



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.16.16.57-TDI

AS INFLUÊNCIAS DE TIPOS DIFERENTES DE ENOS NA PRECIPITAÇÃO E NOS SEUS EVENTOS EXTREMOS SOBRE A AMÉRICA DO SUL - OBSERVAÇÕES, SIMULAÇÕES E PROJEÇÕES

Renata Gonçalves Tedeschi

Tese de Doutorado em Meteorologia, orientada pelas Dras. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, e Alice Marlene Grimm, aprovada em 29 de abril de 2013.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DTKRF2>

INPE
São José dos Campos
2013

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**Presidente:**

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

Membros:

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

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

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Luciana Manacero - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
**Ciência, Tecnologia
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.16.16.57-TDI

AS INFLUÊNCIAS DE TIPOS DIFERENTES DE ENOS NA PRECIPITAÇÃO E NOS SEUS EVENTOS EXTREMOS SOBRE A AMÉRICA DO SUL - OBSERVAÇÕES, SIMULAÇÕES E PROJEÇÕES

Renata Gonçalves Tedeschi

Tese de Doutorado em Meteorologia, orientada pelas Dras. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, e Alice Marlene Grimm, aprovada em 29 de abril de 2013.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3DTKRF2>

INPE
São José dos Campos
2013

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

T228i Tedeschi, Renata Gonçalves.
As influências de tipos diferentes de ENOS na precipitação e nos seus eventos extremos sobre a América do Sul - observações, simulações e projeções / Renata Gonçalves Tedeschi. – São José dos Campos : INPE, 2013.
xxx + 224 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/04.16.16.57-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2013.

Orientadoras : Dras. Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, e Alice Marlene Grimm.

1. ENOS. 2. ENOS Central e Leste. 3. eventos extremos de precipitação. 4. HadGEM2-ES. 5. MCGA-CPTEC/INPE. I.Título.

CDU 551.583 (81)

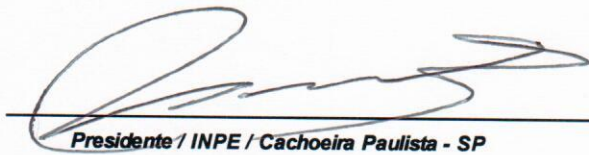


Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](#).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](#).

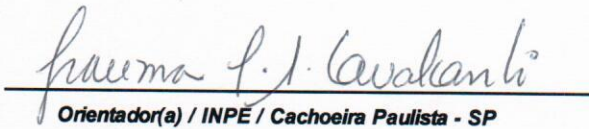
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Doutor(a)** em
Meteorologia

Dr. José Antonio Marengo Orsini



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque
Cavalcanti



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Alice Marlene Grimm



Orientador(a) / UFPR / Curitiba - PR

Dr. Manoel Alonso Gan



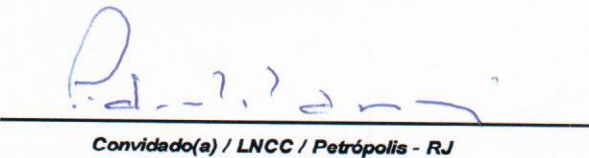
Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dra. Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva



Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Dr. Pedro Leite da Silva Dias



Convidado(a) / LNCC / Petrópolis - RJ

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples

() unanimidade

Aluno (a): **Renata Gonçalves Tedeschi**

São José dos Campos, 29 de Abril de 2013

A meus pais, Renato Tedeschi e Denise Valente Gonçalves Tedeschi.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por sempre me dar forças para lutar pelos meus sonhos.

As minhas orientadoras, Dr^a. Iracema Fonseca Albuquerque Cavalcanti e Dr^a. Alice Marlene Grimm, pelas discussões, pela transmissão de conhecimento, pela paciência e principalmente por tornar a realização desta tese possível.

Ao Dr. Christopher Cunningham e ao Márcio Ferreira pela ajuda no desenvolvimento do experimento e das simulações no MCGA – CPTEC/INPE.

Aos membros da banca de defesa de tese, Dr^a. Maria Gertrudes Alvarez Justi da Silva, Dr. Pedro Leite da Silva Dias, Dr. Manoel Alonso Gan e Dr. Jose Antonio Marengo Orsini, pelas considerações na defesa e consequentemente pela melhoria desta tese.

A todos da secretaria da PGMET pela ajuda necessária, e pela paciência.

A meus pais (Renato e Denise), a meus irmãos (Felipe e Leonardo), as minhas cunhadas (Luiza e Jéssica), e a minha sobrinha (Eliza), por todo amor e carinho nos momentos necessários, e simplesmente por serem a MINHA família.

A todos os meus amigos, que fizeram parte da minha história, e com certeza contribuíram para o meu desenvolvimento. Em especial à Virgínia Andolfato Coelho da Silva, que mesmo longe, sempre esteve tão perto.

Aos amigos feitos no Vale do Paraíba que sempre estiveram a meu lado me dando força para a finalização de mais essa etapa, a qual foi uma longa caminhada mas finalmente chegou ao fim. Em especial ao CDL (Isabel Pilotto, Isabel Porto, Caroline Vidal, Caroline Mourão, Naiane e Maria das Dores), que tornaram a vida em Cachoeira mais fácil; à Rosemary Odorizi e à Brasília Laurito pelas longas conversas e colos; à Fernanda Cerqueira, à Mári Firpo, pelas angústias divididas, afinal passamos pelos mesmos processos nos

mesmos momentos; e à Viviane Algarve, pelas conversas e por saber exatamente o que eu estava sentindo.

Ao Julio Freitas, pois neste ultimo ano foi um amigo, um companheiro, e um amor, que soube me acalmar e me distrair fazendo com que esquecesse um pouco da tensão envolvida na conclusão da tese.

E à CAPES e ao CNPq pela ajuda financeira.

RESUMO

As anomalias de temperatura da superfície do mar (ATSM) no Oceano Pacífico durante os episódios El Niño-Oscilação Sul (ENOS) exibem padrões diferentes de um episódio para outro. No passado, estes episódios eram avaliados a partir das anomalias que ocorriam nas regiões Niño1+2, Niño3, Niño3.4 ou Niño4. Estudos recentes têm considerado ATSM em diferentes áreas do Oceano Pacífico, principalmente nas suas regiões leste e central. No presente estudo, pretende-se verificar como tipos diferentes de episódios ENOS afetam a precipitação e seus eventos extremos em toda a América do Sul, em dados observacionais, simulações (Modelo de Circulação Geral da Atmosfera MCGA – CPTEC/INPE, e o modelo do sistema terrestre HadGEM2-ES do *Hadley Centre*) e projeções (cenário rcp8.5 do HadGEM2-ES). Os compostos oceânicos e atmosféricos de ENOS que ocorrem no Pacífico central mostram padrões diferentes daqueles que ocorrem em ENOS do Pacífico leste. As diferenças nas configurações atmosféricas (célula de Walker, trens de onda de Rossby, fluxo de umidade, entre outros) produzem diferentes padrões de precipitação na América do Sul. Os modelos (HadGEM2-ES e MCGA – CPTEC/INPE) reproduzem bem o padrão dipolo (aumento de precipitação no sudeste do continente e diminuição no norte/nordeste) que ocorre em EN do Pacífico leste. Durante episódios de LN do Pacífico leste somente a estação de MAM(+) é bem representada pelo modelo HadGEM2-ES, enquanto o MCGA – CPTEC/INPE consegue reproduzir o sinal que ocorre no norte/nordeste, com algum deslocamento, em D(0)JF(+) e JJA(+). Entretanto, a precipitação anômala sobre a América do Sul que ocorre durante episódios ENOS do Pacífico central não é bem representada pelo modelo HadGEM2-ES, principalmente na região central do continente. O mesmo ocorre nos resultados do MCGA – CPTEC/INPE na região sudeste. Os padrões de eventos extremos de precipitação tem consistência com o comportamento de precipitação sazonal. O MCGA – CPTEC/INPE reproduz os padrões de eventos extremos que ocorrem no sudeste e no norte/nordeste em boa parte das estações, enquanto na região central do continente, dificilmente o modelo reproduz o que foi observado. O modelo HadGEM2-ES consegue reproduzir bem os padrões de eventos extremos que ocorrem em episódios ENL e LNC, cometendo falhas também na região central do continente. As projeções mostram que os padrões de precipitação e de seus eventos extremos são muito próximos àqueles que ocorrem no presente, mas são mais intensos e atingem mais regiões. Essas diferenças nos padrões que ocorrem entre episódios ENOS do Pacífico leste e episódios ENOS do Pacífico central mostram a importância de estudar esses episódios separadamente.

INFLUENCES OF DIFFERENT TYPES OF ENSO ON SOUTH AMERICAN PRECIPITATION AND ITS EXTREME EVENTS

ABSTRACT

Sea Surface Temperature Anomalies (SSTA) in the Pacific Ocean during El Niño-Southern Oscillation (ENSO) episodes exhibit different spatial patterns from year to year. In several studies, SSTA have been analysed in the 1+2, 3, 3.4 or 4 El Niño regions. Recent analyses have considered different SSTA areas in the Pacific Ocean, mainly in eastern and central regions. This study intends to examine how different types of ENSO affect precipitation and its extremes events in South America using observational data, simulations (AGCM CPTEC/INPE and HadGEM2-ES Hadley Centre) and projections (rcp8.5 scenario HadGEM2-ES). The oceanic and atmospheric features that occur during Central Pacific (CP) ENSO are different from those during in the Eastern Pacific (EP) ENSO. Differences in atmospheric patterns (Walker circulation, Rossby wavetrains, moisture flux, etc.) produce differences in precipitation patterns over South America. Models (HadGEM2-ES and AGCM CPTEC/INPE) can reproduce the dipole pattern (increased precipitation in Southeast South America and a decrease in the North/Northeast) that occur during EP EN. During EP LN only MAM(+) is well represented by the HadGEM2-ES model, while the AGCM CPTEC/INPE can reproduce the signal that occurs in the North/Northeast, in D(0)JF(+) and JJA(+). However, anomalous precipitation that happens in the CP ENSO is not well represented by the HadGEM2-ES model, mainly in the Central region of the continent. The same occurs in the AGCM CPTEC/INPE results over Southeast South America. The patterns of extreme precipitation events are consistent with the seasonal anomaly precipitation patterns. The AGCM CPTEC/INPE can reproduce the patterns of extreme events that happen in the Southeast and North/Northeast South America, but cannot represent the anomalies in the Central region of the continent. The HadGEM2-ES reproduces the patterns that occur in ENL and LNC, but does not in the Central region of the continent, as in the AGCM. Projections show that patterns of precipitation and its extreme events are very similar to those occurring in the present, but are more intense and reach more regions. The differences of patterns between EP ENSO and CP ENSO occurrences show the importance of studying these episodes separately.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 3.1: Regiões do Pacífico tropical usadas na definição de ENOS Canônico (região Canônica) e Modoki (regiões A, B e C).	29
Figura 3.2: Regiões do Pacífico tropical utilizadas na definição de episódios ENOS Central e Leste.....	31
Figura 3.3: Série temporal das TSMs da região Niño 4.	34
Figura 3.4: Série temporal das TSM da região Niño 4, após a retirada da tendência....	35
Figura 3.5: Anomalias no Pacífico equatorial utilizadas nos experimentos do MCGA-CPTEC/INPE.	40
Figura 4.1: Compostos das ATSMs (°C) durante as estações de EN [primavera (1ª linha), verão (2ª), outono (3ª) e inverno (4ª)], em eventos Modoki+A (1ª coluna) e Canônicos (2ª). As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,25 (-0,25) °C e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.	47
Figura 4.2: Idem à Figura 4.1, para as categorias de LN.....	48
Figura 4.3: Compostos das anomalias de precipitação (mm/dia) durante as estações de EN [primavera (1ª linha), verão (2ª), outono (3ª) e inverno (4ª)], em eventos Modoki+A (1ª coluna) e Canônicos (2ª). As diferenças entre EN Modoki+A e Canônico são apresentados na 3ª coluna. Nas duas primeiras colunas as regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) mm/dia e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.	52
Figura 4.4: Idem à Figura 4.3, para as categorias de LN.....	55
Figura 4.5: Correlação entre a precipitação e a ATSM [região Canônica (1ª coluna) e região A (2ª)] ou IEM (3ª), para a primavera (1ª linha), o verão (2ª), o	

outono (3ª) e o inverno (4ª). A região com correlações de nível de confiança igual ou superior a 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

..... 59

Figura 4.6: Correlação entre a APNM e a ATSM [região Canônica (1ª coluna) e região A (2ª)] ou IEM (3ª), para a primavera (1ª linha), o verão (2ª), o outono (3ª) e o inverno (4ª). A região com correlações de nível de confiança igual ou superior a 90% estão demarcadas pelas linhas pretas. 60

Figura 4.7: Estrutura vertical média das anomalias da velocidade vertical ômega entre 5°N e 5°S (10^{-2} Pa/s) durante as estações de EN [primavera (1ª linha), verão (2ª), outono (3ª) e inverno (4ª)], em eventos Modoki+A (1ª coluna) e Canônicos (2ª). As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) 10^{-2} Pa/s e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas. 62

Figura 4.8: Idem à Figura 4.7, para as categorias de LN..... 63

Figura 4.9: Compostos das anomalias do escoamento em 200hPa, durante as estações de EN [primavera (1ª linha), verão (2ª), outono (3ª) e inverno (4ª)], em eventos Modoki+A (1ª coluna) e Canônicos (2ª)..... 66

Figura 4.10: Idem à Figura 4.9, para as categorias de LN..... 67

Figura 4.11: Compostos da anomalia do fluxo de umidade verticalmente integrado (10^{-2} m.g/s.kg) durante as estações de EN [primavera (1ª linha), verão (2ª), outono (3ª) e inverno (4ª)], em eventos Modoki+A (1ª coluna) e Canônicos (2ª). 70

Figura 4.12: Compostos da anomalia da divergência do fluxo de umidade verticalmente integrado (10^{-8} g/kg.s) durante as estações de EN, em eventos Modoki+A (1ª coluna) e Canônicos (2ª). As regiões com anomalias de divergência positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) 10^{-8} g/kg.s e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas. 71

Figura 4.13: Idem à Figura 4.11, para as categorias de LN.....	72
Figura 4.14: Idem à Figura 4.12, para as categorias de LN.....	73
Figura 5.1: Compostos das ATSMs ($^{\circ}\text{C}$) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+) de EN Central (1 ^a coluna) e Leste (2 ^a). As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,25 (-0,25) $^{\circ}\text{C}$ e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.....	80
Figura 5.2: Idem à Figura 5.1, para as categorias de LN.....	82
Figura 5.3: Compostos das anomalias de precipitação (mm/dia) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de EN Central (1 ^a coluna) e Leste (2 ^a). As diferenças entre EN Central e Leste são apresentadas na 3 ^a coluna. Nas duas primeiras colunas as regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) mm/dia e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.	89
Figura 5.4: Idem à Figura 5.3, para as categorias de LN.....	93
Figura 5.5: Correlação entre a precipitação e a ATSM [região do Pacífico central (1 ^a coluna) e Pacífico Leste (2 ^a)] para SON (1 ^a linha), DJF (2 ^a), MAM (3 ^a) e JJA (4 ^a). A região com correlações de nível de confiança igual ou superior a 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.	95
Figura 5.6: Compostos da anomalia média, entre 5°N e 5°S, do velocidade vertical ômega (10^{-2} Pa/s) durante as estações de SON(0) (1 ^a linha), D(0)JF(+) (2 ^a), MAM(+) (3 ^a) e JJA(+) (4 ^a) de EN Central (1 ^a coluna) e Leste (2 ^a). As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) 10^{-2} Pa/s e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.....	98
Figura 5.7: Idem a Figura 5.6, para as categorias de LN.....	99
Figura 5.8: Compostos das anomalias de escoamento em 200hPa durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de EN, Central (1 ^a coluna) e Leste (2 ^a).	103

Figura 5.9: Idem à Figura 5.8, para as categorias de LN.....	104
Figura 5.10: Compostos da anomalia do fluxo de umidade verticalmente integrado (10^{-2} m.g/s.kg) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de EN, Central (1ª coluna) e Leste (2ª).....	107
Figura 5.11: Compostos da anomalia da divergência do fluxo de umidade verticalmente integrado (10^{-8} g/kg.s) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de EN, Central (1ª coluna) e Leste (2ª). As regiões com anomalias de divergência do fluxo de umidade positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) 10^{-8} g/kg.s e com nível de significância maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.	108
Figura 5.12: Idem à Figura 5.10, para as categorias de LN.....	109
Figura 5.13: Idem à Figura 5.11, para as categorias de LN.....	110
Figura 5.14: Quantidade de precipitação referente ao percentil 90 (1ª coluna) e diferença na frequência de eventos extremos de precipitação em relação a anos Normais para EN Central (2ª coluna) e para EN Leste (3ª coluna), durante SON(0) (1ª linha), D(0)JF(+) (2ª linha), MAM(+) (3ª linha) e JJA(+) (4ª linha). As diferenças entre EN Central e Leste são apresentadas na 4ª coluna. Nas 2ª e 3ª colunas as regiões com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.	116
Figura 5.15: Idem à Figura 5.14, para as categorias de LN.....	117
Figura 6.1: Compostos das ATSM (°C) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de ENL, (esquerda) observadas, (centro) simuladas pelo modelo no clima presente e (direita) projetadas pelo modelo no clima futuro. As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,25 (-0,25) °C e com nível de significância maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.....	125
Figura 6.2: ATSM média mensal no Pacífico leste durante os anos de ENL.....	126

Figura 6.3: Idem à Figura 6.1, para a categoria ENC.	127
Figura 6.4: ATSM média mensal no Pacífico central durante os anos de ENC.....	128
Figura 6.5: Idem à Figura 6.1, para a categoria LNL.	129
Figura 6.6: ATSM média mensal no Pacífico leste durante os anos de LNL.	129
Figura 6.7: Idem à Figura 6.1, para a categoria LNC.....	131
Figura 6.8: ATSM média mensal no Pacífico central durante os anos de LNC.	131
Figura 6.9: Compostos das anomalias de precipitação (mm/dia) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de ENL, (esquerda) observadas, (centro) simuladas pelo modelo no clima presente e (direita) projetadas pelo modelo no clima futuro. As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,50 (-0,50) mm/dia e com nível de significância maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.	134
Figura 6.10: Idem à Figura 6.9, para a categoria ENC.	136
Figura 6.11: Idem à Figura 6.9, para a categoria LNL	138
Figura 6.12: Idem à Figura 6.9, para a categoria LNC.....	140
Figura 6.13: Compostos da anomalia média, entre 5°N e 5°S, da velocidade vertical ômega (10^{-2} Pa/s) durante, as estações de SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+) de ENL, (esquerda) observadas, (centro) simuladas pelo modelo no clima presente e (direita) projetadas pelo modelo no clima futuro. As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) 10^{-2} Pa/s e com nível de significância maior que 90% estão demarcadas pelas linhas cinzas.	142
Figura 6.14: Idem à Figura 6.13, para a categoria ENC	143
Figura 6.15: Idem à Figura 6.13, para a categoria LNL	144
Figura 6.16: Idem à Figura 6.13, para a categoria LNC.....	145

Figura 6.17: Compostos das anomalias de escoamento em 200hPa, durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de ENL, (esquerda) simuladas pelo modelo no clima presente e (direita) projetadas pelo modelo no clima futuro.....	147
Figura 6.18: Idem à Figura 6.17, para a categoria ENC.	148
Figura 6.19: Idem à Figura 6.17, para a categoria LNL.	150
Figura 6.20: Idem à Figura 6.17, para a categoria LNC.....	151
Figura 6.21: Compostos da anomalia do fluxo de umidade verticalmente integrado (10^{-2} m.g/s.kg) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de ENL, (esquerda) observadas, (centro) simuladas pelo modelo no clima presente e (direita) projetadas pelo modelo no clima futuro.....	153
Figura 6.22: Compostos da anomalia da divergência do fluxo de umidade (10^{-8} g/kg.s) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de ENL, (esquerda) observadas, (centro) simuladas pelo modelo no clima presente e (direita) projetadas pelo modelo no clima futuro. As regiões com anomalias de divergência do fluxo de umidade positivas (negativas) acima (abaixo) de $0,5$ ($-0,5$) 10^{-8} g/kg.s e com nível de significância maior que 90% estão demarcadas pelas linhas cinzas.....	154
Figura 6.23: Idem à Figura 6.21, para a categoria ENC.	155
Figura 6.24: Idem à Figura 6.22, para a categoria ENC.	156
Figura 6.25: Idem à Figura 6.21, para a categoria LNL.	158
Figura 6.26: Idem à Figura 6.22, para a categoria LNL.	159
Figura 6.27: Idem à Figura 6.21, para a categoria LNC.....	160
Figura 6.28: Idem à Figura 6.22, para a categoria LNC.....	161
Figura 6.29: Diferença na frequência de eventos extremos de precipitação em relação a anos Normais para ENL, durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), (esquerda) observadas, (centro) simuladas pelo modelo no clima presente	

e (direita) projetadas pelo modelo no clima futuro. As regiões com diferenças positivas (negativas) acima (abaixo) de 1,0 (-1,0) evento extremo e com nível de significância maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.....	164
Figura 6.30: Idem à Figura 6.29, para a categoria ENC.	165
Figura 6.31: Idem à Figura 6.29, para a categoria LNL.	168
Figura 6.32: Idem à Figura 6.29, para a categoria LNC.....	169
Figura 7.1: Compostos das anomalias de precipitação (mm/dia) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de ENL. As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,50 (-0,50) mm/dia e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.	177
Figura 7.2: Idem à Figura 7.1, para a categoria ENC.	178
Figura 7.3: Idem à Figura 7.1, para a categoria LNL.	180
Figura 7.4: Idem à Figura 7.1, para a categoria LNC.....	181
Figura 7.5: Compostos da anomalia média, entre 5°N e 5°S, da velocidade vertical ômega (10^{-2} Pa/s) durante as estações de SON(0) (1ª linha), D(0)JF(+) (2ª), MAM(+) (3ª) e JJA(+) (4ª) de ENL. As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) 10^{-2} Pa/s e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas cinzas.	184
Figura 7.6: Idem à Figura 7.5, para a categoria ENC.	185
Figura 7.7: Idem à Figura 7.5, para a categoria LNL.	187
Figura 7.8: Idem à Figura 7.5, para a categoria LNC.....	188
Figura 7.9: Compostos das anomalias de escoamento em 200hPa, durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de ENL.....	190
Figura 7.10: Diferença na frequência de eventos extremos de precipitação em relação a anos Normais para ENL, durante SON(0) (1ª linha), D(0)JF(+) (2ª linha),	

MAM(+) (3ª linha) e JJA(+) (4ª linha). As regiões com diferenças positivas (negativas) acima (abaixo) de 1,0 (-1,0) evento extremo e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.	192
Figura 7.11: Idem à Figura 7.10, para a categoria ENC.	193
Figura 7.12: Idem à Figura 7.10, para a categoria LNL.	195
Figura 7.13: Idem à Figura 7.10, para a categoria LNC.....	196
Figura 7.14: Diferença das anomalias de precipitação, durante SON(0), D(0)JF(+) e MAM(+), entre Central e Controle (1ª coluna), Leste e Controle (2ª) e Central e Leste (3ª).	199
Figura 7.15: Diferença das anomalias da velocidade vertical ômega média entre 5°N e 5°S, durante SON(0), D(0)JF(+) e MAM(+), entre Central e Controle (1ª coluna), Leste e Controle (2ª) e Central e Leste (3ª).	200
Figura 7.16: Diferença nas frequências de eventos extremos de precipitação, durante SON(0), D(0)JF(+) e MAM(+), entre Central e Controle (1ª coluna), Leste e Controle (2ª) e Central e Leste (3ª).....	202
Figura A1: Climatologia da precipitação, durante SON, DJF, MAM e JJA, dos dados do MCGA-CPTEC/INPE (1ª coluna), dados observados (2ª) e da diferença entre o modelo e o observado (3ª).	223
Figura A2: Climatologia da velocidade vertical vertical ômega entre 5°N e 5°S, durante SON, DJF, MAM e JJA, dos dados do MCGA-CPTEC/INPE (1ª coluna) e dados da reanálise do NCEP/NCAR (2ª).	224

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 2.1 – Definição de eventos extremos de muita precipitação.....	16
Tabela 4.1: Anos EN/LN Modoki usando o método de Ashok <i>et al.</i> (2007). Os anos em itálico não pertencem ao critério adicional.	43
Tabela 4.2: Anos de EN/LN Canônicos (ENCa/LNCa) e EN/LN Modoki+A (ENM/LNM). Os anos em negrito indicam que esse ano ocorre nas duas categorias.	44
Tabela 4.3: Anos de ENOS Canônico, usando o método de Trenberth (1997).	45
Tabela 5.1: Anos de EN e LN, Central e Leste. Os anos em negrito são aqueles que ocorrem nas duas categorias simultaneamente.	77
Tabela 5.2: Anos de EN e LN, Central e Leste. Os anos comuns (que estão em negrito) foram separados anualmente.	78
Tabela 6.1: Anos de EN e LN, Central e Leste, para os dados do modelo HadGEM2-ES no período presente. Os anos comuns (que estão em negrito) foram separados pelo critério anual (ver Capítulo 3).	121
Tabela 6.2: Quantidade de anos, no período de 1960 até 2005, em cada categoria. .	122
Tabela 6.3: Anos de EN e LN, Central e Leste, para os dados do modelo HadGEM2-ES no período futuro. Os anos comuns (que estão em negrito) foram separados pelo critério anual (ver Capítulo 3).	123
Tabela 6.4: Quantidade de anos, no período de 2054 até 2099, em cada categoria.	123
Tabela 7.1: Anos de EN e LN, Central e Leste, nos dados de Hurrell <i>et al.</i> Os anos comuns (que estão em negrito) foram separados usando o critério anual (ver explicação no Capítulo 3).	173
Tabela 7.2: Anos de EN e LN, Central e Leste, nos dados do ERSST-v3. Os anos comuns (que estão em negrito) foram separados usando o critério anual.	174

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ATSM	Anomalia da Temperatura da Superfície do Mar
CMAP	<i>Climate Prediction Center Merged Analysis Precipitation</i>
CMIP3	<i>Coupled Model Intercomparison Project Phase 3</i>
CMIP5	<i>Coupled Model Intercomparison Project Phase 5</i>
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
DJF	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EN	El Niño
ENC	El Niño Central
ENCa	El Niño Canônico
ENL	El Niño Leste
ENM	El Niño Modoki+A
ENOS	El Niño – Oscilação Sul
ERA-40	<i>40-yr ECMWF Re-Analysis</i>
ERSST	<i>Extended Reconstructed Sea Surface Temperature</i>
HadGEM	<i>Hadley Centre Global Environmental Model</i>
HadISST	<i>Hadley Centre sea ice and Sea Surface Temperature dataset</i>
IEM	Índice de El Niño Modoki
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
JBN	Jato de Baixos Níveis
JJA	Junho-Julho-Agosto
LN	La Niña
LNC	La Niña Central
LNCa	La Niña Canônica
LNL	La Niña Leste
LNМ	La Niña Modoki+A
MAM	Março-Abril-Maio
MCG	Modelo de Circulação Geral

MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
NAO	<i>North Atlantic Oscillation</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
OS	Oscilação Sul
PDO	<i>Pacific Decadal Oscillation</i>
PNM	Pressão ao Nível do Mar
PSA	<i>Pacific – South America</i>
rcp	<i>Representative Concentration Pathway</i>
SON	Setembro-Outubro-Novembro
SRES	<i>Special Report on Emissions Scenarios</i>
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UFPR	Universidade Federal do Paraná
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1. Objetivos.....	3
1.1.1. Objetivo geral	3
1.1.2. Objetivos específicos	4
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1. Episódios El Niño e La Niña.....	5
2.2. Outros tipos de episódios El Niño e La Niña	7
2.3. Influência de ENOS na circulação da América do Sul.....	11
2.4. Eventos extremos de precipitação sobre a América do Sul.....	15
2.5. Modelagem climática	19
3 MATERIAIS E MÉTODOS	23
3.1. Dados.....	23
3.1.1. Temperatura da superfície do mar.....	23
3.1.2. Precipitação	24
3.1.2.1. CMAP	24
3.1.2.2. Observada em estações e interpolada para pontos de grade	25
3.1.3. Reanálise.....	25
3.1.3.1. NCEP/NCAR	25
3.1.3.2. ERA-40	26
3.1.4. Simulações e Projeções do Modelo HadGEM2-ES	26
3.1.5. Simulações do MCGA – CPTEC/INPE	27

3.2. Metodologia	29
3.2.1. Definição dos eventos ENOS Canônicos e Modoki.....	29
3.2.2. Caracterização dos episódios ENOS Central e Leste	31
3.2.3. A remoção da tendência nos dados da projeção para o futuro do HadGEM2-ES	33
3.2.4. Compostos de anomalias atmosféricas e oceânicas durante ENOS	35
3.2.5. Correlação entre a anomalia de TSM e campos atmosféricos.....	36
3.2.6. Eventos Extremos de Precipitação: diferença entre os anos ENOS e anos Normais	37
3.2.7. Experimento com o MCGA CPTEC/INPE.....	39
4 INFLUÊNCIAS DOS ENOS CANÔNICO E MODOKI+A NA AMÉRICA DO SUL	43
4.1. Anos ENOS Canônico e Modoki+A.....	43
4.2. Compostos das anomalias de TSM durante anos ENOS Canônico e Modoki+A..	45
4.3. Impactos dos ENOS Canônico e Modoki+A na América do Sul e as relações com os campos de grande escala.....	49
4.3.1. Compostos de precipitação	49
4.3.2. Correlação entre ATSM e APNM ou Precipitação	56
4.3.3. Compostos dos campos atmosféricos.....	60
4.3.3.1. Anomalia média da velocidade vertical ômega entre 5°N e 5°S.....	60
4.3.3.2. Anomalia do escoamento em 200hPa	64
4.3.3.3. Anomalia do fluxo de umidade verticalmente integrado e sua divergência ...	68
4.4. Sumário.....	74
5 INFLUÊNCIAS DOS ENOS CENTRAL E LESTE NA AMÉRICA DO SUL.....	77
5.1. Anos ENOS Central e Leste	77
5.2. Compostos das anomalias de TSM durante anos ENOS Central e Leste	78

5.3. Impactos de ENOS Central e Leste na América do Sul e as relações com os campos de grande escala	83
5.3.1. Compostos de precipitação	83
5.3.2. Correlação entre a ATSM e a precipitação	94
5.3.3. Compostos dos campos atmosféricos	96
5.3.3.1. Anomalia média da velocidade vertical ômega entre 5°N e 5°S.....	96
5.3.3.2. Anomalia do escoamento em 200hPa	100
5.3.3.3. Anomalia do fluxo de umidade verticalmente integrado e sua divergência .	105
5.4. Impactos dos ENOS Central e Leste nos eventos extremos de precipitação sobre a América do Sul.....	111
5.5. Sumário.....	118
6 SIMULAÇÃO E PROJEÇÃO DE ENOS CENTRAL E LESTE NO MODELO HADGEM2-ES	121
6.1. Anos ENOS Central e Leste	121
6.2. Compostos das anomalias de TSM durante anos ENOS Central e Leste	124
6.2.1. El Niño Leste	124
6.2.2. El Niño Central.....	126
6.2.3. La Niña Leste.....	128
6.2.4. La Niña Central	130
6.3. Impactos dos ENOS Central e Leste na América do Sul e as relações de grande escala	132
6.3.1. Compostos de precipitação	132
6.3.1.1. El Niño Leste	132
6.3.1.2. El Niño Central.....	135
6.3.1.3. La Niña Leste	137

6.3.1.4. La Niña Central	139
6.3.2. Compostos dos campos atmosféricos	141
6.3.2.1. Anomalia média da velocidade vertical ômega entre 5°N e 5°S.....	141
6.3.2.2. Anomalia do escoamento em 200hPa	145
6.3.2.3. Anomalia do fluxo de umidade verticalmente integrado e sua divergência .	152
6.4. Impactos dos ENOS Central e Leste nos eventos extremos de precipitação sobre a América do Sul.....	162
6.4.1. El Niño.....	162
6.4.2. La Niña	166
6.5. Sumário.....	170
7 SIMULAÇÃO DE ENOS CENTRAL E LESTE NO MCGA CPTEC/INPE E EXPERIMENTOS DE ANOMALIAS DE TSM NO OCEANO PACÍFICO TROPICAL.....	173
7.1. Anos ENOS Central e Leste	173
7.2. Impactos dos ENOS Central e Leste na América do Sul e as relações com os campos de grande escala na simulação de 20 anos do MCGA-CPTEC/INPE	174
7.2.1. Compostos de precipitação	175
7.2.1.1. El Niño	176
7.2.1.2. La Niña	179
7.2.2. Compostos dos campos atmosféricos	182
7.2.2.1. Anomalia média da velocidade vertical ômega entre 5°N e 5°S.....	182
7.2.2.2. Anomalia do escoamento em 200hPa	189
7.2.3. Impactos de ENOS Central e Leste nos eventos extremos de precipitação sobre a América do Sul.....	191
7.2.3.1. El Niño	191

7.2.3.2. La Niña	194
7.3. Experimentos com o MCGA-CPTEC/INPE: anomalias de TSM no Pacífico central e no Pacífico leste.....	197
7.3.1. Campos de precipitação	197
7.3.2. Campos atmosféricos	199
7.3.2.1. Anomalia média da velocidade vertical ômega entre 5°N e 5°S.....	199
7.3.3. Impactos dos experimentos Central e Leste nos eventos extremos de precipitação sobre a América do Sul.....	201
7.4. Sumário.....	203
8 CONCLUSÕES.....	205
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	211

1 INTRODUÇÃO

Os episódios El Niño (EN) e La Niña (LN) são alterações no sistema oceano-atmosfera no Oceano Pacífico tropical, as quais influenciam o clima e o tempo em todo o planeta. Durante a ocorrência de um EN, há aumento anormal na temperatura das águas superficiais e sub-superficiais do Pacífico equatorial central e leste, acarretando mudanças na atmosfera próxima ao oceano; enquanto durante LN ocorre diminuição na temperatura dessas águas (PHILANDER, 1990; CHANG; BATTISTI, 1998).

Os principais estudos sobre os episódios ENOS (El Niño – Oscilação Sul) foram feitos a partir das anomalias de temperatura da superfície do mar (ATSM) que ocorrem no Pacífico equatorial leste, sobre a região Niño 3 (150°W-90°W, 5°N-5°S) ou Niño 3.4 (170°W-120°W, 5°N-5°S). Estes episódios alteram significativamente a circulação atmosférica, a precipitação (KOUSKY *et al.*, 1984; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987, 1989; ACEITUNO, 1988; GRIMM *et al.*, 2000; GRIMM, 2003, 2004), eventos extremos de precipitação (LIEBMANN *et al.*, 2001; CARVALHO *et al.*, 2002; GRIMM; TEDESCHI, 2009; ROBLEDO *et al.* 2013), a temperatura na superfície (BARROS *et al.*, 2002), a vazão de rios (CAMILLONI; BARROS, 2000; BERRI *et al.*, 2002) e a agricultura e produção hidrelétrica (COLLISCHONN *et al.*, 2001; BERBERY; BARROS, 2002; TUCCI *et al.*, 2003) na América do Sul. Na Bacia do Prata, as maiores alterações na precipitação ocorrem na primavera do ano em que um episódio inicia e no outono/inverno do ano seguinte (GRIMM *et al.*, 1998; 2000; BOULANGER *et al.*, 2005).

Estudos realizados com dados observados de precipitação diária na América do Sul mostram que estes episódios afetam significativamente a frequência de eventos extremos de precipitação, nesse caso apenas aqueles eventos em que há grande quantidade de precipitação, em várias regiões deste continente (CARVALHO *et al.*, 2002; GRIMM; TEDESCHI, 2009; ROBLEDO *et al.* 2013). Além da alteração na frequência de eventos extremos em algumas regiões,

estes episódios alteram também as distribuições de densidade de probabilidade das precipitações diárias, causando maior impacto no extremo superior destas distribuições (GRIMM; TEDESCHI, 2009).

Grimm e Natori (2006) verificaram que o impacto de episódios ENOS sobre a América do Sul sofre alterações sob condições de mudanças climáticas. Naquele estudo, a análise da evolução do impacto de ENOS sobre a precipitação sazonal de primavera e verão, projetada pelo modelo acoplado ECHAM5-OM no cenário SRES (*Special Report on Emissions Scenarios*) A2, em relação ao clima presente, mostrou que a teleconexão de ENOS com a precipitação no sudeste da América do Sul tende a enfraquecer-se durante a primavera (estação na qual ela é máxima no clima presente – GRIMM *et al.*, 2000; GRIMM, 2003, 2004), enquanto a teleconexão com o norte do continente tende a ficar mais intensa.

Aqui é importante ressaltar que a influência dos episódios ENOS são afetados por outros padrões atmosféricos (NOBRE; SHUKLA, 1996; SARAVAN; CHANG, 2000; ANDREOLI; KAYANO, 2005; GARCIA; KAYANO, 2008; RODRIGUES *et al.*, 2011, entre outros), logo a circulação da América do Sul ocorrida durante esses episódios pode ser modificada por esses outros padrões (SOUZA *et al.*, 2000; PEZZI; CAVALCANTI, 2001; ANDREOLI; KAYANO, 2005, 2006; GARCIA; KAYANO, 2008; RODRIGUES *et al.*, 2011).

Estudos recentes mostram diferenças nas influências globais de EN e LN quando as ATSM se concentram na região central do Pacífico em comparação com a região leste do Pacífico (TRENBERTH *et al.*, 2002; LARKIN; HARRISON, 2005; ASHOK *et al.*, 2007; ASHOK; YAMAGATA, 2009; KAO; YU, 2009; KUG *et al.*, 2009, 2010; HILL *et al.*, 2009, entre outros).

A influência de ENOS Central (ou Modoki, ou Linha de Data, ou *Warm Pool*) sobre a América do Sul muitas vezes é diferente, ou até mesmo oposta, àquela que ocorre durante ENOS Leste (ou Canônico, ou Convencional, ou *Cold Tongue*), devido às diferentes posições das forçantes (ASHOK *et al.*, 2007,

2009; WENG *et al.*, 2009; HILL *et al.*, 2009, 2011). Outros estudos mostram que nas últimas décadas houve um aumento na frequência e persistência de ENOS Central (ASHOK *et al.*, 2007; YEH *et al.*, 2009; LEE; MCPHADEN, 2010; NA *et al.*, 2011). Assim, há necessidade de novos estudos para analisar a influência dos dois tipos de ENOS na precipitação e seus eventos extremos sobre a América do Sul, tanto no clima presente quanto em projeções para o clima futuro.

Tendo em vista a grande importância dos episódios ENOS como moduladores da frequência de eventos extremos de precipitação na América do Sul (CARVALHO *et al.*, 2002; GRIMM; TEDESCHI, 2009; ROBLEDÓ *et al.* 2013), é importante avaliar a variabilidade interanual e a consistência da relação entre a frequência de eventos extremos e episódios ENOS em modelos climáticos no tempo presente. A capacidade dos modelos em reproduzir esta relação é importante para conhecer suas habilidades e aplicações em previsões sazonais, assim como para fornecer a confiabilidade de suas projeções do clima futuro. É importante também testar alguns mecanismos que podem contribuir para a ocorrência de eventos extremos de precipitação, nesse caso somente aqueles com grandes quantidades de precipitação devido ao seu alto poder destrutivo, pois podem causar alagamentos e deslizamentos de terra.

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo geral

Neste estudo pretende-se estudar a influência de episódios EN e LN que ocorrem em diferentes regiões do Pacífico tropical sobre a precipitação e a ocorrência de eventos extremos de precipitação em toda a América do Sul, considerando dados observados e resultados de simulações e projeções futuras utilizando modelos de circulação global. A hipótese é que as ATSMs em diferentes áreas da região tropical do Oceano Pacífico afetam de maneira diferente, através de teleconexões, as anomalias de precipitação sobre a

América do Sul, causando eventos extremos de precipitação em diferentes regiões deste continente.

1.1.2. Objetivos específicos

- Identificar, em todos os conjuntos de TSM utilizados, os anos de EN e LN nas regiões Central (Niño 4) e Leste (~Niño 3) do Pacífico e também os anos de ENOS Modoki.
- Estudar a evolução de ENOS Canônico e Modoki, nos dados observados, para entender a influência desses fenômenos na precipitação sobre a América do Sul;
- Estudar a evolução de ENOS Central e Leste, observado e nos modelos, para entender a influência das mudanças na região das anomalias do Pacífico equatorial na precipitação sobre a América do Sul;
- Avaliar as relações entre ENOS (Central e Leste) e a frequência de eventos extremos de precipitação sobre a América do Sul, em episódios EN e LN do clima presente, em observações e em alguns modelos climáticos, comparando-as.
- Avaliar a relação entre ENOS (Central e Leste) e a frequência de eventos extremos de precipitação sobre a América do Sul, em episódios EN e LN do clima futuro, nas projeções obtidas de um modelo climático do CMIP5 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5* – quinta fase desse Projeto que é utilizado para gerar o próximo relatório do IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*)).
- Analisar a resposta de um modelo global atmosférico às ATSMs em diferentes áreas do Pacífico tropical e a influência na precipitação e nos eventos extremos sobre a América do Sul.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Episódios El Niño e La Niña

O modo mais importante de variabilidade interanual no sistema oceano-atmosfera é ENOS. Sabe-se que esta oscilação afeta o clima global. Walker (1923) notou que a precipitação da monção indiana estava relacionada à gangorra de pressão superficial entre as regiões oeste e leste do Pacífico, fenômeno que foi denominado como Oscilação Sul (OS). O EN, que originalmente referia-se às anomalias positivas da temperatura da superfície do mar (TSM) ao longo da costa Peruana, é correlacionado com a OS.

Embora Walker tenha feito uma grande descoberta, a primeira grande evolução no entendimento da OS e suas contrapartes oceânicas ocorreu nos anos 60 devido a Jacob Bjerknes. Bjerknes (1969) notou que a OS é uma perturbação da circulação térmica de leste para oeste, que ocorre sobre o Oceano Pacífico equatorial, a qual foi chamada de circulação de Walker. Nessa circulação, o ar carregado de umidade converge sobre o Oceano Pacífico equatorial oeste, onde há levantamento e condensação. Sobre o Oceano Pacífico equatorial leste, o ar seco desce da troposfera superior e impede o desenvolvimento de convecção. Estes movimentos são conectados através dos ventos alísios e de ventos de oeste em altos níveis. Bjerknes reconheceu que há um acoplamento entre as mudanças oceânicas e atmosféricas durante ENOS e quanto maior é o gradiente zonal de temperatura ao longo do Pacífico equatorial, mais intensos são os ventos alísios.

Sabe-se que o estresse dos ventos de leste que atuam sobre o Pacífico equatorial faz com que a termoclina se levante e a água fria subsuperficial se desloque para a superfície na região leste desse oceano. Sendo assim, a distribuição climatológica da TSM no Pacífico é uma piscina quente no setor oeste e uma língua fria no setor leste. A hipótese de Bjerknes diz que uma mudança na TSM do Pacífico equatorial ou nos ventos alísios produz uma

reação em cadeia, pois oceano e atmosfera estão estreitamente ligados (CHANG; BATTISTI, 1998).

Com essa hipótese era possível entender melhor a física do ENOS, mas ela é um *feedback* positivo e, sendo assim, ainda havia o problema de saber qual era o *feedback* negativo que faz a evolução de ENOS parar e retroceder. Sem o *feedback* negativo o fenômeno ENOS torna-se imprevisível. Philander (1990) cita que a força do acoplamento entre o oceano e atmosfera e, portanto, a amplitude do modo interanual oceano-atmosfera, varia com o tempo.

Na década de 80 vários autores fizeram estudos com modelos acoplados (SCHOPF; SUAREZ, 1988; BATTISTI, 1988; SUAREZ; SCHOPF, 1988; BATTISTI; HIRST, 1989) e então se chegou à conclusão que o comportamento de ENOS pode ser descrito por um modo de oscilador defasado. Segundo Kiladis e Mo (1998), o conceito de oscilador defasado sugere que o tempo de variabilidade do ENOS é causado pela propagação de ondas oceânicas aprisionadas no equador. Sendo assim, um evento quente é iniciado como ondas de Kelvin equatoriais que se propagam para leste, causando o aumento da TSM sobre o Pacífico central e leste. Isso resulta no desenvolvimento de anomalias de convecção no Pacífico central, produzindo ventos de oeste em superfície, os quais geram mais ondas de Kelvin para leste, no oceano, ao longo do equador. À medida que as ondas de Kelvin no oceano aprofundam e progridem para leste, há também propagação para oeste de ondas de Rossby fora do equador. As ondas de Rossby levam 6-12 meses para refletir na costa oeste do Pacífico como ondas de Kelvin que produzem ressurgência, as quais se propagam para leste ao longo do equador, diminuindo a TSM. Acredita-se que a dinâmica das ondas faz a transição entre as fases dos eventos.

A equação diferencial que representa o oscilador defasado é (CHANG; BATTISTI, 1998):

$$\frac{dT}{dt} = cT - bT(t - \tau) \left\{ \begin{array}{l} cT - \text{feedback} + \\ bT(t - \tau) - \text{feedback} - \end{array} \right. \quad (2.2.1)$$

onde T é a perturbação e τ é a escala de tempo associada com o ajuste dinâmico da bacia oceânica. O lado direito da equação consiste em duas porções: o termo cT representa o *feedback* positivo dado pela hipótese de Bjerknes, enquanto $bT(t - \tau)$ é um *feedback* negativo dado pelas ondas de Rossby e Kelvin, que representa processos de harmonização no oceano.

2.2. Outros tipos de episódios El Niño e La Niña

Os estudos relatados acima são baseados na ocorrência de ATSM na região leste do Pacífico equatorial. Estudos recentes mostram que há diferenças nas influências globais de EN e LN quando as ATSM estão deslocadas para o centro do Pacífico equatorial (TRENBERTH *et al.*, 2002; LARKIN; HARRISON, 2005; ASHOK *et al.*, 2007; ASHOK; YAMAGATA, 2009; KAO; YU, 2009; KUG *et al.*, 2009, 2010; HILL *et al.*, 2009; entre outros). Ao utilizar funções de influência, Grimm e Silva Dias (1995) mostram que a alteração das regiões com divergência anômala em níveis superiores, modifica as relações com padrões atmosféricos (ENOS, PNA – *Pacific North Atlantic*, PSA – *Pacific South America*, etc.) e consequentemente altera a influência sobre os continentes.

Os estudos atuais normalmente comparam a influência dos episódios ENOS que ocorrem no Pacífico leste (EP – *East Pacific*, ou Canônico, ou Convencional, ou *Cold Tongue* – CT) com os que ocorrem no Pacífico central (CP – *Central Pacific*, ou Modoki, ou Linha de Data, ou *Warm Pool* – WP). Há várias maneiras de determinar esses episódios, mas as mais utilizadas são os índices Niño 3, Niño 4 e o Índice do ENOS Modoki (IEM). Na revisão a seguir, serão utilizados os nomes dados aos episódios em cada artigo.

Larkin e Harrison (2005) encontraram uma grande diferença na anomalia da circulação associada ao EN Convencional e o da Linha de Data, durante o

outono boreal (SON – setembro-outubro-novembro) e o inverno (DJF – dezembro-janeiro-fevereiro). Os EN Convencionais mostraram diminuição da precipitação no norte da América do Sul e aumento no sudeste desse continente, tanto em SON quanto em DJF. No entanto, durante os EN da Linha de Data, houve diminuição da precipitação no Centro-Leste do Brasil e aumento no sul e sudeste da América do Sul, durante SON.

Ashok *et al.* (2007) criaram um índice especial para estudar o fenômeno conhecido como EN Modoki (Modoki na língua japonesa significa “semelhante, mas não o mesmo”). Esse fenômeno é caracterizado por uma região com anomalia positiva de TSM no Pacífico equatorial central e por regiões com anomalias negativas de TSM a oeste e leste da região com anomalia positiva. O EN Modoki envolve processos acoplados oceano-atmosfera que incluem um padrão tripolar da pressão do nível do mar durante sua evolução, análogos à OS no caso do EN. Portanto, a entidade total é nomeada como ENOS Modoki (ASHOK *et al.*, 2007). Alguns estudos mostram a diferença na influência do ENOS Modoki sobre os campos globais e locais quando comparado ao Canônico [global (ASHOK *et al.*, 2007; WENG *et al.*, 2007), Mar do Sul da China (CHANG *et al.*, 2008), Austrália (BROWN *et al.*, 2008; CAI; COWAN, 2009; TASCHETTO; ENGLAND, 2009)]. Ao estudar a influência de ENOS Modoki no clima global, Weng *et al.* (2007) notaram que as regiões que sofrem impactos devido à ocorrência de ENOS Modoki são diferentes daquelas afetadas por ENOS Canônicos. Taschetto e England (2009) estudaram o impacto do EN Modoki sobre a precipitação da Austrália, e mostraram que durante EN Canônicos há redução na precipitação sobre o nordeste e sudeste da Austrália, enquanto em anos Modoki essa redução ocorre no norte e noroeste da Austrália. Além disso, mostraram que o período de maior impacto durante EN Canônico é de setembro a novembro, enquanto para Modoki é de março a maio. Durante episódios LN Modoki há aumento na precipitação de outono do noroeste da Austrália até a Bacia de Murray-Darling, enquanto em

anos de LN Canônica essa alteração ocorre mais para leste (CAI; COWAN, 2009).

Kug *et al.* (2009) compararam o EN *Cold Tongue* (ATSM na região Niño3), com o EN *Warm Pool* (ATSM na região Niño 4). Os padrões atmosféricos e oceânicos associados com o EN *Warm Pool* são deslocados para oeste quando são comparados com os associados ao EN *Cold Tongue*.

Kao e Yu (2009) apresentaram uma revisão sobre alguns tipos de ENOS apresentados na literatura, e uma comparação entre ENOS Central e Leste, analisando a sua estrutura e evolução. Nesse estudo é mostrado que ENOS Leste está associado com processos acoplados de oceano-atmosfera, descritos pelo oscilador defasado (BATTISTI; HIRST, 1989; SUAREZ; SCHOPF, 1988), e depende das variações da termoclina para sua geração e para a inversão de fase. Por outro lado, ENOS Central tem as variações mais intensas na TSM, no vento em superfície e no oceano subsuperficial no Pacífico equatorial central. Seu desenvolvimento ocorre a partir da superfície e das forçantes da atmosfera local, tais como a oscilação de Madden-Julian (MADDEN; JULIAN, 1971) e as monções da Ásia e da Austrália.

Há evidências de que nas últimas décadas ENOS Central (ou Modoki, ou *warm-pool*) tem se tornado mais frequente e persistente (ASHOK *et al.*, 2007; YEH *et al.*, 2009; LEE; MCPHADEN, 2010; NA *et al.*, 2011). A diferença no impacto de ENOS Modoki e Canônico sobre as anomalias de precipitação em várias regiões mostra a necessidade de se estudar esse tipo de ENOS e seu impacto em cenários de mudanças climáticas. Yeh *et al.* (2009) estudaram a razão entre a frequência de EN Modoki e Canônico, no clima presente e futuro. Eles usaram 11 modelos, com dois tipos de integrações: 1) integração controle (modelo de simulação do século XX, com forçantes naturais e antropogênicas – 20C3M) e 2) integração de projeções climáticas (forçantes climáticas usando o SRES A1B). Em oito dos onze modelos a razão de EN Modoki para EN Canônico foi maior no futuro do que no presente, associando assim o aumento

na frequência de EN Modoki às mudanças climáticas. Utilizando dados sintéticos de TSM, Na *et al.* (2011) mostraram que a frequência de ocorrência de anos EN *Warm Pool* aumentou 2,5 vezes no período de 2007-2056 quando comparado ao período 1980-2006. Sendo assim, os eventos EN *Warm Pool* passariam a ser tão frequentes quanto os eventos *EN Cold Tongue*.

Yu e Kim (2010) verificaram a intensidade e a frequência dos principais ENOS Central e Leste nas simulações pré-industriais de alguns modelos pertencentes ao CMIP3 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 3*), e chegaram à conclusão que cerca de nove dos 19 modelos estudados simulam realisticamente a intensidade desses dois tipos de ENOS. Além de os modelos pertencentes ao CMIP5 terem mais dificuldade para reproduzir a intensidade observada de ENOS Leste do que de ENOS Central, a intensidade do ENOS Central aumenta progressivamente tanto nos dados do presente (série histórica) quanto nos dados para o futuro (cenário rcp4.5 - *Representative Concentration Pathway*). Esse cenário é baseado no aumento de forçantes radiativos no século 21, alcançando o nível de $4,5 \text{ W/m}^2$ no final do século (THOMSON *et al.*, 2011). Por outro lado, para ENOS Leste há aumento progressivo na série histórica e depois uma diminuição da intensidade na projeção para o futuro (rcp4.5) (KIM; YU, 2012).

A intensidade de eventos EN no Pacífico central quase dobrou nas últimas três décadas, e Yeh *et al.* (2009) relacionaram isso às mudanças climáticas. Porém, Lee e McPhaden (2010) mostraram que a TSM na região do Pacífico central está aumentando durante anos EN, mas o mesmo não ocorre em anos neutros ou de LN. Logo, esse aquecimento na região do Pacífico central deve-se a eventos de EN mais intensos, e não ao aumento geral da TSM. Em um artigo de 2011, Yeh *et al.* mostraram que a frequência de ocorrência de um EN no Pacífico central pode aumentar sem qualquer alteração nas forçantes radiativas, e que esse aumento pode ser consistente com a variabilidade climática natural.

2.3. Influência de ENOS na circulação da América do Sul

Como este estudo visa entender a influência de ENOS e da mudança na posição das ATSM no Pacífico na ocorrência de eventos extremos de precipitação em dados observados, resultados de simulações do clima presente e de projeções futuras, é importante saber o que há na literatura sobre a influência de ENOS na circulação da América do Sul. Sabe-se que há impactos significativos sobre a precipitação mensal e sazonal em várias regiões da América do Sul durante a ocorrência de episódios ENOS (KOUSKY *et al.*, 1984; ROPELEWSKI; HALPERT, 1987, 1989; ACEITUNO, 1988; GRIMM, 2003, 2004). Esses episódios também influenciam na frequência de eventos extremos de precipitação em várias regiões da América do Sul (CARVALHO *et al.*, 2002; GRIMM; TEDESCHI, 2009; ROBLEDO *et al.* 2013).

Camilloni e Barros (2000) e Berri *et al.* (2002) mostraram que os episódios ENOS podem causar enchentes em rios sobre a América do Sul. O Sul do Brasil sofre uma grande influência de ENOS (GRIMM *et al.*, 1998; GRIMM, 2003, 2004), com anomalias positivas de precipitação em EN e negativas em LN, na primavera. A anomalia positiva durante EN também é encontrada no outono e inverno do ano seguinte. Grimm *et al.* (2000) verificaram que, além do Sul do Brasil ser afetado pelos episódios ENOS, esse sinal se estende por todo o Cone Sul da América do Sul. Kayano e Andreoli (2006) e Andreoli e Kayano (2006) mostraram que os episódios ENOS afetam significativamente a precipitação sobre o Nordeste do Brasil, porém as chuvas nessa região são também muito afetadas pela ATSM sobre o Atlântico tropical. Grimm (2003, 2004) mostraram que os ENOS também tem impacto em outras regiões do Brasil. Há impactos sobre as anomalias de precipitação no Centro-Leste do Brasil durante a estação chuvosa, afetando regiões populosas e de grande importância para a agricultura e hidroeletricidade (COLLISCHONN *et al.*, 2001; BERBERY; BARROS, 2002; TUCCI *et al.*, 2003).

A influência dos episódios ENOS sobre a América do Sul sofre alterações sob condições de mudanças climáticas (GRIMM; NATORI, 2006). Ao analisar a evolução do impacto de ENOS sobre a precipitação de SON e DJF, no modelo ECHAM5-OM no cenário SRES-A2, em relação ao clima presente, os autores mostraram enfraquecimento da teleconexão de ENOS com a precipitação no sudeste da América do Sul durante SON, e fortalecimento da teleconexão destes episódios com o norte do continente. Os autores concluíram que a teleconexão com os subtropicais do continente, que se dá principalmente através da propagação de ondas de Rossby do Pacífico tropical central/leste, se enfraquece devido ao enfraquecimento do gradiente latitudinal subtropical da TSM, e devido à mudança do estado básico da atmosfera no Pacífico leste, enfraquecendo a fonte de ondas de Rossby e piorando suas condições de propagação para os extratropicais. Já no norte do continente, onde a teleconexão é exercida através da perturbação da circulação de Walker, a intensificação deve-se à maior e mais espalhada ATSM no Pacífico leste no cenário de mudança climática.

Os estudos apresentados até o momento mostram uma forte ligação entre a precipitação sobre a América do Sul e as ATSM no Oceano Pacífico. No entanto, não foi dada a atenção necessária para identificar quais regiões do Oceano Pacífico (central ou leste) causam essas anomalias de precipitação. Coelho *et al.* (2002) utilizou dois métodos estatísticos [SVD (*Singular Value Decomposition*) e SLC (*Singular Linear Correlation*)], no período de dezembro a maio: o SVD tem resultados coerentes com outros trabalhos (durante episódios EN há condições secas no Nordeste do Brasil e úmidas no Sudeste/Sul do Brasil), e o SLC mostrou que ATSM no Pacífico tropical leste tem forte influência na precipitação da América do Sul durante os episódios EN, enquanto a ATSM do Pacífico central tem uma influência mais significativa nos episódios LN.

Sabe-se que os episódios ENOS podem afetar e ser afetados por outros padrões atmosféricos [*PDO – Pacific Decadal Oscillation* (ANDREOLI;

KAYANO, 2005; GARCIA; KAYANO, 2008), *AMO – Atlantic Multidecadal Oscillation* (SARAVAN; CHANG, 2000; RODRIGUES *et al.*, 2011) ou a ATSM do Atlântico Tropical (NOBRE; SHUKLA, 1996; GIANNINI *et al.*, 2001; ALEXANDER *et al.* 2002; CZAJA *et al.*, 2002; HUANG *et al.*, 2009)], e assim a influência do ENOS sobre a circulação da América do Sul pode ser modulada ou modificada por esses outros padrões (SOUZA *et al.*, 2000; PEZZI; CAVALCANTI, 2001; ANDREOLI; KAYANO, 2005, 2006; GARCIA; KAYANO, 2008; RODRIGUES *et al.*, 2011).

Os padrões de teleconexões de ENOS sobre a América do Sul são fortalecidos (enfraquecidos) quanto o ENOS e a PDO estão na mesma fase (em fases opostas) (ANDREOLI; KAYANO, 2005; KAYANO *et al.*, 2009). Isto implicaria na ocorrência de mais EN (LN) em relação à ocorrência de LN (EN) durante a fase quente (fria) da PDO. Porém ao comparar os índices PDO e Niño-3 nota-se que a frequência de episódios EN e LN é muito parecida durante o período de 1958 até 1976, enquanto no período 1977-1995 os episódios EN são mais frequentes e mais intensos do que os episódios LN, mostrando um comportamento não-linear dos ENOS em relação as fases da PDO (GARCIA; KAYANO, 2008).

Um dipolo positivo (negativo) no Atlântico tropical implica em ATSM positiva (negativa) no Atlântico tropical norte e ATSM negativa (positiva) no Atlântico tropical sul. Quando há um dipolo positivo (negativo) no Atlântico e padrões de EN no Pacífico, há condições de seca (chuva acima de média) no norte do Nordeste do Brasil, durante LN há diminuição (aumento) de chuva sobre todo o Nordeste (PEZZI; CAVALCANTI, 2001). Souza *et al.* (2000) avaliaram essa influência na precipitação da Amazônia, concluindo que em anos com padrões de EN no Pacífico e um dipolo positivo no Atlântico tropical, há um efeito mais forte na redução de precipitação sobre o centro-norte e oeste da Amazônia, do que quando há apenas a ocorrência de um EN.

Ashok *et al.* (2007) afirmam que em quase toda a América do Sul (do equador até 40°S) os impactos do ENOS Canônico e do ENOS Modoki tem sinais opostos durante JJAS (junho-julho-agosto-setembro). Como exemplo, os autores citam que durante JJAS de anos EN Canônico, o Pacífico tropical leste recebe precipitação em excesso, e há déficit na América do Sul equatorial. Em contraste, em JJAS do EN Modoki, o noroeste da América do Sul recebe excesso de precipitação. Durante DJF de EN Modoki há sinal oposto ao de JJAS, ou seja diminuição da precipitação sobre o norte e noroeste da América do Sul; e este sinal é igual ao que aparece durante EN Canônico sobre a América do Sul tropical.

Ao estudar as condições climáticas durante JFM (janeiro-fevereiro-março) em anos de EN Canônico e Modoki, Weng *et al.* (2009) mostram, em sua Figura 4, que durante EN Canônico (Modoki) a precipitação aumenta no sudeste da América do Sul (América do Sul central) e diminui sobre a América do Sul central e tropical (sudeste e noroeste da América do Sul). A influência do ENOS Modoki na atividade das *storm tracks* do Hemisfério Sul foi estudada por Ashok *et al.* (2009). Os seus resultados mostram que durante JJASO (junho-julho-agosto-setembro-outubro) de anos EN Modoki há aumento na atividade dos *storm tracks* sobre o centro da Argentina, reforçando o jato subtropical climatológico, enquanto no leste do Brasil há enfraquecimento das *storm tracks*. Esses impactos são, aparentemente, mais fortes do que aqueles que ocorrem durante ENOS Canônico.

Hill *et al.* (2009) forçaram um MCGA (Modelo de Circulação Geral da Atmosfera) com ATSM do Pacífico tropical, durante DJF, de dois eventos de EN: 1997/1998 (forte ATSM no Pacífico leste) e 2002/2003 (forte ATSM no Pacífico central). Os resultados mostram que o aumento de chuva sobre a Bacia do Prata, durante 1997/1998, é favorecido pelo fortalecimento do Jato de Baixos Níveis (JBN) da América do Sul. Já as condições secas sobre a América do Sul tropical estão relacionadas com o fortalecimento do ramo subsidente da célula de Walker em 1997/1998 quando comparado a

2002/2003. Durante 2002/2003 o JBN é enfraquecido e existe uma anomalia de convergência de umidade sobre o leste da América do Sul.

Hill *et al.* (2011) estudaram a chuva durante o verão (DJF) da América do Sul usando ATSM em diferentes regiões do Pacífico Tropical. Foram feitos quatro experimentos em que a ATSM estava $+1^{\circ}\text{C}$ em diferentes regiões desse oceano. Os dois experimentos que tem anomalias no setor oeste mostram redução da precipitação ao norte do equador sobre a América do Sul e aumento ao sul do equador até 20°S , enquanto os experimentos com ATSM na região leste mostram redução da precipitação próximo ao norte da América do Sul e sobre a região da ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul). Na região subtropical as anomalias são opostas entre os experimentos oeste e leste; no experimento oeste (leste) há redução (aumento) da chuva ao redor de 30°S , 50°W . A ZCAS é um sistema que faz parte da Monção da América do Sul e que pode ocorrer desde o fim da primavera até o início do outono (KODAMA, 1992; NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; CARVALHO *et al.*, 2002).

Li *et al.* (2011) estudaram o efeito dos dois tipos de EN na precipitação da região amazônica e verificaram que a precipitação fica abaixo do normal durante todo o ano nas partes norte, centro e leste da Amazônia em anos EN Leste. Durante EN Central as anomalias negativas de precipitação são observadas em boa parte dessa região durante DJF, enquanto nas outras estações a anomalia de precipitação é próxima de zero ou positiva. Para as regiões tropical e sub-tropical da cordilheira dos Andes, durante MAM, prevalecem anomalias positivas para o EN Leste e negativas para o EN Central.

2.4. Eventos extremos de precipitação sobre a América do Sul

Os eventos extremos de precipitação causam grande impacto na sociedade, afetando a saúde da população, a agricultura, produzindo deslizamentos de terra, entre outras coisas (GRIMM; TEDESCHI, 2009; LIMA *et al.*, 2010; CAVALCANTI, 2012). Estes fenômenos estão inseridos na variabilidade natural

do planeta, mas a cada dia se tornam mais extremos (GRIMM; TEDESCHI, 2009). Logo, o estudo desses eventos se torna cada vez mais importante.

Os eventos extremos de chuva de novembro até março são responsáveis por quase todos os desastres naturais ocorridos no Sudeste do Brasil, e estão associados com dois tipos de perturbações atmosféricas: frentes frias e ZCAS (LIMA *et al.*, 2010; LIMA; SATYAMURTY, 2010).

Cada autor define evento extremo de precipitação de uma maneira diferente, portanto há várias definições para eventos extremos (FRICH *et al.*, 2002). Nesse estudo só serão estudados eventos extremos no extremo superior da distribuição de precipitação e, portanto, somente eles serão discutidos nessa revisão. Algumas das definições encontradas na literatura estão expostas na Tabela 2.1.

Tabela 2.1 – Definição de eventos extremos de muita precipitação.

Autor	Definição
GERSHUNOV e BARNETT (1998)	Percentil 75 da distribuição de precipitação diária
CAYAN <i>et al.</i> (1999)	Percentil 90 da distribuição de precipitação diária
LIEBMANN <i>et al.</i> (2001)	Precipitação diária excede certa porcentagem da média sazonal ou anual
CARVALHO <i>et al.</i> (2002)	Precipitação diária excede 20% do total climatológico sazonal
HAYLOCK e GOODESS (2004)	Percentil 90 da distribuição de precipitação diária
GRIMM e TEDESCHI (2009)	Percentil 90 na distribuição gama de precipitação diária, após média móvel de 3 dias
MARENGO <i>et al.</i> (2009)	Percentil 95 da distribuição de precipitação diária

Estudando a climatologia e a variabilidade interanual de eventos extremos diários de precipitação no estado de São Paulo, Liebmann *et al.* (2001) notaram que esses eventos ocorrem principalmente de novembro a março. Além disso, este estudo mostrou que há padrões de correlação positiva entre o

número de eventos extremos nesse estado e as ATSM do Pacífico central e leste, mas não aparece nenhuma correlação forte entre a ATSM e a precipitação total de verão. Isso significa que existem padrões de ATSM associados somente à ocorrência de eventos extremos.

Carvalho *et al.* (2002) mostraram que de todos os eventos extremos de precipitação diária que ocorreram na cidade de São Paulo (no período de 1979 até 1996), 35% ocorrem quando a atividade convectiva da ZCAS está intensa sobre grande parte da América do Sul tropical, mas com pouca extensão sobre o Oceano Atlântico. Episódios de EN parecem modular a ocorrência de eventos extremos de precipitação associados à convecção intensa na ZCAS deslocada para o norte de São Paulo.

Haylock *et al.* (2006) utilizaram doze índices anuais de precipitação diária (1960 até 2000) para examinar as alterações tanto na distribuição da precipitação como nos seus extremos. Os padrões para extremos geralmente foram os mesmos encontrados para o total de precipitação anual, com condições de aumento (de chuva ou de extremos de chuva) no Equador, norte do Peru, Sul do Brasil, Paraguai, Uruguai e norte e centro da Argentina; e de diminuição no sul do Peru e sul do Chile. Essas mudanças podem ocorrer principalmente devido a dois padrões: 1) o El Niño, que causa mudanças na ZCIT (Zona de Convergência Intertropical), nas ZCAS e consequentemente nos padrões de chuva, e 2) a diminuição das TSMs em altas latitudes, que causam o deslocamento das *storm tracks*.

A análise dos eventos extremos de precipitação (percentil 75) sobre a Bacia do Prata mostra uma tendência de aumento nas frequências anuais desses eventos, durante o verão, a primavera e o outono austrais (PENALBA; ROBLEDO, 2010). Durante o inverno, os autores mostram que há uma tendência negativa nas bacias do baixo e médio Uruguai e Paraná.

As precipitações extremas podem ocorrer devido a sistemas precipitantes de mesoescala, que pertencem a sistemas sinóticos, que por sua vez são

afetados por condições de grande escala, as quais sofrem influência da variabilidade climática (CAVALCANTI, 2012). Sabe-se que o ENOS afeta a ocorrência de eventos extremos de chuva, mas há outros padrões que afetam esses eventos como: ATSM do Atlântico, PSA, oscilação Antártica e NAO (*North Atlantic Oscillation*).

ENOS é a principal oscilação interanual que afeta a frequência de eventos extremos de precipitação, sendo que geralmente sua influência é maior sobre os eventos extremos de precipitação do que sobre os totais pluviométricos (GRIMM; TEDESCHI, 2009; GRIMM, 2011).

Robledo *et al.* (2013) estudaram quais regiões dos oceanos tropicais e subtropicais afetam as chuvas extremas sobre a Argentina. Eles verificaram que as chuvas na primavera, verão e outono austrais estão associadas ao padrão de TSM relacionado com ENOS; porém também há regiões no Atlântico tropical e subtropical que afetam as precipitações extremas.

Grimm e Tedeschi (2009) estudaram a diferença na frequência de eventos extremos de precipitação entre anos ENOS (EN e LN) e anos Normais sobre a América do Sul, durante todos os meses do ciclo ENOS (agosto do ano em que se inicia o evento até julho do ano seguinte). Essa diferença mostra que os episódios ENOS influenciam significativamente a frequência de eventos extremos em várias regiões da América do Sul em certos períodos. Além disso, as mudanças na frequência de eventos extremos de precipitação relacionada com ENOS, geralmente são coerentes com as mudanças na quantidade total de chuva mensal.

Ao comparar os campos observados de eventos extremos de precipitação com as simulações de oito modelos do IPCC-AR4, Rusticucci *et al.* (2010) mostraram que os padrões de eventos extremos de precipitação simulados são bem representados pelo conjunto dos modelos.

O sistema de modelagem regional (PRECIS - *Providing Regional Climates for Impacts Studies*) mostra boa simulação dos eventos extremos de precipitação para o clima presente, quando comparado às observações (período de 1961 até 1990). Porém as observações não são abrangentes, o que compromete a avaliação do modelo (MARENGO *et al.*, 2009). Os autores mostram que há mudanças significativas nesses extremos nas projeções para o futuro (2071-2100), como aumento da intensidade desses eventos extremos de precipitação sobre o sudeste da América do Sul e no oeste da Amazônia. Entretanto, no Nordeste do Brasil e no leste da Amazônia as mudanças na intensidade destes extremos é pequena ou inexistente.

2.5. Modelagem climática

Nos dias atuais, os Modelos do Sistema Terrestre são as ferramentas mais avançadas para representar os processos físicos que ocorrem nos componentes do sistema climático (atmosfera, oceano, criosfera, biosfera e química da atmosfera) e na interação entre eles (IPCC, 2007). Esses modelos possuem certo espaçamento de grade e, por causa disso, alguns fenômenos físicos não conseguem ser explicitamente resolvidos. Logo, esses processos são parametrizados. As parametrizações utilizadas nesses modelos são: convecção úmida, microfísica das nuvens, turbulência seca, radiação, camada limite, vegetação, efeitos de superfície, entre outras.

Apesar de todo o avanço na compreensão do impacto das mudanças climáticas sobre os processos que contribuem para a variabilidade do ENOS, ainda não é possível afirmar se a atividade desses episódios irá se fortalecer ou enfraquecer no futuro (CANE, 2005; COLLINS *et al.*, 2010), ou se a sua frequência irá mudar. Comparando as simulações de ENOS no conjunto de multi-modelos do CMIP3 com o CMIP5 não há uma diferença significativa no desempenho ou sensibilidade. Assim como nos modelos do CMIP3, os do CMIP5 não tem um comportamento coerente entre os modelos, alguns

mostram aumento da variabilidade do ENOS, outros diminuição e alguns neutralidade (GUILYARDI *et al.*, 2012).

Alguns estudos verificaram a simulação de ENOS nos modelos de circulação geral acoplados do CMIP3. Belmadani *et al.* (2010) mostraram que os modelos podem ser separados em três conjuntos baseados no processo de *feedback* dominante no ciclo de ENOS: advecção horizontal da TSM média (principalmente no oeste do Pacífico), advecção vertical da TSM média (principalmente no leste do Pacífico) e a combinação de ambos. Os modelos dominados pelo *feedback* de advecção zonal (vertical, ou da termoclina) da TSM média tem um ciclo de ENOS curto (longo). Logo, os modelos climáticos do grupo híbrido (CSIRO Mk3.0, INGV ECHAM-4, INM-CM3.0, IPSL CM4, UKMO HadCM3 e UKMO HadGEM1) são os que possuem o período do ENOS mais próximos da observação e são considerados os mais confiáveis para as previsões climáticas.

Ao estudar a evolução e as teleconexões do ENOS nas simulações do século XX em 6 modelos (GFDL CM2.1, GISS-EH, CCSM3, PCM, HadCM3 e MIROC3.2), Joseph e Nigam (2006) mostram que as ATSM mais realistas durante ENOS foram encontradas no CCSM3, no PCM e no HadCM3; o GFDL superestima a ATSM e estende as anomalias para o oeste, o MIROC subestima a ATSM e o GISS confina as ATSMs à região Niño 3. Naquele estudo, o HadCM3 é o modelo que produz a variabilidade do ENOS mais realista e o que possui as precipitações da região tropical durante ENOS mais próximas das encontradas nos dados do ERA-40 (*40-yr European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis* - Uppala *et al.* 2005).

Ao estudar os eventos EN *Warm Pool* e *Cold Tongue* simulados pelo modelo acoplado GFDL 2.1, Kug *et al.* (2010) concluíram que, para esse modelo, cada tipo de EN tem processos dinâmicos distintos, que controlam sua evolução. O EN *Cold Tongue* possui transferência de calor equatorial para os pólos e,

portanto, o *feedback* dinâmico controla a transição de um evento quente para um evento frio. Enquanto isso, o outro evento de EN (*Warm Pool*) possui uma transferência de calor para os pólos muito fraca e sua ATSM é termicamente reduzida através da intensificação do resfriamento através da evaporação.

O estudo da simulação de dois tipos de EN pelos modelos do CMIP3 mostra que a maioria dos modelos tendem a simular apenas um único tipo EN (HAM; KUG, 2012). Comparando os resultados do CMIP3 com o CMIP5, os padrões espaciais dos dois tipos de ENOS são melhor simulados pelos modelos do CMIP5 e as intensidades da variabilidade de cada tipo de ENOS em cada modelo são mais próximas entre si do que nos modelos do CMIP3 (KIM; YU, 2012). A capacidade de simular os dois tipos de EN em modelos acoplados, está ligada à sensibilidade das repostas atmosféricas aos padrões de ATSM (KUG *et al.*, 2012).

No presente estudo serão usados dois MCGs: 1) o HadGEM2-ES (MARTIN *et al.*, 2010) – modelo acoplado do Hadley Centre, participante do CMIP-5 e 2) o MCGA-CPTEC/INPE (CAVALCANTI *et al.*, 2002) – modelo atmosférico utilizado nas previsões de tempo e clima no CPTEC/INPE.

As principais flutuações interanuais do índice de Oscilação Sul, incluindo os episódios El Niño de 1982/83 e 1986/87 e La Niña de 1984/85 e 1988/89, são bem reproduzidas em resultados do MCGA-CPTEC/COLA, com a variação média do modelo próxima à observada. Além disso, o modelo simula a migração da precipitação do oeste do Pacífico para o leste durante os episódios El Niño de 1982/83 e 1986/87 (CAVALCANTI *et al.*, 2002).

Neste estudo é analisada a frequência de eventos extremos em resultados de modelos. Assim, torna-se importante saber como os modelos climáticos atuais se comportam com relação à observação. O MCGA do CPTEC/COLA reproduz bem o ciclo sazonal de diversas variáveis analisadas e os erros sistemáticos ocorrem nas mesmas regiões em estações diferentes do ano. As zonas de convergência do Hemisfério Sul são simuladas razoavelmente bem, embora o

modelo superestime a precipitação na parte sul e a subestime na parte norte destes sistemas. (CAVALCANTI *et al.*, 2002).

Martin *et al.* (2011) analisaram as configurações da família do modelo climático HadGEM2 e concluíram que a simulação dos ENOS nessa versão do modelo melhorou em relação à versão anterior (HadGEM1 – MARTIN *et al.*, 2010). Os componentes do sistema terrestre da família do HadGEM2 foram comparados com as observações e outros modelos, obtendo resultados satisfatórios.

O modelo HadGEM2-ES consegue simular bem a variabilidade sazonal, no período presente (1979 até 2004), dos campos de precipitação, temperatura e ventos sobre a América do Sul, principalmente a diferença entre as estações de inverno e verão (CAVALCANTI; SHIMIZU, 2012). Além disso, o modelo também consegue representar os modos dominantes da variabilidade da precipitação (a ZCAS) e da circulação (PSA). Os autores mostram que para as projeções do futuro (2073 até 2098) há um aumento da precipitação sobre as Regiões Sul e Sudeste do Brasil e em regiões próximas à costa oeste da América do Sul tropical. Sobre o leste da região amazônica, norte da América do Sul e sul do Chile há diminuição de precipitação.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. Dados

3.1.1. Temperatura da superfície do mar

Nesse estudo foram utilizados dois conjuntos de dados de TSM, o *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature* (ERSST-v3, SMITH *et al.*, 2008) e o conjunto de TSM descrito em Hurrell *et al.* (2008). O primeiro conjunto é utilizado para gerar os campos observados e assim compará-los com os resultados do modelo HadGEM2-ES. O segundo é o conjunto existente no banco de dados do CPTEC/INPE e que está preparado para ser utilizado como condições de contorno do MCGA do CPTEC-INPE.

Um dos conjuntos de dados de TSM utilizados nesse estudo foi obtido do conjunto ERSST-v3 (SMITH *et al.*, 2008). Esses dados têm cobertura espacial global e são distribuídos em pontos de grade de 2° latitude X 2° longitude. Os dados são mensais e cobrem o período de 1894 até 2013, mas neste estudo os períodos de análise foram: 1979 até 2009 (Capítulo 4) e 1960 até 2005 (Capítulos 5 e 6). Esses dados foram utilizados para caracterizar os anos de ENOS e gerar os compostos de ATSM nos Capítulos 4 e 5, e para comparar com os resultados dos modelos HadGEM2-ES (Capítulo 6).

Outro conjunto de dados de TSM foi utilizado para as condições de contorno de uma rodada longa (20 anos) do MCGA do CPTEC/INPE, e para realizar experimentos utilizando esse mesmo modelo. Este conjunto de dados, descrito em Hurrell *et al.* (2008), é proveniente da fusão entre a média mensal da versão 1 do *Hadley Centre sea ice and SST dataset* (HadISST1 – RAYNER *et al.*, 2003) e da versão 2 da interpolação ótima semanal da TSM da *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) (REYNOLDS; SMITH, 1994). Esse conjunto de dados também foi usado para fornecer informações da TSM à reanálise ERA-40 (UPPALA *et al.*, 2005). Esses dados de TSM são mensais, possuem cobertura espacial global em grade de 1° latitude X 1° longitude, e

cobertura temporal de 1870 até 2012. Neste estudo o período utilizado foi de 1985 até 2006.

3.1.2. Precipitação

No caso da precipitação, também foram utilizados dois conjuntos de dados [*Climate Prediction Center Merged Analysis Precipitation (CMAP – XIE; ARKIN, 1997)* e o observado em estações meteorológicas da América do Sul]. O primeiro tem a vantagem de ter uma total cobertura espacial sobre a América do Sul. O conjunto observado, representa bem os extremos de precipitação, porém a cobertura espacial é falha em algumas regiões, principalmente sobre a região Amazônica. Para a análise apenas de médias sazonais (Capítulo 4) utilizou-se o conjunto do CMAP, e para as análises de eventos extremos de precipitação (capítulos seguintes) foram utilizados os dados observados em estações.

3.1.2.1. CMAP

O conjunto *CMAP* (XIE; ARKIN, 1997) de dados de precipitação possui cobertura espacial global (pontos de grade de 2,5° latitude X 2,5° longitude). Esses dados são provenientes de dados observados, precipitações inferidas através de dados de satélites e da reanálise do *National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR – KALNAY *et al.*, 1996). A cobertura temporal é mensal, com dados de 1979 até 2011, mas o período utilizado foi de 1979 até 2009. Ao comparar esses dados mensais com as médias mensais dos dados observados em estações (figuras não mostradas), nota-se que os resultados são similares. Esses dados foram utilizados no Capítulo 4, para gerar os compostos de anomalia de precipitação durante anos ENOS.

3.1.2.2. Observada em estações e interpolada para pontos de grade

Os dados diários de precipitação são provenientes de três conjuntos de dados: 1) dados de mais de 10.000 estações de precipitação diária sobre toda a América do Sul, 2) dados diários interpolados em grade por Liebmann e Allured (2005) e 3) dados diários provenientes do projeto CLARIS. Os dados de precipitação das estações são provenientes da Agência Nacional de Águas (ANA) no Brasil; e de institutos hidrometeorológicos da Argentina, do Paraguai, do Uruguai e do Peru. Esses dados passaram por uma minuciosa análise de qualidade no Laboratório de Meteorologia da Universidade Federal do Paraná (UFPR) e foram interpolados em uma grade com quadrículas de 1° de latitude por 1° de longitude. A cobertura temporal é diária com dados de 1960 até 2010. Os dados mensais de precipitação consistem nas médias mensais desses dados diários. Esses dados foram utilizados no Capítulo 5, para gerar os campos de anomalia de precipitação durante ENOS e nos capítulos posteriores para comparar o resultado observado com aquele obtido pelos modelos.

3.1.3. Reanálise

3.1.3.1. NCEP/NCAR

Os campos atmosféricos [escoamento em 200hPa, velocidade vertical ômega (essa variável representa a velocidade vertical do vento em coordenada de pressão (hPa/s), quando negativa representa movimento ascendente e quando positiva representa movimento descendente) e pressão ao nível do mar (PNM)] foram obtidos do conjunto da reanálise do NCEP/NCAR (KALNAY *et al.*, 1996), que é um conjunto de dados resultantes do processo de consistência dinâmica de dados observados em um modelo atmosférico. Os dados de fluxo de umidade e divergência do fluxo de umidade foram calculados a partir de dados de reanálise do NCEP/NCAR. Esses dados têm cobertura espacial global, em pontos de grade de 2,5° latitude X 2,5° longitude e a cobertura temporal é mensal ou diária com dados de 1948 até 2013. Esses dados são utilizados nos

Capítulos 4 e 5 e nos posteriores para comparar os resultados desses dados com aqueles obtidos pelos modelos.

3.1.3.2. ERA-40

Os dados da reanálise ERA-40 (UPPALA *et al.*, 2005) foram utilizados como condições iniciais para realizar a rodada longa do MCGA-CPTEC/INPE (20 anos) e os experimentos propostos (Capítulo 7). Para as rodadas longas foram utilizados os dados das 00Z dos dias 01 até 05 de janeiro de 1985, e para os experimentos foram utilizados os dados das 00Z dos dias 14 até 18 de agosto de 1993.

Esse é um conjunto de reanálise das observações meteorológicas produzido pelo ECMWF em colaboração com várias instituições (UPPALA *et al.*, 2005). Esses dados têm cobertura espacial global, divididos em pontos de grade de 2,5° latitude X 2,5° longitude e a cobertura temporal é a cada 6h (00z, 06Z, 12Z e 18Z), com dados de 1957 até 2002.

3.1.4. Simulações e Projeções do Modelo HadGEM2-ES

O modelo HadGEM2-ES é um dos modelos do *Hadley Centre*, que está disponível no site do CMIP-5. Este modelo tem uma boa representação das condições atmosféricas e de precipitação sobre a América do Sul, principalmente na estação de verão (DJF), quando outros modelos globais apresentam uma deficiência na região amazônica (CAVALCANTI; SHIMIZU, 2012).

O modelo é descrito por Martin *et al.* (2010), sendo que ele possui módulos de biogeoquímica e química de aerossol. A parte atmosférica do HadGEM2-ES possui uma grade de 192 pontos na latitude por 144 pontos na longitude (1,25°x1,875°) e 38 níveis na vertical, enquanto a parte oceânica tem uma grade de 360x216 (1°x1°, exceto na região tropical onde ela aumenta suavemente até chegar a 1/3° na latitude do equador) e 40 níveis na vertical

(MARTIN *et al.*, 2006). Para as projeções futuras foram utilizados os resultados obtidos a partir do cenário rcp8.5. Esse cenário é baseado no aumento de forçantes radiativos no século 21, alcançando o nível de $8,5 \text{ W/m}^2$ no final do século (RIAHI *et al.*, 2011). As definições desse e dos outros cenários podem ser encontradas em Meinshausen *et al.* (2011) e vanVuuren *et al.* (2011). Para a simulação histórica, o conjunto está disponível de dezembro de 1859 até dezembro de 2005, e para as projeções futuras o período é de janeiro de 2006 até dezembro de 2099. Neste estudo, os períodos utilizados foram: 1960 até 2005 e 2054 até 2099.

Foram utilizados dados diários e mensais de precipitação e dados mensais de TSM, vento zonal e meridional em 200hPa e velocidade vertical ômega. Além desses, foi também calculado o fluxo de umidade a partir dos dados do modelo. Para as análises neste estudo, foram utilizados 4 membros para a simulação do presente e 3 membros para a projeção do futuro. Os resultados aqui apresentados usam a média do conjunto desses membros para as análises mensais.

Cavalcanti e Shimizu (2012) fazem uma validação da precipitação simulada pelo modelo HadGEM2-ES e chegam a conclusão de que ele é capaz de representar a variabilidade sazonal da precipitação sobre a América do Sul. Muitas características do ciclo anual também são bem simuladas, como a diferença da precipitação entre o verão (DJF) e o inverno (JJA) nas Regiões Central e Sudeste do Brasil, que caracteriza o sistema de monção sobre o continente, a banda de precipitação noroeste-sudeste associada a ocorrência das ZCAS, o deslocamento meridional da ZCIT ao longo do ano.

3.1.5. Simulações do MCGA – CPTEC/INPE

O MCGA do CPTEC/INPE é um modelo espectral, utilizado no CPTEC/INPE para previsão do tempo e clima, além da realização de experimentos. A versão utilizada possui resolução de T62L28, ou seja, um truncamento triangular de 62 ondas (ou seja, $100\text{km} \times 100 \text{ km}$) e 28 níveis na coordenada vertical sigma. As

parametrizações nessa versão são: vegetação e interação com a atmosfera e solo do *Simplified Simple Biosphere – SSiB* (XUE *et al.*, 1991), convecção profunda de Kuo (1974), convecção rasa de Tiedtke (1983), difusão vertical na camada limite planetária de Mellor e Yamada (1982), radiação de onda curta CLIRAD (TARASOVA *et al.*, 2006) e radiação de onda longa de Harshvardhan *et al.* (1987) . A habilidade deste modelo em reproduzir as características climatológicas da atmosfera é discutida em Cavalcanti *et al.* (2002).

As condições iniciais utilizadas pelo modelo são coeficientes espectrais do logaritmo da pressão à superfície, temperatura virtual, divergência horizontal, vorticidade vertical e umidade específica. Para satisfazer a conservação de massa, a condição de contorno superior é uma restrição cinemática de velocidade vertical nula em todos os pontos da superfície e no topo da atmosfera. As condições de contorno inferior do modelo são a temperatura superficial sobre os oceanos, cobertura do gelo oceânico e profundidade de neve. Com exceção da TSM, todos os outros campos de condição de contorno inferior são valores climatológicos.

Para entender como o modelo representa os campos atmosféricos durante anos ENOS, era necessário ter uma integração longa de dados. Por isso, fez-se uma integração de 20 anos, onde as condições iniciais vão de 01 até 05 de janeiro de 1985 e são retiradas do conjunto de dados ERA-40 (UPPALA *et al.*, 2005) e as TSMs mensais, utilizadas como condições de contorno inferior, de 1985 até 2006 do conjunto de dados de Hurrell *et al.* (2008). O primeiro ano de dados (1985) é descartado nos cinco membros, pois se deve evitar qualquer problema decorrente do tempo de spin-up da umidade do solo.

A versão do modelo é a mesma utilizada em Shimizu (2012) e Vasconcellos (2012), porém os campos de precipitação e velocidade vertical ômega não foram mencionados nessas referências. Estes campos são apresentados no Apêndice A. Os campos de precipitação (Figura A1) mostram que o MCGA-CPTEC/INPE consegue simular a variação sazonal que ocorre na América do

Sul, porém há alguns erros sistemáticos, tais como uma superestimativa no leste do Brasil e uma subestimativa na Amazônia e Sul do Brasil. As climatologias da velocidade vertical ômega (Apêndice A, Figura A2), mostram que o modelo representa bem o padrão que ocorre no Pacífico. Sobre a América do Sul, nota-se um forte movimento ascendente em todas as estações nos campos de reanálise, enquanto no modelo há padrões que se intercalam entre movimento ascendente e descendente. Esse problema deve-se ao efeito Gibbs (NAVARRA *et al.*, 1994), que ocorre devido ao truncamento da onda em modelos espectrais.

3.2. Metodologia

3.2.1. Definição dos eventos ENOS Canônicos e Modoki

A Figura 3.1 mostra as áreas onde são calculadas as ATSM, para identificar os anos dos eventos ENOS Canônicos e Modoki.

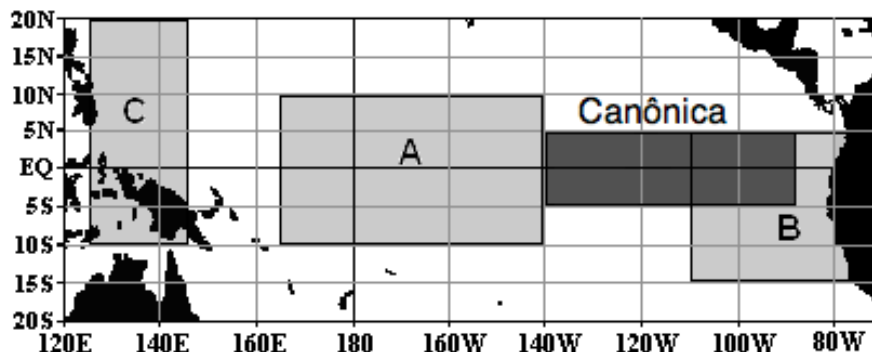


Figura 3.1: Regiões do Pacífico tropical usadas na definição de ENOS Canônico (região Canônica) e Modoki (regiões A, B e C).

Utilizando os dados de TSM do conjunto ERSST-v3 (SMITH *et al.*, 2008) no período de 1979 até 2009, calculou-se as ATSM para cada estação do ano, nas quatro regiões [região Canônica (140°W-90°W, 5°N-5°S), A (165°E-140°W, 10°S-10°N), B (110°W-70°W, 15°S-5°N) e C (125°E-145°E, 10°S-20°N)]. A região Canônica é uma sub-região da região NINO3 (150°W-90°W, 5°N-5°S). Essa região foi diminuída de 150°W para 140°W para que não houvesse nenhuma região superposta à região A (utilizada no cálculo do Índice de El

Niño Modoki - IEM) e assim diminuir a possibilidade de que um evento pertença às duas categorias. O método para definir as estações do ano com EN e LN Modoki é baseado no IEM apresentado em Ashok *et al.* (2007):

$$IEM = |ATSM|_A - 0.5 * |ATSM|_B - 0.5 * |ATSM|_C \quad (3.1)$$

onde $|ATSM|$ é a média da ATSM na região indicada. Um ano de EN (LN) Modoki é definido como aquele que tem o valor de IEM maior (menor) ou igual a $0,7\sigma_M$ ($-0,7\sigma_M$), onde σ_M é o desvio padrão da série de IEM.

Porém, se somente o IEM for usado para definir os anos de ENOS Modoki, fortes anomalias nas áreas B e C (que têm sinal oposto àquele da região do Pacífico central) podem indicar um EN ou uma LN, sem que o sinal no Pacífico central seja forte o suficiente para ser um ano de ENOS. Sendo assim, um ano de EN pode ser selecionado como de LN. Por exemplo, o ano de 1997/1998 foi caracterizado como LN Modoki (em todas as estações), sendo que esse ano é de forte EN Canônico. Portanto, outra condição é imposta para que os anos sejam definidos como EN (LN) Modoki com fortes anomalias na região A (Modoki+A). Além do critério dos anos Modoki, a ATSM na região A deve ser maior (menor) que $0,7\sigma_A$ ($-0,7\sigma_A$), onde σ_A é o desvio padrão da série de ATSM da região A.

As estações dos anos com EN (LN) Canônico são definidas como aquelas em que a ATSM da região Canônica é maior (menor) ou igual a $0,7\sigma_C$ ($-0,7\sigma_C$), onde σ_C é o desvio padrão da série de ATSM da região Canônica. Esse limiar retorna uma anomalia média de $0,6^\circ\text{C}$ na região Canônica, que é maior que o valor usado por Trenberth (1997). A mesma conta para a região A retorna uma anomalia média de $0,5^\circ\text{C}$. O critério utilizado aqui é adequado para selecionar fortes anomalias tanto na região Canônica quanto na região A.

3.2.2. Caracterização dos episódios ENOS Central e Leste

A Figura 3.2 mostra as regiões onde são calculadas as ATSMs para identificar quais são os anos de EN Central (ENC), LN Central (LNC), EN Leste (ENL) e LN Leste (LNL). O método utilizado para o cálculo dos anos ENOS é baseado no método de Trenberth (1997):

- Calcula-se o valor médio da TSM mensal nas regiões Central (160°E-150°W, 5°N-5°S) e Leste (140°W-90°W, 5°N-5°S). Estas regiões correspondem, respectivamente, à região Niño 4 e aproximadamente à região Niño 3 (com pequena diminuição de 10° no seu lado oeste, para obter duas regiões separadas e, assim, conseguir melhor distinguir os dois tipos de ENOS);
- Calcula-se a climatologia e a anomalia mensal para cada região;
- Calcula-se a média móvel de 5 meses destas anomalias, em cada região;
- Se esta média móvel for maior (menor) ou igual a 0,5°C (-0,5°C) por seis meses consecutivos [incluindo outubro-novembro-dezembro do ano que inicia o evento (ano 0) e janeiro do ano seguinte (ano +)], considera-se que este é um ano de EN (LN).

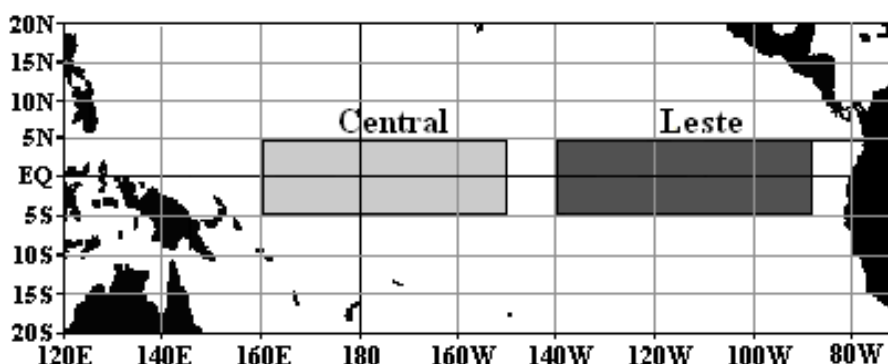


Figura 3.2: Regiões do Pacífico tropical utilizadas na definição de episódios ENOS Central e Leste.

Se a anomalia ocorrer na região do Pacífico central (região Niño 4), o episódio é chamado ENOS Central (EN ou LN) e se ocorrer na região do Pacífico leste (maior parte da região Niño 3) é chamado de ENOS Leste (EN ou LN). Um mesmo episódio pode satisfazer as condições em ambas as regiões. Em média, o ciclo ENOS começa no inverno de um ano (ano 0) e termina no outono/inverno do ano seguinte (ano +) (WOLTER; TIMLIN, 2011). Portanto, nossa análise vai de agosto (0) a julho (+).

Como poucos episódios são classificados apenas em uma das categorias, faz-se necessário classificar os anos comuns em uma das duas categorias. Sendo assim, alguns testes são feitos para separar os episódios comuns, usando a média anual ou sazonal da ATSM. Para o caso da média anual, calcula-se a anomalia média em cada região (Central e Leste), entre agosto (0) e julho (+), e o episódio pertence à categoria que tem o maior valor. No caso sazonal, calcula-se a média para cada estação, e a estação pertence à categoria que tem o maior valor.

A análise das composições de anomalias de variáveis atmosféricas durante os anos ENOS não mostra grandes diferenças quando o ano comum é classificado por critério anual ou sazonal. Porém, a separação pelo critério anual traz algumas vantagens:

- O conjunto de anos é o mesmo para todas as estações. Portanto, é possível avaliar a evolução temporal do episódio ENOS em cada categoria [por ex., avaliar a inversão de sinal das anomalias de precipitação entre nov (0) e jan (+), descrita em Grimm (2003, 2004) e para a frequência dos eventos extremos em Grimm e Tedeschi (2009)];
- Para todas as estações há número suficiente de anos em cada categoria para calcular a significância estatística.

Sendo assim, escolheu-se a separação dos episódios comuns a ambas categorias de acordo com o critério de maior média anual da ATSM nas regiões

analisadas do Pacífico tropical. As composições obtidas com a separação sazonal mostram resultados muito próximos aos obtidos com a separação anual. A maior diferença ocorre na estação de outono (MAM (+)) durante ENL, na qual os padrões tanto do sudeste quanto do nordeste da América do Sul são muito mais fortes quando a separação dos anos comuns é feita sazonalmente.

O método usado para a determinação de anos ENOS no conjunto de dados do HadGEM2-ES é o mesmo utilizado para os dados observados. Ele é aplicado em cada um dos quatro membros, tanto nos dados do presente (1960 até 2005) quanto nos dados do futuro (2054 até 2099).

O conjunto de dados de TSM utilizado como condição de contorno no MCGA-CPTEC não é o ERSST-v3 (SMITH *et al.*, 2008) e, por esse motivo, os anos de ENOS foram calculados também para o conjunto de Hurrell *et al.* (2008), no período de 1986 até 2006.

3.2.3. A remoção da tendência nos dados da projeção para o futuro do HadGEM2-ES

Os cenários propostos pelo CMIP5 do IPCC causam tendências nos campos atmosféricos e oceânicos nos dados do futuro. Caso esta tendência não seja retirada, afetaria os resultados deste estudo. A retirada da tendência é feita em todos os pontos de grade, para todos os campos atmosféricos e oceânicos do modelo HadGEM2-ES nas projeções do futuro do cenário rcp8.5. Como exemplo dessa metodologia será utilizada a série temporal das TSM para a região Niño 4 (160°E-150°W, 5°N-5°S), de janeiro de 2054 até dezembro de 2099, para um dos membros do modelo HadGEM2-ES (Figura 3.3). Nela é possível verificar, através da linha preta, a tendência no crescimento das TSMs. Se esta tendência não for retirada, a maioria dos episódios EN (LN) se concentraria no final (início) do período. Os episódios devem ser determinados em relação a uma climatologia que muda com os cenários futuros.

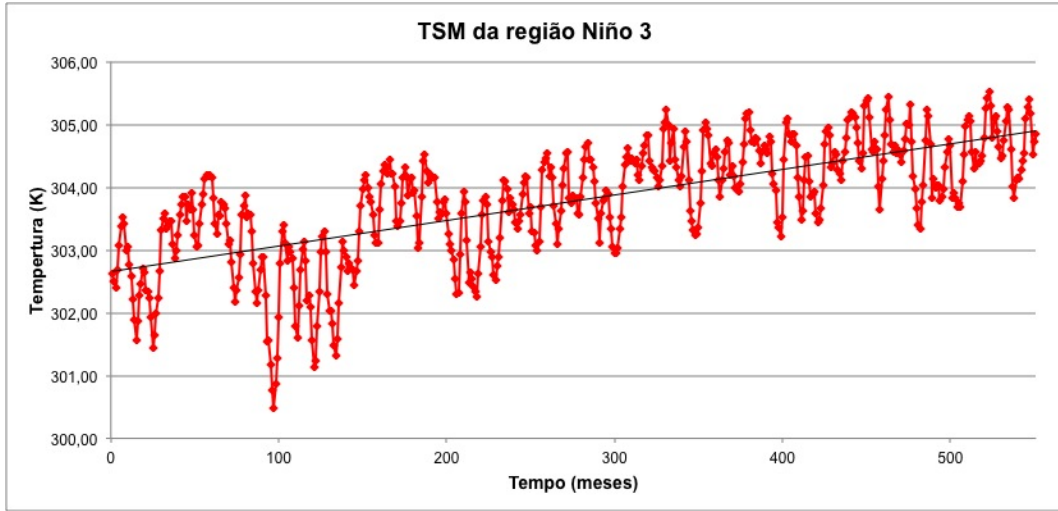


Figura 3.3: Série temporal das TSMs da região Niño 4.

Para a retirada da tendência é necessário saber a fórmula dessa reta, o que se obtém através da regressão linear (WILKS, 2006, pg. 180):

$$y_i = \alpha + \beta x_i \quad (3.2)$$

onde α é o coeficiente linear, β é o coeficiente angular, x_i os valores do tempo e y_i são os valores de TSM (nesse exemplo). O coeficiente angular é calculado da seguinte maneira:

$$\beta = \frac{n \sum_{i=1}^n (x_i y_i) - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2} \quad (3.3)$$

O coeficiente linear é dado por:

$$\alpha = \frac{\sum_{i=1}^n x_i^2 \sum_{i=1}^n y_i - \sum_{i=1}^n (x_i y_i) \sum_{i=1}^n x_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2} = \frac{1}{n} \left[\sum_{i=1}^n y_i - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right) \beta \right] \quad (3.4)$$

Para retirar a tendência faz-se o seguinte cálculo:

$$Y_i = Y'_i - \alpha - \beta x_i + \bar{Y} \quad (3.5)$$

onde Y_i são os novos valores de TSM, sem a tendência, Y' são os valores anteriores, com a tendência, e $\bar{Y}$ é a média das TSMs, ou seja a climatologia do período. A Figura 3.4 mostra a série de TSM do Niño 4 após a retirada da tendência.

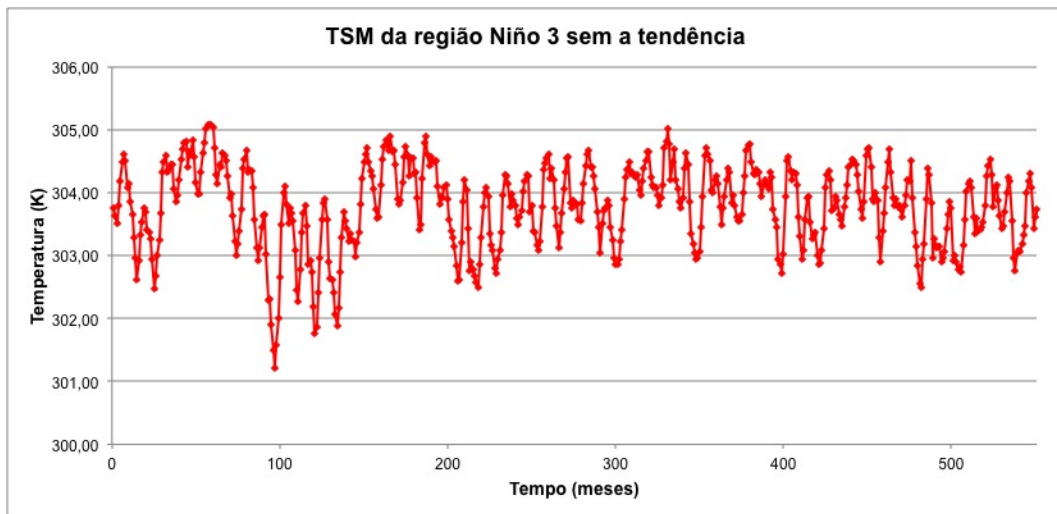


Figura 3.4: Série temporal das TSM da região Niño 4, após a retirada da tendência.

3.2.4. Compostos de anomalias atmosféricas e oceânicas durante ENOS

No caso do estudo de ENOS Canônico e Modoki, os episódios pertencentes a ambas as categorias não são utilizados para o cálculo dos compostos. Já no cálculo dos compostos durante ENOS Central e Leste, os episódios que satisfazem os critérios de ambas as categorias são utilizados, já que foi definida a qual categoria eles pertencem, conforme explicado anteriormente. Esses compostos de anomalias são feitos com o conjunto de dados “observados” (reanálise do NCEP/NCAR, KALNAY *et al.*, 1996), os conjuntos de dados do modelo HadGEM2-ES e da rodada longa do MCGA-CPTEC/INPE.

Após a definição dos anos de ENOS, os campos a serem analisados (TSM, precipitação, vento zonal e meridional, fluxo de umidade e sua divergência e velocidade vertical ômega) são separados em cada categoria de anos. No caso

dos dados de modelo, gera-se uma nova série para cada categoria de anos, que contém os dados de todos os membros. Calcula-se então a média da anomalia dos campos para cada uma das categorias. Essas médias são os chamados compostos dos campos de anomalias atmosféricas e oceânica para cada categoria de anos. Esses compostos são gerados a fim de identificar qual é a influência dos vários tipos de ENOS sobre a América do Sul.

Um teste de significância foi realizado, para saber quais as regiões tem impactos significativos em cada categoria de anos, em relação a todo conjunto de anos. O teste de significância utilizado foi o teste hipergeométrico (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; GRIMM *et al.*, 1998, 2000). A hipótese testada foi que em cada mês há um valor maior (menor) do campo analisado durante episódios ENOS do que o valor médio desse campo. Esse teste é calculado da seguinte forma (MEYER, 1972, p.187):

$$h = 1 - \sum_{k=1}^d \frac{\binom{t}{k} \binom{N-t}{n-k}}{\binom{N}{n}} \quad (3.6)$$

onde h é a significância do evento analisado, N é o número total de anos, n é o número de anos com anomalia positiva (negativa), t é o número de anos de um certo episódio ENOS, e d é o número de anos do episódio ENOS analisado que tem anomalia positiva (negativa).

3.2.5. Correlação entre a anomalia de TSM e campos atmosféricos

Para avaliar como a ATSM em diferentes regiões do Pacífico equatorial afeta a anomalia de precipitação sobre a América do Sul e a anomalia de PNM (APNM) global calculou-se a correlação entre a série de ATSM (região Canônica, região A, região Central e região Leste) ou o IEM e o campo analisado, no caso da APNM usou-se somente a ATSM da região Canônica e

região A. O cálculo do coeficiente de correlação (r) é feito através da seguinte fórmula (SPIEGEL, 1972):

$$r_{x,y} = \frac{\text{cov}(x,y)}{s_x s_y} \quad (3.7)$$

onde $\text{cov}(x,y)$ é a covariância das duas variáveis, s_x o desvio padrão de uma das variáveis e s_y o desvio padrão da outra. Este coeficiente varia entre -1 e +1, se $r_{x,y} = -1$, diz-se que as variáveis têm uma perfeita associação linear negativa; já no caso de $r_{x,y} = +1$, chama-se de perfeita associação linear. Quando $r_{x,y} = 0$ não há associação linear entre as variáveis. Além disso, é calculada a significância dessa correlação através do teste t de Student (SPIEGEL, 1972, p.410), cuja a estatística é dada por:

$$t = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (3.8)$$

que tem a distribuição de Student com $N-2$ graus de liberdade, no caso em que as variáveis não são correlacionadas.

3.2.6. Eventos Extremos de Precipitação: diferença entre os anos ENOS e anos Normais

Como as séries de precipitação diária observada possuem muitos dados faltantes, são realizados mais alguns testes a fim de usar somente séries de quadrículas com um número mínimo de dados. Os meses podem conter no máximo 5 dias faltantes, senão todo o mês recebe código de dado faltante. A série de dados deve conter no mínimo quatro episódios EN ou LN, Central ou Leste, caso contrário a quadrícula não é utilizada para o cálculo de eventos extremos naquela categoria. No caso dos dados dos modelos, essa mesma característica é levada em conta, mas como os modelos não possuem dados faltantes, o critério de número mínimo de anos ENOS só foi utilizado nos dados

do modelo HadGEM2-ES para o futuro, onde há menos de 4 ENC ou LNC, e por isso esses mapas não são apresentados.

A definição de evento extremo de precipitação é feita com base no percentil 90 da distribuição de precipitação diária em cada quadrícula (GRIMM; TEDESCHI, 2009). Segundo Thom (1958), a distribuição Gama representa muito bem os dados diários de precipitação. Sendo assim, esta distribuição foi utilizada para representar as séries de valores diários de precipitação deste trabalho. A distribuição Gama é definida pela seguinte função densidade de probabilidade de variável aleatória x :

$$f(x) = \frac{(x/\beta)^{\alpha-1} \exp(-x/\beta)}{\beta \Gamma(\alpha)} \text{ com } x, \alpha \text{ e } \beta > 0, \quad (3.9)$$

onde α e β são os parâmetros da distribuição, α definindo a forma da distribuição e β a escala. A função Gama é representada pela seguinte equação:

$$\Gamma(\alpha) = \int_0^{\infty} t^{\alpha-1} e^{-t} dt \quad (3.10)$$

Os parâmetros são calculados da seguinte forma (THOM, 1958):

$$\alpha = \frac{1 + \sqrt{1 + 4D/3}}{4D} \quad (3.11)$$

$$\beta = \frac{\bar{x}}{\alpha} \quad (3.12)$$

onde o parâmetro D é determinado por uma aproximação do método da máxima verossimilhança:

$$D = \ln(\bar{x}) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln(x_i) \quad (3.13)$$

Na metodologia usada neste estudo, os eventos extremos devem ter altos valores relativos de precipitação. Sendo assim, é calculada uma média móvel de três dias, e o valor é colocado no dia central. Sobre estas médias é ajustada uma distribuição Gama (eq. 3.9) para cada dia do ano. Posteriormente, é calculado o valor de precipitação que corresponde ao percentil 90 da distribuição ajustada para cada dia do ano. Sobre essa série de valores de percentil 90, calcula-se uma média móvel de 31 dias, colocando o resultado no dia central (16° dia), obtendo-se uma série suavizada. Um evento extremo é caracterizado como o dia que tem o valor da precipitação igual ou maior que o valor da média móvel de 31 dias do percentil 90, centrada naquele dia. O número de eventos extremos é calculado para cada mês de cada ano. Após este cálculo, a série de número de eventos extremos é separada para cada categoria de anos ENOS (ENC, ENL, LNC, LNL e Normais) e, para os modelos, junta-se as séries de cada categoria de cada membro do *conjunto*, gerando assim uma nova série com todos os anos de cada membro.

Utilizando as categorias de anos ENOS, são calculadas as frequências de eventos extremos para cada estação ou mês em cada categoria de ano. Calcula-se a diferença da frequência de eventos extremos entre uma categoria de ENOS e os anos Normais, assim como a sua significância estatística através do teste baseado na distribuição hipergeométrica (eq. 3.6). Também é calculada a diferença da frequência de eventos extremos entre o EN (ou LN) Central e o EN (ou LN) Leste.

3.2.7. Experimento com o MCGA CPTEC/INPE

Os experimentos descritos a seguir foram realizados para verificar como o modelo se comporta quando há uma ATSM no Pacífico equatorial central ou leste. Sendo assim, foram propostos 3 tipos de integrações do modelo (controle, experimento do Pacífico central e experimento do Pacífico leste), sendo cada um deles com 5 membros. As condições iniciais vão de 14 a 18 de agosto de 1993. Essas condições iniciais são de um ano neutro, em relação ao

ENOS, para remover alguma possível influência das ATSMs relacionadas aos episódios de ENOS. Quanto às condições de contorno, foi utilizada a TSM do conjunto de dados de Hurrell *et al.* (2008), no período de 1982 até 2009, nas seguintes condições:

- Controle: TSM climatológica em todos os oceanos de agosto de 1993 até julho de 1995.
- Experimento Central: TSM climatológica em todos os oceanos de agosto de 1993 a julho de 1994 e TSM climatológica em todos os oceanos mais as anomalias na região do Pacífico central (geradas através de uma Gaussiana, com valor máximo de 5°C e apresentada na Figura 3.5a) de agosto de 1994 até julho de 1995.
- Experimento Leste: TSM climatológica em todos os oceanos de agosto de 1993 a julho de 1994 e TSM climatológica em todos os oceanos mais as anomalias na região do Pacífico leste (geradas através de uma Gaussiana, com valor máximo de 5°C e apresentada na Figura 3.5b) de agosto de 1994 até julho de 1995.

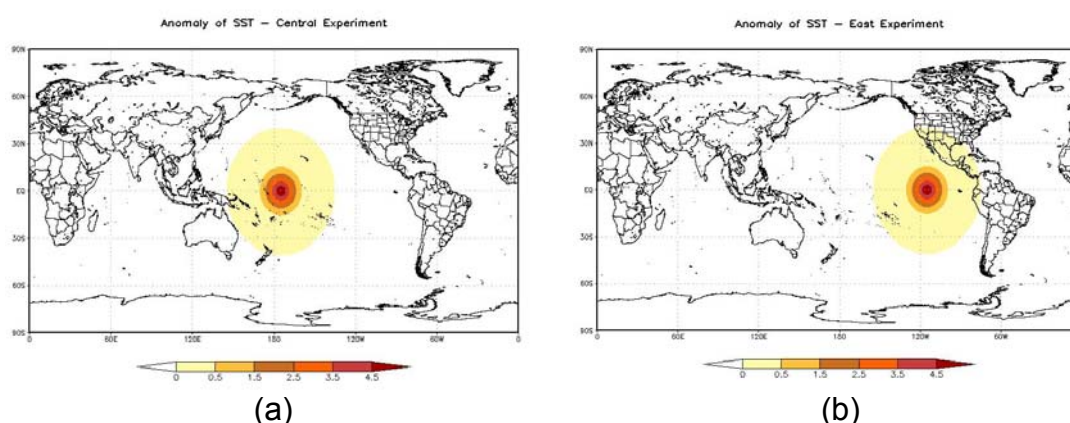


Figura 3.5: Anomalias no Pacífico equatorial utilizadas nos experimentos do MCGA-CPTEC/INPE.

O primeiro ano dos experimentos e da rodada controle não são utilizados, pois deve-se evitar qualquer problema proveniente do tempo de spin-up da umidade

do solo. Além disso, as anomalias variam conforme curvas gaussianas para evitar um forte gradiente de temperatura nas bordas das regiões forçantes.

Após a realização dos experimentos e da rodada controle, os dados do segundo ano foram utilizados para gerar os campos atmosféricos do conjunto, e a diferença entre um experimento e o controle. No caso dos eventos extremos, não há uma série longa para determinar o percentil 90 dessa série, logo, utiliza-se uma média mensal do percentil 90 da rodada longa, para definir acima de qual limiar o dia é considerado um evento extremo. Após calcular a quantidade de eventos extremos em cada mês para cada tipo de dados, faz-se a diferença entre o experimento e o controle.

4 INFLUÊNCIAS DOS ENOS CANÔNICO E MODOKI+A NA AMÉRICA DO SUL

4.1. Anos ENOS Canônico e Modoki+A

A Tabela 4.1 mostra os anos que são caracterizados como anos ENOS Modoki. Alguns anos selecionados como ENOS Modoki nesse estudo não são listados por Ashok *et al.* (2007), como é o caso dos anos 1993-1994, 1996-1997 e 2001-2002 para DJF; e outros anos como 1986-1987 para DJF e 1986 para JJA, são selecionados por Ashok *et al.* (2007), mas não estão presentes nesse estudo. A aparente inconsistência deve-se ao diferente conjunto de dados usados nos estudos. Quando o IEM é calculado usando o conjunto de dados do HadISST (RAYNER *et al.*, 2003), mesmo com a diferença na climatologia desses estudos, os anos são os mesmos.

Tabela 4.1: Anos EN/LN Modoki usando o método de Ashok *et al.* (2007). Os anos em *itálico* não pertencem ao critério adicional.

	SON	DJF	MAM	JJA
EN	1986, 1990, 1991, 1994, 2001, 2004, 2009.	1979/80, 1990/91, 1991/92, 1992/93, 1993/94, 1994/95, 1996/97, 2001/02, 2002/03, 2004/05.	1980, 1982, 1991, 1994, 1995, 2003, 2005, 2007.	1990, 1991, 1992, 1994, 2002, 2004.
LN	1983, 1984, 1988, 1997, 1998, 1999, 2000, 2008.	1988/89, 1997/98, 1998/99, 1999/2000, 2000/01, 2007/08, 2008/09.	1983, 1989, 1998, 1999, 2000, 2001, 2008.	1983, 1997, 1998, 1999, 2008.

A Tabela 4.2 mostra os anos selecionados como ENOS Canônicos e ENOS Modoki+A. Pode-se observar que alguns anos selecionados como ENOS Modoki (Tabela 4.1) não estão na Tabela 4.2, isso ocorre porque esses anos não tem fortes anomalias na região A ($|ATSM| < 0,7\sigma_A$). Algumas estações têm fortes valores de IEM, mas não tem fortes ATSM na região A, o que causa uma forçante fraca na região do Pacífico central (principal objeto de estudo no caso dos anos Modoki). A Tabela 4.2 também mostra as respectivas quantidades de

ENOS em cada categoria, o primeiro número é a quantidade de anos que pertencem somente àquela categoria e o segundo a quantidade de anos que são Canônicos e Modoki+A ao mesmo tempo.

Tabela 4.2: Anos de EN/LN Canônicos (ENCa/LNCa) e EN/LN Modoki+A (ENM/LNM). Os anos em negrito indicam que esse ano ocorre nas duas categorias.

	SON	DJF	MAM	JJA
ENCa	1982, 1987, 1997, 2002, 2006, 2009 .	1982/83, 1986/87, 1991/92 , 1997/98, 2002/03 , 2006/07.	1983, 1987, 1992, 1993, 1998.	1982, 1983, 1987, 1991 , 1997, 2009.
Nº de ENCa	5+1	4+2	5+0	5+1
ENM	1986, 1991, 1994, 2004. 2009 .	1990/91, 1991/92 , 1994/95, 2002/03 , 2004/05.	1991, 1994, 1995, 2003, 2005.	1991 , 1992, 1994, 2002, 2004.
Nº de ENM	4+1	3+2	5+0	4+1
LNCa	1984 , 1985, 1988 , 1995, 1998 , 1999 , 2007.	1984/85, 1988/89 , 1996/97, 1998/99 , 1999/2000 , 2005/06, 2007/08 .	1985, 1988, 1989 , 1996, 1999 , 2007.	1981, 1984, 1985, 1988, 1999 , 2007.
Nº de LNCa	3+4	3+4	4+2	5+1
LNM	1983, 1984 , 1988 , 1998 , 1999 , 2000, 2008.	1988/89 , 1998/99 , 1999/2000 , 2000/01, 2007/08 , 2008/09.	1989 , 1999 , 2000, 2001, 2008.	1998, 1999 , 2008.
Nº de LNM	3+4	2+4	3+2	2+1

A Tabela 4.3 mostra os anos classificados como EN e LN pelo método de Trenberth (1997), e a quantidade de anos de cada categoria; entretanto, nesse estudo é utilizada a região Canônica (140°W-90°W, 5°N-5°S) para a definição desses anos. Nesse caso os anos começam em agosto(0) e terminam em julho do ano seguinte (ano +). Seis (oito) anos de 31 são caracterizados como EN (LN). Comparando a Tabela 4.2 com a 4.3, é possível verificar que a maioria dos anos classificados como ENOS Canônicos são os mesmos. Porém, em alguns casos o ano caracterizado como ENOS pelo método de Trenberth, não tem a estação caracterizada como um ENOS Canônico (ex. 1987 é um ano EN, mas DJF-1987/88, MAM-1988 e JJA-1988 não são caracterizadas como EN Canônico). O número de eventos Canônicos é similar com o número de Modoki+A, com exceção de LN na estação de JJA, onde somente dois casos

são identificados como Modoki+A. Os anos comuns (quando um ano é identificado tanto como Canônico como Modoki+A) são mais frequentes nos episódios LN do que nos EN. Esse resultado é coerente com Kug *et al.* (2009), que ao comparar ENOS Central (calculados por um índice na região Niño 4) com Leste (Niño 3) mostra que quase todos os anos de LN tem características dos dois fenômenos, já em EN isso não ocorre frequentemente.

Tabela 4.3: Anos de ENOS Canônico, usando o método de Trenberth (1997).

	ENCa	LNCa
Anos	1982, 1986, 1987, 1991, 1997, 2002.	1984, 1985, 1988, 1995, 1996, 1998, 1999, 2007.
Número de casos	6	8

4.2. Compostos das anomalias de TSM durante anos ENOS Canônico e Modoki+A

Os campos dos compostos de TSM durante os dois tipos de eventos ENOS (Tabela 4.2) são mostrados nas Figuras 4.1 e 4.2. Os anos em negrito na Tabela 4.2 (anos que são Canônico e Modoki+A ao mesmo tempo) não são incluídos nos compostos. O composto para EN Canônico mostra a configuração típica para esses anos: ATSM positiva no Pacífico leste, ladeando a costa da América do Sul, nas quatro estações. Fortes anomalias positivas se estendem para oeste durante a primavera (SON) e verão (DJF) do Hemisfério Sul. Durante as quatro estações ocorrem anomalias negativas de TSM no Pacífico norte e sul, num padrão *boomerang* (WANG *et al.*, 2000; JUNENG; TANGANG, 2005). Sobre o Oceano Índico existem anomalias positivas fracas.

Nas estações de eventos Modoki+A há anomalias positivas de TSM no Pacífico central, as quais são mais intensas durante a primavera (SON) e o verão (DJF) do Hemisfério Sul. Nesse caso as ATSMs extratropicais são diferentes das que ocorrem durante eventos EN Canônicos. Há anomalias positivas no Pacífico norte, que são mais intensas em SON e DJF, sinal oposto àquele que ocorre em anos de EN Canônico. Algumas características do Modoki, como as

anomalias negativas no oeste e leste do Pacífico, são observadas durante SON e DJF no Pacífico oeste, e durante MAM e JJA no Pacífico leste.

Durante LN Canônicas (Figura 4.2) ocorrem anomalias negativas máximas no Pacífico leste, e não há (ou há pouca) anomalia oposta no Pacífico extratropical, ao contrário do que ocorre no EN Canônico. Entretanto, nos compostos de Modoki+A há anomalias negativas no Pacífico central estendendo-se até o nordeste do Pacífico e são limitadas por anomalias positivas no formato de *boomerang*. Esse padrão de *boomerang* ocorre em EN Canônicos e LN Modoki+A, mas com sinais opostos. Diferenças na posição equatorial dos padrões de anomalias entre eventos Canônicos e Modoki+A e nas anomalias extratropicais associadas a esses eventos podem causar diferentes impactos na circulação atmosférica (ASHOK *et al.*, 2007, HILL *et al.*, 2009). Essas diferenças serão discutidas na próxima seção.

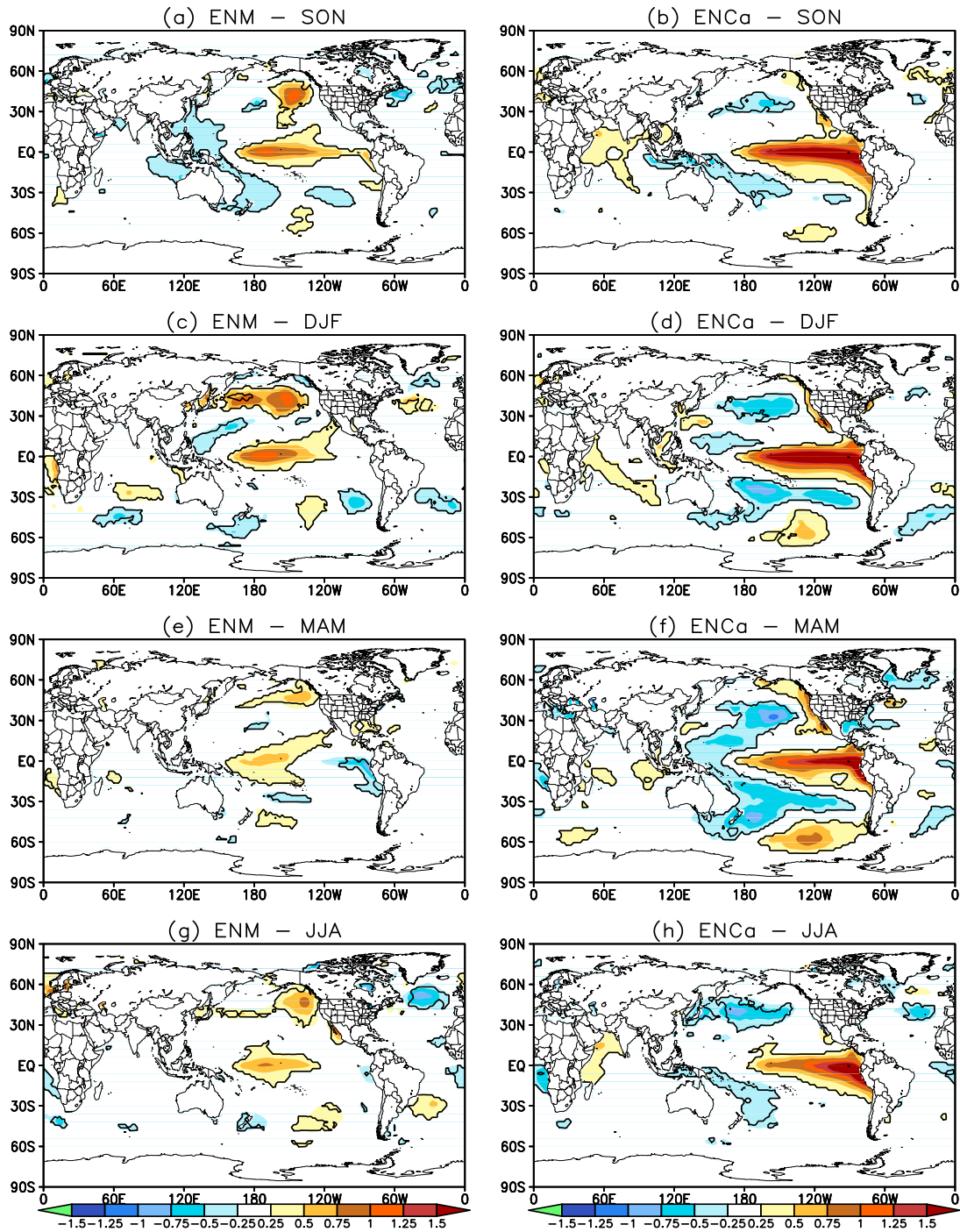


Figura 4.1: Compostos das ATSMs (°C) durante as estações de EN [primavera (1^a linha), verão (2^a), outono (3^a) e inverno (4^a)], em eventos Modoki+A (1^a coluna) e Canônicos (2^a). As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,25 (-0,25) °C e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

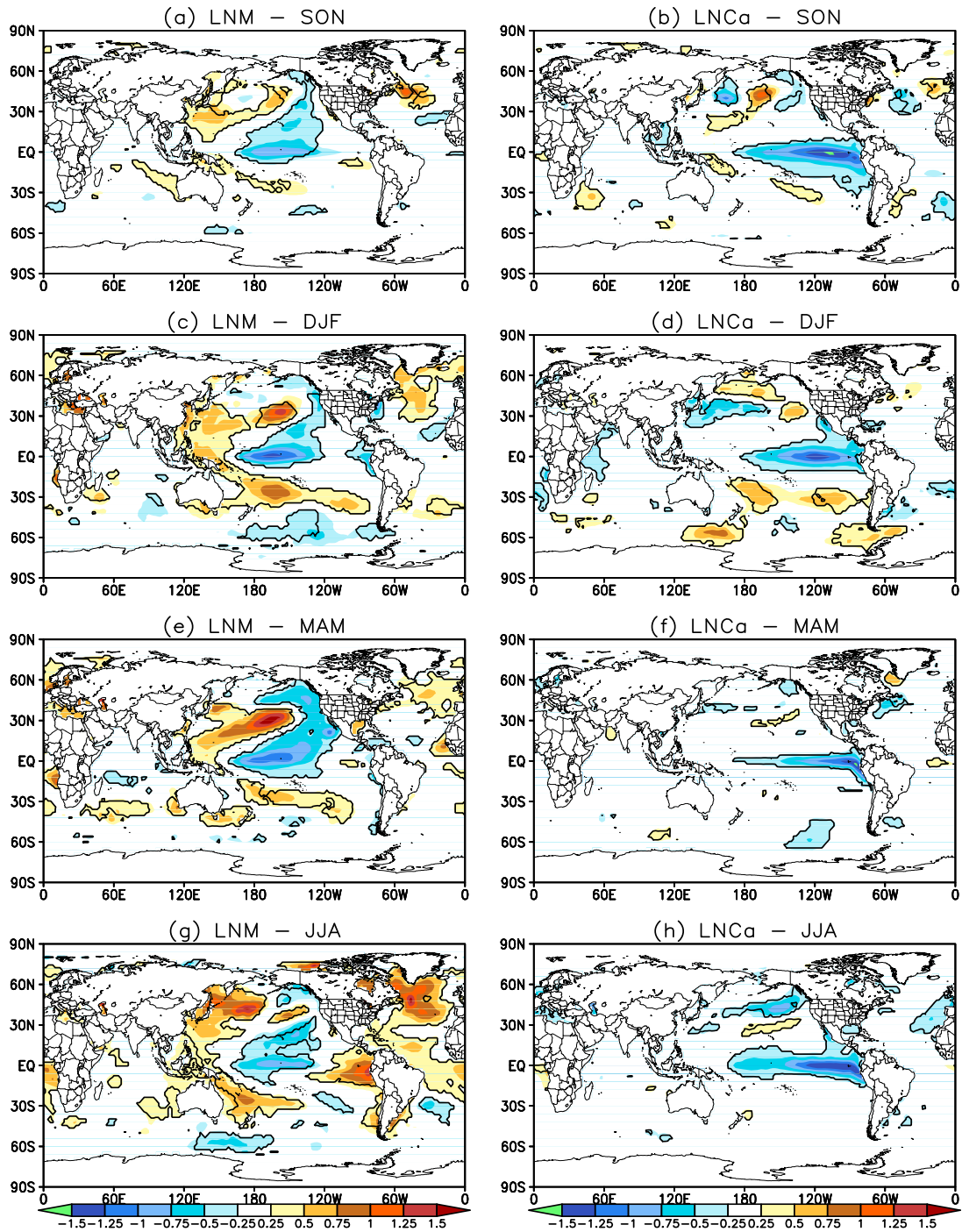


Figura 4.2: Idem à Figura 4.1, para as categorias de LN.

4.3. Impactos dos ENOS Canônico e Modoki+A na América do Sul e as relações com os campos de grande escala

4.3.1. Compostos de precipitação

As Figuras 4.3 e 4.4 mostram os compostos das anomalias de precipitação sobre a América do Sul para cada estação do ano em cada categoria de eventos ENOS, sem usar os anos comuns às duas categorias. Durante os anos EN Canônico (Figura 4.3), o padrão de anomalia esperado para anos EN, precipitação acima do normal no sudeste da América do Sul e abaixo do normal sobre o norte/nordeste da América do Sul, ocorre durante as quatro estações. Há também precipitação acima do normal no noroeste da América do Sul, próximo ao oceano equatorial que está aquecido. As anomalias são mais fortes em DJF e MAM tanto na Região Sul quanto na Norte/Nordeste. Outros estudos também mostram esse padrão dipolo sobre a precipitação da América do Sul durante um EN Canônico, mas para lugares e estações específicos. Ropelewski e Halpert (1987) mostram um decréscimo na anomalia de precipitação sobre o nordeste da América do Sul de julho (ano 0) até março (ano +) e um acréscimo da anomalia de precipitação sobre o sudeste da América do Sul de novembro (ano 0) até fevereiro (ano +). Precipitações acima do normal no Chile central e abaixo do normal no nordeste do continente durante o inverno austral e condições úmidas sobre a Bacia do Prata e secas na América do Sul tropical durante o verão austral são descritas em Aceituno (1988). Aumento da precipitação durante a primavera (ano 0) austral (GRIMM *et al.*, 1998, 2000) e durante o verão (ano +) austral (GRIMM, 2003) ocorrem no Sul do Brasil, enquanto há uma diminuição da precipitação durante o verão no Norte do Brasil (GRIMM, 2003). Coelho *et al.* (2002) analisaram a correlação entre a precipitação e a ATSM do Pacífico tropical, e mostraram que é maior entre dezembro (ano 0) e maio (ano +), sendo negativa em algumas regiões (nordeste e extremo Noroeste do Brasil e na Bolívia) e positiva em outras (norte do Peru, Centro e Sul do Brasil e norte da Argentina).

Os compostos de EN Modoki+A mostram que seus impactos sobre a precipitação da América do Sul são diferentes dos EN Canônico (Figura 4.3). Durante a primavera (SON) há diminuição da precipitação sobre a região da ZCAS (leste da América do Sul) e um aumento sobre o noroeste da América do Sul. Há redução da precipitação em quase toda a América do Sul durante o verão (DJF). Diferenças entre os compostos de Modoki+A e Canônicos (Figura 4.3) durante essa estação, mostram uma configuração similar àquela obtida por Hill *et al.* (2009), mas com sinais opostos, pois nessa figura a diferença é (Modoki+A)-Canônico. No estudo de Hill *et al.* (2009), foi analisada a chuva sobre a América do Sul durante DJF associada com dois tipos de ATSM no Pacífico equatorial: 1997/1998 e 2002/2003. Os resultados obtidos mostram que a diferença da anomalia de precipitação entre DJF-1997/1998 e DJF-2002/2003 é positiva no sudeste da América do Sul e negativa no norte da América do Sul. Como esses anos são caracterizados como Canônico (1997/1998) e Modoki+A (2002/2003) no presente estudo, isso significa que há mais (menos) precipitação no sudeste (norte) da América do Sul durante o EN Canônico do que o EN Modoki+A, consistente com os resultados apresentados por Hill *et al.* (2009).

Durante o outono (MAM) de anos Modoki+A existe uma pequena, mas significativa, redução da precipitação no setor norte da Região Sul do Brasil, que pertence à Bacia do Prata, e no norte da região Amazônica. Um aumento da precipitação ocorre em uma banda que vai da Amazônia até o Sudeste, que pode estar associada com a ZCAS ocorrendo no início do outono, e na ZCIT, que pode afetar o norte do Nordeste do Brasil. Essa condição é oposta à que ocorre nos anos de EN Canônico, quando condições secas ocorrem no norte de Nordeste brasileiro. MAM é a estação chuvosa dessa região (HASTENRATH; HELLER, 1977; KOUSKY *et al.*, 1984; GRIMM, 2011) e durante EN Canônicos essa estação fica mais seca. Logo, é importante saber que diferentes condições podem ocorrer se a ATSM está localizada no centro (Modoki+A) ao invés de no leste (Canônico) do Pacífico.

Durante o inverno (JJA) há anomalias positivas fracas, porém significativas, sobre a costa leste do Nordeste do Brasil, que podem afetar a estação chuvosa dessa região e de diferentes formas em comparação ao evento Canônico. Anomalias fracas negativas ocorrem sobre uma pequena área do Sul/Sudeste do Brasil e são opostas ao excesso de chuva em boa parte do Sul/Sudeste durante o EN Canônico. Weng *et al.* (2007) estudaram as anomalias de JJA durante EN Canônico e Modoki. Em sua Figura 9 é possível verificar um aumento (diminuição) da precipitação no sudeste da América do Sul e uma diminuição (aumento) no norte (noroeste) da América do Sul durante EN Canônico (Modoki). Os resultados obtidos no presente estudo são coerentes com esses resultados.

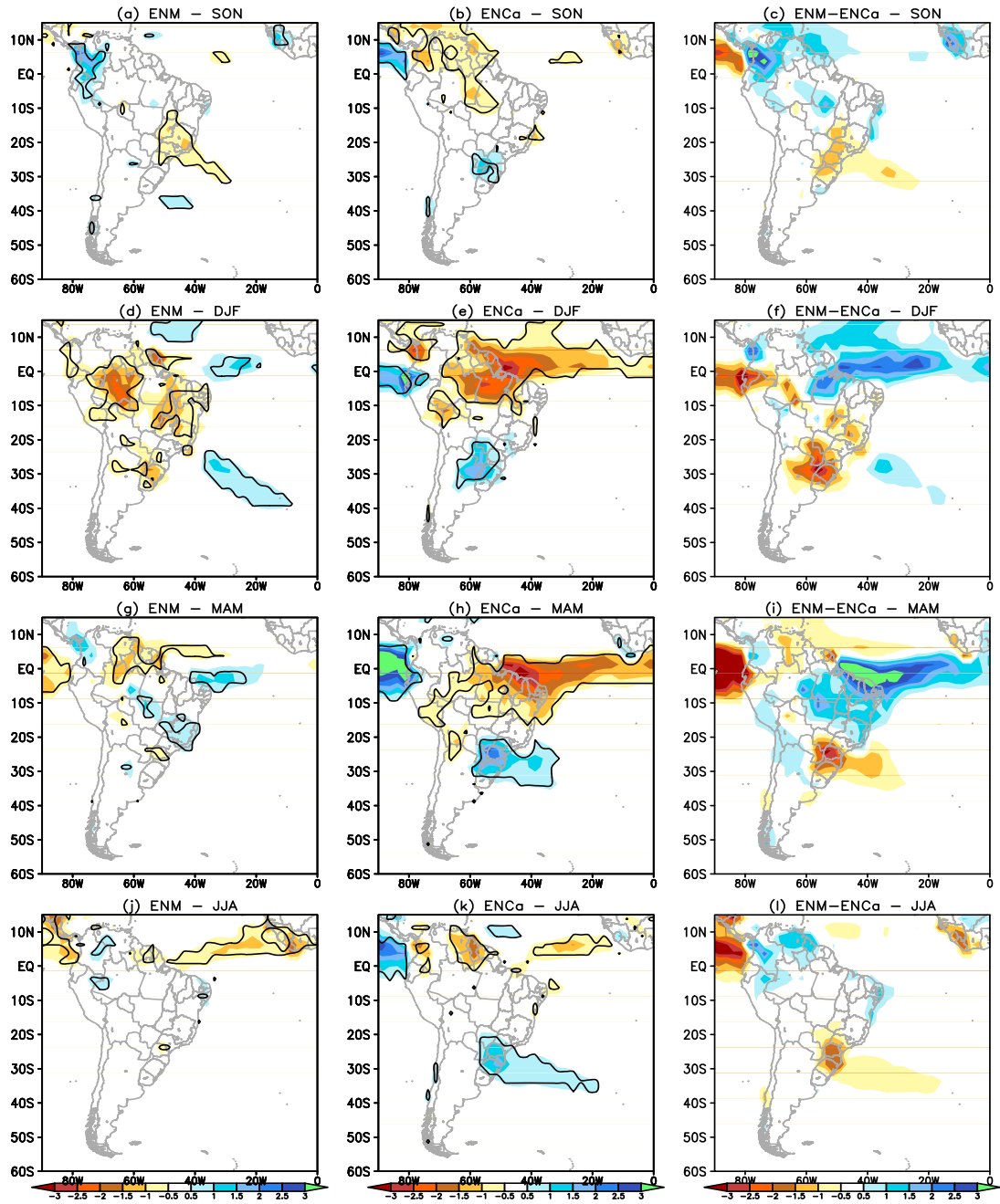


Figura 4.3: Compostos das anomalias de precipitação (mm/dia) durante as estações de EN [primavera (1^a linha), verão (2^a), outono (3^a) e inverno (4^a)], em eventos Modoki+A (1^a coluna) e Canônicos (2^a). As diferenças entre EN Modoki+A e Canônico são apresentados na 3^a coluna. Nas duas primeiras colunas as regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) mm/dia e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

Os campos de anomalia de precipitação durante LN Canônica são opostos àqueles que ocorrem em EN Canônico, com anomalias positivas no Norte/Nordeste e negativas, principalmente, no Sul do Brasil (Figura 4.4). As anomalias mais fortes ocorrem sobre o norte/nordeste da América do Sul em DJF e MAM e no Sul do Brasil ocorrem principalmente em SON. Durante DJF há anomalia acima do normal no setor oceânico da ZCAS e redução da precipitação no setor continental dessa zona de convergência. O noroeste da América do Sul e o oceano adjacente também sofrem redução da precipitação, o que é consistente com as anomalias negativas de TSM próximas à costa da América do Sul. Ropelewski e Halpert (1989) mostraram que durante os anos de LN os padrões das anomalias de precipitação são opostos àqueles que ocorrem em anos de EN: aumento da precipitação no período de junho (ano 0) até março (ano +) para o nordeste da América do Sul, e diminuição da precipitação no período de junho (ano 0) até dezembro (ano 0) para o sudeste da América do Sul. Sobre o Brasil, Grimm (2003, 2004) indicou que há influências opostas entre o EN e a LN durante o verão.

Os compostos de LN Modoki+A mostram padrões de anomalia sobre a América do Sul diferentes dos compostos de LN Canônica (Figura 4.4). Durante SON há um aumento (diminuição) da precipitação sobre o sudeste (extremo norte) da América do Sul, oposto ao que ocorre durante o evento LN Canônica. Entretanto, algumas regiões têm a anomalia de mesmo sinal, em outras estações, como o norte da América do Sul durante DJF, mas cobrindo uma área maior em LN Modoki+A do que em LN Canônica. No caso de LN Modoki+A, a parte oceânica da ZCAS sofre diminuição da chuva durante DJF, que é oposto ao que ocorre durante LN Canônica, e na parte continental da ZCAS também há uma diminuição da chuva. Em MAM a ZCIT é deslocada para norte, diminuindo a precipitação em áreas do norte do Nordeste do Brasil, em comparação ao padrão de LN Canônica (Figura 4.4). Em JJA as anomalias opostas às de LN Canônica ocorrem na região sudeste da América do Sul e em algumas partes da região tropical.

A precipitação sobre o sudeste da América do Sul é fortemente influenciada, em todas as estações, pela ocorrência de um EN Canônico, enquanto o EN Modoki+A afeta essa região em DJF, com um sinal oposto ao Canônico (Figura 4.3). A anomalia de precipitação, com sinal negativo, sobre a América do Sul tropical também é produzida pelo EN Canônico em todas as estações, enquanto no Modoki+A ocorrem condições úmidas sobre o noroeste e nordeste da América do Sul em SON e MAM. Sinais opostos entre as anomalias de EN Canônico e Modoki+A ocorrem na região da ZCIT durante MAM.

Anos de LN Canônica tem uma forte influência sobre o Sul do Brasil durante SON, produzindo condições secas, enquanto os anos de Modoki+A mostram condições úmidas sobre o Sudeste do Brasil nessa estação (Figura 4.4). Em DJF há anomalias de sinais opostos em parte do Sudeste do Brasil. Essa é a região onde a ocorrência da ZCAS pode ser influenciada pelos trens de onda provenientes do Pacífico (CUNNINGHAM; CAVALCANTI, 2006). Portanto, diferentes posições na ATSM do Pacífico podem influenciar a localização dos centros dos trens de onda, afetando o Sudeste do Brasil de diferentes maneiras. As regiões norte e nordeste da América do Sul têm diferentes influências nos dois casos durante DJF e MAM. Em DJF de LN Canônica, condições úmidas ocorrem sobre parte da região norte da América do Sul, mas próximo do noroeste do continente há condições secas, o que é consistente com as ATSMs abaixo do normal no Pacífico leste. Durante anos Modoki+A, quando as TSM mais frias são deslocadas para o Pacífico central, as condições úmidas se estendem por uma grande área sobre a região Amazônica e as anomalias secas no noroeste são reduzidas. Durante MAM há fortes anomalias positivas no Nordeste do Brasil durante LN Canônica, enquanto durante LN Modoki+A essas condições úmidas se estendem para o Norte do Brasil deslocando a ZCIT para o norte. Em JJA são identificadas pequenas diferenças, mas elas são significativas e de sinal oposto em partes do Sul e Norte do Brasil.

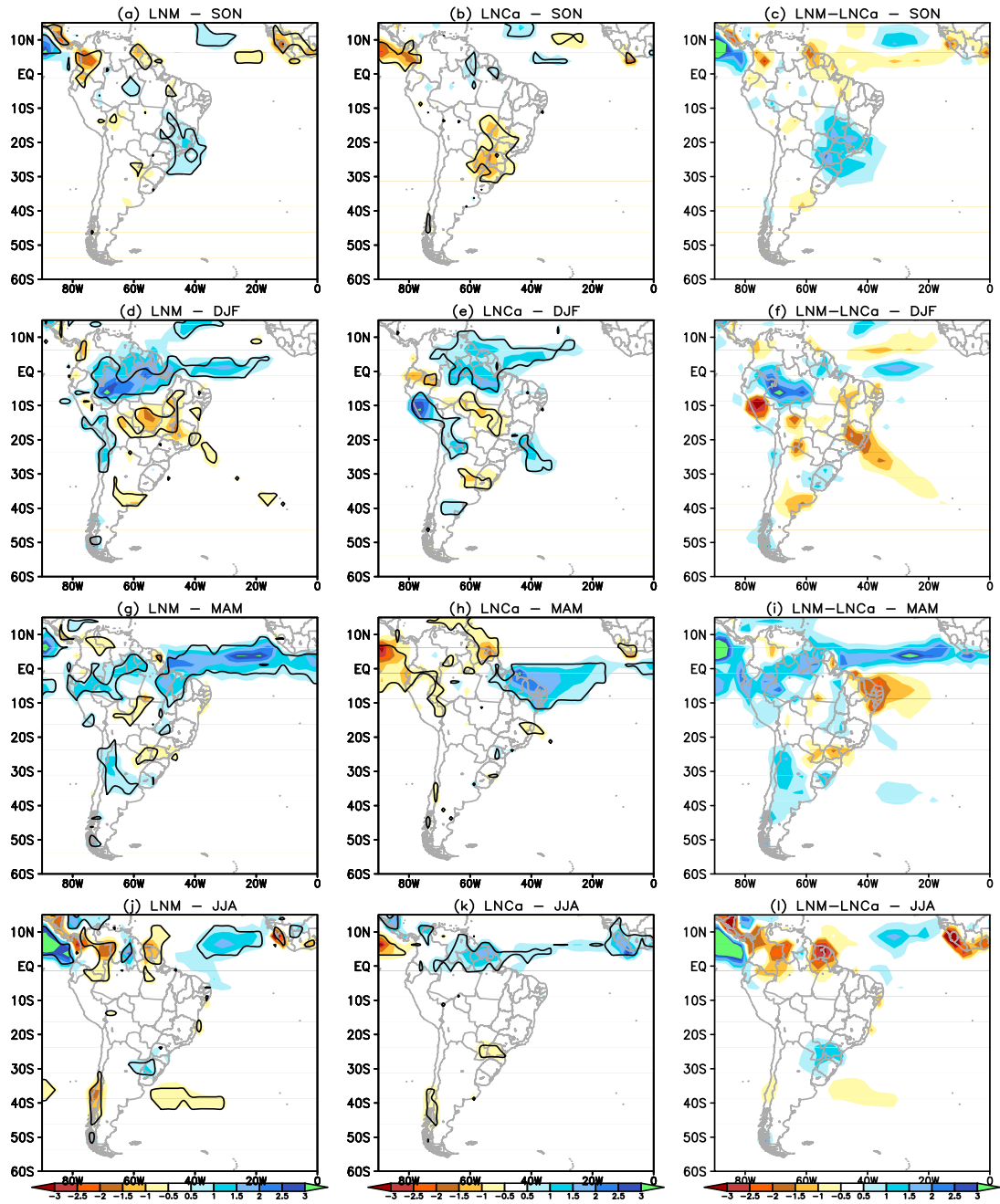


Figura 4.4: Idem à Figura 4.3, para as categorias de LN.

4.3.2. Correlação entre ATSM e APNM ou Precipitação

As correlações entre a ATSM da região Canônica e a anomalia de precipitação sobre a América do Sul (Figura 4.5) mostram padrões similares aos dos compostos das anomalias de precipitação durante o ENOS Canônico (Figura 4.3). Há anomalias positivas de precipitação no sudeste da América do Sul e anomalias negativas no norte/nordeste da América do Sul, quando a média de ATSM na região Canônica é positiva, o que é consistente com o EN Canônico. Entretanto, as correlações da precipitação com a ATSM na área A (Figura 4.5) nem sempre são consistentes com os sinais dos compostos de Modoki+A. Isso significa que as ATSM nas regiões B e C, as quais são utilizados no cálculo dos anos Modoki+A, têm um papel importante nos padrões de precipitação sobre a América do Sul.

As correlações com a ATSM da região A têm sinal similar ao da região Canônica na América do Sul tropical, nas quatro estações, e na Região Sul durante a primavera e o verão, quando a ATSM na região central é forte. Comportamentos diferentes ocorrem no sudeste da América do Sul no outono e inverno, quando não existe um sinal de correlação devido à fraca ATSM. As correlações semelhantes, entre a região A e a região Canônica, no norte da América do Sul estão possivelmente relacionadas com a pequena mudança da circulação de Walker durante as variações na posição da ATSM nos episódios ENOS. A posição do ramo descendente da célula de Walker sobre a América do Sul nas duas condições sofre pouca alteração e, portanto, as anomalias de precipitação ocorrem em lugares próximos. Por outro lado, as anomalias de precipitação no sudeste da América do Sul, durante os anos de ENOS, estão relacionadas com as teleconexões trópicos-extratrópicos. Trens de onda provenientes de áreas próximas ao Pacífico equatorial parecem ter a mesma influência sobre o sul da América do Sul, quando há fortes ATSM nessa região durante a primavera e o verão (Figura 4.1). Logo há diferenças nos padrões de anomalia de precipitação entre o ENOS Canônico e Modoki+A que estão

relacionadas com o padrão de ATSM do Modoki, e não somente com a ATSM no Pacífico equatorial central.

As correlações da precipitação com o IEM, como definido por Ashok *et al.* (2007) (Figura 4.5) mostram resultados diferentes daqueles obtidos para a ATSM da região A, exceto para o sudeste da América do Sul em SON. Em SON há correlações opostas entre o norte e o sul da América do Sul, como nas outras duas correlações analisadas, mas as áreas de correlação significativa são menores. Em DJF o sinal da correlação é similar com a região Canônica e com a região A no noroeste da América do Sul, mas diferente no sudeste da América do Sul. Diferentes padrões são obtidos ao comparar a correlação da precipitação com o IEM e os compostos de precipitação durante anos Modoki+A (Figura 4.3). Isso ocorre porque na definição do ENOS Modoki+A é usado, além do IEM, o critério de que as anomalias da região A apresentem um valor mínimo definido. As correlações entre o IEM e a anomalia de precipitação, e entre a ATSM da região Canônica e a anomalia de precipitação, em DJF e JJA, são similares às aquelas analisadas por Ashok *et al.* (2007) que usou o IEM e o índice do Niño 3.

As correlações entre as APNM e a ATSM da região Canônica e da região A, e o IEM são expostas na Figura 4.6 para todas as estações. Nos mapas da correlação de APNM com a ATSM da região Canônica e da região A, é identificado um dipolo de APNM no Pacífico equatorial com anomalias opostas sobre as regiões do Pacífico leste e da Indonésia, para as quatro estações. Porém, há um deslocamento para oeste no padrão de correlação com a região A, consistente com o deslocamento para oeste da máxima ATSM. Um sinal oposto de correlação é verificado na região tropical da Indonésia e no Oceano Atlântico quando comparado ao Pacífico leste, tanto na correlação com a ATSM da região Canônica como da região A, o que indica a influência na circulação de Walker já citada anteriormente.

A correlação entre o IEM e a APNM mostra um grande deslocamento para oeste do sinal sobre o Pacífico, e um enfraquecimento do sinal sobre a Indonésia. Em JJA o sinal do Pacífico central estende-se para oeste e não há sinal oposto sobre a Indonésia. O impacto sobre a circulação de Walker é verificado somente em DJF e MAM sobre o Atlântico tropical sul e em JJA no Atlântico tropical norte e sul. Durante DJF e MAM (JJA) há correlações positivas no Atlântico tropical sul (norte e sul). Isso significa que quando o IEM é positivo, a anomalia de pressão na superfície é positiva, indicando a influência do ramo subsidente da circulação de Walker.

A configuração das correlações com precipitação sobre a América do Sul tropical (Figura 4.5) está associada a essas correlações com APNM. Durante o EN Canônico, precipitações acima do normal próximo ao noroeste da América do Sul estão relacionadas com a diminuição da PNM no Pacífico tropical leste, e as condições secas no norte/nordeste da América do Sul estão relacionadas com uma maior subsidência, indicada pelo aumento da PNM. Como os centros de baixa pressão estão deslocados para oeste nas correlações com a região A, não há correlação positiva entre a ATSM nessa região e a precipitação próxima ao noroeste da América do Sul.

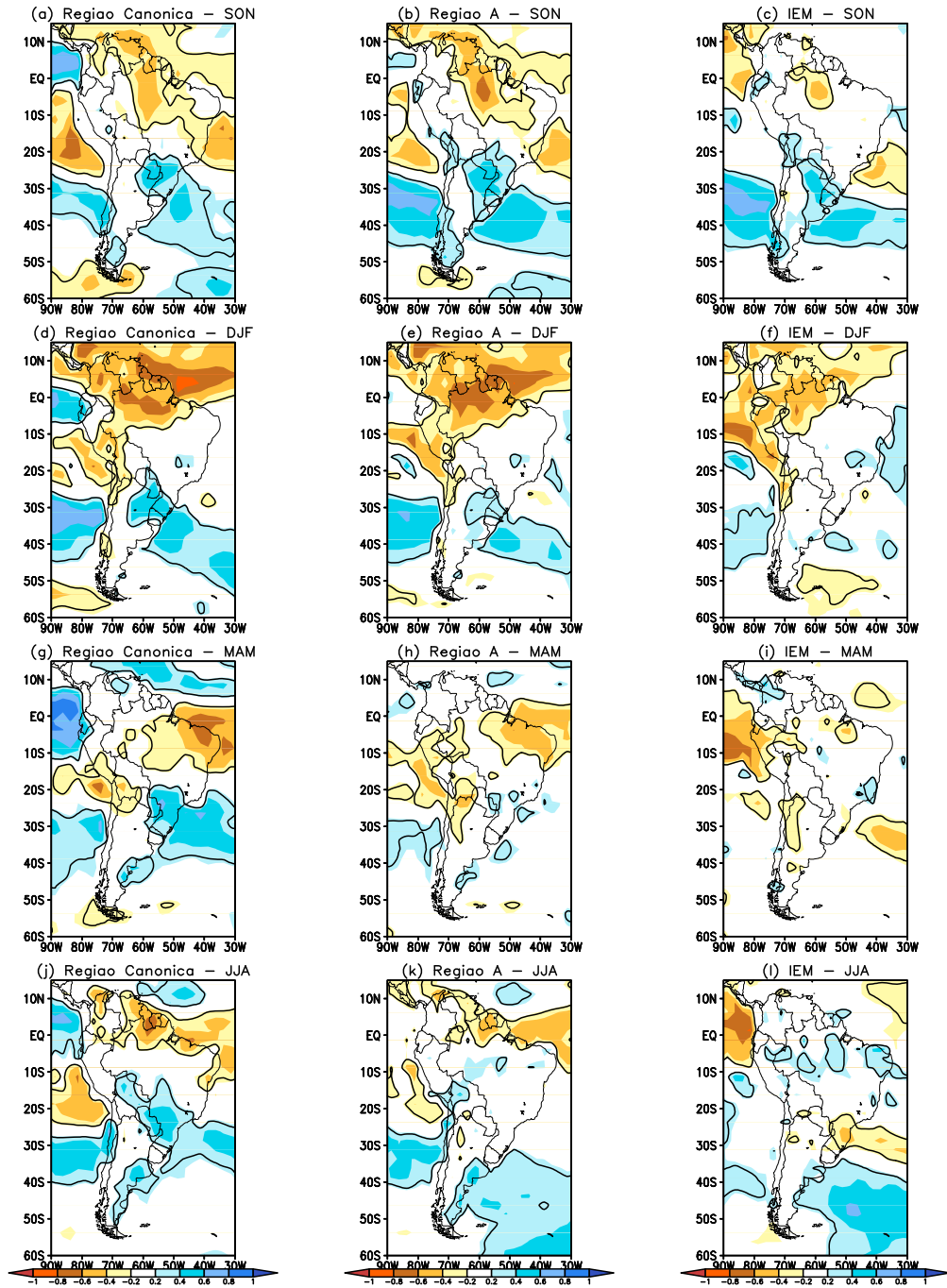


Figura 4.5: Correlação entre a precipitação e a ATSM [região Canônica (1^a coluna) e região A (2^a)] ou IEM (3^a), para a primavera (1^a linha), o verão (2^a), o outono (3^a) e o inverno (4^a). A região com correlações de nível de confiança igual ou superior a 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

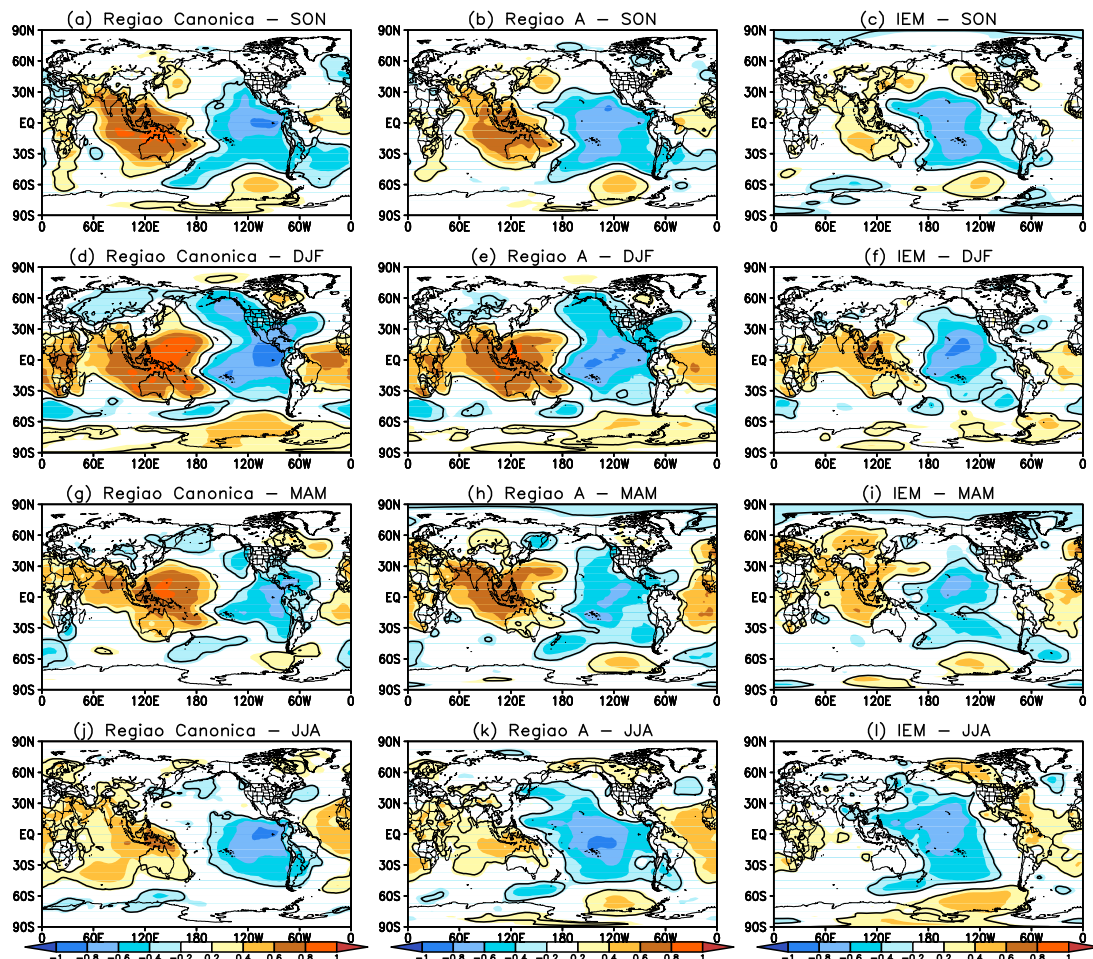


Figura 4.6: Correlação entre a APNM e a ATSM [região Canônica (1^a coluna) e região A (2^a) ou IEM (3^a), para a primavera (1^a linha), o verão (2^a), o outono (3^a) e o inverno (4^a). A região com correlações de nível de confiança igual ou superior a 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

4.3.3. Compostos dos campos atmosféricos

4.3.3.1. Anomalia média da velocidade vertical ômega entre 5°N e 5°S

A estrutura vertical média das anomalias da velocidade vertical ômega entre 5°N e 5°S é mostrada nas Figuras 4.7 e 4.8 e indica as mudanças na circulação de Walker. O movimento ascendente sobre o Pacífico é mais forte nos compostos de EN Canônico do que nos de EN Modoki+A, e a subsidência relacionada que ocorre sobre a América do Sul tropical (a leste de 60°O) também é mais forte nos compostos de EN Canônico do que nos EN Modoki+A, o que explica o decréscimo maior da precipitação nessa região nos

anos Canônicos ao serem comparados com os Modoki+A (Figura 4.3). Por outro lado, nos casos de LN a subsidência sobre o Pacífico central e a ascensão a leste são mais fortes em Modoki+A do que nos casos Canônicos, com exceção de SON. As diferenças na precipitação sobre a América do Sul tropical não são muito grandes, mas ocorrem devido ao deslocamento para oeste do movimento ascendente durante Modoki+A (Figura 4.8). O forte movimento vertical sobre o Pacífico durante EN Canônico e LN Modoki+A parecem relacionados com o padrão de ferradura (*horseshoe shape*) que reforça a circulação vertical na região tropical.

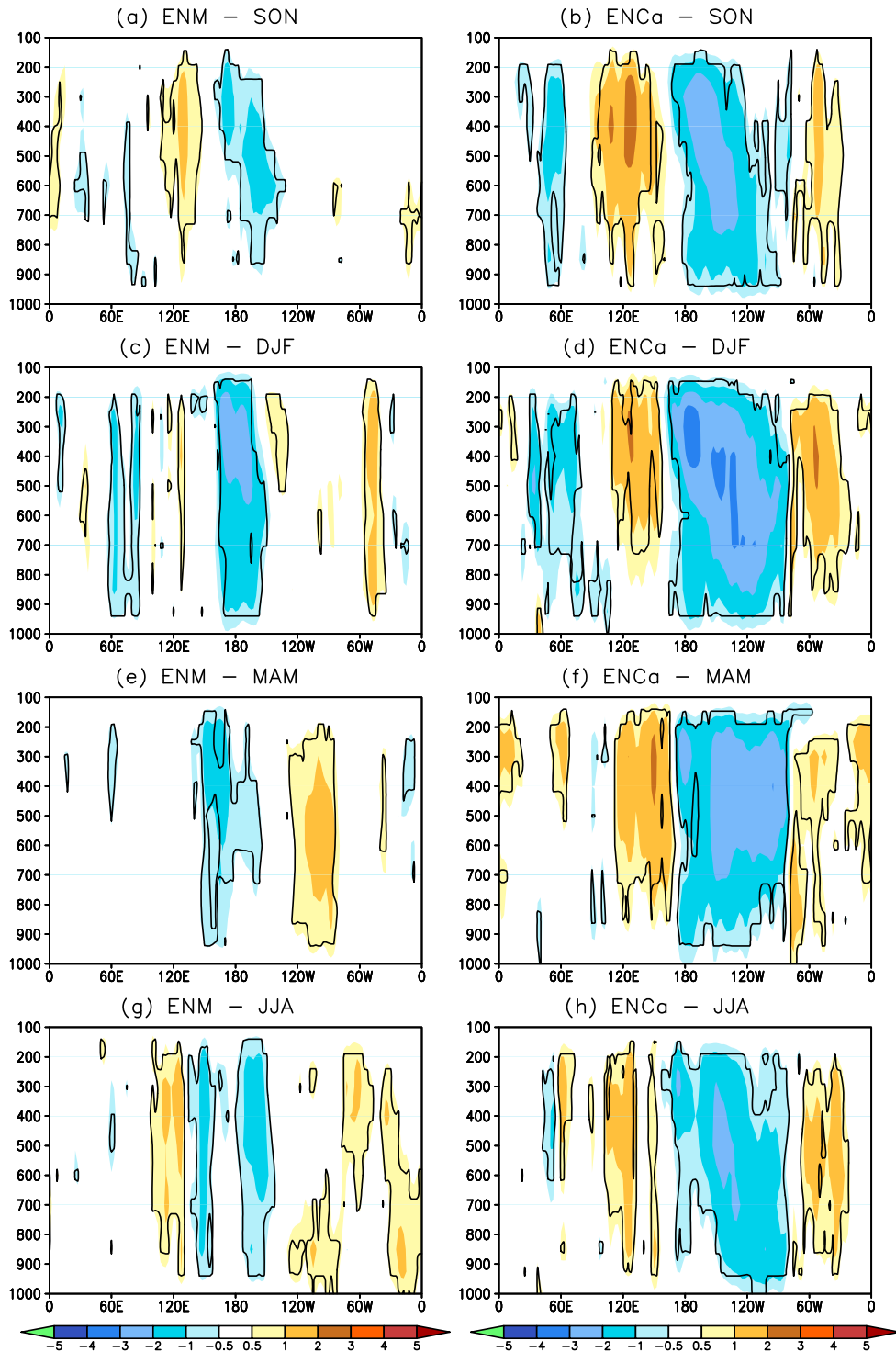


Figura 4.7: Estrutura vertical média das anomalias da velocidade vertical ω entre 5°N e 5°S (10^{-2} Pa/s) durante as estações de EN [primavera (1ª linha), verão (2ª), outono (3ª) e inverno (4ª)], em eventos Modoki+A (1ª coluna) e Canônicos (2ª). As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) 10^{-2} Pa/s e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

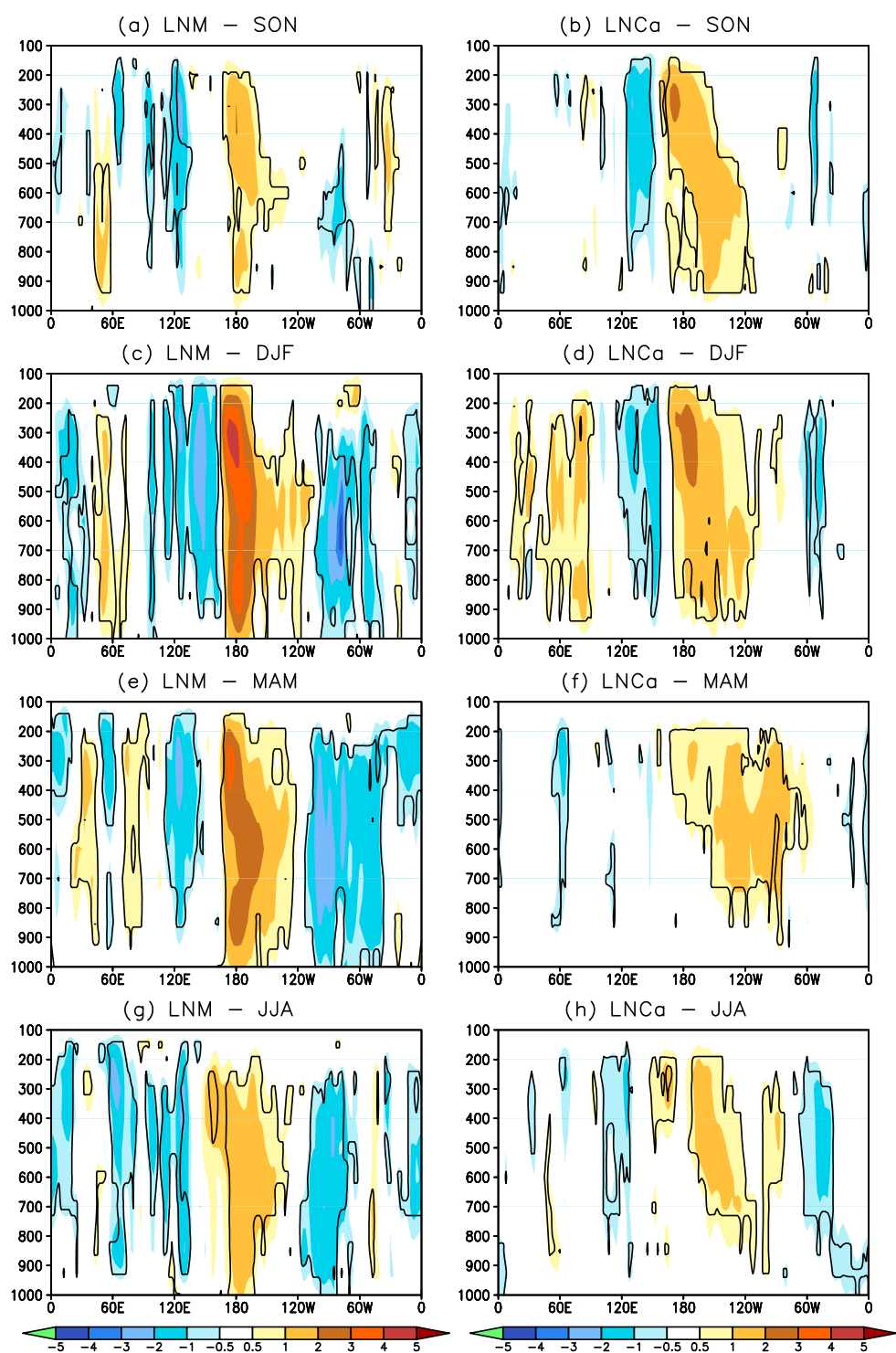


Figura 4.8: Idem à Figura 4.7, para as categorias de LN.

4.3.3.2. Anomalia do escoamento em 200hPa

Os compostos do escoamento em 200hPa (Figura 4.9) mostram que há padrões diferentes entre o EN Canônico e o EN Modoki+A. Durante EN Canônico o par de anticiclones típicos que ocorrem ao redor do equador é bem identificado, e forte durante DJF e MAM, enquanto em EN Modoki+A a circulação anticiclônica associada com a convecção na região da ATSM mostra um padrão diferente. Neste caso, os centros do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul não são tão simétricos como no EN Canônico, sendo mais fortes em um hemisfério do que no outro. Logo, os trens de onda associados com cada uma dessas anomalias tropicais, em EN Canônico e Modoki+A, também apresentam diferentes padrões, afetando a circulação atmosférica sobre a América do Sul de diferentes maneiras. No composto de EN Canônico há uma circulação ciclônica sobre o extremo sul da América do Sul em SON e MAM e sobre o sudeste da América do Sul em JJA. Há também um fortalecimento do jato subtropical sobre o continente nas quatro estações, que atua intensificando os sistemas sinóticos dessa região e inibindo a propagação deles para o norte. Essa configuração faz parte do trem de onda que se forma nas anomalias tropicais, e é consistente com o aumento da precipitação na Região Sul durante as quatro estações. Trens de onda similares são discutidos em Grimm (2003) e Grimm e Ambrizzi (2009).

Durante os compostos de EN Modoki+A há uma circulação anticiclônica sobre ou próxima ao sul da América do Sul, em todas as estações, mas só há um trem de ondas organizado em SON. A posição desse anticiclone, que é diferente para cada estação, e está associado ao enfraquecimento do jato subtropical está relacionado à redução da chuva em diferentes áreas da América do Sul.

Nos compostos de LN (Figura 4.10) o par de ciclones em altos níveis ladeando o equador (típico durante anos de La Niña) é mais organizado na LN Modoki+A do que na LN Canônica, assim como os trens de onda em latitudes

extratropicais. As anomalias opostas de precipitação em SON sobre o Sul do Brasil (Canônico) e Sudeste do Brasil (Modoki+A) (Figura 4.4) estão relacionadas com a anomalia anticiclônica nos casos Canônicos e com a anomalia ciclônica nos casos de Modoki+A. Durante DJF, quando há sinais opostos das anomalias de precipitação na região oceânica das ZCAS entre anos Canônicos e Modoki+A, há diferentes anomalias de circulação afetando a região. Durante Modoki+A há anomalias ciclônicas sobre o estreito de Drake e anomalias de oeste sobre o extremo sul da América do Sul, implicando em um forte deslocamento para o sul do *jet stream*. Essas diferenças podem afetar o deslocamento dos sistemas frontais para norte e tem influências na precipitação da ZCAS.

Outras diferenças relevantes são observadas sobre o Atlântico equatorial, onde há anomalias de oeste em EN Canônico e de leste em LN Canônica, enquanto nos casos de EN Modoki+A as anomalias são de oeste somente em JJA e em LN Modoki+A elas são de leste (Figuras 4.9 e 4.10). Essas diferenças podem causar mudanças no cisalhamento do vento e no desenvolvimento de sistemas de mesoescala na região. Um estudo mais aprofundado é necessário nesse caso, mas esse não é o foco do presente estudo.

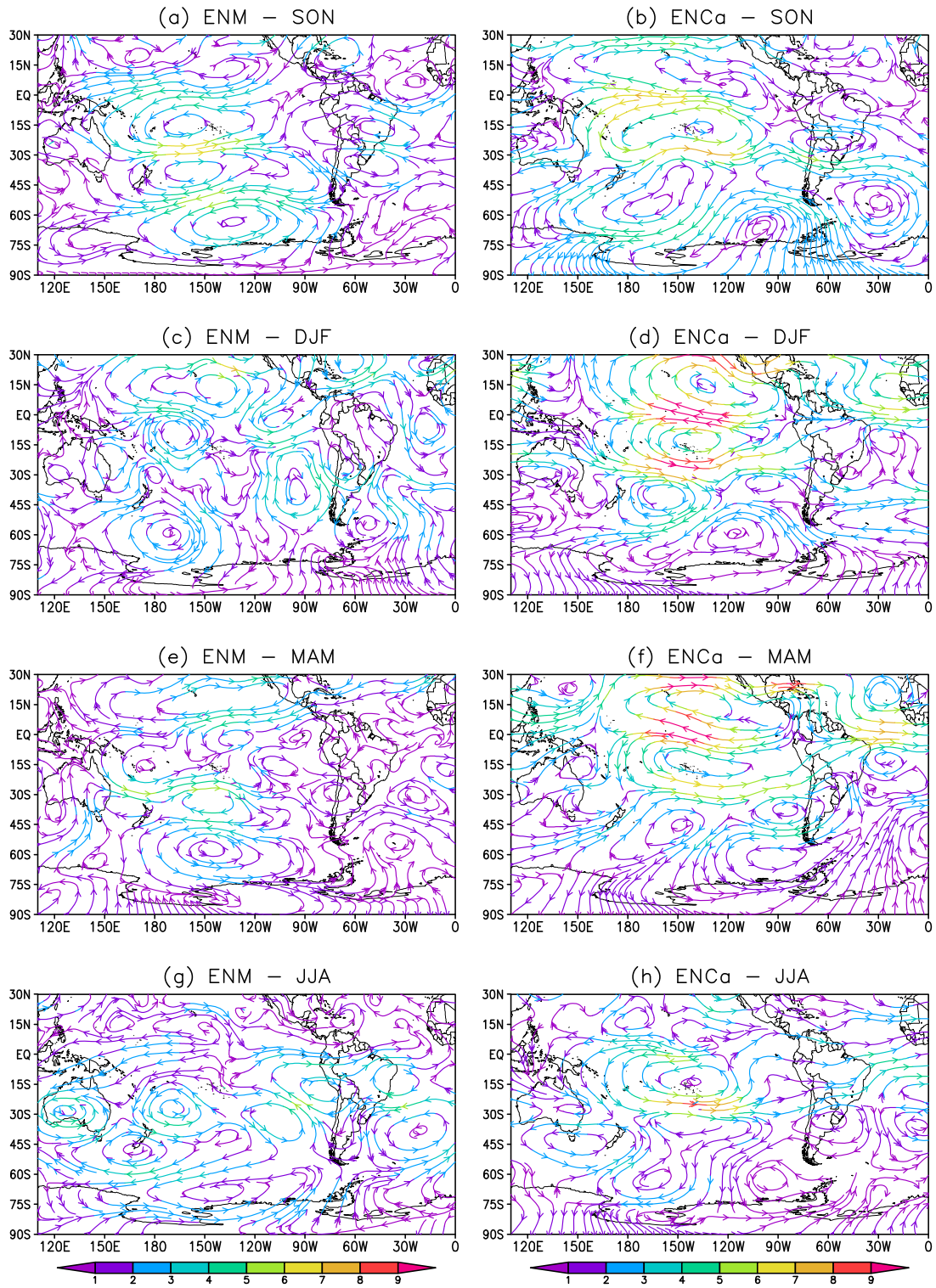


Figura 4.9: Compostos das anomalias do escoamento em 200hPa, durante as estações de EN [primavera (1ª linha), verão (2ª), outono (3ª) e inverno (4ª)], em eventos Modoki+A (1ª coluna) e Canônicos (2ª).

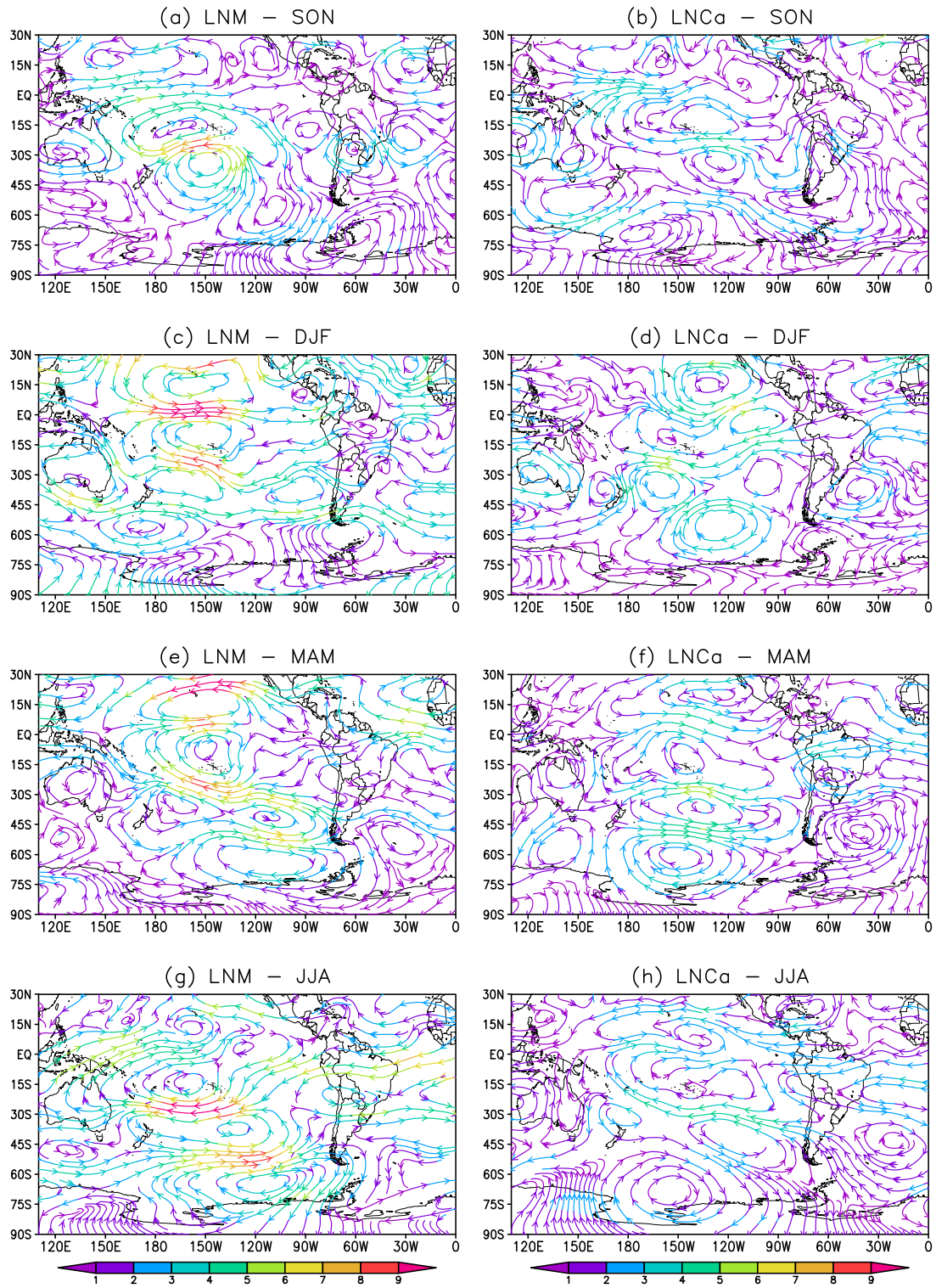


Figura 4.10: Idem à Figura 4.9, para as categorias de LN.

4.3.3.3. Anomalia do fluxo de umidade verticalmente integrado e sua divergência

Existem diferenças no fluxo de umidade verticalmente integrado e sua divergência (Figura 4.11 a 4.14) sobre a América do Sul entre os dois tipos de ENOS. Durante EN Canônico (Figura 4.12) há divergência de umidade sobre a América do Sul tropical e convergência sobre a Região Sul do Brasil. Essa transferência anômala de umidade é produzida por anomalia do fluxo de umidade (Figura 4.11) da região tropical para o sul (com algumas diferenças em MAM), que pode estar associada com a intensificação do JBN a leste dos Andes (MARENGO *et al.*, 2004) e resulta nos padrões de anomalias de precipitação discutidos nas seções anteriores (Figura 4.3). O fortalecimento do JBN durante DJF de 1997/1998, um ano de EN Canônico, foi reproduzido por Hill *et al.* (2009) usando um AGCM. Durante MAM há um movimento ciclônico no Centro-Leste do Brasil, com convergência de umidade sobre o Sul do Brasil e parte do Nordeste brasileiro.

Os padrões do fluxo de umidade e sua divergência durante EN Modoki+A (Figura 4.11 e 4.12) mostram diferenças para cada estação, assim como nos campos de precipitação. Durante SON e DJF, os padrões das anomalias de fluxo de umidade têm direção oposta aos padrões Canônicos, apresentando redução no transporte de umidade para o sul, o que se reflete numa anomalia de precipitação negativa na região Sul/Sudeste.

Durante LN Canônica (Figura 4.13 e 4.14) é possível verificar uma anomalia do fluxo de umidade da Região Sul do Brasil para a região tropical, o que pode estar associado com o enfraquecimento do JBN, causando um menor transporte de umidade da região tropical para o sudeste da América do Sul (com algumas diferenças em MAM). Para os meses de primavera é possível verificar condições opostas da anomalia do fluxo de umidade verticalmente integrado entre LN Canônica e Modoki+A. Neste caso, há um fortalecimento do fluxo para sudeste, sobre o Brasil central durante LN Modoki+A, o que aumenta

a convergência do fluxo de umidade sobre o Sudeste do Brasil. Durante MAM é possível verificar uma forte convergência de umidade sobre o Nordeste do Brasil durante anos de LN Canônica que tem uma contribuição de uma circulação ciclônica em baixos níveis. Em anos de LN Modoki+A essa mesma região sofre uma divergência de umidade, com uma circulação anticiclônica associada.

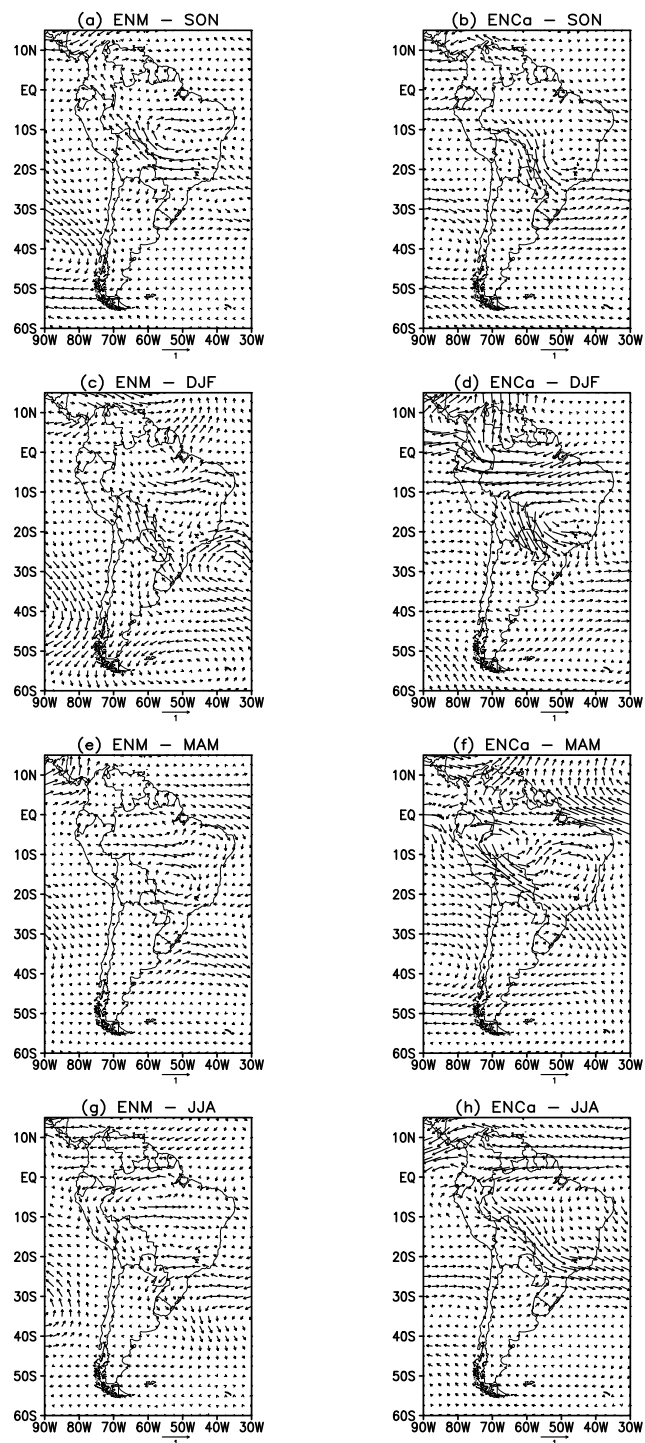


Figura 4.11: Compostos da anomalia do fluxo de umidade verticalmente integrado (10^{-2} m.g/s.kg) durante as estações de EN [primavera (1^a linha), verão (2^a), outono (3^a) e inverno (4^a)], em eventos Modoki+A (1^a coluna) e Canônicos (2^a).

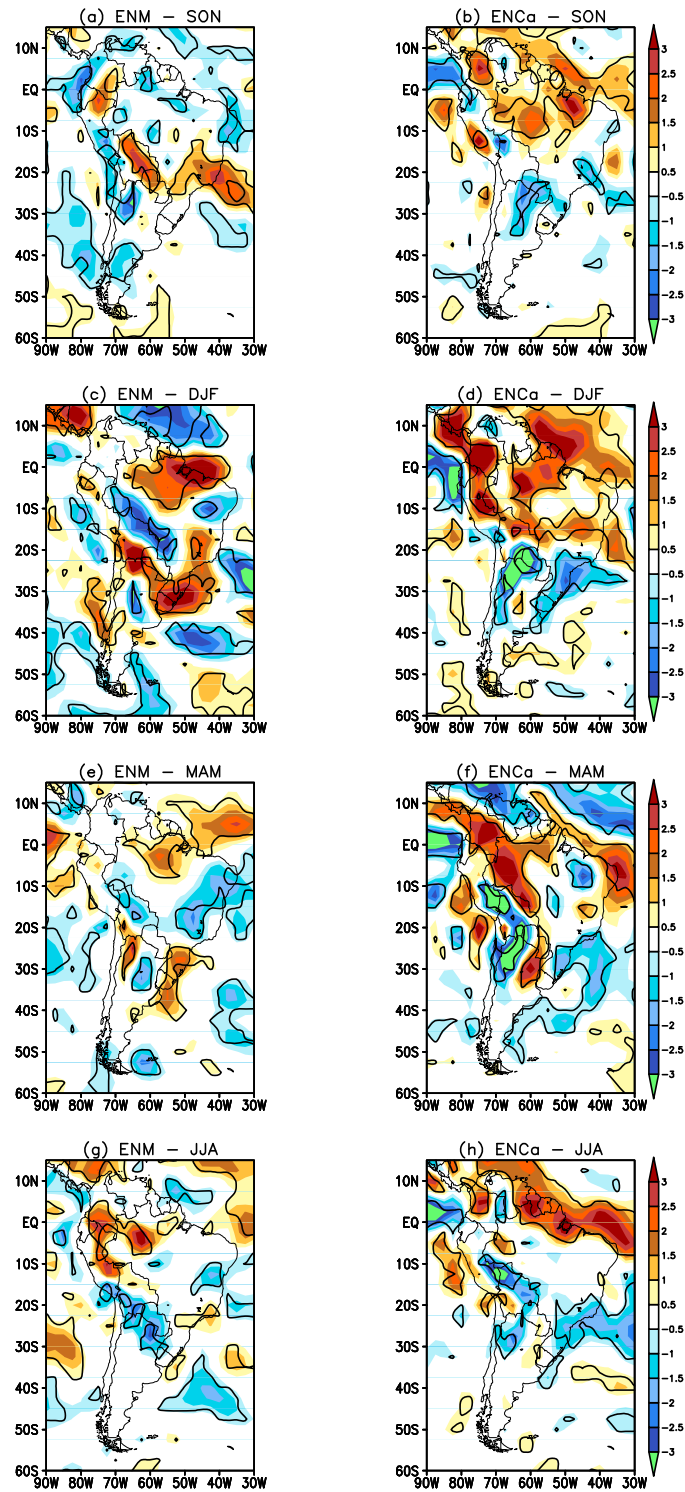


Figura 4.12: Compostos da anomalia da divergência do fluxo de umidade verticalmente integrado (10^{-8} g/kg.s) durante as estações de EN, em eventos Modoki+A (1ª coluna) e Canônicos (2ª). As regiões com anomalias de divergência positivas (negativas) acima (abaixo) de $0,5$ ($-0,5$) 10^{-8} g/kg.s e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

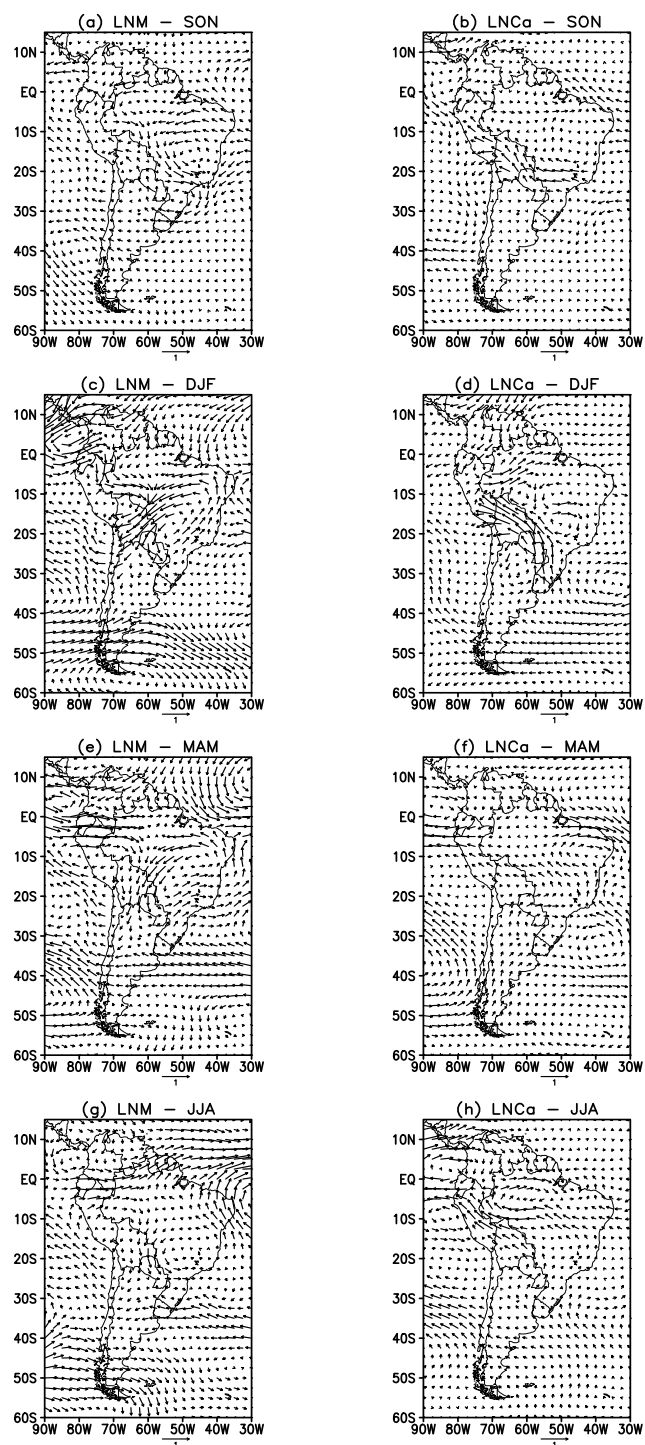


Figura 4.13: Idem à Figura 4.11, para as categorias de LN.

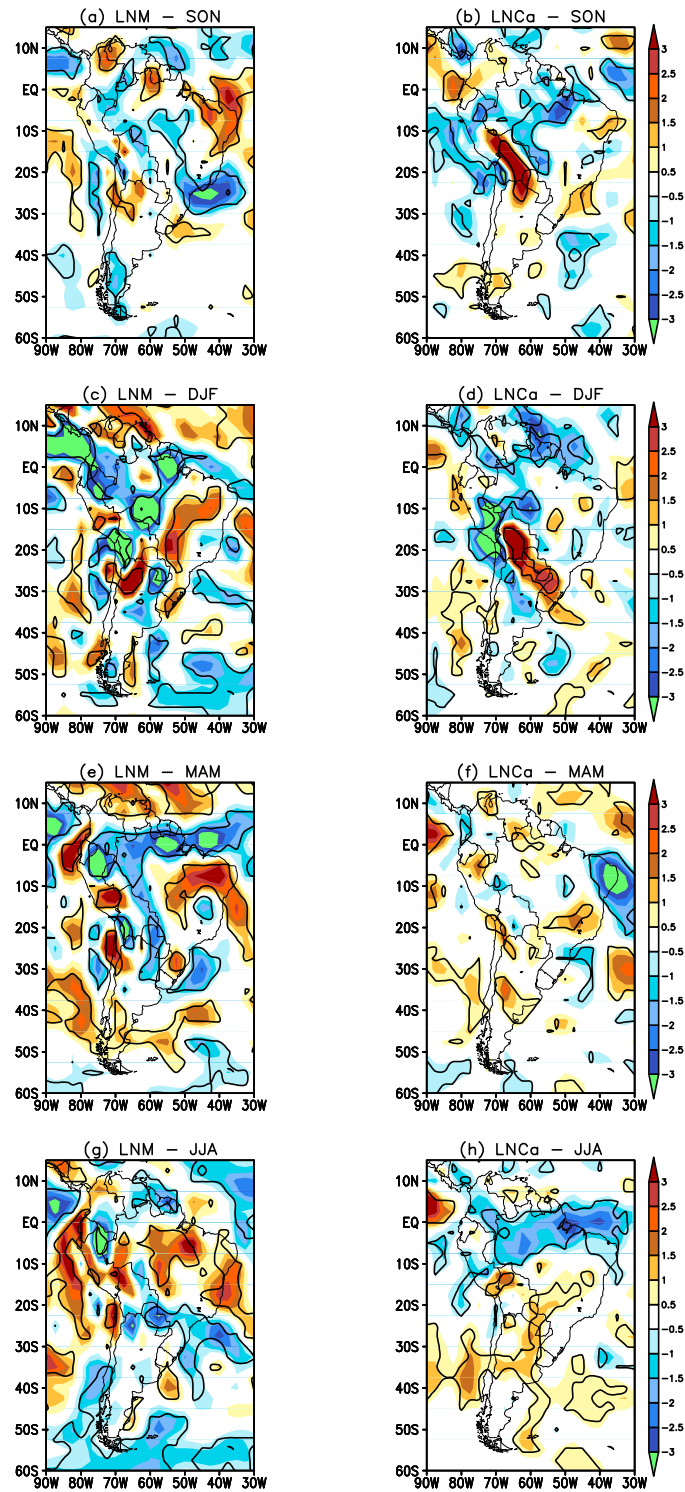


Figura 4.14: Idem à Figura 4.12, para as categorias de LN.

4.4. Sumário

Os compostos de campos oceânicos e atmosféricos de ENOS Modoki+A mostram padrões diferentes do ENOS Canônico. Os compostos das ATSM para ENOS Canônico mostram um padrão de fortes ATSM no Pacífico leste, que se estende para a região equatorial central. Em contraste, durante ENOS Modoki+A, os padrões mais fortes de ATSM ocorrem no Pacífico equatorial central. ATSM opostas às equatoriais aparecem como um padrão *boomerang* (no Pacífico norte e sul) durante EN Canônico e LN Modoki+A. Esses diferentes padrões de ATSM entre eventos Canônicos e Modoki+A causam diferenças nas configurações atmosféricas, que se traduzem em diferentes influências sobre os padrões de circulação atmosférica em altos níveis sobre o Pacífico tropical e extratropical sul e sobre a precipitação da América do Sul. Em anos EN Canônicos, quando a ATSM mais forte está localizada no Pacífico leste, as anomalias de precipitação são opostas entre o norte/nordeste da América do Sul (anomalias secas) e o Sul do Brasil (anomalias úmidas) nas quatro estações. Durante EN Modoki+A, condições secas são vistas em quase todo Brasil durante DJF, e condições úmidas ocorrem na ZCAS e ZCIT durante MAM. Durante as LN Canônicas é possível verificar anomalias positivas de precipitação sobre o norte ou nordeste da América do Sul em diferentes estações, e um sinal oposto de anomalia ocorre principalmente em SON na região Centro-Sul e partes do Sudeste do Brasil. A principal diferença durante LN Modoki+A ocorre no Nordeste do Brasil em MAM [durante LN Canônica há anomalia positiva em todo o Nordeste, enquanto em LN Modoki+A a ZCIT é deslocada para o norte e consequentemente a precipitação também é deslocada] e na região da ZCAS em SON [anomalia negativa em LN Canônica e positiva em LN Modoki+A] e DJF [durante LN Canônica há aumento (diminuição) da precipitação no setor oceânico (continental) da ZCAS, enquanto na LN Modoki+A há diminuição em toda a região da ZCAS].

A intensificação do fluxo de umidade verticalmente integrado proveniente da América do Sul tropical indo para os subtrópicos ao sul, durante EN Canônico e

LN Modoki+A (o que faz aumentar a umidade disponível no sudeste da América do Sul, e consequentemente a precipitação), e o enfraquecimento deste mesmo fluxo durante LN Canônico e EN Modoki+A (nesse caso há uma diminuição da umidade disponível na região, diminuindo a precipitação), contribuem para a diferença da anomalia de precipitação observada. As diferenças na precipitação da América do Sul tropical durante os dois tipos de ENOS estão relacionadas com as diferenças na circulação de Walker. Sobre a América do Sul extratropical, as diferenças na precipitação durante os dois tipos de ENOS ocorrem devido às diferenças na circulação anômala em altos níveis associadas com os trens de onda provenientes do Pacífico equatorial e com as diferenças na intensidade do fluxo de umidade sobre o continente.

As correlações entre a ATSM da região Canônica e a precipitação mostram padrões consistentes com os compostos das anomalias de precipitação durante ENOS Canônico. Entretanto, quando essa correlação é feita com a ATSM da região A, o resultado não é consistente com a precipitação durante ENOS Modoki+A, sendo mais similar com a precipitação que ocorre durante os casos Canônicos. Isso indica que a precipitação durante anos Modoki+A não depende somente das anomalias sobre o Pacífico central. Correlações do IEM com a precipitação também não são consistentes com os compostos da anomalia de precipitação durante ENOS Modoki+A. Essa inconsistência mostra as diferenças entre anos Modoki e Modoki+A, que inclui o critério das ATSM da região A. Correlações entre a APNM e a ATSM (das regiões A e Canônica) mostram um sinal dipolo de APNM sobre o Pacífico equatorial, padrão típico durante ENOS. A correlação com a área A mostra um deslocamento para oeste nesse padrão, consistente com a máxima ATSM que também tem um deslocamento para oeste. O mesmo sinal de anomalias sobre o Atlântico tropical e a Indonésia, e um sinal oposto sobre o Pacífico central-leste indicam a mudança sobre a circulação de Walker. A correlação entre IEM e a APNM mostra um forte sinal sobre o Pacífico central e um sinal fraco sobre a Indonésia, se comparado com as correlações entre a APNM e as ATSM das

regiões Canônica e A. O impacto do ENOS Modoki (IEM) na célula de Walker é notável em DJF e MAM sobre o Atlântico tropical sul e em JJA no Atlântico tropical norte. As configurações das correlações de precipitação sobre a América do Sul estão associadas com essas correlações de APNM.

As influências relacionadas com os mecanismos de teleconexão durante Modoki+A, como a circulação de Walker e os trens de onda sobre o Pacífico, não são os mesmos que ocorrem durante os ENOS Canônicos. As diferenças na anomalia de precipitação sobre a América do Sul durante ENOS Canônicos e Modoki+A mostram que é necessário considerar os dois tipos de ENOS quando se faz um monitoramento das anomalias climáticas sobre o continente.

Contudo, também é necessário lembrar que a caracterização de eventos ENOS Modoki pelo IEM não depende apenas das ATSM sobre o Pacífico equatorial central, incluindo também anomalias de sinal oposto no leste e no oeste da faixa equatorial do Pacífico, assim como nos subtrópicos norte do Pacífico oeste. Isto pode caracterizar como EN Modoki eventos que são LN Canônicas. Para evitar tal confusão, adicionou-se um critério relativo à magnitude da ATSM na região A, caracterizando assim os eventos ENOS Modoki+A. Contudo, a correlação da precipitação com o IEM não é consistente com os compostos das anomalias de precipitação durante ENOS Modoki+A, nem estes são consistentes com a correlação da precipitação com a ATSM na região A. Estes resultados mostram que a definição de ENOS Modoki pelo IEM, mesmo quando modificada pelo critério da magnitude da ATSM na região A, talvez não seja adequada para estudar os efeitos de eventos ENOS cujas maiores ATSM estejam no Pacífico central, em contraste com os eventos ENOS cujas maiores ATSM estejam no Pacífico leste. Por isto, propôs-se um critério diferente e mais simples para diferenciar estes dois tipos de eventos ENOS (central e leste) e no próximo capítulo são mostradas as diferenças entre seus impactos.

5 INFLUÊNCIAS DOS ENOS CENTRAL E LESTE NA AMÉRICA DO SUL

5.1. Anos ENOS Central e Leste

No Capítulo anterior foram analisados os ENOS Canônico (ENCa e LNCa, aqueles que ocorrem no Pacífico leste) e os ENOS Modoki+A (ENM e LNM, tem ATSM fortes no Pacífico central, e ATSM de sinal oposto no Pacífico leste e oeste), separados em estações. No atual Capítulo serão analisados os ENOS que ocorreram no Pacífico leste (ENL e LNL) e no Pacífico central (ENC e LNC) separados anualmente.

A Tabela 5.1 mostra os anos que foram caracterizados como ENOS Central e Leste no período de 1960 a 2005, no conjunto de dados do ERSST-v3 (SMITH *et al.*, 2008):

Tabela 5.1: Anos de EN e LN, Central e Leste. Os anos em negrito são aqueles que ocorrem nas duas categorias simultaneamente.

	Central (160°E-150°W e 5°N-5°S)	Leste (140°W-90°W e 5°N-5°S)
EN (0)	1965, 1972, 1982, 1986, 1987, 1990, 1991, 1994, 1997, 2002, 2004.	1965, 1969, 1972, 1976, 1982, 1986, 1987, 1991, 1997, 2002, 2003.
LN (0)	1964, 1970, 1973, 1974, 1975, 1983, 1988, 1998, 1999.	1962, 1964, 1966, 1967, 1970, 1971, 1973, 1975, 1984, 1988, 1995, 1998, 1999.

Esta tabela 5.1 é diferente da 4.2 porque para cada uma delas é utilizada uma definição diferente de ENOS. Para a Tabela 5.1 é utilizada a metodologia descrita na seção 3.2.2, enquanto para a Tabela 4.2 é utilizado o procedimento descrito na seção 3.2.1. Além disto, a Tabela 4.2 faz uma classificação sazonal dos episódios, enquanto a Tabela 5.1 faz uma classificação anual. As Tabelas 4.3 e 5.1 são calculadas com a mesma metodologia, mas há diferenças devidas aos diferentes períodos da climatologia utilizada.

Como poucos anos foram caracterizados em apenas uma das categorias, fez-se necessário classificar os anos comuns em uma das duas categorias.

Calculou-se a anomalia média anual nas duas regiões (Central e Leste), entre agosto (0) e julho (+), e o ano foi colocado na categoria que teve o maior valor (Tabela 5.2).

Tabela 5.2: Anos de EN e LN, Central e Leste. Os anos comuns (que estão em negrito) foram separados anualmente.

	Central (160°E-150°W e 5°N-5°S)	Leste (140°W-90°W e 5°N-5°S)
EN (0)	1965, 1987 , 1990, 1994, 2002, 2004.	1969, 1972 , 1976, 1982 , 1986, 1991, 1997 , 2003.
LN (0)	1964, 1973 , 1974, 1975 , 1983, 1988, 1998, 1999.	1962, 1966, 1967, 1970 , 1971, 1984, 1995.

Ao analisar a Tabela 5.2 é possível verificar que há oito (seis) anos de ENL (ENC) e sete (oito) anos de LNL (LNC), o que mostra um número similar de episódios de ENOS Central e Leste. Porém, ao analisar os anos de LN, verifica-se que em vários anos caracterizados como LNL, as anomalias negativas de TSM ficaram confinadas no Pacífico leste; já os caracterizados como LNC, tinham ATSMs negativas em quase todo o Pacífico equatorial. Outro aspecto a mencionar é o fato de que dos seis ENC apenas 1965 ocorreu antes da década de 1980, o que concorda com alguns artigos que citam aumento da ocorrência de episódios ENC nas últimas décadas (ASHOK *et al.*, 2007; WENG *et al.*, 2007). Alguns estudos (GARCIA; KAYANO, 2008; KAYANO *et al.* 2009; entre outros) mostram que em torno de 1976 houve a mudança da fase da PDO, logo o fato de apenas um ano ter sido classificado como ENC antes desta data pode estar relacionado com a fase diferente da PDO.

5.2. Compostos das anomalias de TSM durante anos ENOS Central e Leste

Os campos dos compostos das anomalias sazonais de TSM durante os anos ENOS (Tabela 5.2) são mostrados nas Figuras 5.1 (anos EN) e 5.2 (anos LN). Os compostos de ENL (Figura 5.1, coluna da direita) mostram que as anomalias dessa categoria são muito fortes no Pacífico equatorial leste, junto à

costa da América do Sul, estendendo-se na direção oeste, até a Linha de Data, de SON(0) para D(0)JF(+). Na estação MAM(+) as ATSM enfraquecem sobre o Pacífico equatorial e em JJA(+) elas já quase não existem. Ao analisar o Pacífico norte e sul, é possível verificar anomalias negativas nas estações de SON(0), D(0)JF(+) e MAM(+).

Os campos de anomalia sazonal de TSM durante ENC (Figura 5.1, coluna da esquerda), mostram que as anomalias mais fortes de TSM estão no Pacífico central entre SON(0) e D(0)JF(+), embora sejam mais fracas que as de ENL. Durante MAM(+) as anomalias enfraquecem e se estabelece uma pequena área de anomalia negativa no Pacífico leste, junto à costa da América do Sul. Essa anomalia negativa persiste em JJA(+). Esse padrão de ATSM lembra, em parte, o padrão do EN Modoki+A, mostrado no Capítulo 4 (TEDESCHI *et al.*, 2013), no qual há anomalia positiva no Pacífico central e anomalias negativas no Pacífico leste e oeste. Há, contudo, algumas diferenças em relação a esse padrão, principalmente no Pacífico norte e no Atlântico. A análise dos padrões de ATSM no Pacífico norte e sul não mostra a inversão de sinal que ocorre no ENL.

Outro importante aspecto são as anomalias que ocorrem no Atlântico, em todas as estações de ENC. Para SON(0) há uma anomalia positiva de TSM na região da ZCAS oceânica, o que pode indicar uma menor nebulosidade nessa região durante essa estação nos anos de ENC. Para MAM(+) há ATSM positiva sobre o Atlântico norte, que pode interferir na posição da ZCIT e, conseqüentemente, na precipitação da região nordeste do continente (MECHOSO *et al.*, 1990; GIANNINI *et al.*, 2001; PEZZI; CAVALCANTI, 2001; RODRIGUEZ *et al.*, 2011; HASTENRATH, 2012).

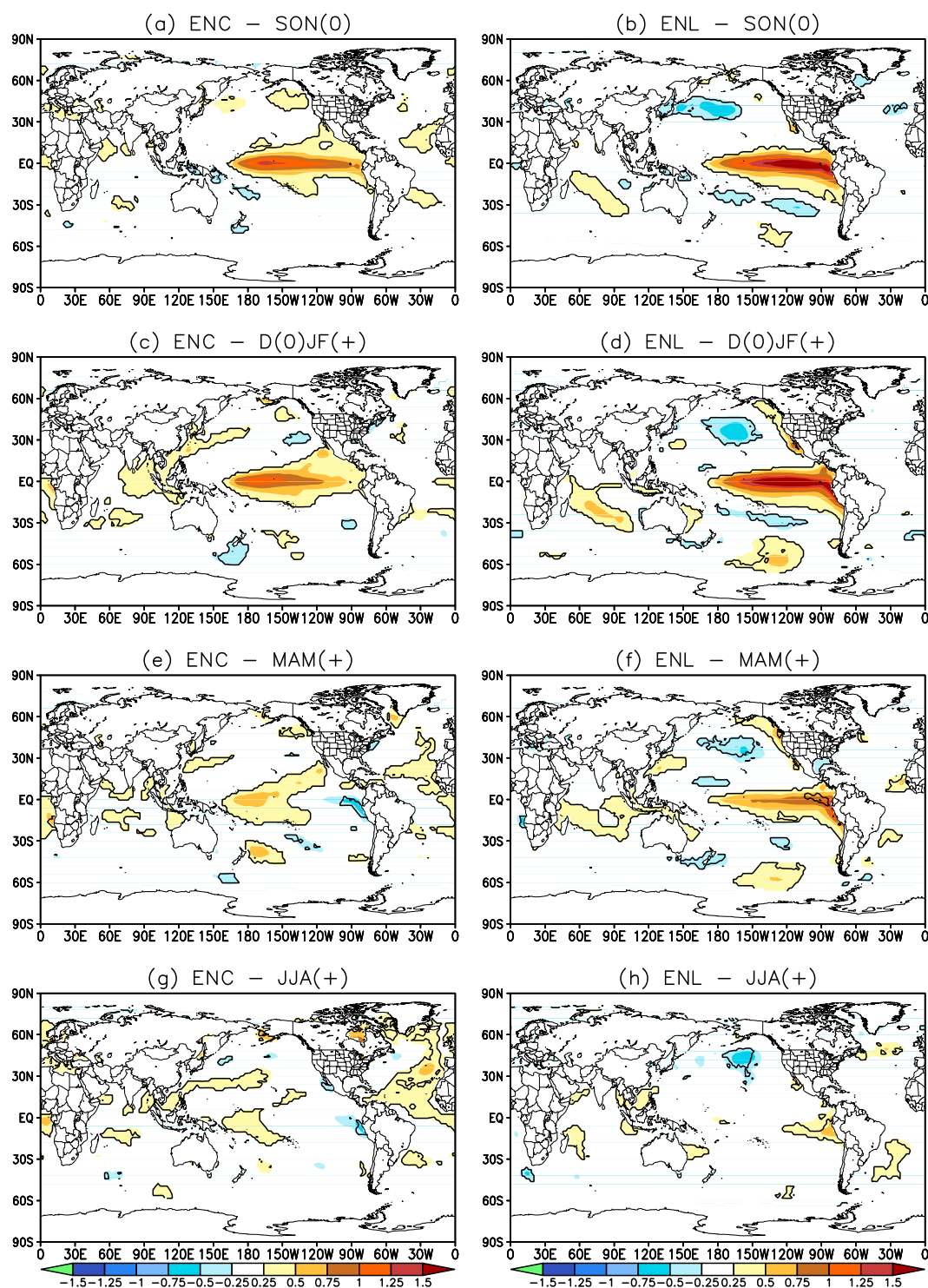


Figura 5.1: Compostos das ATSMs (°C) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+) de EN Central (1ª coluna) e Leste (2ª). As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,25 (-0,25) °C e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

A Figura 5.2 mostra os compostos sazonais das ATSM em anos LN. Analisando os compostos sazonais de LNL (Figuras 5.2, coluna da direita) nota-se que as máximas ATSM sobre o Pacífico equatorial leste ocorrem em SON(0) e D(0)JF(+). Na estação JJA(+) os valores das anomalias negativas são muito baixos na região do Pacífico tropical, perdurando apenas na região mais próxima da costa da América do Sul, indicando o fim do episódio. Em todas as estações é possível verificar uma anomalia positiva de TSM no Pacífico norte, sendo que no início do episódio ela é fraca, fortalecendo-se a partir de D(0)JF(+) e perdurando até JJA(+). No Pacífico sul central anomalias negativas, embora fracas, persistem durante todas as estações.

Os compostos sazonais de LNC (Figura 5.2, coluna da esquerda) mostram fortes anomalias negativas de TSM no Pacífico central, que se estendem para nordeste em todas as estações. Além disso, há um padrão *boomerang* (WANG *et al.*, 2000; JUNENG; TANGANG, 2005) – anomalias no Pacífico norte e sul de sinal oposto ao que ocorre no Pacífico equatorial – em todas as estações. Nos anos EN esse padrão aparece muito fraco nos episódios Leste. Além disso, D(0)JF(+) e MAM(+) mostram anomalias negativas de TSM no Atlântico norte, o que altera a posição da ZCIT e portanto influencia a precipitação na região nordeste do continente (MECHOSO *et al.*, 1990; PEZZI; CAVALCANTI, 2001; HASTENRATH, 2012).

Assim como na comparação entre os anos Modoki+A e Canônicos (Capítulo 4, TEDESCHI *et al.*, 2013), as diferenças na posição dos padrões de anomalias equatoriais entre eventos Central e Leste e das suas respectivas anomalias extratropicais podem causar diferentes impactos na circulação atmosférica e na precipitação sobre a América do Sul. Esses impactos são analisados na próxima seção.

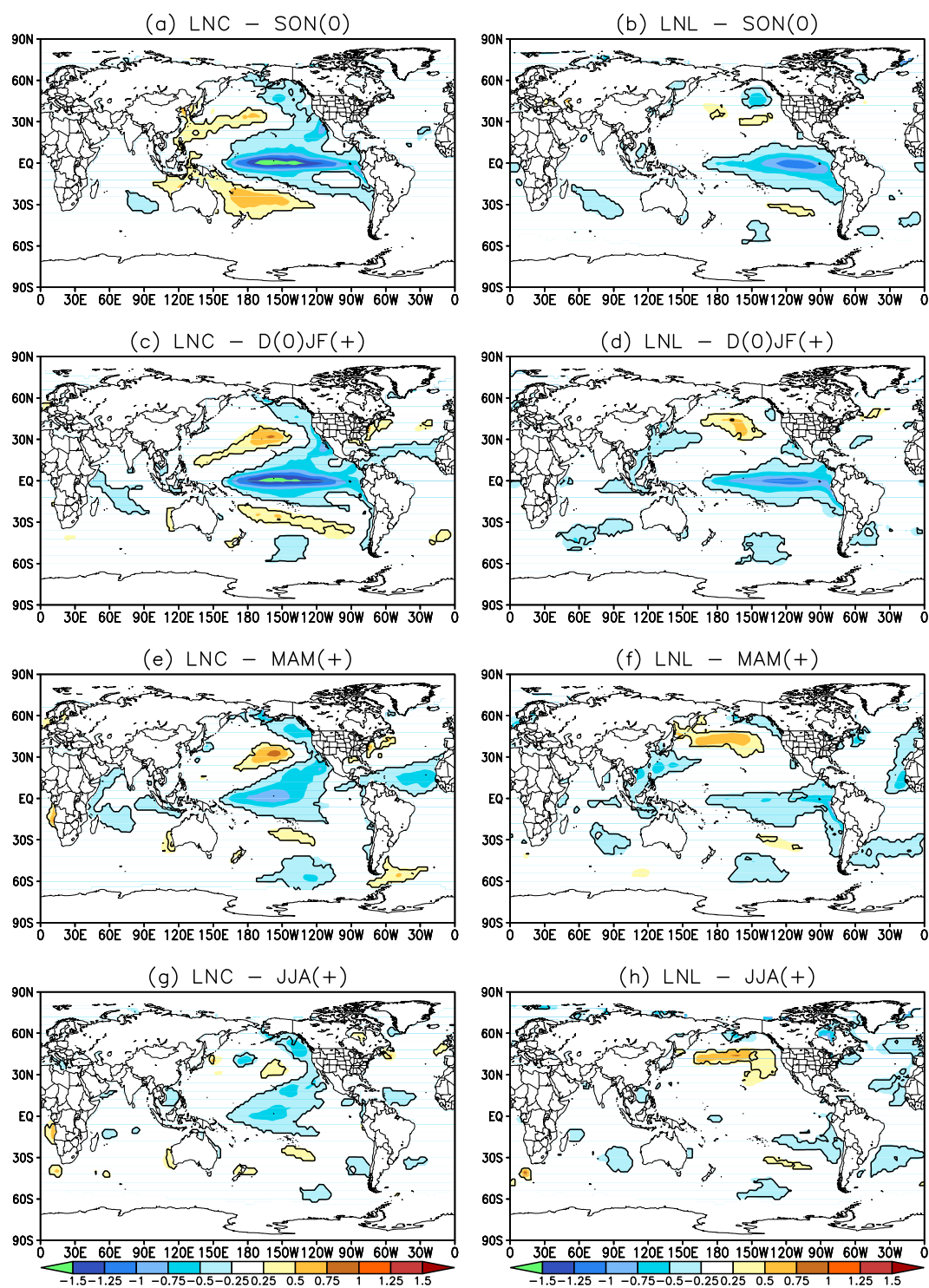


Figura 5.2: Idem à Figura 5.1, para as categorias de LN.

5.3. Impactos de ENOS Central e Leste na América do Sul e as relações com os campos de grande escala

5.3.1. Compostos de precipitação

As Figuras 5.3 e 5.4 mostram os compostos sazonais de anomalias de precipitação durante os anos de ENC e ENL, além da diferença entre as duas categorias. Os episódios ENOS estudados anteriormente (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; ACEITUNO, 1988; GRIMM *et al.*, 1998, 2000; GRIMM, 2003, 2004, entre outros) são geralmente aqueles que ocorreram no Pacífico leste. Sendo assim, os resultados para ENL podem ser comparados com os resultados desses artigos. Os compostos sazonais de ENL mostram aumento de precipitação no sudeste da América do Sul e diminuição no norte ou nordeste da América do Sul. Esses resultados são coerentes com os padrões observados nos artigos citados acima. Ainda é possível observar que as anomalias são mais fortes em D(0)JF(+) e MAM(+) tanto no sudeste quanto no norte/nordeste do continente.

Os compostos mensais de precipitação durante ENL (figuras não mostradas) apresentam geralmente o mesmo padrão de precipitação das respectivas estações. Durante set(0) há uma inversão desse padrão na Região Sul do Brasil: ao invés de haver aumento da precipitação, ocorre diminuição. Há também aumento da precipitação na porção sul da região amazônica.

Sabe-se que há uma inversão do padrão de anomalias de precipitação no Centro-Leste do Brasil e parte do Sul do Brasil de nov(0) para jan(+) (GRIMM, 2003). Nesses compostos é possível verificar essa inversão: em nov(0) há diminuição da precipitação na Região Centro-Leste do Brasil e forte aumento em toda a Região Sul do Brasil; durante jan(+) há forte aumento de precipitação na Região Centro-Leste do Brasil e diminuição no norte da Região Sul. Ao comparar os mapas mensais [nov(0), dez(0), jan(+) e fev(+)] obtidos por Grimm (2003) com os apresentados nesse estudo, nota-se que, para boa parte do Brasil, quando há um sinal negativo (positivo) da anomalia de

precipitação nos mapas deste estudo há valores do percentil de precipitação abaixo (acima) de 50 naquele estudo. Não é possível afirmar isto para a Região Nordeste do Brasil pois, com exceção de jan(+), os valores das anomalias de precipitação são muito baixos nesta região em nov(0) e dez(0).

Ao comparar os compostos de precipitação de ENC com os de ENL, é possível perceber que para várias estações/meses os resultados são qualitativamente iguais. O que muda, em algumas regiões, é a intensidade da anomalia. Porém, em algumas regiões, há anomalias opostas, entre ENC e ENL, e este é o principal foco do estudo.

Os padrões de precipitação que ocorrem em SON(0) (Figura 5.3), e nos seus respectivos meses (figuras não mostradas), durante ENC são próximos aqueles que ocorrem durante ENL, mas há algumas diferenças. Em set(0), o Sul do Brasil tem sinais opostos de anomalias de precipitação: em ENC há anomalias negativas sobre o norte dessa região e positivas sobre o sul, enquanto em ENL há anomalias negativas sobre o sul da Região Sul do Brasil e anomalias fracas de precipitação (menores que 0,5 mm/dia) sobre o norte dessa região. Ao analisar o mapa da diferença, nota-se que em algumas regiões há diferença na intensidade. Por exemplo, durante ENC chove mais no Rio Grande do Sul do que durante ENL, na estação SON(0) e no mês de out(0). Já em nov(0), para a Região Sul do Brasil, há grande diminuição da anomalia positiva de chuva em ENC se comparada com ENL.

As anomalias de D(0)JF(+) (Figura 5.3) durante ENC são muito esparsas, com exceção do leste da América do Sul onde há uma região com diminuição de precipitação. A análise do mapa da diferença mostra que chove mais (menos) em ENC do que em ENL na região amazônica (sudeste e leste da América do Sul); esses sinais mostram um padrão importante, pois os estudos de EN, já citados, mostram que durante esse evento, há uma diminuição (aumento) de chuva no norte (sudeste) do continente. Durante dez(0) (figuras não mostradas) a região amazônica é altamente influenciada pela ocorrência de ENL, com

fortes anomalias negativas; já durante ENC as anomalias são mais fracas sobre essa região. O mês de jan(+) mostra aumento de precipitação durante ENC na Região Centro-Sudeste do Brasil, enquanto em ENL as anomalias são fracas nesta região. Além disso, enquanto há diminuição da precipitação sobre o leste da América do Sul durante ENC, o oposto ocorre durante os anos de ENL, havendo um forte aumento da precipitação, quando comparada à climatologia, em todo o Nordeste e em parte do Sudeste do Brasil. A Região Sul do Brasil mostra sinais opostos de anomalias durante o mês de fev(+) ao comparar ENC e ENL: há anomalias negativas de precipitação durante ENC e positivas durante ENL. Há, também, anomalias opostas no leste da região amazônica (positivas em ENC e negativas em ENL).

Larkin e Harrison (2005) analisaram os compostos de precipitação em anos nos quais houve forte ATSM positiva (anos EN) próxima à Linha de Data, e também nos anos EN considerados convencionais, nas estações de SON e DJF. Os compostos de EN Convencionais mostram diminuição da precipitação no norte da América do Sul e aumento no sudeste da América do Sul, tanto para SON quanto DJF, o que é coerente com este estudo e com os estudos já citados anteriormente. Já os compostos para EN da Linha de Data, mostram diminuição da precipitação no Centro-Leste do Brasil e aumento no sul do sudeste da América do Sul, durante SON, o que também é coerente com o composto de ENC deste estudo (Figura 5.3). Para DJF eles encontraram aumento no Centro-Leste do Brasil e diminuição da precipitação no norte e sudeste da América do Sul, o que só concorda com os resultados do presente estudo para ENC (Figura 5.3) na região norte da América do Sul. Vale lembrar que alguns dos anos utilizados para os compostos de ENC também possuem fortes anomalias no Pacífico leste (porém elas são menores que as do Pacífico central), o que pode causar uma diferença nesses compostos.

Na estação de outono (MAM(+), Figura 5.3) há uma grande diferença entre os padrões que ocorrem em ENC e ENL. Durante ENC há aumento de precipitação na Região Central do Brasil, enquanto não há anomalias

significativas em ENL nesta região. Contudo, nota-se, grande aumento de chuva no Sul do Brasil e grande diminuição no Nordeste durante ENL se comparado a ENC, o que é importante, porque o outono é estação chuvosa em ambas as regiões (HASTENRATH; HELLER, 1977; KOUSKY *et al.*, 1984; GRIMM, 2011). Durante o mês de mar(+) há forte anomalia positiva sobre a Região Centro-Oeste do Brasil e anomalia negativa em parte da Região Sul em ENC, em ambos os casos, sinais opostos àqueles que ocorrem em ENL. Há anomalias esparsas predominantemente positivas sobre o Brasil durante abr(+) na categoria de ENC, enquanto em ENL o nordeste da América do Sul tem forte deficiência de precipitação e o sudeste do continente apresenta extensa região com significativo excesso. No mês de mai(+) fica evidenciado que a categoria de ENC tem várias regiões com sinal oposto àquele que ocorre durante anos ENL. No Sul (Norte/Nordeste) do Brasil a anomalia é negativa (positiva) durante ENC, enquanto em ENL há uma forte anomalia positiva (negativa). O mapa das diferenças mostra valores bem fortes, indicando o quão importante é identificar se ENOS ocorre no Pacífico central ou leste.

No final do ciclo de ENOS (JJA(+), Figura 5.3), nota-se enfraquecimento nos sinais das anomalias. Porém, há anomalias importantes na Região Sul do Brasil, de sinais opostos em ENC e ENL: mais chuva em ENL e menos chuva em ENC. No caso de ENL, há episódios em que as anomalias no leste do Pacífico equatorial perduram por mais tempo, ocasionando fortes chuvas sobre o Sul do Brasil (GRIMM *et al.*, 2000). O mês de jul(+) mostra sinais muito parecidos com os da estação. Já durante jun(+) as duas categorias de ENOS mostram aumento de chuva sobre pequena área no centro da Região Sul. Sabe-se que várias enchentes ocorreram nessa região, durante o outono-inverno do ano seguinte de um EN, como em 1982/83, 1986/87, 1991/92 e 1997/98 (BERRI *et al.*, 2002). Estes episódios foram do tipo ENL, o que é coerente com as anomalias mostradas na Figura 5.3. Logo, é muito importante saber como os anos ENC e ENL influenciam essa estação.

Estudos sobre a influência de episódios ENOS Modoki e Canônico sobre a precipitação global do inverno austral (WENG *et al.*, 2007; Ashok *et al.*, 2007) mostram que o impacto dos episódios Modoki sobre a precipitação é oposto ao impacto dos Canônicos. Weng *et al.* (2007) mostram que há aumento (diminuição) de precipitação no sudeste da América do Sul e diminuição (aumento) no norte (noroeste) da América do Sul durante EN Canônico (Modoki). Ao considerar o EN Canônico mais próximo do ENL no presente estudo e o EN Modoki mais próximo do ENC do atual estudo, tais resultados são coerentes com os da Figura 5.3.

Contudo, ao comparar os resultados do Capítulo 4 (TEDESCHI *et al.*, 2013) com os deste capítulo, verifica-se que as anomalias de precipitação em EN Modoki+A (Figura 4.3) não tem correspondência muito próxima com as anomalias de precipitação em ENC (Figura 5.3) em todas as estações do ano, embora haja semelhanças. Por exemplo, em SON(0) há anomalias positivas no Sul do Brasil em ENC, mas não em EN Modoki+A; em D(0)JF(+) há anomalias negativas na parte norte e leste do Brasil, com anomalias positivas na parte central e sul, enquanto em EN Modoki+A há anomalias negativas sobre todo o Brasil; em MAM(+) há anomalias positivas no Centro-Oeste do Brasil em ENC, enquanto em EN Modoki+A a maior parte das anomalias positivas significativas se concentra no Sudeste do Brasil. Portanto, as outras ATSM usadas no Pacífico tropical leste e oeste para definir os episódios ENOS Modoki+A no Capítulo 4 tem alguma influência nos impactos detectados. Por outro lado, as anomalias de precipitação em EN Canônico obtidas no Capítulo 4 (Figura 4.3) tem correspondência próxima com as anomalias de precipitação em ENL (Figura 5.3) em todas as estações do ano. Apesar das discrepâncias mencionadas acima entre as anomalias produzidas por EN Modoki+A e ENC, as diferenças entre EN Modoki+A e EN Canônico (Figura 4.3) e entre ENC e ENL (Figura 5.3) tem vários aspectos em comum. Apesar de haver episódios que possam ser tanto ENC como ENL (e que foram separados usando-se a região do Pacífico em que há maior ATSM), há, em geral, diferenças de

magnitudes comparáveis entre os impactos de ENC e ENL e entre EN Modoki+A e EN Canônico.

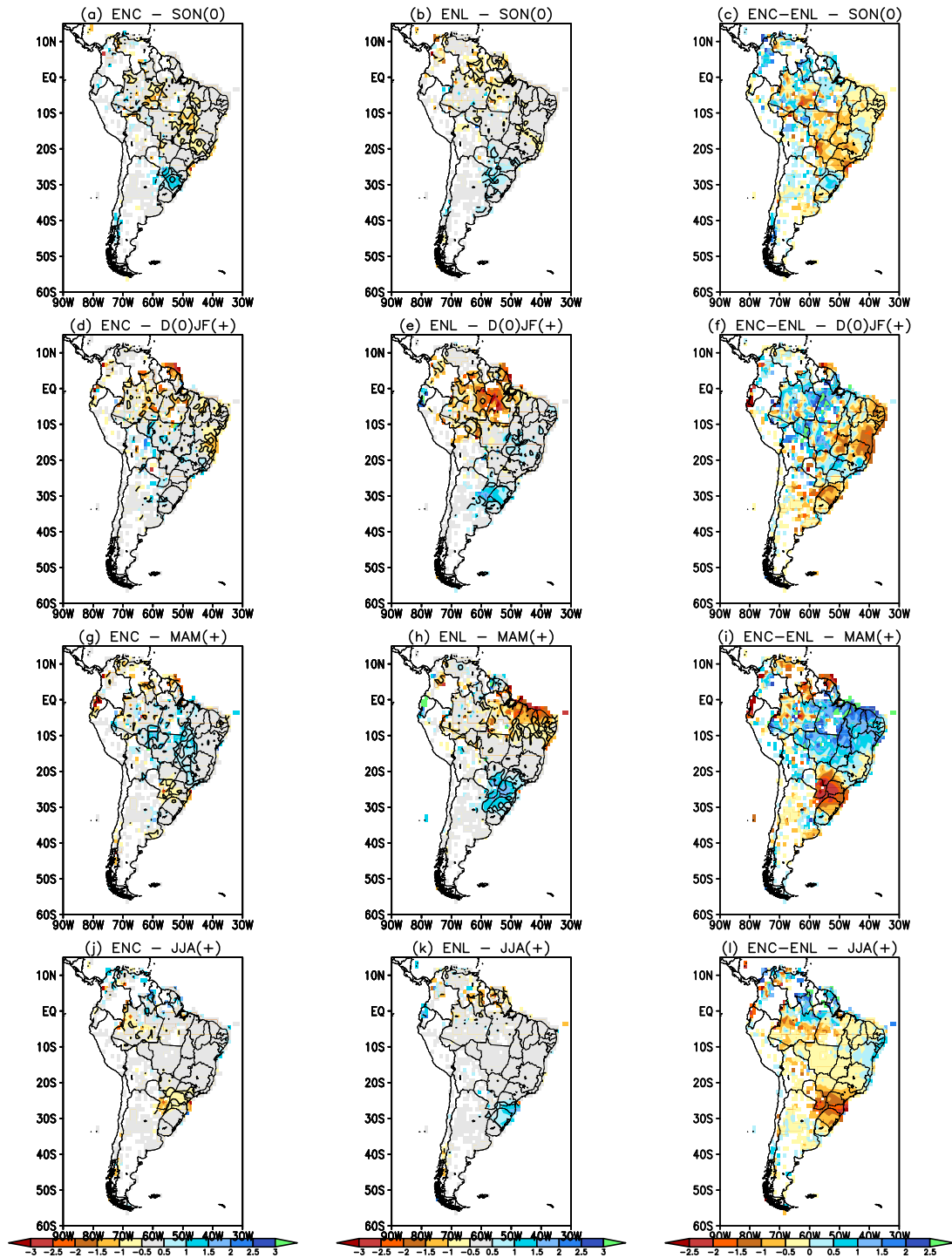


Figura 5.3: Compostos das anomalias de precipitação (mm/dia) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de EN Central (1ª coluna) e Leste (2ª). As diferenças entre EN Central e Leste são apresentadas na 3ª coluna. Nas duas primeiras colunas as regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) mm/dia e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

Os compostos sazonais de precipitação anômala durante os anos de LNL (Figuras 5.4, coluna do meio) mostram padrões de anomalias consistentes com os estudos feitos sobre episódios LN que ocorrem na região NINO3 (ROPELEWSKI; HALPERT, 1989; GRIMM, 2004), durante as estações de SON(0) e MAM(+): diminuição de precipitação no sudeste da América do Sul e aumento no norte/nordeste da América do Sul. Esses padrões são opostos àqueles que ocorrem em ENL. O mesmo seria esperado para as anomalias mensais (figuras não mostradas), mas nem todos os meses respeitam esse padrão. O início do ciclo tem anomalias muito pequenas. Já em out(0) e nov(0) os sinais se fortalecem e há diminuição de precipitação no Sul do Brasil e aumento em alguns pontos do norte/nordeste e centro-leste da América do Sul. Em dez(0) os sinais mais fortes estão sobre Minas Gerais (aumento de precipitação) e Tocantins (diminuição da precipitação). Jan(+) mostra o padrão de inversão de sinal em relação a nov(0) (GRIMM, 2004), ocorrendo um aumento de chuva na Região Sul do Brasil e uma diminuição no Centro-Leste. Em mar(+) há um tripolo de precipitação para a categoria de LNL, com mais chuva no Sul e Nordeste do Brasil e diminuição entre essas duas áreas. Durante abr(+) e mai(+) há o sinal esperado para LN, com fortes anomalias positivas na Região Nordeste, como em mar(+). Jun(+) e jul(+) têm valores fracos de anomalia.

Durante LNC, os padrões de anomalias em SON(0) (Figura 5.4) são parecidos àqueles que ocorrem em LNL – diminuição de chuva no Sul, aumento sobre o Centro-Leste do Brasil e em regiões pontuais do Norte do Brasil.

Durante D(0)JF(+) (Figura 5.4) há padrões de fortes anomalias de precipitação nos mapas de LNC, com forte aumento no norte da região amazônica, forte diminuição de precipitação no Centro-Leste do Brasil e aumento de precipitação no Estado de São Paulo. O impacto é muito maior durante LNC que em LNL, embora não haja muitas diferenças de sinais. Na análise mensal nota-se oposição de sinal entre LNC e LNL em dez(0), principalmente no Norte do Brasil e em Minas Gerais. Durante jan(+) o que muda é a intensidade das

anomalias, que são mais fortes em LNC nas Regiões Centro-Leste do Brasil e amazônica.

Sabe-se que, como em EN, também em LN há tendência à inversão do padrão de anomalias de precipitação no Centro-Leste do Brasil e parte do Sul do Brasil de nov(0) para jan(+) (GRIMM, 2004). Esta inversão pode ser vista tanto nos compostos de anomalias sazonais (Figura 5.4) como de anomalias mensais, onde é mais evidente (figuras não mostradas). Em nov(0) há aumento da precipitação na Região Centro-Leste do Brasil e forte diminuição em toda a Região Sul do Brasil, enquanto em jan(+) há forte diminuição de precipitação na Região Centro-Leste do Brasil e aumento na Região Sul. Estes aspectos são visíveis tanto em LNL como em LNC.

Nota-se forte aumento de precipitação em todo o norte do Nordeste do Brasil, incluindo também o leste da Amazônia, durante MAM(+) de anos LNC, enquanto durante LNL este aumento fica restrito a uma região menor. No resto do continente, as anomalias são fracas.

As anomalias de precipitação no fim do ciclo (JJA(+), Figura 5.4) são muito fracas, com exceção do Norte do Brasil, tanto em LNL como em LNC, mas nesta região elas são mais fortes em LNC.

Os resultados do Capítulo 4 (TEDESCHI *et al.*, 2013) mostram que há entre LN Modoki+A e LN Canônica diferenças menores que entre EN Modoki+A e EN Canônico, no sentido de que há mais casos de anomalias de sinais opostos numa mesma região para aqueles dois tipos de eventos EN. Já no caso de LN, as diferenças mais frequentes são de ocorrência ou não de anomalias significativas em dada região. Da mesma forma, há entre LNC e LNL diferenças menores que entre ENC e ENL.

Comparando os resultados do Capítulo 4 (TEDESCHI *et al.*, 2013) com os deste Capítulo, nota-se que as anomalias de precipitação em LN Modoki+A (Figura 4.4) são razoavelmente parecidas com as anomalias de precipitação

em LNC (Figura 5.4) em todas as estações do ano, exceto em MAM(+), estação na qual aparece impacto significativo no norte do Nordeste do Brasil em LNC, o que não ocorre em LN Modoki+A. As anomalias de precipitação em LN Canônica obtidas no Capítulo 4 (Figura 4.4) também são semelhantes às anomalias de precipitação em LNL (Figura 5.4), exceto em MAM(+), estação na qual LNL apresenta anomalias negativas na metade sul do Brasil (Figura 5.4), que não aparecem em LN Canônica (Figura 4.4). Há vários aspectos comuns nas diferenças entre as anomalias produzidas por LN Modoki+A e LN Canônica (Figura 4.4) e as produzidas por LNC e LNL (Figura 5.4), apesar de também haver várias discrepâncias, a maior delas em MAM(+), pelos motivos mencionados acima. Apesar de haver episódios que possam ser tanto LNC como LNL (e que foram separados usando-se a região do Pacífico em que há maior ATSM), há, em geral, diferenças de magnitudes comparáveis entre os impactos de LNC e LNL e entre LN Modoki+A e LN Canônico.

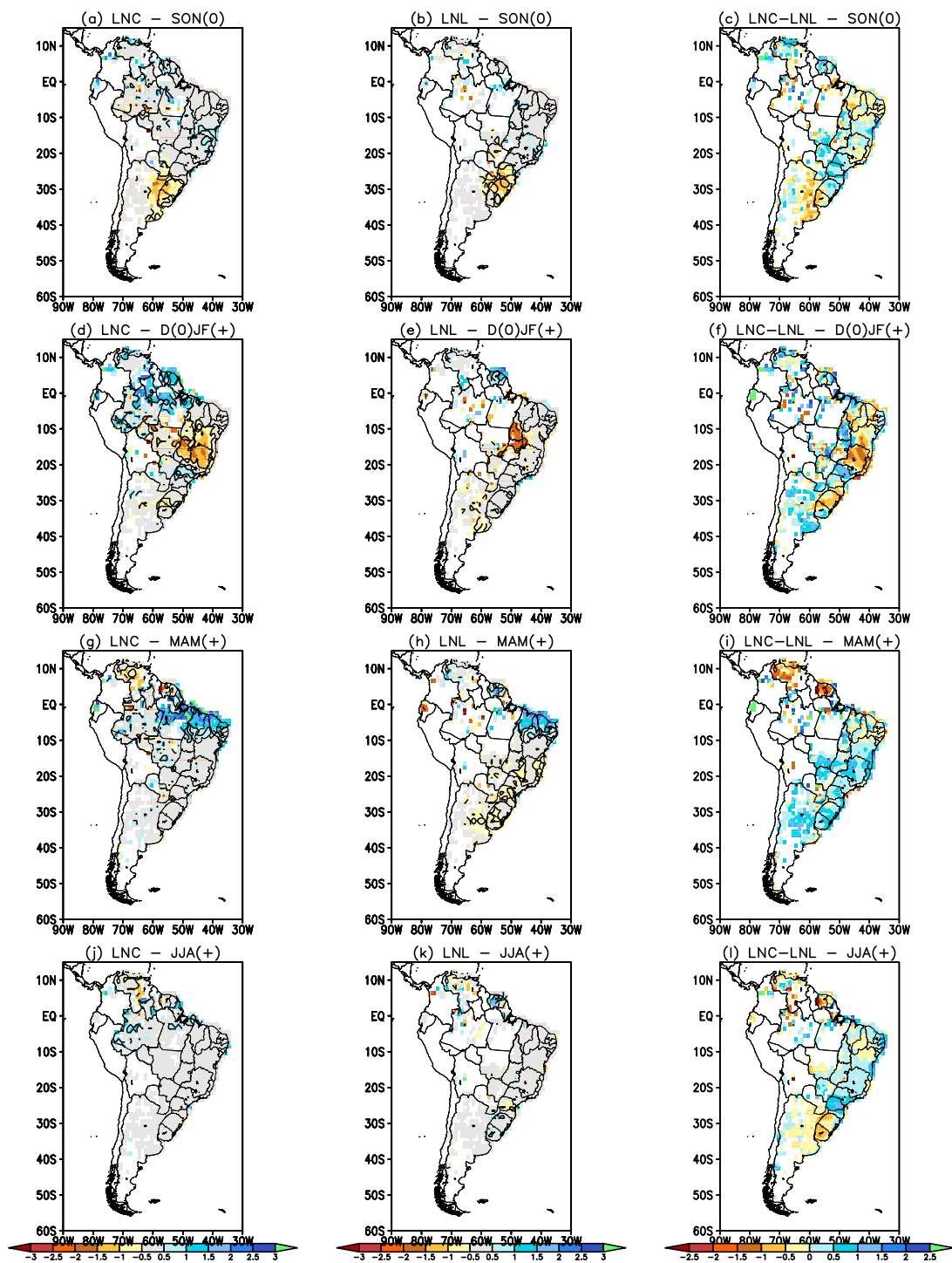


Figura 5.4: Idem à Figura 5.3, para as categorias de LN.

5.3.2. Correlação entre a ATSM e a precipitação

As correlações entre a ATSM das regiões do Pacífico central e leste e a anomalia da precipitação sobre a América do Sul são apresentadas na Figura 5.5. As correlações entre a ATSM da região do Pacífico leste (Figura 5.5) tem padrões parecidos com aqueles que ocorrem durante ENL (Figura 5.3), mas ao comparar com LNL (Figura 5.4) nota-se que os padrões de precipitação, ocupam áreas menores do que os de correlação. Enquanto os padrões de correlação entre a ATSM da região do Pacífico central e a precipitação (Figura 5.5) tem padrões mais parecidos com aqueles que ocorrem em LNC (Figura 5.4) do que com aqueles que ocorrem em ENC (Figura 5.3). Ao comparar as duas correlações, nota-se que os padrões são parecidos entre si, correlação negativa no norte/nordeste da América do Sul, e positiva no sudeste desse continente, além de correlações positivas (negativas) no Centro-Leste do Brasil durante DJF (SON). Porém os padrões são mais extensos nas correlações com a ATSM do Pacífico leste. As estações mais afetadas pela ocorrência de uma ATSM no Pacífico central ou no leste são MAM e JJA, onde há padrões de correlação mais extensos durante a ocorrência de ATSM no Pacífico Leste. Isso comprova que, principalmente para essas duas estações, é importante estudar esses eventos separadamente.

A Figura 5.5 pode ser comparada com a 4.5, lembrando que nesse capítulo foram usados dados de precipitação observados e no anterior eram dados do CMAP (XIE; ARKIN, 1997), como explicado no Capítulo 3 (Seção 3.1.2). Ao fazer essa comparação conclui-se que os resultados da região Canônica (A) é muito próximo aos resultados da região do Pacífico leste (central). Porém, a forte correlação da precipitação no Centro-Leste do Brasil durante DJF com a ATSM do Pacífico leste e central, é praticamente inexistente na correlação da precipitação com a ATSM da região Canônica e A. Essas diferenças devem ocorrer por causa da diferença entre os conjuntos de dados e períodos (Capítulo 4 o período é de 1979 até 2009, enquanto neste capítulo é 1960 até 2005) utilizados, já que a região Canônica é igual a região do Pacífico leste.

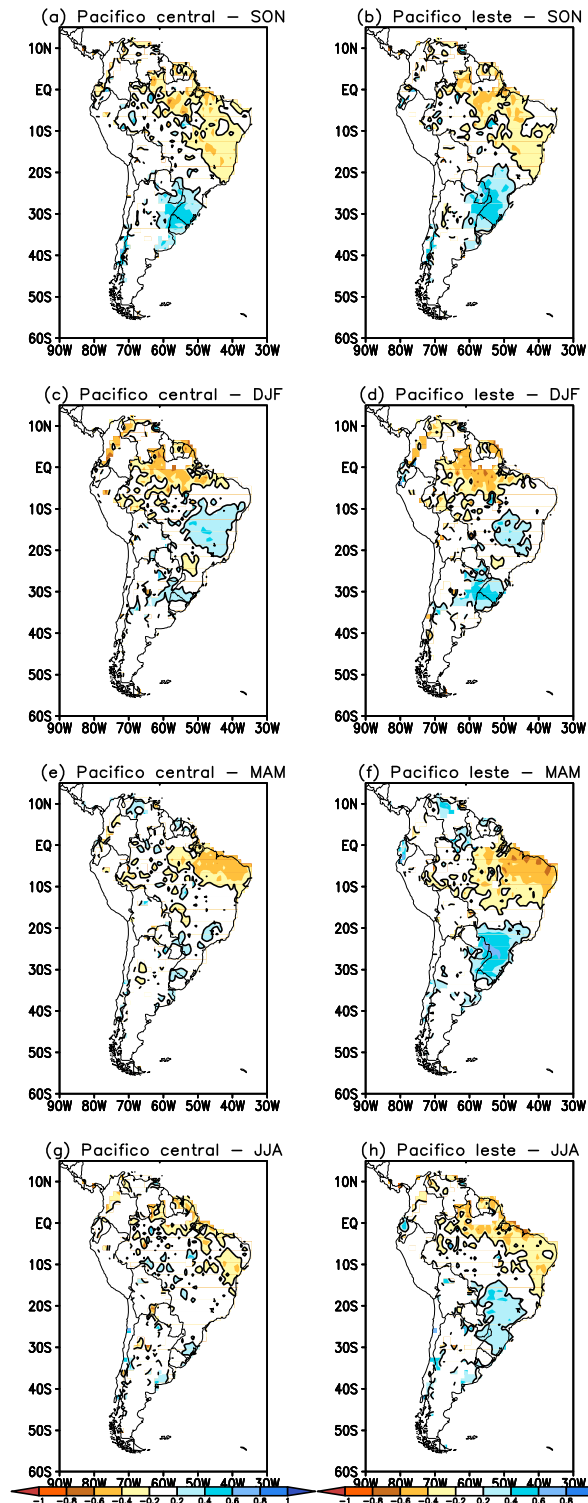


Figura 5.5: Correlação entre a precipitação e a ATSM [região do Pacífico central (1ª coluna) e Pacífico Leste (2ª)] para SON (1ª linha), DJF (2ª), MAM (3ª) e JJA (4ª). A região com correlações de nível de confiança igual ou superior a 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

5.3.3. Compostos dos campos atmosféricos

5.3.3.1. Anomalia média da velocidade vertical ômega entre 5°N e 5°S

A estrutura vertical das anomalias médias da velocidade vertical ômega, entre 5°N até 5°S, é mostrada na Figura 5.6 para os anos de EN e 5.7 para os anos de LN. Essas figuras mostram a influência dos dois tipos de ENOS sobre a circulação de Walker. Os resultados sazonais para ENL mostram um forte movimento ascendente entre 180° e 90°W até MAM(+), e movimentos descendentes a leste e a oeste dessa região. Os compostos para ENC mostram movimento ascendente confinado ao redor da Linha de Data, e descendente a leste (ao redor de 60°W) e a oeste (120°W) para a primavera (SON(0)) e verão (D(0)JF(+)). Durante o outono (MAM(+)) verifica-se um deslocamento desse padrão para oeste, e enfraquecimento do movimento ascendente e expansão do movimento descendente, sendo que no inverno (JJA(+)) há um movimento descendente sobre a Linha de Data. Nota-se que o movimento ascendente sobre o Pacífico é mais forte e estende-se por uma região maior durante ENL quando comparado à ENC. Isso é coerente com os campos de ATSM, que possuem maiores valores em ENL.

Os movimentos descendentes sobre a longitude de 60°W, durante as estações de primavera e verão, tanto em ENC quanto em ENL, explicam a diminuição de precipitação sobre essa região. Neste caso os movimentos descendentes impedem a formação de nuvens e, conseqüentemente, não há ocorrência de precipitação.

Os compostos durante LNC mostram fortes movimentos descendentes sobre a região da Linha de Data em todas as estações mostradas, além de um forte movimento ascendente sobre a região ao redor de 60°W. Movimento ascendente está associado à formação de nuvens. Isso explica o aumento de precipitação na região amazônica durante as quatro estações mostradas de LNC.

Durante LNL há valores mais fracos de anomalias da velocidade vertical ômega, além de elas estarem deslocadas para leste. Ao analisar a região amazônica (ao redor de 60°W) nota-se movimento descendente, o que indicaria uma diminuição da precipitação nessa região, porém não há resultados significativos para essa região nos mapas de anomalias de precipitação.

No caso dos anos de LN, o movimento descendente sobre o Pacífico é mais intenso durante LNC em relação à LNL, isso ocorre porque as ATSM são mais fortes em LNC.

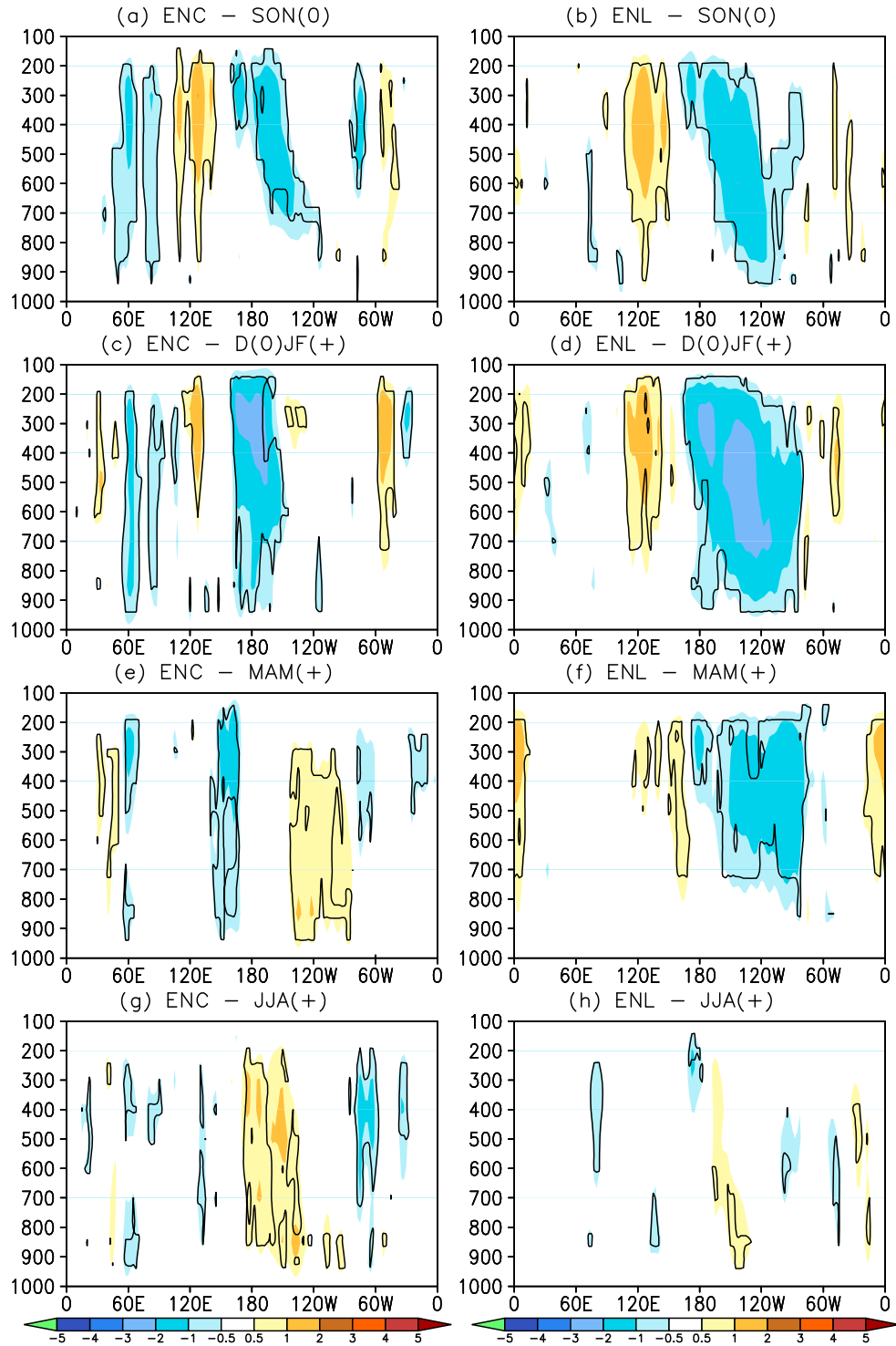


Figura 5.6: Compostos da anomalia média, entre 5°N e 5°S, do velocidade vertical ômega (10^{-2} Pa/s) durante as estações de SON(0) (1ª linha), D(0)JF(+) (2ª), MAM(+) (3ª) e JJA(+) (4ª) de EN Central (1ª coluna) e Leste (2ª). As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) 10^{-2} Pa/s e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

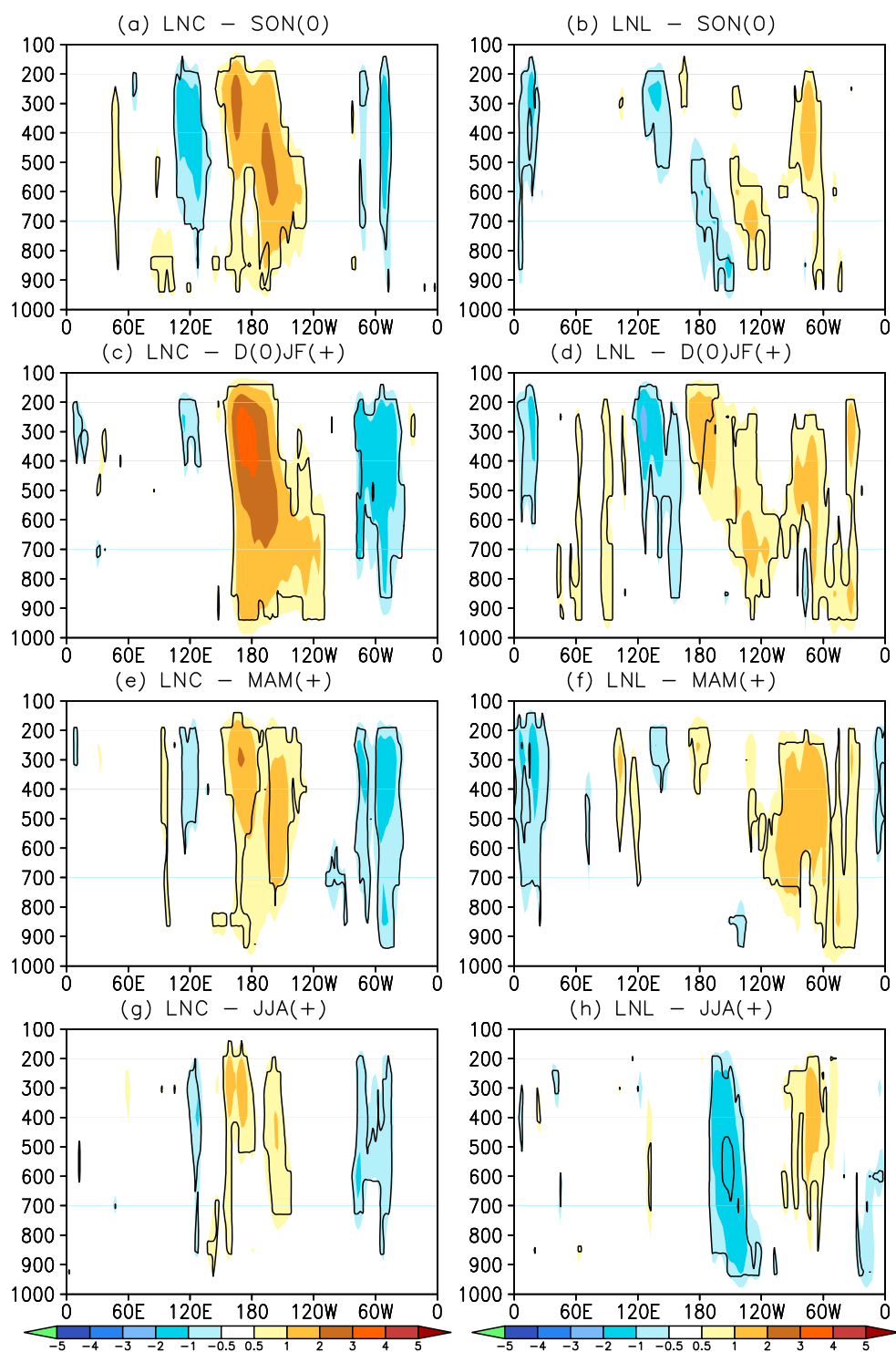


Figura 5.7: Idem a Figura 5.6, para as categorias de LN.

5.3.3.2. Anomalia do escoamento em 200hPa

As Figuras 5.8 e 5.9 mostram os compostos sazonais de anomalias do escoamento em 200hPa durante os anos ENOS. Os compostos dos anos EN mostram um par de anticiclones ladeando o equador no Pacífico central, como seria esperado em resposta a uma fonte equatorial anômala de calor produzida por episódios EN, devido ao aquecimento da superfície do mar (GILL, 1980). Este padrão é observado em anos de ENL até MAM(+) e até D(0)JF(+) em anos ENC. Há outras diferenças nos padrões de anomalias do escoamento gerados em ENL e ENC. Portanto, os trens de onda associados à convecção anômala produzida pelas anomalias tropicais de TSM dos dois tipos de ENOS afetam de diferentes maneiras a circulação atmosférica sobre a América do Sul.

Nos compostos de ENL vê-se em SON(0) uma circulação anticiclônica a leste do sudeste da América do Sul, e uma ciclônica ao sul/sudeste, causando fortalecimento do jato subtropical. Para o composto de ENC em SON(0) os padrões são muito semelhantes aos de ENL e, por isto, as anomalias de precipitação dessas duas categorias (Figura 5.3) são semelhantes no sudeste do continente, nessa estação.

O trem de ondas evidente na primavera já não é tão visível no verão de ENL, o que é coerente com Cazes-Boezio *et al.* (2003) e Grimm (2003; 2004), que argumentam que as teleconexões trópicos-extratrópicos afetando a América do Sul são muito mais fracas no verão de EN. Grimm (2003) sugeriu que parte das anomalias de circulação de verão sobre a América do Sul é produzida por interações regionais superfície-atmosfera provocadas pelas anomalias de precipitação e umidade do solo da primavera. A circulação anticiclônica de primavera no sudeste da América do Sul desaparece e surge uma circulação anticiclônica sobre o Centro-Leste do Brasil (representada por uma crista) e a circulação ciclônica ao sul fica no verão restrita ao sudoeste do continente. Para os compostos de ENC, nota-se que o padrão de D(0)JF(+) é mais próximo

ao que ocorre durante SON(0), embora deslocado para norte, do que aquele que ocorre durante D(0)JF(+) de anos ENL. Como o padrão está deslocado para o norte, ele causa chuva mais para o norte, em relação ao que ocorre na estação anterior.

Para MAM(+) e JJA(+) o padrão ciclônico no sul da América do Sul, visível em ENL, é responsável pelo fortalecimento do jato subtropical e, consequentemente, pelo aumento da precipitação no Sul do Brasil (e parte do Sudeste) no outono, pois esse fortalecimento intensifica os sistemas sinóticos que chegam à região e inibem sua propagação para o norte. Durante ENC não há esse padrão ciclônico no sul da América do Sul e, consequentemente, o jato subtropical não é fortalecido, ocasionando menos chuva nessa região.

Nos compostos de LN é possível verificar que o par de ciclones que ladeiam o equador no Pacífico central são mais organizados nos anos de LNC que em LNL. Durante SON(0), D(0)JF(+) e MAM(+), nas duas categorias de LN, é possível observar uma anomalia de leste no escoamento sobre a região tropical da América do Sul e do Oceano Atlântico. Em oposição, no sul do continente cada estação possui um padrão diferente de escoamento em altos níveis. Para SON(0) há circulação anticiclônica a sudeste do continente e ciclônica sobre o sudeste da América do Sul nas duas categorias de LN, um pouco mais deslocada para norte no caso de LNL, o que explica a semelhança das anomalias de precipitação da Figura 5.4. Como no caso de EN, em D(0)JF(+) os padrões de teleconexões no Pacífico sul são bem menos visíveis. Grimm (2004) sugeriu que também durante eventos LN parte das anomalias de circulação sobre a América do Sul é produzida por interações regionais superfície-atmosfera provocadas pelas anomalias de precipitação e umidade do solo da primavera. A circulação ciclônica de primavera sobre o sudeste da América do Sul desaparece e surge uma circulação ciclônica (representada por um cavado) sobre o Centro-Leste do Brasil. Em MAM(+) há uma circulação anticiclônica no sudoeste do continente em LNL, enquanto que em LNC essa

circulação é ciclônica, o que é consistente com a diferença no sinal da precipitação no sudeste do continente nas categorias de LN.

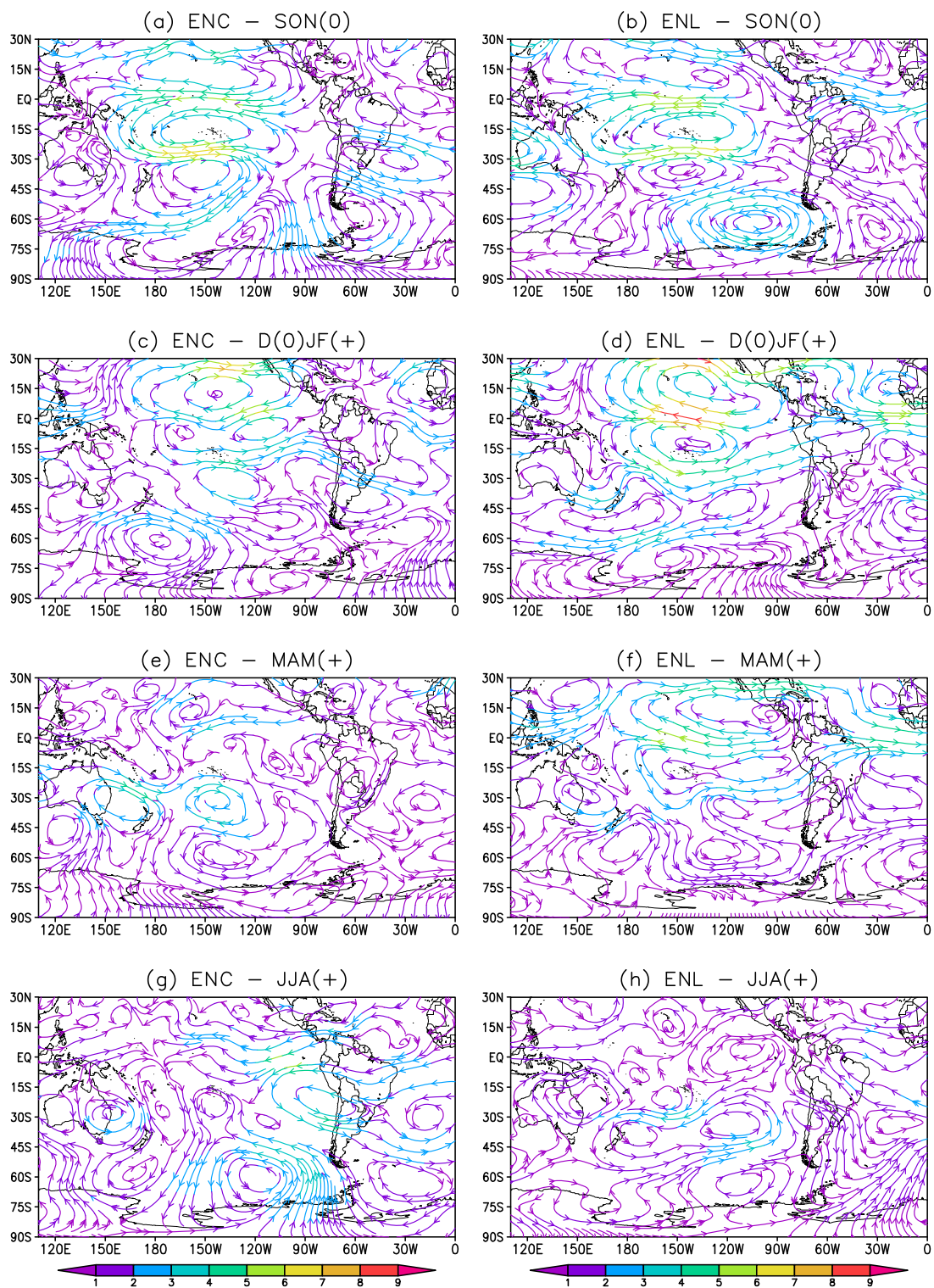


Figura 5.8: Compostos das anomalias de escoamento em 200hPa durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de EN, Central (1ª coluna) e Leste (2ª).

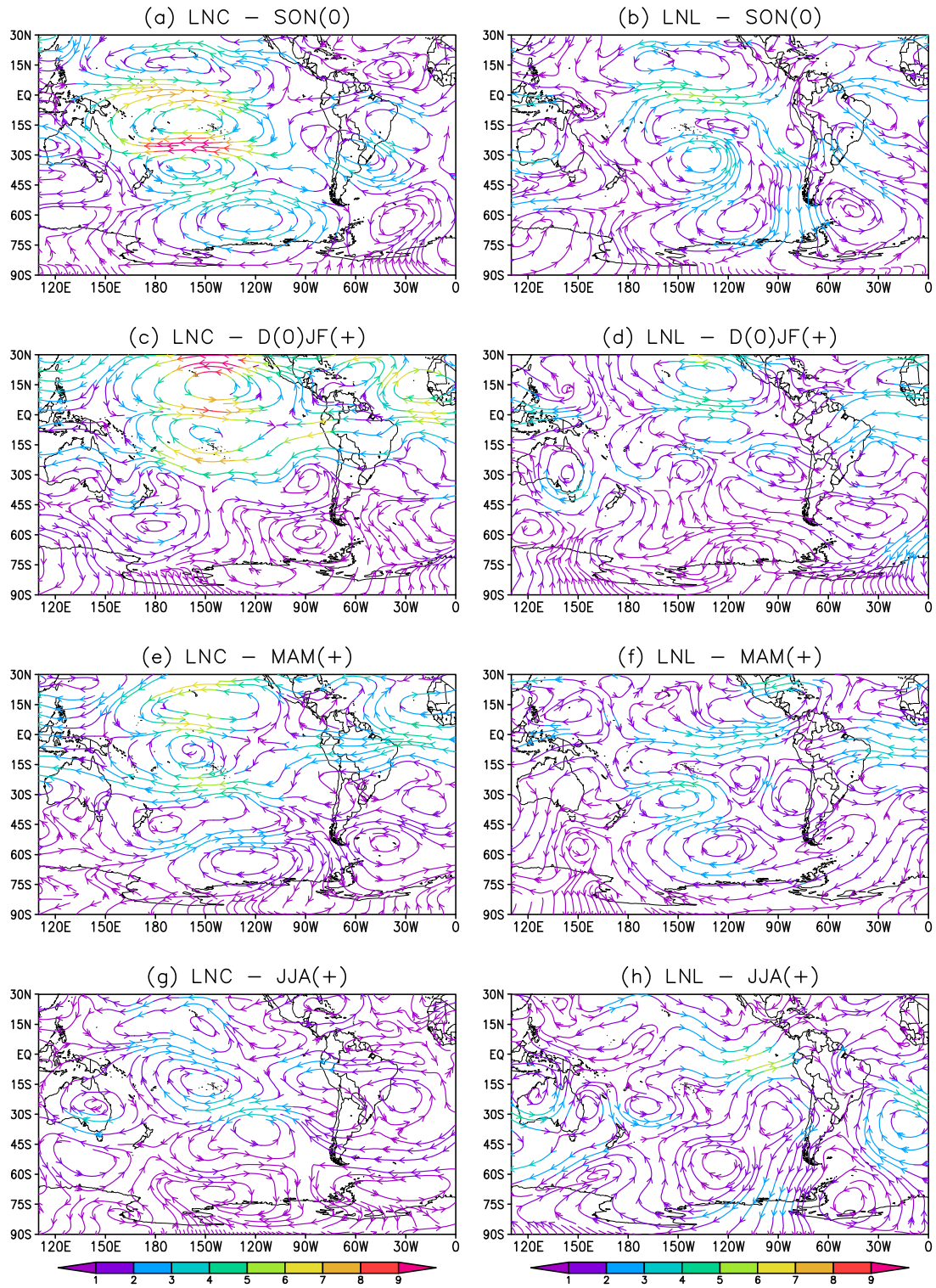


Figura 5.9: Idem à Figura 5.8, para as categorias de LN.

5.3.3.3. Anomalia do fluxo de umidade verticalmente integrado e sua divergência

As Figuras 5.10 até 5.13 mostram os compostos do fluxo de umidade verticalmente integrado e a sua divergência para todas as estações nas duas categorias (Central e Leste) de ENOS. Os compostos sazonais para os anos de EN (Figura 5.10) mostram que durante ENL há fluxo de umidade proveniente da Amazônia que vai até o sudeste da América do Sul, causando convergência de umidade e, conseqüentemente, aumento de chuva sobre essa região (Figura 5.3). O padrão de anomalias de circulação associado com EN (ciclônicas no sudoeste e anticiclônicas no sudeste da América do Sul) pode fortalecer o JBN (MARENGO *et al.*, 2004) que ocorre a leste dos Andes. Além disso, é possível verificar uma forte divergência de umidade sobre a Região Nordeste do Brasil nas estações de D(0)JF(+) e MAM(+) de ENL, causando diminuição da precipitação em MAM(+), mas não em D(0)JF(+) (Figura 5.3). As estações de D(0)JF(+) e MAM(+) durante ENC mostram inversão em relação ao padrão de ENL, enfraquecendo o JBN e conseqüentemente causando uma anomalia divergente do fluxo de umidade sobre a Região Sul do Brasil e, assim, diminuição da precipitação nesta região durante ENC. Sobre o Nordeste do Brasil, o sinal da divergência do fluxo de umidade também está invertido em relação ao sinal de ENL, fazendo com que chova mais sobre essa região durante ENC em comparação com ENL.

Os compostos sazonais para os anos de LN estão apresentados na Figura 5.11. Para LNL, nota-se que em todas as estações há convergência de umidade sobre o leste do Nordeste do Brasil e divergência a oeste dessa região. No caso de D(0)JF(+) e MAM(+), essa divergência estende-se por toda a região amazônica. Durante os episódios de LNC há um padrão anticiclônico no fluxo de umidade sobre a Região Centro-Leste do Brasil durante SON(0), D(0)JF(+) e MAM(+). Da primavera para o verão, o padrão anticiclônico se desloca para o sul, centrando sobre o Sudeste do Brasil. Isto produz divergência no Centro-Leste do Brasil. Tais variações regionais foram

atribuídas por Grimm (2004) a interações superfície-atmosfera – o artigo mostra que devido às precipitações que ocorrem na primavera no Centro-Leste, a superfície se resfria, causando uma divergência anômala em baixos níveis no verão e uma anomalia anticiclônica sobre a região citada, que desvia o fluxo de umidade para o Sul, desfavorecendo a precipitação. Esse padrão anticiclônico causa convergência sobre a região amazônica.

Comparando LNC e LNL, nota-se que o sinal da divergência sobre a região amazônica é oposto entre as duas categorias em todas as estações, o que implicaria em uma inversão da anomalia de precipitação nessa região entre essas duas categorias (Figura 5.4). Embora haja indicações neste sentido, não há extensos resultados sobre essa região durante LNL, dificultando essa comparação.

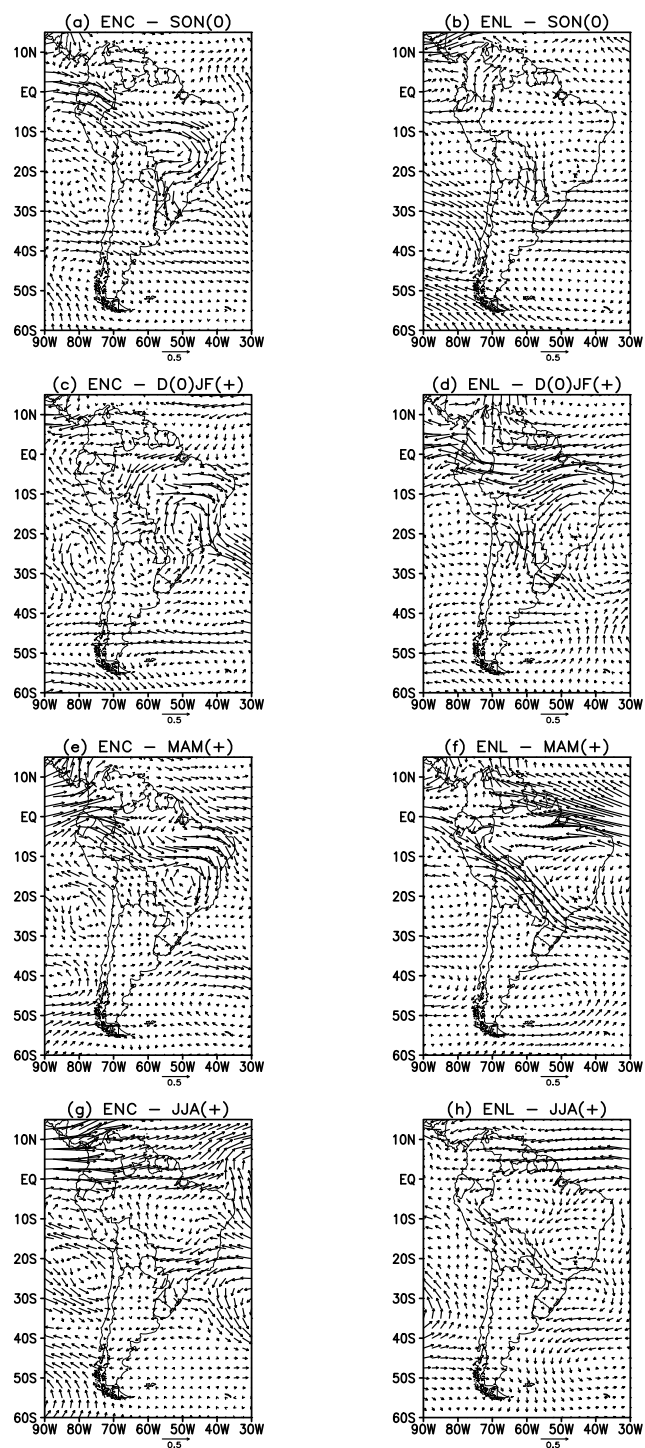


Figura 5.10: Compostos da anomalia do fluxo de umidade verticalmente integrado (10^{-2} m.g/s.kg) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de EN, Central (1ª coluna) e Leste (2ª).

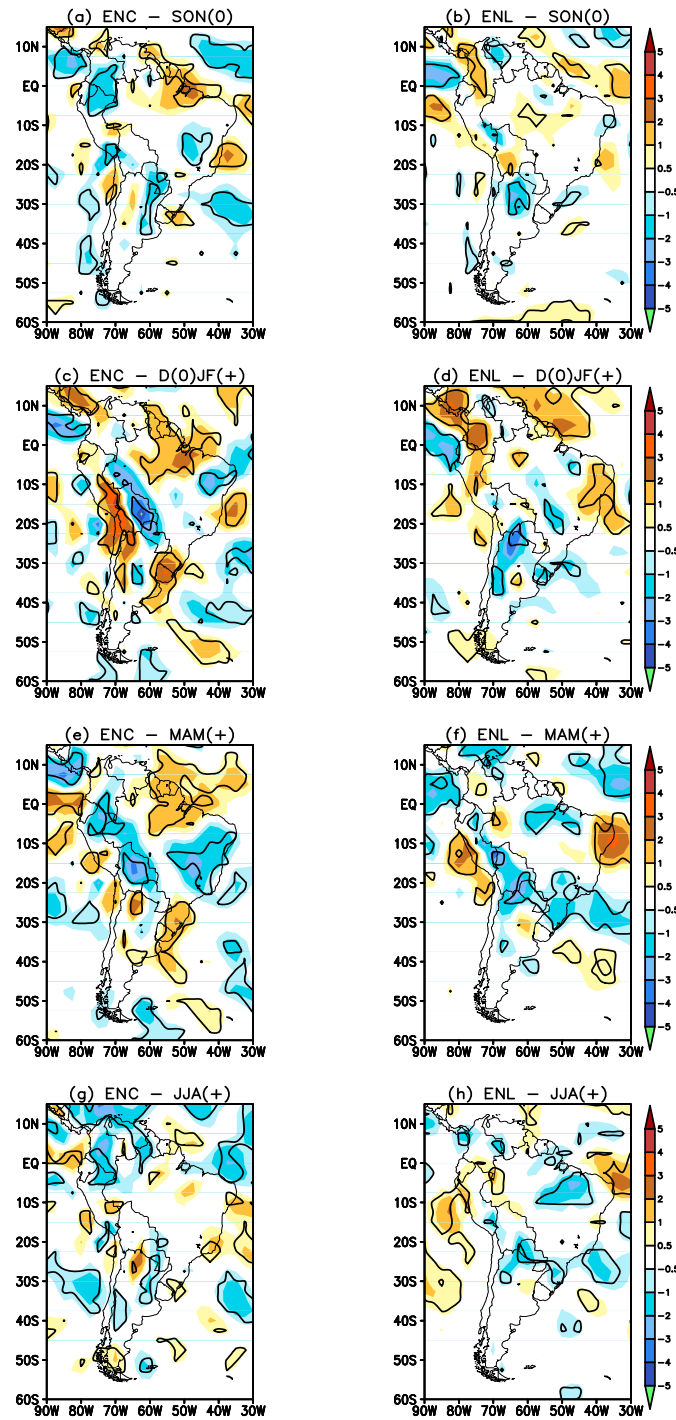


Figura 5.11: Compostos da anomalia da divergência do fluxo de umidade verticalmente integrado (10^{-8} g/kg.s) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de EN, Central (1ª coluna) e Leste (2ª). As regiões com anomalias de divergência do fluxo de umidade positivas (negativas) acima (abaixo) de $0,5$ ($-0,5$) 10^{-8} g/kg.s e com nível de significância maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

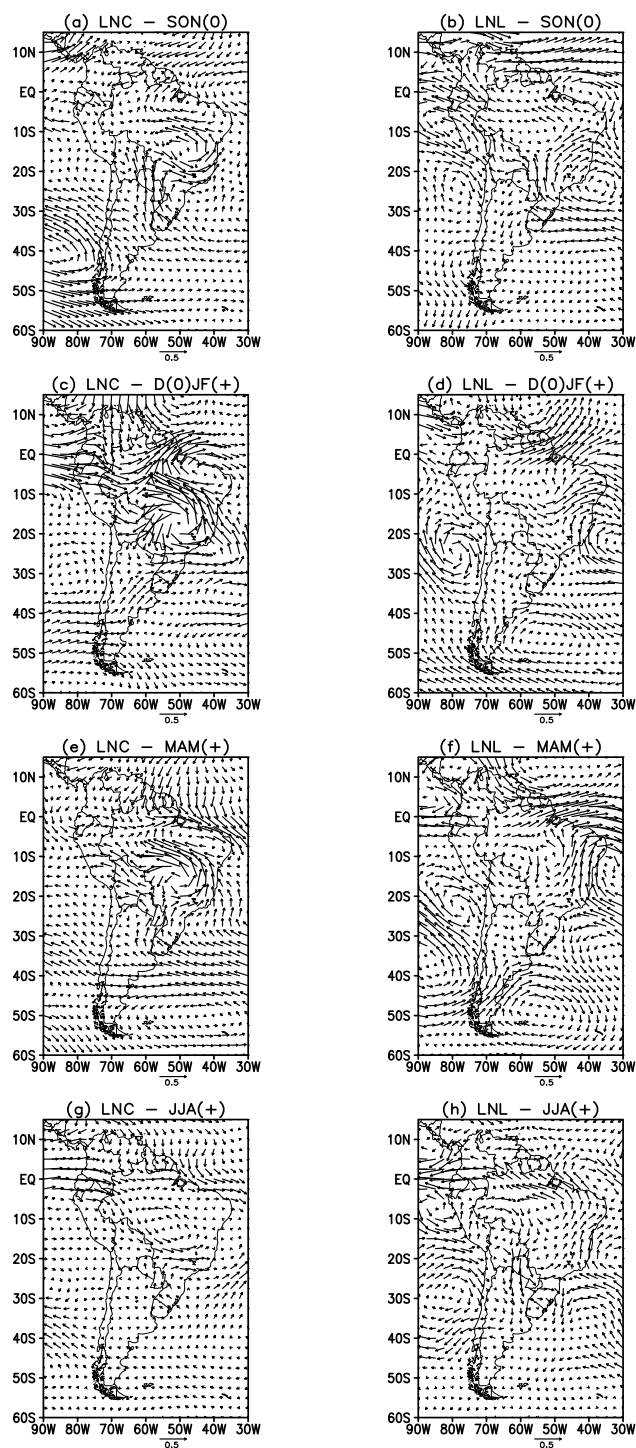


Figura 5.12: Idem à Figura 5.10, para as categorias de LN.

5.4. Impactos dos ENOS Central e Leste nos eventos extremos de precipitação sobre a América do Sul

A primeira coluna das Figuras 5.14 e 5.15 mostra o valor médio do percentil 90 para cada estação do ano. Estes padrões indicam os limiares de precipitação dos eventos extremos de precipitação em diferentes partes do continente e diferentes períodos do ciclo anual. Analisando estes limiares, nota-se que eles seguem a evolução do regime de precipitação da América do Sul. No estudo de eventos extremos serão analisadas apenas as regiões que possuírem percentil 90 igual ou superior a 10 mm/dia, pois abaixo deste limiar as consequências práticas provavelmente seriam pequenas. Frich *et al.* (2002) definiu vários índices de extremos, entre eles o R10 (número de dias com precipitação acima de 10 mm/dia). Este índice admite que uma precipitação acima de 10 mm/dia é uma precipitação extrema, e por isso esse limiar foi escolhido para analisar os eventos extremos deste estudo.

As Figuras 5.14 e 5.15 mostram também a diferença na frequência dos eventos extremos entre anos ENOS e anos Normais (aqueles em que não ocorre nenhum tipo de ENOS), durante as estações do ano. Analisando os mapas para ENL e ENC (Figura 5.14), nota-se que em SON(0) e D(0)JF(+) não há grandes diferenças qualitativas entre os impactos, ou seja, no sinal das diferenças em áreas extensas. Porém, há grandes diferenças quantitativas. Há maior diminuição na ocorrência de eventos extremos de precipitação na região tropical da América do Sul durante ENC, quando comparado a anos Normais, do que em ENL. Sobre a região sudeste da América do Sul, ocorre o oposto, há aumento maior na ocorrência de eventos extremos durante ENL do que em ENC. A maior diferença qualitativa ocorre durante MAM(+), quando há diminuição no número de eventos extremos durante ENL em relação aos anos Normais na Região Nordeste do Brasil, enquanto durante ENC o sinal é oposto (Figura 5.14). Para a Região Sul do Brasil é verificado um forte aumento no número de eventos extremos de precipitação durante ENL, mas em ENC o impacto na região é pequeno e até de sinal contrário (Figura 5.14).

Os padrões da diferença entre o número de eventos extremos que ocorrem durante LNC e anos Normais são qualitativamente iguais aos que ocorrem durante LNL, na maior parte das regiões. O que muda é a variação de eventos extremos que ocorre em cada categoria. A diferença mais relevante ocorre em MAM(+), quando LNC apresenta impacto mais forte e mais estendido para oeste sobre o Norte/Nordeste do que LNL, enquanto LNL apresenta mais impacto sobre o centro-leste e sudeste da América do Sul do que LNC.

O impacto sobre a frequência de eventos extremos para LN não é necessariamente oposto ao observado para EN. Esta oposição de sinal é observada de forma mais consistente apenas para o sudeste da América do Sul em SON(0), para ambas as categorias de EN e LN (Figuras 5.14 e 5.15), especialmente em nov(0) (figuras não mostradas), e em MAM(+) de ENL e LNL. Não há correspondente alteração de sinal oposto, por exemplo, para o aumento de eventos extremos em D(0)JF(+) e JJA (+) de ENL no sudeste da América do Sul. A tendência à inversão do sinal das anomalias de precipitação no Centro-Leste do Brasil (Figuras 5.3 e 5.4) entre a primavera e o verão (GRIMM, 2003; 2004; GRIMM *et al.*, 2007) é um pouco mais refletida sobre a frequência de eventos extremos para LN que para EN, em ambas categorias.

Os resultados mensais da influência de ENOS na frequência de eventos extremos de precipitação na América do Sul obtidos neste estudo para o período 1960-2005 podem ser comparados, considerando as limitações na metodologia, aos resultados obtidos por Grimm e Tedeschi (2009) para o período 1956-2002. Este artigo analisou a influência dos ENOS (escolhidos com base na TSM da região Niño 3) na frequência de eventos extremos de precipitação na América do Sul. Dos onze (nove) anos caracterizados como EN (LN), dois (um) deles não estão dentro dos anos definidos pelo atual estudo, dois (quatro) foram caracterizados como ENC (LNC) no atual estudo e sete (quatro) foram caracterizados ENL (LNL). Portanto, pode-se esperar que os resultados para EN nesse artigo sejam mais parecidos com os de ENL – pois sete anos definidos como EN no artigo são caracterizados como ENL no atual

estudo – o que realmente ocorre. Contudo, não se pode esperar que os resultados para LN no artigo sejam consistentemente mais semelhantes aos de LNL ou LNC – tanto LNL quanto LNC apresentaram o mesmo número de anos nesse artigo – pois são uma mistura deles. Na realidade, há mais diferenças entre os impactos em ENC e ENL do que entre LNC e LNL, tanto em termos de precipitação sazonal e mensal, como em termos de eventos extremos. Em out(0) (figuras não mostradas) há aumento de eventos extremos no sudeste da América do Sul em relação a anos Normais, tanto no caso ENL como ENC, mais intenso no Sul do Brasil em ENC. Os padrões das diferenças em Grimm e Tedeschi (2009) têm maior semelhança com o caso ENL, como esperado. Os padrões da diferença no número de eventos extremos durante LNC mostram oposição de sinal quando comparados aos padrões de ENC. No caso dos episódios ENOS Leste, a oposição de sinais só ocorre na Região Sul do Brasil. Nov(0) mostra um padrão dipolo nos mapas da diferença de eventos extremos, para os anos de EN, tanto Central quanto Leste. Há aumento no número de eventos na Região Sul do Brasil em comparação a anos Normais e diminuição no Sudeste e partes do Centro e Nordeste do Brasil. Durante LN, os sinais são aproximadamente opostos, principalmente em LNL.

Grimm e Tedeschi (2009) mostram que durante out(0) e nov(0) o número de eventos extremos diminui no centro-leste da América do Sul em EN e aumenta em LN, sendo que o impacto mais forte durante LN (EN) ocorre em out(0) [nov(0)]. Isto é coerente com os atuais resultados para LN (tanto Central quanto Leste). Em anos de EN, a diminuição de eventos extremos no centro-leste da América do Sul começa em out(0), mas só se torna forte em nov(0).

Em dez(0) o sinal de ENOS enfraquece sobre o sudeste da América do Sul e é deslocado para sudoeste, tanto em EN como em LN, além de enfraquecer sobre o Centro-Leste do Brasil em EN e trocar de sinal em LN (GRIMM; TEDESCHI, 2009). No presente estudo ocorre o mesmo (figuras não mostradas). Durante EN, na parte sul do Centro-Leste (composta pelo Sudeste do Brasil) a diferença negativa de nov(0) se enfraquece e começa a tornar-se

positiva. Já durante LN, há inversão de sinal entre nov(0) e dez(0) no Sul do Brasil, mantendo-se o sinal de nov(0) apenas a sudoeste, sobre o centro-norte da Argentina, enquanto no Centro-Leste do Brasil o sinal começa a inverter-se, especialmente em LNL, como observado em Grimm e Tedeschi (2009).

A tendência à inversão do sinal das anomalias de precipitação no Centro-Leste do Brasil entre nov(0) e jan(+) (GRIMM, 2003, 2004; GRIMM *et al.*, 2007) é também visível na frequência de eventos extremos. Em Grimm e Tedeschi (2009), há inversão de sinal entre nov(0) e jan(+) na região centro-leste e em partes da região sudeste da América do Sul (em torno de 23°S). No presente estudo, esta inversão é mais visível em ENL, enquanto em LN pode ser notada em ambas as categorias (tanto Central quanto Leste).

De jan(+) para fev(+) há tendência de retorno à situação de nov(0): portanto, em ENL (LNL e LNC) enfraquecem as diferenças positivas (negativas) de eventos extremos observadas no Centro-Leste do Brasil em jan(+) e fortalecem-se as diferenças positivas (negativas) no sudeste da América do Sul. Estes resultados são coerentes com os que foram obtidos por Grimm e Tedeschi (2009).

De fev(+) até mai(+) há aumento de eventos extremos durante ENL sobre o sudeste da América do Sul; já nos anos de LNL ocorre o mesmo, porém de maneira mais lenta. Este comportamento é razoavelmente coerente com o observado por Grimm e Tedeschi (2009).

Como MAM é a estação chuvosa na Região Nordeste do Brasil (HASTENRATH; HELLER, 1977; KOUSKY *et al.*, 1984; GRIMM 2011), o aumento do número de eventos extremos nessa região, durante algum mês da estação, pode causar significativas consequências práticas. Grimm e Tedeschi (2009) notaram que a maior influência de EN sobre a frequência de eventos extremos no Nordeste ocorre em mar(+), causando sua diminuição, enquanto a maior influência de LN ocorre em abr(+), produzindo seu aumento. Estas características se repetem no estudo atual para ENL e para LN, tanto LNC

como LNL (figuras não mostradas). Entre as notáveis diferenças nos impactos das duas categorias de ENOS na estação MAM(+) destaca-se o sinal oposto do impacto no Nordeste causado por ENC e ENL, especialmente em mai(+), e grande diferença no Sul, onde o impacto de ENL é muito mais forte, chegando a sinais opostos em mai(+). Já para as duas categorias de LN as diferenças não são tão grandes nesta estação, sendo máximas em mai(+), no Sul do Brasil. É também neste mês que se observa a maior oposição de sinal do impacto entre ENL e LNL. Por outro lado, não há diferenças notáveis entre ENC e LNC nos meses da estação MAM(+). Os meses de jun(+) e jul(+) pertencem ao final do ciclo, mas ainda assim possuem sinais bem fortes de diferença, como o sinal positivo em partes da Região Sul nas duas categorias de EN, especialmente em jul(+) de ENL.

A análise das condições atmosféricas associadas com eventos extremos de precipitação em dada região, na qual o número destes eventos aumentou (diminuiu) significativamente durante certa categoria de ENOS, revela que essas condições são semelhantes (opostas) às anomalias atmosféricas associadas com esta categoria naquela região. Isto mostra que a frequência de eventos extremos numa região aumenta (diminui) quando as perturbações de grande escala favorecem (dificultam) as anomalias de circulação associadas com eles. Estes resultados foram similares aqueles obtidos por Tedeschi (2008), logo não é necessário reproduzi-los.

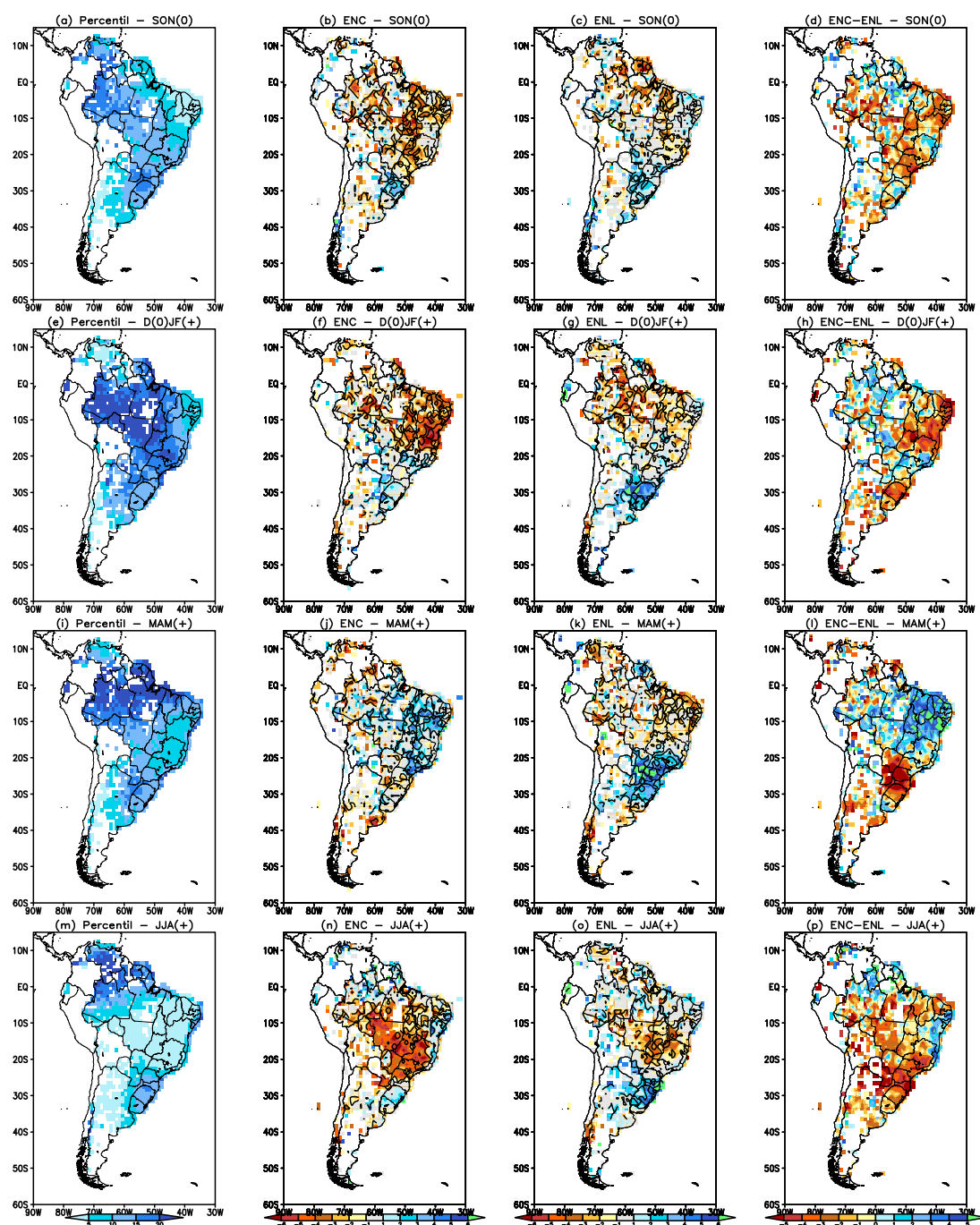


Figura 5.14: Quantidade de precipitação referente ao percentil 90 (1ª coluna) e diferença na frequência de eventos extremos de precipitação em relação a anos Normais para EN Central (2ª coluna) e para EN Leste (3ª coluna), durante SON(0) (1ª linha), D(0)JF(+) (2ª linha), MAM(+) (3ª linha) e JJA(+) (4ª linha). As diferenças entre EN Central e Leste são apresentadas na 4ª coluna. Nas 2ª e 3ª colunas as regiões com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

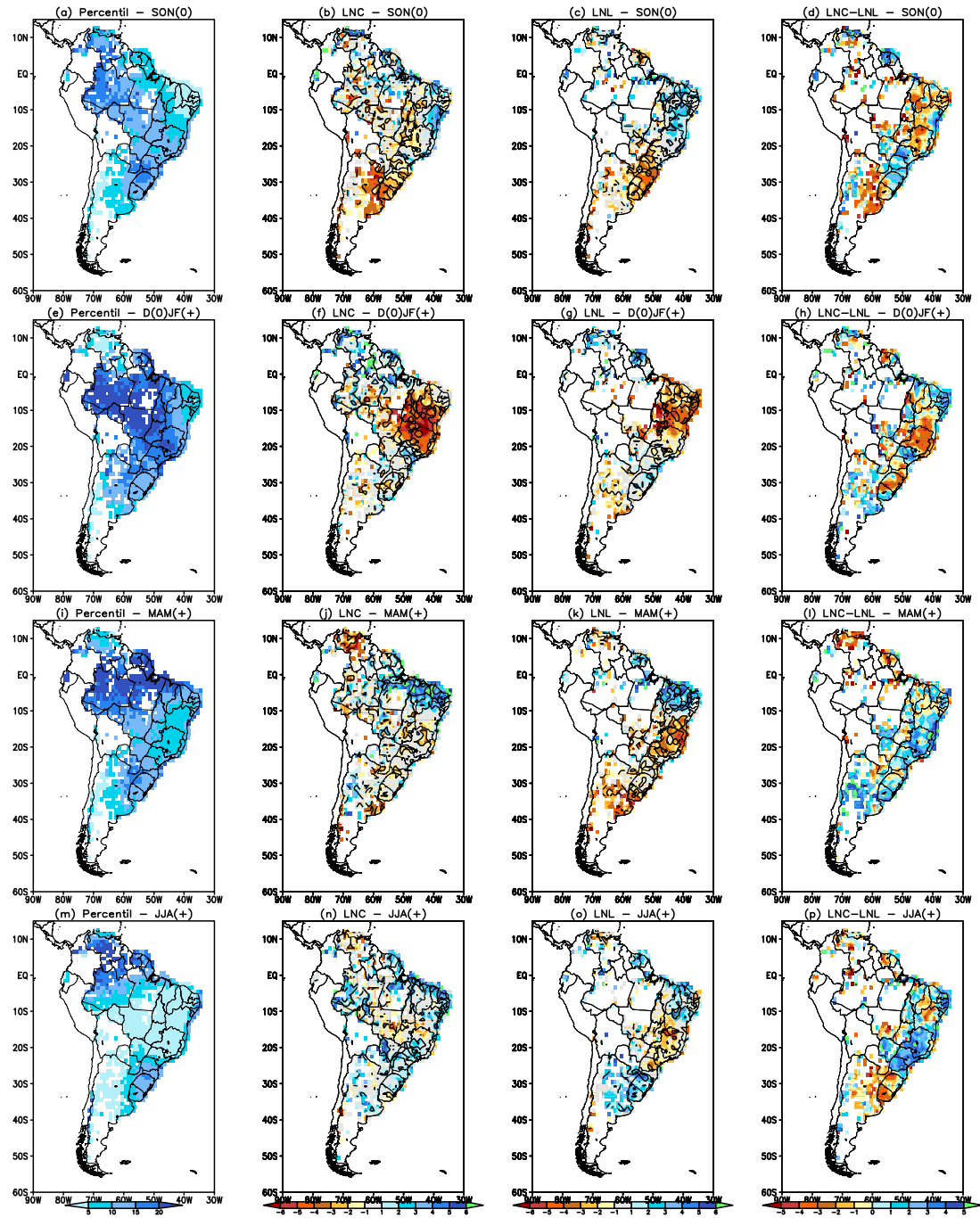


Figura 5.15: Idem à Figura 5.14, para as categorias de LN.

5.5. Sumário

A análise dos compostos atmosféricos e oceânicos durante ENOS Leste e Central mostram que há padrões diferentes entre essas duas definições de ENOS. Os compostos das ATSMs mostram os padrões que já eram esperados: fortes anomalias positivas (negativas) no Pacífico leste durante os EN (LN) Leste, enquanto no ENOS Central, essas anomalias estão no Pacífico central. O padrão *boomerang* – ATSM no Pacífico norte e sul, opostas àquelas que ocorrem no Pacífico equatorial – ocorre durante os anos LNC e em ENL (com menos intensidade). Outras anomalias interessantes de TSM são os padrões ocorridos no Atlântico durante os anos de ENC, que podem afetar as precipitações nas regiões costeiras do Brasil. Estes diferentes padrões nas ATSM, entre os ENOS Leste e Central, causam diferentes anomalias atmosféricas, e, portanto, diferentes padrões de precipitação no continente sul americano. O mesmo ocorreu na análise dos ENOS Canônicos (próximo ao ENOS Leste) e Modoki+A (Capítulo 4, TEDESCHI *et al.*, 2013).

As variações de precipitação na região tropical do continente podem ser explicadas pelas variações da célula de Walker, essa variação pode ser vista nos compostos de velocidade vertical ômega. Já as variações na região sudeste da América do Sul, são explicadas pela variação nos trens de onda de Rossby, que são vistos nos campos atmosféricos em altos níveis, e também pelas diferenças nos fluxos de umidade sobre a América do Sul.

As anomalias de precipitação são, em sua maioria, mais fortes durante ENL do que em ENC, além de serem mais extensas também, exceto em SON(0) quando as anomalias positivas são mais intensas no Sul do Brasil em ENC. Outro fato importante são as inversões de sinais entre ENL e ENC que ocorrem nos meses de jan(+) no leste do continente, em fev(+) e em jul(+) na Região Sul do Brasil e em mai(+) no norte e no sudeste do continente. Em escala sazonal, as maiores diferenças ocorrem em MAM(+), embora também haja impactos distintos em D(0)JF(+) e JJA(+).

É relevante notar que alguns dos impactos notáveis de LN sobre a precipitação na América do Sul são mais fortes e extensos durante LNC que em LNL, ao contrário do que ocorre em EN. Entre esses impactos está o excesso de chuva no Norte e Nordeste do Brasil no outono, o excesso de precipitação na primavera e sua falta no verão no Centro-Leste e as chuvas excessivas no Norte do Brasil no inverno.

Na análise dos mapas de precipitação durante os episódios ENOS, afirmou-se que a influência do ENL (LNC) era mais forte do que a de ENC (LNL). Entretanto, não é possível afirmar o mesmo em relação à frequência de eventos extremos pois, dependendo da região, a influência é mais forte durante ENC (LNL) do que em ENL (LNC). Como exemplo, pode-se citar o Centro-Leste do Brasil durante D(0)JF(+) (MAM(+)) de anos EN (LN). Além disso, em algumas estações ou meses, a categoria Central influencia de maneira diferente da Leste. Essa afirmação é verificada em boa parte do continente para a estação MAM (+), e seus respectivos meses, durante anos ENOS, e em algumas regiões do continente durante o mês de jan(+) para as categorias de EN.

As correlações entre a ATSM da região do Pacífico leste (central) e a precipitação mostram padrões consistentes com os compostos das anomalias de precipitação durante ENOS Leste (Central). Sendo que os padrões de correlação com a ATSM do Pacífico leste e do Pacífico central são muito parecidos entre si, porém com extensões diferentes.

Os resultados deste estudo mostram que a frequência de eventos extremos de precipitação tem, geralmente, consistência com o comportamento de totais sazonais ou mensais de precipitação, embora nem sempre um aumento (diminuição) do total de chuva coincida com um aumento (diminuição) na frequência de eventos extremos [por exemplo, durante o ENC não há variação da precipitação, com exceção de D(0)JF(+), enquanto nos eventos extremos nota-se uma diminuição (aumento) significativa no número dos eventos

extremos em SON(0) e D(0)JF(+) (MAM(+)); essa mesma região é afetada durante a ocorrência de eventos extremos em SON(0), D(0)JF(+) e JJA(+), mas não sofrem anomalias durante as precipitações sazonais]. Contudo, pode-se observar que, geralmente, as áreas afetadas por variações significativas na frequência de eventos extremos são mais extensas que as afetadas por variações significativas nos totais sazonais ou mensais. Este resultado confirma a conclusão de Grimm e Tedeschi (2009), de que há mais sensibilidade aos eventos ENOS nos extremos das distribuições de precipitação.

Essas variações na precipitação e nos eventos extremos de precipitação de diferentes anos ENOS mostra a importância em estudar esses anos de maneira separada, pois o que acontece em um ano ENOS Leste, não necessariamente é o que ocorre em um ano ENOS Central.

ENOS Canônico tem impactos semelhantes ao ENOS Leste (principalmente durante EN). Já os impactos de ENOS Central apresentam diferenças em relação a ENOS Modoki+A (maiores durante EN do que em LN), o que é compreensível, tendo em vista que a definição de ENOS Modoki+A inclui ATSM em outras regiões além daquelas de maior ATSM no Pacífico central e leste. Portanto, a separação dos dois tipos de ENOS, com maiores anomalias no leste ou no centro do Pacífico parece ser mais indicada através do método usado para este capítulo, tendo em vista que há, em geral, diferenças de magnitudes comparáveis entre os impactos de EN Central e EN Leste e entre EN Modoki+A e EN Canônico.

6 SIMULAÇÃO E PROJEÇÃO DE ENOS CENTRAL E LESTE NO MODELO HADGEM2-ES

6.1. Anos ENOS Central e Leste

A Tabela 6.1 mostra os anos de ENOS para cada um dos membros desse modelo.

Tabela 6.1: Anos de EN e LN, Central e Leste, para os dados do modelo HadGEM2-ES no período presente. Os anos comuns (que estão em negrito) foram separados pelo critério anual (ver Capítulo 3).

	Central (160°E-150°W e 5°N-5°S)	Leste (140°W-90°W e 5°N-5°S)
Membro 1		
EN (0)	1973, 1977, 1987 , 1996.	1968, 1972, 1976 , 1983, 1986 , 1992, 1994 , 1997, 2001.
LN (0)	1961 , 1966, 1971, 1982 .	1960 , 1965, 1970 , 1974, 1981 , 1988, 1990, 2003.
Membro 2		
EN (0)	1988.	1968, 1977 , 1979, 1985, 1987, 1990, 1997 , 1998 , 2002, 2004 .
LN (0)	Ø	1962, 1966, 1967, 1973, 1975 , 1983, 1984, 1994 , 1995 , 1999 .
Membro 3		
EN (0)	1998 .	1961 , 1962, 1967, 1968, 1983 , 1990, 1992 , 1994, 2000.
LN (0)	1965, 1973 , 1978.	1966 , 1972 , 1980, 1987 , 1988 , 1996, 1999.
Membro 4		
EN (0)	1983, 2003.	1971, 1972 , 1973 , 1982 , 1985 , 1994 , 1999 , 2002 .
LN (0)	Ø	1964 , 1966 , 1969, 1974, 1980 , 1989 , 1992 , 1997 , 2000.

Ao analisar as séries de anos ENOS, notou-se que o modelo HadGEM2-ES apresenta vários anos em que há um aquecimento/resfriamento tanto no Pacífico leste quanto no central (anos em negrito), porém na maioria dos casos o ano acaba caracterizado como um ENOS Leste pois a média das anomalias anual é mais forte na região leste do Pacífico, coerente com a tendência dos

modelos de simular apenas um tipo de ENOS (HAM; KUG, 2012). A distribuição de anos ENOS Central não mostra tendência de aumento dessa categoria de anos no atual período observado, quando comparado às décadas anteriores (ASHOK *et al.*, 2007; WENG *et al.*, 2007). A análise desses anos não mostra qualquer década de preferência para a ocorrência de ENOS Central. A Tabela 6.2 mostra a quantidade de anos em cada uma das categorias, depois de feita a separação dos anos comuns (Leste e Central), em cada membro, e a quantidade total (conjunto).

Tabela 6.2: Quantidade de anos, no período de 1960 até 2005, em cada categoria.

	ENC	ENL	LNC	LNL	Normais
Membro 1	4	9	4	8	20
Membro 2	1	10	Ø	10	24
Membro 3	1	9	3	7	25
Membro 4	2	8	Ø	9	26
Conjunto	8	36	7	34	95

Na Tabela 6.2 é possível notar que o membro 1 possui um número razoável de anos nas categorias de ENOS Central (4 episódios em ENC e 4 episódios em LNC); enquanto os demais membros, com exceção de LNC do membro 3 (3 episódios), possuem um número pequeno de anos nessas categorias. Como os mapas apresentados para esse conjunto de dados é gerado para o conjunto do modelo, todas as categorias apresentam mais de quatro episódios, porém os resultados obtidos para os anos Centrais são baseados em apenas 8 ENC e 7 LNC, enquanto nos ENOS Leste são mais de 30 episódios em cada uma das categorias.

Ao aplicar o método de definição de anos ENOS para os dados de TSM do HadGEM2-ES para o futuro (após retirada a tendência), de 2054 até 2099, obtém-se os seguintes anos de ENOS, para 3 membros:

Tabela 6.3: Anos de EN e LN, Central e Leste, para os dados do modelo HadGEM2-ES no período futuro. Os anos comuns (que estão em negrito) foram separados pelo critério anual (ver Capítulo 3).

	Central (160°E-150°W e 5°N-5°S)	Leste (140°W-90°W e 5°N-5°S)
Membro 1		
EN (0)	2081.	2056, 2057, 2058 , 2066, 2067 , 2068, 2069 , 2079, 2083, 2085 .
LN (0)	2095.	2061, 2063, 2064 , 2070, 2071 , 2072, 2082, 2088.
Membro 2		
EN (0)	2057.	2065 , 2068, 2072, 2077, 2087, 2090.
LN (0)	2067 .	2070, 2075, 2089, 2094 .
Membro 3		
EN (0)	Ø	2062, 2067, 2069, 2075, 2077 , 2082, 2092, 2096.
LN (0)	Ø	2059, 2064 , 2072, 2080, 2083, 2084 , 2094.

Como na análise do clima presente, também na análise do clima futuro muitos dos anos que foram caracterizados tanto como ENOS Central como Leste (anos em negrito), tem uma ATSM média no tempo maior sobre o Pacífico leste, e por isso são caracterizados como ENOS Leste. A Tabela 6.4 mostra a quantidade de anos em cada uma das categorias, depois de feita a separação dos anos comuns (Leste e Central), em cada membro, e a quantidade total (conjunto).

Tabela 6.4: Quantidade de anos, no período de 2054 até 2099, em cada categoria.

	ENC	ENL	LNC	LNL	Normais
Membro 1	1	10	1	8	25
Membro 2	1	6	1	4	33
Membro 3	Ø	8	Ø	7	30
Conjunto	2	24	2	19	88

A Tabela 6.4 mostra que, no futuro, o modelo HadGEM2-ES não prevê muitos anos de ENOS Central (apenas 2 ENC e 2 LNC, somando todos os membros), o que estaria contra a atual tendência do aumento de anos ENOS Central nas últimas décadas (ASHOK *et al.*, 2007; WENG *et al.*, 2007). Devido à pouca ocorrência de ENOS Central (menos que 4 episódios em cada categoria), os

compostos das anomalias atmosféricas e oceânicas não são gerados para essas categorias. Já os anos ENOS Leste apresentam em média 8 ENL e 6,33 LNL em cada membro, o que é próximo à ocorrência de ENOS Leste nos dados observados (8 ENL e 7LNL).

6.2. Compostos das anomalias de TSM durante anos ENOS Central e Leste

6.2.1. El Niño Leste

Assim como nos resultados observados (Figura 6.1, primeira coluna), as ATSMs durante ENL nos dados do modelo HadGEM2-ES para o período presente (1960-2005) (Figura 6.1, segunda coluna), mostram fortes valores positivos no Pacífico equatorial leste. Porém, ao comparar os resultados de JJA(+), nota-se que para o modelo HadGEM2-ES as anomalias positivas de TSM continuam, enquanto no campo observado há uma finalização do episódio. Com exceção de SON(0), as outras estações mostram anomalias de sinal negativo no Pacífico norte e sul, oposto ao que ocorre no Pacífico equatorial, reproduzindo o padrão *boomerang* observado já mencionado no Capítulo 5. Os padrões de ATSM para o período futuro (Figura 6.1, terceira coluna) mostram resultados semelhantes àqueles que ocorreram na simulação do período presente, apenas com uma magnitude menor – lembrando que para esses dados foi retirada a tendência existente nos dados do futuro, devido ao aquecimento do planeta.

A Figura 6.2 mostra o ciclo anual da ATSM durante os anos de ENL. Verifica-se que os anos de ENL (ATSMs acima de $+0,5^{\circ}\text{C}$) começam em jun(0) tanto no conjunto de dados observados quanto no conjunto do HadGEM2-ES para as simulações do tempo presente. Na projeção para o futuro, percebe-se um atraso no início do evento, porém a finalização ocorre em mai(+), mesmo mês em que terminam os episódios nos dados observados. A série histórica do modelo HadGEM2-ES tem um ciclo de ENL mais longo que o observado, acaba em ago(+) (em set(+) a ATSM é menor que $0,5^{\circ}\text{C}$), e é por esse motivo

que durante a estação JJA(+) ainda há fortes ATSM na região leste do Pacífico (Figura 6.1).

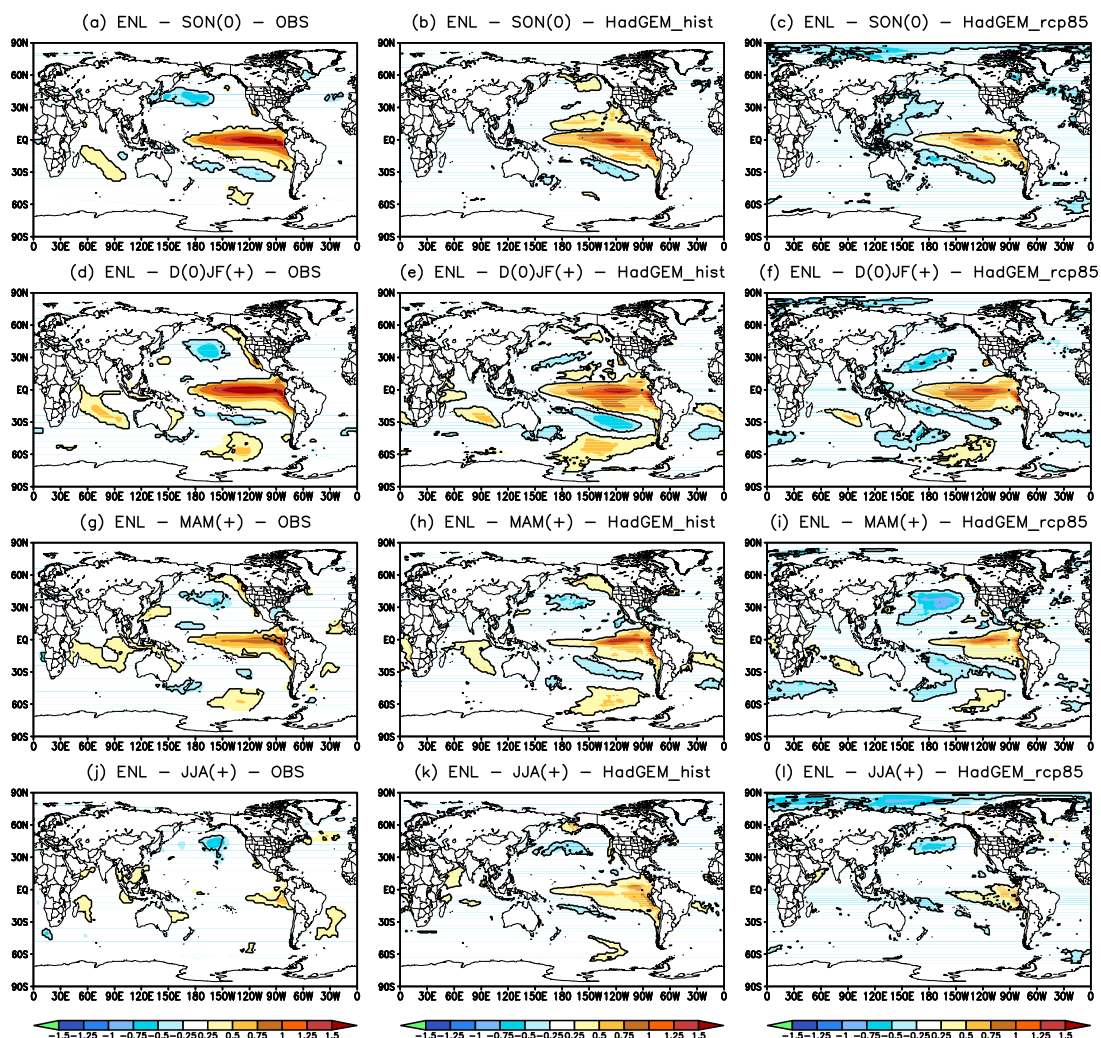


Figura 6.1: Compostos das ATSM (°C) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de ENL, (esquerda) observadas, (centro) simuladas pelo modelo no clima presente e (direita) projetadas pelo modelo no clima futuro. As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,25 (-0,25) °C e com nível de significância maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

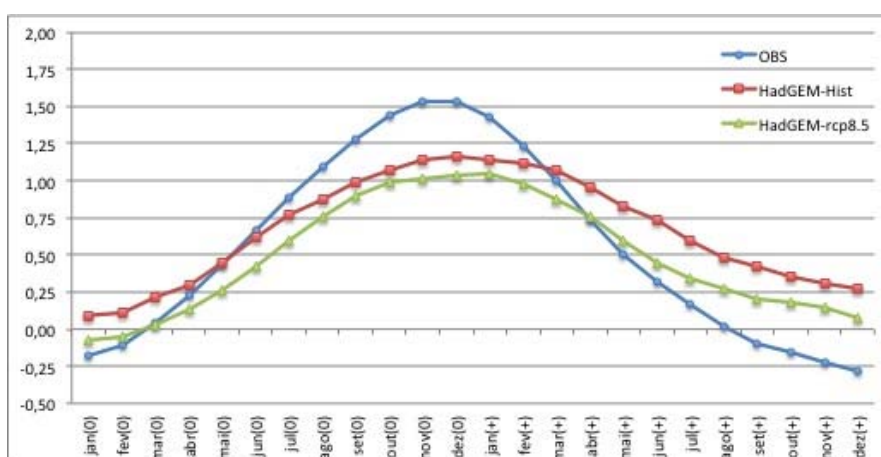


Figura 6.2: ATSM média mensal no Pacífico leste durante os anos de ENL.

6.2.2. El Niño Central

Em um total de 180 anos (4 membros x 45 anos/membro) [135 (3 membros x 45 anos/membro) apenas 8 [2] foram caracterizados como ENC no conjunto de dados do presente [futuro] do modelo. No conjunto de dados observados, 6 anos (13,3% do total de anos) em um total de 45 foram caracterizados como ENC. Como apenas dois anos (1,5% do total de anos) entre 135, foram caracterizados como ENC na projeção para o futuro do modelo HadGEM2-ES, os compostos de ATSM não foram calculados. Estudos anteriores demonstram que a ocorrência de episódios Central (ou Modoki, ou *Warm Pool*) tem aumentado nos últimos anos (ASHOK *et al.*, 2007; YEH *et al.*, 2009; LEE; MCPHADEN, 2010; NA *et al.*, 2011) e em projeções do futuro (YEH *et al.*, 2009), sendo mais frequente do que os ENOS Canônicos (ou Leste). Entretanto isso não é coerente com os resultados obtidos com o modelo HadGEM2-ES, nos quais o número de anos ENOS (EN ou LN) Central é inferior ao de episódios Leste, tanto nas simulações quanto nas projeções.

Nas simulações do presente, há anomalias positivas de TSM no Pacífico central (Figura 6.3, segunda coluna) durante SON(0) e D(0)JF(+). Isto é consistente com os resultados observados. Nas estações MAM(+) e JJA(+) há uma ATSM negativa no Pacífico leste junto à costa da América do Sul, assim

como nos dados observados, que lembra o padrão de EN Modoki (ASHOK *et al.*, 2007; WENG *et al.*, 2007).

Na Figura 6.4 é mostrado o ciclo anual da ATSM durante os anos de ENC. O ciclo anual simulado pelo modelo é muito próximo ao observado (de abr(0) até out(+)). Pelos critérios utilizados para caracterizar um ano de ENC, ele começa, em média, durante jun(0) (jul (0)) e termina em abr(0) (mar(0)) nos dados observados (simulados pelo HadGEM2-ES). Isso mostra que o período de atuação do ENC na simulação é menor do que aquele que foi observado.

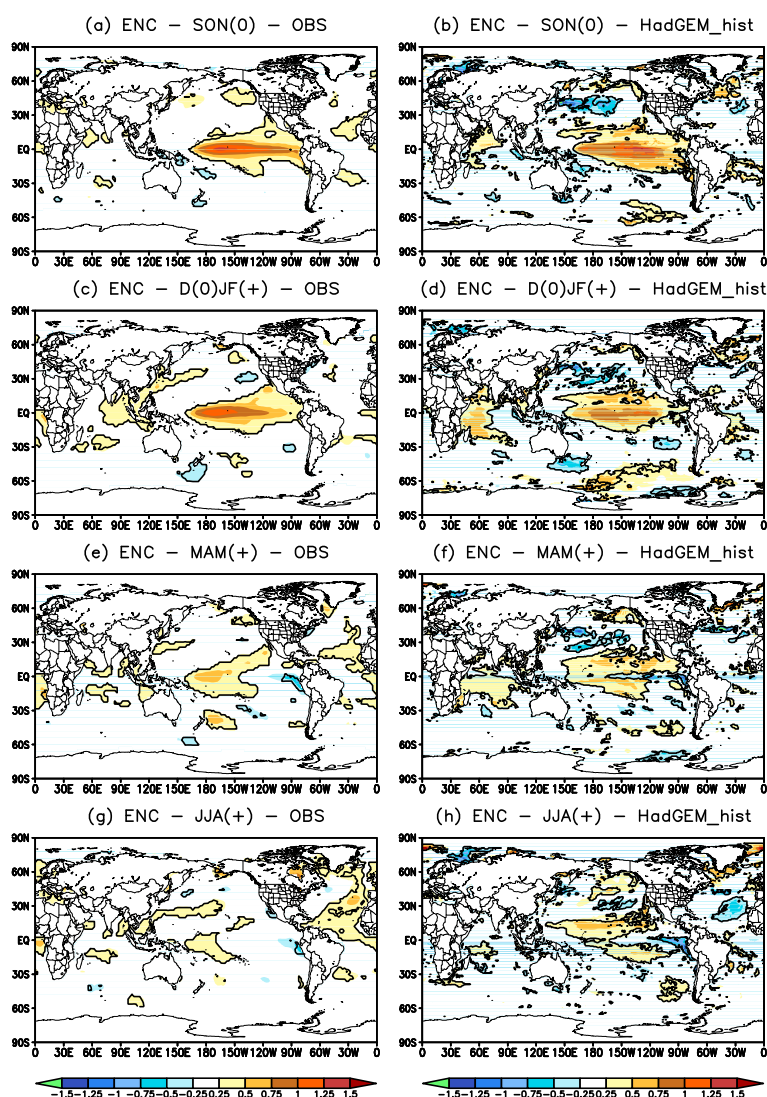


Figura 6.3: Idem à Figura 6.1, para a categoria ENC.

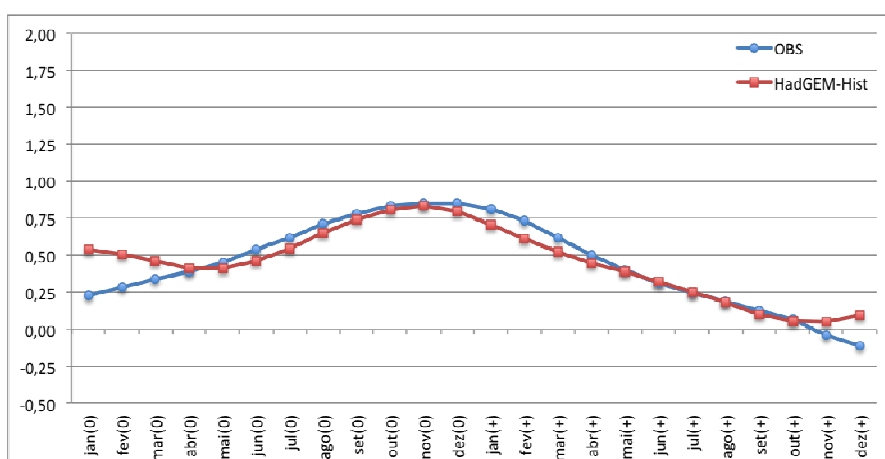


Figura 6.4: ATSM média mensal no Pacífico central durante os anos de ENC.

6.2.3. La Niña Leste

A Figura 6.5 apresenta a ATSM para os anos de LNL, onde se nota que as anomalias máximas negativas de TSM, em todas as estações, e para todos os conjuntos de dados, ocorrem na região do Pacífico leste. Lembrando que os dados das projeções para o futuro tiveram a tendência retirada e por isso há fortes anomalias negativas de TSM. As anomalias mais fortes no Pacífico leste ocorrem em SON(0) e D(0)JF(+) nos dados observados, assim como nas simulações e projeções obtidas com o modelo. Isso mostra que o modelo HadGEM2-ES tem uma boa simulação da ATSM durante os anos de LNL. Porém, nos dados observados as ATSMs durante JJA(+) já estão bem enfraquecidas, o que não ocorre nos resultados do modelo para o presente, em que é possível verificar fortes ATSMs em quase todo Pacífico equatorial. Isso se reflete no ciclo anual de LNL na simulação do modelo (de abr(0) até jun(+)), que aparece mais longo do que nos dados observados (de mai(0) até mar(+)) (Figura 6.6), o mesmo ocorreu para os compostos de ENL.

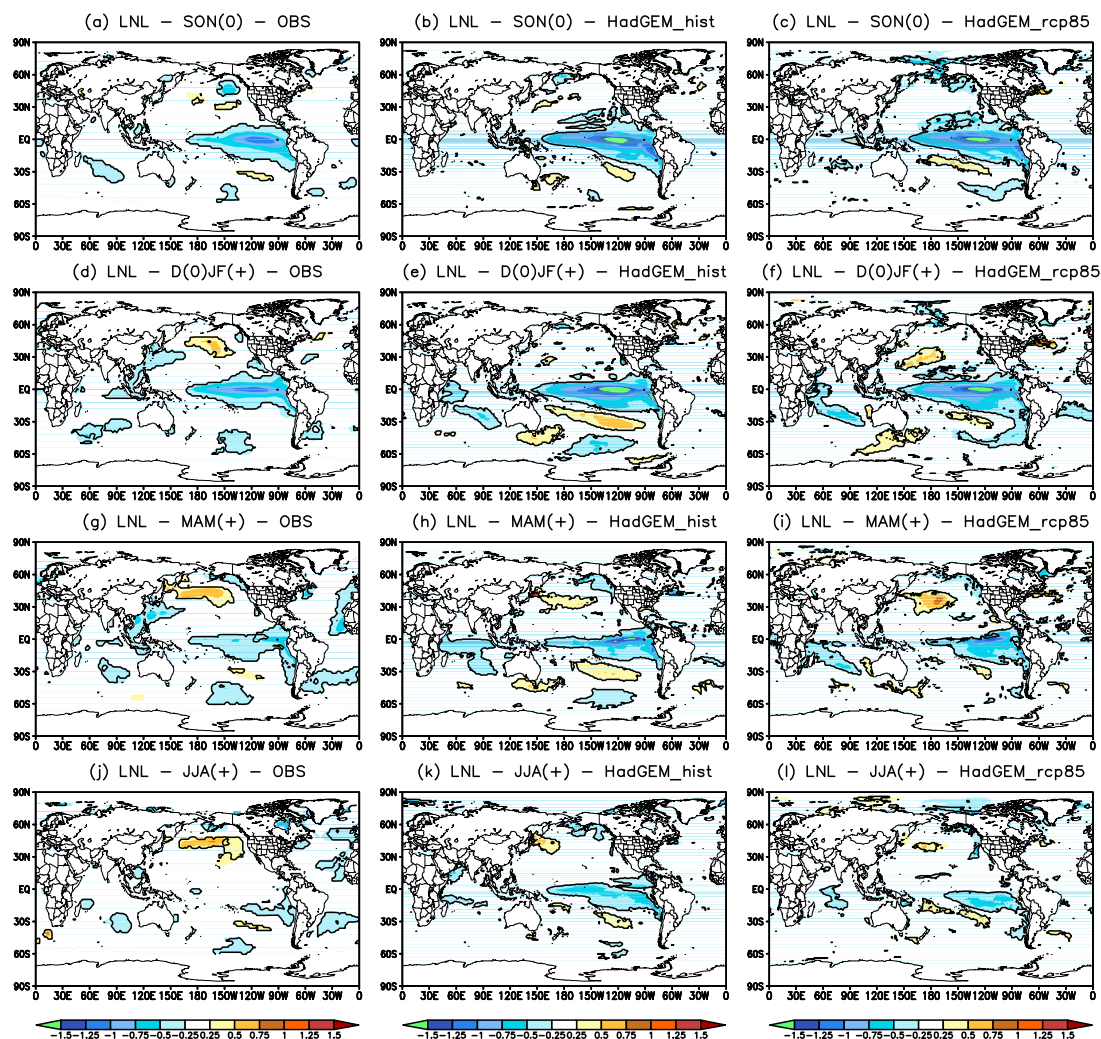


Figura 6.5: Idem à Figura 6.1, para a categoria LNL.

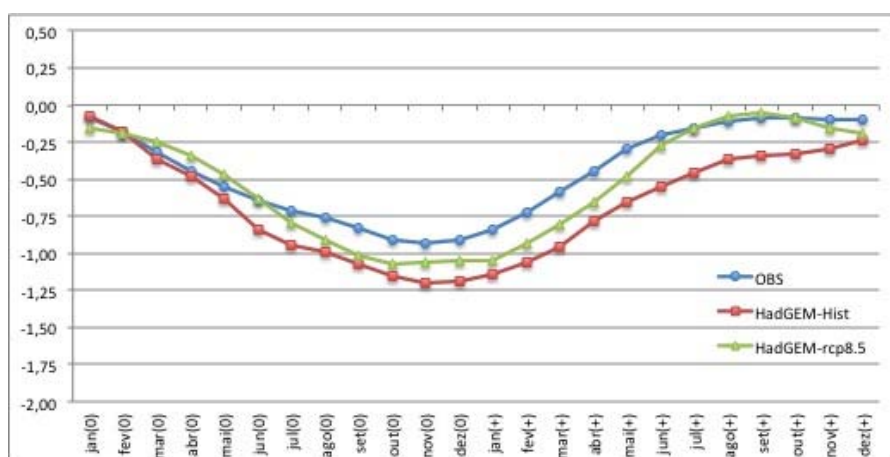


Figura 6.6: ATSM média mensal no Pacífico leste durante os anos de LNL.

6.2.4. La Niña Central

No caso de LNC (Figura 6.7) há apenas 7 [2] episódios, nos dados do HadGEM2-ES, para o período presente [futuro], em um total de 180 anos [135]. No conjunto de dados observados 8 anos (17,8% do total de anos), entre 45 anos, foram caracterizados como LNC. Por haver poucos eventos desse tipo no clima projetado para o futuro, os seus compostos oceânicos e atmosféricos não serão apresentados para este caso. Durante SON(0) e D(0)JF(+), os padrões de ATSM nos compostos observados e nos da simulação do modelo HadGEM2-ES são muito parecidos [ATSM negativa no Pacífico tropical e positivas no Pacífico norte e sul], mas com as regiões atingidas pela ATSM negativa mais restritas nos compostos observados. Durante MAM(+) a anomalia negativa na simulação não ocorre sobre o equador, mas ao norte e ao sul dessa linha, diferente do padrão observado, que mostra uma anomalia negativa sobre o Pacífico central, que se estende para nordeste. Na estação de JJA(+) ocorre um sinal positivo no Pacífico leste junto à costa da América do Sul, o que não ocorre nos dados observados.

O ciclo anual de ATSM na região do Pacífico central durante anos de LNC, mostra que para esse caso o ciclo é mais longo nos dados observados (inicia em jun(0) e vai até jun(+)) do que na simulação do presente (inicia em mai(0) e termina em mar (+)) (Figura 6.8).

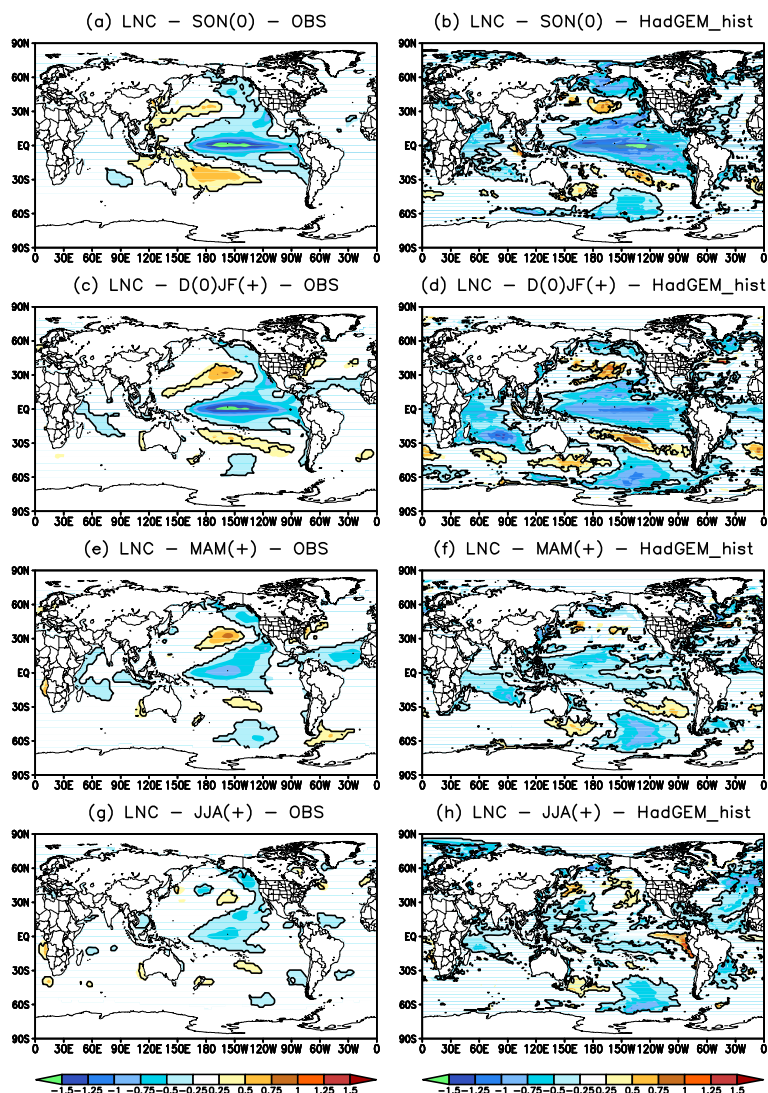


Figura 6.7: Idem à Figura 6.1, para a categoria LNC.

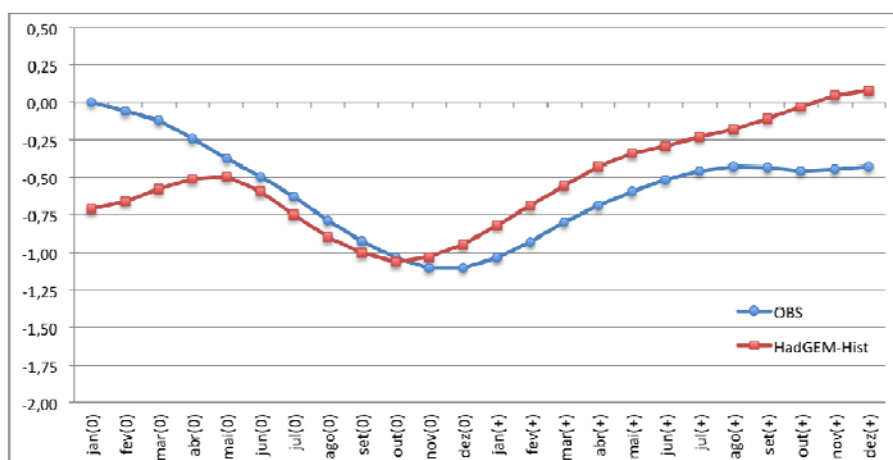


Figura 6.8: ATSM média mensal no Pacífico central durante os anos de LNC.

6.3. Impactos dos ENOS Central e Leste na América do Sul e as relações de grande escala

6.3.1. Compostos de precipitação

As Figuras 6.9 até 6.12 mostram os compostos de anomalia de precipitação sazonal durante ENOS, para os dados observados (primeira coluna – discutidos no Capítulo 5), para a simulação do presente no modelo HadGEM2-ES (segunda coluna) e para a projeção do futuro com o mesmo modelo (terceira coluna – nesse caso apenas para os ENOS Leste).

6.3.1.1. El Niño Leste

O padrão apresentado no campo observado durante ENL é verificado na simulação do presente, com mais intensidade em D(0)JF(+) e MAM(+) (Figura 6.9, segunda coluna). Há, contudo, diferenças. Na primavera, o excesso de precipitação no Sul do Brasil é reproduzido de forma tênue e o déficit de chuva no Norte não aparece na simulação. Na projeção do clima futuro, o excesso de precipitação no Sul é deslocado para o Sudeste. No verão e outono, as anomalias simuladas pelo modelo são um pouco mais fortes (assim como as observadas) e o padrão geral de predominância de anomalias úmidas no Sul e secas no Norte/Nordeste é reproduzido, mas as posições das anomalias tem algumas diferenças. Por exemplo, no verão as anomalias positivas observadas no Centro-Leste do Brasil não aparecem na simulação do clima presente. No outono, as anomalias negativas no Norte/Nordeste do Brasil são mostradas pelo modelo apenas no Norte. A tendência nos dados de precipitação do futuro foi retirada para se avaliar apenas a influência do ENOS sobre a precipitação do futuro. Esta influência (Figura 6.9, terceira coluna), cobre regiões mais extensas, e é mais intensa quando comparada ao clima presente, indicando que nas projeções para o futuro, a influência dos episódios ENL na precipitação da América do Sul pode atingir mais regiões desse continente, e algumas vezes de maneira mais intensa do que no período atual.

Quase todos os compostos mensais de precipitação, para o conjunto de simulação do modelo (figuras não mostradas), durante ENL mostram o mesmo padrão sazonal – aumento de precipitação no sudeste, e diminuição no norte do continente. A inversão esperada entre nov (0) e jan(+) (GRIMM, 2003) na Região Centro-Leste do Brasil, que é verificada nos campos dos dados observados, não ocorre nos resultados do modelo. Além disso, a precipitação nessa região não é bem representada pelo modelo.

Os compostos mensais da precipitação para as projeções do futuro mostram que, assim como nos compostos sazonais, a maior parte dos meses, sofre um aumento na extensão das anomalias. O mês de jan(+), que quase não sofre influência do ENL nas simulações, sofre uma grande influência desse episódio no futuro. Durante o mês de fev(+) há influências do ENL diferentes daquelas sofridas na simulação do tempo presente.

Sabe-se que a estação de MAM(+) é a estação chuvosa da Região Nordeste do Brasil, sendo importante que o modelo represente bem a precipitação durante esta estação. Nos meses dessa estação – assim como na própria estação – nota-se que a anomalia negativa de precipitação que ocorre sobre o nordeste é simulada pelo modelo, porém com um deslocamento para oeste na região tropical do Brasil.

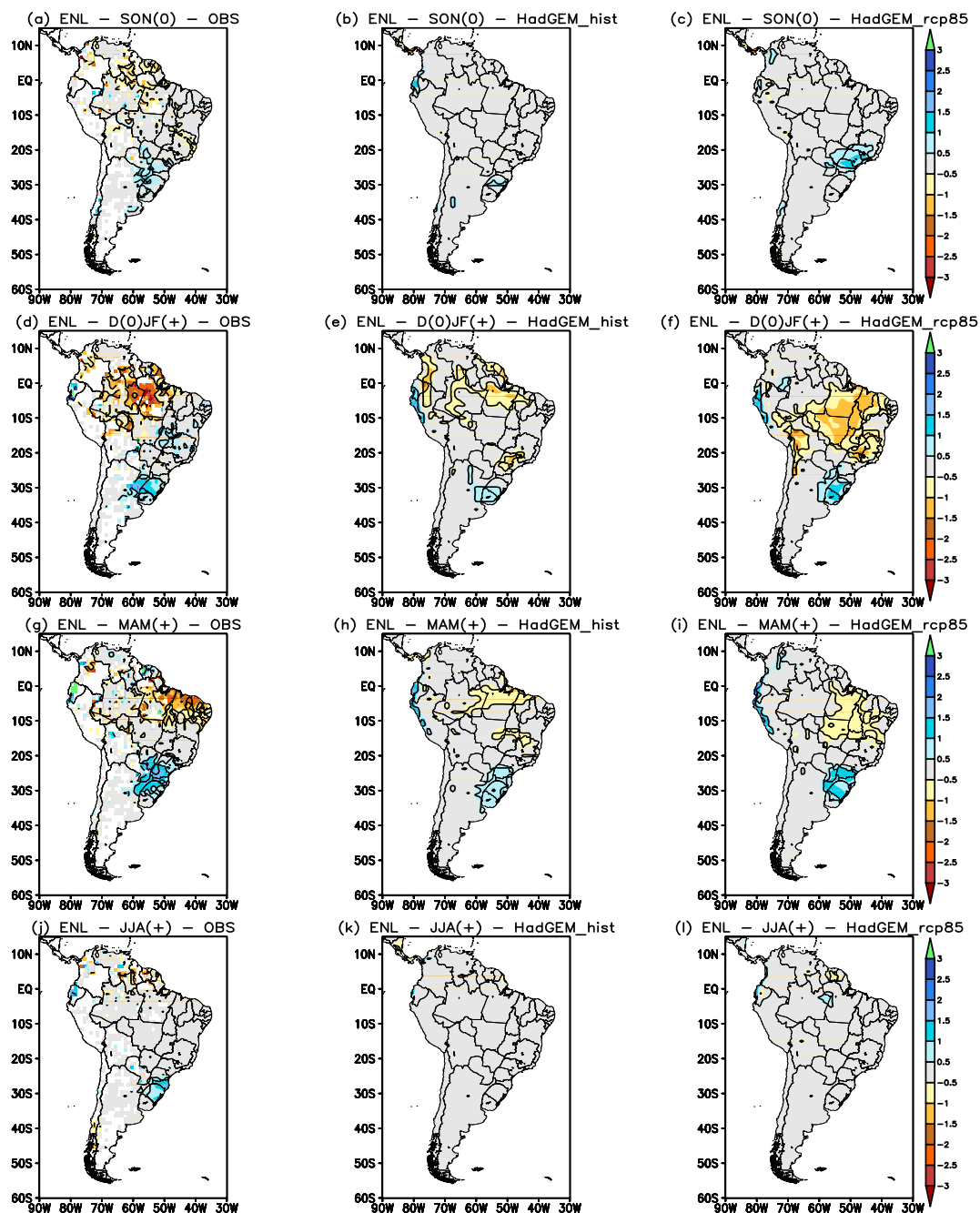


Figura 6.9: Compostos das anomalias de precipitação (mm/dia) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de ENL, (esquerda) observadas, (centro) simuladas pelo modelo no clima presente e (direita) projetadas pelo modelo no clima futuro. As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,50 (-0,50) mm/dia e com nível de significância maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

6.3.1.2. El Niño Central

Os mapas sazonais de precipitação durante ENC (Figura 6.10) possuem poucos padrões coerentes com aqueles que foram observados. Logo, é esperado que o mesmo ocorra com os dados mensais (figuras não mostradas). Isso pode ocorrer devido aos poucos casos de ENC (4,4% – 8 casos em 180 anos), ou seja da tendência do modelo de apresentar apenas um tipo de ENOS, que nesse caso é o ENL. Entretanto, o excesso de precipitação no Sul do Brasil, característico de anos ENL na primavera, e observado também em ENC, é bem simulado para SON.

Analisando os mapas mensais, nota-se que poucos meses tem o padrão de precipitação bem simulado durante ENC (por exemplo: out(0), nov(0) e mar (+) em parte do Sul do Brasil e dez(0) em parte do Norte e Nordeste do país).

Ao comparar os resultados de ENL e ENC para os compostos de precipitação do modelo no presente, nota-se que para MAM(+) há padrões inversos entre as duas categorias em parte da Região Sul e Norte. Para o composto observado, o padrão de anomalias entre ENL e ENC também é inverso, embora em posições deslocadas. Assim como nos dados observados, essa estação é altamente influenciada pela região onde a TSM sofre aquecimento.

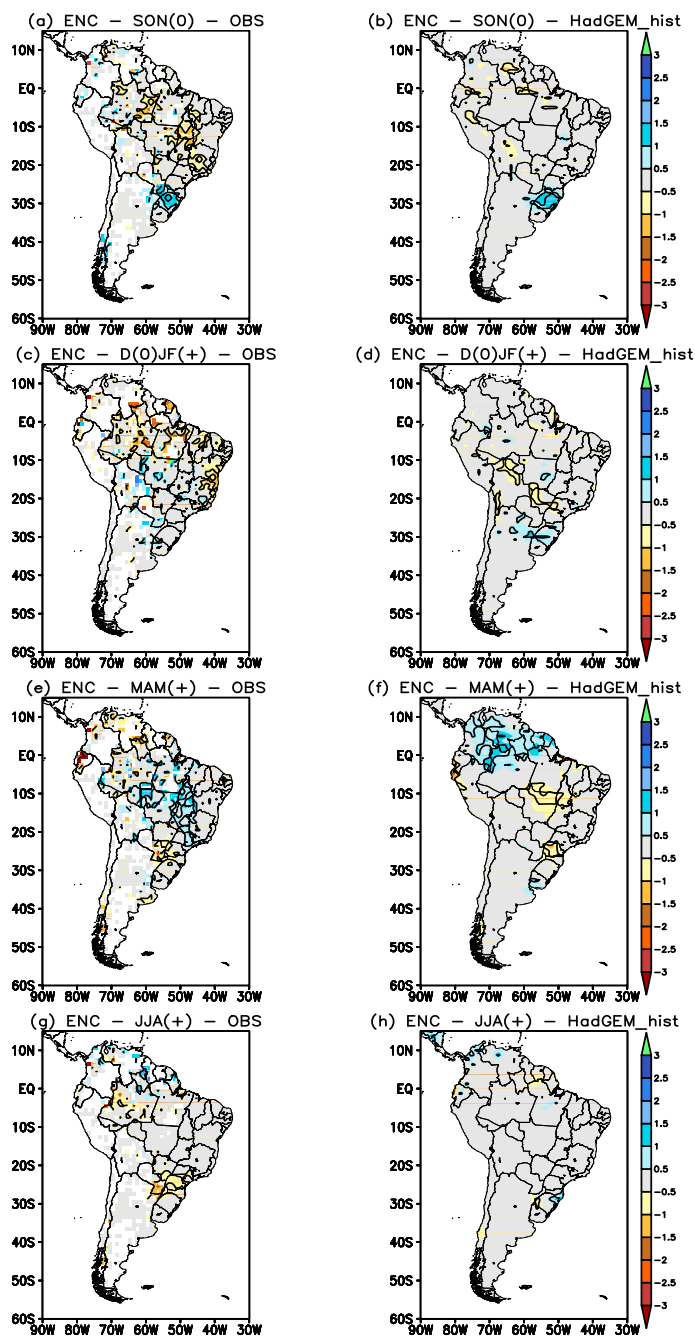


Figura 6.10: Idem à Figura 6.9, para a categoria ENC.

6.3.1.3. La Niña Leste

Os campos observados mostram o padrão canônico (diminuição de precipitação no sudeste do continente e aumento no norte/nordeste) em SON(0) e MAM(+), mas apenas na segunda estação há simulação razoável do padrão observado. Nos compostos de anomalias de precipitação na simulação para o presente (projeção para o futuro), esse padrão é verificado em D(0)JF(+) e MAM(+) (SON(0) e D(0)JF(+)). Nos compostos para a projeção do futuro há fortalecimento do padrão em SON(0) e D(0)JF(+), enquanto em MAM(+) o padrão é enfraquecido.

Ao comparar os compostos de nov(0) a jan(+) observados nota-se a inversão de sinal de anomalias, conforme descrito em Grimm (2004), porém a simulação do modelo HadGEM2-ES não consegue reproduzir essa inversão, que só aparece fracamente no modelo em fev(+). Para dez(0) é possível verificar que o dipolo observado entre o Sul e o Sudeste do Brasil é bem representado pelo modelo, mas a precipitação da região central não, pois no modelo há um aumento da precipitação, enquanto no campo observado há uma diminuição. Em jan(+), os compostos observados mostram um padrão com grande diminuição de precipitação no centro-leste do continente, o qual não é representado pelo modelo. Durante o mês de mar(+), observa-se um padrão tripolo na precipitação anômala no Brasil, enquanto a simulação do modelo mostra aumento de precipitação em boa parte da região Nordeste e Centro-Leste, fazendo com que haja oposição de sinal entre o modelo e o observado na Região Centro-Leste do Brasil.

Ao comparar os compostos mensais da projeção para o futuro do HadGEM2-ES com os da simulação do mesmo modelo, tem-se a mesma resposta dos compostos sazonais. De out(0) até fev(+) há fortalecimento dos padrões anômalos no futuro, com exceção da Região Sul do Brasil em out(0) e jan(+). Durante mar(+) e abr(+) os padrões que ocorrem no tempo presente, nas Regiões Nordeste e Central do Brasil, são enfraquecidos no futuro.

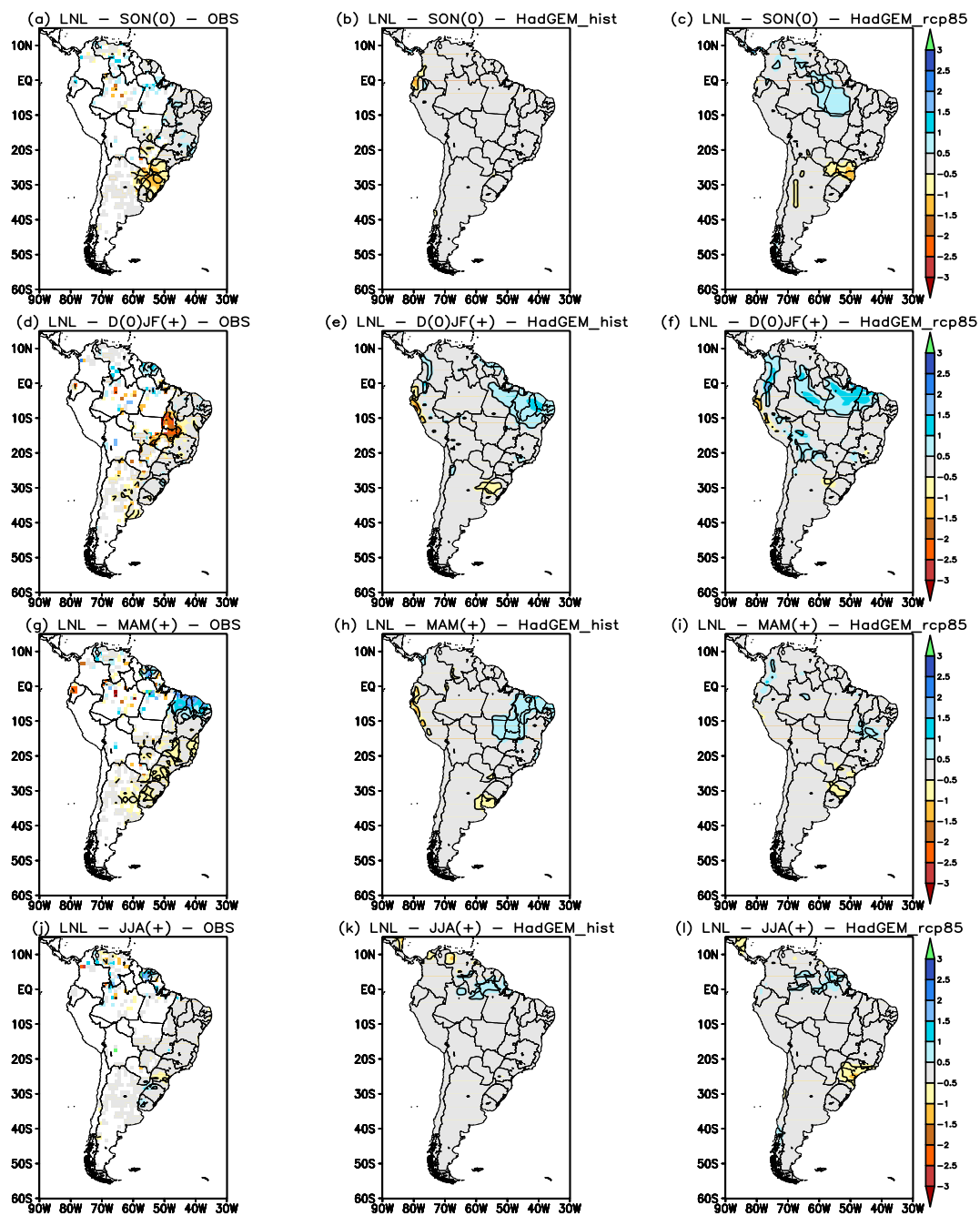


Figura 6.11: Idem à Figura 6.9, para a categoria LNL

6.3.1.4. La Niña Central

Durante a estação de verão [D(0)JF(+)] o modelo simula a redução de precipitação em parte do sudeste da América do Sul, porém inverte o sinal em parte do Nordeste e Sudeste do Brasil. No caso de MAM(+), a forte precipitação que ocorre no norte do Nordeste nos dados observados, é simulada apenas em uma pequena área desta região; enquanto na região central do continente (sudeste) o modelo representa um aumento (diminuição) da precipitação, que não ocorre nas observações.

Para os mapas mensais de LNC verifica-se que o modelo representa a inversão de sinal entre nov(0) e jan(+) [figuras não mostradas], em parte da Região Sudeste do Brasil, porém com sinais contrários aos apresentados pelo campo observado, ou seja, os padrões de precipitação observados não são bem representados pelo HadGEM2-ES durante esses meses, incluindo dez(0). As precipitações sobre o Nordeste do Brasil nos meses mar(+) e abr(+), que pertencem a sua estação chuvosa, não são bem representadas no modelo.

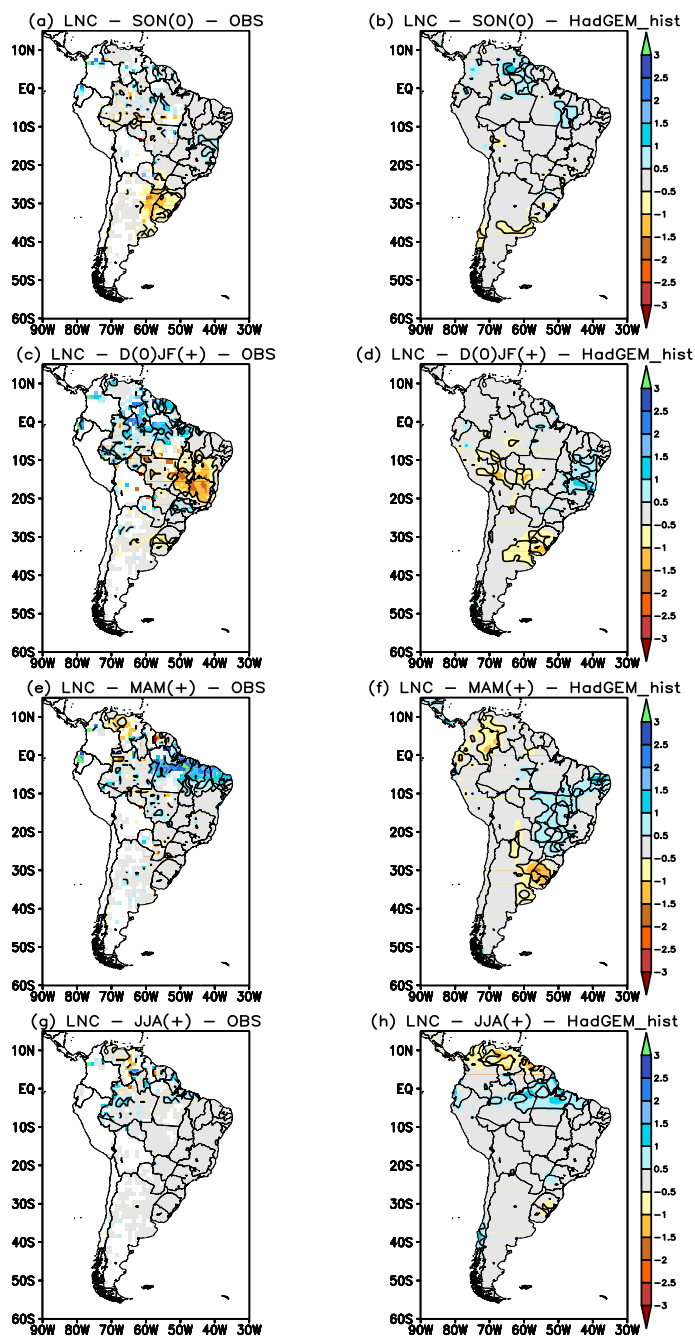


Figura 6.12: Idem à Figura 6.9, para a categoria LNC.

6.3.2. Compostos dos campos atmosféricos

6.3.2.1. Anomalia média da velocidade vertical ômega entre 5°N e 5°S

Os compostos da velocidade vertical ômega para as projeções do futuro, em anos ENOS Leste, no modelo HadGEM2-ES não são apresentados, pois esses dados não são disponibilizados na página de onde foram retirados os conjuntos de dados.

- **El Niño**

As regiões com anomalia positiva de TSM normalmente estão associadas com anomalias negativas (movimento ascendente) da velocidade vertical ômega. Analisando os compostos da velocidade vertical ômega para os dados da simulação do HadGEM2-ES nota-se que para as estações de SON(0) e D(0)JF(+) há um forte movimento ascendente em torno da Linha de Data e descendente a oeste dessa região, tanto em anos ENL como em ENC e para MAM(+) durante ENC (Figura 6.13 e 6.14). Para os anos de ENL também é possível verificar um movimento ascendente sobre o Pacífico leste, em todas as estações, coerente com a anomalia positiva de TSM nessa região. Sobre o continente sul americano há movimento descendente durante D(0)JF(+) e MAM(+) de anos ENL, o que explica a diminuição de chuva na região amazônica durante essas estações. No caso de MAM(+) durante ENL o movimento descendente está deslocado para oeste em relação ao observado, o que influencia no composto de precipitação, que também apresenta um deslocamento para oeste do padrão negativo da anomalia de precipitação. O aumento de precipitação sobre o norte da América do Sul durante MAM(+) de anos ENC, no composto da simulação do presente no modelo, é favorecido pelo aumento de movimento ascendente nessa região.

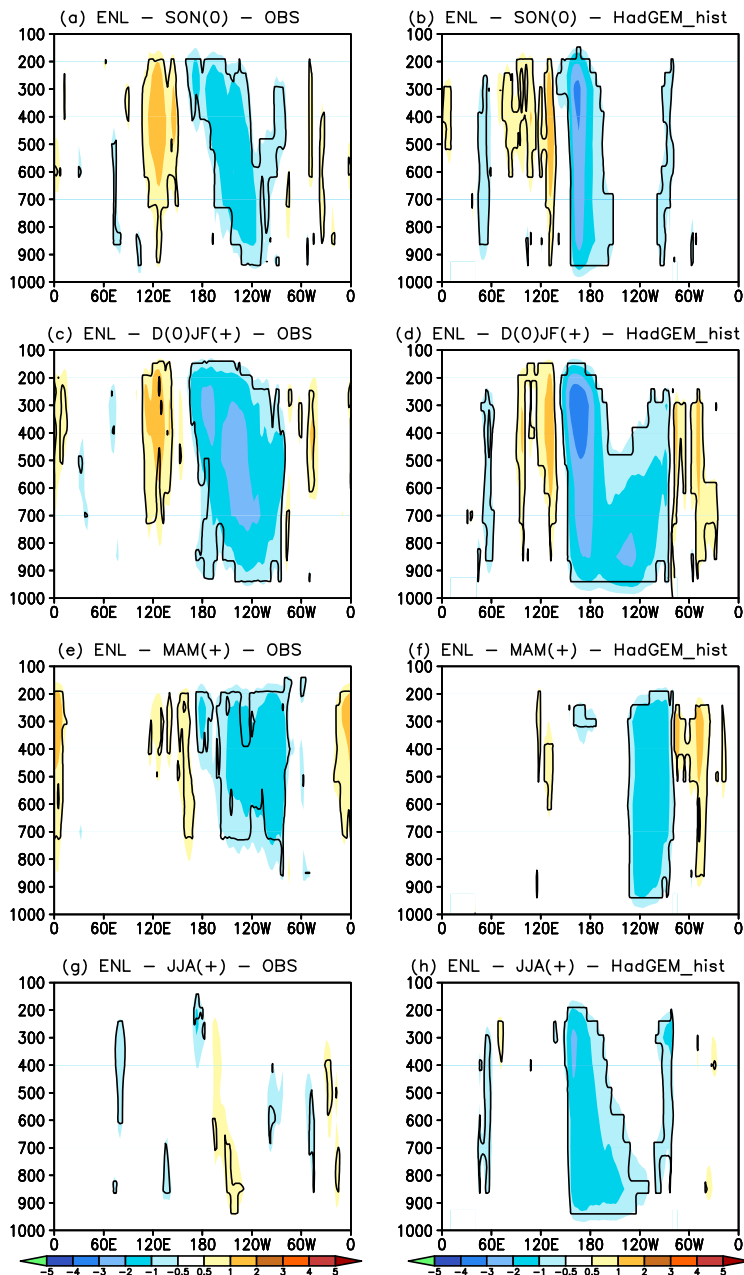


Figura 6.13: Compostos da anomalia média, entre 5°N e 5°S, da velocidade vertical ω (10^{-2} Pa/s) durante, as estações de SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+) de ENL, (esquerda) observadas, (centro) simuladas pelo modelo no clima presente e (direita) projetadas pelo modelo no clima futuro. As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) 10^{-2} Pa/s e com nível de significância maior que 90% estão demarcadas pelas linhas cinzas.

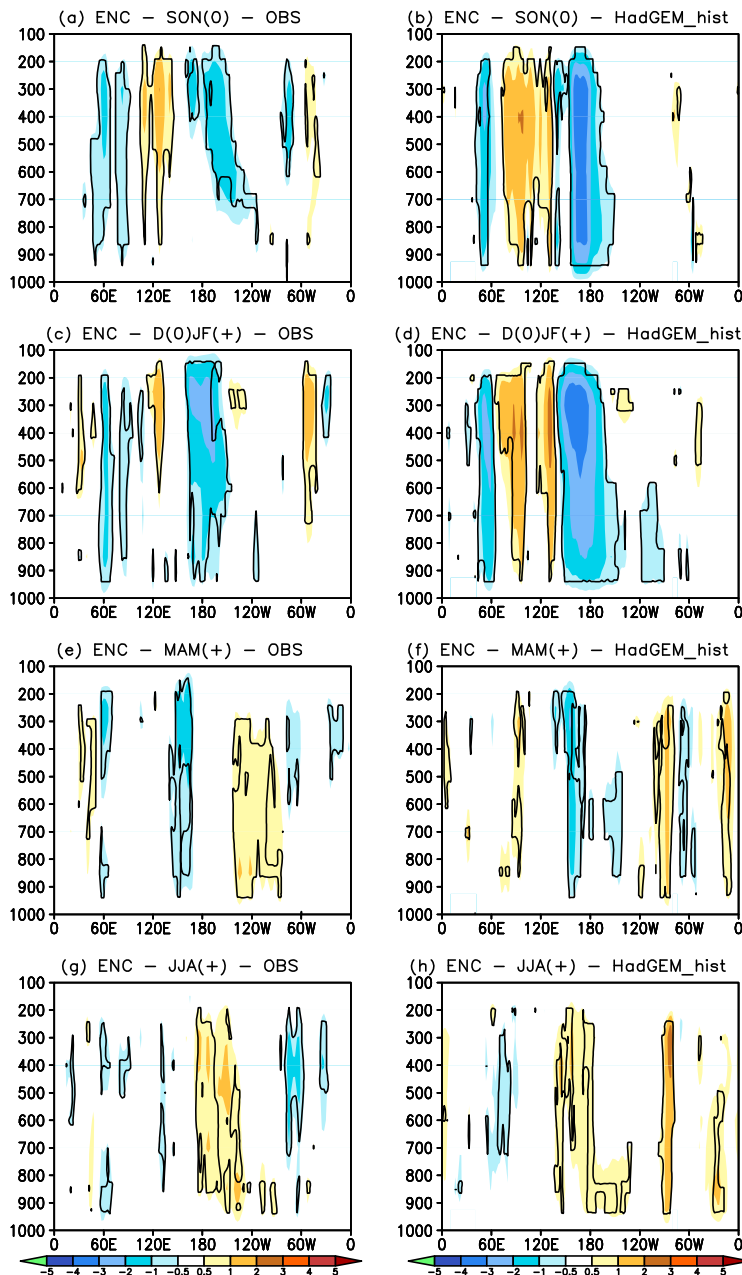


Figura 6.14: Idem à Figura 6.13, para a categoria ENC

- **La Niña**

Os anos de LN, tanto LNC como LNL, apresentam movimentos descendentes sobre a Linha de Data, tanto nos padrões observados quanto nos simulados, com exceção de SON(0) e JJA(+) nos padrões observados. No caso da categoria de LNL, também há movimento descendente sobre o Pacífico leste, exceto durante JJA(+) dos compostos da simulação do modelo. Não há fortes

anomalias da velocidade vertical ômega sobre a região norte da América do Sul nas simulações do período presente, com exceção da estação de JJA(+), e por isso não há fortes anomalias de precipitação sobre o norte do continente nas estações de LN.

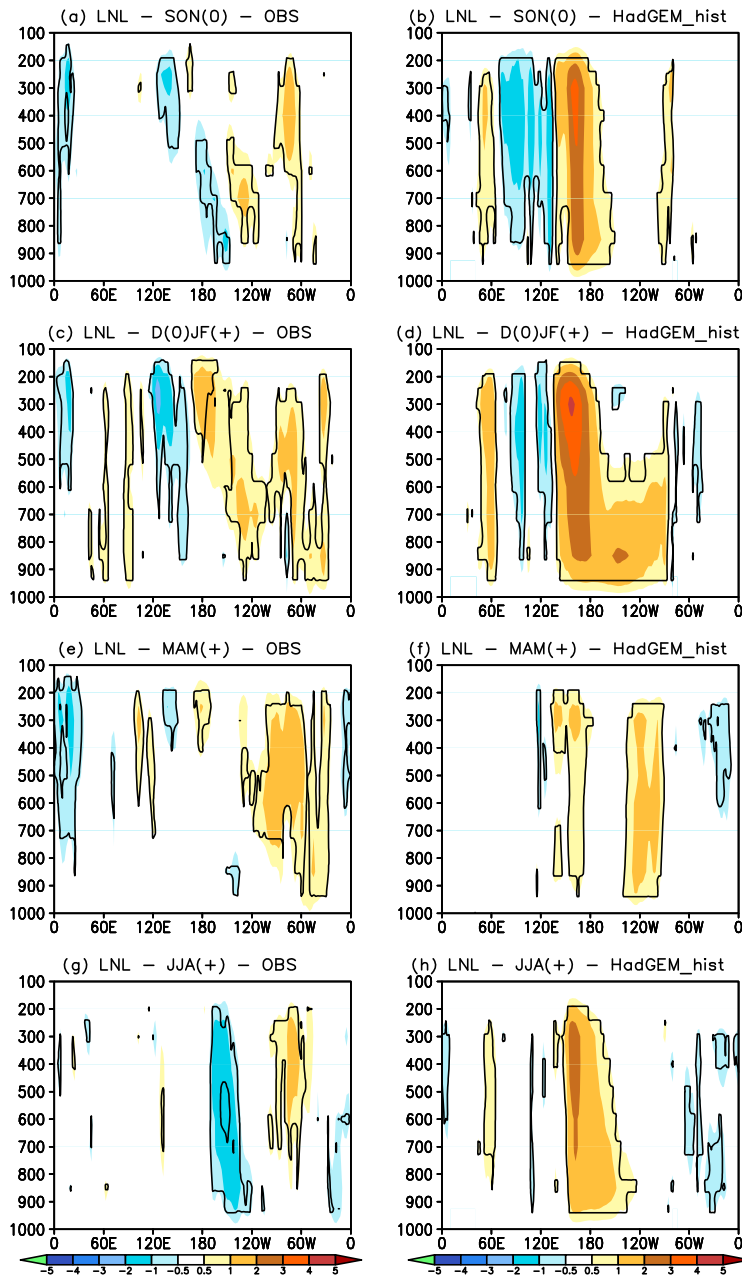


Figura 6.15: Idem à Figura 6.13, para a categoria LNL

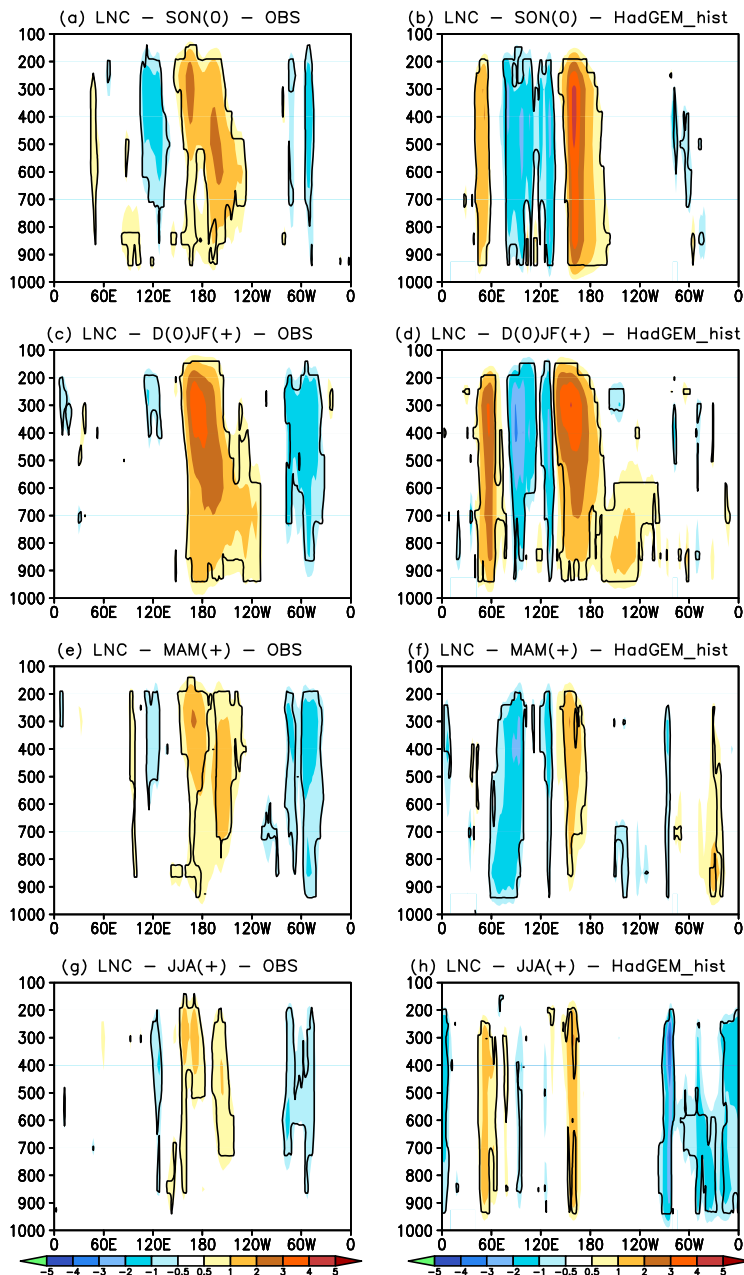


Figura 6.16: Idem à Figura 6.13, para a categoria LNC

6.3.2.2. Anomalia do escoamento em 200hPa

- El Niño

As Figuras 6.17 e 6.18 mostram os compostos das anomalias do escoamento em 200hPa durante ENL e ENC, respectivamente. Durante as estações de SON(0) e D(0)JF(+) os anticiclones que ladeiam o equador durante EN (GILL,

1980), estão bem formados, tanto em ENL, quanto em ENC para os dados do modelo (simulação e projeção). Nessas estações também é possível verificar o estabelecimento de um trem de ondas partindo dessas anomalias tropicais sobre o Pacífico até o Atlântico, influenciando também o continente sul americano. Ao analisar a região sudeste da América do Sul, durante as simulações (tempo presente) do modelo, nota-se que há um movimento anticiclônico sobre essa região e um ciclônico a oeste durante essas duas estações, nas duas categorias de EN, produzindo a dinâmica necessária para precipitação na região entre Argentina, Uruguai e Sul do Brasil. O mesmo ocorre para D(0)JF(+) de ENL durante a projeção para o futuro no modelo, enquanto para SON(0) da mesma categoria, aparece uma circulação ciclônica sobre o sudeste da América do Sul, causando aumento de precipitação sobre o Sudeste do Brasil.

Durante MAM(+) de ENL, tanto nos dados do presente quanto nos do futuro, há circulação ciclônica a sudoeste e anticiclônica a leste do sudeste da América do Sul, favorecendo precipitação sobre essa região, contanto que haja umidade disponível. Na categoria de ENC nota-se que o par ciclone-anticiclone está deslocado para norte em comparação com o caso ENL, ocasionando a falta de precipitação sobre a região.

Os episódios EN não possuem uma forte influência sobre a precipitação da estação de inverno (JJA(+)), a não ser em ENL no Sul do Brasil, onde o par ciclone-anticiclone está presente nas observações, mas não nos resultados do modelo, justificando a ausência de anomalias de precipitação nestes resultados.

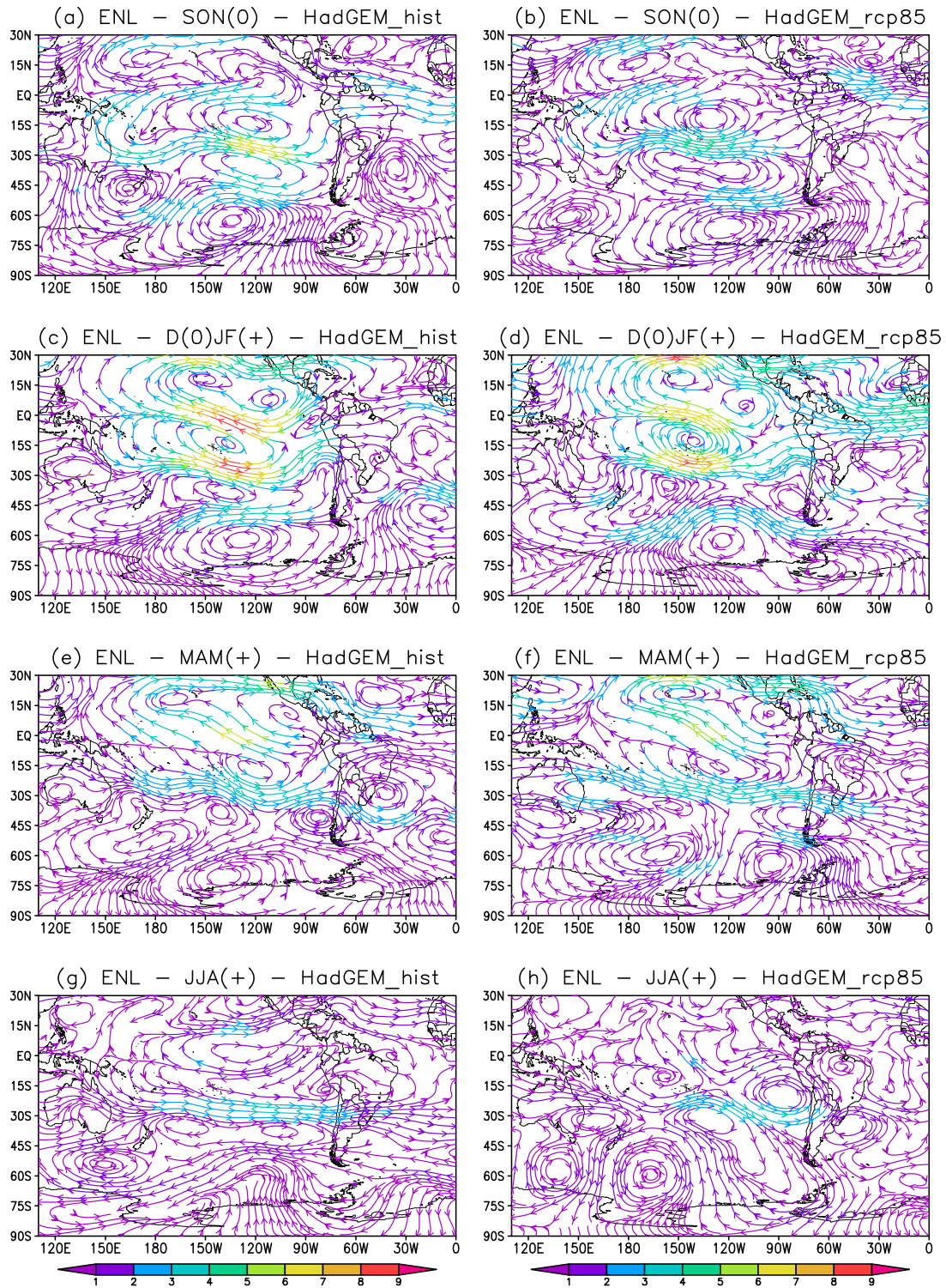


Figura 6.17: Compostos das anomalias de escoamento em 200hPa, durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de ENL, (esquerda) simuladas pelo modelo no clima presente e (direita) projetadas pelo modelo no clima futuro.

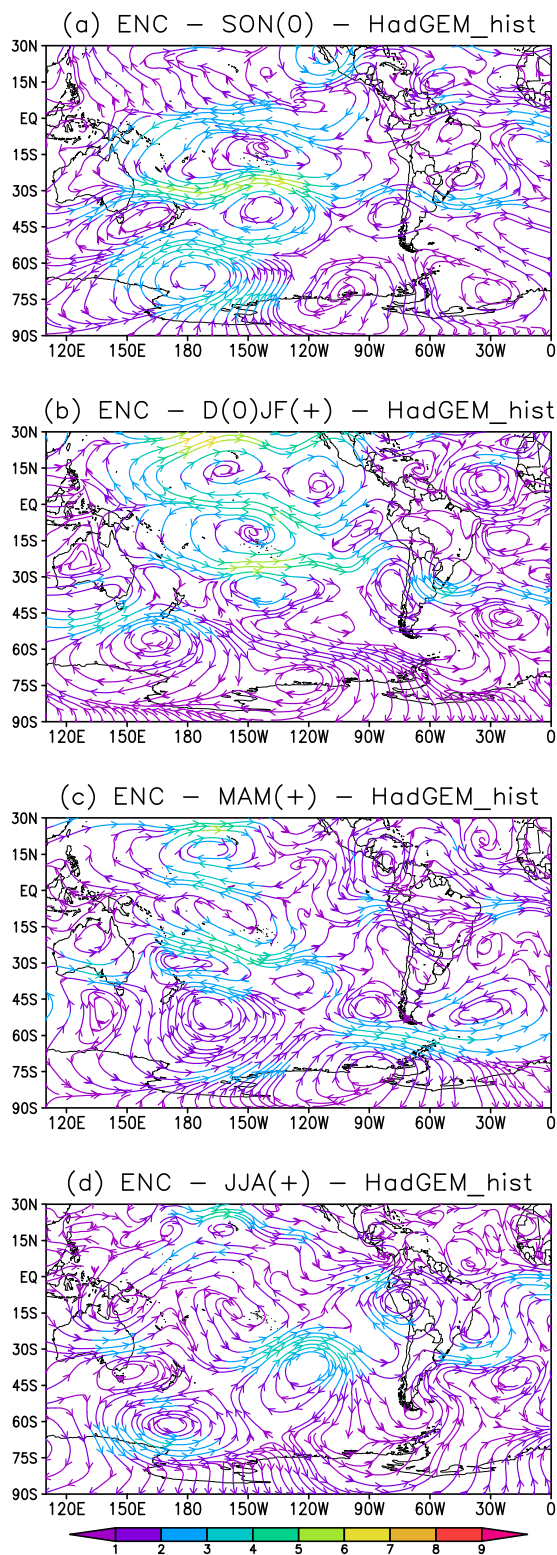


Figura 6.18: Idem à Figura 6.17, para a categoria ENC.

- **La Niña**

Quando há anomalias negativas de TSM no Pacífico equatorial, espera-se movimentos ciclônicos ladeando o equador em altos níveis sobre essa região, ou próxima a ela (GILL, 1980). É possível verificar que todas as estações de LNL, tanto nos dados de projeção, quanto de simulação do modelo, satisfazem essa afirmação e para LNC as estações de SON(0) e D(0)JF(+) também satisfazem.

Nesses casos também são observados trens de onda que partem dessas anomalias tropicais e que influenciam a América do Sul. A influência do par anticiclone-ciclone sobre o sudeste da América do Sul, notado principalmente em D(0)JF(+) e MAM(+), ocasiona diminuição da precipitação na região nos resultados do modelo. As diferenças de precipitação, sobre a região sudeste do continente, que ocorrem entre os resultados do modelo e as observações devem-se às diferenças no padrão de escoamento sobre essa região.

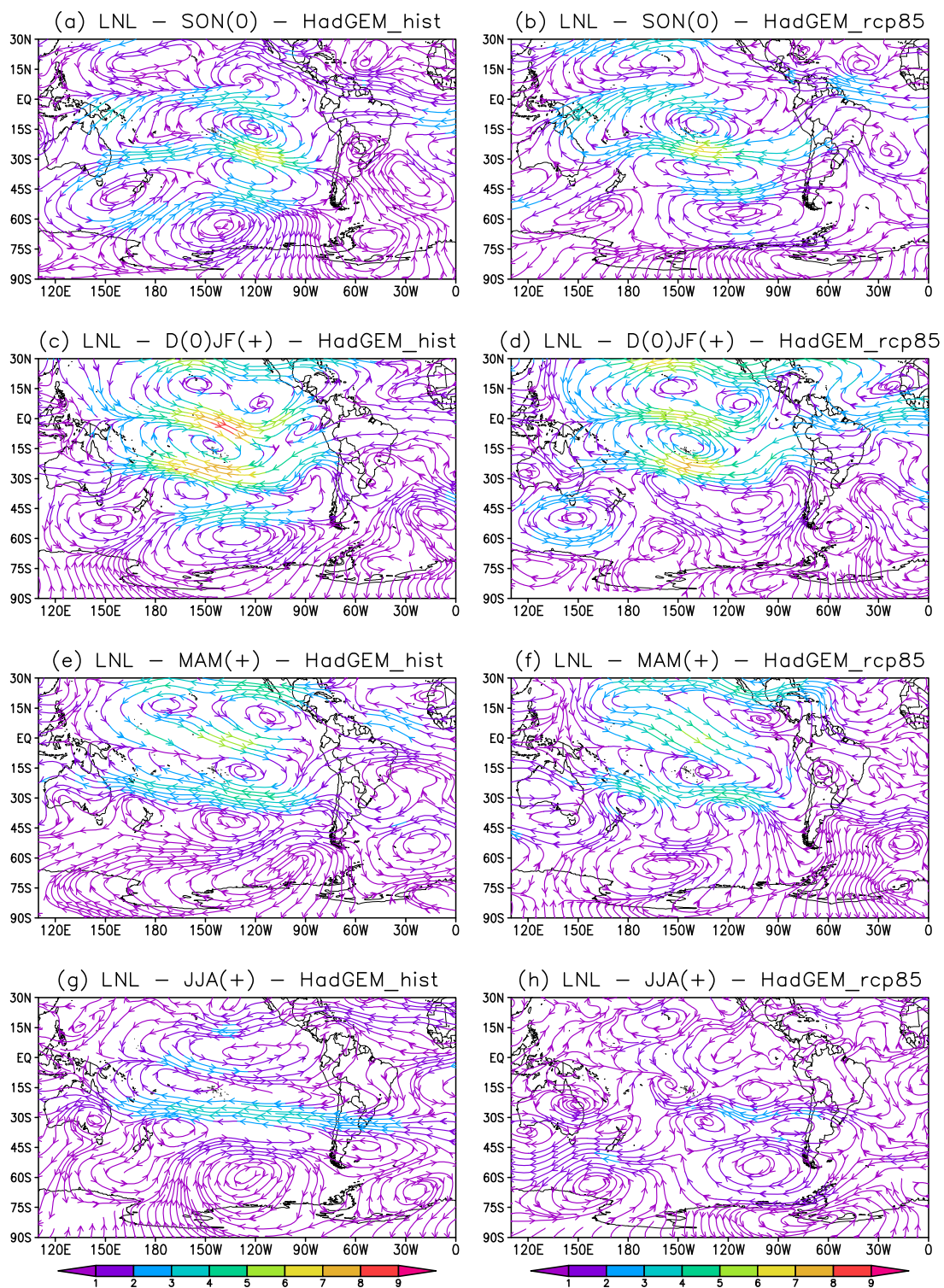


Figura 6.19: Idem à Figura 6.17, para a categoria LNL.

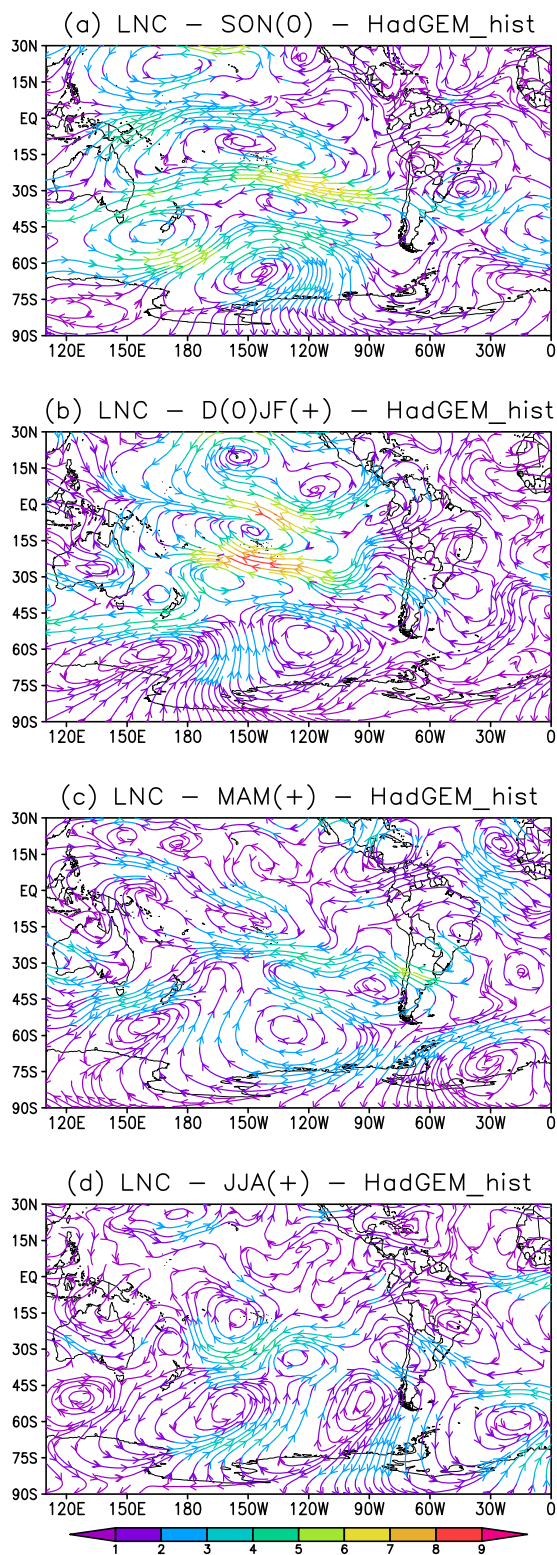


Figura 6.20: Idem à Figura 6.17, para a categoria LNC.

6.3.2.3. Anomalia do fluxo de umidade verticalmente integrado e sua divergência

- **El Niño**

As anomalias do fluxo de umidade durante ENL são apresentadas na Figura 6.21. Durante D(0)JF(+) e MAM(+), tanto nos dados de simulação quanto nos de projeção, ocorre fluxo de umidade da região amazônica – onde há divergência de umidade (Figura 6.22) – em direção ao sudeste do continente – onde ocorre convergência (Figura 6.22) – fortalecendo a precipitação na região sudeste, o que é coerente com as observações. Porém os compostos de fluxo de umidade da simulação do modelo são fracos quando comparadas aos resultados observados, principalmente em SON(0) e JJA(+). Nas projeções do futuro, as anomalias de fluxo são mais fortes do que nas simulações, em todas as estações.

Os compostos durante ENC, da simulação do clima presente, para SON(0) e D(0)JF(+), mostram fluxo de umidade de noroeste proveniente da região amazônica, que atinge o sudeste do continente (Figura 6.23), causando convergência (Figura 6.24) e consequentemente precipitação (Figura 6.10), assim como nos campos de ENL. Entretanto, neste caso, são bem diferentes dos campos observados. Os campos de fluxo de umidade para MAM(+) e JJA(+) são muito fracos quando comparados aos observados, além de serem muito diferentes. Porém, o mapa para divergência do fluxo de umidade durante MAM(+) mostra forte convergência sobre a região amazônica, o que é coerente com os resultados de precipitação.

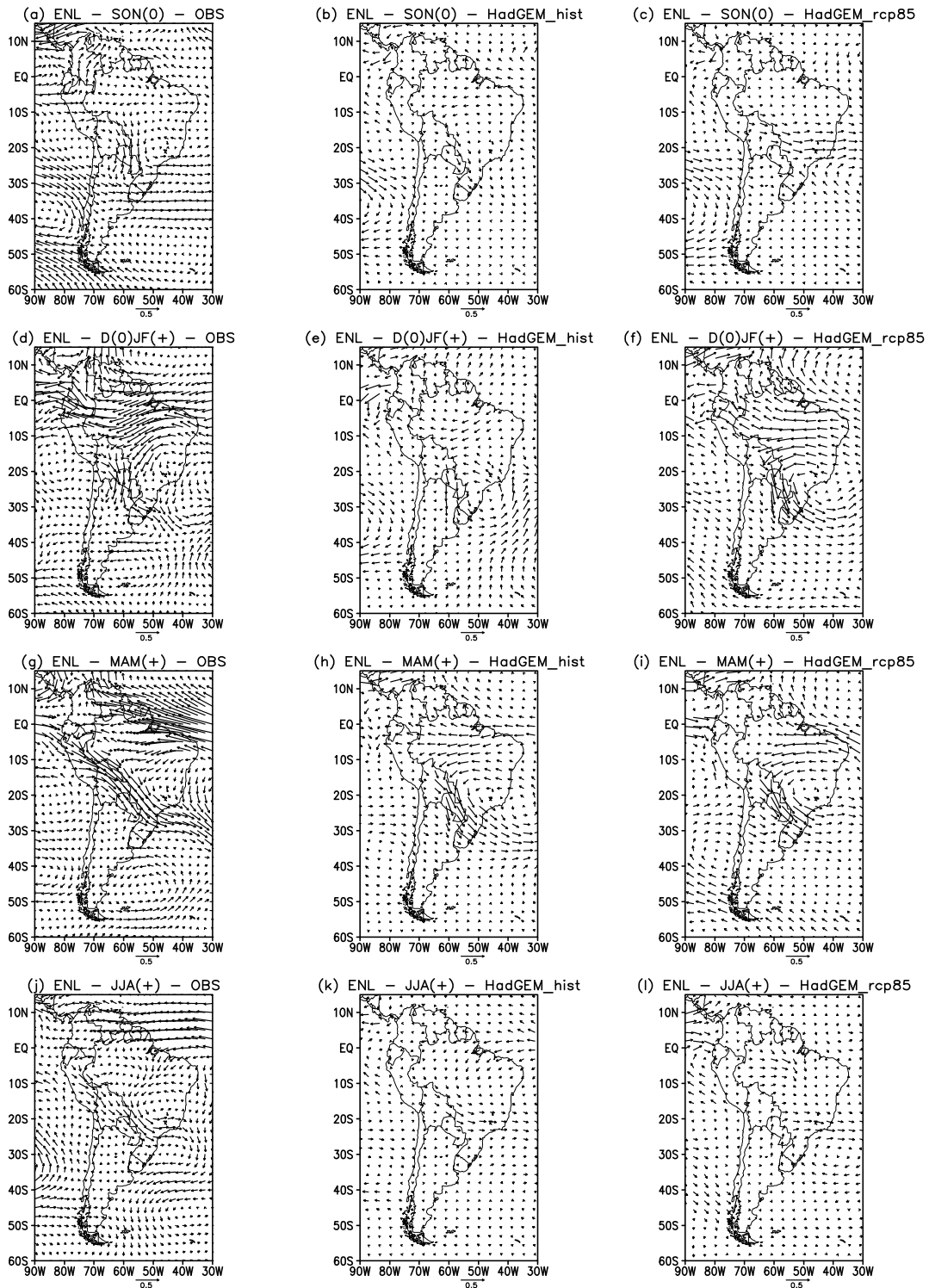


Figura 6.21: Compostos da anomalia do fluxo de umidade verticalmente integrado (10^{-2} m.g/s.kg) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de ENL, (esquerda) observadas, (centro) simuladas pelo modelo no clima presente e (direita) projetadas pelo modelo no clima futuro.

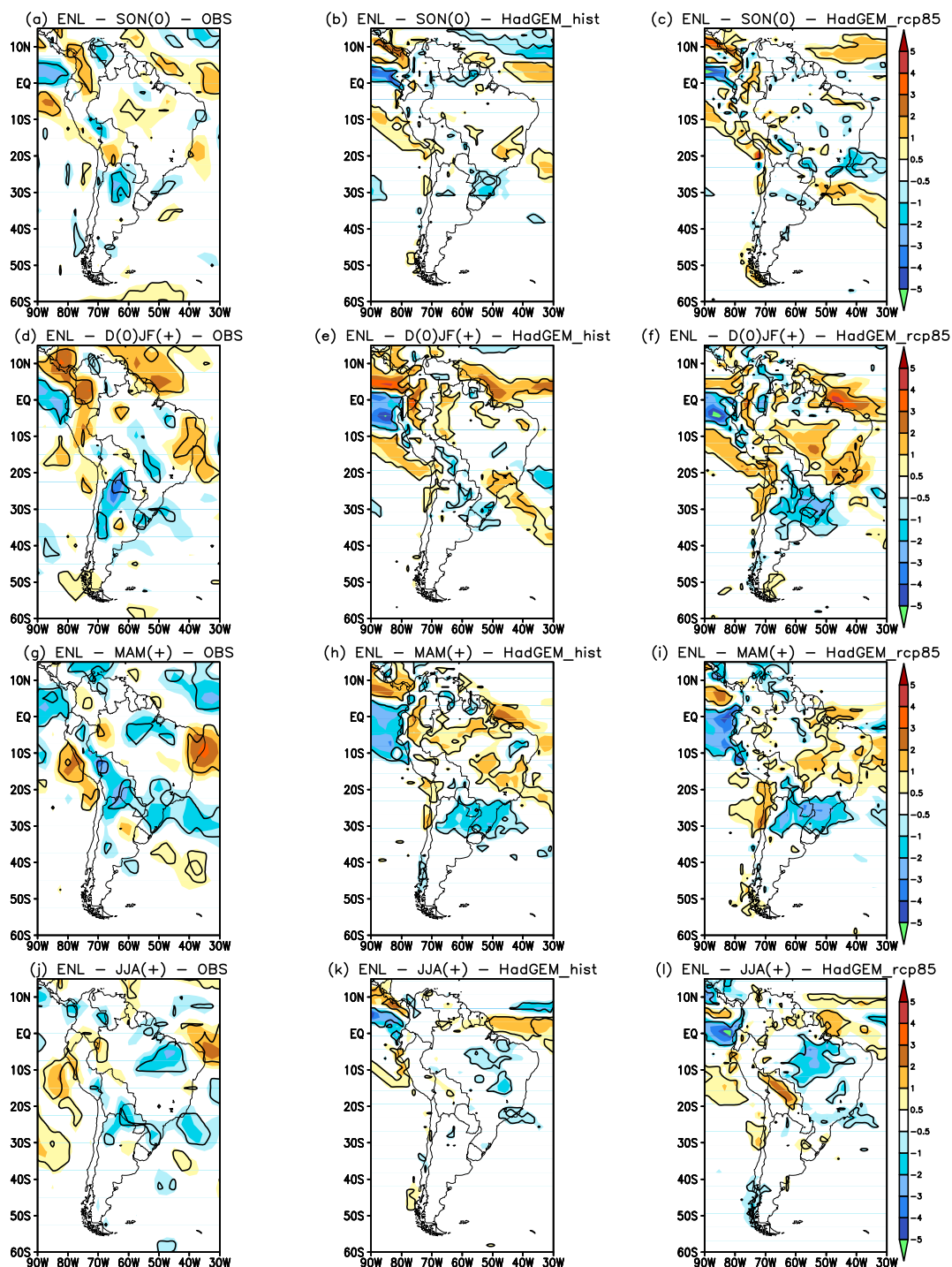


Figura 6.22: Compostos da anomalia da divergência do fluxo de umidade (10^{-8} g/kg.s) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de ENL, (esquerda) observadas, (centro) simuladas pelo modelo no clima presente e (direita) projetadas pelo modelo no clima futuro. As regiões com anomalias de divergência do fluxo de umidade positivas (negativas) acima (abaixo) de $0,5$ ($-0,5$) 10^{-8} g/kg.s e com nível de significância maior que 90% estão demarcadas pelas linhas cinzas.

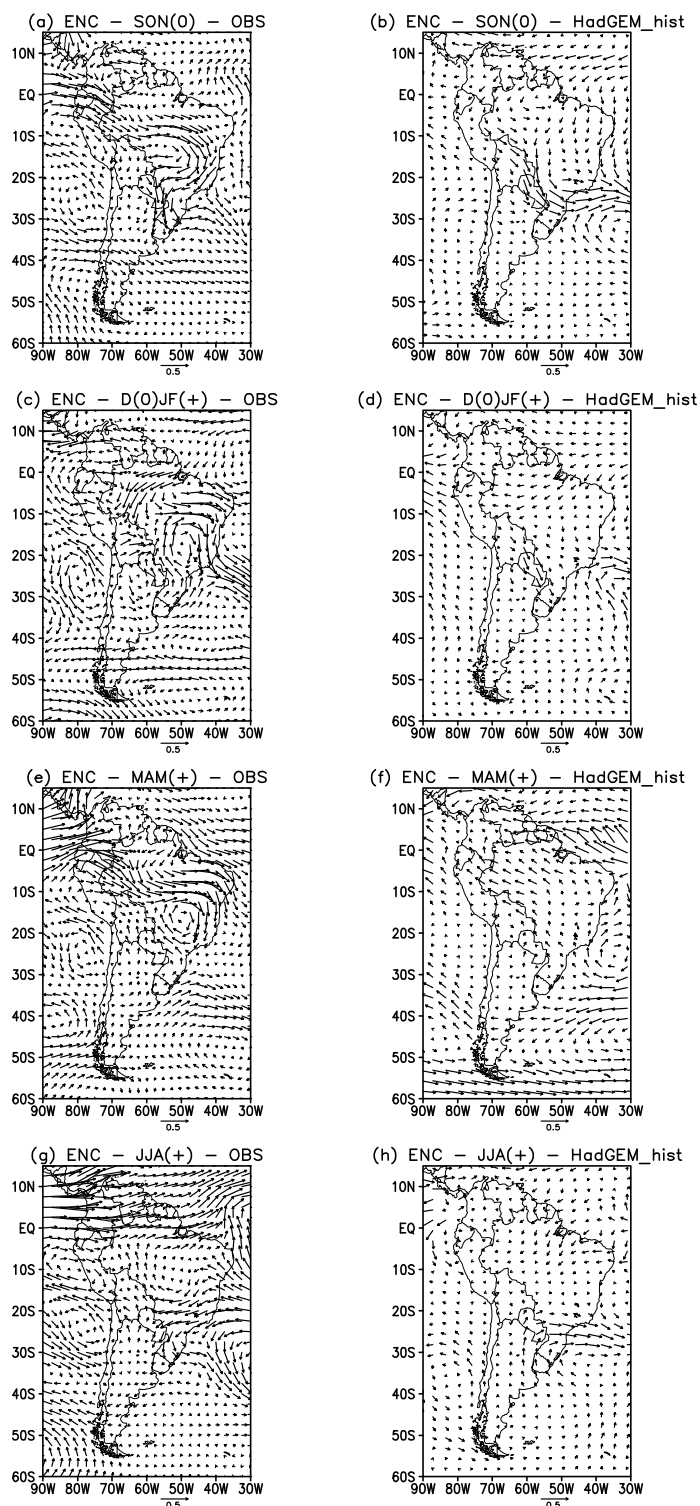


Figura 6.23: Idem à Figura 6.21, para a categoria ENC.

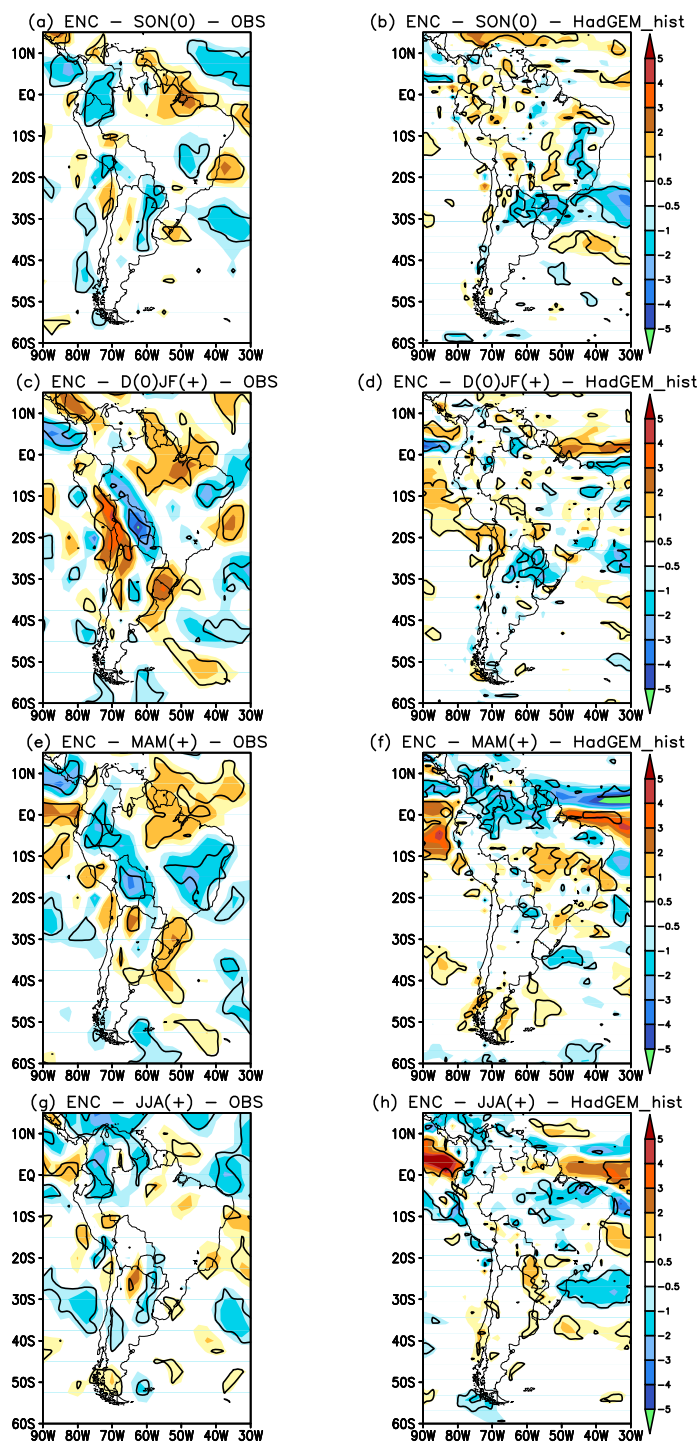


Figura 6.24: Idem à Figura 6.22, para a categoria ENC.

- **La Niña**

Os campos de fluxo de umidade durante LNL, da simulação do clima presente, são muito fracos quando comparados aos observados, porém para D(0)JF(+) e MAM(+) é possível notar fluxo de sudeste para noroeste, partindo da região sudeste do continente (Figura 6.25), onde ocorre divergência (Figura 6.26). Esse fluxo anômalo (diferente do observado) é oposto ao climatológico e consequentemente menos umidade chega a região sudeste. Essa descrição é coerente com a diminuição da precipitação nessa região, tanto nos dados de simulação quanto nos de projeção.

Os compostos do fluxo de umidade verticalmente integrado durante anos LNC (Figura 6.27) dos dados do modelo, mostram resultados muito diferentes dos obtidos dos dados observados, o que é coerente com as diferenças nos campos de precipitação, indicando que o modelo não representa bem LN.

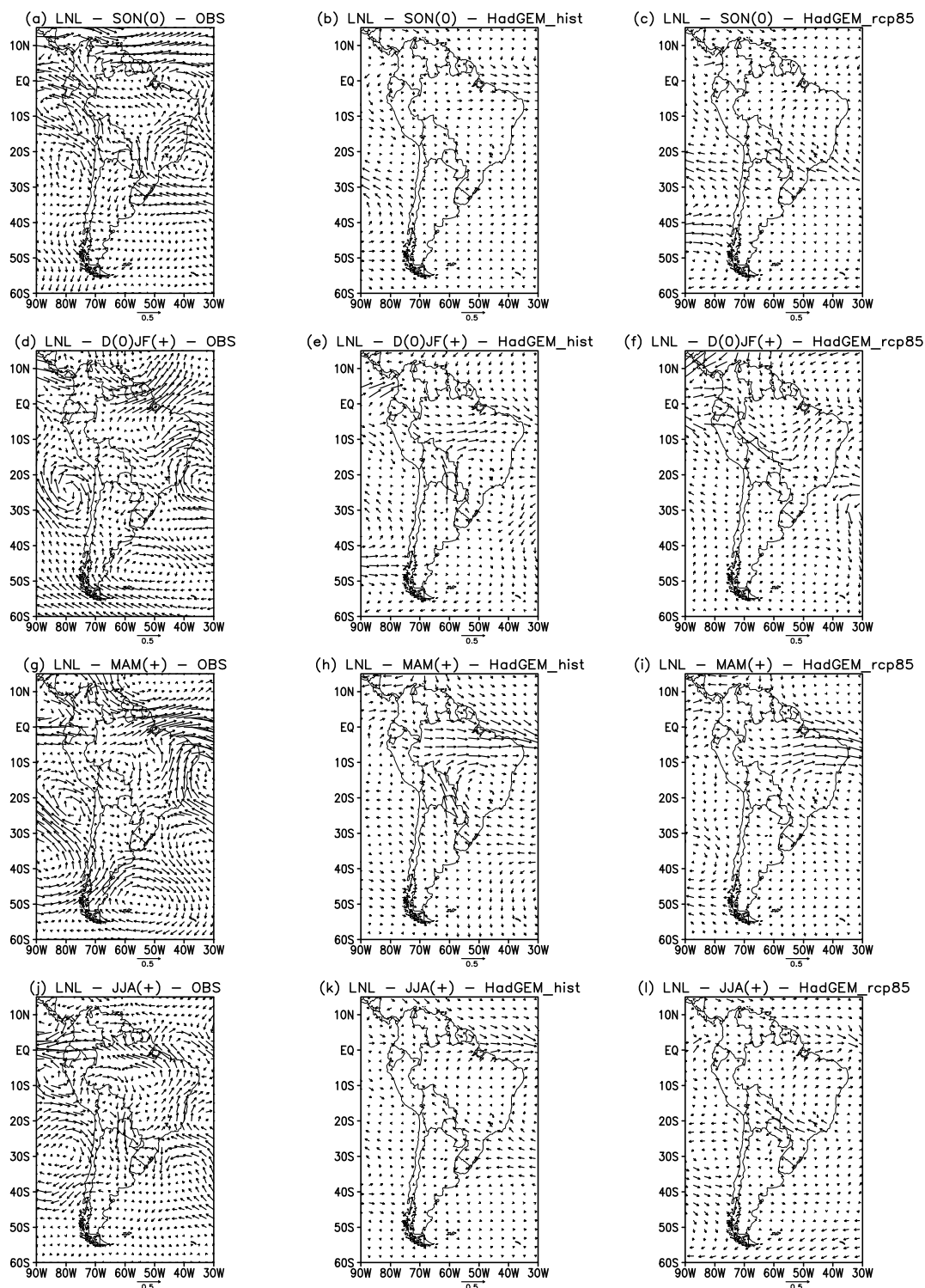


Figura 6.25: Idem à Figura 6.21, para a categoria LNL.

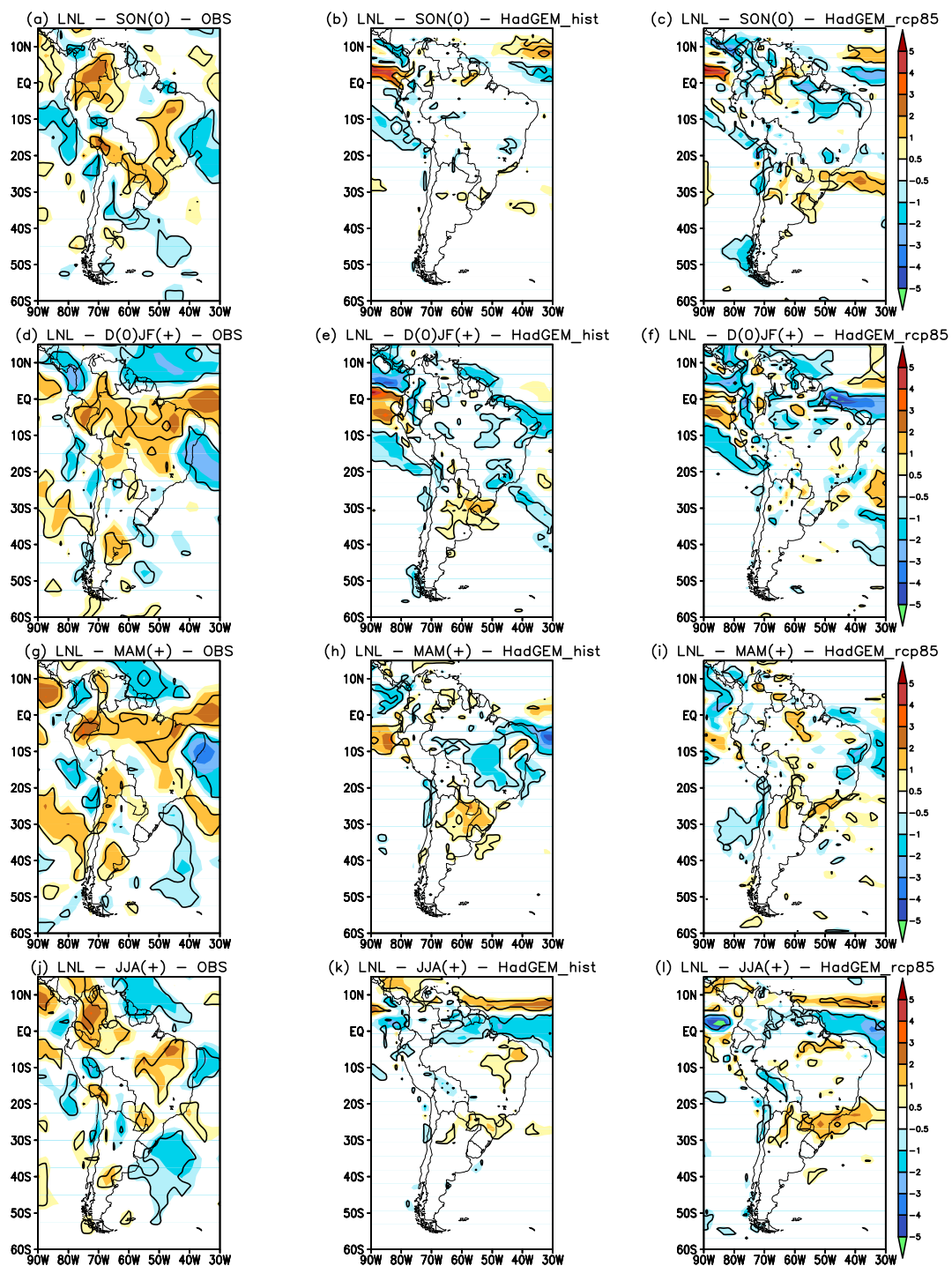


Figura 6.26: Idem à Figura 6.22, para a categoria LNL.

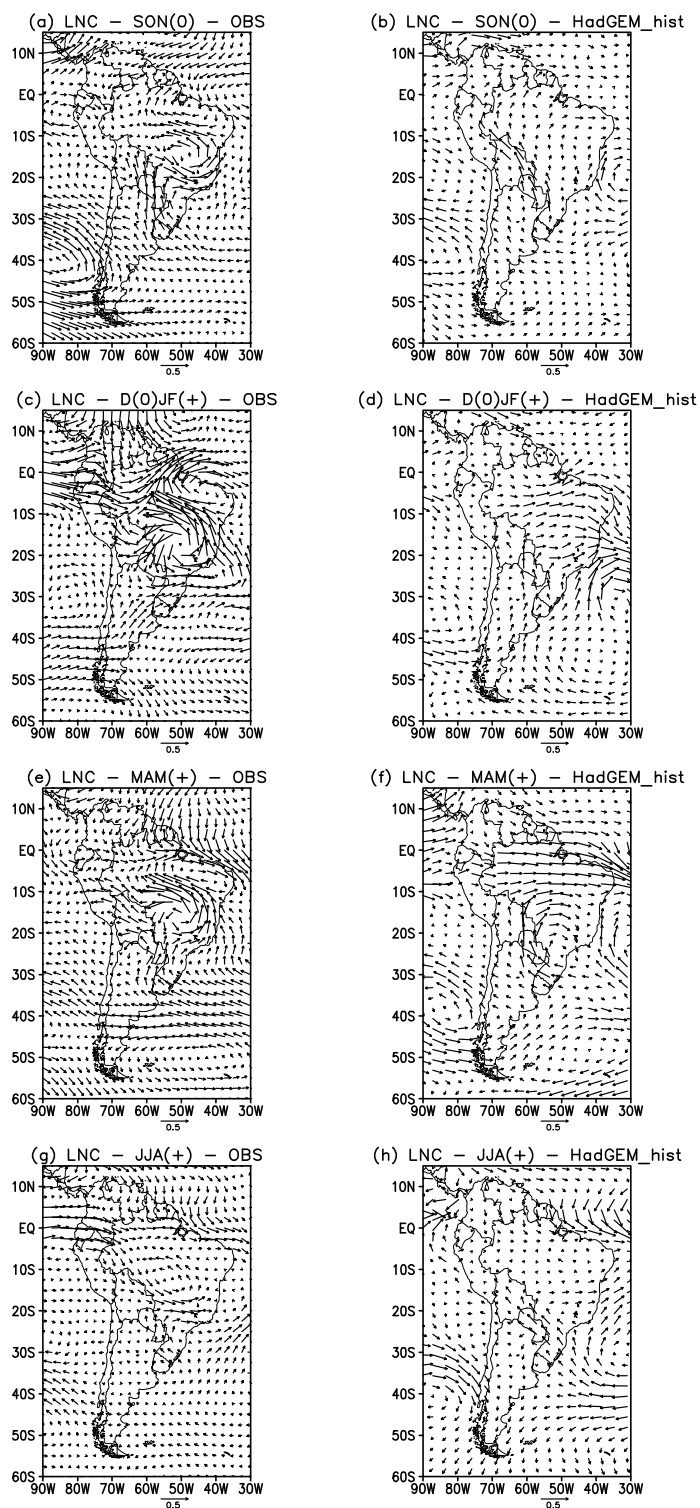


Figura 6.27: Idem à Figura 6.21, para a categoria LNC.

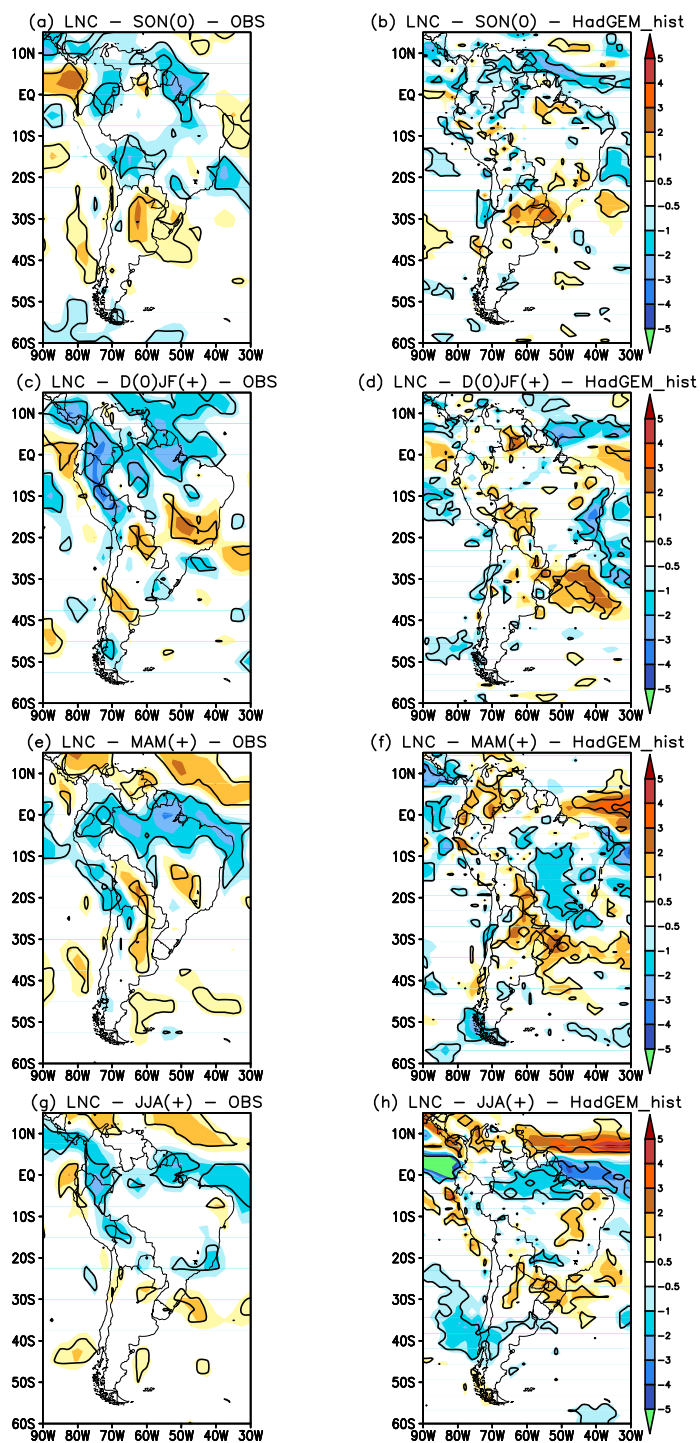


Figura 6.28: Idem à Figura 6.22, para a categoria LNC.

6.4. Impactos dos ENOS Central e Leste nos eventos extremos de precipitação sobre a América do Sul

6.4.1. El Niño

Os mapas das diferenças na frequência de eventos extremos entre ENL e anos Normais, para os dados de simulação do HadGEM2-ES, mostram o padrão esperado – aumento no sul/sudeste da América do Sul e diminuição no norte – para D(0)JF(+) e MAM(+), representando razoavelmente bem o padrão observado, assim como nos compostos de precipitação. No caso de SON(0), o padrão observado é bem representado sobre o Brasil. Para JJA(+), o modelo não consegue representar o aumento no número de eventos extremos durante ENL, em relação aos anos Normais, sobre o Sul do Brasil. Na região central do continente o modelo mostra um aumento de eventos extremos de precipitação, enquanto nas observações há uma forte diminuição desses eventos.

A análise dos compostos da frequência de eventos extremos para os dados de projeção do HadGEM2-ES, mostram, como nos compostos de anomalias de precipitação, o mesmo padrão do tempo presente para as estações de D(0)JF(+) e MAM(+), porém com mais regiões afetadas, como a região nordeste do continente, onde há diminuição dos eventos extremos, o que não ocorre nas simulações do modelo. A estação de SON(0) mostra que mesmo retirando a tendência que ocorre nos dados do futuro, há aumento de eventos extremos na região central da América do Sul. Durante JJA(+) o padrão sobre o Brasil é o mesmo que ocorre na simulação, com exceção da diminuição no nordeste e a oeste do Brasil.

Os compostos mensais da diferença na frequência de eventos extremos na simulação do HadGEM2-ES mostram algumas semelhanças com os campos observados, mas ocorrem vários padrões diferentes, sendo até opostos (por exemplo: set(0) no sudeste e nordeste do continente e a partir de fev(+) no centro-leste do continente; figuras não mostradas). Ao analisar os mapas da projeção do modelo, nota-se que na maioria das vezes, os meses tem o

mesmo padrão sazonal, apenas um pouco deslocado ou com magnitude diferente.

A Figura 6.30 mostra os compostos das diferenças de frequências de eventos extremos para os anos de ENC, tanto nos dados observados como nos dados de simulação para o presente. Nesse caso, poucos são os padrões bem representados pelo modelo, como é o caso do Sul do Brasil em SON(0) e D(0)JF(+). Para D(0)JF(+), nota-se que a diminuição de eventos extremos no Nordeste do Brasil não é bem representada pelo modelo, mas o aumento em MAM(+) é representado. O mesmo ocorre para a região central do continente em todas as estações.

Assim como nos dados sazonais, os compostos mensais do modelo não conseguem representar o padrão que ocorre nos campos observados.

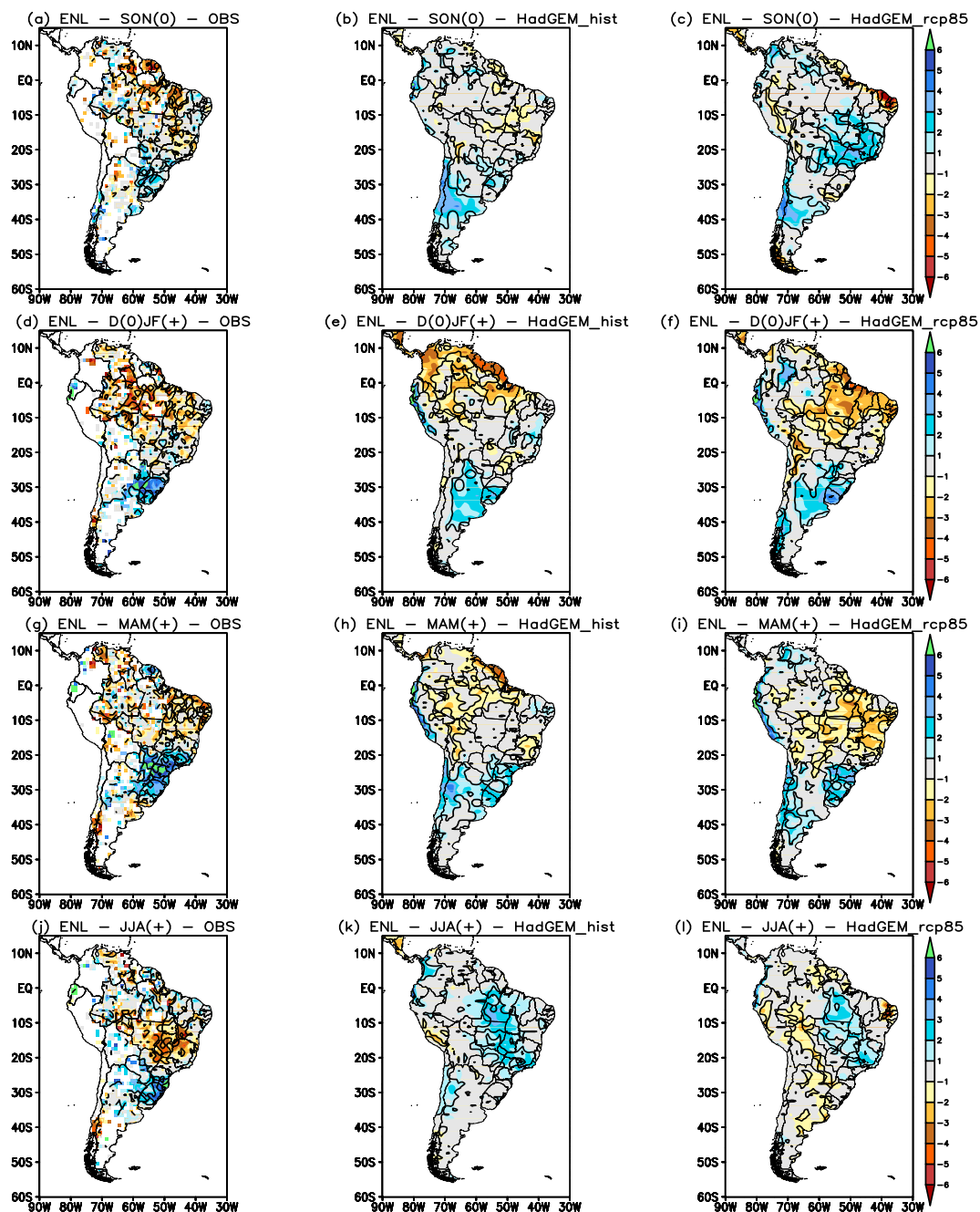


Figura 6.29: Diferença na frequência de eventos extremos de precipitação em relação a anos Normais para ENL, durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), (esquerda) observadas, (centro) simuladas pelo modelo no clima presente e (direita) projetadas pelo modelo no clima futuro. As regiões com diferenças positivas (negativas) acima (abaixo) de 1,0 (-1,0) evento extremo e com nível de significância maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

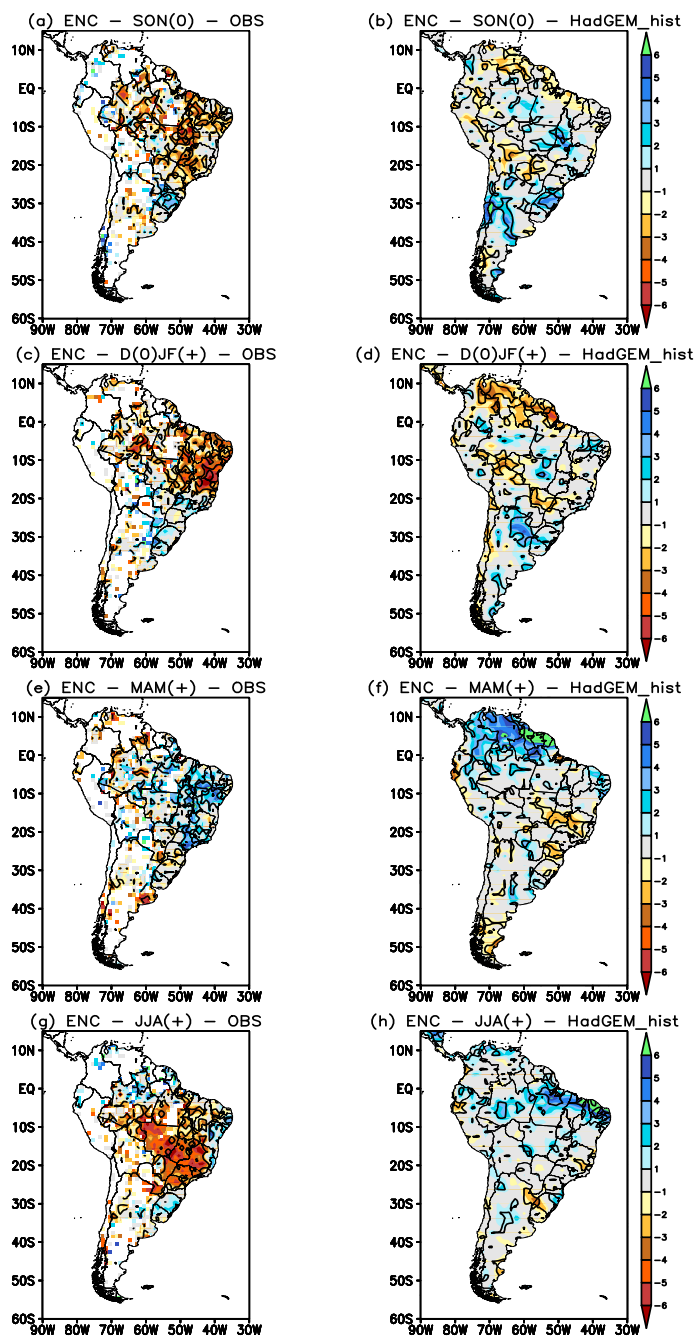


Figura 6.30: Idem à Figura 6.29, para a categoria ENC.

6.4.2. La Niña

Os sinais da diferença na frequência de eventos extremos durante LNL em relação aos normais na simulação do presente (Figura 6.31) são fracos durante SON(0), e não representam os padrões obtidos com dados observados. Nas outras três estações os compostos para os dados de simulação do modelo mostram um padrão de diminuição no sul/sudeste e aumento no norte/nordeste do continente; mas esse padrão nem sempre ocorre no composto observado. Assim como em ENC, a região centro-leste do continente não é bem representada pelo modelo durante LNL.

Analizando os compostos das projeções para o futuro, nota-se que a frequência de eventos extremos de precipitação nas estações de primavera [SON(0)] e verão [D(0)JF(+)] é altamente influenciada pela ocorrência de uma LNL. Para SON(0), o modelo mostra forte aumento de eventos extremos na região central e norte do continente, e forte diminuição no norte do Nordeste brasileiro e centro da Argentina e Chile. Já para D(0)JF(+) o forte aumento desses eventos fica limitado à região norte do continente. As demais estações não sofrem muito a influência de uma LNL na frequência desses eventos.

Na análise dos mapas mensais (figuras não mostradas), para os dados de simulação, nota-se que em algumas vezes o modelo conseguiu demonstrar o padrão ocorrido no composto observado, porém em outras ele não mostra nenhum padrão ou mostra um padrão oposto. Uma região de difícil previsibilidade para o modelo é a região centro-leste do continente. Sobre esta região, nota-se que dificilmente o modelo simula o padrão ocorrido. Além disso, o modelo não consegue mostrar a forte diminuição de eventos extremos que ocorre no sudeste do continente durante nov(0) e mostra uma inversão do sinal sobre a região nordeste durante dez(0). Para os compostos da projeção para o futuro, os meses de set(0) a fev(+) tem regiões fortemente afetadas pela ocorrência de LNL, que de maneira geral já estão apresentadas nos resultados sazonais.

Os compostos para a categoria de LNC mostram que o modelo simula alguns dos padrões observados, mas não reproduz outros, como em D(0)JF(+) e MAM(+) na região central do continente. Durante D(0)JF(+) há uma diminuição de eventos extremos no sul da Região Nordeste do Brasil, mas o modelo apresenta um aumento desses eventos, enquanto no sudeste do continente o modelo mostra forte diminuição dos eventos extremos de precipitação, em relação a anos normais, e o campo observado não tem um padrão bem definido. Em MAM(+) o modelo não mostra o grande aumento de eventos extremos no nordeste do continente.

De maneira geral, os mapas mensais (figuras não mostradas) representam razoavelmente bem os padrões que ocorrem durante LNC, com exceção da região central do continente, que já se sabe ter uma previsão ruim para esse modelo.

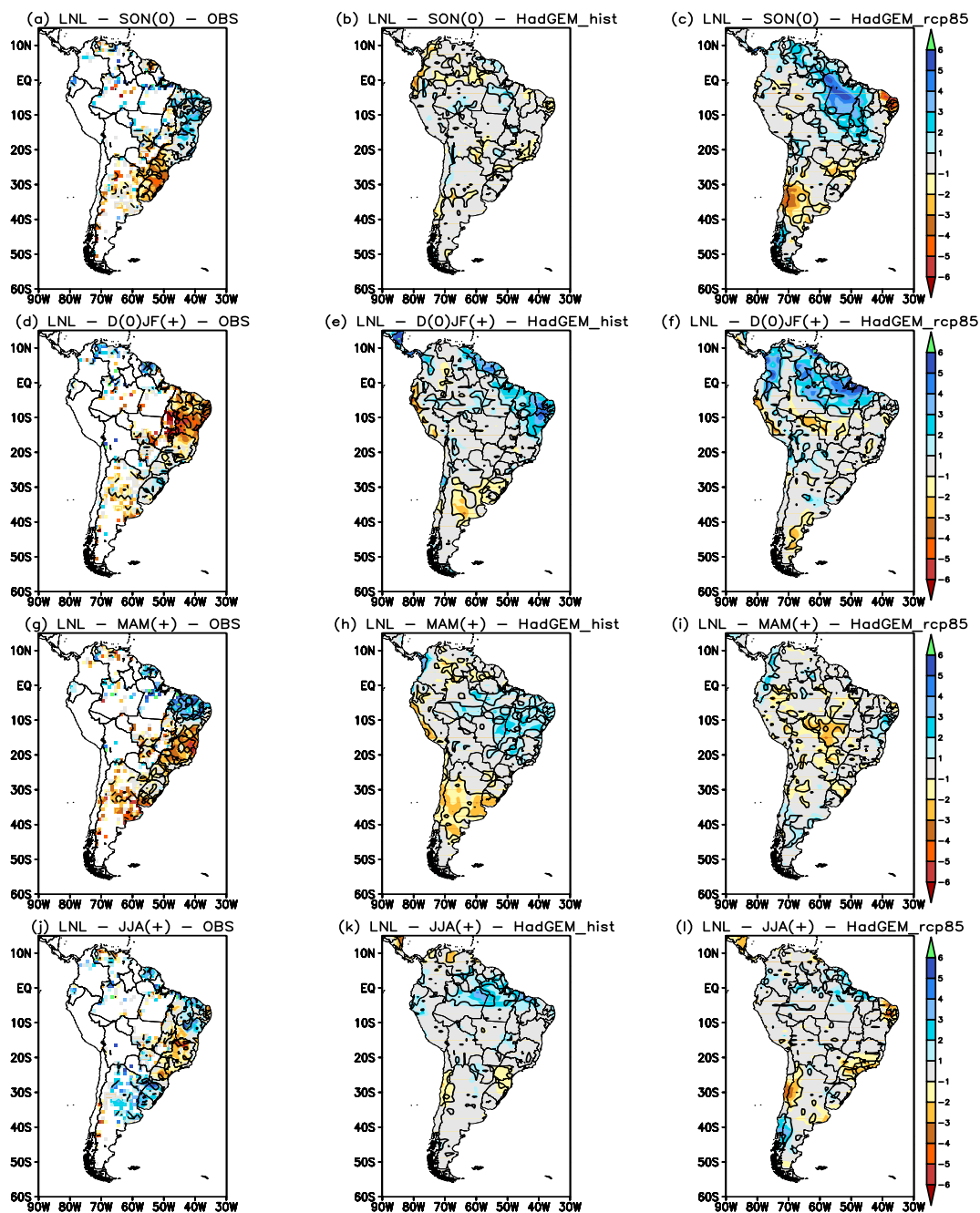


Figura 6.31: Idem à Figura 6.29, para a categoria LNL.

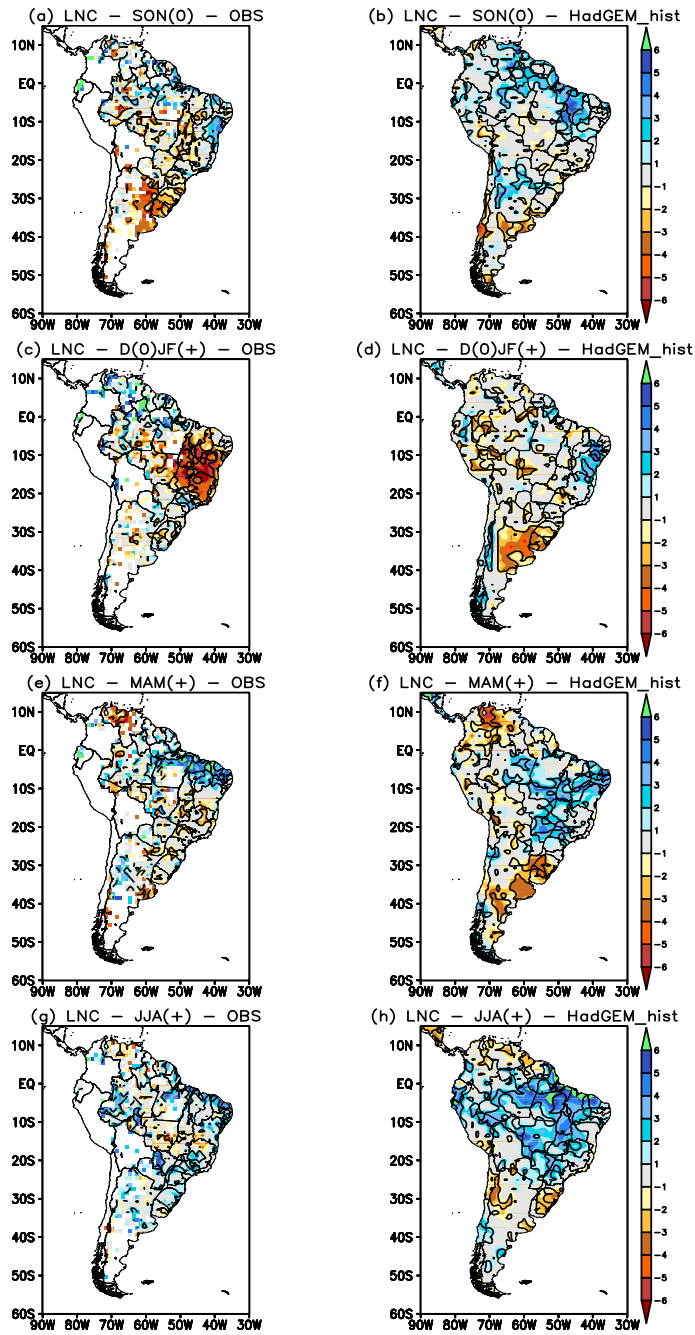


Figura 6.32: Idem à Figura 6.29, para a categoria LNC.

6.5. Sumário

Ao analisar os compostos de ATSM, durante ENOS Leste e Central para os resultados da simulação e projeção do modelo HadGEM2-ES, nota-se que os padrões de ATSM foram bem representados, pois os casos foram selecionados a partir do critério de ATSM: aumento (diminuição) da ATSM no Pacífico central durante ENC (LNC) e no Pacífico leste durante ENL (LNL). Entretanto, nos compostos do modelo os padrões não estão tão enfraquecidos em JJA(+) como ocorre nas observações.

Comparando os compostos da velocidade vertical ômega na faixa equatorial observado com o simulado pelo modelo, nota-se que durante ENL o modelo consegue simular o movimento descendente sobre a Região Amazônica em D(0)JF(+) e MAM(+), e assim há uma anomalia negativa de precipitação sobre essa região, tanto no campo observado, quanto no simulado. É importante ressaltar que em MAM(+) o padrão está deslocado para oeste, e por esse motivo, o padrão de precipitação também está deslocado para oeste. Na categoria de ENC a precipitação do norte da América do Sul, no campo simulado, é favorecida pelo movimento ascendente que ocorre nessa região, porém esse padrão de precipitação é oposto àquele que ocorreu no campo observado. Durante os anos de LN, tanto LNL quanto LNC, os compostos da velocidade vertical ômega simulados pelo modelo mostram valores muito pequenos sobre a Região Amazônica, e isso é coerente com valores de precipitação próximos à climatologia sobre essa região. Já os campos observados dessa variável mostram um forte movimento ascendente em D(0)JF(+) e MAM(+) de LNC, causando assim um aumento de precipitação nessa região.

Os compostos de escoamento em 200hPa são gerados para mostrar a variação dos trens de onda de Rossby, e assim explicar a variação da precipitação na região sul e sudeste do continente. Ao analisar esses mapas, foi possível perceber que o modelo representa bem essa variação, e por isso

que na maioria das vezes os padrões de precipitação no sudeste do continente são bem representados pelo modelo.

Os compostos de anomalias de precipitação do modelo durante ENL mostram o padrão esperado para essa categoria de anos, principalmente para D(0)JF(+) e MAM(+) que são as estações com anomalias mais fortes nos dados observados. A categoria de ENC possui poucos anos nos dados do modelo, mas é possível notar que ele não consegue representar bem os padrões de precipitação durante essa categoria, principalmente na região central do continente. O mesmo ocorre para a categoria de LNC, que também tem poucos anos nos resultados do modelo. Os compostos de precipitação durante LNL são bem representados pelo modelo apenas em MAM(+). De maneira geral, as anomalias sazonais durante LN são menos bem simuladas que durante EN, tanto para LNL como para LNC.

Durante todas as categorias de anos Leste, tanto ENL quanto LNL, é possível notar que normalmente o padrão de anomalias de precipitação que ocorre no futuro é semelhante ao que ocorre no presente, porém ele é mais extenso e mais intenso no futuro, com exceção do nordeste do continente em MAM(+) de LNL.

As categorias nas quais o modelo melhor consegue representar a frequência de eventos extremos, em todo o continente, são ENL e LNC. Mesmo assim, o modelo comete falhas em JJA(+) de ENL, D(0)JF(+) de LNC e na região central do continente em MAM(+) de LNC. No caso específico da região sudeste da América do Sul, para ENC, o modelo consegue representar bem o padrão nas estações SON(0) e D(0)JF(+); enquanto que a região central do continente não é bem representada em nenhuma das estações. Os padrões da diferença na frequência de eventos extremos não são bem representados pelo modelo durante a categoria de LNL.

Os padrões da frequência de eventos extremos nas projeções do futuro, tanto ENL quanto LNL, geralmente mostram o mesmo padrão do presente, apenas

com uma maior extensão e maior intensidade, com exceção de MAM(+) de LNL (o mesmo ocorreu nos padrões de precipitação). Porém, em alguns casos o sinal é alterado, como é o caso da região central do continente durante SON(0) de ENL.

7 SIMULAÇÃO DE ENOS CENTRAL E LESTE NO MCGA CPTEC/INPE E EXPERIMENTOS DE ANOMALIAS DE TSM NO OCEANO PACÍFICO TROPICAL

7.1. Anos ENOS Central e Leste

No capítulo anterior foram apresentados resultados com um modelo do sistema terrestre (HadGEM2-ES). Nesta seção são apresentados resultados obtidos com o MCGA CPTEC/INPE, que é um modelo atmosférico ao qual foram aplicadas condições de contorno inferior sobre os oceanos de TSM observada e ATSM idealizadas associadas com ENOS Central e Leste.

Os anos dos episódios ENOS foram calculados através da metodologia apresentada no Capítulo 3 (seção 3.2.2) e estão apresentados na Tabela 7.1:

Tabela 7.1: Anos de EN e LN, Central e Leste, nos dados de Hurrel *et al.* Os anos comuns (que estão em negrito) foram separados usando o critério anual (ver explicação no Capítulo 3).

	Central (160°E-150°W e 5°N-5°S)	Leste (140°W-90°W e 5°N-5°S)
EN (0)	1987, 1994, 2002 , 2004.	1991 , 1997 .
LN (0)	1988 , 1998 , 1999 , 2000.	1995 , 1996.

Apesar de haver apenas 2 anos de ENL e LNL e 4 anos de ENC e LNC, os compostos de anomalias atmosféricas foram gerados com o resultado de 5 membros, e assim a quantidade total de anos foi de 10 anos ENL e LNL e 20 anos de ENC e LNC, podendo dessa maneira confiar no cálculo de significância estatística.

Os anos caracterizados como ENOS nesse conjunto de dados (HURREL *et al.*, 2008), não são exatamente os mesmos do ERSST-v3 (SMITH *et al.*, 2008). Isto acontece porque, além de serem conjuntos diferentes, a quantidade de anos usada para calcular a climatologia também não é a mesma. As diferenças foram: para o conjunto de dados ERSST-v3, 1990 foi caracterizado como um ENC e 2003 como um ENL, enquanto para o conjunto de Hurrel *et al.* 2000 foi caracterizado como LNC e 1996 como LNL. Apesar dessas diferenças, os

compostos dos campos atmosféricos e da ATSM não sofreram diferenças significativas.

A Tabela 7.2 mostra os anos caracterizados como ENOS, utilizando a climatologia de 1986 até 2006, no conjunto de dados do ERSST-v3. Analisando essa tabela, nota-se que o principal motivo da diferença nos anos caracterizados como ENOS na Tabela 7.1 e na Tabela 5.2 é o período utilizado para o cálculo da climatologia, pois ao comparar a Tabela 7.1 com a 7.2 (feitas com o mesmo período) nota-se que a única diferença é o ano de 1991, que é caracterizado como ENL no conjunto de Hurrell *et al.* (2008) e como ENC no conjunto ERSST-v3.

Tabela 7.2: Anos de EN e LN, Central e Leste, nos dados do ERSST-v3. Os anos comuns (que estão em negrito) foram separados usando o critério anual.

	Central (160°E-150°W e 5°N-5°S)	Leste (140°W-90°W e 5°N-5°S)
EN (0)	1987, 1991 , 1994, 2002 , 2004.	1997.
LN (0)	1988, 1998, 1999 , 2000.	1995, 1996.

7.2. Impactos dos ENOS Central e Leste na América do Sul e as relações com os campos de grande escala na simulação de 20 anos do MCGA-CPTEC/INPE

Na seção anterior foi visto que apenas 2 (2) dentre 21 anos (1986 até 2006) foram caracterizados como ENL (LNL) no conjunto de TSM de Hurrell *et al.* (2008), utilizado como condição de contorno na simulação climática do MCGA CPTEC/INPE. Como o período utilizado foi menor do que nos capítulos anteriores, e houve algumas diferenças nos anos caracterizados como ENOS, foi necessário refazer as figuras dos compostos atmosféricos observados, para comparar com os resultados da simulação. Portanto, os compostos dos campos observados mostrados neste capítulo foram gerados com apenas 2 ENL (2 LNL) e 4 ENC (4 LNC), dados na Tabela 7.1. Apesar da pequena

quantidade de anos em cada categoria, o que torna a significância pouco confiável, os resultados são muito próximos aos obtidos no Capítulo 5.

Analizando os anos caracterizados como ENOS no conjunto de dados anterior (ERSST-v3), Tabela 5.2, nota-se que há 8 ENL (7 LNL) e 6 ENC (8 LNC) no período 1960-2005, enquanto no período 1986-2006 há 4 ENL (1 LNL) e 5 ENC (3 LNC), mas é necessário lembrar que naquele caso a climatologia foi calculada para 1960-2005. Utilizando o mesmo período usado neste capítulo (1986-2006) para o cálculo da climatologia, obtêm-se 1 ENL (2 LNL) e 5 ENC (4LNC), no conjunto de dados do ERSST-v3 (Tabela 7.2).

De maneira geral, os compostos das ATSMs geradas com esse novo conjunto (HURREL *et al.*, 2008) são muito semelhantes àsquelas apresentadas no Capítulo 5 (Figuras 5.1 e 5.2), que usa o conjunto ERSST-v3, logo não é necessário apresentá-las nesse capítulo, pois as conclusões são as mesmas.

7.2.1. Compostos de precipitação

As Figuras 7.1 até 7.4 mostram os padrões dos compostos de precipitação sazonal durante as categorias de ENOS nos dados observados (coluna da esquerda – compostos refeitos para o novo período) e no conjunto do MCGA do CPTEC/INPE (coluna da direita). Ao comparar os campos sazonais de precipitação observados gerados para esse período (1986 até 2006) com os apresentados no Capítulo 5 (1960 até 2005), nota-se que os padrões permanecem os mesmos, algumas vezes mais extensos ou mais fortes e em outras, menos, mas essencialmente os mesmos padrões. Logo não é necessário rediscutir esses padrões.

O mais importante neste capítulo é verificar se o MCGA do CPTEC/INPE consegue reproduzir os padrões de precipitação que ocorrem em anos de ENOS, e para isso é necessário comparar o que foi observado com os resultados do modelo.

7.2.1.1. El Niño

A Figura 7.1 mostra os compostos de precipitação durante a categoria de ENL. De maneira geral, o modelo apresenta o padrão esperado para essa categoria: aumento de precipitação no sudeste da América do Sul e diminuição no norte/nordeste (ROPELEWSKI; HALPERT, 1987; ACEITUNO, 1988; GRIMM *et al.*, 1998, 2000; GRIMM, 2003, 2004, entre outros). Porém, nem sempre o modelo simula o padrão observado, como é o caso da região nordeste do continente em SON(0) e a centro-leste em D(0)JF(+).

No caso de ENC, os padrões de precipitação apresentados, tanto nos compostos do modelo quanto nos compostos observados, são fracos e esparsos, com algumas exceções. Para D(0)JF(+), o modelo mostra diminuição da precipitação na Região Centro-Norte do Brasil, enquanto no campo observado há algumas áreas com aumento de precipitação. No caso de MAM(+), o campo observado mostra aumento de precipitação no Norte/Nordeste do Brasil e diminuição no Sul – padrão oposto ao observado durante ENL – enquanto o modelo mostra um aumento de precipitação apenas no leste do Nordeste do Brasil.

Ao fazer a comparação dos mapas de anomalias observadas e do modelo, entre ENL e ENC, nota-se que há inversão de sinal no leste do continente em MAM(+), mostrando que essa estação é bastante afetada pela localização da ATSM no Pacífico equatorial.

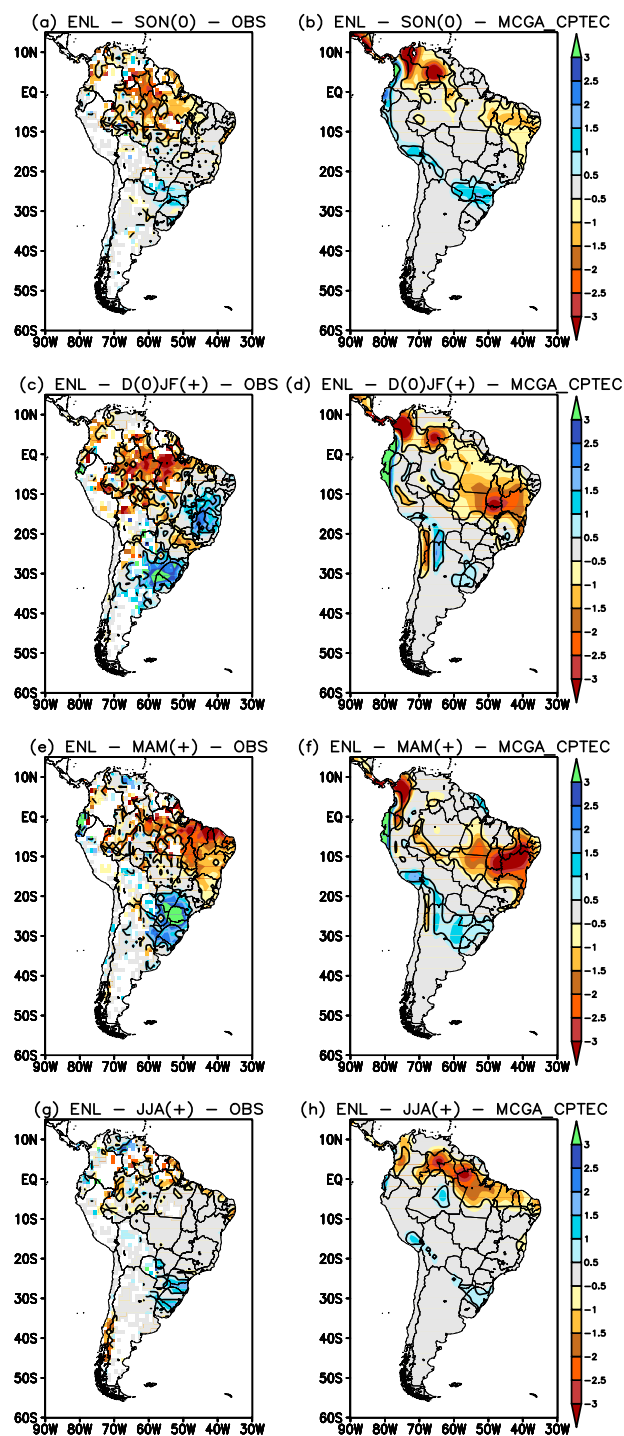


Figura 7.1: Compostos das anomalias de precipitação (mm/dia) durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de ENL. As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,50 (-0,50) mm/dia e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

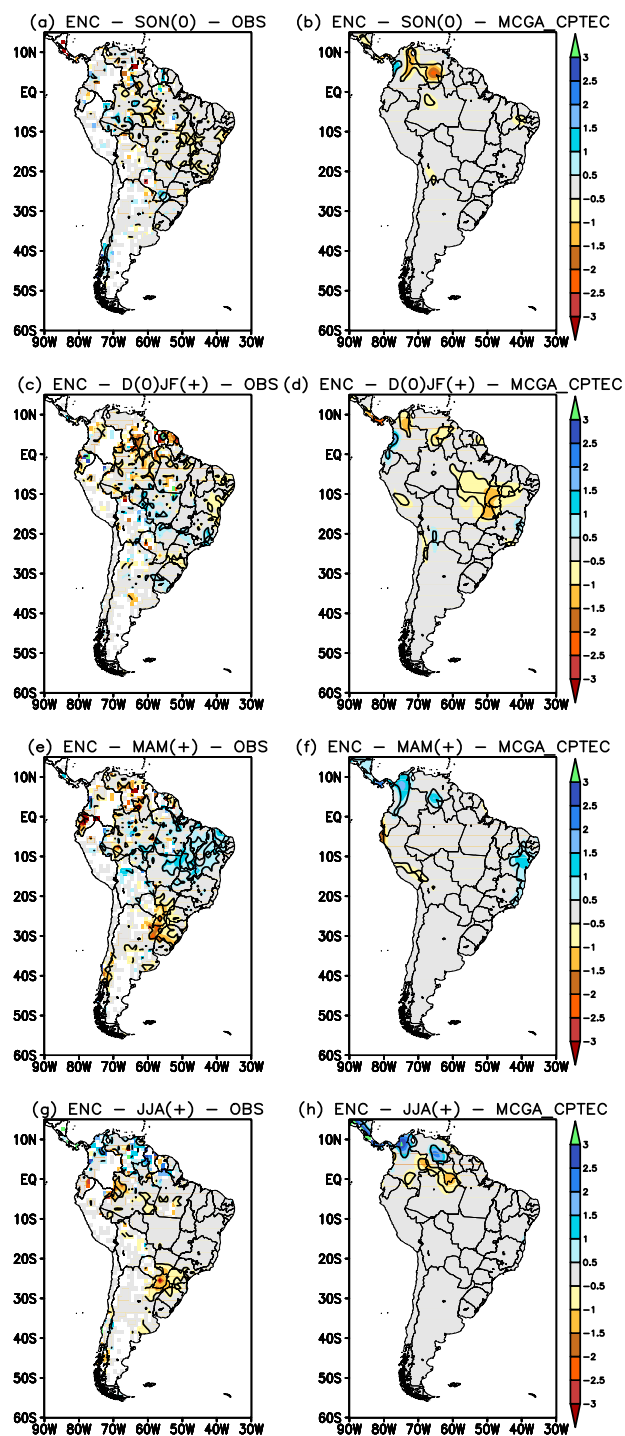


Figura 7.2: Idem à Figura 7.1, para a categoria ENC.

7.2.1.2. La Niña

Estudos anteriores citam que os compostos de precipitação durante LN (neste caso LNL) seriam opostos ao que ocorre em EN (nesse caso ENL) (ROPELEWSKI; HALPERT, 1989; GRIMM, 2004), ou seja, o esperado seria aumento da precipitação no norte/nordeste do continente e diminuição no sudeste, embora este padrão seja parcialmente alterado em D(0)JF(+), segundo Grimm (2003; 2004). Esse padrão é verificado em SON(+) e MAM(+) nos dados observados. Os compostos de anomalias de precipitação para os dados do modelo mostram reprodução parcial dos impactos observados em SON (0), no Sul e Centro-Oeste do Brasil, e em D(0)JF(+) no noroeste e nordeste do continente. Contudo, durante D(0)JF(+) o modelo mostra aumento de precipitação sobre a região central do continente, enquanto nas observações há diminuição. Uma notável diferença em relação às observações ocorre em MAM(+), no Nordeste do Brasil, onde o modelo apresenta anomalias negativas e as observações mostram anomalias positivas, e no Sul, onde o modelo não reproduz as anomalias negativas.

Os padrões apresentados nos compostos observados durante LNC são razoavelmente semelhantes aos de LNL, principalmente em SON(0), D(0)JF(+) e MAM(+), embora haja algumas diferenças de intensidade e alguns deslocamentos. Nos resultados do modelo, nota-se forte aumento da precipitação nas regiões norte e nordeste do continente em D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), enquanto sobre o sudeste do continente não há sinal significativo.

Como o principal objetivo desse estudo é saber qual é a diferença nos padrões de precipitação entre ENOS Leste e Central, além de comparar os resultados do modelo com os observados, também é importante comparar como o modelo se comporta com ATSM no Pacífico leste ou central. No caso de LN, nota-se inversão de sinal no leste do continente durante D(0)JF(+) e MAM(+) e no norte/nordeste do continente durante JJA(+), mostrando o quão importante é saber onde estão as máximas anomalias de TSM no Pacífico equatorial.

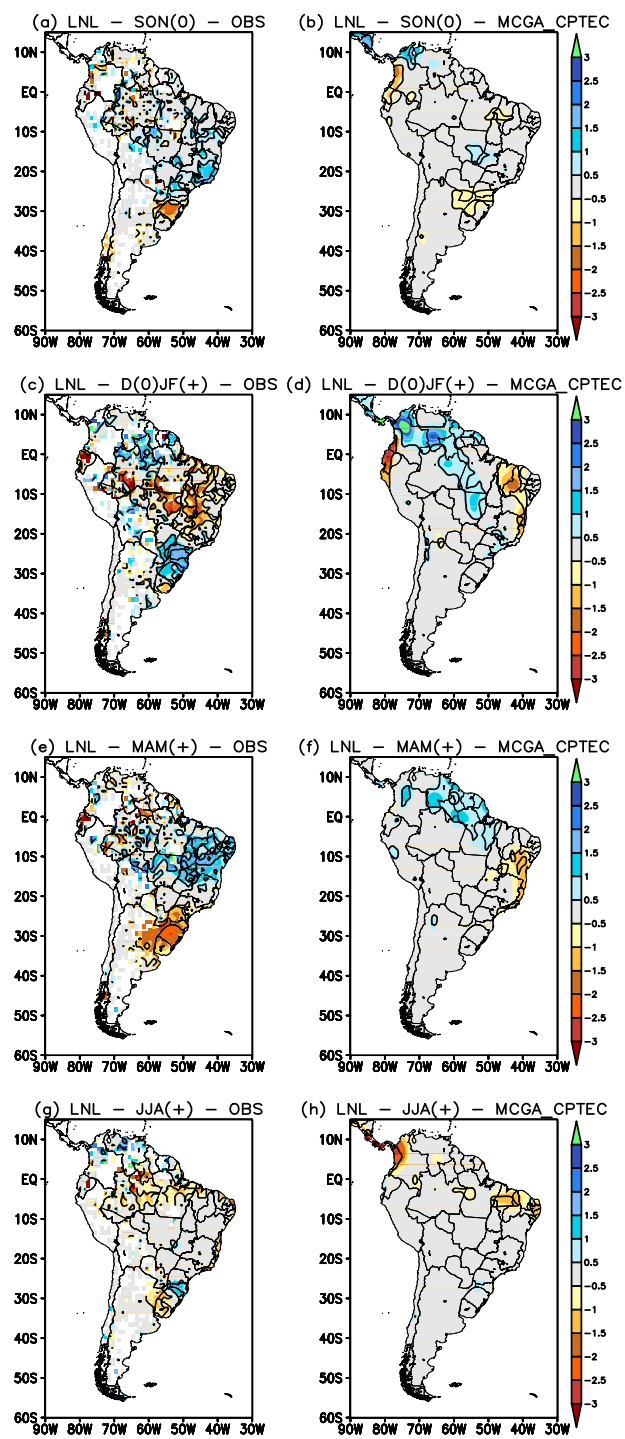


Figura 7.3: Idem à Figura 7.1, para a categoria LNL.

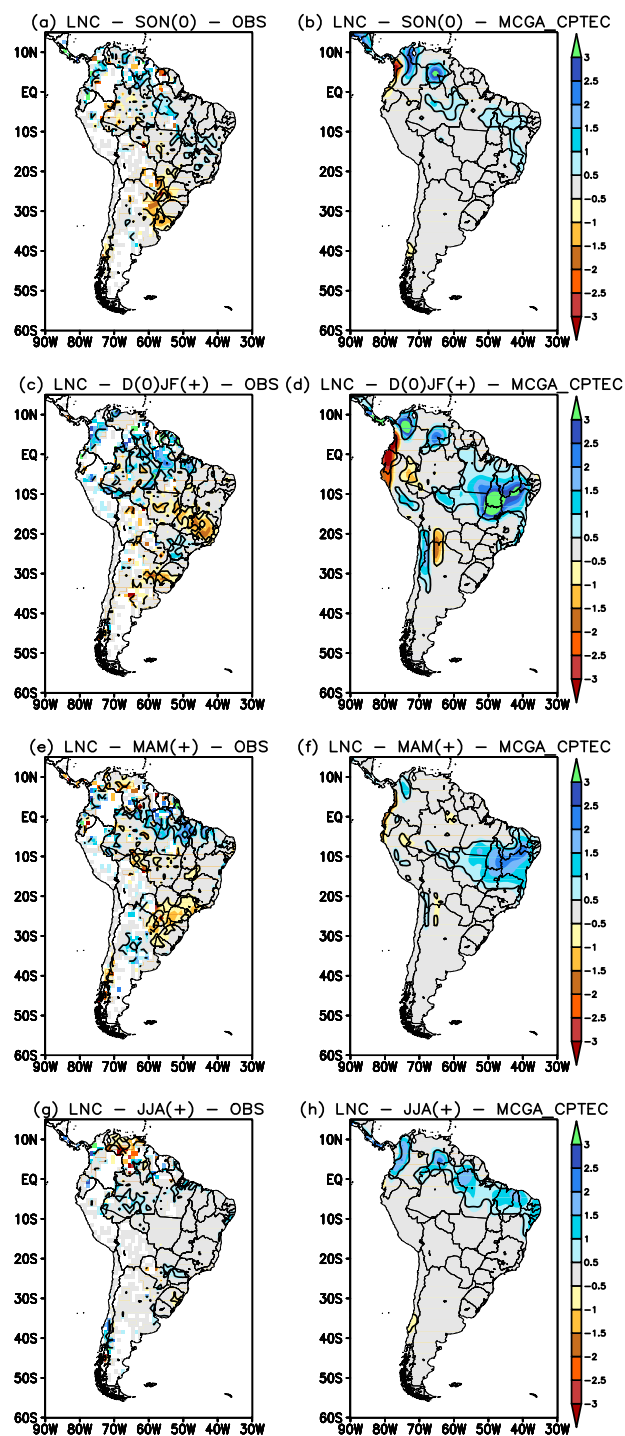


Figura 7.4: Idem à Figura 7.1, para a categoria LNC.

7.2.2. Compostos dos campos atmosféricos

Nos capítulos anteriores foram apresentados os compostos do fluxo de umidade e sua divergência, porém não foi possível fazer o cálculo dessas variáveis para os dados do modelo. Logo, estes compostos não serão apresentados nesse capítulo.

7.2.2.1. Anomalia média da velocidade vertical ômega entre 5°N e 5°S

Nota-se que uma das principais diferenças entre os campos do modelo e os observados ocorre sobre o continente sul americano, devido ao truncamento espectral nos MCGAs, que não consegue representar características descontínuas, gerando uma oscilação de Gibbs (NAVARRA *et al.*, 1994). Um dos efeitos dessa oscilação é alterar a representação de campos atmosféricos próximos à cadeias de montanhas, como é o caso da Cordilheira dos Andes.

- **El Niño**

Os compostos de ENL (Figura 7.5) mostram movimento ascendente sobre o Pacífico central-leste, coerente com as anomalias positivas de TSM nessa região, e movimentos descendentes a leste e a oeste dessa região, em SON(0), D(0)JF(+) e MAM(+), tanto nas observações como na simulação. Para JJA(+), o movimento ascendente está confinado mais a leste na observação; na simulação, o movimento descendente também está mais deslocado para leste, lembrando que nesta estação o padrão EN já está descaracterizado nas ATSM. Sobre a América do Sul (de 80°W até 35°W) há movimento descendente a leste de 70°W, o que é coerente com a diminuição da precipitação nessa região, lembrando que esses resultados são uma média entre 5°N e 5°S.

Nos anos de ENC há movimento ascendente em torno da Linha de Data (180°) durante SON(0) e D(0)JF(+), tanto nos compostos observados como nos do modelo, e em MAM(+) somente nos compostos observados, coerentemente

com as anomalias positivas de TSM nessa região. Nos mapas de TSM há anomalias negativas de TSM no Pacífico leste, durante MAM(+) e JJA(+) e isso é refletido para a atmosfera, que apresenta movimento descendente sobre essa região nos campos observados e da simulação. As anomalias da velocidade vertical ω são muito fracas sobre o continente e isso se reflete nos compostos das anomalias de precipitação, os quais tem anomalias fracas sobre a região norte do continente.

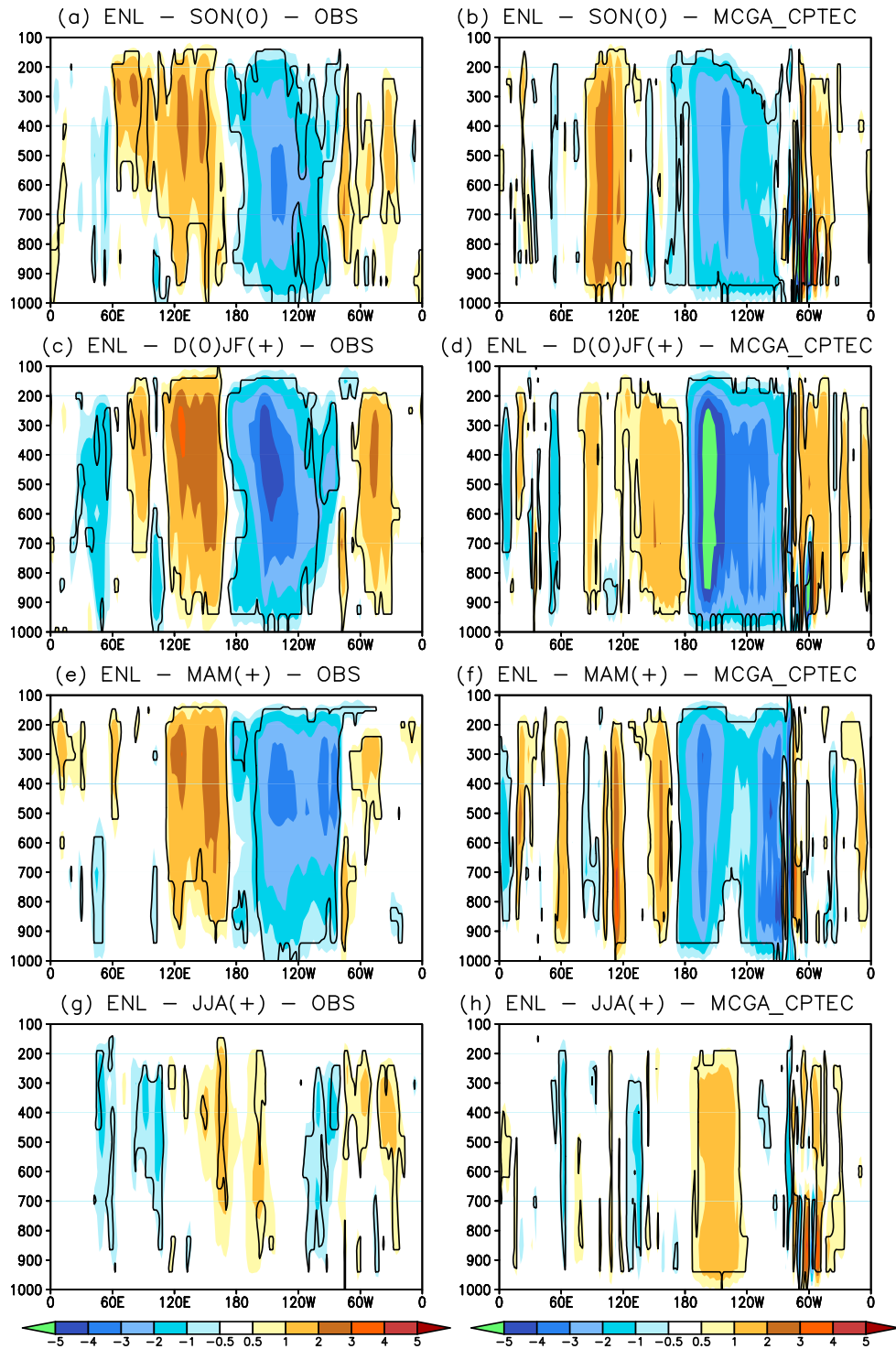


Figura 7.5: Compostos da anomalia média, entre 5°N e 5°S, da velocidade vertical ômega (10^{-2} Pa/s) durante as estações de SON(0) (1ª linha), D(0)JF(+) (2ª), MAM(+) (3ª) e JJA(+) (4ª) de ENL. As regiões com anomalias positivas (negativas) acima (abaixo) de 0,5 (-0,5) 10^{-2} Pa/s e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas cinzas.

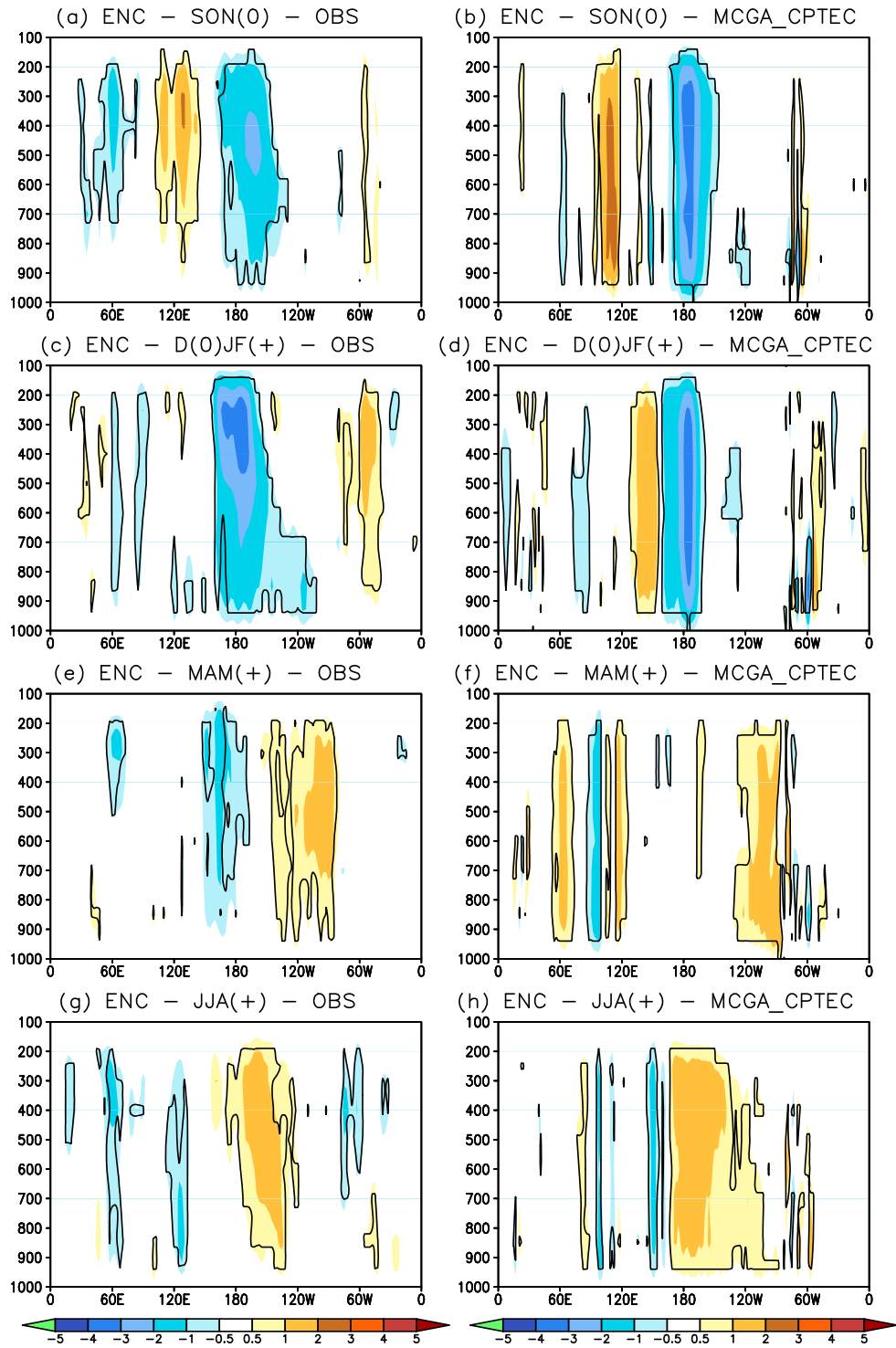


Figura 7.6: Idem à Figura 7.5, para a categoria ENC.

- **La Niña**

Os campos de TSM durante LNL mostram fortes anomalias negativas até D(0)JF(+), sendo que em JJA(+) elas são positivas (não significativas) na região de estudo. Isso é refletido para a atmosfera e, conseqüentemente, para os compostos observados e simulados da velocidade vertical ω (Figura 7.7). Durante SON(0) e D(0)JF(+) há movimento descendente em todo Pacífico central-leste, mais forte sobre a Linha de Data, com movimento ascendente a oeste; em MAM(+) esse movimento é enfraquecido, principalmente nos dados do modelo; e em JJA(+) esse movimento é o inverso das estações anteriores – movimento ascendente sobre o Pacífico central-leste e descendente sobre o Pacífico oeste, nos campos observados e simulados. Sobre o continente sul-americano, as estações mais afetadas são SON(0), D(0)JF(+) e MAM(+), nas observações e apenas D(0)JF(+) e MAM(+) no modelo. Durante D(0)JF(+), há movimento ascendente (dados do modelo) em torno de 60°W , o que pode colaborar para a ocorrência de chuva no norte da Bacia Amazônica. Durante MAM(+), há diferença no sinal da precipitação no norte da Amazônia, entre os dados do modelo e o observado, e uma das explicações está nos compostos da velocidade vertical ω média (entre 5°N e 5°S): enquanto nas observações se nota um movimento descendente próximo à 60°W (que causa diminuição de chuva, na região entre 5°N e 5°S), no modelo há até movimento ascendente (causando aumento da chuva, na mesma região).

A Figura 7.8 mostra os compostos da anomalia média da velocidade vertical ω entre 5°N e 5°S para os anos de LNC. Neles, é possível observar a ocorrência de movimento descendente sobre o Pacífico central-leste, com os valores mais fortes próximo à Linha de Data, e movimentos ascendentes a leste e a oeste dessa região. Exatamente sobre a América do Sul há algumas discrepâncias entre os compostos do modelo e das observações, o que também causa algumas diferenças nos compostos de precipitação, como é o caso do norte da bacia amazônica em MAM(+).

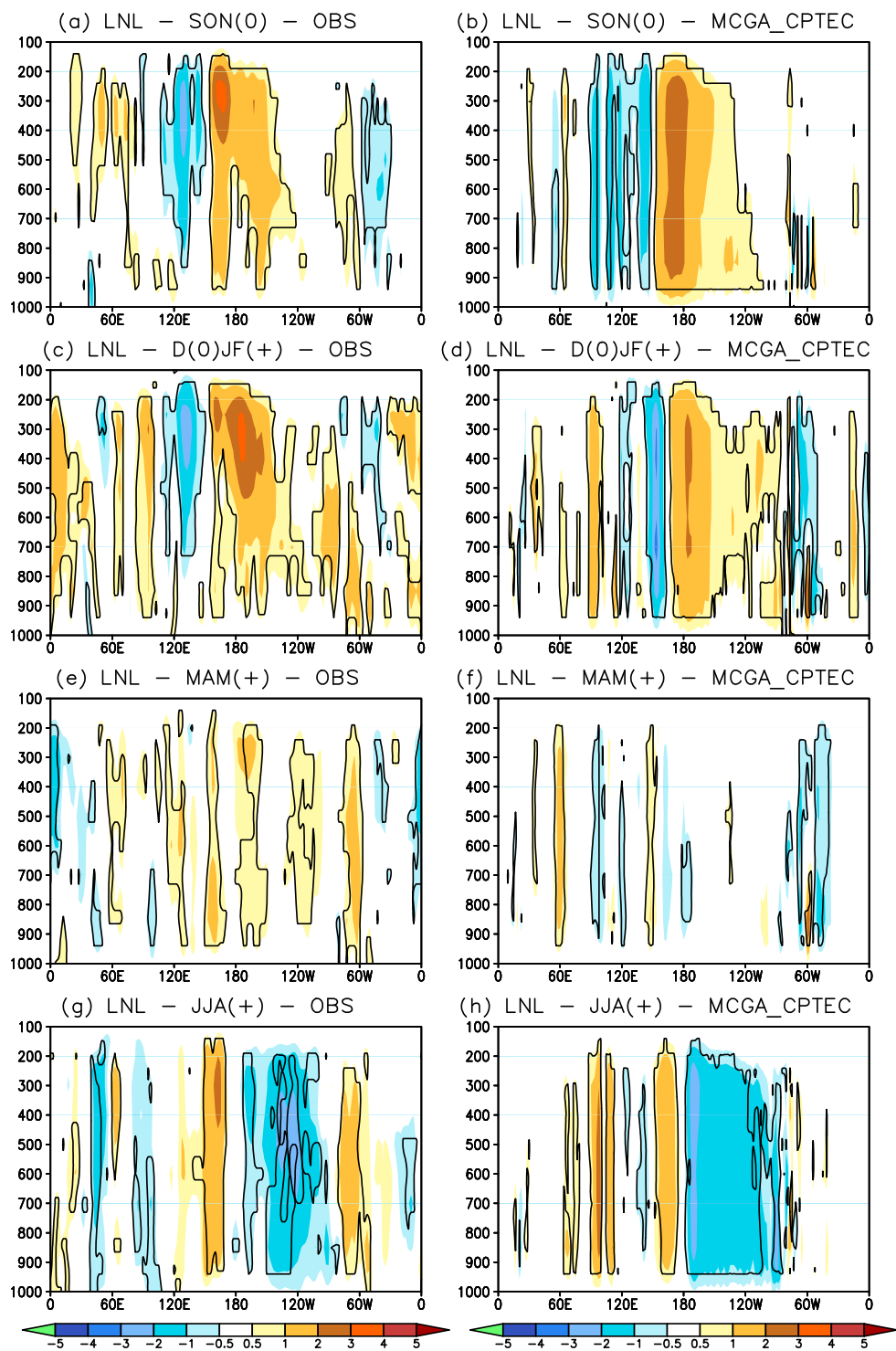


Figura 7.7: Idem à Figura 7.5, para a categoria LNL.

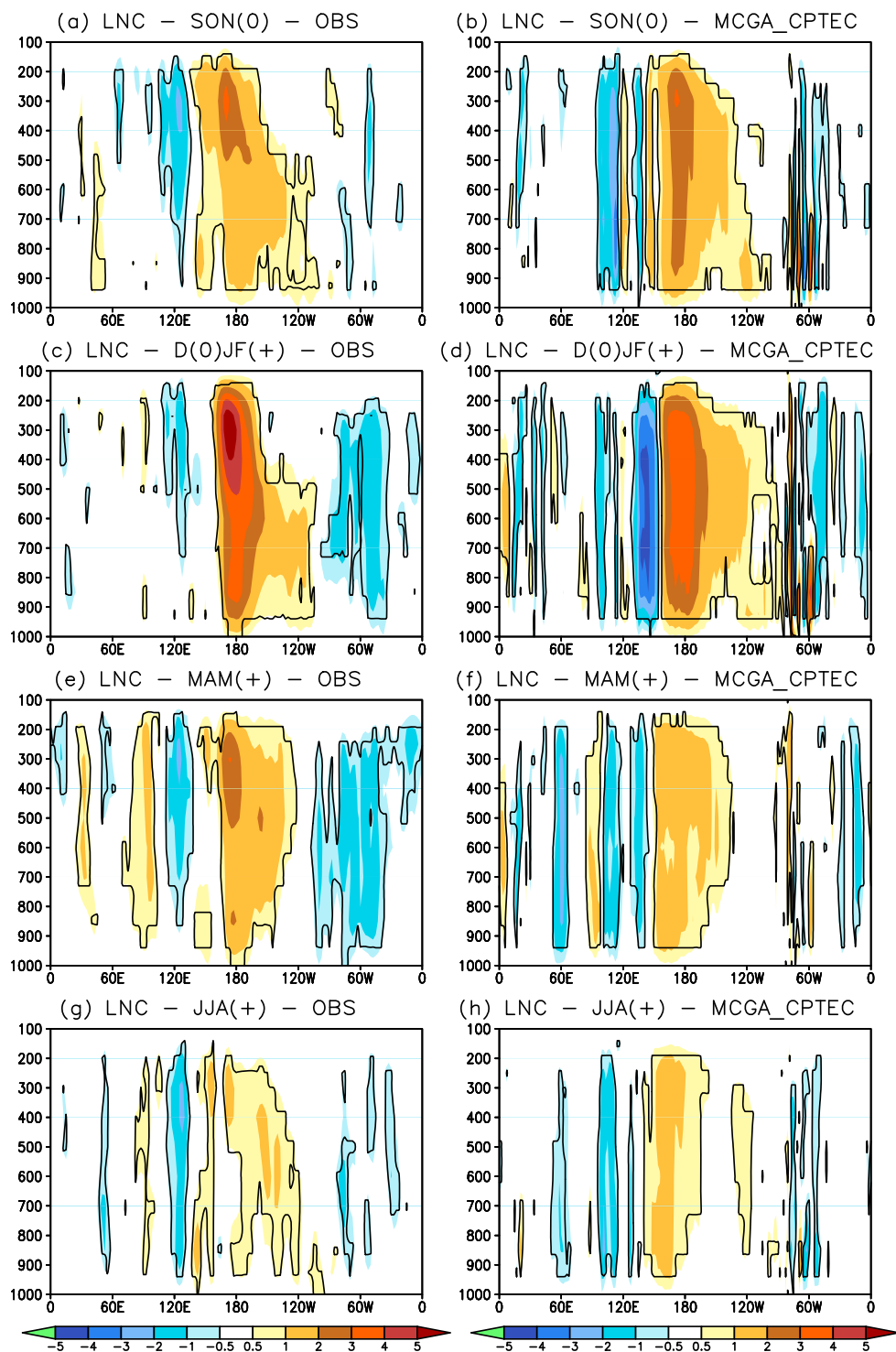


Figura 7.8: Idem à Figura 7.5, para a categoria LNC.

7.2.2.2. Anomalia do escoamento em 200hPa

Os compostos das anomalias do escoamento são analisados principalmente para explicar a ocorrência de precipitação no sul e sudeste da América do Sul. Como a intenção deste capítulo é avaliar as simulações do modelo e como a única categoria que mostra anomalias de precipitação nessa região é ENL, apenas esta será analisada. A Figura 7.9 mostra os compostos de anomalias de escoamento em 200hPa durante os anos ENL, nos dados observados (reanálise do NCEP-NCAR, KALNAY *et al.*, 1996) e nos dados do MCGA do CPTEC/INPE. Ao avaliar a região do Pacífico equatorial nota-se um par de anticiclones ladeando o equador entre 180° e 120°W de SON(0) até MAM(+), tanto nos dados observados como nos do modelo, em resposta à fonte de calor anômala presente nesta região (GILL, 1980). O composto de TSM mostra que em JJA(+) há uma anomalia negativa sobre essa região, e por isso há um par de ciclones em altos níveis sobre essa região.

A perturbação atmosférica sobre o equador gera trens de onda, que chegam ao continente sul americano, afetando a precipitação. É possível verificar uma circulação ciclônica a sudoeste da região sudeste da América do Sul e uma circulação anticiclônica sobre esta região ou a leste dela, tanto nos compostos do modelo como nas observações, durante SON(0) e D(0)JF(+). Esse padrão favorece movimentos ascendentes entre o cavado e a crista, além de fortalecer o jato subtropical e, conseqüentemente, aumentar a precipitação sobre o sudeste da América do Sul. A intensificação dos sistemas sinóticos que chegam à região e a intensificação do jato subtropical, que inibe a propagação dos sistemas para norte, provoca um aumento de precipitação durante essas estações nos dois compostos. Em MAM(+) e JJA(+), embora as circulações anômalas não estejam exatamente nas mesmas posições, entre o composto observado e simulado, o jato é intensificado nos dois compostos.

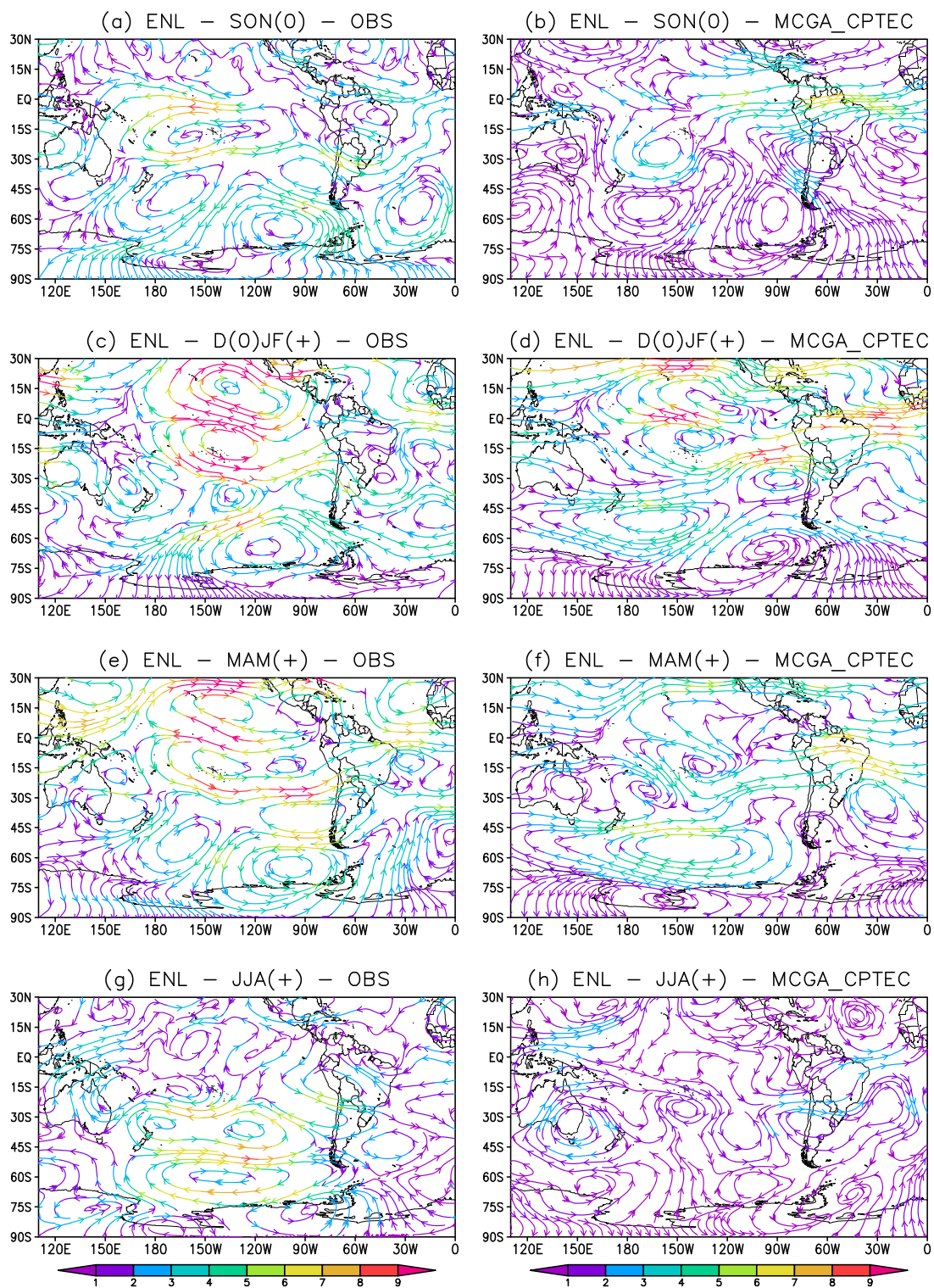


Figura 7.9: Compostos das anomalias de escoamento em 200hPa, durante SON(0), D(0)JF(+), MAM(+) e JJA(+), de ENL.

7.2.3. Impactos de ENOS Central e Leste nos eventos extremos de precipitação sobre a América do Sul

Como o período utilizado neste capítulo é diferente dos períodos dos outros capítulos, é interessante verificar os compostos observados a respeito de alguma discrepância devida à mudança de período. Ao comparar a primeira coluna das Figuras 7.10 a 7.13 com as Figuras 5.14 e 5.15 nota-se que de maneira geral os compostos representam os mesmos padrões, mas com algumas exceções: D(0)JF(+) em ENL e MAM(+) em LNL, quando na região centro-leste do continente há, respectivamente fraca variação e diminuição de eventos extremos no período anterior e agora há forte aumento.

7.2.3.1. El Niño

Os compostos da diferença da frequência de eventos extremos entre ENL e Normais (Figura 7.10) mostram que os padrões simulados pelo modelo tem semelhanças com aqueles observados na natureza: aumento de eventos extremos no sudeste do continente e diminuição no norte/nordeste. Porém, em alguns casos, o modelo não consegue reproduzir o que foi observado, como é o caso da região centro-leste durante D(0)JF(+). Neste caso, o modelo mostra diminuição de eventos extremos onde na verdade houve um aumento.

A Figura 7.11 mostra os resultados para os anos ENC e, diferentemente dos compostos de precipitação, os compostos da diferença de eventos extremos entre ENC e Normais mostram padrões fortes, que ocupam grandes áreas do continente, embora de forma esparsa em relação a ENL (pelo menos para SON(0) e D(0)JF(+)). Alguns padrões são muito bem simulados pelo modelo, como é o caso do aumento (diminuição) de eventos extremos no sudeste (nordeste) do continente durante SON(0) e o aumento desses eventos no nordeste do continente durante MAM(+) e JJA(+). A região central do continente normalmente não tem o impacto nos eventos extremos bem simulado. Uma das maiores diferenças entre ENL e ENC, que é o impacto no Nordeste do Brasil em MAM(+), é razoavelmente reproduzida pelo modelo.

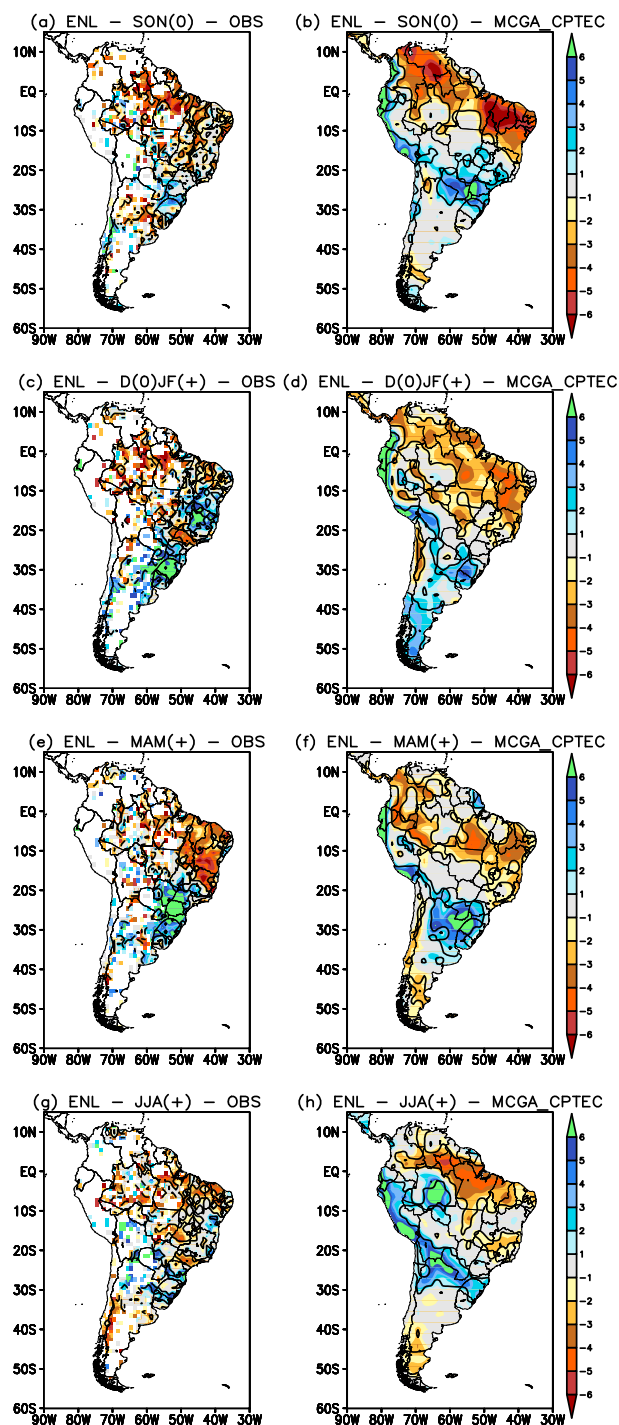


Figura 7.10: Diferença na frequência de eventos extremos de precipitação em relação a anos Normais para ENL, durante SON(0) (1ª linha), D(0)JF(+) (2ª linha), MAM(+) (3ª linha) e JJA(+) (4ª linha). As regiões com diferenças positivas (negativas) acima (abaixo) de 1,0 (-1,0) evento extremo e com nível de confiança maior que 90% estão demarcadas pelas linhas pretas.

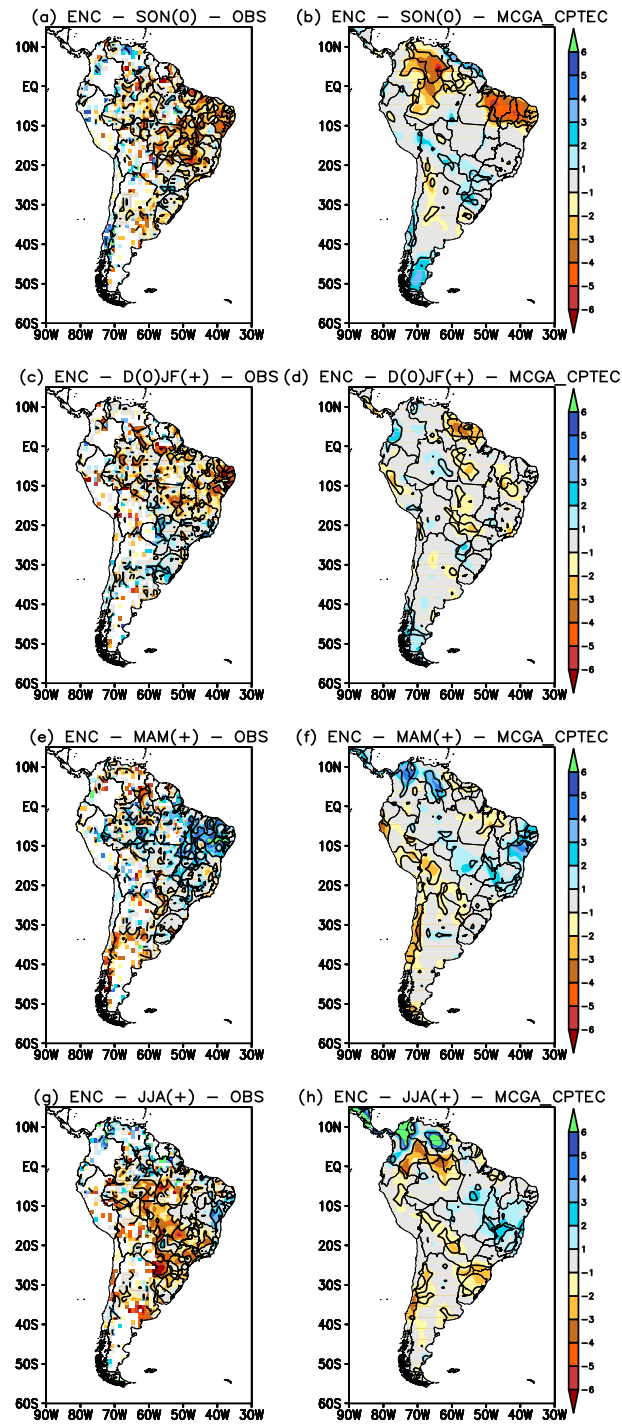


Figura 7.11: Idem à Figura 7.10, para a categoria ENC.

7.2.3.2. La Niña

Assim como nos compostos de anomalias de precipitação, os compostos de diferenças na frequência de eventos extremos durante LNL não mostram padrões opostos àqueles que ocorrem durante ENL, como mostrado em Grimm e Tedeschi (2009). Durante SON(0) o modelo mostra diminuição de eventos extremos durante LNL, quando comparado aos anos Normais, nas regiões sul/sudeste e nordeste do continente e aumento destes eventos na região central. Destas regiões, a nordeste não foi bem simulada, pois o composto observado mostra um aumento de eventos extremos nessa região. A estação de D(0)JF(+) mostra forte aumento (diminuição) no número de eventos extremos na região norte (nordeste) do continente, o que de certa forma é bem representada pelo modelo. Contudo, a região central e a região sudeste do continente não tem o impacto observado bem simulado. Os padrões de MAM(+) não são bem representados e os de JJA(+) são, de maneira geral, bem simulados.

Os padrões simulados para LNC mostram exagerado aumento do número de eventos extremos no norte/nordeste do continente e insatisfatória reprodução do impacto observado no sudeste do continente em SON(0) e D(0)JF(+). Em MAM(+) o impacto no nordeste é bem simulado, mas não no centro-leste do continente. Em JJA(+) a simulação é melhor, mas insatisfatória no sudeste do continente.

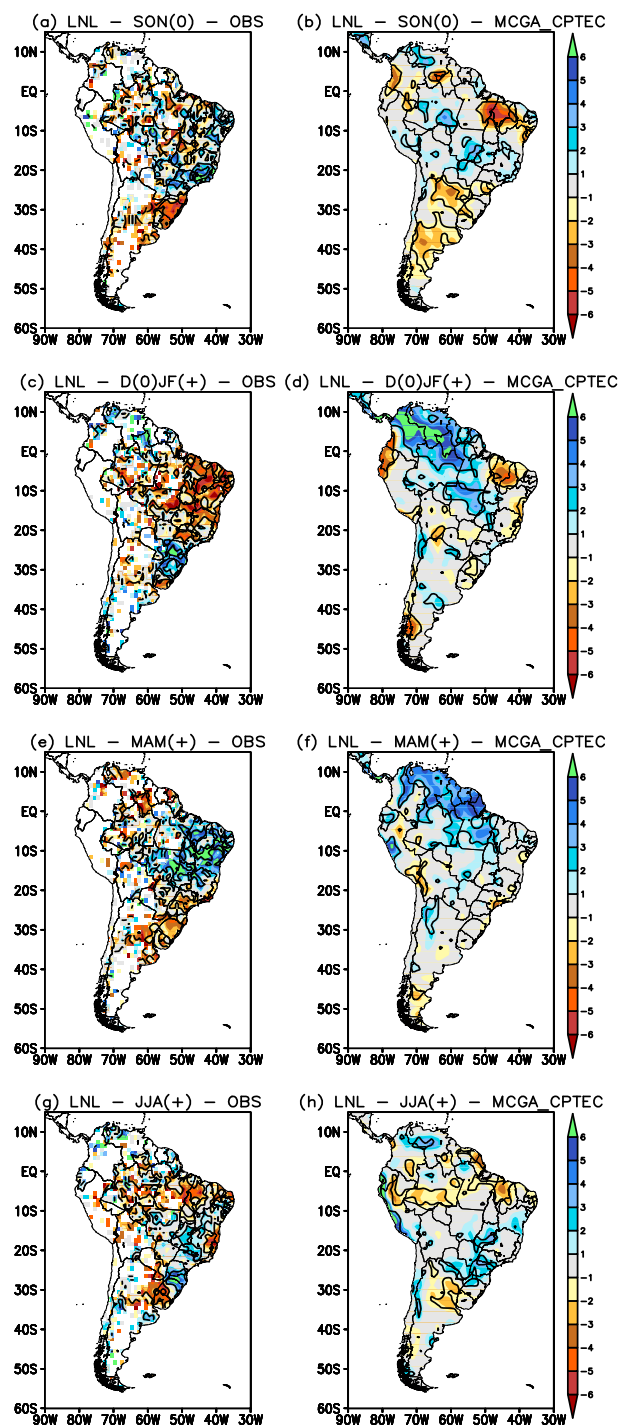


Figura 7.12: Idem à Figura 7.10, para a categoria LNL.

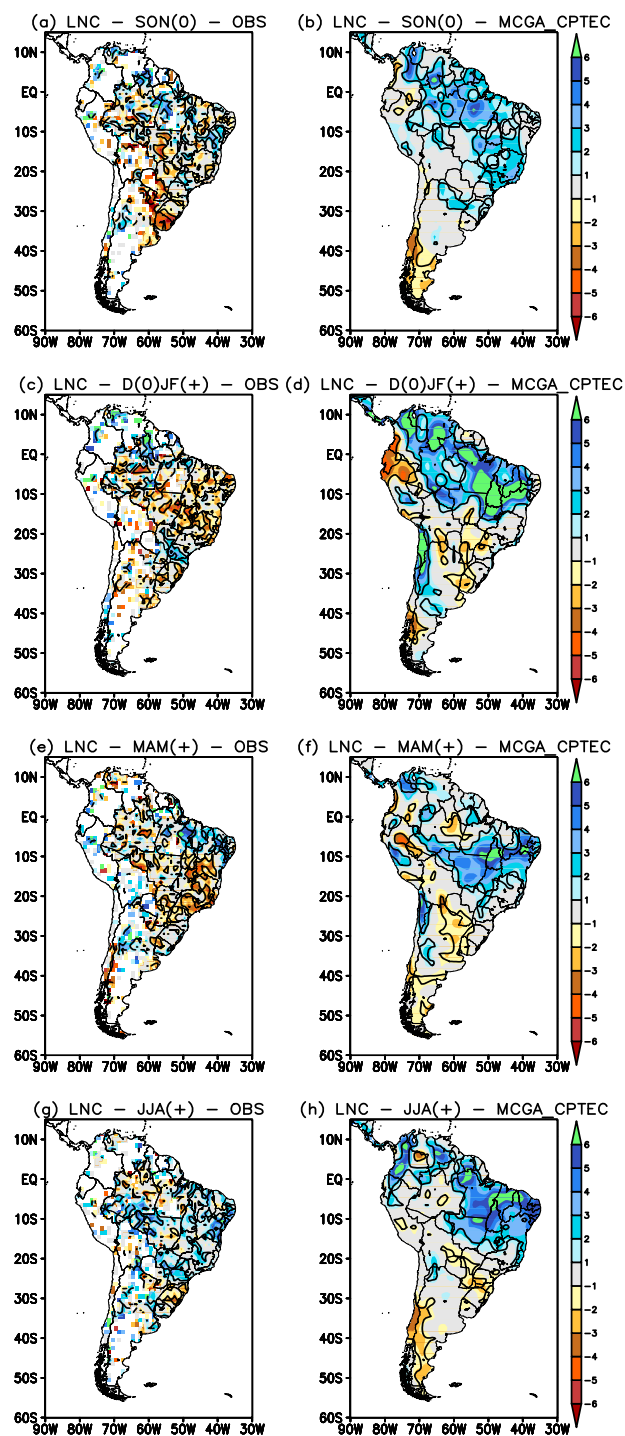


Figura 7.13: Idem à Figura 7.10, para a categoria LNC.

7.3. Experimentos com o MCGA-CPTEC/INPE: anomalias de TSM no Pacífico central e no Pacífico leste

Os experimentos realizados com o MCGA do CPTEC/INPE utilizaram anomalias no Pacífico central e leste, mas estas não podem ser caracterizadas como ENOS, pois as ATSM que ocorrem nesses eventos tem como característica uma forma elipsoidal (as máximas anomalias ficam próximas ao equador, e com sentido leste-oeste), enquanto as utilizadas nos experimentos tem uma forma quase circular, ou seja, as máximas ATSM não estão somente próximas ao equador (Figura 3.5). Os resultados obtidos pelos experimentos são comparados com os obtidos pela simulação com a TSM climatológica em todos os oceanos (Controle) para os anos ENOS. O experimento Controle pode ser considerado como uma climatologia, já que foi obtido através da TSM climatológica e suas condições iniciais foram retiradas de um ano em que não havia a ocorrência de um episódio ENOS.

Os compostos de fluxo de umidade não serão apresentados, pois não foi possível calcular essa variável. Os compostos de escoamento em 200hPa não mostram nenhum resultado relevante, e por esse motivo também não serão apresentados.

7.3.1. Campos de precipitação

A Figura 7.14 mostra os mapas da diferença na precipitação entre o experimento Central e a simulação Controle (1ª coluna), o experimento Leste e a rodada Controle (2ª) e entre os dois experimentos (3ª). A estação de JJA(+) não é apresentada, pois é nesta estação que geralmente ocorre a finalização do evento.

O padrão de diferença de precipitação durante SON(0) mostra que as anomalias no setor leste não tiveram impacto na precipitação, enquanto no experimento Central há aumento da precipitação no Sul e Sudeste do Brasil e diminuição no extremo norte e nordeste do continente. A estação de D(0)JF(+)

mostra diminuição da precipitação na região centro-leste do continente nos dois experimentos, indicando influência das ATSMs nas duas regiões do Pacífico na precipitação da ZCAS. Em MAM(+) há redução da precipitação na região do semiárido do NE também nos dois experimentos, mas aumento no norte do Nordeste. Nas duas estações anteriores a redução de precipitação é mais forte no experimento Central, em que também há maior aumento de precipitação no SE da América do Sul.

Há alguns aspectos interessantes a ressaltar nesses resultados. As anomalias de precipitação obtidas no experimento Leste foram sempre mais fracas do que as obtidas no experimento Central (Figura 7.14), o que é o oposto as anomalias observadas e da simulação climática do MCGA-CPTEC/INPE para eventos ENL e ENC (Figuras 7.1 e 7.2). As anomalias obtidas dos experimentos são muito mais parecidas entre si (Figura 7.14) do que as anomalias obtidas para eventos ENL e ENC das observações e da simulação climática do MCGA-CPTEC/INPE.

As anomalias do experimento Leste têm semelhança com aquelas obtidas da simulação climática do MCGA-CPTEC/INPE para eventos ENL (assim como também as anomalias obtidas do experimento Central), mas as anomalias obtidas do experimento Central não têm semelhança com aquelas obtidas da simulação climática do MCGA-CPTEC/INPE para eventos ENC (comparar Figuras 7.14 com 7.1 e 7.2). Sendo assim, as anomalias nos experimentos não reproduzem as diferenças entre os impactos observados de ENC e ENL. Por exemplo, em SON(0) a diferença é negativa no norte da Região Sul e sul da Região Sudeste, ao contrário da diferença mostrada pelos experimentos (Figuras 7.1 e 7.2 comparadas com a 7.14). Em D(0)JF(+) esta diferença seria positiva no Centro-Leste do Brasil e negativa no Sul do Brasil, ao contrário do que mostram os experimentos (Figura 7.14). Em MAM(+) a diferença obtida nos experimentos é coerente com aquela obtida na análise observacional apenas no norte do Nordeste, mas não no Centro e Sul do Brasil.

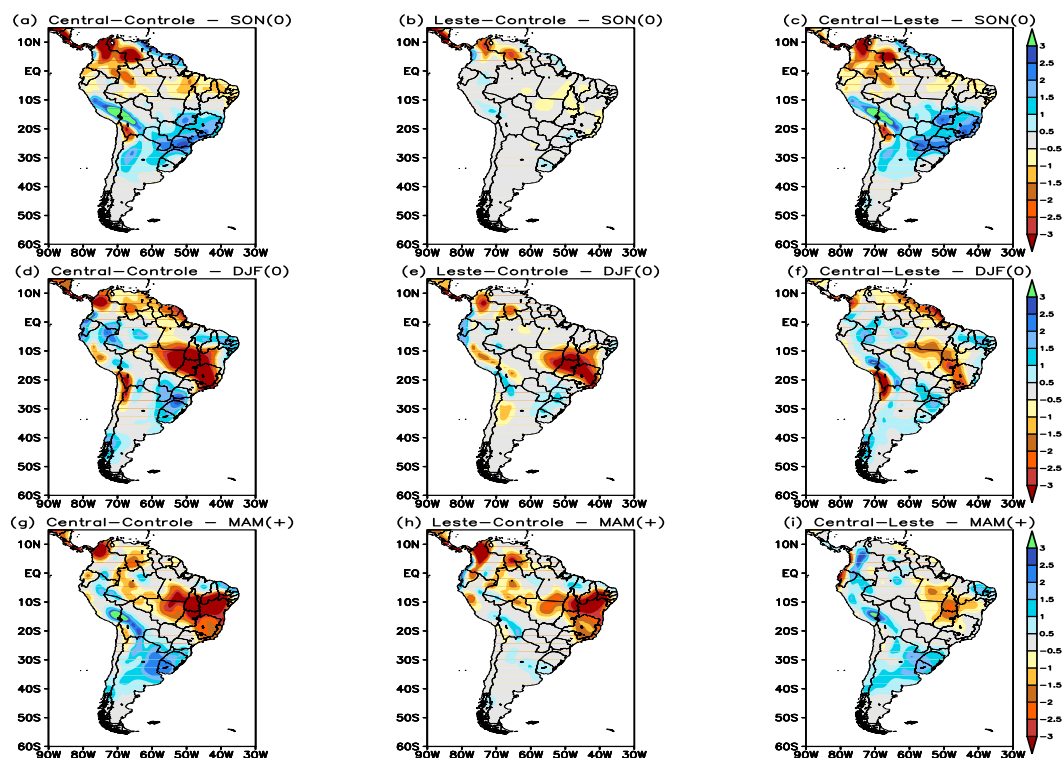


Figura 7.14: Diferença das anomalias de precipitação, durante SON(0), D(0)JF(+) e MAM(+), entre Central e Controle (1ª coluna), Leste e Controle (2ª) e Central e Leste (3ª).

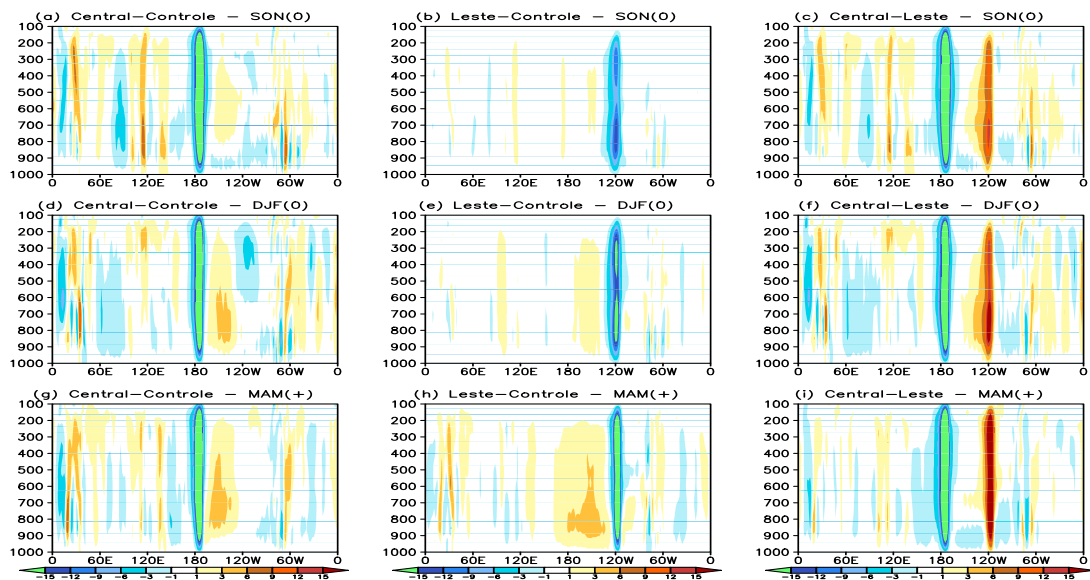
7.3.2. Campos atmosféricos

7.3.2.1. Anomalia média da velocidade vertical ômega entre 5°N e 5°S

Ao analisar os mapas da velocidade vertical ômega, média entre 5°N e 5°S, nota-se que os padrões da diferença entre o experimento Central e a rodada Controle (Figura 7.15, 1ª coluna) são mais fortes do que os padrões da diferença entre o experimento Leste e a rodada Controle (Figura 7.15, 2ª coluna) e que o movimento ascendente se desloca de longitudes mais a oeste

(experimento central) para longitudes a leste (experimento leste). Se os padrões da velocidade vertical ω são mais fortes no experimento Central, eles causam uma anomalia de precipitação no norte da América do Sul mais forte do que no experimento Leste.

Os mapas do experimento Central mostram que, quando comparado ao Controle, há um movimento descendente próximo a 60°W (sobre a América do Sul), o que implicaria em deficiência de precipitação nessa região. Por outro lado, no experimento Leste os valores da velocidade vertical ω são mais próximos aos obtidos na rodada Controle e por isso a precipitação é menos afetada sobre o norte do continente do que no experimento Central.



| Figura 7.15: Diferença das anomalias [da](#) velocidade vertical ω média entre 5°N e 5°S, durante SON(0), D(0)JF(+) e MAM(+), entre Central e Controle (1ª coluna), Leste e Controle (2ª) e Central e Leste (3ª).

7.3.3. Impactos dos experimentos Central e Leste nos eventos extremos de precipitação sobre a América do Sul

A Figura 7.16 mostra a diferença na ocorrência de eventos extremos entre o experimento Central e a rodada Controle (1^a coluna), experimento Leste e rodada Controle (2^a) e entre os dois experimentos (3^a). Os resultados mostram que, assim como nos mapas de precipitação, os campos com maiores diferenças ocorrem no experimento Central, mas os padrões são semelhantes para os experimentos Central e Leste. Os padrões seguem aproximadamente os das anomalias de precipitação e sua diferença tem pouca semelhança com a diferença dos impactos observados de ENL e ENC (comparar a Figura 7.16 com as Figuras 7.10 e 7.11, além da Figura 5.14).

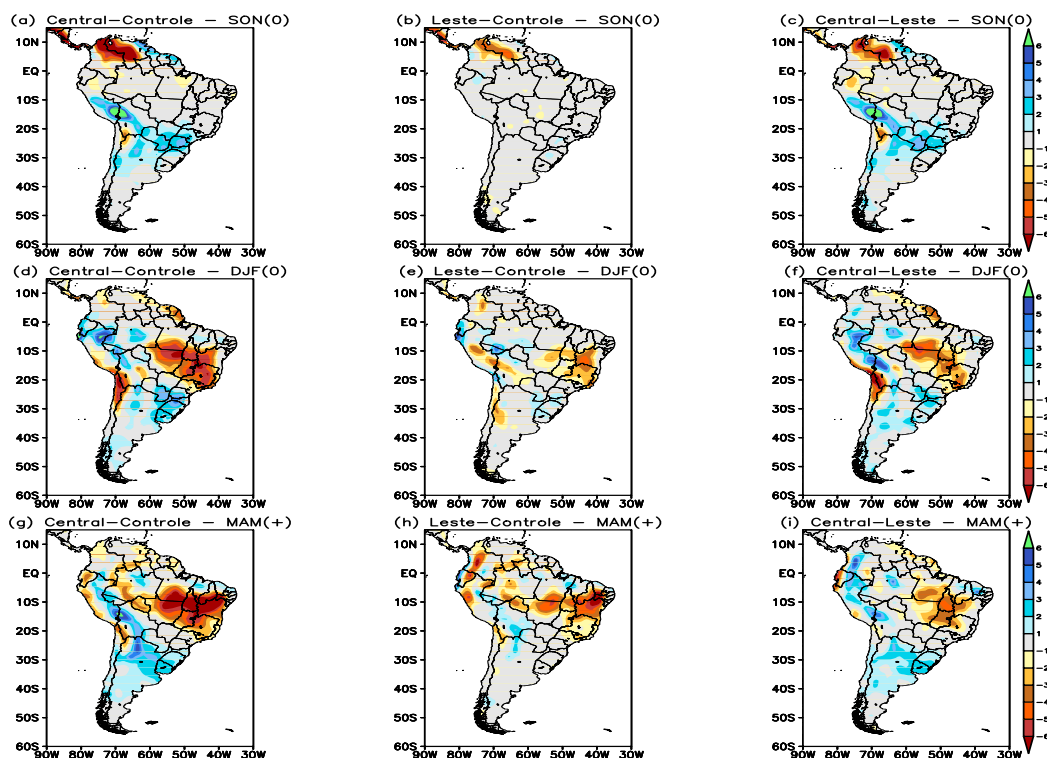


Figura 7.16: Diferença nas frequências de eventos extremos de precipitação, durante SON(0), D(0)JF(+) e MAM(+), entre Central e Controle (1ª coluna), Leste e Controle (2ª) e Central e Leste (3ª).

7.4. Sumário

Neste capítulo foi usado um conjunto de dados de TSM diferente dos outros capítulos, mas isso não afetou os principais padrões: máximas ATSMs no Pacífico central em anos de ENOS Central (positiva no ENC e negativa na LNC) e no Pacífico leste em anos de ENOS Leste (positiva em ENL e negativa em LNL).

A análise dos campos de precipitação mostra que há boa simulação na categoria de ENL, mostrando aumento da precipitação no sudeste do continente e diminuição no norte. Nas demais categorias, o modelo não simula nenhuma anomalia na região sudeste do continente, com exceção de LNL durante SON(0).

Ao comparar os resultados dos ENOS Leste com o Central, nota-se uma inversão de sinal no leste do continente em MAM(+) na categoria de EN, tanto no composto observado quanto no simulado. Na categoria de LN ocorre inversão de sinal no leste do continente durante D(0)JF(+) e MAM(+) nos compostos simulados e no norte/nordeste do continente durante JJA(+), tanto nos compostos simulados quanto nos observados. Assim, ressalta-se a importância de se estudar esses dois eventos separadamente.

Os padrões de eventos extremos de precipitação são bem simulados para as regiões sudeste e norte/nordeste do continente, com algumas exceções, como é o caso do sudeste em episódios ENC, nordeste em SON(0) e sudeste em D(0)JF(+) de LNL, sudeste em SON(0) e D(0)JF(+) e nordeste de D(0)JF(+) de LNC. Entretanto, na região central do continente, dificilmente o modelo consegue reproduzir o padrão observado.

Os compostos da velocidade vertical ômega, média entre 5°N e 5°S, tem os campos bem simulados pelo modelo, com exceção da região sobre a América do Sul, que sofre o efeito Gibbs (NAVARRA *et al.*, 1994). Apesar disso algumas

regiões possuem uma boa simulação da velocidade vertical ômega, e nessas regiões a precipitação sobre o norte do continente também é bem simulada.

Os compostos do escoamento atmosférico durante ENOS Leste e Central mostram que o MCGA-CPTEC/INPE tem dificuldade em reproduzir os padrões observados sobre o sudeste do continente sul americano, e portanto não representam bem a precipitação sobre essa região. Uma exceção a essa afirmação são os compostos de ENL, nos quais onde há boa simulação do escoamento e, conseqüentemente, do padrão de precipitação que acontece nessa região.

A realização dos experimentos mostra que, da maneira como foram realizados, diferentes localizações da anomalia positiva de TSM no Pacífico geram o mesmo padrão de anomalia de precipitação para a Região Centro-Leste (semiárido do Nordeste) do Brasil – diminuição de precipitação – em D(0)JF(+) (MAM(+)), com diferença na intensidade dessa anomalia. Na região sudeste do continente, apenas o experimento Central mostra alguma variação (aumento de precipitação) nas três estações. Os compostos de eventos extremos de muita chuva mostram os mesmos padrões dos compostos de precipitação, indicando que a ATSM no Pacífico afeta a quantidade de eventos extremos mensais, e conseqüentemente a chuva mensal dessas áreas.

Os experimentos permitem chegar à conclusão de que são os padrões gerais de ATSM dos casos de EN Central e Leste, ou Canônico e Modoki+A, que levam em conta outras anomalias no Pacífico, que causam as diferenças nos impactos da precipitação e dos eventos extremos de precipitação sobre a América do Sul, e não somente o deslocamento da máxima ATSM do Pacífico equatorial leste para o central. Por exemplo, Barros e Silvestre (2002) e Vera *et al.* (2004) já apontaram a importância das ATSM subtropicais do Pacífico Sul para o impacto de episódios ENOS na América do Sul.

8 CONCLUSÕES

Os compostos de campos oceânicos mostram que os padrões de ENOS Canônico (Modoki+A) são muito próximos dos que ocorrem em ENOS Leste (Central). Estes compostos durante episódios ENOS Leste (ou Canônico) mostram um forte padrão de ATSM (positivo durante EN e negativo durante LN) no Pacífico leste, enquanto nos episódios ENOS Central (ou Modoki+A) este padrão encontra-se no Pacífico central. O padrão conhecido como *boomerang* (WANG *et al.*, 2000; JUNENG; TANGANG, 2005) é identificado nos EN que ocorrem no Pacífico leste (ENL e EN Canônico) e nas LN do Pacífico central (LNC e LN Modoki+A).

No modelo HadGEM2-ES, que é um modelo do sistema terrestre, em que há acoplamento com um modelo oceânico, portanto a TSM é resultado de simulação ou projeção. Como os casos de ENOS são selecionados a partir de critérios baseados na ATSM, os padrões dessa variável durante os anos ENOS são bem simulados por esse modelo. Entretanto, nos compostos deste modelo os padrões continuam fortalecidos em JJA(+), enquanto nos dados observados esta é a estação de finalização do evento.

A análise da ATSM na projeção do futuro pelo modelo HadGEM2-ES não mostra muitos episódios ENOS Central (apenas 2 ENC e 3 LNC, somando todos os membros), o que contraria a anunciada tendência do aumento de anos ENOS Central nas últimas décadas (ASHOK *et al.* 2007; WENG *et al.* 2007; LEE; MCPHADEN, 2010) e, conseqüentemente, a tendência de aumento de anos ENOS Central nas análises para o futuro (YEH *et al.*, 2009; NA *et al.*, 2011).

Os padrões de precipitação nos episódios EN Canônico e ENL mostram o mesmo padrão: anomalias opostas entre o norte/nordeste da América do Sul (anomalias negativas de precipitação) e o Sul do Brasil (anomalias positivas de precipitação) nas quatro estações. Esta oposição de anomalias decorre de efeitos opostos das alterações da circulação de Walker no Norte/Nordeste e

das teleconexões trópicos-extratrópicos no Sul. Ao analisar as precipitações nos episódios EN Modoki+A e ENC, nota-se que algumas regiões do continente possuem padrões opostos àqueles que ocorreram nos episódios EN do Pacífico leste. Estas diferenças são mais fortes em MAM(+) (Nordeste e Sul do Brasil), mas também ocorrem em outras estações.

Durante os episódios LN (Central e Leste), os padrões são parecidos entre si – excesso de precipitação no Norte do Brasil em D(0)JF(+) e JJA(+) e no Norte/Nordeste do Brasil em MAM(+), e diminuição em SON(0) no Sul do Brasil e em D(0)JF(+) no Centro-Leste. As principais diferenças ocorrem na intensidade das anomalias. Na comparação de LN Canônica com LN Modoki+A, nota-se que as principais diferenças nos padrões de precipitação ocorrem no Nordeste do Brasil em MAM e na região das ZCAS em SON e DJF.

Os modelos (HadGEM2-ES e MCGA – CPTEC/INPE) conseguem reproduzir bem o padrão dipolo (aumento de precipitação no Sul do Brasil e diminuição no Norte/Nordeste) que ocorre em anos ENL. No caso de LNL, o HadGEM2-ES só representa bem o padrão de MAM(+) e o MCGA – CPTEC/INPE consegue reproduzir o sinal que ocorre na região norte/nordeste, com algum deslocamento, em D(0)JF(+) e JJA(+), e na região sudeste do continente apenas na estação de SON(0).

Os padrões de precipitação nos episódios ENOS Central, tanto EN quanto LN, não são bem representados pelo modelo HadGEM2-ES, principalmente na região central do continente. No MCGA – CPTEC/INPE não há anomalias de precipitação no sudeste do continente durante essas categorias, logo o padrão de precipitação não é bem representado nessa região.

Os compostos de campos atmosféricos de ENOS que ocorrem no Pacífico central (Central ou Modoki+A) mostram padrões diferentes daqueles que ocorrem em ENOS do Pacífico leste (Leste ou Canônico). Os diferentes padrões de ATSM se traduzem em diferentes influências nos padrões de

circulação atmosférica em altos níveis sobre o Pacífico tropical e extratropical sul e sobre a precipitação da América do Sul.

As variações da precipitação na região tropical do continente podem ser explicadas pelas variações da célula de Walker, as quais são vistas nos compostos da velocidade vertical ômega na faixa equatorial. Quando há movimento ascendente (descendente), ou seja, anomalias negativas (positivas) da velocidade vertical ômega, sobre o norte do continente (região entre 5°N e 5°S) há tendência de aumento (diminuição) de precipitação nessa região. O modelo HadGEM2-ES só tem os dados da velocidade vertical ômega do presente disponíveis, e estes mostram padrões bem simulados sobre o Oceano Pacífico em todas as categorias de ENOS, enquanto sobre a América do Sul somente os padrões durante D(0)JF(+) de ENL e MAM(+) de ENL e ENC são bem reproduzidos. O MCGA – CPTEC/INPE mostra também campos da velocidade vertical ômega bem simulados no Oceano Pacífico. Contudo, sobre a América do Sul a topografia da Cordilheira dos Andes ocasiona o efeito Gibbs (NAVARRA *et al.*, 1994), que prejudica a reprodução da velocidade vertical ômega na região da cordilheira. Apesar disso, algumas regiões têm boa simulação das anomalias da velocidade vertical ômega e, conseqüentemente, boa reprodução das anomalias de precipitação que ocorrem no norte do continente.

As variações de precipitação na região sudeste da América do Sul são explicadas pelas anomalias que ocorrem nos trens de onda de Rossby, que são vistos nos campos atmosféricos em altos níveis (escoamento em 200hPa), e também pelas diferenças nos fluxos de umidade sobre a América do Sul. Os compostos de escoamento em 200hPa são bem simulados pelo HadGEM2-ES e, por isto, boa parte dos padrões de precipitação no sudeste do continente também é bem representada pelo modelo. O mesmo não ocorre no MCGA – CPTEC/INPE, onde apenas o padrão dos ENL é bem simulado e, conseqüentemente, apenas essa categoria tem o padrão de precipitação bem simulado no sudeste do continente.

Ao analisar os campos de eventos extremos de precipitação observados, nota-se que eles geralmente têm consistência com o comportamento das precipitações, embora nem sempre um aumento (diminuição) do total de chuva coincida com um aumento (diminuição) na frequência de eventos extremos. Contudo, pode-se observar que as áreas afetadas por variações significativas na frequência de eventos extremos são geralmente mais extensas que as afetadas por variações significativas na precipitação total, em concordância com Grimm e Tedeschi (2009).

Os padrões de eventos extremos de precipitação são bem simulados, pelo MCGA – CPTEC/INPE, nas regiões sudeste e norte/nordeste do continente na maioria das estações. Entretanto, na região central do continente, dificilmente o modelo consegue reproduzir o padrão observado. Ao analisar o modelo HadGEM2-ES, percebe-se que ele consegue simular bem os padrões do ENL e LNC, cometendo algumas falhas na região central do continente. O modelo não consegue simular bem os padrões que ocorrem nas categorias ENC e LNL, com exceção da região sudeste para ENC durante SON(0) e D(0)JF(+).

Os compostos de precipitação e eventos extremos de precipitação nas projeções do futuro, do modelo HadGEM2-ES, mostram que os padrões de ENL e LNL são semelhantes aos que ocorrem no presente, porém frequentemente eles são mais intensos e atingem mais regiões no futuro. Na região nordeste do continente, em MAM(+) durante LNL não há padrão significativo no futuro, enquanto no presente há anomalia positiva de precipitação e um aumento de eventos extremos.

Os experimentos consistiram em inserir ATSM positiva em duas posições diferentes do Pacífico equatorial (central e leste), sobre um campo climatológico de TSM. Anomalias no Pacífico central causam aumento da precipitação na região sudeste do continente em SON(0), D(0)JF(+) e MAM(+). A Região Centro-Leste (semiárido do Nordeste) do Brasil sofre diminuição de precipitação em D(0)JF(+) (MAM(+)) tanto no experimento Central quanto no

Leste, mas no experimento Central as intensidades são maiores. Os padrões de eventos extremos são semelhantes aos apresentados nos compostos de precipitação, indicando que a ATSM no Pacífico afeta a quantidade de eventos extremos mensais, e consequentemente a chuva mensal dessas áreas.

As diferenças nas anomalias de precipitação e nos eventos extremos de precipitação de diferentes categorias ENOS mostram a importância em estudar esses anos separadamente, pois o que acontece em um episódio de ENOS do Pacífico leste (ENOS Leste ou Canônico), não necessariamente é o que ocorre no episódio ENOS do Pacífico central (ENOS Central ou Modoki+A), embora haja estações do ano e regiões nas quais os impactos tem semelhança. As semelhanças entre as anomalias de precipitação obtidas nos experimentos indicam que além das ATSM no Pacífico equatorial, outras anomalias que fazem parte do padrão de TSM no Pacífico, nos casos de ENOS Leste ou Canônico e ENOS Central ou Modoki+A são importantes para as diferenças observadas sobre a América do Sul.

Sugestões para Trabalhos futuros

- Realização de experimentos no MCGA – CPTEC/INPE com ATSM em um formato elíptico (lembrando o ENOS), para verificar qual é a resposta atmosférica;
- Incluir anomalias ATSMs características de eventos ENOS, mas não situadas no Pacífico equatorial;
- Verificar como episódios ENOS, tanto Central quanto Leste, afetam o início e o fim das monções da América do Sul, tanto no clima presente quanto em projeções do futuro;
- Verificar como episódios ENOS, tanto Central quanto Leste, afetam os eventos extremos de temperatura no cone sul da América do Sul, tanto no clima presente quanto em projeções do futuro;

- Verificar a influência de episódios EN e LN que ocorrem em diferentes regiões do Pacífico tropical sobre os campos de precipitação e seus eventos extremos em toda a América do Sul, considerando resultados de simulações e projeções futuras dos outros modelos pertencentes ao CMIP5.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South American Sector. part I: surface climate. **Monthly Weather Review**, v.116, p.505-524, 1988.
- ALEXANDER M. A. *et al.* The atmospheric bridge: the influence of ENSO teleconnections on air-sea interactions over the global oceans. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2205-2231, 2002.
- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. **International Journal of Climatology**, v. 25, p. 2017-2030, 2005.
- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. Tropical Pacific and South Atlantic effects on rainfall variability over Northeastern Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 1895-1912, 2006.
- ASHOK, K. *et al.* El Niño Modoki and its possible teleconnection. **Journal of Geophysical Research**, v.112, C11007, 2007. doi: 10.1029/2006JC003798
- ASHOK, K. *et al.* ENSO Modoki impact on the Southern Hemisphere storm track activity during extended austral winter. **Geophysical Research Letter**, v.36, L12705, 2009. DOI: 10.1029/2009GL038847.
- ASHOK, K.; YAMAGATA, T. The El Niño with a difference. **Nature**, v. 461, p. 481-484, 2009.
- BARROS, V. R. *et al.* Relationship between temperature and circulation in Southeastern South America and its influence from El Niño and La Niña events. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 80, p. 33-44, 2002.
- BARROS, V. R.; SILVESTRI, G. E. The relationship between Sea Surface Temperature at the Subtropical South-Central Pacific and precipitation in Southeastern South America. **Journal of Climate**, v. 15, p. 251-267, 2002.
- BATTISTI, D. S. Dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere-ocean model. **Journal of Atmospheric Science**, v. 45, p. 2889-2919, 1988.
- BATTISTI, D. S.; HIRST, A. C. Interannual variability in a tropical atmosphere-ocean model. Influence of the basic state, ocean geometry and nonlinearity. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 46, p. 1687-1712, 1989.

BELMADANI *et al.* ENSO feedbacks and associated time scales of variability in a multimodel ensemble. **Journal of Climate**, v. 23, p. 3181-3204, 2010. DOI: 10.1175/2010JCLI2830.1

BERBERY, E. H.; BARROS, V. R. The Hydrologic Cycle of the La Plata Basin in South America. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, p. 630–645, 2002.

BERRI, G. J. *et al.* The influence of ENOS in the flows of the Upper Paraná River of South America over the past 100 years. **Journal of Hydrometeorology**, v.3, p.57-65, 2002.

BJERKNES, J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. **Monthly Weather Review**, v. 97, n° 3, p. 163-172, 1969.

BOULANGER, J.-P. *et al.* Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. **Climate Dynamics**, v. 24, p. 393-413, 2005.

BROWN, J. *et al.* Modelling mid-Holocene tropical climate and ENSO variability: towards constraining predictions of future change with palaeo-data. **Climate Dynamics**, v. 30, p. 19-36, 2008.

CAI, W.: COWAN, T. La Niña Modoki impacts Australia autumn rainfall variability. **Geophysical Research Letter**, v.36, L12805, 2009. DOI: 2009GL037885.

CAMILLONI, I. A.: BARROS, V. R. The Paraná River response to El Niño 1982-83 and 1997-98 events. **Journal of Hydrometeorology**, v.1, p.412-430, 2000.

CANE, M. A. The evolution of El Niño, past and future. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 230, p. 227–240, 2005.

CARVALHO, L. M. V. *et al.* Extreme precipitation events in Southeastern America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v.15, p.2377-2394, 2002.

CAVALCANTI, I. F. A. *et al.* Global climatological features in a simulation using CPTEC-COLA AGCM. **Journal of Climate**, v. 15, p. 2965-2988, 2002.

CAVALCANTI, I. F. A.: SHIMIZU, M. H. Climate Fields over South America and Variability of SACZ and PSA in HadGEM2-ES. **American Journal of Climate Changes**, v. 1, p. 132-144, 2012. doi:10.4236/ajcc.2012.13011

CAVALCANTI, I. F. A. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century. **Atmospheric Research**, v. 118, p. 27-40, 2012. doi: 10.1016/j.atmosres.2012.06.012

CAYAN, D. R. *et al.* ENOS and hydrologic extremes in western United States. **Journal of Climate**, v.12, p.2881-2893, 1999.

CAZES-BOEZIO, G. *et al.* Seasonal dependence of ENSO teleconnections over South America and relationships with precipitation in Uruguay. **Journal of Climate**, v. 16, p. 1159–1176, 2003.

CHANG, P.: BATTISTI, D. S. The Physics of El Niño. 1998. Disponível em: <http://physicsworld.com/cws/article/print/1459>

CHANG, C. W. J. *et al.* Interannual mode of sea level in South China Sea and the roles of El Niño and El Niño Modoki. **Geophysical Research Letter**, v.35, L03601, 2008. DOI: 10.1029/2007GL032562

COELHO, C. A. S. *et al.* Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South América during ENSO periods. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 71, p. 185-197, 2002.

COLLINS, M. *et al.* The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. **Nature Geoscience**, v. 3(6), p. 391–397, 2010. URL <http://dx.doi.org/10.1038/ngeo868>.

COLLISCHONN, W. *et al.* Further evidence of changes in the hydrological regime of the River Paraguay: part of a wider phenomenon of climate change? **Journal of Hydrology**, v. 245, p. 218-238, 2001.

CUNNINGHAM, C. A. C.: CAVALCANTI, I. F. A. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 1165-1180, 2006. DOI: 10.1002/joc.1309

CZAJA, A. *et al.* A diagnostic study of the role of remote forcing in tropical Atlantic variability. **Journal of Climate**, v.15, p. 3280-3290, 2002.

FRICH, P. *et al.* Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. **Climate Research**, v. 19, p. 193–212, 2002.

GARCIA, S. R.; KAYANO, M. T. Climatological aspects of Hadley, Walker and monsoon circulations in two phases of the Pacific Decadal Oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 91, p. 117-127, 2008. DOI 10.1007/s00704-007-0301-9

GERSHUNOV, A.: BARNETT, T. P. ENOS influence on intraseasonal extreme rainfall and temperature frequencies in the contiguous United States: Observations and Model Results. **Journal of Climate**, v.11, p.1575-1586, 1998.

GIANNINI, A. *et al.* The ENSO Teleconnection to the Tropical Atlantic Ocean:

Contributions of the Remote and Local SSTs to Rainfall Variability in the Tropical Americas. **Journal of Climate**, v.14, p.4530-4544, 2001.

GILL, A. E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 106, p. 447–462, 1980.

GRIMM, A. M. e SILVA DIAS, P. L. Analysis of Tropical-Extratropical interactions with influence functions of a barotrópico model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, nº 20, p. 3538-3555, 1995.

GRIMM, A. M. *et al.* Precipitation anomalies in Southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v.11, p.2863-2880, 1998.

GRIMM, A. M. *et al.* Climate variability in Southern South America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 13, p. 35-58, 2000.

GRIMM, A. M. The El Niño Impact on Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences. **Journal of Climate**, v. 16, p. 263-280, 2003.

GRIMM, A. M. How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? **Climate Dynamics**, v. 22, n.2-3, p. 123-138, 2004.

GRIMM, A. M.: NATORI, A. A. Climate change and interannual variability of precipitation in South America. **Geophysical Research Letters**, v. 33, L19706, 2006. doi:10.1029/2006GL026821.

GRIMM, A. M. *et al.* Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. **Journal of Climate**, v. 20, p. 5929-5945. 2007. DOI: 10.1175/2007JCLI1684.1

GRIMM, A. M.: TEDESCHI, R. G. ENSO and extreme rainfall events in South America. **Journal of Climate**, v. 22, p. 1589-1609, 2009. DOI: 10.1175/2008JCLI2429.1

GRIMM, A. M.: AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the tropics and extratropics on interannual and intraseasonal timescales. In: Vimeux, F.; Sylvestre, F.; Khodri, M. (eds.). **Past climate variability in South America and surrounding regions: from the last glacial maximum to the Holocene**, Developments in Paleoenvironmental Research, Netherlands: Springer, 2009. v. 14, Chapter 7, p. 159–193. DOI: 10.1007/978-90-481-2672-9.

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**. v. 25, n. 4, p. 537-554, 2011. DOI: 10.1007/s00477-010-0420-1

GUILYARDI, E. *et al.* A first look at ENSO in CMIP5. **CLIVAR Exchanges**, v. 17, n. 58, p. 29-32, 2012.

HAM, Y. e KUG, J. How well do current climate models simulate two types of El Niño? **Climate Dynamics**, v. 39, p. 383-398, 2012. DOI 10.1007/s00382-011-1157-3

HARSHVARDHAN, D. A. *et al.* A fast radiation parameterization for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, p. 1009–1016, 1987.

HASTENRATH, S.: HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, p. 77–92, 1977. DOI: 10.1002/qj.49710343505.

HASTENRATH, S. Exploring the climate problems of Brazil's Nordeste: a review. **Climatic Change**, v. 112, p. 243–251, 2012. DOI 10.1007/s10584-011-0227-1

HAYLOCK, M. R.: GOODESS, C. M. Interannual variability of european extreme winter rainfall and links with mean large-scale circulation. **International Journal of Climatology**, v. 24, p.759–776, 2004.

HAYLOCK, M. R. *et al.* Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with Sea Surface Temperature. **Journal of Climate**, v. 19, p.1490-1512, 2006.

HILL, K. J. *et al.* South American rainfall impacts associated with inter-El Niño variations. **Geophysical Research Letter**, v.36, L19702, 2009. DOI: 10.1029/2009GL040164

HILL, K. J. *et al.* Sensitivity of South American summer rainfall to tropical Pacific Ocean SST anomalies. **Geophysical Research Letters**, v. 38, L01701, 2011. doi:10.1029/2010GL045571

HUANG, H.-P. *et al.* Hindcast of Tropical Atlantic SST gradient and South American precipitation: the influences of the ENSO forcing and the Atlantic preconditioning. **Journal of Climate**, v. 22, p. 2405-2421, 2009. DOI: 10.1175/2008JCLI2569.1

HURRELL, J. W. *et al.* A New Sea Surface Temperature and Sea Ice Boundary Dataset for the Community Atmosphere Model. **Journal of Climate**, v.21, p.5145-5153, 2008. DOI:10.1175/2008JCLI2292.1

IPCC. **Climate Change 2007: The Physical Science Basis: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change**. Cambridge, United Kingdom and New York:

Cambridge University Press, 2007. 996 p. [32](#)

JOSEPH, R.: NIGAM, S. ENSO evolution and teleconnections in IPCC's twentieth-century climate simulations: realistic representation? **Journal of Climate**, v. 19, p.4360-4377, 2006.

JUNENG, L.: TANGANG, F. T. 2005. Evolution of ENSO-related rainfall anomalies in Southeast Asia region and its relationship with atmosphere-ocean variations in Indo-Pacific sector. **Climate Dynamics**, v. 25, p. 337–350, 2005.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V. Relationships between rainfall anomalies over northeastern Brazil and the El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Geophysics Research**, v. 111, p. D13101, 2006. doi:10.1029/2005JD006142

KAYANO, M. T. *et al.* Interannual relations between South American rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. **International Journal of Climatology**, v. 29, p. 1439-1448, 2009. DOI: 10.1002/joc.1824

KALNAY, E. *et al.* The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of American Meteorological Society**, v.77, p.437-471, 1996.

KAO, H.: YU, J. Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. **Journal of Climate**, v. 22, p. 615-632, 2009.

KILADIS, G. N.: MO, K. C. Interannual and intraseasonal variability in the Southern Hemisphere. In: Karoly, D. J. and Vincent, D. G. **Meteorology of the Southern Hemisphere**, Eds., Amer. Meteor. Soc., 1998. Cap.8, p. 307–336.

KIM, S. T.: YU, J. The two types of ENSO in CMIP5 models. **Geophysical Research Letters**, v. 39, L11704, 2012. doi:10.1029/2012GL052006

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). Part-I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813–835, 1992.

KOUSKY, V. E. *et al.* Review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. **Tellus**, v. 36A, p. 490–504, 1984.

KUG, J. S. *et al.* Two types El Niño Events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño. **Journal of Climate**, v.22, p.1499-1515, 2009. DOI:10.1175/2008JCLI2624.1

KUG, J. S. *et al.* Warm Pool and Cold Tongue El Niño Events as Simulated by the GFDL 2.1 Coupled GCM. **Journal of Climate**, v. 23, p. 1226-1239, 2010.

KUG, J. S. *et al.* Improved simulation of two types of El Niño in CMIP5 models. **Environmental Research Letters**, v.7, 2012. doi:10.1088/1748-9326/7/3/034002

KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of Atmospheric Science**, v. 31, p. 1232–1240, 1974.

LARKIN, N. K.: HARRISON, D. E. Global seasonal temperature and precipitation anomalies during El Nino autumn and winter. **Geophysical Research Letter**, v. 32, L16705, 2005. DOI: 10.1029/2005GL022860.

LEE, T.: MCPHADEN, M. J. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. **Geophysical Research Letters**, v. 37, L14603, 2010. doi:10.1029/2010GL044007

LI, W. *et al.* Impact of two different types of El Niño events on the Amazon climate and ecosystem productivity. **Journal of Plant Ecology**, v. 4, p. 91-99, 2011. doi: 10.1093/jpe/rtq039

LIEBMANN, B. *et al.* Interannual variability of extreme precipitation events in the State of São Paulo, Brazil. **Journal of Climate**. v.14, p.208-218, 2001.

LIEBMANN, B.: ALLURED, D. Daily precipitation grids for South America. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 86, p. 1567-1570, 2005.

LIMA, K. C. *et al.* Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 101, p. 121-135, 2010. DOI 10.1007/s00704-009-0207-9

LIMA, K. C.: SATYAMURTY, P. Post-summer heavy rainfall events Southeast Brazil associated with South Atlantic Convergence Zone. **Atmospheric Science Letters**, v. 11, p. 13-20, 2010. DOI: 10.1002/asl.246

MADDEN, R. A.: JULIAN, P. R. Detection of a 40-50 Day Oscillation in the Zonal Wind in the Tropical Pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, p. 702-708, 1971.

MARENGO, J. A. *et al.* Climatology of the low-level jet east of the andes as derived from NCEP- NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v. 17, p. 2261–2280, 2004.

MARENGO, J. A. *et al.* Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. **International Journal of Climatology**, v. 29, p. 2241-2255, 2009. DOI: 10.1002/joc.1863

MARTIN, G. M. *et al.* The physical properties of the atmosphere in the new Hadley Centre Global Environmental Model (HadGEM1). Part I: model description and global climatology. **Journal of Climate**, v. 19, p. 1274-1301, 2006.

MARTIN, G. M. *et al.* Analysis and reduction of systematic errors through a seamless approach to modeling weather and climate. **Journal of Climate**, v. 23, p. 5933-5957, 2010. DOI: 10.1175/2010JCLI3541.1

MARTIN, G. M. *et al.* The HadGEM2 family of Met Office Unified Model climate configurations. **Geoscientific Model Development**, v. 4, p. 723-757, 2011. DOI: 10.5194/gmd-4-723-2011

MECHOSO, C. R. *et al.* The impact of Sea Surface Temperature anomalies on the rainfall over Northeast Brazil. **Journal of Climate**, v. 3, p. 812-826, 1990.

MEINSHAUSEN, M. *et al.* The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300. **Climate Change**, v. 109, p. 213-241, 2011. DOI 10.1007/s10584-011-0156-z

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. **Reviews of Geophysics and Space Physics**, v. 20, p. 851-875, 1982.

MEYER, P. L. **Probabilidade**: aplicações à estatística. Rio de Janeiro: Ao livro técnico, 1972.

NA, H. *et al.* Statistical Simulations of the Future 50-Year Statistics of Cold-Tongue El Niño and Warm-Pool El Niño. **Asia-Pacific Journal Atmospheric Science**, v. 47, n. 3, p. 223-233, 2011. DOI:10.1007/s13143-011-0011-1

NAVARRA *et al.* Reduction of the Gibbs oscillation in spectral model simulations. **Journal of Climate**, v. 7, p. 1169-1183, 1994.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the Tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, p. 2464-2479, 1996.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 279-291, 1997.

PENALBA, O. C.; ROBLEDO, F. A. Statistical relationships between atmospheric circulation and extreme precipitation in La Plata Basin. **Climate Change**, v. 98, p. 531-550, 2010. DOI 10.1007/s10584-009-9744-6

PEZZI, L. P.; CAVALCANTI, I. F. A. The relative importance of ENSO and

tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. **Climate Dynamics**, v. 17, p. 205-212, 2001.

PHILANDER, S. G. **El Niño, La Niña and the Southern Oscillation**. San Diego, California: Academic Press, 1990.

RAYNER, N. A. *et al.* Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. **Journal of Geophysical Research**, v.108, n. D14, 2003. doi: 10.1029/2002JD002670.

REYNOLDS, R. W.: SMITH, T. M. Improved global sea surface temperature analyses using optimum interpolation. **Journal of Climate**, v. 7, p. 929-948, 1994.

RIAH, K. *et al.* RCP-8.5 – A scenario of comparatively high greenhouse gas emission. **Climatic Change**. v. 109, p. 33-57, 2011. doi: 10.1007/s10584-011-0149-y

ROBLEDO, F. A. *et al.* Teleconnections between tropical-extratropical oceans and the daily intensity of extreme rainfall over Argentina. **International Journal of Climatology**, v. 33, p. 735-745, 2013. DOI: 10.1002/joc.3467

RODRIGUES, R. R. *et al.* The Impacts of Inter–El Niño Variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil Climate. **Journal of Climate**, v. 24, p. 3402-3422, 2011.

ROPELEWSKI, C. F.: HALPERT, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 1606-1626, 1987.

ROPELEWSKI, C. F.: HALPERT, M. S. Precipitation patterns associated with the High Index Phase of the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, p. 268-284, 1989.

RUSTICUCCI, M. *et al.* An intercomparison of model simulated in extreme rainfall and temperature events during the last half on the twentieth century. Part 1: mean values and variability. **Climate Change**, v. 98, p. 493-508, 2010. DOI 10.1007/s10584-009-9742-8

SARAVAN, R.; CHANG, P. Interactions between Tropical Atlantic Variability and El Niño-Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 13, p. 2177-2194, 2000.

SCHOPF, P. S.: SUAREZ, M. J. Vacillations in a coupled ocean-atmosphere model. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 45, p. 549-566, 1988.

SHIMIZU M. H. **Fontes de ondas de Rossby: aspectos observacionais, simulações numéricas e projeções futuras.** 2012, 227p., (sid.inpe.br/mtc-m18/2012/03.26.12.36-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3BJRLR2>>. Acesso em: 13 maio 2013

SMITH, T. M. *et al.* Improvements to NOAA's Historical Merged Land-Ocean Surface Temperature Analysis (1880-2006). **Journal of Climate**, v. 21, p. 2283-2296, 2008.

SOUZA, E. B. *et al.* On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic Dipole patterns on the Amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazonica**, v. 30, n.2, p. 305-318, 2000.

SPIEGEL, M. R. **Estatística.** Rio de Janeiro: McGraw-Hill, 1972.

SUAREZ, M. J.: SCHOPF, P. S. A delayed action oscillator for ENSO. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 45, p. 3283-3287, 1988.

TASCHETTO, A. S.: ENGLAND, M. H. El Nino Modoki impacts on Australian rainfall. **Journal of Climate**, v. 22, p. 3167-3174, 2009.

TARASOVA T. A. *et al.* Impact of New Solar Radiation Parameterization in the Eta Model on the Simulation of Summer Climate over South America. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 45, p. 318-333, 2006.

TEDESCHI, R. G. **Impacto de episódios El Niño e La Niña sobre a frequência de eventos extremos de precipitação e vazão na América do Sul**, 2008, 159p., Dissertação (Mestrado em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental) – Setor de Tecnologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2008.

TEDESCHI, R. G. *et al.* Influences of two types of ENSO on South American precipitation. **International Journal of Climatology**, v. 33, p. 1382-1400, 2013. DOI: 10.1002/joc.3519

TIEDTKE, M. The sensitivity of the time-mean large-scale flow to cumulus convection in the ECMWF model. In: WORKSHOP ON CONVECTION IN LARGE-SCALE NUMERICAL MODELS, 1983, Reading, United Kingdom, **Proceedings...** Reading: ECMWF, 1983, p. 297-316.

THOM, H. C. S. A note on the Gamma distribution. **Monthly Weather Review**, v.86, p.117-122, 1958.

THOMSON A. *et al.* RCP4.5: a pathway for stabilization of radiative forcing by 2100. **Climatic Change**, v. 109, p. 77-94, 2011. DOI: 10.1007/s10584-011-0151-4.

TRENBERTH, K. E. The definition of El Niño. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 78, p. 2771-2777, 1997.

TRENBERTH, K. E. *et al.* Evolution of El Niño-Southern Oscillation and global atmospheric surface temperatures. **Journal of Geophysics Research**, v.107 (D8), 4065, 2002. DOI: 10.1029/2000JD000298.

TUCCI, C. E. *et al.* Comparison of flow forecasts by runoff models: A case study from southern Brazil. *International Association of Hydrological Sciences, Publication*, v. 280, p. 142-148, 2003.

UPPALA, S. M. *et al.* The ERA-40 re-analysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, n° 612, p. 2961-3012, 2005. DOI: 10.1256/qj.04.176

VANVUUREN *et al.* The representative concentration pathways: an overview. **Climate Change**, v. 109, p. 5-31, 2011. DOI 10.1007/s10584-011-0148-z

VASCONCELLOS, F. C. **A oscilação antártica** – mecanismos físicos e a relação com características atmosféricas sobre a América do Sul/Oceanos adjacentes. 2012, 195p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/10.09.19.33-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3CPTMAL>>. Acesso em: 13 maio 2013.

VERA, C. *et al.* Differences in El Niño response over the Southern Hemisphere. **Journal of Climate**, v. 17, p. 1742-1753, 2004.

WALKER, G. T. Correlation in seasonal variations of weather, VIII. A preliminar study of world-weather. **Mem. Indian Meteor. Dept.**, v. 24, p. 75-131, 1923.

WANG *et al.* Pacific-East Asian teleconnection: how does ENSO affect East Asian Climate? **Journal of Climate**, v. 13, p. 1517–1536, 2000.

WENG, H. *et al.* Impacts of recent El Niño Modoki on dry/wet conditions in the Pacific rim during boreal summer. **Climate Dynamics**, v. 29, p.113–129, 2007. DOI 10.1007/s00382-007-0234-0

WENG, H. *et al.* Anomalous winter climate conditions in Pacific rim during recent El Niño Modoki and El Niño events. **Climate Dynamics**, v.32, p.663-674, 2009. DOI: 10.1007/s00382-008-0394-6

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences: an introductions**. 2. ed. San Diego: Academic Press, 2006

WOLTER, K.: TIMLIN, M. S. El Niño/Southern Oscillation behaviour since 1871 as diagnosed in an extended multivariate ENSO index (MEI.ext). **International Journal of Climatology**, v. 31, p. 1074-1087, 2011.

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

XUE *et al.* A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v. 4, p. 345-364, 1991.

YEH, S. *et al.* El Niño in a changing climate, **Nature**, v. 461, p. 511-514, 2009. DOI: 10.1038/nature08316.

YEH, S. *et al.* Natural variability of the central Pacific El Niño event on multi-centennial timescales. **Geophysical Research Letters**, v. 38, L02704, 2011. doi:10.1029/2010GL045886

YU, J.: KIM S. T. Identification of central-Pacific and eastern-Pacific types of El Niño in CMIP3 models. **Geophysical Research Letter**, v. 37, L15705, 2010. doi:10.1029/2010GL044082.

APÊNDICE A – VALIDAÇÃO DO MCGA-CPTEC/INPE

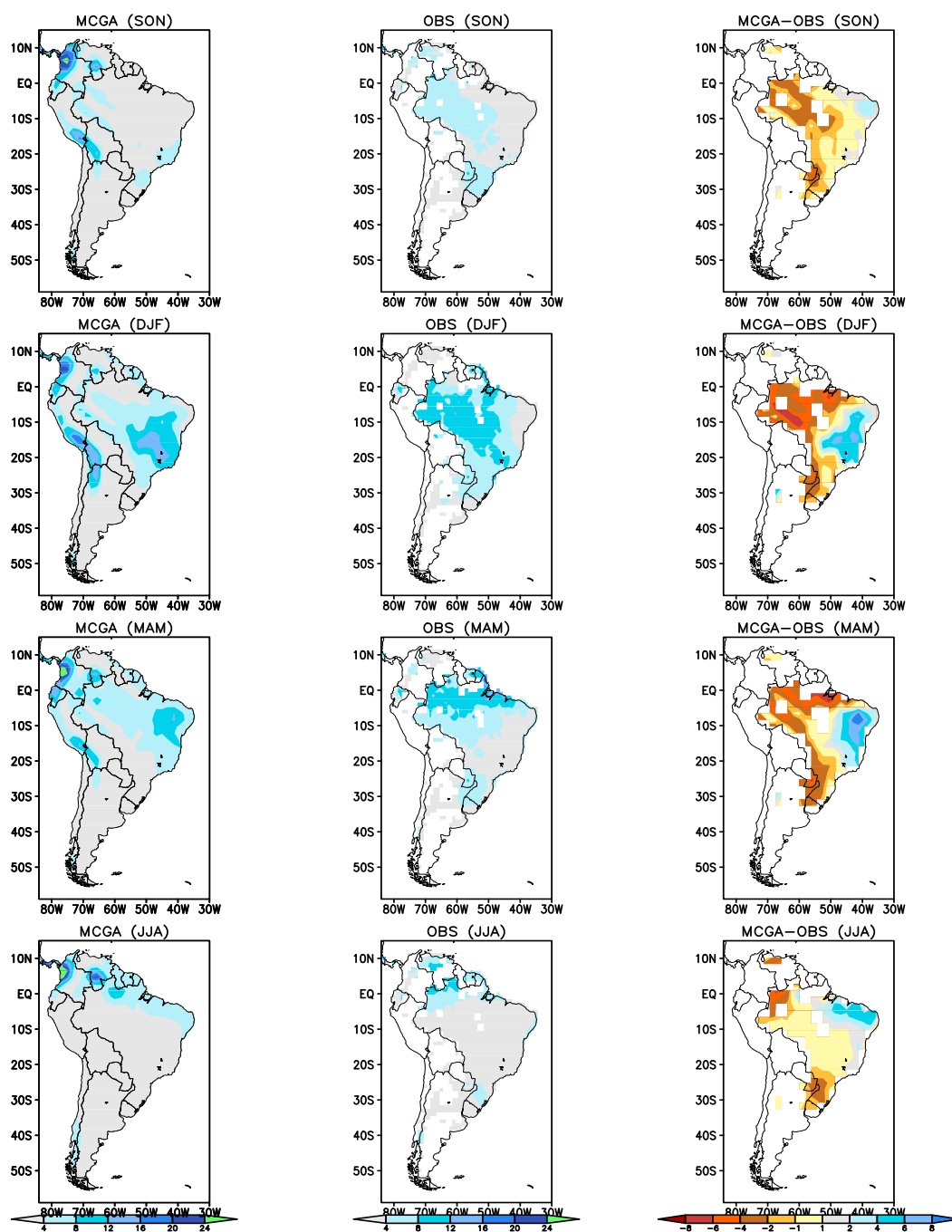


Figura A1: Climatologia da precipitação, durante SON, DJF, MAM e JJA, dos dados do MCGA-CPTEC/INPE (1ª coluna), dados observados (2ª) e da diferença entre o modelo e o observado (3ª).

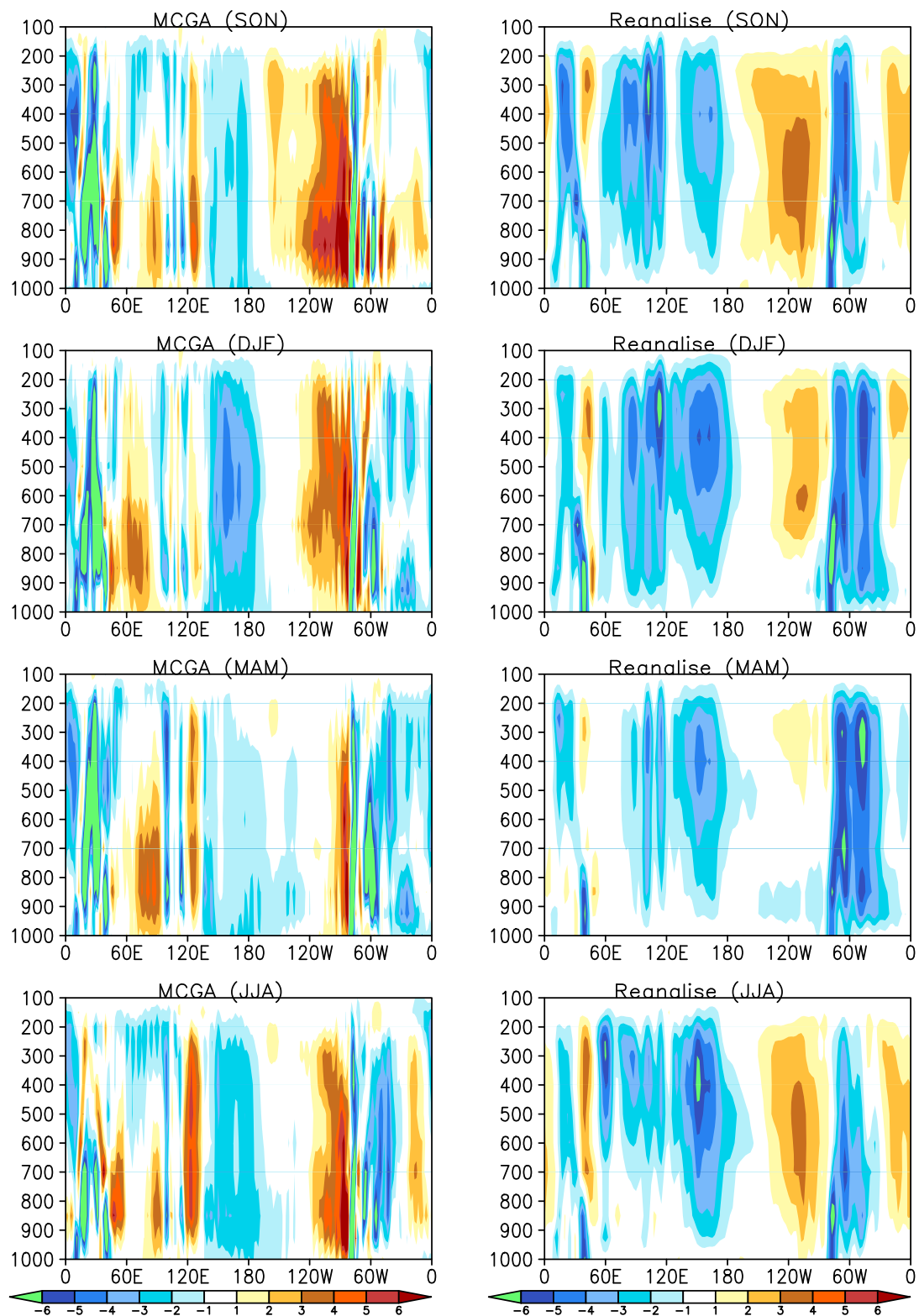


Figura A2: Climatologia da velocidade vertical ω entre 5°N e 5°S, durante SON, DJF, MAM e JJA, dos dados do MCGA-CPTEC/INPE (1ª coluna) e dados da reanálise do NCEP/NCAR (2ª).