



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m18/2015/02.27.16.42-TDI

**TRANSPORTE DE UMIDADE NA AMAZÔNIA E SUA  
RELAÇÃO COM A TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE  
DO MAR DOS OCEANOS ADJACENTES UTILIZANDO  
AS SIMULAÇÕES DO CMIP5**

José Guilherme Martins dos Santos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Celso Von Randow, e Gilvan Sampaio de Oliveira, aprovada em 12 de maio de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3J3GFRL>>

INPE

São José dos Campos

2015

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO  
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**Membros:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas  
(CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos  
(CPT)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação  
(SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

sid.inpe.br/mtc-m18/2015/02.27.16.42-TDI

**TRANSPORTE DE UMIDADE NA AMAZÔNIA E SUA  
RELAÇÃO COM A TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE  
DO MAR DOS OCEANOS ADJACENTES UTILIZANDO  
AS SIMULAÇÕES DO CMIP5**

José Guilherme Martins dos Santos

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre, orientada pelos Drs. Celso Von Randow, e Gilvan Sampaio de Oliveira, aprovada em 12 de maio de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3J3GFRL>>

INPE

São José dos Campos

2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Santos, José Guilherme Martins dos.

Sa59t Transporte de umidade na Amazônia e sua relação com a temperatura da superfície do mar dos oceanos adjacentes utilizando as simulações do CMIP5 / José Guilherme Martins dos Santos. – São José dos Campos : INPE, 2015.

xxx + 100 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m18/2015/02.27.16.42-TDI)

Tese (Doutorado em Ciência do Sistema Terrestre) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

Orientadores : Drs. Celso Von Randow, e Gilvan Sampaio de Oliveira.

1. Bacia Amazônica. 2. Balanço de umidade. 3. Modelos numéricos. 4. Precipitação. 5. Reanálises. I.Título.

CDU 551.571(811.3)

---



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/).



Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de **Doutor(a)** em  
**Ciência do Sistema Terrestre**

Dr. Dirceu Luis Herdies

\_\_\_\_\_  
**Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP**

Dr. Celso Von Randow

\_\_\_\_\_  
**Orientador(a) / INPE / São José dos Campos - SP**

Dr. Gilvan Sampaio de Oliveira

\_\_\_\_\_  
**Orientador(a) / CCST/INPE / Cachoeira Paulista - SP**

Dr. Prakki Satyamurty

\_\_\_\_\_  
**Convidado(a) / INPA / Manaus - AM**

Dra. Sâmia Regina Garcia Calheiros

\_\_\_\_\_  
**Convidado(a) / UNIFEI / Itajubá - MG**

**Este trabalho foi aprovado por:**

maioria simples

unanimidade

**Título:** "Transporte de Umidade na Amazônia e sua relação com a temperatura da superfície do mar dos oceanos adjacentes utilizando as simulações do CMIP5".

Aluno (a): **José Guilherme Martins dos Santos**

**São José dos Campos, 12 de Maio de 2015**



*“Posso, tudo posso Naquele que me fortalece. Nada e ninguém no mundo vai me fazer desistir. Quero, tudo quero, sem medo entregar meus projetos. Deixar-me guiar nos caminhos que Deus desejou pra mim.”*

CELINA BORGES

*“Um aluno, um professor, um livro e uma caneta podem mudar o mundo.”*

MALALA YOUSAFZAI

*“Quando a escalada parecer tão difícil que até desanima, pense só na paisagem que se vê lá de cima.”*

AUTOR DESCONHECIDO

*“Se cheguei até aqui foi porque me apoiei no ombro dos gigantes.”*

ISAAC NEWTON



A minha adorável mãe por sempre me apoiar e pelo grande exemplo de vida.



## AGRADECIMENTOS

A Deus pelo dom da vida e por nunca desistir de mim apesar dos momentos de fraqueza. Agradeço por ter muita saúde, força para lutar, pelos momentos alegres e tristes que me fizeram crescer e me tornar uma pessoa cada vez melhor.

Duas pessoas importantíssimas em minha vida foram os principais responsáveis por toda essa grande história que construí e tudo começou com eles, a simplicidade deles fez com que eu chegasse muito longe, mas muito longe mesmo, e agora, estou colhendo os frutos dessa longa jornada. O meu muito obrigado Vó Madalena (*in memoriam*) e Vô Osvaldo (*in memoriam*), as dificuldades foram tantas, mas eu fui transpondo cada uma delas, e cheguei lá, e onde quer que vocês estejam, saibam que eu consegui e muito obrigado por tudo!

Jamais poderia deixar de mencionar uma pessoa tão especial em minha vida, ela se chama Kellen Lima, a mulher mais bonita, mais maravilhosa e que faz os meus dias serem mais alegres e divertidos. Estive ausente durante todo esse tempo, mas finalmente, tudo acabou e tenho certeza de uma coisa, eu jamais deixei de te amar. Se hoje estou realizando esta grande conquista, saiba que tu tens grande participação nisso. Por esse motivo, te agradeço do fundo do meu coração por tu seres uma pessoa tão especial e fantástica. Agora, podemos continuar andando de mãos dadas, um ao lado do outro como sempre fizemos. Amo-te demais, e todo esse sentimento de amor foi a força fundamental que me fez continuar nessa caminhada mesmo estando longe. Agradeço a Deus por ter colocado você em minha vida e por me fazer muitíssimo feliz.

À tia Áurea e à tia Arlinda que desde jovem sempre me apoiaram em todos os sentidos, mesmo estando longe. Meu muitíssimo obrigado pelo carinho e incentivo pois sem o apoio de vocês, eu jamais estaria realizando esta grande conquista. Obrigado por tudo!

Aos meus orientadores Celso von Randow e Gilvan Sampaio que aceitaram o desafio mesmo sabendo de todas as dificuldades que encontraríamos pela frente. O caminho foi muito duro e árduo, mas conseguimos superar todos os desafios que foram surgindo no decorrer deste trabalho. Muito obrigado pelos ensinamentos, paciência e por me ensinar a arte da pesquisa.

Aos grandes amigos Cláudio Silva e Maria Lobato que sempre me proporcionaram momentos alegres. Meu sincero muito obrigado por todos esses anos de muita ami-

zade e confiança.

Aos amigos e mestres da programação paralela e web Rafael Mello e Rafael Stockler que compartilharam comigo um pouco do seu conhecimento.

Ao grande amigo Antônio Sérgio que me deu grandes conselhos de como lidar com as adversidades da vida por meio da sua vasta experiência. Obrigado pelos seus grandes ensinamentos. O meu agradecimento também se estende para Alice, Camila e Vivian.

Ao projeto AMAZALERT por me apoiar financeiramente durante o período do doutorado.

Ao Prof. Dr. Han Dolman da *Vrije Universiteit Amsterdam* pela excelente contribuição para o desenvolvimento deste trabalho.

À Amélia Garcez por ter sido uma grande mãe durante minha estada em Cachoeira Paulista, muito obrigado pelo seu carinho e pelos momentos divertidos que passamos.

Aos professores do curso de Pós-Graduação em Ciência do Sistema Terrestre por terem me proporcionado o contato com diversas áreas do conhecimento.

Aos membros da Banca examinadora, pelas excelentes críticas e sugestões para a melhoria desse trabalho.

Aos meus queridos colegas da turma de 2010 em Ciência do Sistema Terrestre do INPE. O tempo que compartilhamos juntos para resolver as intermináveis listas de exercícios, apresentações de seminários e provas serão inesquecíveis. Foram momentos de grande aprendizado.

Ao Dr. Nelson Ferreira que sempre me apoiou desde a minha chegada ao INPE e pela grande amizade durante todos esses anos.

Aos grandes amigos e amigas que conquistei durante minha estada no INPE (em ordem alfabética): Ana Paula Amaral, Ana Paula Santos, André Lyra, Anthony Porfírio, Ângela Harada, Arielle Bassaneli, Bianca Maske, Bruno Miranda, Bruno Medina, Caroline Mourão, Chica Veloso, Cristiano Eichholz, Débora Alvim, Denilson Bezerra, Diego Enoré, Diogo Ramos, Elói Dalla Nora, Enrique Vieira, Etienne Tourigny, Helena Azevedo, Isabel Pilotto, Jussara Angelo, Karinne Leal, Josiane Silva, Luana Schmidt, Marília Shimizu, Nilton Évora, Otacílio Leandro, Paulo Kubota, Paulo Santiago, Ramon Braga, Rayana Araújo, Ricardo Almeida, Rita Vieira,



Rômulo Oliveira, Suellen Roballo, Tullius Dias, Vagner Camilotti, Viviane Algarve, Wendell Farias e Zoraida Soeiro. Fiz questão de colocar todos os nomes porque vocês são importantes para mim e de alguma forma ajudaram no desenvolvimento e sucesso deste trabalho. Muito obrigado meus queridos amigos e amigas!

Aos antigos e novos colegas do aquário (em ordem alfabética): Aline, Bruno, Carol, Emily, Fabielle, Fábio, Jelena, Narciso, Renata, Suzana e Talita. Muito obrigado pelos momentos de descontração e pela convivência.

À Cláudia Wanzeler por me auxiliar no jogo de sinais do fluxo de umidade integrado verticalmente, muito obrigado por disponibilizar algumas horas do seu tempo.

A todos aqueles que de forma direta ou indireta ajudaram no desenvolvimento deste trabalho, dando dicas, sugestões e críticas.

O meu sincero e muito obrigado por tudo!

Fim e um novo ciclo inicia.



## RESUMO

Os estudos sobre modelagem numérica na Amazônia mostram que os modelos não conseguem capturar aspectos importantes da variabilidade do clima nesta região, por isso, é importante entender as razões que causam essa dificuldade. Neste trabalho são utilizados os resultados de Modelos de Circulação Geral do Coupled Model Inter-comparison Project Phase 5 (CMIP5) com o objetivo de avaliar as interrelações entre a precipitação regional, a convergência de umidade e a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) nos oceanos adjacentes, para estudar como a falha na representação por parte dos modelos pode traduzir-se em bias na precipitação simulada na Amazônia. Utilizando dados de reanálise (GPCP, CMAP, TSM, ERAI e evapotranspiração) e 21 simulações numéricas do CMIP5 durante o clima atual (1979-2005), em junho, julho e agosto (JJA) e dezembro, janeiro e fevereiro (DJF), respectivamente, para representar as características das estações seca e chuvosa, são avaliados como os modelos simulam a precipitação, o transporte e a convergência de umidade, e a velocidade vertical em diferentes regiões da Amazônia. Assim, é possível identificar áreas que são mais ou menos influenciadas pela TSM dos oceanos adjacentes. Os resultados mostraram que a maioria dos modelos do CMIP5 tiveram dificuldade em representar adequadamente alguns aspectos observados. As análises regionais de precipitação mostraram que na média a subestimativa e o erro padrão da média (SEM) no período seco (JJA) foram maiores do que no período chuvoso. Verificou-se que a TSM do Atlântico e do Pacífico tropical modularam o setor norte da Amazônia durante JJA devido a influência do gradiente inter-hermisférico, enquanto em DJF a TSM do Pacífico influenciou somente a parte leste desta região devido a influência do El Niño-Oscilação Sul (ENOS). A análise do transporte de umidade em JJA mostrou que ela preferencialmente entra na Amazônia através da borda leste pela Alta Sub-tropical do Atlântico Sul (ASAS). Por outro lado, em DJF a entrada ocorreu tanto pela borda norte quanto pela leste via ventos alísios e ASAS. O balanço de umidade anual foi positivo e a floresta funcionou como sumidouro (convergência) de umidade atmosférica na estação chuvosa e fonte (divergência) na estação seca. Na média anual, a Amazônia atuou como sumidouro (convergência) de umidade atmosférica e fonte para as regiões Sul e Sudeste do Brasil e norte da Argentina sendo a umidade transportada pelo Jato de Baixos Níveis. Além disso, os resultados mostraram que durante DJF as simulações no setor nordeste da Amazônia apresentaram um bias na precipitação e subestimativa da convergência de umidade devido a influência do bias na TSM do Pacífico. Durante JJA, um bias na precipitação foi observado no setor sudoeste associado também com um bias negativo de convergência de umidade, mas com menor influência da TSM dos oceanos adjacentes. A dificuldade em representar os mecanismos produtores de precipitação na Amazônia por parte dos modelos e em simular adequadamente a variabilidade da TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico podem ser responsáveis por essas subestimativas na Amazônia. Algumas limitações associadas aos modelos foram apresentadas, como por exemplo, dificuldade em simular a intensidade do padrão de circulação zonal e a representação da ZCIT mais intensa nos oceanos adjacentes que contribuiu para condições secas na Amazônia.

Com base na avaliação das variáveis precipitação, TSM e circulação foram selecionados os melhores (ACCESS1-0, BCC-CSM1.1, CNRM-CM5, HADGEM2-CC, HADGEM2-ES, MIROC5 e MIROC-ESM) e os piores modelos (CSIRO-MK3-6-0, FGOALS-G2, GISS-E2-R, INM-CM4, MRI-CGCM3). Alguns pontos foram sugeridos como os fatores responsáveis para que um modelo seja melhor do que o outro em representar a precipitação, isto é, mecanismos produtores de precipitação, representação satisfatória do ciclo anual de precipitação e a variabilidade da TSM dos oceanos adjacentes.

Palavras-chave: Bacia amazônica. Balanço de água. Modelos numéricos. Precipitação. Reanálises.

# MOISTURE TRANSPORT IN AMAZONIA AND ITS RELATIONSHIP WITH THE SEA SURFACE TEMPERATURE OF ADJACENT OCEANS USING CMIP5 SIMULATIONS

## ABSTRACT

Studies on numerical modeling in Amazonia show that the models fail to capture important aspects of climate variability in this region and it is important to understand the reasons for this drawback. This work used the general circulation models of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) results to evaluate the inter- relations between regional precipitation, moisture convergence and Sea Surface Temperature (SST) in the adjacent oceans, to assess how flaws in the representation of these processes can translate into biases in simulated rainfall in Amazonia. Using reanalysis (GPCP, CMAP, ERSST.v3, ERAI and evapotranspiration) and 21 numerical simulations from CMIP5 during the present climate (1979-2005) in June, July and August (JJA) and December, January and February (DJF), respectively, to represent dry and wet season characteristics, are evaluate how the models simulate precipitation, moisture transport and convergence, and vertical velocity in different regions of Amazonia. Thus, it is possible to identify areas of Amazonia that are more or less influenced by adjacent ocean SSTs. The results showed that most of the CMIP5 models have poor skill in adequately representing some aspects observed. The regional rainfall analysis showed that on average the underestimation in the dry season (JJA) were higher than in the rainy season. It was found that Atlantic and Pacific SSTs modulate the northern sector of Amazonia during JJA due to the influence of the inter-hemispheric gradient, while in DJF Pacific SST only influences the eastern sector of the region due to the influence of the El Niño-Southern Oscillation (ENSO). The analysis of moisture transport in JJA showed that moisture preferentially enters the Amazon through the eastern edge by Atlantic Subtropical High (ASH). On the other hand, in the DJF entry was either from northern edge or the east via trade winds and ASH. The annual moisture balance was positive and the forest was considered as a sink (convergence) of atmospheric moisture during the rainy season and a source (divergence) in the dry season. In the annual average, the Amazon was considered as a sink (convergence) of local moisture to the atmosphere and a source for the South and Southeast regions of Brazil and northern Argentina transported by Low Level Jet. Additionally, the results showed that during DJF the simulations in northeast sector of Amazonia showed a bias in precipitation and an underestimation of moisture convergence due to the influence of biases in the Pacific SST. On the other hand, during JJA, a strong precipitation bias was observed in the southwest sector associated, also with a negative bias of moisture convergence, but with weaker influence of SSTs of adjacent oceans. The poor representation of precipitation mechanisms in Amazonia by the models and the difficulty of adequately representing the variability of SSTs in the Pacific and Atlantic oceans may be responsible for these underestimates in Amazonia. Some limitations associated with the models were presented as for example, difficulty in simulating the intensity of zonal circulation pattern and the representation of more intense ITCZ adjacent oceans that contributed to dry conditions in the Amazon. Based on the assessment of rainfall, SST and circulation were selected

the best (ACCESS1-0, BCC-CSM1.1, CNRM-CM5, HadGEM2-CC, HadGEM2-ES, MIROC5 and MIROC-ESM) and the worst models (CSIRO-MK3-6-0, FGOALS-G2, GISS-E2-R, INM-CM4, MRI-CGCM3). Some items have been suggested as factors responsible for such a model is better than another represent precipitation, i.e., precipitation mechanisms producers, satisfactory representation of the annual cycle of precipitation and the variability of SST adjacent oceans. Some points have been suggested as factors responsible for one model is better than the other to represent the precipitation, that is, precipitation mechanisms, satisfactory representation of the annual cycle of precipitation and variability of SST adjacent oceans.

Keywords: Amazon Basin. Moisture balance. Numerical models. Precipitation. Re-analysis.

## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Modelo conceitual mostrando os principais mecanismos responsáveis por condições mais secas na estação menos chuvosa da Amazônia projetadas para o próximo século. Sobre o continente é mostrada a precipitação. . . . .	8
2.2 Climatologia de verão (dezembro a março, 1981 a 2002) do fluxo de umidade integrado verticalmente ( $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ). . . . .	12
2.3 Gradiente meridional inter-hemisférico de TSM do Atlântico Tropical. Na fase negativa (positiva) representada pela figura superior (inferior) notam-se anomalias negativas (positivas) de TSM no Atlântico Norte e positivas (negativas) no Atlântico Sul. A palavra úmido (seco) na figura superior (inferior) refere-se a estação chuvosa (seca) no norte do Nordeste do Brasil. . . . .	17
3.1 Área de estudo. ATN é a região do Atlântico Norte e ATS é a do Atlântico Sul. O domínio vermelho é utilizado nas análises da climatologia (Figura 4.1), diagrama de Taylor (Figura 4.4) e nas discussões sobre o bias do transporte de umidade (Figura 4.19). O símbolo CX representa cada uma das caixas. . . . .	28
3.2 Climatologia de precipitação do GPCP ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) no período 1979 a 2005 para as quatro caixas utilizadas. O contorno azul representa a bacia Amazônica. . . . .	28
3.3 Diagrama esquemático utilizado para a obtenção dos sinais da convergência de umidade ao longo das fronteiras laterais da área alvo. O sentido do fluxo é representado pelas setas azul e vermelha. . . . .	32
4.1 Climatologia da (a) precipitação, (b) evapotranspiração e (c) convergência de umidade para o período de 1979-2005. A região sombreada representa um desvio padrão. As curvas são referentes ao retângulo vermelho da Figura 3.1. A curva densa preta na figura b) representa a diferença entre a precipitação do GPCP e a convergência de umidade obtida pelo ERAI. Todas as unidades estão em $\text{mm dia}^{-1}$ . A convergência representa o balanço do fluxo de umidade integrado verticalmente entre a superfície e o nível vertical de 500 hPa. . . . .	37

4.2	Bias percentual (%) de precipitação em relação ao GPCP. Os valores correspondem a média do período de 1979 a 2005. Esse cálculo é feito no retângulo vermelho da Figura 3.1 . . . . .	38
4.3	Convergência de umidade anual ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) no domínio de longitude de $75^{\circ}\text{W}$ - $45^{\circ}\text{W}$ e latitude de $15^{\circ}\text{S}$ - $0^{\circ}$ no período de 1979 a 2005. Esse resultado corresponde ao balanço do fluxo de umidade integrado verticalmente entre a superfície e o nível vertical de 500 hPa da Figura 4.1c. . . . .	38
4.4	Diagrama de Taylor mostrando a correlação (linha verde pontilhada) e o desvio padrão normalizado (linha preta com tracejado longo) durante JJA e DJF (1979-2005) utilizando o GPCP como referência no domínio de longitude de $75^{\circ}\text{W}$ - $45^{\circ}\text{W}$ e latitude de $15^{\circ}\text{S}$ - $0^{\circ}$ . Nesse diagrama, os eixos angulares representam a correlação entre o modelo e a observação, os eixos radiais mostram o desvio padrão normalizado em relação à observação. O domínio utilizado é o retângulo vermelho da Figura 3.1. Somente correlações positivas são mostradas. Os modelos BCC-CSM1.1, CNRM-CM5, GFDL-CM3, MIROC-ESM, MPI-ESM-LR, MRI-CGCM3 e NORESM1-M apresentam correlações negativas no trimestre DJF. . . . .	41
4.5	Bias de precipitação em relação ao GPCP. O valor médio (Média) de cada estação, assim como o erro padrão da média (do inglês Standard Error of Mean, SEM) são mostrados no canto superior esquerdo (JJA) e direito (DJF). As barras finas pretas representam um desvio padrão. . . . .	43
4.6	Bias de velocidade vertical em 500 hPa ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). O valor médio (Média) de cada estação, assim como o erro padrão da média (do inglês Standard Error of Mean, SEM) são mostrados no canto superior esquerdo (JJA) e direito (DJF). As barras finas pretas representam um desvio padrão. Os valores foram multiplicados por (-1) para mostrar que os modelos subestimam a velocidade vertical em relação ao ERAI. O modelo HADGEM2-CC não possui informação de velocidade vertical. . . . .	44
4.7	Bias de precipitação ( $\text{mmdia}^{-1}$ ) durante JJA. O cálculo é feito em relação ao GPCP. . . . .	45
4.8	Bias de precipitação ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) durante DJF. O cálculo é feito em relação ao GPCP. . . . .	46
4.9	Bias de velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) em 500 hPa durante JJA. O modelo HADGEM2-CC não possui informações de velocidade vertical. O cálculo é feito em relação ao ERAI. . . . .	47



4.10	Bias de velocidade vertical ( $Pa s^{-1}$ ) em 500 hPa durante DJF. O modelo HADGEM2-CC não possui informações de velocidade vertical. O cálculo é feito em relação ao ERAI . . . . .	48
4.11	Bias de convergência de umidade entre a superfície e 500 hPa em relação ao ERAI. O valor médio (Média) de cada estação, assim como o erro padrão da média (do inglês Standard Error of Mean, SEM) são mostrados no canto superior esquerdo (JJA) e direito (DJF). As barras finas pretas representam um desvio padrão. A convergência representa o valor do balanço das bordas. . . . .	50
4.12	Convergência de umidade ( $10^{-5}g kg^{-1} s^{-1}$ ) no nível de 850 hPa em JJA. O campo observado de convergência de umidade do ERAI é mostrado na figura a). Valores negativos (positivos) indicam convergência (divergência). Diferente dos demais campos, essa figura não representa o bias, mas sim a própria convergência de umidade. . . . .	51
4.13	Convergência de umidade ( $10^{-5}g kg^{-1} s^{-1}$ ) no nível de 850 hPa em DJF. O campo observado de convergência de umidade do ERAI é mostrado na figura a). Valores negativos (positivos) indicam convergência (divergência). Diferente dos demais campos, essa figura não representa o bias, mas sim a própria convergência de umidade. . . . .	52
4.14	Ensemble da correlação entre a TSM_MAI e PREC_JJA dos 21 modelos do CMIP5 para as caixas 1, 2, 3 e 4. O ensemble representa a média aritmética da correlação de todos os modelos. As áreas pontilhadas são significantes ao nível de 90% de significância pelo Teste-t de Student. . . . .	55
4.15	Ensemble da correlação entre TSM_NOV e PREC_DJF dos 21 modelos do CMIP5 para as caixas 1, 2, 3 e 4. O ensemble representa a média aritmética da correlação de todos os modelos. As áreas pontilhadas são significantes ao nível de 90% de significância pelo Teste-t de Student. . . . .	56
4.16	Bias de Temperatura da Superfície do Mar ( $^{\circ}C$ ) durante JJA. . . . .	57
4.17	Bias de Temperatura da Superfície do Mar ( $^{\circ}C$ ) durante DJF. . . . .	58
4.18	Correlação entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a precipitação da Amazônia para as caixas 1, 2, 3 e 4 da Figura 3.1. . . . .	60

4.19	Bias do fluxo de umidade por componentes no período JJA (à esquerda) e DJF (à direita). A unidade do fluxos de norte, sul, leste e oeste é dada em $10^7 \text{ kg s}^{-1}$ e a do balanço de umidade está em $\text{mm dia}^{-1}$ . No canto superior direito de cada figura encontra-se o valor calculado do fluxo de umidade obtido pelo ERAI. Os valores mostrados correspondem a diferença entre os modelos e o dado do ERAI. O fluxo de umidade nas laterais é calculado no retângulo vermelho da Figura 3.1. A conversão de unidade do balanço dos fluxos laterais de $10^7 \text{ kg s}^{-1}$ para $\text{mm dia}^{-1}$ é mostrada na página 32. . . . .	63
4.20	Fluxo de umidade integrado verticalmente ( $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) entre a superfície e 500 hPa para os trimestres DJF e JJA no período de 1979 a 2005. . . . .	64
4.21	Seção vertical do vento meridional ( $v \times [-1000 \times \omega]$ ) na longitude de $60^\circ\text{W}$ em JJA. O dado observado é representado pela Figura 4.21a. A região preenchida corresponde a velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). Não há informações de velocidade vertical para o modelo HADGEM2-CC. . . . .	66
4.22	Seção vertical do vento meridional ( $v \times [-1000 \times \omega]$ ) na longitude de $60^\circ\text{W}$ em DJF. O dado observado é representado pela Figura 4.22a. A região preenchida corresponde a velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). Não há informações de velocidade vertical para o modelo HADGEM2-CC. . . . .	67
4.23	Seção vertical do vento zonal ( $u \times [-1000 \times \omega]$ ) na latitude de $0^\circ$ em JJA. O dado observado é representado pela Figura 4.23a. A região preenchida corresponde a velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). Não há informações de velocidade vertical para o modelo HADGEM2-CC. . . . .	68
4.24	Seção vertical do vento zonal ( $u \times [-1000 \times \omega]$ ) na latitude de $0^\circ$ em DJF. O dado observado é representado pela Figura 4.24a. A região preenchida corresponde a velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). Não há informações de velocidade vertical para o modelo HADGEM2-CC. . . . .	69
4.25	Transporte de umidade integrado verticalmente ( $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) entre a superfície e 500 hPa em DJF. O dado observado é representado pela Figura 4.25a. Não há informações de velocidade vertical para o modelo HADGEM2-CC. . . . .	70
4.26	Transporte de umidade integrado verticalmente ( $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) entre a superfície e 500 hPa em JJA. O dado observado é representado pela Figura 4.26a. Não há informações de velocidade vertical para o modelo HADGEM2-CC. . . . .	71
4.27	Diagrama esquemático mostrando o bias de precipitação e de convergência de umidade. O contorno azul representa a Bacia Amazônica. . . . .	75

4.28	Bias de precipitação ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) no trimestre JJA no Pacífico e no Atlântico. . . . .	79
4.29	Bias de precipitação ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) no trimestre DJF no Pacífico e no Atlântico. . . . .	79
4.30	Modelo conceitual dos resultados obtidos pelo bias de TSM, precipitação e $\omega$ para o modelo HADGEM2-ES nos trimestres JJA e DJF para as regiões PEL, ATL e AMZ. O contorno vermelho representa a Bacia Amazônica. Prec é a precipitação, Vel. vertical é a velocidade vertical, TSM é a Temperatura da Superfície do Mar e JJA e DJF são os trimestres analisados. A seta vermelha (azul) representa superestimava (subestimativa). . . . .	83
A.1	Bias anual de precipitação para a caixa1 . . . . .	101
A.2	Bias anual de precipitação para a caixa2 . . . . .	102
A.3	Bias anual de precipitação para a caixa3 . . . . .	103
A.4	Bias anual de precipitação para a caixa4 . . . . .	104
A.5	Bias percentual de precipitação para as quatro caixas . . . . .	105



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Modelos do CMIP5. . . . .	24
3.2 Modelos do CMIP5 disponíveis no portal do BADC. . . . .	26
3.3 Balanço de sinais para o cálculo do fluxo de umidade. Adaptado de Lima (2010) . . . . .	31
4.1 Desempenho dos modelos do CMIP5 (1979-2005) utilizando o EQM para precipitação (GPCP) em JJA, DJF e média Anual. Os valores são calculados no domínio de latitude: 0°-15°S e longitude: 75°W-45°W. A unidade do EQM é dada em mm dia <sup>-1</sup> . Quanto mais próximo de zero, maior a semelhança entre as séries. São destacados em vermelho os três melhores modelos para cada período analisado. . . . .	39
4.2 Resumo dos principais resultados do bias para TSM, precipitação e $\omega$ . PEL representa a região do Pacífico Equatorial Leste, ATL é o Atlântico Tropical e AMZ é a Amazônia. Todos os valores correspondem ao bias. Os valores de $\omega$ foram multiplicados por 100 para melhor visualização dos resultados. Não há informações de $\omega$ para o modelo HADGEM2-CC. . . . .	81
B.1 Modelos utilizados e o esquema de convecção empregado. . . . .	107



## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ATN	– Atlântico Norte
ATS	– Atlântico Sul
ASAS	– Alta Subtropical do Atlântico Sul
BADC	– British Atmospheric Data Centre
CDO	– Climate Data Operators
CFSR	– Climate Forecast System Reanalysis
CMAP	– CPC Merged Analysis of Precipitation
CMIP5	– Coupled Model Intercomparison Project Phase 5
CMIP3	– Coupled Model Intercomparison Project Phase 3
CPTEC	– Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DJF	– Dezembro, Janeiro e Fevereiro
ECMWF	– European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EQM	– Erro Quadrático Médio
ENOS	– El Niño-Oscilação Sul
ERA-Interim	– European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Interim Reanalysis
ERSST	– Extended Reconstructed Sea Surface Temperature
EVAP	– evapotranspiração
GAMRAMS	– Global Atmospheric to RAMS
GFS	– Global Forecast System
GPCP	– Global Precipitation Climatology Project
INPE	– Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JJA	– Junho, Julho e Agosto
MAI	– Maio
MCGA	– Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MERRA	– Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications
NCEP	– National Centers for Environmental Prediction
NCL	– NCAR Command Language
NASA	– National Aeronautics and Space Administration
NetCDF	– Network Common Data Form
NOAA	– National Oceanic and Atmospheric Administration
NOV	– Novembro
PREC	– Precipitação
SEM	– Standard Error of Mean
TSM	– Temperatura da Superfície do Mar
WRCP	– World Climate Research Programme
ZCIT	– Zona de Convergência Intertropical





## LISTA DE SÍMBOLOS

$C$	–	cálculo total da convergência do fluxo de vapor d'água integrado verticalmente
$CX1$	–	Caixa 1
$CX2$	–	Caixa 2
$CX3$	–	Caixa 3
$CX4$	–	Caixa 4
$dp$	–	diferencial de pressão
$E$	–	Evapotranspiração
$g$	–	grama
$hPa$	–	hectopascal
$kg$	–	quilograma
$P$	–	Precipitação
$Pa$	–	Pascal
$p_o$	–	pressão à superfície
$pt$	–	pressão no topo da atmosfera
$Q$	–	transporte de vapor d'água
$q$	–	umidade específica
$r$	–	correlação de Pearson
$s$	–	segundos
$t$	–	Teste-t de Student ao nível de 90% de significância
$u$	–	componente zonal do vento
$v$	–	componente meridional do vento
$\omega$	–	componente vertical do vento



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>1 INTRODUÇÃO</b> . . . . .	<b>1</b>
1.1 Motivação e Hipótese . . . . .	4
1.2 Objetivos . . . . .	4
1.3 Organização da tese . . . . .	5
<b>2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</b> . . . . .	<b>7</b>
2.1 Estudos da precipitação na Amazônia usando modelagem numérica . . . . .	7
2.2 Balanço e fluxo de umidade na Amazônia . . . . .	10
2.3 Influência da Temperatura da Superfície do Mar dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical na precipitação da Amazônia . . . . .	15
<b>3 DADOS E METODOLOGIA</b> . . . . .	<b>21</b>
3.1 Dados observados . . . . .	21
3.2 Simulações do CMIP5 . . . . .	22
3.3 Região de estudo . . . . .	27
3.4 Correlação entre a Temperatura da Superfície do Mar e a precipitação da Amazônia . . . . .	28
3.5 Fluxo de umidade integrado verticalmente . . . . .	30
3.6 Termos do balanço de umidade . . . . .	33
3.7 Cálculo do bias e do erro padrão da média . . . . .	33
<b>4 RESULTADOS E DISCUSSÃO</b> . . . . .	<b>35</b>
4.1 Variabilidade sazonal e avaliação das simulações da precipitação na Amazônia . . . . .	35
4.2 Correlação entre a precipitação na Amazônia e a Temperatura da Superfície do Mar dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical . . . . .	53
4.3 Bias do balanço do fluxo de umidade na Amazônia . . . . .	60
4.4 Padrão de circulação meridional e zonal e fluxo de umidade integrado verticalmente . . . . .	65
4.5 Possíveis causas para a subestimativa da precipitação simulada na Amazônia . . . . .	72
4.6 Limitações dos modelos do CMIP5 . . . . .	76

<b>5</b>	<b>CONSIDERAÇÕES FINAIS</b>	<b>85</b>
5.1	Sugestões para trabalhos futuros	87
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>89</b>
	<b>ANEXO A - BIAS ANUAL DE PRECIPITAÇÃO NA AMAZÔNIA.</b>	<b>101</b>
	<b>ANEXO B - Modelos do CMIP5 e seus componentes</b>	<b>107</b>
	<b>ANEXO C - ARTIGO SUBMETIDO PARA PUBLICAÇÃO EM PERIÓDICO INTERNACIONAL (EM REVISÃO).</b>	<b>109</b>
	<b>ANEXO D - RESUMO PUBLICADO EM EVENTO INTERNACIONAL.</b>	<b>111</b>

# 1 INTRODUÇÃO

A Bacia Amazônica é a maior do mundo, respondendo por 20% da água doce do planeta, enquanto que a floresta tropical amazônica é responsável por aproximadamente 10% da produtividade terrestre (produção de biomassa por unidade de área e tempo através do processo de fotossíntese) e da biomassa (JOETZJER et al., 2013). É também uma das maiores regiões do globo que apresenta intensa atividade convectiva tendo um papel importante na circulação geral da atmosfera (RIEHL, 1954). De fato, a região tem um papel chave no clima global regulando os ciclos de água e de carbono (FOLEY et al., 2002; YOON; ZENG, 2010; ROCHA et al., 2015).

A região amazônica apresenta uma variabilidade anual de precipitação bem marcada, caracterizada por verões com chuvas abundantes em toda a região e invernos com precipitação localizada no norte e no oeste (RONCHAIL et al., 2002). Isso ocorre porque a precipitação é modulada pelo deslocamento meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) seguindo a dinâmica da circulação atmosférica tropical (COOK et al., 2012), o gradiente inter-hemisférico de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Atlântico (KOUSKY et al., 1984; ACEITUNO, 1984; MARENGO et al., 2011; MARENGO et al., 2012) e a TSM no Pacífico Tropical.

A Amazônia influencia o padrão de circulação geral da atmosfera por meio da alteração, por exemplo, na circulação meridional também conhecida como Célula de Hadley. Quando ocorre intensa convecção nessa região o ramo descendente é deslocado mais para sul da Amazônia. Essa célula é resultante do aquecimento entre os trópicos e as latitudes médias a qual gera uma circulação meridional com movimento ascendente sobre as regiões equatoriais e proximidades, e movimento descendente sobre as latitudes subtropicais de ambos os hemisférios, em torno de 30° (SOUZA; AMBRIZZI, 2002). E está associada ao gradiente meridional inter-hemisférico de TSM em que regiões de TSM mais quentes (frias) estão associadas a movimentos ascendentes (subsidentes) (WANG, 2002). O ramo ascendente está associado com a localização da ZCIT, enquanto que o ramo descendente está associado com áreas secas (KANG; LU, 2012).

Do ponto de vista do balanço de umidade, na média anual, a floresta amazônica atua como sumidouro de umidade atmosférica (SATYAMURTY et al., 2013; ROCHA et al., 2015) (convergência de umidade) e a fonte de umidade para essa região é proveniente do Atlântico Tropical e da evapotranspiração produzida pela floresta (SATYAMURTY et al., 2013). Drumond et al. (2014) mostrou numericamente que o Atlântico Tropical é a principal fonte de umidade para a Amazônia e que o Atlântico Norte durante

o verão austral (dezembro a fevereiro) contribuiu para a entrada de umidade e o Atlântico Sul nos meses restantes.

Silva (2009) utilizando dados de reanálises do NCEP verificou que o transporte de umidade na Amazônia é originado predominantemente pela umidade vinda de leste desta região, e essa entrada é mais intensa durante o inverno. No verão, a entrada ocorre tanto pelo fluxo de leste quanto de norte.

Arraut (2007) e Arraut et al. (2012) avaliaram o fluxo de umidade integrado verticalmente sobre a Amazônia durante o verão e o inverno. Neste trabalho, foi demonstrado que a entrada de umidade nesta região ocorre pelo Atlântico Tropical Norte, e que posteriormente é transportada para regiões subtropicais.

Zemp et al. (2014) propuseram uma nova metodologia para quantificar a importância da reciclagem de umidade para o clima da América do Sul por meio de um modelo de duas camadas (Water Accounting Model 2-layers, WAM-2layers) em particular para a Bacia Amazônica e a Bacia do Prata. Mostrou-se que a reciclagem de umidade contribuiu com cerca de 10% para a precipitação total da América do Sul.

As mudanças no gradiente meridional de TSM no Atlântico Tropical podem influenciar a precipitação na estação seca da Amazônia, alterando o padrão de convergência de umidade e movimento vertical (GOOD et al., 2008). A sazonalidade da precipitação é dominada pela migração norte-sul da banda de precipitação influenciada pelos ventos alísios (XIE; CARTON, 2004), e a TSM pode alterar essa sazonalidade por meio de suas flutuações temporais.

Alguns estudos como o de Uvo et al. (2000) e Ronchail et al. (2002) documentaram que a TSM do Atlântico Norte e Sul desempenha um papel fundamental na variabilidade do balanço de umidade sobre a América do Sul Tropical, particularmente por meio da migração norte-sul da precipitação. Por exemplo, maior (menor) quantidade de precipitação sobre a Bacia Amazônica está associada com anomalias frias (quentes) de TSM no Atlântico Tropical Sul, acoplado com anomalias quentes (frias) de TSM no Atlântico Tropical Norte (HASTENRATH, 1976; HASTENRATH; HELLER, 1977). Isto é devido ao deslocamento anômalo para norte (sul) da ZCIT (MORON et al., 1998). Contudo, essa relação influencia o norte do Nordeste do Brasil, bem como os setores norte e oeste da Amazônia como mostrado por Ronchail et al. (2002). Trabalhos como os de Ronchail et al. (2002) e Ronchail et al. (2005) têm reportado que essa influência do Atlântico pode ser estendida para a Bacia Amazônica. A TSM apresenta um papel de destaque nos trópicos porque a atmosfera é sensível

as condições oceânicas e continentais que por sua vez, influenciam a variabilidade do clima (YOON; ZENG, 2010).

A precipitação sobre a América do Sul Tropical é mantida não somente pela evapotranspiração local, mas também pela convergência de umidade (CHEN, 1985) que é controlada pela circulação atmosférica tropical. Forte movimento ascendente sobre a América do Sul é considerada parte importante da circulação da Célula de Walker (KOUSKY et al., 1984). É bem conhecido que subsidência anômala no Pacífico Central induzida pelo resfriamento sobre o Pacífico Central Equatorial pode alterar a circulação leste-oeste associada com a Célula de Walker resultando em aumento na precipitação sobre a América do Sul.

Os Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) tem contribuído para melhorar o entendimento atual a cerca da dinâmica climática regional e global na América do Sul, fornecendo informações sobre o tempo atual e projeções sobre suas condições futuras. Portanto, são ferramentas importantes para entender a variabilidade climática nas regiões que apresentam informações escassas (SIERRA et al., 2015). Esses modelos ao longo das últimas décadas vem sendo aperfeiçoados, mas ainda apresentam grandes bias que são responsáveis por parte das incertezas nas projeções do clima do século XXI (VOLDOIRE et al., 2013). O Coupled Model Intercomparison Project (CMIP) oferece um protocolo padrão de experimentos que favorece a comunidade científica analisar esses modelos acoplados de forma sistemática, sendo um processo que facilita o desenvolvimento dos modelos, os estudos de mudanças climáticas ambientais bem como a compreensão de flutuações climáticas do passado (VOLDOIRE et al., 2013).

O estudo numérico de Harris et al. (2008) durante o verão boreal coincidindo com a estação seca na Amazônia mostraram que o aquecimento (resfriamento) no Atlântico Tropical Norte (Sul) pode causar eventos de seca sobre a Amazônia. E que projeções disponíveis de modelos do sistema terrestre apresentam grande variação na precipitação sobre a Amazônia, sugerindo que alguns aspectos associados com a dinâmica das chuvas na região não é bem representado por esses modelos (YIN et al., 2013). A precipitação nesta região é uma componente importante porque influencia diretamente no ciclo hidrológico e no balanço de carbono, por isso, é importante entender o que ou quais fatores causam a grande variabilidade entre os modelos.

## 1.1 Motivação e Hipótese

O uso de modelagem numérica para entender aspectos como o balanço de umidade nas florestas tropicais é de fundamental importância, mas um assunto ainda permanece pendente que é a correta simulação da precipitação. O estado da arte da modelagem numérica tenta resolver essa questão, mas até então, os diversos estudos científicos que abordam esse tema ainda mostram grande dificuldade em concluir qual ou quais processos ainda precisam ser entendidos para serem inseridos ou aperfeiçoados nos modelos do sistema terrestre.

E para tentar explicar esse questionamento, a seguinte questão científica é proposta “O que ocasiona a representação incorreta da precipitação e a convergência de umidade por parte dos modelos do sistema terrestre e qual é o entendimento necessário para que esse problema seja contornado? Uma vez que esses elementos são importantes para a manutenção e a sobrevivência da floresta amazônica.”

Como hipótese, sugere-se que mesmo com o grande avanço no desenvolvimento dos modelos atmosféricos acoplados ou não, ainda existe a necessidade de entendimento de processos físicos responsáveis pela formação de precipitação, uma vez que essa variável ainda representa um grande desafio para os especialistas em modelagem numérica da atmosfera.

## 1.2 Objetivos

O objetivo geral deste estudo consiste em avaliar as falhas causadas pelos modelos do CMIP5 em representar a precipitação na Amazônia durante a estação seca (JJA) e chuvosa (DJF), e sua relação com o padrão de Temperatura da Superfície do Mar dos oceanos adjacentes bem com o transporte regional de umidade.

E como objetivos específicos:

- Avaliar como os modelos representam o padrão de circulação atmosférica e como essa representação pode influenciar na distribuição de precipitação.
- Identificar os fatores físicos responsáveis pelo alto/baixo desempenho dos modelos em simular a precipitação na Amazônia.
- Verificar como o transporte de umidade é representado pelos modelos e avaliar sua influência sobre a Amazônia.



### 1.3 Organização da tese

Os capítulos restantes desta tese estão organizados da seguinte forma:

- **Capítulo 2:** Apresenta uma revisão bibliográfica sobre o estado da arte dos estudos numéricos relacionados com a precipitação na Amazônia, balanço e fluxo de umidade e influência da Temperatura da Superfície do Mar dos oceanos Pacífico e Atlântico sobre a precipitação na Amazônia.
- **Capítulo 3:** Neste capítulo são apresentados os dados observados (reanálises) e as características das simulações dos modelos do CMIP5. São também mostradas as regiões de estudo e a metodologia empregada para calcular a correlação, fluxo de umidade integrado verticalmente e o bias dos modelos.
- **Capítulo 4:** Os resultados são descritos e discutidos neste capítulo, onde são mostradas as possíveis razões e explicações porque os modelos falham em representar a convergência de umidade e a precipitação na Amazônia.
- **Capítulo 5:** São apresentadas as principais considerações finais deste estudo utilizando as simulações do CMIP5 e as sugestões para trabalhos futuros.



## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Estudos da precipitação na Amazônia usando modelagem numérica

A precipitação é uma variável de grande interesse nos estudos de modelagem numérica seja de tempo ou de clima, e a sua correta representação tanto espacial quanto temporal é o grande desafio dos pesquisadores da área de modelagem (LANGENBRUNNER; NEELIN, 2013), uma vez que nem todos os processos envolvidos na sua formação são completamente entendidos.

Silveira et al. (2013) desenvolveram uma metodologia de avaliação da habilidade de sete modelos do Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) de prever o regime sazonal, interanual e interdecenal de chuvas sobre a Amazônia, norte do Nordeste e Bacia do Prata. Particularmente sobre a Amazônia, os erros estão associados a representação incorreta da sazonalidade, superestimava e subestimativa dessa variável e até mesmo erro de fase na distribuição da precipitação e quanto a sua intensidade, houve grande dispersão entre os modelos. Os motivos podem estar associados ao método numérico empregado na resolução, condições iniciais e de fronteira como também a própria atmosfera que é considerada um sistema caótico (LORENZ, 1965).

Leivas et al. (2011) avaliaram os prognósticos de precipitação na Amazônia ocidental usando o modelo Brazilian Regional Atmospheric Modelling System (BRAMS) durante a estação chuvosa (novembro de 2008 a março de 2009). Os resultados mostraram que o BRAMS quando inicializado com dados do Global Forecast System (GFS, NCEP/NOAA) e do GAMRAMS (CPTEC/INPE) apresentou superestimativa de precipitação e segundo os autores as causas podem estar relacionadas ao efeito da topografia acarretando impactos significativos nas variáveis de superfície.

Outro estudo realizado no leste da Amazônia utilizando os modelos GFS, Brazilian Regional Atmospheric Modelling System (BRAMS) e o ETA foi mostrado por Moraes et al. (2013). Os autores avaliaram o desempenho desses modelos em representar a precipitação nessa região utilizando algumas métricas estatísticas (Mean Error [ME] e o Root Mean Square Error [RMSE]). Os modelos BRAMS e ETA superestimaram a precipitação, enquanto que o GFS apresentou subestimativa. Segundo os autores, a dificuldade em simular corretamente a precipitação pode estar no fato de que os meses analisados apresentaram alta quantidade de precipitação (janeiro a abril de 2012) e também devido a baixa densidade de estações meteorológicas fazendo com que os dados observados obtidos pelo método de interpolação

gerassem valores incorretos.

Mais recentemente, Cook et al. (2012) utilizaram 24 modelos do Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) Fourth Assessment Report (AR4) para avaliar as mudanças nas projeções (2070-2099 em relação a 1961-1990) de precipitação, temperatura do ar à superfície e outras variáveis sobre a Amazônia. A região sul da Amazônia é a que mais sofrerá com as consequências decorrentes das mudanças climáticas. Há uma forte concordância entre os modelos que essa região se tornará mais seca no próximo século e as principais causas (Figura 2.1) estão associadas a condições mais secas na parte sul da Amazônia e no Brasil central devido ao deslocamento mais para o norte da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) causando movimento subsidente sobre essas regiões, o maior aquecimento do Atlântico subtropical norte em relação ao sul, e em menor importância, o Oceano Pacífico mais quente.

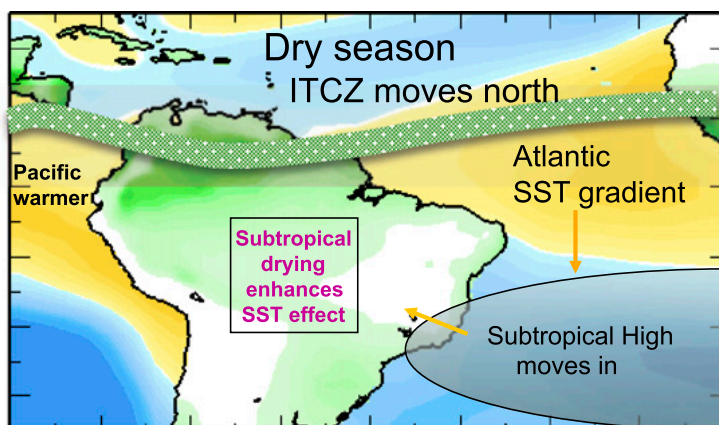


Figura 2.1 - Modelo conceitual mostrando os principais mecanismos responsáveis por condições mais secas na estação menos chuvosa da Amazônia projetadas para o próximo século. Sobre o continente é mostrada a precipitação.

Fonte: Cook et al. (2012)

Joetzjer et al. (2013) avaliaram e compararam a precipitação de dois conjuntos de dados (CMIP3 e CMIP5) sobre a Amazônia para o clima presente (1971-2000) e futuro (2071-2100). Foram selecionados treze modelos para discutir as melhorias nas simulações do clima presente e a potencial redução das incertezas da resposta dos modelos devido ao aumento na concentração de gases de efeito estufa. Segundo os autores, a precipitação no clima presente a qual inclui seu ciclo anual, distribuição espacial e sua relação com a TSM foram melhoradas, porém grandes incertezas permanecem nas projeções climáticas. A comparação entre esses dois conjuntos de dados evidenciou que há um pequeno consenso no aumento da precipitação durante a estação chuvosa, contudo um maior consenso é verificado no que diz respeito a condições menos úmida e ao comprimento da estação seca. Isso está relacionado ao deslocamento mais para norte da ZCIT durante o verão boreal nas simulações do CMIP5 decorrente do aquecimento assimétrico entre os dois hemisférios.

Apesar da natureza dinâmica das interações vegetação-clima, os cenários do IPCC consideram a vegetação “fixa”, no sentido de que nem os efeitos estruturais e nem os fisiológicos são avaliados. Os estudos sobre os impactos da elevação do Dióxido de Carbono (CO<sub>2</sub>) sobre as florestas tropicais produziram resultados conflitantes. Na região Tropical, as simulações indicaram que o aumento do CO<sub>2</sub> é acompanhado por aumento na cobertura da vegetação (PEREIRA et al., 2013). Este processo inicia um ciclo de feedback através do ciclo hidrológico conduzindo a um aumento na precipitação e na umidade do solo. Por outro lado, Cox et al. (2004) usaram o modelo Hadley Centre Coupled Model-version 3 (HadCM3) e sugeriram que a região Amazônica terá um declínio significativo na precipitação que favorecerá a rápida perda da floresta tropical, e como consequência, maior redução na precipitação. As diferenças obtidas nos resultados podem ser decorrentes do padrão de TSM utilizado nas simulações, uma vez que a América do Sul é fortemente dependente do padrão de TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico.

No estudo de Yin et al. (2013) foi investigado se a precipitação ainda é subestimada pelas simulações do CMIP5, uma vez que essa característica foi verificada no CMIP3, e se a subestimativa persiste, quais são as possíveis causas? As análises foram feitas para o período histórico (1979-2005) e foram utilizados onze modelos. Foi constatado que a maioria dos modelos superestimaram a precipitação na região da ZCIT nos oceanos Pacífico e Atlântico. E segundo os autores, esse resultado pode aumentar a subsidência e a divergência sobre a Amazônia, contribuindo para um bias seco durante a estação menos chuvosa (menos convergência de umidade e redução na evapotranspiração).

## 2.2 Balanço e fluxo de umidade na Amazônia

A floresta Amazônica fornece calor e umidade para a atmosfera e dada a sua grande extensão geográfica como também sua localização na região tropical ocorrem intensas trocas de energia entre a superfície continental e a atmosfera. Modificações associadas como por exemplo, ao desflorestamento, provavelmente ocasionariam impactos significativos na circulação atmosférica, no transporte de umidade e no ciclo hidrológico (VOLDOIRE; ROYER, 2004).

Os estudos sobre balanço de umidade na Amazônia abordam desde análises numéricas (CORREIA et al., 2006; ROCHA et al., 2012; NASCIMENTO, 2013; ZEMP et al., 2014; DRUMOND et al., 2014) como também observacionais (SALATI et al., 1979; GARCIA; KAYANO, 2011; ARRAUT et al., 2012; SATYAMURTY et al., 2013; POVEDA et al., 2014; GARCIA; KAYANO, 2014). Uma revisão sobre diversos estudos a respeito da avaliação do balanço de água na Amazônia foi feita por Marengo (2006). Nessa revisão, as maiores diferenças detectadas nos resultados dos diversos trabalhos avaliados estão associadas as diferentes fonte de dados hidrometeorológicos como medidas de descarga dos rios, valores de evapotranspiração e precipitação e também aos métodos de avaliação que consideram na sua maioria dados de precipitação em ponto de grade ou dados de estações de precipitação distribuídas irregularmente sobre a bacia.

Os primeiros estudos sobre balanço hidrológico e transporte de umidade na Bacia Amazônica começaram a ser discutidos nos anos de 1970 (MOLION, 1976; VILLA NOVA et al., 1976; SALATI et al., 1979). Naquela época, foram utilizados modelos de baixa complexidade e dados de poucas estações meteorológicas tanto de superfície quanto de ar superior, bem como informações hidrológicas ao longo do rio Amazonas e seus afluentes. Com o advento da tecnologia, foram gerados dados com melhor resolução espacial e temporal obtidos de satélites, estações de superfície como também de modelos meteorológicos. Com essas novas informações, os estudos relacionados aos componentes do ciclo hidrológico têm se tornado mais compreensivos e detalhados (CORREIA et al., 2006; MARENGO, 2006).

A maioria dos estudos numéricos associados com desflorestamento da Amazônia mostrou que houve redução na convergência de umidade na região (POLCHER; LAVAL, 1994; VOLDOIRE; ROYER, 2004). Por outro lado, Manzi e Planton (1996) mostraram resultados opostos, isto é, aumento na convergência de umidade. Há duas razões que segundo Polcher e Laval (1994) podem explicar as diferenças encontradas nos trabalhos, primeiro, a sensibilidade do desflorestamento depende de parâmetros utilizados para caracterizar as propriedades de superfície das florestas tropicais e de

pastagem. Segundo [Correia et al. \(2008\)](#), o clima simulado sobre as regiões de floresta (especialmente o comprimento e a intensidade da estação seca) pode afetar a sensibilidade do desflorestamento.

[Herdies et al. \(2002\)](#) avaliaram o fluxo de umidade integrado verticalmente na Amazônia durante o verão em regimes de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e não-ZCAS. Os resultados mostraram que durante o período de ZCAS, uma forte convergência de umidade ocorreu sobre a Bacia Amazônica enquanto que divergência sobre o sudoeste do Brasil foi verificado. Neste trabalho foi mostrado o papel do Atlântico Tropical em fornecer umidade para Amazônia. [Arraut \(2007\)](#) e [Arraut e Satyamurty \(2009\)](#) calcularam o fluxo de umidade integrado verticalmente sobre a Amazônia (Figura 2.2) durante o verão (dezembro a março) e o inverno (junho a setembro) utilizando os dados do ECMWF/ERA-40. Nesse trabalho, foi mostrado que a principal fonte de umidade para essa região é oriunda do Atlântico Tropical, e que posteriormente, é transportado para a região subtropical devido ao bloqueio da cordilheira dos Andes que impede que o fluxo seja transportado para o Pacífico. Nas demais estações, os fluxos de umidade dos hemisférios Norte e Sul do Atlântico Tropical contribuíram para entrada de umidade na Amazônia e a quantidade de umidade que deixa essa região em direção ao sul varia consideravelmente durante o ano ([ARRAUT et al., 2012](#)).

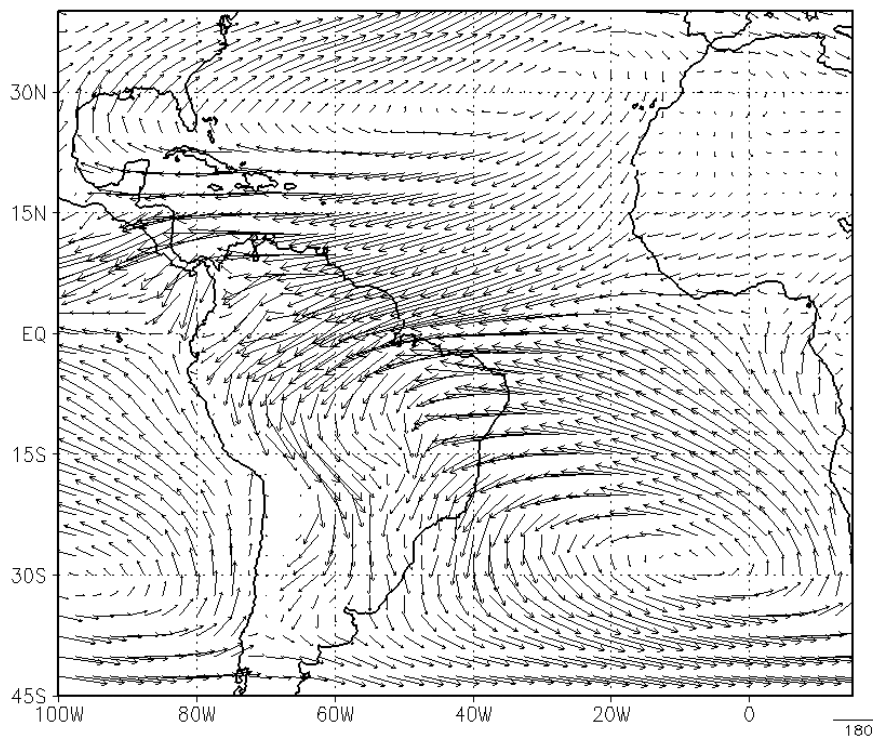


Figura 2.2 - Climatologia de verão (dezembro a março, 1981 a 2002) do fluxo de umidade integrado verticalmente ( $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ).

Fonte: Arraut (2007)

Marengo et al. (2008) mostraram que no ano de 2005, o setor oeste da Amazônia sofreu a pior seca dos últimos 100 anos. Houve redução drástica no nível dos rios a qual interrompeu a navegação. E essa seca não atingiu os setores central e leste da Amazônia, sendo confinada apenas na sua região oeste. Essa seca não teve influência do evento El Niño, mas foi causada pelo aquecimento anômalo do Atlântico Tropical Norte, desintensificação dos alísios de nordeste que transportam umidade para essa região durante o verão austral causando uma redução severa no transporte de umidade e ao enfraquecimento da atividade convectiva neste setor da Amazônia que reduziu a quantidade de precipitação. O auge deste evento extremo foi detectado na estação seca em setembro de 2005, e esse pico ocorreu porque a umidade do solo estava abaixo do normal e a temperatura do ar era de 3 a 5°C mais quente do que o normal.

Gomes Júnior (2009) apresentou os resultados do impacto da assimilação de dados de satélite no balanço de umidade da Amazônia no período de dezembro de 1958 a agosto de 2002. Os fluxos de umidade que entram pela face norte, são aqueles provenientes do Atlântico Norte e apresenta máximo valor no verão e mínimo no



inverno. Isso ocorre por causa do efeito combinado da ZCIT (que fica mais ao norte [sul] nos meses de verão [inverno]) e da Alta Subtropical do Atlântico Sul cujo posicionamento fica mais ao norte (sul) no período de inverno (verão). E segundo o autor, quanto mais ao norte (sul) estiver a ZCIT, menor (maior) será o fluxo de umidade proveniente do Atlântico Norte para Amazônia.

Insel et al. (2010) utilizaram um modelo de área limitada (Regional Climate Model Version 3, RegCM3) para avaliar os efeitos da alteração da elevação da Cordilheira dos Andes sobre os padrões de circulação e precipitação sobre a América do Sul em uma simulação de 10 anos (janeiro de 1991 a dezembro de 2000). As simulações mostraram que a cordilheira dos Andes influencia significativamente o transporte de umidade entre a Bacia Amazônica e o Andes central, nos processos de convecção profunda e na precipitação sobre a América Sul por meio do Jato de Baixos Níveis (JBN) (MARENGO, 2004) e do bloqueio topográfico do fluxo de oeste do Oceano Pacífico. Quando o Andes está ausente na simulação o JBN desaparece e o transporte de umidade ao longo dos Andes central é baixo o que resulta na supressão de convecção e conseqüentemente, redução na precipitação. Acima de 50% da elevação, foi observado um fluxo em direção ao sul da América do Sul e o desenvolvimento do JBN transportando umidade dos trópicos para os subtropicais.

Mais recentemente, Nascimento (2013) avaliou de forma observacional e numérica o balanço de umidade na América do Sul, em particular para a região Amazônica e Bacia do Prata as conseqüências das modificações de uso e cobertura do solo sobre o Brasil. Os resultados observacionais sobre o balanço de umidade e de seus componentes mostraram que na média, a Amazônia foi considerada como um sumidouro ( $E < P$ ) de umidade atmosférica, enquanto que nos meses de julho a outubro, ela foi considerada como fonte ( $E > P$ ). Nesse trabalho foi verificado que a convergência de umidade sobre a Amazônia corresponde a 62% da precipitação e isso mostrou que a umidade oriunda de outras regiões é fundamental para a precipitação, sendo esse valor inferior aquele obtido por Satyamurty et al. (2013) que verificou a contribuição da convergência de umidade para a precipitação e nesse trabalho foi obtido o valor de 76%. Vale ressaltar que a base de dados utilizada nos dois trabalhos são distintas, isto é, enquanto Nascimento (2013) utilizou os dados do MERRA e do CFSR, Satyamurty et al. (2013) fizeram uso dos dados do NCEP/Reanálises 1.

Por outro lado, do ponto de vista numérico Nascimento (2013) realizou estudos para avaliar os impactos no uso e cobertura do solo nas componentes do balanço de umidade utilizando o modelo ETA integrado durante 30 anos (1979 a 2008)

sobre a Amazônia. A medida que ocorrem modificações no uso e cobertura do solo, a Amazônia intensifica seu papel de sumidouro de umidade atmosférica devido ao aumento na precipitação e redução na evapotranspiração (SATYAMURTY et al., 2013).

As fontes de umidade para a Bacia Amazônica foram estudadas por Satyamurty et al. (2013) durante o período seco (outubro a abril) e chuvoso (maio a setembro) compreendendo os anos de 1978 a 2010 utilizando os dados do NCEP. Os resultados obtidos mostraram que a Bacia Amazônica é um sumidouro de umidade atmosférica em todas as estações analisadas, e também foi evidenciado que há duas regiões fonte de umidade para a bacia, isto é, o Atlântico Sul e o Atlântico Norte. Foi também mostrado que a convergência de umidade apresenta uma sazonalidade, ou seja, é maior nos meses do verão e menor no inverno austral. Na média, há 55% mais convergência de umidade nos anos chuvosos quando comparado com os anos secos, e que a contribuição anual da convergência de umidade para a precipitação sobre a bacia é de 70% no período chuvoso, enquanto que no período seco, esse valor não ultrapassa os 50%.

Zemp et al. (2014) propuseram uma nova forma de quantificar a importância da reciclagem de umidade para o clima da América do Sul utilizando um modelo de duas camadas (Water Accounting Model 2-layers, WAM-2layers), em particular para as bacias Amazônica e do Prata. Além disso, fizeram uso da teoria de redes complexas (que descreve a direção e a quantidade de umidade transportada desde a sua fonte até o seu destino) para melhorar o entendimento dos caminhos da reciclagem de umidade na América do Sul. Os resultados das simulações numéricas mostraram que a reciclagem regional e continental na Bacia Amazônica é similar a outros estudos que utilizaram diferentes conjuntos de dados e metodologias. Além disso, foi mostrado que a reciclagem de umidade contribuiu com cerca de 10% para a precipitação total sobre a América do Sul. Com o uso das análises de redes complexas foi mostrada a importância dos setores sul/oeste da Bacia Amazônica como uma região chave para o transporte de umidade na América do Sul, particularmente na estação chuvosa.

Drumond et al. (2014) utilizaram um modelo Lagrangiano (FLEXPART) para analisar o papel da umidade na Bacia Amazônica no balanço do ciclo hidrológico regional. Os resultados obtidos mostraram o papel do Atlântico Tropical como fonte remota de umidade para essa bacia. O Atlântico Tropical Norte contribui com a entrada de umidade principalmente no verão austral (DJF). No caso do Atlântico Tropical Sul a sua influência ocorre durante todo o ano com máximo no inverno austral (JJA). Foi mostrado também que a Amazônia funciona como fonte de umidade para as

regiões sul, sudeste do Brasil e Bacia do Prata.

### **2.3 Influência da Temperatura da Superfície do Mar dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical na precipitação da Amazônia**

É evidente a influência da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical (HASTENRATH; HELLER, 1977; MOURA; SHUKLA, 1981; RASMUSSEN; CARPENTER, 1982; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; NOBRE; SHUKLA, 1996; UVO et al., 1998; LIEBMANN; MARENGO, 2001) nas condições climáticas ao redor do globo, particularmente sobre a precipitação. Por exemplo, no Oceano Pacífico Tropical observa-se a ocorrência de dois fenômenos oceânicos ocasionados pelo aquecimento e resfriamento anômalo das águas superficiais, isto é, o El Niño-Oscilação Sul (ENOS, fase quente) e a La Niña (fase fria), respectivamente. As consequências associadas com estes eventos são caracterizadas por secas ou de enchentes em várias partes do globo, como por exemplo, anomalias negativas (ENOS) de precipitação no norte da Austrália, na Indonésia e no Nordeste do Brasil e leste da Amazônia e anomalias positivas (La Niña) na parte norte da Austrália, Indonésia e leste da Amazônia.

As principais características atmosférica e oceânicas associadas ao El Niño são: predominância de anomalias positivas de TSM no Pacífico Equatorial Central, ventos alísios mais fracos e sistema anômalo de baixa pressão associada com convecção profunda no Pacífico central-leste e alta pressão anômala e movimento subsidente no Pacífico oeste, Indonésia e Austrália. Por outro lado, no caso de eventos La Niña, observam-se as mesmas características citadas, porém opostas (KOUSKY; ROPELEWSKI, 1989). Esses eventos anômalos são responsáveis por modificações na circulação geral da atmosfera que resulta em impactos danosos em várias regiões continentais dos trópicos e extratropicais. Essas modificações estão associadas ao enfraquecimento, intensificação e deslocamento da circulação atmosférica de grande escala no sentido zonal e meridional, principalmente aquelas associadas a circulação de Walker e de Hadley (KOUSKY et al., 1984). A Célula de Walker é o resultado de uma gangorra de pressão à superfície observado na região leste e oeste do Oceano Pacífico Tropical. O resultado dessa gangorra de pressão é a geração de uma circulação zonal com movimento ascendente na parte oeste da bacia e movimento descendente no seu setor leste (BJERKNES, 1969). Por outro lado, o aquecimento diferencial entre trópicos-extratropicais resulta na formação de uma circulação meridional conhecida com Célula de Hadley caracterizada por um ramo ascendente sobre áreas equatoriais e descendente sobre latitude subtropicais, em aproximadamente 30° de latitude em

ambos os hemisférios (HASTENRATH, 1985).

Além dos eventos El Niño e La Niña presentes no Pacífico Tropical, há outro fenômeno que influencia o padrão de precipitação sobre a América do Sul conhecido como Oscilação Decenal do Pacífico (ODP). A ODP é parte da variabilidade decenal do Pacífico associada com flutuações na TSM sendo similar ao ENOS de longa duração (MANTUA et al., 1997) com um ciclo de 50 a 60 anos sendo de 20 a 30 anos para cada fase, isto é, fria e quente. Na fase fria, são observadas anomalias negativas de TSM no Pacífico Tropical e ao mesmo ocorrem anomalias positivas de TSM no Pacífico Extratropical em ambos os hemisférios. Por outro lado, a fase quente é similar ao observado na fase fria, porém com configuração oposta, isto é, anomalias positivas de TSM no Pacífico Tropical e negativas no Pacífico Extratropical.

No caso do Atlântico Tropical, o gradiente meridional inter-hemisférico (Figura 2.3) também conhecido como dipolo do atlântico (MOURA; SHUKLA, 1981; SOUZA; NOBRE, 1998) apresenta duas fases distintas, isto é, a fase positiva (negativa) caracterizada por TSM mais quente (fria) do que o normal no Atlântico Norte e mais fria (quente) no Atlântico Sul. Na fase quente, observa-se uma circulação termicamente direta sobre regiões onde há anomalias positivas de TSM com ramo ascendente nessa região e descendente onde estão anomalias negativas. O efeito combinado dessa circulação termicamente forçada com a redução na evaporação e fluxo de convergência de umidade é responsável por condições seca e estiagem no norte do Nordeste Brasileiro (NEB) como também na Amazônia. Situação contrária aquela observada na fase quente é verificada na fase fria do gradiente inter-hemisférico. Esse gradiente quando atua em conjunto com os padrões anômalos de vento e pressão à superfície, influenciam a intensidade e a migração norte/sul da ZCIT no Atlântico Tropical (NOBRE; SHUKLA, 1996) influenciando o clima e a distribuição espacial e temporal da precipitação de algumas áreas continentais adjacentes como por exemplo, o leste da Amazônia e o NEB (SOUZA; NOBRE, 1998).

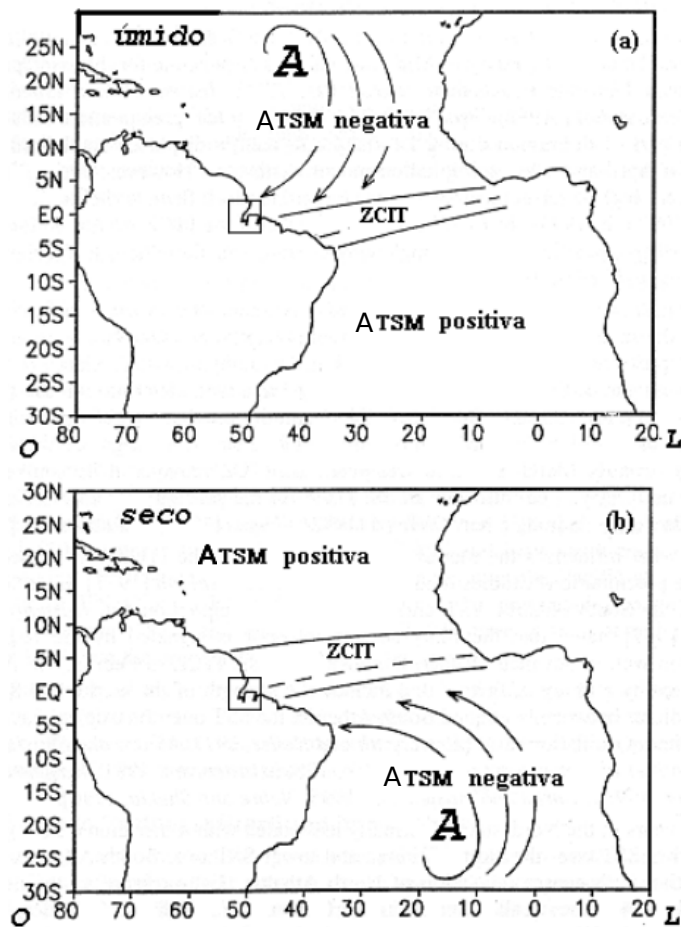


Figura 2.3 - Gradiente meridional inter-hemisférico de TSM do Atlântico Tropical. Na fase negativa (positiva) representada pela figura superior (inferior) notam-se anomalias negativas (positivas) de TSM no Atlântico Norte e positivas (negativas) no Atlântico Sul. A palavra úmido (seco) na figura superior (inferior) refere-se a estação chuvosa (seca) no norte do Nordeste do Brasil. Fonte: Nobre e Molion (1988).

Uvo et al. (2000) e Ronchail et al. (2002) documentaram que a TSM do Atlântico Norte e do Sul tem um papel na variabilidade do balanço de umidade sobre a América do Sul, particularmente através da migração norte/sul da precipitação. Foi observado que maior (menor) quantidade de precipitação sobre a Bacia Amazônica está associada com anomalias frias (quentes) de TSM no Atlântico Tropical Sul em conjunto com anomalias quentes (frias) de TSM no Atlântico Tropical Norte. Isso é decorrente do deslocamento mais para norte (sul) da ZCIT. Essa influência é mais marcante no NEB, porém os estudos de Ronchail et al. (2002) e Ronchail et al. (2005) mostraram que há evidências da influência do Atlântico Tropical sobre a precipitação da Amazônia. A possibilidade do Oceano Atlântico Tropical influen-

ciar no regime de precipitação da Amazônia ganhou notoriedade após a seca severa de 2005 (ZENG et al., 2008). Esse seca afetou o transporte marítimo muito comum na região, o setor pesqueiro, elétrico e agrícola também sofreram com perdas. Nesse evento em particular houve uma combinação de fatores associado com o aquecimento anômalo do Atlântico Tropical Norte que resultou em alterações no padrão de circulação meridional ocasionando assim supressão da convecção sobre a Amazônia e, conseqüentemente reduzindo a precipitação nos setores oeste e sul dessa região.

A precipitação na Amazônia apresenta uma variabilidade anual bem marcada que em parte é devido as flutuações da TSM do Pacífico Tropical manifestada pelo ENOS (KOUSKY et al., 1984; KOUSKY; ROPELEWSKI, 1989). E o aumento ou redução da precipitação sobre a Amazônia, mais especificamente na parte central e norte está associada com a ocorrência desse fenômeno, porém uma grande porcentagem da variância interanual não é explicada apenas pelo ENOS (MARENGO et al., 2001), e como mostrado por Yoon e Zeng (2010), o Atlântico Tropical exerce de alguma forma influência sobre a variabilidade da precipitação na Amazônia com intensidade similar aquela do ENOS. Nesse trabalho, os autores verificaram que o Oceano Pacífico Tropical explica apenas uma pequena fração da variabilidade da precipitação na Amazônia, enquanto que a influência do Atlântico Norte é comparável a intensidade do ENOS e o seu aquecimento anômalo pode induzir a condições mais secas sobre a Bacia Amazônica. E essa influência ocorre por meio da circulação meridional e da migração norte/sul da ZCIT que segue as águas mais quentes. Por outro lado, a influência do Pacífico é devido a circulação anômala leste/oeste de grande escala associada com a Célula de Walker.

Marengo et al. (2011) avaliaram a seca de 2010 no contexto das secas na região amazônica, uma vez que esse evento foi um dos mais intensos já registrados. Nesse trabalho foram utilizados dados de precipitação, informações sobre descarga de rios (Rio Negro e o Amazonas) e TSM. Os resultados mostraram que a principal causa dessa seca foi devido ao aquecimento anômalo da TSM do Atlântico Norte, que por sua vez, causou o deslocamento da ZCIT mais para norte, longe da sua posição climatológica, ocasionando assim anomalias negativas de precipitação na Amazônia. Essa condição foi mais marcante na estação seca (julho a outubro) nos setores norte e sul.

A influência dos oceanos Pacífico e Atlântico nos setores central e leste da Amazônia associado com padrões atmosféricos (precipitação e pressão ao nível do mar) e oceânicos (TSM) anômalos dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical foram analisados

por Andreoli et al. (2012) no período de 1931-1996. Nesse trabalho, os autores definiram subclassificações para as estações seca e úmida. Os resultados das diferenças sazonais mostraram que durante a estação chuvosa as maiores influências são decorrentes da influência do ENOS e do modo equatorial do Atlântico (caracterizado por um dipolo de anomalias de TSM na parte leste da bacia do Atlântico Tropical). Por outro lado, na estação seca, essa influência ocorre somente pelo modo equatorial do Atlântico.

Além dos estudos que retratam os impactos de secas no regime de precipitação da Amazônia ocasionados pela influência dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical, há estudos como o de Marengo et al. (2012) que analisaram eventos climáticos extremos na Bacia Amazônica no contexto da enchente ocorrida em 2009. Os resultados encontrados pelos autores mostraram que a estação chuvosa iniciou prematuramente associada com uma longa estação chuvosa nos setores norte e noroeste da Amazônia. Outro fator que contribuiu para a grande quantidade de precipitação foi o deslocamento mais para o sul da ZCIT ocasionada por anomalias positivas de TSM no Atlântico Tropical Sul. Essa combinação foi o principal fator para a intensa precipitação observada nessa região.

Em resumo, na literatura, os estudos mostraram que:

As pesquisas sobre modelagem numérica evidenciaram as limitações desses modelos em avaliar a precipitação/transporte de umidade na Amazônia, seja por falta de entendimento amplo dos mecanismos produtores de precipitação (umidade suficiente, convergência em baixos níveis e microfísica) ou da própria dinâmica interna dos modelos. Apesar dos grandes avanços na área de modelagem com modelos totalmente acoplados, alguns aspectos associados com a interação-biosfera-atmosfera ainda necessitam de entendimento para serem inseridos nos modelos.

Foram mostrados os modos de variabilidade oceano-atmosfera nos oceanos Pacífico e Atlântico, e como eles podem influenciar a precipitação na Amazônia por meio de alterações na circulação atmosférica de grande escala. As flutuações na TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical apresenta um papel importante nas variações interanuais de precipitação sobre a Amazônia. A redução (aumento) de precipitação e os eventos de seca (cheia) têm sido associados com eventos ENOS (La Niña) e anomalias de TSM do Atlântico Tropical. E isso tem sido observado por meio das flutuações de TSM desses oceanos, bem como nas alterações nos padrões de circulação atmosférica tanto zonal (Célula de Walker) quanto meridional (Célula de Hadley) nesses oceanos particularmente, nos setores norte e nordeste da Amazônia.

Vários estudos são apresentados na literatura mostrando a importância da relação entre a TSM e a precipitação na Amazônia seja do ponto de vista observacional ou numérico. Contudo, esse estudo por meio das análises dos modelos do CMIP5 fornece novas informações a respeito dessa relação e pretende adicionar novo conhecimento ao existente, uma vez que informação gerada neste trabalho pode ser utilizada por cientistas e pelos tomadores de decisão para análise de projeções climáticas e seus impactos.



### 3 DADOS E METODOLOGIA

#### 3.1 Dados observados

O período utilizado para análise corresponde anos de 1979 a 2005 que representa o clima presente. Esse período é selecionado porque os registros observacionais estão disponíveis e o período histórico dos modelos do CMIP5 compreende os anos de 1850 a 2005.

Os dados mensais de precipitação (PREC) são do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) e do CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP). O GPCP (HUFFMAN *et al.*, 1997) é um produto de precipitação global do World Climate Research Programme (WRCP) cuja informações estão disponíveis desde 1979 e são criados a partir de dados observacionais com resolução espacial de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  (lat  $\times$  lon) e temporal de meses. O objetivo do GPCP é desenvolver um conjunto de precipitação que permita compreender o seu padrão espacial e temporal ao redor do globo. O CMAP por sua vez, é uma análise de precipitação mensal disponível a partir de 1979 na resolução espacial de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  (lat  $\times$  lon), formada pela combinação de várias fontes de dados de precipitação ao redor do global e estimativas de precipitação por satélite (XIE; ARKIN, 1997). Estes dois conjuntos de dados são selecionados porque capturam a sazonalidade da precipitação na Amazônia como mostrado por Pinto *et al.* (2009).

Os dados mensais de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) são da NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 3 dataset (ERSST.v3) e são gerados a partir de informações de boias e de navios ao redor do globo (SMITH; REYNOLDS, 2008). Estes dados estão disponíveis a partir de 1854 na resolução espacial de  $2,0^\circ \times 2,0^\circ$  (lat  $\times$  lon), e são interpolados para a resolução espacial de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  (lat  $\times$  lon) para manter a mesma resolução espacial dos dados de precipitação. Os dados de TSM serão correlacionados com os dados de precipitação, por isso a necessidade de padronização dos dados.

Os dados de TSM utilizados correspondem aos meses de maio (MAI) e novembro (NOV) e os dados de precipitação são representados por médias trimestrais compostas pelos meses de junho, julho e agosto (JJA) e dezembro, janeiro e fevereiro (DJF) que correspondem ao período seco e chuvoso na Amazônia, respectivamente. Uma vez que os movimentos na atmosfera são mais rápidos em relação ao oceano, utiliza-se a TSM defasada em relação a precipitação. O aquecimento ou o resfriamento do oceano não apresenta uma relação direta com a precipitação, isto é, o oceano aquece

ou resfria e posteriormente ocorre a sua influência sobre a precipitação.

As variáveis diárias de vento zonal ( $u$ ) e meridional ( $v$ ), umidade específica ( $q$ ), velocidade vertical ( $\omega$ ) e pressão à superfície ( $p_o$ ) são obtidas do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Interim Reanalysis (ERA-Interim) (DEE et al., 2011). Essas variáveis são utilizadas para calcular o fluxo de umidade integrado verticalmente em cada face do domínio da Figura 3.1 (caixas 1, 2, 3 e 4 e o retângulo vermelho) e apresenta resolução espacial de  $1,5^\circ \times 1,5^\circ$  (lat  $\times$  lon). Os níveis verticais utilizados para realizar esse cálculo são: 1000, 850, 700 e 500 hPa e eles foram selecionados porque as simulações disponíveis pelos modelos do CMIP5 na escala diária apresentam poucos níveis verticais como será explicado no tópico 3.2. E o vapor d'água acima de 300 hPa é pequeno e as medidas de umidade nestes níveis estão sujeitas a grandes erros instrumentais (SATYAMURTY et al., 2013), por esse motivo esse cálculo é feito até o nível vertical de 500 hPa. Após o cálculo diário do fluxo de umidade, os dados são convertidos para médias mensais para em seguida serem transformados em valores sazonais. São utilizados dados diários porque os fluxos são calculados pelos movimentos sazonais e transientes (SATYAMURTY et al., 2013). Pelo fato de representar adequadamente a variabilidade da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) em comparação com as observações, esse conjunto de dados tem se mostrado o melhor entre os três estado-da-arte de produtos de reanálise para a Amazônia (Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications [MERRA, NASA] e Climate Forecast System Reanalysis [CFSR, NCEP]) (LORENZ; KUNSTMANN, 2012). Os dados do ERA-Interim são interpolados para a resolução espacial de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  (lat  $\times$  lon) para manter a mesma resolução espacial dos dados de precipitação e de TSM.

As informações mensais de evapotranspiração ( $E$ ) (MUELLER et al., 2013) são obtidas de várias estimativas de conjunto de dados ao redor do globo, como medidas de superfície, de satélites e calculados via modelos de superfície. Os dados estão disponíveis em dois períodos, isto é, 1989 a 1995 e 1989 a 2005. Neste trabalho, é utilizado o segundo período. A resolução espacial desse dado é de  $1^\circ \times 1^\circ$  (lat  $\times$  lon) e para manter a mesma resolução espacial dos demais dados, eles são interpolados para  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  (lat  $\times$  lon). A partir dessas informações é possível inferir regiões de convergência ( $E < P$ ) e divergência ( $E > P$ ).

### 3.2 Simulações do CMIP5

As simulações numéricas dos Modelos de Circulação Geral da Atmosfera são obtidos do Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) (TAYLOR et al., 2012).

Informações sobre os modelos e suas características são apresentadas na Tabela 3.1. As variáveis selecionadas são as mesmas dos dados observados, isto é, PREC, TSM,  $u$ ,  $v$ ,  $q$ ,  $\omega$  e  $p_o$ . Como os modelos não apresentam a mesma resolução espacial dos dados observados, eles são interpolados para a resolução espacial de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$  (lat  $\times$  lon). Informações complementares sobre os modelos podem ser encontradas em Taylor et al. (2012).

Tabela 3.1 - Modelos do CMIP5.

	<b>Modelo</b>	<b>Nome completo</b>	<b>Fonte</b>	<b>Número de pontos</b>
1	ACCESS1.0	Australian Community Climate and Earth-System Simulator, version 1.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) and Bureau of Meteorology, Australia	192 × 145
2	BCC-CSM1.1	Beijing Climate Center, Climate System Model, version 1.1	Beijing Climate Center, China	128 × 64
3	CanESM2	Second Generation Canadian Earth System Model	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	128 × 64
4	CCSM4	Community Climate System Model, version 4	National Center for Atmospheric Research (NCAR), United States	288 × 192
5	CNRM-CM5	Centre National de Recherches Météorologiques Coupled Global Climate Model, version 5	Centre National de Recherches Météorologiques/Centre Européen de Recherche et Formation Avancées en Calcul Scientifique, France	256 × 128
6	CSIRO Mk3.6.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation Mark, version 3.6.0	CSIRO and Queensland Climate Change Centre of Excellence, Australia	192 × 96
7	FGOALS-s2	Flexible Global Ocean-Atmosphere-Land System Model gridpoint, second spectral version	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, China	128 × 108
8	GFDL-CM3	GFDL Climate Model, version 3 (GFDL-CM3)	National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/GFDL, United States	144 × 90
9	GFDL-ESM2G	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Earth System Model with Generalized Ocean Layer Dynamics (GOLD) component (ESM2G)	National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/GFDL, United States	144 × 90
10	GFDL-ESM2M	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Earth System Model with Modular Ocean Model 4 (MOM4) component (ESM2M)	NOAA/GFDL, United States	144 × 90
11	GISS-E2-R	Goddard Institute for Space Studies Model E2, coupled with the Russell ocean model	NASA GISS, United States	144 × 90
12	HadGEM2-CC	Hadley Centre Global Environment Model, version 2-Carbon Cycle	Met Office, United Kingdom	192 × 145
13	HadGEM2-ES	Hadley Centre Global Environment Model, version 2-Earth System	Met Office, United Kingdom	192 × 145
14	INM-CM4.0	Institute of Numerical Mathematics Coupled Model, version 4.0	Institute of Numerical Mathematics, Russia	180 × 120
15	IPSL-CM5A-LR	L'Institut Pierre-Simon Laplace Coupled Model, version 5A, coupled with NEMO, low resolution	L'Institut Pierre-Simon Laplace, France	96 × 96
16	IPSL-CM5A-MR	L'Institut Pierre-Simon Laplace Coupled Model, version 5A, coupled with NEMO, mid resolution	L'Institut Pierre-Simon Laplace, France	96 × 96
17	MIROC5	Model for Interdisciplinary Research on Climate, version 5	Atmosphere and Ocean Research Institute (AORI) (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies (NIES), and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Japan	256 × 224
18	MIROC-ESM	Model for Interdisciplinary Research on Climate, Earth System Model	AORI, NIES, and JAMSTEC, Japan	128 × 64
19	MPI-ESM-LR	Max Planck Institute Earth System Model, low resolution	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	192 × 96
20	MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute Coupled Atmosphere-Ocean General Circulation Model, version 3	Meteorological Research Institute, Japan	320 × 160
21	NorESM1-M	Norwegian Earth System Model, version 1(intermediate resolution)	Norwegian Climate Centre, Norway	144 × 96

São selecionados 21 modelos para análise e a seleção é feita com base nos trabalhos científicos (YIN et al., 2013; JOETZJER et al., 2013) que utilizam as simulações do CMIP5. Nesses trabalhos foram avaliadas as mais diversas questões, como por exemplo, avaliação/comparação da precipitação sobre a Amazônia, balanço de radiação à superfície, fluxos de superfície, dentre outros.

No portal do BADC há no total 27 centros de pesquisa (Tabela 3.2) cadastrados e cada centro apresenta um determinado conjunto de modelos totalizando 61 com simulações que apresentam características distintas. As simulações estão disponíveis na frequência temporal de menos de uma hora, a cada três e seis horas, diária, mensal e anual. Há também simulações climáticas ou fixas, em que o tempo é independente. Maiores informações sobre o nome das variáveis, descrição e unidade, podem ser acessadas por meio do endereço eletrônico disponível em <[http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/output\\_req.html](http://cmip-pcmdi.llnl.gov/cmip5/output_req.html)>.

Tabela 3.2 - Modelos do CMIP5 disponíveis no portal do BADC.

	Nome do centro	Número de modelos disponíveis	Número de modelos utilizados
1	BCC	2	1
2	BNU	1	-
3	CCCMA	3	1
4	CMCC	3	-
5	CNRM-CEFARCS	2	1
6	COLA-CFS	1	-
7	CSIRO-BOM	2	1
8	CSIRO-QCCCE	1	1
9	FIO	1	-
10	ICHEC	1	-
11	INM	1	1
12	IPSL	3	2
13	LASG-CESS	1	1
14	LASG-IAP	2	-
15	MIROC	4	2
16	MOHC	4	2
17	MPI-M	3	1
18	MRI	4	1
19	NASA-GISS	4	1
20	NASA-GMAO	1	-
21	NCAR	1	1
22	NCC	2	1
23	NICAM	1	-
24	NIMR-KMA	1	-
25	NOAA-GFDL	6	3
26	NOAA-NCEP	1	-
27	NSF-DOE-NCAR	5	-
	<b>Total</b>	<b>61</b>	<b>21</b>

Nesse trabalho são utilizadas variáveis de superfície (land), atmosférica (atmos) e oceânica (ocean). Além dessas variáveis, há também a disponibilidade de informações sobre gelo, aerossóis, biogeoquímicas, química da atmosfera, dentre outras.

A diferença do CMIP5 para as versões anteriores está na melhor documentação dos modelos, disponibilidade desses dados para a comunidade científica e no maior número de modelos disponíveis para avaliação das mais diversas questões como por exemplo, aquecimento global, aumento na concentração de CO<sub>2</sub>, processos biogeoquímicos, queimadas, dentre outros. Uma das vantagens dos modelos do CMIP5 em relação ao CMIP3 é a resolução espacial atmosférica e oceânica que é inferior a

1,3° e 1,0°, respectivamente (TAYLOR et al., 2012).

Por questões de indisponibilidade de dados diários para o cálculo do fluxo de umidade integrado verticalmente, apenas alguns modelos apresentam informações de  $q$ ,  $u$ ,  $v$ ,  $\omega$  e  $p_o$ , e por esse motivo, os cálculos são feitos apenas para 14 modelos dos 21 apresentados na Tabela 3.1. Os modelos que apresentam essas informações são: ACCESS1-0, BCC-CSM1.1, CANESM2, CNRM-CM5, CSIRO-MK3-6-0, FGOALS-G2, GFDL-CM3, GFDL-ESM2M, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, MIROC5, MIROC-ESM, MRI-CGCM3 e NORESM1-M. Com relação aos níveis verticais na escala diária, os modelos do CMIP5 apresentam os seguintes níveis em Pascal (Pa) que foram convertidos posteriormente para hectopascal (hPa): 1000, 850, 700, 500, 250, 100, 50 e 10. Sendo assim, o cálculo do fluxo é realizado desde a superfície até 500 hPa.

### 3.3 Região de estudo

As análises utilizam quatro caixas sobre a floresta Amazônica (Figura 3.1) com os seguintes domínios (latitude e longitude): Caixa1 (7.5°S-0° e 75°W-60°W), Caixa2 (2.5°S-5.0°N e 60°W-45°W), Caixa3 (15.0°S-7.5°S e 75°W-60°W) e Caixa4 (10.0°S-2.5°S e 60°W-45°W). As quatro caixas (Figura 3.2) são selecionadas porque a distribuição de precipitação na Amazônia é irregular e varia tanto no tempo quanto no espaço (ZENG, 1999).

Outras três caixas (Figura 3.1) são selecionadas sobre os oceanos conforme o trabalho de Yoon e Zeng (2010), uma sobre o Atlântico Norte Tropical (ATN, 6.0°N-22.0°N e 80°W-15°W), uma sobre Atlântico Sul (ATS, 25.0°S-2.0°N e 35°W-10°E) e outra na região do NINO3.4 no Pacífico (5.0°S-5.0°N e 170°W-120°W). O objetivo de utilizar caixas sobre os oceanos é verificar como a TSM influencia a precipitação na Amazônia.

A área alvo para o cálculo do fluxo de umidade integrado verticalmente (Figura 3.1, retângulo vermelho) é a mesma utilizada por Satyamurty et al. (2013) e têm as seguintes dimensões, latitude variando de 15°S a 0° e longitude variando de 75°W a 45°W. O objetivo de selecionar essas caixas consiste em realizar análises e verificar se os modelos do CMIP5 são capazes de representar os padrões gerados pelas observações, como também avaliar os efeitos de possíveis mudanças no regime de precipitação da floresta Amazônica.

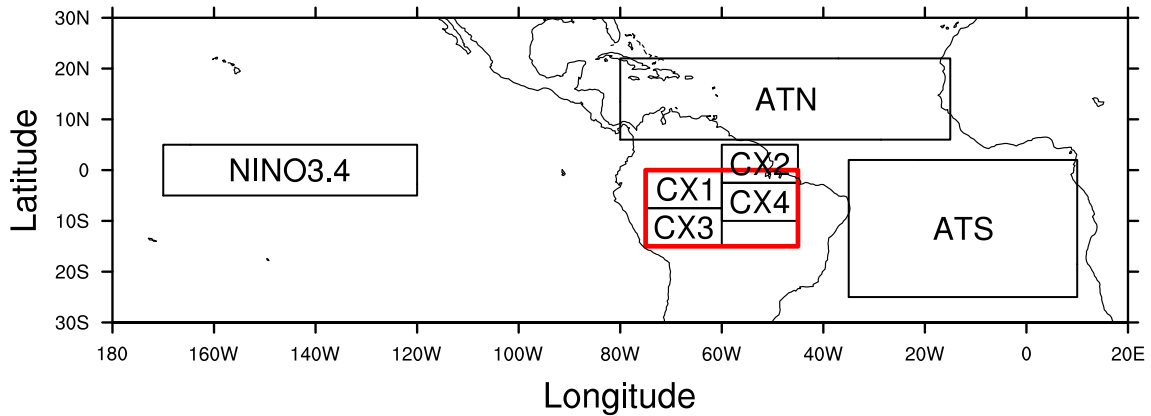


Figura 3.1 - Área de estudo. ATN é a região do Atlântico Norte e ATS é a do Atlântico Sul. O domínio vermelho é utilizado nas análises da climatologia (Figura 4.1), diagrama de Taylor (Figura 4.4) e nas discussões sobre o bias do transporte de umidade (Figura 4.19). O símbolo CX representa cada uma das caixas.

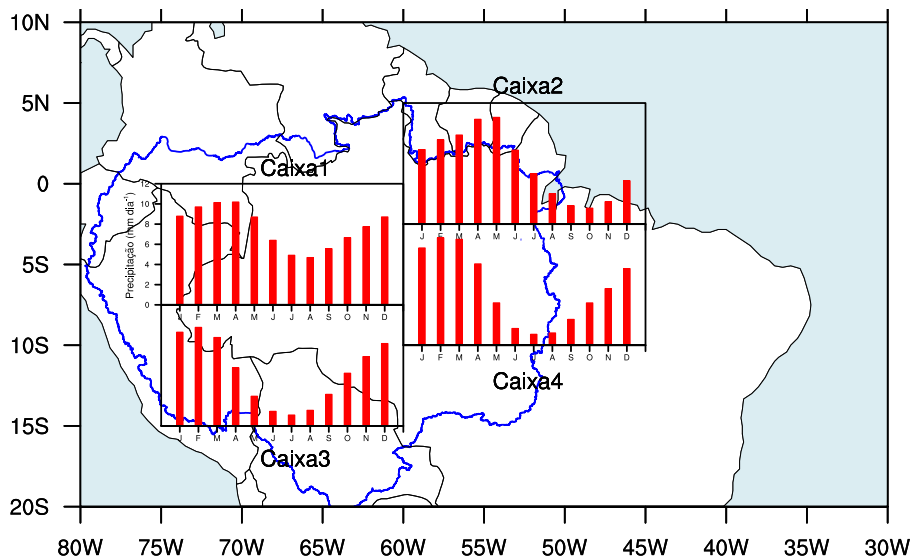


Figura 3.2 - Climatologia de precipitação do GPCP ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) no período 1979 a 2005 para as quatro caixas utilizadas. O contorno azul representa a bacia Amazônica.

### 3.4 Correlação entre a Temperatura da Superfície do Mar e a precipitação da Amazônia

Para avaliar a relação entre a TSM e a precipitação da Amazônia, são extraídas as séries temporais de precipitação das caixas 1, 2, 3 e 4 da Figura 3.1, e posteriormente, é calculada a correlação (correlação de Pearson,  $r$ , Equação 3.1) entre essa variável e a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical no período de 1979 a 2005.



O valor de  $r$  é uma medida de associação linear entre dois conjuntos de dados e varia de -1 a 1. O sinal indica direção positiva ou negativa do relacionamento e o valor sugere a relação entre as variáveis analisadas. Quanto mais próximo de 1 (independente do sinal) maior é o grau de dependência estatística linear entre as variáveis. Por outro lado, quanto mais próximo de zero, menor é a sua relação (WILKS, 2006). Após o cálculo da correlação é criado o ensemble que representa a média aritmética de todos os modelos utilizados. Como a correlação assume valores positivos e negativos, entende-se como correlação positiva quando duas variáveis simultaneamente aumentam ou diminuem. Por outro lado, quando a correlação for negativa, verifica-se o inverso, isto é, uma das variáveis aumenta enquanto a outra diminui.

$$r_{xy} = \frac{C_{x,y}}{S_x S_y} = \frac{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\left[ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \left[ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2 \right]^{1/2}} \quad (3.1)$$

Em que:  $r_{xy}$  é a correlação,  $C_{x,y}$  é a covariância ou variância conjunto de  $x$  e  $y$  e  $S_x S_y$  representa o desvio padrão das variáveis  $x$  e  $y$ , respectivamente. As variáveis  $\bar{x}$  e  $\bar{y}$  representam a média de  $x$  e  $y$

O coeficiente de correlação é calculado para dois períodos distintos, isto é, entre a TSM do mês de maio e a precipitação média para o trimestre junho, julho e agosto (JJA). O mesmo raciocínio é aplicado para a TSM do mês de novembro e a precipitação média para dezembro, janeiro e fevereiro (DJF).

Para avaliar a significância estatística da correlação é aplicado o Teste-t de Student ao nível de 90% de significância (WILKS, 2006).

$$t = r \sqrt{\frac{(N-2)}{(1-r^2)}} \quad (3.2)$$

Em que  $r$  é a correlação e  $N$  é o número de elementos da amostra (26 estações do ano). Dessa forma, a correlação será significativa quando  $t \geq t_{tab}$ , em que  $t_{tab}$  (0.323) representa o valor tabelado do Test-t de Student ao nível de 90% de significância.

### 3.5 Fluxo de umidade integrado verticalmente

O transporte de umidade integrado verticalmente ( $Q$ ) sobre a Amazônia é calculado de acordo com Rao et al. (1996) para as caixas da Figura 3.1. O objetivo desse cálculo consiste em avaliar o fluxo que entra ou sai nas bordas do domínio dessa figura. O cálculo é feito de acordo com as equações abaixo:

$$Q_u = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_o} (qu) dp \quad (3.3)$$

$$Q_v = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_o} (qv) dp \quad (3.4)$$

Em que  $Q_u$  e  $Q_v$  representam os fluxos de umidade zonal e meridional integrado desde a superfície  $p_o$  até a pressão no topo da camada  $p_t$ ,  $g$  ( $m s^{-2}$ ) é a aceleração devido a gravidade,  $q$  ( $kg kg^{-1}$ ) é a umidade específica,  $u$  ( $m s^{-1}$ ) e  $v$  ( $m s^{-1}$ ) são as componentes zonal e meridional do vento e  $p_t$  e  $p_o$  representam a pressão (hPa) no nível de 500 hPa (topo da camada de interesse) e na superfície, respectivamente. A unidade do fluxo integrado verticalmente é dada em ( $kg m^{-1} s^{-1}$ ).

Para realizar o cálculo dos fluxos nas bordas norte, sul, leste e oeste é necessário fixar os limites das fronteiras, isto é, a latitude ou a longitude em cada uma das bordas conforme as Equações 3.5 e 3.6 (LIMA et al., 2010).

$$Q_j = \int_{lat1}^{lat0} Q_i dx \quad (3.5)$$

$$Q_k = \int_{lon1}^{lon0} Q_i dy \quad (3.6)$$

O índice  $j$  (Equação 3.5) define as longitudes para fixar as fronteiras leste ou oeste,  $lat1$  ( $lat0$ ) representa o valor da latitude na borda sul (norte). O índice  $k$  (Equação 3.6) define as longitudes para fixar as fronteiras norte ou sul,  $lon1$  ( $lon0$ ) é o valor da longitude na borda oeste (leste). O índice  $i$  nas equações representa o cálculo do fluxo de umidade integrado verticalmente calculado pelas Equações 3.3 e 3.4

O cálculo total do balanço de umidade integrado verticalmente ( $C$ ) sobre a Amazônia é feito somando todos os valores das bordas do domínio utilizado de acordo com

a Equação 3.7. Os valores positivos (negativos) de  $C$  representam convergência (divergência) e consideram que a região é sumidouro (fonte) de umidade atmosférica. A região é considerada sumidouro de umidade atmosférica quando a precipitação excede a evapotranspiração ( $P > E$ ) sobre uma região. Por outro lado, ela é considerada fonte quando ( $P < E$ ). Como a umidade atmosférica é transportada pelos ventos para regiões consideradas como sumidouro ocorre a convergência.

$$C = N_{fluxo} + S_{fluxo} + E_{fluxo} + W_{fluxo} \quad (3.7)$$

Em que:  $C$  representa o balanço total,  $N_{fluxo}$  é o fluxo na borda norte,  $S_{fluxo}$  na borda sul,  $E_{fluxo}$  na borda leste e  $W_{fluxo}$  na borda oeste.

A seguir, é apresentado um exemplo para o cálculo do fluxo de umidade ao longo das quatro bordas sobre a Amazônia. Inicialmente, é necessário observar o balanço de sinais conforme mostrado na Tabela 3.3 e ilustrado na Figura 3.3 para em seguida realizar o cálculo de  $C$ .

Tabela 3.3 - Balanço de sinais para o cálculo do fluxo de umidade. Adaptado de Lima (2010)

<b>Sinal do fluxo</b>	<b>Norte e Leste</b>	<b>Sul e Oeste</b>
+ (positivo)	Saída ou perda de fluxo, então subtrai	Entrada ou ganho de fluxo, então soma
- (negativo)	Entrada ou ganho de fluxo, então soma	Saída ou perda de fluxo, então subtrai

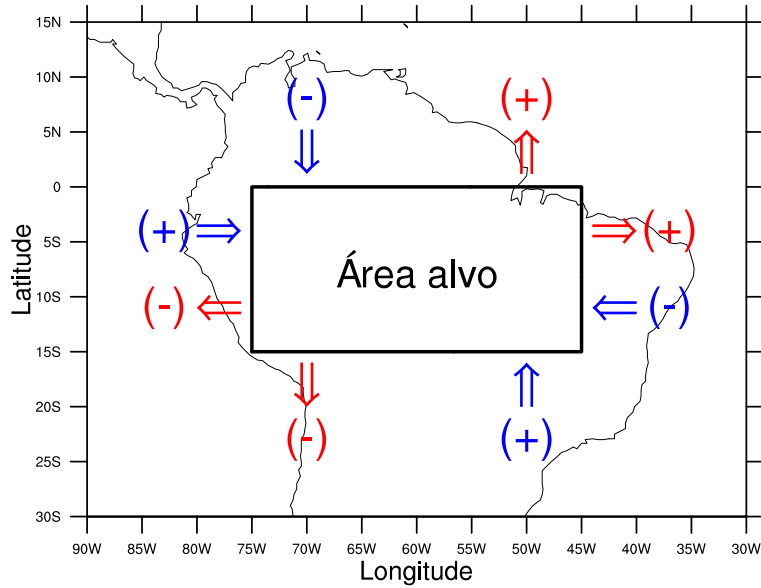


Figura 3.3 - Diagrama esquemático utilizado para a obtenção dos sinais da convergência de umidade ao longo das fronteiras laterais da área alvo. O sentido do fluxo é representado pelas setas azul e vermelha.  
 Fonte: Adaptado de Lima (2010).

A seguir é feita uma aplicação do esquema apresentado acima. Considere os valores para as bordas norte, sul, leste e oeste de  $-34,3$ ;  $-32,0$ ;  $-33,4$  e  $-11,1$ , respectivamente. Observa-se que ocorre a entrada (valores negativos) dos fluxos nas faces norte e leste e saída (valores positivos) nas faces sul e oeste conforme a convenção da Tabela 3.3. O cálculo final da convergência de umidade na área alvo (domínio da Figura 3.3) é feito somando todos os valores obedecendo a convenção dos sinais para cada borda da seguinte forma:  $34,3 \times 10^7 \text{ kg s}^{-1} - 32,0 \times 10^7 \text{ kg s}^{-1} + 33,4 \times 10^7 \text{ kg s}^{-1} - 11,1 \times 10^7 \text{ kg s}^{-1} = 24,6 \times 10^7 \text{ kg s}^{-1}$ .

E finalmente, para converter  $24,6 \times 10^7 \text{ kg s}^{-1}$  para  $\text{mm dia}^{-1}$ , basta multiplicar por 86400 segundos e dividir pela área do retângulo da Figura 3.3 que apresenta dimensões de  $15^\circ$  de latitude e  $30^\circ$  de longitude. Convertendo esses valores de latitude e longitude para metros e calculando a área desse retângulo em metros quadrado, obtemos o valor de  $5,5 \times 10^{12} \text{ m}^2$  (considerando que  $1^\circ$  é aproximadamente 111 km e que  $1\text{km} = 1000 \text{ m}$ ). Então, basta multiplicar o valor resultante do balanço de umidade na área alvo de  $24,6 \times 10^7 \text{ kg s}^{-1}$  por 86400 segundos e depois dividir pela área para obter o valor da convergência de umidade de  $3,8 \text{ mm dia}^{-1}$ . Lembrando que o valor total do balanço assume valores positivos (convergência) ou negativos (divergência), neste caso, o valor é positivo indicando que há convergência de umidade na

região (sumidouro).

### 3.6 Termos do balanço de umidade

Para avaliar os termos de precipitação ( $P$ ), evapotranspiração ( $E$ ) e convergência de umidade ( $C$ ) é utilizada a metodologia proposta por Marengo (2005) para calcular os termos do balanço de água sendo representada pela Equação 3.8.

$$\frac{dW}{dt} = -P + E + C \quad (3.8)$$

Em que:

$\frac{dW}{dt}$  é o termo de mudança de estoque de água,  $P$  é a precipitação,  $E$  é a evapotranspiração e  $C$  é a convergência do fluxo de umidade integrado verticalmente. Sendo  $C$  expresso pela Equação 3.9.

$$C = -\nabla \times Q \quad (3.9)$$

Em que:

$Q$  é o fluxo de vapor de água estimado segundo Zeng (1999).

O termo  $\frac{dW}{dt}$  na Equação 3.8 é desprezado quando se avalia o balanço de água na escala temporal superior a um mês, isso ocorre porque mudanças na água precipitável são pequenas na escala de tempo sazonal (ZENG, 1999). Dessa forma, o cálculo do balanço de água se resume a Equação 3.10.

$$-P + E + C = 0 \quad (3.10)$$

### 3.7 Cálculo do bias e do erro padrão da média

Para calcular o bias ( $b$ ) de cada modelo em relação aos dados observados do GPCP e ERAI utiliza-se a Equação 3.11 que é aplicada aos valores de precipitação e de convergência de umidade das caixas 1, 2, 3 e 4 da Figura 3.1. Este cálculo nos fornece uma boa indicação da destreza ou habilidade dos modelos em reproduzir as observações. Valores mais próximos de zero representam os menores erros, enquanto que valores positivos (negativos) indicam superestimativa (subestimativa). A partir

da climatologia sazonal (DJF e JJA de 1979 a 2005) é calculado o bias percentual para cada um dos modelos.

$$b(\%) = \left[ \frac{(\text{modelo} - \text{observação})}{\text{observação}} \right] \times 100 \quad (3.11)$$

O Erro Padrão da Média (do inglês Standard Error of the Mean, SEM) representa a variabilidade em torno da média. Quanto maior a amostra, menor será o erro. Para o cálculo do SEM utiliza-se a Equação 3.12 sendo sua unidade a mesma da variável utilizada.

$$SEM = \frac{S}{\sqrt{N}} = \frac{\sqrt{\frac{\sum (x_i - \bar{x})^2}{(N-1)}}}{\sqrt{N}} \quad (3.12)$$

Em que  $S$  representa o desvio padrão,  $N$  é o número de elementos da amostra,  $x_i$  corresponde a cada elemento da série utilizada e  $\bar{x}$  é a média da amostra.

Para realizar a classificação do desempenho dos modelos do CMIP5 em relação ao dado observado do GPCP é calculado o Erro Quadrático Médio (EQM) que é definido como a soma dos quadrados das diferenças entre os resultados simulados e as observações (LIMA; ALVES, 2009) conforme a Equação 3.13. É a métrica de erro mais utilizada para comparar valores simulados em relação a observação. É muito sensível a grandes desvios entre os valores das séries comparadas, o que se torna mais relevante quando se trata de avaliação de grandes erros. A unidade do EQM é a mesma do dado utilizado e quanto mais próximo de zero, maior a semelhança entre as séries.

$$EQM = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (M_i - O_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.13)$$

Em que:

$M$  representa cada simulação do CMIP5,  $O$  é o valor observado e  $N$  é o número de elementos da amostra.

## 4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 4.1 Variabilidade sazonal e avaliação das simulações da precipitação na Amazônia

A Figura 4.1 mostra a média mensal de precipitação (Figura 4.1a), evapotranspiração (Figura 4.1b) e o balanço da convergência de unidade (Figura 4.1c) para todos os modelos comparado com as observações ou reanálises. Os valores correspondem a média espacial e temporal do retângulo vermelho da Figura 3.1. As observações correspondem a linha vermelha e a região preenchida representa um desvio padrão. Os modelos são representados pelas linhas coloridas e todas as unidade estão em  $\text{mm dia}^{-1}$ .

A Figura 4.1a mostra que os modelos são capazes de representar a sazonalidade da precipitação com verão chuvoso e inverno seco (MARENGO et al., 2012), mas sua intensidade é subestimada pela maioria dos modelos durante todo o ano, particularmente no período seco (JJA), enquanto que no verão há grande dispersão entre eles. Os resultados encontrados são similares aqueles obtidos por Joetzjer et al. (2013) que avaliaram a precipitação na Amazônia utilizando os modelos do CMIP3 e CMIP5. Nesse trabalho, foi mostrado que no período seco esses modelos subestimaram a precipitação apesar da melhoria na resolução espacial comparado com as versões anteriores desses modelos. Na média anual (Figura 4.2) os modelos ACCESS1-0, HADGEM2-CC, HADGEM2-ES, INM-CM4 e o MRI-CGCM3 apresentam os melhores desempenhos em simular a precipitação observada. Por outro lado, há modelos que subestimam a precipitação em cerca de 50%, como é o caso dos modelos CANESM2 e CSIRO-MK3-6-0. No caso dos modelos que apresentam subestimativa elevada, uma possível explicação poderia estar associada com a representação inadequada de mecanismos produtores de precipitação nessa região, como por exemplo, ZCIT, ZCAS e linhas de instabilidade, dentre outros (SIERRA et al., 2015).

A variabilidade interanual do bias de precipitação para as caixas 1, 2, 3 e 4 é apresentado nos Anexos A.1 a A.4. Nota-se que para cada caixa o bias varia de modelo para modelo, por exemplo, na caixa 1, a maioria deles é caracterizado por bias negativo. Na caixa 2, apenas os modelos GISS-E2-R e o INM-CM4 apresentam bias positivo enquanto que os demais são negativos. As caixas 1 e 2 mostram os maiores valores de bias negativos. Por outro lado, nas caixas 3 e 4 são observados os menores valores de bias. Os bias positivo é notado na caixa 3 pelo modelos ACCESS1-0, HADGEM2-CC, HADGEM2-ES e MIROC5, enquanto que na caixa 4 destacam-se os modelos CCSM4, INM-CM4 e MRI-CGCM3. Por meio dessas figuras, nota-se a

dificuldade dos modelos em simular a variabilidade interanual.

A fim de avaliar como os modelos simulam a precipitação na Amazônia, o Anexo A.5 mostra o bias correspondente a média anual em porcentagem de cada modelo para as caixas 1, 2, 3 e 4. De uma forma geral, eles são caracterizados por subestimativa da precipitação simulada. O CSIRO-MK3-6-0 por exemplo, nas caixas 2 e 4 mostra o maior valor de bias negativo (aproximadamente 80%) em relação aos demais modelos. Por outro lado, alguns deles superestimam a precipitação no leste (GISS-E2-R, INM-CM4 e o MRI-CGCM3) e sudoeste (ACCESS1-0, HADGEM2-CC e HADGEM2-ES) da Amazônia.

Por meio da precipitação do GPCP e da convergência de umidade obtida pelo ERAI a evapotranspiração ( $E$ ) pode ser estimada considerando um balanço de umidade de longo prazo. Na Figura 4.1b a evapotranspiração simulada pela maioria dos modelos é superior a evaporação obtida pelo conjunto de dados do LandFlux (linha vermelha). Entretanto, alguns modelos (BCC-CSM1.1, CANESM2 e FGOALS-G2) apresentam subestimativa no período seco (JJA). Outros modelos estão fora de fase em relação ao que é verificado na observação, por exemplo, os modelos MRI-CGCM3 e GFDL-ESM2G que apresentam valores mínimos em agosto, setembro e outubro. Apesar dos maiores valores simulados, nota-se que os modelos são capazes de reproduzir a sazonalidade dessa variável com valores máximos no período chuvoso e mínimos no seco consistente com a precipitação observada (Figura 4.1a). Os valores de  $E$  resultante do balanço hídrico de longo prazo são maiores do que o obtido pelo LandFlux, e como há dificuldade em obter medidas de evapotranspiração a grande incerteza associada a este resultado faz com que se torne difícil concluir como um resultado exato.

A convergência de umidade integrada verticalmente (Figura 4.1c) mostra alta variabilidade entre os modelos na estação chuvosa, enquanto que na estação seca, nota-se subestimativa. Verifica-se que essa região é caracterizada por convergência (valores positivos) de balanço de umidade na estação chuvosa (DJF) e divergência (valores negativos) na estação seca (JJA). Os menores valores simulados de precipitação possivelmente ocorrem porque os modelos subestimam a convergência de umidade nessa região, particularmente na estação seca. Na média anual (Figura 4.3), a Amazônia é considerada uma região sumidouro de umidade por apresentar valores positivos de convergência (SATYAMURTY *et al.*, 2013). Localmente, ela funciona como sumidouro, mas para as regiões Sul, Sudeste do Brasil e Norte da Argentina é considerada fonte de umidade (DRUMOND *et al.*, 2014) que é transportada pelo Jato de Baixos Níveis



(MARENGO, 2004) ocasionando precipitação abundante nessas regiões.

Drumond et al. (2014) por meio de um modelo lagrangiano utilizaram informações do ERAI como dados de entrada para suas simulações e verificaram que a Amazônia é considerada fonte de umidade atmosférica na estação seca (JJA) e sumidouro na estação chuvosa (DJF). Neste mesmo trabalho foi mostrado que a principal fonte remota de umidade é proveniente do Atlântico Tropical, provavelmente associado com a migração da ZCIT e a confluência dos ventos alísios (GARCIA; KAYANO, 2011).

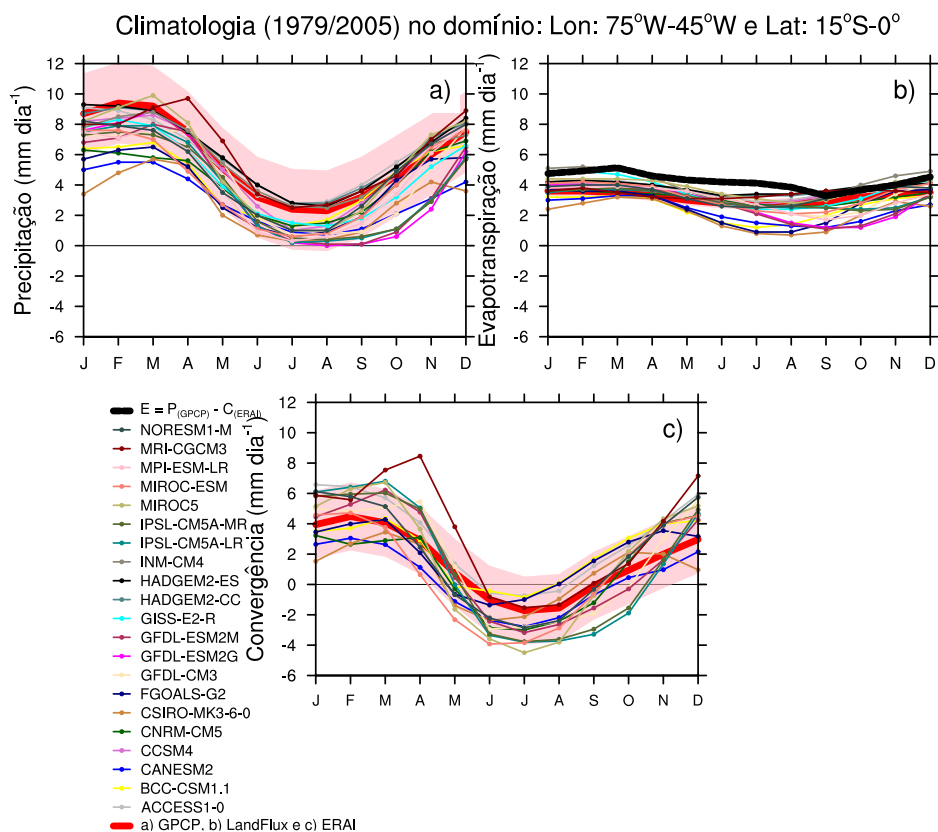


Figura 4.1 - Climatologia da (a) precipitação, (b) evapotranspiração e (c) convergência de umidade para o período de 1979-2005. A região sombreada representa um desvio padrão. As curvas são referentes ao retângulo vermelho da Figura 3.1. A curva densa preta na figura b) representa a diferença entre a precipitação do GPCP e a convergência de umidade obtida pelo ERAI. Todas as unidades estão em  $\text{mm dia}^{-1}$ . A convergência representa o balanço do fluxo de umidade integrado verticalmente entre a superfície e o nível vertical de 500 hPa.

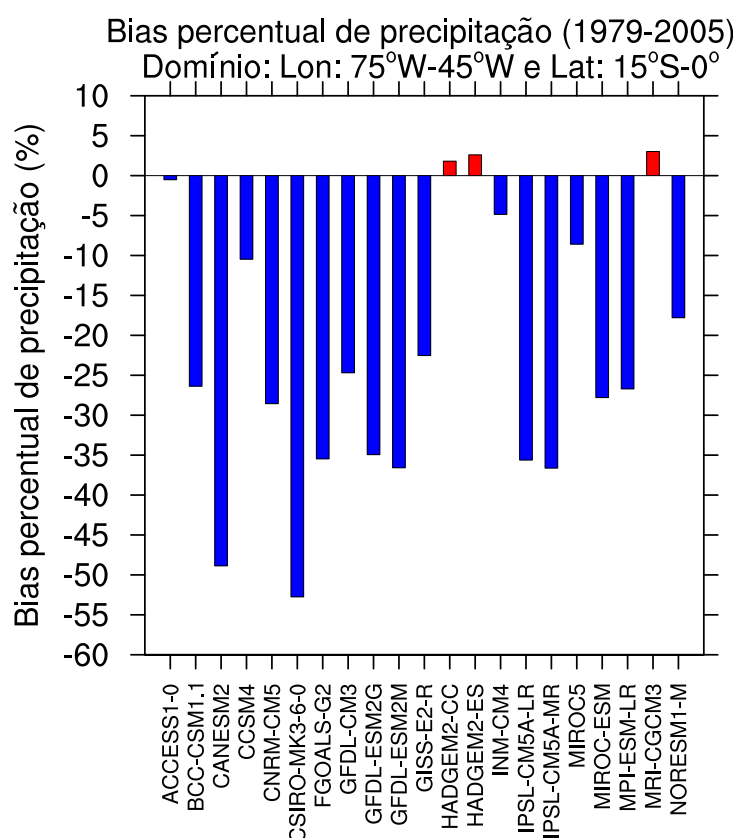


Figura 4.2 - Bias percentual (%) de precipitação em relação ao GPCP. Os valores correspondem a média do período de 1979 a 2005. Esse cálculo é feito no retângulo vermelho da Figura 3.1

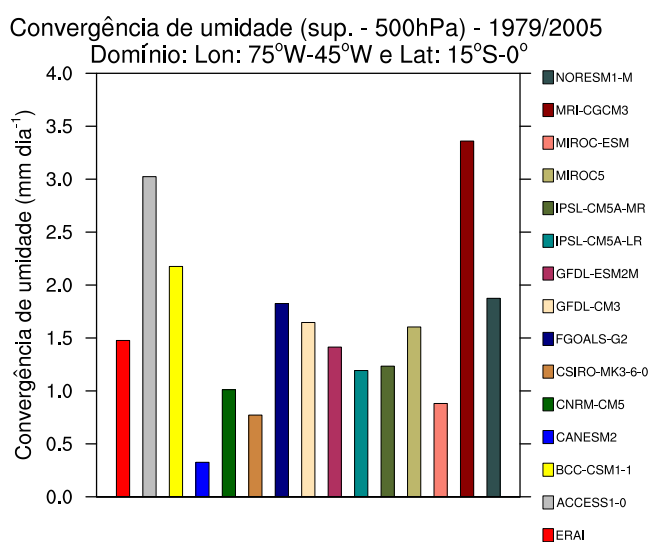


Figura 4.3 - Convergência de umidade anual (mm dia<sup>-1</sup>) no domínio de longitude de 75°W-45°W e latitude de 15°S-0° no período de 1979 a 2005. Esse resultado corresponde ao balanço do fluxo de umidade integrado verticalmente entre a superfície e o nível vertical de 500 hPa da Figura 4.1c.

A fim de avaliar o desempenho dos modelos em representar a precipitação observada é calculado o EQM ( $\text{mm dia}^{-1}$ , Tabela 4.1) para JJA, DJF e média anual no domínio de latitude:  $0^{\circ}$ - $15^{\circ}$ S e longitude:  $75^{\circ}$ W- $45^{\circ}$ W no período de 1979 a 2005. Os três melhores modelos são destacados em vermelho, e são aqueles que apresentaram os menores valores de EQM, uma vez que, quanto mais próximo de zero, maior a similaridade entre as séries. Na ordem crescente do EQM em JJA os três melhores modelos são: INM-CM4, ACCESS1-0 e MRI-CGCM3. Em DJF destacam-se os modelos CCSM4, MIROC5 e HADGEM2-ES e na média anual os modelos INM-CM4, CCSM4 e ACCESS1-0. Uma explicação pode estar associada com a melhor representação física relacionada aos mecanismos produtores de precipitação na Amazônia.

Tabela 4.1 - Desempenho dos modelos do CMIP5 (1979-2005) utilizando o EQM para precipitação (GPCP) em JJA, DJF e média Anual. Os valores são calculados no domínio de latitude:  $0^{\circ}$ - $15^{\circ}$ S e longitude:  $75^{\circ}$ W- $45^{\circ}$ W. A unidade do EQM é dada em  $\text{mm dia}^{-1}$ . Quanto mais próximo de zero, maior a semelhança entre as séries. São destacados em vermelho os três melhores modelos para cada período analisado.

<b>Modelo</b>	<b>JJA</b>	<b>Classificação</b>	<b>DJF</b>	<b>Classificação</b>	<b>Anual</b>	<b>Classificação</b>
ACCESS1-0	0.54	2	0.94	7	0.55	3
BCC-CSM1.1	1.10	7	2.19	16	1.38	9
CANESM2	1.61	11	3.68	19	2.72	17
CCSM4	1.09	6	0.64	1	0.48	2
CNRM-CM5	1.10	7	2.19	16	1.47	10
CSIRO-MK3-6-0	2.21	19	4.62	20	2.94	18
FGOALS-G2	1.78	12	2.60	18	1.89	12
GFDL-CM3	1.59	10	1.36	12	1.28	8
GFDL-ESM2G	2.17	18	1.52	13	1.90	13
GFDL-ESM2M	2.11	17	2.42	17	2.00	16
GISS-E2-R	1.10	7	1.20	10	1.15	7
HADGEM2-CC	0.78	5	0.81	4	0.57	4
HADGEM2-ES	0.66	4	0.80	3	0.57	4
INM-CM4	0.44	1	0.93	6	0.32	1
IPSL-CM5A-LR	2.10	16	1.61	14	1.92	14
IPSL-CM5A-MR	1.85	13	1.82	15	1.97	15
MIROC5	1.39	8	0.78	2	0.48	2
MIROC-ESM	1.87	14	1.29	11	1.48	11
MPI-ESM-LR	2.07	15	1.16	9	1.38	9
MRI-CGCM3	0.58	3	0.85	5	0.61	5
NORESM1-M	1.40	9	1.00	8	0.90	6

O diagrama de Taylor (Figura 4.4) fornece um resumo estatístico conciso de quão bem os padrões (precipitação simulada e observada) combinam entre si em termos de correlação e a amplitude das suas variações representada pela relação entre os seus desvios padrão ( $\sigma_{modelo}$ ) normalizados pelo desvio padrão da observação ( $\sigma_{observação}$ ). O desempenho é obtido para os trimestres JJA (pontos vermelhos) e DJF (pontos azuis) no período de 1979-2005 referente a precipitação do domínio vermelho da Figura 3.1. Alguns modelos apresentam correlações negativas (BCC-CSM1.1, CNRM-CM5, GFDL-CM3, MIROC-ESM, MPI-ESM-LR, MRI-CGCM3 e NORESM1-M) e para simplicidade de visualização dos resultados, eles não são mostrados. A maioria dos modelos apresenta correlação variando entre 0,3 e 0,6 para ambas as estações. Contudo, os modelos que apresentam as melhores correlações (acima de 0,6) são aqueles do trimestre JJA, ou seja, os modelos IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, CCSM4, HADGEM2-ES e MIROC5. A grande dispersão (variando entre 0.50 e 1.30) em relação ao GPCP mostra que a maioria deles não é capaz de representar o padrão de variabilidade do dado observado. De uma forma geral, os modelos do CMIP5 apresentam dificuldade em simular a precipitação na Amazônia. Sierra et al. (2015) avaliaram a representação da precipitação sazonal e sua variabilidade interanual sobre o norte da América do Sul. Nesse trabalho foi mostrado que durante JJA os modelos apresentaram os menores erros e as melhores correlações em relação a DJF. Segundo os autores, isso ocorre devido ao desempenho deles em representar a precipitação de forma mais realística na Amazônia central quando a ZCIT está localizada no Atlântico Tropical Norte.

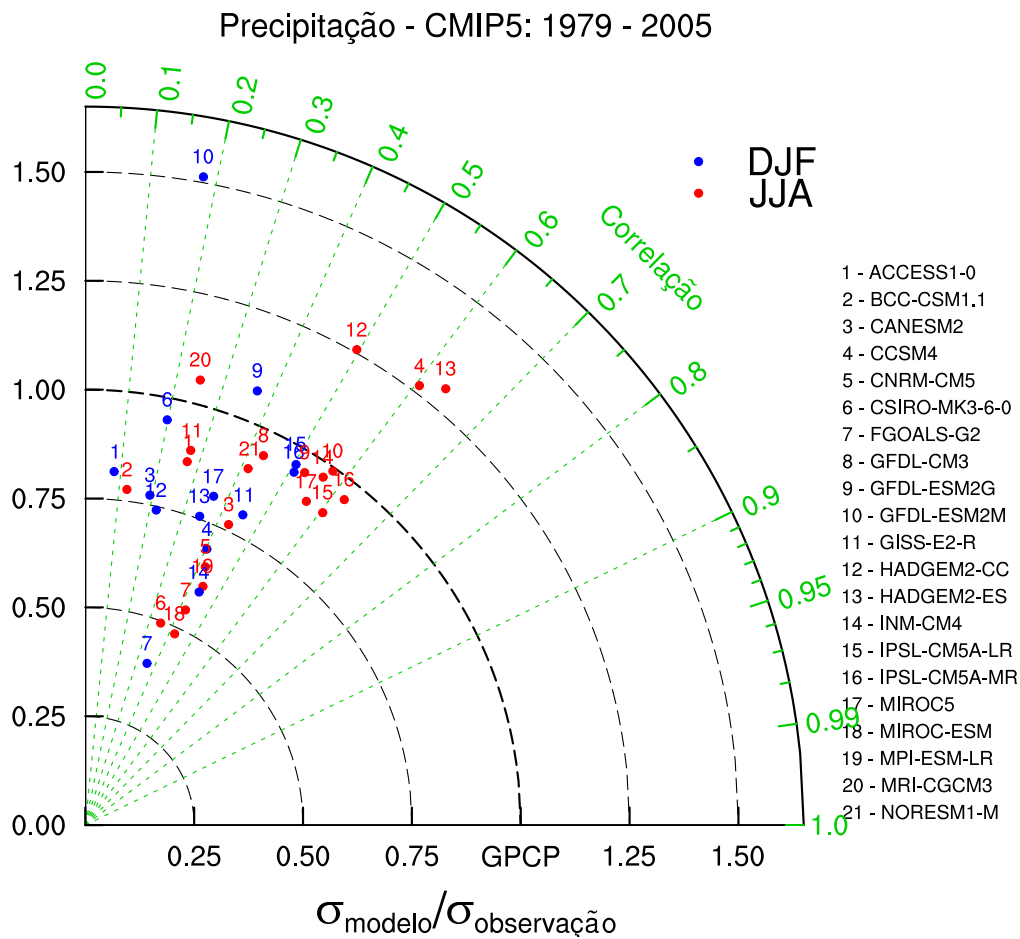


Figura 4.4 - Diagrama de Taylor mostrando a correlação (linha verde pontilhada) e o desvio padrão normalizado (linha preta com tracejado longo) durante JJA e DJF (1979-2005) utilizando o GPCP como referência no domínio de longitude de 75°W-45°W e latitude de 15°S-0°. Nesse diagrama, os eixos angulares representam a correlação entre o modelo e a observação, os eixos radiais mostram o desvio padrão normalizado em relação à observação. O domínio utilizado é o retângulo vermelho da Figura 3.1. Somente correlações positivas são mostradas. Os modelos BCC-CSM1.1, CNRM-CM5, GFDL-CM3, MIROC-ESM, MPI-ESM-LR, MRI-CGCM3 e NORESM1-M apresentam correlações negativas no trimestre DJF.

Na Figura 4.5 é mostrado o bias percentual (Equação 3.11) da precipitação simulada na Amazônia (caixas 1, 2, 3 e 4 da Figura 3.1) em relação ao GPCP durante a estação seca (JJA, barra vermelha) e a chuvosa (DJF, barra azul) no período de 1979 a 2005. Além do bias, há informações sobre a média (Média) e o erro padrão médio (do inglês Standard Error of Mean, SEM) que representa a razão entre o desvio padrão da variável e a raiz quadrada do número de elementos da amostra, sendo sua unidade a mesma do dado utilizado. O bias positivo (negativo) indica

superestimativa (subestimativa).

Nota-se um padrão de subestimativa na maioria dos modelos comparado com o dado observado do GPCP nas quatro caixas. A Figura 4.6 apresenta bias de velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) em 500 hPa mostrando que a maioria dos modelos subestima o movimento vertical em comparação ao ERAI, e o resultado é a inibição de movimentos ascendentes simulados, que por sua vez, suprime a formação de precipitação. Entretanto, há um conjunto de modelos que apresenta superestimativa de precipitação, são eles: ACCESS1-0, GISS-E2-R, HADGEM-CC, HADGEM-ES, INM-CM4 e MRI-CGCM3. Lembrando que o valor de  $\omega$  negativo (positivo) está associados com movimento ascendente (subsistência).

Como forma de visualizar espacialmente o bias dos modelos sobre a Amazônia e oceanos adjacentes é mostrado o seu padrão espacial de precipitação. Nota-se (Figuras 4.7 e 4.8) no período seco que os modelos ACCESS1-0, GISS-E2-R, HADGEM-CC, HADGEM-ES e INM-CM4 apresentam superestimativa de precipitação, principalmente na caixa 2, consistente com o bias de velocidade vertical (Figuras 4.9 e 4.10). É mostrado também que bias positivo de precipitação é maior na região da ZCIT dos oceanos Atlântico e Pacífico Tropical. Por outro lado, bias negativo de precipitação é observado sobre a Amazônia (Figuras 4.7 e 4.8). É interessante notar que na caixa 2 durante a estação chuvosa há um bias negativo na simulação do movimento vertical (Figura 4.6) que pode parcialmente explicar o pequeno bias na precipitação simulada nessa área. A informação do bias espacial é importante porque mostra que nos oceanos adjacentes a precipitação é superestimada pela maioria dos modelos o que causa subsistência sobre a Amazônia. Isso resulta em valores simulados menores do que a observação.

Na Figura 4.5, durante JJA, a caixa 3 (2) é a região que mostra as maiores subestimativas de precipitação na média, isto é, 51% (13%). Por outro lado, na estação chuvosa, a caixa 3 (2) apresentam superestimativa (subestimativa) de 1% (41%). Na média, a precipitação na estação seca é subestimada em aproximadamente 38% (valor médio das caixas 1, 2, 3 e 4), enquanto que na estação chuvosa a subestimativa é de 21%.

O SEM médio da precipitação das quatro caixas no período seco (chuvoso) é de 9,3 (5,0)  $\text{mm dia}^{-1}$ , ou seja, a variabilidade dos modelos é maior na estação seca do que na chuvosa. Cook et al. (2012) analisaram 24 modelos do Fourth Assessment Report (AR4) com o objetivo de avaliar os fatores responsáveis pelas alterações no regime de precipitação na Amazônia em resposta às mudanças climáticas. Os resultados

mostraram que a maioria dos modelos apresentaram redução significativa de aproximadamente 10,5% na estação seca (maio a setembro). Por outro lado, durante o período chuvoso (dezembro a março), houve aumento de aproximadamente 5%. Esses resultados mostraram que as mudanças mais significativas foram observadas no período seco. De acordo com Yin et al. (2013) essa subestimativa de precipitação na estação seca pelos modelos poderia ser explicada pelo fato de que eles superestimam a convecção na região da ZCIT, que por sua vez, poderia aumentar a subsidência e a divergência de umidade sobre a Amazônia contribuindo para um bias seco na estação menos chuvosa.

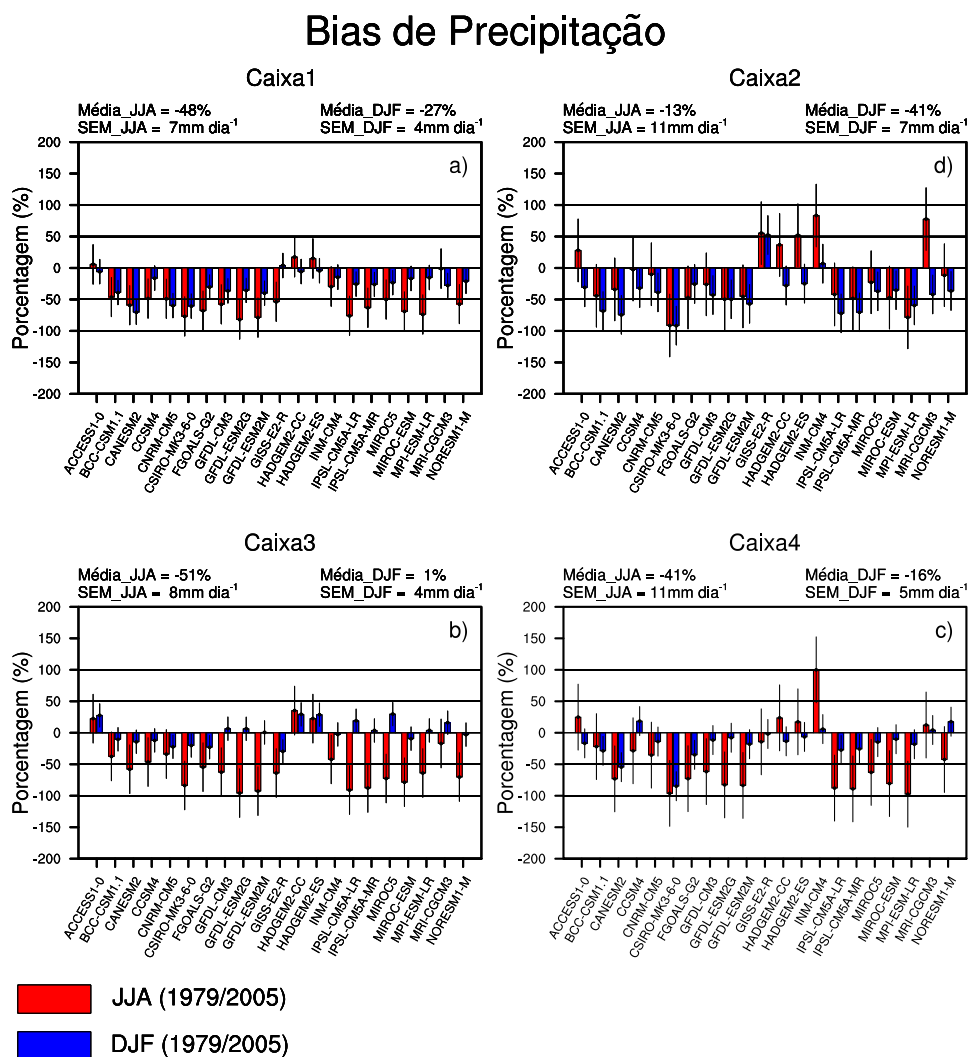


Figura 4.5 - Bias de precipitação em relação ao GPCP. O valor médio (Média) de cada estação, assim como o erro padrão da média (do inglês Standard Error of Mean, SEM) são mostrados no canto superior esquerdo (JJA) e direito (DJF). As barras finas pretas representam um desvio padrão.

## Bias de Velocidade vertical em 500hPa

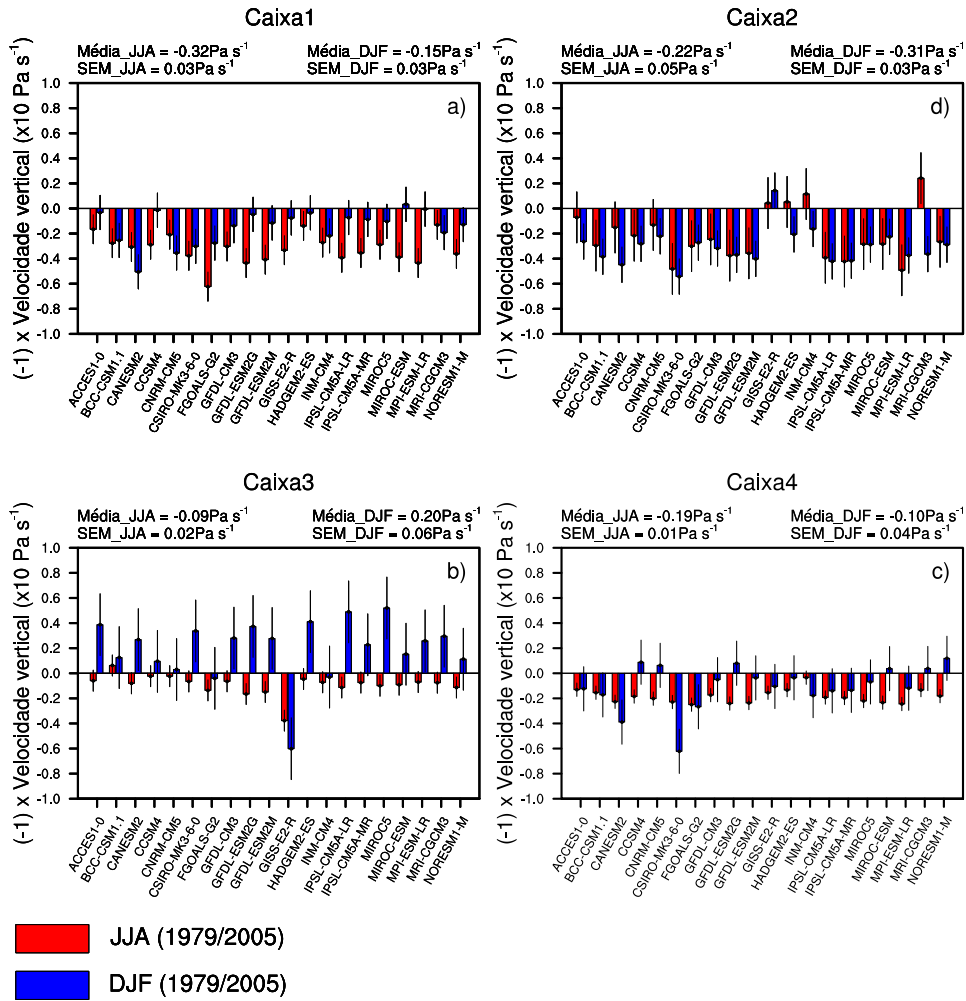


Figura 4.6 - Bias de velocidade vertical em 500 hPa ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). O valor médio (Média) de cada estação, assim como o erro padrão da média (do inglês Standard Error of Mean, SEM) são mostrados no canto superior esquerdo (JJA) e direito (DJF). As barras finas pretas representam um desvio padrão. Os valores foram multiplicados por (-1) para mostrar que os modelos subestimam a velocidade vertical em relação ao ERAI. O modelo HADGEM2-CC não possui informação de velocidade vertical.



Bias de Precipitação ( $mm\ dia^{-1}$ ) - JJA (1979/2005)

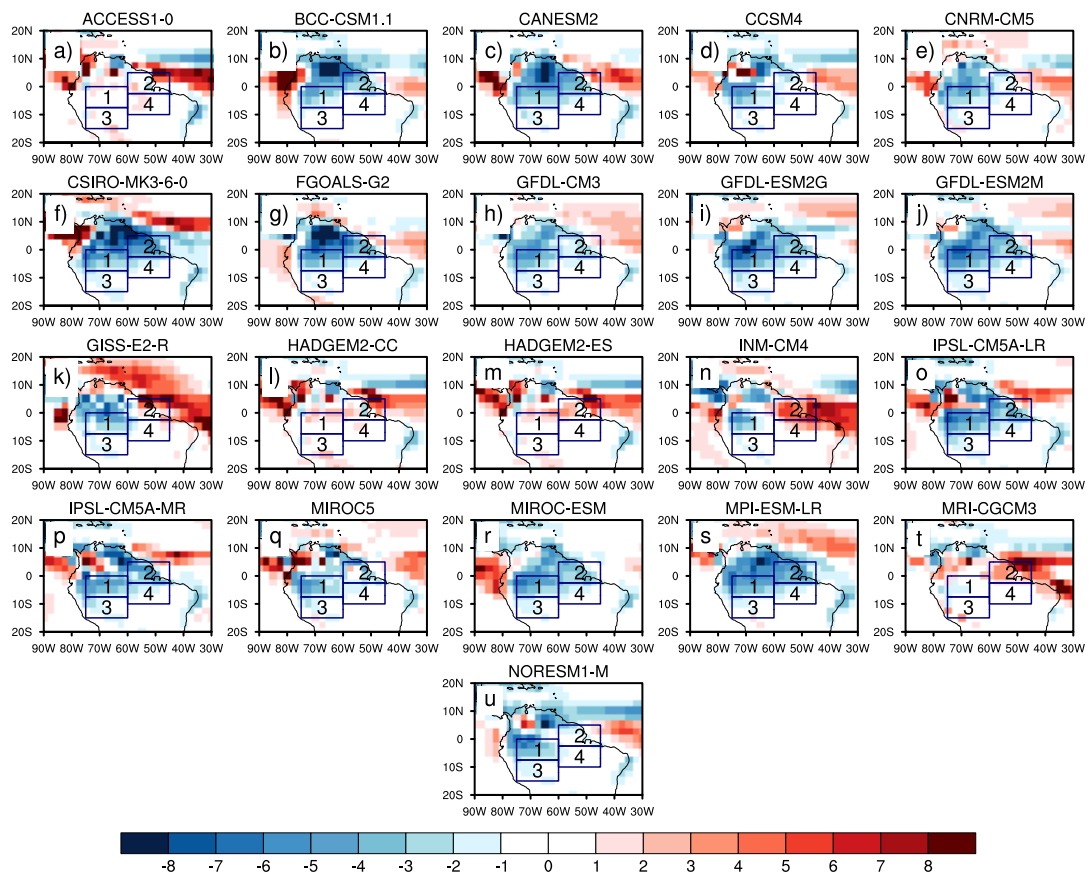


Figura 4.7 - Bias de precipitação ( $mm\ dia^{-1}$ ) durante JJA. O cálculo é feito em relação ao GPCP.

### Bias de Precipitação ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) - DJF (1979/2005)

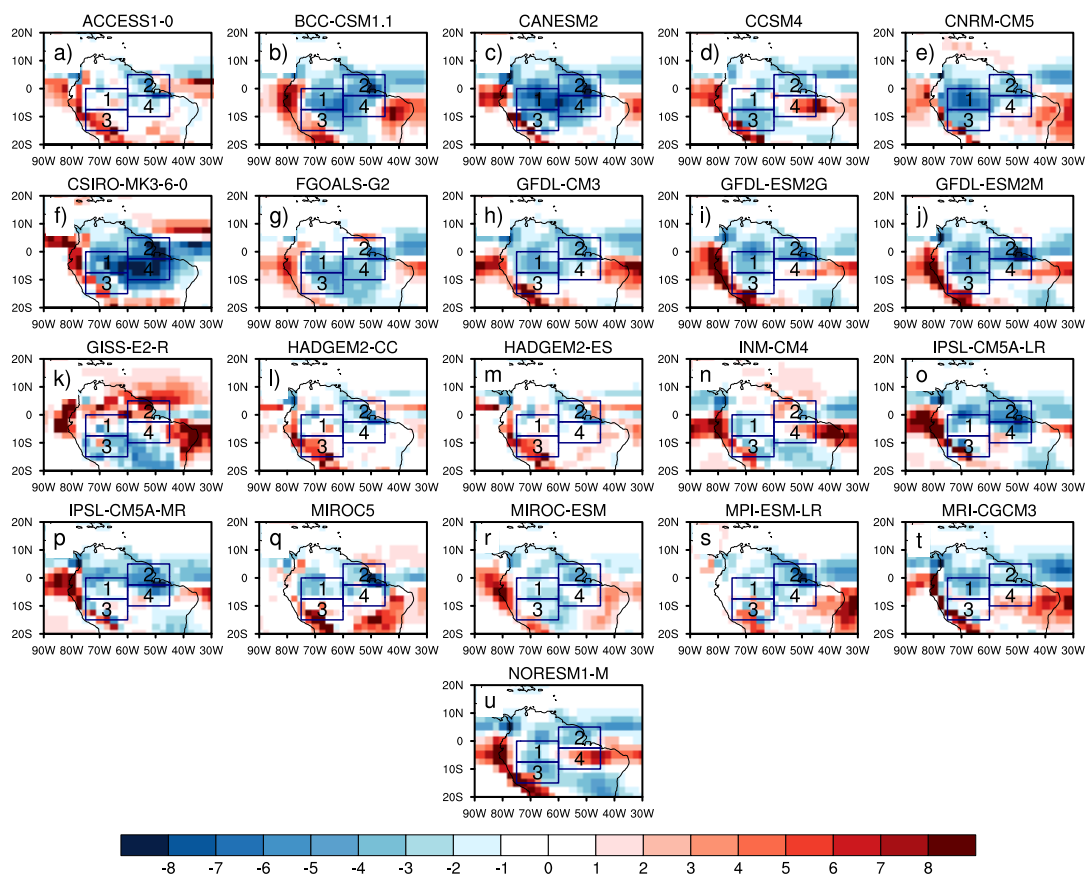


Figura 4.8 - Bias de precipitação ( $\text{mm dia}^{-1}$ ) durante DJF. O cálculo é feito em relação ao GPCP.

Bias de Velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) - Nível: 500hPa - JJA (1979/2005)

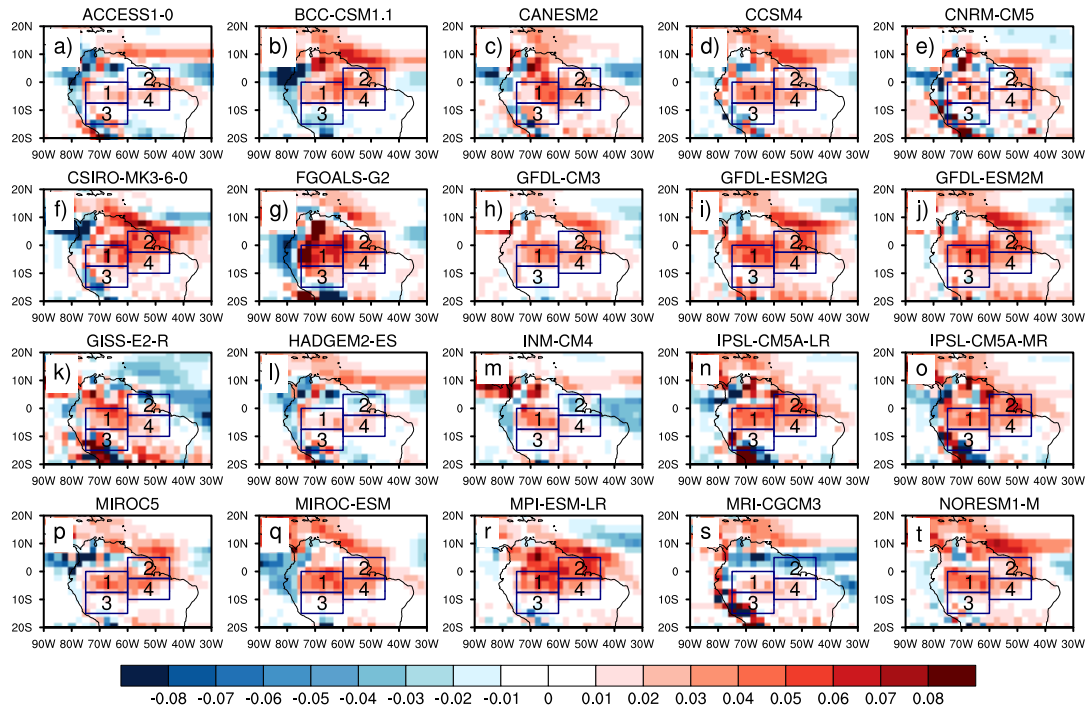


Figura 4.9 - Bias de velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) em 500 hPa durante JJA. O modelo HADGEM2-CC não possui informações de velocidade vertical. O cálculo é feito em relação ao ERAI.

Bias de Velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) - Nível: 500hPa - DJF (1979/2005)

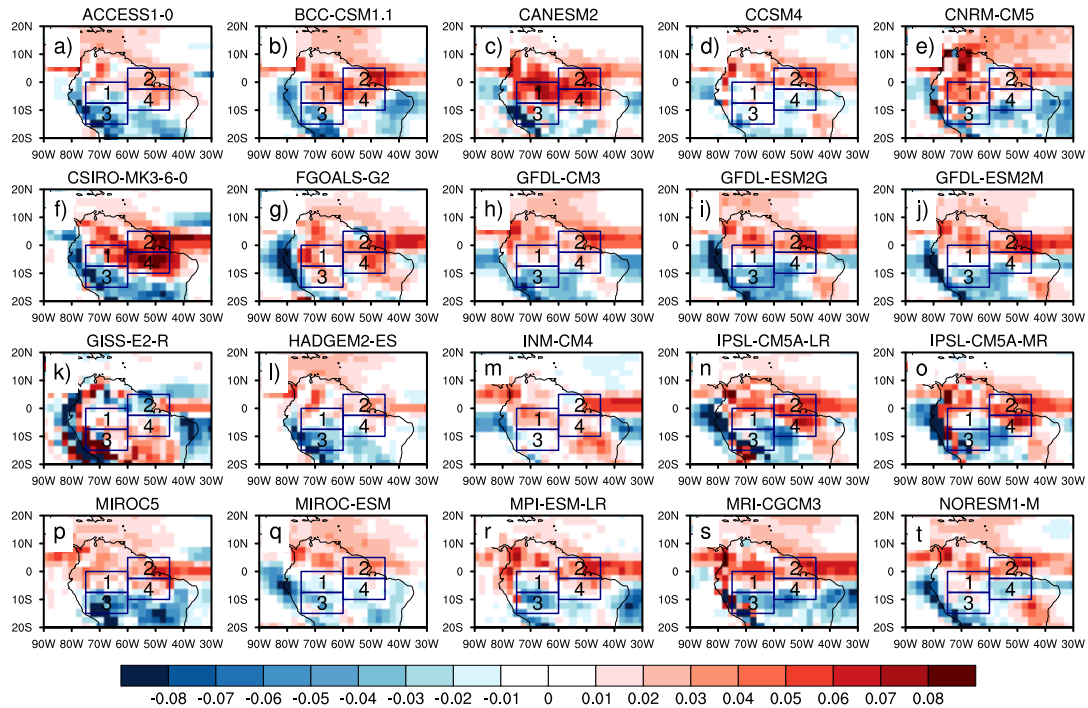


Figura 4.10 - Bias de velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) em 500 hPa durante DJF. O modelo HADGEM2-CC não possui informações de velocidade vertical. O cálculo é feito em relação ao ERAI

A Figura 4.11 mostra o bias percentual (Equação 3.11) do balanço do fluxo de umidade integrado referente as quatro caixas da Figura 3.1 na estação seca (JJA, barra vermelha) e chuvosa (DJF, barra azul) no período de 1979 a 2005. Para melhor visualização, os valores que ultrapassam os  $\pm 100\%$  foram truncados. De uma forma geral, nota-se subestimativa pela maioria dos modelos no período seco, com exceção da caixa 3 que não apresenta predominância nem de superestimativa nem de subestimativa. Em todos os casos analisados, as caixas 1 e 2 mostram as maiores subestimativas comparada ao dado observado, ultrapassando os  $-100\%$ . Na média, no período seco a subestimativa é de  $47\%$  (média das caixas 1, 2, 3 e 4), enquanto que na estação chuvosa é de  $8\%$ .

O valor médio do SEM é de  $14,8 \text{ mm dia}^{-1}$  durante o período seco e de  $11,0 \text{ mm dia}^{-1}$  no período chuvoso, enfatizando a maior variabilidade no período seco devido

as maiores subestimativas observadas. Segundo Satyamurty et al. (2013) condições mais secas como aquela observada na Figura 4.5 (bias de precipitação) estão associadas com redução na convergência de umidade sobre a floresta amazônica. Os mapas espaciais de convergência de umidade em 850 hPa no período seco (JJA) (Figura 4.12) mostram que a maioria dos modelos é dominada por um padrão de divergência de umidade (valores positivos) confirmando os resultados obtidos pelo bias de precipitação.

Por meio da análise da Figura 4.12 nota-se que os modelos são capazes de reproduzir o padrão espacial da convergência de umidade, porém eles falham em representar (subestimam) o valor observado do ERAI (Figura 4.11). No período chuvoso (DJF, Figura 4.13), os mapas espaciais mostram predominância de convergência de umidade na região, porém o bias (Figura 4.11) dessa variável para as quatro caixas apresenta um padrão de subestimativa similar aquela observada na estação seca.

## Bias de Convergência de umidade (superfície-500hPa)

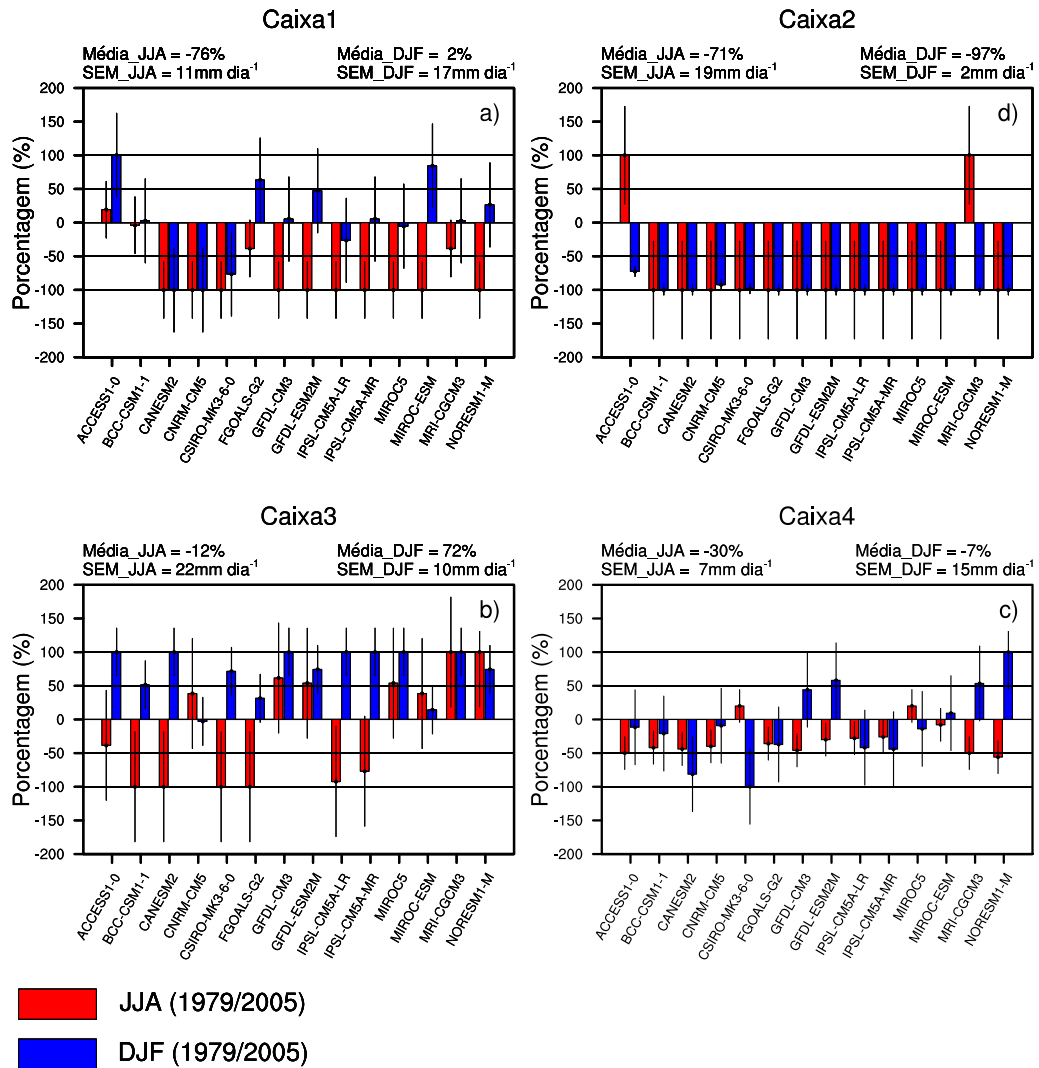


Figura 4.11 - Bias de convergência de umidade entre a superfície e 500 hPa em relação ao ERAI. O valor médio (Média) de cada estação, assim como o erro padrão da média (do inglês Standard Error of Mean, SEM) são mostrados no canto superior esquerdo (JJA) e direito (DJF). As barras finas pretas representam um desvio padrão. A convergência representa o valor do balanço das bordas.

Convergência de umidade ( $10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) - Nível: 850hPa - JJA (1979/2005)

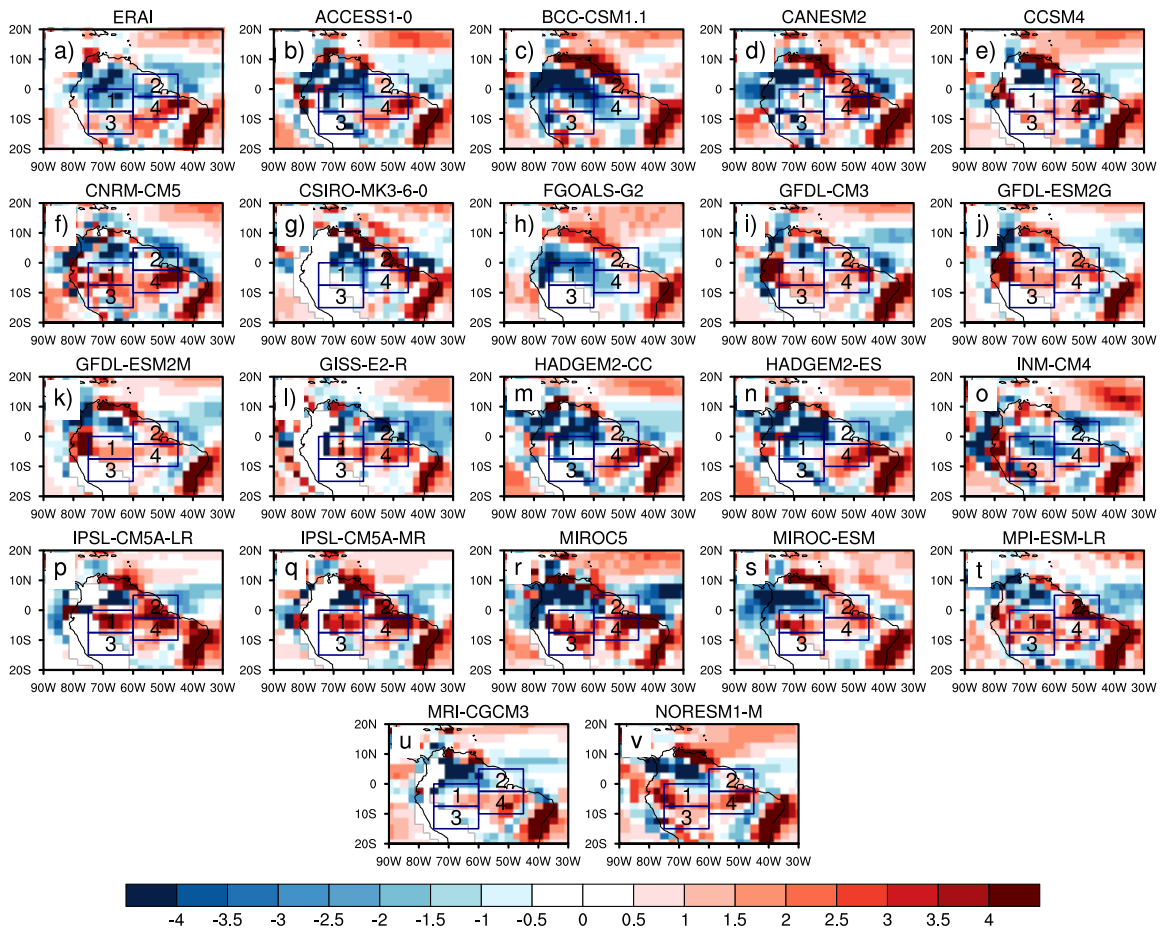


Figura 4.12 - Convergência de umidade ( $10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) no nível de 850 hPa em JJA. O campo observado de convergência de umidade do ERAI é mostrado na figura a). Valores negativos (positivos) indicam convergência (divergência). Diferente dos demais campos, essa figura não representa o bias, mas sim a própria convergência de umidade.

Convergência de umidade ( $10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) - Nível: 850hPa - DJF (1979/2005)

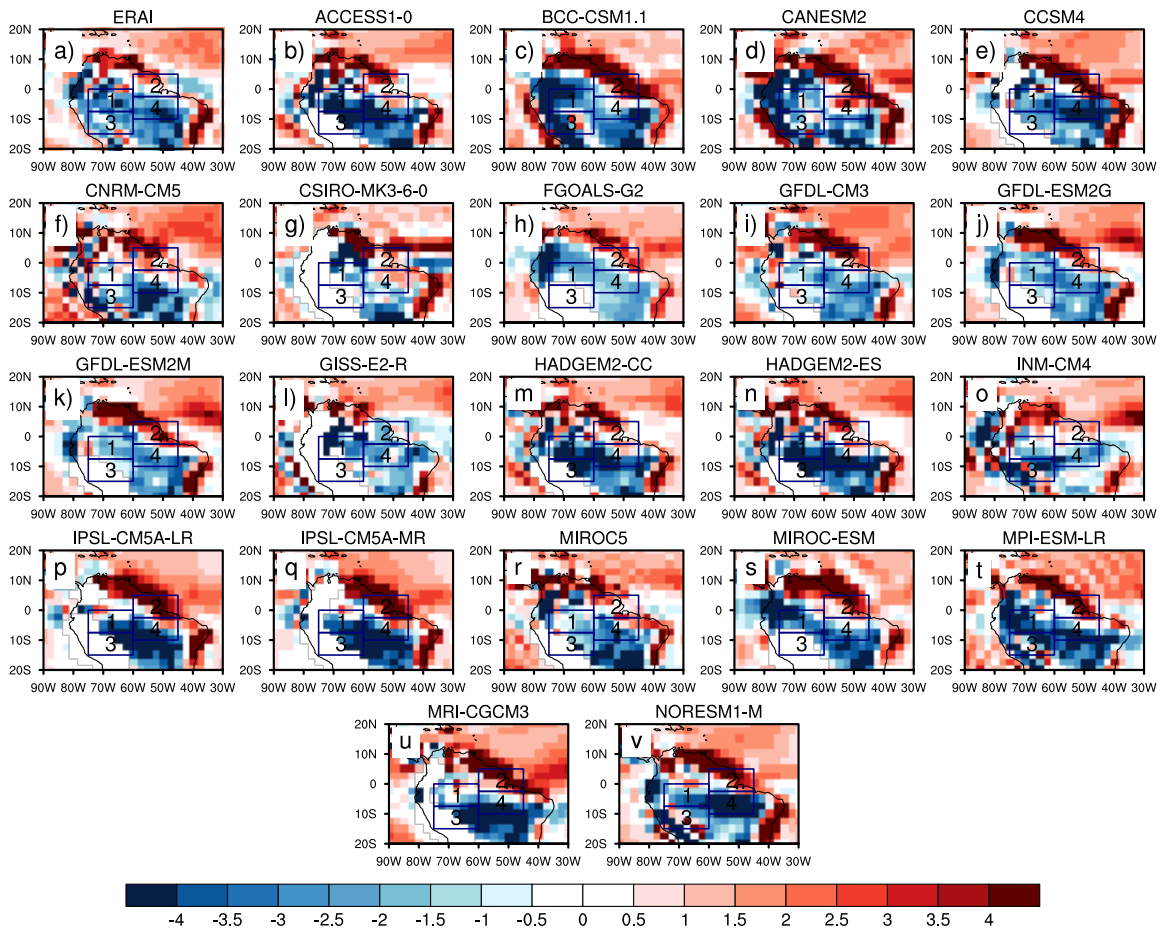


Figura 4.13 - Convergência de umidade ( $10^{-5} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) no nível de 850 hPa em DJF. O campo observado de convergência de umidade do ERAI é mostrado na figura a). Valores negativos (positivos) indicam convergência (divergência). Diferente dos demais campos, essa figura não representa o bias, mas sim a própria convergência de umidade.

Para analisar as razões da subestimativa da precipitação nas simulações dos modelos do CMIP5 na Amazônia e argumentar quais são as consequências para as análises de projeções, é interessante discutir até que ponto a variabilidade da precipitação está relacionada com a TSM dos oceanos adjacentes, e explicar como os modelos representam estes processos.



## 4.2 Correlação entre a precipitação na Amazônia e a Temperatura da Superfície do Mar dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical

Para análise da correlação, a seguinte convenção é empregada, isto é, o sinal da correlação não é da anomalia, mas sim o sinal da própria correlação. Em que valores negativos significam que o Atlântico Norte ou o Pacífico Central Tropical mais frio ou mais quente resultam em sinal oposto de precipitação em relação ao sinal da TSM. No caso de correlações positivas em que o Atlântico Norte ou o Pacífico Central Tropical estão mais frio ou quente o sinal da precipitação é o mesmo da TSM.

A correlação entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a precipitação dos 21 modelos na Amazônia no período de 1979 a 2005 é mostrada nas Figuras 4.14 e 4.15. São calculadas as correlações entre essas duas variáveis e em seguida, é feita a média aritmética de forma a obter o ensemble dos modelos. Isso é feito para reduzir o volume de informações que seria utilizado, por isso, optou pelo uso do ensemble.

Na Figura 4.14 (TSM\_MAI x PREC\_JJA, caixa 2) observa-se que a precipitação no norte da Amazônia é correlacionada negativamente com a TSM do Atlântico e do Pacífico. Os valores dessas correlações são pequenos (entre 0,2 e 0,3), mas significativas ao nível de 90% de significância. Nas demais caixas, as correlações nas duas bacias analisadas são quase inexistentes (Figura 4.14b) ou são pequenas (Figura 4.14c). Essa figura mostra que a TSM modula a precipitação simulada nesta região, em contraste com as caixas 3 e 4 que mostram correlações sem significância estatística. Além disso, observa-se um dipolo no Atlântico Tropical (Figuras 4.14a e Figuras 4.14d) com TSM mais quente no Atlântico Norte e mais fria no Atlântico Sul. A configuração deste tipo de gradiente inter-hemisférico induz o posicionamento mais ao norte da ZCIT e contribui para condições mais secas sobre a Amazônia.

O Pacífico Tropical inclui a variabilidade do ENOS que impacta na precipitação no nordeste da região amazônica (Figuras 4.14d) por meio de alterações na circulação zonal associadas com a Célula de Walker. A correlação no Oceano Atlântico Tropical sugere que a TSM apresenta um papel importante em modular a precipitação nessa região, particularmente na estação seca (YOON; ZENG, 2010).

Por outro lado, durante o verão (Figura 4.15, TSM\_NOV x PREC\_DJF) a TSM do Oceano Pacífico Tropical exerce maior influência sobre a precipitação na Amazônia do que na estação seca. As maiores influências ocorrem na parte leste/nordeste da Amazônia (Figuras 4.15c e 4.15d) onde são observadas as correlações mais fortes e significativas. Nas demais caixas (Figuras 4.15a e 4.15b), as correlações estão entre

0,2 e 0,3 e também apresentam significância estatística só que com menor influência em relação as caixas 2 e 4. Baseado no padrão espacial de TSM nesse período, observa-se que há um padrão do tipo ENOS com intensidade maior do que aquela observada no período seco (Figuras 4.14). É bem conhecido que variações na TSM no Oceano Pacífico causam mudanças na precipitação da Amazônia (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; ZENG, 1999). A influência da TSM do Atlântico é a principal forçante para eventos extremos (secas ou cheias) na Amazônia (ZENG, 1999; LIEBMANN; MARENGO, 2001) que pode impactar no padrão de circulação atmosférica e no transporte de umidade (FU et al., 1999; WANG; FU, 2002).

O bias (Figuras 4.16 e 4.17) positivo de TSM observado na maioria dos modelos mostra que eles superestimam essa variável nos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical. Esse padrão observado por eles pode ser responsável por condições mais secas e por redução na convergência de umidade sobre a Amazônia, uma vez que, notam-se valores acima da média sobre esses oceanos o qual favorece subsidência de grande escala na região, suprimindo a precipitação. Além disso, talvez outra contribuição para esse bias quente na TSM pode estar associado com a física e a dinâmica dos modelos que não são representados (SIERRA et al., 2015). Por exemplo, simulação adequada dos processos associados com convecção e dificuldade em representar os padrões de circulação associados com as células de Walker e Hadley.

### Correlação TSM\_MAI x PREC\_JJA: 1979-2005

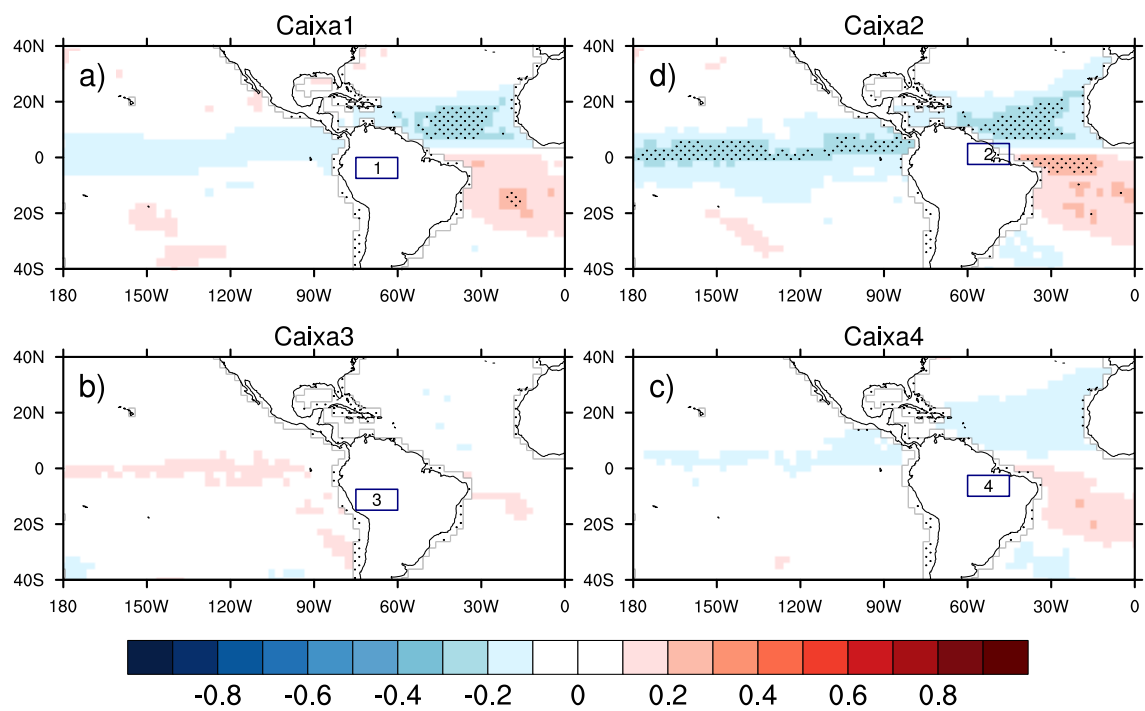


Figura 4.14 - Ensemble da correlação entre a TSM\_MAI e PREC\_JJA dos 21 modelos do CMIP5 para as caixas 1, 2, 3 e 4. O ensemble representa a média aritmética da correlação de todos os modelos. As áreas pontilhadas são significantes ao nível de 90% de significância pelo Teste-t de Student.

### Correlação TSM\_NOV x PREC\_DJF: 1979-2005

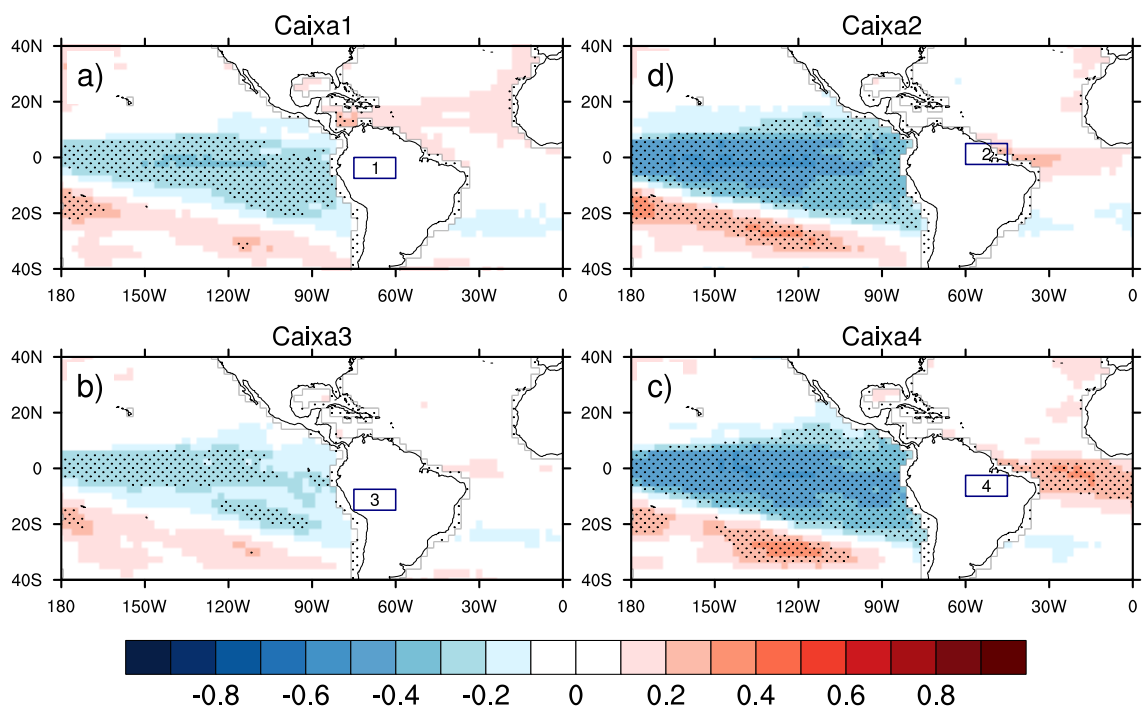


Figura 4.15 - Ensemble da correlação entre TSM\_NOV e PREC\_DJF dos 21 modelos do CMIP5 para as caixas 1, 2, 3 e 4. O ensemble representa a média aritmética da correlação de todos os modelos. As áreas pontilhadas são significantes ao nível de 90% de significância pelo Teste-t de Student.

Bias de Temperatura da Superfície do Mar (°C) - JJA (1979/2005)

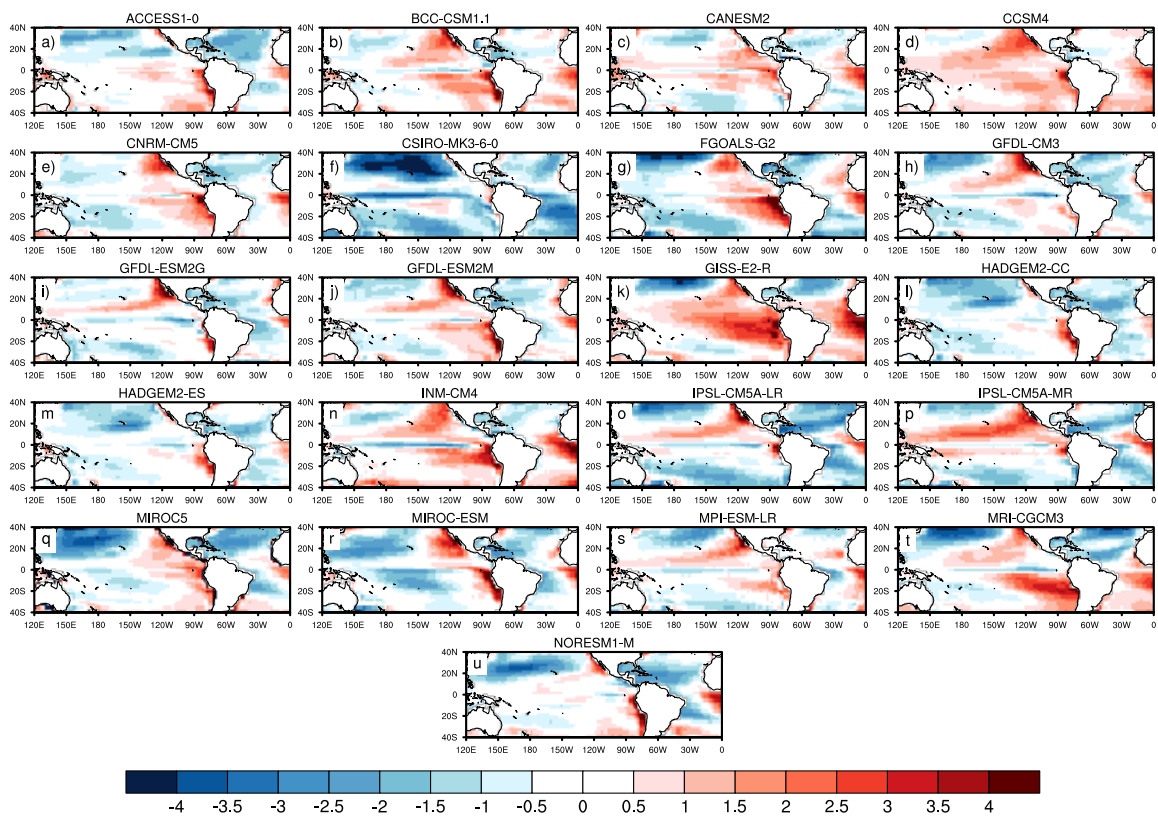


Figura 4.16 - Bias de Temperatura da Superfície do Mar (°C) durante JJA.

### Bias de Temperatura da Superfície do Mar (°C) - DJF (1979/2005)

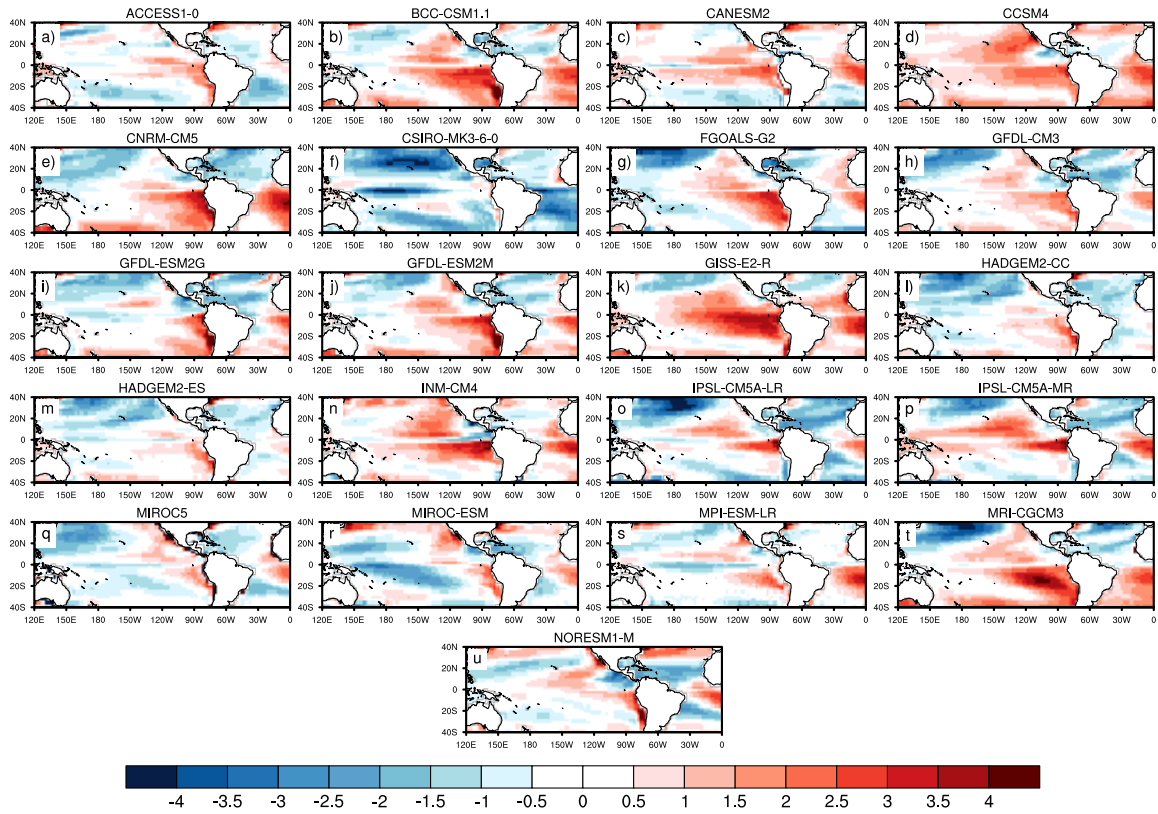


Figura 4.17 - Bias de Temperatura da Superfície do Mar (°C) durante DJF.

A correlação entre a TSM dos Oceanos Pacífico e Atlântico e a precipitação da Amazônia é apresentada na Figura 4.18. Nas Figuras 4.18a-d (ATN) em JJA notam-se correlações negativas entre essas duas variáveis conforme observado por Good et al. (2008). A maioria dos modelos segue o padrão observado pelos dados do GPCP (barra preta) e do CMAP (barra vermelha). A correlação negativa é explicada pelo fato de que a TSM no mês de maio no Hemisfério Norte é relativamente mais quente em relação ao Hemisfério Sul, e JJA corresponde ao período seco na Amazônia e isso causa movimento ascendente sobre regiões de TSM mais quente resultando em subsidência sobre a Amazônia (ZENG et al., 2008). Por outro lado, durante DJF (Figuras 4.18e-h, ATN) observam-se correlações positivas diferentemente do que é observado em JJA. Neste caso, a TSM é relativamente mais fria, e ao mesmo tempo, a Amazônia encontra-se na borda de dois principais mecanismos produtores de precipitação conhecidos como ZCIT e ZCAS. Gloor et al. (2013) avaliaram a tendência do ciclo hidrológico sobre a Amazônia nas últimas duas décadas e encontraram uma correlação positiva entre a TSM do Atlântico Tropical e a precipitação, particularmente no noroeste da região durante a estação chuvosa. Nas Figuras 4.18i-p (ATS), na média, as correlações são positivas em ambos os trimestres analisados corroborando os resultados encontrados por Liebmann e Marengo (2001) e Yoon e Zeng (2010). A correlação na região do NINO3.4 com a precipitação da Amazônia (Figuras 4.18q-x) é negativa na maioria dos modelos. Yoon e Zeng (2010) mostraram que a variabilidade da precipitação na Amazônia está associada com variações na TSM no Pacífico, em particular associado com o ENOS. Langenbrunner e Neelin (2013) utilizaram 15 modelos do CMIP5 durante DJF e calcularam a correlação entre o Índice de Oscilação Sul (IOS) na região do NINO3.4 e a precipitação global do CMAP e os resultados mostraram que houve correlação negativa na região da Amazônia. Ronchail et al. (2002) avaliaram a relação entre a precipitação na Bacia Amazônica e a TSM no Pacífico Equatorial durante JJA e DJF. Os resultados obtidos foram de correlações negativas entre essas duas variáveis devido à influência da TSM tanto do Pacífico quanto do Atlântico. Liebmann e Marengo (2001) analisaram a variabilidade da estação chuvosa e a precipitação na Bacia Amazônica brasileira durante JJA e DJF e encontraram que a precipitação é correlacionada negativamente com a TSM na região do NINO3.4. De uma forma geral, os modelos reproduzem o padrão observado das quatro caixas estudadas sugerindo que eles são capazes de representar essa variabilidade.

## Correlação entre a TSM e a precipitação sobre a Amazônia (1979-2005)

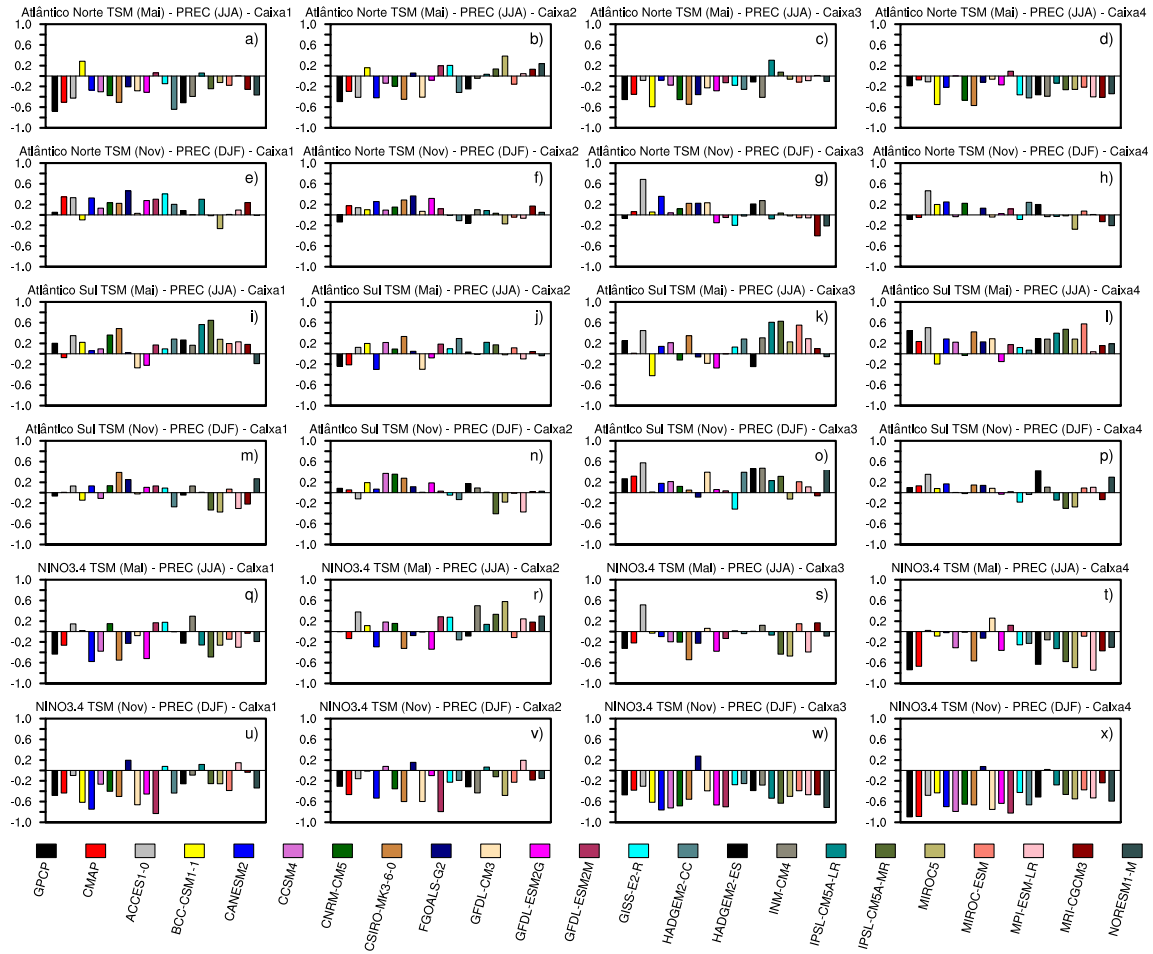


Figura 4.18 - Correlação entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico e a precipitação da Amazônia para as caixas 1, 2, 3 e 4 da Figura 3.1.

### 4.3 Bias do balanço do fluxo de umidade na Amazônia

O bias (Figura 4.19) corresponde a diferença entre o valor absoluto do modelo e da observação (ERA-Interim) referente ao balanço do fluxo de umidade integrado verticalmente desde a superfície até o nível vertical de 500 hPa (Figura 3.1, retângulo vermelho). O sinal (positivo ou negativo) no canto superior direito de cada figura representa o sentido do fluxo, isto é, se ele entra ou sai do domínio analisado. O lado esquerdo (direito) refere-se ao trimestre JJA (DJF). A unidade do fluxo lateral é dada em  $10^7 \text{ kg s}^{-1}$ , enquanto que o balanço é expresso em  $\text{mm dia}^{-1}$ . Bias positivo (negativo) indica superestimativa (subestimativa).

Avaliando o fluxo que entra pela borda norte para os trimestres JJA e DJF (Figuras 4.19a e f) nota-se que há um bias positivo indicando superestimativa nos



dois trimestres analisados. Sabe-se que a entrada de umidade em JJA é proveniente da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), enquanto que em DJF, a entrada ocorre tanto pela influência dos ventos alísios quanto da ASAS como indicado pela Figura 4.20 e mostrado por Satyamurty et al. (2013). Aspectos associados com a circulação atmosférica, como por exemplo, a intensidade da ASAS não estão sendo simulados de forma correta pelos modelos ocasionando superestimativa.

Na borda sul (Figuras 4.19b e g) o bias é negativo na maioria dos modelos. A intensidade da subestimativa é maior em JJA do que em DJF, porém a maior saída de umidade ocorre em DJF de acordo com Satyamurty et al. (2013). Isso ocorre porque tanto em JJA quanto em DJF ocorre superestimativa do fluxo na borda norte contribuindo para maior saída na face sul.

Na borda leste (Figuras 4.19c e h) observa-se bias negativo, isso mostra que os modelos apresentam dificuldades em simular a entrada de umidade nessa face. A redução de umidade nessa borda é perigosa para o funcionamento adequado da floresta, uma vez que a umidade que entra por essa borda é dominada pela Alta Subtropical do Atlântico Sul e pelos ventos alísios (SATYAMURTY et al., 2013). A borda oeste (Figuras 4.19d e i) é caracterizada por saída de umidade mostrando que os modelos não simulam o efeito topográfico ou bloqueador que o Andes não permitindo a saída de umidade por essa borda. Modelos como o ACCESS1-0, BCC-CSM1-1 e MIROC5 simulam menores saídas de umidade indicando talvez melhor representação da topografia na América do Sul.

O bias do balanço dos fluxos que entram e saem na área alvo da Figura 3.1 (retângulo vermelho) é mostrado para os trimestres JJA (Figura 4.19e) e DJF (Figura 4.19j). Em JJA, a maioria dos modelos superestimam a divergência intensificando seu papel como região fonte de umidade atmosférica. Por outro lado, em DJF a floresta é considerada como uma região de convergência (mais umidade fica disponível na região) apesar da superestimativa da maioria dos modelos reforçando que nessa estação a floresta atua como uma intensa região de convergência.

De uma forma geral, na média anual a convergência de umidade (Figura 4.3) na Amazônia é positiva (SATYAMURTY et al., 2013; ROCHA et al., 2015), isto é, ela atua como sumidouro de umidade atmosférica ocasionada pelo transporte oriundo do Atlântico e pela evapotranspiração gerada pela própria floresta. Ela é fonte de umidade para outras regiões como o Sul e Sudeste do Brasil e norte da Argentina (SATYAMURTY et al., 2013; DRUMOND et al., 2014; ZEMP et al., 2014) contribuindo para a ocorrência de precipitação abundante nessas regiões (Figura 4.25) e esse transporte

de umidade ocorre pelo Jato de Baixos Níveis a Leste dos Andes (MARENGO, 2004).

Na Figura 4.20 observa-se a contribuição de umidade para a Amazônia em DJF oriunda do Atlântico Norte associada com a migração da ZCIT para sul e transporte de umidade pelos alísios alcançando a costa leste da América do Sul (DRUMOND et al., 2014). Neste trimestre, o escoamento é meridional sendo parte integrante de um padrão de grande escala que tem sua origem na Alta Subtropical do Atlântico Norte e na Alta Subtropical do Atlântico Sul como mostrado por Arraut (2007). Arraut (2007) mostrou a influência dos Andes em bloquear e reter umidade oriunda do Atlântico Tropical não permitindo que essa umidade escoe para o Pacífico forçando-a fluir meridionalmente em direção a região subtropical. Na Figura 4.20 é evidenciado o papel do Atlântico Tropical em fornecer umidade para a Amazônia e o efeito bloqueador dos Andes. Em JJA nota-se menos umidade em direção a Amazônia e o fluxo de umidade é deslocado mais para norte seguindo a convergência associada com a ZCIT. Neste trimestre, o fluxo de umidade é mais zonal em comparação a DJF devido a maior influência da Alta Subtropical. Os resultados encontrados mostram a importância do transporte de umidade pelo Atlântico Tropical para a costa leste da América do Sul.

Bias do balanço de umidade (1979-2005) | Nível : superfície-500hPa  
 Domínio: Lon: 75°W-45°W e Lat: 15°S-0°

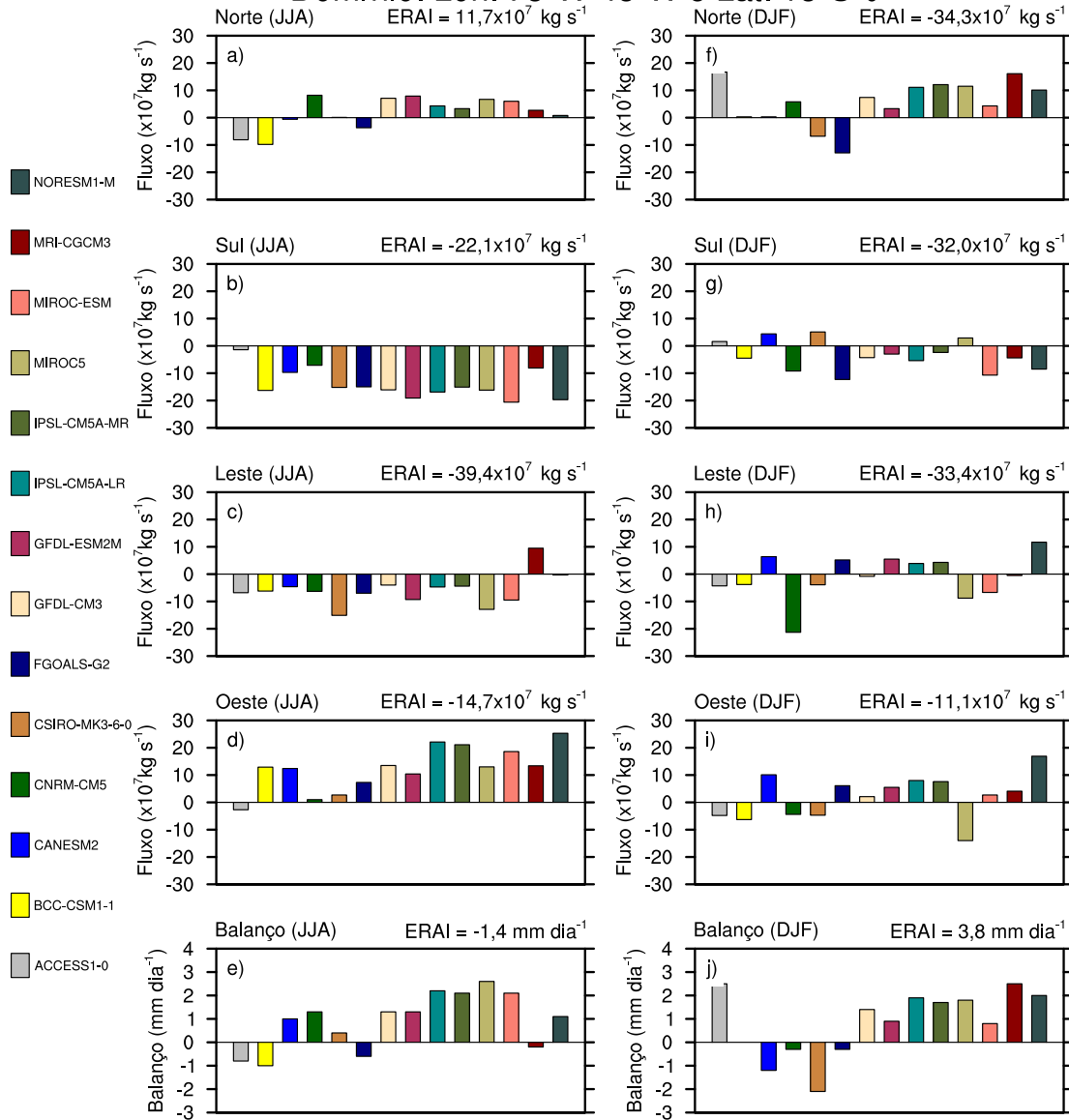


Figura 4.19 - Bias do fluxo de umidade por componentes no período JJA (à esquerda) e DJF (à direita). A unidade do fluxos de norte, sul, leste e oeste é dada em  $10^7 \text{ kg s}^{-1}$  e a do balanço de umidade está em  $\text{mm dia}^{-1}$ . No canto superior direito de cada figura encontra-se o valor calculado do fluxo de umidade obtido pelo ERAI. Os valores mostrados correspondem a diferença entre os modelos e o dado do ERAI. O fluxo de umidade nas laterais é calculado no retângulo vermelho da Figura 3.1. A conversão de unidade do balanço dos fluxos laterais de  $10^7 \text{ kg s}^{-1}$  para  $\text{mm dia}^{-1}$  é mostrada na página 32.

ERA-Interim: Fluxo de umidade integrado verticalmente (1979-2005)  
Nível: Superfície-500hPa

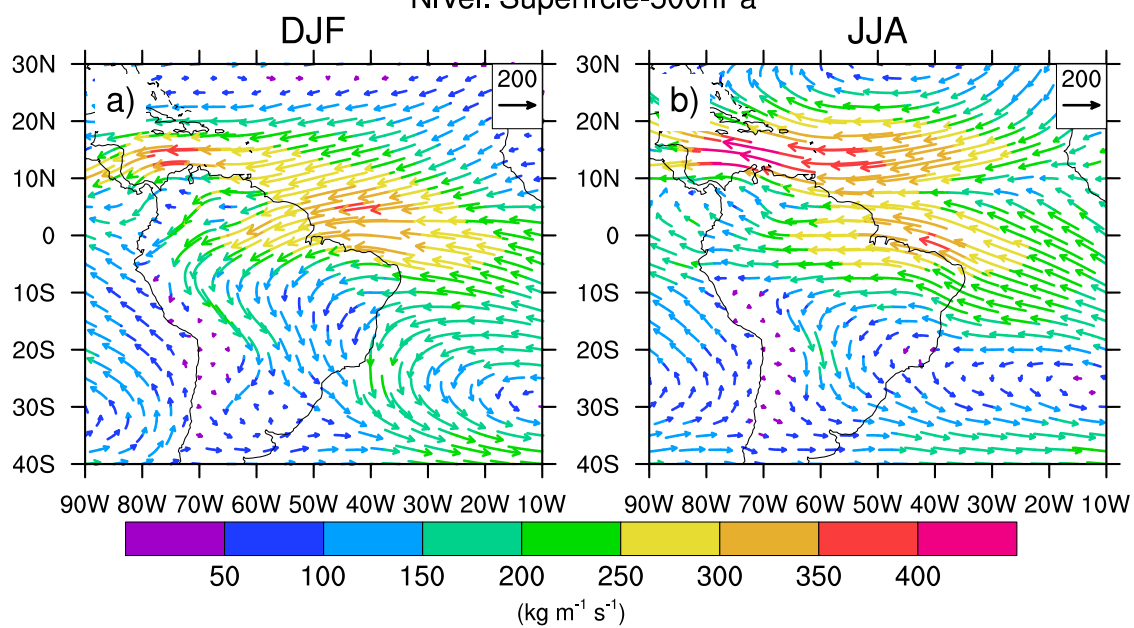


Figura 4.20 - Fluxo de umidade integrado verticalmente ( $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) entre a superfície e 500 hPa para os trimestres DJF e JJA no período de 1979 a 2005.

#### 4.4 Padrão de circulação meridional e zonal e fluxo de umidade integrado verticalmente

A fim de verificar a capacidade dos modelos em representar as circulações meridional e zonal são geradas as seções verticais (de 1000 a 200 hPa) mensais das componentes meridional ([Célula de Hadley]  $v$ ,  $m s^{-1}$ ), zonal ([Célula de Walker]  $u$ ,  $m s^{-1}$ ) e vertical do vento ( $w$ ,  $Pa s^{-1}$ ) para os trimestres JJA e DJF no período de 1979 a 2005. A região preenchida é a componente vertical do vento em que valores negativos (positivos) correspondem a movimento ascendente (descendente).

A Figura 4.22a corresponde ao dado observado do ERAI referente ao verão austral. Nota-se movimento ascendente entre as latitudes de 0-15°S e movimento subsidente entre 0-30°N. Nessa figura os modelos representam o padrão de circulação observado em ambos os hemisférios. Alguns modelos simulam os movimentos ascendente e subsidente mais intensos, como por exemplo, ACCESS1-0, CNMR-CM5, GFDL-ESM2G, GFDL-ESM2M, dentre outros. Nota-se que alguns modelos simulam a expansão lateral do ramo ascendente (CCSM4, CNRM-CM5 e GFDL-CM3), enquanto que outros nota-se retração (BCC-CSM1.1 e INM-CM4). A representação da circulação meridional é importante porque ela modula a precipitação na Amazônia. [Lu et al. \(2007\)](#) verificam nos modelos do CMIP3 tendência de expansão lateral do ramo ascendente da Célula de Hadley nos cenários de mudanças climática no Século XXI e a expansão de zonas secas, ou seja, o ramo descendente em direção aos polos.

Por outro lado, em JJA (Figura 4.21) nota-se um padrão inverso daquele observado em DJF. Neste caso, o ramo ascendente (descendente) encontra-se no hemisfério de verão (inverno). Diferente do que foi verificado em DJF, neste trimestre os modelos não simulam corretamente o padrão de circulação observado. O ramo ascendente observado alcança o nível de 250 hPa, o que não é observado pela maioria dos modelos limitando-se aos níveis verticais de 600 e 500 hPa, enquanto que deveria alcançar os altos níveis da atmosfera conforme o dado observado. Há modelos que simulam o ramo ascendente deslocado em direção ao Hemisfério Sul (BCC-CSM1.1, FGOALS-G2). Neste trimestre observa-se a predominância de movimentos descendentes simulados de forma mais intensa em relação a observação. O padrão de subsidência em partes e até representado pelos modelos só que a intensidade simulada do movimento subsidente é mais intensa sobre a Amazônia e pode contribuir para condições mais secas como verificada nas análises do bias de precipitação.

Célula de Hadley - Longitude: 60°W e Latitude: 30°S-30°N (JJA 1979-2005)

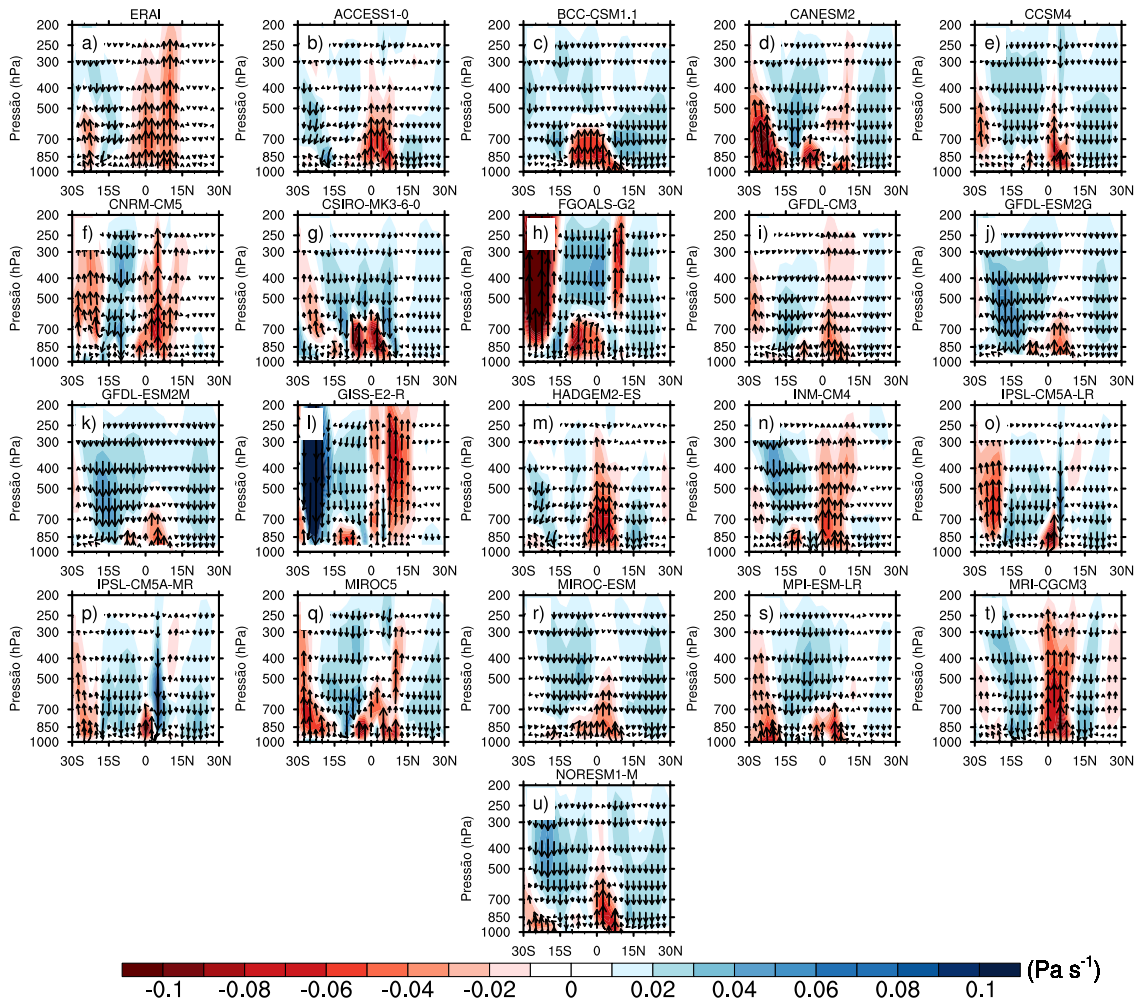


Figura 4.21 - Seção vertical do vento meridional ( $v \times [-1000 \times \omega]$ ) na longitude de 60°W em JJA. O dado observado é representado pela Figura 4.21a. A região preenchida pela Figura 4.21a corresponde a velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). Não há informações de velocidade vertical para o modelo HADGEM2-CC.



Célula de Hadley - Longitude: 60°W e Latitude: 30°S-30°N (DJF 1979-2005)

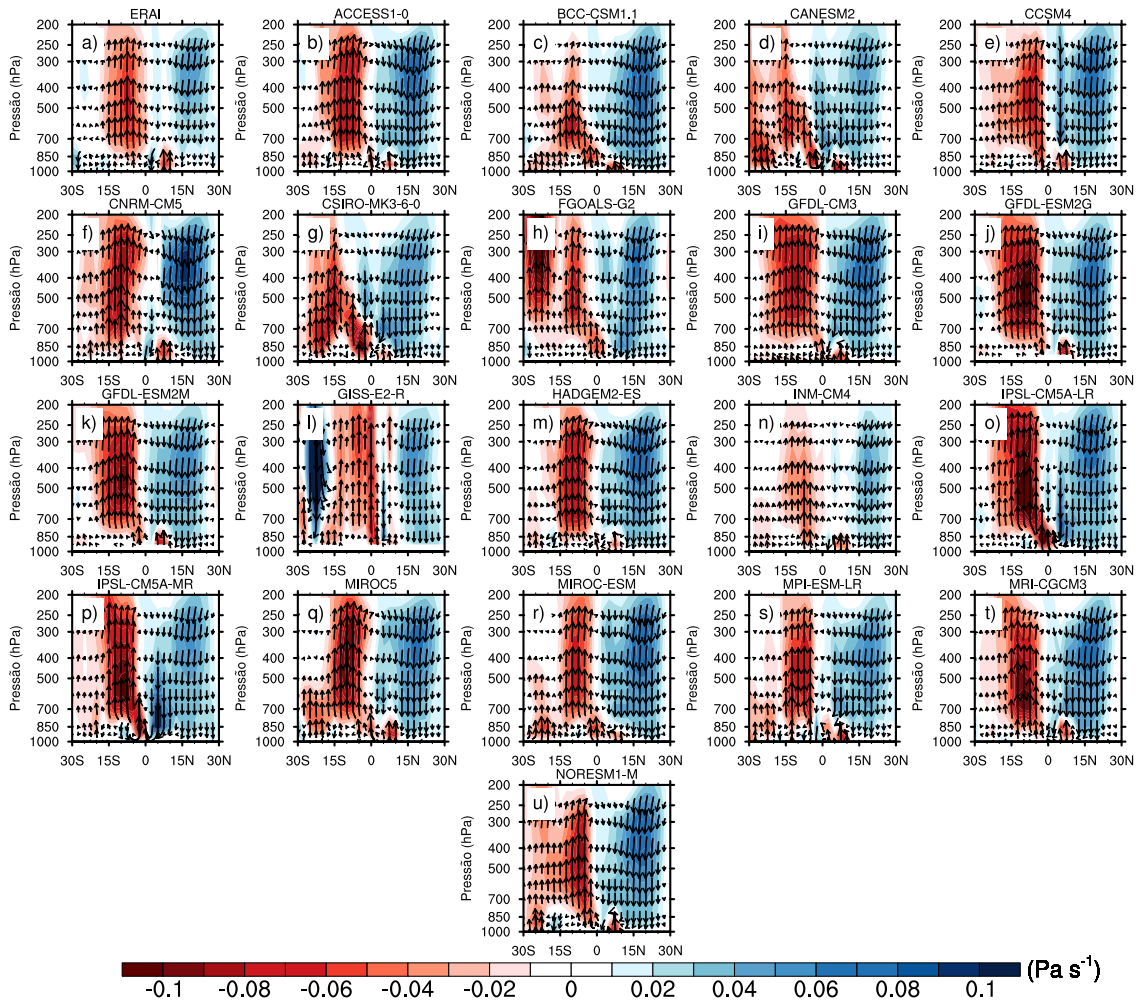


Figura 4.22 - Seção vertical do vento meridional ( $v \times [-1000 \times \omega]$ ) na longitude de 60°W em DJF. O dado observado é representado pela Figura 4.22a. A região preenchida corresponde a velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). Não há informações de velocidade vertical para o modelo HADGEM2-CC.

Para visualizar a Célula de Walker é criada a seção vertical zonal na latitude de 0° que engloba o Oceano Pacífico, a América do Sul e o Oceano Atlântico.

O padrão observado em DJF mostra a predominância de movimentos ascendentes intensos sobre a América do Sul (40°W-80°W) e fraca subsidência sobre a bacia do Pacífico. O ramo ascendente simulado pela maioria dos modelos sobre a AS encontra-se limitado entre as longitudes de 60°W-90°W diferentemente do que é notado na observação (30°W-90°W). Em alguns modelos (CANESM2, GFDL-CM3, INM-CM4 e MRI-CGCM3) esse ramo ascendente restringe-se no nível vertical entre 700 e 500 hPa. Outra característica verificada pelos modelos é o movimento descendente sobre

o Pacífico mais intenso em relação a observação. De uma forma geral, o padrão de circulação em JJA é similar ao observado em DJF, isto é, movimento ascendente sobre a AS e descendente sobre o Pacífico.

É verificado que tanto o padrão de circulação meridional quanto o zonal são representados pelo modelos e a intensidade simulada dos ramos ascendente ou descendente são superiores a observação.

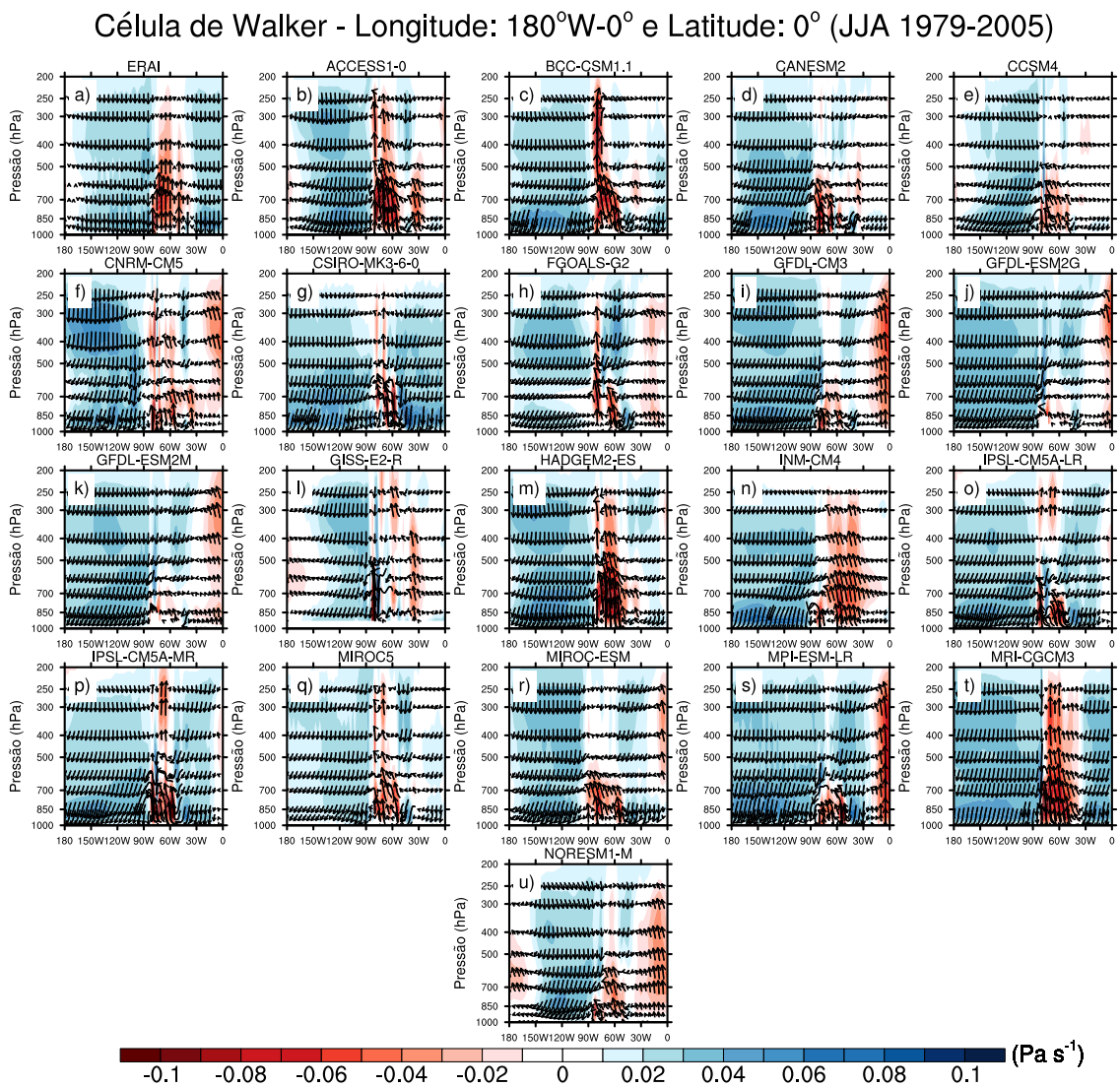


Figura 4.23 - Seção vertical do vento zonal ( $u \times [-1000 \times \omega]$ ) na latitude de  $0^\circ$  em JJA. O dado observado é representado pela Figura 4.23a. A região preenchida corresponde a velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). Não há informações de velocidade vertical para o modelo HADGEM2-CC.



Célula de Walker - Longitude: 180°W-0° e Latitude: 0° (DJF 1979-2005)

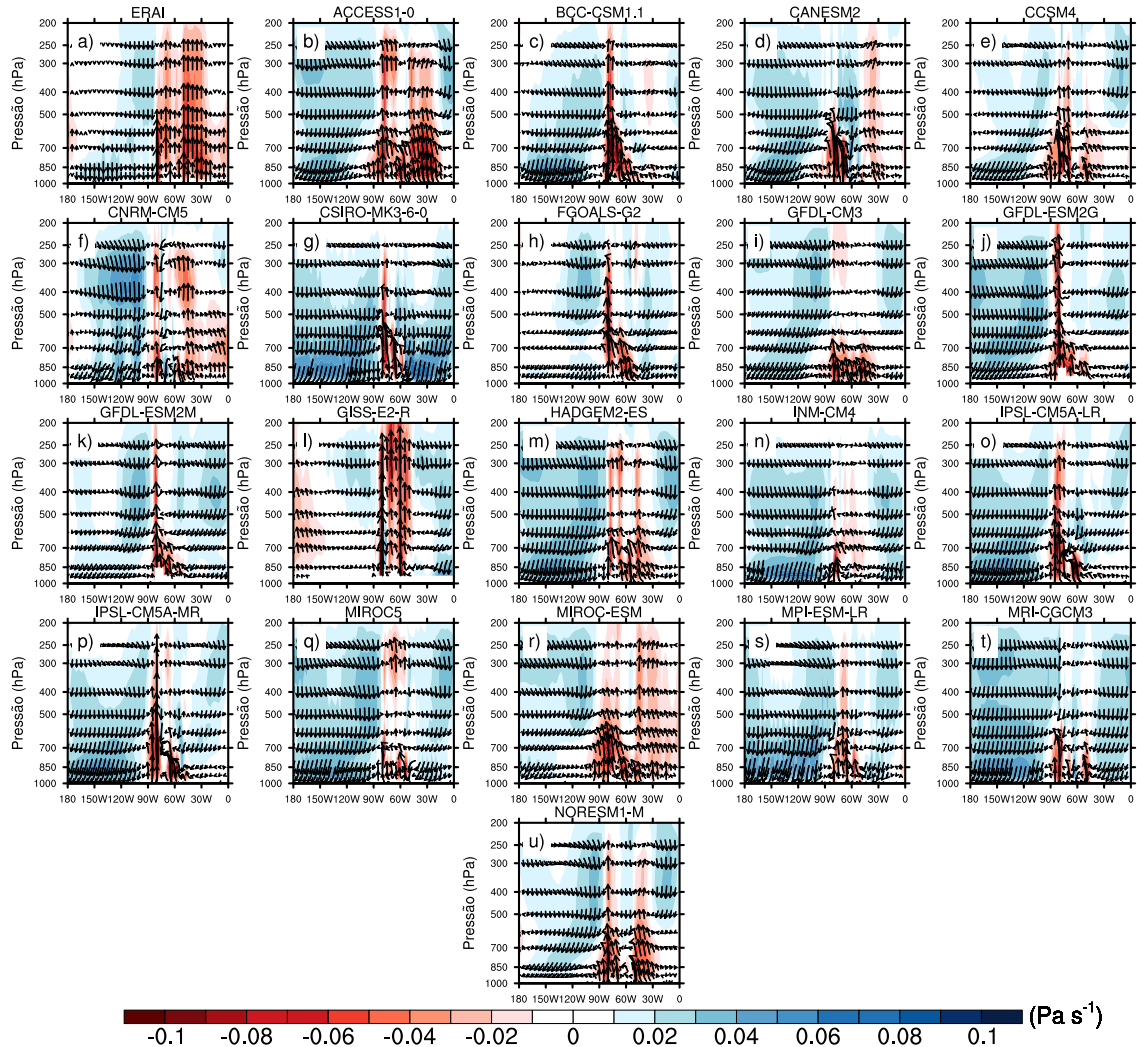


Figura 4.24 - Seção vertical do vento zonal ( $u \times [-1000 \times \omega]$ ) na latitude de  $0^\circ$  em DJF. O dado observado é representado pela Figura 4.24a. A região preenchida corresponde a velocidade vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). Não há informações de velocidade vertical para o modelo HADGEM2-CC.

A Figura 4.25 mostra a contribuição de umidade para a Amazônia oriunda do Atlântico Norte em DJF em que nota-se convergência associada com a migração da ZCIT para sul e transporte de umidade pelos alísios alcançando a costa da América do Sul (ARRAUT et al., 2012; DRUMOND et al., 2014). Em JJA (Figura 4.26) observa-se menos umidade em direção a Amazônia e o fluxo de umidade é deslocado mais para norte seguindo a convergência associada com a ZCIT. Em DJF os modelos ACCESS1-0, CCSM4, MRI-CGCM3 e NORESM1-M simulam as maiores entradas de umidade na costa nordeste da América do Sul, e de uma forma geral, os modelos represen-

tam o padrão verificado pela observação. Nesta figura, é evidenciado o transporte de umidade para as regiões Sul do Brasil, norte da Argentina, Paraguai e Uruguai por meio da circulação meridional. Ao analisar o trimestre JJA, ambos os hemisférios contribuem para entrada de umidade na Amazônia apesar de que alguns modelos simulam entrada mais intensa como é o caso dos modelos CCSM4, IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, MRI-CGCM3 e NORESM1-M.

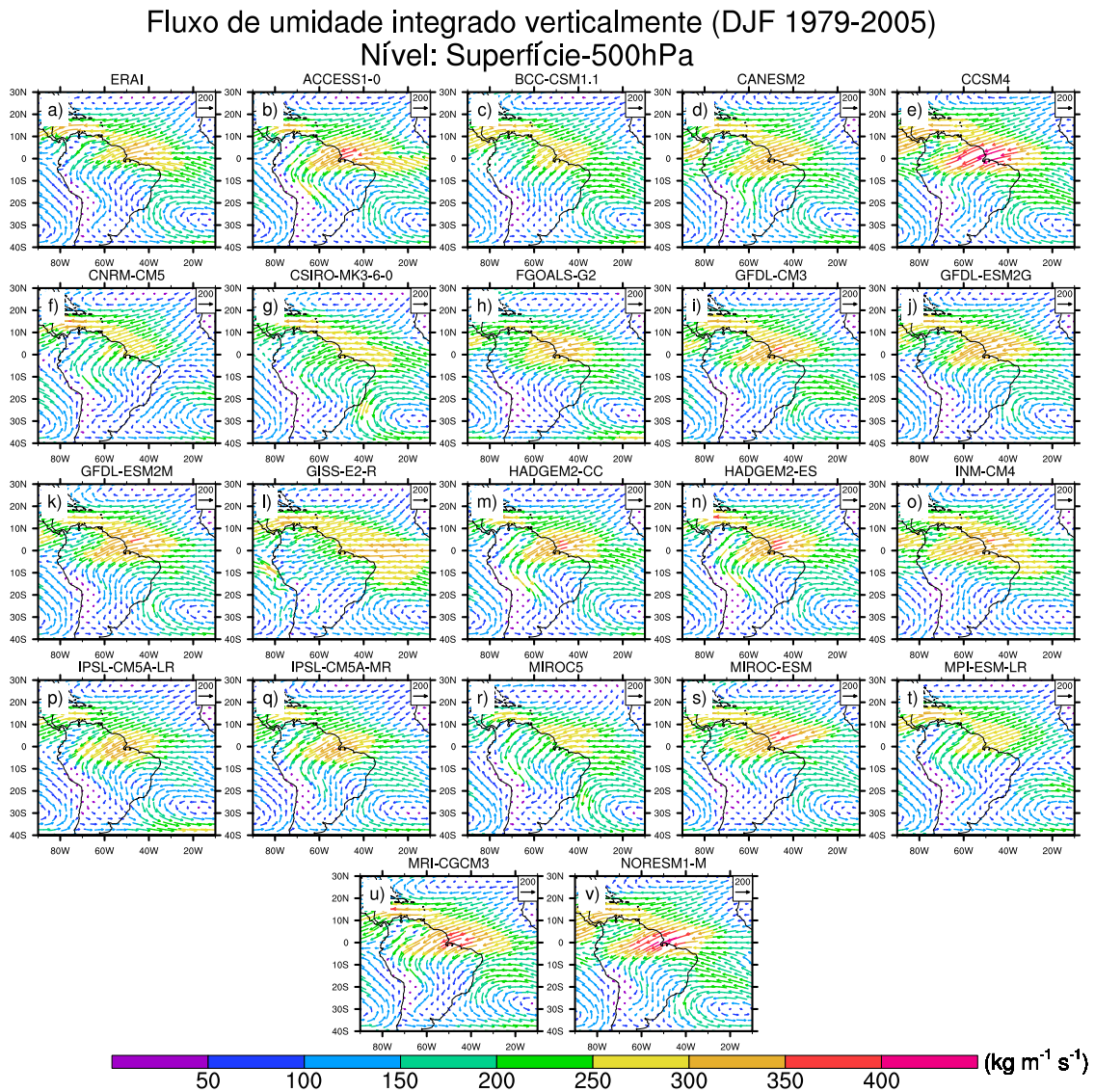


Figura 4.25 - Transporte de umidade integrado verticalmente ( $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ ) entre a superfície e 500 hPa em DJF. O dado observado é representado pela Figura 4.25a. Não há informações de velocidade vertical para o modelo HADGEM2-CC.

Fluxo de umidade integrado verticalmente (JJA 1979-2005)  
 Nível: Superfície-500hPa

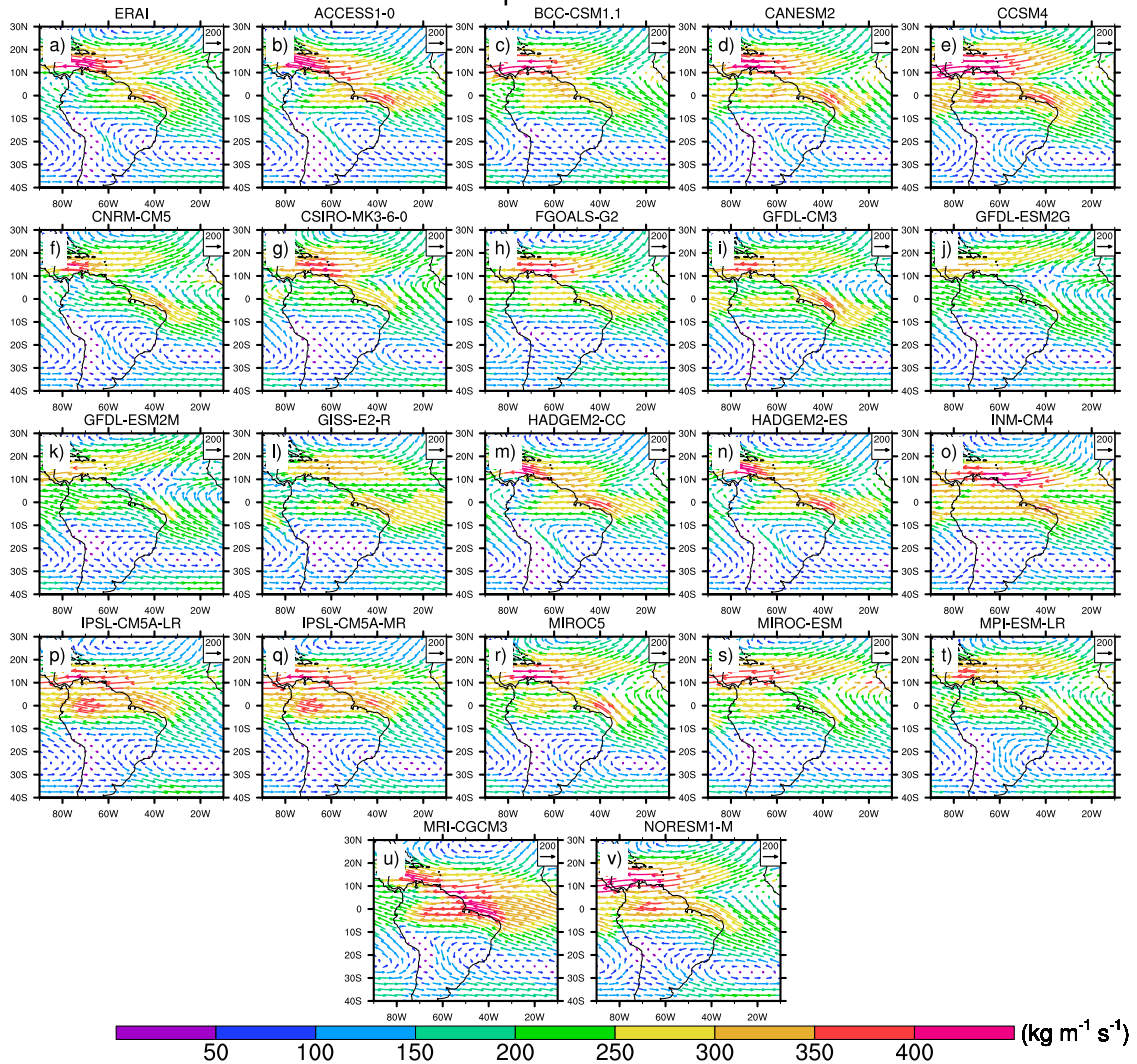


Figura 4.26 - Transporte de umidade integrado verticalmente ( $kg\ m^{-1}\ s^{-1}$ ) entre a superfície e 500 hPa em JJA. O dado observado é representado pela Figura 4.26a. Não há informações de velocidade vertical para o modelo HADGEM2-CC.



#### 4.5 Possíveis causas para a subestimativa da precipitação simulada na Amazônia

A correlação entre a TSM e a precipitação (Figuras 4.14 e 4.15) é mais marcante em DJF do que em JJA. Apesar da resolução espacial mais alta dos modelos do CMIP5 em relação às versões anteriores, a precipitação continua sendo uma variável que não é bem representada por eles. Joetzjer et al. (2013) compararam simulações de precipitação na Amazônia durante o clima do presente e do futuro utilizando 13 modelos do CMIP3 e do CMIP5. Os resultados mostraram que, apesar da melhoria na resolução espacial dos modelos do CMIP5, a precipitação ainda continuou subestimada pela maioria deles. A maior parte dos modelos tendem a representar a TSM mais quente do que o normal no Pacífico leste, com isso inibindo a formação de nuvens, e conseqüentemente, a geração de precipitação. No oceano Pacífico Tropical os menores bias de TSM são dos modelos HADGEM2-CC, HADGEM2-ES para DJF e JJA. Já para o Atlântico Tropical observa-se que, em geral, os modelos apresentam bias elevados, com alguns subestimando a TSM no Atlântico Tropical Sul e outros superestimando. Para o Atlântico Norte, em média, os modelos subestimam a TSM. Esses bias podem representar impactos no posicionamento das células de Hadley e Walker, o que pode explicar parte dos erros das simulações da precipitação na Amazônia.

A precipitação média anual mostra que a maioria dos modelos subestimam essa variável nas duas estações analisadas, no entanto esta subestimativa é mais acentuada na estação seca (JJA) da Amazônia onde alguns modelos apresentam valores de precipitação próximo a zero. Por outro lado, os modelos ACCESS1-0, HADGEM2-CC, HADGEM2-ES, INM-CM4 e MRI-CGCM3 representam a precipitação (Figura 4.1a).

É observado que a maioria dos modelos subestima a precipitação com exceção dos modelos ACCESS1-0, os modelos do HADGEM e o MRI-CGCM3. A evapotranspiração é superestimada pela maioria deles. No entanto, os modelos BCC-CSM1.1, CANESM2 e FGOALS-G2 mostram subestimativa na estação seca (JJA). Além desses modelos, o MRI-CGCM3 e o GFDL-ESM2G estão fora de fase em relação à observação, e ao mesmo tempo mostram mínimos valores em agosto, setembro e outubro.

A convergência de umidade apresenta grande dispersão na estação chuvosa, enquanto que na estação seca, a maioria dos modelos simulam valores inferiores ao observado. Na média anual, a floresta funciona como uma região de convergência de umidade lo-

cal e fonte de umidade transportada pelo Jato de Baixos Níveis para regiões remotas como o Sul, Sudeste do Brasil e norte da Argentina.

O diagrama de Taylor mostra que os modelos apresentam baixa correlação (entre 0,3 e 0,6) para os trimestres JJA e DJF. Alguns modelos, como o IPSL-CM5A-LR, o IPSL-CM5A-MR e o CCSM4 durante JJA apresentam os maiores valores de correlação e o menor desvio padrão normalizado. De uma forma geral, os modelos apresentam alta variabilidade em relação ao dado observado mostrando que eles apresentam dificuldade em simular a precipitação observada.

A estação seca é marcada por intenso bias negativo em relação à estação chuvosa. Na média, durante a estação seca a subestimativa é de 38% contra 21% na estação chuvosa. Isso mostra que os modelos no período seco apresentam maior dificuldade em representar a precipitação na Amazônia. O maior percentual de subestimativa é de 75% verificado pelo CSIRO-MK3-6-0. O erro padrão médio (SEM) na estação seca ( $9,3 \text{ mm dia}^{-1}$ ) é aproximadamente o dobro quando comparado com período chuvoso ( $5,0 \text{ mm dia}^{-1}$ ).

O bias de convergência de umidade segue o mesmo padrão observado na precipitação, ou seja, bias negativo mais intenso é verificado no período seco em relação ao chuvoso. Na média, a estação seca é subestimada em 47%, enquanto que na estação chuvosa, a média é de 8%. O SEM no período seco é de  $15,0 \text{ mm dia}^{-1}$  e na estação chuvosa é  $11,0 \text{ mm dia}^{-1}$ .

Os resultados da correlação (Figuras 4.18) entre a série temporal de precipitação nas quatro caixas da Figura 3.1 e o padrão espacial de TSM dos oceanos Pacífico (NINO3.4) e do Atlântico Norte e Sul durante JJA e DJF mostram que os modelos são capazes de representar o padrão de correlação dos dados observados. Isso mostra a habilidade dos modelos em representar a relação entre a TSM e a precipitação, embora esta última variável permaneça subestimada por eles, apesar da melhoria na resolução espacial em comparação com as versões anteriores do CMIP5.

Nas Figuras 4.18i-p (ATS), em média, as correlações são positivas tanto em DJF quanto em JJA corroborando os resultados encontrados por Liebmann e Marengo (2001) e Yoon e Zeng (2010). As correlações na área do NINO3.4 com as chuvas na Amazônia (Figuras 4.18q-x) mostram correlações negativas para a maioria dos modelos em JJA e DJF. Yoon e Zeng (2010) mostraram que a variabilidade da precipitação na Amazônia está associada com variações na TSM do Pacífico, em particular associado com o ENOS. Langenbrunner e Neelin (2013) usaram 15 mo-

delos do CMIP5 durante DJF e analisaram a correlação entre o Índice de Oscilação Sul (IOS) na região do NINO3.4 com a precipitação global da CMAP. Os resultados mostraram que houve uma correlação negativa na região da Amazônia, confirmando os resultados aqui encontrados. Ronchail et al. (2002) avaliaram a relação entre a precipitação na Bacia Amazônica e a TSM no Pacífico equatorial durante JJA e DJF. Os resultados mostraram que há uma correlação negativa entre estas duas variáveis devido à influência da TSM tanto do Pacífico quanto do Atlântico. Liebmann e Marengo (2001) analisaram a variabilidade da estação chuvosa e a precipitação na Bacia Amazônica brasileira durante JJA e DJF e os seus resultados mostraram que a precipitação é negativamente correlacionada com TSM na região NINO3.4.

A umidade que entra na Amazônia apresenta uma sazonalidade que dependendo da época do ano ocorre por meio da ação conjunta da Alta Subtropical do Atlântico e dos ventos alísios (verão) ou somente pela influência da Alta Subtropical do Atlântico (inverno).

De uma forma geral, os modelos em JJA e DJF superestimam o fluxo nas bordas norte e oeste e subestimam na borda leste e sul enquanto que o balanço total é superestimado. Sazonalmente, os trimestres DJF e JJA na Amazônia são considerados como sumidouro e fonte de umidade atmosférica, respectivamente.

Alguns estudos que utilizaram as simulações do CMIP5 (JOETZJER et al., 2013; YIN et al., 2013) avaliaram o balanço de energia à superfície, variabilidade da precipitação, campos associados com circulação atmosférica para entender por que os modelos são deficientes em representar os regimes de precipitação sobre a Amazônia. O objetivo consiste em contribuir para esta análise, investigando as propriedades do transporte de umidade para a Amazônia.

O modelo conceitual apresentado na Figura 4.27 mostra um resumo dos principais resultados obtidos a partir da análise do bias de precipitação e da convergência de umidade para a estação chuvosa (DJF, Figura 4.27a) e seca (JJA, Figura 4.27b). Durante o período chuvoso, os resultados mostram que os modelos climáticos apresentam os maiores bias (maiores erros) na precipitação simulada na região nordeste da Amazônia possivelmente devido a influência da superestimava de TSM no Pacífico Tropical leste, enquanto que os menores bias (menores erros) e uma performance relativamente melhor são observadas no sudoeste. Por outro lado, durante a estação seca (JJA), um padrão oposto é notado, ou seja, maiores erros em simular a precipitação no setor sudoeste e menor no nordeste da Amazônia e isso pode ocorrer porque os modelos não simulam bem os padrões de TSM no Atlântico Tropical, e

consequentemente o posicionamento da ZCIT.

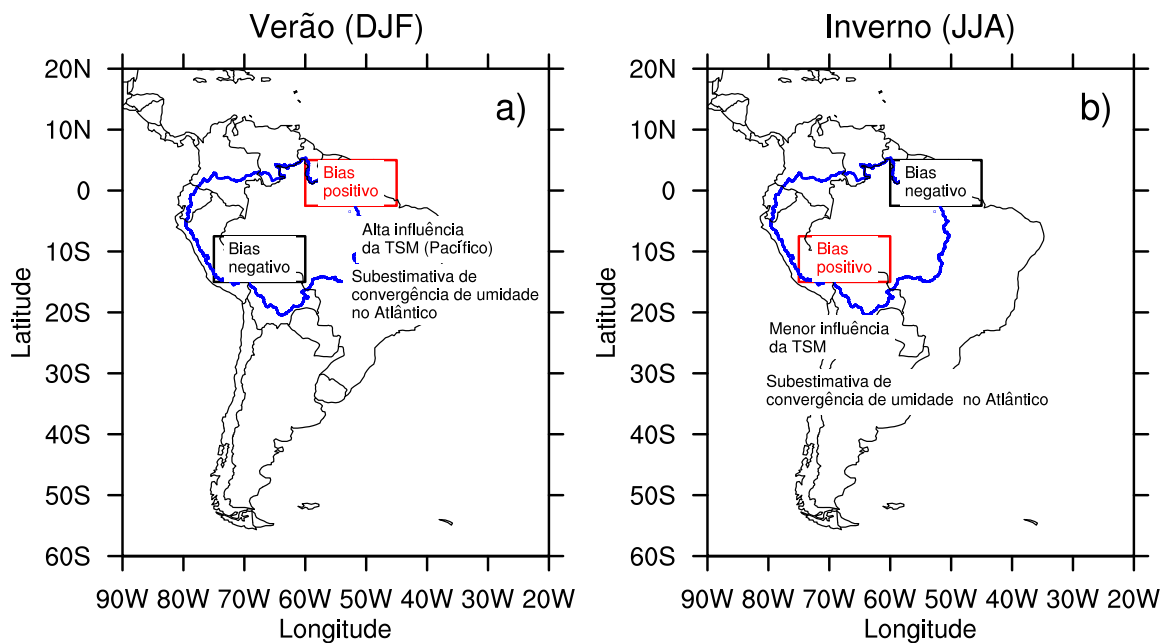


Figura 4.27 - Diagrama esquemático mostrando o bias de precipitação e de convergência de umidade. O contorno azul representa a Bacia Amazônica.

Durante DJF, a influência da TSM no Pacífico é a principal responsável pela modulação da circulação atmosférica e convergência de umidade no nordeste da Amazônia (Figura 4.15c e d). Neste caso, a melhoria nos modelos referente as representações dos padrões de TSM e processos de geração de precipitação são necessárias.

É verificado que bias positivo de velocidade vertical (Figura 4.6b) na parte sudoeste da Bacia Amazônica pode, neste caso, ser responsável por um desempenho “melhor” dos modelos. No entanto, este pode ser um caso de precipitadamente se obter a resposta certa, onde os modelos parecem mostrar uma boa representação da precipitação, mas não representam os mecanismos físicos responsáveis pela sua formação.

Em JJA, o maior bias é obtido no sudoeste e está menos relacionado com a variabilidade da TSM, mas em grande parte associado ao bias de convergência de umidade (Figura 4.11). Uma vez que há pouca relação com a variabilidade da TSM, e é provável que esta subestimativa na precipitação seja causada por uma subestimativa nos processos de reciclagem de umidade nos modelos.

No nordeste da Amazônia, um bias mais baixo é verificado, e dada a alta correlação da variabilidade de chuvas na região com os padrões de TSM no Atlântico e no Pacífico (Figura 4.14), parece que as simulações dos modelos estão representando relativamente bem a geração dos processos de precipitação e teleconexões nesta região na época seca.

Os resultados mostram que alguns modelos, como por exemplo, o HADGEM2, apresentam um bias positivo de precipitação no verão que particularmente no caso deste modelo, pode ser atribuída talvez a melhor representação de mecanismos produtores de precipitação (umidade disponível, convecção e processos microfísicos) na Amazônia. Além do modelo HADGEM2, outros modelos mostram bias positivo, são eles: GISS-E2-R e INM-CM4. No entanto, a maioria dos modelos avaliados segue uma tendência de bias negativo tanto para o verão quanto para o inverno. Yin et al. (2013) utilizaram simulações de 11 modelos de CMIP5 para verificar se a precipitação ainda é subestimada na Amazônia. Os resultados mostraram que a maioria deles superestimam a convergência de umidade, e portanto, a precipitação na Zona de Convergência Intertropical no Atlântico ou no Pacífico leste. Esta superestimativa pode intensificar a subsidência e a divergência de umidade sobre a Amazônia contribuindo para condições mais secas durante a estação menos chuvosa.

Andreoli et al. (2012) demonstraram pela técnica de composição usando dados observados na estação chuvosa (janeiro a abril) que a presença de anomalias positivas de Pressão ao Nível do Mar no Atlântico Equatorial tendem a enfraquecer a ZCIT e que anomalias positivas de TSM no Pacífico leste (movimento ascendente sobre esta região e subsidência sobre a Amazônia) contribuíram para a supressão da convecção, e conseqüentemente, a redução de precipitação sobre a Amazônia. Em geral, a representação inadequada da TSM no Pacífico e no Atlântico pelos modelos pode ser uma possível causa de subestimativa de precipitação. A representação destes mecanismos é importante porque a precipitação é um elemento chave no ciclo hidrológico. Por exemplo, os modelos que melhor simularam os padrões de TSM no Pacífico, tais como o HADGEM2-ES, foram os que melhor simularam a precipitação na Amazônia.

#### **4.6 Limitações dos modelos do CMIP5**

Nesse item é feita uma abordagem sobre as limitações que causam deficiência nos modelos acoplados em representar adequadamente a precipitação na Amazônia. Alguns estudos (JOETZJER et al., 2013; SILVEIRA et al., 2013; YIN et al., 2013) mostraram que os modelos do CMIP5 apesar da melhoria na resolução tanto temporal quanto



espacial ainda apresentam limitações em simular essa variável. Alguns fatores podem estar associados as as incertezas nas parametrizações físicas (convecção profunda), erros associados a circulação de grande escala, método numérico de resolução adotado, as condições iniciais e de fronteira (SILVEIRA et al., 2013) e a própria atmosfera que é considerada um sistema caótico (LORENZ, 1965). A falta de compreensão e os erros associados contribuem para grandes incertezas nos resultados das simulações para o clima atual bem como para as projeções futuras. A partir dos modelos do sistema terrestre o entendimento dos fatores responsáveis pelas flutuações da precipitação e sua climatologia tem aumentado consideravelmente porque, apesar das limitações, esses modelos são capazes de representar os vários componentes do sistema climático (atmosfera, biosfera, oceano, litosfera e criosfera).

Com base no exposto acima, pretende-se responder os seguintes questionamentos:

- a) Quais as limitações dos modelos em representar a precipitação?
- b) Quais são os fatores responsáveis para que um modelo seja melhor do que o outro em representar a precipitação?

Neste estudo é notado que o bias de TSM na bacia do Pacífico particularmente no setor leste é positivo e alguns estudos (YOON; ZENG, 2010; JOETZJER et al., 2013; YIN et al., 2013) têm mostrado a influência da variabilidade da TSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico em modular a precipitação na Amazônia por meio das alterações no padrão de circulação atmosférica, em particular associada com a Célula de Walker e Hadley (Figuras 4.21, 4.22, 4.23 e 4.24). Sendo assim, é observado que os modelos até simulam o padrão observado, mas apresentam certa dificuldade em simular a intensidade do ramo ascendente que é menos expandida lateralmente quando comparado com a observação. Essa característica é determinante para a formação de precipitação e essa limitação pode resultar em valores simulados de precipitação menores. Em geral, a circulação meridional é melhor representada do que a zonal, principalmente no Oceano Pacífico Tropical. Destacam-se como melhores modelos aqueles que representam bem essa circulação, são eles: ACCESS1-0, BCC-CSM1.1, HADGEM2-ES, MRI-CGCM3. Alguns deles apresentam o mesmo modelo oceânico (MOM, Anexo B.1) como é o caso do ACCESS1-0 e do BCC-CSM1.1, porém empregam esquemas distintos de convecção profunda.

Ao avaliar a precipitação (Figuras 4.28 e 4.29) sobre a América do Sul nota-se em particular sobre a Amazônia a dificuldade dos modelos em simular corretamente

essa variável. Isso ocorre pela influência da circulação meridional que é melhor representada em DJF do que em JJA, isto é, os ramos ascendente/descendente dessa circulação não são tão intensos a ponto de causar bias consideráveis. A subestimativa na precipitação no setor norte da América do Sul pode estar associada à má representação pelos modelos dos padrões de TSM no Atlântico Tropical. No Pacífico e Atlântico Tropicais a maioria dos modelos apresenta característica oposta (superestimativa) daquela observada na Amazônia (subestimativa) que está associada a representação inadequada do deslocamento latitudinal da ZCIT nesses oceanos causando divergência nessa região e redução na quantidade de nuvens sobre a Amazônia. Em JJA e DJF nota-se a presença de uma ZCIT dupla no Pacífico, porém alguns modelos não apresentam essa característica, como por exemplo, em JJA destacam-se os modelos ACCESS1-0, CNRM-CM5, FGOALS-G2 e MIROC5 enquanto que em DJF tem-se os modelos BCC-CSM1.1, MIROC5 e MIROC-ESM.

Por meio dessas análises é possível inferir algumas limitações dos modelos em representar a precipitação na Amazônia, são elas: a intensidade da circulação zonal e meridional (JJA) não é bem simulada, a representação de uma ZCIT mais intensa no Pacífico e Atlântico favorecendo a condições mais secas (subsidiência) sobre a Amazônia sugerindo a deficiência dos modelos em representar circulação e as flutuações de TSM nos oceanos adjacentes. Após essa avaliação, são selecionados alguns modelos que apresentam os melhores e piores desempenhos em termos de bias. Os modelos ACCESS1-0, BCC-CSM1.1, CNRM-CM5, HADGEM2-CC, HADGEM2-ES, MIROC5 e MIROC-ESM estão na classe de modelos com os melhores desempenhos. Por outro, aqueles com os piores desempenhos são: CSIRO-MK3-6-0, FGOALS-G2, GISS-E2-R, INM-CM4 e MRI-CGCM3.

Para que um modelo possa simular com os menores erros possíveis a precipitação, torna-se necessária a representação dos elementos importantes pela formação dessa variável, isto é, umidade disponível, convergência em baixos níveis e a formação de gotículas de chuva por parte dos modelos (microfísica). Além desses elementos, é necessário que os modelos sejam capazes de representar o ciclo anual de precipitação e a variabilidade da TSM nos oceanos adjacentes, e como foi mostrado na Figura 4.1 a maioria deles apresenta dificuldades em simular essa variável. Segundo [Sierra et al. \(2015\)](#) aqueles modelos que melhor simulam a TSM no Pacífico leste são capazes de representar a precipitação como verificado pelo modelo do HADGEM2-ES para as duas estações analisadas.

Bias de Precipitação (mm dia<sup>-1</sup>) - JJA (1979/2005)

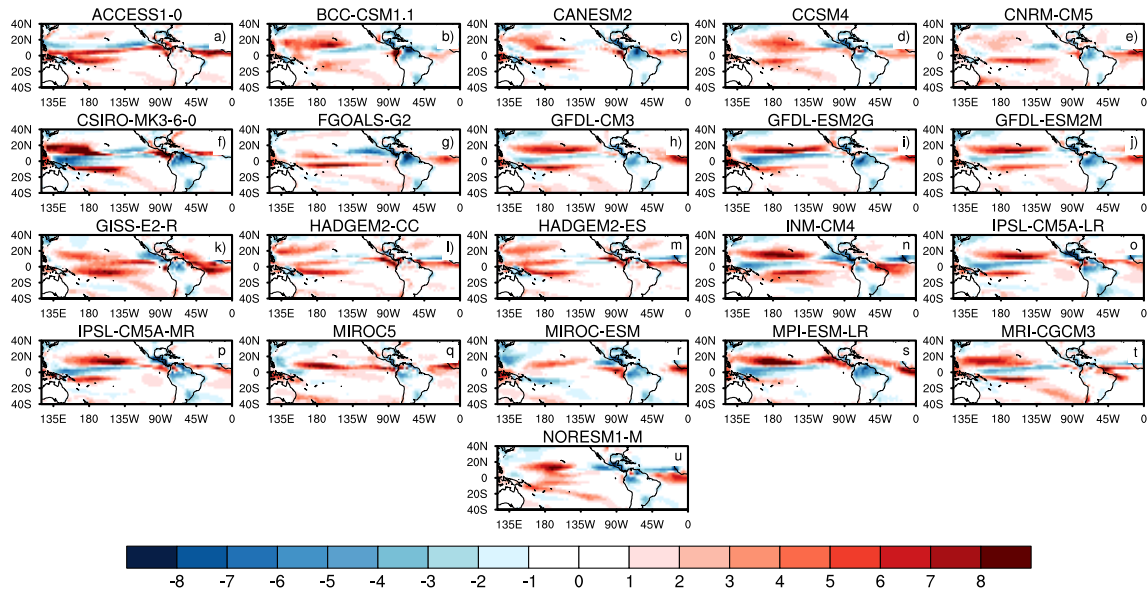


Figura 4.28 - Bias de precipitação (mm dia<sup>-1</sup>) no trimestre JJA no Pacífico e no Atlântico.

Bias de Precipitação (mm dia<sup>-1</sup>) - DJF (1979/2005)

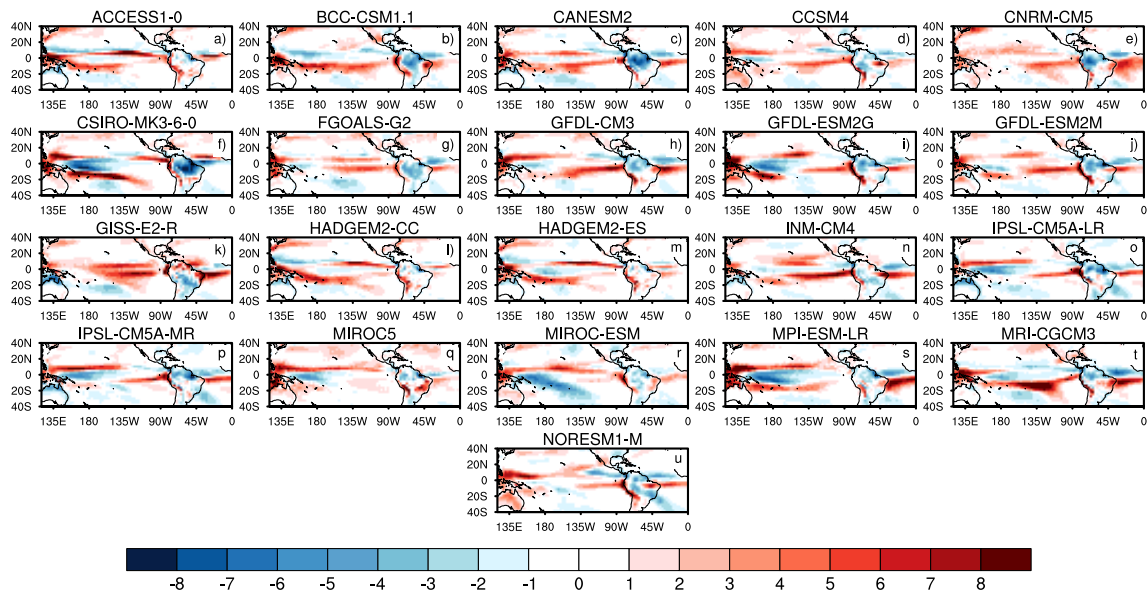


Figura 4.29 - Bias de precipitação (mm dia<sup>-1</sup>) no trimestre DJF no Pacífico e no Atlântico.

A Tabela 4.2 apresenta um resumo dos principais resultados obtidos por meio do bias de TSM, precipitação e velocidade vertical ( $\omega$ ) para cada modelo, além do bias é também mostrado o valor médio para cada período avaliado (JJA e DJF). As regiões analisadas são: Pacífico Equatorial Leste (PEL), Atlântico Tropical (ATL) e Amazônia (AMZ).

Em JJA os modelos do GFDL apresentam os menores valores de bias de precipitação no PEL. Nota-se bias positivo de TSM nesse mesmo trimestre enquanto que  $\omega$  é positivo (indicando subestimativa). Para esse modelo em particular, a TSM mais quente favorece a geração de precipitação nesta região, porém a velocidade vertical não é bem simulada, uma vez que ela apresenta valores positivos de bias o qual deveria em princípio desfavorecer a formação de precipitação. Em DJF, destacam-se os modelos HADGEM2, MIROC5 e MPI-ESM-LR pelos menores erros de precipitação e o mesmo padrão verificado em JJA também é notado em DJF, ou seja, precipitação e TSM com bias positivo e velocidade vertical com valores positivo. Esse padrão observado está presente na maioria dos modelos. O bias positivo de precipitação é observado tanto no PEL quanto no ATL, enquanto que na AMZ há um padrão inverso, isto é, bias negativo. A TSM no PEL é positiva, entretanto com sinal oposto no ATL, indicando maior influência do PEL na formação da precipitação devido aos valores positivos de TSM causando subsidência na AMZ, e conseqüentemente menos precipitação. O  $\omega$  é uma variável que não é simulada corretamente pelos modelos, nessas análises os seus valores são subestimados sobre a Amazônia. De uma forma geral, na média é verificado que os modelos simulam valores de precipitação acima da média no PEL e no ATL e abaixo da média na AMZ. Com relação a TSM as duas bacias apresentam comportamentos distintos, isto é, enquanto PEL é caracterizado por superestimativa, ATL apresentam subestimava. A dificuldade dos modelos em representar a velocidade vertical é evidente, uma vez que todos os modelos subestimam essa variável.

Tabela 4.2 - Resumo dos principais resultados do bias para TSM, precipitação e  $\omega$ . PEL representa a região do Pacífico Equatorial Leste, ATL é o Atlântico Tropical e AMZ é a Amazônia. Todos os valores correspondem ao bias. Os valores de  $\omega$  foram multiplicados por 100 para melhor visualização dos resultados. Não há informações de  $\omega$  para o modelo HADGEM2-CC.

Modelo	Precipitação (mm dia <sup>-1</sup> )						TSM (°C)				$\omega$ (Pa s <sup>-1</sup> )	
	PEL		ATL		AMAZ		PEL		ATL		AMZ	
	JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF	JJA	DJF
ACCESS1-0	7,0	5,0	8,0	2,0	2,0	-2,0	3,0	2,0	-1,0	-1,5	2,0	2,0
BCC-CSM1.1	8,0	4,0	3,0	3,0	-5,0	-5,0	3,5	3,0	0,5	2,0	3,0	5,0
CANESM2	8,0	6,0	5,0	5,0	-5,0	-6,0	2,5	2,5	0,5	2,0	3,0	6,0
CCSM4	3,0	6,0	4,0	-3,0	-3,0	-3,0	3,5	2,5	0,5	2,0	3,0	3,0
CNRM-CM5	5,0	4,0	4,0	4,0	-4,0	-5,0	4,0	3,5	0,5	2,0	2,0	5,0
CSIRO-MK3-6-0	8,0	6,0	-3,0	-5,0	-6,0	-8,0	-2,0	-0,5	-2,0	-2,5	4,0	6,0
FGOALS-G2	2,0	4,0	3,0	-4,0	-7,0	-5,0	4,0	2,5	1,0	1,5	6,0	4,0
GFDL-CM3	1,0	6,0	2,0	6,0	-4,0	-3,0	2,0	2,0	-2,0	-1,5	2,0	3,0
GFDL-ESM2G	1,0	5,0	1,0	5,0	-4,0	-3,0	3,0	2,0	-2,0	-1,5	5,0	3,0
GFDL-ESM2M	1,0	4,0	3,0	5,0	-4,0	-3,0	4,0	3,0	-1,0	-1,5	5,0	3,0
GISS-E2-R	7,0	6,0	7,0	6,0	-3,0	-2,0	3,0	3,0	2,0	1,5	3,0	3,0
HADGEM2-CC	8,0	2,0	5,0	2,0	2,0	-1,0	2,5	1,5	-1,5	-1,5	-	-
HADGEM2-ES	7,0	2,0	6,0	2,0	2,0	-1,0	2,0	1,5	-1,5	-1,5	2,0	2,0
INM-CM4	5,0	6,0	7,0	6,0	4,0	-2,0	3,0	3,0	1,5	1,0	3,0	2,0
IPSL-CM5A-LR	6,0	7,0	4,0	-3,0	-4,0	-4,0	3,0	3,0	-1,5	-1,5	3,0	4,0
IPSL-CM5A-MR	6,0	7,0	4,0	-3,0	-4,0	-4,0	3,0	3,0	-1,5	-1,5	3,0	4,0
MIROC5	6,0	2,0	4,0	1,0	3,0	-3,0	2,0	2,0	-1,0	-1,0	2,0	3,0
MIROC-ESM	7,0	6,0	1,0	1,0	-4,0	-2,0	3,0	2,0	-1,0	-1,0	2,0	2,0
MPI-ESM-LR	2,0	2,0	-3,0	5,0	-4,0	-3,0	2,0	1,0	-1,0	1,0	5,0	4,0
MRI-CGCM3	2,0	4,0	5,0	5,0	2,0	-2,0	3,0	3,0	-1,5	1,0	2,0	3,0
NORESM1-M	2,0	6,0	5,0	4,0	-3,0	-2,0	3,0	2,5	-1,5	-2,0	2,0	2,0
<b>Média</b>	<b>4,9</b>	<b>4,8</b>	<b>3,6</b>	<b>2,1</b>	<b>-2,3</b>	<b>-3,3</b>	<b>2,7</b>	<b>2,3</b>	<b>-0,6</b>	<b>-0,2</b>	<b>3,1</b>	<b>3,5</b>

A Figura 4.30 representa o modelo conceitual dos principais resultados obtidos a partir do bias de precipitação, TSM e velocidade vertical para o modelo HADGEM2-ES que apresenta o melhor desempenho dentre os demais. Os resultados mostram que no PEL e no ATL a precipitação é superestimada, enquanto que na AMZ em JJA (DJF) é superestimada (subestimada). A TSM nos oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais apresenta sinais contrários, isto é, enquanto no PEL os valores simulados estão acima da média (TSM mais quente que o normal), no ATL essa variável é subestimada (TSM mais fria). E por fim, a velocidade vertical na Amazônia apresenta valores positivos que se traduz em subestimativa do movimento ascendente. Os resultados sugerem a maior influência do PEL e do ATL na precipitação em DJF, uma vez que TSM mais quente é observada nessas duas bacias que se traduz em movimento ascendente sobre essa região e conseqüentemente, movimento subsidente sobre a Amazônia causando o bias negativo de precipitação. É verificado que o padrão de circulação meridional é melhor simulado do que o zonal e que o transporte de umidade para Amazônia é bem representado pelo HADGEM2-ES que explica o melhor desempenho desse modelo em relação aos demais. Em JJA o bias de precipitação sobre a Amazônia é positivo apesar dos valores simulados de TSM estarem acima da média o que deveria resultar em bias negativo nesse trimestre como ocorrido em DJF. O bias positivo pode estar sendo influenciado pelo TSM do Atlântico que está mais frio do que no Pacífico. No caso da velocidade vertical que é superestimada, ela parece que não é representada pelos modelos pois deveria desfavorecer o movimento ascendente sobre a Amazônia, o que não acontece. Sugere-se no caso da velocidade vertical que processos de superfície não estejam sendo representados nos modelos causando subestimativa do movimento ascendente.

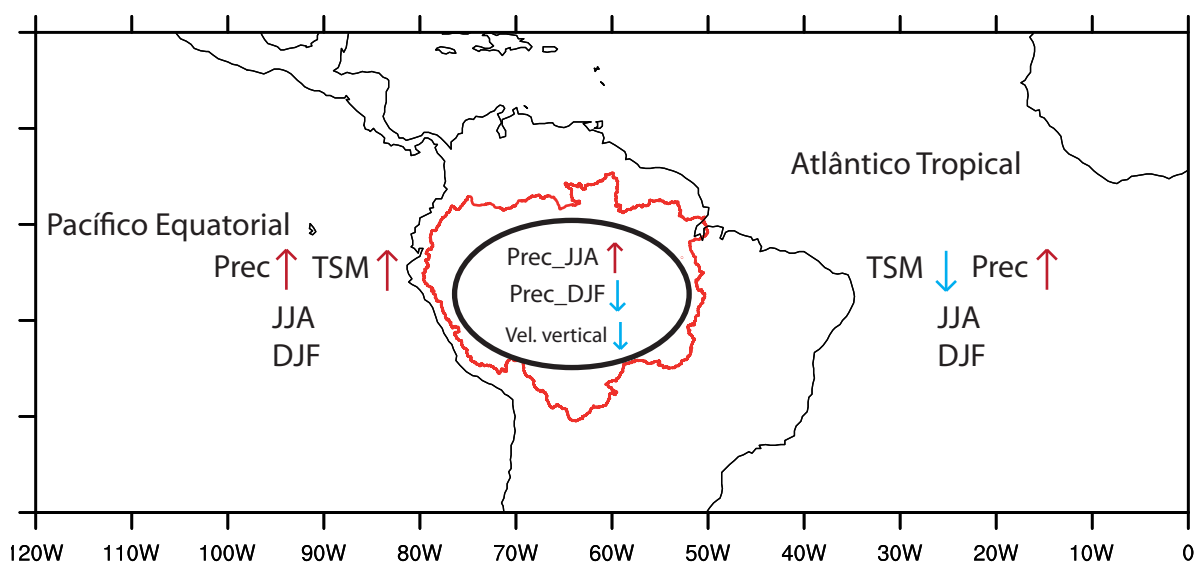


Figura 4.30 - Modelo conceitual dos resultados obtidos pelo bias de TSM, precipitação e  $\omega$  para o modelo HADGEM2-ES nos trimestres JJA e DJF para as regiões PEL, ATL e AMZ. O contorno vermelho representa a Bacia Amazônica. Prec é a precipitação, Vel. vertical é a velocidade vertical, TSM é a Temperatura da Superfície do Mar e JJA e DJF são os trimestres analisados. A seta vermelha (azul) representa superestimativa (subestimativa).





## 5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Foram avaliados o desempenho de 21 modelos do CMIP5 sobre Amazônia durante o período histórico que corresponde ao clima atual (1979-2005) relacionados à sazonalidade (DJF e JJA) do fluxo de umidade e precipitação, comparando os resultados destes modelos com os produtos de precipitação do GPCP e CMAP, TSM (NOAA) e reanálise do ERAI.

Foi utilizada a correlação entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical e a precipitação na Amazônia em diferentes domínios para avaliar a influência desses oceanos na precipitação. Para avaliar a significância estatística foi aplicado o Teste-t de Student ao nível de 90% de significância. Posteriormente, foi calculado o fluxo de umidade integrado verticalmente entre a superfície e 500 hPa no domínio selecionado na Amazônia. E por fim, foi obtido o bias que fornece informações sobre a habilidade dos modelos em representar o dado observado.

Os modelos simularam adequadamente a sazonalidade da precipitação, evapotranspiração e convergência de umidade, porém sua intensidade foi subestimada nas duas estações analisadas (JJA e DJF). O período seco (JJA) foi o que apresentou as maiores subestimativas. Uma possível explicação para isso foi a representação inadequada dos mecanismos produtores de precipitação na Amazônia e a dificuldade dos modelos em representar adequadamente a variabilidade da TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico Equatorial. A TSM foi responsável por controlar a precipitação, particularmente na estação seca. Também foi notado bias negativo de velocidade vertical em 500hPa indicando que os modelos subestimaram a convecção que por sua vez, inibiu a formação de precipitação na área de estudo.

Foi verificado por meio do EQM que alguns modelos apresentaram performance melhor em relação a outros, como por exemplo o INM-CM4, ACCESS1-0 e MRI-CGCM3 em JJA. Os modelos CCSM4, MIROC5 e HADGEM2-ES em DJF e na média anual, os modelos INM-CM4, CCSM4 e ACCESS1-0. Uma possível explicação seria a melhor representação da física associada aos mecanismos produtores de precipitação (umidade suficiente, convergência em baixos níveis e microfísica) na Amazônia.

No diagrama de Taylor foi verificado que a maioria dos modelos apresentaram correlações entre 0,3 e 0,6. A informação obtida pelo desvio padrão normalizado mostrou que há grande variabilidade entre os modelos, indicando a dificuldade deles em representar o dado observado (GPCP).

Para todas as subregiões, as simulações de chuva foram subestimadas, em comparação com as observações, contudo o desempenho dos modelos varia de região para região. Em geral, o maior bias foi obtido na parte nordeste da bacia amazônica durante o trimestre DJF e menor no sudoeste. Durante o trimestre JJA, o padrão foi oposto, isto é, o erro foi maior no sudoeste desta bacia, e menor no nordeste. Na média, a precipitação na estação seca foi subestimada em aproximadamente 38%, enquanto que, na estação chuvosa, foi de 21%. Uma possível explicação para a subestimativa, particularmente na estação seca pelos modelos está no fato deles simularem intensa convecção na região da ZCIT, que por sua vez, aumentou a subsidência e reduziu a convergência de umidade sobre a Amazônia favorecendo a condições mais secas, principalmente no trimestre JJA. O benefício em utilizar quatro caixas evidenciou as regiões que apresentaram os maiores/menores erros associados com a precipitação simulada, uma vez que essa variável apresenta uma distribuição irregular na bacia Amazônica. Esse estudo trouxe o entendimento de que os modelos apresentam comportamento distintos em simular a precipitação nessa região.

A correlação entre a TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico Tropical e a precipitação na Amazônia foi mais significativa em DJF do que em JJA. No JJA, apenas a parte norte da Amazônia apresentou valores de correlações menores sendo mais influenciada pelo Atlântico. Enquanto que em DJF foram verificados os maiores valores de correlação sendo mais influenciado pelo Pacífico.

Durante DJF, a precipitação na Amazônia foi correlacionada com os padrões de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico, e este modula a circulação geral e convergência de umidade na região. Por outro lado, durante JJA, o bias das simulações dos modelos foram menos propensos a estar relacionado com a variabilidade da TSM podendo essa influência estar associada ao processo de reciclagem de umidade nos modelos.

A entrada de umidade na Amazônia verificada pelas análises dos fluxos laterais em DJF ocorreu tanto pelos ventos alísios quanto pela ASAS. Em JJA, a entrada foi preferencialmente via ASAS. De uma forma geral, foi verificado pelo balanço dos fluxos que a floresta amazônica é um sumidouro de umidade atmosférica em DJF e fonte em JJA. Na média anual, ela funcionou como sumidouro de umidade local e fonte para regiões distantes dela como por exemplo, as regiões sul e sudeste do Brasil e norte da Argentina sendo esse fluxo transportado pelo Jato de Baixos Níveis contribuindo para quantidades consideráveis de chuva nessas regiões.

Os modelos foram capazes de representar bem o padrão de circulação meridional e zonal e o fluxo de umidade integrado sendo que a intensidade simulada dos ramos

ascendente/descendente e do fluxo foram maiores em relação a observação.

Foi verificado por meio do fluxo de umidade integrado verticalmente a importância dos oceanos Atlântico Tropical norte e sul (por meio dos ventos alísios oriundos dos centros de alta pressão) em promover a entrada de umidade na América do Sul.

Algumas limitações associadas aos modelos foram mostradas, como por exemplo, dificuldade em simular a intensidade do padrão de circulação zonal e representação de uma ZCIT mais intensa nos oceanos adjacentes que contribui para condições secas na Amazônia.

Por meio da análise de algumas variáveis (precipitação, TSM e circulação) foram selecionados os modelos com os maiores e os piores desempenhos em termos de bias. Os melhores modelos foram: ACCESS1-0, BCC-CSM1.1, CNRM-CM5, HADGEM2-CC, HADGEM2-ES, MIROC5 e MIROC-ESM enquanto que os piores foram: CSIRO-MK3-6-0, FGOALS-G2, GISS-E2-R, INM-CM4, MRI-CGCM3.

Alguns pontos foram sugeridos como fatores responsáveis para que um modelo seja melhor do que o outro em representar a precipitação, isto é, mecanismos produtores de precipitação, representação do ciclo anual de precipitação e a variabilidade da TSM dos oceanos adjacentes.

O modelo conceitual gerado por meio dos bias de precipitação, TSM e velocidade vertical para o modelo HADGEM2-ES mostrou que na média os modelos superestimaram a precipitação nos oceanos Pacífico e Atlântico Tropicais enquanto que superestimativa (subestimava) foi verificada na Amazônia em JJA (DJF). A TSM nos oceanos foram de sinais oposto, isto é, enquanto o Pacífico estava mais quente, o Atlântico estava mais frio. A velocidade vertical simulada pelos modelos foi subestimada sugerindo que processos de superfície não estejam sendo simulados corretamente.

E finalmente, os 21 modelos do CMIP5 avaliados mostraram que durante DJF os maiores bias foram verificados no nordeste da Amazônia, por outro lado, os menores bias foram encontrados no sudoeste dessa região. Em JJA foi verificado um padrão oposto, isto é, maior bias na região sudoeste, e menor no nordeste.

## **5.1 Sugestões para trabalhos futuros**

E como sugestões para trabalhos futuros:

- Melhorar o entendimento dos mecanismos responsáveis pelo processos de formação de precipitação nos modelos.
- Criar um índice estatístico para classificar os modelos que apresentam o melhor desempenho na representação da precipitação e da convergência de umidade na Amazônia.
- Realizar um estudo sobre o balanço de carbono na região analisada para avaliar possíveis impactos/consequências para a manutenção e desenvolvimento da floresta dada sua importância para o clima regional e global, uma vez que, a convergência de umidade e a precipitação são subestimadas.
- Realizar um estudo conjunto do transporte de umidade e do balanço de carbono para o final do século XXI e avaliar quais as consequências das mudanças previstas para o futuro.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEITUNO, P. On the functioning of the southern oscillation in the south american sector. part i: Surface climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 3, p. 505–524, 1984. 1
- ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A. F.; KAYANO, M. T.; CANDIDO, L. A. Seasonal anomalous rainfall in the central and eastern amazon and associated anomalous oceanic and atmospheric patterns. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 8, p. 1193–1205, 2012. 19, 76
- ARAKAWA, A. S.; HOWARD, W. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, part i. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 3, p. 674–701, 1974. 107
- ARRAUT, J. M. **Frentes e frontogêneses no verão: aspectos geométricos, dinâmicos e impactos sobre as chuvas nos subtrópicos da América do Sul**. 175 p. (INPE-15178-TDI/1294). Tese (Doutorado em Meteorologia — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2007. Acesso em: 15 fev. 2015. 2, 11, 12, 62
- ARRAUT, J. M.; NOBRE, C.; BARBOSA, H. M. J.; OBREGON, G.; MARENGO, J. Aerial rivers and lakes: Looking at large-scale moisture transport and its relation to amazonia and to subtropical rainfall in south america. **Journal of Climate**, v. 25, n. 2, p. 543–556, 2012. 2, 10, 11, 69
- ARRAUT, J. M.; SATYAMURTY, P. Precipitation and water vapor transport in the southern hemisphere with emphasis on the south american region. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 48, n. 9, p. 1902–1912, 2009. 11
- BETTS, A. K.; MILLER, M. J. A new convective adjustment scheme. part ii: Single column tests using gate wave, bomex, atex and arctic air-mass data sets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, n. 473, p. 693–709, 1986. 107
- BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163–172, 1969. 15
- BOUGEAULT, P. A simple parameterization of the large-scale effects of cumulus convection. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 12, p. 108–2121, 1985. 107

CHEN, T.-C. Global water vapor flux and maintenance during fgge. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 10, p. 1801–1819, 1985. 3

CHIKIRA, M.; SUGIYAMA, M. A cumulus parameterization with state-dependent entrainment rate. part i: Description and sensitivity to temperature and humidity profiles. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 67, n. 7, p. 2171–2193, 2010. 107

COOK, B.; ZENG, N.; YOON, J.-H. Will amazonia dry out? magnitude and causes of change from ipcc climate model projections. **Earth Interactions**, v. 16, n. 3, p. 1–27, 2012. 1, 8, 42

CORREIA, F. W. S.; ALVALA, R. C. S.; MANZI, A. O. Impacto das modificações da cobertura vegetal no balanço de água na amazônia: um estudo de caso com modelo de circulação geral da atmosfera (mcga). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3a, p. 153–167, 2006. 10

CORREIA, F. W. S.; ALVALÁ, R. C. S.; MANZI, A. O. Modeling the impacts of land cover change in amazonia: a regional climate model (rcm) simulation study. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 93, n. 3-4, p. 225–244, 2008. 11

COX, P. M.; BETTS, R. A.; COLLINS, M.; HARRIS, P. P.; HUNTINGFORD, C.; JONES, C. D. Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 137–156, 2004. 9

DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; BERRISFORD, P.; POLI, P.; KOBAYASHI, S.; ANDRAE, U.; BALMASEDA, M. A.; BALSAMO, G.; BAUER, P.; BECHTOLD, P.; BELJAARS, A. C. M.; BERG, L. van de; BIDLOT, J.; BORMANN, N.; DELSOL, C.; DRAGANI, R.; FUENTES, M.; GEER, A. J.; HAIMBERGER, L.; HEALY, S. B.; HERSBACH, H.; HOLM, E. V.; ISAKSEN, L.; KALLBERG, P.; KOHLER, M.; MATRICARDI, M.; MCNALLY, A. P.; MONGE-SANZ, B. M.; MORCRETTE, J.-J.; PARK, B.-K.; PEUBEY, C.; ROSNAY, P. de; TAVOLATO, C.; THEPAUT, J.-N.; VITART, F. The era-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011. 22

DEL GENIO, A. D.; YAO, M.-S.; JONAS, J. Will moist convection be stronger in a warmer climate? **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 16, p. n/a–n/a, 2007. 107

- DONNER, L. J. A cumulus parameterization including mass fluxes, vertical momentum dynamics, and mesoscale effects. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 6, p. 889–906, 1993. 107
- DRUMOND, A.; MARENGO, J.; AMBRIZZI, T.; NIETO, R.; MOREIRA, L.; GIMENO, L. The role of amazon basin moisture on the atmospheric branch of the hydrological cycle: a lagrangian analysis. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v. 11, n. 1, p. 1023–1046, 2014. 1, 10, 14, 36, 37, 61, 62, 69
- EMANUEL, K. A. A scheme for representing cumulus convection in large-scale models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 21, p. 2313–2329, 1991. 107
- FOLEY, J. A.; BOTTA, A.; COE, M. T.; COSTA, M. H. El nino-southern oscillation and the climate, ecosystems and rivers of amazonia. **Global Biogeochemical Cycles**, v. 16, n. 4, p. 79–1–79–20, 2002. 1
- FU, R.; ZHU, B.; DICKINSON, R. E. How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical amazon? **Journal of Climate**, v. 12, n. 5, p. 1306–1321, 1999. 54
- GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Moisture and heat budgets associated with the south american monsoon system and the atlantic itcz. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 14, p. 2154–2167, 2011. 10, 37
- \_\_\_\_\_. Multidecadal variability of moisture and heat budgets of the south american monsoon system. **Theoretical and Applied Climatology**, p. 1–14, 2014. 10
- GLOOR, M.; BRIENEN, R. J. W.; GALBRAITH, D.; FELDPAUSCH, T. R.; SCHONGART, J.; GUYOT, J. L.; ESPINOZA, J. C.; LLOYD, J.; PHILLIPS, O. L. Intensification of the amazon hydrological cycle over the last two decades. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 9, p. 1729–1733, 2013. 59
- GOMES JÚNIOR, J. G. **Impacto de sondagens atmosféricas sobre o Atlântico tropical no balanço de umidade da Amazônia**. 140 p. (INPE-15775-TDI/1518). Dissertação (Mestrado em Meteorologia — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2009. Acesso em: 15 fev. 2015. 12
- GOOD, P.; LOWE, J. A.; COLLINS, M.; MOUFOUMA-OKIA, W. An objective tropical atlantic sea surface temperature gradient index for studies of south amazon dry-season climate variability and change. **Philosophical Transactions**

of the **Royal Society B: Biological Sciences**, v. 363, n. 1498, p. 1761–1766, 2008. 2, 59

GREGORY, D. Estimation of entrainment rate in simple models of convective clouds. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 127, n. 571, p. 53–72, 2001. 107

GREGORY, D.; ROWNTREE, P. R. A mass flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability-dependent closure. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 7, p. 1483–1506, 1990. 107

HARRIS, P. P.; HUNTINGFORD, C.; COX, P. M. Amazon basin climate under global warming: the role of the sea surface temperature. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v. 363, n. 1498, p. 1753–1759, 2008. 3

HASTENRATH, S. Variations in low-latitude circulation and extreme climatic events in the tropical americas. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 2, p. 202–215, 1976. 2

\_\_\_\_\_. **Climate and circulation of the tropics**. [S.l.]: Springer Netherlands, 1985. 455 p. ISBN 978-94-010-8878-7. 16

HASTENRATH, S.; HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, n. 435, p. 77–92, 1977. 2, 15

HERDIES, D. L.; SILVA, A. da; DIAS, M. A. F. S.; FERREIRA, R. N. Moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over south america. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D20, p. LBA 42–1–LBA 42–10, 2002. 11

HUFFMAN, G. J.; ADLER, R. F.; ARKIN, P.; CHANG, A.; FERRARO, R.; GRUBER, A.; JANOWIAK, J.; MCNAB, A.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U. The global precipitation climatology project (gpcp) combined precipitation dataset. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 1, p. 5–20, 1997. 21

INSEL, N.; POULSEN, C.; EHLERS, T. Influence of the andes mountains on south american moisture transport, convection, and precipitation. **Climate Dynamics**, v. 35, n. 7-8, p. 1477–1492, 2010. 13



- JOETZJER, E.; DOUVILLE, H.; DELIRE, C.; CIAIS, P. Present-day and future amazonian precipitation in global climate models: Cmp5 versus cmip3. **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11-12, p. 2921–2936, 2013. 1, 9, 25, 35, 72, 74, 76, 77
- KANG, S. M.; LU, J. Expansion of the hadley cell under global warming: Winter versus summer. **Journal of Climate**, v. 25, n. 1-3, p. 8387–8393, 2012. 1
- KOUSKY, E.; ROPELEWSKI, C. Extremes in the southern oscillation and their relationship to precipitation anomalies with emphasis on the south american region. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 4, n. 2, p. 351–363, 1989. 15, 18
- KOUSKY, V.; KAGANO, M.; CAVALCANTI, I. A review of the southern oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus A**, v. 36, n. 5, p. 490–504, 1984. 1, 3, 15, 18
- LANGENBRUNNER, B.; NEELIN, J. D. Analyzing enso teleconnections in cmip models as a measure of model fidelity in simulating precipitation. **Journal of Climate**, v. 26, n. 13, p. 4431–4446, 2013. 7, 59, 73
- LEIVAS, J. F.; RIBEIRO, G. G.; SARAIVA, I.; SANTO, J. S. E.; SOUZA, M. B.; FILHO, J. R. Avaliação dos prognósticos de precipitação simulada pelo modelo brams na amazônia ocidental na estação chuvosa. **Acta Amazônica**, v. 41, n. 3, p. 347–354, 2011. 7
- LIEBMANN, B.; MARENGO, J. A. Interannual variability of the rainy season and rainfall in the brazilian amazon basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 22, p. 4308–4318, 2001. 15, 54, 59, 73, 74
- LIMA, J. P. R.; ALVES, J. M. B. Um estudo de downscaling dinâmico de precipitação intrasazonal acoplado a modelo de chuva-vazão na bacia hidrográfica alto-médio são francisco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 3, p. 323–338, 2009. 34
- LIMA, K. C. **Episódios de precipitação intensa no sudeste do Brasil e a influência das anomalias de temperatura da superfície do mar e da topografia**. 201 p. (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2010/06.14.17.11-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/37M3ST5>>. Acesso em: 08 jan. 2015. xxiii, 31, 32

LIMA, K. C.; SATYAMURTY, P.; FERNANDEZ, J. P. R. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in southeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, n. 1-2, p. 121–135, 2010. 30

LORENZ, C.; KUNSTMANN, H. The hydrological cycle in three state-of-the-art reanalyses: Intercomparison and performance analysis. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 5, p. 1397–1420, 2012. 22

LORENZ, E. N. A study of the predictability of a 28 - variable atmospheric model. **Tellus**, v. 17, n. 3, p. 321–333, 1965. 7, 77

LU, J.; VECCHI, G. A.; REICHLER, T. Expansion of the Hadley cell under global warming. **Geophysical Research Letters**, v. 34, n. 6, 2007. 65

MANTUA, N. J.; HARE, S. R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J. M.; FRANCIS, R. C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1069–1079, 1997. 16

MANZI, A. O.; PLANTON, S. **A simulation of Amazonian deforestation using a GCM calibrated with Abracos and Arme data**. Chichester (England): Wiley, 1996. 611 p. 10

MARENGO, J.; TOMASELLA, J.; SOARES, W.; ALVES, L.; NOBRE, C. Extreme climatic events in the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 107, n. 1-2, p. 73–85, 2012. 1, 19, 35

MARENGO, J. A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1-3, p. 79–96, 2004. 13, 37, 62

\_\_\_\_\_. Characteristics and spatio-temporal variability of the Amazon river basin water budget. **Climate Dynamics**, v. 24, n. 1, p. 11–22, 2005. 33

\_\_\_\_\_. On the hydrological cycle of the Amazon basin: a historical review and current state-of-the-art. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3a, p. 1–19, 2006. 10

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. **Journal of Climate**, v. 14, n. 5, p. 833–852, 2001. 18

- MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M. D.; OLIVEIRA, G.; OLIVEIRA, R.; CAMARGO, H.; ALVES, L. M.; BROWN, I. F. The drought of amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v. 21, n. 3, p. 496–516, 2008. 12
- MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; ALVES, L. M.; SOARES, W. R.; RODRIGUEZ, D. A. The drought of 2010 in the context of historical droughts in the amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 38, n. 12, p. 1–5, 2011. 1, 18
- MOLION, L. C. B. **A climatonic study of the energy and moisture fluxes of the amazonas basin with considerations of deforestation effects**. 140 p. (INPE-923-TPT/035). Tese (Doutorado em Meteorologia — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1976. Acesso em: 15 fev. 2015. 10
- MOORTHI, S.; SUAREZ, M. J. Relaxed arakawa-schubert. a parameterization of moist convection for general circulation models. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 6, p. 978–1002, 1992. 107
- MORAES, B.; FERREIRA, D.; FILHO, L.; OLIVEIRA, J.; SOUZA, E.; JÚNIOR, P.; CÂMARA, R.; ROCHA, E.; RIBEIRO, J. Comparative skill of numerical weather forecasts in eastern amazonia. **Atmospheric and Climate Sciences**, v. 3, n. 3, p. 355–363, 2013. 7
- MORON, V.; VAUTARD, R.; GHIL, M. Trends, interdecadal and interannual oscillations in global sea-surface temperatures. **Climate Dynamics**, v. 14, n. 7-8, p. 545–569, 1998. 2
- MOURA, A. D.; SHUKLA, J. On the dynamics of droughts in northeast brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 12, p. 2653–2675, 1981. 15, 16
- MUELLER, B.; HIRSCHI, M.; JIMENEZ, C.; CIAIS, P.; DIRMEYER, P. A.; DOLMAN, A. J.; FISHER, J. B.; JUNG, M.; LUDWIG, F.; MAIGNAN, F.; MIRALLES, D.; MCCABE, M. F.; REICHSTEIN, M.; SHEFFIELD, J.; WANG, K. C.; WOOD, E. F.; ZHANG, Y.; SENEVIRATNE, S. I. Benchmark products for land evapotranspiration: Landflux-eval multi-dataset synthesis. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v. 10, n. 1, p. 769–805, 2013. 22
- NASCIMENTO, M. G. **O balanço de umidade na América do Sul: consequências das modificações de uso e cobertura do solo sobre o**

**Brasil.** 154 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2014/01.31.14.44-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. Acesso em: 15 fev. 2015. 10, 13

NOBRE, C. A.; MOLION, L. C. B. The climatology of droughts and drought prediction in the impact of climatic variations on agriculture, assessments in semi-arid regions. In: PARRY, M.; CARTER, T.; KONIJN, N. (Ed.). **The Impact of Climatic Variations on Agriculture.** Springer Netherlands, 1988. p. 305–323. ISBN 978-94-010-7832-0. Disponível em:  
<[http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-2965-4\\_12](http://dx.doi.org/10.1007/978-94-009-2965-4_12)>. 17

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical atlantic and south america. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464–2479, 1996. 15, 16

NORDENG, T. **Extended versions of the convection parametrization scheme at ECMWF and their impact upon the mean climate and transient activity of the model in the tropics.** [S.l.: s.n.], 1994. 107

PEREIRA, M.; COSTA, M.; MALHADO, A. Vegetation patterns in south america associated with rising co2: uncertainties related to sea surface temperatures. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 111, n. 3-4, p. 569–576, 2013. 9

PINTO, L. I. C.; COSTA, M. H.; LIMA, F. Z. D.; DINIZ, L. M. F.; SEDIYAMA, G. C.; PRUSKI, F. F. Comparacao de produtos de precipitacao para a america do sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 4, p. 461–472, 2009. 21

POLCHER, J.; LAVAL, K. The impact of african and amazonian deforestation on tropical climate. **Journal of Hydrology**, v. 155, n. 3–4, p. 389–405, 1994. 10

POVEDA, G.; JARAMILLO, L.; VALLEJO, L. F. Seasonal precipitation patterns along pathways of south american low-level jets and aerial rivers. **Water Resources Research**, v. 50, n. 1, p. 98–118, 2014. 10

RAO, V. B.; CAVALCANTI, I. F. A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over brazil and water vapor characteristics over south america. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D21, p. 26539–26551, 1996. 30

RASMUSSON, E. M.; CARPENTER, T. H. Variations in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the southern oscillation/el niño. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 5, p. 354–384, 1982. 15

- RIEHL, H. **Tropical Meteorology**. [S.l.]: McGraw-Hill, 1954. 392 p. 1
- ROCHA, V. M.; CORREIA, F. W. S.; FIALHO, E. S. A amazônia frente as mudanças no uso da terra e do clima global e a importância das áreas protegidas na mitigação dos impactos: um estudo da modelagem numérica da atmosfera. **ACTA Geográfica**, p. 31–48, 2012. 10
- ROCHA, V. M.; CORREIA, F. W. S.; FONSECA, P. A. M. Reciclagem de precipitação na Amazônia: Um estudo de caso. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, p. 59 – 70, 2015. 1, 61
- RONCHAIL, J.; COCHONNEAU, G.; MOLINIER, M.; GUYOT, J.-L.; CHAVES, A. G. D. M.; GUIMARAES, V.; OLIVEIRA, E. de. Interannual rainfall variability in the amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial pacific and the tropical atlantic oceans. **International Journal of Climatology**, v. 22, n. 13, p. 1663–1686, 2002. 1, 2, 17, 59, 74
- RONCHAIL, J.; LABAT, D.; CALLEDE, J.; COCHONNEAU, G.; GUYOT, J. L.; FILIZOLA, N.; OLIVEIRA, E. D. Discharge variability within the amazon basin. In: SYMPOSIUM S6 HELD DURING THE SEVENTH IAHS SCIENTIFIC ASSEMBLY, 2005, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: IAHS, 2005. p. 21–30. 2, 17
- ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the el nino/southern oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1606–1626, 1987. 15, 54
- SALATI, E.; DALL’OLIO, A.; MATSUI, E.; GAT, J. R. Recycling of water in the amazon basin: An isotopic study. **Water Resources Research**, v. 15, n. 5, p. 1250–1258, 1979. 10
- SALZEN, K. von; MCFARLANE, N. A. Parameterization of the bulk effects of lateral and cloud-top entrainment in transient shallow cumulus clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 59, n. 8, p. 1405–1430, 2002. 107
- SATYAMURTY, P.; COSTA, C. P. W.; MANZI, A. O. Moisture source for the amazon basin: a study of contrasting years. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 111, n. 1-2, p. 195–209, 2013. 1, 10, 13, 14, 22, 27, 36, 49, 61
- SIERRA, J. P.; ARIAS, P. A.; VIEIRA, S. C. Precipitation over northern south america and its seasonal variability as simulated by the cmip5 models. **Advances in Meteorology**, v. 2015, p. 1–22, 2015. 3, 35, 40, 54, 78

SILVA, A. E. da. **Variabilidade da Circulação e Transporte de Umidade no Regime de Monção da América do Sul**. 159 p. Tese (Doutorado em Meteorologia — Univesidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2009. Acesso em: 18 mar. 2015. [2](#)

SILVEIRA, C. S.; SOUZA FILHO, F. A.; COSTA, A. A.; CABRAL, S. L. Avaliação de desempenho dos modelos do CMIP5 quanto a representação dos padrões de variação da precipitação no século XX sobre a região Nordeste do Brasil, Amazônia e bacia do Prata e análises das projeções para o cenário RCP8.5. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 3, p. 317 – 330, 2013. [7](#), [76](#), [77](#)

SMITH, T. M.; REYNOLDS, R. W. Improvements to noaa’s historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). **Journal of Climate**, v. 21, n. 10, p. 2283–2296, 2008. [21](#)

SOUZA, E. B.; AMBRIZZI, T. Enso impacts on the south american rainfall during 1980s: Hadley and walker circulations. **Atmosphere**, v. 15, p. 105–120, 2002. [1](#)

SOUZA, E. B.; NOBRE, P. Uma revisão sobre o padrão de dipolo no atlântico tropical. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 1, p. 31–44, 1998. [16](#)

TAYLOR, K. E.; STOUFFER, R. J.; MEEHL, G. A. An overview of cmip5 and the experiment design. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 93, n. 4, p. 485–498, 2012. [22](#), [23](#), [27](#)

TIEDTKE, M. A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 8, p. 1779–1800, 1989. [107](#)

UVO, C. B.; REPELLI, C. A.; ZEBIAK, S. E.; KUSHNIR, Y. The relationships between tropical pacific and atlantic sst and northeast brazil monthly precipitation. **Journal of Climate**, v. 11, n. 4, p. 551–562, 1998. [15](#)

UVO, C. B.; TOLLE, U.; BERNDTSSON, R. Forecasting discharge in amazonia using artificial neural networks. **International Journal of Climatology**, v. 20, n. 12, p. 1495–1507, 2000. [2](#), [17](#)

VILLA NOVA, N. A.; SALATI, E.; MATSUI, E. Estimativa de evapotranspiração na bacia amazônica. **Acta Amazônica**, v. 6, n. 2, p. 215–228, 1976. [10](#)

VOLDOIRE, A.; ROYER, J. Tropical deforestation and climate variability. **Climate Dynamics**, v. 22, n. 8, p. 857–874, 2004. [10](#)

VOLDOIRE, A.; SANCHEZ-GOMEZ, E.; MELIA, D. Salas y; DECHARME, B.; CASSOU, C.; SENESI, S.; VALCKE, S.; BEAU, I.; ALIAS, A.; CHEVALLIER, M.; DEQUE, M.; DESHAYES, J.; DOUVILLE, H.; FERNANDEZ, E.; MADEC, G.; MAISONNAVE, E.; MOINE, M.-P.; PLANTON, S.; SAINT-MARTIN, D.; SZOPA, S.; TYTECA, S.; ALKAMA, R.; BELAMARI, S.; BRAUN, A.; COQUART, L.; CHAUVIN, F. The cnrm-cm5.1 global climate model: description and basic evaluation. **Climate Dynamics**, v. 40, n. 9-10, p. 2091–2121, 2013. 3

WANG, C. A. Atmospheric circulation cells associated with the el niño-southern oscillation. **Journal of Climate**, v. 13, p. 3969–3993, 2002. 1

WANG, H.; FU, R. Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over south america. **Journal of Climate**, v. 15, n. 13, p. 1591–1608, 2002. 54

WILCOX, E. M.; DONNER, L. J. The frequency of extreme rain events in satellite rain-rate estimates and an atmospheric general circulation model. **Journal of Climate**, v. 20, n. 1, p. 53–69, 2007. 107

WILKS, D. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. New York, United States of America: Academic Press, 2006. 627 p. ISBN 978-0-12-751966-1. 29

XIE, P.; ARKIN, P. A. Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 11, p. 2539–2558, 1997. 21

XIE, S. P.; CARTON, J. A. Tropical atlantic variability: Patterns, mechanisms, and impacts. earth climate: The ocean-atmosphere interaction. **Geophysical Monograph Series**, v. 147, p. 121–142, 2004. 2

YIN, L.; FU, R.; SHEVLIAKOVA, E.; DICKINSON, R. How well can cmip5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical south america? **Climate Dynamics**, v. 41, n. 11-12, p. 3127–3143, 2013. 3, 9, 25, 43, 74, 76, 77

YOON, J.-H.; ZENG, N. An atlantic influence on amazon rainfall. **Climate Dynamics**, v. 34, n. 2-3, p. 249–264, 2010. 1, 3, 18, 27, 53, 59, 73, 77

YOSHIMURA, H.; MIZUTA, R.; MURAKAMI, H. A spectral cumulus parameterization scheme interpolating between two convective updrafts with semi-lagrangian calculation of transport by compensatory subsidence. **Monthly Weather Review**, v. 143, n. 2, p. 597–621, 2015. 107

ZEMP, D. C.; SCHLEUSSNER, C.-F.; BARBOSA, H. M. J.; ENT, R. J. Van-der; DONGES, J. F.; HEINKE, J.; SAMPAIO, G.; RAMMIG, A. On the importance of cascading moisture recycling in south america. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 14, n. 23, p. 13337–13359, 2014. 2, 10, 14, 61

ZENG, N. Seasonal cycle and interannual variability in the amazon hydrologic cycle. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 104, n. D8, p. 9097–9106, 1999. 27, 33, 54

ZENG, N.; YOON, J.-H.; MARENGO, J. A.; SUBRAMANIAM, A.; NOBRE, C. A.; MARIOTTI, A.; NEELIN, J. D. Causes and impacts of the 2005 amazon drought. **Environmental Research Letters**, v. 3, n. 1, p. 014002, 2008. 18, 59

ZHANG, G.; MCFARLANE, N. Sensitivity of climate simulations to the parameterization of cumulus convection in the canadian climate centre general circulation model. **Atmosphere-Ocean**, v. 33, p. 407–446, 1995. 107

ZHANG, G. J.; MU, M. Effects of modifications to the zhang-mcfarlane convection parameterization on the simulation of the tropical precipitation in the national center for atmospheric research community climate model, version 3. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D9, p. n/a–n/a, 2005. 107



# ANEXO A - BIAS ANUAL DE PRECIPITAÇÃO NA AMAZÔNIA.

## Bias - Precipitação anual (1979-2005) - Caixa1

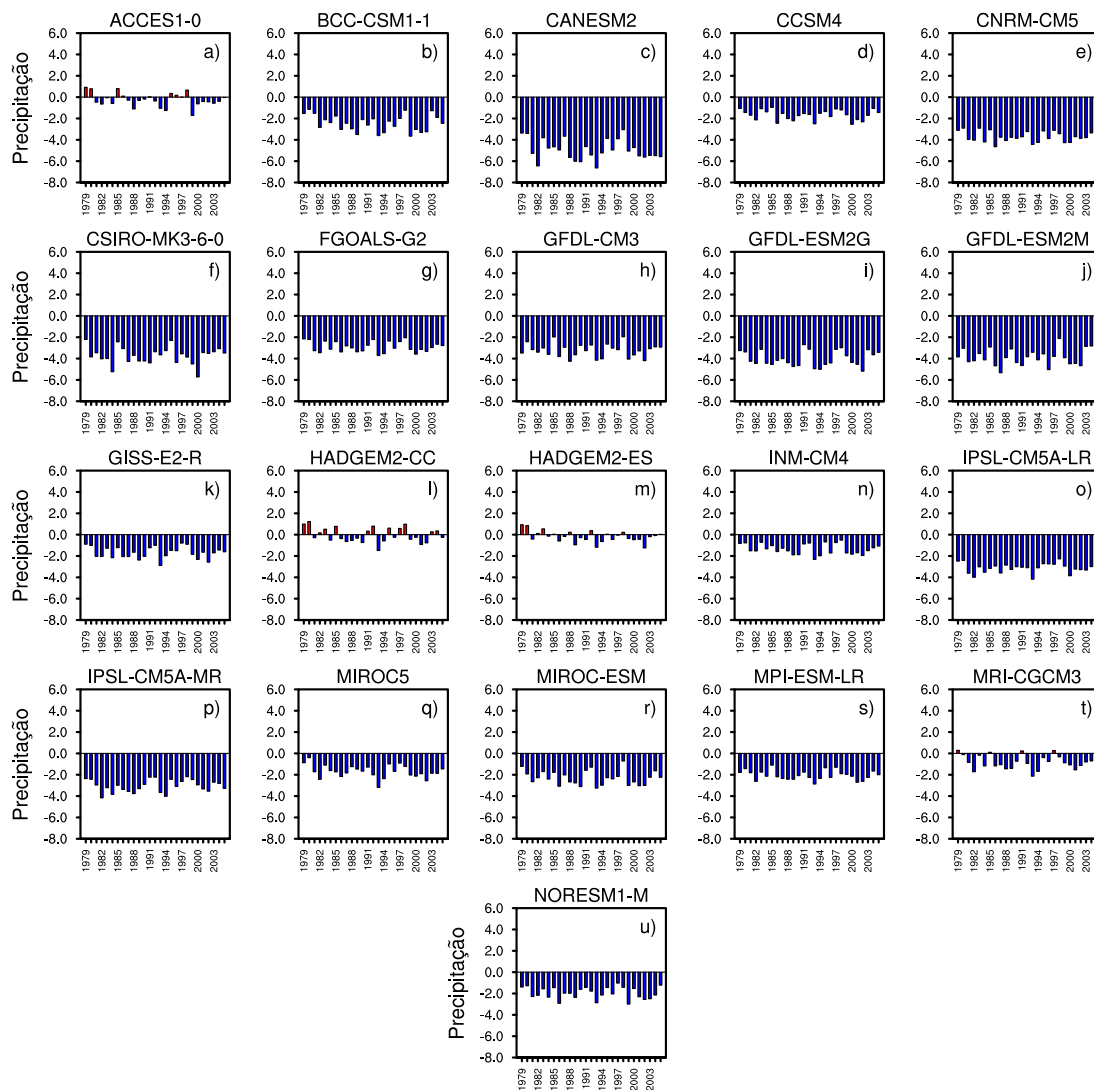


Figura A.1 - Bias anual de precipitação para a caixa1

### Bias - Precipitação anual (1979-2005) - Caixa2

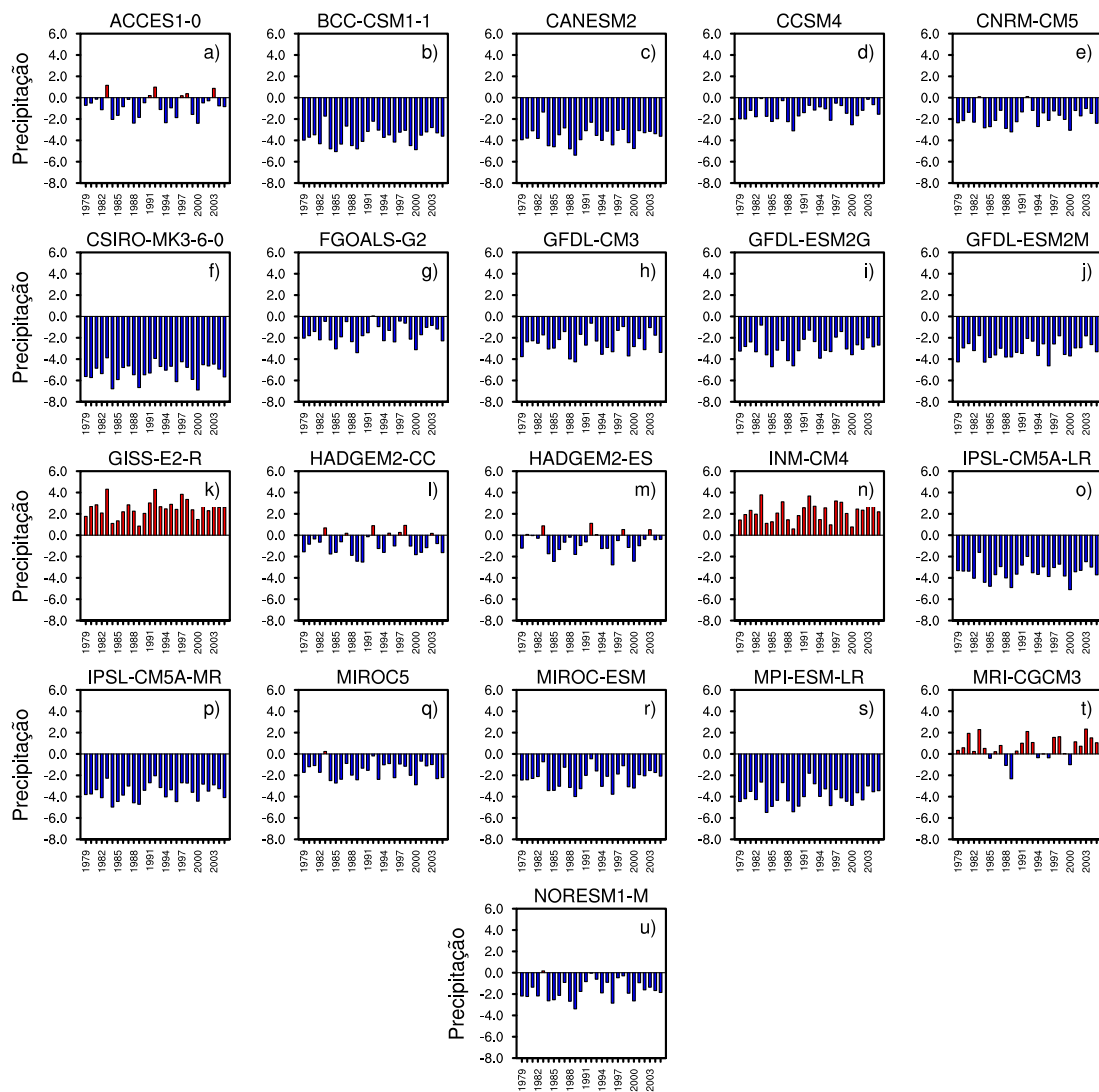


Figura A.2 - Bias anual de precipitação para a caixa2

### Bias - Precipitação anual (1979-2005) - Caixa3

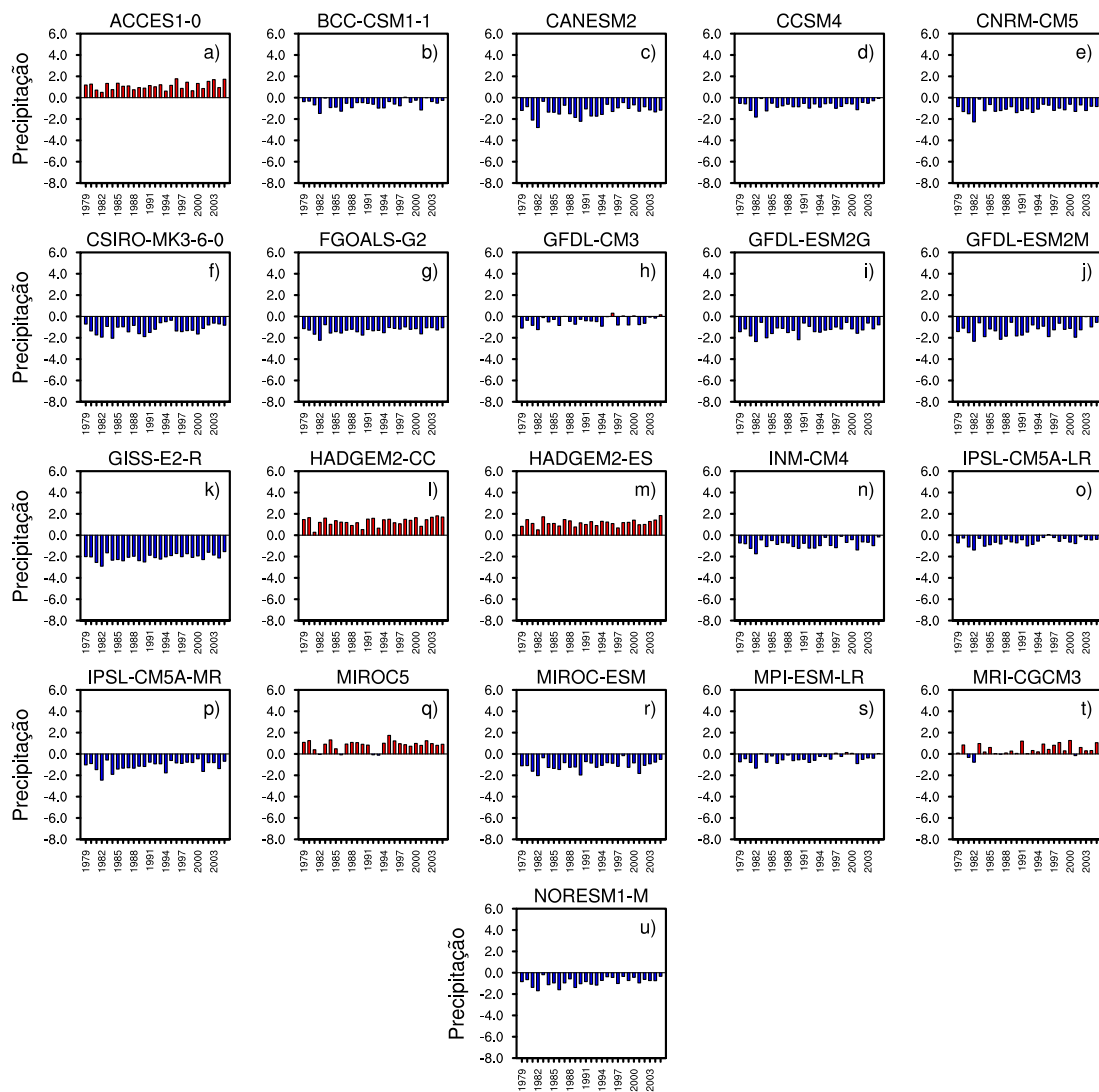


Figura A.3 - Bias anual de precipitação para a caixa3

### Bias - Precipitação anual (1979-2005) - Caixa4

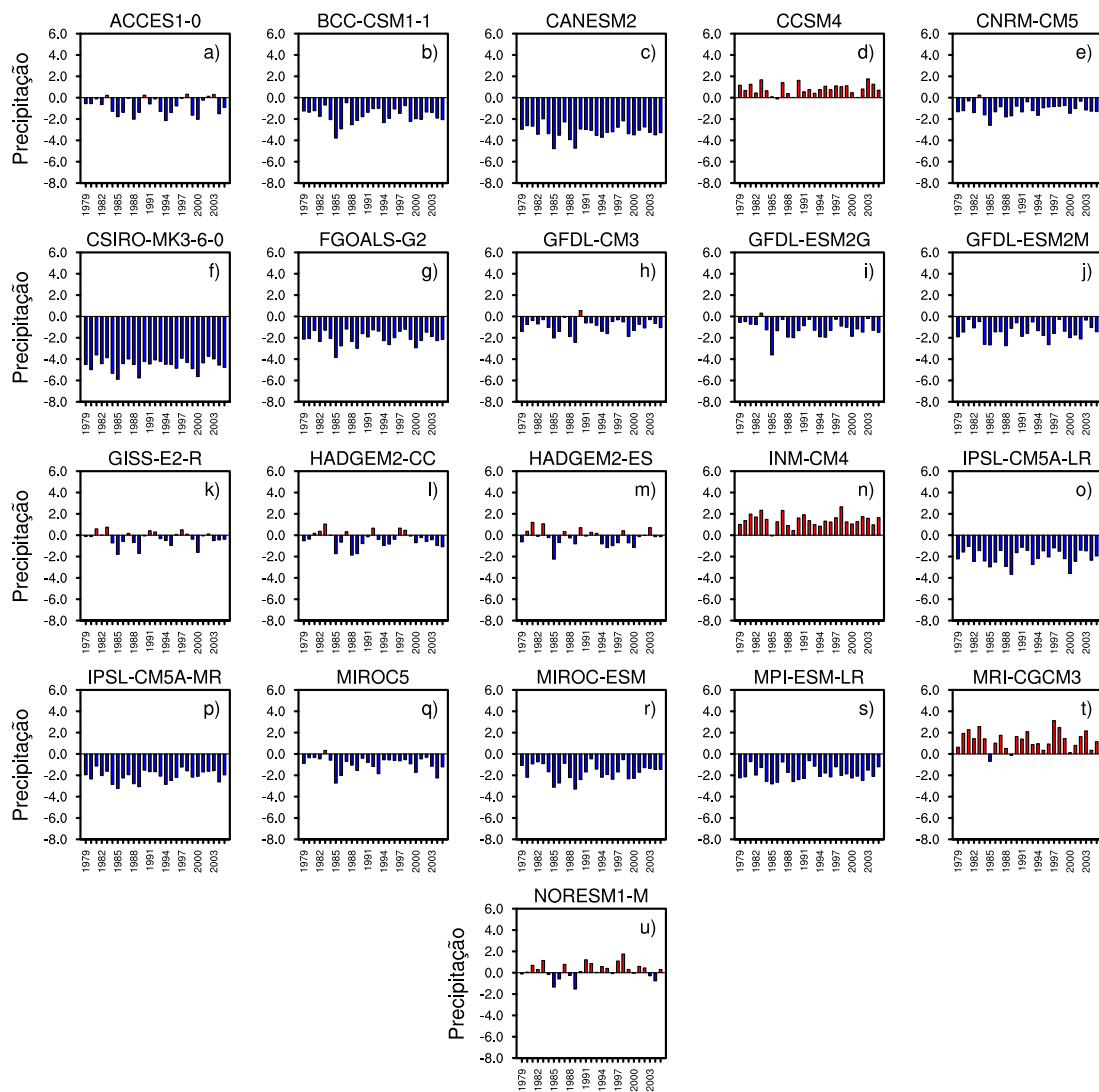


Figura A.4 - Bias anual de precipitação para a caixa4

Bias - Precipitação anual (mm dia<sup>-1</sup>). Período: 1979-2005

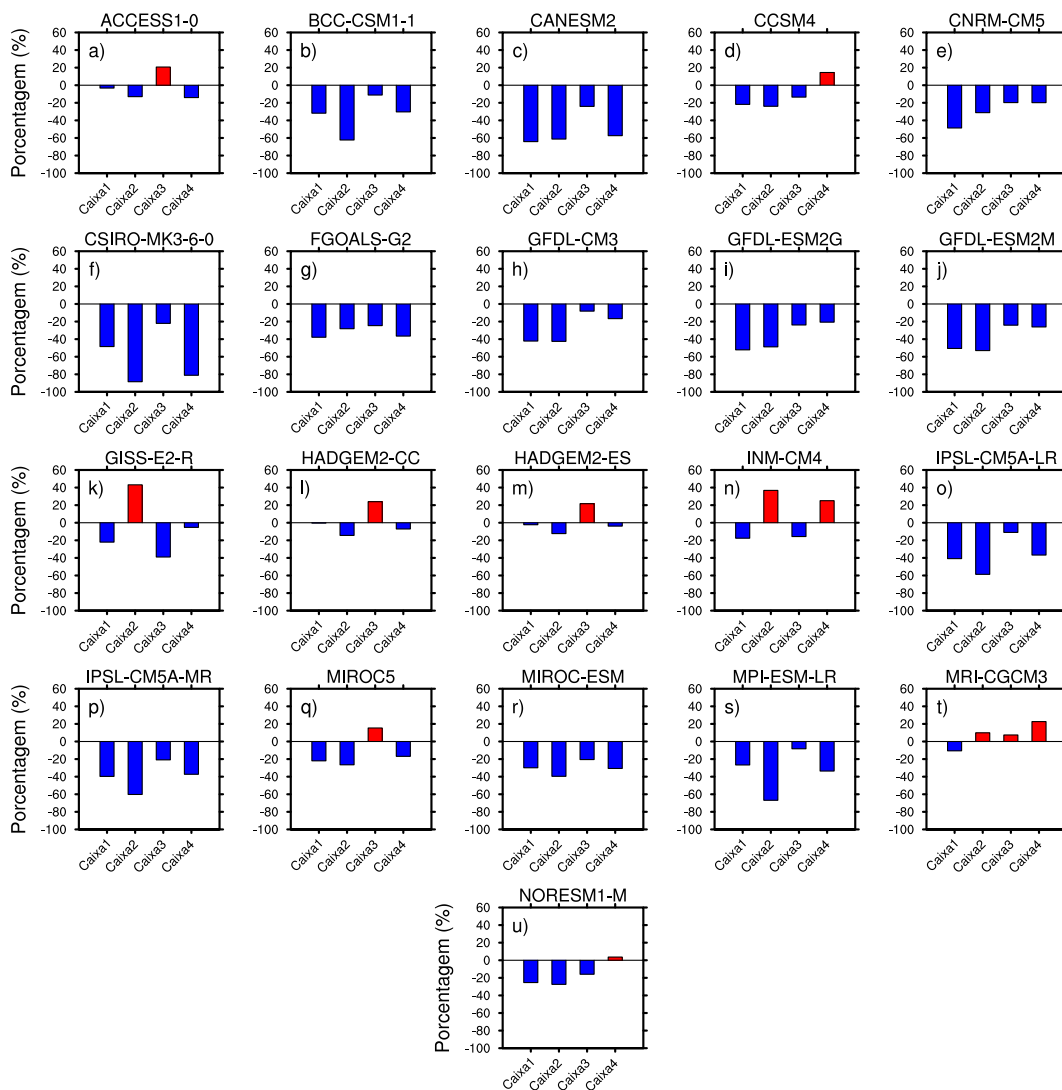


Figura A.5 - Bias percentual de precipitação para as quatro caixas



## ANEXO B - Modelos do CMIP5 e seus componentes

Tabela B.1 - Modelos utilizados e o esquema de convecção empregado.

Modelo	Atmosfera	Oceano	Gelo	Superfície	Convecção
ACCESS1-0	HadGEM2 r1.1	MOM4p1	CICE4.1	MOSES2.2	Gregory e Rowntree (1990)
BCC-CSM1.1 CanESM2	BCC-AGCM2.1 -	MOM4-L40 -	SIS -	BCC-AVIM1.0 CLASS2.7	Zhang e Mu (2005) Salzen e McFarlane (2002)
CCSM4	CAM4	POP2	CICE4	CLM4	Zhang e McFarlane (1995)
CNRM-CM5 CSIRO MK3.6.0	ARPEGE-Climat5.2 -	NEMO3.2 MOM2.2	GELATO5 -	SURFEX/ISBA -	Bougeault (1985) Gregory e Rowntree (1990)
FGOALS-s2 GFDL-CM3	SAMIL2.4.7 AM3	LICOM2.0 MOM4.1	CSIM5.0 SIS	CLM3 LM2	Tiedtke (1989) Donner (1993); Wilcox e Donner (2007)
GFDL-ESM2G	-	GOLD	SIS	LM2	Moorthi e Suarez (1992)
GFDL-ESM2M	AM2	MOM4.1	SIS	-	Moorthi e Suarez (1992)
GISS-E2-R	R	Russel Ocean	-	-	Gregory (2001); Del Genio et al. (2007))
HadGEM2-CC	HadGA M2	-	-	MOSES	Gregory e Rowntree (1990)
HadGEM2-ES	HadGA M2	-	-	MOSES	Gregory e Rowntree (1990)
INM-CM4	-	-	-	-	Betts e Miller (1986)
IPSL-CM5A-LR	LMDZ5	-	-	-	Emanuel (1991)
IPSL-CM5A-MR	LMDZ5	-	-	-	Emanuel (1991)
MIROC5	CCSR/NIES/FRCGC AGCM6	COCO4.5	-	MATSIRO	Chikira e Sugiyama (2010)
MIROC-ESM	MIROC AGCM	COCO3.4	-	MATSIRO	Arakawa e Howard (1974)
MPI-ESM-LR	ECHAM6	MPIOM -	-	JSBACH	Tiedtke (1989); Nordeng (1994)
MRI-CGCM3 NorESM1-M	MRI-AGCM3.3 CAM4-Oslo	MRI COM3 NorESM-Ocean	MRI COM3 CICE4	HAL CLM4	Yoshimura et al. (2015) Zhang e McFarlane (1995)





**ANEXO C - ARTIGO SUBMETIDO PARA PUBLICAÇÃO EM PERIÓDICO INTERNACIONAL (EM REVISÃO).**

**AUTORES:** GUILHERME MARTINS, CELSO VON RANDOW, GILVAN SAMPAIO E A. J. DOLMAN.

**Título:** Precipitation in the Amazon and its relationship with moisture transport and tropical Pacific and Atlantic SST from the CMIP5 simulation

**Periódico:** Hydrology and Earth System Sciences Discussions (HESSD)

**Volume:** 12

**Número:** 1

**Página:** 671-704

**Ano:** 2015

**URL:** <http://www.hydrol-earth-syst-sci-discuss.net/12/671/2015/>

**DOI:** 10.5194/hessd-12-671-2015



**Precipitation in the  
Amazon**

G. Martins et al.

# Precipitation in the Amazon and its relationship with moisture transport and tropical Pacific and Atlantic SST from the CMIP5 simulation

G. Martins<sup>1</sup>, C. von Randow<sup>1</sup>, G. Sampaio<sup>1</sup>, and A. J. Dolman<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Earth System Science Center/National Institute for Space Research, Sao Paulo, Brazil

<sup>2</sup>Department of Earth Sciences/Vrije Universiteit Amsterdam, Amsterdam, the Netherlands

Received: 12 December 2014 – Accepted: 21 December 2014 – Published:

Correspondence to: G. Martins (guilherme.martins@inpe.br)

Published by Copernicus Publications on behalf of the European Geosciences Union.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures



Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



## Abstract

Studies on numerical modeling in Amazonia show that the models fail to capture important aspects of climate variability in this region and it is important to understand the reasons that cause this drawback. Here, we study how the general circulation models of the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) simulate the inter-relations between regional precipitation, moisture convergence and Sea Surface Temperature (SST) in the adjacent oceans, to assess how flaws in the representation of these processes can translate into biases in simulated rainfall in Amazonia. Using observational data (GPCP, CMAP, ERSST.v3, ERAI and evapotranspiration) and 21 numerical simulations from CMIP5 during the present climate (1979–2005) in June, July and August (JJA) and December, January and February (DJF), respectively, to represent dry and wet season characteristics, we evaluate how the models simulate precipitation, moisture transport and convergence, and pressure velocity ( $\omega$ ) in different regions of Amazonia. Thus, it is possible to identify areas of Amazonia that are more or less influenced by adjacent ocean SSTs. Our results showed that most of the CMIP5 models have poor skill in adequately representing the observed data. The regional analysis of the variables used showed that the underestimation in the dry season (JJA) was twice in relation to rainy season as quantified by the Standard Error of the Mean (SEM). It was found that Atlantic and Pacific SSTs modulate the northern sector of Amazonia during JJA, while in DJF Pacific SST only influences the eastern sector of the region. The analysis of moisture transport in JJA showed that moisture preferentially enters Amazonia via its eastern edge. In DJF this occurs both via its northern and eastern edge. The moisture balance is always positive, which indicates that Amazonia is a source of moisture to the atmosphere. Additionally, our results showed that during DJF the simulations in northeast sector of Amazonia have a strong bias in precipitation and an underestimation of moisture convergence due to the higher influence of biases in the Pacific SST. During JJA, a strong precipitation bias was observed in the southwest sector associated, also with a negative bias of mois-

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

[Title Page](#)

[Abstract](#)

[Introduction](#)

[Conclusions](#)

[References](#)

[Tables](#)

[Figures](#)

[I◀](#)

[▶I](#)

[◀](#)

[▶](#)

[Back](#)

[Close](#)

[Full Screen / Esc](#)

[Printer-friendly Version](#)

[Interactive Discussion](#)



ture convergence, but with weaker influence of SSTs of adjacent oceans. The poor representation of precipitation-producing systems in Amazonia by the models and the difficulty of adequately representing the variability of SSTs in the Pacific and Atlantic oceans may be responsible for these underestimates in Amazonia.

## 1 Introduction

The Amazon river basin is the largest in the world accounting for 20 % of the fresh water on the planet while the rainforest is responsible for approximately 10 % of land productivity and biomass (Joetzjer et al., 2013). It is also one of the regions with strongest convective activity on the globe, playing an important role in the general atmospheric circulation (Andreoli et al., 2012). In fact, the region plays a key role in global climate by regulating the water and carbon cycles (Foley, 2002; Yoon and Zeng, 2010).

The Amazon region exhibits a well-marked annual variability of rainfall characterized by summers with abundant rainfall in the whole region and winters with precipitation localized in north and west (Ronchail et al., 2002). This is because the precipitation is modulated by the meridional displacement of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) following the dynamics of the tropical atmospheric circulation (Cook et al., 2012) and the inter-hemispheric Sea Surface Temperature (SST) gradient in the tropical Atlantic (Kousky et al., 1984; Aceituno, 1988; Marengo et al., 2011, 2012) and also the SST in the tropical Pacific.

Changes in the meridional gradient of SST in the tropical Atlantic may influence precipitation in the Amazon dry season by changing the pattern of moisture convergence and vertical motion (Good et al., 2008). The seasonality of precipitation is dominated by north–south migration of the precipitation band influenced by trade winds (Xie and Carton, 2004), and the SST can influence this seasonality through its temporal fluctuations.

Strong upward movement over South America is considered important part of the circulation of the Walker cell (Kousky, 1984). It is known that anomalous subsidence

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

[Title Page](#)

[Abstract](#)

[Introduction](#)

[Conclusions](#)

[References](#)

[Tables](#)

[Figures](#)

[I◀](#)

[▶I](#)

[◀](#)

[▶](#)

[Back](#)

[Close](#)

[Full Screen / Esc](#)

[Printer-friendly Version](#)

[Interactive Discussion](#)



(uplift) on the Central Pacific induced by cooling (heating) over the central equatorial Pacific can change the east–west circulation associated with the Walker cell resulting in an increase (decrease) in precipitation over tropical South America. Numerical studies (Harris et al., 2008) during the boreal summer coinciding with the dry season in the Amazon showed that heating (cooling) in the Tropical North Atlantic (South) can cause drought events over the Amazon. Projections of available earth system models feature a wide spread in rainfall over the Amazon, suggesting that some aspect associated with the dynamics of rainfall in the region are not well represented by these models (Yin et al., 2013). The rainfall in this region is an important component because it directly influences the hydrological cycle and carbon balance, therefore, it is important to understand what dynamics or other factors that cause the high variability between models.

This study aims to assess the causes of the CMIP5 models failures to represent the Amazon rainfall (Joetzer et al., 2013; Yin et al., 2013), and their relation to sea surface temperature patterns in the adjacent oceans and regional moisture transport.

## 2 Data and methodology

### 2.1 Observed datasets

The observed data are from the Global Precipitation Climatology Project (GPCP, Huffman et al., 1997) and the CPC Merged Analysis of Precipitation (CMAP) for the precipitation (PREC) for the period 1979–2005.

The GPCP is a product of global precipitation from the World Climate Research Programme (WRCP) available from 1979, with spatial resolution of  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  (lat  $\times$  lon) and monthly temporal resolution, with the objective of improving understanding of its spatial and temporal pattern around the globe. The CMAP is also a monthly precipitation analysis product available from 1979 in the resolution of  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  (lat  $\times$  lon) formed by combining data from various ground stations combined with satellite esti-

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures



Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



mates of precipitation, as well as algorithms (Xie and Arkin, 1997). These two data sets were selected because they represent satisfactorily the distribution of rainfall in Amazonia as shown by Pinto et al. (2009).

We also use the Extended Reconstructed Sea Surface Temperature version 3 dataset (ERSST.v3, Smith et al., 2008) consisting of monthly data from buoys and ships around the globe. These data are available from 1854 on resolution of  $2.0^\circ \times 2.0^\circ$  (lat  $\times$  lon) and we rescaled the SST to the  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  (lat  $\times$  lon).

Monthly variables of zonal ( $v$ ) and meridional ( $u$ ) wind, specific humidity ( $q$ ) and surface pressure (psfc) were obtained from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Interim Reanalysis (ERA-Interim; Dee et al., 2011). These variables are used to calculate the vertically integrated moisture flux on each edge of the domain of Fig. 1 (box 1, 2, 3 and 4 and gray box) and have a spatial resolution of  $1.5^\circ \times 1.5^\circ$  (lat  $\times$  lon). ERA-Interim has been demonstrated to be able to capture the ITCZ compared with observations, and is the best among three state-of-art reanalysis products for the Amazonian (Lorenz and Kunstmann, 2012). For this work, the ECMWF data were also interpolated to  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  (lat  $\times$  lon) resolution.

Finally, monthly evapotranspiration (evap, Mueller et al., 2013) data were obtained from an ensemble of various estimates, such as surface measurements, satellite and surface models comprising the period of 1989–2005.

## 2.2 Model outputs

We use numerical simulations of the suite of General Circulation Models of the Atmosphere Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5, Taylor et al., 2012). Information about the models and their characteristics is presented in Table 1. The period used for the analysis is the historical period for the years 1979–2005, which represents the present climate and is a period where observational records are more reliable and available. The selected variables are the same as the observed data listed in the previous section, that is, SST, PREC,  $u$ ,  $v$ ,  $q$ , psfc and evap. Since the models

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

◀

▶

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



do not exhibit the same spatial resolution of the observed data, each model output was interpolated to  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  (lat  $\times$  lon) resolution.

## 2.3 Study area

The analysis uses four boxes over the Amazon (Fig. 1) with the following dimensions: Box1 ( $7.5^\circ \text{S}$ – $0^\circ$  and  $75$ – $60^\circ \text{W}$ ), Box2 ( $15.0$ – $7.5^\circ \text{S}$  and  $75$ – $60^\circ \text{W}$ ), Box3 ( $10.0$ – $2.5^\circ \text{S}$  and  $60$ – $45^\circ \text{W}$ ) and Box4 ( $2.5^\circ \text{S}$ – $5.0^\circ \text{N}$  and  $60$ – $45^\circ \text{W}$ ). The four boxes are selected in this configuration because the Amazon rainfall distribution is very irregular (Zeng, 1999). Three other boxes are selected over the oceans, one over the North Atlantic (NAT,  $6.0$ – $22.0^\circ \text{N}$  and  $80$ – $15^\circ \text{W}$ ), one over South Atlantic (SAT,  $25.0^\circ \text{S}$ – $2.0^\circ \text{N}$  and  $35^\circ \text{W}$ – $10^\circ \text{E}$ ) and the NINO3.4 region in the Pacific ( $5.0^\circ \text{S}$ – $5.0^\circ \text{N}$  and  $170^\circ \text{W}$ – $120^\circ \text{W}$ ).

The vertically integrated moisture flux is calculated for box 1, 2, 3 and 4 and for the gray box shown in Fig. 1.

## 2.4 Correlation and vertically integrated moisture flux

For the analyses of influence of SST, moisture transport and precipitation in the Amazon, we extracted the time series of precipitation averaged over each box in the Amazon, and calculated its correlation ( $r$ , Eq. 1) to the SST in the ocean areas shown in Fig. 1, for the period 1979–2005.

$$r = \frac{C_{x,y}}{S_x S_y} \quad (1)$$

where  $C_{x,y}$  is the covariance between  $x$  and  $y$ , and  $S_x S_y$  represent the SD. Correlation coefficients are calculated here between the SST for the months of May or November and precipitation averages from June through August (JJA) or December through February (DJF). The purpose of relating SST to lagged precipitation is to consider the effect of atmospheric memory of this teleconnection.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

◀

▶

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



The transport of water vapor ( $Q$ ) is calculated according to Rao et al. (1996) for the four boxes on Amazon. The purpose of this calculation is to evaluate the transport entering (plus transport) or out (negative transport) the edges of the selected domain. The calculation follows the equations:

$$Q_v = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_o} (qv) dp \quad (2)$$

$$Q_u = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_o} (qu) dp \quad (3)$$

Where  $Q_u$  and  $Q_v$  flows are moisture zonal and meridional, respectively,  $g$  ( $\text{m s}^{-2}$ ) is the acceleration due to gravity,  $q$  ( $\text{kg kg}^{-1}$ ) is the specific humidity,  $u$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) and  $v$  ( $\text{m s}^{-1}$ ) are the zonal and meridional components of the winds and  $p_t$  and  $p_o$  represent the pressure (hPa) at 300 hPa and the surface, respectively. The unit flows are given in  $\text{mm day}^{-1}$ .

To perform the calculation in the east, west, north and south edges should be set in each of these edges the limits of boundaries according to Eqs. (4) and (5) proposed by Lima et al. (2010).

$$Q_j = \int_{\text{lat1}}^{\text{lat0}} Q_i dy \quad (4)$$

$$Q_k = \int_{\text{lon1}}^{\text{lon0}} Q_i dx \quad (5)$$

The calculation is done on the edges using the above equations where it is necessary to fix the latitude and longitude borders. The index  $j$  (Eq. 4) defines the longitude to



fix the east or west borders, lat1 (lat) border represents the latitude value at the south (north) edge. The index  $i$  in the equations represents the vertically integrated moisture flux calculated previously. The index  $k$  (Eq. 5) defines the latitude to fix the north or south borders, lon1 (lon) is the longitude on the western (east) edge.

To calculate the bias of each model relative to the observed data from GPCP and ERAI, we use the Eq. (6). This calculation is applied to the values of precipitation and moisture convergence. This calculation gives us a good indication of the bias of the models in reproducing the observation.

$$\% = \left[ \frac{(\text{model} - \text{observation})}{\text{observation}} \right] \times 100 \quad (6)$$

### 3 Results

Figure 2 shows the average monthly precipitation (Fig. 2a), evapotranspiration (Fig. 2b) and moisture convergence (Fig. 2c) for all models compared to observations or reanalysis, corresponding to spatial and temporal averages in the gray box of Fig. 1. Observations are presented in a thick red line, with a pink shaded region representing their monthly SD, and model simulations are the different colored lines.

All the models are able to represent the seasonality of precipitation with rainy summer (DJF) and dry winter (JJA) conditions in the Southern Hemisphere (Marengo et al., 2012), but the intensity is underestimated throughout the year, especially during the dry season (JJA). In JJA some models produce close to zero rainfall. Some models represent satisfactorily the seasonality, for instance ACCESS1-0, HADGEM2-CC-ES HADGEM2 NMI-CM4 and MRI-CGCM3. The results found here are similar to those obtained by Joetzjer et al. (2013) who evaluated the Amazon rainfall of these climate models. In that work, it was shown that the models underestimate the dry period precipitation despite the improvement in spatial resolution compared to previous versions of the models.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

◀

▶

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

◀

▶

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



Evaporation represents an important local moisture source to the atmosphere. In Fig. 2b, the evapotranspiration simulated by most models shows an overestimation compared to the mean of a set of evaporation estimates (Mueller et al., 2013). However, some models (BCC-CSM1.1, CANESM2 and FGOALS-G2) show underestimation in the dry season (JJA). Other models are out of phase in relation to that seen in the observation in this period, for instance MRI-CGCM3 and GFDL-ESM2G. They present minimum values in the August, September and October quarter. Despite this overestimation, we note that the models are generally able to represent well the seasonality of this variable, showing maxima during the rainy season and minima in the dry season consistent with that observed in precipitation (Fig. 2a). The convergence of vertically integrated moisture (Fig. 2c) shows high variability among the models in the rainy season but in the dry season, most of them tend to underestimate the moisture convergence.

To compare the performance of the models in relation to the observed data (GPCP) we plot in Fig. 3 the correlation between the observation and the model in relation to root-mean-square (RMS) as defined by the standard model ( $\sigma$  model) normalized by observation ( $\sigma$  observation) during JJA (blue dot) and DJF (red dot) in the period 1979–2005 for precipitation in the gray box of Fig. 1. Some models show negative correlations (BCC-CSM1.1, CNRM-CM5, GFDL-CM3, MIROC-ESM, MPI-ESM-LR, MRI-CGCM3 and NORESM1-M) and for simplicity and visualization of the results, they are not shown in the diagram. Most of the models have low correlations, varying between 0.3 and 0.6 for both seasons. However, the models that show the best correlations (above 0.6) are those of the quarter JJA, that is, for the IPSL-CM5A-LR, IPSL-CM5A-MR, CCSM4 and HADGEM2-ES models. The low normalized SD of the models shows that most models are not able to represent the pattern of variability of the observed data. The RMS for most models is high, with values above 3.5 and it shows that the models have poor ability to simulate the observed data. In general, the CMIP5 models are unable to satisfactorily represent the relationship between the observed and simulated rainfall in the Amazon in the present climate.

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

◀

▶

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



The percentage bias of the modeled precipitation (Eq. 6) in Amazonia (gray box in Fig. 1) is compared to GPCP during the dry (JJA, gray bar) and rainy season (DJF, white bar) in the period 1979–2005 in Fig. 4. Beside bias, the average of all models (Mean) and standard error of the mean of all models (SEM) is shown. Positive or negative bias indicates overestimation or underestimation, respectively.

We note a pattern of underestimates in most models compared to the observed data from GPCP in the four boxes for both the dry and rainy season. Consistently, Fig. 5 presents bias of simulated pressure velocity omega ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) at 500 hPa that shows that most models underestimate the convection in comparison to ERAI, and the result is an inhibition of simulated upward movements, which in turn, suppresses the formation of precipitation.

However, there is a small set of models that presents overestimation, for instance ACCESS1-0, GISS-E2-R, HADGEM-CC, HADGEM-ES and INM-CM4. The spatial pattern of the bias of precipitation shows that these models exhibit overestimation of precipitation, mainly in box 2 during the dry period consistent with the bias of simulated pressure velocity omega ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) at 500 hPa. It is also shown that the positive bias of precipitation is greater in the region of the ITCZ of the Atlantic and tropical Pacific Oceans. The negative bias of precipitation is observed for the Amazon.

It is also interesting to note that, in box 3, during the wet season, there is a positive bias in simulation of vertical motions (Fig. 5), which may partly explain the lower biases in precipitation simulations in that area.

During JJA, box 3 (Eq. 2) is the area that shows the smallest underestimation (overestimation) on average, that is, 51 % (13 %). During the rainy season, box 3 (Eq. 2) presents an overestimation (underestimation) of 1 % (41 %). On average, rainfall in the dry season is underestimated by approximately 38 % (mean values of box 1, 2, 3 and 4), but in the rainy season, this underestimation is 21 %.

The mean SEM of the four boxes in the dry season (rainy) is 9.3 (5.0)  $\text{mm day}^{-1}$ , that is, the models underestimate more in the dry season than in the rainy season. Cook et al. (2012) analyzed 24 models of the Fourth Assessment Report (AR4) in order to

5 assess the factors responsible for changes in rainfall in the Amazon in response to climate change. The results showed that most models showed a significant decrease of approximately 10.5 % in the dry season (May to September). During the rainy season (December to March), there was an increase of approximately 5 %. These results  
10 showed that the most significant changes were observed in the dry season. According to Yin et al. (2013) this underestimation of precipitation in the dry season by the models could be explained by the fact that the models overestimate the convection in the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) region, which in turn, could increase the subsidence and divergence of moisture on Amazon contributing to a dry bias in the dry season.

15 Figure 6 shows the percentage bias of moisture convergence (Eq. 6) in the dry (JJA, gray bar) and rainy season (DJF, white bar) from 1979 to 2005. For the purpose of analysis, values that exceed  $\pm 100\%$  were truncated. In general, there is underestimation by most models in the dry season, with the exception of box 4, which shows no predominance to neither overestimate nor underestimate moisture convergence. For this box it is shown that 11 of the 21 models show overestimation that exceeds 100 %. In all cases analyzed, box 3 shows the largest underestimates compared to observed data, exceeding 100%. In this box, about 19 of the 21 models exceed  $-100\%$ . On average, the dry season underestimation is 27 %, while in the rainy season it is  $-16\%$ .

20 The mean SEM of four boxes is  $11.3 \text{ mm day}^{-1}$  during the dry season compared with  $9.0 \text{ mm day}^{-1}$  during the rainy season, emphasizing again that the largest error is found in the dry period due to larger underestimations. According to Satyamurty et al. (2013) drier conditions as observed in Fig. 4 are associated with reduction in moisture convergence over the forest. The spatial maps of moisture convergence at 850 hPa show that most models are dominated by a pattern of divergence of moisture  
25 in the dry season (JJA) in the four boxes analyzed.

On the other hand, observing the bias of this variable (Fig. 6) it is noticeable that the models are able to reproduce the spatial pattern of moisture convergence, but they fail to represent (underestimate) properly the observed value of the ERAI. During the rainy

## HESSD

19, 1–34, 2015

### Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures



Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



season, these maps show predominance of moisture convergence in the region, but the bias of moisture convergence of four boxes shows a pattern of underestimation, similar to the situation in the dry season.

## 4 Discussion

To analyze the possible causes for the underestimation of model simulated precipitation in Amazonia and discuss the consequences for the analysis of future projections, it is interesting to explore to what extent the variability of rainfall is related to the SST in the surrounding oceans, and discuss how the models represent these processes.

### 4.1 Correlation between precipitation in the Amazon and SST in the adjacent oceans

The correlation between SST of the Pacific and Atlantic oceans and precipitation within the ensemble of 21 models as well as the interannual variability of rainfall in the Amazon between 1979 and 2005 is shown in Figs. 7 and 8 for the box 1, 2, 3 and 4 of Fig. 1.

In Fig. 7 (SST\_MAY x PREC\_JJA) we note that rainfall in northern Amazonia is correlated with the Atlantic and the Pacific SST. The figure shows that SST modulates the simulated rainfall in this region, in contrast with boxes 3 and 4, which show weaker correlations with no statistical significance. In addition, there is a dipole in the tropical Atlantic (Fig. 7a and d) with warmer SST in the North Atlantic and colder in the South Atlantic. The configuration of this inter-hemispheric gradient induces the positioning further north of the ITCZ and in general contributes to drier conditions over the Amazon.

The tropical Pacific includes the ENSO variability, which impacts precipitation in northeast Amazon region (Fig. 7d). The correlation in the tropical Atlantic Ocean suggests that SST here plays an important role in determining the interannual variability of rainfall in Amazonia, particularly in the dry season (Yoon and Zeng, 2010).

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

◀

▶

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

⏪

⏩

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



On the other hand, during the summer (Fig. 8) it appears that the tropical Pacific Ocean SST has more influence on rainfall over the Amazon than in winter. However, we note that the major influences of SST occur in eastern/northeastern Amazon (Fig. 8c and d) which show the strongest and most significant correlations. Based on the spatial pattern of SST in this period, we note that there is an ENSO-like pattern with greater intensity than observed in winter (Fig. 7). It is well known that variations of SST in the Pacific Ocean cause changes in precipitation in the Amazon (Ropelewski and Halper, 1987; Zeng, 1999). The influence of Atlantic SST is the main forcing for extreme events (droughts or floods) Amazon (Moura and Shukla, 1981; Liebmann and Marengo, 2001) that can impact the overall pattern of atmospheric circulation and moisture transport (Fu et al., 1999; Wang and Fu, 2002).

The positive bias in SST in most models shows that they overestimate the SST in the tropical Atlantic and Pacific Oceans. This pattern of the models can be responsible for drier conditions and reduced moisture convergence over the Amazon, since the observed values are generally above average on these oceans favoring large scale subsidence in the region, suppressing precipitation.

The correlation between SST and precipitation over Amazon (Fig. 9) provides us with a more quantitative view of how the SST is related to precipitation of the Amazon. In Fig. 9a–d (NAT) in JJA we note negative correlation of SST with rainfall in the Amazon (Good et al., 2008). Most models follow however the pattern of observed data from GPCP (black bar) and CMAP (bar red). The negative correlation is explained by the fact that the SST in May is relatively warmer, and JJA corresponds to the dry season in the Amazon which causes upward movement in regions of warm SST resulting in subsidence over the Amazon (Zeng et al., 2008). Moreover, during DJF (Fig. 9e–h, NAT) there is a positive correlation different from JJA. In this case, the SST is relatively cold, and at the same time, Amazon is on the edge of two main rainfall producing systems known as the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and South Atlantic Convergence Zone (SACZ). In general, the models reproduce the observational pattern observed for the four boxes studied suggesting that the models are able to capture this variability.

## 4.2 Bias of water balance in the present climate and possible causes for underestimation of modeled precipitation in Amazonia

The bias (Fig. 10) corresponds to the difference between the model and observation (ERA-Interim) of vertically integrated moisture flux (Fig. 1, gray box). The left (right) refers to the JJA (DJF). The unit of the lateral flux is  $10^7 \text{ kg s}^{-1}$ , while the balance (convergence) is expressed in  $\text{mm day}^{-1}$ .

Evaluating the flow that enters the northern edge for both JJA and DJF (Fig. 10a and f, respectively), there is a positive bias that represents an overestimation of the models. It is known that the inflow in JJA is from the South Atlantic Subtropical High (ASAS), while in DJF, the entry is via trade winds from the northeast and ASAS. On the southern edge (Fig. 10b and g), the bias is positive indicating that the models overestimate the flow relative to ERA-Interim. Some models underestimate this flow, for example, ACCES1-0, HADGEM2-CC and HADGEM2-ES during JJA. In DJF, most models have underestimated compared to ERA-Interim.

On the southern border, the intensity of overestimation of the models is greater during JJA than DJF. However, the humidity output is greater in DJF than JJA. On the eastern edge (Fig. 10c and h), a negative bias is observed which indicates underestimation of the models, and this feature is seen in most of them in JJA, while in DJF, most models overestimate compared to the observed data. The reduction of moisture in JJA by the eastern edge shown by the models is dangerous for the maintenance and operation of the forest, since the moisture that enters through east edges of the domain is influenced by the South Atlantic Subtropical High (Satyamurty et al., 2013).

The western edge (Fig. 10d and i) is characterized by negative bias corresponding to underestimation in JJA and DJF, in other words, the models are simulating the output of humidity less intensely. The resulting balance of all flows shows a difference between JJA (Fig. 10e) and DJF (Fig. 10j).

During JJA most models underestimate the convergence, while in DJF we note overestimation. This difference is due to the fact that in JJA (Fig. 10c) the eastern flow

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

⏪

⏩

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion





shows greater underestimation compared to DJF (Fig. 10f). Note also that the flow west is more underestimated in JJA (Fig. 10d) than DJF (Fig. 10i) which may have contributed to the underestimation seen in JJA (Fig. 10e) compared to DJF (Fig. 10j). In general, the moisture convergence in the Amazon is positive, that is, it is a source of atmospheric moisture in JJA and DJF (Satyamurty et al., 2013).

Joetzjer et al. (2013) compared simulations of precipitation in the Amazon during the climates of the present and the future by 13 CMIP3 and CMIP5 models. The results showed that, despite the improvement in spatial resolution of the models in CMIP5, precipitation is still underestimated by most of them. The models tend to represent the SST warmer than normal in the eastern Pacific and Atlantic inhibiting cloud formation and, consequently, the formation of precipitation.

The results of the correlation (Fig. 9) between the time series of precipitation in the four boxes in Fig. 1 and the spatial pattern of SST in the oceans Pacific (NINO3.4) and North and South Atlantic during JJA and DJF showed that the models were able to represent the correlation pattern of the observed data. This shows the skill of the models to represent satisfactorily the relationship between SST and precipitation, though the latter variable remains underestimated by the models despite the improvement in spatial resolution compared to previous versions of CMIP5.

In Fig. 9i–p (SAT) on average, the correlations are positive in both DJF and JJA corroborating the results found by Yoon and Zeng (2010) and Liebman and Marengo (2001). The correlations of the NINO3.4 area with Amazon rainfall (Fig. 9q–x) show negative correlations for most models in the JJA and DJF. Studies like Yoon and Zeng (2010) showed that the variability of rainfall in the Amazon is associated with variations in SST in the Pacific, in particular associated with El Niño/Southern Oscillation (ENSO). Langenbrunner and Neelin (2013) used 15 models of the CMIP5 during DJF and they analyzed the correlation between the Southern Oscillation Index (SOI) in the NINO3.4 region with global precipitation of the CMAP. The results showed that there was a negative correlation in the region Amazon confirming the results found here. Ronchail et al. (2002) evaluated the relationship between precipitation in the Amazon

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

⏪

⏩

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion





basin and the SST in the equatorial Pacific during JJA and DJF quarters. The results showed a negative correlation between these two variables that occurred due to the influence of SST both the Pacific and the Atlantic oceans. Liebman and Marengo (2001) analyzed the variability of the rainy season and rainfall in the Brazilian Amazon basin during JJA and DJF and found that precipitation is negatively correlated with SST in the NINO3.4 region.

The flow of moisture that enters the Amazon occurs by the influence of the South Atlantic Subtropical High as well as the trade winds. Depending on the time of year, moisture penetration occurs through the action of these two systems or just the influence of one of them. It was noted that in JJA moisture penetration is predominantly via South Atlantic Subtropical High, while in summer, occurs both as the influence of this system by the trade winds. This was observed by the values of flows that have entered at each edge of the field of Fig. 1 (gray box). For example, on the north edge the flow is strongest in DJF than in JJA.

On the other hand, in the eastern edge the moisture flow is more intense in JJA than in DJF. In JJA models overestimated flows in the northern and southern edges and underestimated the eastern and western edges as a result of flows entering and leaving the domain. It was noticed that models underestimated this final balance, showing that there was less net moisture entry this quarter. The results for DJF showed that the models overestimated in the north and the east and underestimated in the south and west. Less moisture leaving by edge through the south and west edges favored overestimation in the calculation of the final balance. In general, both in DJF and JJA the Amazon acted as a sink of moisture to the atmosphere despite the underestimation (overestimation) in JJA (DJF).

Most studies using the CMIP5 simulations (Joetzjer et al., 2013; Yin et al., 2013) evaluated the energy balance of the surface, precipitation variability, fields associated with atmospheric circulation to understand why the models are deficient in satisfactorily representing the precipitation regimes over the Amazon. We aimed to contribute to this analysis by investigating the properties of moisture transport to Amazon.

# HESSD

19, 1–34, 2015

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures



Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

◀

▶

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



The diagram in Fig. 11 shows a summary of the main results obtained from the analysis of the bias of precipitation and moisture convergence for the austral summer (DJF, Fig. 11a) and austral winter (JJA, Fig. 11b). During the wet season (DJF), our results show that the climate models have higher biases in rainfall simulation in the North-eastern region of Amazonia, while a lower bias and relatively better performance is noted in the Southwest. During the dry season (JJA), an opposite pattern is observed, that is, higher bias in rainfall simulations, probably related to higher bias of moisture convergence in the Southwest, and lower biases in the Northeast.

During DJF, the variability of SST in the Pacific is the main responsible for the modulation of atmospheric circulation and moisture convergence in Northeastern Amazonia (Fig. 8c and d). In this case, improvement in the model representations of the SST patterns and rainfall generating processes is clearly needed.

It is also noted that a positive bias of vertical motion (Fig. 5b) in the Southwestern part of the basin may, in this case, be responsible for a “better” performance of the models. However, this may be a case of unwittingly getting the right answer, where the models seem to show a good representation of the rainfall but wrongly represents its underlying processes.

In JJA, the higher bias obtained in the Southwest is less related to SST variability, but largely related to a bias in moisture convergence (Fig. 6). Because there is little relation to SST variability, it is likely that this underestimate of precipitation is caused by an underestimate of moisture recycling processes in the models.

In the Northeast, a lower bias was obtained, and, giving the high correlation of rainfall variability in this region with the patterns of SST in the Atlantic and Pacific (Fig. 7), it appears that the model simulations are representing relatively well the rainfall generation processes and teleconnections in this region in the dry season.

The results also show that some models such as HADGEM2, for example, showed a positive bias of precipitation in summer, which, particularly in the case of this model, can be attributed to perhaps the improvement in the representation of the generation of precipitation systems in the Amazon. Besides HADGEM2 models, other models show-

ing positive bias are: GISS-E2-R, INM-CM4. However, most models evaluated follow a trend for negative bias both for summer and for winter. Yin et al. (2013) used simulations of 11 models of CMIP5 to check whether precipitation is still underestimated on Amazon. The results showed that most models overestimate the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) in the Atlantic or Eastern Pacific. This overestimation may intensify subsidence and moisture divergence on the Amazon, which contributes to a dry bias during the dry season.

Andreoli et al. (2012) showed by technique of composite using data observed in the rainy season (JFMA) that the presence of positive anomalies of Sea Level Pressure of the Equatorial Atlantic tend to weaken the Intertropical Convergence Zone (ITCZ) and that anomalies of positive SST in the eastern Pacific (upward movement over this region and subsidence over the Amazon) contributed to the suppression of convection, and subsequently the reduction of precipitation over Amazonia. In general, the poor representation of the SST in the Pacific and the Atlantic over the models can be a possible cause of underestimation of precipitation. Proper representation of these mechanisms is important because precipitation is a key factor in the hydrological cycle as well as for the carbon balance in the region.

## 5 Conclusions

We evaluated the performance of 21 models of CMIP5 on Amazon during the historical period that corresponds to the current climate (1979–2005) related to seasonality (DJF and JJA) of the moisture flux and precipitation by comparing the outputs of these models with the products of precipitation the GPCP and CMAP, SST (NOAA) as well as reanalysis ERAI.

The results showed that for the four boxes used to evaluate the models in subregions within Amazonia, most models underestimated the rainfall in JJA and DJF seasons. A possible explanation for the underestimation is the inadequate representation of precipitation-producing systems in the Amazon and the difficulty of models to repre-

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

◀

▶

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



sent satisfactorily the variability of SST in the Equatorial Pacific and Atlantic Oceans. SST is responsible for controlling precipitation particularly in the dry season.

For all subregions, model simulations of rainfall are biased, compared to the observations, but model performances vary from region to region. In general, higher biases are obtained in the Northeastern part of the basin during the DJF quarter (austral summer, wet season) and lower in the Southwest. During the JJA quarter (austral winter, dry season), the pattern is opposite: higher biases are obtained in the Southwestern and lower in the Northeast.

During DJF, rainfall variability in Amazonia is highly correlated with the SST patterns in the Atlantic and Pacific oceans, and this modulates the general circulation and moisture convergence in the region. During JJA, on the other hand, biases in model simulations are less likely to be related to SST variability, but special focus should be given to moisture recycling processes in the models.

**The Supplement related to this article is available online at doi:10.5194/hessd-12-1-2015-supplement.**

*Acknowledgements.* The authors acknowledge the project FP7-AMAZALERT (project number 282664) for financial support the development of the research. A. J. Dolman acknowledges support from a Ciência Sem Fronteiras “Pesquisador Visitante Especial” scholarship.

## References

- Aceituno, P.: On the functioning of the Southern Oscillation in the South American sector. Part I: Surface climate, *Mon. Weather Rev.*, 116, 505–524, 1988.
- Andreoli, R. V., Sousa, R. A. F., Kayano, M. T., and Candido, L. A.: Seasonal anomalous rainfall in the central and eastern Amazon and associated anomalous oceanic and atmospheric patterns, *Int. J. Climatol.*, 32, 1193–1205, 2012.

**HESSD**

19, 1–34, 2015

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

◀

▶

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

[Title Page](#)[Abstract](#)[Introduction](#)[Conclusions](#)[References](#)[Tables](#)[Figures](#)[⏪](#)[⏩](#)[◀](#)[▶](#)[Back](#)[Close](#)[Full Screen / Esc](#)[Printer-friendly Version](#)[Interactive Discussion](#)

- Cook, B., Zeng, N., and Yoon, J. H.: Will Amazonia dry out? Magnitude and causes of change from IPCC climate model projections, *Earth Interact.*, 16, 1–27, 2012.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kallberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553–597, 2011.
- Foley, J. A., Botta, A., Coe, M. T., and Costa, M. H.: El Niño–Southern oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia, *Global Biogeochem. Cy.*, 16, 1132, doi:10.1029/2002GB001872, 2002.
- Fu, R., Zhu, B. and Dickinson, R. E.: How do atmosphere and land surface influence seasonal changes in the tropical Amazon?, *J. Climate*, 12, 1306–1321, 1999.
- Good, P., Lowe, J. A., Collins, M., and Moufouma-Okia, W.: An objective tropical Atlantic sea surface temperature gradient index for studies of south Amazon dry-season climate variability and change, *Philos. T. R. Soc. B.*, 363, 1761–1766, 2008.
- Harris, P. P., Huntingford, C., and Cox, P. M.: Amazon basin climate under global warming: the role of the sea surface temperature, *Philos. T. R. Soc. B.*, 363, 1753–1759, 2008.
- Huffman, G. J., Adler, R. F., Arkin, P., Chang, A., Ferraro, R., Gruber, A., Janowiak, J., McNab, A., Rudolf, B., and Schneider, U.: The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 5–20, 1997.
- Joetzer, E., Douville, H., Delire, C., and Ciais, P.: Present-day and future Amazonian precipitation in global climate models: CMIP5 versus CMIP3, *Clim. Dynam.*, 41, 2921–2936, 2013.
- Kousky, V. E., Cavalcanti, I. F. A., and Kayano, M. T.: A review of the Southern Oscillation: oceanic–atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies, *Tellus A*, 36, 490–504, 1984.
- Langenbrunner, B. and Neelin, J. D.: Analyzing ENSO teleconnections in CMIP models as a measure of model fidelity in simulating precipitation, *J. Climate*, 26, 4431–4446, 2013.
- Liebmann, B. and Marengo, J. A.: Interannual variability of the Rainy Season and Rainfall in the Brazilian Amazon Basin, *J. Climate*, 14, 4308–4318, 2001.

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures



Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



Lima, K. C., Satyamurty, P., and Fernandez, J. P. R.: Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil, *Theor. Appl. Climatol.*, 101, 121–135, 2010.

Lorenz, C. and Kunstmann, H.: The hydrological cycle in three state-of-the-art reanalyses: intercomparison and performance analysis, *J. Hydrometeorol.*, 13, 1397–1420, 2012.

Marengo, J. A., Tomasella, J., Alves, L. M., Soares, W., and Rodriguez, D. A.: The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L12703, doi:10.1029/2011GL047436, 2011.

Marengo, J. A., Tomasella, J., Alves, L. M., Soares, W., and Nobre, C. A.: Extreme climatic events in the Amazon basin: climatological and hydrological context of recent floods, *Theor. Appl. Climatol.*, 107, 73–85, 2012.

Moura, A. D. and Shukla, J.: On the dynamics of droughts in northeast Brazil: observations, theory and numerical experiments with a general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, 38, 2653–2675, 1981.

Mueller, B., Hirschi, M., Jimenez, C., Ciais, P., Dirmeyer, P. A., Dolman, A. J., Fisher, J. B., Jung, M., Ludwig, F., Maignan, F., Miralles, D. G., McCabe, M. F., Reichstein, M., Sheffield, J., Wang, K., Wood, E. F., Zhang, Y., and Seneviratne, S. I.: Benchmark products for land evapotranspiration: LandFlux-EVAL multi-data set synthesis, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 3707–3720, doi:10.5194/hess-17-3707-2013, 2013.

Pinto, L. I., Costa, M. H., Lima, F. Z. L., Diniz, L. M. F., Sedyama, G. C., and Pruski, F. F.: Comparação de produtos de precipitação para a América do Sul, *Rev. Bras. Met.*, 24, 461–472, 2009.

Rao, V. B., Cavalcanti, I. F. A., and Hada, K.: Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America, *J. Geophys. Res.*, 101, 26539–26551, 1996.

Ronchail, J., Gerard, C., Molinier, M., Guyot, J. P., Chaves, A. G. M., Guimaraes, V., and Oliveira, E.: Interannual rainfall variability in the Amazon Basin and sea–surface temperatures in the Equatorial Pacific and the Tropical Atlantic Oceans, *Int. J. Climatol.*, 22, 1663–1686, 2002.

Ropelewski, C. F. and Halpert, M. S.: Global and regional scale precipitation associated with El Niño/Southern Oscillation, *Mon. Weather Rev.*, 115, 1606–1626, 1987.

Satyamurty, P., Costa, C. P. W., and Manzi, A. O.: Moisture source for the Amazon Basin: a study of contrasting years, *Theor. Appl. Climatol.*, 111, 195–209, 2013.

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

⏪

⏩

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



Smith, T. M., Reynolds, R. W., Peterson, T. C., and Lawrimore, J.: Improvements to NOAA's historical merged land–ocean surface temperature analysis (1880–2006), *J. Climate*, 21, 2283–2296, 2008.

Taylor, K. E., Ronald, J. S., and Gerald, A. M.: An overview of CMIP5 and the experiment design, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 485–498, 2012.

Wang, H. and Fu, R.: Cross-equatorial flow and seasonal cycle of precipitation over South America, *J. Climate*, 15, 1591–1608, 2002.

Xie, P. and Arkin, P. A.: Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on Gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs, *B. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 2539–2558, 1997.

Xie, S. P. and Carton, J. A.: Tropical Atlantic variability: patterns, mechanisms, and impacts, *Earth climate: the Ocean–Atmosphere Interaction*, *Geoph. Monog. Series*, 147, 121–142, 2004.

Yin, L., Fu, R., Shevliakova, E., and Dickson, R. E.: How well can CMIP5 simulate precipitation and its controlling processes over tropical South America?, *Clim. Dynam.*, 41, 3127–3143, 2013.

Yoon, J. H. and Zeng, N.: An Atlantic influence on Amazon rainfall, *Clim. Dynam.*, 34, 249–264, 2010.

Zeng, N.: Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle, *J. Geophys. Res.*, 104, 9097–9106, 1999.

Zeng, N., Yoon, J. H., Marengo, J. A., Subramaniam, A., Nobre, C. A., Mariotti, A., and Neelin, J. D.: Causes and impacts of the 2005 Amazon drought, *Environ. Res. Lett.*, 3, 1–9, 2008.

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

⏪

⏩

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



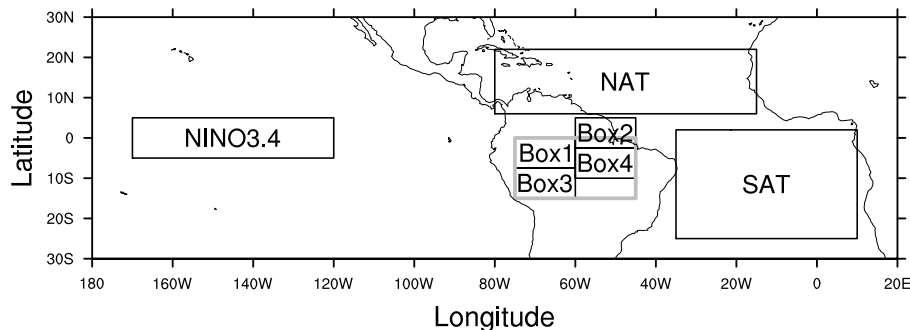
Table 1. The WCRP CMIP5 models used in this study.

Model	Expansion	Source	Atmospheric Resolution	
1	ACCESS1.0	Australian Community Climate and Earth-System Simulator, version 1.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation (CSIRO) and Bureau of Meteorology, Australia	192 × 145
2	BCC-CSM1.1	Beijing Climate Center, Climate System Model, version 1.1	Beijing Climate Center, China	128 × 64
3	CanESM2	Second Generation Canadian Earth System Model	Canadian Centre for Climate Modelling and Analysis, Canada	128 × 64
4	CCSM4	Community Climate System Model, version 4	National Center for Atmospheric Research (NCAR), United States	288 × 192
5	CNRM-CM5	Centre National de Recherches Météorologiques Coupled Global Climate Model, version 5	Centre National de Recherches Meteorologiques/Centre Européen de Recherche et Formation Avancées en Calcul Scientifique, France	256 × 128
6	CSIRO Mk3.6.0	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation Mark, version 3.6.0	CSIRO and Queensland Climate Change Centre of Excellence, Australia	192 × 96
7	FGOALS-s2	Flexible Global Ocean–Atmosphere–Land System Model gridpoint, second spectral version	Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, China	128 × 108
8	GFDL-CM3	GFDL Climate Model, version 3 (GFDL-CM3)	National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/GFDL, United States	144 × 90
9	GFDL-ESM2G	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Earth System Model with Generalized Ocean Layer Dynamics (GOLD) component (ESM2G)	National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)/GFDL, United States	144 × 90
10	GFDL-ESM2M	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory Earth System Model with Modular Ocean Model 4 (MOM4) component (ESM2M)	NOAA/GFDL, United States	144 × 90
11	GISS-E2-R	Goddard Institute for Space Studies Model E2, coupled with the Russell ocean model	NASA GISS, United States	144 × 90
12	HadGEM2-CC	Hadley Centre Global Environment Model, version 2–Carbon Cycle	Met Office, UK	192 × 145
13	HadGEM2-ES	Hadley Centre Global Environment Model, version 2–Earth System	Met Office, UK	192 × 145
14	INM-CM4.0	Institute of Numerical Mathematics Coupled Model, version 4.0	Institute of Numerical Mathematics, Russia	180 × 120
15	IPSL-CM5A-LR	L'Institut Pierre-Simon Laplace Coupled Model, version 5A, coupled with NEMO, low resolution	L'Institut Pierre-Simon Laplace, France	96 × 96
16	IPSL-CM5A-MR	L'Institut Pierre-Simon Laplace Coupled Model, version 5A, coupled with NEMO, mid resolution	L'Institut Pierre-Simon Laplace, France	96 × 96
17	MIROC5	Model for Interdisciplinary Research on Climate, version 5	Atmosphere and Ocean Research Institute (AORI) (The University of Tokyo), National Institute for Environmental Studies (NIES), and Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Japan	256 × 224
18	MIROC-ESM	Model for Interdisciplinary Research on Climate, Earth System Model	AORI, NIES, and JAMSTEC, Japan	128 × 64
19	MPI-ESM-LR	Max Planck Institute Earth System Model, low resolution	Max Planck Institute for Meteorology, Germany	192 × 96
20	MRI-CGCM3	Meteorological Research Institute Coupled Atmosphere–Ocean General Circulation Model, version 3	Meteorological Research Institute, Japan	320 × 160
21	NorESM1-M	Norwegian Earth System Model, version 1 (intermediate resolution)	Norwegian Climate Centre, Norway	144 × 96



## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

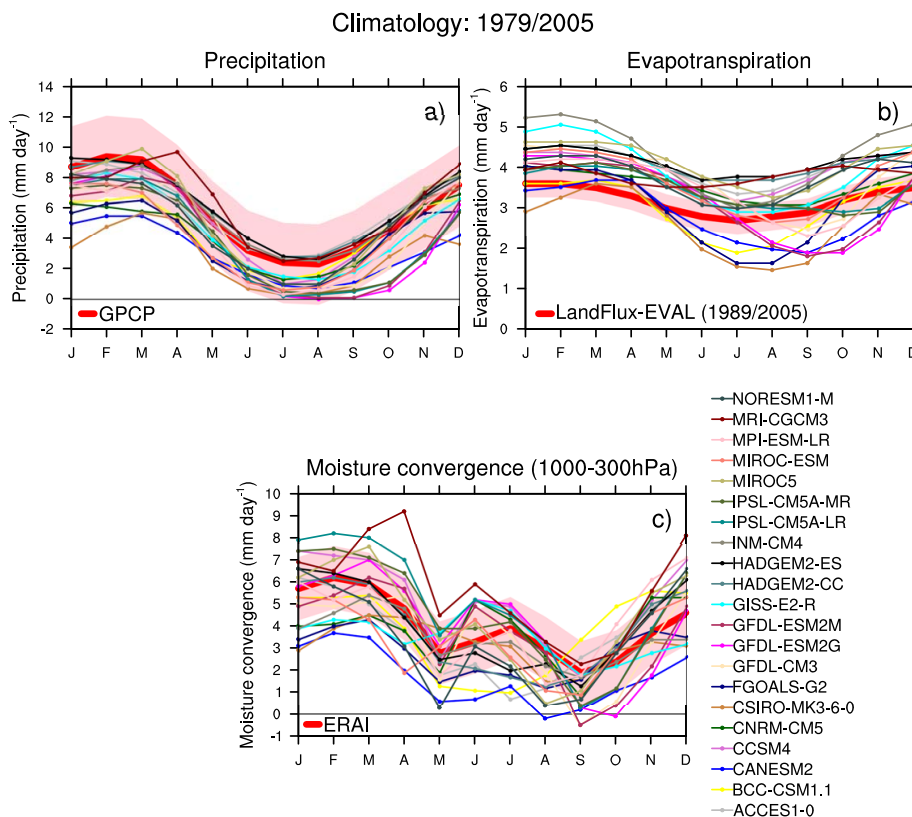


**Figure 1.** Study area. NAT is the region of the North Atlantic and SAT is the South Atlantic region. The gray box is used in the analysis of climatology (Fig. 2), Taylor diagram (Fig. 3) and discussion of biases in modeled water transport (Fig. 10).

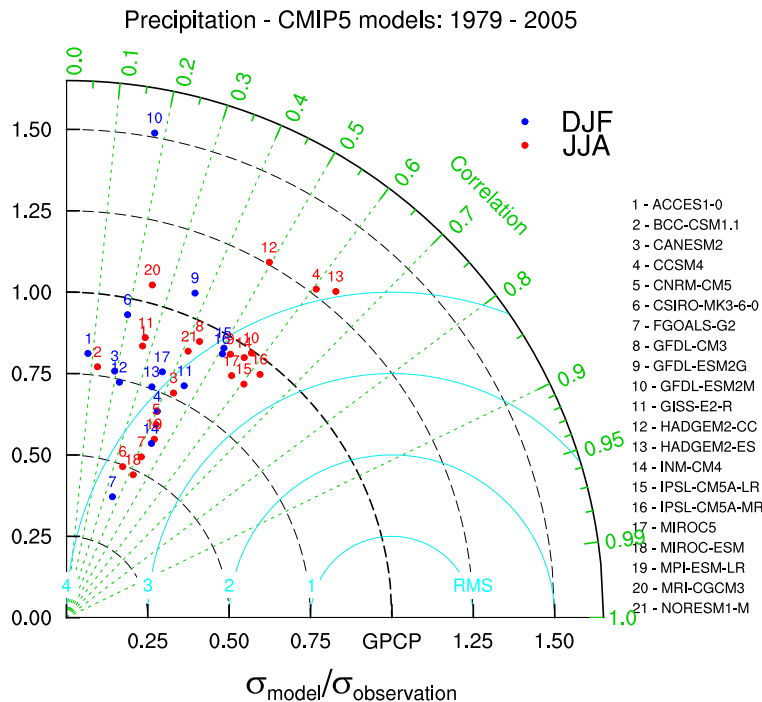
[Title Page](#)[Abstract](#)[Introduction](#)[Conclusions](#)[References](#)[Tables](#)[Figures](#)[⏪](#)[⏩](#)[◀](#)[▶](#)[Back](#)[Close](#)[Full Screen / Esc](#)[Printer-friendly Version](#)[Interactive Discussion](#)

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.



**Figure 2.** Climatology of Amazonian (a) precipitation ( $\text{mm day}^{-1}$ ), (b) evapotranspiration ( $\text{mm day}^{-1}$ ) and, (c) moisture convergence ( $\text{mm day}^{-1}$ ) for the 1979–2005 period, and observed (red thick line) and simulated (colored thin lines) by the CMIP-5 suite of climate models. The shaded region represents the SD of the observation.



**Figure 3.** Taylor diagram for correlation (green line) and SD (black line) for precipitation during JJA and DJF (1979–2005) using GPCP like reference. On the Taylor diagram, angular axes show correlation between modeled and observed; radial axes show SD (root-mean-square deviation [cyan line]) normalized against that of observation. The domain used is the gray box of the Fig. 1. Only positive correlations are shown. The BCC-CSM1.1, CNRM-CM5, GFDL-CM3, MIROC-ESM, MPI-ESM-LR, MRI-CGCM3 and NORESM1-M models show negative correlations during DJF.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures



Back

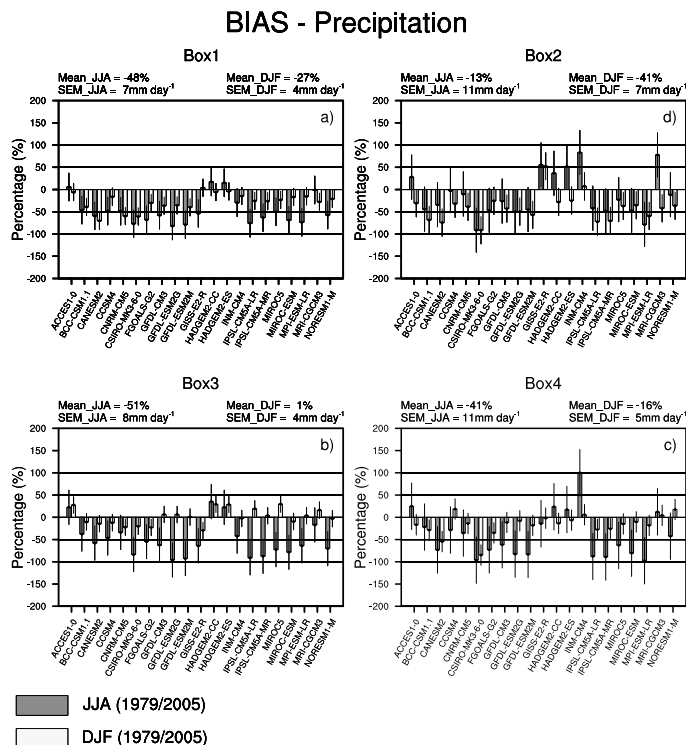
Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion





**Figure 4.** BIAS of precipitation in relation to rainfall from GPCP. The average (Mean) of each season as well as the standard error of the mean (SEM) are also shown in the upper left/right corner. The value of SEM is calculated as the ratio between the SD and square root the number of elements in the sample. SD is shown by the thin black bars.

[Title Page](#)

[Abstract](#)

[Introduction](#)

[Conclusions](#)

[References](#)

[Tables](#)

[Figures](#)

⏪

⏩

⏴

⏵

[Back](#)

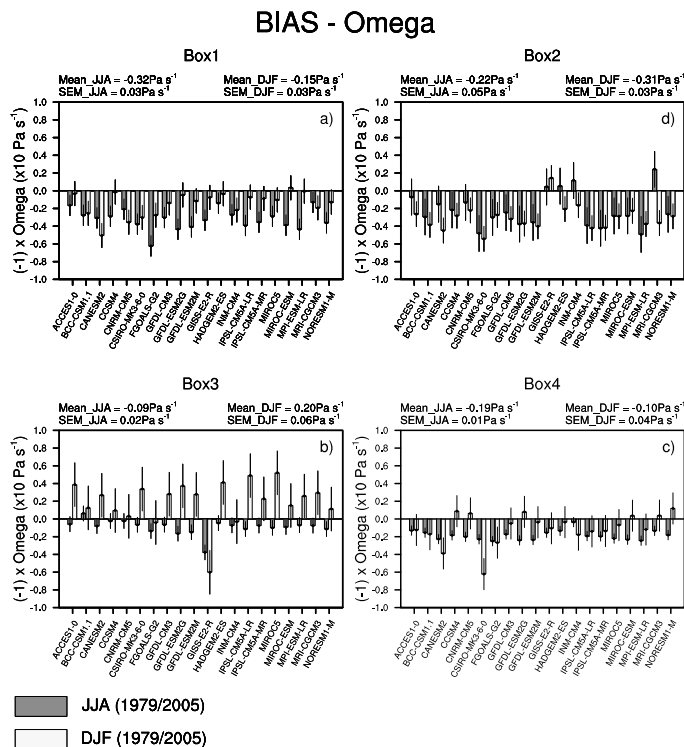
[Close](#)

[Full Screen / Esc](#)

[Printer-friendly Version](#)

[Interactive Discussion](#)





**Figure 5.** BIAS of Omega. The average (Mean) value of each season as well as the standard error of the mean (SEM) are shown in the upper left/right corner. The value of SEM is calculated as the ratio between the SD and the root square of the number of elements in the sample. SD is shown by the thin black bars. The values were multiply by  $-1$  to show that models underestimate omega (ERA1). The HADGEM2-CC model does not provide any omega information.

Title Page

Abstract Introduction

Conclusions References

Tables Figures

◀ ▶

◀ ▶

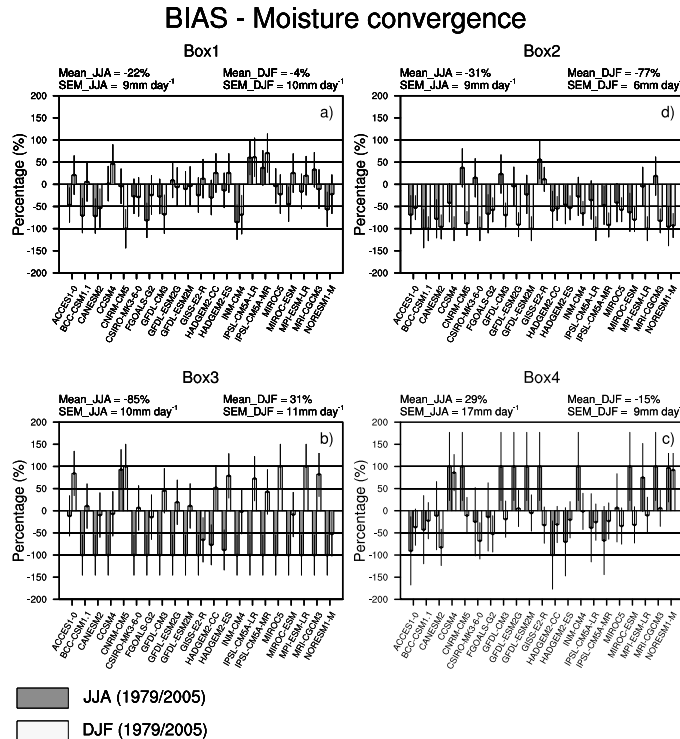
Back Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion





**Figure 6.** BIAS of moisture convergence in relation to ERAI. The average (Mean) of each season as well as the standard error of the mean (SEM) are also shown in the upper left/right corner. The value of SEM is calculated as the ratio between the SD and square root the number of elements in the sample. SD is shown by the thin black bars.

[Title Page](#)

<a href="#">Abstract</a>	<a href="#">Introduction</a>
<a href="#">Conclusions</a>	<a href="#">References</a>
<a href="#">Tables</a>	<a href="#">Figures</a>

⏪
⏩

◀
▶

<a href="#">Back</a>	<a href="#">Close</a>
----------------------	-----------------------

[Full Screen / Esc](#)

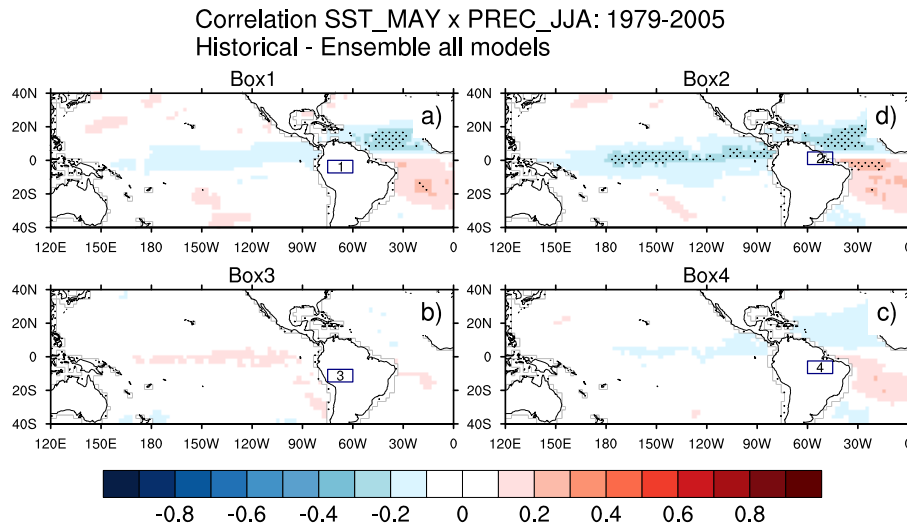
[Printer-friendly Version](#)

[Interactive Discussion](#)



## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.



**Figure 7.** Ensemble correlation between SST\_MAY and PREC\_JJA of all 21 models of the CMIP5 to box 1, 2, 3 and 4. Dotted areas are significant at the 90% level of significance.

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

◀

▶

◀

▶

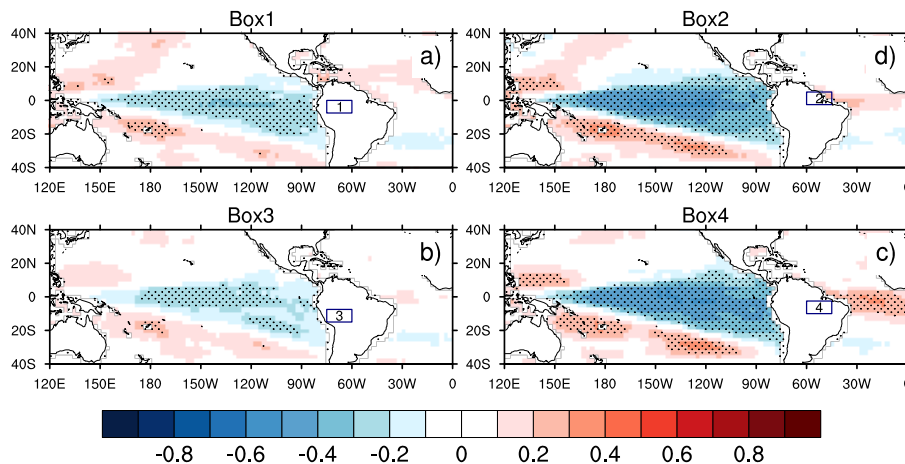
Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion

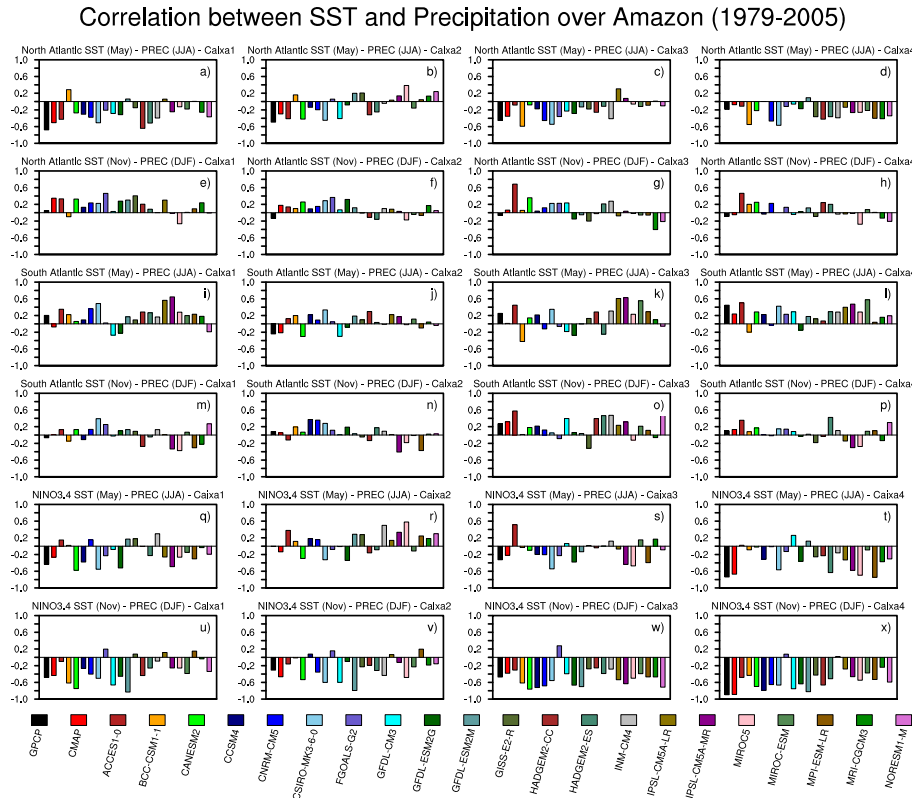
Correlation SST\_NOV x PREC\_DJF: 1979-2005  
Historical - Ensemble all models

**Figure 8.** Ensemble correlation between SST\_NOV and PREC\_DJF of all 21 models of the CMIP5 to box 1, 2, 3 and 4. Dotted areas are significant at the 90 % level of significance.



## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.

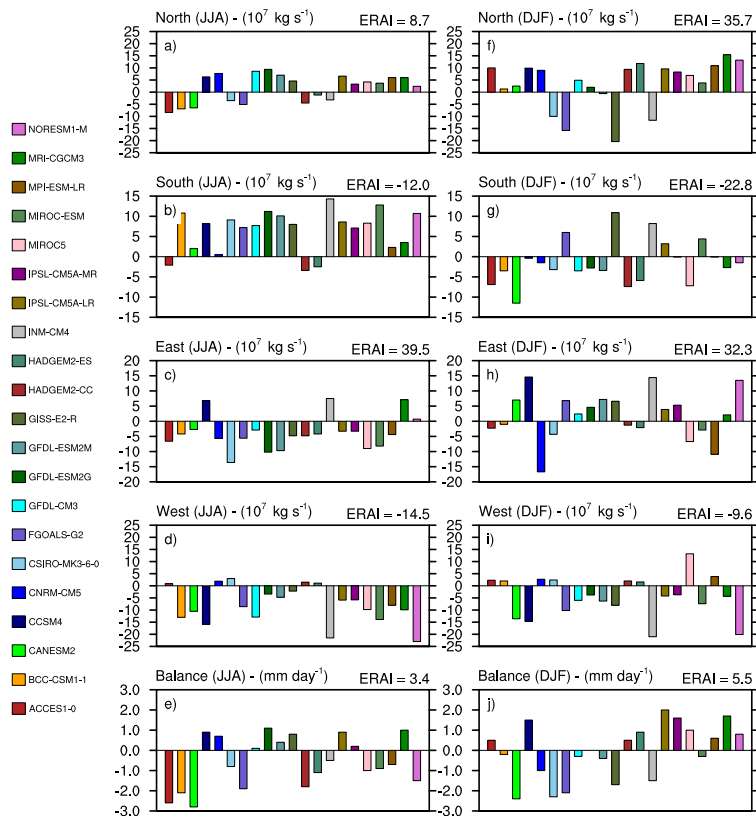


**Figure 9.** Correlation between regions of SST in the Pacific and Atlantic oceans and precipitation in the Amazon to box 1, 2, 3 and 4 (Fig. 1).



[Title Page](#)  
[Abstract](#)   [Introduction](#)  
[Conclusions](#)   [References](#)  
[Tables](#)   [Figures](#)  
◀   ▶  
◀   ▶  
[Back](#)   [Close](#)  
[Full Screen / Esc](#)  
[Printer-friendly Version](#)  
[Interactive Discussion](#)

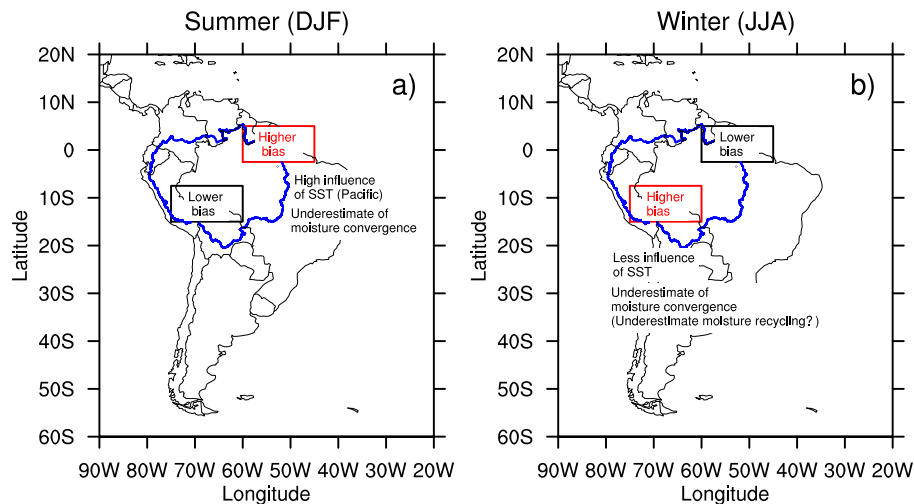
## BIAS - Water Balance (1979-2005) | Level : 1000-300hPa



**Figure 10.** BIAS of the moisture flux by components in JJA (left) and DJF (right) period. The unit flows north, south, east and west are in  $10^7 \text{ kg s}^{-1}$  and balance unit is  $\text{mm day}^{-1}$ . In the upper right corner of each figure is the calculated flow of moisture ERAI. The bars are the difference between the models and the ERAI. The moisture flux is calculated on the edges in the gray box in Fig. 1.

## Precipitation in the Amazon

G. Martins et al.



**Figure 11.** Schematic diagram showing the bias of precipitation and moisture convergence. The blue outline represents the Amazon basin.

Title Page

Abstract

Introduction

Conclusions

References

Tables

Figures

◀

▶

◀

▶

Back

Close

Full Screen / Esc

Printer-friendly Version

Interactive Discussion



**ANEXO D - RESUMO PUBLICADO EM EVENTO INTERNACIONAL.**

**AUTORES:** GUILHERME MARTINS, CELSO VON RANDOW, GILVAN SAMPAIO E A. J. DOLMAN.

**Título:** Impact of Sea Surface Temperature on moisture transport and Amazon precipitation in CMIP5 simulations

**Evento:** Integrated Land Ecosystem – Atmosphere Processes Study (iLEAPS)

**Ano:** 2014

**URL:** <http://www.ileaps.org/?q=node/87>

## **IMPACT OF SEA SURFACE TEMPERATURE ON MOISTURE TRANSPORT AND AMAZON PRECIPITATION IN CMIP5 SIMULATIONS**

*Guilherme Martins<sup>1</sup>, Celso von Randow<sup>1</sup>, Gilvan Sampaio<sup>1</sup>, A. J. Dolman<sup>2</sup>*

(1) Earth System Science Center /National Institute for Space Research, Brazil

(2) Department of Earth Sciences/Vrije Universiteit Amsterdam, Netherlands

guilherme.martins@inpe.br

There is a large variation in the precipitation projections over Amazonia under climate change suggesting that current climate models may be failing to represent important aspects of the dynamics of rainfall generation in the region. It is important to understand the causes of this variation as precipitation is a key input into the terrestrial hydrological and carbon cycles. Anomalies in Sea Surface Temperatures (SST) are correlated with precipitation through moisture inflow over the Amazon region. To assess possible causes of the discrepancy between climate simulations we analyze how well the Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) models represent the correlations between SST anomalies and precipitation in four regions of the Amazon during the present climate (1979-2005). We also assess their performance in relation to the transport of water vapor. We use 21 model formulations and pseudo-observation data from the reanalysis of NCEP and ERAI. All model outputs are interpolated to the same resolution as the NCEP and ERAI products. Most models tend to reproduce the observed correlation between SST and precipitation in some form or another. The models do tend to underestimate the convergence of moisture in the dry season and overestimate during the rainy season. This underestimation in the dry period may explain the low bias of the models in the dry season. During the wet season the positive bias of moisture convergence does not translate in a positive bias in simulated precipitation. We analyze these biases in the context of the balance between moisture convergence and moisture recycling in the basin.