



Universidade Federal do Rio de Janeiro
Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza - Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia (PPGM)

UMA AVALIAÇÃO DA CONTRIBUIÇÃO DA INTERAÇÃO SOLO-ATMOSFERA
PARA A MANUTENÇÃO DO SISTEMA DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL

Suzanna Maria Bonnet de Oliveira Martins

UMA AVALIAÇÃO DA CONTRIBUIÇÃO DA INTERAÇÃO SOLO-ATMOSFERA
PARA A MANUTENÇÃO DO SISTEMA DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL

Suzanna Maria Bonnet de Oliveira Martins

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (área: Meteorologia).

Orientadora: D. Sc. Ana Maria Bueno Nunes

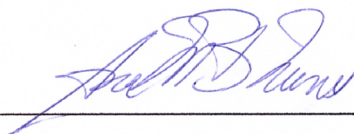
Rio de Janeiro
Fevereiro de 2015

UMA AVALIAÇÃO DA CONTRIBUIÇÃO DA INTERAÇÃO SOLO-ATMOSFERA
PARA A MANUTENÇÃO DO SISTEMA DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL

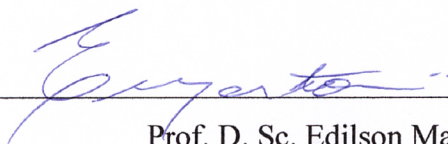
Suzanna Maria Bonnet de Oliveira Martins

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM METEOROLOGIA.

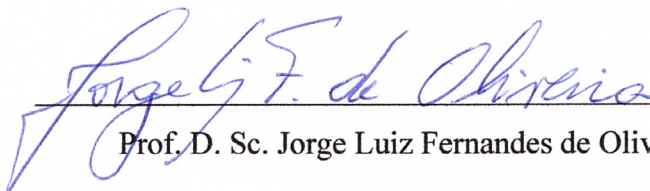
Examinada por:



Prof.^a D. Sc. Ana Maria Bueno Nunes



Prof. D. Sc. Edilson Marton



Prof. D. Sc. Jorge Luiz Fernandes de Oliveira

RIO DE JANEIRO, RJ - BRASIL

FEVEREIRO DE 2015

Martins, Suzanna Maria Bonnet de Oliveira

Uma Avaliação da Contribuição da Interação Solo-Atmosfera para a Manutenção do Sistema de Monção da América do Sul/ Suzanna Maria Bonnet de Oliveira Martins.

Rio de Janeiro: UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN, 2015.

xii, 58f.: il.

Orientador: Ana Maria Bueno Nunes.

Dissertação (Mestrado) – UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN
Programa de Pós-Graduação Meteorologia, 2015.

Referências Bibliográficas: f. 49-57.

1. Monção. 2. Interação Solo-Atmosfera. 3. Precipitação.
4. Umidade do Solo. 5. América do Sul. I. Nunes, Ana M. B.
II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPGM/IGEO/CCMN, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. III. Título.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus, pois Ele que nos dá coragem todos os dias para levantarmos para a vida e buscarmos nossos objetivos. Obrigada pela oportunidade de me provar que sou capaz. Eu vou conseguir!

Compartilho mais uma vitória com meus pais, Rosângela e Jody, e minha irmã, Joanna, por me darem apoio incondicional em todos os momentos da minha vida. Por mais que esse ano tenha sido confuso e corrido, o apoio e a convivência de vocês proporcionou o sucesso desse trabalho. Compartilho essa vitória também com meus “novos” velhos amigos, que estiveram comigo nos momentos mais prazerosos e mais difíceis dessa caminhada e com quem eu aprendi e estou aprendendo o sentido da verdadeira amizade. Agradeço ao Prof. Gutemberg Borges França, ao Francisco Leite de Albuquerque Neto e ao Manoel Valdonel de Almeida, pela oportunidade e confiança que me deram ao me convidarem para ser bolsista do Laboratório de Meteorologia Aplicada. Agradeço o apoio também de todos os que participaram de alguma maneira desse sucesso, significou muito para mim.

Um agradecimento especial à minha orientadora, Prof.^a Ana Maria Bueno Nunes, uma pessoa brilhante, que tem me mostrado um novo mundo, contribuindo infinitamente à minha formação e a quem eu devo tanto essa acolhida. Obrigada pela confiança que depositou em mim quando nem eu mesma enxergava a solução. Espero que essa parceria prospere e forneça muitos *papers*.

Resumo da Dissertação apresentada ao PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M. Sc.)

UMA AVALIAÇÃO DA CONTRIBUIÇÃO DA INTERAÇÃO SOLO-ATMOSFERA
PARA A MANUTENÇÃO DO SISTEMA DE MONÇÃO DA AMÉRICA DO SUL

Suzanna Maria Bonnet de Oliveira Martins

Fevereiro/2015

Orientador: D. Sc. Ana Maria Bueno Nunes

Programa de Pós-Graduação em Meteorologia

Nas regiões tropical e subtropical da América do Sul, as maiores médias mensais de precipitação ocorrem no verão austral e, portanto, estão relacionadas de alguma forma ao Sistema de Monção da América do Sul (SMAS). Assim, a compreensão do SMAS é de extrema importância para o entendimento da variabilidade da precipitação naquelas regiões. De modo similar à forçante oceânica (*e.g.*, *El Niño*-Oscilação Sul-ENOS), os processos de superfície podem influenciar na intensidade e na duração do SMAS, provocando mudanças nas circulações associadas. Os resultados mostram que o sinal do SMAS está presente nas séries temporais das reanálises globais do *National Centers for Environmental Prediction*, assim como uma tendência de aumento em sua duração e sua intensidade. Da mesma forma, o sinal da anomalia da umidade do solo na primavera é encontrado nas anomalias de verão da precipitação e da evaporação, principalmente, na área central da América do Sul que corresponde à parte continental associada à Zona de Convergência do Atlântico Sul. Através da relação solo-atmosfera, foi estabelecido um índice com base na diferença entre as anomalias padronizadas de umidade do solo (reciclagem da precipitação) e de radiação de onda longa emergente no topo da atmosfera (transporte de umidade), que se mostrou um bom parâmetro para indicar alterações extremas no comportamento da precipitação na região do SMAS. Os resultados sugerem que o processo de reciclagem é relevante na geração de precipitação sobre a região do SMAS, podendo se sobrepor ao sinal do ENOS.

Palavras chave: Monção; Interação Solo-Atmosfera; Precipitação; Umidade do Solo; América do Sul.

Abstract of Dissertation presented to PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

AN EVALUATION OF LAND SURFACE-ATMOSPHERE INTERACTIONS TO
THE MAINTENANCE OF SOUTH AMERICAN MONSOON SYSTEM

Suzanna Maria Bonnet de Oliveira Martins

February/2015

Advisor: D. Sc. Ana Maria Bueno Nunes

Department: Meteorology

In tropical and subtropical regions of South America, the highest monthly means of precipitation occur in the austral summer and therefore can be related to South American Monsoon System (SAMS) in some degree. In that regard, the comprehension of SAMS is extremely important to understanding the variability of precipitation in those regions. Likewise the ocean forcing (*e.g.*, El Niño-Southern Oscillation-ENSO), surface processes may influence the intensity and duration of SAMS, causing changes in summer circulations. In this study, the results show that SAMS's signal is present in the time series of global reanalysis of National Centers for Environmental Prediction, as well as a tendency to increase in duration and intensity. It is also evident that the spring soil moisture anomalies influence summer precipitation and evaporation anomalies in the central part of South America, corresponding to the continental part of South Atlantic Convergence Zone associated with SAMS. Through the interactions between soil and atmosphere it was established an index that is based on the difference between the standardized anomalies of soil moisture (recycling of precipitation) and long-wave radiation emitted at the top of the atmosphere (moisture transport). This index proved to be a good parameter to depict extreme changes in precipitation over the SAMS region. The results suggest that the recycling process is relevant to the generation of the precipitation over that region and can overwrite ENSO's signal.

Key words: Monsoon; Land Surface-Atmosphere Interactions; Precipitation; Soil Moisture; South America.

SUMÁRIO

LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE TABELAS	xi
LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	2
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1 Sistemas de circulação de verão da América do Sul.....	3
2.2 Monção	3
2.3 A relevância dos processos de superfície na modelagem de tempo e clima.....	6
3 DADOS E METODOLOGIA	11
3.1 Dados	11
3.1.1 Reanálises Utilizadas	11
a) NCEP-CFSR.....	11
b) Reanálise do Século XX (20CRv2).....	11
c) NCEP/NCAR	12
d) NCEP-DOE R2	13
3.1.2 Reconstrução do Hidroclima da América do Sul	13
a) RSM	13
b) Assimilação de precipitação (PA)	14
c) Scale-Selective Bias Correction (SSBC).....	15
d) Noah	15
3.1.3 Produtos de precipitação.....	16
a) CMAP.....	16
b) GAUGE-RT	17
c) GPCC	17
d) CMORPH-CRT	17

3.2	Metodologia	18
4	RESULTADOS	23
4.1	SMAS – Uma climatologia.....	23
4.2	SMAS – Evolução e variabilidade.....	29
4.2.1	Avaliações através da 20CRv2 e da R1	29
4.2.2	Análise da ocorrência de ZCAS <i>versus</i> intensificação do SMAS	37
4.2.3	Uma análise a partir da Reconstrução do Hidroclima da América do Sul	40
5	CONCLUSÃO.....	46
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49
	ANEXO: Anomalia de TSM na região do <i>Niño</i> 3.4 (Fonte: CPC-NOAA)	58

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 3.1: Área do SMAS delimitada pelo retângulo entre 10°S-20°S e 50°W-60°W. 18	
Figura 4.1: Climatologia de 1981 a 2010 para os meses de janeiro (a) e julho (b) a partir da CFSR dos padrões de circulação na alta (topo) e baixa (base) troposfera sobre a América do Sul, além do perfil vertical (centro) do movimento ascendente (linha cheia) e descendente (linha pontilhada) médio zonal entre 25°S e 15°S (área indicada entre as linhas tracejadas). 24	24
Figura 4.2: Climatologia de <i>ROL</i> (apenas valores menores que 240 W/m ²) para os meses de janeiro (a) e julho (b) de 1981 a 2010 a partir da CFSR. 25	25
Figura 4.3: Climatologia de precipitação (mm/d) para os meses de janeiro (a) e (c) e julho (b) e (d) de 1981 a 2010 a partir do CMAP (a) e (b) e da CFSR (c) e (d). Todos na resolução de 2,5°. 26	26
Figura 4.4: Da esquerda para direita, correlação atrasada em 1, 2 e 3 meses entre anomalias de <i>SM</i> e: anomalias de <i>SM</i> (a, b, c), anomalias de <i>P</i> (d, e, f) e anomalias de <i>E</i> (g, h, i), respectivamente. Somente correlações significativas estatisticamente ao nível de confiança de 95% e acima foram plotados. Campos provenientes da CFSR, com período base para cálculo da climatologia de 1981-2010. 27	27
Figura 4.5: Série temporal de <i>U850</i> (m/s) (somente valores positivos, em vermelho) e <i>P</i> (mm/d) (em azul) sobre a área do SMAS provenientes da 20CRv2. A linha tracejada marca o limiar de precipitação de 4 mm/d e o valor indicado no topo direito do gráfico de precipitação é referente a média de precipitação dos 30 anos representados em cada gráfico isolado, sendo que o último gráfico possui apenas 22 anos. 30	30
Figura 4.6: Série temporal de umidade do solo integrada na camada de 0 a 100 cm (mm) sobre a área do SMAS provenientes da 20CRv2. 31	31
Figura 4.7: Evolução no tempo do início (a) e final (b) do SMAS, acumulados em climatologias antigas e climatologias recentes a partir da 20CRv2. Critério modificado de Gan <i>et al.</i> (2004). 32	32
Figura 4.8: Tendência do erro médio da precipitação de: CFSR (magenta), R1 (azul), R2 (verde), CMAP (laranja) e GPCP (amarelo), com base no produto de precipitação GPCC. 33	33
Figura 4.9: Média móvel simples de 3 meses da anomalia padronizada da série temporal de <i>SM</i> (azul), <i>ROL</i> (magenta), <i>P</i> (verde) e <i>SA</i> (preto) médios mensais na área do SMAS provenientes de R1 de janeiro de 1981 a dezembro de 2013. São apresentados os valores de anomalia de TSM na região do <i>Niño</i> 3.4 (Anexo). 34	34

Figura 4.10: Frequência de ocorrência de ZCAS por estação chuvosa (outubro a abril). Fonte de dados: CPTEC-INPE.	39
Figura 4.11: Frequência de ocorrência de ZCAS por mês nas estações chuvosas de 1996 a 2013. Fonte de dados: CPTEC-INPE.	39
Figura 4.12: Séries temporais das médias mensais de precipitação (mm/d) do CMORPH (vermelho), CMAP (verde), CPC GAUGE v1.0 (preto) e Reconstrução (RSM; azul escuro), e evaporação (mm/d) da Reconstrução (RSM; azul claro), todas de janeiro de 2009 a dezembro de 2013, na região do SMAS.	41
Figura 4.13: Série temporal das médias mensais de <i>SM</i> (mm) (azul) e <i>ROL</i> (W/m ²) (magenta) a partir da Reconstrução (RSM) de janeiro de 2009 a dezembro de 2013, na região do SMAS.	41
Figura 4.14: Campo de precipitação menos evaporação (mm/d) para janeiro de 2010 (a), janeiro de 2011 (b), janeiro de 2012 (c) e janeiro de 2013 (d) a partir do RSM.	43
Figura 4.15: Campo de precipitação (mm/d) para janeiro de 2010 (coluna da esquerda) e janeiro de 2011 (coluna da direita) a partir do CPC GAUGE v1.0 (topo), CMORPH (centro) e do RSM (base). Todos na resolução de 0,5°.	44

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1: Reanálises globais e reconstrução do hidroclima regional.	16
Tabela 3.2: Produtos de precipitação utilizados.	18
Tabela 4.1: Correlação linear entre os campos de precipitação na América do Sul e na área do SMAS para janeiro de 2010 e janeiro de 2011.	45

LISTA DE SIGLAS E ABREVIACÕES

20CRv2 – Reanálise do Século XX

AB – Alta da Bolívia

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

ASPS – Alta Subtropical do Pacífico Sul

BC – Baixa do Chaco

CCM – Complexo Convectivo de Mesoescala

CFSR – *Climate Forecast System Reanalysis*

CMAP – *Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of Precipitation*

CMORPH – *Climate Prediction Center MORPHing*

C-NE – Cavado localizado no Nordeste brasileiro

E – Evaporação

ENOS – *El Niño* Oscilação Sul

GAUGE-RT – *CPC unified global daily gauge analysis v1.0 Real Time*

GLACE – *Global Land-Atmosphere Coupling Experiment*

JBNAS – Jato de Baixos Níveis da América do Sul

LHF – Fluxo de Calor Latente

P – Precipitação

PNT – Previsão Numérica do Tempo

R1 – Reanálise 1

R2 – Reanálise 2

ROL – Radiação de Onda Longa emergente no topo da atmosfera

RSM – *Regional Spectral Model*

SM – Umidade do Solo

SMAS – Sistema de Monção da América do Sul

SA – Índice Solo Atmosfera, obtido com base na diferença entre as anomalias padronizadas de SM e ROL

TSC – Temperatura da Superfície Continental

TSM – Temperatura da Superfície do Mar

U850 – Componente zonal do vento em 850 hPa

VCAN – Vórtice Ciclônico em Altos Níveis

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT – Zona de Convergência Intertropical

1 INTRODUÇÃO

No Brasil, grande parte dos eventos extremos que causam danos à população ocorre no período do verão austral (dezembro a fevereiro, DJF) e, portanto, estão relacionados de alguma forma ao Sistema de Monção da América do Sul (SMAS). Nas regiões tropical e subtropical da América do Sul, mais de 50% do total anual de precipitação ocorre durante o verão austral (Rao e Hada, 1990; Rao *et al.*, 1996), e aproximadamente 90% do total anual de precipitação no Centro-Oeste brasileiro ocorre durante o período de outubro a abril, com o maior índice pluviométrico também no período de DJF (Gan *et al.*, 2004).

Apesar de ser um sistema de extrema importância, a compreensão do SMAS é um verdadeiro quebra-cabeça não completamente entendido, tanto com relação à sua variabilidade temporal e espacial, seu comportamento e interações diversas, sua dinâmica de formação e sua manutenção. Portanto, da mesma maneira que não é totalmente compreendido, o SMAS também é mal caracterizado e previsto pelos modelos numéricos.

São ferramentas normalmente utilizadas no estudo da monção variáveis meteorológicas provenientes de análises, reanálises, modelos numéricos, dados *in-situ* e estimativas por satélite, como temperatura da superfície do mar (TSM), vento, precipitação, ROL e nebulosidade. No âmbito da previsão climática, as principais variáveis diagnósticas são temperatura do ar a 2 m e precipitação, que indicam se uma estação será mais quente e chuvosa ou não.

A principal variável que regula o início, o final e a qualidade da estação chuvosa é a precipitação, que determina e é determinada a partir de diversas interações com outras variáveis, pois pode apresentar fontes locais e/ou remotas. Devido a sua importância e complexidade, é interessante compreender os processos e esquemas que compõem esse campo em modelos numéricos, para entender as respostas dos modelos e selecionar os melhores campos para análise, visto que a característica da precipitação é tão essencial quanto a quantidade (Trenberth *et al.*, 2003). Em modelos numéricos é possível ajustar parâmetros para melhorar a quantidade de precipitação, mas a menos que as quantidades estejam corretas para as devidas razões – e isso inclui a combinação correta de intensidade e frequência da precipitação – é improvável que resultarão em previsões ou simulações úteis (Trenberth *et al.*, 2003).

A inicialização da precipitação em modelos numéricos, através de assimilação de dados, atua positivamente na estabilização de processos de superfície, que guiam

trocas ao nível da superfície e próximo à superfície, diminuindo erros associados às parametrizações, além de adicionar valor a sua solução. Outra forma de inicialização da precipitação em modelos é através da inicialização global da umidade do solo, que pode melhorar a habilidade da previsão sazonal, inclusive de precipitação (Koster *et al.*, 2004), uma vez que um período atípico de chuva forte pode produzir anomalia positiva na umidade do solo e que a dissipação dessa anomalia, através de evaporação e de outros processos, pode levar de semanas a meses (Koster e Suarez, 2001). Com isso, processos de superfície podem influenciar as circulações de verão com impacto na frequência de eventos extremos em diferentes regiões afetadas por essas circulações, como por exemplo, as monções de verão, no caso o SMAS.

1.1 Objetivos

O objetivo geral do presente estudo é estabelecer a importância das interações solo-atmosfera na manutenção do SMAS, a fim de compreender sua variabilidade, levando em conta as características de superfície. De forma mais específica, buscam-se sinais do SMAS em análises retrospectivas para uma avaliação das mudanças na sua intensidade e duração, verificando-se, principalmente, a influência da umidade do solo (forçante local), além da TSM (forçante remota) no SMAS.

No Capítulo 2, é feita uma revisão da literatura sobre monções em geral e, especificamente, sobre o SMAS; é também discutida a importância da umidade do solo em uma melhor caracterização da precipitação. No Capítulo 3, são descritos os dados utilizados e os métodos aplicados no desenvolvimento dos resultados. O Capítulo 4 apresenta os resultados quanto à interação solo-atmosfera no SMAS, assim como as análises sobre a influência da forçante remota. Por fim, o Capítulo 5 apresenta um resumo das principais conclusões.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Sistemas de circulação de verão da América do Sul

O verão da América do Sul apresenta alguns sistemas característicos: a Alta da Bolívia (AB) e o cavado situado no Nordeste brasileiro (C-NE) em altos níveis; em baixos níveis a Baixa do Chaco (BC), situada no norte da Argentina e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Virji, 1981; Mechoso *et al.*, 2005; Vera *et al.*, 2006; Marengo *et al.*, 2012). Em determinadas condições, o C-NE pode evoluir para um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), o que ocorre mais frequente em janeiro (Gan, 1982; Ferreira *et al.*, 2009). Esses sistemas, muitas vezes considerados individualmente, interagem na circulação de monção.

2.2 Monção

Os sistemas de monção são responsáveis por quantidades significativas de precipitação nas regiões tropicais e subtropicais do planeta durante o verão do respectivo hemisfério. Considera-se monção como um sistema de circulação global, pois sua natureza é de escala planetária (Chang e Lau, 2005) e, além disso, condiciona as características de tempo de uma região em escala sazonal. Moran e Morgan (1986), Holton (2004) e Vera *et al.* (2006), entre outros autores, caracterizam os sistemas de monção como reversão sazonal dos ventos, devido aos contrastes de temperatura oceano-continente que gera convecção sobre o continente, como um sistema de brisa planetária. No entanto, sua origem e interações ainda não são bem compreendidas. Esse fato fica mais evidente com relação a alguns sistemas de monção menos estudados, como o SMAS.

Durante muitos anos, a definição clássica de monção, proposta por Ramage (1971, *apud* Slingo, 2003), foi aceita. Ramage considera, para identificação dessas áreas, a reversão sazonal dos ventos de superfície determinada pelas temperaturas da terra ou oceano. Esse critério acaba por excluir regiões extratropicais, em que há a passagem de sistemas sinóticos transientes. Por este critério, identificam-se apenas as monções do Sul da Ásia, Austrália e África (Slingo, 2003). As Américas do Sul e do Norte não possuem monção a partir desse critério, pois estas não apresentam significativa reversão sazonal da direção do vento na baixa troposfera (Zhou e Lau, 1998; Slingo, 2003). Essa noção de ausência de monção na América do Sul perdurou até que a presença de um anticiclone de centro quente, ou seja, AB fosse evidenciada (Zhou e Lau, 1998).

Segundo a definição de monção aceita atualmente, o regime de monção se caracteriza pela inversão sazonal do campo de vento em grande escala sobre uma região, ocasionando verões chuvosos e invernos secos (Moran e Morgan, 1986 *apud* Gan *et al.*, 2009; Zhou e Lau, 1998; Webster *et al.*, 1998). Pela definição atual, as Américas do Sul e do Norte são classificadas como regiões de monção pelo menos em termos da precipitação, a partir do contraste de verão chuvoso e inverno seco (Webster *et al.*, 1998). Contudo, o rápido início da estação chuvosa na América do Sul sugere que sua origem seja dinâmica, ou seja, associada à passagem de um sistema frontal, em vez de uma simples resposta a variação anual do ângulo solar (Horel *et al.*, 1989).

De acordo com Zhou e Lau (1998), o estabelecimento do SMAS ocorre da seguinte maneira: durante o verão austral, um centro de convecção profunda domina sobre a América Central e a parte tropical da Bacia Amazônica (em torno de 5°S). No pico do verão austral (janeiro), essa fonte de calor diabática se move para os subtropicais (em torno de 20°S); concomitantemente, AB é formada em altos níveis sobre o planalto boliviano. A leste da AB encontra-se o C-NE, que se posiciona a oeste do oceano Atlântico Sul. Ainda no SMAS, regimes de ventos de norte e noroeste em baixos níveis se desenvolvem ao longo do lado leste dos Andes. No período da monção, os ventos alísios provenientes do Hemisfério Norte prevalecem sobre a maior parte da Bacia Amazônica. O início da estação úmida começa na Amazônia equatorial no final de novembro e depois se estende para leste e sudeste, originando a ZCAS. A atividade convectiva devido ao SMAS é ausente no leste da Bacia Amazônica e nordeste do Brasil (Vera *et al.*, 2006). Liebmann *et al.* (2004) assinalaram que a ocorrência de chuva em excesso na ZCAS pode coincidir com um Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) enfraquecido. Ainda durante o verão austral, um sistema de baixa pressão em baixos níveis se intensifica sobre a região do Chaco, ou seja, BC.

Segundo Zhou e Lau (2001), a estação chuvosa da América do Sul é caracterizada por distintas escalas de variação temporais: interanual, decadal e possivelmente variações interdecadais. A variação interanual dominante no verão austral da América do Sul é associada com o *El Niño* – Oscilação Sul (ENOS) (Zhou e Lau, 2001; Misra, 2008). Períodos de *El Niño* estão associados a “seca” no Norte e Nordeste do Brasil e chuvoso no Sul do Brasil, enquanto que condições de *La Niña* estão associadas a mais chuva no Norte e Nordeste do Brasil e seca no Sul do Brasil (Marengo *et al.*, 2001). O modo decadal afeta o posicionamento da Zona de

Convergência Intertropical (ZCIT) e o modo interdecadal está relacionado à variação na TSM do Atlântico (Zhou e Lau, 2001).

A variabilidade interanual da precipitação da Bacia Amazônica é parcialmente explicada pelas variações no ENOS em razão do movimento ascendente anômalo que ocorre a leste dos Andes e resulta em diferenças de precipitação no norte da Bacia, mas essa variação não ocorre completamente devido ao ENOS, pois também há associação com o transporte de umidade do oceano Atlântico (Rao *et al.*, 2006). Resultados de modelos dinâmicos sugerem que a redução de calor latente devido à redução de chuva sobre a Bacia Amazônica durante *El Niño* pode reduzir a intensidade da Alta da Bolívia no verão austral e, portanto, sinaliza o enfraquecimento do SMAS durante *El Niño* (Silva Dias *et al.*, 1983 *apud* Lau e Zhou, 2003).

Forçantes dinâmicas e de superfície agem na região da monção independentemente das condições de grande escala, como o ENOS (Collini *et al.*, 2008, Fu *et al.*, 1999). Durante *El Niño* a convecção aumenta sobre o oceano Pacífico Tropical leste e a subsidência aumenta sobre a América do Sul equatorial, o que desfavorece a convecção sobre esta área, o mecanismo nesse caso é a circulação da Célula de Walker (Mechoso *et al.*, 2005). As variações interanuais (ENOS) e também as mudanças na TSM do oceano Atlântico influenciam a frequência de convecção sobre a Amazônia. No entanto, não modificam os padrões temporais dos ciclos sazonais, mesmo em anos com sinal ENOS diferentes (*El Niño* e *Non-El Niño*) (Fu *et al.*, 1999), ou seja, não muda o processo que controla o início da estação chuvosa na Amazônia.

No sul da Bacia Amazônica, as mudanças sazonais na temperatura da superfície do continente (TSC) são mais intensas do que sobre os oceanos adjacentes e, portanto, possuem maior influência no gradiente entre continente e oceano, e nas mudanças de circulação de grande escala. Já na parte equatorial da Amazônia, mudanças na TSC são menores, então mudanças na TSC no sul da Amazônia e nos oceanos adjacentes controlam em grande parte os gradientes de temperatura continente-oceano que levam ao início da convecção equatorial (Fu *et al.*, 1999).

Krishnamurthy e Misra (2010a) estabeleceram que o modo principal de variabilidade diária da precipitação e da convecção no SMAS consiste em um padrão espacial coerente regionalmente que é fortemente relacionado ao ENOS. De acordo com os resultados desse estudo, durante anos de *El Niño* (*La Niña*), ocorre precipitação deficiente (excessiva) sobre o centro-leste da América do Sul e excessiva (deficiente)

sobre a região ao sul de 20°S. De acordo com Marengo *et al.* (2001), *El Niño (La Niña)* atrasa (adianta) o início da monção.

Krishnamurthy e Misra (2010b) revisaram os principais efeitos do ENOS na monção da América do Sul. A precipitação sobre a Região Sudeste da América do Sul é menos explicada pelo ENOS, pois depende também de processos regionais em escala subsazonal. No entanto, Krishnamurthy e Misra (2010a) mostraram que a variabilidade interanual da precipitação sobre a parte centro-leste da América do Sul é influenciada significativamente pelas variações do ENOS. Misra (2008) também mostrou que a precipitação sobre a Bacia Amazônica é bem representada por um modelo atmosférico acoplado a um modelo oceânico, já na Região Sudeste da América do Sul este acoplamento entre modelos não é muito significativo para reproduzir a precipitação próxima da realidade, sugerindo que outras variáveis com memória, como a umidade do solo, seriam importantes nessa representação.

Rao *et al.* (2013) determinaram o início e o fim da monção e o aumento de sua duração a partir dos campos de precipitação (Willmott e Matsuura, 2001) e da componente zonal do vento em 850 hPa (Reanálise NCEP/NCAR). Para a identificação do início e fim da monção eles utilizaram o critério proposto por Gan *et al.* (2004), que diz: quando a componente zonal do vento em 850 hPa muda de leste para oeste (oeste para leste) acompanhada da taxa de precipitação maior (menor) que 4 mm/d por no mínimo 8 pântadas subsequentes, é determinado o início (final) da monção. A região utilizada para esta avaliação foi de 50°-60°W e 10°-20°S (centro-oeste do Brasil). Os resultados de Rao *et al.* (2013) mostraram que o SMAS teve um tempo médio de duração de 174 dias no período de 1956-2006, com tendência de aumento de 7 dias em 10 anos.

2.3 A relevância dos processos de superfície na modelagem de tempo e clima

De um modo geral, as pesquisas em interação solo-atmosfera têm o objetivo de determinar em quanto a inicialização do estado da superfície em modelos numéricos pode melhorar a previsão do tempo (Koster *et al.*, 2001). No contexto da caracterização climática em escala subsazonal a sazonal é necessário o uso de variáveis preditoras de processos de superfície (solo) para a determinação de alguns aspectos uma vez que as variações oceânicas não são suficientes. O solo, bem como os oceanos, possui memória das condições de tempo que causaram a anomalia e, que já foi dissipada pela atmosfera. Essa memória possui profundas implicações para previsões de longo prazo. Nesse

aspecto, a umidade do solo é uma variável lenta do sistema climático, além da TSM, que vem ganhando mais atenção (Dirmeyer *et al.*, 2003).

A previsão sazonal de condições meteorológicas não pode depender somente da inicialização e modelagem da atmosfera, porque as escalas de tempo em que as anomalias se dissipam na atmosfera são muito pequenas. Deve-se levar em consideração a resposta da atmosfera às componentes do sistema terrestre, que podem ser previstas com meses de antecedência, assim como as dos oceanos e da superfície dos continentes (Koster e Suarez, 2001). A memória associada com a umidade do solo pode vir a ser a principal fonte de habilidade ou destreza da previsão de precipitação para o verão sobre os continentes em latitudes médias, particularmente, se a atmosfera responde de forma realística e previsível às anomalias na umidade do solo (Koster *et al.*, 2000; 2004).

Diversos aspectos climáticos são dependentes dos processos físicos de interação solo-atmosfera, pois para integrações de longos períodos (médias anuais), o fluxo de radiação líquida à superfície é balanceado pelos fluxos de calor sensível e calor latente, sendo que a umidade do solo conduz a partição desses fluxos no balanço de energia à superfície (Betts *et al.*, 1996). No âmbito da previsão climática, as principais variáveis diagnósticas são a temperatura do ar a 2 m e a precipitação, que indicam se uma estação será mais quente e chuvosa ou não, que são direta e indiretamente relacionadas aos fluxos de calor sensível e calor latente, respectivamente.

A umidade do solo influencia a atmosfera pelo processo de evaporação e outros fluxos à superfície. Essa resposta a alterações na umidade do solo (acoplamento) é mais forte em regiões de transição entre climas secos e úmidos, onde a evaporação é alta, mas ainda sensível à umidade do solo, o que pode afetar a precipitação (Koster *et al.*, 2004). Para previsão de verão em latitudes médias, ou seja, previsão de precipitação sobre continentes em intervalos subsazonais e mais longos, a inicialização da umidade do solo deve ser mais importante que a inicialização oceânica (Koster *et al.*, 2000). Inclusive, sobre a América do Norte há aumento da habilidade da previsão de precipitação quando se faz inicialização de superfície, durante o verão boreal.

As variáveis meteorológicas têm um grande impacto nas variações dos estados de superfície. A partir dessa premissa, a primeira fase do experimento *Global Land-Atmosphere Coupling Experiment* (GLACE-1) teve como objetivo saber se o contrário também é verdadeiro, ou seja, determinar o quanto as variações nas variáveis meteorológicas, como precipitação e temperatura do ar, são guiadas por variações nos estados prognósticos de superfície (Koster *et al.*, 2006). Como um dos resultados do

experimento GLACE-1, tem-se que previsões estendidas (>10 dias) precisam de informações de modos lentos do sistema climático, ou seja, modos com estados que não são rapidamente dissipados pelo caos.

Os efeitos da umidade do solo na precipitação podem ser associados com modificações dinâmicas dos sistemas atmosféricos, bem como a geração de circulações de mesoescala, através da formação de gradientes de fluxo de calor sensível (Pielke, 2001). Aligo *et al.* (2007) avaliaram a performance de um sistema de previsão por conjunto (*ensemble*), que foi inicializado a partir de variações na umidade do solo, com relação à previsão de precipitação, e concluíram que a quantidade de precipitação em sistemas convectivos pode ser fortemente sensível às modificações na umidade do solo. Mas as perturbações, se aplicadas somente à umidade do solo, podem não adicionar variabilidade suficiente para previsão de precipitação sobre o domínio. Por outro lado, Clark e Arritt (1995), Findell e Eltahir (2003), que consideraram somente a forçante termodinâmica a partir do posicionamento de fluxos de superfície de calor sensível e latente, acharam que a umidade do solo deve ter um importante papel no desenvolvimento de convecção.

Portanto, uma maneira indireta de melhorar a previsão de precipitação nos modelos é melhorar a previsão de umidade do solo e vice-versa. Assim, melhora-se a resposta do modelo em produzir uma hidroclimatologia realística. Para isso, diversas pesquisas foram realizadas, sobretudo com relação à assimilação de dados na inicialização de modelos, respeitando os balanços presentes na atmosfera. Apesar de o esforço, a previsão de chuva na região tropical é um dos maiores problemas da Previsão Numérica do Tempo (PNT), pois modelos numéricos quase não reproduzem a taxa correta de chuva (Nunes e Cocke, 2004; Sun *et al.*, 2006; Stephens *et al.*, 2010). A deficiência do modelo em simular a quantidade de precipitação pode estar parcialmente relacionada ao esquema de convecção (Marengo *et al.*, 2003).

Krishnamurti *et al.* (1984, 1988, 1991, 1994) descreveram o primeiro processo de inicialização física utilizado em PNT, no qual os perfis verticais na atmosfera de umidade específica ou de calor latente (Manobianco *et al.*, 1994) são ajustados, de forma a incluir os efeitos diabáticos através da assimilação de precipitação. Basicamente, o esquema de inicialização física utiliza a taxa de precipitação observada e a prevista pelo modelo numérico para melhorar os fluxos iniciais de superfície, e com isso ajustar os perfis verticais em um modelo global. Esse método também reduz o efeito da distribuição esparsa dos dados na região tropical através da relaxação

Newtoniana (Krishnamurti *et al.*, 1991). Uma vantagem adicional do método de inicialização física e de outros métodos de inicialização é a redução do *spin up* do modelo, melhorando assim a previsão de curto prazo.

O *spin up* existe em todos os modelos de previsão global e resulta de inconsistências dos campos iniciais com as parametrizações do modelo. A natureza do *spin up* revela um equilíbrio lento entre a evaporação global e a precipitação num período de alguns dias (para previsões de curto prazo). Durante esse período o movimento divergente, o aquecimento diabático e o campo de pressão à superfície se ajustam (Krishnamurti *et al.* 1991). Em modelos climáticos esse tempo de ajuste é maior, visto que as variáveis hidrometeorológicas, como precipitação e umidade do solo, devem entrar em balanço, mas como a resposta da umidade do solo é lenta, o *spin up* torna-se maior.

Nunes e Cocke (2004) implementaram o procedimento de inicialização física pela primeira vez em um modelo regional espectral com o objetivo de melhorar a previsão de precipitação de curto prazo sobre a América do Sul, reduzindo o *spin up*. Nunes e Roads (2005) reformularam o processo de inicialização física para simulações climáticas com o objetivo de melhorar a regionalização a partir da assimilação contínua de precipitação. Para isso, incorporaram o novo procedimento ao código do modelo regional espectral do *Experimental Climate Prediction Center Regional Spectral Model* (ECPC-RSM), descrito por Juang e Kanamitsu (1994) e Juang *et al.* (1997). Os resultados mostraram que simulações regionais longas podem ser realizadas sem diminuir a habilidade das variáveis prognósticas do modelo. A vantagem desse novo esquema de assimilação contínua da precipitação, com relação ao proposto por Krishnamurti *et al.* (1991), é que o perfil de umidade é ajustado mesmo sem a produção de precipitação pelo modelo. A finalidade da assimilação do campo de precipitação não é somente melhorar os campos de precipitação fornecidos pelo modelo, mas também acoplar interações solo-atmosfera com processos de superfície que são fortemente dependentes de uma precipitação acurada. Devido a esse impacto nas condições de superfície, espera-se o aprimoramento de previsões mensais a sazonais.

Nunes e Roads (2007) avaliaram o comportamento do esquema de assimilação de precipitação em um modelo climático regional, de acordo com o ciclo hidrológico e o balanço de energia, uma vez que a assimilação contínua de precipitação produz mudanças no fluxo de radiação à superfície a partir da modificação no albedo da superfície e na distribuição de nuvens, o que está diretamente relacionado a mudanças

no perfil de umidade produzidas pelo esquema de assimilação. Eles mostraram uma vantagem extra da assimilação de precipitação, que é o impacto positivo nos balanços hidrológico e de energia à superfície, o que pode estar ligado a mudanças na umidade do solo, além do objetivo original de aumentar a habilidade da previsão de curto prazo. Portanto, assimilação de precipitação pode eventualmente melhorar as interações entre solo e atmosfera, o que pode se mostrar útil na inicialização de previsões de longo prazo com melhor habilidade de previsão. O processo de assimilação de precipitação não só aprimora as características atmosféricas, mas também melhora a hidrologia da superfície e pode eventualmente se mostrar superior a metodologias desacopladas (solo-atmosfera) usadas por *Global Soil Wetness Project* (GSWP; Dirmeyer *et al.*, 1999), *Global Land Data Assimilation System* (GLDAS; Rodell *et al.*, 2004), e *North American Land Data Assimilation System* (NLDAS; Mitchell *et al.*, 2004).

Collini *et al.* (2008) estudaram a influência da umidade do solo nos primeiros estágios do SMAS através de experimentos de sensibilidade, modificando as condições iniciais de umidade do solo. Mudanças na monção são associadas à dinâmica de grande escala, mas durante os estágios iniciais, enquanto a superfície não está úmida o suficiente, anomalias na umidade do solo podem modular o desenvolvimento de precipitação.

Sörensson e Menéndez (2011) examinaram o impacto das condições de superfície durante a fase madura do SMAS através do cálculo do acoplamento entre umidade do solo, evapotranspiração e precipitação. A memória da umidade do solo contribui para uma variabilidade atmosférica e previsibilidade sazonal e pode afetar potencialmente o desenvolvimento do SMAS. A importância relativa de *feedbacks* de superfície e de processos dinâmicos de grande escala durante as diferentes fases da monção são ainda desconhecidos.

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

3.1.1 Reanálises Utilizadas

a) NCEP-CFSR

Utilizou-se a reanálise NCEP *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR; Saha *et al.*, 2010) como métrica de avaliação de variáveis atmosféricas e de superfície no período de 1981-2010.

A CFSR foi projetada e executada como um sistema global em alta resolução acoplado (solo-atmosfera-oceano). Duas análises de precipitação são usadas na análise de superfície da CFSR: CMAP [*Climate Prediction Center (CPC) Merged Analysis of Precipitation*; Xie e Arkin, 1997] e *Climate Prediction Center (CPC) unified global daily gauge analysis* (esses dados são descritos na subseção 3.1.3). O modelo de superfície global utilizado na CFSR é o Noah com quatro camadas (Ek *et al.*, 2003), descrito na seção 3.1.2f.

A resolução da atmosfera global da CFSR é ~38 km (T382) com 64 níveis verticais híbridos sigma-pressão da superfície até 0,26 hPa. Uma versão recente do *Simplified Arakawa-Schubert* (SAS; Hong e Pan, 1998) é o esquema de convecção profunda em uso pela CFSR. Os produtos estão disponíveis na resolução temporal de uma hora e na resolução espacial de 0,5°.

A partir de janeiro de 2011 houve uma mudança de versão da CFSR. A nova versão (versão 2) apresenta diferenças com relação à primeira (versão 1), o que implica em mudanças na climatologia do modelo da reanálise, também. Observou-se um aumento no conteúdo de umidade do solo integrada com relação à versão 1, o que leva a um novo período de *spin up* do modelo. Algumas análises serão apresentadas posteriormente, mas no geral, será desconsiderado o período da versão 2 da CFSR (2011-2013). Como é descrito na seção 3.1.3, CMAP, que é usada pela CFSR, também sofreu uma alteração a partir de novembro de 2010.

b) Reanálise do Século XX (20CRv2)

Utilizou-se a reanálise NOAA ESRL *Twentieth Century Reanalysis (V2)* (20CRv2; Compo *et al.*, 2011) para avaliar as variáveis atmosféricas e de superfície a longo prazo. Essa reanálise é um empenho em produzir uma reanálise global, abrangendo parte do século XIX e todo o século XX (1871-2012), utilizando apenas

observações sinóticas de pressão à superfície a cada 6 horas, além da TSM e da distribuição de gelo marinho mensais prescritas como condições de contorno para a atmosfera. O método de assimilação utilizado é o *Ensemble Kalman Filter* (Compo *et al.*, 2011). Trata-se da média de um *ensemble* de 56 membros.

A 20CRv2 pode ser separada em duas fases, antes e depois de 1960. Em geral, os sistemas de reanálise assimilam todas as observações úteis disponíveis no período da reanálise. No entanto, variações com o tempo na densidade dos dados podem ocorrer. Sobre a última metade do século XX, o número de observações disponível variou de milhares de observações de superfície e centenas de observações em altos níveis nos anos 50, para adicionais milhões de observações por satélite nos anos 90 (Compo *et al.*, 2011). Quanto menor a densidade de observações, menor a variabilidade sinótica presente na média do *ensemble*, o que pode levar a conclusões precipitadas acerca de mudanças climáticas.

Uma versão experimental do NCEP *Global Forecast System* (GFS), denominada April 2008, é utilizada na 20CRv2. O modelo atmosférico possui um conjunto completo de parametrizações físicas (Kanamitsu *et al.*, 1991; Moorthi *et al.*, 2001; Saha *et al.*, 2006). A versão utiliza o esquema de convecção profunda SAS (Moorthi *et al.*, 2001). O modelo contém uma complexa representação de processos de superfície através do acoplamento com o modelo de superfície Noah (Ek *et al.*, 2003).

Por eficiência computacional no sistema de ensemble, o modelo da reanálise tem uma resolução espacial em torno de 200 km (T62) com 28 níveis híbridos sigma-pressão na vertical (Juang, 2005).

c) NCEP/NCAR

A Reanálise Global NCEP/NCAR, doravante chamada R1 (Kalnay *et al.*, 1996) está sendo utilizada como fonte de informação proveniente de um modelo dinamicamente consistente e que apresenta campos comparáveis com dados de estação, para um período recente. O modelo de superfície utilizado pela R1 é uma versão simplificada do esquema *Oregon State University* (OSU1; Pan e Mahrt, 1987), com duas camadas (0–10 e 10–200 cm).

A R1 tem uma resolução horizontal em torno de 250 km no equador, 28 níveis sigma na vertical e está disponível a cada 6 horas. R1 usa o sistema de assimilação de dados (*Global Data Assimilation System*, GDAS) descrito em Kalnay *et al.* (1996). Esse sistema é um esquema de análises de assimilação de dados tridimensional variacional

(3DVar), onde as variáveis prognósticas são assimiladas. O período disponível da R1 se estende de 1948 até o presente.

d) NCEP-DOE R2

As condições de contorno e inicial do modelo utilizado na Reconstrução (descrita na seção 3.1.2) foram fornecidas pela Reanálise Global NCEP-DOE AMIP-II (R2; Kanamitsu *et al.*, 2002). SAS (Pan e Wu, 1994) é o esquema de convecção profunda em uso pela R2. O modelo de superfície utilizado pela R2 é uma versão simplificada do esquema OSU1.

A R2 tem uma resolução horizontal de 210 km no equador, 28 níveis na vertical e está disponível a cada 6 horas. R2 usa o sistema de assimilação de dados (GDAS) descrito em Kalnay *et al.* (1996).

A R2 utiliza a diferença entre a precipitação do modelo e a média de precipitação “observada” de cinco dias do CMAP (descrita na seção 3.1.3), para substituir a precipitação no modelo, visando corrigir a umidade do solo, em vez de modificar a precipitação que vai para o esquema do OSU1. Este procedimento faz com que o balanço de água à superfície não feche.

3.1.2 Reconstrução do Hidroclima da América do Sul

Um protótipo da Reconstrução do Hidroclima da América do Sul (Nunes, 2012) (doravante apenas Reconstrução), para o período de 2009-2013, é utilizado para detalhar algumas análises. O Projeto de Reconstrução do Hidroclima da América do Sul está sendo desenvolvido na Universidade Federal do Rio de Janeiro. Consiste em integrações numéricas de um sistema climático regional baseado em um modelo atmosférico acoplado a um esquema de superfície. O modelo atmosférico *Regional Spectral Model* (RSM) contém assimilação de precipitação CMORPH-CRT e um esquema tipo *spectral nudging*, denominado *Scale-Selective Bias Correction* (SSBC), que faz a regionalização da Reanálise 2 (R2). O modelo de superfície acoplado ao RSM é o Noah. Esses componentes da Reconstrução serão detalhados a seguir.

a) RSM

O modelo utilizado na Reconstrução é o Modelo Regional Espectral *Experimental Climate Prediction Center* (ECPC) - *Regional Spectral Model* (RSM; Juang *et al.*, 1997). Trata-se de um modelo de equações primitivas, com física similar à usada pelo Modelo Global Espectral da R2 (descrito na seção 3.1.2d). A versão do RSM

utilizada é acoplada ao modelo de superfície Noah. O modelo apresenta opções de parametrizações de convecção *cumulus*, entre elas, destacam-se: SAS (também utilizada pela CFSR) e *Relaxed Arakawa-Schubert* (RAS; Moorthi e Suarez, 1992). Utilizou-se para integrações numéricas sobre a América do Sul a SAS. A versão utilizada contém o esquema *Scale-Selective Bias Correction* (SSBC; Kanamitsu *et al.*, 2010), descrito na seção 3.1.2c, e também um esquema de assimilação de precipitação (Nunes e Roads, 2007a), no caso de CMORPH-CRT (descrito na seção 3.1.2e).

A resolução horizontal do RSM utilizada possui em torno de 40 km e 28 níveis sigma na vertical. A projeção Mercator foi utilizada para a grade regional. A orografia do modelo foi construída a partir de uma orografia com resolução de 0,5' (~1 km). As condições de contorno do RSM são atualizadas a cada 6h a partir da R2. O método adotado pelo RSM, em que é feita uma assimilação de precipitação pelo modelo atmosférico, faz com que haja o balanço de água à superfície, ao contrário de R2, como será abordado adiante.

b) Assimilação de precipitação (PA)

O esquema físico para assimilação de precipitação (PA) utilizado é apresentado por Nunes e Roads (2007a). Com o objetivo de aproximar a precipitação do modelo aos valores médios observados, são introduzidas mudanças no perfil de umidade específica, principalmente na baixa troposfera, levando em consideração a diferença entre taxa de precipitação “observada” e prevista (Nunes e Roads, 2007a). A umidade é modificada pelo esquema de assimilação somente nas camadas onde está ocorrendo precipitação. Mais detalhes sobre o esquema de assimilação de precipitação e sobre sua influência no RSM são encontrados em Nunes e Roads (2007a,b; 2009).

Demais metodologias de assimilação de precipitação, adotadas na preparação das reanálises para prover campos de precipitação aprimorados são, por exemplo, a empregada na NCEP *North American Regional Reanalysis* (NARR; Mesinger *et al.*, 2006), que utiliza um procedimento de assimilação a partir do *nudging* de taxas de calor latente; e na R2 (descrita na seção 3.1.2d), onde a média de 5 dias da precipitação observada (satélite + pluviômetro - CMAP; Xie e Arkin, 1997) é comparada com a precipitação do modelo a fim de ajustar a umidade do solo do topo da camada do modelo de superfície.

c) Scale-Selective Bias Correction (SSBC)

A versão do RSM utilizada contém um esquema similar ao *Spectral Nudging* (von Storch *et al.*, 2000), *Scale-Selective Bias Correction* (SSBC; Kanamitsu *et al.*, 2010), com o objetivo de diminuir os erros do modelo regional e melhorar sua performance, devido a uma melhor interpretação do estado de grande escala pelo modelo. O SSBC é aplicado em ondas longas, maiores que 1000 km (escala sinótica). O *nudging* é aplicado diretamente na componente rotacional do vento. Também é feita uma correção à perturbação de temperatura e ao logaritmo da pressão à superfície (a pressão à superfície é tratada como logaritmo natural dentro do modelo). A aplicação do SSBC no RSM permite que o esquema de assimilação de precipitação atue livremente sobre a componente divergente do vento (movimento vertical).

d) Noah

O modelo de superfície acoplado ao RSM (à CFSR e à 20CRv2) é o Noah. Trata-se de uma versão melhorada do esquema de superfície OSU, mas com mudanças significativas (Koren *et al.*, 1999; Ek *et al.*, 2003). Isso inclui aumento no número de camadas no solo de duas do OSU (com espessuras de 10 e 190 cm) para quatro no Noah (com espessuras de 10, 30, 60 e 100 cm), modificações na formulação da cobertura do solo (Chen *et al.*, 1996), evaporação do solo nu e interação com os vegetais (fenologia) (Betts *et al.*, 1997), escoamento superficial e infiltração (Schaaque *et al.*, 1996) e tratamento do comprimento de rugosidade (Chen *et al.*, 1997). A profundidade total do solo é de 2 metros, com a zona de raiz no primeiro metro. Então, a camada inferior de 1 metro atua como um reservatório com drenagem gravitacional no fundo (Chen e Dudhia, 2001). Outros fatores como a variação da profundidade da camada de raiz (dependendo da classe de vegetais) foram otimizados e o conteúdo de gelo volumétrico foi adicionado como nova variável prognóstica (De Haan *et al.*, 2007).

Uma comparação entre os modelos de superfície Noah e OSU é encontrada em De Haan *et al.* (2007). Mais detalhes sobre o modelo Noah, bem como a referência dos métodos de parametrização podem ser encontrados em Ek *et al.* (2003).

Noah apresenta equação prognóstica para o cálculo da umidade do solo que considera a precipitação, como pode ser observado pela Equação 3.1 (Chen *et al.*, 1996; Chen e Dudhia, 2001):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} + F_{\theta} , \quad (3.1)$$

onde F_{θ} representa fontes e sumidouros de água do solo (precipitação e evaporação), termo este que será modificado pela assimilação de precipitação. Os demais termos são difusividade da água do solo (D) e condutividade hidráulica (K), que são função da fração da unidade de volume de solo ocupada pela água (θ).

A Tabela 3.1 apresenta um resumo dos modelos e reanálises utilizados nas avaliações, juntamente com suas características.

Tabela 3.1: Reanálises globais e reconstrução do hidroclima regional.

Reanálise Global	Res.	Período	Modelo de Superfície	Observação	Referência
NCEP-CFSR	0,5° (saída)	1979-2010	Noah – 4 camadas (Ek <i>et al.</i> , 2003)	64 níveis híbridos na vertical (sigma-p) Assimila somente pressão à superfície; 28 níveis híbridos na vertical (sigma-p)	Saha <i>et al.</i> (2010)
20CRv2	2,0°	1871-2012	Noah – 4 camadas (Ek <i>et al.</i> , 2003)	28 níveis sigma	Compo <i>et al.</i> (2011)
R1	2,5°	1948-presente	OSU1 – 2 camadas (Pan e Mahrt, 1987)	Assimilação de Precipitação (PA); 28 níveis sigma	Kalnay <i>et al.</i> (1996)
Reconstrução	Res.	Período	Modelo de Superfície	Observação	Referência
RSM	40 km	2009-2013	Noah - 4 camadas (Ek <i>et al.</i> , 2003)		Juang <i>et al.</i> (1997)

3.1.3 Produtos de precipitação

a) CMAP

Nesse estudo, uma fonte de dados utilizada para verificação são as médias mensais de precipitação CMAP, disponibilizada por NOAA/OAR/ESRL PSD, Boulder, Colorado, USA, em <http://www.esrl.noaa.gov/psd/>, que são obtidos a partir de 5 tipos de estimativa por satélite e observações de estações meteorológicas, versão *standard*. A resolução horizontal do CMAP é de 2,5° x 2,5°.

A partir de novembro de 2010, CMAP mudou de versão e foram observadas descontinuidades do dado para a área considerada, portanto, não serão utilizadas informações provenientes do CMAP a partir dessa data.

b) GAUGE-RT

Outra fonte de dados utilizada para verificação é o CPC *unified global daily gauge analysis v1.0 Real Time* (GAUGE-RT) (Chen *et al.*, 2008). Construído em uma grade de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ no globo, somente sobre os continentes, através do algoritmo de interpolação ótima (Xie *et al.*, 2007) de registros diários de pluviômetros a partir do *Global Telecommunication System* (GTS) e outros dados internacionais. Os dados da versão *Real Time* não foram analisados por testes de qualidade. O período utilizado do GAUGE-RT compreende de 2009 a 2013.

c) GPCC

Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) *Full Data Reanalysis* (Schamm *et al.*, 2014) apresenta campos globais mensais de precipitação, baseados em 67.200 estações distribuídas ao redor do mundo com registros de 10 anos ou mais de duração, sendo constituído por estações GTS e dados históricos. Os totais mensais de precipitação são espacializados em grades regulares de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, $1,0^\circ \times 1,0^\circ$ e $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, sendo que a resolução utilizada foi a de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. O período disponível vai de 1901 a 2010.

d) CMORPH-CRT

Os dados de precipitação assimilados pelo RSM, utilizado na Reconstrução, são gerados a partir da técnica *Climate Prediction Center MORPHing* (Joyce *et al.*, 2004), que produz análises de precipitação globais em alta resolução espacial e temporal. Essa técnica utiliza estimativas de precipitação derivadas de observações exclusivas de sensores de microondas a bordo de satélites de órbita baixa (satélite DMSP 13,14 e 15 – sensor SSM/I; satélite NOAA 15, 16, 17 e 18 – sensor AMSU-B; satélite Aqua – sensor AMSR-E; satélite TRMM – sensor TMI), e cujos elementos são transportados via propagação espacial da informação que é obtida inteiramente pelo dado de infravermelho de satélites geoestacionários. As estimativas derivadas dos sensores de microondas são geradas pelos algoritmos de Ferraro (1997) para o sensor SSM/I, Ferraro *et al.* (2000) para o sensor AMSU-B, e Kummerow *et al.* (2001) para o sensor TMI. Para mais detalhes consulte Joyce *et al.* (2004). A versão CRT é corrigida por dados de estação. Os dados de precipitação CMORPH assimilados pelo RSM possuem a resolução espacial de 25 km e temporal de 3 h.

Tabela 3.2: Produtos de precipitação utilizados.

Produto de precipitação	Res.	Período	Observação	Referência
CMAP	2,5°	1979-2010	Médias mensais de precipitação; combina satélite e pluviômetro	Xie e Arkin (1997)
CMORPH-CRT	25 km	2009-2013	Produto derivado de satélite; resolução temporal de 3 h; assimilado pelo RSM	Joyce <i>et al.</i> (2004)
GAUGE-RT	0,5°	2006-2013	Produto derivado da interpolação de registros de pluviômetros; versão <i>Real Time</i>	Chen <i>et al.</i> (2008)
GPCC	0,5°	1901-2010	Produto derivado da interpolação de registros de pluviômetros	Schamm <i>et al.</i> (2014)

3.2 Metodologia

Na Figura 3.1 é evidenciada a área de estudo do SMAS. De acordo com Gan *et al.* (2004), essa região inclui a porção máxima de precipitação de verão que é fortemente associada ao SMAS, além disso, mudanças do vento sobre essa região representam bem as características do SMAS.

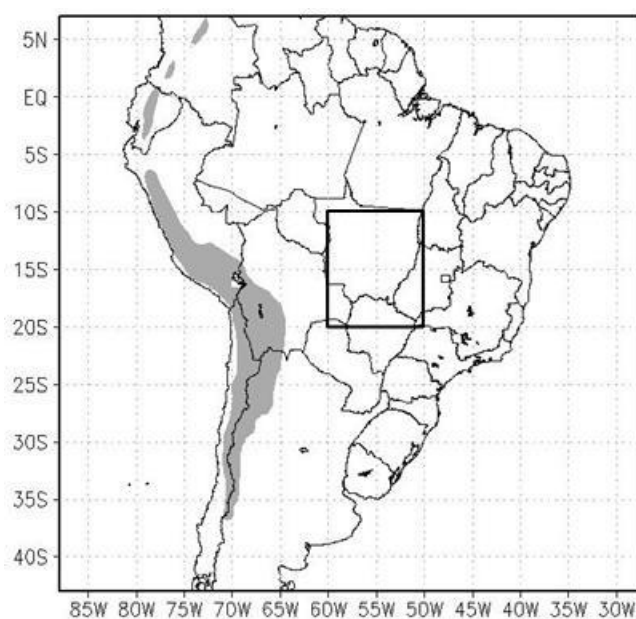


Figura 3.1: Área do SMAS delimitada pelo retângulo entre 10°S-20°S e 50°W-60°W.

Sobre a área selecionada e também em toda a América do Sul, foi analisado o comportamento das séries temporais médias de: precipitação (P), evaporação (E), componente zonal e meridional do vento, radiação de onda longa emergente no topo da atmosfera (ROL) e umidade do solo (SM). Com isso, foram calculadas anomalias e correlações das variáveis de P , E , ROL e SM , levando em consideração a significância estatística, de forma a se obter relações entre variáveis atmosféricas e de superfície sobre a América do Sul e, mais especificamente, na área do SMAS. Para isso foram computados:

a) Desvio padrão

$$S_x = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x'_i)^2}, \quad (3.2)$$

onde $x' = x - \bar{x}$, x é a variável considerada, \bar{x} é a sua média no tempo e x' é a anomalia para um determinado mês, sendo N o número total de anos.

b) Coeficiente de correlação de Pearson

Muitas variáveis meteorológicas apresentam persistência por si só e relação de dependência entre elas. Uma forma utilizada para avaliação dessas relações é por meio do cálculo da correlação de Pearson, que é uma medida de associação entre duas variáveis. Uma maneira de se obter a correlação de Pearson é através da razão entre a covariância da amostra de duas variáveis e o produto de seus desvios padrões (Wilks, 2006) (Equação 3.3):

$$r_{xy} = \frac{Cov(x,y)}{S_x S_y}, \quad (3.3)$$

onde $Cov(x,y) = \sum_{i=1}^N (x'_i y'_i)$ é a covariância das variáveis x e y , sendo x' e y' suas respectivas anomalias. S_x e S_y representam os desvios padrões das mesmas variáveis, dados pela Equação 3.2.

Valores críticos para o coeficiente de correlação de Pearson retornam a significância estatística da relação entre as variáveis, através de níveis de confiança (Weathington *et al.*, 2012).

Persistência é a existência de dependência positiva de uma variável com ela mesma através do tempo, ou seja, a existência de uma tendência entre valores sucessivos ou a ocorrência de um evento. Em variáveis contínuas, a persistência é tipicamente caracterizada em termos de *serial correlation* ou *temporal autocorrelation* (Wilks, 2006). Neste trabalho, são estudados diferentes períodos de 30 anos (Normal

Climatológica), para analisar a estacionaridade da medida (Arguez e Vose, 2011) e também períodos menores, para avaliar características específicas de determinados eventos.

c) Anomalia padronizada

O conceito de anomalia padronizada é utilizado de modo a se comparar variáveis diferentes, dado por:

$$z_j = \frac{X_j - \bar{X}}{S_X}, \quad (3.4)$$

onde X é a média na área da variável considerada, \bar{X} é a normal climatológica de X , para um determinado mês, sendo que j representa um dado ano.

Utilizando esses conceitos, foi elaborado o método de análise da interação solo-atmosfera adotado no presente trabalho.

1) Campos de correlação sobre a América do Sul

Com o objetivo de avaliar a influência da umidade do solo ao longo da estação chuvosa, com base na Equação 3.3 e utilizando a CFSR, foram calculados campos de autocorrelação atrasados em 1, 2 e 3 meses, a partir da média trimestral de NDJ (nov-dez-jan), da anomalia de SM . Da mesma forma, foram calculadas correlações entre anomalias de SM e anomalias de P e E . O período base utilizado no cálculo das anomalias se estende de 1981 a 2010. Nessa análise, apenas correlações estatisticamente significativas ao nível de confiança de 95% *two-tailed* foram consideradas, ou seja, acima do coeficiente de correlação linear de 0,205 (Weathington *et al.*, 2012).

2) Evolução do SMAS a partir da 20CRv2

Com o objetivo de avaliar a evolução do SMAS, foram identificadas e registradas as datas de início e fim do SMAS e separadas em Normais climatológicas de 1901-1930, 1931-1960, 1961-1990, 1981-2010 (climatologia da última década) (WMO, 1989; Arguez e Vose, 2011). Para essa identificação, foi aplicada uma metodologia modificada, com base em Gan *et al.* (2004), aos campos da 20CRv2 para a determinação do início e fim do SMAS às variáveis de precipitação e componente zonal do vento em 850 hPa, na área definida para estudo do SMAS, que por sua vez também foi definida por Gan *et al.* (2004). No critério modificado, o início da monção, ou

período ativo, é considerado quando a componente zonal do vento muda de leste para oeste, ou seja, fica positiva, acompanhada da taxa de precipitação maior que 4 mm/d por no mínimo 4 dias (supõe-se que a estação de monção de determinado ano começa no ano anterior). Já o final da monção é definido quando a componente zonal do vento volta a ser negativa e a taxa de precipitação cai abaixo de 4 mm/d, ou seja, coincide com a última ocorrência da condição ativa da monção.

3) Diferença entre as climatologias de precipitação

Foi calculada a tendência do erro médio a partir da diferença entre climatologias mensais de precipitação (período base: 1981-2010) na área do SMAS de produtos oriundos de satélite (CMAP e GPCP) e de reanálises (CFSR, R1 e R2), com relação ao produto derivado de dados de estação GPCC (Schamm *et al.*, 2014). Esta análise objetivou obter a tendência média do erro dos produtos de precipitação avaliados e, por fim, encontrar um produto de reanálise que fosse mais próximo da precipitação observada, tendo em vista análises com as variáveis de *SM* e *ROL*, além de *P*. A escolha do uso de reanálises em vez de observação provém da necessidade da utilização de um produto que forneça outras variáveis, como por exemplo, *SM*, e que derivem de produtos dinamicamente consistentes.

4) Índice *SA*

Utilizando a Equação 3.4, foi definido o índice Solo Atmosfera (*SA*) para a avaliação da interação solo-atmosfera na área do SMAS. Esse índice estabelece uma relação entre umidade do solo (*SM*) e radiação de onda longa emergente no topo da atmosfera (*ROL*), a partir de suas anomalias padronizadas SM^* e ROL^* (utilizou-se R1), da seguinte forma:

$$SA = SM^* - ROL^* \quad (3.5)$$

Segundo Trenberth (1999), a precipitação vem, pelo menos, de uma das três seguintes fontes: da umidade já presente na atmosfera, da convergência de umidade advectada para a região através dos ventos, ou pela evaporação da umidade da superfície. Em um estado de equilíbrio ou em um longo período, a primeira fonte não é viável e pode contribuir pouco, então as únicas alternativas são evaporação e advecção. A evaporação como fonte de precipitação sobre o continente depende da disponibilidade de umidade do solo, que em parte depende também da precipitação, uma vez que esta

atinge o solo. O termo reciclagem se refere de quanto a evaporação em uma área contribui para precipitação na mesma área. A umidade disponível localmente para precipitação depende em grande parte do transporte de umidade pela atmosfera a partir de outras regiões, e a fração reciclada depende da magnitude do fluxo total de umidade.

Nesse estudo, as variáveis *SM* e *ROL* foram escolhidas para comporem o índice *SA*, exatamente, por participarem dos processos associados à precipitação. A *SM* representa a quantidade de água disponível na superfície para evaporação (processo de reciclagem); e a *ROL* está relacionada com a convecção, que por sua vez está associada à convergência de umidade advectada a partir de outras regiões. Quando no período da estação chuvosa *SM* é máxima (indicando solo bastante úmido) e *ROL* é mínima (indicando presença de nuvens de grande desenvolvimento vertical com topos frios), *SA* assume valores positivos que podem indicar a ocorrência de eventos significativos de precipitação, podendo causar anomalia positiva de precipitação. O contrário acontece quando *SM* e *ROL* assumem comportamentos opostos aos descritos anteriormente, fazendo *SA* assumir valores negativos, que podem indicar ausência de eventos significativos de precipitação. A vantagem de *SA* com relação à anomalia de *P* é que a informação de *P* está contida no índice *SA* de maneira potencializada, visto que *SA* é composto por duas variáveis de sinais opostos: uma que representa a precipitação de origem convectiva que ocorre principalmente durante o verão (*ROL*); e *SM*, que apresenta uma oscilação mais lenta.

O comportamento de *SA* é avaliado conjuntamente com as condições ENOS atuantes, de acordo com a anomalia de TSM na região do *Niño* 3.4 (CPC-NOAA; Anexo), e com a anomalia de *P*.

4 RESULTADOS

No presente capítulo são apresentadas as análises e os resultados acerca do SMAS desde seu início, sua variabilidade e interações com diferentes componentes da superfície e atmosfera até seu fim.

4.1 SMAS – Uma climatologia

A compreensão da dinâmica da circulação do SMAS, bem como de suas componentes, é muito importante para o entendimento das interações de grande escala desse sistema, principalmente com relação ao escoamento de umidade na atmosfera. A formação dos sistemas de pressão (BC e AB) são os precursores da formação do SMAS, atuando também em sua manutenção (Zhou e Lau, 1998; Chen, 2003; Holton, 2004). A circulação da estação quente (primavera e verão) sobre a América do Sul mostra o aspecto clássico da monção, que contém um sistema de baixa pressão à superfície (BC), alta pressão em altos níveis (AB) e intenso fluxo de umidade do Oceano Atlântico para a América do Sul (Wallace e Hobbs, 1977; Holton, 1992; Mechoso *et al.*, 2005).

A Figura 4.1 é uma figura esquemática da circulação média sobre a América do Sul de 1981 a 2010, elaborada a partir da suavização dos campos da CFSR, para os meses de janeiro (4.1a), mês representativo do verão, e julho (4.1b), mês representativo do inverno, dos padrões de circulação na alta e baixa troposfera sobre a América do Sul, além do perfil vertical do movimento ascendente e descendente médio entre 25°S e 15°S. Na seção 4.2 é mostrada uma avaliação de produtos de reanálises e análises de precipitação, que justifica a escolha da CFSR para esta climatologia.

A partir das Figuras 4.1 a,b, ao nível da superfície, pode-se notar a presença das Altas Subtropicais do Atlântico Sul (ASAS) e do Pacífico Sul (ASPS) sobre os oceanos, e também de baixas pressões sobre o região tropical da América do Sul. Durante o verão (4.1a), nota-se a presença de um centro de baixas pressões, denominado de BC. A partir da média meridional do corte transversal entre 25°S e 15°S, observa-se que há movimento ascendente, desde os baixos níveis até os altos níveis da troposfera, sobre o continente durante o verão e que não é observado durante o inverno. Também se pode notar a presença de movimento descendente sobre os oceanos nos dois períodos. Em altos níveis, durante o verão, sobre o continente, é observado um sistema típico de circulação de verão, a AB, que não é observado no inverno. Portanto, é interessante notar a “célula de circulação” de verão, não necessariamente zonal, localizada entre o

Oceano Atlântico e a América do Sul, fazendo com que o Atlântico, além da Amazônia, seja uma fonte de umidade para o SMAS.

Durante anos não foi considerada a atuação de um sistema de monção sobre a América do Sul, no entanto, percebe-se, a partir de uma climatologia em altos e baixos níveis da troposfera, a atuação de sistemas responsáveis por convecção e transporte de umidade para o continente durante o verão e que não estão presentes durante o inverno. Essa é a circulação sazonal de verão da América do Sul que dá origem ao SMAS. A resposta dessas circulações nas variáveis atmosféricas define o impacto do SMAS.

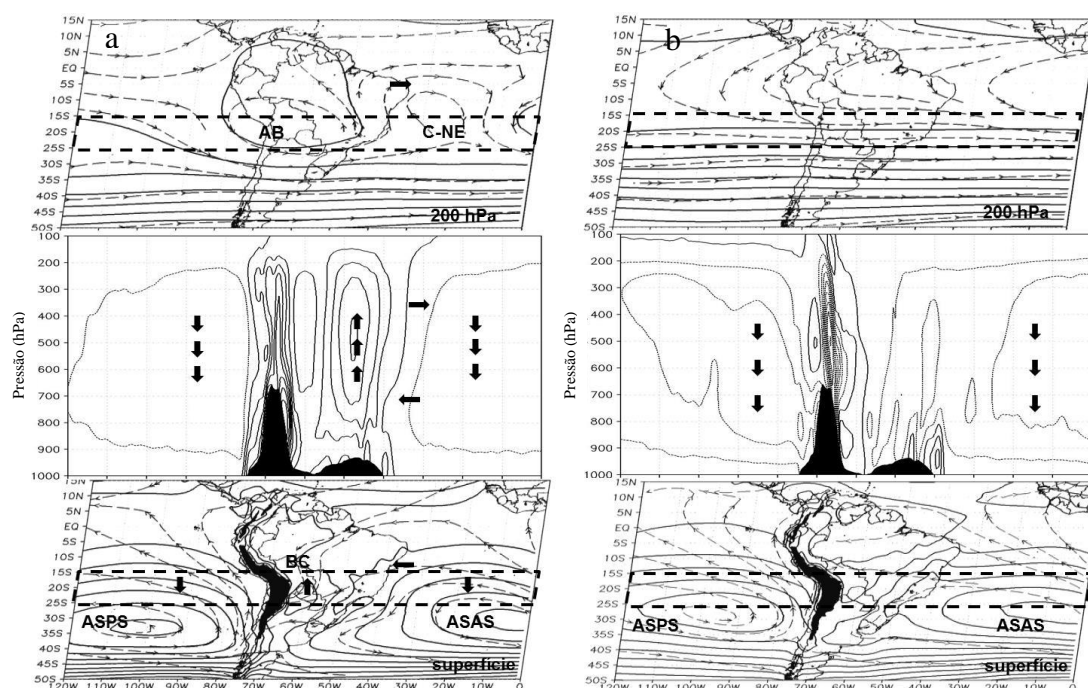


Figura 4.1: Climatologia de 1981 a 2010 para os meses de janeiro (a) e julho (b) a partir da CFSR dos padrões de circulação na alta (topo) e baixa (base) troposfera sobre a América do Sul, além do perfil vertical (centro) do movimento ascendente (linha cheia) e descendente (linha pontilhada) médio zonal entre 25°S e 15°S (área indicada entre as linhas tracejadas).

Na Figura 4.2 é observada a climatologia de *ROL* para o mesmo período, proveniente da CFSR. Apenas valores abaixo de 240 W/m² (Xie e Arkin, 1998) são mostrados, de modo a enfatizar a presença de nuvens com topos mais frios, ou seja, nuvens de desenvolvimento vertical, o que não significa ausência de nebulosidade de outro tipo nas demais regiões. Nota-se em janeiro (4.2a), além da nebulosidade presente na maior parte da América do Sul, a presença de um padrão de nebulosidade com

orientação NO-SE sobre a América do Sul na região da ZCAS e também na região a leste dos Andes, que é a região do JBNAS. Ressalta-se que o JBNAS não é um sistema exclusivo do verão. Como é de se esperar, no verão austral (4.2a), a ZCIT é mais enfraquecida do que no verão boreal (4.2b), devido à oferta de umidade nos oceanos em que se encontra.

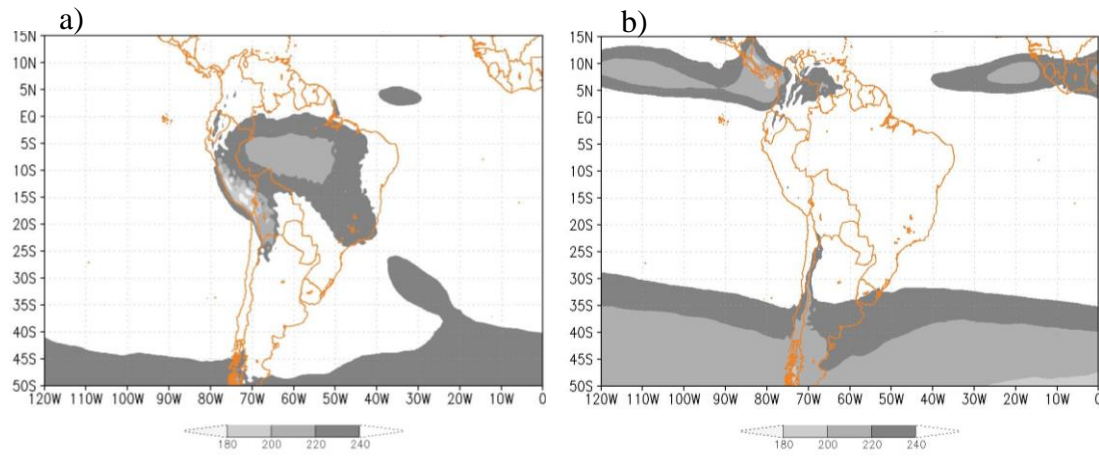


Figura 4.2: Climatologia de *ROL* (apenas valores menores que 240 W/m^2) para os meses de janeiro (a) e julho (b) de 1981 a 2010 a partir da CFSR.

A Figura 4.3 apresenta a climatologia de precipitação para janeiro e julho, também para o período de 1981 a 2010, a partir do CMAP e da CFSR. Ambos encontram-se na mesma resolução de $2,5^\circ$. O campo do CMAP está sendo mostrado de modo a validar o campo de precipitação da CFSR, que está sendo usado nas demais análises. Observa-se que mesmo a CFSR possuindo intensidade de precipitação maior que CMAP, os padrões são concordantes, apresentando uma correlação de 90% para o campo de janeiro. Como no campo de *ROL*, a precipitação também apresenta maiores acumulados na área da ZCAS no período do verão austral (4.3 a,c), no entanto é observada precipitação em quase toda a área de abrangência da monção. De acordo com o campo de *ROL* para julho, a ZCIT encontra-se mais bem pronunciada (4.3 b,d). Observa-se forte relação entre *ROL* menor que 240 W/m^2 e taxa média de precipitação acima de 6 mm/d .

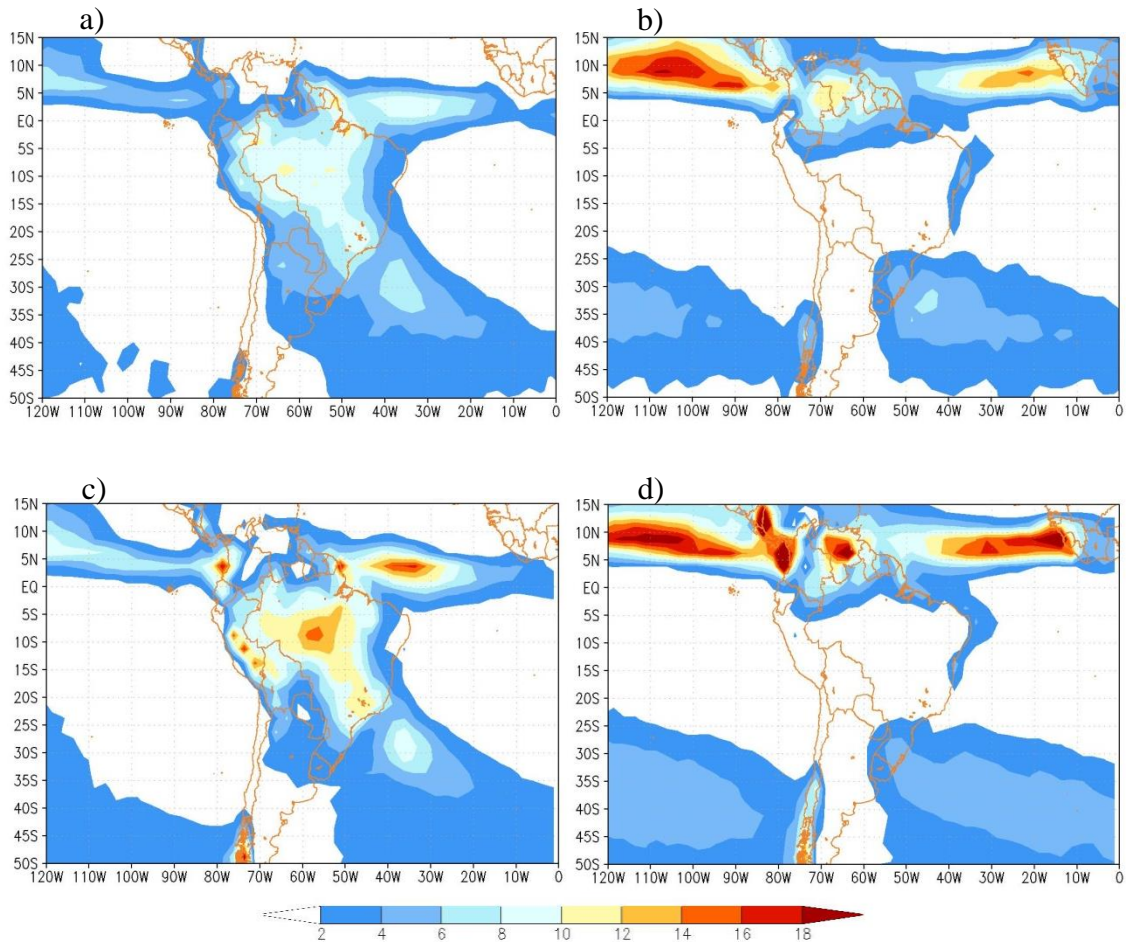


Figura 4.3: Climatologia de precipitação (mm/d) para os meses de janeiro (a) e (c) e julho (b) e (d) de 1981 a 2010 a partir do CMAP (a) e (b) e da CFSR (c) e (d). Todos na resolução de 2,5°.

Os resultados do GLACE (Koster *et al.*, 2004) mostraram que existe um forte acoplamento entre a umidade do solo e a área da monção da América do Norte. A partir disso, sabe-se que há uma relação entre determinadas variáveis atmosféricas e de superfície e a precipitação. Na busca dessas relações para a área da monção da América do Sul, foram elaborados mapas de correlação entre variáveis atmosféricas relacionadas à precipitação da monção e a umidade do solo.

A Figura 4.4 apresenta campos de correlação atrasada em 1, 2 e 3 meses entre anomalias de *SM* e: anomalias de *SM* (a, b, c), anomalias de *P* (d, e, f) e anomalias de *E* (g, h, i), respectivamente. São apresentadas apenas correlações estatisticamente significativas ao nível de confiança de 95% *two-tailed*, ou seja, acima do coeficiente de correlação linear de 0,205 (Weathington *et al.*, 2012).

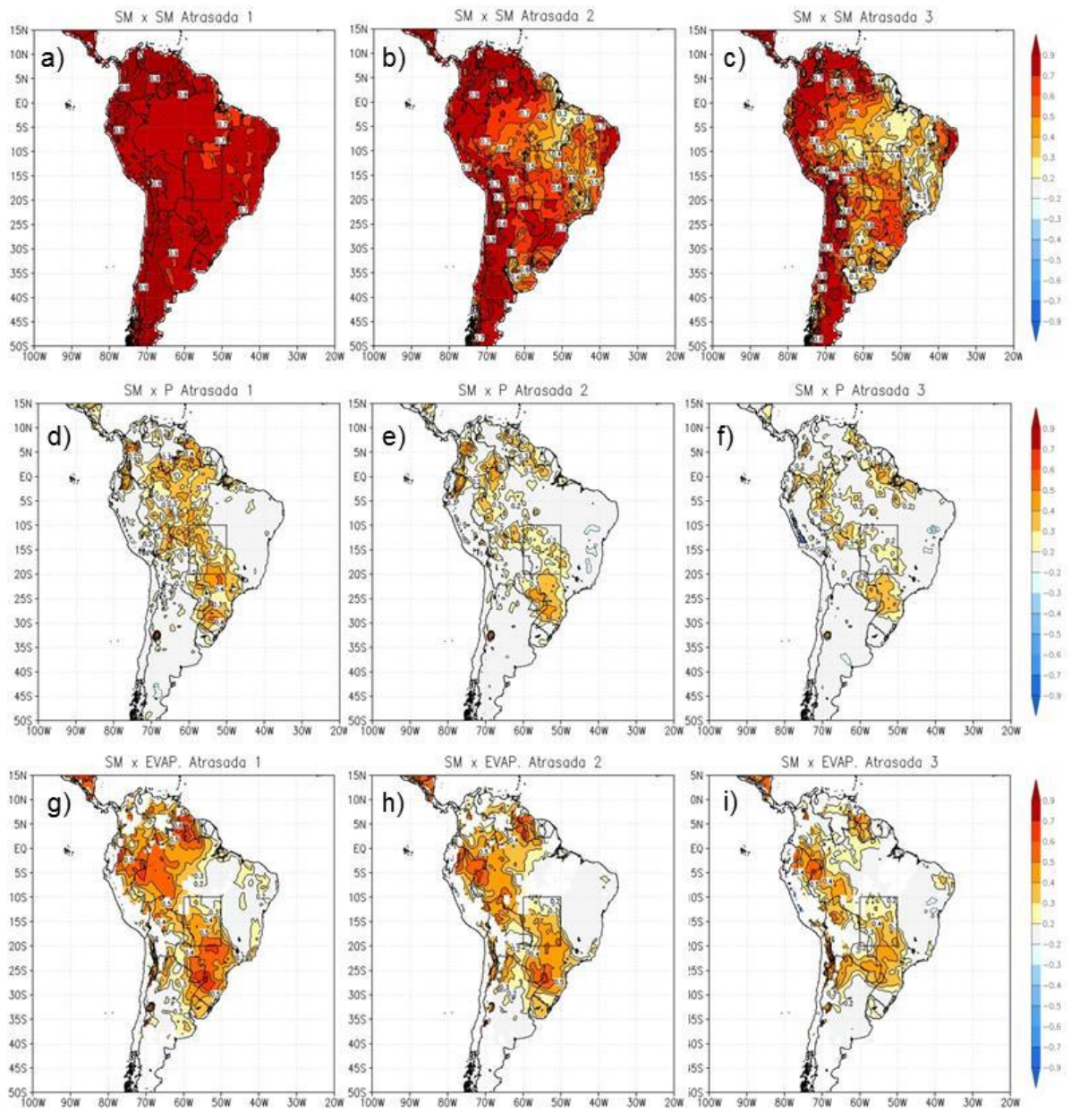


Figura 4.4: Da esquerda para direita, correlação atrasada em 1, 2 e 3 meses entre anomalias de *SM* e: anomalias de *SM* (a, b, c), anomalias de *P* (d, e, f) e anomalias de *E* (g, h, i), respectivamente. Somente correlações significativas estatisticamente ao nível de confiança de 95% e acima foram plotados. Campos provenientes da CFSR, com período base para cálculo da climatologia de 1981-2010.

Em primeiro lugar, evidencia-se a memória associada à *SM*, pois em um intervalo de 3 meses a autocorrelação da *SM* ainda apresenta um forte sinal da *SM* da estação anterior na maior parte da América do Sul, em outras palavras, no final da estação chuvosa o solo ainda possui sinal da *SM* do meio da estação. De Koster e Suarez (2001) tem-se que um período atípico de chuva forte pode produzir anomalia positiva de

umidade do solo e a dissipação dessa anomalia através de evaporação e outros processos pode levar de semanas a meses. Escala de tempo similar se aplica a dissipação de anomalia negativa de umidade do solo (atípico solo seco).

Da equação do balanço hidrológico (Roads *et al.*, 2003; Nunes e Roads, 2007a), tem-se:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = P - E - N + Res , \quad (4.1)$$

onde $\partial W/\partial t$ é a variação do armazenamento de água na superfície (SM), N é o *runoff* superficial e Res é o resíduo ou termo de não fechamento, comum em reanálises. $P-E$ é o fluxo resultante de água da atmosfera para a superfície (Hartmann, 1994), ou seja, é o principal termo que balanceia com SM .

Quando P é maior que E , ou seja, $P-E$ positivo, significa que a atmosfera perde mais vapor do que ganha, e que o armazenamento de água no solo está aumentando. Quando E é maior que P , ou seja, $P-E$ negativo, significa que umidade está sendo adicionada à atmosfera, proveniente da evaporação da água armazenada na superfície, portanto, favorecendo a reciclagem. Esse processo é administrado pela SM , uma vez que ela coordena o particionamento entre os fluxos de calor sensível e calor latente (Betts *et al.*, 1996) e a E pode ser obtida diretamente a partir do calor latente através da relação $E = LHF/(2,5 \times 10^6)$, onde LHF é o fluxo de calor latente. Se a SM é baixa, o fluxo de calor sensível da superfície é maior, o que também influi na temperatura do ar a 2 metros (T2m), no entanto, a T2m sofre outros tipos de interações com outras variáveis e, portanto, não será apresentada com maiores detalhes. Se a SM é alta, o fluxo de calor latente é alto, o que indica altos valores de E também.

A superfície atinge rapidamente altos valores de umidade do solo onde a evapotranspiração não é modificada (Collini *et al.*, 2008). Isso significa que, quanto maior a reciclagem, mais a SM é responsável pelos processos de precipitação que ocorrem na região. Esse processo é mais eficiente no verão, como será visto adiante. Isso pode ser notado a partir dos campos de P e SM , que apresenta maior correlação na região da ZCAS, o que indica um forte acoplamento entre essas variáveis nessa região, como em Koster *et al.* (2004).

Correlações entre E e SM mostram um padrão semelhante sobre o SMAS, mas com maiores valores de correlação que P , mesmo para um atraso de três meses. De

Sörensson e Menéndez (2011) tem-se que eventos de chuva extrema ocorrem preferencialmente em regiões de forte acoplamento solo-*evapotranspiração*.

A partir dos campos de *E*, *P* e *SM* nota-se também uma área de correlação mais alta no centro da América do Sul, que é a área do SMAS e ao sul, apresentada na Figura 3.1.

4.2 SMAS – Evolução e variabilidade

A compreensão da variabilidade do SMAS também é outro fator que caracteriza cada estação chuvosa individual, bem como sua evolução com o tempo.

4.2.1 Avaliações através da 20CRv2 e da R1

A identificação dos períodos ativos do SMAS pode ser obtida a partir da Figura 4.5, que apresenta a série temporal dos campos diários da componente zonal do vento em 850 hPa (*U850*) positivo e de *P* médios na área do SMAS (definida anteriormente), provenientes da 20CRv2, de 1871 a 2012. A Figura 4.5 foi dividida em períodos de 30 anos de acordo com as normais climatológicas de 1901-1930, 1931-1960, 1961-1990 (WMO, 1989; Arguez e Vose, 2011). São feitas análises individuais e conjuntas das variáveis apresentadas.

A Figura 4.5, como mencionado na descrição da 20CRv2 no capítulo de Metodologia, pode ser dividida em dois períodos: 1871 a 1960 e 1961 a 2012. Podem-se notar comportamentos semelhantes nos dois períodos, como o aumento da intensidade e duração de *U850* positivo e aumento da intensidade de *P*. Isso também é possível de se observar a partir da média de 30 anos de *P* (valor no topo direito de cada gráfico), que aumenta com o tempo, mesmo analisando cada um dos dois períodos separadamente. Ainda, a partir do limiar de precipitação de 4 mm/d, delimitado pela linha pontilhada preta, pode-se notar uma diminuição do intervalo entre os períodos ativos do SMAS. Essas análises dão um indicativo de aumento da duração e intensificação do SMAS com o tempo.

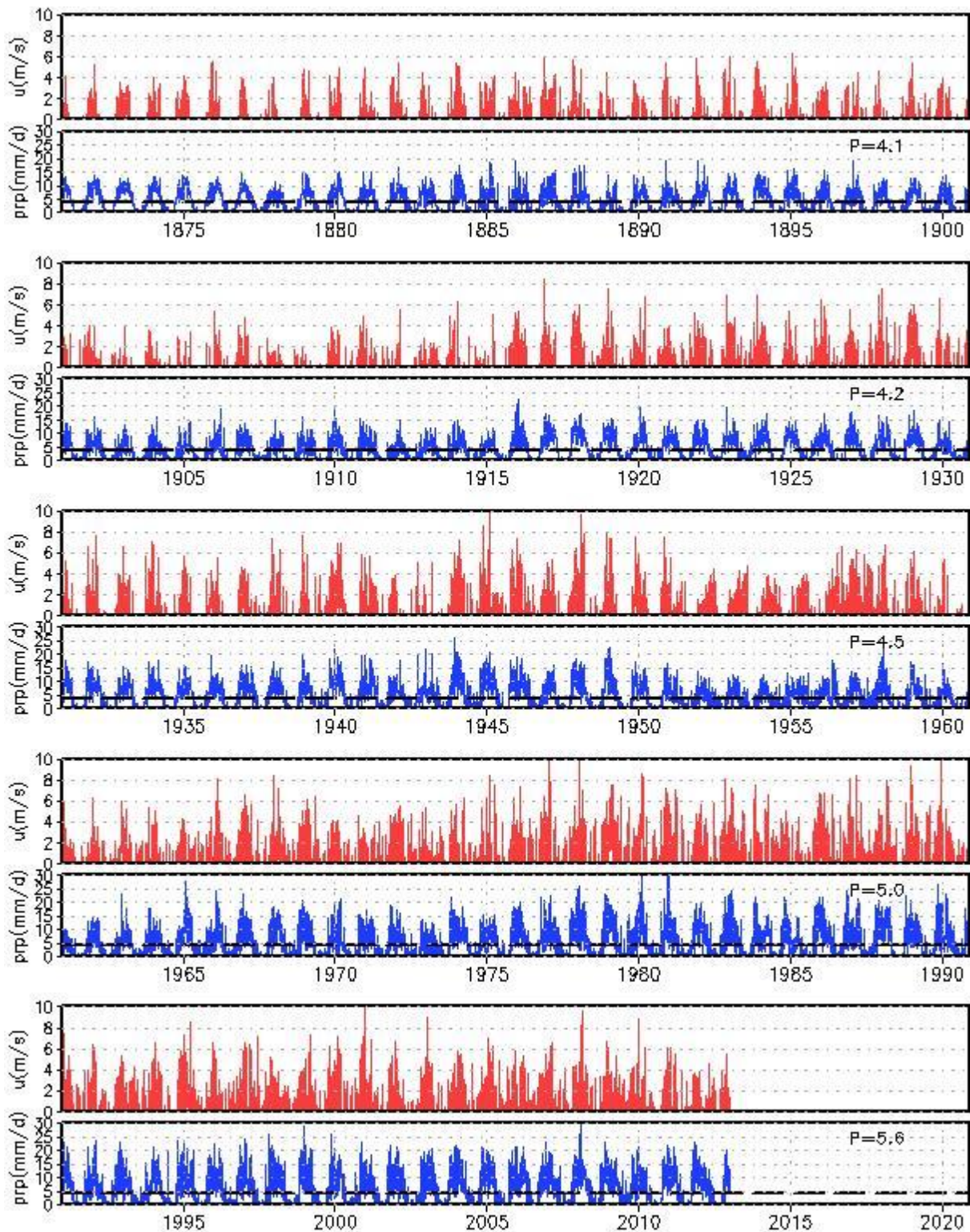


Figura 4.5: Série temporal de U_{850} (m/s) (somente valores positivos, em vermelho) e P (mm/d) (em azul) sobre a área do SMAS provenientes da 20CRv2. A linha tracejada marca o limiar de precipitação de 4 mm/d e o valor indicado no topo direito do gráfico de precipitação é referente a média de precipitação dos 30 anos representados em cada gráfico isolado, sendo que o último gráfico possui apenas 22 anos.

A Figura 4.6 apresenta o conteúdo de umidade do solo integrado na camada de 0 a 100 cm (mm) como na Figura 4.5.

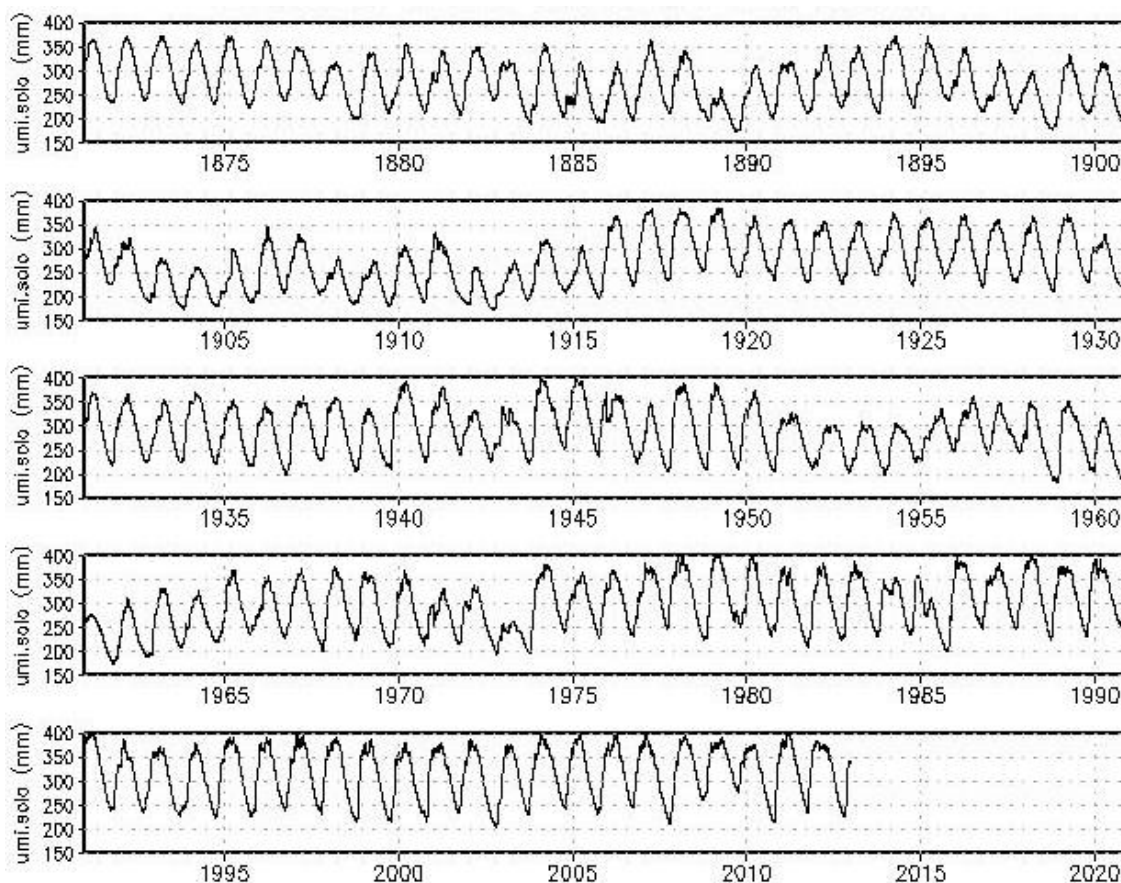


Figura 4.6: Série temporal de umidade do solo integrada na camada de 0 a 100 cm (mm) sobre a área do SMAS provenientes da 20CRv2.

Com relação à série temporal de umidade do solo (Figura 4.6), observa-se comportamento semelhante ao da série de P (Figura 4.5), em que um máximo de P é seguido por um máximo de umidade do solo, no entanto, há um atraso da umidade do solo com relação à queda de P , o que já era esperado devido à memória da umidade do solo. Nota-se também o aumento da umidade do solo com o tempo, mesmo nos períodos distintos da 20CRv2, como na Figura 4.5.

As Figuras 4.7 a,b apresentam a evolução das datas de início e fim do SMAS a partir da 20CRv2 acumuladas nas normais climatológicas de 1901-1930, 1931-1960, 1961-1990, 1981-2010. O início da monção ocorre normalmente em outubro e o final em abril. Pela Figura 4.7a observa-se um adiantamento das datas de início do SMAS, a partir da comparação de climatologias mais antigas e climatologias mais recentes,

passando a ocorrer com mais frequência em setembro e início de outubro. Com relação à Figura 4.7b, nota-se o atraso no final da monção nas climatologias mais recentes.

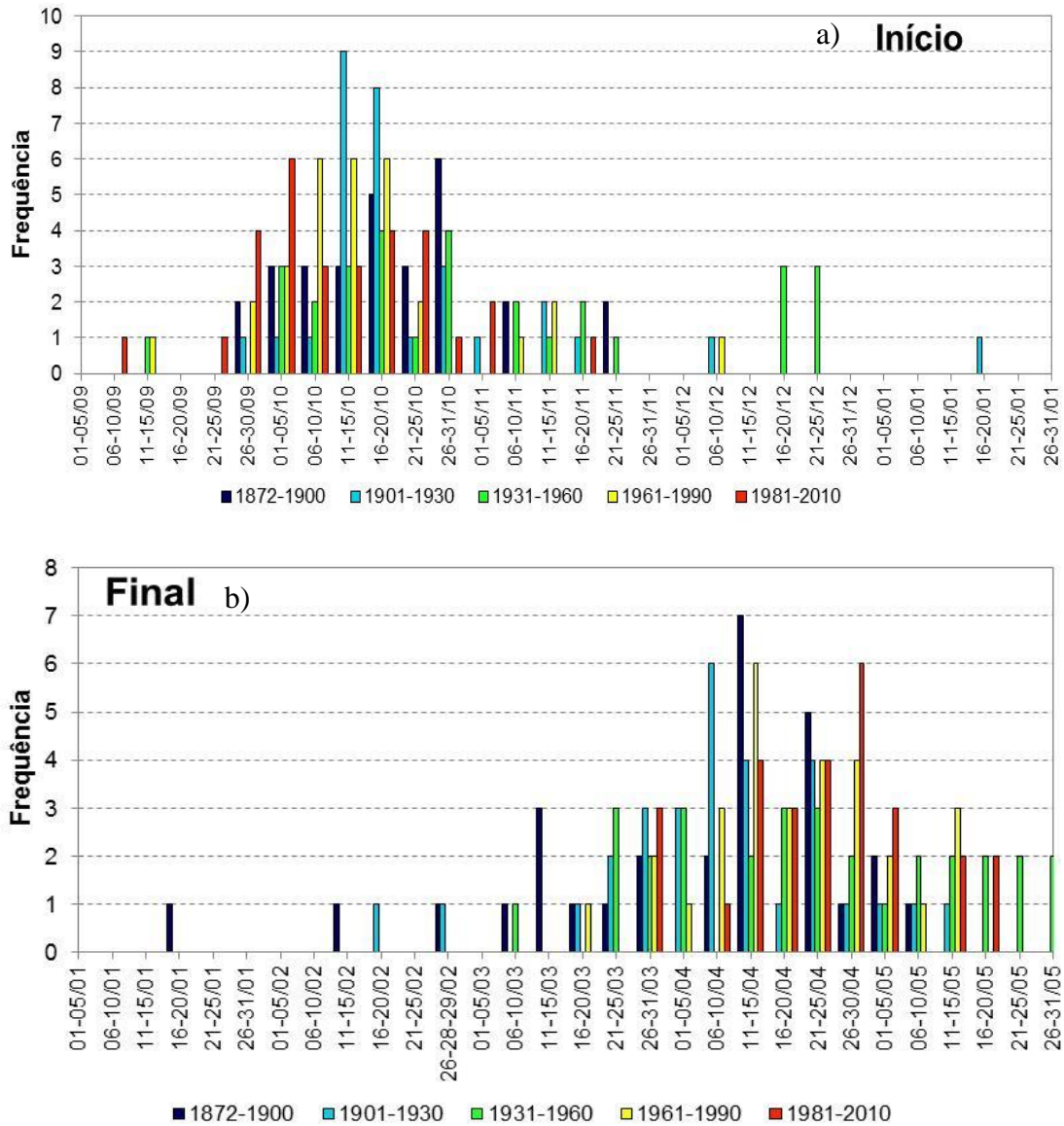


Figura 4.7: Evolução no tempo do início (a) e final (b) do SMAS, acumulados em climatologias antigas e climatologias recentes a partir da 20CRv2. Critério modificado de Gan *et al.* (2004).

A Figura 4.8 apresenta a tendência do erro médio, calculada a partir da diferença entre as climatologias mensais (período base: 1981-2010) na área do SMAS de produtos de precipitação oriundos de satélite (CMAP e GPCP) e de reanálises (CFSR, R1 e R2), com relação ao produto de precipitação proveniente de dados de estação, GPCC. Observa-se, com relação aos produtos de satélite, que a tendência do erro médio do GPCP não ultrapassa o valor absoluto de 0,5 mm/d, enquanto que o CMAP ultrapassa

esse valor no verão, mas sem alcançar o valor de 1 mm/d. Observa-se que entre as reanálises, a CFSR apresentou os maiores desvios em relação ao GPCC, principalmente na primavera. R1 e R2 são comparáveis, porém R1 foi escolhida para o cálculo do índice SA, visando uma possível extensão do período do índice, para anos anteriores a 1979. No entanto, acredita-se que é razoável utilizar a CFSR ao estabelecer relações entre as variáveis modeladas, pois possui a maior resolução espacial entre as reanálises utilizadas.

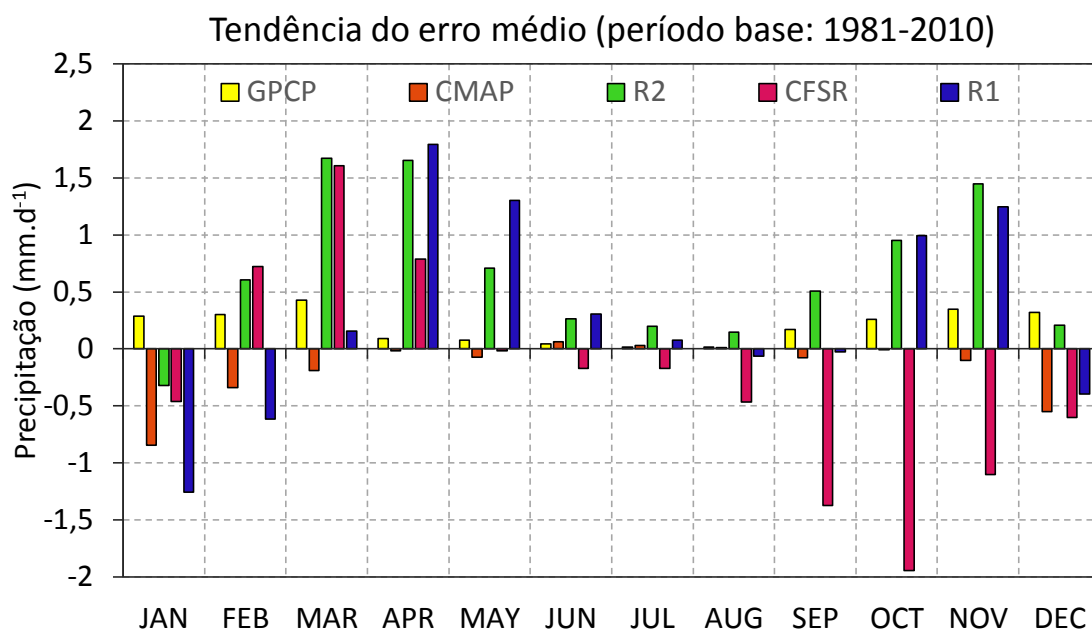


Figura 4.8: Tendência do erro médio da precipitação de: CFSR (magenta), R1 (azul), R2 (verde), CMAP (laranja) e GPCP (amarelo), com base no produto de precipitação GPCC.

A Figura 4.9 apresenta as anomalias padronizadas das séries temporais dos campos de P , SM , ROL e do índice SA ($SM-ROL$) descrito na seção 3.2. As anomalias foram calculadas com base nos campos médios mensais na área do SMAS provenientes da R1 para o período de 1981 a 2013, sendo a climatologia feita para o período base 1981-2010.

A Figura 4.9 apresenta o comportamento de SA, considerando o sinal do ENOS e sua interação na área do SMAS, a partir de uma separação entre estação quente, que compreende a primavera e o verão (monção), e estação fria, que compreende o outono e o inverno. Durante um ano de *El Niño* (*La Niña*), observa-se *déficit* (*superávit*) de

precipitação na área da Amazônia e no centro sul da América do Sul, e *superávit* (*déficit*) na região ao sul de 20°S (Marengo *et al.*, 2001; Krishnamurty e Misra, 2010a).

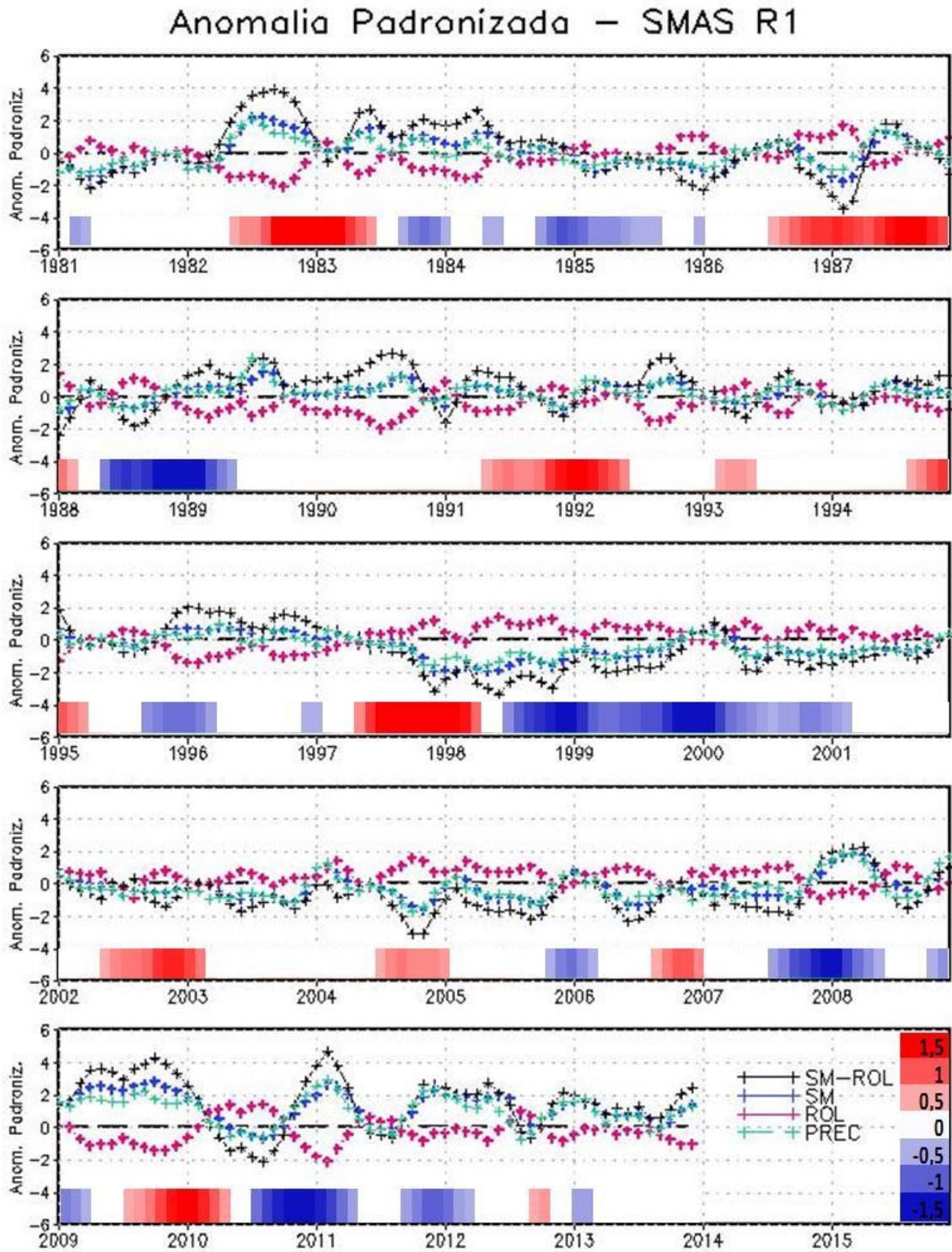


Figura 4.9: Média móvel simples de 3 meses da anomalia padronizada da série temporal de *SM* (azul), *ROL* (magenta), *P* (verde) e *SA* (preto) médios mensais na área do SMAS provenientes de R1 de janeiro de 1981 a dezembro de 2013. São apresentados os valores de anomalia de TSM na região do *Niño* 3.4 (Anexo).

A seguir, apresentam-se as análises dos períodos de 1982 a 2011, onde se procuraram casos com SA significativo, $SA \geq 2$ e $SA \leq -2$, que pudessem contribuir positiva ou negativamente para a anomalia de precipitação na monção.

1- Período 1982-1983:

Nesse período, SA permaneceu acima de 2 por um período prolongado que antecedeu a monção de 1983, indicando ocorrência de precipitação elevada no inverno, o que é confirmado pela anomalia de P . Com relação ao sinal ENOS ocorrido no período, o inverno de 1982 registrou ocorrência de *El Niño* (EN) que se estendeu até o verão de 1983, quando atingiu valores expressivos de anomalia de TSM, indicando um EN forte. De acordo com a literatura, a ocorrência de EN durante o verão, produz um *déficit* de precipitação na área do SMAS. Conforme a Figura 4.9, o SA , bem como as anomalias de SM , ROL e P , convergiram para zero, caracterizando ocorrência de chuva na média durante a monção. A precipitação no verão de 1983 foi abaixo na média, mesmo em condições de forte EN, como resultado da memória associada às anomalias positivas de SM (reciclagem) e negativas de ROL (convecção) ocorridas no inverno de 1982, e como registrado por SA .

2- Período 1983-1984:

Como observado anteriormente, o verão de 1983 foi um período de EN, que durou até meados do outono do mesmo ano, o que pode ter contribuído para um máximo de SA naquela estação. Já o inverno foi um período de transição entre EN e *La Niña* (LN). A condição de LN começou na primavera de 1983, durando até o verão de 1984. Em períodos de LN no verão, espera-se que a precipitação seja acima da média na área do SMAS. Pela Figura 4.9, observa-se que SA ficou positivo ao longo do ano 1983 com uma ligeira queda no índice no período de transição (Neutro). No verão de 1984, SA continuou positivo, como esperado durante um período de LN. Supõe-se que o valor de SA tenha permanecido acima do limiar na maior parte desse período por causa da combinação outono/EN e primavera-verão/LN.

3- Período 1985-1987:

O início desse período (verão de 1985) ocorreu em condições de LN, no entanto, SA apresentou um declínio naquele período. Isso pode ter ocorrido devido a uma diferença entre os campos de precipitação de R1 e GPCC, que pode ter causado um comportamento atípico do índice calculado a partir dos campos de R1, ou seja, em contradição com a forçante LN, em que se espera que o índice fique positivo. O

comportamento do SA, no inverno de 1985, reflete as condições LN na estação. O verão de 1986 ocorreu em condições Neutras, que se estenderam até meados do inverno e início da primavera, quando condições de EN começaram a atuar e estenderam-se até o final do verão de 1987, favorecendo SA negativo. Observou-se boa correspondência do SA durante o período de monção de 1987, com a condição de ENOS observada. Os valores de SA ultrapassaram o limite inferior do limiar. Isso pode ser devido a precipitação ter permanecido em torno da média desde o verão de 1985, ou seja, SA em torno de zero, fazendo com que a estação quente começasse sem excedente de umidade e que devido ao EN, SA caísse bastante.

4- Período 1987-1988:

Durante todo o período citado, havia EN forte atuando, produzindo SA negativo no verão de 1987, e uma monção mais fraca, como mostra a anomalia negativa de *P*. Como houve a atuação de EN durante a estação fria, SA passou de um valor negativo para um positivo rapidamente. Já no final do período, que é o início da estação quente de 1988, quando condições de EN continuaram atuando, SA decresceu novamente.

5- Período 1988-1989:

Esse período apresentou características interessantes, uma vez que foi registrado um período de EN e outro de LN com anomalias de TSM maior e menor que 1°C, respectivamente. O período começou com SA negativo, devido ao EN no verão de 1988. Apesar da breve atuação do EN no início do outono, o sinal do SA se tornou positivo. Porém, condições de LN no inverno de 1988 podem ter colaborado para o deslocamento do máximo de SA para o outono de 1989 e valores de precipitação ligeiramente acima da média, produzindo uma monção moderada.

6- Período 1998-2000:

O verão de 1998 apresentou um valor de anomalia positiva de TSM acima de 2,2°C, de acordo com a tabela de anomalia de TSM no *Niño* 3.4 (Anexo), indicando um EN forte. Dessa forma, SA assumiu valores abaixo de -2. Essa condição de EN durou até o início do outono de 1998, mudando para LN no período de inverno e permanecendo até o verão de 2001. Já que ocorreu EN no verão e LN no inverno de 1998, SA manteve valores negativos durante o período, significando um longo período seco, o que é comprovado pelas anomalias negativas de *P*. A ocorrência de LN no verão de 1999 fez com que SA apresentasse uma tendência positiva, mas não suficiente para

torna-lo positivo. Do mesmo modo, a estação fria de 1999 foi seca, com tendência de aumento de *SA* novamente no verão de 2000 devido a *LN*.

7- Período 2009-2011:

Esse período destaca-se por ser um caso em que *SA* se apresentou positivo durante todo o ano de 2009. Isso se deve à ocorrência de *LN* no período da monção de 2009, acompanhada de *EN* do inverno de 2009 (inverno úmido) ao verão de 2010. A ocorrência de *EN* durante o período da monção de 2010 faz com que haja uma tendência negativa de *SA*. No entanto, o inverno extremamente úmido na área do SMAS em 2009, permitiu que anomalias positivas de precipitação ocorressem no verão de 2010, apesar de *EN*. A presença de condições de *LN* no inverno de 2010 fez com que *SA* se tornasse negativo naquela estação, mas manteve as anomalias de precipitação próximas de zero, embora ligeiramente negativa. Na sequência, a permanência de *LN* produziu o maior valor positivo de *SA* de toda a série, possivelmente devido ao longo período com anomalias positivas de *SM* (reciclagem), assim como anomalias negativas de *ROL* (convecção), o que levou a anomalias positivas de *P*, durante todo o ano de 2009. Apesar da condição *LN*, no inverno de 2010, contribuir para a redução da precipitação na região do SMAS, isso não foi suficiente para remover o impacto da anomalia positiva de *SM* do ano anterior, o que talvez explique a intensificação da monção de 2011, com efeitos catastróficos em regiões adjacentes.

Após essas análises, podem-se fazer associações entre a influência do *EN* e *LN* em períodos de verão (monção) e inverno. As influências de ambos são opostas de acordo com a estação do ano vigente, de forma que, durante o inverno, a ocorrência de *EN* significa tendência positiva do *SA* enquanto a ocorrência de *LN* significa tendência negativa de *SA*. Já durante o verão, a ocorrência de *EN* significa tendência negativa do *SA* enquanto a ocorrência de *LN* significa tendência positiva de *SA* e possível intensificação da monção. Vale ressaltar que se trata de uma tendência do índice *SA*, pois *SA* atingirá valores positivos ou negativos, dependendo da intensidade de seu sinal registrado na estação anterior, ou seja, a memória associada à umidade do solo.

4.2.2 Análise da ocorrência de ZCAS versus intensificação do SMAS

A ZCAS é um sistema organizado de precipitação que compõe o SMAS. Para analisar a ocorrência de ZCAS versus a intensificação do SMAS foi elaborada uma

contabilização dos episódios de ZCAS registrados pelo CPTEC-INPE de novembro de 1995 a abril de 2013, apresentada nas Figuras 4.10 e 4.11.

A definição de ZCAS adotada pelo CPTEC-INPE para identificação de tais eventos é a convencional: “*Região com muitas nuvens associadas a chuvas ora forte ora intermitente que persiste por no mínimo quatro dias e podem causar grandes transtornos como alagamentos, desabamentos e transbordamento. Climatologicamente, a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) pode ser identificada, na composição de imagens de satélite, como uma banda de nebulosidade que se estende desde o sul da região Amazônica até a região central do Atlântico Sul, ou ainda em padrões de distribuição de radiação de onda longa*” (Extraído do Glossário do CPTEC-INPE). Nas análises da contabilidade desses episódios de ZCAS registrados pelo CPTEC foi levado em consideração o erro humano, possíveis falhas nos dados utilizados e a evolução do método de identificação da ZCAS pelos Meteorologistas operacionais.

Na Figura 4.10, nota-se que o critério de identificação mostra discrepâncias entre o período mais recente (2009-2013) e o período inicial da contagem, indicando possivelmente uma mudança no critério adotado na contabilização de ZCAS. Portanto, não se pode determinar um número médio de ocorrência de ZCAS, de acordo com a Figura 4.10. Dessa forma, em análises posteriores com relação ao número de ZCAS, são utilizados os anos de 2009 a 2013, que corresponde ao período mais recente da Figura 4.10. No período recente citado, as Figuras 4.9 e 4.10 mostram bom acordo entre a intensidade da monção e a variação da quantidade de ZCAS. As análises mostram que o máximo de ZCAS ocorreu em janeiro (Figura 4.11), mas não se pode afirmar quanto à intensidade da mesma (duração de cada evento individual) a partir dessas análises.



Figura 4.10: Frequência de ocorrência de ZCAS por estação chuvosa (outubro a abril).
 Fonte de dados: CPTEC-INPE.

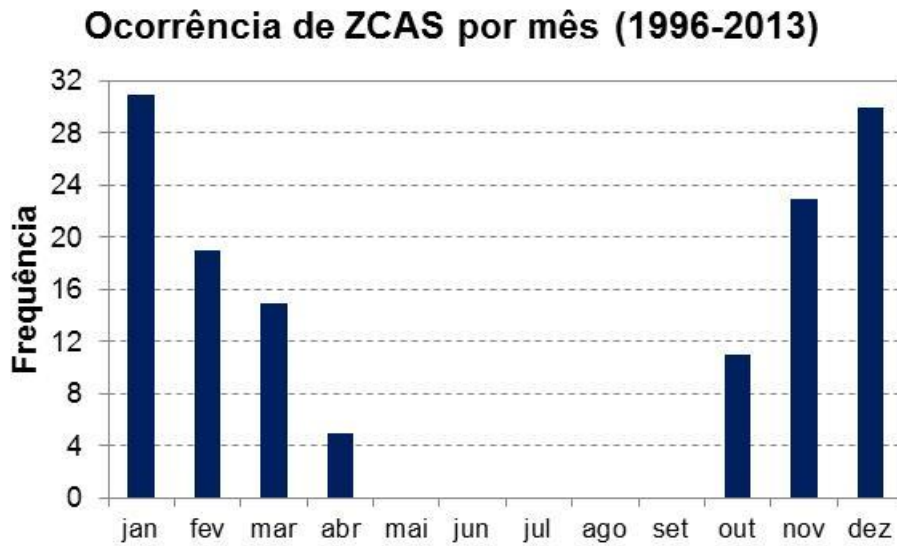


Figura 4.11: Frequência de ocorrência de ZCAS por mês nas estações chuvosas de 1996 a 2013. Fonte de dados: CPTEC-INPE.

4.2.3 Uma análise a partir da Reconstrução do Hidroclima da América do Sul

A partir da Figura 4.8, mostrou-se que há um problema com relação à precipitação nas reanálises na área do SMAS. Assim, como apoio às avaliações feitas a partir da R1, foram utilizados os resultados da Reconstrução, no período disponível que se estende de 2009 a 2013. A Reconstrução apresenta uma melhora no campo de precipitação e é dinamicamente consistente. Como descrito na seção 3.1.2, verificou-se vantagens na utilização dos campos ajustados pelo SSBC e PA do RSM, sobre o efeito da interação solo-atmosfera durante o verão da América do Sul. O RSM (Reconstrução) apresenta uma melhora nos campos de superfície com relação a outros produtos, como as reanálises, devido ao impacto positivo da assimilação de precipitação nas variáveis de superfície e próximas à superfície (Nunes e Roads, 2007a).

Na Figura 4.12, é mostrada a série temporal de precipitação e evaporação do RSM, bem como as séries de precipitação do CMORPH (assimilado pelo RSM), CMAP e precipitação proveniente de estações de superfície CPC GAUGE v1.0 (GAUGE-RT), médios na área do SMAS. A Figura 4.13 apresenta a série temporal de *SM* e *ROL* a partir do RSM.

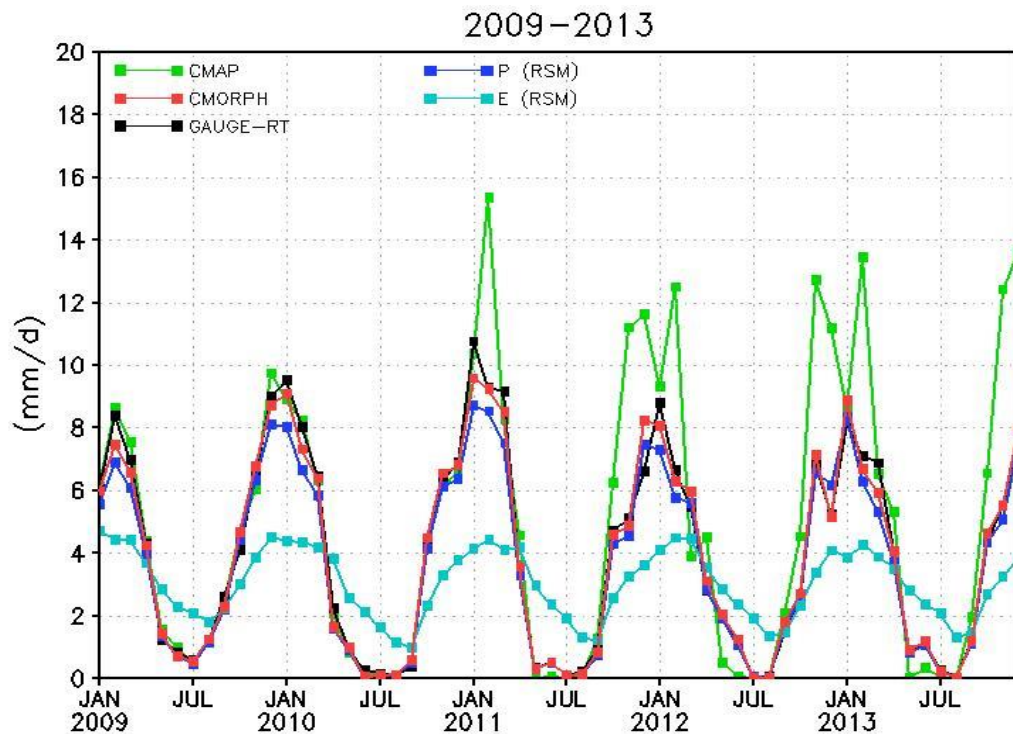


Figura 4.12: Séries temporais das médias mensais de precipitação (mm/d) do CMORPH (vermelho), CMAP (verde), CPC GAUGE v1.0 (preto) e Reconstrução (RSM; azul escuro), e evaporação (mm/d) da Reconstrução (RSM; azul claro), todas de janeiro de 2009 a dezembro de 2013, na região do SMAS.

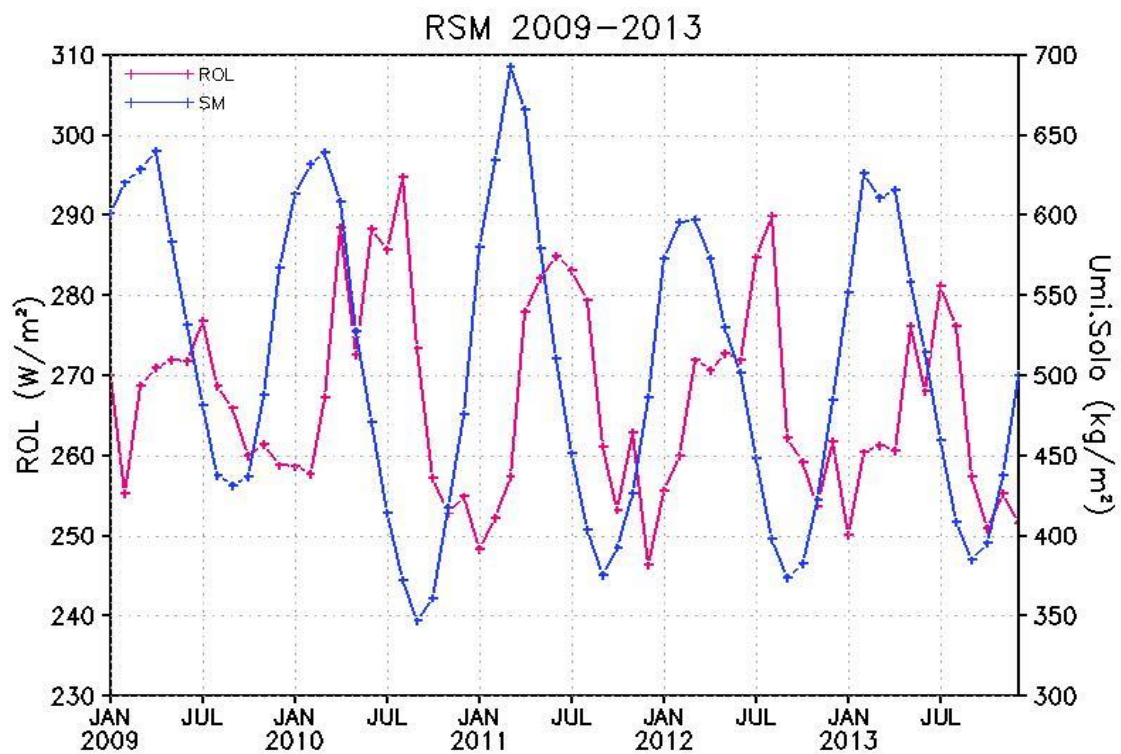


Figura 4.13: Série temporal das médias mensais de SM (mm) (azul) e ROL (W/m^2) (magenta) a partir da Reconstrução (RSM) de janeiro de 2009 a dezembro de 2013, na região do SMAS.

Primeiramente, com relação à Figura 4.12, observa-se que os valores do CMAP, a começar do verão de 2011, são elevados em relação aos valores de GAUGE-RT e CMORPH, o que pode estar associado à mudança de versão do CMAP discutida na seção 3.1. Há boa concordância entre GAUGE-RT e CMORPH e, conseqüentemente, com o RSM. Analisando a série temporal de E , percebe-se que E é alta com relação a P no inverno, sendo que 2009 é o ano de menor amplitude de variação de E . Pela Equação 4.1, quanto maior P , maior o armazenamento de água na superfície (SM) e quando E supera P , significa que SM está diminuindo, ou seja, um aumento do conteúdo de vapor na atmosfera, o que pode estar associado a um maior processo de reciclagem.

As Figuras 4.12 e 4.13 corroboram as análises do índice SA (Figura 4.9) no intervalo de 2009 a 2011. A partir do RSM, é possível verificar que o inverno de 2009 foi um período úmido, com relação ao inverno dos outros anos apresentados, mostrando maiores valores de P , E e SM e menores valores de ROL . O verão de 2010, como mencionado na Figura 4.9, foi de EN, ou seja, anomalia negativa de precipitação na região do SMAS, o que pode ser observado nos valores de ROL , que não decresceram abaixo da média para um período de verão. No entanto, para o mesmo período, a SM ficou na média (Figura 4.9) devido ao inverno úmido de 2009. O inverno de 2010 foi de LN (anomalia negativa de precipitação), observa-se que P foi zero e SM atingiu baixos valores. Contudo, no verão de 2011, como ressaltado pelo SA , SM aumentou abruptamente. Vale ressaltar que a amplitude de variação de SM entre o inverno de 2010 e verão de 2011 foi consideravelmente maior que a amplitude entre o inverno de 2009 e verão de 2010. Esse fato pode estar relacionado ao sinal negativo do ENOS (SA positivo, Figura 4.9), visto que chove mais em períodos de LN na área do SMAS no verão, o que justifica o máximo de P e de ocorrência de ZCAS no verão de 2011.

A Figura 4.14 apresenta o campo de precipitação menos evaporação ($P-E$) para os meses de janeiro de 2010 a 2013 a partir do RSM. $P-E$ representa o armazenamento de água na superfície, obtido a partir da Equação 4.1. Sendo que, na área do SMAS (Figura 4.12), quando $P-E$ é negativo, que coincide com o período do inverno, o armazenamento de água na superfície diminui, pois SM está sendo utilizada no processo de evaporação; quando $P-E$ é positivo, o que coincide com o período do SMAS (verão), verifica-se um pico de armazenamento de água no solo, ao passo que SM apresenta um máximo.

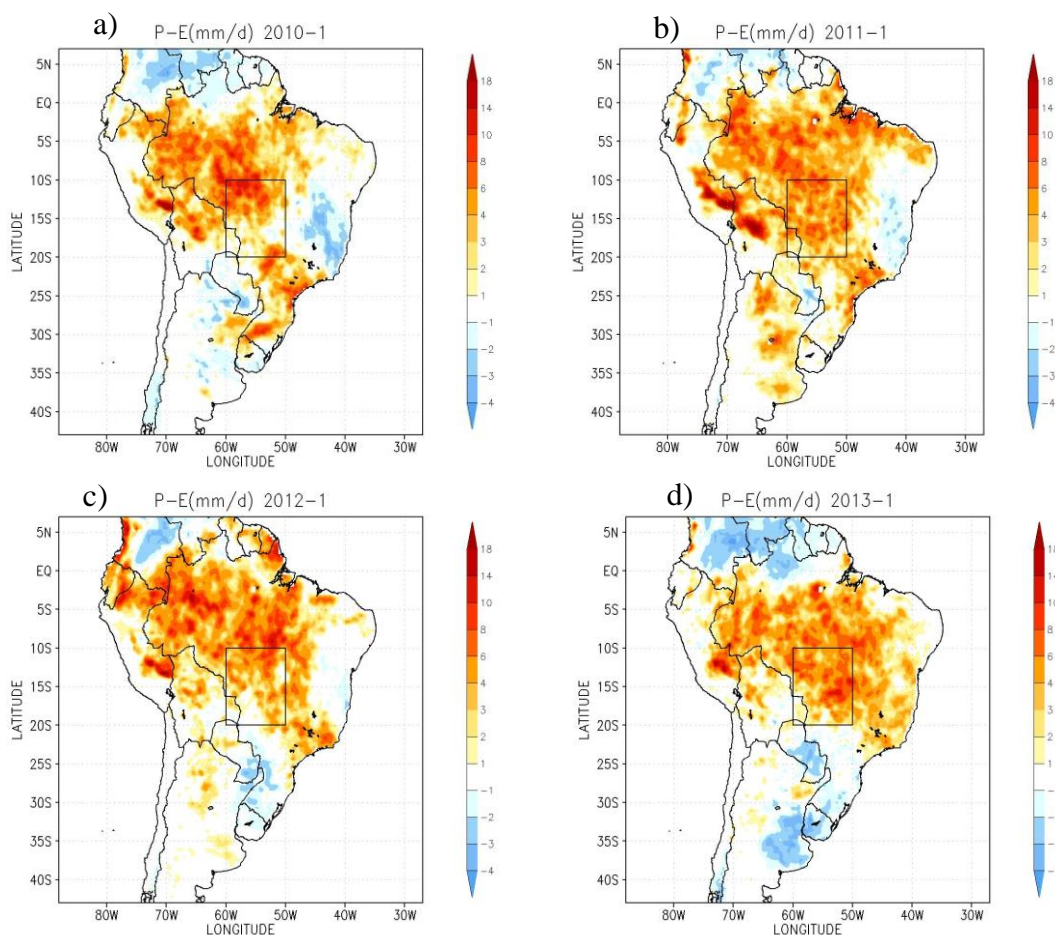


Figura 4.14: Campo de precipitação menos evaporação (mm/d) para janeiro de 2010 (a), janeiro de 2011 (b), janeiro de 2012 (c) e janeiro de 2013 (d) a partir do RSM.

Previamente, não se pode relacionar a distribuição de $P-E$ com relação ao sinal do ENOS, em virtude da quantidade de anos apresentada. Vale ressaltar também que janeiro de 2009 foi o início da rodada do RSM, portanto, esse mês não é analisado devido ao *spin up*. No entanto, como mostrado no Capítulo 2, e também a partir de comparações com os resultados anteriores de SA (Figura 4.9), considera-se que a assimilação de precipitação reduz o *spin up* do modelo, já podendo ser avaliado a partir do segundo mês da rodada.

A partir das séries temporais de P e E (Figura 4.12), tem-se que $P-E$ é positivo em janeiro na área do SMAS. No entanto, especialmente, a partir da Figura 4.14, observa-se que $P-E$ pode apresentar valores positivos ou negativos em algumas partes dessa área. Em geral, $P-E$ assumiu valores positivos em torno da área da ZCAS. Em janeiro de 2010, que foi um ano de EN, $P-E$ apresentou-se positivo na maior parte da área do SMAS, chegando a apresentar valores negativos. Em janeiro de 2011, que foi um ano de LN, a distribuição espacial de $P-E$ mostrou-se positiva e mais uniforme com

relação ao ano anterior. Em janeiro de 2012, que foi um período de LN mais fraca, $P-E$ apresentou alguns valores neutros na área do SMAS. Em janeiro de 2013, que foi um período Neutro, $P-E$ se mostrou positivo e mais uniforme sobre a área do SMAS.

A Figura 4.15 apresenta os campos de precipitação do CPC GAUGE v1.0, CMORPH e do RSM para janeiro de 2010 e janeiro de 2011. A Tabela 4.1 apresenta as correlações entre os campos de precipitação apresentados.

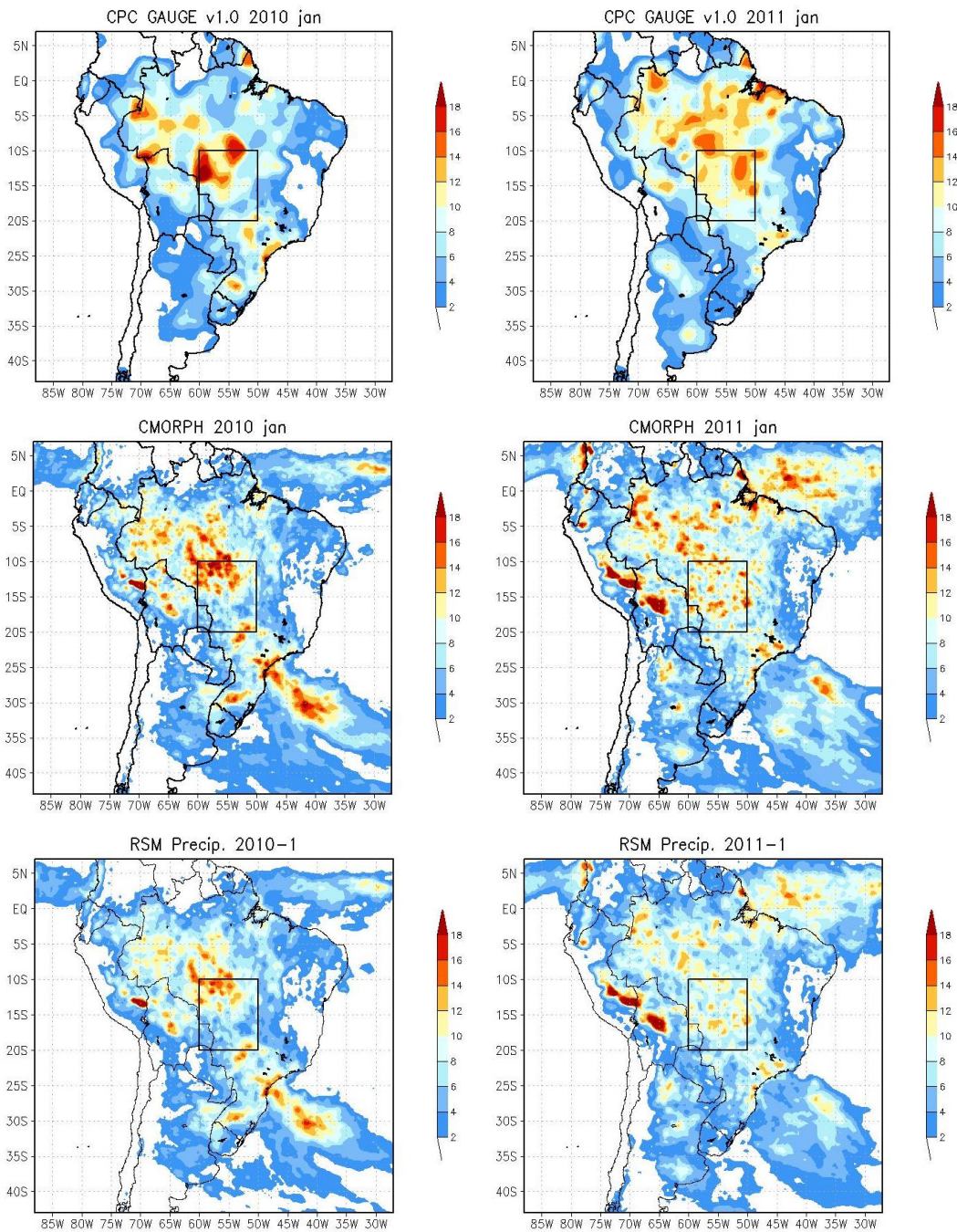


Figura 4.15: Campo de precipitação (mm/d) para janeiro de 2010 (coluna da esquerda) e janeiro de 2011 (coluna da direita) a partir do CPC GAUGE v1.0 (topo), CMORPH (centro) e do RSM (base). Todos na resolução de $0,5^\circ$.

O SMAS exibe um comportamento diferenciado de precipitação sobre a região da ZCAS e sobre o sudeste da América do Sul, sendo que uma estação quente (primavera e verão) com ZCAS ativa tende a ser acompanhada por condições secas no sudeste da América do Sul, e vice-versa, apesar dos efeitos do ENOS modularem essa tendência (Mechoso *et al.*, 2005). Na Figura 4.15, nota-se que apesar de 2011 ter apresentado mais eventos de ZCAS que 2010, em 2010 a precipitação ficou concentrada na área da ZCAS, enquanto que em 2011 a precipitação foi mais distribuída ao longo da região tropical da América do Sul. Isso pode ser devido ao sinal do ENOS, que em situações de LN no verão a precipitação fica mais distribuída por toda a região devido ao favorecimento da convecção. Já em períodos de EN no verão, como a convecção é inibida, a precipitação se concentra em torno da área de atuação do principal sistema organizado responsável pela precipitação da monção, ZCAS. Contudo, para conclusões mais expressivas sobre esse padrão espacial de precipitação devem ser feitas mais análises.

Tabela 4.1: Correlação linear entre os campos de precipitação na América do Sul e na área do SMAS para janeiro de 2010 e janeiro de 2011.

2010				2011			
Am. Sul	RSM	CMORPH	GAUGE-RT	Am. Sul	RSM	CMORPH	GAUGE-RT
RSM	1	-	-	RSM	1	-	-
CMORPH	0,99	1	-	CMORPH	0,99	1	-
GAUGE-RT	0,80	0,80	1	GAUGE-RT	0,74	0,74	1
SMAS	RSM	CMORPH	GAUGE-RT	SMAS	RSM	CMORPH	GAUGE-RT
RSM	1	-	-	RSM	1	-	-
CMORPH	0,99	1	-	CMORPH	0,96	1	-
GAUGE-RT	0,60	0,60	1	GAUGE-RT	0,33	0,32	1

A partir da Tabela 4.1 e da Figura 4.15, nota-se boa concordância dos padrões de precipitação entre os produtos apresentados. É válido lembrar que a precipitação que o RSM assimila é proveniente de CMORPH, o que explica a alta correlação entre eles. No ano de 2010, as correlações foram maiores que em 2011, isso porque nesse ano a precipitação ficou concentrada em torno da área da ZCAS. No entanto, 2011 apresentou precipitação mais distribuída e de intensidade maior por toda a área do SMAS e da América do Sul.

5 CONCLUSÃO

Por muito tempo, não foi considerada a atuação de um sistema de monção sobre a América do Sul, até a identificação de uma circulação anticiclônica de verão nos altos níveis da troposfera, que é a Alta da Bolívia (AB), em resposta ao aquecimento diabático, similar ao que ocorre na monção asiática.

Neste estudo, observou-se que os processos de interação solo-atmosfera na região central da América do Sul são relevantes na manutenção do SMAS. De forma similar aos efeitos da forçante oceânica associada a modos de variabilidade climática, foi considerada a influência da umidade do solo na variabilidade da precipitação na região da monção, assim como na intensificação da mesma. Para isso, o SMAS foi identificado nas seguintes análises retrospectivas: as reanálises globais 20CRv2, CFSR e R1, assim como na Reconstrução, nas quais estão disponíveis campos de umidade do solo, além das variáveis prognósticas tradicionais.

Através de uma climatologia em altos e baixos níveis da troposfera, a partir da CFSR, foi possível conferir os sistemas responsáveis por convecção e transporte de umidade para o continente durante o verão, que não estão presentes no inverno. Esses sistemas são: a AB e o C-NE em altos níveis; e BC em baixos níveis. Além desses sistemas acima citados, os sistemas ASAS e ASPS, que atuam em baixos níveis durante todo o ano, complementam a circulação de verão. A “célula de circulação”, não necessariamente zonal, localizada entre o Oceano Atlântico e a América do Sul, faz com que o Atlântico, além da Amazônia, seja uma fonte de umidade para o SMAS. Essa é a circulação sazonal de verão da América do Sul que dá origem ao SMAS. A resposta dessa circulação nas variáveis atmosféricas, assim como nas de superfície, define o impacto do SMAS.

Na busca de relações entre variáveis atmosféricas e de superfície no SMAS, foram elaborados campos de autocorrelação da anomalia de SM , e correlações entre anomalias de SM e anomalias de P e E , espaçadas temporalmente em 1, 2 e 3 meses. Os resultados evidenciam a memória associada à SM , que apresenta um sinal persistente, mesmo depois de 3 meses, na maior parte da América do Sul. Uma correlação estatisticamente significativa entre SM e os campos de P e E , foi encontrada na região continental da ZCAS, o que indica um forte acoplamento entre essas variáveis. As correlações entre E e SM apresentaram maiores valores do que as correlações entre P e SM . Isso pode ser relacionado à reciclagem da precipitação através do processo de evaporação da superfície, que adiciona umidade à atmosfera.

Análises mais específicas do comportamento do SMAS, a partir da 20CRv2, mostram que há um adiantamento das datas de início e um atraso nas de fim, a partir da comparação de climatologias mais antigas e climatologias mais recentes. Conseqüentemente, há uma tendência de aumento na duração da monção, que é melhor verificada através de uma série temporal longa, como a 20CRv2, visto que existem oscilações de períodos maiores que 30 anos. Esse resultado corrobora com estudos anteriores, que mostraram o aumento da duração da monção, como Rao *et al.* (2013).

Com relação à frequência de ZCAS, o que se pode concluir é que numa mesma estação de monção a maior frequência de ZCAS ocorre em janeiro, o que em seqüência proporciona um aumento da umidade do solo, apresentando maior potencial de reciclagem.

O índice *SA* se mostrou um bom parâmetro para determinar a ocorrência de eventos significativos de precipitação a partir de seu comportamento em meses anteriores. Um *SA* positivo no inverno pode levar a maiores acumulados de precipitação no verão e aumento na duração da monção, devido à memória associada à *SM*. No entanto, deve-se levar em consideração o sinal ENOS da estação para dimensionar a potência dessa interação.

Neste trabalho, a partir da R1, observou-se a forte relação entre episódios de *El Niño (La Niña)* e a diminuição (o aumento) da intensidade do SMAS. As influências do ENOS são opostas de acordo com a estação do ano, de forma que, durante o inverno, a ocorrência de *El Niño* significa tendência positiva do *SA* enquanto a ocorrência de *La Niña* significa tendência negativa de *SA*. Já durante o verão, a ocorrência de *El Niño* significa tendência negativa do *SA* enquanto a ocorrência de *La Niña* significa tendência positiva de *SA* e possível intensificação da monção. Vale ressaltar que trata-se de uma tendência do índice *SA*, pois *SA* atingirá valores positivos ou negativos dependendo da intensidade de seu sinal registrado na estação anterior, ou seja, a memória associada à umidade do solo.

A partir das análises apresentadas neste trabalho, observa-se a necessidade de produtos de precipitação mais acurados, principalmente provenientes de reanálises, que sejam dinamicamente consistentes, de forma a possibilitar a compreensão dos processos físicos que ocorrem na atmosfera, além da dinâmica associada à eles. Dessa forma, a partir da assimilação de estimativas de precipitação provenientes de dados de satélite, um protótipo do que será a Reconstrução foi utilizado na análise do período 2009-2013. A Reconstrução utiliza o modelo atmosférico RSM com assimilação de precipitação, o

que agrega valor a soluções regionalizadas e ajuda no entendimento da dinâmica dos fenômenos e suas interações, fator crítico em estudos de clima para a América do Sul, como o SMAS.

A partir das análises feitas para o período 2009-2013, observa-se que o CMAP apresenta valores máximos de precipitação superiores às estimativas e às análises de precipitação, assim como da Reconstrução na área do SMAS. Isso pode ter contribuído para aumento de forma espúria dos valores de *SM* da CFSR, a partir de 2011. Portanto, as avaliações de *P*, *E*, *SM* e *ROL* a partir da Reconstrução, que abrangem os anos de 2009 a 2013, devem ser mais consistentes em relação à CFSR, sendo que ambas possuem resolução espacial de aproximadamente 38 km.

Para conclusões mais expressivas sobre o padrão espacial de precipitação da monção devem ser feitas mais análises. No entanto, observou-se, a partir de cinco anos de dados que em anos de EN como a convecção é inibida, a precipitação se concentra em torno da área de atuação do principal sistema organizado responsável pela precipitação da monção, a ZCAS. Em períodos de LN no verão, como a convecção é favorecida, a precipitação é mais distribuída ao longo da região tropical da América do Sul. Outra conclusão é que *P-E* é positivo na área do SMAS em janeiro, o que coincide com um pico de armazenamento de água no solo.

Acredita-se que o comportamento do SMAS possa ser antecipado a partir de uma análise que considere as características da *SM* do ano anterior, em particular no inverno/primavera, e, da mesma forma, da tendência do *SA*. Objetiva-se aplicar esse conhecimento na melhoria da regionalização da previsão sazonal sobre regiões influenciadas pelo SMAS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALIGO, E. A.; GALLUS JR, W. A.; SEGAL, M. Summer Rainfall Forecast Spread in an Ensemble Initialized with Different Soil Moisture Analyses. **Weather Forecasting**, v. 22, p. 299–314, 2007.
- ARGUEZ, A.; VOSE, R. S. The definition of the standard WMO climate normal: The key to deriving alternative climate normals. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 92, n. 6, p. 699-704, 2011.
- BETTS, A. K.; BALL, J. H.; BELJAARS, A.; MILLER, M. J.; VITERBO, P. A. The land surface–atmosphere interaction: A review based on observational and global modeling perspectives. **Journal of Geophysical Research**, v. 101(D3), p. 7209–7225, 1996.
- BETTS, A. K.; CHEN, F.; MITCHELL, K. E.; JANJIC, Z. I. Assessment of the land surface and boundary layer models in two operational versions of the NCEP Eta Model using FIFE data. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 2896–2916, 1997.
- CHANG, C. -P.; LAU, K. -M. INTRODUCTION AND PERSPECTIVE. **The Global Monsoon System: Research and Forecast**. World Meteorological Organization, 2005.
- CHEN, F.; MITCHELL, K. E.; SCHAAKE, J.; XUE, Y.; PAN, H. -L.; KOREN, V.; DUAN, Q. Y.; EK, M.; BETTS, A. K. Modeling of land-surface evaporation by four schemes and comparison with FIFE observations. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 7251 – 7268, 1996.
- CHEN, F.; JANJIC, Z.; MITCHELL, K. E. Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale Eta model. **Boundary Layer Meteorology**, v. 85, p. 391– 421, 1997.
- CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an Advanced Land Surface–Hydrology Model with the Penn State–NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity. **Monthly Weather Review**, v. 129, p. 569–585, 2001.
- CHEN, T. -C. Maintenance of summer monsoon circulations: A planetary-scale perspective. **Journal of Climate**, v. 16, n. 12, p. 2022-2037, 2003.
- CHEN, M.; XIE P. *et al.* CPC Unified Gauge-based Analysis of Global Daily Precipitation, **Western Pacific Geophysics Meeting**, Cairns, Australia, 29 July - 1 August, 2008.
- CLARK, C. A.; ARRITT, R. W. Numerical simulations of the effect of soil moisture and vegetation cover on the development of deep convection. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, p. 2029–2045, 1995.
- COLLINI, E. A.; BERBERY, E. H.; BARROS, V. R.; PYLE, M. E. How does soil moisture influence the early stages of the South American monsoon? **Journal of Climate**, v. 21, p. 195-213, 2008.
- COMPO, G.P.; WHITAKER, J. S.; SARDESHMUKH, P. D.; MATSUI, N.; ALLAN, R. J.; YIN, X.; GLEASON, B. E.; VOSE, R. S.; RUTLEDGE, G.; BESSEMOULIN, P.;

- BRÖNNIMANN, S.; BRUNET, M.; CROUTHAMEL, R. I.; GRANT, A. N.; GROISMAN, P. Y.; JONES, P. D.; KRUK, M. C.; KRUGER, A. C.; MARSHALL, G. J.; MAUGERI, M.; MOK, H. Y.; NORDLI, O.; ROSS, T. F.; TRIGO, R. M.; WANG, X. L.; WOODRUFF, S. D.; WORLEY, S. J. The Twentieth Century Reanalysis Project. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 1-28, 2011.
- DE HAAN, L. L.; KANAMITSU, M.; LU, C. H.; ROADS, J. O. A Comparison of the Noah and OSU Land Surface Models in the ECPC Seasonal Forecast Model. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 1031–1048, 2007.
- DIRMEYER, P. A.; DOLMAN, A. J.; SATO, N. The pilot phase of the Global Soil Wetness Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 80, p. 851–878, 1999.
- DIRMEYER, P.A.; FENNESSY, M. J.; MARX, L. Low Skill in Dynamical Prediction of Boreal Summer Climate: Grounds for Looking beyond Sea Surface Temperature. **Journal of Climate**, v. 16, p. 995–1002, 2003.
- EK, M.; MITCHELL, K. E.; LIN, Y.; ROGERS, E.; GRUNMANN, P.; KOREN, V.; GAYNO, G.; TARPLEY, J. D. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta Model. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, p. 8851, 2003.
- FERRARO, R. R. SSM/I derived global rainfall estimates for climatological applications. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, p. 16715–16735, 1997.
- FERRARO, R. R.; WENG, F.; GRODY, N. C.; ZHAO, L. Precipitation characteristics over land from NOAA-15 AMSU Sensor. **Geophysical Research Letters**, v. 27(17), p. 2669–2672, 2000.
- FERREIRA, N. J.; RAMÍREZ, M. V.; GAN, M. A. Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam na vizinhança do Nordeste do Brasil. In: CAVALCANTE, I. F. A. *et al.* (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 43-60.
- FINDELL, K. L.; ELTAHIR, E. A. B. Atmospheric controls on soil moisture–boundary layer interactions. Part II: Feedbacks within the continental United States. **Journal of Hydrometeorology**, v. 4, p. 570– 583, 2003.
- FU, R.; ZHU, B.; DICKINSON, R. E. How do the atmosphere and land surface influence the seasonal changes of convection in tropical Amazon? **Journal of Climate**, v. 12, p. 1306-1321, 1999.
- GAN, M.A. **Um estudo observacional sobre as baixas frias da alta troposfera, nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Leste do Brasil**. (INPE-2685-TDL/126). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – INPE, São José dos Campos, 1982.
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over West-Central Brazil. **Journal of Climate**, v. 17, p. 47–66, 2004.

GAN, M. A.; RODRIGUES, L. R.; RAO, V. B. Monção na América do Sul. In: CAVALCANTE, I. F. A. *et al.* (Org.). **Tempo e Clima no Brasil**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. p. 297-316.

HARTMANN, D. L. **Global Physical Climatology**. Academic, 411 p., San Diego, Calif, 1994.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. New York: Academic press, 1992.

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology**. New York: Academic press, 2004.

HONG, S.-Y.; PAN H. -L. Convective trigger function for a mass-flux cumulus parameterization scheme. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 2599–2620, 1998.

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 2, p. 1388-1403, 1989.

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

JOYCE, R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, p. 487-503, 2004.

JUANG, H. M.; KANAMITSU M. The NMC nested regional spectral model. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 3-26, 1994.

JUANG, H. M.; HONG, S. Y.; KANAMITSU, M. The NCEP regional spectral model: An update. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 2125-2143, 1997.

JUANG, H. M. Discrete generalized hybrid vertical coordinates by a mass, energy and angular momentum conserving vertical finite-differencing scheme. **Office Note**, v. 445. NCEP: Washington DC, 2005.

KALNAY, E; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, p. 437–471, 1996.

KANAMITSU, M. *et al.* Recent changes implemented into the Global Forecast System at NMC. **Weather Forecasting**, v. 6, p. 425–435, 1991.

KANAMITSU, M.; ALPERT, J.C.; CAMPANA, K.A.; CAPLAN, P.M.; DEAVEN, D.G.; IREDELL, M.; KATZ, B.; PAN, H. -L.; SELA, J.; WHITE, G.H. NCEP–DOE

AMIP-II Reanalysis (R-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, p. 1631–1643, 2002.

KANAMITSU, M.; YOSHIMURA, K.; YHANG, Y. B.; HONG, S. Y. Errors of Interannual Variability and Trend in Dynamical Downscaling of Reanalysis. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, D17115, 2010.

KOREN, V.; SCHAAKE, J.; MITCHELL, K.; DUAN, Q. Y.; CHEN, F.; BAKER, J. M. A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, p. 19 569–19 585. 1999.

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

KOSTER, R. D.; SUAREZ, M. J. Soil Moisture Memory in Climate Models. **Journal of Hydrometeorology**, v. 2, p. 558–570, 2001.

KOSTER, R. D.; DIRMEYER, P. A.; GUO, Z.; BONAN, G.; CHAN, E.; COX, P.; GORDON, C. T.; KANAE, S.; KOWALCZYK, E.; LAWRENCE, D.; LIU, P.; LU, C. –H.; MALYSHEV, S.; MCAVANEY, B.; MITCHELL, K.; MOCKO, D.; OKI, T.; OLESON, K.; PITMAN, A.; SUD, Y. C.; TAYLOR, C. M.; VERSEGHY, D.; VASIC, R.; XUE, Y.; YAMADA, T. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. **Science**, v. 305, p. 1138 – 1140, 2004.

KOSTER, R. D.; SUD, Y. C.; GUO, Z.; DIRMEYER, P. A.; BONAN, G.; OLESON, K. W.; CHAN, E.; VERSEGHY, D.; COX, P.; DAVIES, H.; KOWALCZYK, E.; GORDON, C. T.; KANAE, S.; LAWRENCE, D.; LIU, P.; MOCKO, D.; LU, C. –H.; MITCHELL, K.; MALYSHEV, S.; MCAVANEY, B.; OKI, T.; YAMADA, T.; PITMAN, A.; TAYLOR, C. M.; VASIC, R.; XUE, Y. GLACE: The Global Land–Atmosphere Coupling Experiment. Part I: Overview. **Journal of Hydrometeorology**, v. 7, p. 590–610, 2006.

KRISHNAMURTHY, V.; MISRA, V. Observed ENSO teleconnections with the South American monsoon system. **Atmospheric Science Letters**, v. 11, n. 1, p. 7-12, 2010a.

KRISHNAMURTHY, V.; MISRA V. Daily atmospheric variability in the South American monsoon system. **Climate Dynamics**, v. 37, p. 803-819, 2010b.

KRISHNAMURTI, T. N.; INGLES, K.; COCKE, S.; KITADE, T.; PASCH, R. Details of low latitude medium range numerical weather prediction using a global spectral model. II: Effect of orography and physical initialization. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 62, p. 613–649, 1984.

KRISHNAMURTI, T. N.; BEDI, H. S.; HECKLEY, W.; INGLES, K. Reduction of the spin up time for evaporation and precipitation in a spectral model. **Monthly Weather Review**, v. 116, p. 907–920, 1988.

KRISHNAMURTI, T. N.; XUE, J.; BEDI, H. S.; INGLES, K.; OOSTERHOF, D. Physical initialization for numerical weather prediction over the tropics. **Tellus B**, v. 43, p. 53–81, 1991.

- KRISHNAMURTI, T. N.; ROHALY, G. D.; BEDI, H. S. On the improvement of precipitation forecast skill from physical initialization. **Tellus A**, v. 46, p. 598–614, 1994.
- KUMMEROW, C.; OLSON, W. S.; GIGLIO, L. A simplified scheme for obtaining precipitation and vertical hydrometeor profiles from passive microwave sensors. **Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on**, v. 34, p. 1213–1232, 1996.
- KUMMEROW, C.; HONG, Y.; OLSON, W. S.; YANG, S.; ADLER, R. F.; MCCOLLUM, J.; FERRARO, R.; PETTY, G.; SHIN, D. -B.; WILHEIT, T. T. The evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n. 11, p. 1801-1820, 2001.
- LAU, K.-M.; ZHOU, J. Anomalies of the South American summer monsoon associated with the 1997–99 El Niño–Southern Oscillation. **International Journal of Climatology**, v. 23, n. 5, p. 529-539, 2003.
- LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; CARVALHO, L. M. Subseasonal variations of rainfall in South America in the vicinity of the low-level jet east of the Andes and comparison to those in the South Atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 17, p. 3829-3842, 2004.
- MANOBIANCO, J.; KOCH, S.; KARYAMPUDI, V. M.; NEGRI, A. J. The impact of assimilating satellite-derived precipitation rates on numerical simulations of the ERICA IOP 4 cyclone. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 341–365, 1994.
- MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, p. 833-852, 2001.
- MARENGO, J. A.; CAVALCANTI, I. F. A.; SATYAMURTY, P.; TROSNIKOV, I.; NOBRE, C. A.; BONATTI, J. P.; CAMARGO, H. ; SAMPAIO, G.; SANCHES, M. B.; MANZI, A. O.; CASTRO, C. A. C.; D'ALMEIDA, C.; PEZZI, L. P.; CANDIDO, L. Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. **Climate Dynamics**, v. 21, p. 459-475, 2003.
- MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V.; SILVA DIAS, P. L.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; NOGUES-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L. M. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 1, p. 1-21, 2012.
- MECHOSO, C. R.; Robertson, A. W.; Ropelewski, C. F.; Grimm, A. M. The American monsoon systems: An introduction. Chang, C. –P. *et al.* (EDs.) **The Global Monsoon System: Research and Forecast**, c. 13. WMO /TD No. 1266: TMRP Report No. 70, 2005. p. 197-206.
- MESINGER, F.; DIMEGO, G.; KALNAY, E.; MITCHELL, K.; SHAFRAN, P. C.; EBISUZAKI, W.; JOVIĆ, D.; WOOLLEN, J.; ROGERS, E.; BERBERY, E. H.; EK, M.; FAN, Y.; GRUMBINE, R.; HIGGINS, W.; LI, H.; LIN, Y.; MANIKIN, G.;

- PARRISH, D.; SHI, W. North American Regional Reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, p. 343–360, 2006.
- MISRA, V. Coupled air, sea, and land interactions of the South American monsoon. **Journal of Climate**, v. 21, n. 23, p. 6389-6403, 2008.
- MITCHELL, K. E.; LOHMANN, D.; HOUSER, P. R.; WOOD, E. F.; SCHAAKE, J. C.; ROBOCK, A.; COSGROVE, B. A.; SHEFFIELD, J.; DUAN, Q.; LUO, L.; HIGGINS, R. W.; PINKER, R. T.; TARPLEY, J. D.; LETTENMAIER, D. P.; MARSHALL, C. H.; ENTIN, J. K.; PAN, M.; SHI, W.; KOREN, V.; MENG, J.; RAMSAY, B. H.; BAILEY, A. A. The multi-institution North American Land Data Assimilation System (NLDA2.0): Utilizing multiple GCIP products and partners in a continental distributed hydrological modeling system. **Journal of Geophysical Research**, v. 109, D07S90, 2004.
- MOORTHI, S.; SUAREZ, M. J. Relaxed Arakawa-Schubert. A Parameterization of Moist Convection for General Circulation Models. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 978–1002, 1992.
- MOORTHI, S.; PAN, H. L.; CAPLAN, P. Changes to the 2001 NCEP operational MRF/AVN global analysis/forecast system. **Technical Procedures Bulletin**, v. 484, NOAA, NWS: Silver Spring, MD, 2001.
- MORAN, J. M.; MORGAN, M. D. **Meteorology: The atmosphere and the science of weather**. Minneapolis: Burgess Publishing, 1986.
- NUNES, A. M. B.; COCKE, S. Implementing a physical initialization procedure in a regional spectral model: Impact on the short-range rainfall forecasting over South America. **Tellus A**, v. 56, p. 125–140, 2004.
- NUNES, A. M. B.; ROADS, J. O. Improving regional model simulations with precipitation assimilation. **Earth Interactions**, v. 9, 2005. [Disponível online: <http://EarthInteractions.org>.]
- NUNES, A. M. B.; ROADS, J. O. Influence of Precipitation Assimilation on a Regional Climate Model's Surface Water and Energy Budgets. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 642–664, 2007a.
- NUNES, A. M. B.; ROADS, J. O. Dynamical influences of precipitation assimilation on regional downscaling. **Geophysical Research Letters**, v. 34, p. L16817, 2007b.
- NUNES, A. Regional Reanalysis for Climate Research Applications: South American Hydroclimate Reconstruction. **GEWEX News**, v. 22, no. 1, p. 5-7, 2012.
- PAN, H. L.; MAHRT, L. Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. **Boundary Layer Meteorology**, v. 38, p. 185-202, 1987.
- PAN, H. L.; WU, W. -S. Implementing a mass flux convective parameterization package for the NMC medium range forecast model. **NMC Office Note 409**, 40 p, 1994.

- PIELKE, R. A. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. **Reviews of Geophysics**, v. 39, p. 151–177, 2001.
- RAMAGE, C. **Monsoon Meteorology**. International Geophysics Series, v. 15. San Diego, CA: Academic Press, 1971.
- RAO, V.B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, p. 81-91, 1990.
- RAO, V.B.; CAVALCANTI, I. F.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**. v. 101, p. 26539-26551, 1996.
- RAO, V. B.; GIAROLLA, E.; KAYANO, M. T.; FRANCHITO, S. H. Is the Recent Increasing Trend of Rainfall over Northeast Brazil Related to Sub-Saharan Drought? **Journal of Climate**, v. 19, p. 4448-4453, 2006.
- RAO, V.B.; FRANCHITO, S. H.; GAN, M. A.; GEROLAMO, R. O. Duration of the South America summer monsoon is increasing. **Atmospheric Science Letters**, v. 15, p. 110–113, 2013.
- ROADS, J.; CHEN, S.; COCKE, S.; DRUYAN, L.; FULAKEZA, M.; LAROW, T.; LONERGAN, P.; QIAN, J. -H.; ZEBIAK, S. International Research Institute/Applied Research Centers (IRI/ARCs) regional model intercomparison over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, n. D14, 2003.
- RODELL, M.; HOUSER, P. R.; JAMBOR, U. E. A.; GOTTSCHALCK, J.; MITCHELL, K.; MENG, C. J.; ARSENAULT, K.; COSGROVE, B.; RADAKOVICH, J.; BOSILOVICH, M.; ENTIN, J. K.; WALKER, J. P.; LOHMANN, D.; TOLL, D. The global land data assimilation system. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 85, p. 381–394, 2004.
- SAHA, S.; NADIGA, S.; THIAW, C.; WANG, J.; WANG, W.; ZHANG, Q.; VAN DEN DOOL, H. M.; PAN, H. -L.; MOORTHI, S.; BEHRINGER, D.; STOKES, D.; PEÑA, M.; LORD, S.; WHITE, G.; EBISUZAKI, W.; PENG, P.; XIE, P. The NCEP Climate Forecast System. **Journal of Climate**, v. 19, p. 3483–3517, 2006.
- SAHA, S.; MOORTHI, S.; PAN, H. L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.; GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, Y. -T.; CHUANG, H. -Y.; JUANG, H. -M. H.; SELA, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; VAN DELST, P.; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; VAN DEN DOOL, H.; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J. -K.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C. -Z.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R. W.; RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, p. 1015–1057, 2010.

- SCHAAKE, J. C.; KOREN, V. I.; DUAN, Q. Y.; MITCHELL, K.; CHEN, F. Simple water balance model for estimating runoff at different spatial and temporal scales. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, p. 7461–7475, 1996.
- SCHAMM, K.; ZIESE, M.; BECKER, A.; FINGER, P.; MEYER-CHRISTOFFER, A.; SCHNEIDER, U.; SCHRÖDER, M.; STENDER, P. Global gridded precipitation over land: a description of the new GPCP First Guess Daily product. **Earth Syst. Sci. Data**, v. 6, p. 49-60, 2014.
- SILVA DIAS, P. L.; SCHUBERT, W. H.; DEMARIA, M. Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, p. 2689–2707, 1983.
- SLINGO, J. **Dynamical Theory ENSO–Monsoon Interactions Prediction**, 2003.
- SÖRENSSON, A. A.; MENÉNDEZ, C. G. Summer soil–precipitation coupling in South America. **Tellus A**, v. 63, p. 56-68, 2011.
- STEPHENS, G. L.; L'ECUYER, T.; FORBES, R.; GETTLEMEN, A.; GOLAZ, J. C.; BODAS-SALCEDO, A.; SUZUKI, K.; GABRIEL, P.; HAYNES, J. Dreary state of precipitation in global models. **Journal of Geophysical Research**, v. 115, D24211, 2010.
- SUN, Y.; SOLOMON, S.; DAI, A.; PORTMANN, R. W. How often does it rain? **Journal of Climate**, v. 19, p. 916–934, 2006.
- TRENBERTH, K. E. Atmospheric moisture recycling: Role of advection and local evaporation. **Journal of Climate**, v. 12, n. 5, p. 1368-1381, 1999.
- TRENBERTH, K. E.; DAI, A.; RASMUSSEN, R. M.; PARSONS, D. B. The changing character of precipitation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 84, n. 9, p. 1205-1217, 2003.
- VERA, C.; HIGGINS, W.; AMADOR, J.; AMBRIZZI, T.; GARREAUD, R.; GOCHIS, D.; GUTZLER, D.; LETTENMAIER, D.; MARENGO, J.; MECHOSO, C. R.; NOGUES-PAEGLE, J.; SILVA DIAS, P. L.; ZHANG, C. Toward a unified view of the American monsoon systems. **Journal of Climate**, v. 19, p. 4977-5000, 2006.
- VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 3, p. 599-610, 1981.
- VON STORCH, H.; LANGENBERG, H.; FESER, F. A spectral nudging technique for dynamical downscaling purposes. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 3664–3673, 2000.
- WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. Academic Press, 467 p., 1977.
- WEATHINGTON, B. L.; CUNNINGHAM, C. J.; PITTENGER, D. J. Appendix B: Statistical Tables, in **Understanding Business Research**. John Wiley & Sons, Inc., Hoboken, NJ, USA, 2012.

WEBSTER, P. J.; MAGANA, V. O.; PALMER, T. N.; SHUKLA, J.; TOMAS, R. A.; YANAI, M. U.; YASUNARI, T. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. C7, p. 14451-14510, 1998.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences** (2nd Edition). Academic Press, 627p., 2006.

WILLMOTT, C. J.; MATSUURA, K. Terrestrial air temperature and precipitation: Monthly and annual time series, v. 1.02, 2001.

WMO. **Calculation of monthly and annual 30-year standard normals**. WCDP, No. 10, WMO-TD/No. 341, Geneva, 1989.

XIE, P.; ARKIN, P. A. Global Precipitation: A 17-Year Monthly Analysis Based on Gauge Observations, Satellite Estimates, and Numerical Model Outputs. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, p. 2539–2558, 1997.

XIE, P.; ARKIN, P. A. Global monthly precipitation estimates from satellite-observed outgoing longwave radiation. **Journal of Climate**, v. 11, p. 137-164, 1998.

XIE, P.; CHEN, M.; YANG, S.; YATAGAI, A.; HAYASAKA, T.; FUKUSHIMA, Y.; LIU, C. A gauge-based analysis of daily precipitation over East Asia. **Journal of Hydrometeorology**, v. 8, p. 607-627, 2007.

ZHOU, J.; LAU, K. –M. Does a Monsoon Climate Exist over South America? **Journal of Climate**, v. 11, 1020-1040, 1998.

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

ANEXO: Anomalia de TSM na região do Niño 3.4 (Fonte: CPC-NOAA)

Year	DJF	JFM	FMA	MAM	AMJ	MJJ	JJA	JAS	ASO	SON	OND	NDJ
1950	-1.4	-1.3	-1.2	-1.2	-1.1	-0.9	-0.6	-0.5	-0.4	-0.5	-0.6	-0.7
1951	-0.8	-0.6	-0.4	-0.2	0.0	0.4	0.6	1.0	1.1	1.2	1.1	0.9
1952	0.6	0.4	0.3	0.3	0.3	0.1	-0.1	0.0	0.2	0.2	0.2	0.3
1953	0.5	0.6	0.6	0.7	0.7	0.7	0.7	0.7	0.8	0.8	0.8	0.8
1954	0.7	0.5	0.1	-0.4	-0.5	-0.5	-0.6	-0.7	-0.8	-0.7	-0.7	-0.7
1955	-0.7	-0.7	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8	-0.7	-1.1	-1.4	-1.7	-1.6
1956	-1.1	-0.8	-0.6	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5	-0.6	-0.5	-0.5	-0.5	-0.5
1957	-0.3	0.1	0.4	0.7	0.9	1.0	1.1	1.2	1.2	1.3	1.5	1.8
1958	1.8	1.6	1.2	0.9	0.7	0.6	0.5	0.3	0.3	0.4	0.5	0.6
1959	0.6	0.6	0.5	0.3	0.2	-0.1	-0.2	-0.3	-0.1	0.0	0.1	0.0
1960	-0.1	-0.2	-0.2	-0.1	-0.1	0.0	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1
1961	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.4	0.2	-0.1	-0.3	-0.3	-0.2	-0.1
1962	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.2	0.0	-0.1	-0.2	-0.3	-0.4	-0.5
1963	-0.4	-0.2	0.1	0.3	0.3	0.5	0.8	1.1	1.2	1.3	1.4	1.3
1964	1.1	0.6	0.1	-0.4	-0.6	-0.6	-0.6	-0.7	-0.8	-0.8	-0.8	-0.8
1965	-0.6	-0.3	0.0	0.2	0.5	0.8	1.2	1.5	1.7	1.9	1.9	1.7
1966	1.4	1.1	0.9	0.6	0.4	0.3	0.3	0.1	0.0	-0.1	-0.1	-0.2
1967	-0.3	-0.4	-0.5	-0.4	-0.2	0.1	0.1	-0.1	-0.3	-0.3	-0.3	-0.4
1968	-0.6	-0.8	-0.7	-0.5	-0.2	0.1	0.4	0.5	0.5	0.6	0.8	1.0
1969	1.1	1.1	1.0	0.9	0.8	0.6	0.5	0.5	0.8	0.9	0.9	0.8
1970	0.6	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.2	-0.5	-0.7	-0.7	-0.7	-0.8	-1.0
1971	-1.2	-1.3	-1.1	-0.8	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.7	-0.8	-0.9	-0.8
1972	-0.6	-0.3	0.1	0.4	0.6	0.8	1.1	1.4	1.6	1.9	2.1	2.1
1973	1.8	1.2	0.6	-0.1	-0.5	-0.8	-1.0	-1.2	-1.3	-1.6	-1.9	-2.0
1974	-1.9	-1.6	-1.2	-1.0	-0.8	-0.7	-0.5	-0.4	-0.4	-0.6	-0.8	-0.7
1975	-0.5	-0.5	-0.6	-0.7	-0.8	-1.0	-1.1	-1.2	-1.4	-1.5	-1.6	-1.7
1976	-1.5	-1.1	-0.7	-0.5	-0.3	-0.1	0.2	0.4	0.6	0.7	0.8	0.8
1977	0.6	0.6	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.5	0.7	0.8	0.8
1978	0.7	0.5	0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.3	-0.1	-0.1
1979	-0.1	0.1	0.2	0.3	0.2	0.0	0.0	0.2	0.3	0.5	0.5	0.6
1980	0.5	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.1	-0.1	0.0	0.0	-0.1
1981	-0.4	-0.6	-0.5	-0.4	-0.3	-0.3	-0.4	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.1
1982	-0.1	0.0	0.1	0.3	0.5	0.7	0.7	1.0	1.5	1.9	2.1	2.2
1983	2.2	1.9	1.5	1.2	0.9	0.6	0.2	-0.2	-0.5	-0.8	-0.9	-0.8
1984	-0.5	-0.3	-0.3	-0.4	-0.5	-0.5	-0.3	-0.2	-0.3	-0.6	-0.9	-1.1
1985	-1.0	-0.9	-0.7	-0.7	-0.7	-0.6	-0.5	-0.5	-0.5	-0.4	-0.4	-0.4
1986	-0.5	-0.4	-0.2	-0.2	-0.1	0.0	0.3	0.5	0.7	0.9	1.1	1.2
1987	1.2	1.3	1.2	1.1	1.0	1.2	1.4	1.6	1.6	1.5	1.3	1.1
1988	0.8	0.5	0.1	-0.2	-0.8	-1.2	-1.3	-1.2	-1.3	-1.6	-1.9	-1.9
1989	-1.7	-1.5	-1.1	-0.8	-0.6	-0.4	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.1
1990	0.1	0.2	0.3	0.3	0.2	0.2	0.3	0.3	0.4	0.3	0.4	0.4
1991	0.3	0.2	0.2	0.3	0.5	0.7	0.8	0.7	0.7	0.8	1.2	1.4
1992	1.6	1.5	1.4	1.2	1.0	0.7	0.3	0.0	-0.2	-0.3	-0.2	0.0
1993	0.2	0.3	0.5	0.6	0.6	0.5	0.3	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1
1994	0.1	0.1	0.2	0.3	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.7	1.0	1.2
1995	1.0	0.8	0.6	0.3	0.2	0.0	-0.2	-0.4	-0.7	-0.8	-0.9	-0.9
1996	-0.9	-0.8	-0.6	-0.4	-0.3	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3	-0.4	-0.5
1997	-0.5	-0.4	-0.1	0.2	0.7	1.2	1.5	1.8	2.1	2.3	2.4	2.3
1998	2.2	1.8	1.4	0.9	0.4	-0.2	-0.7	-1.0	-1.2	-1.3	-1.4	-1.5
1999	-1.5	-1.3	-1.0	-0.9	-0.9	-1.0	-1.0	-1.1	-1.1	-1.3	-1.5	-1.7
2000	-1.7	-1.5	-1.2	-0.9	-0.8	-0.7	-0.6	-0.5	-0.6	-0.6	-0.8	-0.8
2001	-0.7	-0.6	-0.5	-0.4	-0.2	-0.1	0.0	0.0	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3
2002	-0.2	0.0	0.1	0.3	0.5	0.7	0.8	0.8	0.9	1.2	1.3	1.3
2003	1.1	0.8	0.4	0.0	-0.2	-0.1	0.2	0.4	0.4	0.4	0.4	0.3
2004	0.3	0.2	0.1	0.1	0.2	0.3	0.5	0.7	0.8	0.7	0.7	0.7
2005	0.6	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3	0.2	0.1	0.0	-0.2	-0.5	-0.8
2006	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	0.0	0.1	0.2	0.3	0.5	0.8	1.0	1.0
2007	0.7	0.3	-0.1	-0.2	-0.3	-0.3	-0.4	-0.6	-0.8	-1.1	-1.2	-1.4
2008	-1.5	-1.5	-1.2	-0.9	-0.7	-0.5	-0.3	-0.2	-0.1	-0.2	-0.5	-0.7
2009	-0.8	-0.7	-0.5	-0.2	0.2	0.4	0.5	0.6	0.8	1.1	1.4	1.6
2010	1.6	1.3	1.0	0.6	0.1	-0.4	-0.9	-1.2	-1.4	-1.5	-1.5	-1.5
2011	-1.4	-1.2	-0.9	-0.6	-0.3	-0.2	-0.2	-0.4	-0.6	-0.8	-1.0	-1.0
2012	-0.9	-0.6	-0.5	-0.3	-0.2	0.0	0.1	0.4	0.5	0.6	0.2	-0.3
2013	-0.6	-0.6	-0.4	-0.2	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	-0.3	-0.4
2014	-0.6	-0.6	-0.5	-0.2								