



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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.25.12.43-TDI

## ANÁLISE DOS PADRÕES ATMOSFÉRICOS ASSOCIADOS A EVENTOS SECOS NA BACIA AMAZÔNICA

Mariah Sousa Gomes

Dissertação de Mestrado do  
Curso de Pós-Graduação em  
Meteorologia, orientada pelos  
Drs. Dirceu Luis Herdies, e Diego  
Oliveira de Souza, aprovada em 25  
de maio de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R6QKJH>>

INPE  
São José dos Campos  
2018

**PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE  
Gabinete do Diretor (GBDIR)  
Serviço de Informação e Documentação (SESID)  
CEP 12.227-010  
São José dos Campos - SP - Brasil  
Tel.:(012) 3208-6923/7348  
E-mail: pubtc@inpe.br

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

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos  
Climáticos (CGCPT)

**Membros:**

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas  
(CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia  
Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra  
(CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

**BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

**REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

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

**EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

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

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)



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

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.25.12.43-TDI

## ANÁLISE DOS PADRÕES ATMOSFÉRICOS ASSOCIADOS A EVENTOS SECOS NA BACIA AMAZÔNICA

Mariah Sousa Gomes

Dissertação de Mestrado do  
Curso de Pós-Graduação em  
Meteorologia, orientada pelos  
Drs. Dirceu Luis Herdies, e Diego  
Oliveira de Souza, aprovada em 25  
de maio de 2018.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R6QKJH>>

INPE  
São José dos Campos  
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Gomes, Mariah Sousa.

G585a Análise dos padrões atmosféricos associados a eventos secos na Bacia Amazônica / Mariah Sousa Gomes. – São José dos Campos : INPE, 2018.

xx + 116 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/05.25.12.43-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.

Orientadores : Drs. Dirceu Luis Herdies, e Diego Oliveira de Souza.

1. Seca. 2. Bacia Amazônica. 3. Circulação atmosférica. 4. Reanálise CFSR. 5. Satélite TRMM. I.Título.

CDU 632.112(292.88)

---



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/).



Aluno (a): *Mariah Sousa Gomes*

Título: "ANÁLISE DOS PADRÕES ATMOSFÉRICOS ASSOCIADOS A EVENTOS SECOS NA BACIA AMAZÔNICA".

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de *Mestre* em

*Meteorologia*

Dr. José Antonio Aravéquia



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

( ) Participação por Vídeo - Conferência

Dr. Dirceu Luis Herdies



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

( ) Participação por Vídeo - Conferência

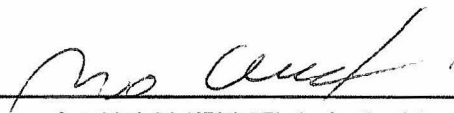
Dr. Diego Oliveira de Souza



Orientador(a) / CEMADEN / São José dos Campos - SP

( ) Participação por Vídeo - Conferência

Dr. Mario Francisco Leal de Quadro



Convidado(a) / IFSC / Florianópolis - SC

( ) Participação por Vídeo - Conferência

Dra. Gabriela Viviana Müller



Convidado(a) / CICYTTP/CONCET / Argentina - ARG

( ) Participação por Vídeo - Conferência

*Este trabalho foi aprovado por:*

( ) maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 25 de maio de 2018



## **AGRADECIMENTOS**

A meus orientadores Dr. Dirceu Luis Herdies e Dr. Diego Oliveira de Souza pela orientação, pelos conhecimentos passados e apoio.

A meus pais Aníbal Gomes Filho e Méri Sousa Gomes, e a minha irmã Maiara Sousa Gomes, pelo apoio incondicional em todos os momentos desta caminhada, incentivo e amor a mim dedicados. Amo vocês.

À minha família em São José dos Campos (dindos, primos e tia), pelo amor e carinho que nunca deixaram que me sentisse sozinha.

Aos colegas da turma de mestrado, Carolina Araújo, Joao Huaman, Mylene Jaen, Renata Eidt e Romero Wanzeler, por serem mais que colegas, AMIGOS. Obrigada pela amizade e companheirismo, nossa turma será inesquecível!

Ao corpo docente do INPE e demais funcionários da instituição.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) pela concessão da bolsa de mestrado.



## RESUMO

Secas são eventos meteorológicos capazes de causar graves transtornos socioeconômicos. Embora sua definição varie de acordo com o clima da localidade afetada e finalidade do estudo, são caracterizadas por um déficit hídrico como consequência de um prolongado período de chuvas inferiores a média na área em questão. Na Amazônia, encontra-se a maior floresta tropical e bacia hidrográfica do mundo, o que faz dela um bioma de características peculiares. O ENOS e aquecimento anômalo da superfície do ATN impactam nas condições atmosféricas da região, e consequentemente na variabilidade do seu regime de chuvas. Recentes estudos investigaram a relação entre tais fenômenos e as secas de 1997-1998, 2005 e 2010, no entanto alguns aspectos destes episódios ainda não foram esclarecidos, como as características da circulação média durante os eventos. O presente estudo tem por objetivos caracterizar os eventos de 1997-1998, 2005 e 2010, identificar a influência remota das anomalias de TSM mencionadas e padrões atmosféricos associados, em específico as circulações de Hadley e Walker. Os resultados encontrados permitiram identificar que padrões de circulação zonal anômalos foram determinantes para a ocorrência do evento seco de 1997-1998 uma vez que houve uma inversão da posição dos ramos ascendentes e subsidentes da célula de Walker. A componente meridional também determinou as alterações no regime de chuvas, e suas anomalias provavelmente estiveram associadas ao enfraquecimento dos ventos Alísios. As condições secas que culminaram no evento de 2005 foram determinadas, em sua maior parte, pelas anomalias de circulação meridional de Hadley, com ramo ascendente deslocado para nordeste. As anomalias sazonais de precipitação na bacia Amazônica persistiram principalmente durante a estação seca de 2004 e 2005, no entanto observou-se intensas anomalias positivas de movimento vertical sobre o ATN na estação chuvosa. Já o evento de 2010 foi determinado por mudanças no comportamento da circulação zonal, durante o verão, quando o El Niño atuou, e também na circulação meridional, principalmente devido as anomalias de TSM no ATN. Sua severidade pôde ser atribuída à atuação simultânea destes padrões atípicos, e a persistência de intensos movimentos ascendentes no oceano durante a estação seca. Dos resultados encontrados é possível concluir portanto, que eventos secos na Amazônia estão diretamente relacionados a mudanças nos padrões de escoamento em baixos e médios níveis, assim como modificações na circulação zonal e meridional.

Palavras-chave: Seca. Bacia Amazônia. Circulação Atmosférica. Reanálise CFSR. Satélite TRMM.



# **ANALYSIS OF ATMOSPHERIC PATTERNS ASSOCIATED TO DRY EVENTS IN THE AMAZON BASIN**

## **ABSTRACT**

Droughts are meteorological events capable of causing severe socioeconomic disturbances, and although their definition may vary according to the purpose of the studies involved and the climate of the affected regions, they may be characterized by a water deficit because of below-expected rainfall. In Amazon there is a largest tropical rainforest and watershed in the world, making it a biome of peculiar characteristics. It is known that the El Niño-Southern Oscillation and the anomalous heating of the surface of the North Atlantic Ocean directly impact on the atmospheric conditions of this region, and projections indicate a possible increase in the frequency and severity of these episodes, associated to such phenomena. Although some studies have recently analyzed their causes and impacts, some aspects of the 1997-98, 2005-06 and 2010 droughts are still not well understood, as the characteristics of the average circulation during the events. The objective of this study is therefore to identify how the 1997-1998, 2005 and 2010 events teleconnections affected the atmospheric circulation of the Amazon region during periods of drought, specifically the Haddley and Walker circulations. The results showed that anomalous zonal circulation patterns were determinant for the occurrence of the dry event of 1997-1998 since there was an inversion of the position of the ascending branches and subsidence of the Walker cell. The meridional component also determined the changes in the rainfall regime, and its anomalies were probably associated with the weakening of the Alísios winds. The dry conditions that culminated in the 2005 event were determined, for the most part, by Hadley's meridional circulation anomalies, with an upward branch moving to the northeast. Precipitation anomalies in the Amazon basin persisted mainly during the dry season of 2004 and 2005, however intense positive anomalies of vertical movement on the ATN were observed in the rainy season. The event of 2010 was determined by changes in the behavior of the zonal circulation, during the summer, when the El Niño played, and also in the meridional circulation, mainly due to the SST anomalies in the ATN. Its severity could be attributed to the simultaneous performance of these atypical patterns, and the persistence of intense upward movements in the ocean during the dry season. From the results it is possible to conclude that dry events in the Amazon are directly related to changes in flow patterns at low and medium levels, as well as changes in zonal and meridional circulation.

**Keywords:** Drought. Amazon Basin. Atmospheric Circulation. Reanalysis CFSR. Satellite TRMM.





## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 3.1 Mapa do bioma Amazônico, e delimitações da Amazônia Legal e arco do desmatamento. ....	6
Figura 3.2 Representação esquemática dos sistemas atmosféricos atuantes na América do Sul. Na baixa troposfera: ventos Alísios de nordeste (ANE), ventos Alísios de sudeste (ASE), Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul (ASPS), Baixa Pressão (B), Baixa do Chaco (BC), região de Baixas Térmicas no Noroeste Argentino (BNE), Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM), Frente Fria (FF), Frente Quente (FQ), Jatos de Baixos Níveis à Leste dos Andes (JBN), Linha de Instabilidade Tropical (LI), Linha de Instabilidade Pré-Frontal (LIF), Nuvem Vírgula (NV), Regiões Ciclogenéticas (RC), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Alta troposfera: Alta da Bolívia (AB), Região de bloqueios atmosféricos (BL), Cavado do Nordeste do Brasil (CNE), Jato Subtropical (JS), Jato Polar (JP), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis Subtropicais (VCAN sub) e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis tropicais (VCAN trop). ....	9
Figura 3.3 Modelo conceitual da circulação de Walker em anos de condições normais sobre o Oceano Pacífico Equatorial. ....	19
Figura 3.4 Célula de circulação de Walker em condições de El Niño (esquerda) e La Niña (direita). ....	21
Figura 3.5 Modelo conceitual das células de circulação meridional em diferentes latitudes, sistemas de pressão e direção média dos ventos em baixos níveis da atmosfera. ....	23
Figura 4.1 Mapa da área de estudo. ....	31
Figura 5.1 Precipitação média climatológica (1981-2010 GPCP e CFSR, 1998-2010 produto 3B43 do TRMM) em toda área da Bacia Amazônica. ....	36
Figura 5.2 Precipitação média climatológica (1981-2010 GPCP e CFSR, e 1998-2010 do produto 3B43 do TRMM), no leste (a), oeste (b) e sul (c) da Bacia Amazônica. ....	37
Figura 5.3 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante 1997. ....	40
Figura 5.4 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante 1998. ....	41

Figura 5.5 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante o evento seco de 1997-1998 nas regiões leste (a e b), oeste (c e d) e sul (e e f) da Bacia Amazônica. ....	42
Figura 5.6 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante os anos de 1997 (a) e 1998 (b), em toda Bacia Amazônica .....	44
Figura 5.7 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante o ano de 2002.....	46
Figura 5.8 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante o evento seco de 2005, caracterizado por déficit das chuvas em 2002 (a), 2003, (b), 2004 (c) e 2005 (d), no leste da bacia Amazônica .....	47
Figura 5.9 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante o evento seco de 2005, caracterizado por déficit das chuvas em 2002 (a), 2003, (b), 2004 (c) e 2005 (d), no oeste da bacia Amazônica .....	48
Figura 5.10 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante o evento seco de 2005, caracterizado por déficit das chuvas em 2002 (a), 2003, (b), 2004 (c) e 2005 (d), no sul da bacia Amazônica .....	49
Figura 5.11 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante o ano de 2003.....	50
Figura 5.12 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante o ano de 2004.....	51
Figura 5.13 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante o ano de 2005.....	52
Figura 5.14 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante os anos de 2002 (a), 2003 (b), 2004 (c) e 2005 (d), em toda Bacia Amazônica.....	54
Figura 5.15 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante o ano de 2009.....	55
Figura 5.16 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante o ano de 2010.....	56
Figura 5.17 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante o evento seco de 2010, caracterizado por déficit das chuvas em 2009 e 2010 no leste (a e b), oeste (c e d), e sul da bacia (e e f).....	57
Figura 5.18 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante o ano de 2009 (a) e de 2010 (b), em toda Bacia Amazônica .....	59
Figura 5.19 Anomalias de TSM durante as estações chuvosa e seca da bacia Amazônia dos anos de 1997 (a) e 1998 (b) .....	62
Figura 5.20 Anomalias de TSM durante as estações chuvosa e seca da bacia Amazônia do ano de 2003 .....	64

Figura 5.21 Anomalias de TSM durante as estações chuvosa e seca da bacia Amazônia do ano de 2004(a) e 2005 (b) .....	65
Figura 5.22 Anomalias de TSM durante as estações chuvosa e seca da bacia Amazônia do ano de 2009 .....	66
Figura 5.23 Anomalias de TSM durante as estações chuvosa e seca da Bacia Amazônia do ano de 2010 .....	67
Figura 6.1 escoamento médio no nível de 250 hPa durante a estação chuvosa (NDJFM) (a) e estação seca (MJJAS) (b).....	70
Figura 6.2 escoamento médio no nível de 850 hPa durante a estação chuvosa (NDJFM) (a) e estação seca (MJJAS) (b). .....	71
Figura 6.3 Movimento vertical (m/s, colorido) e componente zonal do vento (u, w*100, m/s) médios entre as longitudes que correspondem ao norte (a, 5°S e 3°N) e sul (b, 13°S e 5°S) da bacia Amazônica, entre 160°E e 0°, durante a estação chuvosa (NDJFM), calculados a partir do conjunto de dados da reanálise CFSR.....	73
Figura 6.4 Movimento vertical (m/s, colorido) e componente zonal do vento (u, w*100, m/s) médios entre o norte (a, 5°S e 3°N) e sul (b, 13°S e 5°S) da bacia Amazônica, entre 160°E e 0°, durante a estação seca (MJJAS), calculados a partir do conjunto de dados da reanálise CFSR.....	75
Figura 6.5 Movimento vertical (m/s, colorido) e componente meridional do vento (v, w*100, m/s) médios entre leste (a, 61°W e 51°W) e oeste (b, 71°W e 61°W) da bacia Amazônica, entre 30°S e 30°N, durante a estação chuvosa (NDJFM), calculados a partir do conjunto de dados da reanálise CFSR .....	76
Figura 6.6 Movimento vertical (m/s, colorido) e componente meridional do vento (v, w*100, m/s) médios entre leste (a, 61°W e 51°W) e oeste (b, 71°W e 61°W) da bacia Amazônica, entre 30°S e 30°N, durante a estação seca (MJJAS), calculados a partir do conjunto de dados da reanálise CFSR .....	77
Figura 6.7 escoamento médio em 850 hPa (a) e 250 hPa (b) durante a estação chuvosa de 1998 (NDJFM) .....	79
Figura 6.8 Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente meridional do vento (v e w, este último multiplicado pelo fator 10 <sup>3</sup> , em m/s) médios no leste da Amazônia (a) (entre 61°W e 51°W, compreendendo os setores norte e sul), e oeste (b) (entre 71°W e 61°W) entre 30°S e 30°N durante a estação chuvosa (NDJFM) de 1998 na Bacia Amazônica .....	80
Figura 6.9 Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente zonal do vento (u e w, este último multiplicado pelo fator 10 <sup>3</sup> , em m/s) médios no norte da Amazônia (a) (entre 5°S e 3°N) e sul (entre 13°S e 5°S) entre 160°E e 0° durante a estação chuvosa de 1998 na Bacia Amazônica .....	82

Figura 6.10	Escoamento médio (u e v, m/s) em altos níveis da atmosfera (250 hPa), durante a estação seca (MJJAS) de 2004 (a) e 2005 (b) .....	85
Figura 6.11	Escoamento médio em baixos níveis (850 hPa), durante a estação seca (MJJAS) de 2004 (a) e 2005 (b) .....	86
Figura 6.12	Escoamento médio em altos níveis (250 hPa) (a) e baixos níveis (850 hPa) (b), durante a estação chuvosa (NDJFM) de 2005 .....	88
Figura 6.13	Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente meridional do vento (v e w, este último multiplicado pelo fator $10^3$ , em m/s) médios no leste da Amazônia (a, entre $61^\circ\text{W}$ e $51^\circ\text{W}$ ), e oeste (b, entre $71^\circ\text{W}$ e $61^\circ\text{W}$ ) entre $160^\circ\text{E}$ e $0^\circ$ durante a estação seca (MJJAS) de 2004 da Bacia Amazônica .....	89
Figura 6.14	Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente meridional do vento (v e w, este último multiplicado pelo fator $10^3$ , em m/s) médios no leste da Amazônia (a, entre $61^\circ\text{W}$ e $51^\circ\text{W}$ ), e oeste (b, entre $71^\circ\text{W}$ e $61^\circ\text{W}$ ) entre $160^\circ\text{E}$ e $0^\circ$ durante a estação chuvosa (NDJFM) DE 2005 da Bacia Amazônica .....	90
Figura 6.15	Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente meridional do vento (v e w, este último multiplicado pelo fator $10^3$ , em m/s) médios no leste da Amazônia (a, entre $61^\circ\text{W}$ e $51^\circ\text{W}$ ), e oeste (b, entre $71^\circ\text{W}$ e $61^\circ\text{W}$ ) entre $160^\circ\text{E}$ e $0^\circ$ durante a estação seca (MJJAS) de 2005 da Bacia Amazônica .....	91
Figura 6.16	Escoamento médio em altos (a, 250 hPa) e baixos (b, 850 hPa) níveis, durante a estação chuvosa (NDJFM) de 2010 .....	93
Figura 6.17	Escoamento médio em altos (a, 250 hPa) e baixos (b, 850 hPa) níveis, durante a estação seca (MJJAS) de 2010 .....	95
Figura 6.18	Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente zonal do vento (u e w, este último multiplicado pelo fator $10^3$ , em m/s) médios no norte da Amazônia (a, entre $5^\circ\text{S}$ e $3^\circ\text{N}$ ), e sul (b, entre $13^\circ\text{S}$ e $5^\circ\text{S}$ ) entre $160^\circ\text{E}$ e $0^\circ$ durante a estação chuvosa (NDJFM) DE 2010 da Bacia Amazônica .....	97
Figura 6.19	Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente meridional do vento (v e w, este último multiplicado pelo fator $10^3$ , em m/s) médios no leste da Amazônia (a, entre $61^\circ\text{W}$ e $51^\circ\text{W}$ ), e oeste (b, entre $71^\circ\text{W}$ e $61^\circ\text{W}$ ) entre $30^\circ\text{S}$ e $30^\circ\text{N}$ durante a estação chuvosa (NDJFM) de 2010 da Bacia Amazônica.....	98
Figura 6.20	Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente meridional do vento (v e w, este último multiplicado pelo fator $10^3$ , em m/s) médios no leste da Amazônia (a, entre $61^\circ\text{W}$ e $51^\circ\text{W}$ ), e oeste (b, entre $71^\circ\text{W}$ e $61^\circ\text{W}$ ) entre $30^\circ\text{S}$ e $30^\circ\text{N}$ durante a estação seca (MJJAS) de 2010 da Bacia Amazônica.....	99

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 5.1 Porcentagem de precipitação por estação nos setores leste (segunda coluna), oeste (terceira coluna) e sul (última coluna), durante o evento seco de 1997-1998 na Amazônia. Maiores reduções destacadas em amarelo, e em verde, onde a chuva apresentou valor superior a média.....	45
Tabela 5.2 Porcentagem de precipitação por estação nos setores leste (segunda coluna), oeste (terceira coluna) e sul (última coluna), durante o evento seco de 2005 na Amazônia. Maiores reduções destacadas em amarelo, e em verde, onde a chuva apresentou valor superior a média.....	53
Tabela 5.3 Porcentagem de precipitação por estação nos setores leste (segunda coluna), oeste (terceira coluna) e sul (última coluna), durante o evento seco de 2010 na Amazônia. Maiores reduções destacadas em amarelo, e em verde, onde a chuva apresentou valor superior a média.....	58
Tabela 5.4 Anomalias trimestrais do ENOS 3-4.....	61



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
ACP	Análise de Componentes Principais
ANE	Alísios de Nordeste
AS	América do Sul
ASAN	Alta Subtropical do Atlântico Norte
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASPS	Alta Subtropical do Pacífico Sul
ASE	Alísios de Sudeste
ATN	Atlântico Tropical Norte
ATS	Atlântico Tropical Sul
B	Baixa Pressão
BC	Baixa do Chaco
BB	Banda Brilhante
BL	Regiões de Bloqueios Atmosféricos
BNE	Baixas Térmicas no Noroeste Argentino
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
CNE	Cavado do Nordeste do Brasil
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
ENOS	El Niño – Oscilação Sul
EOF	Empirical Orthogonal Function
ERSST	Extended Reconstructed Sea Surface Temperature
FF	Frente Fria
FQ	Frente Quente
GPCP	Global Precipitation Climatology Project
GSFC	Goddard Space Flight Center
HadISST2	Hadley Centre Ice-Sea Surface Temperatures Version 2
IBAMA	Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPAM	Instituto de Pesquisa Ambiental da Amazônia
JBN	Jato de Baixos Níveis
JP	Jato Polar
JS	Jato Subtropical
LI	Linhas de Instabilidade
LICs	Linhas de Instabilidade Costeiras
LIF	Linhas de Instabilidade Pré-Frontal
LIPs	Linhas de Instabilidade Com Propagação
MERRA	Modern Era Retrospective – Analysis for Research and Applications
MMA	Ministério do Meio Ambiente
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NV	Nuvem Vírgula
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
PR	Precipitation Radar
PRODES	Programa de Cálculo do Desflorestamento da Amazônia
RC	Região Ciclogénica
SST	Sea Surface Temperatures
TCI	TRMM Combined Instruments
TMI	TRMM Microwave Imager
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical



## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>OBJETIVOS</b>	<b>3</b>
2.1	Objetivo geral	3
2.2	Objetivos específicos	3
<b>3</b>	<b>REVISÃO DE LITERATURA</b>	<b>5</b>
3.1	Área de estudo	5
3.2	Clima da Bacia Amazônica	8
3.3	Eventos de seca	16
3.4	Influência das anomalias de TSM dos Oceanos Atlântico Tropical Norte e Pacífico Equatorial	17
3.5	Células de circulação de Walker e Hadley	18
<b>4</b>	<b>DADOS E METODOLOGIA</b>	<b>25</b>
4.1	Projeto de Climatologia de Precipitação Global Versão-2 Mensal (GPCP)	25
4.2	Sistema de Reanálise Climática (CFSR)	26
4.3	Missão de Medição de Chuva Tropical (TRMM)	27
4.3.1	Algoritmo 3B43	29
4.4	Conjunto de dados de TSM - ERSST-V5	29
4.5	Área de estudo	30
4.6	Métodos de avaliação	31
<b>5</b>	<b>AS GRANDES SECAS DE 1998, 2005 E 2010 NA REGIÃO AMAZÔNICA</b>	<b>35</b>
5.1	Climatologia da precipitação na Bacia Amazônia	35
5.2	Caracterização dos períodos secos	39
5.2.1	Anos de 1997-1998	39
5.2.2	Ano de 2005	45
5.2.3	Ano de 2010	54
5.3	Variabilidade das anomalias de TSM no Pacífico Tropical e Atlântico Tropical Norte e influencias no regime de chuvas da Amazônia	60
<b>6</b>	<b>ALTERAÇÕES NOS PADRÕES DAS CIRCULAÇÕES MERIDIONAL E ZONAL</b>	<b>69</b>
6.1	Circulação Atmosférica na América do Sul	69
6.2	Padrões de Circulação Atmosférica durante a seca de 1997-1998	77
6.3	Padrões da Circulação Atmosférica durante a seca de 2005	83
6.4	Padrões de Circulação Atmosférica durante a seca de 2010	92
<b>7</b>	<b>CONCLUSÃO</b>	<b>101</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b>	<b>107</b>



## 1 INTRODUÇÃO

A Amazônia enfrentou três severas secas distribuídos ao longo de 12=13 anos: os eventos registrados em 1997-98, 2005-06 e 2010, os quais foram documentados em diversos estudos (TOMASELLA et al., 2013; MARENGO et al. 2008; 2011), e impactaram tanto na economia como no ecossistema. Os níveis do Rio Negro estiveram muito abaixo da média climatológica em ambos episódios, mais especificamente entre os meses de outubro e novembro (COELHO et al., 2012). Os transtornos causados por longos períodos sem chuvas na região norte, podem prejudicar ou até mesmo impossibilitar, dentre outros setores, o transporte onde o acesso só pode ser realizado por meio de hidrovias.

Eventos de seca meteorológica podem ocorrer tanto em regiões com baixos índices de precipitação como em regiões chuvosas – como é o caso da Amazônia - pois é um fator típico e recorrente do clima (WILHITE, 2010). Estes fenômenos podem ser definidos de acordo com diferentes pontos de vista; neste caso, estão associadas à precipitação abaixo da média, levando a um déficit hídrico com consequência para diversos setores socioeconômicos.

O regime de monções da América do Sul é um importante fator na caracterização do clima desta região, onde existe uma estação chuvosa, coincidindo com o verão austral, e outra seca, que ocorre durante o inverno. Classificado como equatorial chuvoso, o clima da Amazônia apresenta maior total pluviométrico anual do Brasil, chegando a aproximadamente 2.300mm/ano (MARENGO; NOBRE, 2009), embora estudos de Nimer (1979) e Monteiro (1969) indiquem valores que ultrapassam 2.500mm/ano em algumas localidades das encostas meridionais da Serra do Mar.

Na região amazônica estão localizadas a maior floresta tropical e bacia hidrográfica do mundo, com fauna e flora muito particulares. A vegetação possui raízes que conseguem chegar a níveis profundos do solo para a retirada de água durante a estação seca, mantendo assim o dossel verde mesmo nestes períodos (NEPSTAD et al., 1994). Apesar disto, procurando demonstrar

como o ecossistema é naturalmente adaptado a variação sazonal do regime de chuvas, estudos como o de Lewis et al (2011), evidenciaram alta mortalidade de árvores na Amazônia durante a seca de 2010.

Algumas projeções têm sido feitas, com base em estudos e resultados de modelos climáticos, os quais indicam aumento da frequência e severidade de eventos de seca sobre a bacia amazônica (MALHI et al, 2008). Isto vem aumentando a preocupação dos cientistas e vem se tornando prioridade entre órgãos públicos e lideranças políticas. Além das questões econômicas, tendo em vista as enormes perdas da agricultura, pecuária e pesca na região, o aumento excessivo do número de incêndios também é preocupante, pois coloca em risco a extensa biodiversidade e assim o equilíbrio do ambiente.

Estudos apontam para diferentes causas possíveis do aumento destes extremos: a ação antropogênica, por meio de emissão de gases do efeito estufa (MALHI et al., 2008), aumento das temperaturas sobre o oceano Pacífico e consequente intensificação de eventos de El Niño - Oscilação Sul, além do aquecimento anômalo do oceano Atlântico Norte e deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para nordeste (MALHI et al.; MARENGO et al., 2008). Anomalias de TSM sobre as regiões tropicais destes oceanos, acopladas ao sistema atmosférico e a convecção sobre as demais áreas tropicais do planeta, são fundamentais para um melhor entendimento do clima global. Estas variações observadas sobre oceanos Atlântico e Pacífico determinam os padrões das circulações de Walker e Hadley (ALVES et al., 2005).

O evento de 1997-98, foi relacionado pelo estudo de Tomasella et al (2010) ao El Niño ocorrido neste período, e os eventos de 2005 e 2010 foram relacionados a anomalias positivas da temperatura do Atlântico Norte (ZENG et al., 2008; MARENGO et al., 2008). Neste contexto, o objetivo principal deste trabalho é analisar as alterações padrão de circulação das células de Hadley e Walker, e as condições oceânicas durante os eventos secos mencionados, e consequências no regime de chuvas da região.

## **2 OBJETIVOS**

### **2.1 Objetivo Geral**

O objetivo principal deste trabalho é realizar uma análise dos padrões atmosféricos e oceânicos associados as secas ocorridas em 1997-98, 2005 e 2010 na Amazônia, identificando mudanças nos padrões de circulação zonal (Célula de Walker) e meridional (Célula de Hadley), bem como as consequentes alterações nos padrões de precipitação sobre a região amazônica,

### **2.2 Objetivos Específicos**

A fim de cumprir com o objetivo geral deste trabalho, são definidos como objetivos específicos:

- Caracterizar os eventos de seca sobre a Amazônia em 1997-98, 2005 e 2010, com relação a precipitação;
- Identificar as condições dinâmicas da atmosfera durante estes eventos, e os efeitos destas secas na bacia Amazônica;
- Identificar os padrões atmosféricos determinantes para a redução das chuvas durante os períodos analisados e as alterações nas circulações meridional (Célula de Hadley) e zonal (Célula de Walker).



### **3 REVISÃO DE LITERATURA**

#### **3.1 Área de estudo**

Formada por uma extensa área de floresta tropical – considerada a maior do planeta (FUJISAKA et al., 1998) -, a Amazônia compreende o maior bioma brasileiro, abrigando o correspondente a pelo menos um quarto das espécies animais e vegetais existentes (MARENGO et al., 2006). É considerada ainda a maior bacia hidrográfica do mundo (COSTA et al., 1998), com uma área estimada em 6,3 milhões de quilômetros quadrados, dos quais aproximadamente 5 milhões encontra-se no Brasil, sendo a descarga média do rio Amazonas correspondente a aproximadamente 18% do total de água fresca do planeta nos oceanos.

São 9 os estados brasileiros que compõem esta área (Pará, Amazonas, Rondônia, Roraima, Acre, Amapá, e parte ainda do Tocantins, Mato Grosso e Maranhão), além de outros 8 países da América do Sul (Bolívia, Peru, Equador, Venezuela, Colômbia, Suriname Guiana e Guiana Francesa). Nos últimos anos a floresta Amazônica vem sofrendo com os impactos do desmatamento, impulsionado especialmente na década de 1970 com a construção de estradas e gradativo aumento da ocupação das terras pela atividade agropecuária e exploração mineral. Estas taxas são especialmente altas no chamado “arco do desmatamento” (Figura 3.1).

Esta é a denominação dada a região em que a fronteira agrícola avança em direção a floresta e os índices de desmatamento são os maiores, totalizando uma área de 500 mil km<sup>2</sup> de terras que vão de leste e sul do Pará e passam por Mato Grosso, Rondônia e Acre (IPAM, 2015). O leste e sul do Pará são justamente as áreas que sofreram mais com o desmatamento, seguidos por norte do Mato Grosso e sul do estado de Rondônia, especialmente após a construção das rodovias Belém-Brasília e Cuiabá-Porto Velho, respectivamente.

Figura 3.1 Mapa do bioma Amazônico, e delimitações da Amazônia Legal e arco do desmatamento.



Fonte: Mídia e Amazônia (2014).

O arco do desmatamento está distribuído por 256 municípios, e trata-se de uma área de transição entre dois distintos biomas – o bioma Amazônia e o bioma Cerrado – e conta com muitas espécies de ambos ecossistemas (mostrado na Figura 3.1) (BELTRÃO et al., 2008). De acordo com Malhi et al (2008), a pecuária é a principal causa para o desmatamento nesta área, seguido pela expansão da plantação de soja, o que segundo Fearnside (2005) representa uma ameaça ainda maior, pois a atividade favorece maiores investimentos em infraestrutura, como por exemplo construção de hidrovias, ferrovias e rodovias.



A população que até a década de 1960 era de cerca de seis milhões, passou a ser de 25 milhões na última década, e a área coberta pela floresta foi reduzida a 80% de seu tamanho original (INPE, 2011). Embora tenha havido uma redução de 71% em relação a taxa de desmatamento registrada no ano de 2004, de acordo com monitoramento feito pelo INPE através do PRODES (Programa de Cálculo do Desflorestamento da Amazônia), em 2016 houve um aumento em cerca de 29% comparado ao ano de 2015.

Alguns estudos observacionais e utilizando modelagem, indicam que o desflorestamento pode resultar em mudanças nos balanço hídrico e de energia; isto resulta em diminuição do fluxo de calor latente e aumento do fluxo de calor sensível, nos quais o saldo de radiação é particionado. Em função da mudança da cobertura da superfície, observa-se também uma alteração do albedo que passa a ser maior, pois a área originalmente coberta por floresta tropical é agora substituída por pastagens ou outro tipo de vegetação, fazendo com que a radiação absorvida seja menor (DAVIDSON et al., 2012).

De acordo com Marengo e Nobre (2009) a floresta tem também papel importante na circulação atmosférica, bem como na precipitação em escala regional, tendo em vista sua contribuição com umidade através dos processos de evapotranspiração. A porcentagem com que a mesma contribui para os processos de formação de nuvens e precipitação foi citado por Sallati et al. (1978) como sendo de 50%; Costa e Foley (1999), em estudos mais recentes atribuem a mesma cerca de um terço da umidade disponível para chuvas, enquanto o restante é fornecido pela advecção de umidade do Oceano Atlântico feita pelos ventos alísios (NASCIMENTO et al., 2016). Parte desse vapor d'água é transportado para o centro e sul/sudeste do Brasil, Argentina, Paraguai e Uruguai, o que demonstra a importância da floresta não somente para o clima local, mas também para escala maior.

Algumas projeções feitas sugerem um aumento na frequência e severidade das secas sobre a Amazônia; diferentes autores discutiram as causas destes eventos como: a ação antropogênica, por meio de emissão de gases do efeito estufa (MALHI et al., 2008), aumento das temperaturas sobre o oceano

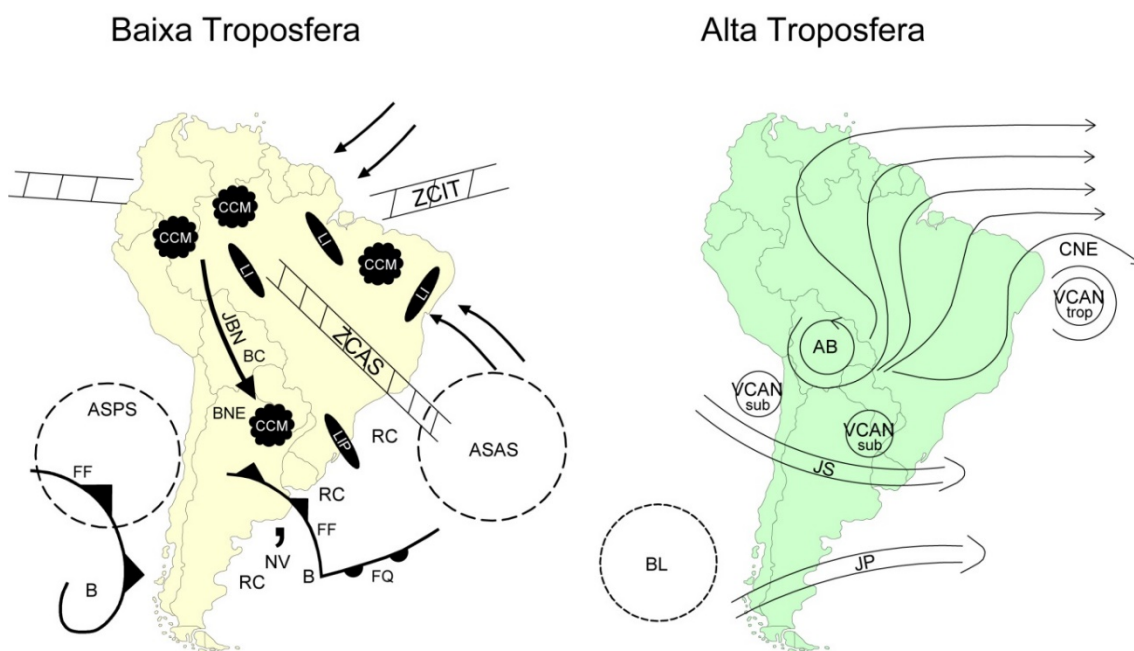
Pacífico e consequente intensificação de eventos de El Niño Oscilação Sul, além de maiores temperaturas sobre o oceano Atlântico Norte associados a períodos secos nesta área e deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para nordeste (MALHI et al.; MARENGO et al., 2008).

### **3.2 Clima da Bacia Amazônica**

A Amazônia está localizada na região equatorial, e recebe, portanto, elevados valores de radiação solar durante o ano inteiro, o que permite temperaturas elevadas e amplitude térmica pouco variável ao longo de todo período. A amplitude sazonal varia entre 1°C e 2°C, sendo os valores médios de temperatura entre 24°C e 26°C. A energia que chega a superfície é particionada em termos de fluxo de calor sensível e latente, os quais variam de acordo com as condições do ambiente, e a precipitação média é de cerca de 2.300 mm/ano (FISCH et al., 1998).

Marengo e Nobre (2009) definiram aspectos do regime de chuvas em quatro setores da Amazônia, onde são registrados os maiores índices pluviométricos; no noroeste, o valor médio de precipitação ultrapassa os 3.000 mm/ano, onde há influência dos ventos Alísios que trazem umidade do oceano Atlântico e sofrem ascensão orográfica pela Cordilheira dos Andes. A região central apresenta estação chuvosa entre março e maio, e a precipitação fica em torno de 2.500 mm/ano. No sul da Amazônia encontra-se outro centro onde as chuvas são elevadas, com estação chuvosa durante o primeiro trimestre do ano. Um quarto e último centro de abundante precipitação ocorre no leste da bacia, nas proximidades de Belém, tendo média anual de precipitação que pode ser superior a 4.000mm com máximas entre fevereiro e abril. O comportamento característico da área em questão, é influenciado por sistemas atmosféricos de distintas escalas que atuam no continente sul-americano, e podem ser observados na Figura 3.2.

Figura 3.2 Representação esquemática dos sistemas atmosféricos atuantes na América do Sul. Na baixa troposfera: ventos Alísios de nordeste (ANE), ventos Alísios de sudeste (ASE), Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), Anticiclone Subtropical do Pacífico Sul (ASPS), Baixa Pressão (B), Baixa do Chaco (BC), região de Baixas Térmicas no Noroeste Argentino (BNE), Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM), Frente Fria (FF), Frente Quente (FQ), Jatos de Baixos Níveis à Leste dos Andes (JBN), Linha de Instabilidade Tropical (LI), Linha de Instabilidade Pré-Frontal (LIF), Nuvem Vírgula (NV), Regiões Ciclogenéticas (RC), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Alta troposfera: Alta da Bolívia (AB), Região de bloqueios atmosféricos (BL), Cavado do Nordeste do Brasil (CNE), Jato Subtropical (JS), Jato Polar (JP), Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis Subtropicais (VCAN sub) e Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis tropicais (VCAN trop).



Fonte: Santos e Monticeli (2017).

Os ventos Alísios têm papel fundamental na caracterização do clima não apenas da região em questão. Este fluxo de umidade, além de alimentar a instabilidade da região, também é transportado para o restante do continente, ao ser canalizado pela cordilheira, dando origem ao Jato de Baixos Níveis (JBN). Este é um mecanismo importante para o desenvolvimento de sistemas precipitantes em outras regiões da América do Sul (MARENGO et al., 2004; HERDIES et al., 2002).

A Amazônia possui um regime de precipitação de monção bem definido, com uma estação chuvosa durante os meses do verão austral, e estação seca durante nos meses de inverno (JONES; CARVALHO, 2002). O início e fim destas estações podem variar de acordo com a região: de acordo com Marengo et al. (2011), na porção sul da Amazônia a estação chuvosa está compreendida entre os meses de dezembro e março, enquanto a estação seca ocorre entre julho e outubro; por outro lado, no norte da Amazônia, as mesmas acontecem respectivamente entre, fevereiro e maio, e julho e outubro. De acordo com Bombardi e Carvalho (2008), no norte da América do Sul, a estação chuvosa tem início aproximadamente em novembro, e a estação seca começa em torno de maio. Em média, isto é observado em todas as regiões da Amazônia, com exceção da porção noroeste da bacia.

A precipitação da região é afetada por sistemas de microescala, mesoescala e ainda escala sinótica. A época chuvosa da região coincide com o período em que Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) encontra-se mais deslocada para sul de sua posição climatológica. Este é considerado o sistema de maior influência para geração de precipitação sobre a região equatorial, e pode ser identificado através de imagens de satélites, como uma banda de nuvens convectivas sobre esta faixa do globo. A associação deste a outros sistemas meteorológicos que atuam no norte do continente, bem como sua permanência mais a sul ou norte em dados períodos são fundamentais para qualificar ou quantificar a estação chuvosa nesta região (MELO et al., 2009). Nos estudos realizados por Marengo et al. (1993) e Marengo e Hastenrath (1993) foi observado um deslocamento da ZCIT no oceano Atlântico tropical associado ao aquecimento anômalo do Pacífico Equatorial central, ou seja, episódios de El Niño. Assim, a penetração de umidade na região central da Amazônia é menor devido a desintensificação dos ventos Alísios, e conseqüentemente a precipitação é menor nestes casos.

A ZCIT pode ser caracterizada por meio de diferentes variáveis, como por exemplo a região de confluência dos ventos Alísios de nordeste, vindos do Hemisfério Norte, e de sudeste do Hemisfério Sul. Em baixos níveis o elevado aquecimento da superfície e a convergência de umidade, trazida do oceano

Atlântico e carregada pelos ventos Alísios, alimentam a instabilidade e assim a convecção e formação de nuvens, o que dá origem, portanto ao ramo ascendente da célula de Haddley. Isto explica os elevados índices pluviométricos observados nesta faixa de latitude em todo o globo. Assim, calor e umidade são transferidos para níveis mais elevados da atmosfera e para os subtropicais, onde encontra-se o ramo subsidente da célula de Haddley.

É observada migração latitudinal da ZCIT, que varia sazonalmente acompanhando a o solstício de verão, coincidindo assim com as regiões mais aquecidas dos continentes e oceanos (o que pode não ocorrer necessariamente no mesmo círculo de latitude. Foi observado por Waliser e Gautier (1993), que este deslocamento tem uma defasagem de cerca de dois meses em relação ao ciclo solar sobre o oceano Pacífico Leste e Atlântico. Sobre estas áreas e o norte e nordeste brasileiro a mesma encontra-se mais posicionada a sul nos meses de março e abril, quando são observados os máximos de precipitação em boa parte desta área, e mais a norte entre os meses de agosto e setembro.

Uma característica marcante da região equatorial é o caráter convectivo de suas chuvas. De acordo com Fisch et al. (2007), as principais atividades convectivas do planeta acontecem na Amazônia, influenciando não somente no seu clima como também no clima de outras regiões. As nuvens convectivas são caracterizadas por um grande desenvolvimento vertical, enquanto as nuvens estratiformes são aquelas de maior extensão horizontal (AHRENS, 2009). Existem outros aspectos que distinguem estes dois tipos de nuvens, como a presença de intensos movimentos verticais e fortes correntes descendentes (downdrafts) no interior das classificadas como convectivas, não observados em nuvens do tipo estratiforme.

As chuvas associadas as nuvens convectivas (cumulonimbus, por exemplo), apresentam duração relativamente curta e uma escala espacial geralmente pequena, porém forte intensidade, podendo ser acompanhadas de rajadas de vento e trovoadas, e estão geralmente associados a fatores como o aquecimento intenso de uma região, seja por sua localização geográfica, ou

aquecimento diurno intenso associado a instabilidade atmosférica. De acordo com Houze (1997), estas podem ser ainda separadas em subcategorias como profundas ou rasas, as quais estão relacionadas, respectivamente, a precipitação abundante e pouco ou ausência de chuvas. Por outro lado, as chuvas estratiformes costumam atingir áreas maiores e se prolongar por um período maior de tempo, e fraca intensidade. Machado et al. (2004) analisaram variabilidade diurna e sazonal da convecção sobre a Amazônia, em regiões com diferentes vegetações, utilizando dados de mais de 25 anos de radiosondagens, observações de superfície e dados de satélite. Em seus resultados ficou evidente a existência de ciclos sazonais de precipitação e cobertura de nuvens; os eventos de precipitação são mais intensos no início da estação chuvosa do que quando seus padrões já são bem estabelecidos, quando o CAPE atinge valor máximo devido, provavelmente, há um aumento da umidade e temperatura da superfície.

Outro sistema meteorológico que impacta na precipitação, especialmente da região sul e oeste da bacia Amazônica é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Trata-se de um sistema meteorológico o qual pode ser identificado em imagens de satélite como uma banda de nebulosidade com orientação noroeste-sudeste, que se estende desde o sul e oeste da bacia Amazônica até o Atlântico Sul, passando pela região sudeste do continente. A configuração está associada a intensificação de transporte de umidade do oceano para o interior do continente neste período do ano, onde a convergência de umidade em baixos níveis da atmosfera é presenciada. Frequentemente observada no verão do hemisfério sul, está diretamente relacionado ao início da estação chuvosa na porção sul e oeste desta região, sendo assim, um fundamental componente do regime de monções na América do Sul (MARENGO et al., 2011). Em seu estudo, Herdies et al. (2002) associaram os ventos de oeste sobre a região à forte atividade convectiva sobre a ZCAS, e conseqüentemente transporte mais efetivo de umidade para o sudeste do Brasil. Quando observados ventos de leste mais intensos, também foi notada a presença de jato de baixos níveis (JBN) e maior transporte de umidade para a região sul do Brasil.

Alguns estudos mostram a relação entre a ZCAS e eventos extremos de precipitação registrados na Amazônia, como Espinoza et al. (2014), que analisaram os impactos do evento de inundação no sul e oeste da bacia, ocorrido no verão de 2014. Neste episódio, foi observada intensa convergência de umidade sobre a região oeste da Amazônia, maior convecção e presença de jato de baixos níveis, além da ZCAS configurada, embora que enfraquecida. A atuação conjunta destes fatores foi responsável pelos altos índices de precipitação na Amazônica Ocidental e sul dos Andes em janeiro do mesmo ano. Vieira (2013) utilizou alguns métodos em seu trabalho a fim de estudar apenas os eventos de ZCAS com efeitos significativos sobre a precipitação do sul da Amazônia. Os resultados obtidos mostraram grandes diferenças entre o fluxo de umidade em baixos níveis (925 hPa) em relação a climatologia. Próximo as Guianas, o fluxo é de norte e torna-se ciclônico no sul da Amazônia, favorecendo a convergência de umidade na baixa troposfera. Desta forma, tem se os mecanismos importantes para formação de nuvens, e consequentemente chuvas acima da média na área. O autor ressalta ainda o importante papel que a floresta desempenha na manutenção destes eventos, pela reciclagem de umidade local e evapotranspiração.

Em altos níveis da atmosfera, observa-se uma configuração particular sobre o norte da América do Sul, especialmente nos meses de verão neste hemisfério. Durante este período uma circulação anticiclônica é observada na alta troposfera, associada a convecção e precipitação nessa região, denominada Alta da Bolívia (KRUELS et al., 1975). Essa denominação é justificada pela posição do sistema, visto normalmente nas proximidades do altiplano boliviano, apesar de poder variar espacialmente. O desenvolvimento desta configuração está relacionado com o sistema de monções da América do Sul, onde ocorre uma mudança do padrão de circulação em altos níveis de zonal (no inverno) para ondulatório (verão), resultando neste anticiclone. (GAN et al., 2009)

O trabalho de Kousky (1983) é citado por Molion (1987), cujo estudo refere-se aos mecanismos geradores de precipitação sobre a Amazônia. Kousky não observou grandes mudanças no escoamento de baixos níveis entre inverno e verão. Porém, em altos níveis, no verão, o escoamento passa a ser mais



meridional sobre a região norte do continente, contando ainda com uma circulação anticiclônica sobre a Amazônia. Durante este período o aquecimento da superfície é ainda mais intenso o que favorece maior convecção sobre a região, condensação da abundante umidade presente e liberação de calor sensível e latente devido estes processos. Esta dinâmica dá origem a uma célula de circulação direta (Célula de Walker), onde o ar quente e úmido ascende nesta área, e o ar seco subside em torno dos oceanos. (MOLION, 1987). Isto explica a ocorrência de uma estação chuvosa durante o verão do Hemisfério Sul na Amazônia, e a estação seca durante o inverno, associada ao deslocamento do sistema de altos níveis para norte/noroeste. Já no inverno o escoamento apresenta um comportamento mais zonal.

Outros sistemas importantes na geração de precipitação sobre a Amazônia são as linhas de instabilidade, geralmente formadas ao longo da costa do norte da América do Sul. As linhas de instabilidade (LI) que se formam na costa norte e nordeste da América do Sul e que por vezes conseguem avançar até o interior do continente, atingindo a Amazônia, são importantes sistemas que funcionam como mecanismos geradores de chuvas nesta região. Além disso, trata-se de uma das formas mais importantes de transporte de calor na atmosfera para a alta troposfera (COHEN et al., 2009). Tais sistemas podem ser descritos como bandas de nebulosidade com organização linear que pode ser ou não contínua, com presença de alguma convecção profunda (OLIVEIRA; OYAMA, 2011). Elas estão associadas a circulação de brisa marítima, ou seja, é um fenômeno influenciado pela variabilidade diurna, devido ao intenso aquecimento da superfície durante o dia, e máxima convecção observada ao final da tarde (COHEN et al., 2009).

Cohen et al. (1989) classificaram estes sistemas de acordo com seu deslocamento horizontal para o interior da Amazônia em três tipos: linhas de instabilidade costeira (LICs), as quais não adentram o interior do continente, alcançando até 170km; linhas de instabilidade com propagação do tipo 1 (LIP1), as quais podem ter deslocamento horizontal entre 170 e 400km; e as linhas de instabilidade com propagação do tipo 2 (LIP2), as quais tem deslocamento que pode ser superior a 400km. Além disso, os resultados deste



estudo mostram que as LIs podem ocorrer ao longo do ano todo, porém são mais frequentes nos meses de abril e agosto. Sua intensidade também pode variar de fraca, moderada até forte de acordo com o período do ano; entre o início do ano até meados de março, as mesmas ocorrem com maior intensidade, a partir de abril sua intensidade passa a ser média, e as linhas de instabilidade de baixa intensidade tornam-se mais frequentes em setembro. Conforme Cavalcanti (1982) isto está diretamente relacionado ao posicionamento da ZCIT, o qual se encontra mais deslocado sobre a região norte do Brasil entre março e abril, onde as linhas costumam se formar, e entre agosto e setembro o sistema encontra-se mais deslocado para norte. É possível concluir, portanto, que ambos os sistemas citados anteriormente são intimamente ligados, e podem ser considerados importantes mecanismos de precipitação sobre esta região.

Frequentemente a Amazônia também pode ser atingida por sistemas frontais vindos do sul do continente, durante o inverno do Hemisfério Sul, fenômeno este que é denominado localmente como friagem. Conforme Tavares (2009) e Reboita (2010), esta época trata-se da temporada de maior incursão de frentes frias vindas do Sul. Esses eventos foram descritos por Serra e Rastibona (1942) como a entrada de massas de ar frio vindas do sul do Brasil, que conseguem penetrar nos trópicos e a Amazônia. Em uma definição mais recente, Seluchi (2009) descreveu as friagens como sendo sistemas frontais e anticiclones de retaguarda os quais tem capacidade de se deslocar meridionalmente até latitudes mais baixas, inclusive passando a linha do Equador. A ocorrência destes eventos é mais comum no sul da Amazônia, principalmente no Acre, Amazonas e Rondônia, e mais frequentes na estação seca, durante o inverno austral.

Viana (2015) analisou os eventos de friagens ocorridos entre 1980 e 2013 sobre a Bacia Amazônica Brasileira, durante o inverno austral. Foi observado que os episódios ocasionaram redução da temperatura e umidade específica e aumento da pressão atmosférica e velocidade do vento, o qual sofre alteração de sentido, sendo que suas componentes meridional e zonal passaram a ser respectivamente, de sul e de leste. As friagens também foram estudadas por

Ricarte et al. (2014), cujo trabalho baseia-se nos casos registrados no período entre 1979 e 2008 na Amazônia. Neste estudo foi utilizada a reanálise do CFSR, a fim de investigar as relações destes eventos com a circulação atmosférica, e os resultados encontrados convergem com os encontrados por Viana. A penetração de uma massa de ar de seco e frio é percebida nestes casos, onde ocorre ainda intensificação da pressão superficial pós a passagem do sistema.

### **3.3 Eventos de seca**

A ocorrência de secas pode causar grandes transtornos às regiões e população atingidas, não apenas do ponto de vista econômico, pelas perdas na agricultura, pecuária, e pesca, por exemplo. A redução dos níveis de água nos rios e lagos pelo déficit hídrico durante estes períodos também pode impossibilitar o transporte para localidades onde o único meio de acesso se dá por hidrovias, e ainda aumentar a incidência de queimadas pode ser associado a períodos prolongados sem chuvas. Isto pode aumentar a quantidade de aerossóis na atmosfera, afetando os processos radiativos e também na formação de nuvens.

De acordo com Wilhite (2000), a seca pode ocorrer tanto em regiões com baixos índices de precipitação como em regiões chuvosas, sendo um fator típico e recorrente do clima. Este é um fenômeno temporário, diferentemente de aridez, a qual se trata de uma condição permanente de alguns climas onde a chuva é escassa durante todo o tempo. O mesmo autor citou ainda que a definição de seca meteorológica está associada a duração deste período e ao grau de secura comparada à média. Em outras palavras, o conceito de seca meteorológica é específico para cada região, uma vez que as condições atmosféricas associadas à escassez de chuva dependem de cada clima. Coelho et al. (2012), referiram-se aos menores níveis do rio Negro em Manaus registrados em outubro de 2010 e outubro de 2003, associados as condições

de seca, para definir tal evento na Amazônia: déficit mínimo de precipitação de 100mm por mês, principalmente nos meses chuvosos.

O clima da região norte do Brasil é caracterizado por uma estação seca e outra chuvosa, sendo ambas bem definidas, coincidindo respectivamente com o solstício de inverno e de verão. A floresta Amazônica é bem adaptada a essa variação sazonal, uma vez que a vegetação, de forma geral, possui raízes profundas para a retirada de água do solo, mantendo assim o dossel verde durante a estação seca (NEPSTAD et al., 1994). No entanto, alguns estudos relacionam a mortalidade de árvores nativas dessa região, à ocorrência de períodos prolongados sem chuvas. Por outro lado, uma avaliação do IPCC sugere que a estação seca poderá vir a ter uma maior duração, e a precipitação reduzida em partes da região, em função do desmatamento que ocorre em grande escala em algumas áreas da Amazônia (MALHI et al., 2008). Como já citado anteriormente, a floresta contribui com umidade para o ambiente através dos processos de evapotranspiração, sendo assim responsável por uma porcentagem da precipitação que cai sobre esta região. Uma redução da área de floresta pode, portanto, impactar na quantidade de umidade disponível aos processos de formação de nuvens e chuva sobre esta área.

Embora experimentos de modelagem tenham mostrado alta probabilidade de que haja futuramente uma queda da precipitação na Amazônia em função do desmatamento, essa redução, relacionada ao desmatamento, não é observada em toda bacia (MARENGO; NOBRE, 2009). São mais notórias as tendências de variações interanuais e interdecenais, as quais são tipicamente relacionadas a variabilidade climática natural.

### **3.4 Influência das anomalias de TSM dos Oceanos Atlântico Tropical Norte e Pacífico Equatorial**

De acordo com Marengo et al. (2011), registros indicam que a Amazônia experimenta períodos de extremos – secas ou cheias – a cada 10 anos em

média. No entanto, recentemente foram observadas duas secas (2005 e 2010) e uma inundação (2009) e um curto espaço de tempo. A variabilidade da precipitação na bacia é influenciada em 40% pela variabilidade das anomalias de TSM no Pacífico Tropical (MARENGO, 1992; UVO et al., 1998).

O ENOS trata-se de um fenômeno acoplado oceano-atmosfera, considerado o principal modo de variabilidade em escala global (TRENBERTH E CARON, 2000; GRIMM; AMBRIZZI, 2009). O processo pode ser identificado através do Índice de Oscilação Sul, que indica mudanças no campo de pressão na região do Taiti, no Pacífico Central, e Darwin, na Austrália (CAVALCANTI; SILVEIRA, 2013). Essas alterações ocorrem devido a elevação da temperatura da superfície do oceano Pacífico Central e Oriental, influenciando local e remotamente nos padrões de circulação atmosférica.

Embora Moron et al. (1995) e Zeng (1999) tenham destacado em seus trabalhos que em larga escala, o que controla a precipitação sobre a Amazônia é basicamente a presença de ENOS (El Niño Oscilação Sul), Yoon e Zeng (2010), constataram que esse fenômeno explica apenas uma fração da variabilidade sobre a região, sendo essa atuação mais presente durante a estação chuvosa. Segundo os mesmos autores, a Amazônia pode ainda ser influenciada pelas anomalias de TSM do Atlântico Tropical Norte (ATN).

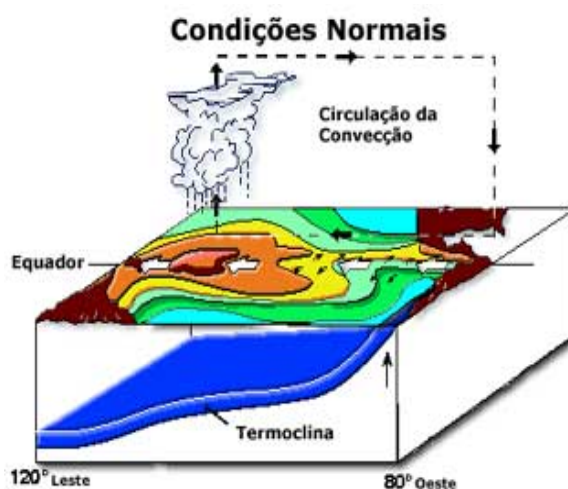
### **3.5 Células de circulação de Walker e Hadley**

A circulação zonal de Walker foi descrita no trabalho de Reboita e Santos (2014). A mesma é constituída por seis células ao longo do planeta, e a configuração padrão observada em anos neutros caracteriza-se pela presença de ramos ascendentes no oeste do Pacífico Tropical ( $160^{\circ}$  E –  $180^{\circ}$  E), Amazônia ( $\sim 60^{\circ}$ W) e a oeste da África. As regiões de subsidência ficam localizadas próximo da costa oeste do continente sul-americano ( $\sim 90^{\circ}$ W), no oceano Atlântico ( $\sim 0^{\circ}$ ) no a leste da África.

A célula de Walker é descrita como a circulação zonal que surge em resposta a gangorra de pressão chamada Oscilação Sul, observada na zona equatorial da bacia do Oceano Pacífico Tropical (WALKER, 1930). Seu padrão é identificado por movimento ascendente no setor oeste e descendente no leste da bacia (BJERKNES, 1969) (Figura 3.3). Essa variação de pressão possui fase positiva, como descrita logo acima e a fase negativa, quando há uma inversão dessa gangorra de pressão.

Em anos neutros, ou seja, quando as condições no Pacífico Equatorial encontram-se normais, as águas mais quentes são represadas pelos intensos ventos Alísios no setor oeste. A interação entre a superfície oceânica mais aquecida e a camada mais próxima da atmosfera em contato com ela, gera a elevação da temperatura do ar sobre a mesma região, favorecendo o aumento da atividade convectiva. Na área mencionada, estabelece-se, portanto o ramo ascendente da célula de circulação zonal, onde os movimentos ascendentes são intensos, devido às altas temperaturas, ocasionando precipitação abundante. O ar aquecido que sobe no oeste do Pacífico diverge em altos níveis e desce sobre a costa oeste do continente, onde TSM permanece mais baixa, dando origem assim a célula de circulação de Walker.

Figura 3.3 Modelo conceitual da circulação de Walker em anos de condições normais sobre o Oceano Pacífico Equatorial.

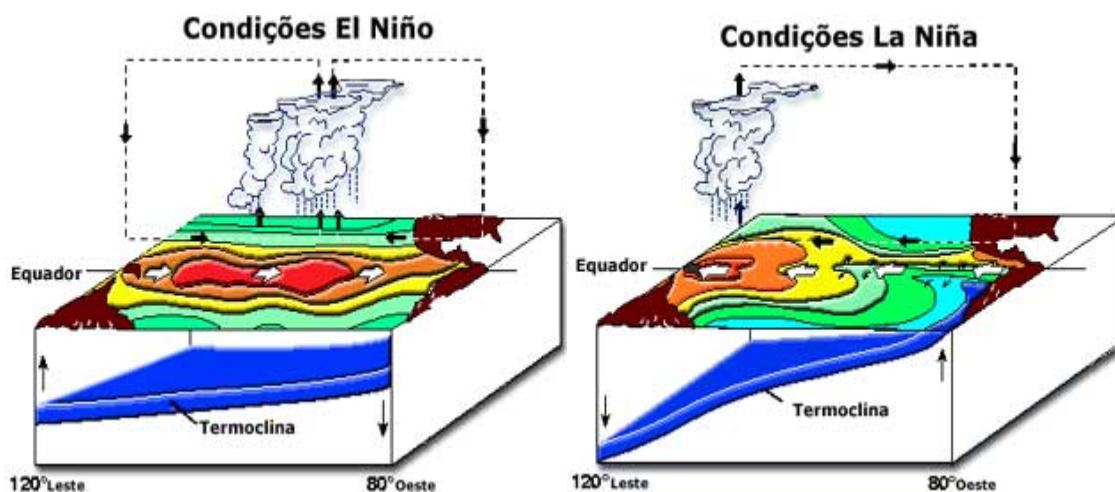


Fonte: Oliveira (2001).

Na Figura 3.4 é mostrada a circulação zonal observada em anos de El Niño, durante a fase negativa do modo Oscilação Sul (esquerda). Observa-se um enfraquecimento dos ventos Alísios e como consequência as águas mais aquecidas que permanecem na costa do Peru. Sobre esta região, há uma maior evaporação e formação de nuvens e precipitação pela convecção, estabelecendo assim o ramo ascendente da célula de Walker. Além disso, o transporte de umidade do oceano Atlântico para o interior do continente também é reduzido, o que contribui para menor disponibilidade de vapor d'água necessário a formação das chuvas sobre o norte do continente sul-americano. Sobre esta região é observado um aumento da convecção e precipitação, enquanto sobre a região oeste do Pacífico o contrário é observado. As alterações nos padrões de circulação da atmosfera, bem como convecção, podem ser observadas em áreas diversas do globo, e podem ser distintas em cada localidade afetada; enquanto algumas regiões experimentam períodos prolongados de seca, outras são atingidas por inundações. Durante estes eventos é observado enfraquecimento dos ventos Alísios sobre a região equatorial, reduzindo assim na América do Sul, a advecção de umidade do oceano para o interior do continente, e deslocamento do ramo ascendente da célula de Walker para a região da costa do Peru. De acordo com Grimm (2009), são essas anomalias de circulação e transporte de umidade que explicam a precipitação anormalmente negativa sobre o norte do Brasil em anos de El Niño, com direta relação com a circulação divergente de Walker.

O oposto é observado em anos de La Niña (Figura 3.4, direita), quando a configuração atmosférica é contrária a descrita anteriormente, fazendo com que as águas aquecidas sejam deslocadas para o setor oeste da bacia do Oceano Pacífico, e o ramo subsidente se estabeleçam sobre a costa do Peru, devido à presença de águas mais frias nesta região.

Figura 3.4 Célula de circulação de Walker em condições de El Niño (esquerda) e La Niña (direita).



Fonte: Oliveira (2001).

O evento El Niño registrado em 1997/1998 foi estudado por De Oliveira e Satyamurty (1998), bem como seus impactos sobre o clima do Brasil. Tanto estes autores como Diniz (1998) ressaltam em seus trabalhos a importância de uma análise deste caso, em função da rápida evolução do fenômeno, o qual atingiu máxima intensidade em um curto período de tempo; em janeiro de 1997 ainda era observada sobre o oceano Pacífico Equatorial uma configuração característica de La Niña. Porém em dezembro do mesmo ano, já era observada sobre a mesma localidade, nas proximidades da costa do Peru e Equador, anomalias de TSM entre 4,5 e 5°C acima da normal climatológica. Oliveira e Sampaio (1998) observaram em seu estudo uma expansão e aumento da intensidade da convecção sobre nas partes central e leste do oceano Pacífico, enquanto uma configuração oposta podia ser observada sobre a região da Indonésia e da Amazônia. Além disso, no estudo é relatado um enfraquecimento dos ventos Alísios sobre a porção oriental do oceano, e anomalias de oeste ao longo de todo o episódio. No norte do Brasil a porção leste da Amazônia foi a mais atingida, com déficit de precipitação durante a estação chuvosa. Até o período do estudo citado, este havia sido o evento de El Niño mais intenso nos últimos 50 anos de estudos, sendo registradas perdas ecológicas e econômicas enormes por conta de incêndios. Marengo e Nobre

(2009), sugerem que a seca registrada na Amazônia em 1998 foi a mais intensa nos últimos 118 anos, porém, Williams et al. (2005), afirmam que a mais severa seca na região durante o século XX ocorreu durante o El Niño de 1925-26, onde quedas nas vazões do rio Negro em Manaus foram cerca de 30 a 40%.

Diniz (1998), em seu estudo, analisou um período distinto, compreendido entre junho e setembro de 1997, correspondente à estação seca da região norte do Brasil. Seu objetivo foi verificar a distribuição espacial e temporal de precipitação para costa nordeste, norte e o Rio Grande do Sul, sendo a análise feita por meio de mapas de porcentagens destas distribuições espaciais e temporais e desvios acumulados. Seus resultados evidenciaram uma redução da precipitação espacial e temporal no centro e leste do Amazonas, centro e norte do Pará e Amapá, de 59% acumulada para os quatro meses do período estudado.

Ainda de acordo com de Oliveira e Satyamurty (1998), especialmente a região nordeste do Brasil esteve sobre a influência de anomalias positivas de TSM no Pacífico Equatorial, associadas ao evento de El Niño de 1997-98, desfavorecendo a precipitação no setor norte. Marengo e Nobre (2009) sugerem em seu estudo que o norte e leste da Amazônia são fortemente influenciadas pelas circulações e respectivas variações associadas a TSM do Atlântico Tropical; o gradiente meridional de anomalias de TSM observadas sobre esta região do oceano estão diretamente relacionadas ao deslocamento latitudinal da ZCIT, sistema este fundamental para determinação dos períodos secos e chuvosos sobre o norte e nordeste brasileiro.

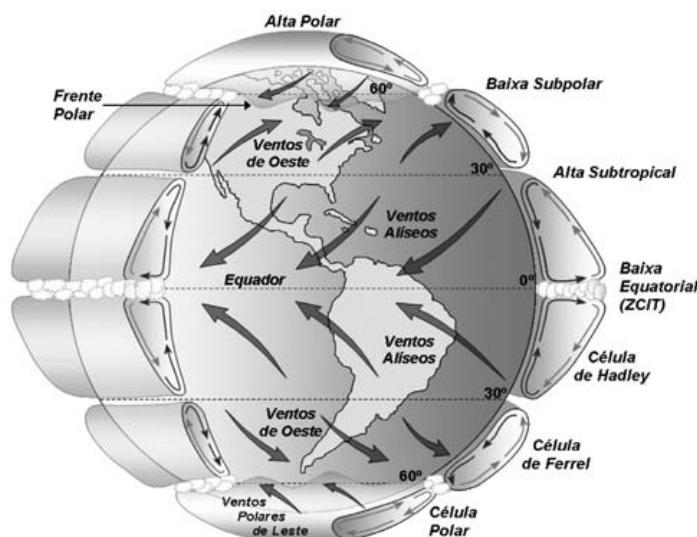
A seca de 2005 na Amazônia foi uma combinação do efeito que teve o El Niño de 2002-03, somado ao período de seca atribuído ao aquecimento anômalo do oceano Atlântico Norte. Este evento teve vários impactos sobre a região, como citam Zeng et al. (2008), como o aumento da frequência das queimadas e novos recordes de baixos níveis dos rios que compõem a bacia. Os resultados obtidos neste trabalho mostraram uma clara redução do transporte de umidade do oceano Atlântico para a Amazônia, e conseqüentemente queda da



precipitação no sul e oeste da área de estudo. Isto pode ser associado ao deslocamento da ZCIT para norte, devido às alterações da circulação de Hadley, ocorridas em função do maior aquecimento das águas superficiais do oceano Atlântico norte. Apesar da influência predominante do oceano Pacífico Equatorial Leste e Central sobre o clima e sua variabilidade, as análises sobre esta área mostraram condições neutras.

A célula de Hadley (mostrada na Figura 3.5) trata-se de uma circulação meridional observada sobre a região equatorial e áreas adjacentes, caracterizadas por movimento ascendente nessa mesma região devido ao intenso aquecimento e convergência dos ventos Alísios. A formação de uma célula meridional sobre o oceano Atlântico é observada, com ramo ascendente sobre a região de anomalias positivas de TSM e descendente sobre a região de anomalias negativas (WANG, 2002a, b). Este é o modo da circulação de Hadley sobre o oceano Atlântico, caracterizado, portanto pelo chamado dipolo de TSM, onde um gradiente separa os setores norte e sul do Atlântico tropical (Servain et al., 1998).

Figura 3.5 Modelo conceitual das células de circulação meridional em diferentes latitudes, sistemas de pressão e direção média dos ventos em baixos níveis da atmosfera.



Fonte: Martins et al. (2008).

Deve-se ainda ressaltar que existe um contraste em como cada uma destas anomalias de TSM sobre os oceanos influenciam a região norte do Brasil; enquanto o ENOS tem mais impactos sobre a estação chuvosa na Amazônia, as anomalias positivas de TSM sobre o oceano Atlântico afetam mais as chuvas durante a estação seca da mesma região (ZENG et al., 2008). Tomasella et al. (2012) compararam os efeitos hidrológicos da seca de 2005 com a registrada em 1997-98, utilizando dados de duas áreas da bacia Amazônica de níveis de água nos rios, entre o período de novembro e outubro do ano seguinte de cada evento. A seca de 2005 foi mais intensa do que a de 1997, uma vez que neste caso, as taxas de evaporação foram maiores e a precipitação menor.

Outro evento de seca registrado na Amazônia ocorreu em 2010, e foi considerada a mais severa do que a chamada “seca do século”, de 2005. Em 2010, o fenômeno afetou uma área muito maior que a notada durante o episódio anterior – cerca de 3 milhões de quilômetros quadrados, enquanto que em 2005 a área afetada foi de cerca de 1,9 milhões de quilômetros quadrados (MARENGO et al., 2011). Assim como no caso de 2005, a seca de 2010 esteve relacionada ao aquecimento anômalo do oceano Atlântico Norte, e conforme os autores, este fenômeno afeta a região de maneira a estender a estação seca. Lewis et al. (2011), utilizaram dados do satélite TRMM para calcular anomalias padronizadas de períodos idênticos (estação seca) dos anos de 2005 e 2010, em relação a um período de uma década. Foi observado que a seca de 2010, apresentou anomalias mais negativas de precipitação em relação ao evento anterior, o que também evidencia sua intensidade.

## **4 DADOS E METODOLOGIA**

A irregularidade espacial na distribuição de estações meteorológicas para coleta de dados sobre a Amazônia e a qualidade dos mesmos ainda são questões limitadoras para um melhor entendimento do tempo e clima da região. Desta forma, diversos estudos vêm utilizando diferentes conjuntos de dados, como reanálises atmosféricas e estimativas de precipitação feitas por satélites. Uma descrição dos conjuntos de dados utilizados neste trabalho será realizada nas seções a seguir.

### **4.1 Projeto de Climatologia de Precipitação Global Versão-2 Mensal (GPCP)**

O conjunto de dados do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) é utilizado neste trabalho, considerando-se como verdade para comparação com as demais bases de dados a serem usadas. Com propósito de obter uma climatologia atualizada da precipitação na bacia Amazônica, também servirá como base para identificação e análise dos períodos secos associados aos eventos de 1997-1998, 2005 e 2010. Os dados são disponibilizados em milímetros por dia (mm/dia), mas considerando o contexto do trabalho e os objetivos a serem alcançados, os mesmos foram convertidos para milímetros por mês.

O produto mensal do Global Precipitation Climatology Project (GPCP) é fornecido pela NOAA / OAR / ESRL PSD, e apresenta uma consistente análise da precipitação global, com resolução espacial de  $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ , disponíveis a partir de janeiro de 1979 até julho de 2017. O conjunto de dados é uma combinação de estimativas de precipitação, obtidas através de sensores de microondas em satélites de baixa órbita, dados do canal infravermelho obtidos

por satélite de órbita geossíncrona, os quais apresentam maior frequência, e observações de pluviômetros de superfície (ADLER et al., 2003).

Janowiak et al. (1998) compararam os valores acumulados mensais de precipitação do conjunto de reanálises NCEP/NCAR com as estimativas de precipitação do GPCP para o período entre 1988 e 1995. Em termos globais, os conjuntos apresentam coerência entre si, mas diferenças substanciais são notadas em escala regional.

#### **4.2 Sistema de Reanálises Climática (CFSR)**

Com objetivo de identificar os padrões atmosféricos durante os 30 anos de estudo e o comportamento anômalo da circulação associados aos períodos secos, será utilizado o conjunto de dados do Climate Forecast System Reanalysis (CFSR). As variáveis utilizadas derivadas deste conjunto de dados, são as componentes horizontais do vento – zonal ( $u$ ) e meridional ( $v$ ) –, cuja unidade é metros por segundo (m/s). A componente vertical do vento – ômega ( $\omega$ ) (Pa/s) também foi utilizada, convertida em velocidade vertical ( $w$ , em m/s).

Conjuntos de dados de reanálises foram definidas, entre outros por Quadro et al. (2015) como uma combinação entre modelo de previsão e um sistema de assimilação de dados, esta última que gera uma nova análise através da combinação entre os dados disponíveis e modelo de previsão. Dentre os mais recentes conjuntos de reanálises desenvolvidos está Climate Forecast System Reanalysis (CFSR).

O conjunto de dados da reanálise utilizada neste trabalho é a segunda versão do Climate Forecast System Reanalysis (CFSR), desenvolvida pelo National Centers for Environmental Prediction (NCEP), e encontra-se disponível de 1979 a 2011 (SAHA et al, 2010). Apresenta 64 níveis verticais de pressão, resolução temporal mensal e espacial de  $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ , possibilitando assim analisar precipitação associada a sistemas de escalas inferiores a subsinótica

(BLACUTT et al., 2015). Conta ainda com o diferencial de uso de modelagem acoplada oceano-atmosfera.

Quadro et al. (2013), observaram que estas novas gerações de reanálises, representam melhor os padrões pluviométricos. Neste estudo foram analisados dados que compreenderam o período de 1979 a 2007, para a América do Sul, e os menores vieses encontrados correspondem as reanálises CFSR. Sobre a bacia Amazônica, foi observado que o conjunto de dados da reanálise MERRA (Modern Era Retrospective-analysis for Research and Applications) subestima a precipitação sobre a região central e superestima a mesma a nordeste da mesma área. O CFSR, de forma geral, representa a variável de forma mais realista, superestimando as chuvas no leste da bacia.

Nascimento (2013), considerando o conjunto de dados derivados do algoritmo 3B42 do satélite TRMM como verdade, realizou uma comparação entre as diferenças deste com os conjuntos de reanálises CFSR e MERRA. A análise consistiu em 10 anos de dados (1999 a 2008), com ênfase na Bacia Amazônica e Bacia do Prata. Os resultados mostraram diferenças significativas em uma área mais ampla em relação a reanálise MERRA, na bacia do Prata.

### **4.3 Missão de Medição de Chuva Tropical (TRMM)**

Estimativas de precipitação por meio de técnicas que utilizam satélites vem sendo cada vez mais empregadas, tendo em vista a irregular distribuição espacial e qualidade dos dados observacionais no Brasil. Estas técnicas são baseadas na interação entre ondas eletromagnéticas (visível, infravermelho, microondas passivo ou ativo) e partículas presentes nas nuvens (KIDDER; HAAR, 1995).

O satélite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) foi uma missão conjunta da Agência Japonesa de Exploração Aeroespacial (JAXA) e da Administração Nacional de Aeronáutica e Espaço (NASA), lançado em 27 de novembro de 1997, e chegando ao fim em 2015. A finalidade de seu lançamento foi

monitorar e promover estudos sobre as características da precipitação sobre os trópicos (KUMMEROW et al., 1998). Os instrumentos a bordo do satélite são amplamente utilizados nos produtos de estimativa de precipitação

O satélite conta com os seguintes sensores: radar de precipitação (PR), radiômetro passivo de microondas (TMI), sondador de visível/infravermelho (VIRS), e os sensores Clouds and Earth's Radiant Energy System (CERES) e Lightning Imaging System (LIS). O radar de precipitação do TRMM (PR), tem por função detectar a intensidade (neste caso, detecta chuva leve) e distribuição espacial das chuvas, fornecendo mapas em 3D da estrutura das tempestades. Possui resolução horizontal de 4km e largura de varredura de 220km. O TMI, trata-se de um sensor passivo de microondas (frequências de 10,7, 19,4, 21,3, 37 e 85,5 Ghz), capaz de estimar através da medida deste comprimento de onda emitida pela superfície terrestre, a quantidade vapor d'água e água precipitável presente na atmosfera e intensidade da chuva. A informação fornecida corresponde a uma largura de varredura de 780km, o que combinado a seu tamanho relativamente pequeno e baixo consumo de energia, o tornam um dos mais eficazes instrumentos de medição de chuva do satélite (NASA, 2009).

De acordo com Maidment (1993), técnicas como esta, que utilizam esta faixa do espectro eletromagnético, tem alto potencial para a estimativa de chuva, pois a energia com este comprimento de onda interage com as gotas precipitantes por processos de emissão/absorção e dispersão. Em frequências superiores a 85Ghz (consideradas altas), há dispersão de radiação terrestre em função da presença de partículas de gelo em topos de sistemas convectivos e camada de chuva. Entre frequências de 10 e 37Ghz (baixa frequência) ocorre emissão termal das gotas de chuva (JOBARD, 2001). Por outro lado, as limitações do uso de microondas na estimativa de chuvas estão relacionadas ao fato de apenas satélites em órbita polar e equatorial apresentarem estes sensores a bordo, diminuindo sua resolução temporal.

O algoritmo 3B43, produto deste satélite, é utilizado neste trabalho com propósito de comparar sua representação do regime de chuvas e anomalias

durante os eventos secos, considerando a base de dados do GPCP como verdade.

#### **4.3.1 Algoritmo 3B43 (TRMM)**

O desenvolvimento do algoritmo 3B43, produto proveniente do satélite TRMM, teve como finalidade a obtenção de um conjunto de dados de melhor estimativa de precipitação. A base de dados trata-se de uma versão mensal do produto 3B42, e encontra-se disponível a partir de janeiro de 1998 até setembro de 2015, quando o satélite saiu de curso.

Bolvin e Huffman (2015), descreveram algumas características deste algoritmo; o produto trata-se de uma combinação de várias estimativas de precipitação resolução espacial é de  $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$  e cobertura espacial de  $50^{\circ}S$  a  $50^{\circ}N$ , aproximadamente. Diferentemente de outros produtos do TRMM, os quais utilizavam calibrações de satélites climatológicos, este usa as estimativas de TCI como calibrador (BOLVIN; HUFFMAN, 2015). De acordo com Huffman et al. (2007), isto é feito por acreditar-se que o mesmo forneça uma melhor estimativa de precipitação quase-global.

#### **4.4 Conjunto de dados de TSM - ERSST-V5**

O conjunto de dados reconstruídos de temperatura da superfície do mar ERSST V5 (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature), derivados do ICOADS (International Comprehensive Ocean-Atmosphere Dataset), foi utilizado com a finalidade de identificar através do cálculo de anomalias sazonais, padrões oceânicos anômalos observados durante os períodos secos na bacia Amazônia.

Com uma resolução de  $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ , trata-se da mais recente versão de uma análise disponível desde 1854 até o presente, incluindo anomalias referentes à climatologia mensal de 1971-2000. Conta com dados do ICOADS Release 3.0

SST (dados de TSM de flutuadores ARGO, sobre cinco metros, e concentração de gelo do Hadley Center Ice SST versão 2 (HadISST2)). Além disso, é uma versão com melhor variabilidade espacial e temporal, e melhores TSMs absolutas, uma vez que a temperatura do ar de referência utilizada passou a ser a Nighttime Marine Air (NMAT), para correção do viés da TSM do navio (HUANG et al., 2017).

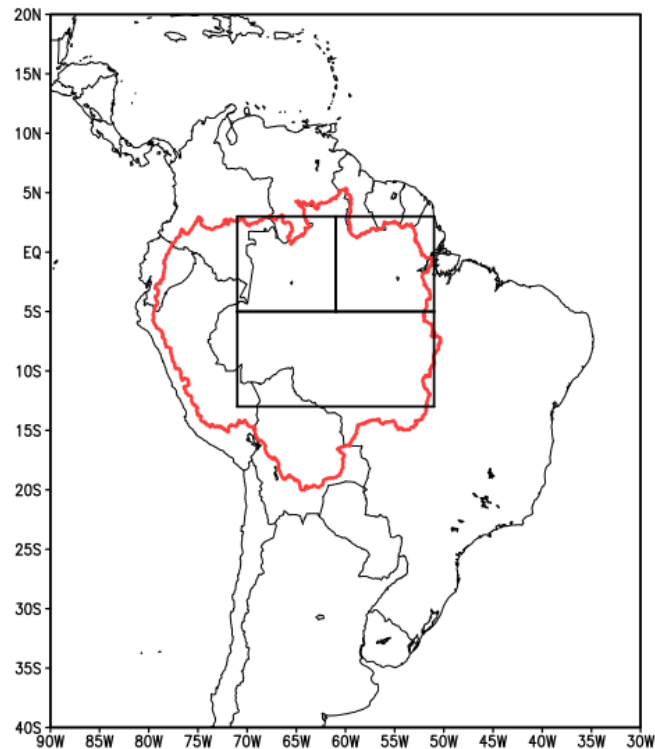
#### **4.5 Área de estudo**

A área de estudo utilizada para a realização deste trabalho compreende a bacia Amazônica, a maior bacia hidrográfica do mundo (COSTA et al, 1998), e onde encontra-se a mais extensa floresta tropical do planeta (FUJISAKA et, al., 1998). Com objetivo de obter uma caracterização dos eventos de seca na Amazônia, considerando o distinto comportamento da precipitação sobre a área, esta será dividida em três setores: leste, oeste e sul (Figura 4.1).

Uma análise das características atmosféricas que afetam o tempo e clima da Amazônia, em especial nos casos de secas estudados, é importante não somente para esta região, mas para o restante do continente. Em seus trabalhos, Herdies et al. (2002) e Nascimento et al. (2016) mostraram que a Amazônia é responsável por grande parte da umidade transportada pelo Jato de Baixos Níveis até a região sul e sudeste do Brasil, e a bacia do Prata. Fitzjarrald e Moore (1990) sugerem que a área exerce um papel importante no balanço de energia, calor, umidade e carbono no planeta.



Figura 4.1 Mapa da área de estudo.



Em vermelho é delimitada a bacia de drenagem do rio Amazonas (15°S-5°N; 75°W;47°W), e em preto os setores leste (61°W-51°W), oeste (71°W-61°W) e sul (71°W-51°W), que compõem a região analisada.

Fonte: Produção do autor

#### 4.6 Métodos de Avaliação

Considerando os conjuntos de dados descritos anteriormente, o presente estudo é dividido nas seguintes etapas:

- Elaboração da climatologia anual da precipitação, utilizando o conjunto de dados do GPCP como verdade, para comparação com os resultados da reanálise CFSR (NCEP/NOAA), ambas para o período entre 1981-2010, e o produto 3B43 do satélite TRMM, referente ao período que vai

de 1998-2010. Este último é utilizado como ferramenta de melhor resolução espacial para identificação do regime de chuvas na área de estudo e representação do comportamento anômalo durante os eventos secos. Foi analisado ainda o desempenho da reanálise atmosférica CFSR/NCEP, a fim de verificar como esta representa o regime de chuvas e suas anomalias durante os fenômenos estudados, uma vez que esta é a base de dados utilizada para análise das condições atmosféricas associadas.

- Identificação e caracterização dos períodos secos através do cálculo das anomalias mensais e sazonais para caracterização dos eventos estudados. Foi utilizada a definição de Fisch (1997) de estação chuvosa como sendo entre os meses de novembro e março, e a estação seca entre maio e setembro. Os meses de abril e outubro são considerados meses de transição entre uma estação e outra.
- Identificação dos padrões oceânicos associados aos períodos em que houve redução da precipitação na Amazônia através do cálculo das anomalias sazonais de temperatura da superfície do mar, com foco no Pacífico Tropical-Equatorial Central e Leste, e Atlântico Tropical.
- Análise do comportamento climatológico do escoamento em altos (250 hPa) e baixos (850 hPa) da atmosfera, e as médias sazonais durante os eventos secos, para identificar possíveis mecanismos atuando como forçantes para mudanças no regime de chuvas da área de estudo. A climatologia refere-se também ao período entre 1981-2010, assim como no caso das seções verticais que demonstram as circulações.
- Além da elaboração da climatologia da circulação média zonal e meridional, é realizada análise do comportamento das células de Walker e Hadley durante os períodos secos. Para tanto, utilizou-se os campos de ômega (Pa/s), o qual foi convertido em velocidade vertical (m/s, multiplicando-se por -1), para que estivesse no mesmo sistema de unidades dos demais parâmetros. Também foram utilizadas as componentes horizontais do vento – zonal (u) e meridional (v) (em m/s).

- A análise do perfil vertical da circulação zonal foi realizada de forma separada para duas áreas da bacia Amazônia: norte (que abrange os setores leste e oeste) e sul. As componentes horizontais do vento podem ser decompostas ainda em componente zonal e meridional do vento; no caso do cálculo do perfil vertical da célula de Walker, é efetuada a média vetorial entre  $u$  e  $w$ .
- A análise do perfil vertical da circulação meridional também foi feita separadamente para duas áreas da bacia Amazônia: leste e oeste. Neste caso, como o cálculo refere-se a célula de circulação de Hadley, é efetuada a média vetorial entre  $v$  e  $w$ .



## **5 AS GRANDES SECAS DE 1998, 2005 E 2010 NA REGIÃO AMAZÔNICA**

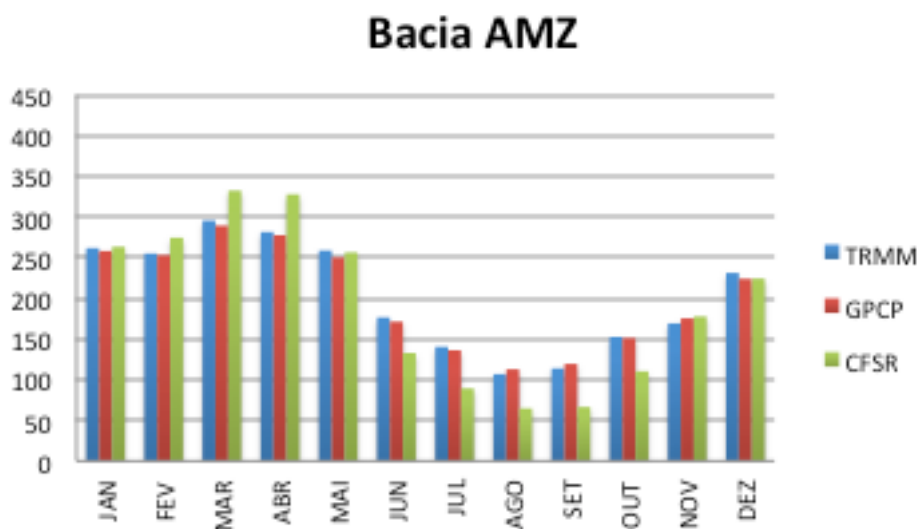
### **5.1 Climatologia da precipitação na Bacia Amazônia**

Extremos climáticos de chuva na bacia Amazônica impactam diretamente na vida de sua população, podendo inviabilizar o transporte por meios hidroviários, atividades como a pesca, agricultura e pecuária, e água potável insuficiente para demandas básicas de seus habitantes. Embora possam ocasionar grandes transtornos, estudos referentes a estes eventos são limitados pela escassez de dados nesta região.

Neste capítulo é mostrada a climatologia dos três setores que compõem a área de estudo deste trabalho, elaborada através da utilização da base de dados do GPCP. Também é realizada a comparação da representação do comportamento médio das chuvas nas três áreas com outros dois conjuntos de dados: o produto de estimativa de precipitação do satélite TRMM (3B43) e também da reanálise NCEP (CFSR). A reanálise é descrita no Capítulo 4, e foi utilizada para análise das condições atmosféricas associadas aos episódios estudados, sendo assim, analisar seu desempenho em representar o comportamento observado torna-se importante.

A região tropical da Amazônia apresenta características bem definidas do sistema de monções de América do Sul; a estação chuvosa é também o período de maior atividade convectiva e acontece entre novembro e março, enquanto a estação seca ocorre entre maio e setembro (FISCH, 1997). A climatologia encontrada neste trabalho para toda área da bacia ao longo do ano é mostrada na Figura 5.1, e sua distribuição corrobora com a definição das estações descritas pelo autor.

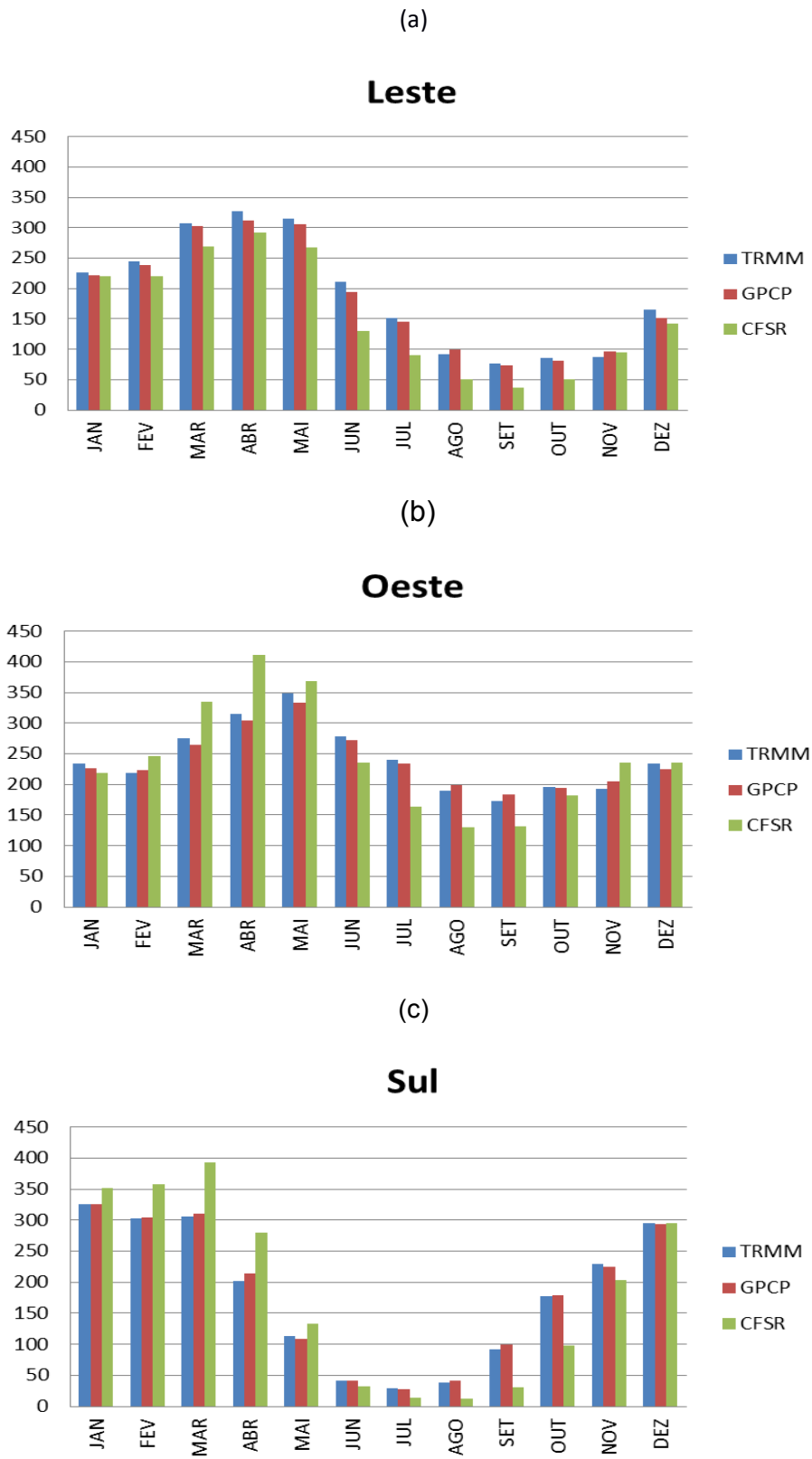
Figura 5.1 Precipitação média climatológica (1981-2010 GPCP e CFSR, 1998-2010 produto 3B43 do TRMM) em toda área da Bacia Amazônica.



Ainda que esta seja a definição mais geral do regime de precipitação na bacia, os meses em que se estimam os máximos e mínimos de chuva variam de acordo com a localização geográfica de cada setor. A distribuição das chuvas é bastante regular ao longo do ano no oeste da bacia (Figura 5.2 (b)), onde a estação seca não é bem definida embora seja perceptível a ocorrência de um período menos chuvoso entre julho e outubro, no solstício de inverno. As maiores médias de chuva ocorrem nesta região, sendo o período que vai de março a junho o mais chuvoso. A fronteira entre Venezuela e Colômbia, pode atingir total anual de 3.500 mm, devido o transporte de umidade pelos ventos Alísios, sofrendo ascensão orográfica pela Cordilheira dos Andes (FISCH, 1997).

Apesar das semelhanças apresentadas pelo ciclo anual de precipitação no leste e oeste da bacia Amazônica, a redução mais abrupta das chuvas entre agosto e novembro, caracteriza um período mais seco na primeira região. Enquanto no oeste os meses mais secos apresentam valores médios próximos a 200 mm/mês, no leste a precipitação não chega a 100 mm/mês.

Figure 5.2 Precipitação média climatológica (1981-2010 GPCP e CFSR, e 1998-2010 do produto 3B43 do TRMM), no leste (a), oeste (b) e sul (c) da Bacia Amazônica.



A alta variabilidade sazonal das chuvas no sul da Amazônia (Figura 5.2c) é uma característica climática marcante da região, atribuída ao efeito do regime de monções da América do Sul. Caracterizado por uma reversão sazonal regime de ventos, com uma mudança no padrão de anomalias (ZHOU; LAU , 2001) o sistema pode ser explicado pelo aquecimento diferencial entre oceanos e continentes. A capacidade da superfície se aquecer e resfriar-se rapidamente é maior do que a dos oceanos, e esta trata-se de uma importante propriedade física que a define. Desta forma, áreas continentais permanecem mais quentes que os oceanos durante o verão e mais resfriados que eles no inverno. Isso determina, conseqüentemente, o estabelecimento sistemas de alta pressão sobre as regiões resfriadas, as quais direcionam os ventos às baixas pressões. Desta forma, o transporte de umidade do oceano Atlântico para o interior do continente pelos ventos Alísios é acentuado durante o verão, fator este que associado à intensificação da atividade convectiva pela elevação das temperaturas, resulta em um período de elevados índices pluviométricos. A inversão dos ventos durante o inverno reduz a umidade disponível para processos de convecção, e assim a estação seca é caracterizada.

O deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para norte ocorre com o início do solstício de verão no Hemisfério Norte, refletindo em baixíssimos valores de precipitação no sul da Amazônia durante o inverno austral. Nessa época do ano, além da inibição da convecção sobre a região central e sul da Amazônia, a redução na intensidade dos ventos Alísios provoca redução no aporte de umidade do oceano Atlântico tropical no interior da bacia, contribuindo para ocorrência de um período mais seco.

Ainda que a climatologia obtida a partir do conjunto de dados do produto 3B43 do satélite TRMM refira-se a um período menor (1998-2010), há coerência na representação do comportamento das chuvas no decorrer no ano, com discretas diferenças em relação ao conjunto de dados do GPCP (Figuras 5.1 e 5.2).

A reanálise CFSR/CFSR mostra-se menos consistente com os outros conjuntos analisados, ainda que tenha representado o ciclo anual das chuvas



na Amazônia. Neste conjunto de dados a precipitação é superestimada no oeste e sul da bacia (Figura 5.2 b e c) durante os meses mais chuvosos e subestimada durante o período seco. Por outro lado, no leste (Figura 5.2 a) a precipitação é subestimada em todos os meses do ano, porém com um viés pouco expressivo.

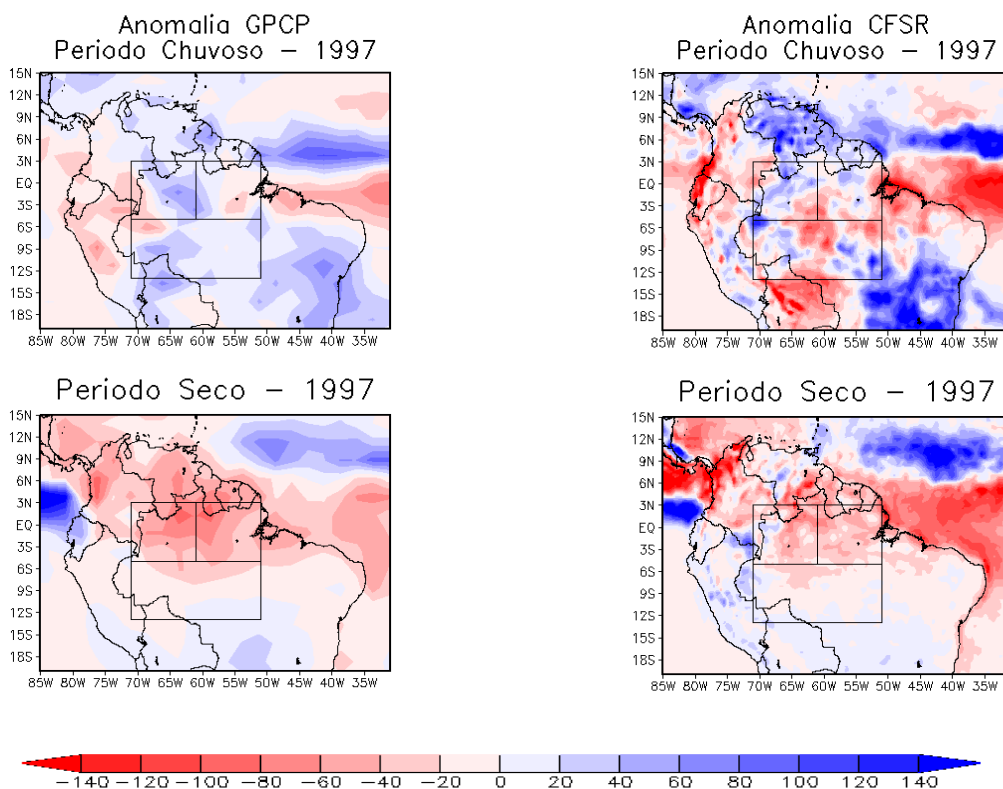
## **5.2 Caracterização dos períodos secos**

### **5.2.1 Anos de 1997-1998**

Entre 1997 e 1998 a Amazônia experimentou um dos mais severos e persistentes episódios de seca, associado a um dos mais fortes eventos de El Niño já registrados. Embora seus efeitos tenham se mostrado distintos em cada região da bacia, ele impactou de forma generalizada o regime de chuvas da bacia. Os primeiros sinais de seca começam durante a estação seca de 1997, como pode ser observado na Figura 5.3, onde pode ser observado um padrão coerente de anomalias negativas nos campos do GPCP e CFSR.

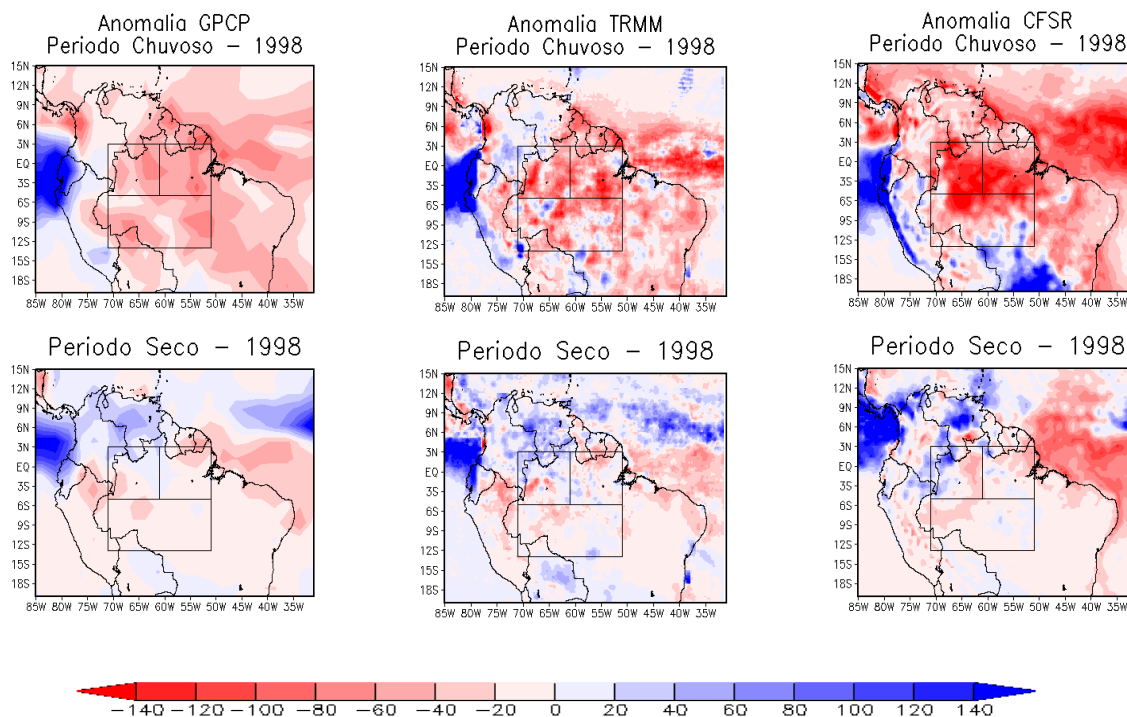
Anomalias negativas de precipitação estendem-se desde o norte da bacia Amazônica até a costa nordeste do continente e faixa equatorial do oceano Atlântico. Chuvas acima da média são registradas simultaneamente sobre o Pacífico próximo a América do Sul, como resposta ao maior aquecimento e intensificação da convecção nessa região, associados ao início do El Niño. Esse comportamento é reproduzido no GPCP e na reanálise CFSR, porém com anomalias de maior magnitude.

Figura 5.3 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante 1997.



As condições secas mantiveram-se sobre a região durante a estação chuvosa de 1998, porém abrangendo praticamente toda bacia Amazônica, agravando a situação da região, como é mostrado na Figura 5.4. Um aumento considerável das chuvas sobre a costa do Peru e Equador ocorreu no decorrer de 1998, quando o El Niño ganhou força. De acordo com Tomasella et al. (2010), além de ter causado redução da precipitação e por consequência estresse hidrológico, a seca de 1997-1998 também aumentou a vulnerabilidade da floresta à incêndios.

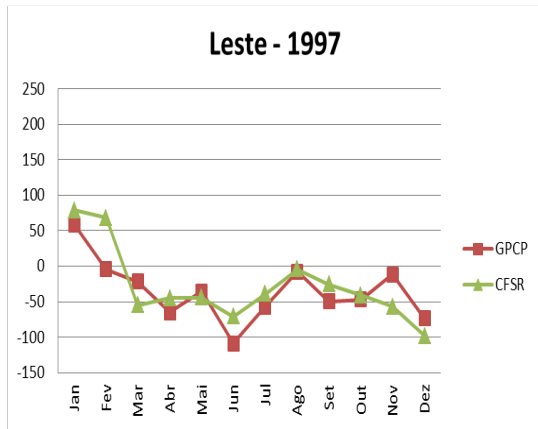
Figura 5.4 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante 1998.



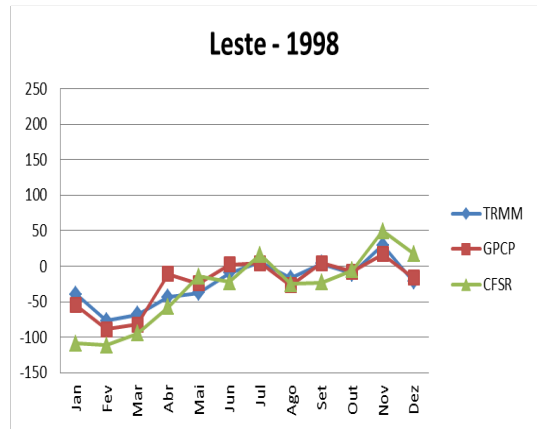
Nas Figuras 5.5a e 5.5c são mostradas as anomalias de precipitação durante o ano de 1997 no leste e oeste da Amazônia, respectivamente. O comportamento das chuvas entre abril e dezembro de 1997 é semelhante nessas regiões, sendo as maiores anomalias identificadas em junho do mesmo ano, janeiro e fevereiro de 1998 (Figuras 5.5b e 5.5d) com valores próximos de 100 mm/mês. Cavalcanti et al (2013) analisou o mesmo evento e também identificou o mesmos meses como os mais secos durante esse período.

Figura 5.5 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante o evento seco de 1997-1998 nas regiões leste (a e b), oeste (c e d) e sul (e e f) da Bacia Amazônica.

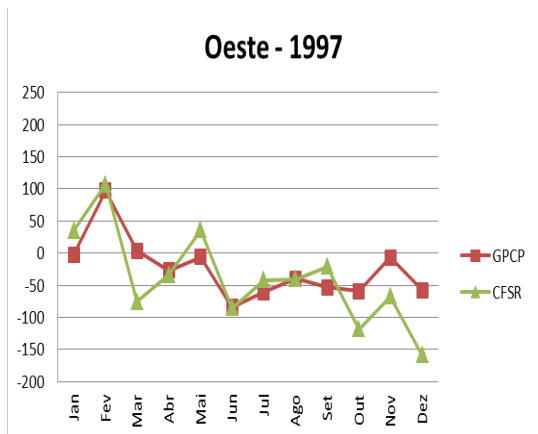
(a)



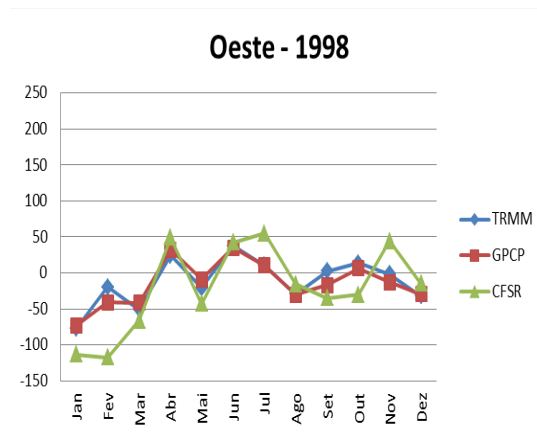
(b)



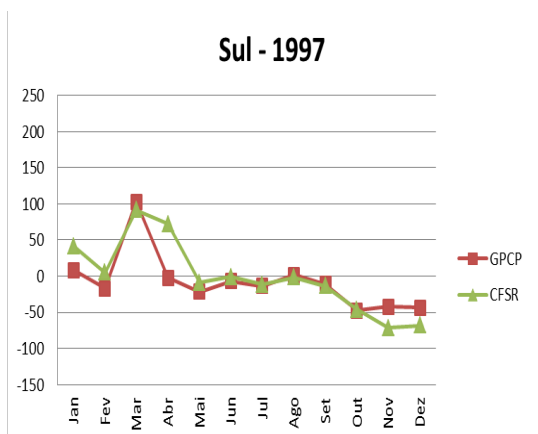
(c)



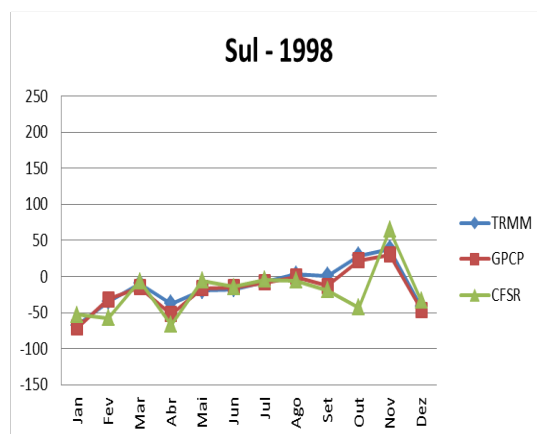
(d)



(e)



(f)



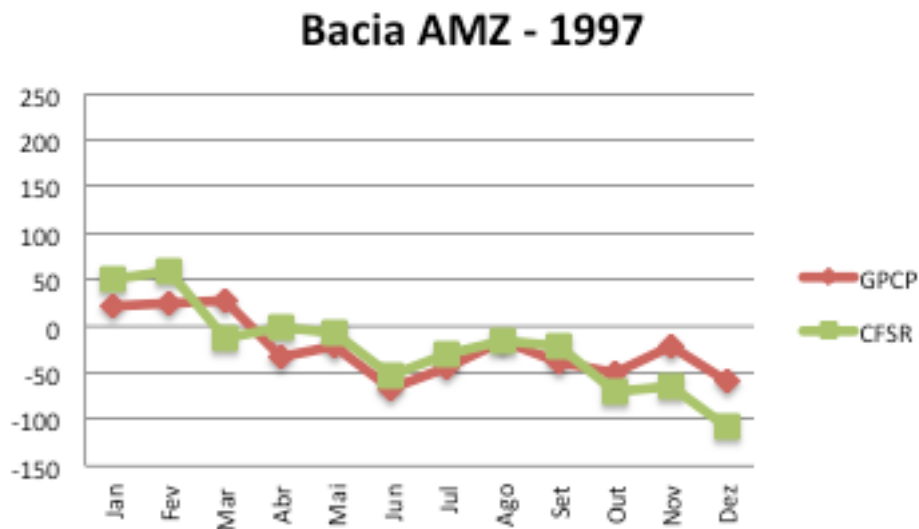
O sul da bacia também sofreu os efeitos deste evento, embora durante o primeiro ano (Figura 5.5) não tenha se refletido em anomalias de precipitação muito expressivas. Por outro lado, durante a estação chuvosa de 1998 (Figura 5.5f) as chuvas estiveram abaixo da média em toda bacia, inclusive no sul, quando a seca manifestou-se efetivamente. De maneira geral, a magnitude das anomalias observadas no setor é menor do que nas demais regiões, porém persistente durante praticamente todo ano de 1998.

Outra questão a ser destacada é o fato de que o regime de chuvas desta área é característico do sistema de monções. A região sul da bacia apresenta clima seco durante o inverno, o que somado a uma estação chuvosa com baixos índices pluviométricos pode intensificar os impactos ambientais de um fenômeno destas proporções. Uma estação chuvosa deficiente durante o verão consiste em uma situação de seca meteorológica (MARENGO , 2013), e, portanto tal evento pode ser assim caracterizado. Neste caso, a intensidade do fenômeno pode ser determinada pela distribuição das anomalias, as quais ocorreram de forma generalizada, bem como a sequência longa de meses em que a precipitação esteve abaixo da normal climatológica.

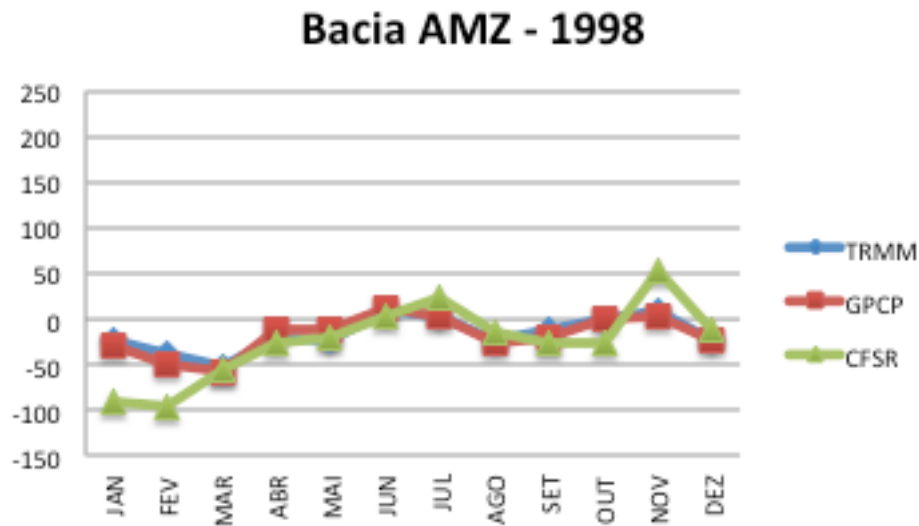
As anomalias calculadas para toda área da bacia Amazônica são mostradas na Figura 5.6. O comportamento médio da seca, ou seja, períodos em que a diminuição da precipitação manteve-se mais severo é bem reproduzido por ambos os conjuntos de dados utilizados, no entanto, a reanálise superestima os valores mais altos de precipitação, e subestima os reduzidos. O impacto deste evento, como pode ser observado, foi maior durante a estação chuvosa da área de estudo. É possível observar também, que embora o período climatológico de referência para o cálculo das anomalias com o dados do TRMM não seja o mesmo que os demais, ele representa bem as condições de chuva na área.

Figura 5.6 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante os anos de 1997 (a) e 1998 (b), em toda Bacia Amazônica.

(a)



(b)



A redução no total de chuvas por estação na Bacia Amazônica é mostrada na Tabela 5.1. Nota-se que a seca apresentou maior severidade no leste da área de estudo, onde a porcentagem da precipitação reduzida foi maior. O comportamento observado durante este evento é semelhante no leste e oeste,

setores nos quais as anomalias são evidentemente negativas a partir do inverno de 1997, e também no verão de 1998. Por outro lado, os efeitos da seca no setor sul foram mais pronunciados durante a estação chuvosa de 1998, e as chuvas permaneceram abaixo da média durante o período seco do mesmo ano.

Tabela 5.1 Porcentagem de precipitação por estação nos setores leste (segunda coluna), oeste (terceira coluna) e sul (última coluna), durante o evento seco de 1997-1998 na Amazônia. Maiores reduções destacadas em amarelo, e em verde, onde a chuva apresentou valor superior a média.

	Estação Seca			Estação Chuvosa		
	Leste	Oeste	Sul	Leste	Oeste	Sul
1997	-33,51	-20,15	-16,17	-4,65	4,1	4,49
1998	-6,52	-0,83	-16,75	-23,65	-12,92	-13,77

### 5.2.2 Ano de 2005

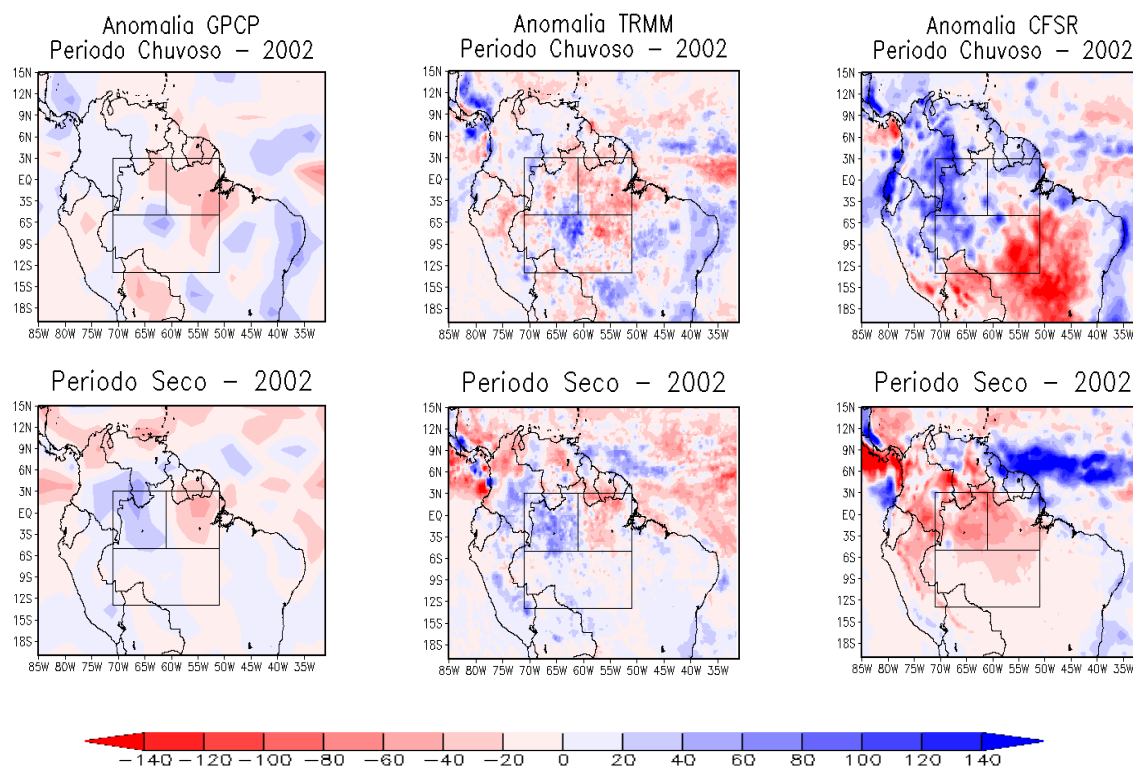
Uma das mais intensas secas do século atual na Amazônia foi registrada em 2005. A proporção de seus impactos – como aumento na incidência de queimadas, inviabilização do transporte por meios fluviais em função dos baixíssimos níveis dos rios – levou o Peru, Colômbia, Bolívia e Brasil a declararem estado de calamidade pública (MARENGO et al., 2008; TOMASELLA et al., 2010). O fenômeno esteve associado a uma sequência de quatro anos em que as chuvas estiveram abaixo da normal climatológica – 2002, 2003, 2004 e 2005.

Durante este período, foram notadas mudanças nos padrões espaciais das anomalias, bem como a alternância entre distintas condições oceânicas

anômalas, as quais serão descritas anteriormente. Entre 2002 e 2003 as chuvas permaneciam reduzidas em relação a média climatológica no leste da bacia, enquanto nos dois anos seguintes, uma região no sudoeste da Amazônia passou a apresentar anomalias negativas de precipitação. A precipitação abaixo da média nesta região durante o período mencionado é consistente com a encontrada por Zeng et al. (2008). Em seu trabalho, foi analisado o comportamento trimestral das chuvas durante 2005, onde os resultados demonstram efeitos do evento seco na região sudoeste da Amazônia.

As Figuras 5.7 e 5.8 mostram chuvas abaixo da média durante o ano de 2002 e a estação chuvosa em 2003, no setor leste da bacia, período de registro de um evento de El Niño de intensidade moderada. Como já foi discutido anteriormente, o aquecimento anômalo do Pacífico Equatorial Leste causa mudanças nos padrões da célula de circulação zonal – a célula de Walker, deslocando o ramo subsidente em direção a Amazônia.

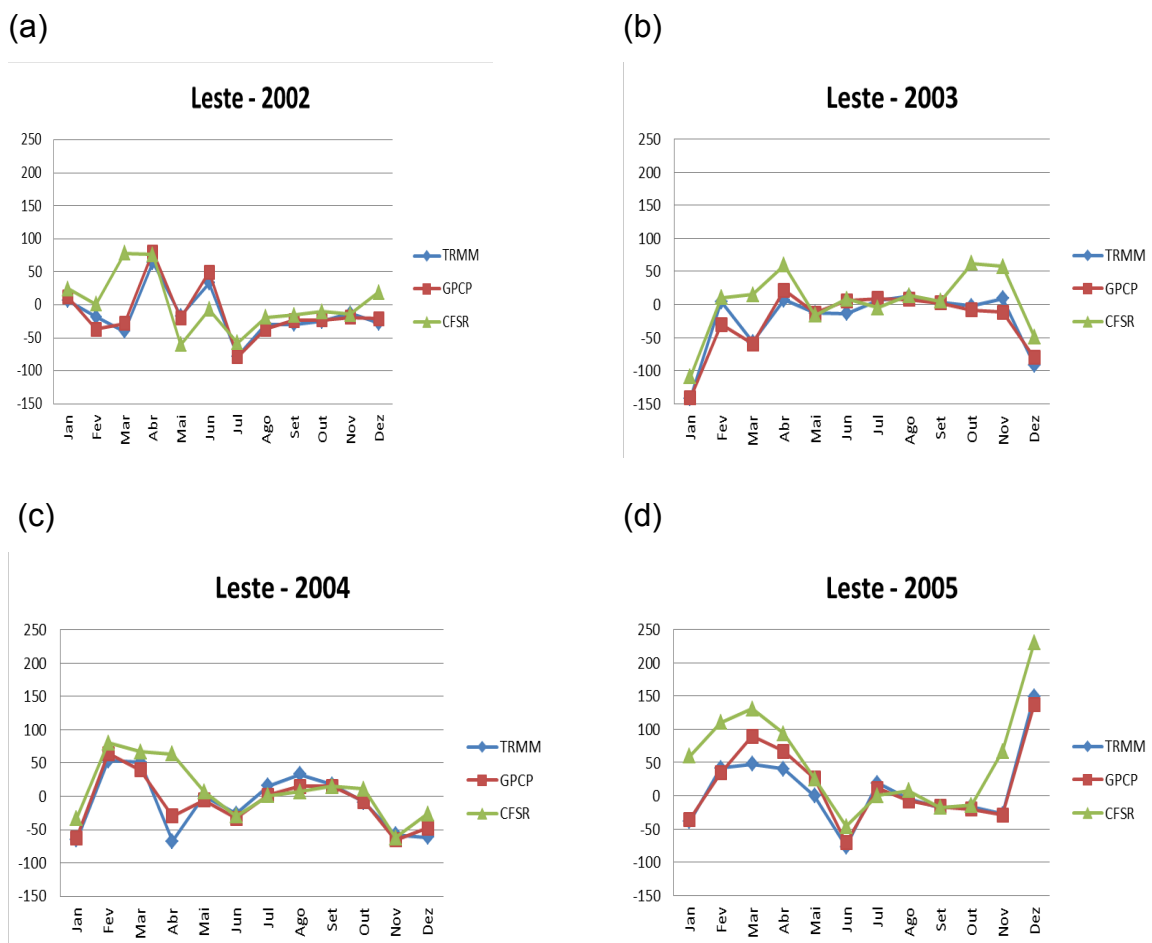
Figura 5.7 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante o ano de 2002.





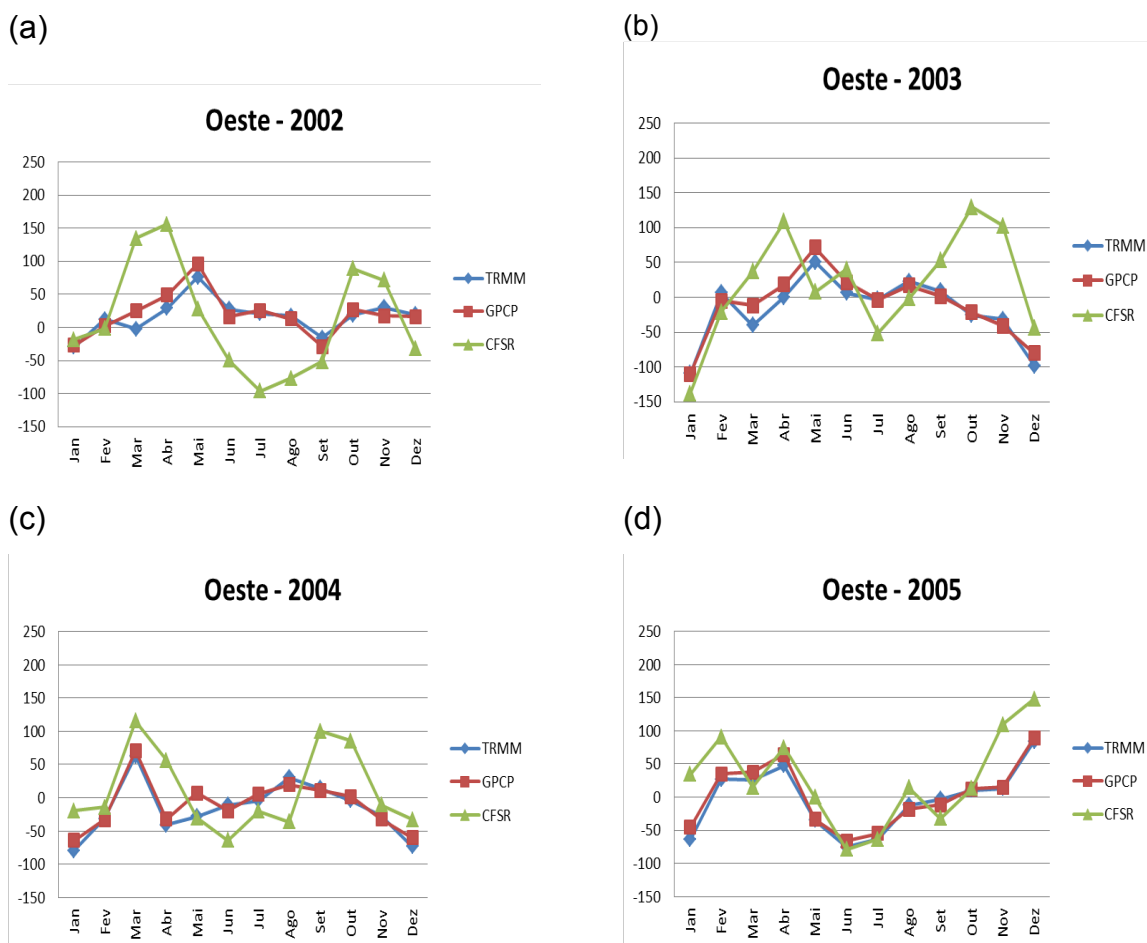
Pode se afirmar ao observar a Figura 5.8, que o setor leste da área de estudo, enfrentou durante os quatro anos consecutivos condições secas, as quais começaram durante a estação chuvosa de 2003, e assim permaneceram por um longo período até o ano de 2005, apresentando uma sutil recuperação durante os meses de fevereiro e março de 2004. Porém, foi durante o inverno de 2005 que a região apresentou o maior déficit hídrico. A diminuição das chuvas durante a estação seca tornou-se um fator crítico neste episódio, tendo em vista que o bioma já vinha vulnerável há algum tempo. Está foi uma particularidade observada neste evento: as anomalias mostraram-se mais significativas durante a estação seca.

Figura 5.8 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante o evento seco de 2005, caracterizado por déficit das chuvas em 2002 (a), 2003, (b), 2004 (c) e 2005 (d), no leste da bacia Amazônica.



Como pode-se notar na Figura 5.9, ao contrário do setor leste, no oeste da bacia não foram observadas condições secas durante o ano de 2002, uma vez que somente nos meses de janeiro e setembro a precipitação esteve abaixo da média, com anomalias em torno de 30 mm/mês. Em contrapartida, um comportamento comum a essas regiões pode ser percebido em janeiro de 2003, quando as estimativas de precipitação e reanálise indicam anomalia mensal de cerca de 140 mm/mês. A condição que afetou a porção norte da Amazônia pode estar relacionada a ocorrência do El Niño; anomalias positivas de TSM no Pacífico são capazes de descolar o ramo ascendente para oeste. O deslocamento da célula ou desintensificação da ascensão de ar impossibilita o desenvolvimento vertical de nuvens, e sendo assim, a precipitação é reduzida.

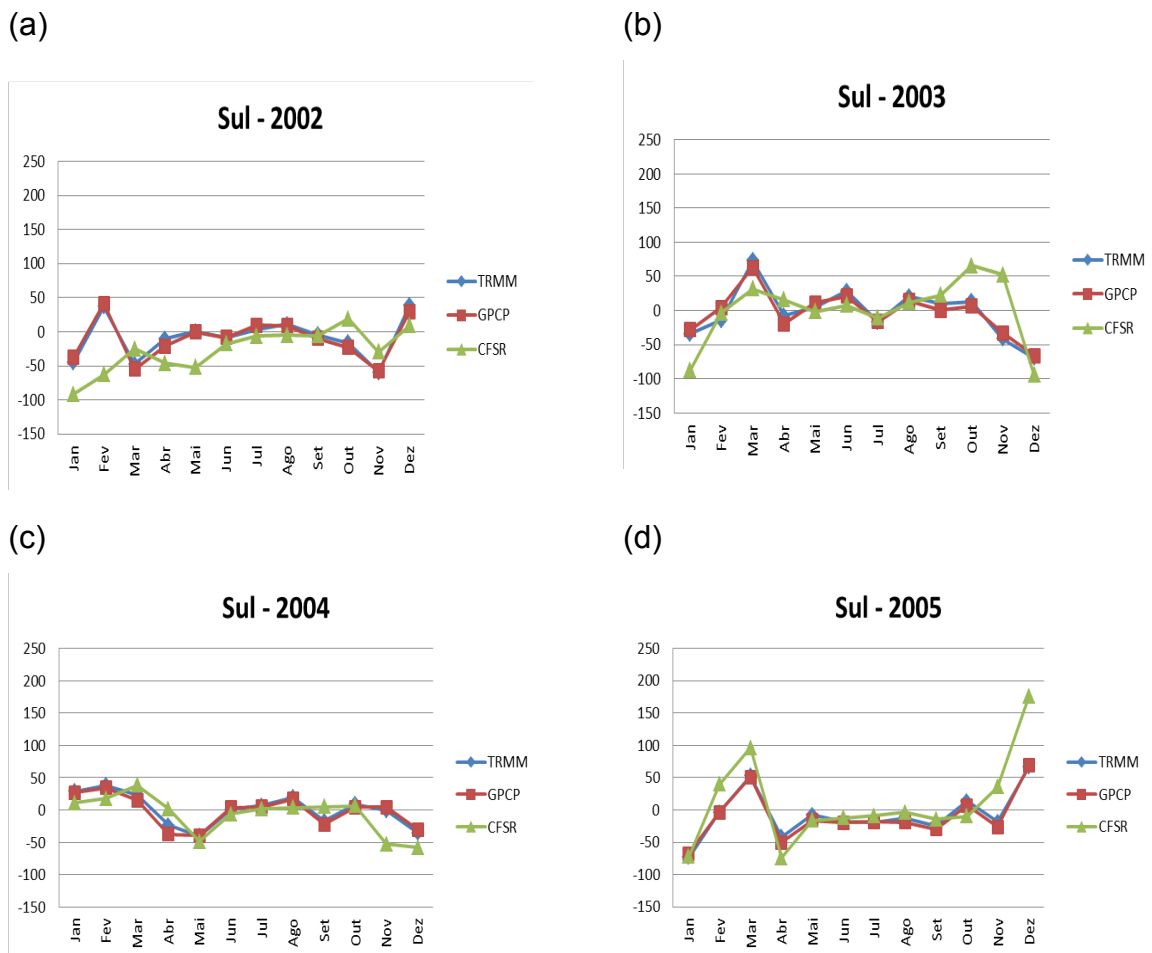
Figura 5.9 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante o evento seco de 2005, caracterizado por déficit das chuvas em 2002 (a), 2003, (b), 2004 (c) e 2005 (d), no oeste da bacia Amazônica.



No entanto, assim como no leste, nessa região as maiores anomalias de precipitação mensais estimadas ocorreram no mês de janeiro de 2003, quando o valor esteve aproximadamente 140 mm/mês abaixo da normal climatológica. O ano de 2004 também foi relativamente seco no oeste da bacia, com exceção do mês de março em que as chuvas estiveram um pouco mais acima da média – anomalia de precipitação positiva de cerca de 60 mm/mês.

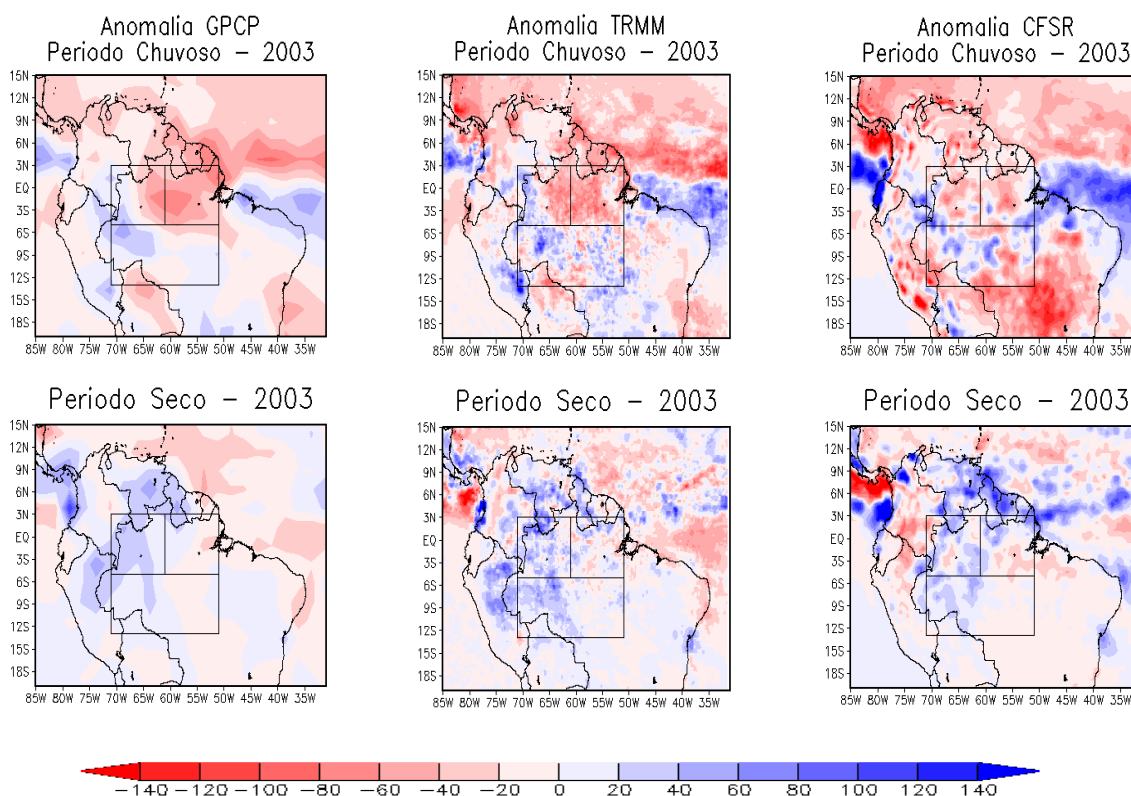
A Figura 5.10 mostra as anomalias de precipitação no decorrer dos quatro anos associados a este evento. Embora as anomalias apresentem magnitude relativamente pequena, o período é caracterizado por redução das chuvas em quase todos os meses, fator determinante na severidade da seca.

Figura 5.10 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante o evento seco de 2005, caracterizado por déficit das chuvas em 2002 (a), 2003, (b), 2004 (c) e 2005 (d), no sul da bacia Amazônica.



O comportamento descrito anteriormente, que refere-se a diminuição das chuvas na Bacia Amazônica a partir de 2003, quando um evento de El Niño atuava, pode ser observado através das anomalias sazonais, mostradas na Figura 5.11. Em termos espaciais, o setor leste apresentou valores inferiores a média principalmente durante a estação chuvosa, enquanto o padrão observado na estação seguinte indica elevação da precipitação principalmente no sudoeste da área de estudo.

Figura 5.11 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante o ano de 2003.

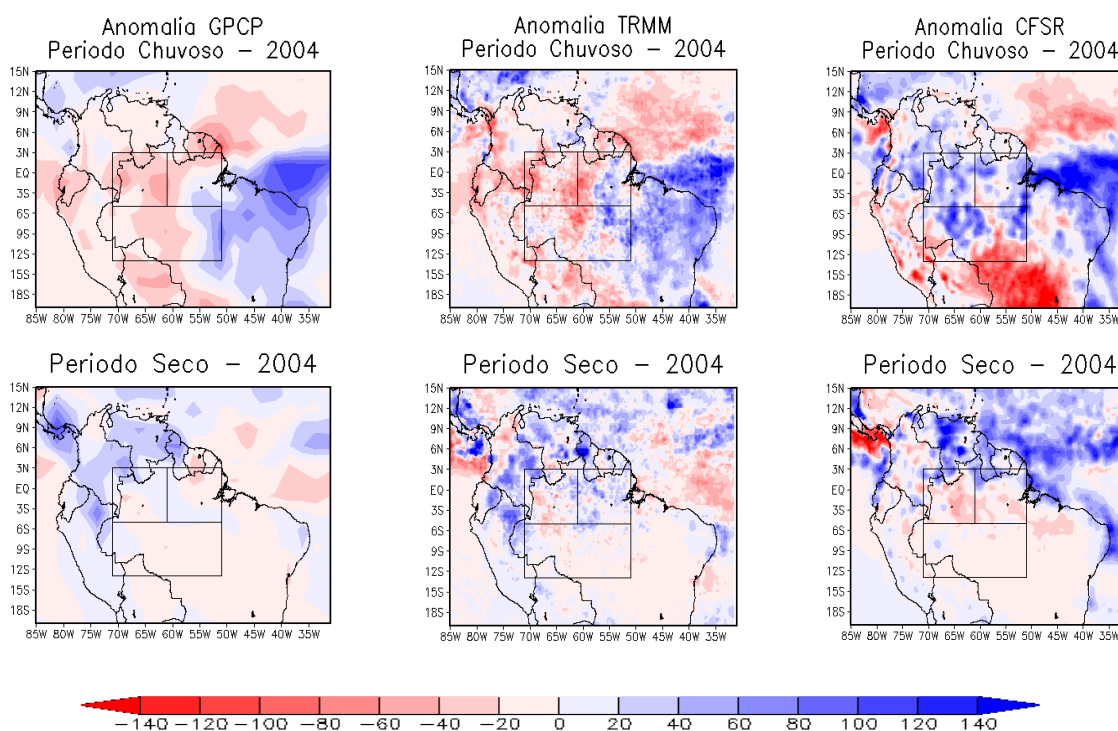


Ainda de acordo com Zeng et al. (2008), um dos fatores que explica a severidade deste evento, é a sua intensificação durante a estação seca, quando as águas do Atlântico Norte encontravam-se mais quentes que o normal. Conforme Alves et al. (2013), apesar das secas estarem associadas, em geral, ao fenômeno El Niño, parte do intervalo de tempo compreendido pela

seca ocorreu durante em um período de resfriamento das águas do Pacífico Equatorial Leste e aquecimento do Atlântico Tropical Norte.

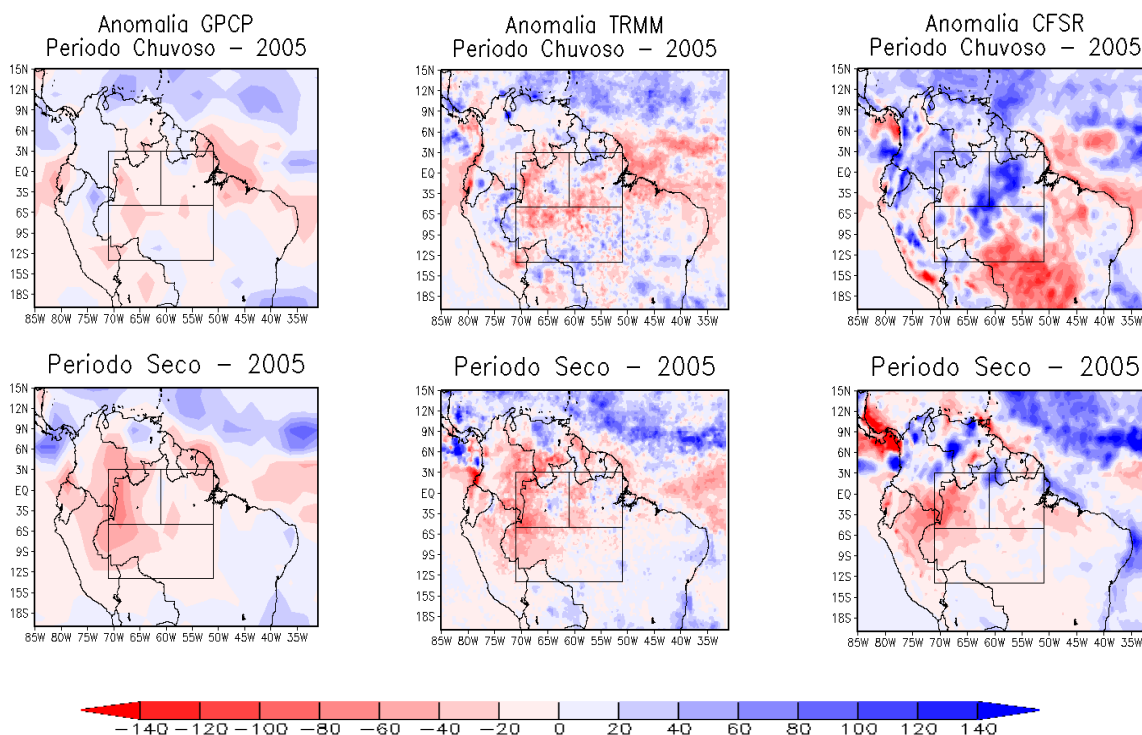
Principalmente o oeste e sudoeste da bacia experimentaram condições secas que tiveram início em 2004, e estenderam-se até o ano seguinte. Este comportamento atípico pode ser observado nas Figura 5.12 e 5.13.

Figura 5.12 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante o ano de 2004.



Embora as anomalias positivas de precipitação tenham persistido por um longo período em diversas regiões da Amazônia, resultando em uma redução considerável dos acumulados de chuva, apenas durante o ano de 2005 elas permaneceram elevadas por alguns meses consecutivos. Isto foi observado durante a estação seca da região, em ambos os setores da bacia Amazônica. No leste da bacia elas ocorreram entre junho e outubro, enquanto no oeste e sul as mesmas foram observadas entre maio e setembro.

Figura 5.13 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante o ano de 2005.



Na Tabela 5.2 são mostradas as anomalias por estação do total de chuva em cada setor que compõe a área de estudo. A mudanças nos padrões espaciais descrita anteriormente é mostrada. Durante os anos de 2002 e 2003, uma maior redução das chuvas é observada no leste da Amazônia, período em que um evento de El Niño atuou.

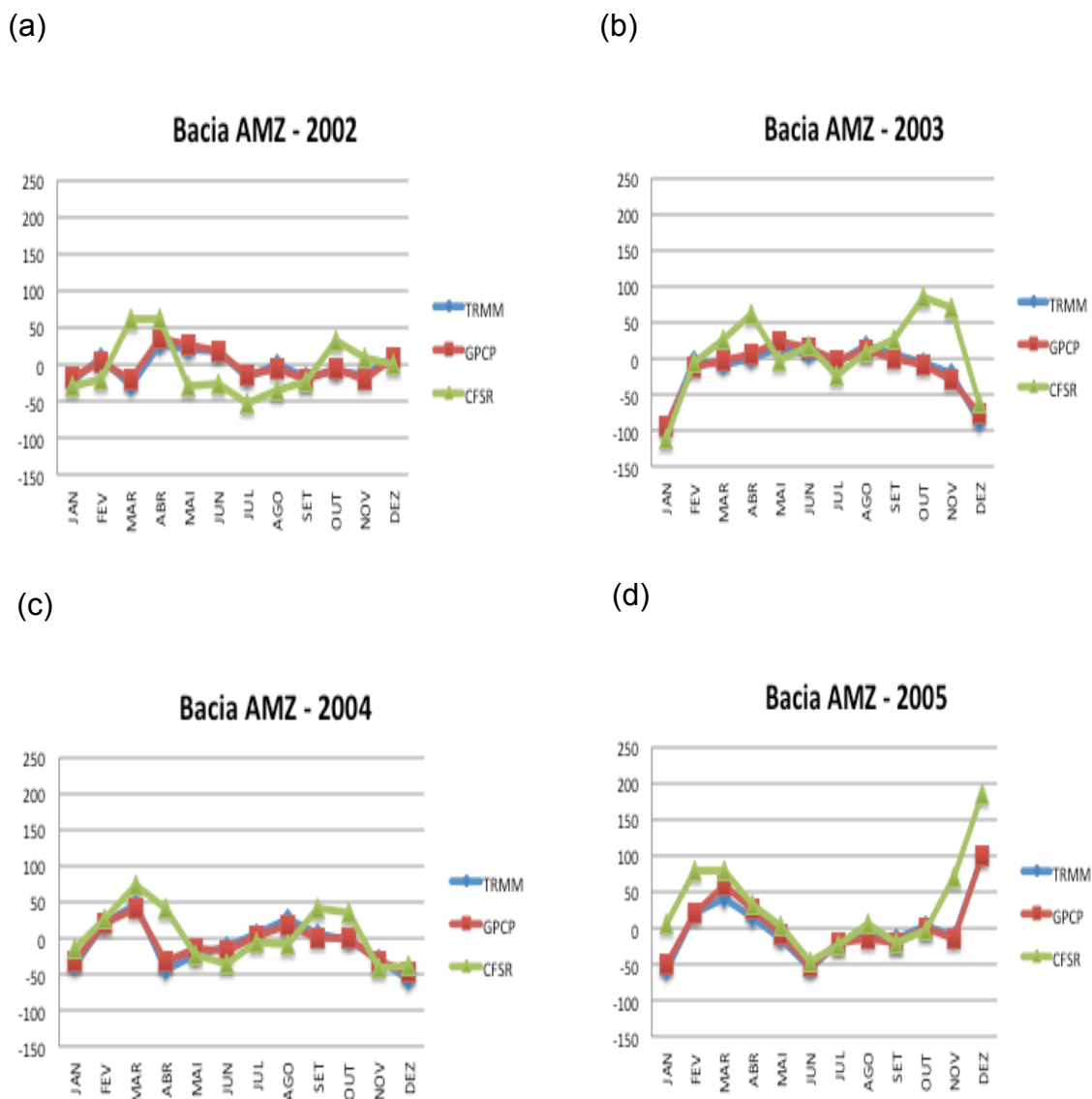
Em 2004 e 2005, observa-se que os setores oeste e sul passam a apresentar anomalias negativas mais intensas, principalmente durante a estação seca no segundo ano. A diminuição nos índices pluviométricos também é observado no leste da bacia, porém durante a estação chuvosa.

Tabela 5.2. Porcentagem de precipitação por estação nos setores leste (segunda coluna), oeste (terceira coluna) e sul (última coluna), durante o evento seco de 2005 na Amazônia. Maiores reduções destacadas em amarelo, e em verde, onde a chuva apresentou valor superior a média.

	Estação Seca			Estação Chuvosa		
	Leste	Oeste	Sul	Leste	Oeste	Sul
2002	-15,78	9,82	-0,29	-4,65	2,81	-0,47
2003	-0,97	8,75	9,53	-23,65	-4,95	0,62
2004	-2,91	1,85	-11,64	-4,80	-13	-2,25
2005	-9,8	-15,16	-32,43	-18,28	0,23	-3,14

Nos resultados referentes as anomalias para toda bacia observa-se que o padrão se repete, sendo as anomalias negativas mais fortes registradas em janeiro de 2003, e durante as estações secas em 2004 e 2005, mesmo período em que o ATN permanecia mais quente do que o normal. Este comportamento, descrito anteriormente, também pode ser observado na Figura 5.14.

Figura 5.14 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante os anos de 2002 (a), 2003 (b), 2004 (c) e 2005 (d), em toda Bacia Amazônica.



### 5.2.3 Ano de 2010

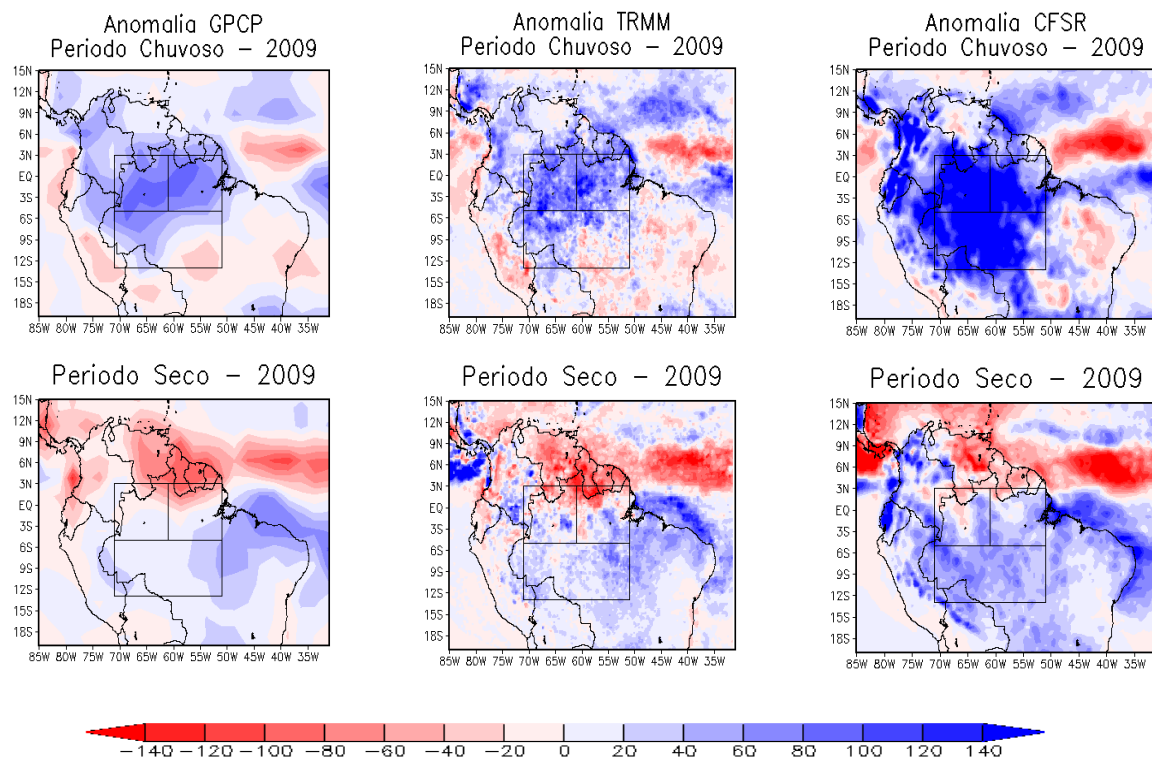
A seca registrada em 2010 na Amazônia foi considerada por muitos pesquisadores como mais severa do que a chamada 'seca do século' ocorrida em 2005, tendo em vista sua extensão espacial. Enquanto o episódio anterior provocou uma redução das chuvas em cerca de 1,9 milhões de quilômetros quadrados, durante esse evento foram registradas anomalias negativas de



precipitação em cerca de 3 milhões de quilômetros quadrados (LEWIS et al., 2011).

O evento em questão foi precedido por um extremo climático chuvoso, em 2009, o qual esteve associado a ocorrência do fenômeno La Nina que teve início em meados de 2008, caracterizado pelo resfriamento das águas do Pacífico Equatorial Leste. Inundações foram registradas em toda bacia Amazônica principalmente durante a estação chuvosa em 2009, coerente com as elevadas anomalias mostradas na Figura 5.15. Seus efeitos prolongaram-se até a estação seguinte, embora com menor intensidade.

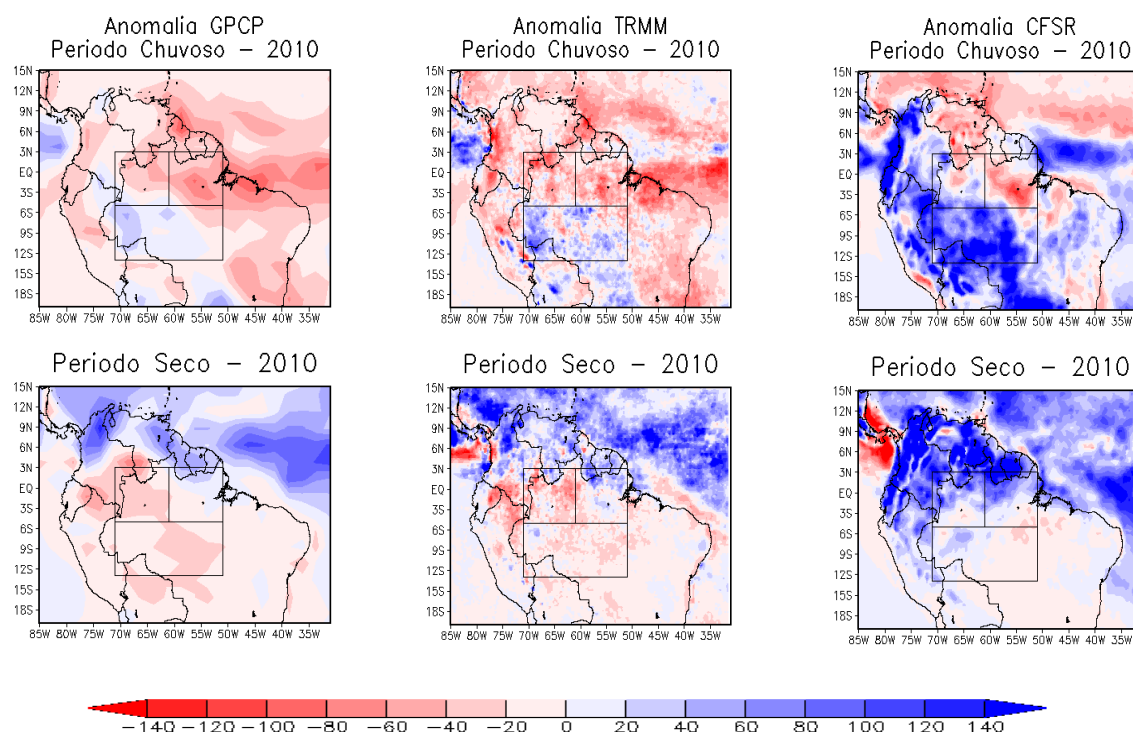
Figura 5.15 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante o ano de 2009.



Uma inversão dos padrões anômalo é observada durante a estação chuvosa de 2010, como pode ser visto na Figura 5.16. O setor norte (incluindo leste e oeste da bacia) apresentou valores abaixo da média, e as condições secas

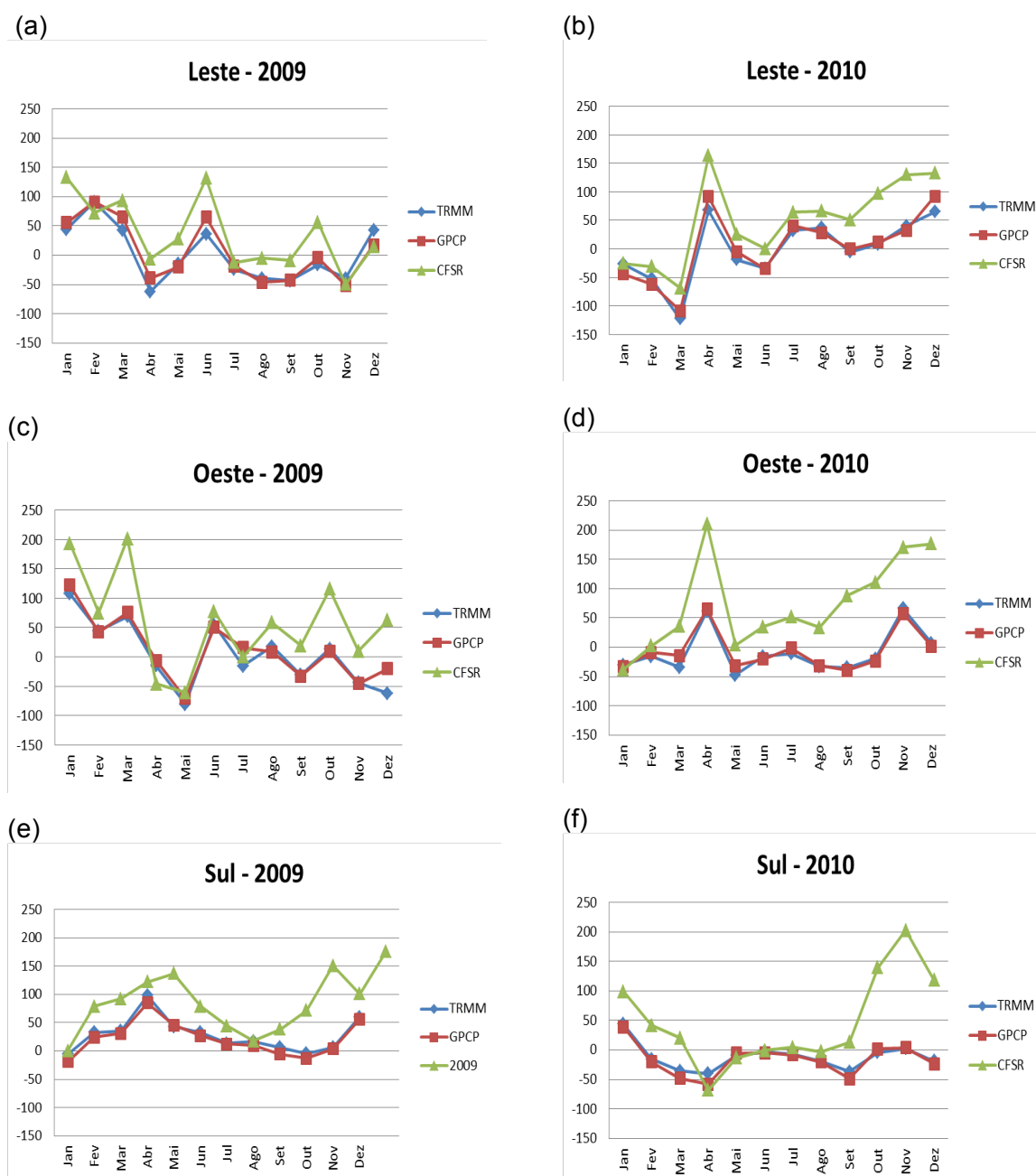
permaneceram durante os meses seguintes também no sudeste da bacia, tornando crítica a situação na região, pois trata-se de um período de redução da precipitação. No mesmo período, observa-se chuva acima da média sobre o Atlântico Tropical Norte, o que está relacionado a intensificação da convecção nessa área, impulsionada pelas elevadas TSM.

Figura 5.16 Anomalias de precipitação durante a estação chuvosa (novembro-março) e estação seca (maio-setembro) (mm/mês), durante o ano de 2010.



As condições observadas durante o primeiro trimestre de 2010 foram semelhantes no leste e oeste, porém as anomalias foram mais intensas na primeira área, especialmente em março, quando o valor esteve mais de 100 mm abaixo da média climatológica (Figura 5.17 b e d).

Figura 5.17 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante o evento seco de 2010, caracterizado por déficit das chuvas em 2009 e 2010 no leste (a e b), oeste (c e d), e sul da bacia (e e f).



Por outro lado, embora as anomalias mensais de precipitação tenham sido menos intensas no oeste da Amazônia durante o ano de 2010, elas persistiram por um período maior – elas permaneceram abaixo da média por nove meses (Figura 5.17d). No mesmo ano, as alterações no ciclo anual de precipitação

são mais notáveis no sul, pois praticamente durante todo ano as chuvas estiveram abaixo do valor climatológico. Assim, como durante o evento de 2005, os indícios de seca tiveram início no norte da bacia, e apenas no ano subsequente observou-se impactos sobre o sul da Amazônia.

Na Tabela 5.3, as anomalias referentes ao total de precipitação por estação, mostram que os efeitos da seca ocorreram de forma mais efetiva no leste durante a estação chuvosa de 2010, e maiores reduções no oeste e sul na estação seca do mesmo ano. Assim como no evento anterior, a distribuição espacial das chuvas apresenta uma relação com a TSM atipicamente alta sobre o Pacífico no verão, e padrão semelhante no ATN.

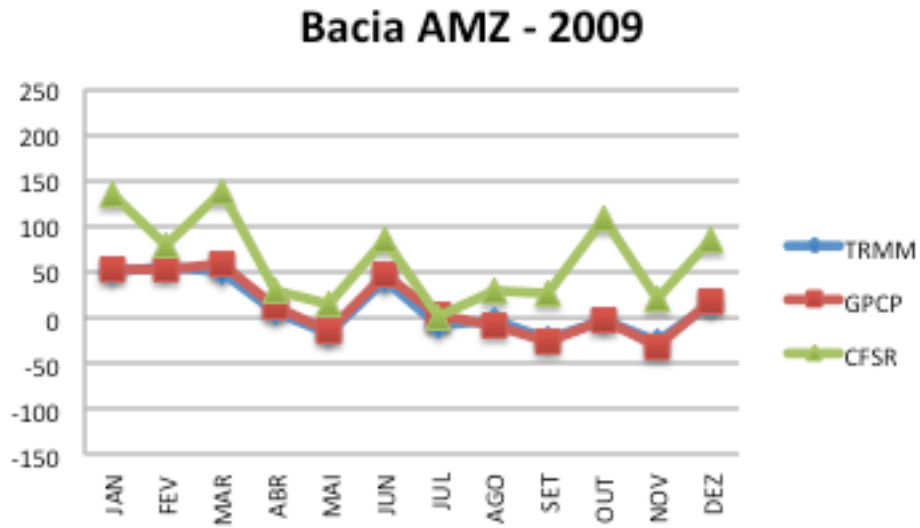
Tabela 5.1 Porcentagem de precipitação por estação nos setores leste (segunda coluna), oeste (terceira coluna) e sul (última coluna), durante o evento seco de 2010 na Amazônia. Maiores reduções destacadas em amarelo, e em verde, onde a chuva apresentou valor superior a média.

	Estação Seca			Estação Chuvosa		
	Leste	Oeste	Sul	Leste	Oeste	Sul
2009	-8,68	-2,33	27,72	23,32	22,84	6,97
2010	3,07	-10,27	-27,91	-11,27	-3,87	1,94

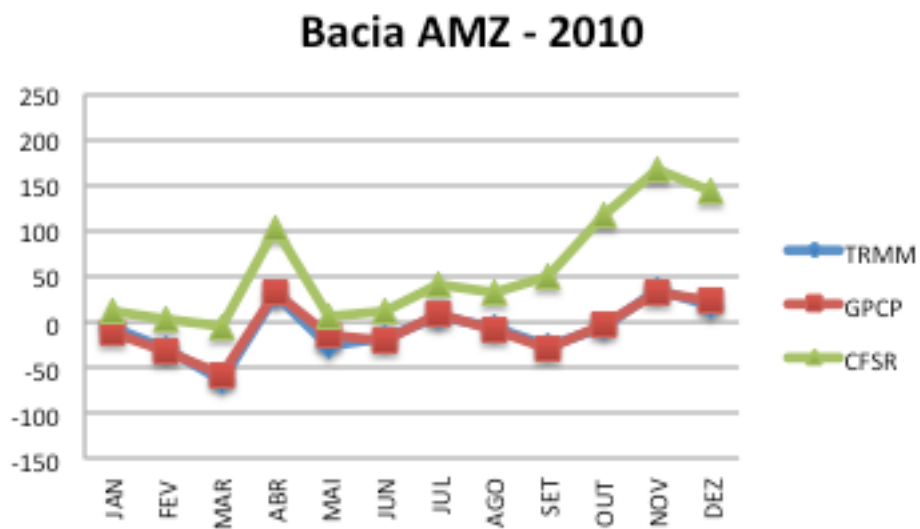
Ao calcular as diferenças de precipitação mensal em relação a climatologia para toda a área de estudo, também pode-se observar que uma queda dos valores no primeiro trimestre de 2010 e durante o inverno. Isto é mostrado na Figura 5.18.

Figura 5.18 Anomalias de precipitação (mm/mês) durante o ano de 2009 (a) e de 2010 (b), em toda Bacia Amazônica.

(a)



(b)



### **5.3 Variabilidade das anomalias de TSM no Pacífico Tropical e Atlântico Tropical Norte e influencias no regime de chuvas da Amazônia**

Marengo (1992) e Uvo et al. (1998) destacam em seus trabalhos que a variabilidade da precipitação na bacia é influenciada em 40% pela variabilidade das anomalias de TSM no Pacífico Tropical. A seca de 1997-1998 é um exemplo, quando o fortíssimo episódio de El Niño registrado simultaneamente foi responsável pelo fenômeno.

Eventos de El Niño e La Niña são assim caracterizados pelo Índice de Oscilação Sul, o qual indica mudanças no campo de pressão na região do Taiti, no Pacífico Central, e Darwin, na Austrália (CAVALCANTI; SILVEIRA, 2013). Essas alterações se refletem em anomalias observadas na temperatura da superfície dos oceanos, influenciando local e remotamente nos padrões de circulação atmosférica.

O índice oceânico mais utilizado para determinação de eventos ENOS é o Índice Oceânico Niño 3-4 (TRENBERTH, 2016). Na Tabela 5.4 são mostradas algumas das anomalias do ENOS 3-4, durante os períodos secos estudados, os quais evidenciam a ocorrência de eventos de El Niño.

Tabela 5.4. Anomalias trimestrais do ENOS 3-4.

Ano	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1997	-0.5	-0.4	-0.1	0.3	0.8	1.2	1.6	1.9	2.1	2.3	2.4	2.4
1998	2.2	1.9	1.4	1.0	0.5	-0.1	-0.8	-1.1	-1.3	-1.4	-1.5	-1.6
2002	-0.1	0.0	0.1	0.2	0.4	0.7	0.8	0.9	1.0	1.2	1.3	1.1
2003	0.9	0.6	0.4	0.0	-0.3	-0.2	0.1	0.2	0.3	0.3	0.4	0.4
2004	0.4	0.3	0.2	0.2	0.2	0.3	0.5	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7
2005	0.6	0.6	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.3	-0.6	-0.8
2009	-0.8	-0.7	-0.5	-0.2	0.1	0.4	0.5	0.5	0.7	1.0	1.3	1.6
2010	1.5	1.3	0.9	0.4	-0.1	-0.6	-1.0	-1.4	-1.6	-1.7	-1.7	-1.6

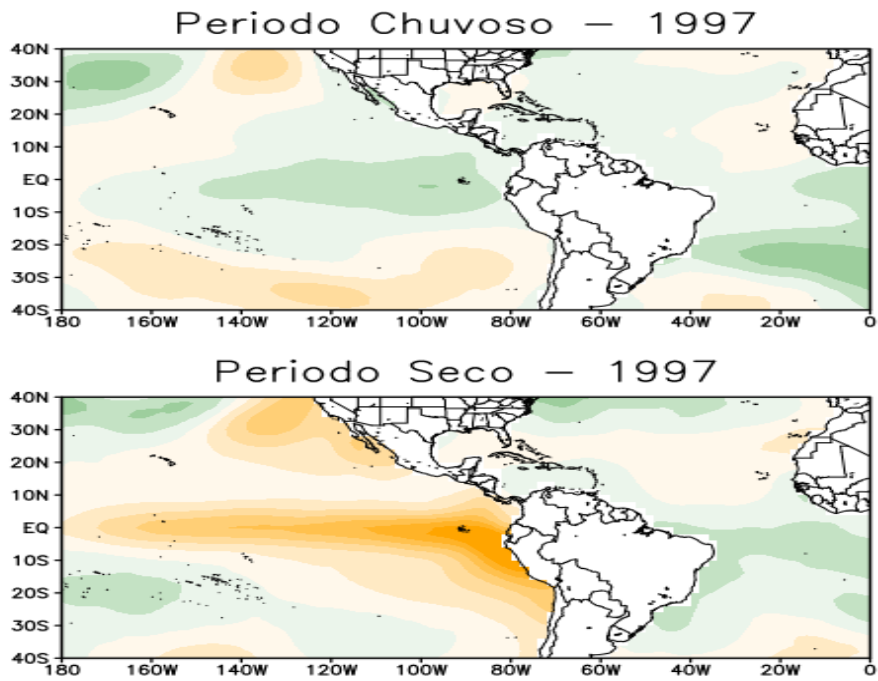
Fonte: NOAA/CPC (2017).

Fortes anomalias positivas de TSM foram observadas principalmente a partir da estação seca de 1997 (Figura 5.19 a) estendendo-se até o ano seguinte, porém com abrangência de uma área ainda maior durante o verão de 1998 (Figura 5.19 b), o que evidencia a intensidade do El Niño. Durante a estação seca de 1997, a temperatura do Pacífico na costa oeste do continente sul-americano já apresentava mais de 3°C acima da média.

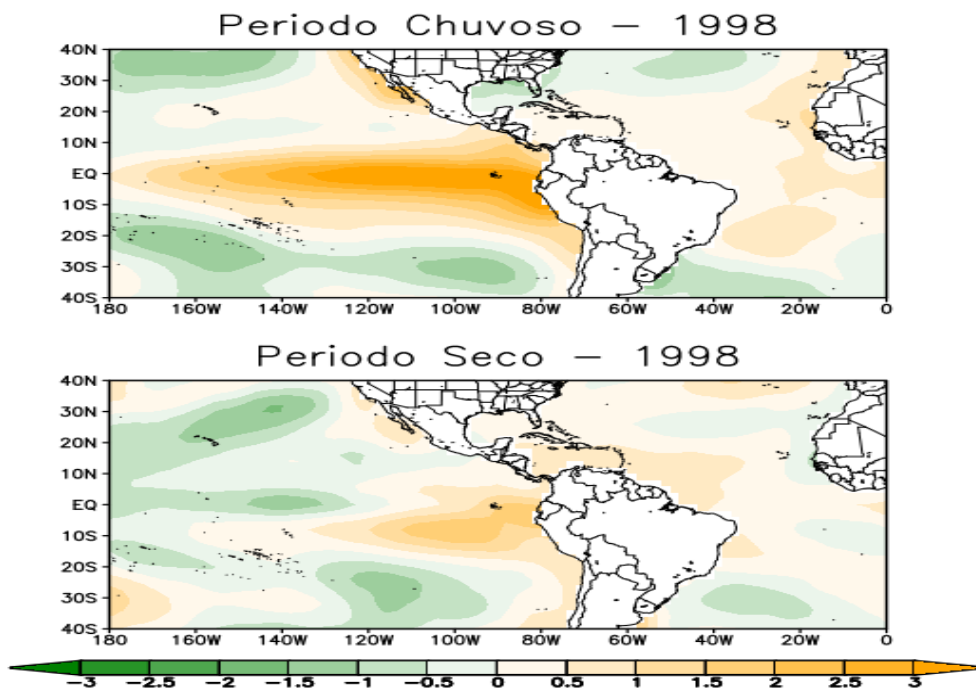
A persistência da configuração de El Niño está relacionada a movimentos subsidentes da célula de Walker (SOUZA et al., 2009). Tipicamente, a célula de circulação zonal apresenta ascensão do ar na região da Indonésia e subsidência no leste do Pacífico, em latitudes equatoriais (CAVALCANTI et al., 2013). Temperaturas mais elevadas sobre o oceano, observadas em anos de El Niño, favorecem um deslocamento o ramo ascendente da célula de Walker para o leste, o que favorece a intensificação da convecção nesta região e aumento da precipitação. Por outro lado, a região central da Amazônia, onde também se encontra um ramo de ascensão de ar e intensa convecção, passa a apresentar anomalias negativas no movimento vertical, inibindo os processos de formação de chuva, resultando em extensos períodos de seca.

Figura 5.19 Anomalias de TSM durante as estações chuvosa e seca da bacia Amazônica dos anos de 1997 (a) e 1998 (b).

(a)



(b)





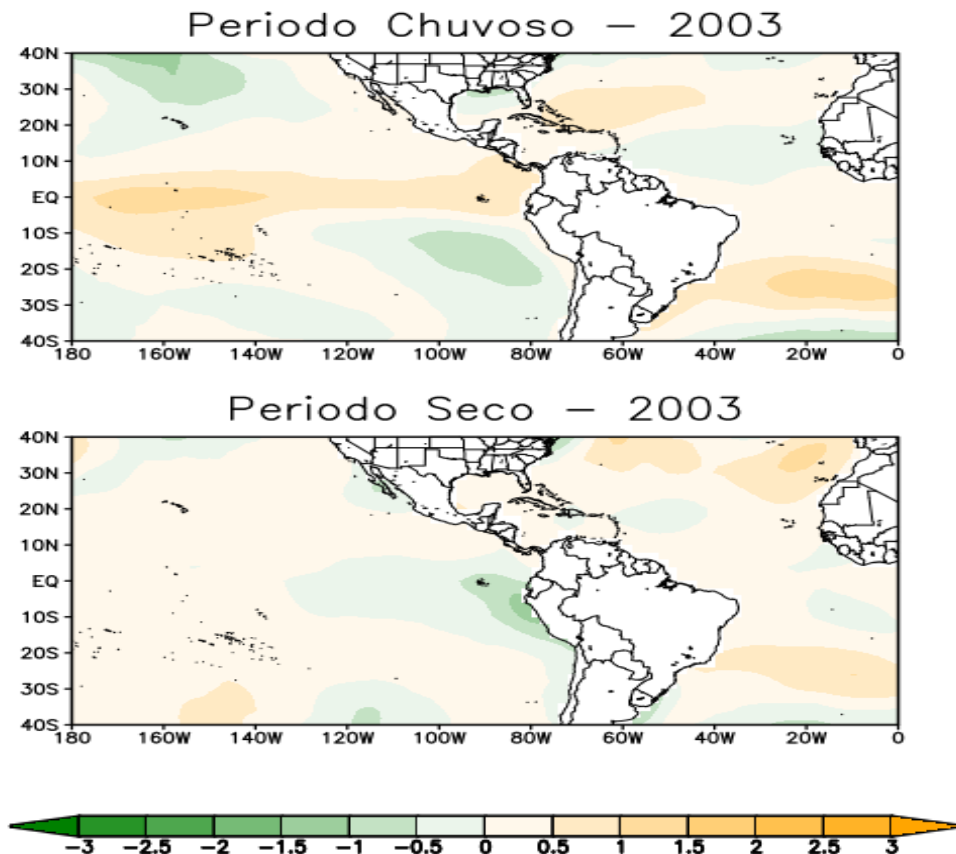
Nóbrega e Santiago (2014) evidenciaram que a variabilidade nas anomalias de TSM sobre o Pacífico estão associadas a alteração da posição média dos ramos ascendentes e subsidentes da célula de Walker e Hadley. Por este motivo, neste trabalho será discutido posteriormente sobre as anomalias na célula de circulação zonal observadas no mesmo período, e possíveis efeitos nas condições atmosféricas na área estudada.

Tanto a variabilidade interanual como sazonal da estação chuvosa na Amazônia é modulada de forma direta pelos padrões acoplados oceano-atmosfera, que se relacionam com os ciclos do ENOS e do gradiente meridional de anomalias de TSM sobre o Atlântico Intertropical (NOBRE; SHUKLA, 1996). Isto irá interferir através das células de circulação de Walker e Hadley, nos padrões da baixa atmosfera e por consequência no regime de chuvas. De acordo com Souza et al. (2009), predominância de condições de El Niño e gradiente meridional de TSM na direção do Atlântico Norte, estão relacionadas a movimentos subsidentes na célula equatorial de Walker e Hadley, respectivamente. No caso de aumento da TSM no ATN, um dos mais importantes mecanismos que agem modulando a precipitação do norte do continente sul-americano (a ZCIT) sofre redução da atividade convectiva, e consequentemente as chuvas nesta região.

Durante o evento de 2005, as alterações observadas nos padrões espaciais da seca podem ser relacionadas também às anomalias das condições oceânicas do Atlântico Tropical Norte. Um aumento das temperaturas nessa região é observado a partir de 2003 (Figura 5.20), assim permanecendo nos dois anos seguintes, como é mostrado na Figura 5.21. É importante ressaltar as anomalias positivas na temperatura do oceano Pacífico na costa da América do Sul, associadas ao evento de La Niña que teve início durante a estação seca de 2003, e que se manteve durante o ano seguinte. O resfriamento anômalo da superfície do mar nessa região está relacionado a intensificação da subsidência sobre Pacífico Central e Leste, e também aumento da convecção nas proximidades da Indonésia e Amazônia Central, onde encontram-se os ramos ascendentes da célula de Walker. Desta forma, as condições oceânicas

estariam agindo como um mecanismo favorável ao aumento da precipitação na área de estudo, o que não foi observado.

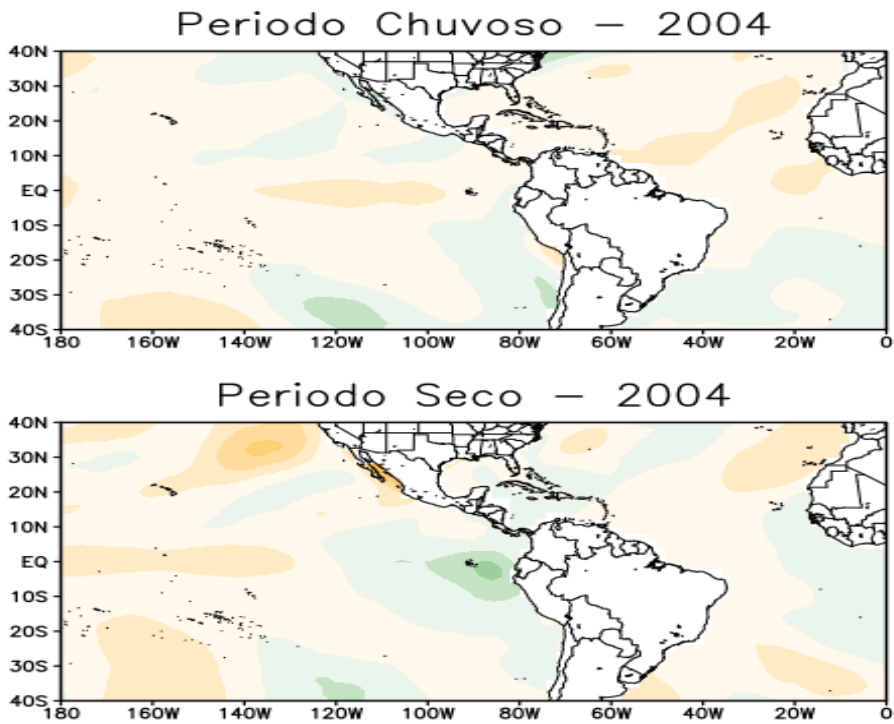
Figura 5.20 Anomalias de TSM durante as estações chuvosa e seca da bacia Amazônica do ano de 2003.



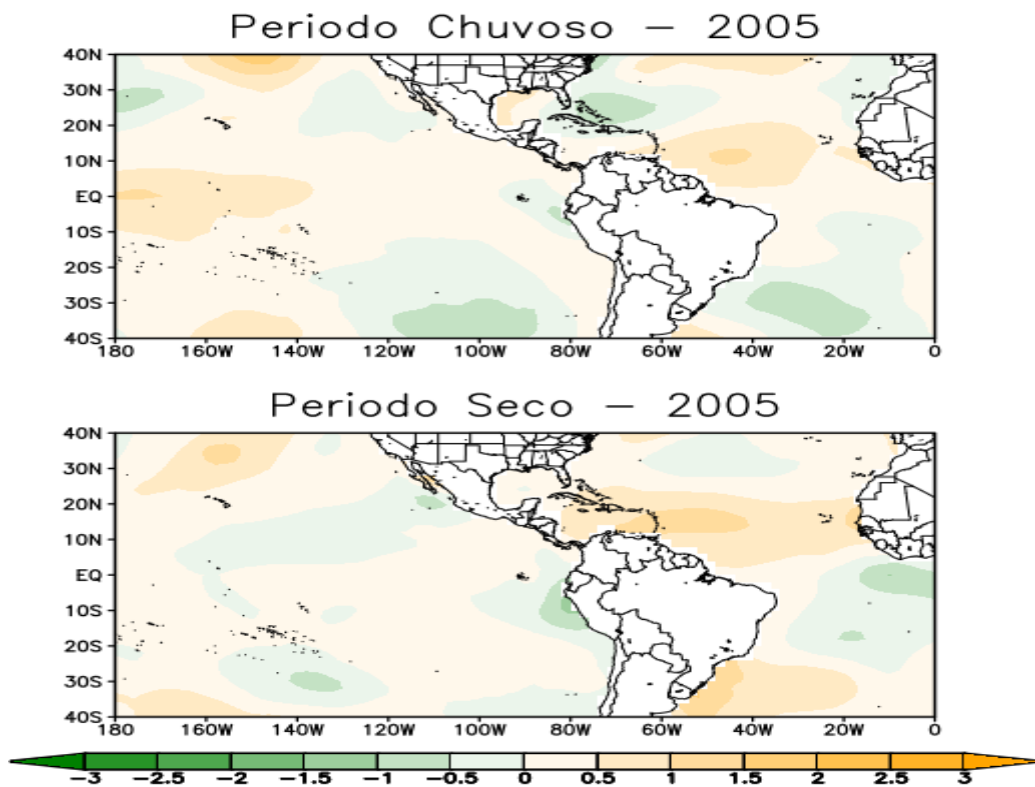
O aquecimento anômalo de sua superfície pode determinar mudanças na circulação atmosférica, em especial na configuração da célula de Hadley, o que foi discutido por Yoon e Zeng (2010) em seu trabalho. O aumento das temperaturas sobre área oceânica mencionada induziriam a convergência do ar sobre a região mais aquecida, e assim, favorecendo a convecção e precipitação, e o enfraquecimento destes mecanismos sobre a bacia Amazônica. Em suma, a elevação das TSM no ATN levaria a um deslocamento do ramo ascendente da célula de circulação meridional – a célula de Walker – e subsidência sobre a área estudada, o que causa redução da atividade convectiva e das chuvas.

Figura 5.21 Anomalias de TSM durante as estações chuvosa e seca da bacia Amazônica do ano de 2004(a) e 2005 (b).

(a)

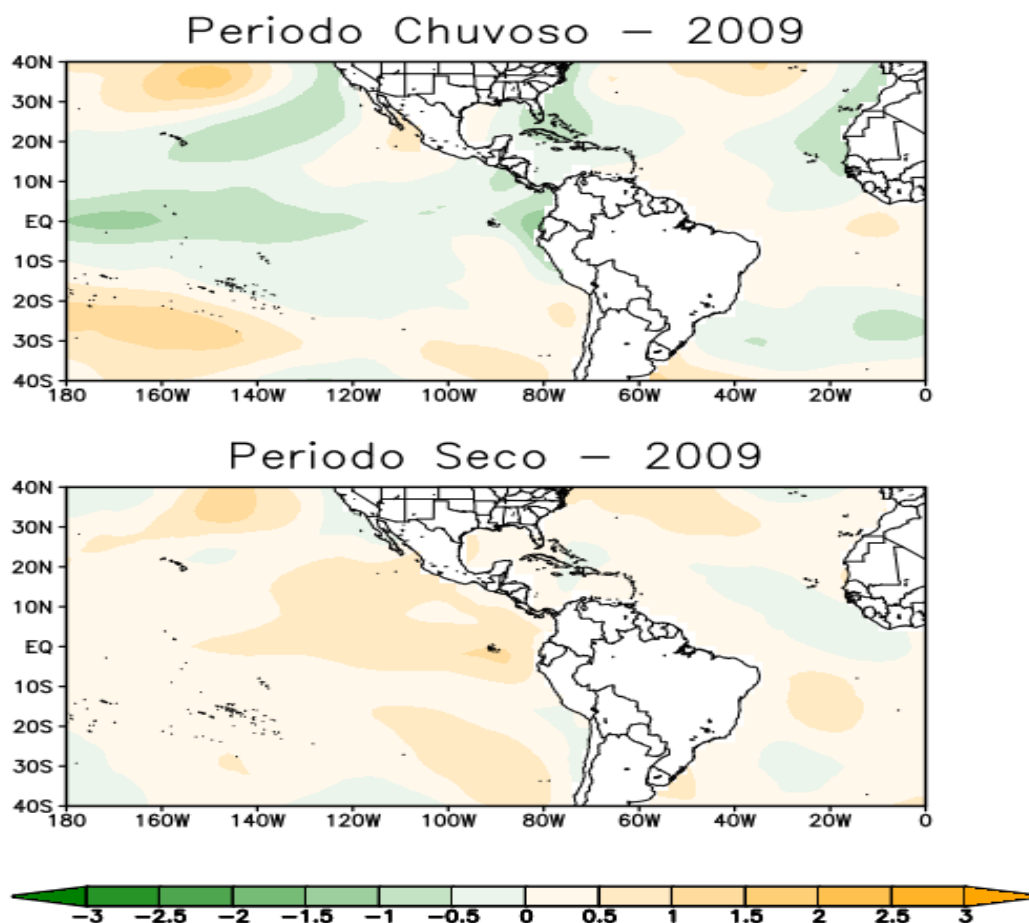


(b)



Um aumento das temperaturas do ATN também foi observado durante a seca de 2010, considerado o mais severo evento na Amazônia no século XXI. Precedido por um evento de La Niña que foi responsável por inundações em toda Amazônia durante o verão de 2009 (Figura 5.22). Posteriormente, consecutivas mudanças nos padrões oceânicos do Pacífico Leste e Atlântico Tropical Norte podem ter sido responsáveis por mudanças na circulação atmosférica que geraram a grande seca de 2010. No segundo semestre de 2009, as anomalias positivas sobre o Pacífico indicavam o início de um El Niño, o qual foi sucedido por temperaturas acima da média também registradas no Atlântico (Figura 5.22).

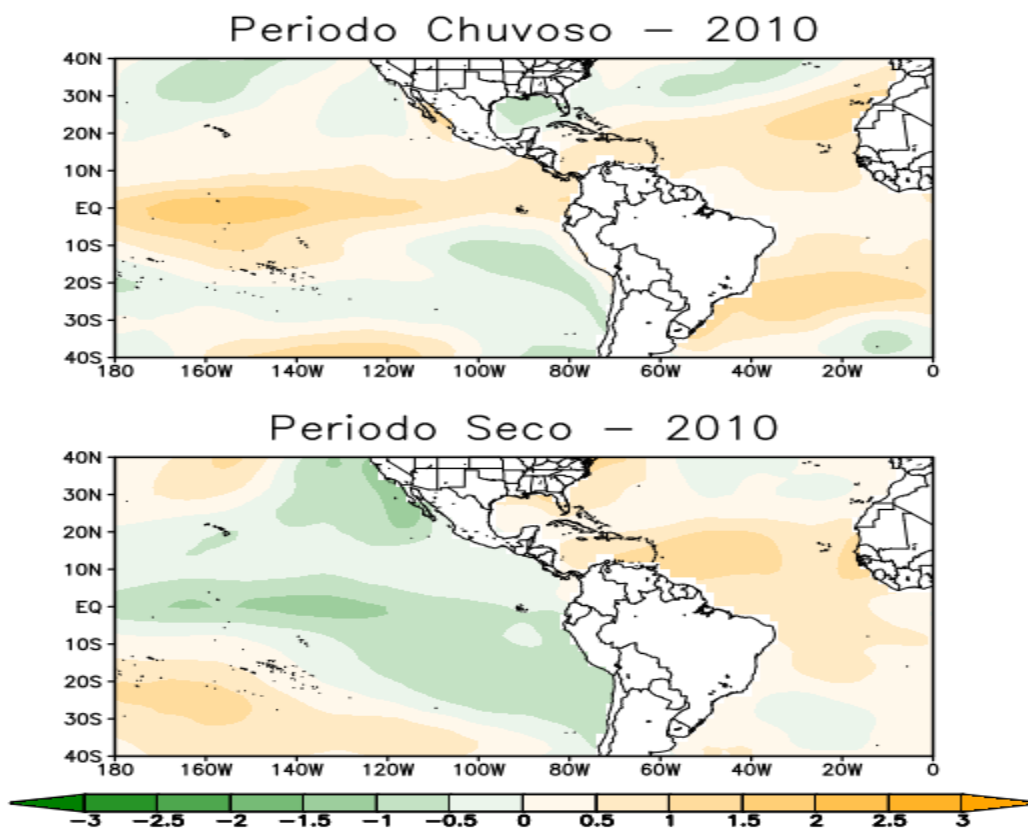
Figure 5.22 Anomalias de TSM durante as estações chuvosa e seca da bacia Amazônica do ano de 2009.



Condições Ambas condições mencionadas podem ser consideradas favoráveis redução das chuvas na área estudada, uma vez que tanto o ramo ascendente da célula de Walker, quanto da célula de Hadley podem ter sido deslocados do norte da América do Sul em direção as regiões mais aquecidas do Pacífico e Atlântico, respectivamente.

Como observado, cada um dos eventos secos ocorridos sobre a bacia Amazônica estiveram associados a mudanças nos padrões de circulação atmosférica, causados por anomalias de TSM sobre o Pacífico Equatorial Leste e Atlântico Tropical Norte. As causas dos fenômenos podem determinar sua intensidade e padrões espaciais. As alterações na célula de circulação meridional será analisada neste trabalho, para assim identificar a importância do efeito remoto da variabilidade do ATN, e também seus efeitos nas condições atmosféricas da Amazônia.

Figura 5.23 Anomalias de TSM durante as estações chuvosa e seca da Bacia Amazônica do ano de 2010.





## 6 ALTERAÇÕES NOS PADRÕES DAS CIRCULAÇÕES MERIDIONAL E ZONAL

### 6.1 Circulação Atmosférica na América do Sul

Neste capítulo, inicialmente será apresentada a climatologia do escoamento em altos e baixos níveis da atmosfera durante as estações seca e chuvosa da Amazônia. Para compreender o comportamento das células de circulação, também será apresentado o comportamento médio da circulação zonal entre as longitudes de 160°E e 0°, área que compreende desde o setor oeste do oceano Pacífico até o Atlântico, assim como o perfil vertical da circulação meridional médio entre 30°S e 30°N.

Durante o verão austral, quando ocorre a estação chuvosa no norte do Brasil, é observada uma importante característica em altos níveis da atmosfera, representada por circulação anticiclônica fechada sobre as proximidades da Bolívia, como pode ser observado na Figura 6.1 (a). A formação e desenvolvimento desta configuração, está relacionada ao intenso aquecimento no Altiplano Boliviano, que também provoca um aumento da temperatura da coluna de ar e sua espessura, a qual é denominada Alta da Bolívia (Gutmann e Schwerdtfeger, 1965). No entanto, a convecção sobre a Amazônia exerce papel fundamental no desenvolvimento da AB. De acordo com Virji (1982), a intensa precipitação no setor tropical do continente e a intensa liberação de calor latente é o mecanismo que mantém o padrão na alta troposfera durante a estação. É importante observar também a formação de um centro de circulação anti-horária na região da Indonésia, onde tipicamente a convecção é intensa. Este é portanto um padrão importante para as regiões tropicais que apresentam forte atividade convectiva.

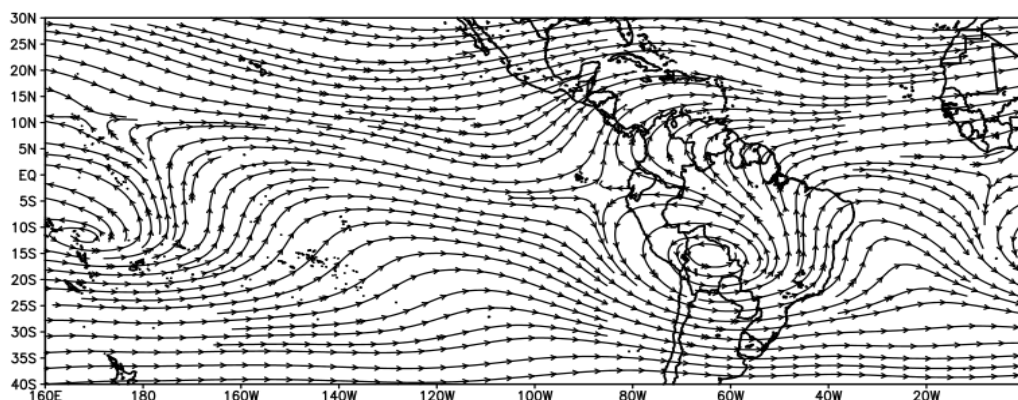
O escoamento em altos níveis da atmosfera sobre a América do Sul, antes predominantemente meridional durante a estação chuvosa, passa a apresentar



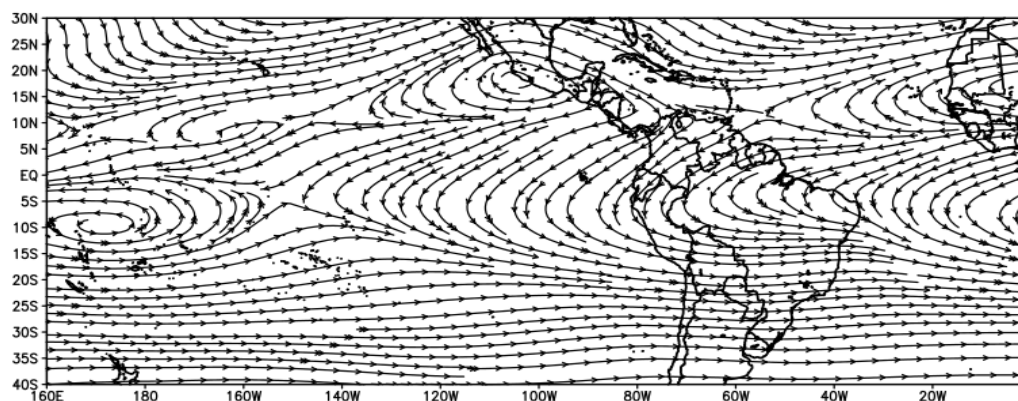
um escoamento zonal durante o inverno (Figura 6.1 (b)). A circulação anticiclônica em altos níveis também desaparece, uma vez que o intenso aquecimento e a convecção na Amazônia, mecanismos que dão suporte a seu desenvolvimento, enfraquecem significativamente. No hemisfério norte, onde é verão, também é observado um anticiclone na alta troposfera, na costa oeste da América do Norte.

Figura 6.1 Escoamento médio no nível de 250 hPa durante a estação chuvosa (NDJFM) (a) e estação seca (MJJAS) (b).

(a)



(b)



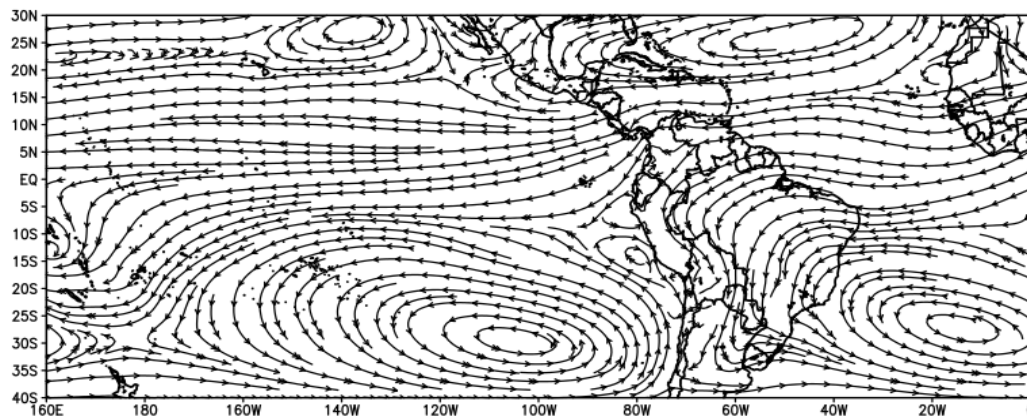
Na Figura 6.2 são mostradas as diferenças da circulação atmosférica em baixos níveis durante a estação chuvosa (a) e seca (b). No inverno austral,



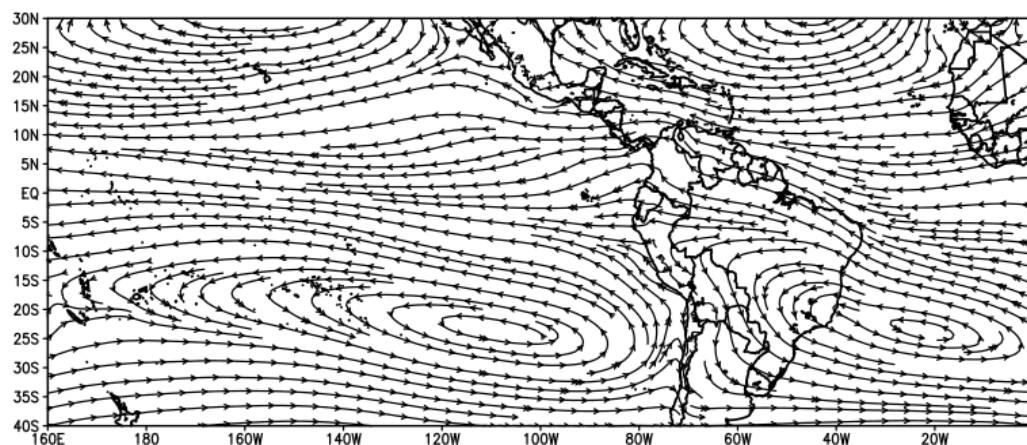
período que compreende o período mais seco na Amazônia, é nítida a maior penetração para o interior do continente da ASAS, favorecendo o estabelecimento de movimentos subsidentes sobre grande parte do continente, e conseqüentemente a inibição de convecção. Por outro lado, durante o verão o escoamento apresenta caráter predominantemente meridional, principalmente no norte, centro-oeste e sul do Brasil, caracterizando a monção de verão, a maior advecção de umidade pelo oceano Atlântico, dando mecanismos que favorecem a ocorrência de um período mais chuvoso.

Figura 6.2 Escoamento médio no nível de 850 hPa durante a estação chuvosa (NDJFM) (a) e estação seca (MJJAS) (b).

(a)



(b)



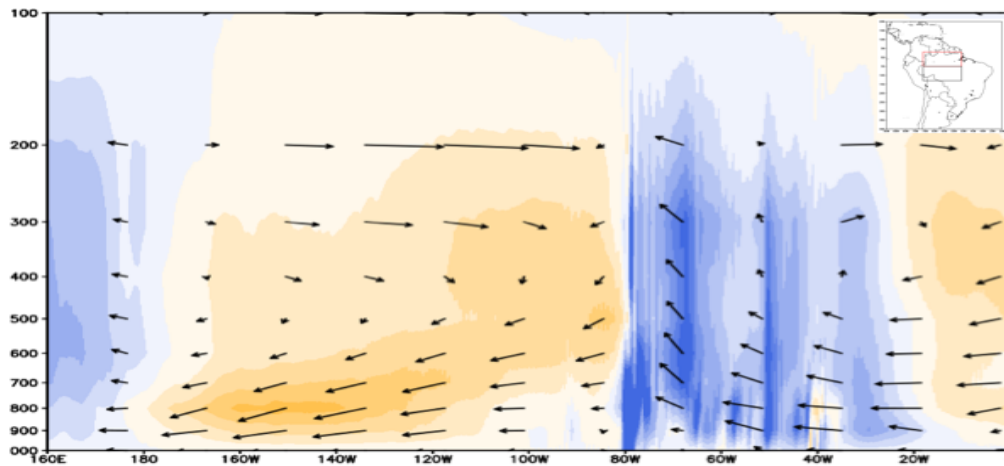
Mudanças nos padrões da convecção tropical podem ser relacionadas à fase ativa da componente atmosférica do ENOS (Oscilação Sul), seja ela negativa ou positiva. Anomalias de pressão, induzidas por anomalias de TSM no oceano Pacífico central e oriental, causam distúrbios na circulação global, através de mudanças na circulação zonal, afetando o clima de áreas remotas, como a Amazônia. Caracterizado pelo aquecimento anômalo de suas águas, o fenômeno El Niño (oscilação sul na fase negativa), costuma estar associado a eventos secos na bacia, em função do deslocamento da célula de Walker.

A Figura 6.3 mostra o comportamento climatológico do movimento vertical e perfil vertical circulação zonal médios entre as latitudes correspondentes ao norte ( $5^{\circ}\text{S}$  e  $3^{\circ}\text{N}$ ) (Figura 6.3 (a)) e sul ( $13^{\circ}\text{S}$  e  $5^{\circ}\text{S}$ ) (Figura 6.2 (b)), durante a estação chuvosa. Embora o padrão espacial da célula de Walker seja semelhante para ambas as regiões, os movimentos ascendentes apresentam maior intensidade no sul da Amazônia ( $80^{\circ}\text{W}$  e  $40^{\circ}\text{W}$ ) (Figura 6.3 (b)). Com o solstício de verão do hemisfério sul, a ZCIT é deslocada para latitudes mais a sul do equador, explicando o comportamento observado.

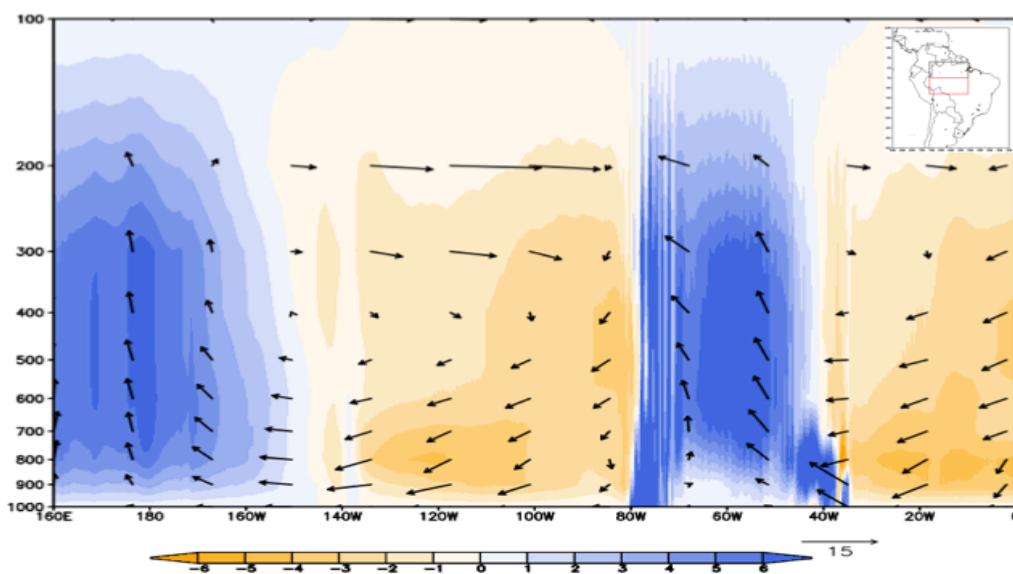
Também observa-se outra região com predominância de movimentos ascendentes nas proximidades da Indonésia ( $160^{\circ}\text{E}$  e  $180^{\circ}\text{W}$ ), e entre esta região e a Amazônia, onde é estabelecido um setor com ar descendente (entre cerca de  $180^{\circ}\text{W}$  e  $90^{\circ}\text{W}$  no norte e  $160^{\circ}\text{W}$  e  $90^{\circ}\text{W}$  no sul). Neste caso, o ramo subsidente da célula de Walker encontra-se posicionado sobre o Pacífico central e leste, onde suas águas permanecem mais resfriadas. Estas características, atribuídas a chamada célula de Walker, são muito importantes para convecção tropical, determinando a o comportamento médio da circulação

Figura 6.3 Movimento vertical (m/s, colorido) e componente zonal do vento ( $u$ ,  $w \cdot 100$ , m/s) médios entre as longitudes que correspondem ao norte (a,  $5^\circ\text{S}$  e  $3^\circ\text{N}$ ) e sul (b,  $13^\circ\text{S}$  e  $5^\circ\text{S}$ ) da bacia Amazônica, entre  $160^\circ\text{E}$  e  $0^\circ$ , durante a estação chuvosa (NDJFM), calculados a partir do conjunto de dados da reanálise CFSR.

(a)



(b)



O enfraquecimento dos movimentos ascendentes durante a estação seca, pode ser associado à chegada do solstício de inverno no hemisfério sul e a consequente redução da atividade convectiva, padrão este que pode ser observado na Figura 6.3. Por outro lado, a subsidência de ar nos ramos

descendentes da célula de Walker encontra-se intensificada, comportamento que contribui para a inibição da convecção e redução das chuvas na Amazônia. A atuação da ZCIT neste período ocorre a norte do equador, onde as temperaturas encontram-se mais elevadas devido o início do verão no hemisfério norte.

No setor norte da bacia (Figura 6.4, (a)), uma pequena área apresenta movimentos verticais positivos, padrão este que não é tão perceptível no sul da Amazônia (Figura 6.4). O primeiro setor, encontra-se localizado, em parte, sobre o hemisfério norte, e tem portanto influência do verão boreal, o que justifica a presença de movimentos ascendentes neste setor da Amazônia (especialmente oeste), enquanto no outro setor observa-se quase ausência. Neste sentido, a atuação da ZCIT pode estar influenciando no regime do escoamento em baixos níveis, favorecendo o movimento vertical observado no setor mais ao norte.

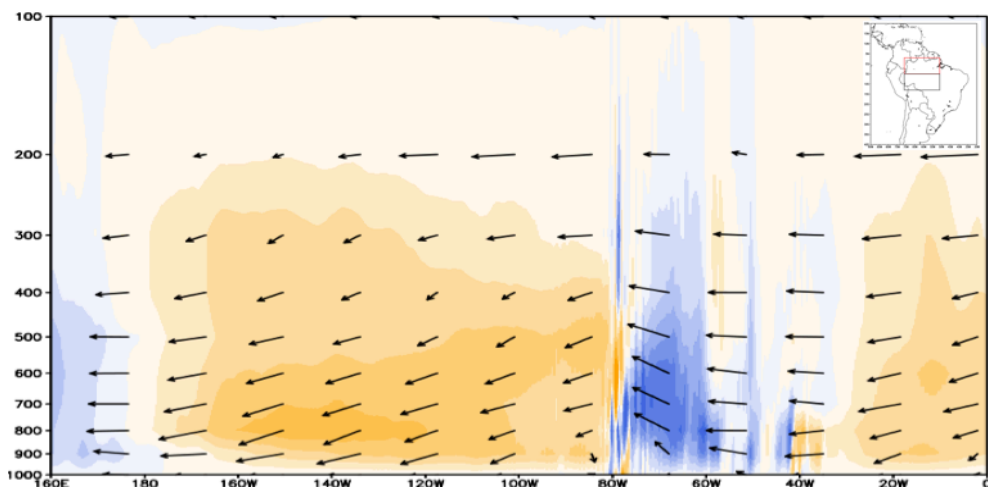
Na seção seguinte serão analisadas as anomalias sazonais durante os eventos secos na Amazônia, para assim identificar a influência de tais eventos nas células de circulação apresentadas anteriormente.

A análise do comportamento sazonal da circulação meridional em diferentes níveis da atmosfera, também foi realizada. Desta forma, é possível identificar padrões regionais da célula de circulação de Hadley. A análise apresentada também foi dividida em dois setores, leste e oeste da bacia Amazônica, para assim poder avaliar as possíveis diferenças no padrão de circulação de área de estudo. Na Figura 6.5 são mostradas as médias para a estação chuvosa no leste (a) e oeste (b) da área estudada.

A diferença mais clara entre ambas as áreas está na região de ascensão do ar, ou seja, o ramo ascendente da célula de circulação meridional. Como é possível observar, os movimentos ascendentes que referem-se a média para longitudes que compreendem o oeste da Amazônia estendem-se mais em direção ao sul.

Figura 6.4 Movimento vertical (m/s, colorido) e componente zonal do vento ( $u$ ,  $w \cdot 100$ , m/s) médios entre o norte (a, 5°S e 3°N) e sul (b, 13°S e 5°S) da bacia Amazônica, entre 160°E e 0°, durante a estação seca (MJJAS), calculados a partir do conjunto de dados da reanálise CFSR.

(a)



(b)

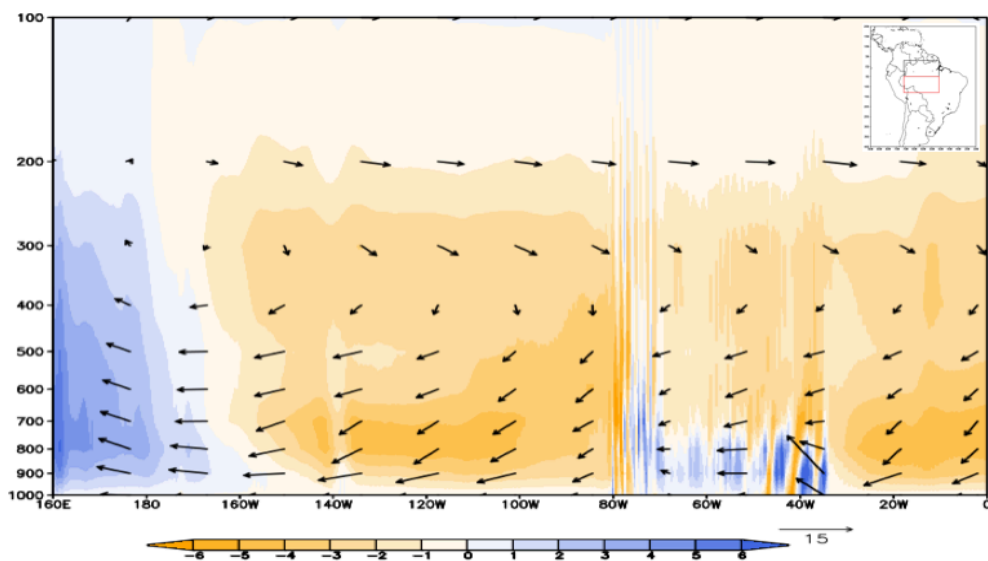
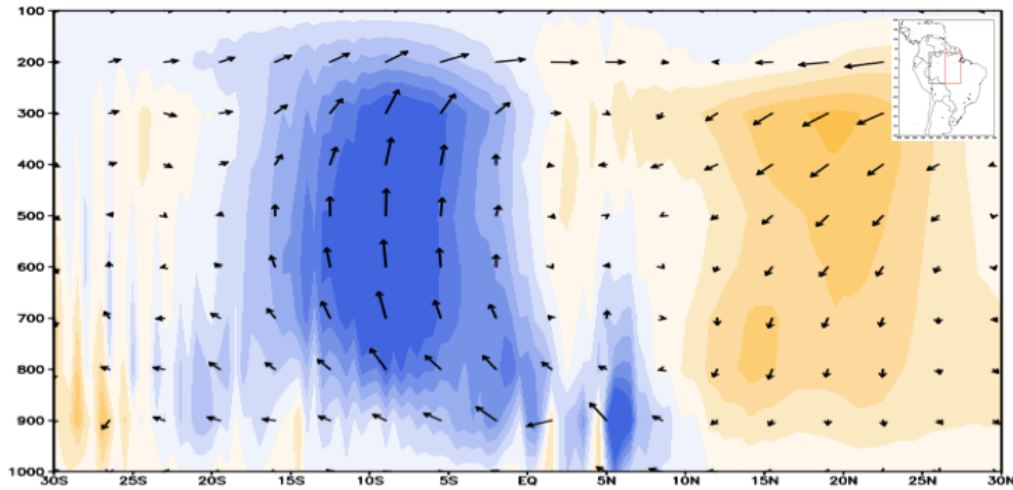
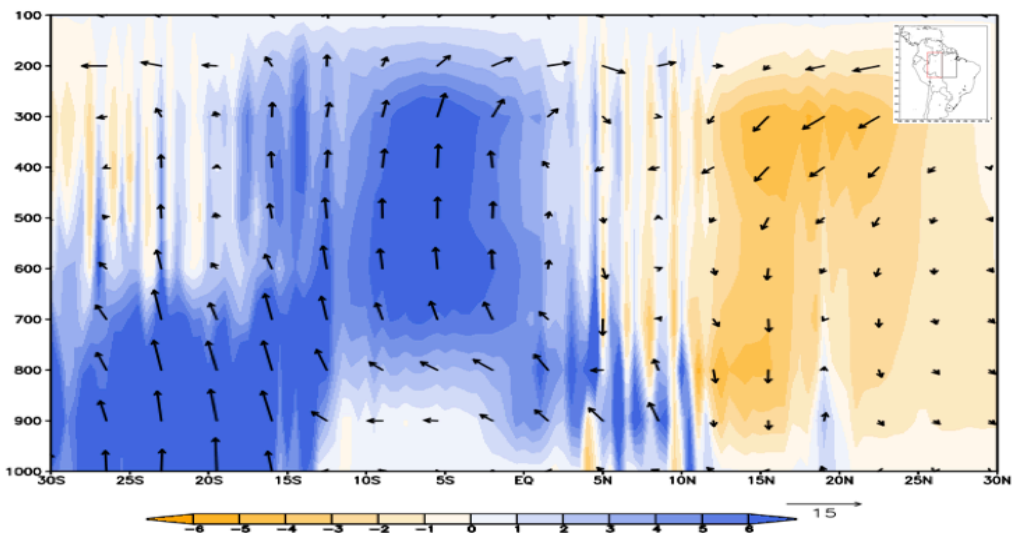


Figura 6.5 Movimento vertical (m/s, colorido) e componente meridional do vento ( $v$ ,  $w \cdot 100$ , m/s) médios entre leste (a, 61°W e 51°W) e oeste (b, 71°W e 61°W) da bacia Amazônica, entre 30°S e 30°N, durante a estação chuvosa (NDJFM), calculados a partir do conjunto de dados da reanálise CFSR.

(a)



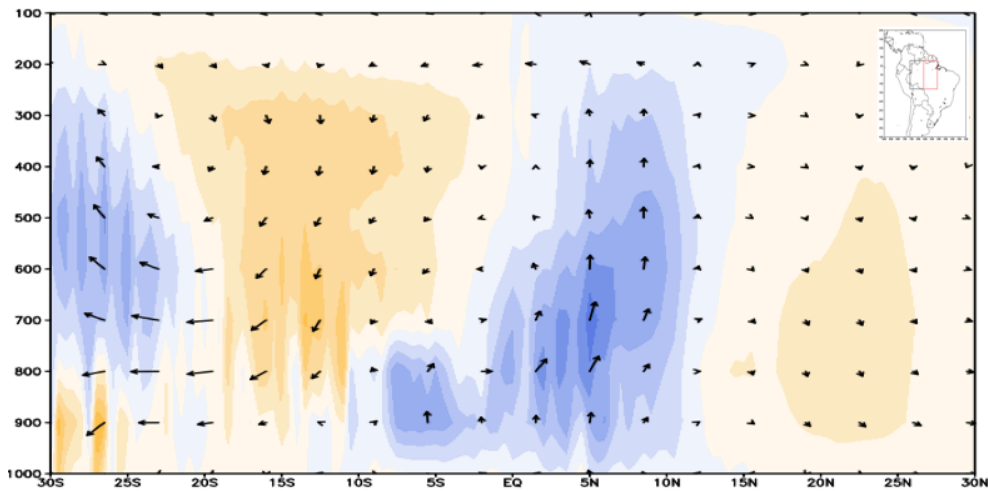
(b)



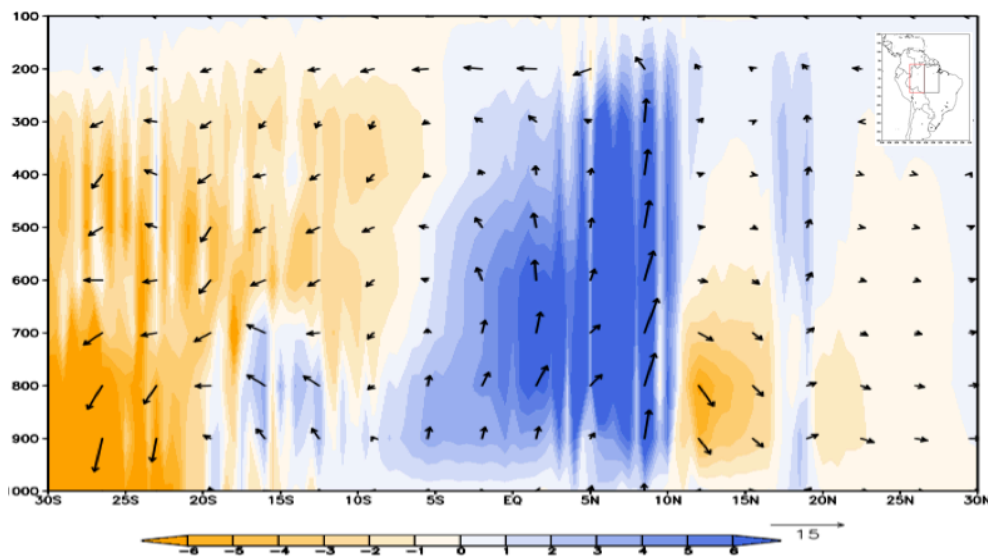
Os movimentos ascendentes, em ambas setores durante a estação seca encontram-se mais deslocados em direção ao norte, associados a mudança de posição que a ZCIT sofre com a chegada do inverno austral. Neste período, redução da temperatura superficial associada a menor disponibilidade de energia inviabiliza, ou minimiza, os processos de convecção.

Figura 6.6 Movimento vertical (m/s, colorido) e componente meridional do vento ( $v$ ,  $w \cdot 100$ , m/s) médios entre leste (a, 61°W e 51°W) e oeste (b, 71°W e 61°W) da bacia Amazônica, entre 30°S e 30°N, durante a estação seca (MJJAS), calculados a partir do conjunto de dados da reanálise CFSR.

(a)



(b)



## 6.2 Padrões de Circulação Atmosférica durante a seca de 1997-1998

Com objetivo de identificar as possíveis modificações nas células de circulação durante os eventos secos, será apresentada aqui a análise dos perfis verticais,



antes discutidos, para o episódio de 1997-1998. Na Figura 6.6, são mostradas as características do escoamento em baixos e altos níveis da atmosfera observados no durante o primeiro caso estudado neste trabalho, durante a estação chuvosa de 1998.

Mudanças no posicionamento deste sistema, podem ser associados a alterações nos padrões de convecção. A circulação anticiclônica em altos níveis surge como resposta a elevada disponibilidade de energia que ocorre durante o verão. Neste sentido, a região do altiplano boliviano exerce importante papel na sua formação. De acordo com Gutman e Schwerdtfeger (1965), o aumento da espessura da camada observada neste caso relaciona-se a liberação de calor latente pela convecção, e liberação de calor sensível, decorrente do aquecimento intenso da região mencionada. O ar aquecido é menos denso e ascende facilmente; a presença de umidade, transportada pelos Alísios abundantemente durante a estação, resultam em elevados índices de chuva.

Um deslocamento no sentido oeste da AB pode ser observado no item b da Figura 6.6. Oliveira (1986) analisou alguns casos em que isto ocorria, e associou os mesmos a passagem de frontal sobre a porção central do continente. De acordo com o autor, a advecção de vortacidade negativa associada ao sistema frontal pode diminuir a vortacidade a leste da AB, provocando portanto seu deslocamento para oeste, mas isto depende da profundidade e inclinação da onda propagada. Outra hipótese levantada é a posição do jato subtropical, cuja influência também determina a posição da AB. A mudança da posição é portanto coerente com o padrão de ondas que afeta a América do Sul, uma vez que a intensificação de um cavado ocorre entre o sul do Brasil e Uruguai e Argentina, aumentando assim a instabilidade pela anomalia de vortacidade ciclônica, e a conseqüente frequência de transientes na região.

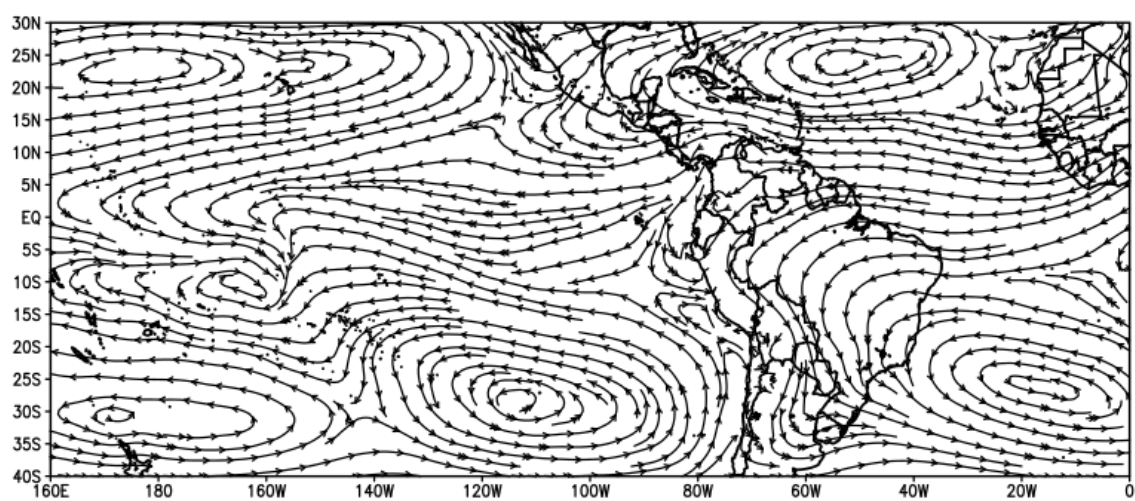
O enfraquecimento da célula de Hadley na região Amazônica pode ser observado tanto no leste como no oeste da bacia (Figura 6.7, a e b). As anomalias mais relevantes estão associadas ao movimento vertical (pintado



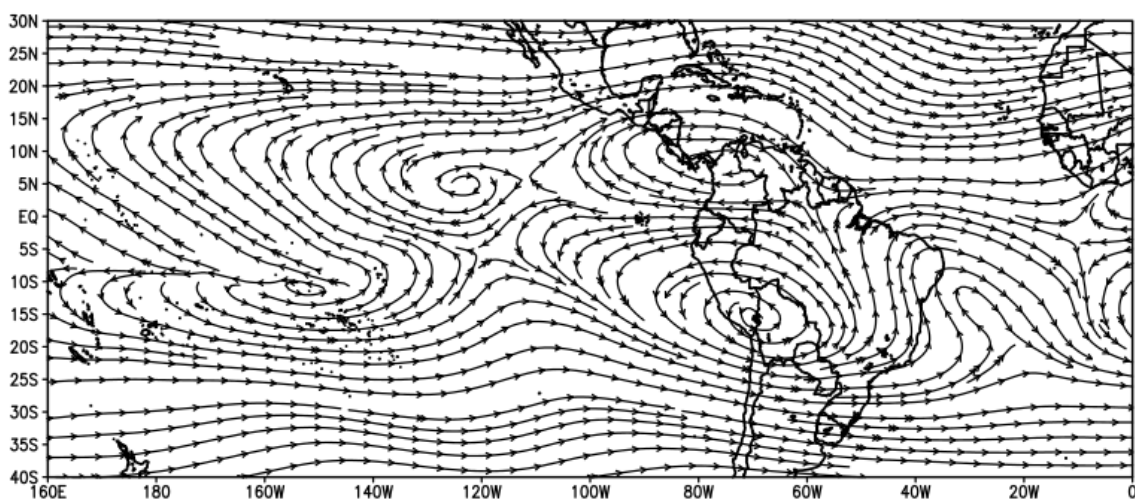
nos itens a e b), indicando alterações nos padrões da circulação meridional, com movimentos ascendentes reduzidos na Amazônia devido ao enfraquecimento dos ventos Alísios. Isto favoreceria consequentemente, menos convergência em baixos níveis da atmosfera, e inibição da convecção na Amazônia.

Figura 6.7 Escoamento médio em 850 hPa (a) e 250 hPa (b) durante a estação chuvosa de 1998 (NDJFM).

(a)



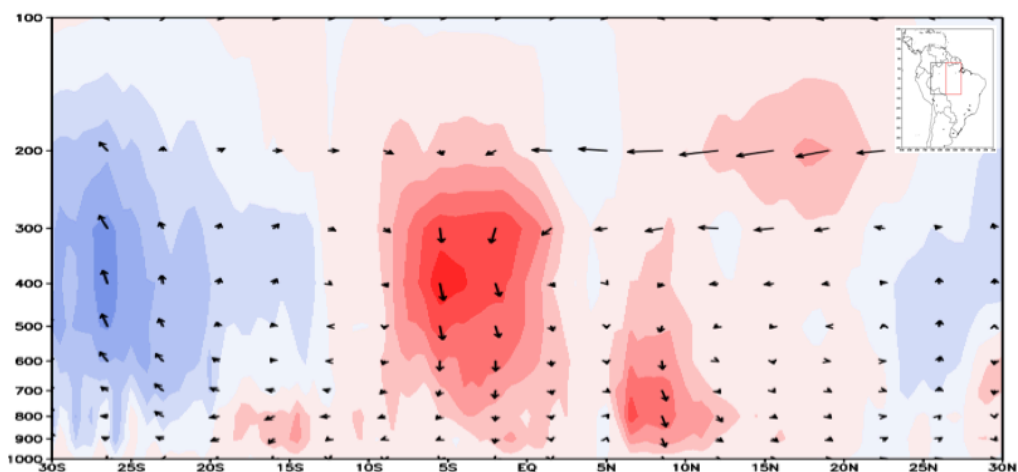
(b)



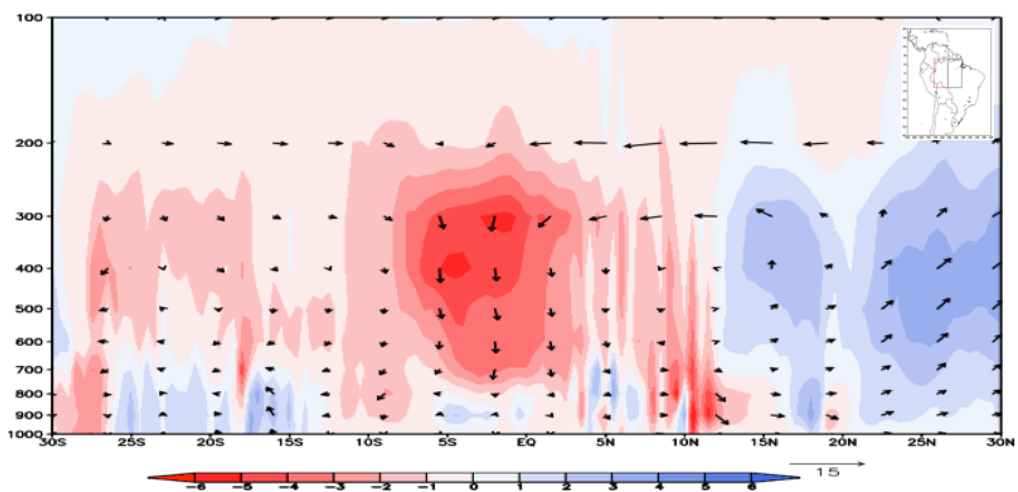
Os valores positivos de movimento ascendente a sul do setor leste (Figura 6.8 (a)), condizem com o aumento da precipitação na região sul do Brasil, padrão este comum em anos de El Niño, quando um trem de ondas propaga-se de maneira a afetar diferentes áreas do planeta. De forma geral, sabe-se que anomalias de circulação ciclônica estabelecem-se nessa área, favorecendo a convecção e índices pluviométricos elevados, corroborando com as anomalias na célula de circulação de Hadley encontradas.

Figura 6.8 Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente meridional do vento ( $v$  e  $w$ , este último multiplicado pelo fator  $10^3$ , em m/s) médios no leste da Amazônia (a) (entre  $61^\circ\text{W}$  e  $51^\circ\text{W}$ , compreendendo os setores norte e sul), e oeste (b) (entre  $71^\circ\text{W}$  e  $61^\circ\text{W}$ ) entre  $30^\circ\text{S}$  e  $30^\circ\text{N}$  durante a estação chuvosa (NDJFM) de 1998 na Bacia Amazônica.

(a)



(b)

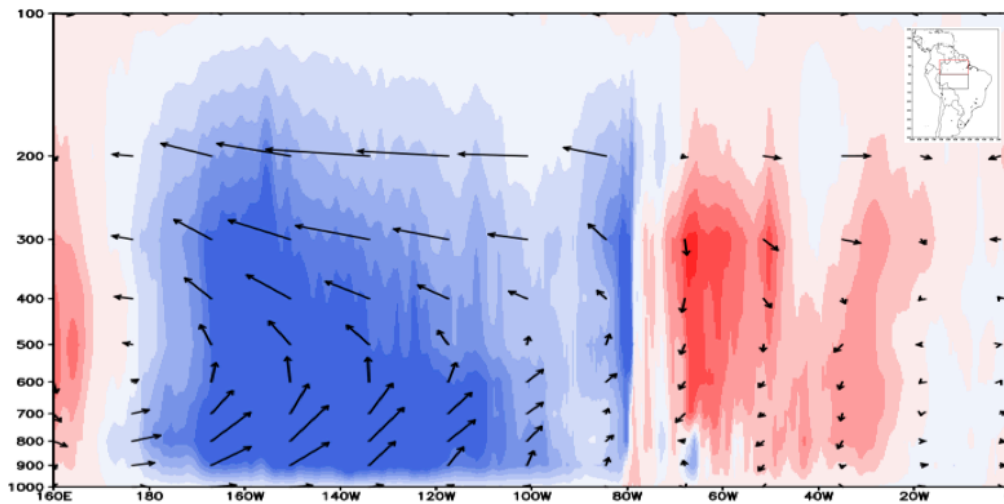


Na Figura 6.9 são mostradas as anomalias observadas na circulação zonal entre 160°E e 0° durante os meses de forte atividade convectiva no norte da América do Sul (NDJFM). A primeira figura é relativa a média para o norte da região de estudo (Figura 6.8 (a)) e a segunda para o sul (Figura 6.8 (b)). As anomalias positivas intensificaram-se nestes período. O padrão pode estar relacionado ao aumento na temperatura superfície do mar do oceano Pacífico (Figura 5.3.1), comportamento condizente com o observado durante anos de El Niño. Um comportamento oposto a este pode ser observado entre 80°W e 40°W, região que compreende a área de estudo, onde predominam anomalias negativas no movimento vertical, explicando a inibição da atividade convectiva na Amazônia e a consequente redução na precipitação.

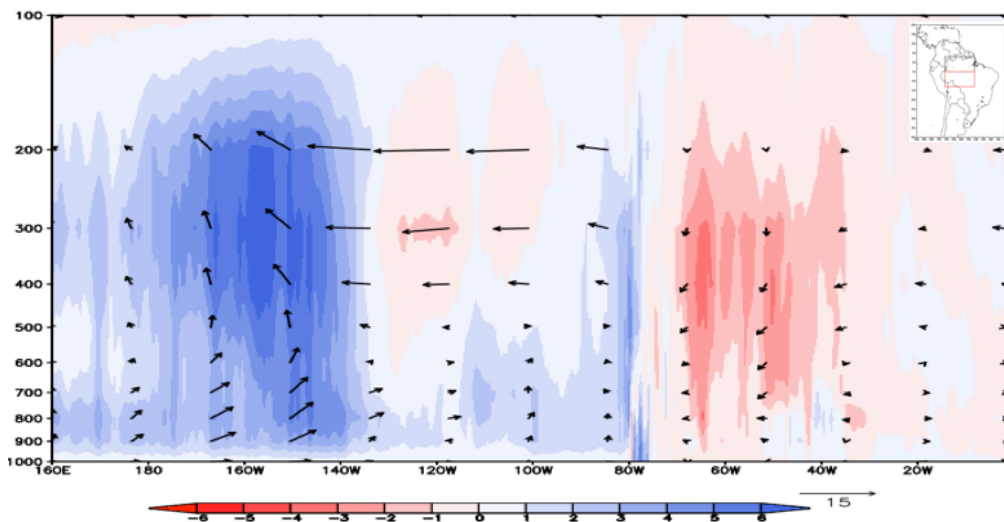
Ainda que, em termos espaciais, os efeitos da seca de 1997-1998 tenham sido generalizados, são observadas semelhanças nos padrões anômalos, tanto de circulação quanto precipitação no leste e oeste da Amazônia, a partir do inverno de 1997. Neste período, também foram notadas mudanças nas condições oceânicas do Pacífico central e leste, quando anomalias positivas de TSM passaram a ser observadas, indicando o início do evento El Niño. Embora o sul também tenha sido impactado por alterações no regime de circulação, as anomalias negativas de movimento vertical apresentaram magnitude menor sobre a Amazônia. Isto também pode ser observado sobre longitudes a oeste de 80W, região que abrange a costa do continente sul-americano e também o Pacífico; as anomalias que encontram-se na área correspondente ao oceano possuem menor magnitude e também concentram-se mais sobre a porção central.

Figura 6.9 Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente zonal do vento (u e w, este último multiplicado pelo fator  $10^3$ , em m/s) médios no norte da Amazônia (a) (entre  $5^{\circ}\text{S}$  e  $3^{\circ}\text{N}$ ) e sul (entre  $13^{\circ}\text{S}$  e  $5^{\circ}\text{S}$ ) entre  $160^{\circ}\text{E}$  e  $0^{\circ}$  durante a estação chuvosa de 1998 na Bacia Amazônica.

(a)



(b)



As condições atmosféricas atípicas observadas no evento de 1997-1998 mostram estar diretamente relacionadas com a redução das chuvas em praticamente toda bacia Amazônica, observada anteriormente. A estação chuvosa de 1998, como observado nestes resultados pode ser caracterizada como um período que em houve uma inversão dos comportamento médio da circulação zonal. O aumento da TSM sobre o Pacífico Tropical Leste e Central

ocasionaram esta variação, pois o ramo ascendente da célula de Walker estabeleceu-se sobre esta região, então mais aquecida. Além disso, o enfraquecimento do ramo ascendente da célula de Hadley nesta região também pode ser associado a menor convergência na baixa troposfera.

### **6.3 Padrões da Circulação Atmosférica durante a seca de 2005**

A seca que culminou em 2005 como uma das mais intensas do século XXI, tratou-se de uma consequência de um longo período de precipitação abaixo da média na bacia Amazônica, e esteve relacionada principalmente a redução das chuvas durante a estação seca de 2004 e 2005 na Amazônia, anomalias identificadas e descritas no capítulo 5 dos resultados deste trabalho. Durante este período foi observada a atuação de dois distintos padrões oceânicos, em diferentes momentos: anomalias positivas de TSM sobre o Atlântico Tropical Norte e Pacífico Tropical Norte (ZENG et al., 2008).

Como discutido na seção anterior, já é conhecido o comportamento da circulação associado a um evento de El Niño; a inversão nos padrões da célula de Walker observada, onde um ramo ascendente se estabelece sobre a área mais aquecida do Pacífico, gerando subsidência na região central da Amazônia, e assim inibindo a atividade convectiva.

Como observado nos resultados anteriores, durante eventos de ENOS a circulação média meridional não apresenta claras alterações durante estes eventos; o que se observa, especialmente no leste da área de estudo, é a intensificação dos movimentos subsidentes sobre a Amazônia, e ascendentes a sul, abrangendo centro-oeste e sul do Brasil, mas sem anomalias representativas da grandeza vetorial vento ( $v$  e  $w$ ). O comportamento atípico pode ser atribuído a propagação de um trem de ondas associado ao ENOS em sua fase negativa, que gera anomalias de circulação ciclônica no sul do Brasil e Uruguai. O mecanismo explica elevação nos índices pluviométricos, pela maior frequência de distúrbios transientes que passam a afetar esta região.

Condições secas em uma grande extensão da bacia Amazônica permaneceram desde o inverno de 2004 até o mesmo período do ano seguinte, quando, concomitantemente, foi observado uma sucessiva elevação das temperaturas sobre o Atlântico Tropical Norte (ANT) (Figura 5.21). Por outro lado, o oceano Pacífico deixou de apresentar condições favoráveis a ocorrência de seca na Amazônia, e passou a ter registros de temperaturas abaixo da normal climatológica. A variabilidade do oceano Pacífico portanto, neste caso, estaria contribuindo para o aumento das chuvas na bacia Amazônica, uma vez que eventos de La Niña costumam ser associados a este tipo de padrão. Quando atua o ENOS na fase positiva, diferentemente do El Niño, não há uma inversão dos padrões de circulação zonal, mas uma intensificação das condições tipicamente observadas: o ramo subsidente sobre o Pacífico Leste apresenta movimentos descendentes ainda mais intensos, e desta forma, os movimentos ascendentes sobre a Amazônia também são mais fortes.

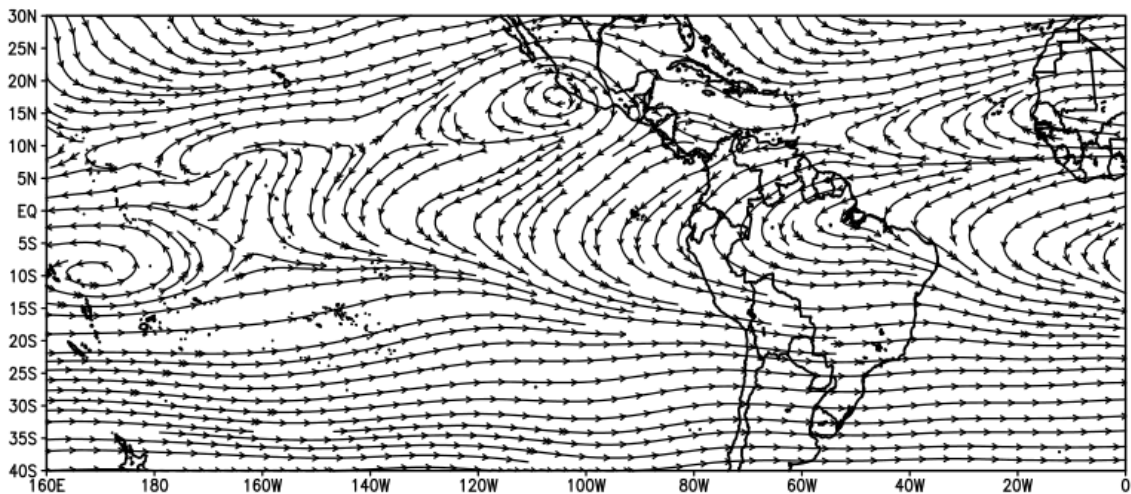
Nesta seção serão analisadas as condições referentes ao escoamento em altos e baixos níveis durante os períodos que compreendem a estação seca de 2004 até o mesmo período de 2005, assim como e também os perfis verticais da circulação meridional e zonal. Na Figura 6.10 é mostrado o comportamento médio do vento na alta troposfera (250 hPa), durante os períodos acima citados, sendo o item (a) referente a 2004 e (b) a 2005. A circulação anticiclônica de altos níveis do hemisfério norte, observada durante os meses mais quentes do ano, assim como a AB, encontra-se mais deslocado para leste, principalmente no segundo ano (b), mesmo período em que as anomalias de TSM sobre o ATN são maiores.

Também são demonstradas tendências de mudanças do vento no norte do continente; tipicamente são observados os mesmos apresentam direção de nordeste, porém casos são observados um comportamento de oeste e noroeste pode ser observado.

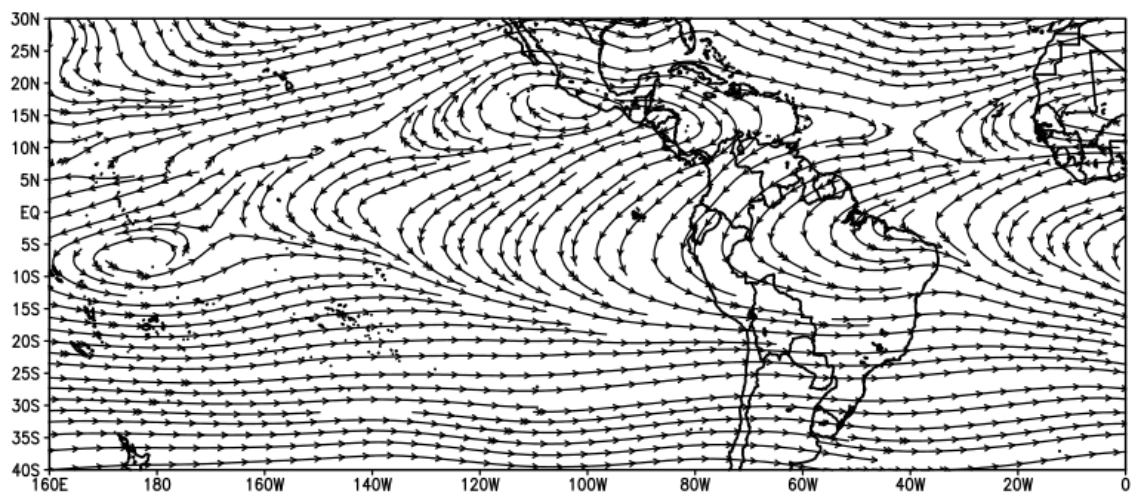


Figura 6.10 Escoamento médio (u e v, m/s) em altos níveis da atmosfera (250 hPa), durante a estação seca (MJJAS) de 2004 (a) e 2005 (b).

(a)



(b)

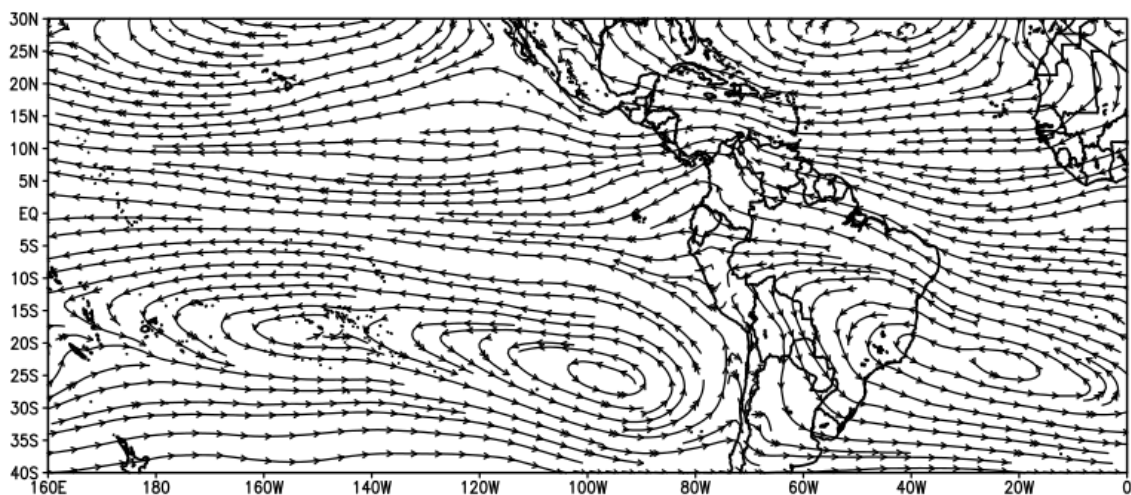


Na Figura 6.11 é mostrado o escoamento médio em 850 hPa durante os meses que compreendem a estação seca da Amazônia, o qual representa melhor os padrões do período seco relacionados com as anomalias calculadas. Como é possível observar, a Alta Semipermanente do Atlântico Sul (ASAS) encontra-se um pouco deslocada, de maneira a cobrir de forma abrangente o continente nos dois períodos secos (2004 e 2005), o qual estende-se até parte da área estudada, principalmente sobre o sul, com menos influência no setor

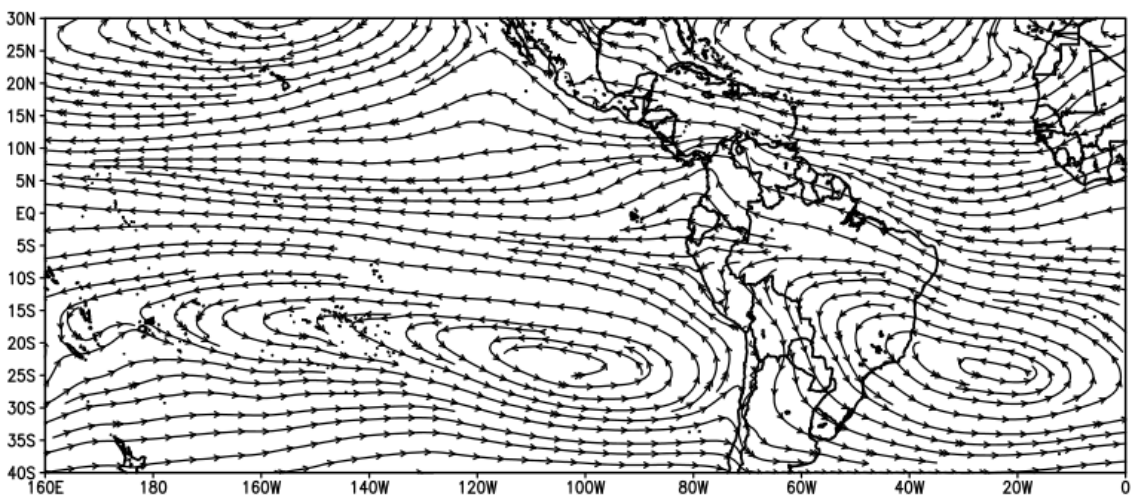
leste (61W e 51W). A permanência da ASAS sobre uma extensa porção do continente inibe a convecção pela ocorrência de movimentos descendentes a ela associados. Como se sabe, esta formação está relacionada a circulação meridional global da atmosfera; a migração da Alta Semipermanente do Atlântico Sul é recorrente durante o inverno, devido o aquecimento diferencial entre oceanos e superfícies terrestres, estas últimas mais resfriadas durante a estação seca.

Figura 6.11 Escoamento médio em baixos níveis (850 hPa), durante a estação seca (MJJAS) de 2004 (a) e 2005 (b).

(a)



(b)



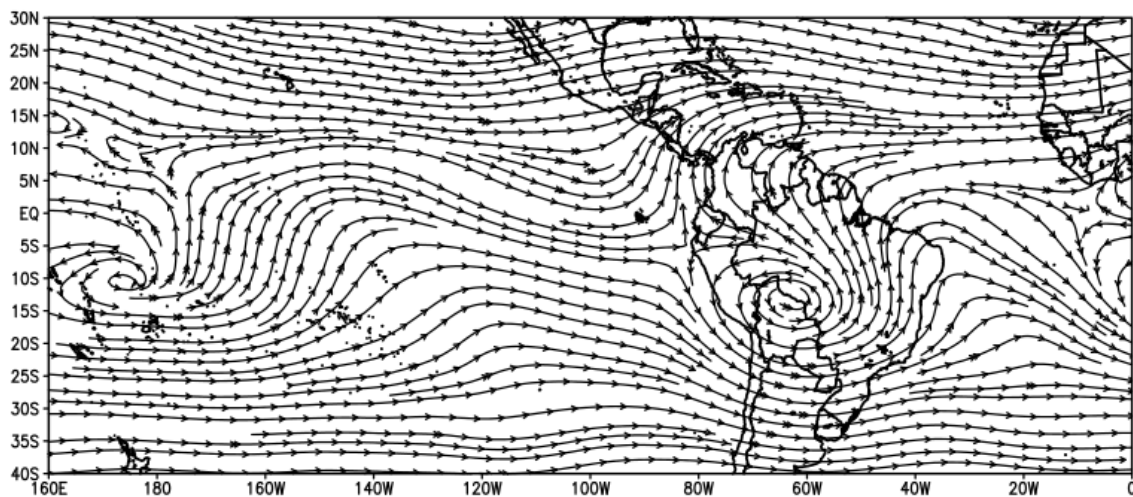


Pode-se inferir que a redução das chuvas no oeste e sudoeste da Amazônia seja decorrente do estabelecimento mais abrangente da ASAS sobre o continente. O aumento do gradiente de temperatura interhemisférico – entre setores norte e sul do oceano Atlântico – devido a elevação das temperaturas no ATN, pode gerar uma área de menor pressão em relação ao continente e também ao ATS, invertendo assim o regime de ventos, em especial sua componente meridional. Isto também pôde ser observado durante o verão de 2005, quando a circulação anticiclônica de altos níveis do hemisfério norte encontrava-se bastante deslocada em relação a sua posição de origem, e agora, estabelecida sobre o mar do Caribe. A região caracterizava-se por altas TSM, influenciando desta forma a circulação local. Em baixos níveis, observa-se que, mesmo sendo verão no hemisfério sul, a ASAS também permanecia deslocada para sobre o continente, entendendo-se na direção sudoeste e afetando a Amazônia. (Figura 6.12)

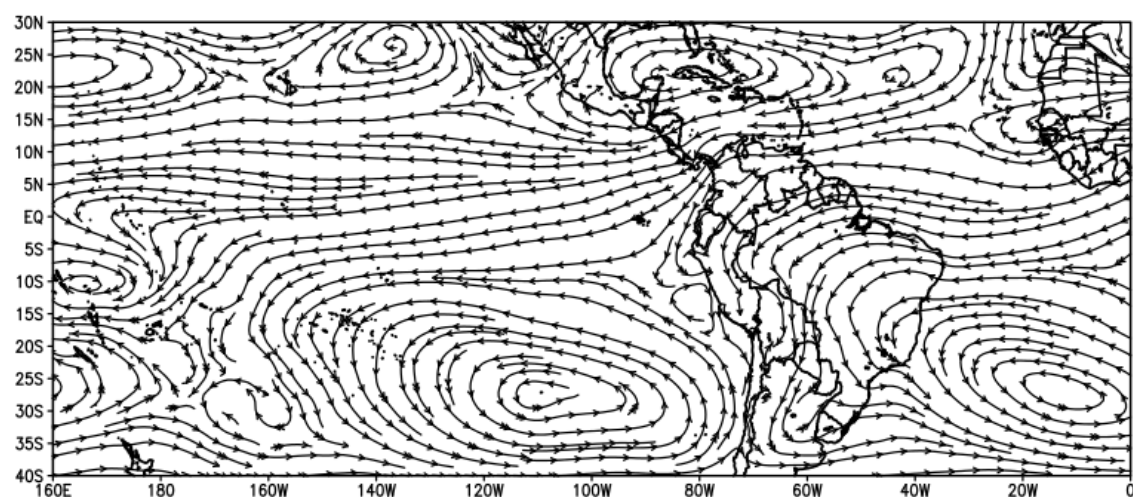
Portanto, para identificar possíveis alterações nas circulações zonal (Célula de Walker) e meridional (Célula de Hadley), foram calculadas as anomalias destas e também de movimento vertical durante os mesmos períodos mostrados anteriormente. Tal análise tem por objetivo evidenciar como o comportamento da circulação pode ser alterado, e como suas consequências contribuíram para a ocorrência do evento seco de 2005.

Figura 6.12 Escoamento médio em altos níveis (250 hPa) (a) e baixos níveis (850 hPa) (b), durante a estação chuvosa (NDJFM) de 2005.

(a)



(b)

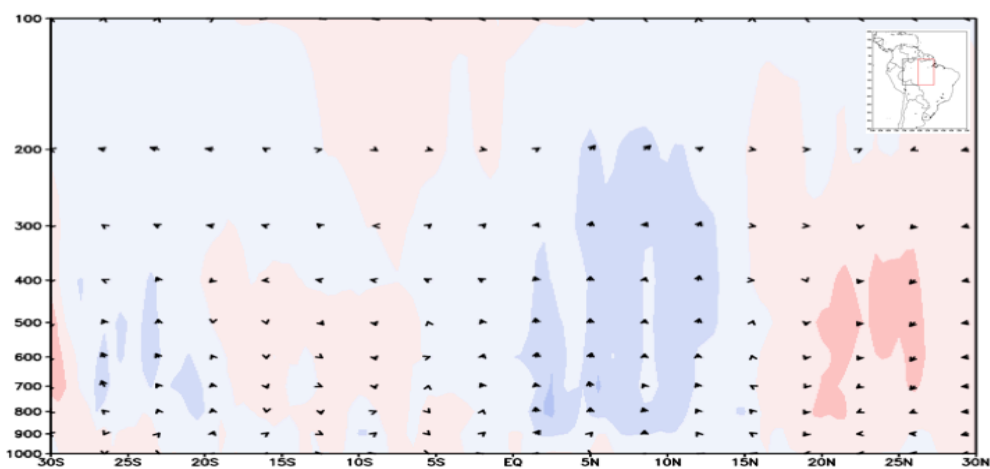


O padrão observado e descrito acima, é semelhante ao observado no decorrer das duas estações seguintes (verão e inverno de 2005). A intensificação dos movimentos verticais ascendentes a norte, entre aproximadamente 15N e 30N, podem ser observadas em ambos os setores. O comportamento encontrado pode estar associado ao deslocamento do anticiclone semipermanente do Atlântico Norte, assim como pela expansão de uma área de baixa pressão decorrente da presença de TSM mais elevadas.

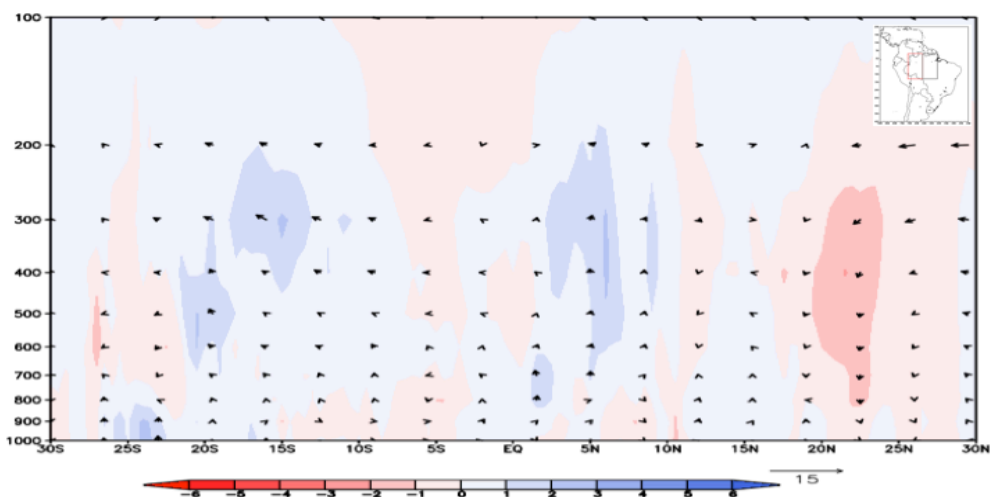
Durante o período chuvoso de 2005, as anomalias sobre o ATN passaram a apresentar maior magnitude e também abrangência espacial (Figura 6.12).

Figura 6.13 Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente meridional do vento ( $v$  e  $w$ , este último multiplicado pelo fator  $10^3$ , em m/s) médios no leste da Amazônia (a, entre  $61^\circ\text{W}$  e  $51^\circ\text{W}$ ), e oeste (b, entre  $71^\circ\text{W}$  e  $61^\circ\text{W}$ ) entre  $160^\circ\text{E}$  e  $0^\circ$  durante a estação seca (MJJAS) de 2004 da Bacia Amazônica.

(a)



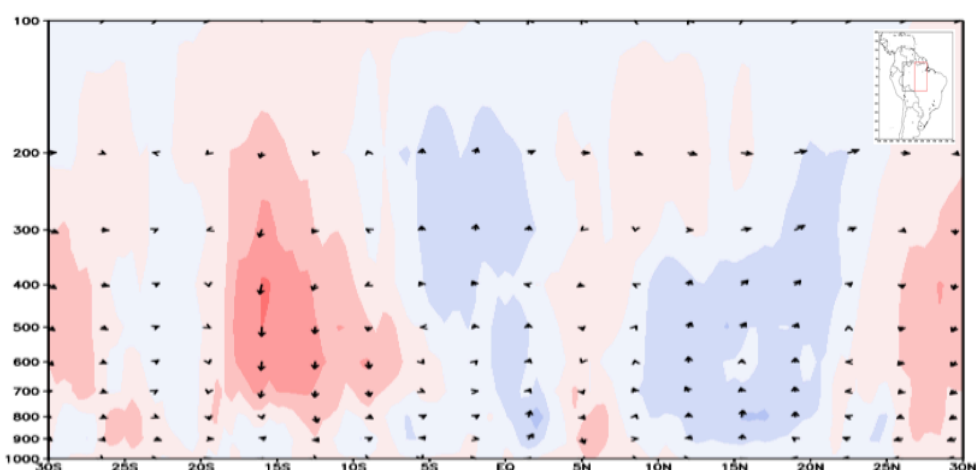
(b)



Ao observar a área de estudo, é possível identificar movimentos verticais anômalos negativos no setor oeste (b), no norte da bacia e também no sudeste da bacia (a). As anomalias positivas de movimento vertical continuam a aparecer sobre a área que corresponde ao ATN mais aquecido tanto a oeste como a leste, abrangendo uma maior faixa de latitudes nesta última. A redução das chuvas observada durante o período chuvoso na Amazônia, pode estar associado, portanto, à um provável deslocamento da ZCIT para nordeste, região na qual os movimentos ascendentes foram intensificados), e explicada pelas anomalias encontradas na Figura 6.14.

Figura 6.14 Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente meridional do vento ( $v$  e  $w$ , este último multiplicado pelo fator  $10^3$ , em m/s) médios no leste da Amazônia (a, entre  $61^\circ\text{W}$  e  $51^\circ\text{W}$ ), e oeste (b, entre  $71^\circ\text{W}$  e  $61^\circ\text{W}$ ) entre  $160^\circ\text{E}$  e  $0^\circ$  durante a estação chuvosa (NDJFM) DE 2005 da Bacia Amazônica.

(a)



(b)

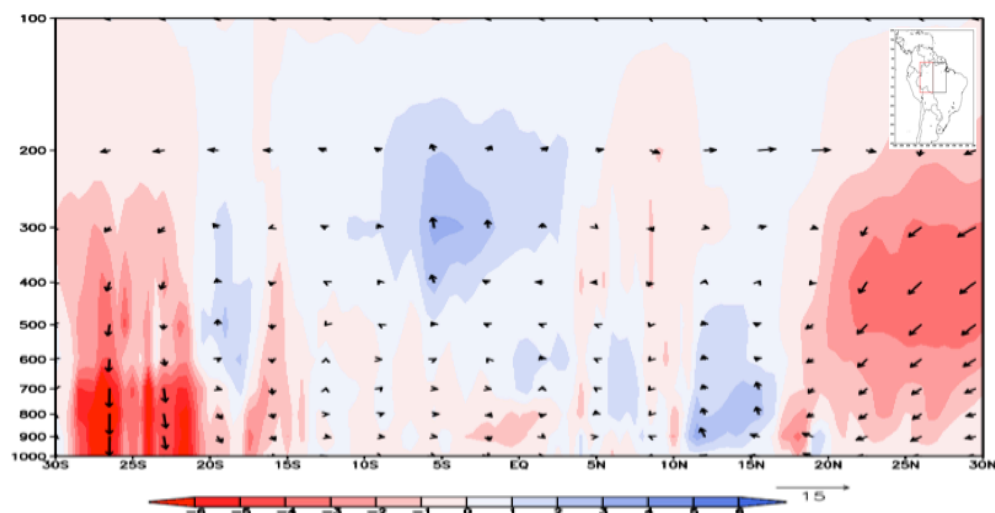
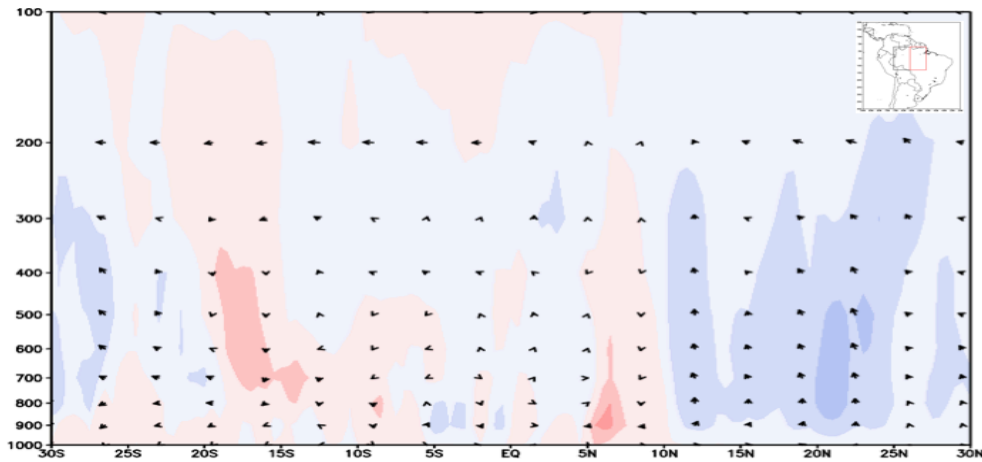
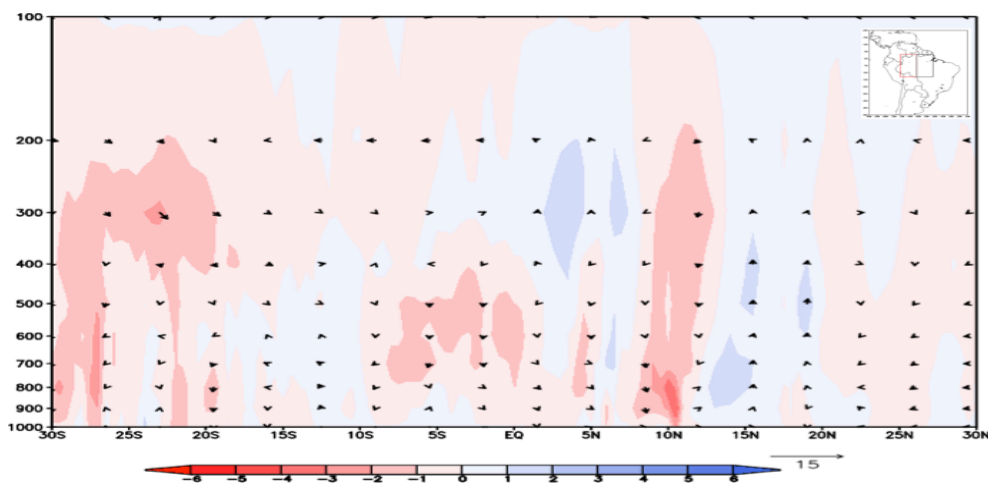


Figura 6.15 Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente meridional do vento ( $v$  e  $w$ , este último multiplicado pelo fator  $10^3$ , em m/s) médios no leste da Amazônia (a, entre  $61^\circ\text{W}$  e  $51^\circ\text{W}$ ), e oeste (b, entre  $71^\circ\text{W}$  e  $61^\circ\text{W}$ ) entre  $160^\circ\text{E}$  e  $0^\circ$  durante a estação seca (MJJAS) de 2005 da Bacia Amazônica.

(a)



(b)



Nos resultados apresentados não foram observadas anomalias que indiquem alterações na circulação de Walker capazes de influenciar na redução das chuvas na bacia Amazônica entre 2004 e 2005, período no qual a TSM do ATN

permanecera acima da média climatológica. Destes resultados, pode-se inferir que houve um deslocamento do ramo ascendente da célula de Hadley para nordeste, e este estabelecendo-se sobre o setor do ATN mais aquecido. Assim, o leste da Amazônia não experimentou mudanças tão explícitas em sua circulação quanto o oeste e sul da bacia, o que explica também as maiores anomalias de precipitação nestes setores.

#### **6.4 Padrões de Circulação Atmosférica durante a seca de 2010**

Assim como a seca de 2005, o evento de 2010 também foi influenciado por condições anômalas no Atlântico Tropical Norte porém neste caso, as alterações nos padrões ocorreram simultaneamente à anomalias de TSM sobre o Pacífico, as quais estiveram associadas a um evento El Niño, principalmente entre o final da primavera e início do verão de 2010. Por outro lado, o aquecimento anômalo do ATN começou neste mesmo período, mas estendeu-se até a estação seca do mesmo ano, com o início do solstício de inverno no hemisfério norte. Estes padrões puderam ser observados na seção sobre anomalias de TSM para os eventos secos.

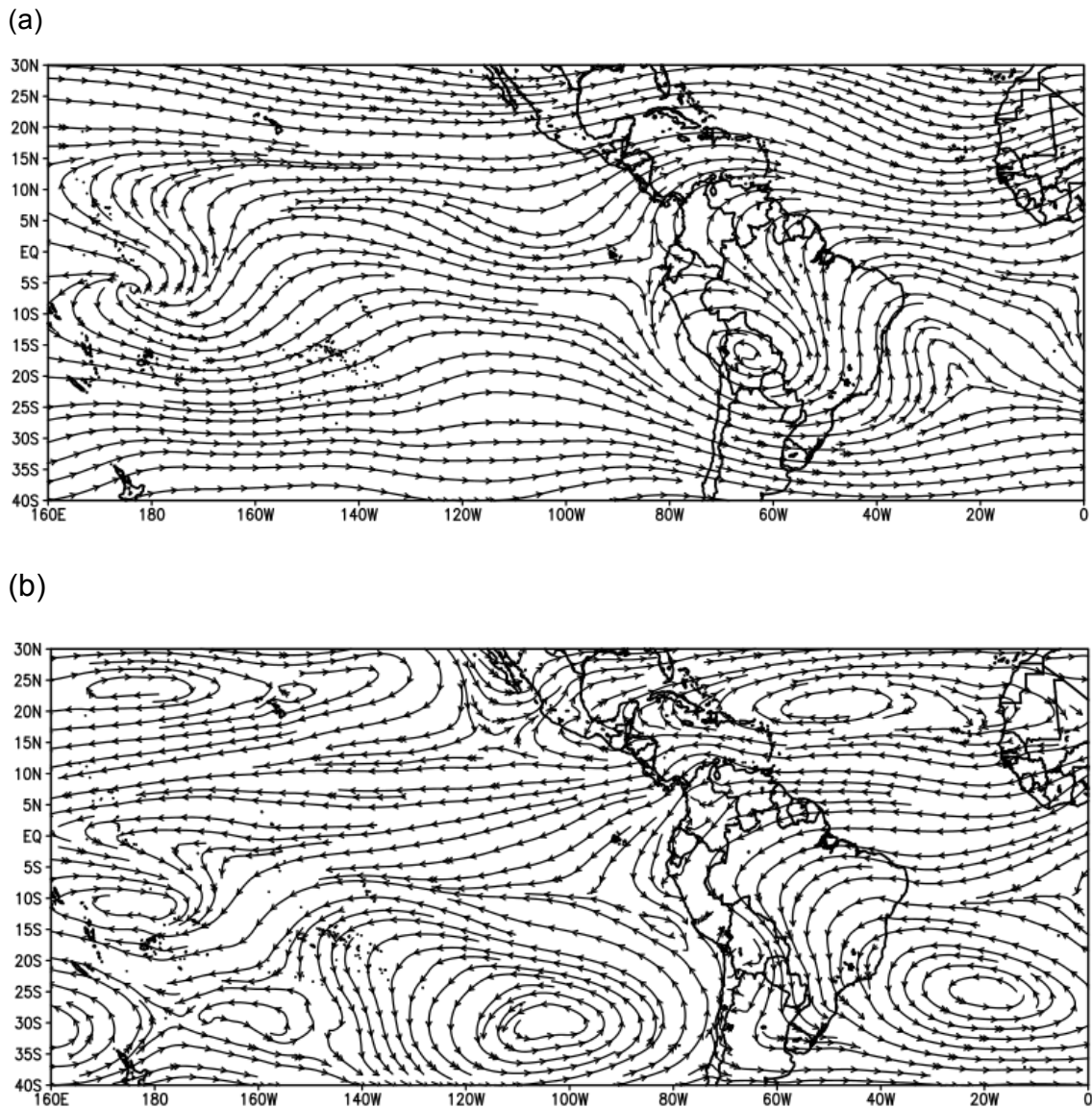
O comportamento médio do escoamento em altos (a) e baixos (b) níveis durante a estação chuvosa de 2010 é mostrado na Figura 6.16. Na alta troposfera não são observadas grandes diferenças em relação ao padrão climatológico, mas um sutil deslocamento da Alta da Bolívia para oeste. Como se sabe, este é um importante mecanismo relacionado a convecção na Amazônia; a intensa atividade convectiva nesta região é um fator importante para seu desenvolvimento, e esta seria uma resposta da atmosfera tropical ao aquecimento diabático (WEBSTER , 1972).

Na baixa troposfera (b) as mudanças observadas nos ventos também são relativamente pequenas, mas possivelmente determinantes para a redução das chuvas na bacia Amazônica. Enquanto a ASAS encontra-se ligeiramente deslocada para o interior da América do Sul, a ASAN sofreu um deslocamento



para leste, sugerindo a ocorrência de anomalias anticiclônicas na costa oeste da África.

Figura 6.16 Escoamento médio em altos (a, 250 hPa) e baixos (b, 850 hPa) níveis, durante a estação chuvosa (NDJFM) de 2010.



De acordo com, a ASAS permanece deslocada para sudoeste em relação a situação de inverno, posicionada sobre o Atlântico Sul durante os meses mais quentes, quando sua temperatura superficial é inferior a da superfície terrestre (Vianello e Alves, 1991). Seu estabelecimento sobre uma área continental mais

abrangente e também a variação de posição da ASAN são uma possível resposta ao surgimento de um gradiente entre hemisférios devido o aquecimento atípico do ATN. Isto favoreceria portanto, uma maior atuação da ASAS durante este período sobre a América do Sul.

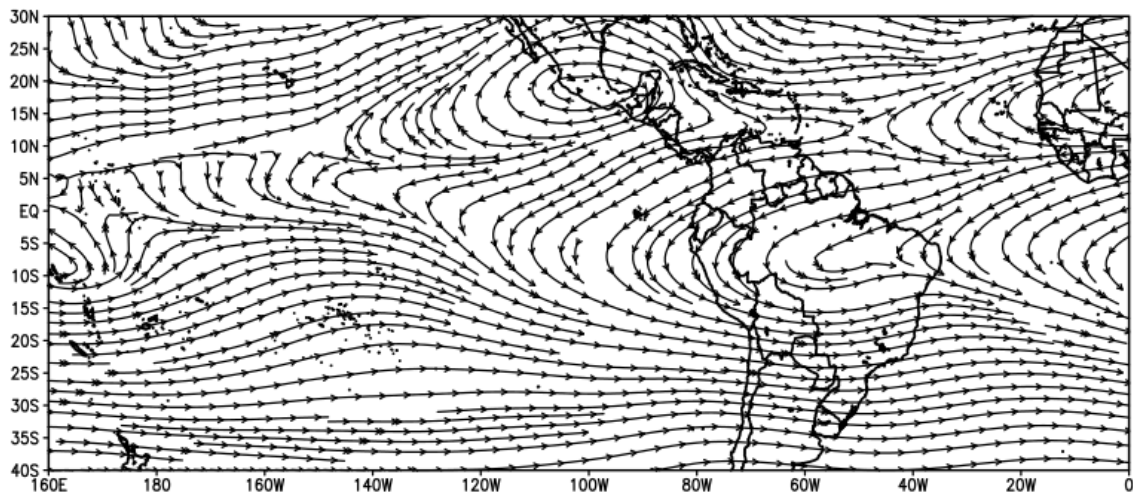
Durante a estação seca, também são observadas algumas mudanças nos padrões do escoamento na alta (a) e baixa (b) troposfera, como é mostrado na Figura 6.17. Em altos níveis, observa-se que a região de circulação anticiclônica sobre o hemisfério norte encontra-se localizada anormalmente a sudeste de sua posição de origem, o que pode ser atribuído a elevação da TSM sobre o ATN próximo a esta região. Assim como no caso da Alta da Bolívia, durante o verão boreal movimentos anticiclônicos se estabelecem em altos níveis da atmosfera, como resposta ao aquecimento intenso e expansão da camada de ar. Isto sugere um provável deslocamento da ZCIT em direção as áreas mais quentes do oceano.

Assim como na estação anterior, também observa-se neste período uma maior entrada no continente da ASAS (b) e a ASAN agora permanece deslocada para norte, padrão fortalecido pelo início da estação quente no HN, além da TSM mais elevadas sobre o ATN.

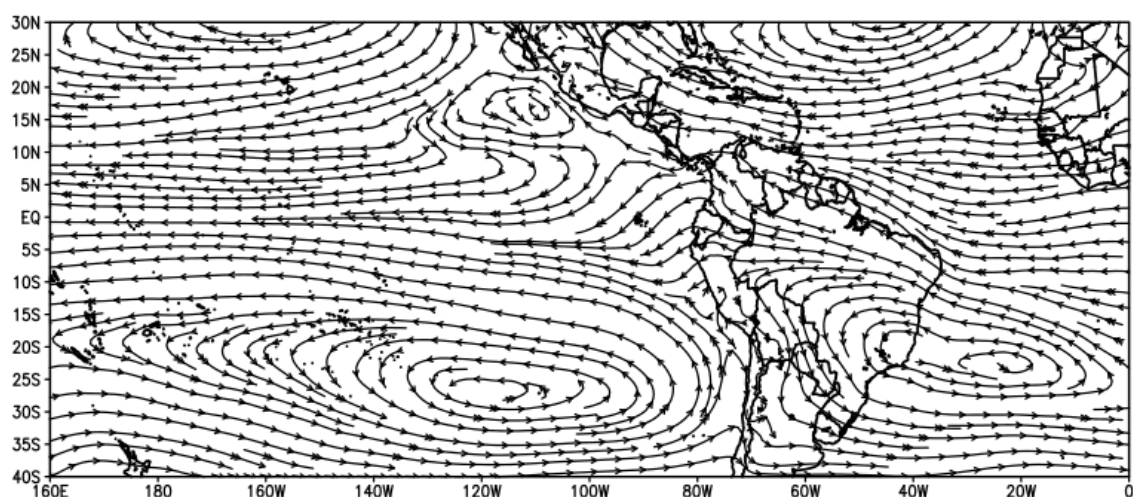


Figura 6.17 Escoamento médio em altos (a, 250 hPa) e baixos (b, 850 hPa) níveis, durante a estação seca (MJJAS) de 2010.

(a)



(b)



Como neste caso há atuação de dois diferentes padrões anômalos oceânicos, possíveis alterações na dinâmica da atmosfera envolvendo as células de circulação zonal e meridional podem ter afetado o regime de chuvas na Amazônia. Portanto, serão analisadas novamente as anomalias das componentes zonal, meridional e vertical do escoamento durante a estação seca e chuvosa de 2010.

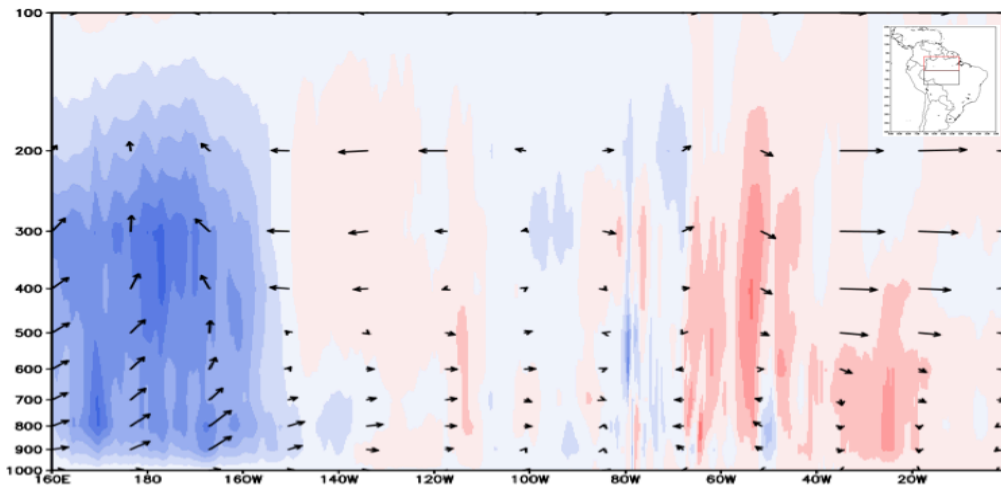
Na Figura 6.18 são mostradas as anomalias da circulação zonal durante a estação chuvosa de 2010. Deve-se ressaltar ainda que, embora as anomalias de TSM sobre o Pacífico tenham sido observadas já em meados de 2009, as mesmas não alteraram a dinâmica da célula de Walker, e por isso não são mostradas neste trabalho. Assim como no evento de 1998, os efeitos na circulação durante a estação chuvosa são mais pronunciados no norte da Amazônia, tanto nas porções leste como no oeste (a). Ainda assim os impactos em relação ao primeiro caso estudado são aparentemente pequenos, e isto pode ser associado ao fato da formação do fenômeno El Niño que, para este evento ocorreu na região mais central da Amazônia (Figura 5.23), e mudando portanto os padrões de vento zonal mais a oeste do continente. Isto pode ser observado de maneira mais clara no item (b), que corresponde as anomalias sobre o setor sul da bacia.

O cálculo das anomalias de movimento vertical e circulação meridional também mostrou alterações na célula de Hadley em ambos os setores leste (a) e oeste da bacia (b) (Figura 6.19). Enquanto no oeste (a) os movimentos subsidentes anômalos foram mais intensos na área que compreende o norte da Amazônia, no leste (b) observou-se uma grande área de anomalias negativas de movimento vertical, indicando o aumento da subsidência nesta região. Nos dois setores também é perceptível movimentos ascendentes mais intensos entre 20N e 30N, os quais podem estar associados ao aquecimento atípico do ATN nesta região.

Durante a estação chuvosa que compreendeu parte deste episódio, observou-se inversões dos padrões de circulação média zonal e meridional. O El Niño atuou como mecanismo inibidor de chuva por deslocar a região de ascensão para o centro do Pacífico, então mais quente, e conseqüentemente da AB. O ATN causou uma mudança de posicionamento do ramo ascendente da célula de Hadley para norte, e provavelmente também a ZCIT, diminuindo a qualidade da estação chuvosa na área estudada.

Figura 6.18 Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente zonal do vento (u e w, este último multiplicado pelo fator  $10^3$ , em m/s) médios no norte da Amazônia (a, entre  $5^{\circ}\text{S}$  e  $3^{\circ}\text{N}$ ), e sul (b, entre  $13^{\circ}\text{S}$  e  $5^{\circ}\text{S}$ ) entre  $160^{\circ}\text{E}$  e  $0^{\circ}$  durante a estação chuvosa (NDJFM) DE 2010 da Bacia Amazônica.

(a)



(b)

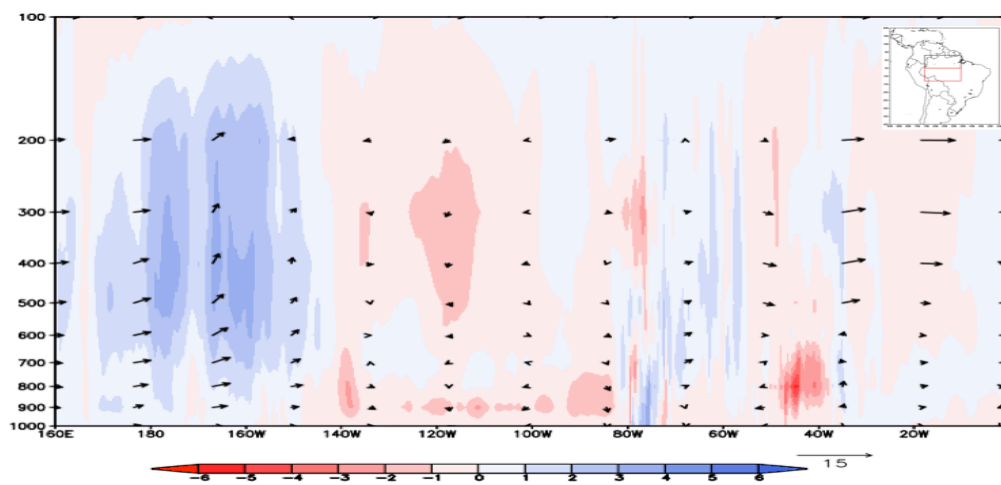
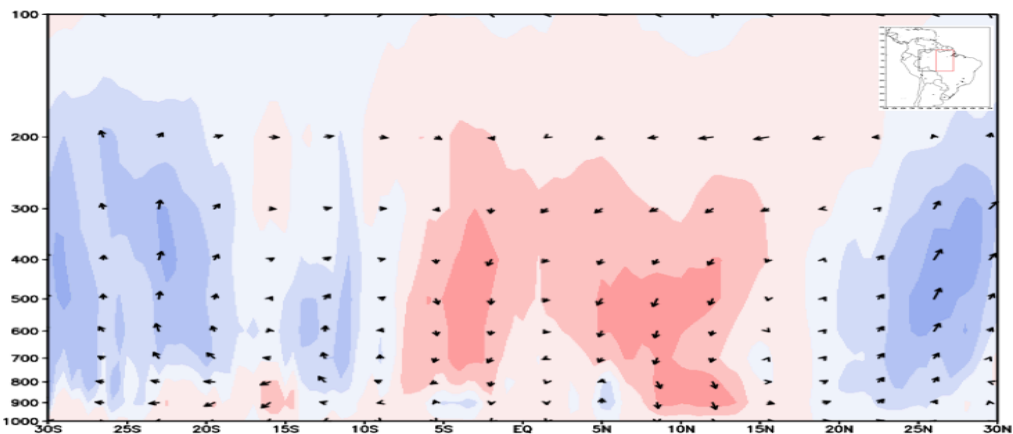
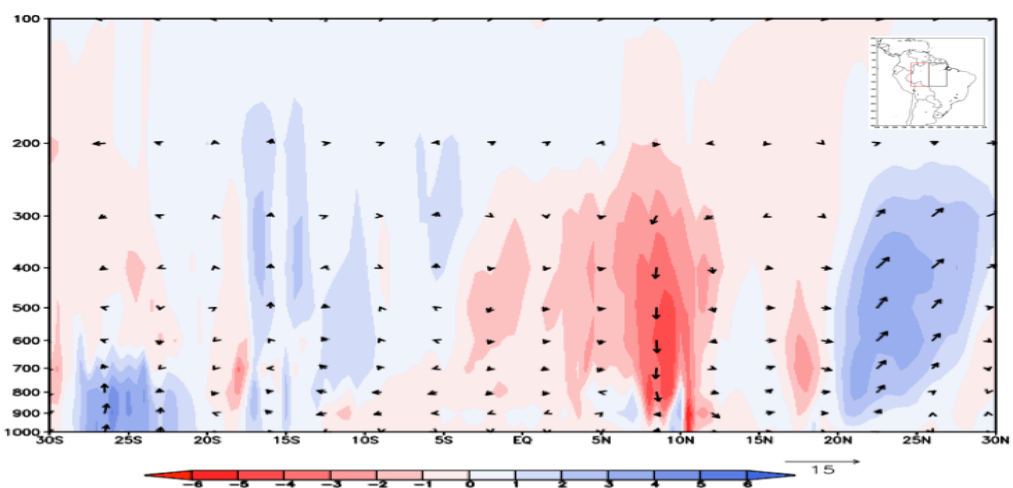


Figura 6.19 Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente meridional do vento ( $v$  e  $w$ , este último multiplicado pelo fator  $10^3$ , em m/s) médios no leste da Amazônia (a, entre  $61^\circ\text{W}$  e  $51^\circ\text{W}$ ), e oeste (b, entre  $71^\circ\text{W}$  e  $61^\circ\text{W}$ ) entre  $30^\circ\text{S}$  e  $30^\circ\text{N}$  durante a estação chuvosa (NDJFM) de 2010 da Bacia Amazônica.

(a)



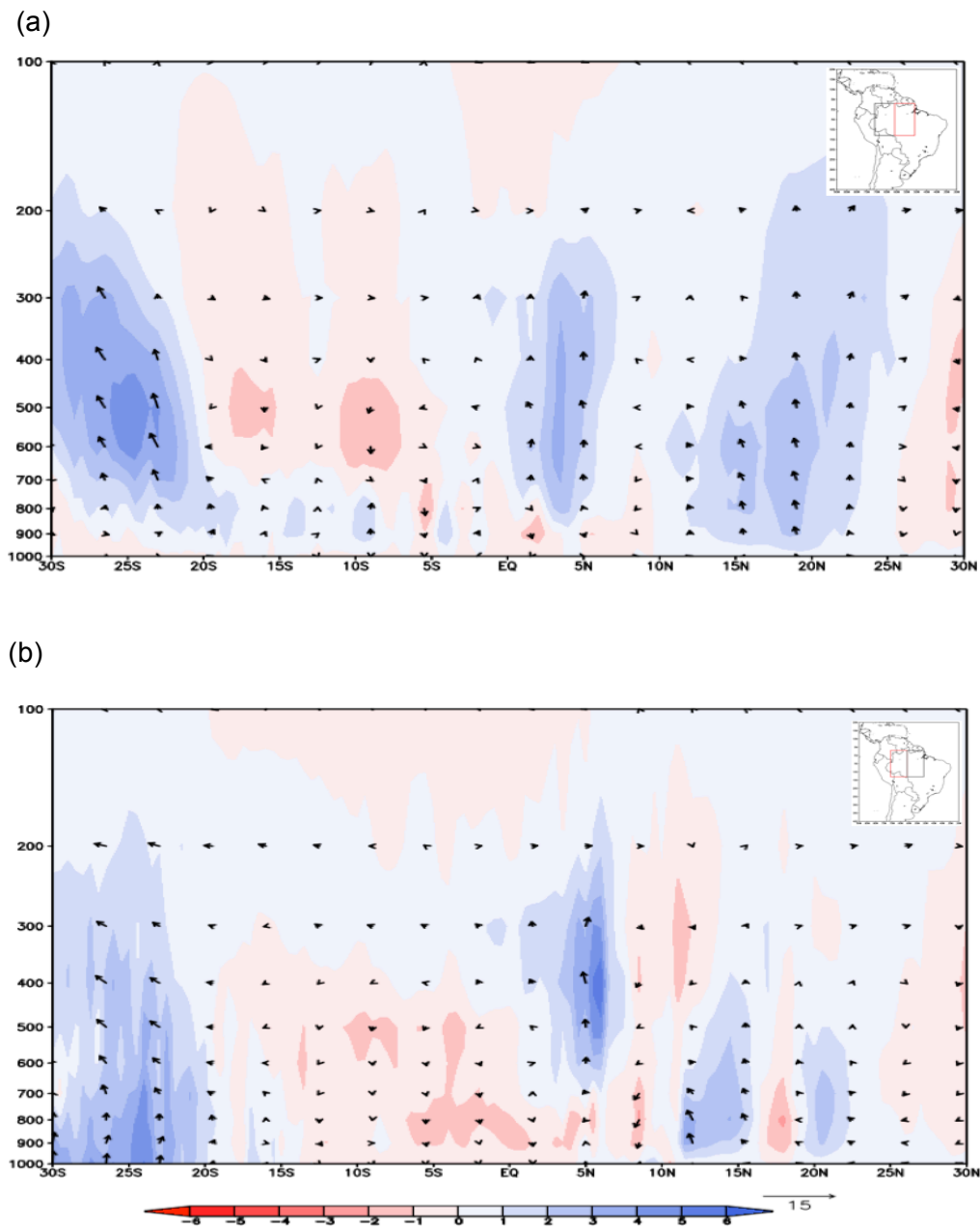
(b)



Durante o inverno de 2010 (Figura 6.20), o ATN permaneceu mais aquecido do que o normal, e a permanência deste padrão favoreceu o comportamento descrito anteriormente. As anomalias de movimento vertical positivas são mais expressivas no setor leste do oceano (a), onde uma maior área oceânica apresenta temperaturas mais elevadas. Movimentos subsidentes anômalos são observados em pequena magnitude no leste, e especialmente no sudeste. No oeste da bacia, tanto nas porções norte como no sul as mudanças destes

padrões são mais claros indicando, assim como no evento de 2005, um deslocamento para nordeste do ramo ascendente da célula de Hadley.

Figura 6.20 Anomalia do movimento vertical (m/s, colorido) e da componente meridional do vento ( $v$  e  $w$ , este último multiplicado pelo fator  $10^3$ , em m/s) médios no leste da Amazônia (a, entre  $61^\circ\text{W}$  e  $51^\circ\text{W}$ ), e oeste (b, entre  $71^\circ\text{W}$  e  $61^\circ\text{W}$ ) entre  $30^\circ\text{S}$  e  $30^\circ\text{N}$  durante a estação seca (MJJAS) de 2010 da Bacia Amazônica.



A diferença entre os eventos de seca de 2005 e 2010 foi o deslocamento da célula de Hadley e Walker durante os meses mais chuvosos sobre a Amazônia, intensificando assim a subsidência e inibição de convecção na região. Além disso, as anomalias na circulação meridional permaneceram durante a estação seca agravando sua severidade. Em comum, estes dois eventos tem a atuação da ASAS no inverno sobre uma área mais extensa do continente, compreendendo parte da bacia discutido anteriormente que pode ser associado ao maior gradiente entre bacias sul e norte do Atlântico.

## 7 CONCLUSÃO

Tendo em vista os aspectos observados neste trabalho, a obtenção da atual climatologia da Bacia Amazônica utilizando três diferentes conjuntos de dados permite identificar a distribuição anual das precipitação em uma área mais ampla e domínios inseridos neste contexto. A área de estudo apresenta variabilidade sazonal em seu regime de chuvas bastante marcante, dividido basicamente em duas estações, cada uma com duração de aproximadamente um semestre. O período que compreende os meses de dezembro a maio, quando os valores médios superam 250 mm/mês, é o mais chuvoso, sendo seus picos recorrentes em março e abril. Tal comportamento pode ser associado ao fato da posição máxima a sul da Zona de Convergência Intertropical ocorrer também nestes meses. Pode-se inferir portanto que a Amazônia é fortemente afetada pela circulação meridional média, sendo que a posição da célula ascendente é determinante quantitativamente para a estação chuvosa. O período considerado mais seco ocorre entre junho e novembro, e tem início com a chegada de solstício de inverno no hemisfério sul. A disponibilidade de energia em menor quantidade e o enfraquecimento do transporte de umidade pelos ventos Alísios inibem os processos convectivos, causando, desta forma, a diminuição das chuvas.

Os três setores da área apresentam padrões sazonais distintos em seus respectivos regimes de chuvas. O setor oeste, embora apresente um período menos chuvoso (entre julho e setembro), não possui uma estação seca tão bem definida, tendo em vista que a precipitação apresenta elevados índices o ano inteiro, além de ser bem distribuída. Essa localidade é diretamente afetada pela cordilheira dos Andes, barreira física que força os movimentos ascendentes e favorece os processos de convecção. Por outro lado, o leste e sul da bacia apresentam estação seca e chuvosa bem definidas, ocorrendo, respectivamente no inverno e verão austral. A relação entre estes aspectos pode ser estabelecida partindo do pressuposto do regime de monções da América do Sul, que é caracterizado pela reversão sazonal dos ventos que favorece ou não a ocorrência de períodos secos ou chuvosos.



As análises das anomalias mensais e sazonais de precipitação para o evento seco de 1997-1998, mostraram que a precipitação foi reduzida abruptamente, nos setores leste e oeste (norte da área de estudo), principalmente no primeiro ano. Neste mesmo período também foi identificado o aquecimento anômalo das águas do Pacífico, padrão este que nos meses seguintes tornaria-se um dos mais intensos eventos de El Niño já registrados. As chuvas mantiveram-se atipicamente baixas durante a estação chuvosa de 1997-1998, padrão o qual predominou de forma generalizada sobre toda a bacia. Tendo em vista o comportamento anômalo sobre uma extensa área neste período, analisou-se o escoamento médio em altos e baixos níveis da atmosfera, e logo em seguida os perfis verticais de circulação média zonal e meridional.

Foram observadas significativas mudanças nos padrões da circulação de Walker, onde o comportamento médio foi invertido; intensos movimentos ascendentes estabeleceram-se, neste caso sobre o oceano mais aquecido que o normal, e subsidência sobre a Amazônia. Foram observadas valores anômalos de movimento vertical na circulação meridional, possivelmente explicados pelo enfraquecimento dos ventos Alísios, reduzindo a convergência na baixa troposfera e inibindo a convecção. Os valores anormais a sul da Amazônia podem ser atribuídos a maior vortacidade ciclônica sobre estas latitudes, como uma consequência do trem de ondas que favorece a maior frequência de transientes.

A episódio de 2005 foi um caso de condições secas que permaneceram sobre a Bacia Amazônica por um longo período, sendo as anomalias mais perceptíveis durante a estação seca. Os resultados obtidos mostraram que os padrões espaciais das anomalias de precipitação variaram durante este período, assim como as condições oceânicas atuantes. Principalmente durante a estação chuvosa de 2002-2003, uma abrupta redução das chuvas foi observada nos setores leste e oeste, mais especificamente no mês de janeiro de 2003, nos setores leste e oeste. O período foi caracterizado também pela configuração de um El Niño de intensidade moderada. No entanto, observou-se que nos anos seguintes que a TSM do oceano Pacífico Central e Oeste encontravam-se abaixo da média esperada. Neste caso, a tendência seria de



intensificação das condições normais, ou seja, fortalecimento da ascensão de ar na Amazônia e subsidência intensificada sobre o Pacífico.

Porém, o sucessivo aumento observado da TSM sobre o ATN foi capaz de alterar os padrões de circulação desde 2004 até o inverno de 2005. A análise do escoamento mostra a atuação da ASAS de forma mais abrangente sobre o continente, estendendo-se na direção sudoeste e afetando oeste e o sul da Amazônia. Além disso, um deslocamento da ASAN para norte é observada, uma provável consequência do estabelecimento de baixas pressões sobre o ATN mais aquecido. A geração de um gradiente de temperatura entre o ATN e o continente permite o estabelecimento de um sistema de alta pressão em latitudes mais baixas, as quais encontram-se relativamente mais frias que o oceano.

A análise do perfil vertical da circulação meridional também mostrou diferenças em relação a média, embora as mesmas sejam muito sutis quando comparadas às do evento anterior. Porém, tais diferenças indicam intensificação dos movimentos ascendentes no oceano a norte do setor leste da bacia Amazônica, e fortalecimento da subsidência em todo setor oeste da própria área de estudo (tanto norte quanto sul). Este resultado sugere que neste caso, houve um deslocamento no sentido nordeste do ramo ascendente da Célula de Hadley, o que afetou mais a porção oeste e sul, o que corrobora com as maiores anomalias de chuva observadas nestas regiões.

O terceiro e último evento analisado, ocorrido entre o final de 2009 e início de 2010, foi caracterizado por anomalias negativas que apareceram inicialmente no leste da bacia, e logo após no oeste e sul. A análise dos campos de TSM mostra que houve atuação simultânea de duas condições oceânicas atípicas durante a estação chuvosa: um evento de El Niño e anomalias positivas de TSM no ATN (esta última manteve-se durante a estação seca do mesmo ano). Anomalias no perfil vertical da circulação zonal e meridional foram observadas neste período. Embora tenha ocorrido uma intensificação dos movimentos ascendentes sobre o Pacífico, na Amazônia as anomalias negativas de movimento vertical foram pequenas. As alterações mais significativas

ocorreram na célula de circulação de Hadley, principalmente no sudeste e oeste da Amazônia onde os movimentos subsidentes tornaram-se mais intensos. Além disso, durante a estação seguinte, foi observado que ascensão de ar anômala continuava a ocorrer, principalmente na porção norte do setor leste da Amazônia. Em termos espaciais, o comportamento encontrado para o perfil de circulação meridional assemelha-se ao observado em 2005, quando o oceano encontrava-se mais quente.

É possível concluir, portanto, que eventos secos na Amazônia são relacionados a mudanças nos padrões de escoamento e circulação zonal e meridional por padrões de teleconexões. O aquecimento anômalo do ATN causa alterações na Célula de Hadley, deslocando o ramo ascendente na direção nordeste, onde as temperaturas permanecem elevadas. Neste caso, são observadas condições secas principalmente sobre o oeste e sul da bacia. Por outro lado, eventos de El Niño podem afetar de forma generalizada a região norte do Brasil, mas no geral, os eventos são mais pronunciados no leste. Neste caso existe um inversão do padrão da Circulação de Walker, pois o desenvolvimento da convecção costuma surgir sobre áreas anômala mente quentes do Pacífico, assim como os movimentos verticais ascendentes, subsidindo com maior intensidade sobre a Amazônia. Isto explica a redução das chuvas nos setores mencionados.

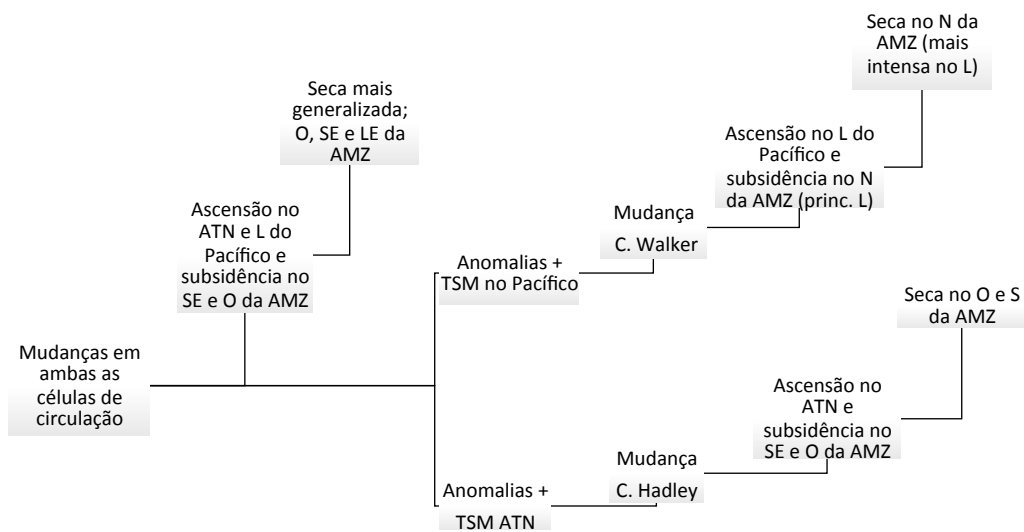
Os padrões de circulação zonal anômalos foram determinantes para a ocorrência do evento seco de 1997-1998, uma vez que houve uma inversão da posição dos ramos ascendentes e subsidentes da célula de Walker. Também observou-se anomalias na circulação regional meridional, provavelmente associadas ao enfraquecimento dos Alísios e consequente redução da convergência na baixa troposfera, levando a inibição da convecção.

As condições secas que culminaram na grande seca de 2005 foram determinadas em sua maior parte pelas anomalias de circulação meridional de Hadley, a qual teve o ramo ascendente deslocado para nordeste. As anomalias de precipitação na bacia Amazônica persistiram principalmente durante a

estação seca de 2004 e 2005, no entanto observou-se intensas anomalias positivas de movimento vertical sobre o ATN na estação chuvosa.

Por outro lado, o evento seco de 2010 foi determinado por mudanças no comportamento da circulação zonal, durante o verão, quando o El Niño atuou, e também na circulação meridional, devido as anomalias de TSM no ATN. Sua severidade pode ser atribuída a atuação simultânea destes padrões oceânicos atípicos, e a persistência de intensos movimentos ascendentes no oceano durante a estação seca.

Os resultados encontrados permitiram o desenvolvimento de um modelo conceitual que demonstra as mudanças no padrão espacial de circulação e regime de chuvas na bacia Amazônica, de acordo com as anomalias de TSM associadas ao período anômalo. A seguir é apresentado o modelo conceitual em forma de fluxograma que indica o comportamento encontrado, de acordo com cada seca.



O objetivo deste trabalho foi analisar os padrões atmosféricos, especialmente as anomalias nas circulações zonal e meridional associadas a eventos secos na Amazônia, durante os períodos que correspondem a estação seca e

chuvosa na bacia. Análises em escalas diferentes a estudada, são exemplos de pesquisas complementares a este estudo, tendo em vista as interações que ocorrem na atmosfera em diferentes intervalos de tempo. Outra questão considerada nos dias atuais, e que teria grande relevância para estudos como este, é o impacto da ação antropogênica (como o desmatamento) e queimadas (e aerossóis), como fatores atenuantes em eventos como este.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ADLER, R. F.; HUFFMAN, G. J.; CHANG, A.; FERRARO, R.; XIE, P. P.; JANOWIAK J.; RUDOLF, B.; SCHNEIDER, U.; CURTIS, S.; BOLVIN, D.; GRUBER, A.; SUSSKIND, J.; ARKIN, P.; NELKIN, E. The version-2 global precipitation climatology project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979–present). **Journal of hydrometeorology**, v. 4, n. 6, p. 1147-1167, 2003.
- AHRENS, C. **Meteorology today**: an introduction to weather, climate, and the environment. Belmont: CA: Brooks/Coles, 2009.
- ALVES, J. M. B.; FERREIRA, F. F.; CAMPOS, J. N. B. Movimento vertical e índices atmosféricos associados às células de Hadley e Walker em anos de contrastes climáticos: relação com chuvas do setor norte do nordeste do Brasil – SNNEB. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p.15-36, 2005.
- ALVES, L. M.; MARENGO, J. A.; CAVALCANTI, I. F. A. Histórico de secas na Amazônia. In: BORMA, L. S.; NOBRE, C. A. (Eds.) **Secas na Amazônia**: causas e consequências. São Paulo: Oficina de Textos, 2013. cap. 1, p. 21-25.
- ALBRECHT, R. I.; SILVA DIAS, M. A. F. Microphysical evidence of the transition between predominant convective/stratiform rainfall associated with the intraseasonal oscillation in the southwest amazon. **Acta Amazônica**, v. 35, n. 2, p. 175–184, 2005.
- ARAÚJO, R. S. **Classificação climatológica das nuvens precipitantes no nordeste brasileiro utilizando dados do radar a bordo de um satélite TRMM**. 2015. 102 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2015.
- AWAKA, J.; IGUCHI, T.; KUMAGAI, H.; OKAMOTO, K. Rain type classification algorithm for trmm precipitation radar. In: GEOSCIENCE AND REMOTE SENSING SYMPOSIUM, 1997, Piscataway, USA. **Proceedings...** Piscataway: IEEE, 1997. p. 1633–1635, 1997. ISBN 0-7803-3836-7.
- BELTRÃO, J. C.; DIAS JÚNIOR, C. Q.; COHEN, J. C. P.; GANDU, A. W. **A influência do arco do desmatamento sobre o ciclo hidrológico da Amazônia**. 2008. 81 p. Dissertação (Mestrado em Ciências Ambientais) - Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém, 2008.
- BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n. 3, p. 163-172, 1969.
- BLACUTT, L. A.; HERDIES, D. L.; de GONÇALVES, L. G. G.; VILA, D. A.; ANDRADE, M. Precipitation comparison for the CFSR, MERRA, TRMM3B42, and combined scheme datasets in Bolivia. **Atmospheric Research**, v. 163, p. 117-131, 2015.

BOMBARDI, R. J.; CARVALHO, L. M. V. IPCC global coupled model simulations of the South America monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 33, n. 7-8, p. 893, 2009.

BOSILOVICH, M. **NASA's Modern Era retrospective-analysis for research and applications**: integrating Earth observations. Earthzine. 2008. Disponível em < <https://earthzine.org/.../nasas-modern-era-retrospective-analysis/> >. Acesso em: 20 mar. 2017.

BOSILOVICH, M.; AKELLA, S.; COY, L.; CULLATHER, R.; DRAPER, C.; GELARO, R.; KOVACH, R.; LIU, Q.; MOLOD, A.; NORRIS, P.; WARGAN, K.; CHAO, W.; REICHLER, R.; TAKACS, L.; VIKHLIAEV, Y.; BLOOM, S.; COLLOW, A.; FIRTH, S.; LABOW, G.; PARTIKA, G.; PAWSON, S.; REALE, O.; SCHUBERT, S. D.; SUAREZ, M. **MERRA-2**: initial evaluation of the climate. Disponível em: < <https://gmao.gsfc.nasa.gov/pubs/docs/Bosilovich803.pdf>>. Acesso em: 06 abr. 2017.

CAVALCANTI, I. A. F. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 1982. 133 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1982.

CAVALCANTI, I. A. F.; SILVEIRA, V. P. Influência das TSM dos oceanos Pacífico e Atlântico nos eventos de seca. In: BORMA, L. S.; NOBRE, C. A. (Eds.) **Secas na Amazônia**: causas e consequências. São Paulo: Oficina de Textos, 2013. cap. 2, p. 78-88.

COELHO, C. A. S.; CAVALCANTI, I. A. F.; COSTA, S. M. S.; FREITAS, S. R.; ITO, E. R.; LUZ, G.; SANTOS, A. F.; NOBRE, C. A.; MARENGO, J. A.; PEZZA, A. B. Climate diagnostics of three major drought events in the Amazon and illustrations of their seasonal precipitation predictions. **Meteorological Applications**, v. 19, n. 2, p. 237-255, 2012.

COHEN, J.; CAVALCANTI, I. F. A.; BRAGA, R. H. M.; NETO, L. S. Linhas de instabilidade na costa N-NE da América do Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Eds.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 5, p. 75-93.

COHEN, J.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise**, v. 4, n. 11, p. 34-40, 1989.

COSTA, J. P. R.; ELOI, C. M. A.; MORAES, J. C.; Avaliação do comportamento da evapotranspiração em área de floresta tropical úmida da Amazônia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1998. **Anais...** 1998.

COSTA, M. H.; FOLEY, J. A. Trends in the hydrologic cycle of the Amazon basin. **Journal Geophysical Research**, v. 104, n. D12, p. 14189-14198, 1999.

DAVIDSON, E. A.; ARAÚJO, A. C.; ARTAXO, P.; BALCH, J. K.; BROWN, I. F.; BUSTAMANTE, M. M. C.; COE, M. T.; DEFRIES, R. S.; KELLER, M.; LONGO, M.; MUNGER, J. W.; SCHROEDER W.; FILHO, B. S. S.; JUNIOR, C. M. S.; WOFSY, S. C. The Amazon basin in transition. **Nature**, v. 481, n. 7381, p. 321-328, 2012.

DE OLIVEIRA, G. S.; SATYAMURTY, P. O El Niño de 1997/98: evolução e impactos no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10., 1998, Brasília, DF. **Anais...** Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998. CD-ROM.

DE SOUZA, E. B.; KAYANO, M. T.; TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, G.; NOBRE, C. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, v. 30, n. 2, p. 305-318, 2000.

DINIZ, F. A. El Niño e sua influência no período de inverno de 1997 em algumas regiões do Brasil. **Bulletin de l'Institut français d'études andines**, v. 27, n. 3, 1998.

DROUGHT: a global assessment, London: Donald A. Wilhite, 2000. 15 p.

ESPINOZA, J. C.; MARENGO, J. A.; RONCHAIL, J.; CARPIO, J. M.; FLORES, L. N.; GUYOT, J. L. The extreme 2014 flood in south-western Amazon basin: the role of tropical-subtropical South Atlantic SST gradient. **Environmental Research Letters**, v. 9, n. 12, p. 124007, 2014.

FEARNSIDE, P. M. Desmatamento na Amazônia brasileira: história, índices e consequências. **Megadiversidade**, v. 1, n. 1, p. 113-123, 2005.

FISCH, G. **Camada limite amazônica**: aspectos observacionais e de modelagem. 1996. 180f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1996.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 28, n. 2, p. 101-126, 1998.

FISCH, G.; VENDRAME, I. F.; HANAOKA, P. C. M.; Variabilidade espacial da chuva durante o experimento LBA/TRMM 1999 na Amazônia. **Acta Amazônica**, v. 37, n. 4, p. 583-590, 2007.

FITZJARRALD, D. R.; MOORE, K. E. Mechanisms of nocturnal exchange between the rain forest and atmosphere. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. D10, p. 16839-16850, 1990.

FUJISAKA, S.; ASTILLA, C.; SCOBAR, G.; RODRIGUES, V.; VENEKLAAS, E. J.; THOMAS, R.; FISHER, M. The effects of forest conversion on annual crops and pastures: estimates of carbon emissions and plant species loss in a Brazilian Amazon colony. **Agriculture, Ecosystems and Environment**, v. 69, n. 1, p. 17-26, 1998.

GAN, M. A.; RODRIGUES, L. R.; RAO, V. B. Monção na América do Sul. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Eds.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 19, p. 297-316.

GRIMM, A. M. Variabilidade Interanual do Clima no Brasil. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Eds.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 22, p. 353-374.

GUTMANN, G. J.; SCHWERDTFEGER, W. The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the sub-tropical Andes in the summer. **Meteorologisch Rundschau**, v. 18, n. 3, p. 69-75, 1965.

HERDIES, D. L.; SILVA, A. DA; SILVA DIAS, M. A. F.; FERREIRA, R. N. The moisture budget of the bi-modal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, n. D20, p. 8054, 2002.

HOUZE, R. A. **Cloud dynamics**. [S.l.]: Academic Press, 1993. 573p.

HOUZE, R. A. Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? **Bulletin of American Meteorological Society**, p.1-17, 1997.

HUANG, B.; THORNE, P. W.; BANZON, V. F.; BOYER, T.; CHEPURIN, G.; LAWRIK, J. H.; MATTHEW, J. M.; SMITH, T. M.; VOSE, R. S.; ZHANG, H. M. Extended reconstructed sea surface temperature, version 5 (ERSSTv5): upgrades, validations, and intercomparisons. **Journal of Climate**, v. 30, n. 20, p. 8179-8205, 2017.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Geografia do Brasil**. Rio de Janeiro: Sergraf; IBGE, 1977.

INSTITUTO DE PESQUISA AMBIENTAL DA AMAZÔNIA. **Arco do desmatamento**. Disponível em: < <http://ipam.org.br/glossario/arco-do-desmatamento/>>. Acesso em: 28 fev. 2017.

JANOWIAK, J.; GRUBER, A.; KONDRAGUNTA, C. R.; LIVEZEY, R. E.; HUFFMAN, G. F. A comparison of the NCEP–NCAR reanalysis precipitation and the GPCP rain gauge–satellite combined dataset with observational error considerations. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2960-2979, 1998.

JOBARD, I. Status of satellite retrieval of rainfall at different scales using multisource data. In: MEGHA-TROPIQUES 2nd SCIENTIFIC WORKSHOP, 2, 2001, Paris. **Proceedings...** Paris: École Polytechnique, 2001.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, n. 8, p. 905-914, 2002.

KIDDER, S. Q.; HAAR, V. **Satellite Meteorology, an introduction**. [S.l.]: Academic Press, 1995. ISBN 0-12-406430-2.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1140-1153, 1979.



KRUELS, R.; FRAEDRICH, K.; RUPRECHT, E. An aerological climatology over South America. **Meteorologisch Rundschau**, v. 28, p. 17-24, 1975.

KUMMEROW, C.; BARNES, W.; KOZU, T.; SHIUE, J.; SIMPSON, J. The tropical rainfall measuring mission (trmm) sensor package. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 15, n. 1, p. 809–817, 1998.

KUMMEROW, C.; SIMPSON, J.; THIELE, O.; BARNES, W.; CHANG, A. T. C.; STOCKER, E.; ADLER R. F. AND HOU, A.; KAKAR, R.; WENTZ, F.; ASHCROFT, P.; KOZU, T.; HONG Y. AND OKAMOTO, K.; IGUCHI, T.; KUROIWA, H.; IM, E.; HADDAD, Z.; HUFFMAN, G.; FERRIER, B.; OLSON, W. S.; ZIPSER, E.; SMITH, E. A.; WILHEIT, T. T.; NORTH, G.; KRISHNAMURTI, T.; NAKAMURA, K. The status of the tropical rainfall measuring mission (trmm) after two years in orbit. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 12, p. 1965–1982, 2000.

LEWIS, S. L.; BRANDO, P. M.; PHILLIPS, O. L.; GEERTJE, M. F. van der H.; NEPSTAD, D. The 2010 Amazon drought. **Science**, v. 331, n. 6017, p. 554-554, 2011.

LONGO, M.; CAMARGO, R.; DIAS, M. A. F. S; Análise das características dinâmicas e sinóticas de um evento de friagem durante a estação chuvosa no sudoeste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 1, p. 59-72, 2004.

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H.; DESSAY, N.; MIRANDA, I. Seasonal and diurnal variability of convection over the Amazonia: a comparison of different vegetation types and large scale forcing. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, n. 1, p. 61-77, 2004.

MAIDMENT, D.R. **Handbook of hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1993. 1424 p.

MALHI, Y.; ROBERTS, J. T.; BETTS, R. A.; KILLEEN, T. J.; LI, W.; NOBRE, C. A. Climate change, deforestation, and the fate of the Amazon. **Science**, v. 319, n. 5860, p. 169-172, 2008.

MARENGO, J. A. **Mudanças climáticas globais e seus efeitos sobre a biodiversidade**: caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI – IBAMA. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2006.

MARENGO, J. A.; DRUYAN, L.; HASTENRATH, S. Observational and modelling studies of Amazonia interannual climate variability. **Climatic Changes**, v. 23, n. 3, p. 267-286, 1993.

MARENGO, J. A.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the Amazon basin. **Journal of Climate**, v. 6, n. 4, p. 617-627, 1993.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Clima da região Amazônica. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Eds.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 13, p. 197-212.

MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; TOMASELLA, J.; OYAMA, M. D.; OLIVEIRA, G. S.; OLIVEIRA, R.; CAMARGO, H.; ALVES, L. M.; BROWN, I. F. The drought of Amazonia in 2005. **Journal of Climate**, v. 21, n. 3, p. 495-516, 2008.

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, 2011.

MELO, A. B. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; SOUZA, P. P. Zona de Convergência Intertropical do Atlântico. In: CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Eds.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 2, p. 25-41.

MÍDIA E AMAZÔNIA. **Amazônia Legal, bioma amazônico e arco do desmatamento**. 2014. Disponível em: <<http://midiaeamazonia.andi.org.br/texto-de-apoio/o-arco-do-desmatamento-na-amazonia>> Acesso em: 14 abr. 2017.

MOLION, L. C. B. Climatologia dinâmica da região Amazônica: mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p. 107 - 117, 1987.

MONTEIRO, C. A. F. **A frente polar atlântica e as chuvas de inverno na fachada sul-oriental do Brasil: contribuição a metodológica à análise rítmica os tipos de tempo no Brasil**. 1969. 68 p. Dissertação (Mestrado em Geografia) - Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1969.

MORON, V.; BIGOT, S.; ROUCOU, P. Rainfall variability in subequatorial America and Africa and relationships with the main sea-surface temperature modes (1951–1990). **Internacional Journal of Climatology**, v. 15, n. 12, p. 1297–1322, 1995.

NASCIMENTO, M. G. **Análise dos impactos dos jatos de baixos níveis sobre a bacia do Prata**. 2008. 208 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2008.

NASCIMENTO, M. G. **O balanço de umidade na América do Sul: consequências das modificações de uso e cobertura do solo sobre o Brasil**. 2013. 154 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

NASCIMENTO, M. G.; HERDIES, D. L.; OLIVEIRA, D. S. The South American water balance: the influence of low-level jets. **Journal of Climate**, v. 29, n. 4, p. 1429-1449, 2016.

NEPSTAD, D. C.; CARVALHO, C. R.; DAVIDSON, E. A.; JIPP, P. H. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. **Nature**, v. 372, n. 6507, p. 666-669, 1994.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: IBGE, 1979. 422 p.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. **NOAA Extended Reconstructed Sea Surface Temperature (ERSST), Version 5.** 19 jan. 2018. Disponível em: <https://data.nodc.noaa.gov/cgi-bin/iso?id=gov.noaa.ncdc:C00927>. Acesso em: 29 jan. 2018.

NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION. **Cold & Warm Episodes by Season.** 2017. Disponível em: [https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis\\_monitoring/ensostuff/ONI\\_v5.php](https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php). Acesso em: 11 jul. 2018.

NÓBREGA, S. R.; SANTIAGO, G. A. C. F. Tendência de temperatura na superfície do mar nos oceanos Atlântico e Pacífico e variabilidade de precipitação em Pernambuco. **Mercator-Revista de Geografia da UFC**, v. 13, n. 1, 2014.

OLIVEIRA, F. P.; OYAMA, M. D. Método objetivo de identificação de linhas de instabilidade na costa norte do Brasil. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL DE CLIMATOLOGIA, 4., 2011, João Pessoa. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2011.

PROJETO PRODES. MONITORAMENTO DA FLORESTA AMAZÔNICA BRASILEIRA POR SATÉLITE. **Apresentação geral.** Disponível em <http://www.obt.inpe.br/OBT/assuntos/programas/amazonia/prodes> . Acesso em: 20 fev. 2017.

QUADRO, M. F. L.; BERBERY, E. H.; SILVA DIAS, M. A. F.; HERDIES, D. L.; GONÇALVES, L. G. G. The atmospheric water cycle over South America as seen in the new generation of global reanalyses. **AIP Conference Proceedings**, v.1531, p. 732-735, 2013..

RANGLES, C. A.; SILVA, A. M.; BUCHARD, V.; DARMENOV, A.; COLARCO, P. R.; AQUILA, V.; BIAN, H.; NOWOTTNICK E. P.; PAN, X.; SMIRNOV, A.; YU, H.; GOVINDARAJU, R. The MERRA-2 aerosol assimilation. **Journal of Climate**, sept. 2017.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185 - 204, 2010.

RICARTE, R. M. D.; HERDIES, D. L.; BARBOSA, T. F. Patterns of atmospheric circulation associated with cold outbreaks in southern Amazonia. **Meteorological Applications**, v. 22, n. 2, p. 129-140, 2015.

RONCHAIL, J.; COCHONNEAU, G.; MOLINIER, M.; GUYOT, J-L; CHAVES, A. G. M.; GUIMARÃES, V.; OLIVEIRA, E. et al 2002 Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and the tropical Atlantic Oceans. **Internacional Journal of Climatology**, v. 22, n. 13, p. 1663–1686, 2002.

SAHA, S.; MOORTHI, S.; PAN, H. L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, T. T.; CHUANG, H. Y.; JUANG, H. M. H.; SELA, J.; IREDELI, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; DELST, P. V.; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; DOOL, H.; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J. K.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C. Z.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, REYNOLDS, R. W.; RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, aug. 2010.

SALATI, E.; MARQUES, J.; MOLION, L. C. B. Origem e distribuição das chuvas na Amazônia. **Interciencia**, v. 3, p.200-206, 1978.

SAMPAIO, G. **O El Niño e você: o fenômeno climático**. São José dos Campos: Transtec, 2001. 116 p.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.A.; DIAS, P.L.S. Meteorology of the South Hemisphere. **American Meteorology Society**, v. 27, n. 49, p. 119-139, 1998.

SCHUMACHER, C.; HOUZE JR, R. A. Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM precipitation radar. **Journal of Climate**, v. 16, n. 11, p. 1739-1756, 2003.

SELUCHI, M. E. Geadas e friagens. In: CAVALCANTI, I. F. A; FERREIRA, N. J.; SILVA, M. G. A. J.; DIAS, M. A. F. S. (Eds.) **Tempo e clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 149-167.

SERRA, A.; RATISBONA, L. **As massas de ar da América do Sul**. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura, Serviço de Meteorologia, 1942. 32p.

TAVARES, J. P. N. **Tempestades severas na região metropolitana de Belém: avaliação das condições termodinâmicas e impactos sócio-econômicos**. 2009. 101 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal do Pará (UFPA), Belém, 2009.

TOMASELLA, J.; PINHO, P. F.; BORMA, L. S.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A.; BITTENCOURT, O. R. F. O.; PRADO, M. C. R.; RODRIGUEZ, D. A.; CUARTAS, L. A. The droughts of 1997 and 2005 in Amazonia: floodplain hydrology and its potential ecological and human impacts. **Climatic Change**, v. 116, n. 3-4, p. 723-746, 2013.

TRENBERTH, K. E. The climate data guide: Nino SST indices (Nino 1+ 2, 3, 3.4, 4; ONI and TNI). **Online, February**, 2016.

TRMM (Tropical Rainfall Mission Mission). **National Aeronautics and Space Administration (NASA)**: mission overview. Disponível em: <<https://trmm.gsfc.nasa.gov/>> Acesso em: 13 abr. 2017.

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C. B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M. A.; SILVA DIAS, P.; ZIPSER, E. The south American Low Level Jet Experiment (SALLJEX). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63 – 77, 2006.

VIANA, L. P. **Estudo observacional dos eventos de friagens e tendências climáticas na Bacia Amazônica brasileira**. 2015. 106f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, São Paulo, 2015.

VIEIRA, S. O. **Efeitos da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre as chuvas da região sul da Amazônia Brasileira**. 2013. 96 p. Tese (Doutorado em Clima e Ambiente) - Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia (INPA), Manaus, 2013.

VIRJI, H. An estimate of the summertime tropospheric vorticity budget over South America. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 3, p. 217-224, 1982.

WALISER, D. E.; GAUTIER, C. A satellite-derived climatology of the ITCZ. **Journal of Climate**, v. 6, n. 11, p. 2162-2174, 1993.

WALKER, G. T. On periodicity III-criteria for reability. **Memoirs of the Royal Meteorological Society**, v. 3, p. 97-101, 1930.

WANG, C. Atmospheric circulation cells associated with the El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 15, n. 4, p. 399-419, 2002.

WANG, C. Atlantic climate variability and its associated atmospheric circulation cells. **Journal of Climate**, v. 15, n. 13, p. 1516-1536, 2002.

WEBSTER, P. J. Response of the tropical atmosphere to local, steady forcing. **Monthly Weather Review**, v. 100, p. 518–541, 1972.

WILKS, Daniel S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [S.l.]; Academic press, 2011.

WILLIAMS, E.; DALL'ANTONIA, V.; ALMEIDA, J. M. de; SUAREZ, F.; LIEBMANN, B.; MALHADO, A. C. M. The drought of the century in the Amazon Basin: an analysis of the regional variation of rainfall in South America in 1926. **Acta Amazônica**, v. 35, n. 2, p. 231-238, 2005.

YOON, J.-H.; ZENG, N. 2010. An Atlantic influence on Amazon rainfall. **Climate Dynamics**, v. 34, n. 2-3, p. 249-264, 2010.

ZENG, N. Seasonal cycle and interannual variability in the Amazon hydrologic cycle. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 104, p. 9097-9106, 1999.

ZHOU, J.; LAU, K.-M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. **International Journal of Climatology**, v. 21, n. 13, p. 1623-1644, 2001.

