

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO (USP)
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

PAULO DE ROSA LOMBARDI

ESTUDO DO SISTEMA DE MONÇÃO NA AMÉRICA DO SUL

SÃO PAULO

2021

PAULO DE ROSA LOMBARDI

ESTUDO DO SISTEMA DE MONÇÃO NA AMÉRICA DO SUL

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado ao Curso de Bacharelado em Meteorologia da Universidade de São Paulo, como requisito necessário à obtenção do título de Bacharel em Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Carlos Frederico Mendonça Raupp

SÃO PAULO

2021

DEDICATÓRIA

A todos os meus colegas e amigos que me acompanharam ao longo desse curso.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos os meus familiares que sempre me apoiaram durante a graduação em Meteorologia, em especial à minha mãe, Magda, meu pai, Oswaldo, minha avó, Rita e minha madrinha, Selma.

A todos os professores do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo que contribuíram com o conhecimento adquirido ao longo da graduação, em especial ao professor Carlos Raupp, pela orientação do trabalho e da pesquisa de Iniciação Científica que contribuiu para ele.

A Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) por todo o apoio através da bolsa de Iniciação Científica do projeto intitulado "Estudo da Solução Numérica da Equação da Vorticidade Barotrópica" (processo de número 2019/11918-5), o qual foi importantíssimo para a realização deste trabalho.

A todos os funcionários do IAG que contribuem para a manutenção desse instituto.

A todos os meus colegas e amigos que me acompanharam ao longo desse curso.

RESUMO

Este trabalho de conclusão de curso trata-se de um estudo sobre o Sistema de Monção na América do Sul (SMAS). As semelhanças climáticas entre a região que abriga a principal circulação de monção do globo (Ásia) e a América do Sul são analisadas. Os principais sistemas meteorológicos de escala sinótica que atuam na América do Sul são caracterizados, bem como suas influências nos sistemas de mesoescala. São mostrados também os principais índices que são usados para definir tanto o início quanto o fim do SMAS. Conclui-se que apesar de diferentes índices levarem a diferentes datas de início e fim, existe um padrão climatológico observado que marca o início, o desenvolvimento e o final do SMAS. Também são discutidos aspectos acerca da variabilidade climática do SMAS. É constatado que: i) a estação chuvosa não é homogênea em todo o continente, ii) existe um ciclo diurno de precipitação bastante relacionado à topografia, às circulações de brisa, à instabilidade convectiva e aos Sistemas Convectivos de Mesoescala, iii) os eventos de El Niño e La Niña influenciam a variabilidade inter-anual do SMAS, principalmente nas Bacias Amazônica e do Prata e iv) a Oscilação de Madden-Julian está associada à variabilidade intra-sazonal do SMAS. Com um estudo de modelagem utilizando o modelo barotrópico em coordenadas esféricas e linearizado em torno de um estado básico em repouso, mostra-se como a propagação das Ondas de Rossby-Haurwitz barotrópicas ajuda a explicar o surgimento e manutenção da Alta da Bolívia. Além disso, a simulação do modelo também mostra como essas ondas podem potencialmente criar condições favoráveis para a ocorrência da Zona de Convergência do Atlântico Sul. Por fim, este trabalho mostra as mudanças climáticas recentes e as que são projetadas no futuro num cenário de aquecimento global e degradação da floresta Amazônica.

Palavras-chave: Monção. América do Sul. Sinótica. Mesoescala. Climatologia. Variabilidade climática. Modelagem. Ondas de Rossby-Haurwitz. Mudanças climáticas. Aquecimento global. Amazônia.

ABSTRACT

This work is about a study of the South American Monsoon System (SAMS). The climatic similarities between the region that hosts the main monsoon circulation in the globe (Asia) and the South America are analyzed. The main synoptic-scale meteorological systems operating in South America are characterized, as well as their influence on mesoscale systems. The main indexes that are used to define both the beginning and the end of the SAMS are also shown. It is concluded that although different indexes lead to different start and end dates, there's an observed climatological pattern that marks the beginning, development and end of the SAMS. Aspects of the climatic variability of SAMS are also discussed. It is noted that: i) the rainy season is not homogeneous across the continent, ii) there is a diurnal precipitation cycle closely related to topography, breeze circulations, convective instability and the Mesoscale Convective Systems, iii) the El Niño / La Niña events influence inter-annual variability of SAMS, mainly in the Amazonian and La Plata Basins and iv) Madden-Julian Oscillation is associated with the intra-seasonal variability of SAMS. With a modeling study using the barotropic model in spherical coordinates and linearized around a basic state at rest, it is shown how the propagation of the barotropic Rossby-Haurwitz waves helps to explain the emergence and maintenance of the Bolivian High. In addition, the model simulation also shows how these waves can potentially create favorable conditions for the occurrence of the South Atlantic Convergence Zone. Finally, this work addresses the recent climate changes and those that are projected in the future in a scenario of global warming and degradation of the Amazon rainforest.

Key words: Monsoon. South America. Synoptic. Mesoscale. Climatology. Climatic variability. Modelling. Rossby-Haurwitz waves. Climatic changes. Global warming. Amazon.

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	7
1.1 MONÇÃO ASIÁTICA	7
1.2 COMPARAÇÃO ENTRE ÁSIA E AMÉRICA DO SUL	8
1.3 TRABALHOS ANTERIORES	10
2 CARACTERÍSTICAS SINÓTICAS DA AMÉRICA DO SUL	13
2.1 ALTA DA BOLÍVIA	13
2.2 CAVADO DO NORDESTE DO BRASIL	14
2.3 ALTA SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL	16
2.4 ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL	16
2.5 ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL	18
3 CICLO DE VIDA DO SMAS	20
3.1 INÍCIO	20
3.2 DESENVOLVIMENTO E MATURAÇÃO	22
3.3 TÉRMINO	24
4 VARIABILIDADE DO SMAS	25
4.1 ESTAÇÃO CHUVOSA	25
4.2 VARIABILIDADE DIURNA	26
4.3 EL NIÑO E LA NIÑA	26
4.4 OSCILAÇÃO DE MADDEN-JULIAN	27
5 O MODELO BAROTRÓPICO	30
5.1 CASO SEM DIVERGÊNCIA	30
5.2 MÉTODO DE SOLUÇÃO PARA O CASO SEM DIVERGÊNCIA	32
5.3 INCLUSÃO DE UMA FORÇANTE	34
5.4 PROPAGAÇÃO DAS ONDAS DE ROSSBY-HAURWITZ BAROTRÓPICAS	36
6 PROJEÇÕES FUTURAS E MUDANÇAS CLIMÁTICAS	38
6.1 MUDANÇAS CLIMÁTICAS RECENTES	38
6.2 O QUE ESPERAR NO FUTURO?	38
7 CONCLUSÕES	42

1 INTRODUÇÃO

1.1 MONÇÃO ASIÁTICA

O leste e o sudeste do continente asiático são as regiões do planeta mais afetadas pelo chamado clima de monção. O clima de monção pode ser inicialmente entendido como uma variação mais acentuada do clima tropical, sendo caracterizado por duas estações bastante definidas e com características opostas: um inverno extremamente seco e um verão com precipitação volumosa, abrangente e persistente.

O clima de monção asiático é caracterizado por uma forte circulação térmica organizada entre o Oceano Índico tropical e as áreas continentais ao sul da Cordilheira do Himalaia. Durante o verão boreal, a maior incidência de radiação solar faz com que o continente se aqueça muito mais rápido do que as águas do Oceano Índico, devido à maior capacidade térmica da água. Isso faz com que o ar nas camadas mais próximas da superfície fique mais quente sobre o continente do que sobre o oceano. Como o ar quente possui densidade menor, formam-se zonas de baixa pressão sobre o continente e de alta pressão sobre o oceano. Assim, podemos dizer que ocorre o surgimento de um forte gradiente de temperatura e pressão entre o mar e continente.

Esse gradiente de pressão é responsável por gerar movimento atmosférico. Próximo à superfície, o ar se desloca do oceano advectando grandes quantidades de umidade para o continente, onde há movimento vertical ascendente. Esse processo é capaz de dar origem a precipitações muito intensas e volumosas, especialmente nas regiões mais próximas à Cordilheira do Himalaia, onde a topografia serve como forçante contribuinte para a formação de nuvens carregadas.

A liberação de calor latente que ocorre no processo de formação das nuvens (condensação e a consequente precipitação) provoca a expansão térmica da atmosfera, principalmente em médios e altos níveis, onde a densidade do ar é menor. A divergência na alta troposfera sobre o continente induzida pelo aquecimento convectivo na média troposfera contribui para acentuar a queda da pressão na superfície sobre esta área, enquanto a convergência em ar superior sobre a área oceânica contribui para o aumento da pressão em superfície nesta região, que por sua vez retroalimenta o movimento ascendente sobre o continente e a subsidência sobre a área oceânica. Enquanto isso, na alta troposfera, o ar se desloca horizontalmente no sentido oposto ao da superfície, fechando a circulação térmica da monção.

A formação das nuvens tem um papel importante para entendermos a monção asiática. Isso porque a liberação de calor latente na condensação é capaz de intensificar ainda mais o gradiente de temperatura, reforçando a circulação térmica e, conseqüentemente, o transporte de umidade do oceano para o continente, servindo como um mecanismo de retroalimentação do sistema monçônico. Dessa forma, apesar de todo o processo de origem das monções estar associado ao aqueci-

mento diferencial entre continente e oceano, as circulações monçônicas não seriam tão intensas se a atmosfera não possuísse umidade disponível para formação de nuvens.

Uma questão importante que vale destacar é que apesar de todo o processo começar entre o Oceano Índico e a Ásia, conforme o verão boreal vai chegando no seu auge, a circulação monçônica asiática passa a ser inter-hemisférica e consegue influenciar o movimento atmosférico de grande escala em diversas regiões do globo, principalmente por meio da intensificação de subsidência sobre o Hemisfério Sul, processo que está ligado à formação e/ou manutenção de anticiclones subtropicais durante o verão austral (RICHTER; MECHOSO; ROBERTSON, 2008; LEE et al., 2013). No Oceano Pacífico Sul, por exemplo, o anticiclone subtropical quase desapareceria no inverno sem a atuação da monção asiática (LEE et al., 2013).

Nos meses do inverno boreal, ocorre o processo oposto: a quantidade de radiação solar que as regiões das monções asiáticas recebem é menor, então o continente acaba se resfriando mais rápido pela mesma propriedade física da menor capacidade térmica do continente em relação aos oceanos adjacentes, e dessa vez são tais regiões oceânicas que ficam com a atmosfera mais quente. Esse processo é o que causa a reversão da circulação atmosférica, de forma que os ventos passam a soprar do continente para o oceano em baixos níveis e do oceano para o continente nos altos níveis da troposfera. Isso desfavorece formação de precipitação sobre o continente.

1.2 COMPARAÇÃO ENTRE ÁSIA E AMÉRICA DO SUL

A compreensão do clima monçônico na Ásia é útil para entendermos uma grande parte do clima na América do Sul. Durante o verão austral, a circulação anticiclônica associada à Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) é capaz de transportar grande quantidade de umidade do Oceano Atlântico para o continente sul-americano, encontrando a barreira montanhosa da Cordilheira dos Andes. Isso favorece a ocorrência de convecção profunda que se inicia entre a Amazônia, o Peru e a Bolívia e depois se estende para o Centro-Oeste e Sudeste do país com a atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul. Durante o inverno austral, no entanto, as condições atmosféricas da maioria dessas regiões são marcadas por forte subsidência, pouca umidade e pouca ou quase nenhuma precipitação.

O transporte de umidade realizado pela ASAS, apesar de ser o dominante na maior parte do continente, não é o único que ocorre. Também é observado um transporte significativo de umidade vindo do Hemisfério Norte para o oeste da Amazônia no verão sul-americano. Trata-se de um fluxo de umidade que vem do Caribe, passa pela Colômbia e pela Venezuela e cruza o Equador em direção à Amazônia. As relações entre a precipitação na América do Sul e esse fluxo que cruza o Equador foram estudados por Wang e Fu (2002).

Além dessas características de transporte de umidade e topografia, o ciclo anual da cir-

culação troposférica sobre a América do Sul é fortemente ligado à variação sazonal do gradiente de temperatura entre o oceano e o continente, que ocorre devido à mesma propriedade física da diferença de capacidade térmica já citada. Esse fato é capaz de gerar uma circulação térmica análoga à observada na Ásia, com convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis sobre o continente e o oposto sobre o oceano. Sobre o continente, ocorre movimento ascendente na média troposfera e precipitação, enquanto que sobre o oceano ocorre subsidência na média troposfera e a secagem da atmosfera (MARENGO et al., 2012).

Dessa forma, o que se observa principalmente na região mais central da América do Sul são duas estações muito distintas: um inverno bastante seco e um verão marcado por ser bastante chuvoso. Essa característica climática está associada a uma barreira montanhosa, ao transporte de umidade do oceano para o continente e à formação de um sistema de alta pressão em altos níveis resultante da liberação de calor latente devido à convecção recorrente do verão.

Então, o que podemos concluir desses fatos é que mesmo que a América do Sul não tenha volumes de precipitação tão elevados quanto o sul asiático, o padrão geral climático sul-americano e suas causas são bastante análogos ao que ocorre na Ásia. Essa semelhança não só com a circulação monçônica asiática, mas também com outras ao redor do globo, motivaram a publicação de estudos sobre o que foi chamado de Sistema de Monção na América do Sul (SMAS). Alguns desses estudos são: Zhou e Lau (1998), Jones e Carvalho (2002), Vera et al. (2006c), Raia e Cavalcanti (2008), Liebmann e Mechoso (2011) e Marengo et al. (2012).

A maior diferença entre o SMAS e a monção asiática está na reversão do vento mencionada anteriormente: na América do Sul, o vento em superfície não se reverte totalmente no inverno, ele apenas perde intensidade no continente com a aproximação e intensificação da ASAS. Na verdade, essa ausência de reversão de vento foi um dos motivos pelos quais por muito tempo considerou-se que a América do Sul não possuía monção (ZHOU; LAU, 1998). A única exceção para esse padrão é o oeste da Amazônia, onde a reversão do vento meridional de norte para sul ocorre e, inclusive, marca o final da estação chuvosa (WANG; FU, 2002). Além dessa característica do vento em superfície, o fato de o continente se estreitar na direção do polo sul, limitando a área de formação e manutenção de altas polares semipermanentes e baixas térmicas, e a constante ressurgência observada na costa oeste do continente, que mantém a temperatura da superfície do mar menor do que a da superfície continental em praticamente todo o ano, também são motivos que levaram a essa concepção de América do Sul sem monção (ZHOU; LAU, 1998).

Essa noção começou a mudar com o reconhecimento do impacto térmico nos médios níveis da troposfera da convecção no Altiplano Andino (RAO; ERDOGAN, 1989), região onde há a formação de um grande anticiclone em altos níveis da troposfera chamado de Alta da Bolívia (tema da subseção 2.1). No entanto, alguns anos antes, Silva Dias, Schubert e De Maria (1983), usando um modelo de água rasa linearizado em torno de um estado básico em repouso, representativo

do modo baroclínico associado com a convecção profunda, concluíram que a Alta da Bolívia se estabelece a partir de uma resposta à forçante térmica transiente na Bacia Amazônica na forma de ondas equatoriais de Rossby longas, que dispersam a energia para oeste da fonte. Das duas formas, observa-se que o aquecimento na média troposfera exerce impacto para o surgimento de divergência em altos níveis, padrão recorrente em circulações monçônicas.

O SMAS é muito importante para a análise, compreensão e previsão de tempo e clima em boa parte da América do Sul, além de seus impactos remotos em outras regiões do globo terrestre. Por isso, é muito importante estudá-lo, analisando os sistemas sinóticos envolvidos nele e de que forma estes sistemas influenciam na climatologia de diferentes partes da América do Sul. Esse trabalho consiste num estudo sobre o SMAS dividido em duas partes: uma revisão bibliográfica e um estudo de modelagem no qual resolvemos a equação da vorticidade barotrópica em coordenadas esféricas através do método espectral, usando como funções base os harmônicos esféricos.

1.3 TRABALHOS ANTERIORES

Dada a importância da compreensão do SMAS para entender a climatologia da América do Sul e de seus impactos em outras regiões do globo, esse tema tem ganhado cada vez mais atenção em trabalhos sobre climatologia nos últimos anos.

Em Zhou e Lau (1998) foi discutida a existência do clima de monção na América do Sul e sua evolução temporal usando como exemplo a temporada entre 1989 e 1990. A evolução é dividida em cinco fases diferentes, influenciadas sobretudo pelas características da temperatura do ar em diversos níveis da troposfera: pré-monçônica, desenvolvimento, maturação, enfraquecimento e pós-monçônica. Zhou e Lau (1998) também fazem uma comparação com a monção asiática.

Uma análise detalhada da variabilidade dos ventos em baixos níveis sobre a América do Sul foi apresentada em Jones e Carvalho (2002), dividindo o SMAS em uma fase ativa e uma fase inativa. Utilizando dados de climatologia da circulação média de baixos níveis, o estudo identificou, usando como referência o estado brasileiro de Rondônia, dois regimes distintos de circulação: um com ventos de oeste, que favorece convecção e foi chamado de "fase ativa" e um com ventos de leste, que foi chamado de "fase inativa". Essa conclusão está de acordo com os resultados do experimento chamado, em inglês, de *The Large-Scale Atmosphere Experiment in Amazonia* (LBA) apresentado em Dias et al. (2002). A exceção para esse padrão está no noroeste da América do Sul.

Em Vera et al. (2006c), foram reunidos e apresentados vários conhecimentos sobre o SMAS ligados à evolução sazonal da convecção, à variabilidade diurna e de mesoescala, e à variabilidade intra-sazonal, inter-anual, inter-decadal e de longo prazo. No caso da variabilidade inter-anual, foi mostrado que papéis exercem as anomalias de temperatura da superfície dos oceanos, a interação entre a superfície e a atmosfera, as zonas de convergência Intertropical e do Atlântico Sul,

o transporte de umidade e as circulações de larga escala. Esse estudo também trata da influência da mudança do uso da terra que está ocorrendo na regiões onde o sistema monçônico se estabelece e de questões acerca da hidrologia do continente ligadas ao SMAS.

O ciclo de vida do SMAS e suas principais características é o assunto principal abordado por Raia e Cavalcanti (2008). O estudo aborda como se dá o início e o final do SMAS e a variabilidade inter-anual e intra-sazonal, bem como elabora um destaque especial para a atuação dos sistemas frontais. Posteriormente, Liebmann e Mechoso (2011) analisaram a variabilidade espacial da precipitação na América do Sul durante a atividade do SMAS, bem como revisaram conhecimentos já sabidos sobre sistemas sinóticos como a Alta da Bolívia, o Cavado do Nordeste e a Zona de Convergência do Atlântico Sul. Também faz parte desse trabalho uma revisão sobre o início, desenvolvimento e enfraquecimento do SMAS, sobre a variabilidade intra-sazonal, inter-anual e de longo prazo e sobre a influência na mudança do ambiente devido ao desmatamento.

Um ano depois, em Marengo et al. (2012), foram identificadas as principais características e o funcionamento do SMAS em várias escalas de tempo, bem como foram citadas algumas das contribuições mais recentes para seu entendimento até aquele ano, como o programa *Monsoon Experiment South America* (MESA). Foram reunidos conhecimentos sobre vários aspectos, como a estrutura principal, o desenvolvimento e ciclo de vida do SMAS, a variabilidade diurna, sinótica, de mesoescala e intra-sazonal, a variabilidade do SMAS em escalas de tempo inter-anual, inter-decadal e de longo prazo, o papel da interação entre a superfície e a atmosfera, a influência dos aerossóis advindos da queima de biomassa, a modelagem, previsão e previsibilidade e os impactos que as mudanças climáticas podem causar com o passar do tempo.

No mesmo ano, Silva e Kousky (2012) também apresentaram uma revisão sobre o SMAS, abordando o papel das circulações de grande escala e o ciclo de vida (início, maturação e término), com enfoque na estação chuvosa e na variabilidade diurna. Também foi revisado o impacto exercido no SMAS pelos eventos de El Niño e La Niña, pela variação da temperatura da superfície do mar do Oceano Atlântico Sul e pela Oscilação de Madden-Julian. Uma atenção especial é dada para a atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul e para a ocorrência de eventos extremos de precipitação em duas áreas distintas da Região Sudeste do Brasil e uma da Região Nordeste.

Além desses, há vários outros estudos que, embora não foquem diretamente na circulação monçônica sul-americana, apresentaram resultados que contribuem para seu entendimento. Como exemplo, podemos citar alguns que propuseram critérios para definir o início e o final da estação chuvosa na América do Sul e/ou fizeram uma análise sobre esse aspecto e alguns outros que analisaram a influência do Oceano Atlântico, dos eventos de El Niño e La Niña e da Oscilação de Madden-Julian na climatologia do continente. Além disso, também há alguns trabalhos que analisam a variabilidade diurna da precipitação sobre a América do Sul e a variabilidade da estação chuvosa. Há vários que mostram como as mudanças climáticas poderão afetar circulações monçô-

nicas ao redor do globo e a distribuição da chuva pelo continente sul-americano nos próximos anos. Em particular, alguns analisam o papel da mudança do uso da terra no cenário de mudanças climáticas. Esses estudos serão citados aos poucos nas próximas seções.

Mais adiante também serão mostradas contribuições anteriores de estudos de modelagem que ajudam a compreender a climatologia sul-americana. Esses estudos analisam de que forma a propagação de ondas tropicais e equatoriais na América do Sul pode se relacionar aos principais sistemas sinóticos que atuam no estabelecimento, desenvolvimento e manutenção do SMAS.

2 CARACTERÍSTICAS SINÓTICAS DA AMÉRICA DO SUL

Para entender o funcionamento do sistema de monção na América do Sul é importante conhecer os principais sistemas meteorológicos de escala sinótica que atuam no continente: a Alta da Bolívia, o Cavado do Nordeste do Brasil, a Alta Subtropical do Atlântico Sul, a Zona de Convergência do Atlântico Sul e a Zona de Convergência Intertropical. Cada um desses sistemas meteorológicos exercem papéis importantes no início, desenvolvimento e manutenção do SMAS, já foram temas de vários estudos anteriores sobre dinâmica, sinótica e climatologia e estão bastante relacionados à ocorrência de sistemas meteorológicos de escala menor (mesoescala). Um desses estudos é o de Reboita et al. (2010), que analisa detalhadamente de que forma os principais sistemas sinóticos e outros fenômenos de escalas menores atuantes na América do Sul estão relacionados com os padrões de precipitação observados no continente.

2.1 ALTA DA BOLÍVIA

A Alta da Bolívia (AB) é identificada como uma extensa circulação anticiclônica tropical de altos níveis troposféricos que se localiza, em média, na área compreendida entre a Amazônia, a região centro-oeste do Brasil, o Peru e a Bolívia, a leste da Cordilheira dos Andes. A circulação, posição e intensidade da Alta da Bolívia afeta a variação sazonal da precipitação em grande parte da América do Sul e muitas vezes é o principal mecanismo de favorecimento de convecção durante o verão na Bolívia, Peru, Paraguai, no Brasil central e nas regiões Sul e Sudeste, devido à presença de regiões de divergência em sua periferia, as quais, por agirem em altos níveis, favorecem o abaixamento da pressão em superfície e o movimento ascendente.

As áreas de alta pressão atmosférica em altos níveis da troposfera são geralmente reconhecidas por serem induzidas termicamente a partir da liberação de calor latente no processo de condensação. Em primeira ordem, isso pode ser compreendido teoricamente com base em modelos lineares equatoriais, como aqueles utilizados por Matsuno (1966), Webster (1972), Gill (1980) e Silva Dias, Schubert e De Maria (1983). Na concepção desses modelos, o desenvolvimento do anticiclone representa uma resposta linear direta a um aquecimento imposto nos níveis médios (LENTERS; COOK, 1997). O aquecimento promove a expansão térmica da atmosfera, que é mais significativa em níveis superiores graças à menor densidade do ar, acarretando no surgimento de divergência de massa, com conseqüente intensificação de uma área com vortacidade positiva.

Na América do Sul, existe um aquecimento induzido a partir da ocorrência da convecção na estação chuvosa entre a Amazônia e a Bolívia. O calor latente liberado na formação das nuvens é o responsável pelo aquecimento. Como já foi comentado, um estudo apresentado por Silva Dias, Schubert e De Maria (1983) sugeriu que a Alta da Bolívia resulta da atividade de ondas longas de

Rossby excitadas a partir da convecção transiente na Amazônia. Essa interpretação fornecida por tais modelos simplificados é bastante esclarecedora, mas não é capaz de capturar todos os processos associados à formação desses anticiclones (LENTERS; COOK, 1997).

Na América do Sul, o efeito da Cordilheira dos Andes na AB, especialmente do Altiplano, tem recebido cada vez mais atenção, com o objetivo de investigar os papéis da topografia e do aquecimento diabático no desenvolvimento de anomalias na troposfera superior da América do Sul, com ênfase na AB. Como também já foi mencionado, Rao e Erdogan (1989) mostraram que o aquecimento sobre o Altiplano devido à convecção é bastante significativo. Além desse trabalho, outros que fizeram estudos sobre a influência dos Andes na climatologia sul-americana foram Kleeman (1989), Gandu e Geisler (1991) e Figueroa, Satyamurty e Silva Dias (1995).

No painel superior da figura 1 (a e c), com base numa série de 30 anos de dados de re-análise de NCAR/NCEP, está representada a climatologia de radiação de onda longa emergente (ROLE) e de vento no nível de 200 hPa para dois trimestres diferentes: dezembro / janeiro / fevereiro (DJF) e junho / julho / agosto (JJA). Na área entre a Amazônia, a Bolívia e o Peru, é possível observar menores valores de ROLE no trimestre de verão, bem como a tendência de circulação anticiclônica, evidenciando a presença da Alta da Bolívia (MARENGO et al., 2012).

2.2 CAVADO DO NORDESTE DO BRASIL

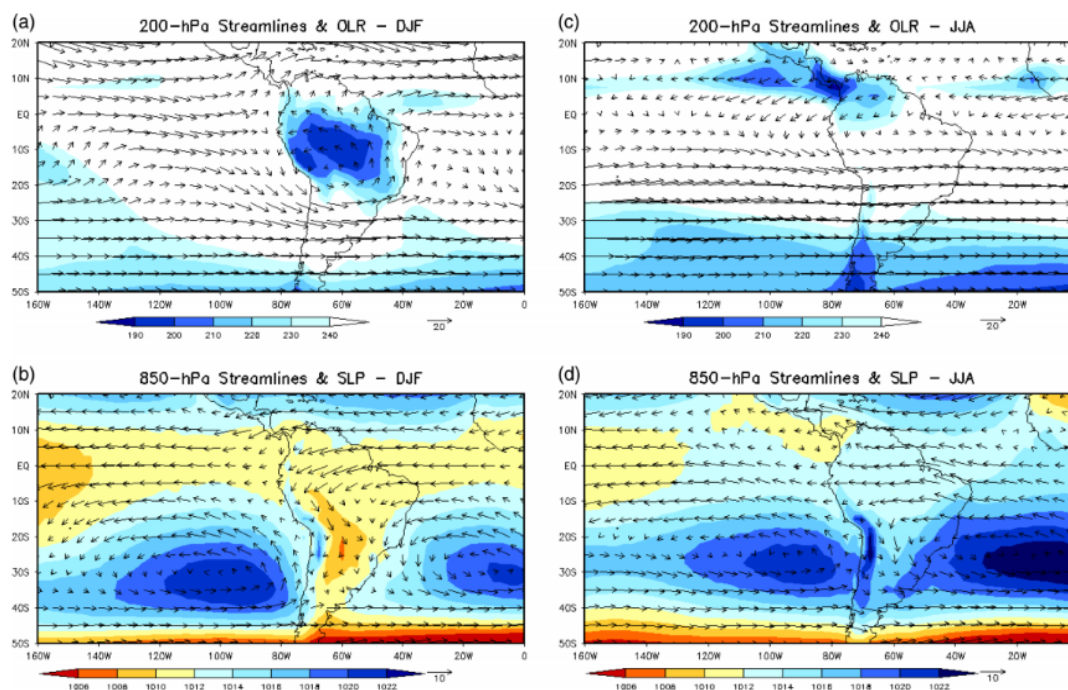
O Cavado do Nordeste do Brasil (CNB) corresponde a uma área de circulação ciclônica não fechada que atua nos altos níveis da troposfera na América do Sul. Embora sua posição possa variar bastante, ele normalmente se localiza próximo ao Nordeste do Brasil. Eventualmente, essa circulação ciclônica fecha, dando origem ao Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN).

O CNB tende a surgir a leste da Alta da Bolívia e é por isso que normalmente se aproxima do Nordeste Brasileiro. Na verdade, o surgimento desse grande cavado está justamente associado à circulação da AB. A tendência de vorticidade relativa depende da componente meridional do vento (v) e da taxa de variação meridional da vorticidade planetária ($\frac{df}{dy}$). O sinal do produto desses dois termos é oposto ao da tendência. Como $(\frac{df}{dy})$ é sempre positivo e a leste da AB a componente meridional do vento também é positiva, é nessa região que existirá a maior tendência ao surgimento de vorticidade negativa e, portanto, de uma circulação ciclônica (KOUSKY; GAN, 1981).

A atuação de frentes frias nas regiões Sul e Sudeste do Brasil pode fazer com que o CNB/VCAN se intensifique. Isso porque nos médios e baixos níveis da troposfera geralmente predomina advecção de ar quente, que amplifica áreas de crista ou alta pressão em altos níveis. Esse mecanismo, portanto, tem capacidade de intensificar a Alta da Bolívia e, por consequência, o CNB/VCAN. Esse é um processo que ajuda a explicar porque eventualmente o cavado se transforma numa baixa fechada (KOUSKY; GAN, 1981). Além disso, Silva Dias, Schubert e De Maria

(1983), mostraram o papel da atividade de ondas curtas de Rossby e ondas mistas de Rossby-gravidade na formação da área de circulação ciclônica a leste da Alta da Bolívia.

Figura 1: Vetor de vento médio (1979–2008) em 200 hPa e radiação de onda longa emergente (ROLE - W/m^2) (superior) e vetor de vento de 850 hPa e pressão do nível do mar (hPa) em 850 hPa (inferior), para DJF e JJA. Dados de circulação são da reanálise NCEP / NCAR



FONTE: MARENGO et al., 2012

A presença e posição dessa área de baixa pressão em altos níveis da troposfera influencia bastante a precipitação em diversas partes do Brasil, já que a convergência de ar em seu centro predomina e dificulta movimento ascendente, fazendo com que a convecção fique mais concentrada nas bordas. Na verdade, o CNB é um exemplo de circulação térmica direta, onde nas bordas há ascensão de ar quente e próximo ao centro ocorre subsidência de ar frio (KOUSKY; GAN, 1981). É por conta dessa propriedade que sua interação com a Alta da Bolívia e sua posição em relação a ela são capazes de modular e organizar a convecção na América do Sul durante o verão (KOUSKY; GAN, 1981). Assim como a Alta da Bolívia, o CNB é um sistema meteorológico que participa do estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

Na figura 1, ainda no painel superior (a e c), é possível observar uma tendência de circulação ciclônica a leste da região com mínimo de ROLE no trimestre de verão, o que não aparece no outro trimestre. A climatologia mostrada evidencia, então, a atuação do CNB, sua posição média e seu período de influência.

2.3 ALTA SUBTROPICAL DO ATLÂNTICO SUL

A Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) corresponde a uma grande área de circulação anticiclônica semipermanente que atua principalmente nos médios e baixos níveis da atmosfera e cujo centro se localiza, na média, sobre a região subtropical do Oceano Atlântico no Hemisfério Sul. Embora seu centro esteja sobre o oceano, sua área de influência se estende também para dentro dos continentes sul-americano e africano. Este sistema meteorológico de alta pressão atmosférica é considerado a principal forma de circulação da atmosfera e de transporte de umidade atuando sobre as bacias do continente sul-americano (SUN; COOK; VIZY, 2017).

A existência e permanência da ASAS sobre o oceano Atlântico Sul pode ser atribuída principalmente ao ramo descendente da célula de Hadley e, durante o inverno austral, às monções asiáticas. Regiões de convergência na alta troposfera associadas às circulações monçônicas asiáticas desempenham papel em fortalecer a subsidência do ar sobre o Atlântico Sul e manter a intensidade da ASAS, processo que atinge seu auge no mês de julho (RICHTER; MECHOSO; ROBERTSON, 2008). Embora a variação sazonal de posição da ASAS seja muito mais significativa na direção zonal, sua intensidade sofre influência da variação meridional, havendo enfraquecimento quando ela se posiciona em latitudes mais baixas (SUN; COOK; VIZY, 2017).

Apesar desses conhecimentos, entender a variabilidade da ASAS é um processo bastante complexo, pois este sistema meteorológico também está intimamente ligado a processos radiativos, à variação na temperatura da superfície do mar (TSM) e a outros fenômenos de teleconexões na atmosfera além do já citado. Essa variabilidade é mais complexa durante o inverno austral (SUN; COOK; VIZY, 2017).

No painel inferior da figura 1, (b e d), com base na mesma série climatológica de 30 anos de dados de reanálise de NCAR/NCEP, está representada a climatologia de pressão ao nível do mar e do vetor de vento no nível de 850 hPa, sendo possível observar as características da ASAS (MARENGO et al., 2012). Na região subtropical do Atlântico Sul nota-se a circulação anticiclônica que se estende para dentro do continente sul-americano e um máximo no valor da pressão que está presente numa grande área no oceano, principalmente na direção zonal. Isso ocorre em ambos os trimestres de verão e inverno, mas, no inverno, as pressões são maiores tanto no continente quanto no oceano. Vale ressaltar também que no Oceano Pacífico observa-se padrões parecidos, caracterizando a Alta Subtropical do Pacífico Sul (ASPS), com uma variação sazonal menos significativa.

2.4 ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) pode ser caracterizada por uma alongada banda de convecção e precipitação que se estende da Bacia Amazônica até o sudeste do Brasil,

projetando-se para o Oceano Atlântico Subtropical (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004), sendo o padrão dominante de nebulosidade dessas regiões durante o verão austral (LIEBMANN et al., 1999). Genericamente é descrita como a região com alta variabilidade da atividade convectiva durante o verão no leste da América do Sul (ZHOU; LAU, 1998; LIEBMANN et al., 1999). É uma das principais características do verão austral sul-americano e, junto à convecção na Amazônia, é um dos principais componentes do SMAS (JONES; CARVALHO, 2002).

O estabelecimento da ZCAS na América do Sul se inicia quando o transporte de umidade do Oceano Atlântico Sul para o continente através da ASAS é fortalecido pela presença de uma região de convergência associada a um sistema frontal atuante no oceano e na região Sudeste do Brasil. Esse sistema frontal pode contar com uma frente fria com lento deslocamento ou até com uma frente estacionária (NIETO-FERREIRA; RICHENBACH; WRIGHT, 2011). Essa ação conjunta somada à contribuição da Bacia Amazônica para a umidade da atmosfera, é capaz de criar um corredor de umidade desde a Amazônia até o Atlântico Subtropical, especialmente nos baixos níveis da troposfera, o que caracteriza a ZCAS.

Enquanto isso, a fonte de calor devido à convecção na Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) é capaz de intensificar um cavado em altitude entre o nordeste da Argentina, Paraguai, Uruguai e o Sul do Brasil, que também é responsável por dar suporte dinâmico para a formação da ZCAS (GRIMM; SILVA DIAS, 1995b). A importância da Cordilheira dos Andes para a ZCAS é analisada em Figueroa, Satyamurty e Silva Dias (1995), estudo que concluiu que a fonte de calor na região da Amazônia combinada à característica bastante íngreme da topografia Andina são os mecanismos principais para a geração da ZCAS. Esse estudo também sugeriu que a presença de um cavado em baixos níveis nos eventos de ZCAS pode ter relação com a fonte de calor no Brasil Central.

A presença dos sistemas frontais atuando na América do Sul é responsável por grande parte da precipitação de muitos locais e, como foi dito, é um mecanismo que auxilia na formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul. Com relação a esses sistemas frontais, na América do Sul, sabe-se que eles atuam na Argentina, Chile, Uruguai e nas regiões Sul e Sudeste do Brasil o ano todo. Durante o outono e inverno, suas áreas de influência também podem incluir com mais frequência o Paraguai, a região Centro-Oeste e parte da região Norte do Brasil.

A figura 2 mostra uma média climatológica de dados de reanálise de precipitação do período entre 1990 e 2019 do modelo NCAR/NCEP. Os valores mostrados correspondem à média da taxa de precipitação em mm/dia para o trimestre dezembro / janeiro / fevereiro. Nota-se que a área que abrange desde a Amazônia, passa pelo Sudeste do Brasil e vai até o Oceano Atlântico Subtropical possui maiores valores de taxa de precipitação, especialmente sobre as áreas continentais. Nessa figura também notamos valores altos de taxa de precipitação sobre o oceano na região Equatorial, padrão associado à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (tema da seção 2.5).

No entanto, vale ressaltar que a ZCAS não ocorre apenas entre dezembro e fevereiro. Ambrizzi e Ferraz (2015) mostraram que embora a maior parte dos eventos realmente ocorra nesses meses, existe um número significativo de ocorrências de ZCAS em novembro, março e até em outubro. Esse estudo concluiu que entre outubro e março observa-se quase um evento de ZCAS por mês (0,8/mês), com a maior frequência nos meses de dezembro e janeiro, seguidos por fevereiro, depois novembro e depois outubro.

Em se tratando da ZCAS, dois estudos interessantes de se mencionar também são Kodama (1992) e Kodama (1993). Nesses trabalhos, foram feitos estudos detalhados sobre a climatologia das chamadas zonas de convergência subtropicais (ZCS's), que incluem a ZCAS, a ZCPS e, na Ásia, a Zona Frontal de Baiu-Meiyu (ZFBM). Foi ressaltado que as ZCS's têm grande relação com as correntes de jatos em altos níveis, de forma que a presença do jato subtropical entre 30° e 35° de latitude é uma das condições que, quando permanecem quase-estacionárias, favorecem o aparecimento das ZCS's. A outra condição é um fluxo de umidade em direção aos polos no setor oeste das altas subtropicais em médios e baixos níveis.

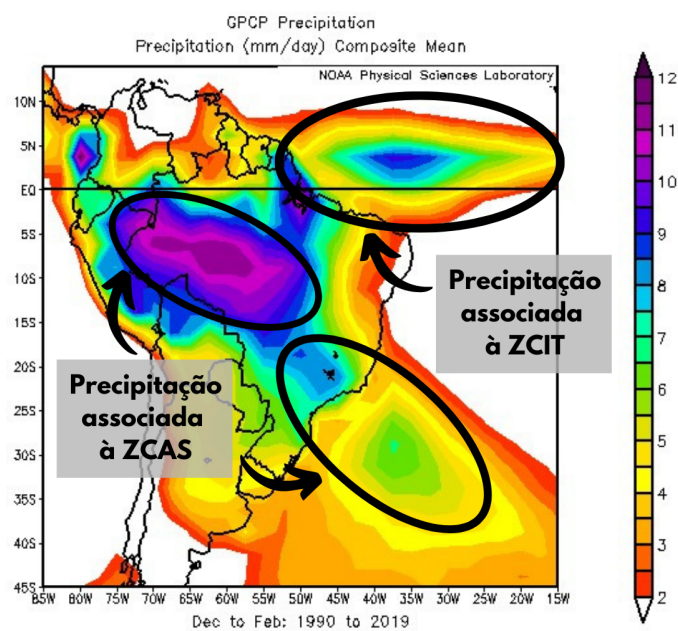
2.5 ZONA DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL

A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) é identificada como uma extensa e estreita faixa de nebulosidade que cobre a região equatorial de todo o planeta. A existência dessa nebulosidade está associada à confluência dos ventos alísios que vêm de ambos os Hemisférios, acompanhando a circulação dos cinturões de alta pressão. Embora sua posição média global seja em torno de 6° de latitude acima do Equador, a posição da ZCIT em diferentes partes do globo e em diferentes estações do ano pode variar bastante, assim como já sofreu variação ao longo das eras geológicas (SCHNEIDER; BISCHOFF; HAUG, 2014).

Na América do Sul, a ZCIT exerce grande influência em todo o norte do continente, já que essa área está mais próxima da linha do Equador. Com exceção dos anos de El Niño, a ZCIT tende a se aproximar do Hemisfério de verão e de águas com maior TSM (SCHNEIDER; BISCHOFF; HAUG, 2014). Por essas duas razões, a importância da atuação da ZCIT para o favorecimento da precipitação nas regiões Norte e Nordeste do Brasil e para o SMAS é mais significativa no final do verão austral, principalmente no mês de março. Conforme será comentado mais adiante, essa característica ajuda a explicar porque a estação chuvosa em várias áreas do Nordeste e algumas áreas do Norte do Brasil atinge o pico entre o final do verão e o início do outono.

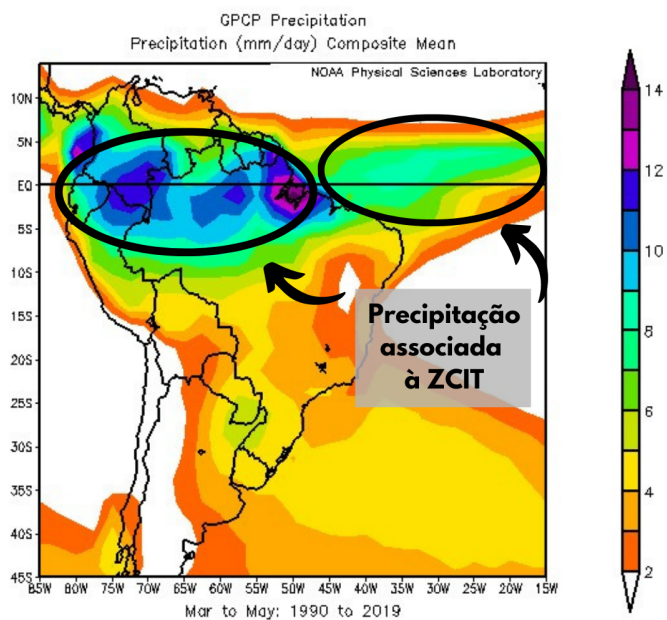
A figura 3 mostra a mesma média climatológica de precipitação que a figura 2, mas agora para o trimestre março / abril / maio. Nota-se que nesse período, as taxas de precipitação são maiores na parte norte do continente, respondendo à atuação da ZCIT. Vale notar que no oeste amazônico a taxa de precipitação diminui, mas permanece alta.

Figura 2: Taxa de precipitação média diária (mm/dia) para o trimestre dezembro / janeiro / fevereiro na América do Sul e em parte do Oceano Atlântico Subtropical. Dados são de reanálise do modelo NCEP / NCAR do período 1990-2019.



FONTE: <<https://psl.noaa.gov/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>>

Figura 3: Taxa de precipitação média diária (mm/dia) para o trimestre março / abril / maio na América do Sul e em parte do Oceano Atlântico Subtropical. Dados são de reanálise do modelo NCEP / NCAR do período 1990-2019.



FONTE: <<https://psl.noaa.gov/cgi-bin/data/composites/printpage.pl>>

3 CICLO DE VIDA DO SMAS

3.1 INÍCIO

A definição do início da atividade do Sistema de Monção na América do Sul pode ser feita com base em diversas variáveis meteorológicas, como precipitação, ROLE, nebulosidade, campos sinóticos médios, parâmetros termodinâmicos, condições da superfície e do oceano, ou uma combinação de todos esses (MARENGO et al., 2012).

Por exemplo: em Kousky (1988), definiu-se o começo da estação chuvosa na América do Sul com base na ROLE observada no continente. Baseando-se numa média de ROLE para cada pântada no ano, adotou-se o início considerando a pântada na qual a ROLE média foi menor do que 240 W/m^2 , precedida por pelo menos dez de doze pântadas com ROLE maior que esse valor e sucedida por pelo menos dez de doze pântadas com ROLE menor ou igual a esse valor. Esse critério não é aplicável à região mais úmida da Amazônia (noroeste), onde a ROLE se mantém baixa praticamente o ano todo (LIEBMANN; MECHOSO, 2011). Uma análise com médias de ROLE também foi feita por Garcia e Kayano (2009) para determinar a transição da estação seca para a estação chuvosa.

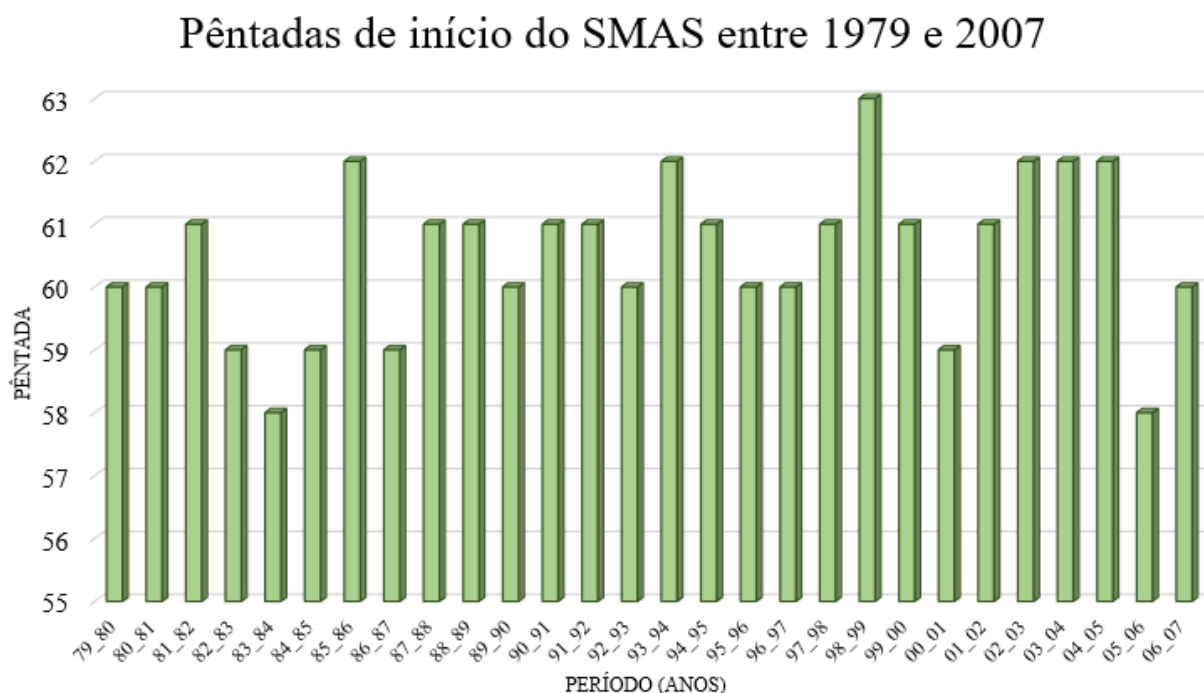
Depois do trabalho de Kousky (1988), outros estudos foram sendo desenvolvidos e definiram critérios para adotar o início do SMAS com base em diversas outras variáveis meteorológicas além da ROLE. Dentre esses trabalhos podemos citar alguns que utilizaram a taxa de precipitação média no continente (LI; FU, 2004; MARENGO et al., 2001; GONZÁLEZ et al., 2007), o cisalhamento vertical do vento horizontal (GAN; RAO; MOSCATI, 2005) e o fluxo de umidade (RAIA; CAVALCANTI, 2008).

Um índice denominado, em inglês, *Large-Scale Index for South American Monsoon* (LISAM) foi definido por Silva e Carvalho (2007) para estabelecer o início e fim do SMAS. Este índice é baseado numa análise combinada de funções ortogonais empíricas de anomalias de precipitação, umidade específica, temperatura do ar e das componentes zonal e meridional do vento no nível de 850 hPa. A figura 4 mostra as pântadas de início do SMAS de acordo com o LISAM no período entre 1979 e 2007. O início ocorre em média na sextagésima pântada, entre 23 e 27 de outubro. O início mais cedo, duas pântadas antes, ocorreu nos anos de 1983-1984 e 2005-2006, enquanto que o início mais tardio ocorreu durante os anos de 1998 e 1999, entre 7 e 11 de novembro.

Numa eventual construção de gráficos parecidos com os da figura 4 para todos os demais índices, com certeza seria possível ver que a consideração de critérios e índices diferentes gera pequenas diferenças nas datas de início do SMAS, conforme pode ser constatado ao comparar os resultados dos estudos citados até agora durante essa seção. Mas, mesmo assim, nota-se que um padrão geral climatológico é verificado, independentemente da determinação da data de início.

O início do SMAS durante a primavera austral da América do Sul, em setembro e outubro, é caracterizado pelo deslocamento da convecção concentrada no Caribe e no noroeste da América do Sul em direção ao sul da Bacia Amazônica, Bolívia, Peru e ao Brasil central. Enquanto isso, a ASAS começa a se deslocar para leste, fato que tem influência direta na redução da pressão sobre o continente e na intensidade e direção do fluxo e transporte de umidade sobre as regiões tropicais e subtropicais. Com isso, a componente meridional positiva do fluxo de umidade de que ocorre a leste da Cordilheira dos Andes aumenta, o que ajuda a transportar mais umidade para as regiões Sudeste e Centro-Oeste do Brasil (RAIA; CAVALCANTI, 2008; MARENGO et al., 2012). Na região que fica entre o noroeste da Argentina e o Paraguai, o início do SMAS também é marcado pelo surgimento e fortalecimento de uma área térmica de baixa pressão em baixos níveis chamada de Baixa do Chaco (ZHOU; LAU, 1998; LIEBMANN; MECHOSO, 2011).

Figura 4: Pêntadas de início do SMAS entre os anos de 1979 e 2007, definidas com base no índice Large-Scale Index for South American Monsoon (LISAM). Figura adaptada da figura 4 encontrada em Marengo et al. (2012).



FONTE: Adaptado de MARENGO et al., 2012

Além disso, a atuação de sistemas frontais também exerce papel importantíssimo no início do SMAS. Os sistemas frontais ajudam a desencadear o início do sistema monçônico forçando e intensificando a convecção em uma atmosfera que começa a se mostrar cada vez mais termodinamicamente instável com a aproximação da estação mais quente (LI; FU, 2004; RAIA; CAVALCANTI, 2008). Nieto Ferreira, Rickenbach e Wright (2011) identificaram que a estrutura e a propagação

dos sistemas frontais se modificam ao passo que o SMAS se inicia. As frentes passam a se deslocar mais lentamente e às vezes ficam estacionárias perto do Sudeste do Brasil, o que está ligado a uma mudança de comportamento dos trens de ondas baroclínicas de altos níveis em latitudes médias. Os cavados tendem a se inclinar mais para oeste e a ficar menos alongados zonalmente, podendo eventualmente originar baixas desprendidas (*cut-off lows*, em inglês). Isso ocorre principalmente devido ao deslocamento dos jatos Subtropical e Polar em direção aos polos durante a primavera austral.

Mais tarde, Nieto Ferreira e Rickenbach (2011) propuseram que o início do SMAS deve ser dividido em três estágios, visto que a estação chuvosa apresenta grande variabilidade espacial e temporal no continente e, por isso, não começa simultaneamente em todos os locais. O primeiro estágio ocorre no meio de outubro com a convecção do noroeste do continente se deslocando para sul e sudeste, o segundo entre o final de outubro e o começo de novembro com um surgimento abrupto da ZCAS e o terceiro na última pênstada do ano associado com a aproximação da ZCIT.

3.2 DESENVOLVIMENTO E MATURAÇÃO

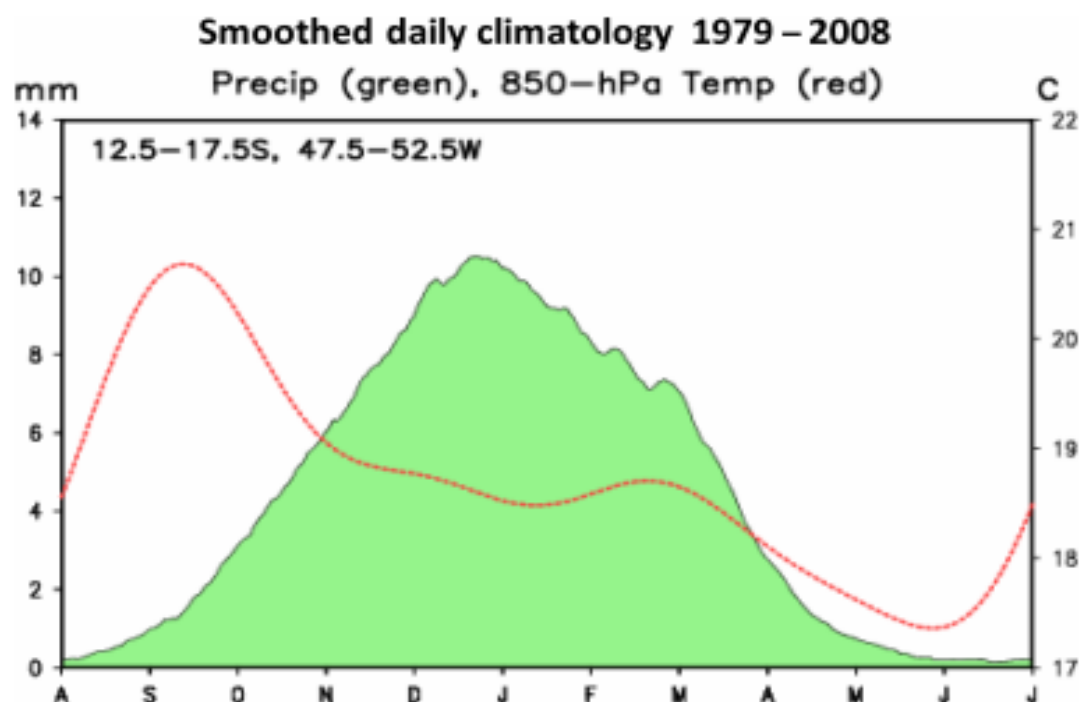
Durante o desenvolvimento do SMAS na América do Sul, a convecção que ficava mais concentrada entre a Amazônia e o Centro-Oeste do Brasil entre setembro e outubro, passa a se estender com mais frequência à região Sudeste do Brasil a partir do mês de novembro (NIETO FERREIRA; RICKENBACH, 2011; MARENGO et al., 2012). A aproximação gradual da ZCIT da América do Sul vai aos poucos alimentando a convecção sobre o Nordeste do Brasil e ainda mais sobre a Amazônia (NIETO FERREIRA; RICKENBACH, 2011).

A atuação das frentes frias, da convecção mais ocidental da América do Sul e do fluxo transiente de umidade da Bacia Amazônica em direção ao sul são fatores que contribuem para uma mudança nas condições dinâmicas da atmosfera sobre o continente, levando à formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (NIETO FERREIRA; RICKENBACH; WRIGHT, 2011; MARENGO et al., 2012). O estabelecimento mais frequente da ZCAS sobre o Brasil é um forte sinal de que o SMAS já atingiu sua fase madura, já que esse sistema acompanha o auge da estação chuvosa na América do Sul (dezembro, janeiro e fevereiro), como mostra a figura 5, e uma já bem estabelecida e ativa AB, bem como ocorre com o CNB/VCAN.

O fluxo de umidade de norte e noroeste eventualmente pode se intensificar a um estágio em que a velocidade do vento atinge um máximo próximo ao nível de 850 hPa. Esse é o chamado Jato de Baixos Níveis (JBN) (REBOITA et al., 2010). Podemos defini-lo então como um fluxo de umidade de norte/noroeste em baixos níveis que se inicia no sudoeste da Bacia Amazônica e se prolonga para sul pelo leste da Cordilheira dos Andes, passando pelo sudeste da América do Sul (Região Sul do Brasil, centro-sul e Leste do Paraguai e nordeste da Argentina). Na maior parte das

vezes o JBN influencia a precipitação nas regiões subtropicais e extratropicais da América do Sul, principalmente sobre a parte mais ocidental da Bacia do Prata (MARENGO et al., 2004). Conforme será comentado mais adiante, a atuação do JBN está associada com parte da variabilidade espacial da precipitação sobre a América do Sul e, portanto, faz parte do desenvolvimento do SMAS.

Figura 5: Média climatológica diária entre 1979 e 2008 de temperatura em 850 hPa (vermelho, °C) e precipitação (verde, mm) para a área delimitada entre as latitudes de 12,5°S e 17,5°S e entre as longitudes de 52,5°W e 47,5°W.



FONTE: MARENGO et al., 2012

O outro sinal que mostra um SMAS desenvolvido é a atuação dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM's), que podem se organizar desde a configuração de uma linha de instabilidade (LI) até um grande aglomerado circular de nuvens chamado de Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM). Os SCM's ocorrem em várias épocas do ano e com mais frequência sobre a Bacia do Prata, nas regiões subtropicais da América do Sul (MARENGO et al., 2012), mas, durante a fase ativa do SMAS, eles podem ocorrer com frequência em outras regiões do continente também, principalmente no leste da Cordilheira dos Andes e na Amazônia, onde as LI's que surgem na costa podem se deslocar por centenas de quilômetros e provocar muita chuva. Aliás, o aumento da chuva nas proximidades da Cordilheira dos Andes, principalmente nas áreas subtropicais, faz parte da fase madura do SMAS (ZHOU; LAU, 1998). O surgimento dessas LI's é favorecido porque durante o desenvolvimento do SMAS há um fortalecimento do fluxo de umidade de leste e

nordeste pelos ventos alísios nas regiões equatoriais e tropicais do continente (ZHOU; LAU, 1998).

3.3 TÉRMINO

Os mesmos índices e critérios usados para classificar o início do SMAS podem ser aplicados de forma análoga no seu término. Por exemplo: o critério considerando a ROLE por Kousky (1988) é que a pênstada de término tenha ROLE média maior que 240 W/m^2 precedida por pelo menos dez de doze pênstadas com ROLE menor que esse valor e sucedida por pelo menos dez de doze pênstadas com ROLE maior ou igual a esse valor. O término também pode se apresentar diferente dependendo do índice ou critério, mas, assim como no caso do início, também podemos identificar o padrão atmosférico geral que marca o término da temporada chuvosa na América do Sul.

O término do SMAS ocorre entre o final do verão e o início do outono austral. Nesse período, a ASAS começa a se intensificar e, lentamente, a ficar mais próxima do leste da América do Sul, aumentando a pressão sobre o continente e tornando o fluxo de vento e umidade mais zonal, diminuindo o suporte de umidade para as regiões Sul e Sudeste, o que reduz a probabilidade do estabelecimento da ZCAS. Nas proximidades da Cordilheira dos Andes, o fluxo de umidade passa a ser de norte ao invés de noroeste entre a Bolívia, o Paraguai e a Argentina. Em latitudes mais baixas, o fluxo se torna quase todo de leste, atingindo a cordilheira (RAIA; CAVALCANTI, 2008).

Mais ao norte do continente, ainda entre o final do verão e o início do outono austral, a ZCIT atinge sua máxima posição ao sul, alimentando a convecção sobre áreas do Nordeste brasileiro e do centro-norte da Bacia Amazônica, com conseqüente diminuição gradual no movimento ascendente entre o Centro-Oeste, a Bolívia e o Sul da Amazônia. Isso resulta em enfraquecimento gradual da Alta da Bolívia e, portanto, do Cavado do Nordeste Brasileiro. À medida que a ZCIT vai se afastando do Hemisfério Sul, a convecção vai vagarosamente se concentrando sobre o noroeste da América do Sul e o Caribe, favorecendo subsidência, estabilidade e secagem do ar sobre a região central da América do Sul, que são as principais características da fase pós-monçônica definida por Zhou e Lau (1998).

Enquanto isso, os sistemas frontais passam a atuar mais pelo interior do continente e atingir latitudes mais baixas, trazendo massas de ar mais frias e secas, que contribuem também para a diminuição da convecção. A exceção a esse padrão está nas regiões subtropicais da América do Sul, onde as precipitações são mais bem distribuídas ao longo do ano e estão bastante associadas aos sistemas frontais. A atuação dos SCM's nessas regiões, bem como do JBN, pode ocorrer em várias épocas do ano além do verão (MARENGO et al., 2004).

4 VARIABILIDADE DO SMAS

4.1 ESTAÇÃO CHUVOSA

O ciclo anual de precipitação entre a região Equatorial e a região próxima do Trópico de Capricórnio na América do Sul é marcado por duas estações distintas: uma seca e outra chuvosa. Muitas dessas áreas recebem cerca de metade da precipitação anual nos meses de verão austral (MARENGO et al., 2012). No entanto, a estação chuvosa não se distribui igualmente em todas as áreas, não atingindo o auge ao mesmo tempo em todos os lugares. É por isso que a atuação do SMAS se estende desde a primavera até o início do outono. No sul e sudeste da Bacia Amazônica e nas regiões Sudeste e Centro-Oeste a estação chuvosa atinge o auge entre dezembro e janeiro, enquanto que na parte mais norte do continente a estação chuvosa atinge um pico mais tarde, entre março e maio, acompanhando o deslocamento da ZCIT. No oeste da bacia Amazônica, a precipitação é bem distribuída ao longo do ano, apresentando um suave máximo em maio e um suave mínimo em novembro (LIEBMANN; MECHOSO, 2011; MARENGO et al., 2012).

Um dos aspectos importantes sobre a estação chuvosa na América do Sul durante a atuação do SMAS é que ela pode se iniciar mais cedo ou mais tarde. São vários os fatores que podem contribuir para um início mais precoce ou tardio do SMAS. Um deles é o fluxo de umidade sobre a América do Sul. No início tardio, o fluxo de umidade sobre o continente é mais zonal, e permanece assim por um tempo mais longo, especialmente na costa leste da América do Sul. No início precoce, no entanto, o fluxo de umidade apresenta-se com uma componente meridional negativa mais significativa, atuando de noroeste para sudeste (RAIA; CAVALCANTI, 2008).

Um outro fator que exerce influência no início do SMAS é a temperatura da superfície do mar (TSM) do Oceano Atlântico Sul. No Centro-Oeste e no Sudeste do Brasil, a estação chuvosa começa mais tarde quando a anomalia de TSM do Atlântico Sul tropical é positiva. Ela também acaba mais cedo e o acumulado de precipitação tende a ser menor. No entanto, no Nordeste do Brasil, essa situação junto com uma anomalia negativa de TSM no Oceano Atlântico extratropical provoca adiantamento do início da estação chuvosa, atraso do final e um aumento da duração e da precipitação acumulada nela. Se a anomalia na parte tropical for negativa, os impactos se revertem para as regiões Sudeste e Centro-Oeste. No Nordeste, quando as anomalias se invertem nas partes tropical e extratropical, os impactos também se invertem (BOMBARDI; CARVALHO, 2011).

Além desses aspectos, padrões de circulação troposféricas em médios e altos níveis da troposfera também influenciam o início da estação chuvosa. A presença de anticiclones característicos das situações de bloqueios atmosféricos faz com que a estação chuvosa se inicie mais tarde do que o normal (RAIA; CAVALCANTI, 2008). Esses anticiclones, ao contrário da Alta da Bolívia, favorecem subsidência, secagem e aquecimento da troposfera.

4.2 VARIABILIDADE DIURNA

As características da superfície continental da América do Sul estão intimamente ligadas à convecção no continente. A extensa área coberta pela floresta úmida na Amazônia é responsável por grande parte da fonte de calor de médios níveis durante o verão austral, o que, conforme já foi comentado, está intimamente ligado às características sinóticas da América do Sul durante essa estação e, portanto, aos movimentos verticais das áreas adjacentes à floresta. Na região amazônica, os SCM's atuantes desempenham papel importante na variabilidade diurna da precipitação, especialmente em se tratando das linhas de instabilidade que se originam próximas à costa e se movem para oeste e sudoeste (DIAS et al., 2002; JONES; CARVALHO, 2002; MARENGO et al., 2012).

Nas áreas central e leste da América do Sul, observa-se um regime diurno de precipitação com um máximo vespertino, que está associado à instabilidade convectiva, às circulações de brisa marítima e terrestre e às características da topografia (BERBERY; COLLINI, 2000). Enquanto isso um pico noturno de precipitação é observado nas regiões subtropicais do continente, associado principalmente com a atuação dos SCM's. Embora a maioria dos SCM's tenham um pico de desenvolvimento convectivo no final da tarde, sua longa duração faz com que a precipitação atinja um máximo depois (NESBITT; ZIPSER, 2003), durante a noite, madrugada e início da manhã. Vale ressaltar que o JBN se fortalece à noite e, portanto, é nesse período que ocorre o máximo transporte de ar quente e úmido por ele (BERBERY; COLLINI, 2000; NICOLINI; SAULO, 2006; DURKEE; MOTE, 2009), o que faz com que a localização de crescimento da maioria dos SCM's coincida com a saída do JBN (VERA et al., 2006a). O estudo apresentado em Durkee e Mote (2009) com dados de satélite entre 1998 e 2007 mostrou que o período de máximo tamanho dos SCM's ocorre entre 20h45 UTC e 11h45 UTC e que a maior parte deles se inicia entre 15h45 e 02h45 UTC.

4.3 EL NIÑO E LA NIÑA

Os fenômenos chamados de El Niño e La Niña são caracterizados, respectivamente, por um aquecimento e um resfriamento anômalo das águas do Pacífico Leste Equatorial. Tal mudança na TSM é responsável por alterar a circulação atmosférica e contribuir para impactos climáticos em todo o globo. A ocorrência dos eventos de El Niño e La Niña influencia a atividade do SMAS de diversas formas, mas o efeito só é bem conhecido em algumas regiões do continente.

Os eventos de El Niño e La Niña afetam mais a data de início do SMAS na região Amazônica, cuja estação chuvosa tende a se atrasar durante os eventos de El Niño e se adiantar durante os eventos de La Niña (NIETO FERREIRA; RICKENBACH, 2011; MARENGO et al., 2012). Na Amazônia Equatorial, os eventos de El Niño e La Niña são responsáveis pela variabilidade climática numa escala de tempo inter-anual ao influenciarem a convergência do fluxo de umidade sobre

a região e, portanto, a precipitação (MISRA, 2009). As variações locais nos ciclos diurnos dessas variáveis desempenham papel importante na variabilidade inter-anual (MISRA, 2009).

Aliás, grande parte da variabilidade inter-anual da precipitação associada ao SMAS pode ser atribuída ao El Niño e à La Niña. No norte e noroeste da América do Sul, os volumes de chuva durante a estação chuvosa tendem a ficar abaixo da média quando ocorre El Niño e acima da média quando ocorre La Niña, enquanto que nas regiões subtropicais do continente ocorre o oposto (PAEGLE; MO, 2002). Esse padrão se deve à combinação de anomalias das células de Hadley e Walker e a padrões de teleconexão atmosférica manifestados pela atividade de ondas de Rossby (GRIMM; AMBRIZZI, 2009). No caso da Amazônia, durante o El Niño, o ramo subsidente da célula de Walker se fortalece sobre o continente, e as ondas de Rossby atuam nas áreas subtropicais.

Um outro fator que pode explicar o aumento da precipitação sobre as regiões subtropicais da América do Sul durante os eventos de El Niño é a sua ligação com o JBN. Nos três eventos mais intensos de El Niño entre os anos de 1980 e 2000, observou-se no verão austral um fortalecimento da componente meridional negativa do fluxo de umidade sobre a Bacia do Prata e, portanto, um fortalecimento do JBN (BERBERY; BARROS, 2002). Na comparação entre o El Niño de 1998 com o La Niña de 1999, foi diagnosticado que o transporte de umidade pelo JBN para as áreas subtropicais foi muito mais intenso no verão de 1998 (FERREIRA et al., 2003). A intensificação do JBN durante os eventos de El Niño está ligada a intensificação do jato subtropical próximo de 30°S e a uma anomalia positiva de pressão sobre o oeste do Atlântico Equatorial, o que leva a um fortalecimento dos ventos alísios de nordeste sobre o continente, que são defletidos pela Cordilheira dos Andes em direção à Bacia do Prata (SILVA; AMBRIZZI; MARENGO, 2009).

Até aqui foi analisada a influência de eventos de El Niño e La Niña na variabilidade inter-anual da precipitação. Vale dizer que essa variabilidade também se deve a outros fatores. Um deles é a temperatura da superfície do mar do Oceano Atlântico. Com anomalias negativas de TSM na parte ocidental do Atlântico Sul subtropical durante o verão, observa-se aumento da precipitação sobre a ZCAS, enquanto que o contrário ocorre quando a anomalia é positiva (DOYLE; BARROS, 2002). A seca de 2005 na Amazônia foi relacionada a uma anomalia positiva de temperatura no Atlântico Norte e não ao El Niño (COX et al., 2008; ZENG et al., 2008), enquanto que a variabilidade inter-anual de extremos de precipitação na região Sudeste do Brasil também tem relação com o Atlântico (MUZA et al., 2009). O El Niño de 2002/2003 e o episódio de seca de 2005 foram dois eventos subsequentes que fizeram com que a vazão do Rio Amazonas diminuísse muito, além de amplificar incêndios florestais (ZENG et al., 2008).

4.4 OSCILAÇÃO DE MADDEN-JULIAN

A Oscilação de Madden-Julian (OMJ) é a componente dominante da variabilidade intra-

sazonal da atmosfera tropical e vem recebendo grandes progressos em seu estudo e compreensão nas últimas duas décadas. Ela frequentemente recebe influência dos oceanos subjacentes e exerce impacto no tempo e no clima em diversas partes do globo (ZHANG, 2005).

A OMJ consiste em padrões acoplados de larga escala na circulação atmosférica e na convecção profunda que se propagam lentamente para leste (aproximadamente a 5 m/s) a partir da região de altas TSM's dos Oceanos Índico e Pacífico. O padrão básico da OMJ sobre essas áreas é caracterizado por um área de favorecimento à convecção profunda e precipitação (fase ativa) se movendo para leste, acompanhando áreas com pouca convecção a leste e oeste (fase inativa). As duas fases são interligadas (acopladas) por circulações atmosféricas que se estendem por toda a troposfera. Em baixos níveis, os ventos ganham componentes zonais negativas mais fortes a leste da fase ativa e positivas a oeste, enquanto que em altos níveis ocorre o oposto. Esse padrão de circulação / convecção possui modos de alta e baixa frequência, que impactam na precipitação em várias regiões do globo ao mesmo tempo e em várias escalas temporais (ZHANG, 2005).

Diversos trabalhos anteriores mostraram que a atividade da OMJ influencia as condições sinóticas da América do Sul e, por consequência, sua estação chuvosa e a atuação do SMAS. Um exemplo dessa influência é a possibilidade da associação entre a atividade da OMJ com a ocorrência de padrões de bloqueio atmosférico nos altos níveis da troposfera (RAIA; CAVALCANTI, 2008), os quais, conforme já foi comentado, geralmente são observados quando a estação chuvosa na América do Sul começa mais tarde que o normal (RAIA; CAVALCANTI, 2008).

A OMJ também é um dos fenômenos que está por trás da variabilidade intra-sazonal do SMAS, ou seja, das variações observadas num período de 10 a 90 dias (MARENGO et al., 2012; LIEBMANN; MECHOSO, 2011) e que são bastante significativas em toda a faixa leste brasileira (JONES; CARVALHO, 2002). A OMJ é a melhor fonte das variações intra-sazonais em se tratando de previsibilidade (JONES et al., 2004) e sua influência está associada a uma combinação de dois processos: às mudanças nas circulações tropicais e à propagação de trens de onda de Rossby de médias latitudes sobre a América do Sul.

A região de atuação da ZCAS no continente sul-americano pode sofrer variação numa escala de tempo de um a dois meses por conta de padrões de teleconexão atmosféricos associados à propagação de ondas de Rossby forçadas pela atividade da OMJ no Oceano Pacífico e ao longo da região Equatorial do planeta (GRIMM; AMBRIZZI, 2009). Esse conhecimento é importante porque a posição da ZCAS sobre o continente é capaz de promover grande variabilidade intra-sazonal nas condições do tempo sobre diversas regiões da América do Sul. Quanto à posição da ZCAS, Cunningham e Cavalcanti (2006) identificaram dois padrões diferentes: um em que ela se estabelece deslocada para norte, mais próxima da região tropical e outro em que ela se encontra mais ao sul, mais próxima da região subtropical. Eles identificaram que o primeiro padrão está associado à OMJ, enquanto que ao segundo associa-se ao padrão de teleconexão Pacífico-América

do Sul (*Pacific South America Teleconnection - PSA*, em inglês). Além da posição da ZCAS, sua intensidade também é afetada pela OMJ, de forma que ela persiste intensa durante o final do ciclo da OMJ (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004).

Além disso, a intensidade e posição da ZCAS são parte de um padrão de dipolo observado entre ela e o JBN no continente sul-americano, associado à uma variabilidade climática numa escala temporal que pode ir da intra-sazonal à inter-decadal. Esse dipolo é caracterizado por duas fases: em uma há um fortalecimento da ZCAS com enfraquecimento do JBN e supressão de convecção ao sul e na outra ocorre enfraquecimento da ZCAS e mais convecção nas regiões subtropicais, forçada pelo fortalecimento do JBN e pelo transporte de grandes quantidades de umidade (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; SILVA; BERBERY, 2006; LIEBMANN et al., 2004). Na primeira fase, geralmente se observa muita precipitação sobre o Brasil central e a Região Sudeste e fortes ondas de calor sobre as regiões subtropicais (CERNE; VERA, 2011), enquanto que na segunda fase ocorre mais precipitação sobre as regiões subtropicais, já que, conforme já foi dito, o JBN exerce grande papel na precipitação dessas áreas. Esse padrão recorrente de dipolo afetando a climatologia justifica a importância em se conhecer a influência de fenômenos como a OMJ e El Niño/La Niña no comportamento da ZCAS e do JBN.

5 O MODELO BAROTRÓPICO

Na literatura há vários estudos de modelagem atmosférica que ajudam a compreender o papel exercido pela propagação de ondas na climatologia de diversas partes do globo. Para a América do Sul, temos o exemplo do estudo de Silva Dias, Schubert e De Maria (1983), no qual foi mostrado o papel da dispersão de ondas associada à convecção transiente. Como foi dito anteriormente, um dos sistemas sinóticos mais importantes do SMAS é a Alta da Bolívia, associada à fonte de calor em níveis médios da troposfera. Essa fonte de calor tem capacidade de perturbar a atmosfera de tal forma que haja uma propagação de ondas em altos níveis. Considerando um modelo que admite como soluções características as ondas de Rossby, de gravidade, mistas Rossby-gravidade e Kelvin, foi constatado por esse estudo que a climatologia na América do Sul está intimamente ligada à dispersão de energia e que esta, por sua vez, explica como a convecção na Amazônia é fundamental para o estabelecimento da AB e do CNB.

Em se tratando dos fenômenos como uma circulação de monção que pode não só ter grandes impactos no local onde ela ocorre, mas em todo o globo, é importante analisar a dispersão de energia a partir de um estudo de modelagem que ajude a compreender aspectos observacionais desses fenômenos. Aqui, será analisado como as ondas de Rossby-Haurwitz barotrópicas podem ser usadas para caracterizar os principais aspectos do SMAS a partir da utilização do modelo barotrópico com aplicação de uma forçante estacionária em altos níveis troposféricos. Primeiramente, aborda-se a solução do modelo para o caso sem divergência (sem forçante) e depois para o caso com divergência (com forçante).

5.1 CASO SEM DIVERGÊNCIA

Definindo como $\vec{V} = (u, v, w)$ o campo de velocidade do vento na atmosfera, a vorticidade relativa é calculada da seguinte forma:

$$\zeta = \hat{k} \cdot \vec{\nabla} \times \vec{V} = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (1)$$

A partir das equações do movimento horizontal de Navier-Stokes, negligenciando a influência da força de atrito, é possível encontrar uma equação que descreve o comportamento da tendência de vorticidade relativa. A partir de valores típicos de escalas de tempo, comprimento horizontal e vertical, velocidade horizontal e vertical, pressão e densidade, pode-se fazer uma análise de escala dessa equação, identificando os termos com maior ordem de grandeza. Com essas consi-

derações, encontramos a equação da vorticidade aproximada para movimentos de grande escala na atmosfera:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + v\beta = -f \vec{\nabla}_H \cdot \vec{V}_H \quad (2)$$

O índice H em (2) remete à parte horizontal do operador nabla e do vento, ou seja, as componentes zonal (u) e meridional (v). Além disso, f é chamado de parâmetro de Coriolis, que é proporcional à velocidade angular da Terra (Ω) e ao seno da latitude (ϕ) pela relação $f = 2 \Omega \sin(\phi)$, e $\beta = \frac{df}{dy}$. O modelo barotrópico é representado pela equação (2). No caso sem divergência, o lado direito de (2) se anula:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + v\beta = 0 \quad (3)$$

Enquanto isso, a vorticidade absoluta (η) é definida como $\eta = \zeta + f$. Podemos aplicar o conceito de derivada material no parâmetro de Coriolis (f), também chamado de vorticidade planetária. Como o parâmetro de Coriolis só possui dependência meridional:

$$\frac{Df}{Dt} = v \frac{df}{dy} = v\beta \quad (4)$$

A soma dos três primeiros termos do lado esquerdo de (3) é a derivada material da vorticidade relativa. Então, substituindo (4) em (3), conclui-se que:

$$\frac{D\eta}{Dt} = 0 \quad (5)$$

E é por isso que se diz que o modelo barotrópico e não divergente descreve a conservação da vorticidade absoluta. Esse princípio da conservação da vorticidade absoluta no escoamento

atmosférico é a base do estudo apresentado por Hoskins, Simons e Andrews (1977), que analisou de que forma a energia se propaga numa atmosfera barotrópica. Esse é só um dos vários estudos na literatura que comprovaram o papel da dispersão das ondas de grande escala na compreensão de muitos aspectos do clima na Terra. Nesse, em particular, notou-se que foi possível explicar vários aspectos climáticos no globo apenas com as ondas de Rossby-Haurwitz barotrópicas, usando o mesmo modelo simplificado descrito acima.

A semelhança entre os resultados obtidos por Hoskins, Simons e Andrews (1977) com os resultados obtidos por Hoskins e Karoly (1981) com um modelo baroclínico fez com que o modelo barotrópico não divergente linearizado fosse empregado em vários estudos posteriores como base para a interpretação de soluções numéricas de modelos mais sofisticados e realistas (HOSKINS; AMBRIZZI, 1993; GRIMM; SILVA DIAS, 1995a; GRIMM; SILVA DIAS, 1995b; AMBRIZZI; HOSKINS; HSU, 1995; AMBRIZZI; HOSKINS, 1997) e de padrões de teleconexões observados na atmosfera (WALLACE; GUTZLER, 1981; BLACKMON; LEE; WALLACE, 1984).

5.2 MÉTODO DE SOLUÇÃO PARA O CASO SEM DIVERGÊNCIA

O método de solução do modelo empregado é o chamado método espectral. No caso sem divergência, o Teorema de Helmholtz garante que o vento e a vorticidade podem ser representados por uma função de corrente (ψ) da seguinte forma:

$$\vec{V}_H = \hat{k} \times \vec{\nabla} \psi \Rightarrow (u, v) = \left(-\frac{\partial \psi}{\partial y}, \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) \quad (6)$$

$$\zeta = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(-\frac{\partial \psi}{\partial y} \right) = \frac{\partial^2 \psi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial y^2} = \vec{\nabla}^2 \psi \quad (7)$$

Substituindo (6) e (7) em (3), obtém-se:

$$\frac{\partial \vec{\nabla}^2 \psi}{\partial t} - \frac{\partial \psi}{\partial y} \frac{\partial \vec{\nabla}^2 \psi}{\partial x} + \frac{\partial \psi}{\partial x} \frac{\partial \vec{\nabla}^2 \psi}{\partial y} + \beta \frac{\partial \psi}{\partial x} = 0 \quad (8)$$

Admite-se agora que ψ possa ser decomposto em termos de um estado básico ($\bar{\psi}$) e um estado perturbado (ψ'): $\psi = \bar{\psi} + \psi'$. Para um estado básico em repouso, temos $\psi = \psi'$. Em confor-

midade com a teoria da perturbação, todos os termos de segunda ou maior ordem em perturbação são negligenciáveis se comparados aos que não têm essa característica. Com essas considerações, a equação (8) se torna:

$$\frac{\partial \vec{\nabla}^2 \psi'}{\partial t} + \beta \frac{\partial \psi'}{\partial x} = 0 \quad (9)$$

Das métricas de coordenadas esféricas considerando a aproximação física tradicional, temos $dx = a \cos \phi \, d\lambda$ e $dy = a \, d\phi$, onde "a" é o raio da Terra. Usando a métrica para dy , temos:

$$\beta = \frac{df}{dy} = \frac{df}{d\phi} \frac{d\phi}{dy} = \frac{2\Omega \cos \phi}{a} \quad (10)$$

Aplicando as métricas e o resultado de (10) em (9), e omitindo os apóstrofes por simplicidade, obtemos:

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{1}{\cos^2 \phi} \frac{\partial^2 \psi}{\partial \lambda^2} + \frac{\partial^2 \psi}{\partial \phi^2} \right) + 2\Omega \frac{\partial \psi}{\partial \lambda} = 0 \quad (11)$$

Resolvendo (11) pelo método de separação de variáveis, conclui-se que a parte espacial da solução pode ser escrita em termos de uma série de harmônicos esféricos, que por sua vez são escritos em termos dos polinômios associados de Legendre na latitude e de exponenciais complexas na longitude. Enquanto isso, a parte temporal é governada pela equação do oscilador harmônico simples. Dessa forma, podemos representar a solução de (8) da seguinte forma:

$$\psi(\lambda, \phi, t) = \sum_{n=0}^{+\infty} \sum_{m=-n}^n A_n^m(0) P_n^m(\text{sen} \phi) e^{i(m\lambda - \omega_n^m t)} \quad (12)$$

Em (12), ω_n^m corresponde à frequência temporal de oscilação das ondas de Rossby-Haurwitz e sua expressão é:

$$\omega_n^m = -\frac{2\Omega m}{n(n+1)} \quad (13)$$

O laplaciano dos harmônicos esféricos possui a seguinte propriedade:

$$\frac{1}{\cos^2\phi} \frac{\partial^2 Y_n^m}{\partial \lambda^2} + \frac{\partial^2 Y_n^m}{\partial \phi^2} = -n(n+1) \quad (14)$$

Usando (7), (12) e (14) podemos reescrever a solução do modelo barotrópico para o caso sem divergência - equação (3) ou (5) - em termos da vorticidade relativa como:

$$\zeta(\lambda, \phi, t) = \sum_{n=0}^{+\infty} \sum_{m=-n}^n -\frac{n(n+1)}{a^2} A_n^m(0) F_n^m(\text{sen}\phi) e^{i(m\lambda - \omega_n^m t)} \quad (15)$$

Os coeficientes $A_n^m(0)$ são números complexos e representam as projeções da condição inicial do modelo nos harmônicos esféricos indexados por "n" e "m". Seu cálculo utiliza as propriedades de ortogonalidade dos polinômios associados de Legendre e depende de uma integral na longitude e de uma na latitude. A expressão usada para obtê-los utiliza propriedades de ortogonalidade dos polinômios associados de Legendre, e pode ser escrita da seguinte maneira:

$$A_n^m(0) = \frac{1}{\|F_n^m\|^2} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \left[\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} e^{-im\lambda} \psi(\lambda, \phi, 0) d\lambda \right] F_n^m(\text{sen}\phi) \cos\phi d\phi \quad (16)$$

Em (16), $\psi(\lambda, \phi, 0)$ é a condição inicial e $\|F_n^m\|^2$ é a norma quadrática do polinômio associado de Legendre.

5.3 INCLUSÃO DE UMA FORÇANTE

Até agora o modelo barotrópico foi abordado do ponto de vista do caso sem divergência

(sem forçante). Com a inclusão de uma forçante de divergência em altos níveis, é possível obter resultados mais realísticos com a simulação do modelo. Como o interesse para esse trabalho é a América do Sul, a área próxima da Bacia Amazônica é uma região pertinente para se colocar essa forçante (conforme será discutido na subseção 5.4), visto que a convecção nessa região resulta em divergência em altos níveis. Um exemplo de estudo que incluiu forçante e abordou o modelo barotrópico de forma mais complexa foi o trabalho de Grimm e Silva Dias (1995a), que mostrou que o modelo barotrópico é capaz de ajudar a entender o impacto das fontes de calor tropicais nos extratropicais. Um outro estudo publicado no mesmo ano pelos mesmos autores (GRIMM; SILVA DIAS, 1995b), também abordou os padrões de teleconexões trópicos-extratropicais do ponto de vista do modelo barotrópico, ressaltando, por exemplo, a existência de uma associação entre a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a ZCAS.

A consideração de uma forçante altera a parte temporal da solução, $A_n^m(t)$. Representando a forçante por uma função $f(\lambda, \phi)$, a equação que governa a parte temporal fica (HOSKINS; SIMONS; ANDREWS, 1977):

$$\frac{dA_n^m}{dt} = -i\omega_n^m A_n^m + F_n^m \quad (17)$$

Em (17), F_n^m é a projeção da forçante, $f(\lambda, \phi)$, nos harmônicos esféricos indexados por "n" e "m":

$$F_n^m = \frac{1}{||P_n^m||^2} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} \left[\frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} e^{-im\lambda} f(\lambda, \phi) d\lambda \right] P_n^m(\text{sen } \phi) \cos \phi d\phi \quad (18)$$

A solução para $A_n^m(t)$ nesse caso, considerando uma condição inicial em repouso e ω_n^m diferente de zero, fica (HOSKINS; SIMONS; ANDREWS, 1977):

$$A_n^m(t) = -i \frac{F_n^m}{\omega_n^m} (1 - e^{i\omega_n^m t}) \quad (19)$$

Com isso, fazendo a substituição $\tau_n = -\frac{n(n+1)}{a^2}$, encontramos que a solução para a vorticidade relativa é:

$$\zeta(\lambda, \phi, t) = \sum_{n=0}^{+\infty} \sum_{m=-n}^n \tau_n A_n^m(t) P_n^m(\sin\phi) e^{im\lambda} \quad (20)$$

Na seção seguinte, discute-se alguns resultados obtidos com uma simulação do modelo a partir das expressões (18)-(20).

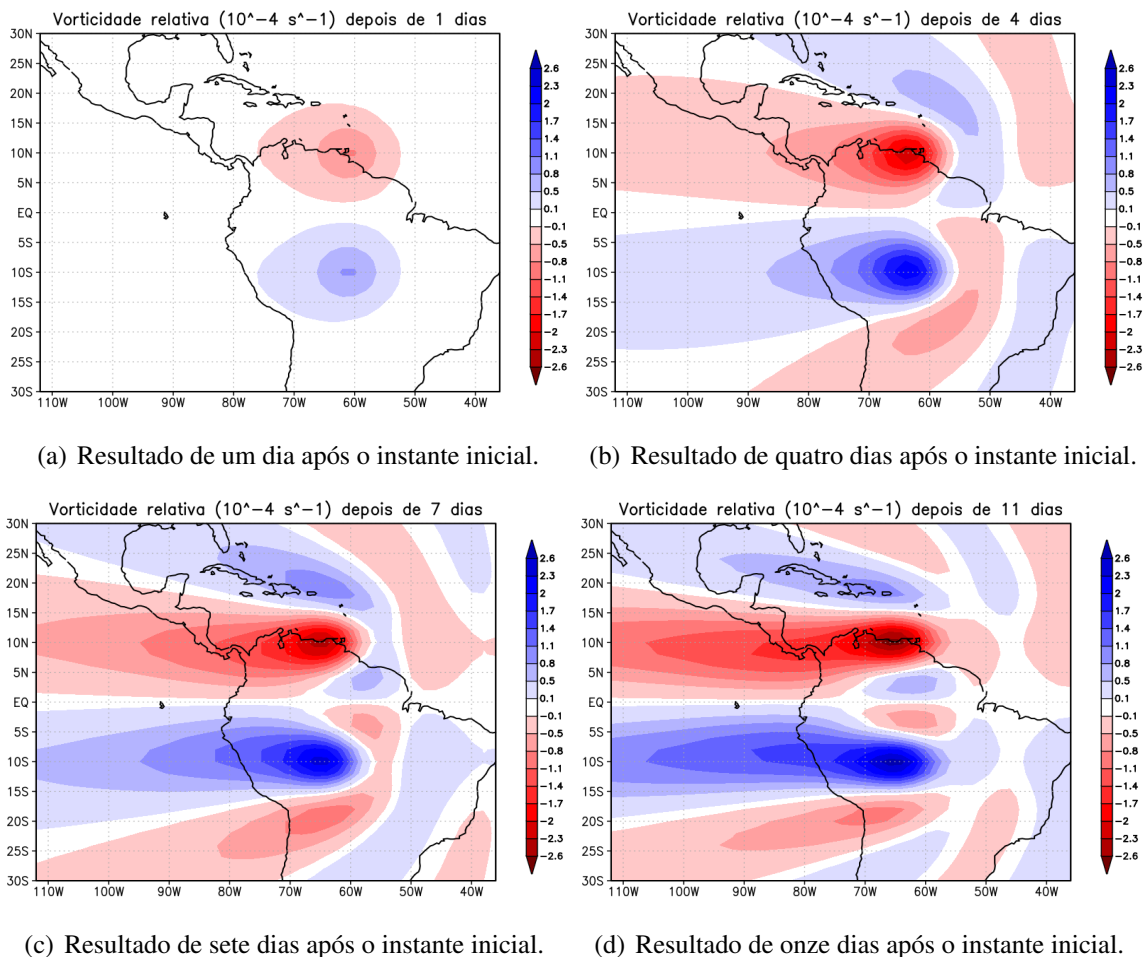
5.4 PROPAGAÇÃO DAS ONDAS DE ROSSBY-HAURWITZ BAROTRÓPICAS

Para analisar de que forma as ondas de Rossby-Haurwitz barotrópicas podem ajudar a explicar alguns aspectos envolvendo o SMAS, realizou-se a simulação do modelo barotrópico com uma forçante estacionária de vorticidade positiva em altos níveis representando a convecção na região da Bacia Amazônica, que, conforme já foi dito, é uma característica climatológica da estação chuvosa na América do Sul, perdurando por toda a atuação do SMAS. A forçante escolhida é representada por uma gaussiana bidimensional centrada em 10°S e 60°W. Para que a forçante tenha média zero, adicionou-se uma outra gaussiana centrada na antípoda, com sinal oposto. O cálculo da vorticidade pela expressão (20) foi feito para onze intervalos de tempo espaçados de um dia. Os resultados da parte real do campo de vorticidade (parte real da expressão (20)) para um, quatro, sete e onze dias depois do início está indicado na figura 6.

O que se observa com essa simulação é que a propagação das ondas de Rossby-Haurwitz consegue representar bem a Alta da Bolívia, que aparece como o máximo de vorticidade ligeiramente a oeste de 10°S e 60°W. Nota-se nesse caso uma expressiva propagação zonal de energia, predominantemente para oeste. Esses resultados estão de acordo com os apresentados em Silva Dias, Schubert e De Maria (1983), que já haviam mostrado a grande contribuição das ondas de Rossby para a permanência da Alta da Bolívia.

Um outro resultado que a simulação mostrou é o aparecimento de uma área de vorticidade negativa que surge a sudeste da Alta da Bolívia e vai se alongando para oeste. Num modelo mais realista, que inclui a estratificação vertical da atmosfera, esse cavado (ou eventualmente uma baixa), por atuar em altos níveis da atmosfera, tende a favorecer movimento ascendente a leste, conforme a teoria quase-geostrófica. Então, dada a localização desse cavado, ele pode servir como um dos suportes dinâmicos para o estabelecimento da ZCAS, não só contribuindo para que haja movimento ascendente do ar quente e úmido, mas também podendo influenciar em eventuais ciclogêneses e frontogêneses, os quais, como já foi comentado, são indispensáveis para o estabelecimento da ZCAS. Um resultado bastante similar foi discutido pelo trabalho de Gandu e Silva Dias (1998) ao analisar o impacto das fontes de calor tropicais (como a convecção amazônica) para a circulação

Figura 6: Campos de vorticidade relativa obtidos a partir da simulação do modelo barotrópico com forçante estacionária expressa por uma gaussiana bidimensional centrada em 10°S e 60°W e representando a convecção na região Amazônica. Esses campos mostram a manifestação das ondas de Rossby-Haurwitz barotrópicas excitadas pela forçante.



atmosférica de altos níveis sobre a América do Sul e para as regiões de subsidência do ar.

Essa simulação não conseguiu reproduzir a ocorrência do CNB/VCAN. Isso se deve ao fato de o modelo utilizado aqui não possuir as ondas mistas Rossby-gravidade como soluções características. Tais ondas mistas Rossby-gravidade, conforme já foi discutido na seção 2 com o trabalho de Silva Dias, Schubert e De Maria (1983), possuem grande contribuição para o estabelecimento de uma baixa a leste da Alta da Bolívia.

Então, apesar de o modelo ser simplificado e considerar apenas um tipo de onda, foi possível obter resultados pertinentes sobre dois dos grandes principais sistemas sinóticos do SMAS: a Alta da Bolívia e a ZCAS. Vale dizer que não era esperado que houvesse resultados com uma grande riqueza de detalhes, pois dado tudo que já foi discutido até aqui, já está mais do que claro que o SMAS é um fenômeno de uma grande complexidade e, portanto, com certeza sofre influência de vários tipos de ondas tropicais, e não apenas as ondas de Rossby-Haurwitz barotrópicas.

6 PROJEÇÕES FUTURAS E MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Existem alguns estudos na literatura que avaliam as mudanças na circulação de larga escala e nas circulações regionais dos regimes de monções no contexto de aquecimento global (MARENGO et al., 2012). No caso específico da América do Sul, o regime de monção é vulnerável à variabilidade climática de longo prazo, tendendo a apresentar cada vez mais eventos climáticos extremos como estiagens severas e inundações em diferentes partes do continente (HAYLOCK et al., 2006; RUSTICUCCI et al., 2010). Aqui vamos analisar o que mudou na climatologia do SMAS nos últimos anos e o que se pode esperar no futuro.

6.1 MUDANÇAS CLIMÁTICAS RECENTES

A análise de vários índices indicadores das maiores circulações monçônicas tropicais do globo no período entre 1948 e 2003 mostrou que nos últimos 56 anos houve uma tendência de diminuição da quantidade global da precipitação de monções sobre os continentes, mesmo que após 1980 a tendência tenha sido de estabilidade (WANG; DING, 2006). Sobre os oceanos, no entanto, as precipitações associadas às circulações monçônicas vêm aumentando desde 1980 (WANG; DING, 2006). Apesar desse conhecimento, vale lembrar que uma melhor avaliação da tendência de longo prazo de extremos climáticos requer uma boa e homogênea cobertura de dados observacionais (MARENGO et al., 2012).

Na América do Sul, onde a cobertura de dados é melhor do que em outras regiões do globo submetidas a circulações de monções, sabe-se que, em algumas áreas, nas últimas cinco décadas, não só a intensidade e frequência de eventos extremos de precipitação estão aumentando, como a média anual de chuva também vem apresentando aumento. Algumas dessas áreas são o Equador, o norte do Peru e toda a região entre o Paraguai, o Uruguai e o sudeste do Brasil. Por outro lado, outras áreas apresentam tendência de uma atmosfera mais seca, como o nordeste do Brasil (HAYLOCK et al., 2006). No período de 1950 a 2000, Penalba e Robledo (2010) encontraram um aumento de extremos de precipitação na primavera, no verão e no outono sobre a Bacia do Prata.

6.2 O QUE ESPERAR NO FUTURO?

Com o aumento da temperatura média do planeta devido ao aquecimento global e devido à capacidade térmica da água ser maior que a das áreas continentais, é de se esperar que os continentes se aqueçam mais rápido do que os oceanos no futuro. Com isso, o gradiente de temperatura entre eles aumentará cada vez mais durante o verão e diminuirá cada vez mais durante o inverno. A consequência disso seria, então, um fortalecimento das circulações térmicas monçônicas durante a

estação mais quente e um enfraquecimento na estação mais fria (MARENGO et al., 2012). No entanto, como foi abordado no início, as circulações monçônicas também possuem certa dependência de uma fonte de calor em médios níveis da troposfera proveniente de convecção profunda e, então, não se pode dizer necessariamente que haverá uma intensificação delas no verão. Na verdade, há estudos que mostram tendência de enfraquecimento dessas circulações ao longo do século XXI se comparados ao século XX (TANAKA; ISHIZAKI; NOHARA, 2005).

Projeções de mudanças climáticas na América do Sul para os diferentes cenários apresentados no Quarto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (*Intergovernmental Panel on Climate Change's Fourth Assessment Report, IPCC-AR4*, em inglês) mostram mudanças significativas na precipitação pelo continente. Na comparação entre o período de 2070 a 2099 com o de 1970 a 1999, projeta-se que haverá um aumento da precipitação de verão sobre o norte da Cordilheira dos Andes, enquanto no sul a precipitação deve diminuir em todas as estações do ano. Para o inverno, no entanto, projeta-se diminuição da precipitação em quase todo continente (VERA et al., 2006b).

Enquanto isso, na região central do SMAS e ao longo da ZCAS espera-se diminuição da precipitação entre setembro e novembro, o que, portanto, leva a uma tendência de atraso do início da estação chuvosa e de aquecimento na primavera. Ainda na primavera, projeta-se um fortalecimento do JBN e um deslocamento meridional da ASAS para sul (SETH; ROJAS; RAUSCHER, 2010). Esse deslocamento para sul também poderá ocorrer no inverno, diminuindo a atividade ciclônica e, portanto, a precipitação sobre o sudeste da América do Sul (NUÑEZ; SOLMAN; CABRÉ, 2008). A expectativa de que essa região seja a que mais experimentará aumento da precipitação do verão é projetado em mais de um cenário (VERA et al., 2006b; SETH; ROJAS; RAUSCHER, 2010).

Outros experimentos ainda considerando os cenários do IPCC mostram uma tendência de diminuição da precipitação sobre a Amazônia até o final do século XXI (MARENGO et al., 2012). Em toda a região de atuação do SMAS se espera um aumento tanto dos períodos de seca, como dos eventos de precipitação extrema (NUÑEZ; SOLMAN; CABRÉ, 2008). Isso sugere que no futuro as precipitações tenderão a se concentrar em períodos de tempo cada vez mais curtos, intercalados com períodos mais longos de seca. Nuñez, Solman e Cabré (2008) também concluíram que na comparação entre o período de 2081 a 2090 com o de 1981 a 1990 espera-se aumento de temperatura no sudeste da América do Sul em todas as estações. Projeta-se que o aquecimento será mais significativo na primavera nas regiões tropicais e subtropicais, enquanto que em latitudes mais altas projeta-se que será no verão.

A mudança no uso da terra é um importante fator a ser considerado em se tratando das mudanças climáticas na América do Sul. Várias áreas do continente, principalmente entre o sul da Amazônia e o Sul e Sudeste do Brasil, têm sido palco de mudanças no uso da terra ao longo das últimas décadas devido ao desmatamento e à expansão agrícola (MARENGO et al., 2012). Na

Amazônia, o desflorestamento tende a tornar o clima mais quente e seco, com diminuição da evapotranspiração e da precipitação e aumento das temperaturas próximo à superfície, especialmente no leste da Amazônia e durante o inverno e início da primavera (SAMPAIO et al., 2007). Estima-se que devido ao desmatamento, pode chover até 60% menos do que na atualidade (NOBRE et al., 2009).

Essa mudança não só poderá ocasionar uma perda cada vez maior da umidade do solo e sérios problemas para a biodiversidade e para o bioma amazônico como um todo, como também poderá influenciar o clima no restante do continente, já que a região Amazônica é extremamente importante para o estabelecimento do SMAS e a vegetação e a cobertura do solo exercem papel importante na variabilidade climática do SMAS ao dominarem os fluxos de calor sensível e latente entre a superfície e a atmosfera e a reciclagem da umidade atmosférica (MARENGO et al., 2012). Como a convecção e a precipitação sobre a Amazônia fazem parte da formação e fortalecimento dos sistemas sinóticos atuantes no continente, é certo que esse cenário de menos chuva sobre a Amazônia contribuirá com grandes mudanças climáticas sobre todo o continente sul-americano.

Além disso, algumas projeções mostram que nas próximas décadas há o risco da savanização da floresta, com impactos no clima em larga escala, na biodiversidade e, principalmente, na vida da população local. De acordo com essas projeções, esse fenômeno ocorrerá quando a floresta atingir um ponto irreversível no qual ela passará a ser uma fonte de carbono para a atmosfera ao invés de um sorvedouro (MARENGO et al., 2012). Por isso, uma preocupação que cresce cada vez mais é até que ponto a floresta vai resistir à combinação das mudanças climáticas com o desmatamento. A estabilização do desmatamento da Amazônia não só serviria como uma adaptação local às mudanças climáticas, como também contribuiria para mitigá-las em nível global. No entanto, existe um envolvimento da questão amazônica com outras áreas como economia e política (BETTS; MALHI; ROBERTS, 2008).

Vale lembrar que os fenômenos meteorológicos que alteram o clima em escala global também irão desempenhar papel importante em variações climáticas regionais durante a atuação do SMAS (MARENGO et al., 2012). Por exemplo: um impacto remoto da desintensificação da convecção sobre a Amazônia é o fortalecimento dos eventos de El Niño sobre o Oceano Pacífico, o que representa um feedback positivo para a redução da precipitação sobre a Amazônia (NOBRE et al., 2009).

Uma das faces da destruição da floresta Amazônica é a queima da biomassa, com consequente emissão de fumaça e aerossóis (material particulado) para a atmosfera, processo que também pode ter fortes impactos na evolução do sistema monçônico (LIU; FU; DICKINSON, 2005). O monitoramento das queimadas sobre a região tropical da Amazônia na América do Sul mostra que os aerossóis e a fumaça podem ser transportados em direção ao sul pela circulação atmosférica (principalmente da ASAS), afetando as regiões Sudeste, Centro-Oeste e Sul do Brasil, o Paraguai,

o Uruguai e a Argentina (MARENGO et al., 2012).

Simulações de modelos climáticos regionais sugerem que os aerossóis provenientes da queima da biomassa influenciam o clima no continente sul-americano (FREITAS et al., 2005, 2009) e podem contribuir negativamente para a transição da circulação monçônica na primavera da América do Sul, o que deve prolongar a estação seca no sul da Amazônia. Isso ocorre porque uma absorção em grande quantidade de aerossóis de fumaça pela atmosfera tem capacidade de aquecer a parte mais alta da camada limite planetária e resfriar a parte mais baixa, causando um aumento da estabilidade termodinâmica (FREITAS et al., 2005). Dada a possibilidade de transporte dessa fumaça para outras regiões do continente pela circulação atmosférica média, é de se esperar que esse mesmo efeito também ocorra em outras áreas.

Dessa maneira, é certo que a América do Sul experimentará mudanças climáticas no seu regime de sistema monçônico no futuro, que não estarão restritas apenas à bacia Amazônica, mas também afetarão outras áreas do Brasil e outros países do continente. Dada a grande quantidade de estudos sugerindo a relação entre a destruição da floresta Amazônica e as mudanças climáticas, é muito importante que haja uma preocupação com sua preservação e valorização, bem como é necessário que sejam feitos mais estudos avaliando o impacto desse problema ambiental no clima do continente sul-americano.

7 CONCLUSÕES

O Sistema de Monção na América do Sul engloba praticamente todos os aspectos climatológicos do continente sul-americano e, portanto, o estudo e a compreensão dele é essencial não só pelo ganho de conhecimento que ele pode fornecer para muitas áreas da Meteorologia, como também devido à sua influência em outros locais do planeta e à forte relação entre o clima e a sociedade. Neste trabalho foi feita uma revisão bibliográfica de vários artigos sobre o SMAS e um estudo de modelagem no qual utilizamos resultados fornecidos pela simulação do modelo barotrópico em coordenadas esféricas resolvido pelo método espectral e linearizado em torno de um estado básico em repouso.

Esse trabalho apresentou primeiro uma visão geral da monção asiática, mostrando que há uma expressiva analogia entre a estação chuvosa e seu desenvolvimento na Ásia com o que ocorre a partir da primavera austral na América do Sul. Depois disso, foi abordado um pouco sobre os principais sistemas meteorológicos atuantes na América do Sul e que são indispensáveis para o estabelecimento da estação chuvosa no continente: a Alta da Bolívia (AB), o Cavado do Nordeste do Brasil (CNB) / Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

Com esse trabalho, concluiu-se que há inúmeros critérios e considerações que podem ser usados para determinar o início da estação chuvosa na América do Sul e conseqüentemente do SMAS, e que embora diferentes critérios levem a datas distintas de início, um padrão geral atmosférico é observado, principalmente relacionado ao início da convecção na Amazônia com posterior desenvolvimento da Alta da Bolívia e do Cavado do Nordeste / VCAN, ao deslocamento da ASAS para o oceano, à atuação das frentes frias e ao estabelecimento da ZCAS. No final do SMAS, esses processos se revertem e a ZCIT exerce um papel mais significativo.

Também foi concluído que o início e o final do SMAS estão sujeitos a uma variabilidade e nem sempre acontecem nas mesmas datas. Os fatores que contribuem para isso são o comportamento do transporte de umidade no continente, a temperatura do Oceano Atlântico Sul e a atuação de bloqueios atmosféricos em altos níveis que podem estar associados à atividade da OMJ. Em se tratando de variabilidade, o SMAS apresenta grandes variações em diversas escalas de tempo e espaço. A estação chuvosa no continente sul-americano não se comporta de forma igual em toda a região de influência do SMAS, atingindo o auge em diferentes meses para diferentes locais. Na escala de tempo diária, a precipitação atinge picos noturnos nas regiões subtropicais devido à ação dos SCM's, enquanto que nas regiões tropicais predominam os picos diurnos. Em escalas de tempo maiores, o SMAS também recebe impacto remoto de outras regiões do globo via fenômenos como El Niño / La Niña e OMJ, que estão ligados principalmente às variabilidades inter-anual e

intra-sazonal, respectivamente.

Posteriormente, foram mostrados os resultados obtidos com o estudo de modelagem a partir da simulação do modelo barotrópico com uma forçante estacionária em altos níveis, expressada por uma gaussiana bidimensional centrada em 10°S e 60°W e representando a convecção na Bacia Amazônica, característica recorrente da climatologia do SMAS. Com a simulação mostrada, foi constatado que somente com as ondas de Rossby-Haurwitz barotrópicas, foi possível fazer uma boa representação da Alta da Bolívia e também de um mecanismo que pode exercer um papel dinâmico no estabelecimento da ZCAS. Porém, por conta da simplicidade do modelo, as ondas mistas de Rossby-gravidade não são admitidas como soluções características e, por isso, não foi possível fazer uma representação fiel do CNB/VCAN.

Por fim, foi abordado sobre as mudanças climáticas, discutindo o que já foi observado de mudança nas circulações monçônicas ao redor do globo, inclusive da sul-americana, e de que forma a alteração do clima no futuro pode afetar o SMAS. Na América do Sul, projeções para as próximas décadas mostram que são esperadas mudanças climáticas significativas relacionadas ao aumento tanto dos extremos de calor e de precipitação, quanto dos períodos de seca. Em se tratando do aquecimento, espera-se que ele seja mais significativo na região central da América do Sul durante a primavera devido à tendência de atraso do início da estação chuvosa.

A mudança no uso da terra é um dos principais fatores que vai contribuir com essas mudanças climáticas, já que o desflorestamento da floresta úmida tende a alterar o ciclo hidrológico e contribuir para diminuir a precipitação e aquecer o ar próximo à superfície, especialmente entre o inverno e a primavera. Os incêndios florestais também impactam na evolução do sistema monçônico por contribuírem com o prolongamento da estação seca na Amazônia a partir da estabilização termodinâmica da camada limite planetária, efeito que pode ser observado em outras áreas por conta do transporte dos aerossóis pela circulação atmosférica. Dada a importância da convecção na Amazônia para o estabelecimento do SMAS, é de se esperar que o cenário de menos chuva sobre a Amazônia influencie o clima de todo o continente.

Apesar de todos esses conhecimentos, não se pode esquecer que ainda há muito o que se conhecer e concluir sobre o SMAS. Isso se deve principalmente à necessidade de se aprimorar a modelagem da atmosfera e de se melhorar a resolução espacial e temporal das observações. Apesar de termos muitos estudos e experimentos documentados que ajudam a ter uma boa base de compreensão do SMAS, deve-se lembrar que eles possuem limitações e estão longe de explicar toda a climatologia. Esses fatos são os que dificultam uma melhor compreensão de circulações de mesoescala, do papel das interações entre a superfície e a atmosfera, do impacto que os oceanos exercem na precipitação sobre o continente (El Niño/ La Niña e a TSM do Atlântico), da interação entre a ZCIT e a ZCAS, do impacto remoto do SMAS, da mudança na composição atmosférica nas circulações do SMAS e, principalmente, de como o desmatamento da Amazônia, a mudança

no uso da terra e as mudanças climáticas vão afetar a climatologia do continente sul-americano (MARENGO et al., 2012).

Em se tratando do modelo barotrópico, um possível trabalho futuro para conseguir representar mais aspectos das teleconexões associadas aos SMAS é refazer a simulação com outras forçantes estacionárias. Um exemplo de forçante pode ser uma representação idealizada dos efeitos da divergência associada à ZCAS e da convergência / subsidência ao sul em níveis superiores, com a qual, conseqüentemente, seria possível estudar os padrões de teleconexões gerados pela ZCAS por meio das ondas de Rossby-Haurwitz barotrópicas. Uma outra possibilidade de estudo futuro poderia ser uma análise do resíduo da equação da vorticidade barotrópica aplicado a um nível superior da troposfera para um caso particular da ZCAS ou da AB e tomá-lo como forçante do modelo. Também são possibilidades de trabalhos posteriores incluir um estado básico mais realista ou ainda estender a análise feita para o regime não linear, incluindo termos não lineares no modelo.

Dada a já afirmada importância do SMAS não só para a América do Sul, mas para todo o globo, é muito importante que sejam feitos mais estudos que auxiliem a preencher essas lacunas de conhecimento, o que não só representaria um ganho para as áreas de modelagem, climatologia e previsão do tempo, mas também teria implicações positivas em outras áreas do conhecimento, já que a influência da atmosfera e do clima é interdisciplinar.

REFERÊNCIAS

- AMBRIZZI, T.; FERRAZ, S. An objective criterion for determining the South Atlantic Convergence Zone. **Frontiers in Environmental Science**, v. 3, 23 abr. 2015.
- AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B. Stationary Rossby-wave propagation in a baroclinic atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, p. 919–928, 1 abr. 1997.
- AMBRIZZI, T.; HOSKINS, B.; HSU, H.-H. Rossby Wave Propagation and Teleconnection Patterns in the Austral Winter. **Journal of The Atmospheric Sciences - J ATMOS SCI**, v. 52, p. 3661–3672, 1 nov. 1995.
- BERBERY, E.; BARROS, V. The Hydrologic Cycle of the La Plata Basin in South America. **Journal of Hydrometeorology - J HYDROMETEOROL**, v. 3, 1 dez. 2002.
- BERBERY, E.; COLLINI, E. Springtime Precipitation and Water Vapor Flux over Southeastern South America. **Monthly Weather Review - MON WEATHER REV**, v. 128, 1 maio 2000.
- BETTS, R.; MALHI, Y.; ROBERTS, J. The future of the Amazon: New perspectives from climate, ecosystem and social sciences. **Philosophical transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological sciences**, v. 363, p. 1729–1735, 1 jun. 2008.
- BOMBARDI, R.; CARVALHO, L. The South Atlantic dipole and variations in the characteristics of the South American Monsoon in the WCRP-CMIP3 multi-model simulations. **Climate Dynamics**, v. 36, p. 2091–2102, 1 jun. 2011.
- CARVALHO, L.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, p. 88–108, 1 jan. 2004.
- CERNE, S.; VERA, C. Influence of the intraseasonal variability on heat waves in subtropical South America. **Climate Dynamics**, v. 36, p. 2265–2277, 1 jun. 2011.
- COX, P. et al. Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution. **Nature**, v. 453, p. 212–215, 1 jun. 2008.
- CUNNINGHAM, C.; CAVALCANTI, I. Intraseasonal modes of variability affecting the South Atlantic Convergence Zone. **International Journal of Climatology**, v. 26, p. 1165–1180, 1 jul. 2006.
- DIAS, M. et al. Cloud and rain processes in a biosphere-atmosphere interaction context in the Amazon region: Large-scale biosphere-atmosphere experiment in Amazonia. **Journal of Geophysical Research**, v. 107, 1 jan. 2002.

DOYLE, M.; BARROS, V. Midsummer Low-Level Circulation and Precipitation in Subtropical South America and Related Sea Surface Temperature Anomalies in the South Atlantic. **Journal of Climate - J CLIMATE**, v. 15, p. 3394–3410, 1 dez. 2002.

DURKEE, J.; MOTE, T. Climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. **International Journal of Climatology**, v. 30, p. 418–431, 1 jan. 2009.

FERREIRA, M. et al. Variability of South American Convective Cloud Systems and Tropospheric Circulation during January–March 1998 and 1999. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 961–973, 1 maio 2003.

FIGUEROA, S.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P. Simulation of the Summer Circulation over the South American Region with Eta Coordinate Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, 1 maio 1995.

FREITAS, S. et al. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 5, 1 abr. 2005.

FREITAS, S. et al. The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS). Part 1: Model description and evaluation. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, v. 7, 1 jan. 2009.

GAN, M.; RAO, V.; MOSCATI, M. South American monsoon indices. **Atmospheric Science Letters**, v. 6, p. 219–223, 1 out. 2005.

GANDU, A.; GEISLER, J. A Primitive Equations Model Study of the Effect of Topography on the Summer Circulation over Tropical South America. **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 48, p. 1822–1836, 1 ago. 1991.

GANDU, A.; SILVA DIAS, P. Impact of Tropical Heat Sources on the South American Tropospheric Upper Circulation and Subsidence. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 6001–6015, 1 mar. 1998.

GARCIA, S.; KAYANO, M. Determination of the onset dates of the rainy season in Central Amazon with equatorially antisymmetric outgoing longwave radiation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 97, p. 361–372, 1 ago. 2009.

GONZÁLEZ, M. et al. The nature of the rainfall onset over central South America. **Atmósfera**, v. 20, 1 out. 2007.

GILL, A. Some simple solutions for heat-induced tropical motion. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 106, p. 447–462, 1 jan. 1980.

GRIMM, A.; AMBRIZZI, T. Teleconnections into South America from the Tropics and Extratropics on Interannual and Intraseasonal Timescales. In: [s.l.: s.n.]. p. 159–191.

GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. Use of Barotropic Models in the Study of the Extratropical Response to Tropical Heat Sources. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 73, p. 765–780, 25 ago. 1995a.

GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. Analysis of Tropical–Extratropical Interactions with Influence Functions of a Barotropic Model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, p. 3538–3555, 1 out. 1995b.

HAYLOCK, M. et al. Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960–2000 and Links with Sea Surface Temperature. **Journal of Climate - J CLIMATE**, v. 19, 1 abr. 2006.

HOSKINS, B.; AMBRIZZI, T. Rossby Wave Propagation on a Realistic Longitudinally Varying Flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, p. 1661–1671, 1 jun. 1993.

HOSKINS, B. J.; SIMMONS, A. J.; ANDREWS, D. G. Energy dispersion in a barotropic atmosphere. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 103, p. 553–567, 1 out. 1977.

HOSKINS, B.; KAROLY, D. The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing. **J. Atmos Sci.**, v. 38, p. 1179–1196, 1 jun. 1981.

JONES, C. et al. Global Occurrences of Extreme Precipitation and the Madden–Julian Oscillation: Observations and Predictability. **Journal of Climate - J CLIMATE**, v. 17, 1 dez. 2004.

JONES, C.; CARVALHO, L. Active and Break Phases in the South American Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 15, p. 905–914, 1 abr. 2002.

KLEEMAN, R. A Modeling Study of the Effect of the Andes on the Summertime Circulation of Tropical South America. **J. Atmos Sci**, v. 46, p. 3344–3362, 1 nov. 1989.

KODAMA, Y.-M. Large-Scale Common Features of Sub-Tropical Convergence Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) Part II: Conditions of the Circulations for Generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 71, p. 581–610, 25 out. 1993.

KODAMA, Y. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of Subtropical Frontal Zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan. Ser. II**, v. 70, p. 813–836, 1 jan. 1992.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Rev. Bras. Meteor.**, v. 3, p. 217–231, 1 jan. 1988.

KOUSKY, V.; GAN, M. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus A**, 1 dez. 1981.

LEE, S.-K. et al. Interhemispheric Influence of the Northern Summer Monsoons on Southern Sub-

tropical Anticyclones. **Journal of Climate**, v. 26, p. 10193–10204, 20 ago. 2013.

LENTERS, J. D.; COOK, K. H. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the South American climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, n. 5, p. 656–677, 1997.

LI, W.; FU, N. Transition of the Large-Scale Atmospheric and Land Surface Conditions from the Dry to the Wet Season over Amazonia as Diagnosed by the ECMWF Re-Analysis. **Journal of Climate**, v. 17, 1 jul. 2004.

LIEBMANN, B. et al. Submonthly Convective Variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 12, 1 jul. 1999.

LIEBMANN, B. et al. 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 - J CLIMATE**, v. 17, p. 3829–3842, 1 out. 2004.

LIEBMANN, B.; MECHOSO, C. 9. THE SOUTH AMERICAN MONSOON SYSTEM. **The Global Monsoon System: Research and Forecast**, 1 abr. 2011.

LIU, Y.; FU, R.; DICKINSON, R. Smoke aerosols altering South American monsoon. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 86, p. 1062–1063, 1 ago. 2005.

MARENGO, J. et al. Onset and End of the Rainy Season in the Brazilian Amazon Basin. **Journal of Climate**, v. 14, 1 mar. 2001.

MARENGO, J. et al. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, 1 jun. 2004.

MARENGO, J. et al. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, p. 1–21, 1 jan. 2012.

MATSUNO, T. Quasi-Geostrophic Motions in the Equatorial Area. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 44, p. 25–42, 1 jan. 1966.

MISRA, V. The Amplification of the ENSO Forcing over Equatorial Amazon. **Journal of Hydro-meteorology - J HYDROMETEOROL**, v. 10, 1 dez. 2009.

MUZA, M. et al. Intraseasonal and Interannual Variability of Extreme Dry and Wet Events over Southeastern South America and the Subtropical Atlantic during Austral Summer. **J. Climate**, v. 22, p. 1682–1699, 1 abr. 2009.

NESBITT, S.; ZIPSER, E. The Diurnal Cycle of Rainfall and Convective Intensity according to Three Years of TRMM Measurements. **Journal of Climate**, v. 16, 1 maio 2003.

- NICOLINI, M.; SAULO, A. Modeled Chaco low-level jets and related precipitation patterns during the 1997–1998 warm season. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 94, p. 129–143, 1 nov. 2006.
- NIETO FERREIRA, R.; RICKENBACH, T. Regionality of monsoon onset in South America: A three-stage conceptual model. **International Journal of Climatology**, v. 31, p. 1309–1321, 1 jul. 2011.
- NIETO FERREIRA, R.; RICKENBACH, T.; WRIGHT, E. The role of cold fronts in the onset of the monsoon season in the South Atlantic convergence zone. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, p. 908–922, 1 abr. 2011.
- NOBRE, P. et al. Amazon Deforestation and Climate Change in a Coupled Model Simulation. **J. Clim.**, v. 22, 1 nov. 2009.
- NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. Alternating Wet and Dry Conditions over South America during Summer. **Monthly Weather Review - MON WEATHER REV**, v. 125, 1 fev. 1997.
- NUÑEZ, M.; SOLMAN, S.; CABRÉ, M. Regional climate change experiments over southern South America. II: Climate change scenarios in the late twenty-first century. **Climate Dynamics**, v. 32, p. 1081–1095, 1 jun. 2008.
- PAEGLE, J.; MO, K. Linkages between Summer Rainfall Variability over South America and Sea Surface Temperature Anomalies. **Journal of Climate - J CLIMATE**, v. 15, p. 1389–1407, 1 jun. 2002.
- PENALBA, O.; ROBLEDO, F. Spatial and temporal variability of the frequency of extreme daily rainfall regime in the La Plata Basin during the 20th century. **Climatic Change**, v. 98, p. 531–550, 1 fev. 2010.
- RAIA, A.; CAVALCANTI, I. The Life Cycle of the South American Monsoon System. **Journal of Climate**, v. 21, 1 dez. 2008.
- RAO, G.; ERDOGAN, S. The atmospheric heat source over the Bolivian Plateau for a mean January. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 46, p. 13–33, 1 jul. 1989.
- REBOITA, M. et al. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, p. 185–204, 1 jan. 2010.
- RICHTER, I.; MECHOSO, C.; ROBERTSON, A. What Determines the Position and Intensity of the South Atlantic Anticyclone in Austral Winter?—An AGCM Study. **Journal of Climate - J CLIMATE**, v. 21, p. 214–229, 1 jan. 2008.
- RUSTICUCCI, M. et al. An intercomparison of model-simulated in extreme rainfall and tempe-

perature events during the last half of the twentieth century. Part 1: Mean values and variability. **Climatic Change**, v. 98, p. 493–508, 1 fev. 2010.

SAMPAIO, G. et al. Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. **Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT**, v. 34, 13 set. 2007.

SCHNEIDER, T.; BISCHOFF, T.; HAUG, G. Migrations and dynamics of the Intertropical Convergence Zone. **Nature**, v. 513, p. 45–53, 4 set. 2014.

SETH, A.; ROJAS, M.; RAUSCHER, S. CMIP3 projected changes in the annual cycle of the South American Monsoon. **Climatic Change**, v. 98, 1 fev. 2010.

SILVA, A.; CARVALHO, L. Large-scale index for South America Monsoon (LISAM). **Atmospheric Science Letters**, v. 8, p. 51–57, 1 abr. 2007.

SILVA DIAS, P.; SCHUBERT, W.; DEMARIA, M. Large-Scale Response of the Tropical Atmosphere to Transient Convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, p. 2689–2707, 1 nov. 1983.

SILVA, G.; AMBRIZZI, T.; MARENGO, J. Observational evidences on the modulation of the South American Low Level Jet east of the Andes according the ENSO variability. **Annales Geophysicae**, v. 27, 11 fev. 2009.

SILVA, V.; BERBERY, E. Intense Rainfall Events Affecting the La Plata Basin. **Journal of Hydrometeorology - J HYDROMETEOROL**, v. 7, 1 ago. 2006.

SILVA, V.; KOUSKY, V. The South American Monsoon System: Climatology and Variability. In: [s.l.: s.n.].

SUN, X.; COOK, K.; VIZY, E. The South Atlantic Subtropical High: Climatology and Interannual Variability. **Journal of Climate**, v. 30, 10 jan. 2017.

TANAKA, H.; ISHIZAKI, N.; NOHARA, D. Intercomparison of the Intensities and Trends of Hadley, Walker and Monsoon Circulations in the Global Warming Projections. **Sola**, v. 1, p. 77–80, 1 jan. 2005.

VERA, C. et al. The South American Low-Level Jet Experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, p. 63–78, 1 jan. 2006a.

VERA, C. et al. Climate Change Scenarios for Seasonal Precipitation in South America from IPCC-AR4 Models. **Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT**, v. 33, 1 jul. 2006b.

VERA, C. et al. Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. **Journal of Climate**, v. 19, 1 out. 2006c.

WALLACE, J.; GUTZLER, D. Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. **Mon. Wea. Rev.**, v. 109, p. 784–812, 1 abr. 1981.

WANG, B.; DING, Q. Changes in global monsoon precipitation over the past 56 years. **Geophysical Research Letters - GEOPHYS RES LETT**, v. 33, 28 mar. 2006.

WANG, H.; FU, R. Cross-Equatorial Flow and Seasonal Cycle of Precipitation over South America. **Journal of Climate - J CLIMATE**, v. 15, p. 1591–1608, 1 jul. 2002.

WEBSTER, P. Response of the Tropical Atmosphere to Local, Steady Forcing. **Monthly Weather Review - MON WEATHER REV**, v. 100, 1 jul. 1972.

ZENG, N. et al. Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. **Environmental Research Letters**, v. 3, p. 14002, 30 jan. 2008.

ZHANG, C. The Madden-Julian Oscillation. **Rev. Geophys**, v. 43, 1 jun. 2005.

ZHOU, J.; LAU, W. Does a Monsoon Climate Exist over South America? **Journal of Climate - J CLIMATE**, v. 11, p. 1020–1040, 1 maio 1998.