, B. A. et al. Land surface model spin-up behavior in the north american land data assimilation system (NLDAS). **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D22, 2003. 16, 45

_____. Real-time and retrospective forcing in the north american land data assimilation system (NLDAS) project. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D22, 2003. 15

DELWORTH, T.; MANABE, S. The influence of soil wetness on near-surface atmospheric variability. **Journal of Climate**, v. 2, n. 12, p. 1447–1462, 1989. 1, 2

DIPPENAAR, M.; ROOY, J. V.; BREEDT, N. **Vadose zone hydrology: concepts and techniques: report to the water research commission**. [S.l.]: Water Research Commission, 2014. 9

DOUGHTY, R.; XIAO, X.; QIN, Y.; WU, X.; ZHANG, Y.; III, B. M. Small anomalies in dry-season greenness and chlorophyll fluorescence for Amazon moist tropical forests during El Niño and La Niña. **Remote Sensing of Environment**, v. 253, p. 112196, 2021. 37

- EK, M.; ABRAMOWITZ, G.; FINDELL, K. **Global Land/Atmosphere System Study (GLASS)- brief overview**. 2018. Disponível em: <http://wgne.meteoinfo.ru/wp-content/uploads/2018/10/WGNE33_Ek_GEWEX-GLASS.pdf>. 13
- FRANZ, T.; ZREDA, M.; ROSOLEM, R.; FERRE, T. A universal calibration function for determination of soil moisture with cosmic-ray neutrons. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 17, n. 2, p. 453–460, 2013. 10
- GENTINE, P.; GARELLI, A.; PARK, S.-B.; NIE, J.; TORRI, G.; KUANG, Z. Role of surface heat fluxes underneath cold pools. **Geophysical Research Letters**, v. 43, n. 2, p. 874–883, 2016. 14
- GERKEN, T.; RUDELLE, B. L.; YU, R.; STOY, P. C.; DREWRY, D. T. Robust observations of land-to-atmosphere feedbacks using the information flows of fluxnet. **NPJ Climate and Atmospheric Science**, v. 2, n. 1, p. 1–10, 2019. 12
- 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. 25, 55
- GETIRANA, A. C.; BOONE, A.; YAMAZAKI, D.; DECHARME, B.; PAPA, F.; MOGNARD, N. The hydrological modeling and analysis platform (HyMAP): evaluation in the Amazon basin. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 6, p. 1641–1665, 2012. 25
- GILBERT, J. M.; MAXWELL, R. M.; GOCHIS, D. J. Effects of water-table configuration on the planetary boundary layer over the San Joaquin river watershed, California. **Journal of Hydrometeorology**, v. 18, n. 5, p. 1471–1488, 2017. 2
- GODOY, M. R. V.; MARKONIS, Y.; HANEL, M.; KYSELÝ, J.; PAPALEXIOU, S. M. The global water cycle budget: a chronological review. **Surveys in Geophysics**, v. 42, n. 5, p. 1075–1107, 2021. 40
- 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. 15, 16, 31, 35, 45

- GRAHAM, L. P.; BERGSTRÖM, S. Land surface modelling in hydrology and meteorology—lessons learned from the baltic basin. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 4, n. 1, p. 13–22, 2000. 1
- GUO, L.; LI, T.; CHEN, D.; LIU, J.; HE, B.; ZHANG, Y. Links between global terrestrial water storage and large-scale modes of climatic variability. **Journal of Hydrology**, v. 598, p. 126419, 2021. 72
- GUO, Z.; DIRMEYER, P. A.; DELSOLE, T. Land surface impacts on subseasonal and seasonal predictability. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 24, 2011. 1, 2
- HASAN, S. **Terrestrial water storage change from temporal gravity variation**. [S.l.: s.n.], 2009. 1
- HO, J. T.; THOMPSON, J. R.; BRIERLEY, C. Projections of hydrology in the Tocantins-Araguaia basin, Brazil: uncertainty assessment using the CMIP5 ensemble. **Hydrological Sciences Journal**, v. 61, n. 3, p. 551–567, 2016. 52
- HOLDEN, P. A.; FIERER, N. Microbial processes in the vadose zone. **Vadose Zone Journal**, v. 4, n. 1, p. 1–21, 2005. 9
- HOPMANS, J.; GENUCHTEN, M. van. **Vadose zone: hydrologic processes**. [S.l.]: Elsevier, 2005. 9
- HU, K. et al. Hydrogeological characterisation of groundwater over Brazil using remotely sensed and model products. **Science of the Total Environment**, v. 599, p. 372–386, 2017. 62
- INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISA ESPACIAIS (INPE). **Produto de precipitação MERGE**. 2017. Disponível em: <http://ftp.cptec.inpe.br/modelos/io/produtos/MERGE/read_me_MERGE.pdf>. Acesso em: 25 de setembro de 2019. 17
- JACOBS, C. et al. Evaluation of european land data assimilation system (ELDAS) products using in situ observations. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 60, n. 5, p. 1023–1037, 2008. 15
- JEREZ, S.; LÓPEZ-ROMERO, J. M.; TURCO, M.; LORENTE-PLAZAS, R.; GÓMEZ-NAVARRO, J. J.; JIMÉNEZ-GUERRERO, P.; MONTÁVEZ, J. P. On the spin-up period in WRF simulations over Europe: trade-offs between length and seasonality. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 12, n. 4, p. e2019MS001945, 2020. 16

JIMENEZ, J. C.; BARICHIVICH, J.; MATTAR, C.; TAKAHASHI, K.; SANTAMARÍA-ARTIGAS, A.; SOBRINO, J. A.; MALHI, Y. Spatio-temporal patterns of thermal anomalies and drought over tropical forests driven by recent extreme climatic anomalies. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 373, n. 1760, p. 20170300, 2018. 37

KOSTER, R. D. et al. Glace: the global land–atmosphere coupling experiment. part i: overview. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, n. 4, p. 590–610, 2006. 8

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J.; DUCHARNE, A.; STIEGLITZ, M.; KUMAR, P. A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model: 1. model structure. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 105, n. D20, p. 24809–24822, 2000. 24

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J.; HEISER, M. Variance and predictability of precipitation at seasonal-to-interannual timescales. **Journal of Hydrometeorology**, v. 1, n. 1, p. 26–46, 2000. 1, 2, 7

KUMAR, S. V. et al. Land information system: an interoperable framework for high resolution land surface modeling. **Environmental Modelling & Software**, v. 21, n. 10, p. 1402–1415, 2006. 15, 20, 21

LAWSTON, P. M.; JUNIOR, J. A. S.; ZAITCHIK, B. F.; RODELL, M. Impact of irrigation methods on land surface model spinup and initialization of WRF forecasts. **Journal of Hydrometeorology**, v. 16, n. 3, p. 1135–1154, 2015. 14

LIM, Y.-J.; HONG, J.; LEE, T.-Y. Spin-up behavior of soil moisture content over east Asia in a land surface model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 118, p. 151–161, 2012. 16

LIU, X.; CHEN, F.; BARLAGE, M.; ZHOU, G.; NIYOGI, D. Noah-MP-Crop: introducing dynamic crop growth in the Noah-MP land surface model. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 121, n. 23, p. 13–953, 2016. 23

LIU, Y.; ZHUO, L.; HAN, D. Developing spin-up time framework for WRF extreme precipitation simulations. **Journal of Hydrology**, v. 620, p. 129443, 2023. 16

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. 18

LOFVERSTROM, M.; FYKE, J. G.; THAYER-CALDER, K.; MUNTJEWERF, L.; VIZCAINO, M.; SACKS, W. J.; LIPSCOMB, W. H.; OTTO-BLIESNER, B. L.; BRADLEY, S. L. An efficient ice sheet/earth system model spin-up procedure for cesm2-cism2: description, evaluation, and broader applicability. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v. 12, n. 8, p. e2019MS001984, 2020. 16

MARENGO, J. A.; JR, C. M. S.; THONICKE, K.; BURTON, C.; HALLADAY, K.; BETTS, R. A.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R. Changes in climate and land use over the Amazon region: current and future variability and trends. **Frontiers in Earth Science**, p. 228, 2018. 77

MARTINEZ, J. A.; DOMINGUEZ, F.; MIGUEZ-MACHO, G. Effects of a groundwater scheme on the simulation of soil moisture and evapotranspiration over southern South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 17, n. 11, p. 2941–2957, 2016. 23

MATTOS, J. G. Z. d. **A análise do acoplamento de processos de superfície continental e atmosfera e o impacto da assimilação de dados no modelo global do CPTEC-INPE**. 226 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016-02-29 2016. Disponível em: <<http://urlib.net/rep/8JMKD3MGP3W34P/3L9KS8B>>. Acesso em: 09 set. 2019. 8

MELO, D. d. C.; SCANLON, B. R.; ZHANG, Z.; WENDLAND, E.; YIN, L. Reservoir storage and hydrologic responses to droughts in the Paraná river basin, south-eastern Brazil. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 20, n. 11, p. 4673–4688, 2016. 62

MIGUEZ-MACHO, G.; FAN, Y. The role of groundwater in the Amazon water cycle: 1. influence on seasonal streamflow, flooding and wetlands. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, n. D15, 2012. 9

_____. The role of groundwater in the amazon water cycle: 2. influence on seasonal soil moisture and evapotranspiration. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, n. D15, 2012. 9

- MO, T.; CHOUDHURY, B.; SCHMUGGE, T.; WANG, J.; JACKSON, T. A model for microwave emission from vegetation-covered fields. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 87, n. C13, p. 11229–11237, 1982. 11
- MORAES, O.; MCCORMICK, N.; MAETENS, W.; MAGNI, D.; MASANTE, D.; MAZZESCHI, M.; SELUCHI, M. **The 2019-2021 extreme drought episode in La Plata Basin**. [S.l.]: European Union, 2021. 39
- MöLDERS, N. Concepts for coupling hydrological and meteorological models. **Wiss. Mitt. Aus Dem Inst. für Meteorol. der Univ. Leipzig und Dem Institut für Troposphärenforschung E. V. Leipzig**, v. 22, p. 1–15, 01 2001. 1
- NIU, G.-Y.; YANG, Z.-L.; DICKINSON, R. E.; GULDEN, L. E.; SU, H. Development of a simple groundwater model for use in climate models and evaluation with gravity recovery and climate experiment data. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 112, n. D7, 2007. 23
- NJOKU, E. G.; ENTEKHABI, D. Passive microwave remote sensing of soil moisture. **Journal of Hydrology**, v. 184, n. 1-2, p. 101–129, 1996. 11
- OLIVEIRA, P. T. S.; NEARING, M. A.; MORAN, M. S.; GOODRICH, D. C.; WENDLAND, E.; GUPTA, H. V. Trends in water balance components across the brazilian cerrado. **Water Resources Research**, v. 50, n. 9, p. 7100–7114, 2014. 63
- OWE, M.; GRIEND, A. Van de; JEU, R. D.; VRIES, J. D.; SEYHAN, E.; ENGMAN, E. Estimating soil moisture from satellite microwave observations: past and ongoing projects, and relevance to gcip. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 104, n. D16, p. 19735–19742, 1999. 11
- PAIVA, G. P. **Estimativa da recarga em uma unidade detrítica de uma micro-bacia do Rio Piranga (MG)**. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal de Viçosa, 2006. 10
- PAREDES-TREJO, F.; BARBOSA, H. A.; GIOVANNETTONE, J.; KUMAR, T. L.; THAKUR, M. K.; BURITI, C. d. O.; UZCÁTEGUI-BRICEÑO, C. Drought assessment in the São Francisco river basin using satellite-based and ground-based indices. **Remote Sensing**, v. 13, n. 19, p. 3921, 2021. 63
- PIELKE, R. A.; LISTON, G. E.; EASTMAN, J. L.; LU, L.; COUGHENOUR, M. Seasonal weather prediction as an initial value problem. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 104, n. D16, p. 19463–19479, 1999. 7

- RODELL, M.; HOUSER, P.; BERG, A.; FAMIGLIETTI, J. Evaluation of 10 methods for initializing a land surface model. **Journal of Hydrometeorology**, v. 6, n. 2, p. 146–155, 2005. 31, 35
- RODELL, M. et al. The global land data assimilation system. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, n. 3, p. 381–394, 2004. 15, 19
- ROZANTE, J. R.; MOREIRA, D. S.; GONCALVES, L. G. G.; 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. 17
- RUDORFF, C.; SPARROW, S.; GUEDES, M. R.; TETT, S. F.; BRÊDA, J. P. L.; CUNNINGHAM, C.; RIBEIRO, F. N.; PALHARINI, R. S.; LOTT, F. C. Event attribution of Parnaíba river floods in northeastern Brazil. **Climate Resilience and Sustainability**, v. 1, n. 1, p. e16, 2022. 63
- RUI, H.; BEAUDOING, H. K.; MOCKO, D. M.; RODELL, M.; TENG, W. L.; BRUCE, V. New and improved GLDAS and NLDAS data sets and data services at hdisc/nasa. In: **2010 AGU Fall Meeting**. [s.n.], 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/ibi/8JMKD3MGP3W34R/43F627H>>. 20
- SANTANELLO, J. A.; LAWSTON, P.; KUMAR, S.; DENNIS, E. Understanding the impacts of soil moisture initial conditions on NWP in the context of land–atmosphere coupling. **Journal of Hydrometeorology**, v. 20, n. 5, p. 793–819, 2019. 16, 36
- SANTANELLO, J. A. et al. Land–atmosphere interactions: the loco perspective. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 99, n. 6, p. 1253–1272, 2018. 12
- SANTANELLO, 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. 14
- SANTOS, D. C.; SANTOS, C. A. G.; BRASIL, R. M.; SILVA, R. M.; SANTOS, C. A. C. Precipitation variability using gpcc data and its relationship with atmospheric teleconnections in northeast brazil. **Climate Dynamics**, p. 1–14, 2023. 74

- SCHUMACHER, M. **Methods for assimilating remotely-sensed water storage changes into hydrological models**. Tese (Doutorado) — Universitäts-und Landesbibliothek Bonn, 2016. 1
- SENEVIRATNE, S. I.; et al. Soil moisture memory in agcm simulations: analysis of global land-atmosphere coupling experiment (glace) data. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, n. 5, p. 1090–1112, 2006. 1, 2
- SENEVIRATNE, S. I.; CORTI, T.; DAVIN, E. L.; HIRSCHI, M.; JAEGER, E. B.; LEHNER, I.; ORLOWSKY, B.; TEULING, A. J. Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: a review. **Earth-Science Reviews**, v. 99, n. 3-4, p. 125–161, 2010. 8, 12
- SHRESTHA, P.; SULIS, M.; MASBOU, M.; KOLLET, S.; SIMMER, C. A scale-consistent terrestrial systems modeling platform based on cosmo, clm, and parflow. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 9, p. 3466–3483, 2014. 2
- SHUKLA, J.; MINTZ, Y. Influence of land-surface evapotranspiration on the earth’s climate. **Science**, v. 215, n. 4539, p. 1498–1501, 1982. 8
- SHUTTLEWORTH, W. J. **Terrestrial hydrometeorology**. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2012. 7
- SMALL, E. E.; KURC, S. **The influence of soil moisture on the surface energy balance in semiarid environments**. [S.l.]: New Mexico Water Resources Research Institute, New Mexico State University, 2001. 8
- SMITH, K. A. **Soil and environmental analysis: physical methods, revised, and expanded**. [S.l.]: CRC Press, 2000. 10
- STOKES, M. F.; GOLDBERG, S. L.; PERRON, J. T. Ongoing river capture in the Amazon. **Geophysical Research Letters**, v. 45, n. 11, p. 5545–5552, 2018. 76
- TANG, Q.; GAO, H.; YEH, P.; OKI, T.; SU, F.; LETTENMAIER, D. P. Dynamics of terrestrial water storage change from satellite and surface observations and modeling. **Journal of Hydrometeorology**, v. 11, n. 1, p. 156–170, 2010. 11
- TANGDAMRONGSUB, N.; STEELE-DUNNE, S.; GUNTER, B.; DITMAR, P.; WEERTS, A. Data assimilation of GRACE terrestrial water storage estimates into a regional hydrological model of the rhine river basin. **Hydrology and Earth System Sciences**, v. 19, n. 4, p. 2079–2100, 2015. 19

TAPLEY, B. D.; BETTADPUR, S.; RIES, J. C.; THOMPSON, P. F.; WATKINS, M. M. Grace measurements of mass variability in the earth system. **Science**, v. 305, n. 5683, p. 503–505, 2004. 18

TOURIAN, M.; REAGER, J.; SNEEUW, N. The total drainable water storage of the Amazon river basin: a first estimate using GRACE. **Water Resources Research**, v. 54, n. 5, p. 3290–3312, 2018. 72

ULABY, F. T.; MOORE, R. K.; FUNG, A. K. **Microwave remote sensing: Active and passive. volume 1-microwave remote sensing fundamentals and radiometry**. [S.l.]: Artech House, 1981. 11

_____. **Microwave remote sensing: active and passive. Volume 2-Radar remote sensing and surface scattering and emission theory**. [S.l.]: Artech House, 1982. 11

WAGNER, S.; FERSCH, B.; YUAN, F.; YU, Z.; KUNSTMANN, H. Fully coupled atmospheric-hydrological modeling at regional and long-term scales: development, application, and analysis of WRF-HMS. **Water Resources Research**, v. 52, n. 4, p. 3187–3211, 2016. 1

WANG, G.; SUN, S.; MEI, R. Vegetation dynamics contributes to the multi-decadal variability of precipitation in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 19, 2011. 51

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, p. 159–189, 2019. 15, 45, 81

XIA, Y.; MOCKO, D.; HUANG, M.; LI, B.; RODELL, M.; MITCHELL, K. E.; CAI, X.; EK, M. B. Comparison and assessment of three advanced land surface models in simulating terrestrial water storage components over the united states. **Journal of Hydrometeorology**, v. 18, n. 3, p. 625–649, 2017. 26

XIA, Y. et al. Continental-scale water and energy flux analysis and validation for the north american land data assimilation system project phase 2 (NLDAS-2): 1. intercomparison and application of model products. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, n. D3, 2012. 15

XIN, L.; CHUNLIN, H.; TAO, C.; RUI, J.; SHUGONG, W.; JIEMIN, W.; FENG, G.; SHUWEN, Z.; CHONGJIAN, Q.; CHENGHAI, W. Development of a chinese

land data assimilation system: its progress and prospects. **Progress in Natural Science**, v. 17, n. 8, p. 881–892, 2007. 15

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. 77

YANG, Z.-L.; DICKINSON, R.; HENDERSON-SELLERS, A.; PITMAN, A. Preliminary study of spin-up processes in land surface models with the first stage data of project for intercomparison of land surface parameterization schemes phase 1 (a). **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 100, n. D8, p. 16553–16578, 1995. 16

YEH, T.; WETHERALD, R. T.; MANABE, S. The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change—a numerical experiment. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 3, p. 474–490, 1984. 8

ZAITCHIK, B. F.; RODELL, M.; REICHLER, R. H. Assimilation of GRACE terrestrial water storage data into a land surface model: results for the Mississippi river basin. **Journal of Hydrometeorology**, v. 9, n. 3, p. 535–548, 2008. 45

ZREDA, M.; DESILETS, D.; FERRÉ, T.; SCOTT, R. L. Measuring soil moisture content non-invasively at intermediate spatial scale using cosmic-ray neutrons.

Geophysical Research Letters, v. 35, n. 21, 2008. 10

