

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

Anderson Augusto Bier

**EVENTOS EXTREMOS SECOS SOBRE A REGIÃO SUDESTE DO
BRASIL DURANTE A ESTAÇÃO DE VERÃO**

Santa Maria, RS
2017

Anderson Augusto Bier

**EVENTOS EXTREMOS SECOS SOBRE A REGIÃO SUDESTE DO BRASIL DURANTE
A ESTAÇÃO DE VERÃO**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Meteorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia.**

ORIENTADORA: Prof.^a Simone Erotildes Teleginski Ferraz

Santa Maria, RS
2017

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Bier, Anderson Augusto
Eventos extremos secos sobre a região Sudeste do Brasil durante a estação de verão / Anderson Augusto Bier.- 2017.
107 p.; 30 cm

Orientadora: Simone Erotildes Teleginski Ferraz
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2017

1. Climatologia 2. Secas 3. Região Sudeste do Brasil
I. Ferraz, Simone Erotildes Teleginski II. Título.

©2017

Todos os direitos autorais reservados a Anderson Augusto Bier. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

End. Eletr.: bier.anderson@gmail.com

Anderson Augusto Bier

**EVENTOS EXTREMOS SECOS SOBRE A REGIÃO SUDESTE DO BRASIL DURANTE
A ESTAÇÃO DE VERÃO**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Meteorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia.**

Aprovado em 30 de março de 2017:

Simone Erotildes Teleginski Ferraz, Dra. (UFSM)
(Presidenta/Orientadora)

Ernani de Lima Nascimento, Dr. (UFSM)

Luana Albertani Pampuch, Dra. (Unesp)

Santa Maria, RS
2017

DEDICATÓRIA

Ao meu pai, Norberto (in memorian), que sem dúvidas foi a pessoa que me despertou o interesse, mesmo que de forma indireta, pela meteorologia, desde quando eu era pequeno ao ver ele observando o comportamento das nuvens e intuindo sobre a possibilidade de chover, algo que ele adorava fazer e aliás fazia muito bem, me estimulando de forma empática a fazer o mesmo, e ao longo dos anos criou-me um fascínio por essa ciência, que possui uma importância substancial no cotidiano de todos, que hoje tanto adoro, proporcionando a oportunidade de estudá-la e conhecê-la.

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais, Cristina e Norberto, por todo o amor, apoio incondicional e educação que me proporcionaram ao longo de minha vida.

Ao meu irmão Eduardo, pelo apoio, companherismo e amizade.

À todos os meus familiares pelo apoio, companherismo e amizade.

À professora Dra. Simone Erotildes Teleginski Ferraz pela orientação ao longo de praticamente toda a minha graduação e mestrado.

Aos professores membros da Comissão Examinadora, Dr. Ernani de Lima Nascimento e Dra. Luana Albertani Pampuch, pelas sugestões valiosas para a complementação de meu trabalho.

À CAPES pela bolsa de incentivo à pesquisa.

À UFSM e o INPE pela estrutura oferecida.

À todos os professores do curso de Meteorologia da UFSM, e também do CCNE que fizeram parte e contribuíram para a minha formação acadêmica.

Aos meus colegas e amigos do curso, pelas horas de descontração, pelo apoio nas dificuldades técnicas e pela amizade.

Aos meus amigos de minha cidade natal, Marechal Cândido Rondon, pela amizade e companherismo desde a infância.

RESUMO

EVENTOS EXTREMOS SECOS SOBRE A REGIÃO SUDESTE DO BRASIL DURANTE A ESTAÇÃO DE VERÃO

AUTOR: Anderson Augusto Bier

ORIENTADORA: Simone Erotildes Teleginski Ferraz

Foi realizada a identificação de eventos secos e elaborada uma caracterização dinâmica e termodinâmica média destes durante a estação de verão sobre a região Sudeste do Brasil. Foram identificados eventos secos para uma série de 35 anos de dados de precipitação diária interpolada em pontos de grade. Como a região Sudeste possui um território muito amplo, apresenta diferentes regimes de precipitação, tanto espacial quanto temporalmente, e por esta razão, foi dividida em três sub-regiões com regimes homogêneos de precipitação por meio da análise de cluster. Essa divisão setorizou a região Sudeste aproximadamente de forma meridional, com a porção mais ao sul sendo denominada R1, mais central R2 e a mais setentrional R3. Foram avaliados eventos secos com duas diferentes escalas temporais: sinótica (duração entre 5 e 9 dias) e intrasazonal (duração igual ou superior a 10 dias) para as regiões R1, R2 e R3 separadamente. A região R3 foi a que apresentou o maior número total de eventos secos em ambas categorias (sinótico e intrasazonal), seguida por R2 e R1 respectivamente. Foram computados campos médios com dados de reanálise, de diversas variáveis meteorológicas, associados aos eventos secos sinóticos e intrasazonais para cada uma das três regiões homogêneas de precipitação. Quanto aos padrões dinâmicos médios associados aos eventos secos, houve dois principais a chamarem mais a atenção. Para eventos secos sinóticos em R1, existiu a predominância de uma crista de bloqueio em vários níveis da atmosfera sobre toda a porção sul da América do Sul, desviando os sistemas transientes em direção as porções mais centrais do Oceano Atlântico. Enquanto que para o restante das classes de eventos secos (sinóticos e intrasazonais) e para as diferentes regiões homogêneas de precipitação (R1, R2 e R3), os eventos pareceram estar mais associados a uma alta de bloqueio centrada sobre a região litorânea das regiões Sul e Sudeste do Brasil. Algumas outras características encontradas foram: em todas as classes de eventos secos, notou-se nos campos médios de radiação de onda longa emitida (ROLE) um indicativo de dipolo de precipitação entre a região em questão e a bacia do Prata (Uruguai, norte da Argentina, sul do Paraguai e sul do Brasil). Para eventos secos intrasazonais em R1 e R2 também detectou-se superávits de precipitação sobre uma ampla área da Amazônia, enquanto que para eventos secos sinóticos em R1 houve a presença de chuvas sobre o Nordeste do Brasil. O aumento da precipitação sobre a bacia do Prata em geral esteve associado a intensificação do Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) junto a cordilheira dos Andes, causada pela intrusão de uma anomalia anticiclônica em baixos níveis entre as costas das regiões Sul e Sudeste do

Brasil, propiciando ventos anômalos de leste sobre o Sudeste e ventos anômalos de oeste sobre a bacia do Prata. Para todos os eventos secos, com exceção dos eventos sinóticos em R1, notou-se em altos níveis da troposfera uma anomalia anticiclônica sobre o Sul do Brasil, propiciando ventos anômalos de leste sobre a região Sudeste, enquanto que sobre a foz do Prata (divisa entre Uruguai e Argentina) observou-se ventos anômalos de oeste, sobre uma região que climatologicamente ocorrem os Jatos de Altos Níveis (JAN), os quais foram intensificados pelos ventos anômalos de oeste sobre esta latitude, contribuindo para os movimentos verticais que tipicamente são observados na entrada equatorial do JAN. O aumento da atividade convectiva sobre a bacia do Prata e a ausência dela sobre a região Sudeste do Brasil propiciou um deslocamento anômalo para sul dos sistemas meteorológicos que são característicos em altos níveis da troposfera durante o verão da América do Sul, como a Alta da Bolívia (AB) e o VCAN do Nordeste. O caráter dos campos médios associados aos eventos secos intrasazonais ocorridos durante os verões de 2013/14 e 2014/15, anos em que houve uma grande repercussão da escassez das chuvas sobre o Sudeste, se mostraram similares as descritas acima, porém as anomalias em praticamente todos os campos dinâmicos e termodinâmicos se mostraram mais proeminentes.

Palavras-chave: Eventos secos. Sudeste do Brasil. Verão.

ABSTRACT

EXTREME DRY EVENTS OVER SOUTHEAST REGION OF BRAZIL DURING SUMMER

AUTHOR: Anderson Augusto Bier

ADVISOR: Simone Erotildes Teleginski Ferraz

It was carried out an identification of dry events and elaborated a dynamic and thermodynamic characterization of these ones, occurring during summer over Southeast region of Brazil. Dry events were identified for a series of 35 years of daily interpolated precipitation data set. As the Southeast region has a wide territory, it presents different precipitation regimes, both spacially and temporally, and for this reason, it was divided into three sub-regions with homogeneous precipitation regimes through cluster analysis. This division has sectorized the Southeast region approximately in a meridional form, with the southernmost portion denominated R1, central portion R2 and the northernmost R3. It was evaluated two different temporal scales of dry events: synoptic (duration between 5 and 9 days) and intraseasonal (duration equal or greater than 10 days) for the R1, R2 and R3 regions separately. R3 presented the highest total number of dry events in both categories (synoptic and intraseasonal), followed by R2 and R1 respectively. It was computed composites, with reanalysis data for different meteorological variables, associated with synoptic and intraseasonal dry events for each of the three homogeneous precipitation regions. Concerning mean dynamic patterns associated with dry events, there were two main ones that drew the most attention. For synoptic dry events in R1, there was a predominance of a blocking ridge at various levels of the atmosphere over the entire southern portion of South America, diverting the transient systems towards the more central portions of the Atlantic Ocean. While for the rest of the dry (synoptic and intraseasonal) classes of events and for the different homogeneous regions of precipitation (R1, R2 and R3), dry events appeared to be more associated with a blocking high centered on the South and Southeast regions of Brazil. Some other characteristics found were: in all classes of dry events, it was noticed in the average outgoing longwave radiation (OLR) fields, a precipitation dipole indicative between the concerned region and the Plata Basin (Uruguay, northern Argentina, southern Paraguay and southern Brazil). For intraseasonal dry events over R1 and R2, positive rainfall anomalies were also detected over a wide area of Amazon, whereas in the R1 synoptic dry events was noticed the presence of rainfall over Northeast region of Brazil. The increase in precipitation over the Plata basin was generally associated with the intensification of the South America low-level jet east of the Andes, caused by the intrusion of a low-level anticyclonic anomaly between the coasts of the South and Southeast regions of Brazil, providing anomalous easterly winds over the Southeast and anomalous westerly winds over the Plata basin. For all dry events, except for the synoptic events in R1, at high levels of the

troposphere, an anticyclonic anomaly was observed on the South of Brazil, in the same way providing anomalous easterly winds on the Southeast, whereas over Plata mouth (border between Uruguay and Argentina), anomalous westerly winds were observed, on a region that climatologically occurs the Upper Tropospheric Jet Streams, which was intensified by the anomalous westerly winds, contributing to the convection that are typically observed in the equatorial Upper Tropospheric Jet entrance. The increase in the convective activity over the Plata basin and its absence over the Southeast region of Brazil, led to an anomalous displacement to the south of the meteorological systems that are characteristic in high levels of the troposphere during the South American summer, such as the Bolivian High and the high level cyclonic vortex of the Northeast of Brazil. The composites associated with the intraseasonal dry events occurring during the 2013/14 and 2014/15 summer, when there was a large repercussion of the rainfall scarcity on the Southeast region, were similar to those described above, but the anomalies in practically all the dynamic and thermodynamic fields were more prominent.

Keywords: Dry events. Southeast of Brazil. Summer

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 – Região Sudeste do Brasil. Fonte: <http://www.geomapas.com.br/nossos-produtos/regiao-sudeste-politico-e-rodoviario-413-esc.07.html> 19
- Figura 2.1 – Representações dos sistemas meteorológicos atuantes sobre a América do Sul em baixos níveis (à esquerda) e em altos níveis (à direita) da troposfera. Em baixos níveis temos: ventos alísios de nordeste (ANE), ventos alísios de sudeste (ASE), alta subtropical do Atlântico Sul (ASAS), alta subtropical do Pacífico Sul (ASPS), baixa pressão (B), baixa do Chaco (BC), baixa do noroeste da Argentina (BNE), complexo convectivo de mesoescala (CCM), frente fria (FF), frente quente (FQ), jato de baixos níveis (JBN), linha de instabilidade tropical (LI), linha de instabilidade pré-frontal (LIP), nuvem vírgula (NV), regiões ciclogênicas (RC), zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e zona de convergência intertropical (ZCIT); Em altos níveis temos: alta da Bolívia (AB), bloqueios atmosféricos (BL), cavado do nordeste do Brasil (CNE), jato subtropical (JS), jato polar (JP), vórtices ciclônicos de altos níveis subtropicais (VCAN sub), vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais (VCAN trop). Alguns sistemas como a AB, CNE e as ZCAS atuam durante a estação úmida da faixa tropical da América do Sul e os JS e o JP se fundem em apenas um jato durante o verão. (Fonte: Reboita et al. (2010), adaptado de Satyamurty, Nobre e Dias (1998)) 22
- Figura 3.1 – Distribuição das estações meteorológicas utilizadas com suas respectivas operadoras em cores descritas na legenda, representação da malha de grade utilizada e delimitações da área de interpolação de dados de precipitação diária. 31
- Figura 3.2 – Soma do quadrado da distância entre os vetores e os centróides de todos os clusters (W) em função do número de clusters. 36
- Figura 3.3 – Regiões com precipitação homogênea determinadas a partir da análise de cluster. Partindo-se de sul para norte, temos R1, R2 e R3 respectivamente. 36
- Figura 3.4 – Dendograma da análise de cluster realizada com os dados de precipitação diária deste trabalho. Os vetores são relativos aos 604 pontos de grade ($n = 604$) presentes na região de estudo que ao passarem pela análise de cluster são reunidos em 3 clusters, representados pelos retângulos vermelhos identificados na figura. 37
- Figura 3.5 – Gráficos com a) o Método dos Dias Consecutivos Secos (MDCS) e com b) o Método dos Limiar Variável (MLV) durante o período de DJF1985/86 para a região R3. Em ambos os gráficos, a precipitação diária média para a região é representada pela linha escura. Na figura a) o acumulado de dias consecutivos secos determinado pelo MDCS é representado pela linha vermelha e os limiares de eventos secos sinótico e intrasazonal são indicados em azul e em verde respectivamente. Na figura b) os “dias secos” que ficaram abaixo do limiar $P(20)$, determinado pelo MLV, são indicados pelos círculos vermelhos. As setas presentes nos dois gráficos indicam os eventos secos sinóticos (setas azuis), intrasazonais (seta verde) identificados pela junção dos dois métodos, enquanto a seta pon-

	tilhada indica um evento que atendeu os requisitos do MDCS, porém não foi confirmado três dias secos consecutivos pelo MLV.	40
Figura 4.1	– Variação interanual da anomalia de precipitação (gráficos à esquerda) e variação interanual do número de eventos secos (gráficos à direita) em cada um dos trimestres DJF entre DJF 1980/81 a DJF 2014/15 para as regiões R1 (a) e b)), R2 (c) e d)) e R3 (e) e f))	44
Figura 4.2	– Número de eventos secos sinóticos (5 a 9 dias) e eventos secos intrasazonais (> a 10 dias) totais registrados em cada uma das regiões (R1, R2 e R3) ao longo dos trimestres DJF 1980/81 a DJF 2014/15.	45
Figura 4.3	– Climatologias das variáveis de a) precipitação (mm/dia), b) radiação de onda longa emitida (W/m^2), c) altura geopotencial em 500 mb (m), d) pressão ao nível médio do mar (hPa), e) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (sombreado) (m/s) e divergência (contornos) (s^{-1}) em 200 mb, f) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (sombreado) (m/s) e divergência (contornos) (s^{-1}) em 850 mb, g) escoamento (linhas de corrente) e umidade específica (sombreado) (g/kg) em 200 mb e h) temperatura da superfície do mar ($^{\circ}C$), para o trimestre DJF, com dados entre DJF 1980/81 a DJF 2014/15	47
Figura 4.4	– Campos médios de a) precipitação diária (mm/dia) e b) anomalia de precipitação diária (mm/dia) durante os eventos secos sinóticos em R1.	51
Figura 4.5	– Campos médios de a) radiação de onda longa emitida (ROLE) (W/m^2) e b) anomalia de ROLE (W/m^2) durante os eventos secos sinóticos em R1.	52
Figura 4.6	– Campo médio de altura geopotencial em 500 mb (m) (contornos) e anomalias (m) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R1.	52
Figura 4.7	– Campo médio de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos) e anomalias (hPa) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R1.	52
Figura 4.8	– Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 200 mb durante os eventos secos sinóticos em R1.	53
Figura 4.9	– Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos sinóticos em R1.	54
Figura 4.10	– Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente) e umidade específica (g/kg) (sombreado), e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos sinóticos em R1.	55
Figura 4.11	– Campo médio de temperatura de superfície do mar (TSM) (contornos) e anomalia da TSM ($^{\circ}C$) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R1.	55
Figura 4.12	– Campos médios de a) precipitação diária (mm/dia) e b) anomalia de precipitação diária (mm/dia) durante os eventos secos intrasazonais em R1.	58
Figura 4.13	– Campos médios de a) radiação de onda longa emitida (ROLE) (W/m^2) e b) anomalia de ROLE (W/m^2) durante os eventos secos intrasazonais em R1.	58
Figura 4.14	– Campo médio de altura geopotencial em 500 mb (m) (contornos) e anomalias (m) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R1.	59
Figura 4.15	– Campo médio de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos) e anomalias (hPa) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em	

R1.	59
Figura 4.16 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 200 mb durante os eventos secos intrasazonais em R1.	60
Figura 4.17 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos intrasazonais em R1.	61
Figura 4.18 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente) e umidade específica (g/kg) (sombreado), e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos intrasazonais em R1.	62
Figura 4.19 – Campo médio de temperatura de superfície do mar (TSM) (contornos) e anomalia da TSM ($^{\circ}C$) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R1.	62
Figura 4.20 – Campos médios de a) precipitação diária (mm/dia) e b) anomalia de precipitação diária (mm/dia) durante os eventos secos sinóticos em R2.	64
Figura 4.21 – Campos médios de a) radiação de onda longa emitida (ROLE) (W/m^2) e b) anomalia de ROLE (W/m^2) durante os eventos secos sinóticos em R2.	65
Figura 4.22 – Campo médio de altura geopotencial em 500 mb (m) (contornos) e anomalias (m) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R2.	65
Figura 4.23 – Campo médio de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos) e anomalias (hPa) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R2.	65
Figura 4.24 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 200 mb durante os eventos secos sinóticos em R2.	66
Figura 4.25 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos sinóticos em R2.	67
Figura 4.26 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente) e umidade específica (g/kg) (sombreado), e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos sinóticos em R2.	68
Figura 4.27 – Campo médio de temperatura de superfície do mar (TSM) (contornos) e anomalia da TSM ($^{\circ}C$) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R2.	68
Figura 4.28 – Campos médios de a) precipitação diária (mm/dia) e b) anomalia de precipitação diária (mm/dia) durante os eventos secos intrasazonais em R2.	70
Figura 4.29 – Campos médios de a) radiação de onda longa emitida (ROLE) (W/m^2) e b) anomalia de ROLE (W/m^2) durante os eventos secos intrasazonais em R2.	70
Figura 4.30 – Campo médio de altura geopotencial em 500 mb (m) (contornos) e anomalias (m) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R2.	70
Figura 4.31 – Campo médio de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos) e anomalias (hPa) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R2.	71
Figura 4.32 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 200 mb durante os eventos secos intrasazonais em R2.	72
Figura 4.33 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do	

	escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos intrasazonais em R2.	73
Figura 4.34	– Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente) e umidade específica (g/kg) (sombreado), e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos intrasazonais em R2.	74
Figura 4.35	– Campo médio de temperatura de superfície do mar (TSM) (contornos) e anomalia da TSM ($^{\circ}C$) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R2.	74
Figura 4.36	– Campos médios de a) precipitação diária (mm/dia) e b) anomalia de precipitação diária (mm/dia) durante os eventos secos sinóticos em R3.	76
Figura 4.37	– Campos médios de a) radiação de onda longa emitida (ROLE) (W/m^2) e b) anomalia de ROLE (W/m^2) durante os eventos secos sinóticos em R3.	76
Figura 4.38	– Campo médio de altura geopotencial em 500 mb (m) (contornos) e anomalias (m) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R3.	76
Figura 4.39	– Campo médio de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos) e anomalias (hPa) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R3.	77
Figura 4.40	– Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 200 mb durante os eventos secos sinóticos em R3.	78
Figura 4.41	– Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos sinóticos em R3.	79
Figura 4.42	– Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente) e umidade específica (g/kg) (sombreado), e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos sinóticos em R3.	80
Figura 4.43	– Campo médio de temperatura de superfície do mar (TSM) (contornos) e anomalia da TSM ($^{\circ}C$) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R3.	80
Figura 4.44	– Campos médios de a) precipitação diária (mm/dia) e b) anomalia de precipitação diária (mm/dia) durante os eventos secos intrasazonais em R3.	82
Figura 4.45	– Campos médios de a) radiação de onda longa emitida (ROLE) (W/m^2) e b) anomalia de ROLE (W/m^2) durante os eventos secos intrasazonais em R3.	82
Figura 4.46	– Campo médio de altura geopotencial em 500 mb (m) (contornos) e anomalias (m) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R3.	82
Figura 4.47	– Campo médio de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos) e anomalias (hPa) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R3.	83
Figura 4.48	– Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 200 mb durante os eventos secos intrasazonais em R3.	84
Figura 4.49	– Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos intrasazonais em R3.	85
Figura 4.50	– Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente) e umidade específica (g/kg) (sombreado), e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos intrasazonais em R3.	86

Figura 4.51 – Campo médio de temperatura de superfície do mar (TSM) (contornos) e anomalia da TSM (°C) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R3.	86
Figura 4.52 – Campos médios de anomalia de precipitação diária (mm/dia) para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.	90
Figura 4.53 – Campos médios de anomalia de radiação de onda longa emitida (ROLE) (W/m^2) para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.	90
Figura 4.54 – Campos médios de altura geopotencial em 500 mb (m) (contornos) e anomalias (m) (sombreado) para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.	91
Figura 4.55 – Campos médios de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos) e anomalias (hPa) (sombreado) para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.	91
Figura 4.56 – Campos médios do escoamento (linhas de corrente), da magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e da divergência (s^{-1}) (contornos) em 200 mb para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15, e suas anomalias para c) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e d) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.	92
Figura 4.57 – Campos médios do escoamento (linhas de corrente), da magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e da divergência (s^{-1}) (contornos) em 850 mb para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15, e suas anomalias para c) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e d) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.	93
Figura 4.58 – Campos médios do escoamento (linhas de corrente) e da umidade específica (g/kg) (sombreado) em 850 mb para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15, e suas anomalias para c) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e d) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.	94
Figura 4.59 – Campos médios de temperatura de superfície do mar (TSM) (°C) (contornos) e anomalia da TSM (°C) (sombreado) para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.	95

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 – Tabela com as correlações entre a variação interanual de eventos secos sinóticos e as anomalias de precipitação (r_{sp}), e entre a variação interanual de eventos secos intrasazonais e anomalias de precipitação (r_{sp}), para cada uma das regiões homogêneas de precipitação.....	43
Tabela 4.2 – Principais características dinâmicas e termodinâmicas associadas a cada tipo de evento seco (sinóticos e intrasazonais) e para cada uma das regiões homogêneas de precipitação (R1, R2 e R3). Por praticidade, as regiões brasileiras foram abreviadas da seguinte forma: Sudeste (SE), Sul (S) e Nordeste (NE).	87
Tabela A.1 – Datas de início e término dos eventos secos a) sinóticos e b) intrasazonais identificados pelos métodos MDCS e MLV para a região R1	105
Tabela A.2 – Datas de início e término dos eventos secos a) sinóticos e b) intrasazonais identificados pelos métodos MDCS e MLV para a região R2	106
Tabela A.3 – Datas de início e término dos eventos secos a) sinóticos e b) intrasazonais identificados pelos métodos MDCS e MLV para a região R3	107

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>AB</i>	Alta da Bolívia
<i>ASAS</i>	Alta Subtropical do Atlântico Sul
<i>CNE</i>	Cavado do Nordeste
<i>DJF</i>	Dezembro-Janeiro-Fevereiro
<i>DPPG</i>	Dados de precipitação em pontos de grade
<i>JAN</i>	Jato de Altos Níveis
<i>JBNAS</i>	Jato de Baixos Níveis da América do Sul
<i>JP</i>	Jato Polar
<i>JST</i>	Jato Subtropical
<i>MDCS</i>	Método dos dias consecutivos secos
<i>MLV</i>	Método do limiar variável
<i>OMJ</i>	Oscilação Madden-Julian
<i>PID</i>	Ponderação do Inverso da Distância
<i>PNMM</i>	Pressão ao nível médio do mar
<i>ROLE</i>	Radiação de onda longa emitida
<i>SMAS</i>	Sistema de Monção da América do Sul
<i>TSM</i>	temperatura de superfície do mar
<i>VCANdoNE</i>	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis do Nordeste
<i>ZCAS</i>	Zona de Convergência do Atlântico Sul
<i>ZCIT</i>	Zona de Convergência Inter-Tropical
<i>ZCS</i>	Zonas de Convergências Subtropicais

LISTA DE SÍMBOLOS

r_{sp}	Correlação entre a variação interanual da anomalia de precipitação e a variação interanual do número de eventos secos sinóticos
r_{ip}	Correlação entre a variação interanual da anomalia de precipitação e a variação interanual do número de eventos secos intrasazonais
W	Soma do quadrado da distância entre os vetores e os centróides de todos os clusters

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	18
2	REVISÃO TEÓRICA	22
2.1	SISTEMAS ATUANTES SOBRE A REGIÃO SUDESTE DO BRASIL E AR- REDORES	22
2.1.1	Zona de convergência do Atlântico Sul	23
2.1.2	Frentes frias	24
2.1.3	Corrente de jato de baixos níveis	24
2.1.4	Jato de Altos Níveis	25
2.1.5	Alta Subtropical do Atlântico Sul	26
2.1.6	Alta da Bolívia, Cavado e VCAN do Nordeste	26
2.2	CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL	27
3	MATERIAIS E MÉTODOS	30
3.1	DADOS	30
3.1.1	Dados de precipitação em pontos de grade (DPPG)	30
3.1.2	Reanálises ERA-Interim	33
3.2	METODOLOGIA	33
3.2.1	Determinação de regiões homogêneas de precipitação	33
3.2.1.1	Análise de cluster	33
3.2.2	Determinação de eventos secos	36
3.2.2.1	Método dos dias consecutivos secos (MDCS)	37
3.2.2.2	Método do limiar variável (MLV)	38
3.2.2.3	Combinação entre os métodos MDCS e MLV	39
3.2.3	Campos médios	40
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	42
4.1	ESTATÍSTICAS DOS EVENTOS SECOS	42
4.2	CAMPOS MÉDIOS	46
4.2.1	Climatologia das variáveis	46
4.2.2	Eventos secos	48
4.2.2.1	R1	48
4.2.2.1.1	Eventos secos sinóticos	48
4.2.2.1.2	Eventos secos intrasazonais	56
4.2.2.2	R2	63
4.2.2.2.1	Eventos secos sinóticos	63
4.2.2.2.2	Eventos secos intrasazonais	69
4.2.2.3	R3	75
4.2.2.3.1	Eventos secos sinóticos	75
4.2.2.3.2	Eventos secos intrasazonais	81
4.2.3	Características associadas aos eventos secos em DJF 2013/14 e DJF 2014/15	88
5	CONCLUSÕES	96
5.1	RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	99
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	100
	APÊNDICE A – ANEXO A - DATAS DOS EVENTOS SECOS	105
A.1	REGIÃO R1	105
A.2	REGIÃO R2	106

A.3	REGIÃO R3	107
-----	-----------------	-----

1 INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, a região Sudeste do Brasil experimentou períodos de escassez de chuvas durante o verão, estação em que climatologicamente ocorrem os maiores acumulados de precipitação sobre a região. Tais eventos de seca provocaram transtornos como a diminuição no nível de represas de abastecimento de água e de usinas hidrelétricas a níveis extremos nunca antes registrados (ex. Nobre et al. (2016) e Hanbury (2015)), além de contribuir para outros inconvenientes, como queimadas, prejuízos à agricultura, danos à saúde respiratória das pessoas, inutilização de vias fluviais (TOLLOI et al., 2016), entre outros. A má administração dos recursos hídricos por parte do estado também foi um fator agravante (ESCOBAR, 2015). Déficits extremos de precipitação, como os que ocorreram ao longo dos anos de 2013, 2014 e 2015, especialmente nos meses de verão, têm motivado novos estudos sobre as causas por trás de tais fenômenos.

Geograficamente, a região Sudeste do Brasil está localizada entre as latitudes 14°S e 26°S e longitudes 39°O a 52°O. A região é composta pelos estados de São Paulo, Rio de Janeiro, Minas Gerais e Espírito Santo (composição geopolítica da região na figura 1.1), possuindo mais de 80 milhões de habitantes, o que representa em torno de 40% da população brasileira (IBGE, 2010). Possui também cerca de 55% do Produto Interno Bruto (PIB) nacional (IBGE, 2014), com a sua economia sendo baseada na indústria e agropecuária. Além destas atividades econômicas, a região Sudeste possui uma grande quantidade de usinas hidrelétricas, as quais representam a principal matriz energética atual do Brasil, com aproximadamente 80% da energia produzida no Brasil provinda desta matriz (ABOU-ALSAMH, 2013), sendo um setor altamente dependente do regime de chuvas sobre a região, assim como outro serviço muito importante prestado à população que é o abastecimento de água.

Conforme a *American Meteorological Society* (*Sociedade Americana de Meteorologia*), as secas podem ser classificadas em meteorológica ou climatológica, agrícola, hidrológica e socioeconômica. A seca meteorológica é definida simplesmente pela magnitude e duração de um período de escassez de chuvas. A seca hidrológica se caracteriza através do impacto de uma seca meteorológica observado na quantidade de água presente em rios e no subterrâneo, o que também depende de outras variáveis meteorológicas como temperatura, umidade e vento. Por sua vez, a seca agrícola trata-se do impacto físico que uma seca meteorológica ou hidrológica tem sobre as atividades agrícolas, como o aumento da evapotranspiração e diminuição do nível de umidade do solo, o que afeta diretamente as lavouras. Secas socioeconômicas englobam todos os impactos sociais e econômicos que uma seca pode causar sobre uma sociedade, como prejuízos em safras, problemas relacionados à saúde (física e mental) da população, migrações, entre outros. Neste trabalho, em particular, vamos nos restringir às secas meteorológicas.

Figura 1.1 – Região Sudeste do Brasil. Fonte: <http://www.geomapas.com.br/nossos-produtos/regiao-sudeste-politico-e-rodoviario-413-esc.07.html>



Alguns aspectos meteorológicos, presentes em diversas escalas temporais, relacionados a eventos de seca sobre a região Sudeste do Brasil têm sido relatados em vários trabalhos. Um destes aspectos é o deslocamento e a intensificação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) em direção ao continente da América do Sul, o qual está associado a períodos de seca sobre a região Sudeste em praticamente todas as épocas do ano (ANDRADE; CAVALCANTI, 2004; PAMPUCH, 2014; COELHO et al., 2016). Tal configuração da ASAS favorece um escoamento bloqueado sobre a região, mantendo as passagens de distúrbios baroclínicos mais ao sul, e também contribuindo para um aumento da subsidência e consequente estabilização do ar sobre a região. De fato, uma das características marcantes durante o verão de 2013/14, um dos verões mais secos já observados sobre praticamente todo o Sudeste brasileiro (SETH; FERNANDES; CAMARGO, 2015; REBOITA et al., 2015; COELHO et al., 2016; COELHO; CARDOSO; FIRPO, 2016; NOBRE et al., 2016), foi a presença de uma alta pressão anômala e persistente em vários níveis da atmosfera, o que contribuiu para uma maior quantidade de ciclones ocorrendo nas porções mais ao sul da costa leste do continente sul-americano e uma consequente menor quantidade de passagens de sistemas frontais sobre a região Sudeste (COELHO et al., 2016).

Outra característica bastante observada em vários estudos a respeito de eventos de seca sobre a região, é a presença de anomalias positivas de temperatura de superfície do mar (TSM) próximas à costa do Sul e do Sudeste do Brasil, enquanto que anomalias

negativas de TSM nessa mesma região do oceano estariam associadas a maior quantidade de precipitação sobre o Sudeste e a atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante a estação chuvosa da região (BOMBARDI et al., 2014; PAMPUCH, 2014; COELHO et al., 2016). Esse modo de variabilidade ficou conhecido como Dipolo do Atlântico Sul, no qual anomalias positivas (negativas) de TSM sobre o Atlântico tropical e negativas (positivas) sobre a Atlântico extratropical representam a fase positiva (negativa) da oscilação, a qual é verificada em diversas escalas temporais (ex. Venegas, Mysak e Straub (1997), Haarsma, Campos e Molteni (2003), Bombardi et al. (2014)). Chaves e Nobre (2004), através de um estudo utilizando simulações numéricas, indicaram que um Oceano Atlântico mais aquecido próximo às regiões Sul e Sudeste do Brasil favorece a intensificação da ZCAS e o consequente maior acumulado de precipitação sobre o Sudeste brasileiro, o que contradiz a característica de anomalias negativas de TSM próximas à costa da região associadas a períodos ativos de ZCAS, a qual é relatada em estudos observacionais. No entanto, Chaves e Nobre (2004) e Almeida et al. (2007) indicam que as anomalias negativas tipicamente constatadas talvez sejam uma resposta da TSM à convecção observada na região de ZCAS, ou seja, maior atividade convectiva, maior cobertura de nuvens e conseqüentemente menos radiação incidente sobre o oceano, resultando em anomalias negativas de TSM (feedback negativo).

Outro aspecto interessante é o da relação existente entre déficits de precipitação sobre a região Sudeste e anomalias positivas de precipitação sobre uma ampla região que envolve o noroeste da Argentina, Uruguai e extremo sul do Brasil, que também é verificado em diversas escalas temporais (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; BARROS et al., 2000; ROBERTSON; MECHOSO, 2000; FERRAZ, 2004; MUZA et al., 2009; GRIMM; ZILLI, 2009). Carvalho, Jones e Liebmann (2004) indicaram que esse dipolo de precipitação, geralmente, mostra-se estar relacionado com a propagação de trens de ondas provindos de latitudes médias.

Outra possível causa para verões secos sobre o Sudeste do Brasil é apresentada por Grimm, Pal e Giorgi (2007) e em Grimm e Zilli (2009), onde os autores encontraram correlações negativas entre a precipitação observada durante a primavera e o verão. Para o caso de primaveras chuvosas e verões secos, os autores sugerem que a precipitação observada sobre a região durante a primavera contribua para uma diminuição da temperatura ao longo desta estação, e conseqüentemente as condições iniciais do verão, são de temperaturas amenas, as quais são favoráveis a um aumento da pressão atmosférica observada durante a estação, diminuindo-se assim as condições atmosféricas para precipitação sobre a região. A circunstância oposta também é verdadeira, ou seja, primaveras secas e quentes sobre a região contribuem para um verão chuvoso, sendo que estas condições mostram-se mais claras em anos de El Niño.

Especificamente para o verão da região Sudeste do Brasil, eventos de seca têm ganho notoriedade em vários trabalhos devido às secas expressivas que têm ocorrido de

maneiras mais frequentes e persistentes, e em plena estação chuvosa da região, como são os casos dos verões de 2000/01 (FRANCHITO et al., 2008), 2013/14 e 2014/15 (REBOITA et al., 2015; OTTO et al., 2015; SETH; FERNANDES; CAMARGO, 2015; COELHO et al., 2016; NOBRE et al., 2016). Em específico para a cidade de São Paulo e para o Sistema Cantareira (maior sistema de captação e tratamento de água da região metropolitana de São Paulo), o déficit de precipitação registrado no verão 2013/14 foi o maior desde a década de 60 de acordo com Coelho, Cardoso e Firpo (2016) e Nobre et al. (2016). Para o Sistema Cantareira, a ausência de chuvas significativas nos verões de 2013/14 e de 2014/15 culminou em seu menor nível histórico no mês de Janeiro de 2015, com apenas 5% de capacidade nos reservatórios (OTTO et al., 2015). Seth, Fernandes e Camargo (2015) e Coelho et al. (2016) indicam que os motivos da seca observada sobre a região Sudeste no verão do ano de 2013/14 estão relacionados à atividade convectiva acentuada ocorrida sobre o extremo oeste do Oceano Pacífico equatorial, próximo à região da Indonésia, e que a partir de teleconexões, desencadearam um trem de ondas barotrópicas estacionárias, o que estabeleceu uma circulação de bloqueio atmosférico na altura do litoral do Sudeste brasileiro, dificultando a passagem de sistemas frontais sobre a região.

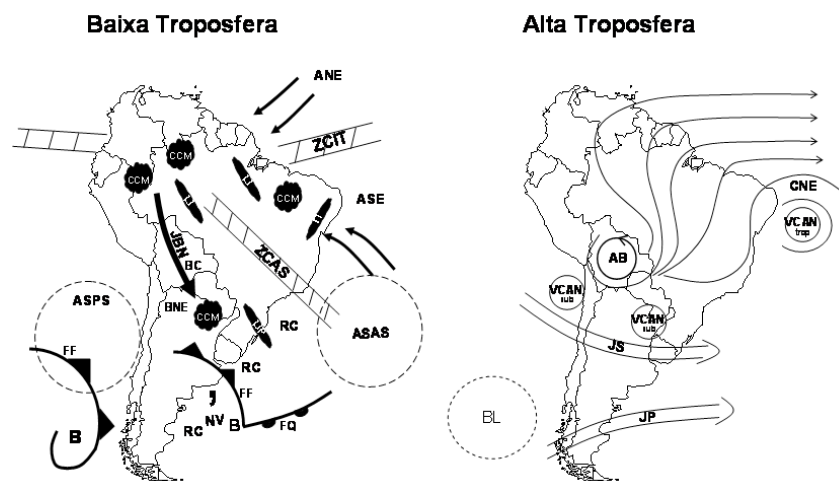
O propósito deste trabalho é descrever aspectos dinâmicos e termodinâmicos associados a eventos de seca sobre a região Sudeste do Brasil ocorridos durante a estação de verão, classificando-os de acordo com sua escala temporal em eventos secos sinóticos (duração de 5-9 dias) e eventos secos intrasazonais (duração superior a 10 dias). Objetiva-se também avaliar os eventos secos ocorridos nos verões de 2013/2014 e 2014/2015, concernindo possíveis diferenças ocorridas nos padrões dinâmicos e termodinâmicos durante estes dois verões em questão, em comparação as ocorrências de eventos secos de anos anteriores. As análises serão feitas com um enfoque ao comportamento dos sistemas meteorológicos de grande escala que são típicos de verão sobre América do Sul.

2 REVISÃO TEÓRICA

2.1 SISTEMAS ATUANTES SOBRE A REGIÃO SUDESTE DO BRASIL E ARREDORES

Um esboço dos sistemas que atuam climatologicamente sobre todo o continente da América do Sul é apresentado na figura 2.1 (SATYAMURTY; NOBRE; DIAS, 1998; REBOITA et al., 2010). Nele há duas representações do continente, uma com os sistemas meteorológicos que atuam em baixos níveis da troposfera (lado esquerdo) e outro para os sistemas atuantes em altos níveis (lado direito). Conforme o foco do trabalho é eventos de seca sobre a Região Sudeste do Brasil, vamos realizar uma abordagem somente sobre os sistemas meteorológicos atuantes sobre essa região e imediações, que influenciam de forma mais direta as condições meteorológicas e climáticas da região. Nas subseções a seguir é realizada uma breve discussão sobre esses sistemas.

Figura 2.1 – Representações dos sistemas meteorológicos atuantes sobre a América do Sul em baixos níveis (à esquerda) e em altos níveis (à direita) da troposfera. Em baixos níveis temos: ventos alísios de nordeste (ANE), ventos alísios de sudeste (ASE), alta subtropical do Atlântico Sul (ASAS), alta subtropical do Pacífico Sul (ASPS), baixa pressão (B), baixa do Chaco (BC), baixa do noroeste da Argentina (BNE), complexo convectivo de mesoescala (CCM), frente fria (FF), frente quente (FQ), jato de baixos níveis (JBN), linha de instabilidade tropical (LI), linha de instabilidade pré-frontal (LIP), nuvem vírgula (NV), regiões ciclogênicas (RC), zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e zona de convergência intertropical (ZCIT); Em altos níveis temos: alta da Bolívia (AB), bloqueios atmosféricos (BL), cavado do nordeste do Brasil (CNE), jato subtropical (JS), jato polar (JP), vórtices ciclônicos de altos níveis subtropicais (VCAN sub), vórtices ciclônicos de altos níveis tropicais (VCAN trop). Alguns sistemas como a AB, CNE e as ZCAS atuam durante a estação úmida da faixa tropical da América do Sul e os JS e o JP se fundem em apenas um jato durante o verão. (Fonte: Reboita et al. (2010), adaptado de Satyamurty, Nobre e Dias (1998))



2.1.1 Zona de convergência do Atlântico Sul

Conforme Kodama (1992, 1993), a Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é uma das três Zonas de Convergência Subtropicais (ZCS) existentes no mundo, sendo as outras duas a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS), localizada no Pacífico sul, e Zona Frontal Baiu (ZFB), localizada no extremo leste asiático. As ZCS são caracterizadas por ocorrerem nas estações quentes de seus hemisférios e são compostas de uma componente subtropical e outra tropical. Na porção subtropical das ZCS há a formação de áreas de convergência devido à passagens de sistemas frontais baroclínicos, diferenciando-se de Zonas Frontais Polares devido à existência de acentuado gradiente de razão de mistura próximo à superfície. Na parte tropical é verificada uma região de convergência de umidade, conectando a parte subtropical com uma área de regime de monção próxima ao equador. Os acumulados de precipitação em períodos ativos destas regiões de convergência são similares aos observados na Zona de Convergência Inter-Tropical (ZCIT), o que representa algo em torno dos 100 mm a cada 10 dias. As ZCS comumente ficam orientadas de noroeste-sudeste no hemisfério sul e sudoeste-nordeste no hemisfério norte, e estão geralmente alinhadas ao Jato Subtropical (JST) de altos níveis que se estabelece na parte frontal de um cavado em médios e altos níveis de maneira semi-estacionária. Eventos extremos de precipitação usualmente estão associados à condição de ZCAS sobre o Sudeste brasileiro (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2002). Adicionalmente é válido destacar que eventos de ZCAS intensos estão relacionados a fases ativas de oscilações intrasazonais sobre a região Sudeste do Brasil, como a oscilação descrita por Madden e Julian (1994), a qual possui propagação de oeste para leste ao longo do Oceano Pacífico equatorial e afeta a circulação em vários pontos do mundo devido à alteração que este tipo de oscilação provoca na circulação das células de Walker e Hadley, e podendo assim produzir trens de ondas barotrópicas em latitudes mais elevadas (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; FERRAZ, 2004; CARVALHO; JONES; AMBRIZZI, 2005).

QUADRO (1994) propôs um critério objetivo para identificação da ZCAS onde as seguintes condições têm que ser satisfeitas durante um período mínimo de 4 dias:

- Banda de nebulosidade no sentido noroeste-sudeste, originando-se na Amazônia, passando sobre as regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil e estendendo-se até o oceano Atlântico subtropical.
- Convergência de umidade na baixa e média troposfera.
- Faixa de movimento ascendente com orientação noroeste-sudeste
- Cavado semi-estacionário, em médios níveis da troposfera, sobre o continente sul-americano a leste dos Andes.

- Gradiente intenso de temperatura potencial equivalente (θ_e) em médios níveis da atmosfera ao sul da faixa de nebulosidade.
- Vorticidade relativa anticiclônica em altos níveis, sobre a faixa de convecção.

Na figura 2.1, a ZCAS é representada na baixa troposfera por um "trilho" conectando a região amazônica com a região Sudeste do Brasil.

2.1.2 Frentes frias

A circulação de grande escala pode através do campo de deformação do escoamento gerar zonas frontais (frontogênese), as quais associadas a um ciclone extratropical podem ser intensificadas através de circulações de mesoescala (WALLACE; HOBBS, 2006). Os ciclones extratropicais apresentam sempre duas regiões frontais associadas, a frente quente e a frente fria. As áreas frontais de um ciclone geralmente estão relacionadas a ocorrência de uma estreita, porém significativa, faixa de precipitação paralela a esta mesma região frontal. Conforme Carlson (1991) as regiões frontais são caracterizadas por possuírem gradientes intensos de temperatura, umidade, movimento vertical e vorticidade, além de apresentarem um mínimo local de pressão ao longo de seu eixo e exibir convergência em baixos níveis nessa região.

Na América do Sul há formação de ciclones extratropicais durante o ano todo ao longo de sua costa leste. Especificamente nos meses quentes (principalmente nas estações de primavera e verão), as frentes frias, associadas a esses ciclones, interagem com a convecção observada climatologicamente sobre os trópicos e são um dos mecanismos causadores de chuva sobre a região Sudeste (CAVALCANTI; KOUSKY, 2009), além de desempenhar o papel de principal modulador da ZCAS (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004). Na figura 2.1, as frentes frias são referenciadas com o símbolo FF, na representação da baixa troposfera.

2.1.3 Corrente de jato de baixos níveis

As correntes de jatos de baixos níveis são um máximo de magnitude no escoamento (valores que podem exceder os 30 m s^{-1}) observado em baixos níveis da atmosfera, entre 1 e 3 quilômetros de altitude, assim como um máximo da magnitude do escoamento no plano horizontal em escala sinótica (MARENGO et al., 2004). Há de se notificar aqui, a diferença existente entre a corrente de jato de baixos níveis (referenciada neste trabalho) que está associada à dinâmica de escala sinótica e o Jato de baixos níveis que é resultante do desacoplamento da camada limite planetária da camada superficial durante o período

noturno. As correntes de jatos de baixos níveis desempenham um papel importante no transporte de calor e umidade entre os trópicos e latitudes mais elevadas, através de uma faixa relativamente estreita porém alongada. Se mostram diretamente relacionados com convecção profunda e muitas vezes com condições de tempo severo observada na região de saída do jato (STENSRUD, 1996), especialmente quando o mesmo encontra-se acoplado a circulação de um Jato de Altos Níveis (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2011).

Na América do Sul existe uma corrente de jato de baixos níveis localizada climatologicamente a leste da cordilheira dos Andes, denominada Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS), o qual efetua o transporte de calor e umidade da Amazônia em direção a bacia do Prata. Na figura 2.1 o JBNAS é referenciado por uma flecha com origem na Amazônia, em direção ao sul, atravessando a Bolívia e indicado como JBN. O JBNAS ocorre climatologicamente durante todas as épocas do ano e trata-se de uma componente importante do SMAS (MARENGO et al., 2004). Durante os meses de verão é causado principalmente pela intrusão do ar quente e úmido das regiões tropicais, que sofre uma deflexão em direção sudeste devido a "barreira" da cordilheira dos Andes, enquanto que nas demais estações os distúrbios baroclínicos observados em médias latitudes também apresentam papel importante em modular o JBNAS, e por conta disso, este mostra um deslocamento sazonal de seu núcleo, que se mostra mais ao norte (centrado em média na Bolívia) durante o verão e mais ao sul (centrado em média sobre o Paraguai) no inverno (MARENGO et al., 2004). Durante os meses de verão, a atuação do JBNAS próximo aos Andes está associado a ZCAS enfraquecidas, assim como o contrário também é verdadeiro (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; SALIO; NICOLINI; SAULO, 2002; FERREIRA et al., 2003; LIEBMANN et al., 2004; MARENGO et al., 2004; MUZA et al., 2009).

2.1.4 Jato de Altos Níveis

A corrente de Jato de Altos Níveis (JAN) caracteriza-se por um núcleo onde a magnitude do escoamento é máxima, tanto na vertical quanto na horizontal. Localiza-se em média entre 9 a 13 km de altura e, geralmente, o núcleo do jato possui milhares de quilômetros de comprimento por centenas de quilômetros de largura, sendo que a velocidade do escoamento tipicamente observada em seu núcleo varia entre 150 km/h a 300km/h (ESCOBAR, 2009).

Atuando sobre a América do Sul temos dois JAN, o Jato Polar (JP) e o Jato Subtropical (JST). O JP está associado as zonas frontais em superfície, geralmente posicionado ao lado polar destas em altos níveis da troposfera, resultado do intenso gradiente de temperatura e seu consequente balanço do vento térmico, enquanto o JST encontra-se associado à borda polar da circulação da Célula de Hadley. O JP se mostra posicionado climatologicamente entre as latitudes 30°S e 70°S e variando entre as altitudes de 8000m

a 10000m. Já o JST encontra-se entre as latitudes de 20°S e 40°S atuando em altitudes superiores aos 13000m (ESCOBAR, 2009). Durante os meses quentes do hemisfério sul (dezembro a março), raramente observa-se o JP, com o JST ficando mais atuante e posicionado entre 42°S e 45°S (GALLEGO et al., 2005). Em muitas ocasiões ambos os jatos ficam acoplados, dificultando o discernimento de ambos em latitudes médias.

Na entrada equatorial e na saída polar dos jatos, possuímos, em geral, zonas com valores consideráveis de divergência em altos níveis, resultado de uma circulação ageostrófica perpendicular, o que torna tais regiões propícias ao levantamento e instabilização do ambiente atmosférico.

2.1.5 Alta Subtropical do Atlântico Sul

As latitudes subtropicais, especificamente sobre os oceanos, são dominadas por zonas de altas pressões subtropicais, presentes em baixos níveis da troposfera, as quais são circulações anticiclônicas e são delimitadas em seu lado equatorial pelas ZCIT e em seu lado polar pelo cinturão de baixas polares (PEIXÓTO; OORT, 1984). São associadas com os ramos descendentes das células de Hadley (em seu lado equatorial) e de Ferrel (em seu lado polar), apresentando dessa forma subsidência em praticamente todas as suas extensões e estabilidade estática elevada. A Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) é uma dessas altas permanentes sobre os oceanos, notadamente sobre o Oceano Atlântico. Na figura 2.1, a ASAS está indicada por um círculo pontilhado próxima à costa brasileira na representação da baixa troposfera.

Conforme Pampuch (2014), a ASAS quando deslocada em direção ao continente sul-americano, pode atuar como um bloqueio aos sistemas transientes e desta forma criar condições atmosféricas estáveis sobre a região afetada, ou até de seca quando essas condições atmosféricas são persistentes.

2.1.6 Alta da Bolívia, Cavado e VCAN do Nordeste

A Alta da Bolívia (AB) é um sistema atuante em altos níveis da troposfera, climatologicamente persistente durante os meses de primavera e verão sobre a América do Sul, os quais correspondem a estação chuvosa na porção tropical deste continente. Na figura 2.1, a Alta da Bolívia é referenciada na figura da direita (sistemas da alta troposfera) através da sigla AB, e caracterizada como uma circulação anticiclônica fechada e centrada sobre o país de mesmo nome. A AB faz parte do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS) e ocorre de maneira sazonal, atuando somente durante a estação chuvosa da região da bacia Amazônica, a qual começa aproximadamente em outubro e termina

em abril (HOREL; HAHMANN; GEISLER, 1989), Durante esse período, o centro da AB apresenta uma pequena migração meridional do sul da Amazônia (no início da estação chuvosa) em direção ao altiplano boliviano (no período de máxima atividade convectiva sobre continente sul-americano tropical) que se dá por volta de janeiro, migrando de volta em direção a Amazônia ao fim da estação chuvosa (FERREIRA; RAMÍREZ; GAN, 2009). A origem da AB se dá pela grande quantidade de calor latente liberada devido a intensa convecção observada sobre a região tropical da América do Sul nessa época do ano, com o fluxo de calor sensível do altiplano dos Andes também contribuindo, porém possuindo um papel secundário (LENTERS; COOK, 1997). O centro da circulação anticiclônica da AB geralmente situa-se a sudoeste do local de máxima divergência em altos níveis, devido ao balanceamento que a advecção de vortacidade planetária, que é negativa no hemisfério sul, emprega sobre a região de divergência, que possui vortacidade relativa positiva, e o que implica em um fluxo de sul ao sul da região de máxima divergência e pressão relativamente alta ao oeste (LENTERS; COOK, 1997)

Já o Cavado do Nordeste (CNE) posiciona-se ao longo da costa da região Nordeste do Brasil, conforme indicado pelo acrônimo CNE na figura 2.1 para a alta troposfera. O CNE acaba por muitas vezes tornando-se uma circulação fechada e desta forma gerando o Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) do Nordeste (indicado pela sigla 'VCAN trop' na figura 2.1). No presente trabalho vamos referenciar o VCAN do Nordeste brasileiro como VCAN do NE. Tal sistema apresenta convergência (e subsidência) em sua porção central e movimentos ascendentes em suas bordas, principalmente na direção em que se propaga, que pode ser tanto para oeste quanto para leste (FERREIRA; RAMÍREZ; GAN, 2009). A maioria dos VCANs do NE se formam em razão da intensificação da crista associada a AB em direção a região Sudeste do Brasil, em função do aumento da atividade convectiva sobre esta região, principalmente nos meses de janeiro e fevereiro, e também por conservação de vortacidade absoluta (FERREIRA; RAMÍREZ; GAN, 2009). Simulações numéricas sugerem que a circulação anticiclônica observada sobre a região tropical da África durante o verão austral, analogamente provocada pela alta atividade convectiva observada sobre aquele continente durante essa época do ano, também contribui para a formação do CNE e do VCAN do NE (LENTERS; COOK, 1997). A configuração de circulação exercida em altos níveis pela AB e cavado do NE exerce aporte dinâmico na convecção noroeste-sudeste observada sobre o continente sul-americano e que está associada à ZCAS.

2.2 CARACTERIZAÇÃO CLIMÁTICA DA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL

Do ponto de vista climático, a região Sudeste, devido a sua localização geográfica, possuindo a maior parte de suas terras em regiões tropicais e uma pequena porção, na metade sul do estado de São Paulo, nos subtrópicos, caracteriza-se por ser uma região

com regimes de transição tanto na temperatura quanto na precipitação. Sob o aspecto da variação sazonal de precipitação, a região está localizada em uma faixa de transição entre um regime permanentemente úmido, característico da região Sul do Brasil, e um regime com variação sazonal na precipitação, observado no Brasil central, o qual possui grandes acumulados de chuva ao longo dos meses de verão contrastando com invernos secos (NUNES; VICENTE; CANDIDO, 2009), o que afere à região um caráter heterogêneo nos regimes anuais de precipitação. Durante as estações de outono, inverno e primavera, o principal modulador das chuvas sobre o Sudeste são as passagens de frentes frias ao longo da costa brasileira sobre o Oceano Atlântico (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004). O principal sistema modulador das chuvas no verão, estação em que ocorre a maior parte dos acumulados de precipitação, é a ZCAS (KODAMA, 1992, 1993; QUADRO, 1994; CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004). Vale ressaltar que as maiores precipitações ocorrem no verão devido aos sistemas convectivos típicos desta estação serem mais frequentes e produzirem uma quantidade maior de chuva em comparação aos sistemas frontais de inverno (NUNES; VICENTE; CANDIDO, 2009; CAVALCANTI; KOUSKY, 2009). O início da estação chuvosa sobre o Sudeste se dá, em média, por volta da segunda quinzena de outubro, enquanto o fim ocorre entre meados de março e início de abril, com os máximos de precipitação sendo observados entre dezembro e fevereiro (CARVALHO; JONES, 2009).

Quanto ao regime intrasazonal observado sobre o Sudeste brasileiro, o modo mais importante a afetar a região é a Oscilação Madden-Julian (OMJ) (MADDEN; JULIAN, 1994), a qual é uma circulação zonal direta no plano equatorial, que se propaga para leste num período de 30 a 60 dias. A intensidade da ZCAS é diretamente afetada de acordo com a fase dessa oscilação (CARVALHO; JONES; LIEBMANN, 2004), com convecção sobre o centro-leste do Brasil, em geral, coincidindo com a convecção no Oceano Pacífico central equatorial e supressão sobre o extremo oeste do Pacífico. De acordo com Liebmann et al. (2004), a variação de precipitação sobre as regiões Sul e Sudeste devido a OMJ se dão através de sistemas sinóticos (propagação de ondas de Rossby).

Escalas de mais baixa frequência também afetam o regime de precipitação no continente sul-americano. Grimm (2003) relaciona o regime de precipitação sobre o Brasil com a fase positiva da oscilação interanual ENOS (El Niño Oscilação Sul), o que corresponde ao El Niño. Nesse trabalho é mostrado que o fenômeno interfere de maneiras diferentes dentro de uma escala subsazonal ao longo da estação de verão. Existe uma tendência de no começo e no fim da estação serem observados déficits de precipitação sobre a Amazônia e o Sudeste do Brasil, sendo o principal fator a influenciar este regime de precipitação a Temperatura de Superfície do Mar (TSM) no Oceano Pacífico (influência remota). Já durante o mês de janeiro é observada precipitação próxima à normal, decorrente do aquecimento continental sobre o Brasil (fator local) e consequente formação de uma relativa zona de baixa pressão em baixos níveis, favorecendo a convergência de umidade sobre a

região Sudeste.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

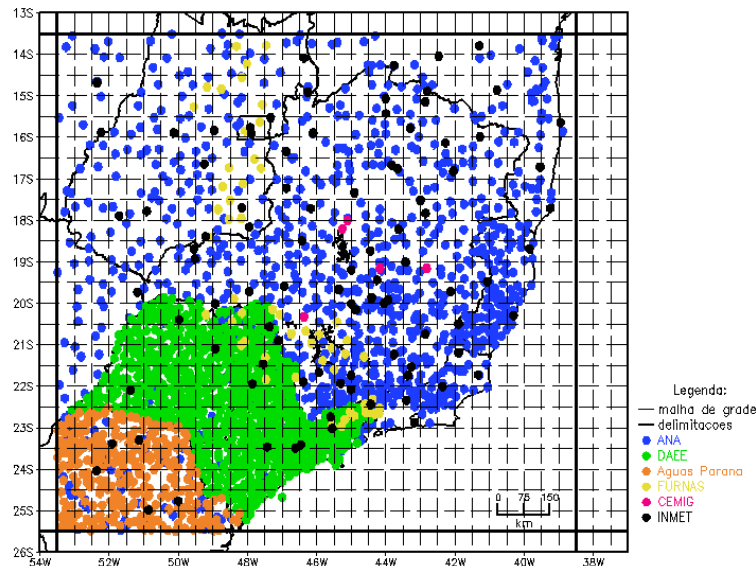
3.1 DADOS

Neste trabalho são utilizados dois conjuntos de dados. O primeiro conjunto de dados trata-se de dados de precipitação diária de estações meteorológicas interpolados em pontos de grade, os quais foram utilizados para determinação de eventos secos e também para a efetuação dos campos médios desta variável associados aos eventos. O outro conjunto de dados são de reanálises do ERA-Interim de várias variáveis meteorológicas e que foram utilizados para o cálculo de campos dinâmicos e termodinâmicos médios. Como foi dada ênfase ao regime de precipitação de verão, em ambos os conjuntos de dados utilizou-se somente dados do trimestre Dezembro-Janeiro-Fevereiro (DJF) (neste trabalho sendo definido como verão), com o período total dos dados sendo entre DJF 1980/81 e DJF 2014/15, totalizando-se assim 35 verões. Uma melhor descrição de cada um dos conjuntos de dados é realizada a seguir.

3.1.1 Dados de precipitação em pontos de grade (DPPG)

Com o intuito de assegurar homogeneidade na distribuição dos dados, tanto espacial quanto temporalmente, foram realizadas pelo o autor do trabalho, interpolações de dados de precipitação diária em pontos de grade com resolução de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$. Os dados utilizados para as interpolações são provindos de 2483 estações meteorológicas espalhadas por uma área que é delimitada pelas latitudes $13,5^{\circ}\text{S}$ a $25,5^{\circ}\text{S}$ e pelas longitudes $38,5^{\circ}\text{O}$ a $53,5^{\circ}\text{O}$, a qual engloba toda a região Sudeste do Brasil e parte de estados limítrofes. As estações meteorológicas usadas são pertencentes as seguintes instituições: *Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)* (94 estações) (somente as convencionais), *Agência Nacional de Águas (ANA)* (1006 estações), *Departamento de Águas e Energia Elétrica de São Paulo (DAEE)* (1031 estações), *Companhia de Energia Elétrica de Minas Gerais (CEMIG)* (5 estações), *Furnas* (59 estações) e *Águas Paraná* (288 estações). A interpolação de dados foi feita somente sobre a parte continental inserida dentro da área descrita anteriormente, em um total de 604 pontos de grade, com o restante dos pontos que estão sobre o oceano não apresentando dados. Cada ponto de grade contém 3158 dados de precipitação diária, o que corresponde ao número de dias ao longo do período de estudo. As delimitações da área onde foram realizadas as interpolações, assim como a distribuição geográfica das estações utilizadas junto com a representação da malha de grade utilizada podem ser verificadas na figura 3.1.

Figura 3.1 – Distribuição das estações meteorológicas utilizadas com suas respectivas operadoras em cores descritas na legenda, representação da malha de grade utilizada e delimitações da área de interpolação de dados de precipitação diária.



Antes da realização das interpolações, um pequeno processo de controle de qualidade foi aplicado aos dados brutos de precipitação provindos das estações meteorológicas, no qual foram eliminados dados espúrios de precipitação diária, com valores superiores aos 450 mm (LIEBMANN; ALLURED, 2005; XAVIER; KING; SCANLON, 2015). Este processo somente eliminou outliers mais óbvios devido ao objetivo do trabalho ser a detecção de eventos com ausência de precipitação (eventos secos), de forma que possíveis outliers na série de precipitação diária acabam por não influenciar muito nesse procedimento, e também devido aos dados de precipitação diária de diferentes estações vizinhas serem pouco correlacionados entre si, o que dificulta a detecção de outliers por métodos estatísticos que se utilizam de comparações de dados entre estações vizinhas.

Para o processo de interpolação foi adotado um roteiro similar ao descrito no trabalho de Xavier, King e Scanlon (2015), no qual os autores realizaram interpolações em pontos de grade com resolução de $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ sobre todo o território do Brasil, para séries diárias de diversas variáveis meteorológicas, entre elas precipitação. No trabalho em questão foi avaliado que o método da Ponderação do Inverso da Distância (PID) era o mais adequado para a interpolação de dados de precipitação diária sobre o território brasileiro e, dessa forma, esse método foi também utilizado aqui neste trabalho para a efetuação das interpolações. O método PID é aplicado do seguinte modo:

- Primeiramente, os polígonos que envolvem cada um dos pontos de grade, dos quais se desejam obter estimativas para uma variável meteorológica qualquer, são subdivididos em outros 25 polígonos iguais (no caso deste trabalho, 25 polígonos de

0,1 °x0,1 °).

- Para cada um destes polígonos são selecionadas somente as estações vizinhas ao seu centro, que possuam dados no dia em questão em que se pretende realizar as interpolações.
- Seguindo-se o requisito anterior, são selecionadas as 5 estações vizinhas mais próximas ao centro de cada polígono, desde que todas elas estejam inseridas dentro das delimitações do polígono em questão. Caso não haja 5 estações disponíveis dentro do polígono, são selecionadas todas as estações interiores que estiverem disponíveis, ou se em último caso não houver estações em seu interior, é então selecionada a estação exterior mais próxima somente.
- Com os dados das estações vizinhas selecionadas é realizada a seguinte estimativa conforme descrito por Ly, Charles e Degre (2011):

$$P_p = \sum_{i=1}^{ne} \lambda_i P_{ei} \quad (3.1)$$

Sendo P_p a precipitação estimada no polígono, λ_i o peso ponderativo dado à i -ésima estação vizinha ao centro do polígono em questão, e P_{ei} a precipitação ocorrida na i -ésima estação vizinha. O peso ponderativo λ_i dado a cada estação vizinha é definido da seguinte forma:

$$\lambda_i = \frac{\frac{1}{D_i^d}}{\sum_{i=1}^{ne} \frac{1}{D_i^d}} \quad (3.2)$$

Onde D_i é a distância entre o centro do polígono e a i -ésima estação vizinha, e d é o parâmetro de potência que neste trabalho é colocado igual a 2 conforme proposto por Ly, Charles e Degre (2011), o que afere um peso significativamente maior para as estações mais próximas ao centro do polígono.

- A estimativa final para cada um dos pontos de grade acaba sendo simplesmente a média aritmética entre as estimativas obtidas nos 25 polígonos internos ao polígono que abrange o ponto de grade.

Por simplificação, de aqui por diante neste trabalho, este conjunto de dados é denominado de Dados de precipitação em ponto de grade (DPPG). Estes dados foram utilizados na determinação de eventos secos e na computação de campos médios de precipitação.

3.1.2 Reanálises ERA-Interim

Foram utilizados dados de reanálise do ERA-Interim (DEE et al., 2011; BERRIS-FORD et al., 2011) pertencentes ao *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), para descrever as características dinâmicas e termodinâmicas associadas aos eventos de seca. A resolução dos dados são de $0,75^{\circ} \times 0,75^{\circ}$, e as variáveis meteorológicas utilizadas foram altura geopotencial em 500 mb, pressão ao nível médio do mar (PNMM), vento em 200 mb e 850mb, umidade específica em 850 mb, temperatura de superfície do mar (TSM) e radiação de onda longa emitida (ROLE).

3.2 METODOLOGIA

3.2.1 Determinação de regiões homogêneas de precipitação

Pelo fato de os regimes de precipitação serem espacialmente variáveis ao longo do território da região Sudeste do Brasil durante todas as estações do ano, inclusive no verão, estação a qual é o escopo deste trabalho, foi conveniente a utilização de um método que agrupasse áreas com características homogêneas no regime de precipitação diária dentro da nossa região de estudo, utilizando-se como ferramenta para esta tarefa a análise de cluster.

3.2.1.1 Análise de cluster

Conforme Wilks (2006), o objetivo de uma análise de cluster é partindo-se de um conjunto de dados, criar grupos onde os dados membros sejam similares entre si. Usualmente quando se aplica a análise de cluster sobre um conjunto de dados, este é composto por um número n de vetores de dados que possuem K dimensões. Por exemplo o caso deste trabalho, os vetores são os 604 pontos de grade ($n = 604$) presentes na região de estudo delimitada na figura 3.1, com cada um destes possuindo 3158 dados de precipitação diária ($K = 3158$), sendo este último número o total de dias ocorridos entre DJF 1980/81 a DJF 2014/15.

Os agrupamentos são realizados com base no conceito de distância entre os clusters (grupos). Em um momento inicial, cada vetor é considerado como sendo um cluster, ou seja, temos n clusters com K dimensões cada. O passo seguinte é juntar os dois vetores mais próximos entre si (com as menores distâncias vetoriais) para formar um novo cluster, e dessa forma, o número de clusters passa a ser $n - 1$. Esse processo de fusões

de clusters (clusterização) é repetido continuamente até o momento em que possuímos todos os vetores reunidos em um só cluster. O objetivo é que cada novo cluster formado deva ser composto pelos vetores mais similares entre si. Há várias formas de se calcular a distância entre os vetores que podem ser utilizadas, as quais devem ser escolhidas de acordo com as características do conjunto de dados utilizado. A distância entre vetores mais utilizada é a distância Euclidiana, porém, existem outras distâncias que podem ser aplicadas, como a distância Euclidiana ponderada, a distância de Karl Pearson, a distância de Mahalanobis, entre outras (WILKS, 2006).

Existem dois tipos de métodos para a realização da análise de cluster, os hierárquicos e os não-hierárquicos. Os métodos hierárquicos baseiam-se em construir clusters de forma hierárquica, com cada novo cluster sendo formado pela fusão de dois clusters anteriores e não permitindo a realocação de vetores em outros clusters. Já os métodos não hierárquicos diferenciam-se pela possibilidade de realocação de vetores em outros clusters (WILKS, 2006). Neste trabalho foi utilizado um método hierárquico.

Alguns dos métodos hierárquicos existentes são baseados na matriz de distâncias, como o Single-linkage, o Complete-linkage, o Average-linkage e a Clusterização do Centróide (WILKS, 2006). Outro método hierárquico bastante utilizado, porém que não é baseado na matriz das distâncias, é o Método da Variância Mínima de Ward (WARD, 1963), que é o método utilizado para análise de cluster neste trabalho. Nesse método, a fusão entre os clusters é realizada de forma que a soma do quadrado da distância entre os vetores e os centróides de todos os clusters (W) seja minimizada. W é descrito matematicamente da seguinte maneira:

$$W = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{n_g} \|\mathbf{x}_i - \bar{\mathbf{x}}_g\|^2 = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{n_g} \sum_{k=1}^K (x_{i,k} - \bar{x}_{g,k})^2 \quad (3.3)$$

Onde \mathbf{x}_i é cada um dos i vetores presentes dentro de um cluster G_g , $\bar{\mathbf{x}}_g$ é o vetor médio (centróide) de um determinado cluster G_g , e os subíndices k , i e g são relativos às dimensões, aos vetores membros de um determinado cluster e aos próprios clusters respectivamente. Repare que W nada mais é que a soma da variância interna de todos os clusters.

Nesse método, em um primeiro momento, quando temos n clusters com um membro cada, temos a soma do quadrado da distância entre os vetores e os centróides de todos os clusters igual a zero ($W = 0$), com a primeira clusterização sendo executada a partir de uma triagem de qual clusterização produz o menor W possível, com essa triagem sendo reproduzida a cada passo do processo de clusterizações até o momento que tenhamos um único cluster, onde W será igual a soma do quadrado da distância entre todos os n vetores e o centróide do cluster que sobrou (WILKS, 2006). Através de outra perspectiva, este valor representa a variância interna do cluster que sobrou.

A questão é que não queremos todos os vetores em um só cluster, e sim encontrar

um número ideal de clusters em que as diferenças entre os membros de um determinado cluster seja minimizada e as diferenças entre membros de clusters diferentes seja maximizada, ou através de outro ponto de vista, deseja-se a criação de grupos com dados homogêneos. Uma forma subjetiva bastante empregada para se encontrar o estágio em que se deve interromper o processo de clusterizações é através da análise do gráfico da distância entre clusters em função do estágio em que se encontra o processo de clusterizações no caso dos métodos baseados na matriz de distâncias, ou analogamente para o método de Ward, W em função do número de clusterizações realizadas. Nas primeiras fusões de clusters, as distâncias costumam ser pequenas, sendo que este mesmo padrão costuma se manter até próximo aos últimos estágios de clusterizações, quando os clusters começam a se tornar mais distantes um dos outros, exatamente pelo fato das diferenças entre eles serem mais acentuadas (WILKS, 2006). Visto no gráfico da distância entre clusters em função do estágio do processo de clusterizações, essa transição é identificada por um salto significativo na tendência de crescimento das distâncias de um estágio para outro. Avaliando-se por este método subjetivo, o momento de se interromper o processo é exatamente o instante que ocorre esse salto, pois é o momento em que as distâncias entre os clusters se tornam significativamente maiores.

Na figura 3.2 é mostrado o gráfico de W em função do número de clusters para os dados deste trabalho. Observe que a figura indica somente os últimos 50 passos (de um total de 604), que seria a progressão do processo de clusterizações entre o momento em que há 50 clusters (à extrema direita do gráfico) até restar somente um cluster (à extrema esquerda do gráfico). Observe também o contínuo aumento de W partindo-se da direita para esquerda e o momento que ocorre um salto na tendência da curva de crescimento do gráfico entre os pontos 4 e 3, o qual está indicado por uma flecha. A partir dessa análise é escolhido o número de 3 clusters como o ideal. Quando dispomos geograficamente estes 3 agrupamentos de pontos de grade, identificam-se 3 regiões com dados de precipitação diária homogênea, conforme pode ser visualizado na figura 3.3. As regiões foram denominadas, partindo-se de sul para norte, de R1, R2 e R3 respectivamente.

Uma análise de cluster hierárquica pode ser representada graficamente através de um dendograma. Na figura 3.4 temos a análise de cluster realizada com os dados deste trabalho. Logo na base do dendograma temos várias ramificações que vão se juntando progressivamente até o topo, assemelhando-se à uma árvore de ponta-cabeça, o que representa os vários estágios de clusterizações. No caso temos 604 ramos na base que representam todos os pontos de grade utilizados que vão se reunindo em clusters até formarem um só no final. Os 3 clusters que foram identificados pela análise estão envolvidos pelos contornos em vermelho.

Figura 3.2 – Soma do quadrado da distância entre os vetores e os centróides de todos os clusters (W) em função do número de clusters.

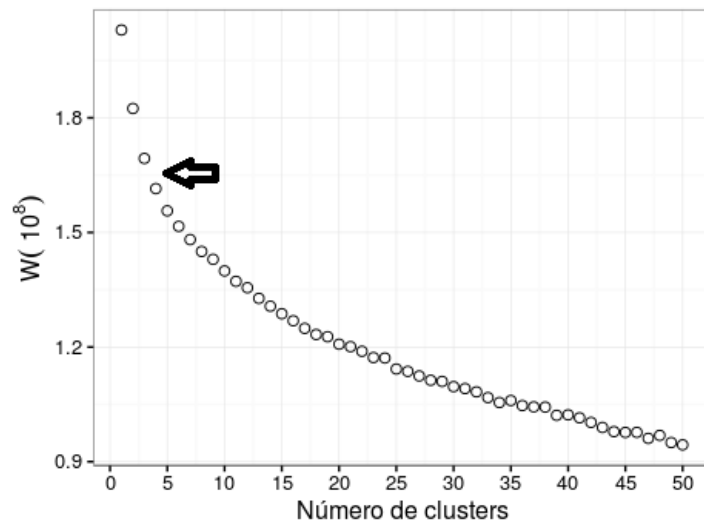
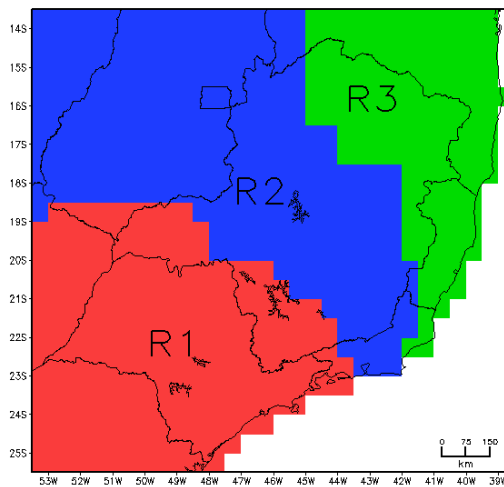


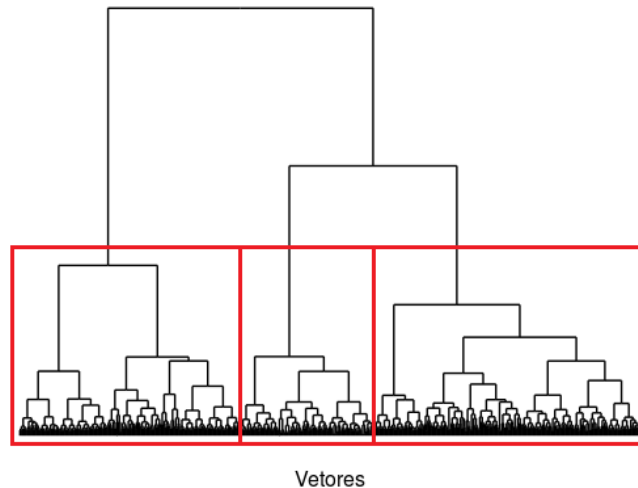
Figura 3.3 – Regiões com precipitação homogênea determinadas a partir da análise de cluster. Partindo-se de sul para norte, temos R1, R2 e R3 respectivamente.



3.2.2 Determinação de eventos secos

Heim (2002) indica que não existe um índice universal para a determinação de secas devido às várias definições possíveis para esse fenômeno. Aqui neste trabalho, buscamos por eventos de seca sobre uma região ampla e para uma série de dados diários, onde não ocorressem nenhum episódio significativo de chuva nem espacial e nem temporalmente. Para tal tarefa foi adotada a utilização de dois métodos em conjunto, o Método dos dias consecutivos secos (MDCS) e o Método do limiar variável (MLV) que se mostraram condizentes com este propósito. Esta combinação entre dois métodos foi proposta por Huijgevoort et al. (2012) para a detecção de eventos de seca hidrológica de maneira

Figura 3.4 – Dendograma da análise de cluster realizada com os dados de precipitação diária deste trabalho. Os vetores são relativos aos 604 pontos de grade ($n = 604$) presentes na região de estudo que ao passarem pela análise de cluster são reunidos em 3 clusters, representados pelos retângulos vermelhos identificados na figura.



consistente e para regiões com diferentes regimes climáticos de “runoff”. Pampuch (2014) adaptou os dois métodos para secas meteorológicas, com esse modelo servindo como base para o roteiro adotado aqui neste trabalho, porém alguns ajustes foram feitos de acordo com o nosso objetivo.

Adicionalmente, desejando-se a determinação de possíveis diferenças nas características dinâmicas e termodinâmicas presentes nos eventos de seca detectados pelos métodos em diferentes escalas temporais, foram utilizados dois limiares temporais para seca: eventos de seca persistindo por um período mínimo de 5 dias consecutivos e máximo de 9 dias consecutivos foram denominados “eventos secos sinóticos”, enquanto eventos com duração igual ou superior à 10 dias foram denominados “eventos secos intrasazonais”. Os métodos para determinação de eventos secos foram aplicados para cada uma das regiões de precipitação homogênea determinadas pela análise de cluster (R1, R2 e R3) em separado.

3.2.2.1 Método dos dias consecutivos secos (MDCS)

O MDCS baseia-se simplesmente em uma contagem acumulativa dos dias de seca seguindo-se alguns parâmetros. Aqui neste trabalho, o MDCS seguiu os seguintes passos:

- Identificaram-se para cada ponto de grade os dias em que a precipitação foi inferior a 1 mm. Este limiar em teoria deveria ser igual a 0 mm, porém adotou-se o limiar utilizado devido à natureza interpolada dos dados do DPPG.

- Se a precipitação registrada em 75% dos pontos de grade de uma determinada região apresentarem precipitação abaixo de 1 mm em um determinado dia, esse dia é considerado como "dia seco".
- Os "dias secos" consecutivos vão sendo contabilizados até o momento em que haja um dia em que os requisitos do item dois não sejam mais cumpridos, ou seja, a precipitação acima de 1 mm ocorra em mais de 25% dos pontos de grade, salvo a condição do item 4.
- É permitido que até um dia, dentro de uma sequência de dias consecutivos secos, apresente menos de 75% dos pontos de grade com valores inferiores a 1 mm, porém necessita-se que ao menos 50% dos pontos de grade atendam esta exigência.

Alguns outros exemplos da aplicação deste método podem ser encontrados em Vincent e Mekis (2006), Santos e Brito (2007) e Santos et al. (2009).

3.2.2.2 Método do limiar variável (MLV)

O MLV indica se a precipitação registrada em um determinado dia caracteriza um valor extremo seco. Para isso, utiliza-se um limiar, o qual, em casos de determinação de eventos secos, costuma ser o vigésimo (20°) percentil para uma série de precipitação e pode ser utilizado tanto como um limiar fixo ou variável no tempo (sazonal, mensal ou diariamente) (HUIJGEVOORT et al., 2012). Para um limiar diariamente variável, a determinação do 20° percentil utiliza séries de precipitação que contém somente os dados de um mesmo dia para todos os anos. Por exemplo, para o dia 21 de janeiro teremos uma série de 35 dados, ou seja, 35 dias 21 de janeiro ao longo da série de 35 anos de dados. Neste trabalho foi escolhido um limiar variável a cada 10 dias, isto é, considerando-se que o trimestre DJF é composto por 90 dias (desconsiderando-se os anos bissextos), o que representa um total de 3150 dias ao longo dos 35 anos, foram criadas a partir deste conjunto 9 séries de 350 dias cada, sendo a primeira série compreendendo os dias 1° a 10 de dezembro, a segunda 11 a 20 de dezembro, e as outras por conseguinte. Por questão de praticidade os 9 dados de precipitação diária, correspondentes aos dias 29 de fevereiro presentes ao longo do período de estudo, foram incluídos na última das 9 séries descritas acima, com esta última série possuindo 358 dados. Dentro de cada uma das séries foram determinados os 20° percentis como sendo os "limiares de seca", aqui denominados como P(20). Um "dia seco" é identificado no momento em que a precipitação diária de um determinado dia cai abaixo deste limiar

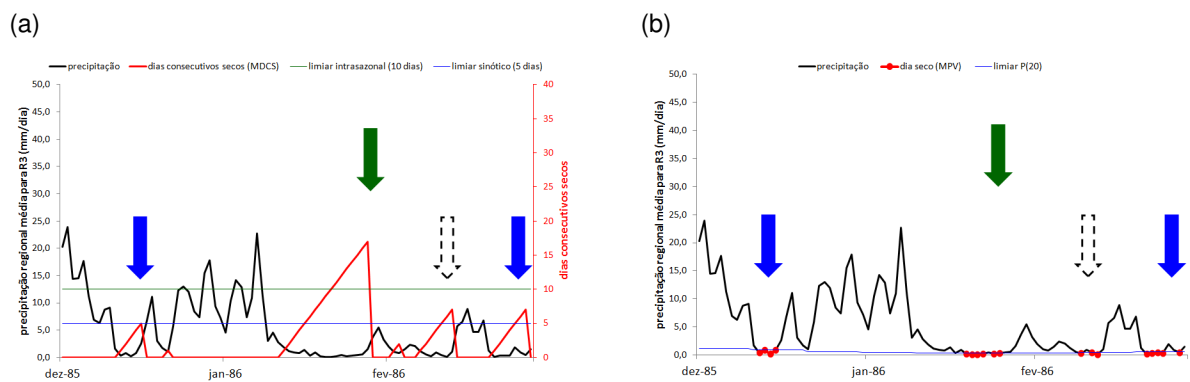
3.2.2.3 Combinação entre os métodos MDCS e MLV

De acordo com Huijgevoort et al. (2012), as vantagens da utilização destes dois métodos em comparação à outros muito utilizados na detecção de secas, como o SPI (Standard Precipitation Index) e o PDSI (Palmer Drought Standard Index), são a ausência da necessidade do conhecimento de distribuições de probabilidade e a criação de aspectos importantes de um evento de seca, como frequência, duração e severidade.

Na combinação do MDCS e do MLV, um “evento seco” é detectado no momento em que os requisitos do MDCS são cumpridos pelo período do limiar de seca sinótica (5 dias) ou de seca intrasazonal (10 dias) e que, ao mesmo tempo, sejam confirmados ao menos três “dias secos” consecutivos pelo MLV ao longo do mesmo período determinado pelo MDCS.

Nas figuras 3.5a e 3.5b, verifica-se uma demonstração de como a combinação dos métodos MDCS e MLV detectou eventos secos. Na figura 3.5a é mostrada a identificação de eventos secos pelo MDCS isoladamente e na figura 3.5b pelo MLV, ambos para a região R3 e para o trimestre DJF 1985/86. Em ambos os gráficos a precipitação média da região R3 (média de todos os pontos de grade da região) para DJF 1985/86 é representada pela linha escura. Na figura 3.5a de maneira sobreposta é colocado o gráfico acumulativo dos dias consecutivos secos identificados pelo MDCS (linha vermelha). Um evento seco é determinado no momento em que o MDCS (figura 3.5a) atinge um dos dois limiares de seca, sinótico (linha azul) ou intrasazonal (linha verde), e ao mesmo tempo no MLV (figura 3.5b) há o registro de pelo menos três “dias secos” consecutivos ao longo deste mesmo período. Durante o período demonstrado nas figuras, para R3, foram detectados um total de dois eventos secos sinóticos (com duração entre 5 a 9 dias) e um evento seco intrasazonal (com duração igual ou superior a 10 dias) conforme é indicado pelas setas azuis (eventos secos sinóticos) e verde (evento seco intrasazonal). O primeiro evento seco deste período, mostrado pela primeira seta azul à esquerda nas figuras 3.5a e 3.5b, foi identificado pelo MDCS (figura 3.5a) com início no dia 12 de dezembro de 1985 e término no dia 16 de dezembro do mesmo ano, totalizando 5 dias consecutivos. Este evento seco sinótico foi confirmado pelo MLV (figura 3.5b) para este mesmo período, com a identificação de 4 “dias secos” consecutivos entre os dias 12 e 15 de dezembro. Outros dois eventos secos foram identificados ao longo do trimestre DJF 1985/86 para R3, sendo eles um evento seco intrasazonal entre os dias 12 e 28 de janeiro de 1986 (indicado pela seta verde nas figuras 3.5a e 3.5b) e um evento seco sinótico entre os dias 21 e 27 de fevereiro de 1986. Observe ainda na figura 3.5a a existência de um outro evento (indicado pela seta pontilhada) no início do mês de fevereiro que ultrapassa o limiar sinótico de dias consecutivos secos pelo MDCS, porém este evento acaba não sendo identificado como um evento seco devido a não confirmação de pelo menos três dias consecutivos secos pelo MLV conforme pode ser observado na figura 3.5b.

Figura 3.5 – Gráficos com a) o Método dos Dias Consecutivos Secos (MDCS) e com b) o Método do Limiar Variável (MLV) durante o período de DJF1985/86 para a região R3. Em ambos os gráficos, a precipitação diária média para a região é representada pela linha escura. Na figura a) o acumulado de dias consecutivos secos determinado pelo MDCS é representado pela linha vermelha e os limiares de eventos secos sinótico e intrasazonal são indicados em azul e em verde respectivamente. Na figura b) os “dias secos” que ficaram abaixo do limiar P(20), determinado pelo MLV, são indicados pelos círculos vermelhos. As setas presentes nos dois gráficos indicam os eventos secos sinóticos (setas azuis), intrasazonais (seta verde) identificados pela junção dos dois métodos, enquanto a seta pontilhada indica um evento que atendeu os requisitos do MDCS, porém não foi confirmado três dias secos consecutivos pelo MLV.



3.2.3 Campos médios

Para a caracterização dinâmica e termodinâmica dos eventos secos foram calculados os campos médios e suas anomalias com relação a média climatológica das variáveis meteorológicas descritas na seção 3.1, durante os eventos secos determinados pelo MDCS e o MLV. Incluí-se aqui, às variáveis descritas na seção 3.1, o campo de divergência em 850 mb e 200 mb, que é calculado a partir do campo de vento nestes mesmos níveis. Os campos médios das variáveis do conjunto de dados das reanálises do ERA-Interim e suas respectivas anomalias foram calculados sobre uma área compreendendo a América do Sul e seus arredores (longitudes entre 100°O a 0° e latitudes entre 60°S a 15°N), com o intuito de focar em possíveis características locais que possam ter contribuído para os eventos secos. Os campos médios de precipitação (DPPG) foram calculados para a área que foi delimitada para os dados interpolados (vide figura 3.1).

Aqui neste trabalho, o campo médio \bar{V}_i trata-se da média temporal de uma variável $v_{t,i}$, a qual possui uma série temporal de t dias, cobrindo uma área com i pontos de grade, para um evento seco de n dias:

$$\bar{V}_i = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n v_{t,i} \quad (3.4)$$

Pelo fato de estarmos lidando com dados diários, e as variáveis espacialmente apre-

sentarem variação intrasazonal, para a efetuação do cálculo dos campos de anomalias destas variáveis foi necessário calcular a média climatológica de cada dia juliano para a variável em questão. Considerando-se $j_{t,i}$ como sendo esta média para um dia juliano específico t e um ponto de grade i ao longo do período de 35 anos de dados (DJF 1980/81 e DJF 2014/15). À este valor médio diário foi empregado o seguinte filtro de suavização:

$$J_{t,i} = 0.25j_{t-1,i} + 0.5j_{t,i} + 0.25j_{t+1,i} \quad (3.5)$$

Onde $J_{t,i}$ é o valor medio climatológico suavizado de uma variável para um dia específico t e um ponto de grade i . Da mesma forma que foi calculado \bar{V}_i para um determinado evento seco, para possibilitar o cálculo da anomalia \bar{A}_i para este mesmo evento seco, foi necessário calcular uma média \bar{J}_i dos valores medios climatológicos suavizados para o evento seco correspondente:

$$\bar{J}_i = \frac{1}{n} \sum_{t=1}^n J_{t,i} \quad (3.6)$$

Sendo assim, o campo de anomalias \bar{A}_i da variável meteorológica em questão para um evento seco é:

$$\bar{A}_i = \bar{J}_i - \bar{V}_i \quad (3.7)$$

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 ESTATÍSTICAS DOS EVENTOS SECOS

Nas figuras 4.1 a), c) e e) são apresentadas as variações interanuais da anomalia de precipitação média no trimestre DJF para cada uma das três regiões de precipitação homogênea, R1, R2 e R3 respectivamente. Junto à estas figuras é mostrada precipitação média (P) do trimestre DJF de cada uma das três regiões, onde $P=657,2\text{mm}$ para R1, $P=711,1\text{ mm}$ para R2 e $P=390,2\text{ mm}$ para R3. Nas figuras 4.1 b), d) e f) são mostradas as variações interanuais do número de eventos secos sinóticos (barras azuis) e intrasazonais (barras verdes) identificados pelo MDCS e pelo MLV em conjunto, também para as mesmas regiões respectivamente. Os gráficos estão dispostos lado a lado de acordo com suas regiões para uma melhor comparação entre eles.

Conforme pode ser observado nos gráficos apresentados nas figuras 4.1 a), c) e e), os últimos verões vêm sendo marcados por déficits expressivos de precipitação nas três regiões de estudo. Particularmente em R1 e R2, os dois últimos verões (DJF 2013/14 e DJF 2014/15) estão entre os mais secos registrados ao longo da série temporal utilizada neste trabalho (DJF 1980/81 a DJF 2014/15), com déficits de precipitações trimestrais superiores aos 100 mm. Em R1, região em que o estado de São Paulo está inserido, o maior déficit de precipitação ao longo da série estudada se deu em DJF 2013/14 (figura 4.1a), resultado condizente com Coelho, Cardoso e Firpo (2016), onde foi avaliado anomalias de precipitação sobre a região metropolitana de São Paulo, e por Nobre et al. (2016), que analisaram as anomalias de precipitação especificamente sobre os reservatórios do sistema Cantareira. Ambos os locais estudados por estes autores estão embebidos em R1. A anomalia de -251 mm encontrada para DJF 2013/14 para R1 representou um déficit de 38,2% com relação a climatologia da região que é de 657,2 mm. Em R2 e R3 houve predominância de anomalias negativas de precipitação desde DJF 2009/10 (figuras 4.1c e 4.1e), o que foi um fator agravante às consequências causadas pelas secas sobre estas regiões, já que os déficits de precipitação foram observadas ao longo de anos consecutivos. Entretanto, tratando-se de valores extremos, houve trimestres em particular com valores mais notáveis dentro da série estudada para estas regiões, a exemplo de DJF 2000/01 para a região R2, que apresentou anomalias negativas de precipitação da ordem de 192,8 mm (déficit percentual de 27,1%) e de DJF 1994/95 para a região R3 o qual apresentou um déficit de 205,7 mm (déficit percentual de 52,7%).

Quanto a variabilidade interanual de eventos secos identificados, observou-se que em anos de déficits expressivos de precipitação em todas as três regiões homogêneas de precipitação, de forma geral, houve maiores quantidades de eventos secos sendo detecta-

dos, especialmente para eventos secos intrasazonais. Por exemplo, os dois únicos eventos secos intrasazonais identificados para R1 ocorreram em DJF 2011/12 e DJF 2013/14 (figura 4.1b), ambos os anos com anomalias negativas importantes (figura 4.1a). Na região R2, metade dos eventos secos intrasazonais (dois de um total de quatro detectados ao longo da série histórica, conforme pode ser visto na figura 4.1d) foram identificados nos dois últimos trimestres DJF da série, os quais foram marcadamente secos (figura 4.1c). Na região R3, os trimestres de DJF 1994/95 (2 eventos secos sinóticos e 2 eventos secos intrasazonais), DJF 2012/13 (3 eventos secos intrasazonais) e DJF 2014/15 (2 eventos secos intrasazonais) (figuras 4.1e e 4.1f), três dos trimestres mais secos ao longo da série de dados, também apresentaram quantidades significativas de eventos secos quando comparado a outros anos. As correlações existentes entre a variação interanual da anomalia de precipitação e a variação interanual do número de eventos secos sinóticos (r_{sp}) e entre a variação interanual da anomalia de precipitação e a variação interanual do número de eventos secos intrasazonais (r_{ip}) podem ser verificadas na tabela 4.1, nas quais os valores negativos de r_{sp} e r_{ip} indicam que, ao menos em parte, as anomalias negativas de precipitação trimestral são explicadas pelos eventos secos identificados pelo MDCS e o MLV, em particular para eventos secos intrasazonais, que apresentaram uma anticorrelação maior em R1 e R3.

Na figura 4.2 são mostrados os números totais de eventos secos (sinóticos e intrasazonais) encontrados por região de estudo (R1, R2 e R3) entre os trimestres de DJF 1980/81 a DJF 2014/15. Observa-se um número maior de eventos sendo registrados em R3, seguindo-se por R2 e por R1. O maior número de eventos secos ocorrendo em R3 pode ser explicado pelo fato de a região climatologicamente receber um menor acumulado pluviométrico e também apresentar um maior número de dias "secos" durante os trimestres DJF em comparações às regiões R1 e R2 (vide figura 4.3a), sendo esta última característica sensivelmente detectada pelo MDCS. Um ponto interessante a ser notado é a região R2, a qual recebe o maior valor pluviométrico médio para DJF (711,1 mm) dentre as três regiões, mostrando uma maior frequência de eventos secos em relação a R1, segunda região com maiores valores pluviométricos médios para DJF (657,2 mm).

Tabela 4.1 – Tabela com as correlações entre a variação interanual de eventos secos sinóticos e as anomalias de precipitação (r_{sp}), e entre a variação interanual de eventos secos intrasazonais e anomalias de precipitação (r_{ip}), para cada uma das regiões homogêneas de precipitação

	r_{sp}	r_{ip}
R1	-0,106	-0,496
R2	-0,368	-0,272
R3	-0,072	-0,641

Figura 4.1 – Variação interanual da anomalia de precipitação (gráficos à esquerda) e variação interanual do número de eventos secos (gráficos à direita) em cada um dos trimestres DJF entre DJF 1980/81 a DJF 2014/15 para as regiões R1 (a) e b)), R2 (c) e d)) e R3 (e) e f))

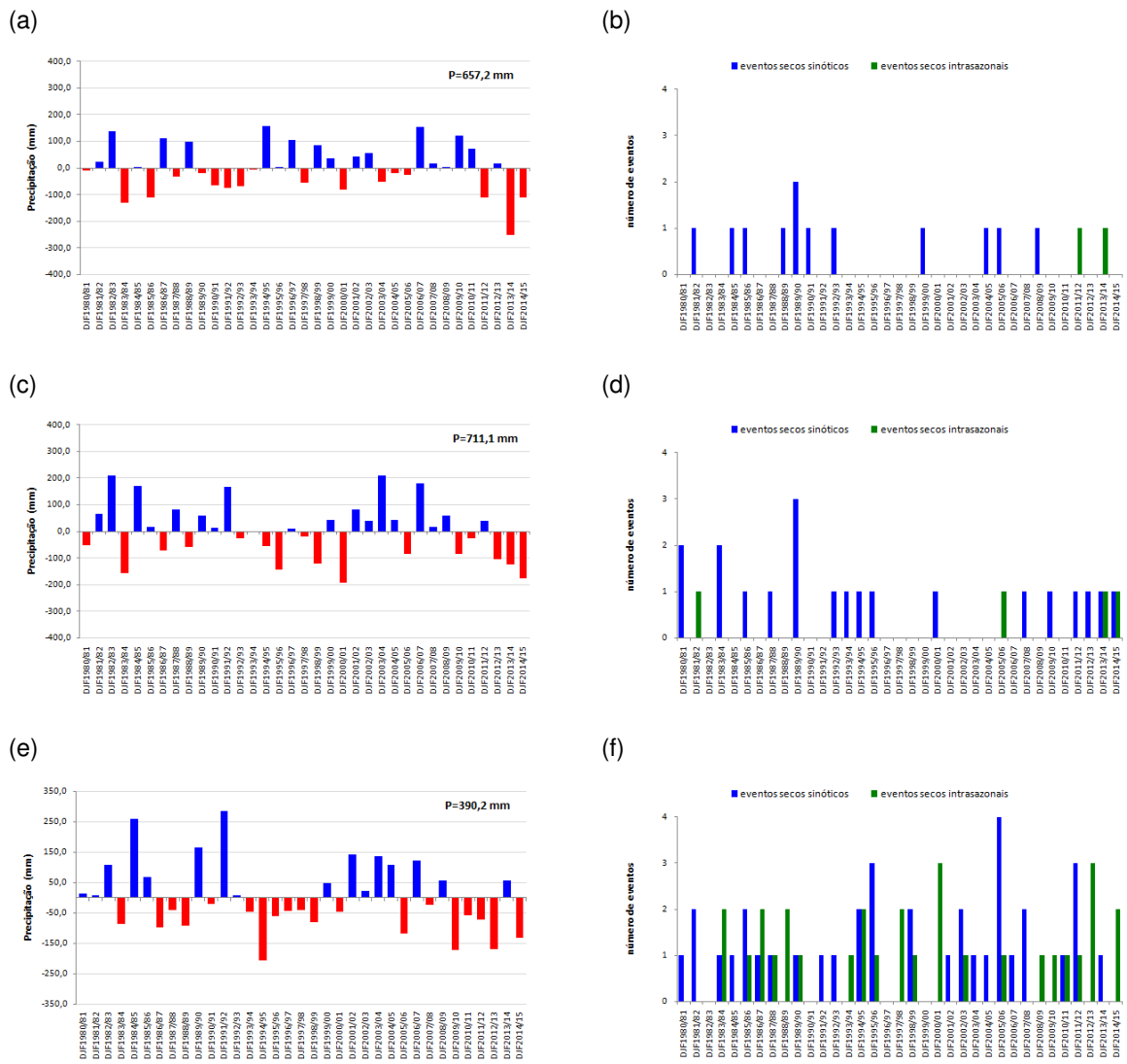
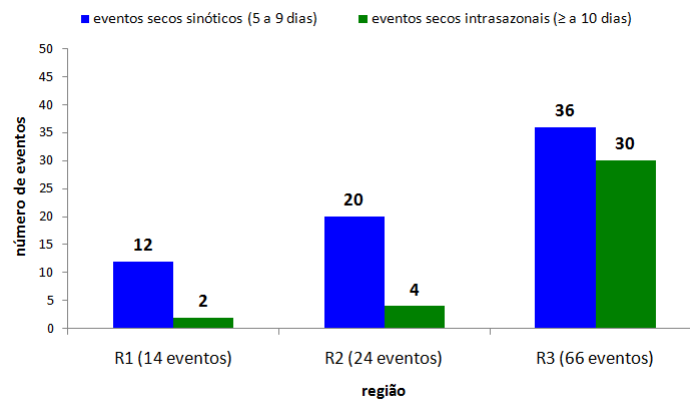


Figura 4.2 – Número de eventos secos sinóticos (5 a 9 dias) e eventos secos intrasazonais (> a 10 dias) totais registrados em cada uma das regiões (R1, R2 e R3) ao longo dos trimestres DJF 1980/81 a DJF 2014/15.



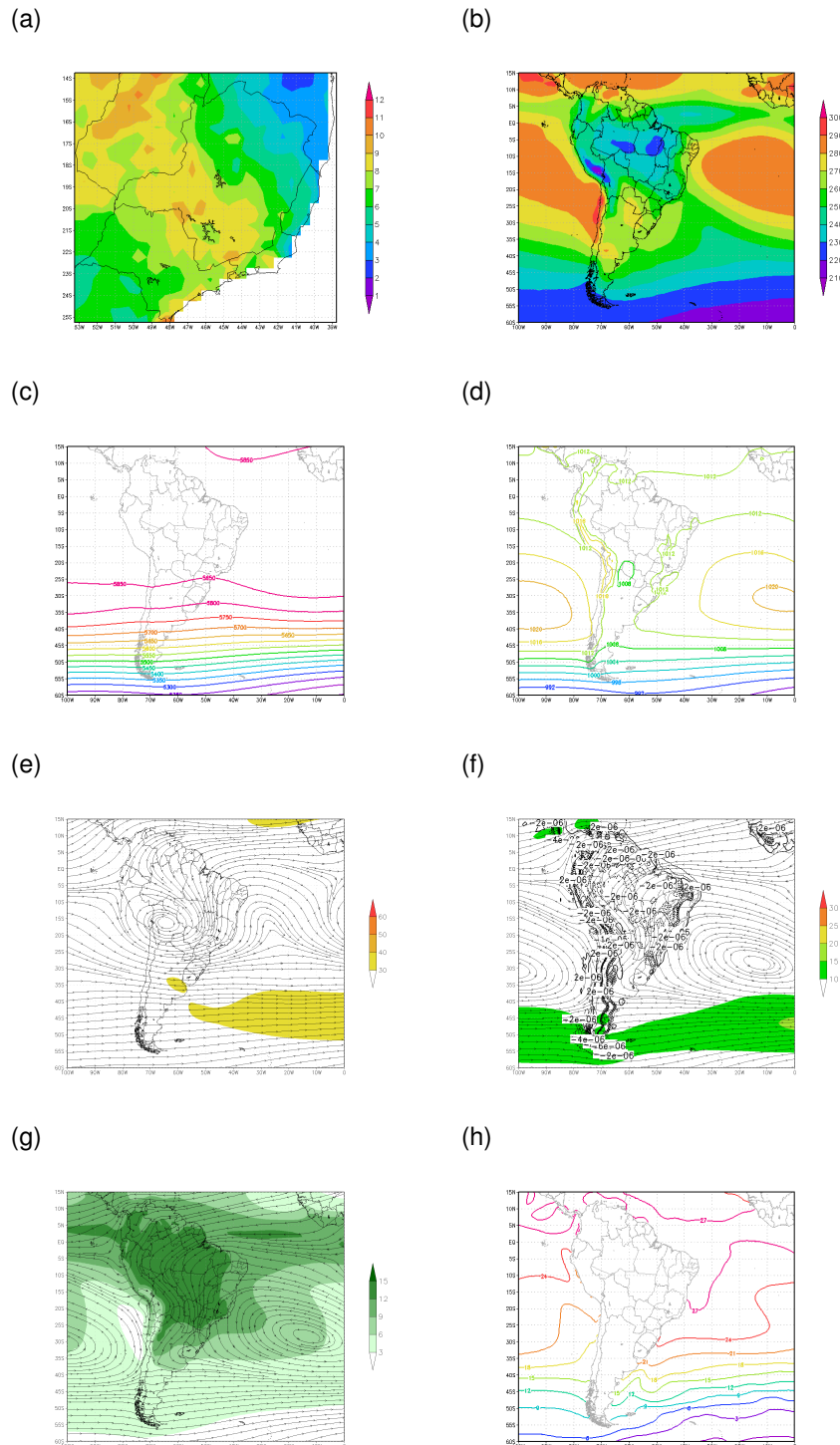
4.2 CAMPOS MÉDIOS

4.2.1 Climatologia das variáveis

A seguir são mostradas as climatologias espaciais para o período DJF 1980/81 a DJF 2014/15 (figuras 4.3a a 4.3h), das variáveis que foram utilizadas na computação dos campos médios dos eventos secos, sendo mostradas na seguinte ordem: as climatologias de precipitação, de radiação de onda longa emitida (ROLE), altura geopotencial em 500 mb, pressão ao nível médio do mar (PNMM), escoamento e divergência em 200 mb, escoamento e divergência em 850 mb, escoamento e umidade específica em 850 mb, e temperatura de superfície do mar (TSM).

Alguns dos sistemas meteorológicos descritos na seção 2.1, que atuam climatologicamente durante o verão austral sobre a América do Sul, podem ser visualizados em alguns dos campos. Por exemplo, o caráter chuvoso da região Sudeste do Brasil durante o trimestre DJF é tipicamente modulado pela ZCAS, o que verifica-se por um máximo relativo climatológico de precipitação "cortando" o Brasil entre a Amazônia e o Sudeste. Na figura 4.3a, esse "máximo relativo" no campo de precipitação, pode ser observado em uma faixa central entre os estados de Goiás e Rio de Janeiro. Já na figura 4.3b, onde é apresentada a climatologia da ROLE para o trimestre DJF, também é possível observar uma banda com um mínimo relativo de ROLE (associado a regiões de convecção e consequente ampla cobertura de nuvens) se estendendo desde a Amazônia, atravessando o Sudeste do Brasil e se prolongando aos subtropicais sobre o Oceano Atlântico, caracterizando a banda convectiva associada usualmente com a ZCAS. A modulação do cavado da ZCAS pode ser observada próxima a costa leste de todo o continente sul-americano (figura 4.3c). Na figura 4.3d é possível observar a ASAS sobre o Oceano Atlântico e uma baixa térmica na altura do Paraguai (baixa do Chaco, "BC" na figura 2.1). A circulação anticiclônica associada a ASAS presente sobre o Oceano Atlântico também pode ser verificada nas climatologias dos campos de escoamento e divergência, e escoamento e umidade específica em 850 mb, figuras 4.3f e 4.3g respectivamente. No campo de escoamento em 200 mb (figura 4.3e), pode ser verificada a AB (circulação anticiclônica centrada sobre a Bolívia), o CNE (atuando junto à costa da região Nordeste do Brasil), e também é possível ser verificado um máximo no valor do escoamento em latitudes médias, entre 30°S e 45°S sobre o Oceano Atlântico sudoeste, o qual está associado a atuação de uma corrente de Jato de Altos Níveis (JAN), tanto o JST quanto o JP.

Figura 4.3 – Climatologias das variáveis de a) precipitação (mm/dia), b) radiação de onda longa emitida (W/m^2), c) altura geopotencial em 500 mb (m), d) pressão ao nível médio do mar (hPa), e) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (sombreado) (m/s) e divergência (contornos) (s^{-1}) em 200 mb, f) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (sombreado) (m/s) e divergência (contornos) (s^{-1}) em 850 mb, g) escoamento (linhas de corrente) e umidade específica (sombreado) (g/kg) em 200 mb e h) temperatura da superfície do mar ($^{\circ}C$), para o trimestre DJF, com dados entre DJF 1980/81 a DJF 2014/15



4.2.2 Eventos secos

Com os dados do DPPG (precipitação) e de reanálise do ERA-Interim (restante das variáveis meteorológicas) foram efetuados os campos médios e anomalias, correspondentes aos eventos de seca identificados pelo MDCS e pelo MLV. As análises foram realizadas separadamente de acordo com a região homogênea de precipitação (R1, R2 e R3) e para cada um dos tipos de seca detectados (eventos secos sinóticos e intrasazonais).

É válido ressaltar que as figuras apresentam campos médios, os quais acabam por não representar fielmente todos os casos detectados de eventos secos, mas sim uma média destes mesmos. De forma geral, os campos médios reproduzem de uma maneira mais adequada os eventos secos intrasazonais, os quais se mostraram dinamicamente mais parecidos entre si.

4.2.2.1 R1

4.2.2.1.1 Eventos secos sinóticos

Os campos médios associados aos eventos secos sinóticos (5 a 9 dias) registrados sobre a região R1 são mostrados nas figuras 4.4 a 4.11. Foram um total de 12 eventos secos sinóticos ao longo dos 35 anos estudados para o trimestre DJF, onde as datas correspondentes aos eventos podem ser verificadas na tabela A.1a do apêndice A.1.

Nas figuras 4.4a e 4.4b são mostradas, respectivamente, a precipitação média e a anomalia de precipitação média registrada por dia durante estes eventos secos, onde verificam-se déficits de precipitação sobre quase toda a região Sudeste do Brasil, com excessão do extremo norte do estado de Minas Gerais onde há a presença de anomalias positivas de precipitação (figura 4.4b). Vale lembrar que os campos desta variável em específico foram efetuados utilizando-se os dados do DPPG, e por isso a delimitação dos campos corresponde a apenas a região Sudeste e estados limítrofes, enquanto que os campos das variáveis consequentes foram efetuados com os dados de reanálise do ERA-Interim, que estão disponíveis para todo o globo. Porém, neste trabalho foram delimitados somente para o continente sul-americano e adjacências.

A baixa precipitação observada sobre a maior parte do Sudeste nas figuras 4.4a e 4.4b, é refletida em altos valores de ROLE (figuras 4.5a e 4.5b) sobre a mesma região de baixa precipitação, consequência da pouca cobertura de nuvens associada aos períodos mais secos. São observados em média, valores de até $280W/m^2$ entre o sul de São Paulo e o norte do Paraná (sendo estas áreas englobadas em R1), conforme pode ser observado na figura 4.5a. Estes altos valores de ROLE representam anomalias positivas

superiores aos $20W/m^2$ sobre toda a porção sul da região Sudeste como pode ser visto na figura 4.5b. Observam-se de forma concomitante no campo de anomalias de ROLE (figura 4.4b), anomalias positivas de ROLE (associadas com déficits de precipitação) sobre o oeste da Amazônia e litoral norte do Nordeste brasileiro, e anomalias negativas de ROLE (associadas com superávits de precipitação) em uma faixa estendendo-se diagonalmente entre a Bahia e o Oceano Atlântico central e também outro núcleo sobre a Bacia do Prata, concordando com o dipolo de precipitação que é tipicamente observado entre a porção centro-leste do Brasil e a região da Bacia do Prata em diversas escalas temporais (NOGUÉS-PAEGLE; MO, 1997; BARROS et al., 2000; ROBERTSON; MECHOSO, 2000; FERRAZ, 2004; MUZA et al., 2009; GRIMM; ZILLI, 2009).

O campo de altura geopotencial em 500mb identificado durante eventos secos sinóticos em R1 pode ser visualizado na figura 4.6, na qual é possível verificar a presença de um cavado sobre o Oceano Atlântico próximo à costa do Sudeste brasileiro e uma crista sobre todo o sul do continente da América do Sul, padrão este parecido ao observado em episódios de ZCAS (KODAMA, 1992, 1993; QUADRO, 1994; CARVALHO; JONES; LIEB-MANN, 2004), porém com a crista e o cavado amplificados e com um leve deslocamento zonal em direção ao Oceano Atlântico central, o que condiz com a realocação da região de precipitação associada à ZCAS para norte. Esta região de precipitação pode ser verificada nos campos de ROLE (figura 4.5a) onde observa-se uma banda de valores relativamente baixos ($< 260W/m^2$) originando-se na região Amazônica, passando sobre o norte de Minas Gerais e o sul da Bahia, e estendendo-se sobre o Oceano Atlântico. Note também que a crista amplificada ao sul da América do Sul (figura 4.6), possivelmente atua como um bloqueio aos sistemas transientes presentes naquela região, contribuindo para o posicionamento do "cavado de ZCAS", que está presente ao leste da América do Sul, deslocado mais em direção à porção central do Oceano Atlântico do que o normal.

Na figura 4.7 são mostrados o campo médio de pressão ao nível médio do mar (PNMM) (em contornos) e anomalias (em sombreado). Observa-se uma ampla área com anomalia positiva de PNMM, coincidente à observada no campo de altura geopotencial em 500 mb, estendendo-se desde o extremo sul da América do Sul até as áreas costeiras da região Sudeste do Brasil. Olhando-se o campo médio (contornos), junto à estas anomalias positivas de PNMM (em sombreado), identifica-se uma proeminência (crista) da ASAS em direção a Argentina, que também pode ser um indicativo do bloqueio atmosférico atuando sobre aquela região, desviando os distúrbios transientes em direção ao Oceano Atlântico central. A anomalia de baixa pressão (figura 4.7) observada sobre o Oceano Atlântico central apresenta-se defasada com relação ao cavado em 500 mb (figura 4.6), o qual está mais à oeste, próximo a costa do Brasil, sugerindo um possível caráter baroclínico e frontal associado à esta onda, modulando a convergência de umidade sobre o Nordeste do Brasil e a diminuição da mesma na retaguarda (região Sudeste) desse sistema.

Na figura 4.8a são mostrados o vento (linhas de corrente), a magnitude (sombreado)

e a divergência (contornos) para o nível de 200 mb (altos níveis) para os eventos secos sinóticos em R1 e na figura 4.8b são mostradas as respectivas anomalias. As figuras 4.9a e 4.9b são análogas às figuras 4.8a e 4.8b só que para o nível de 850 mb (baixos níveis). A crista que é observada nos campos de altura geopotencial em 500 mb e de PNMM, atuando sobre toda a porção sul do continente sul-americano, também é observada através de circulações anticiclônicas nos campos de vento em 200 mb e 850 mb (figuras 4.8a e 4.9a respectivamente), com as anomalias anticiclônicas presentes neste setor do continente em ambos os níveis (figuras 4.8b e 4.9b respectivamente), estando aproximadamente sobrepostas, indicando um caráter barotrópico. A defasagem da anomalia ciclônica presente em altos níveis próxima à costa leste do Brasil (figura 4.8b), e a anomalia ciclônica em baixos níveis (figura 4.9b), localizada mais a leste em direção ao oceano Atlântico central, também pode ser verificada nestes dois campos, reforçando o indicativo de um possível de caráter baroclínico desta outra onda. Também é observado convergência em altos níveis (figura 4.8a) e divergência em baixos níveis (figura 4.9a) sobre onde está aproximadamente R1, o que é consistente com subsidência sobre a região e, dessa forma, contribuindo para o padrão de seca observado.

O padrão dinâmico descrito nas figuras anteriores, favorece à uma diminuição no aporte de umidade sobre R1, o que pode ser observado nas figuras 4.10a e 4.10b, as quais representam os campos médios do escoamento (linhas de corrente) e da umidade específica (sombreado) em 850 mb e suas respectivas anomalias. Na figura 4.10b é possível observar um déficit superior a dois gramas de vapor d'água por quilograma de ar (umidade específica) sobre todo o estado de São Paulo e grande parte do Paraná (correspondente a localização de R1). Tal anomalia é causada por ventos atípicos de leste (figura 4.10a) sobre R1, o que traz um ar com menos umidade provindo da região da alta subtropical do Atlântico Sul (ASAS), em comparação com o escoamento característico de DJF que é de norte e proporciona uma advecção mais úmida vinda do equador sobre o Sudeste do Brasil. No campo de anomalia do escoamento e de umidade específica (figura 4.10b), a componente anômala do vento acaba sendo de sudeste sobre a região.

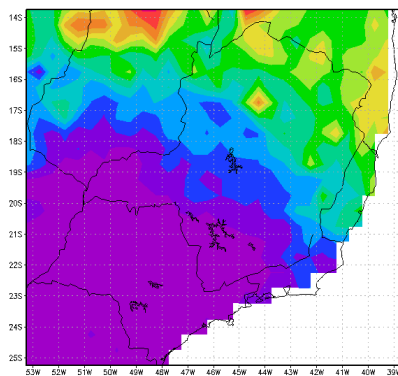
O padrão médio de temperatura de superfície do mar (TSM) (contorno) e de suas anomalias (sombreado), observado durante eventos secos sinóticos, pode ser visualizado na figura 4.11. As anomalias positivas observadas no oceano adjacente ao extremo sul do continente sul-americano, aparentam ser uma consequência da grande incidência de radiação sobre aquela região, decorrência da atuação da crista de bloqueio presente sobre aquela localidade. Ao mesmo tempo, verificam-se anomalias negativas de TSM próximas à costa do Sudeste brasileiro, sob uma área aparentemente apresentando uma menor cobertura de nuvens conforme pode se intuir através das anomalias positivas de ROLE observadas sobre esta mesma região (figura 4.5b). Este padrão possivelmente pode ter contribuído para o deslocamento da faixa de convecção da ZCAS em direção à águas mais quentes ao norte (CHAVES; NOBRE, 2004), conforme foi constatado nas anomalias

de ROLE (figura 4.5b), ou seja, neste caso a TSM poderia estar atuando mais como uma causa das regiões de convecção ou falta dela, e não como consequência de uma maior ou menor incidência de radiação solar.

Analisando-se os campos médios para os eventos secos sinóticos para R1, sugere-se que a atuação de uma ampla crista barotrópica, estendendo-se desde o extremo sul do continente sul-americano até as áreas litorâneas da região Sudeste do Brasil, está associada aos eventos secos sinóticos em R1. Já sistemas frontais baroclínicos atuando mais afastados da costa do Brasil, sobre o Oceano Atlântico central, modulam a convergência de umidade e convecção sobre o norte da região Sudeste e o sul da região Nordeste do Brasil. Tal configuração média é única para os eventos secos detectados neste trabalho, e conforme poderá ser verificado nos campos médios para as outras categorias de eventos secos (sinóticos e intrasazonais) ocorridos sobre as diferentes regiões (R1, R2 e R3), haverá uma predominância de anomalias anticiclônicas em diferentes níveis da atmosfera próximas à costa brasileira e a precipitação observada será baixa sobre toda a porção tropical leste do território brasileiro.

Figura 4.4 – Campos médios de a) precipitação diária (mm/dia) e b) anomalia de precipitação diária (mm/dia) durante os eventos secos sinóticos em R1.

(a)



(b)

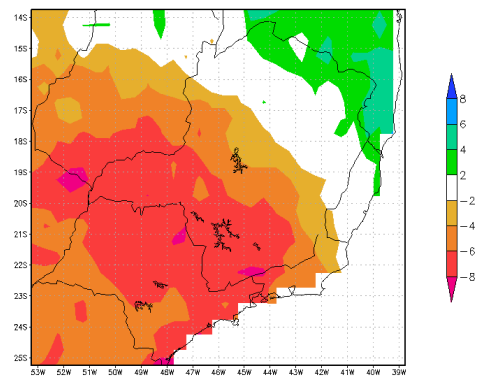


Figura 4.5 – Campos médios de a) radiação de onda longa emitida (ROLE) (W/m^2) e b) anomalia de ROLE (W/m^2) durante os eventos secos sinóticos em R1.

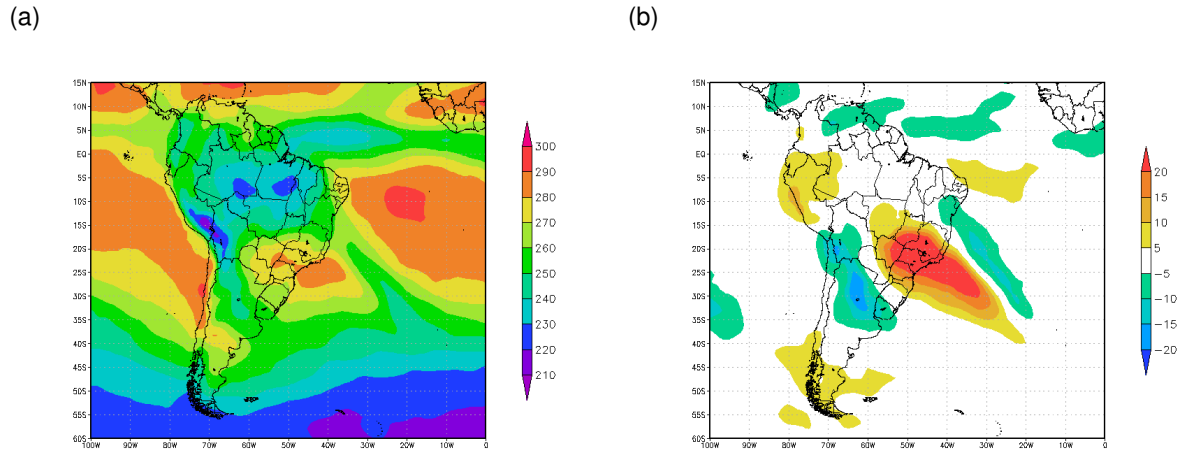


Figura 4.6 – Campo médio de altura geopotencial em 500 mb (m) (contornos) e anomalias (m) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R1.

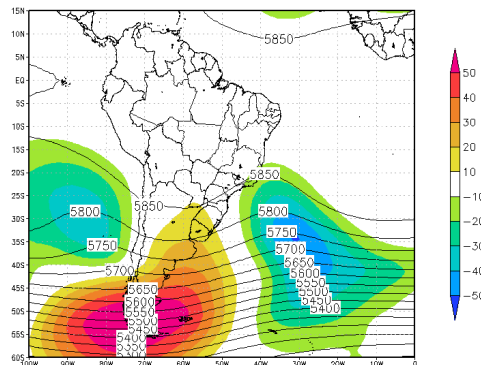


Figura 4.7 – Campo médio de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos) e anomalias (hPa) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R1.

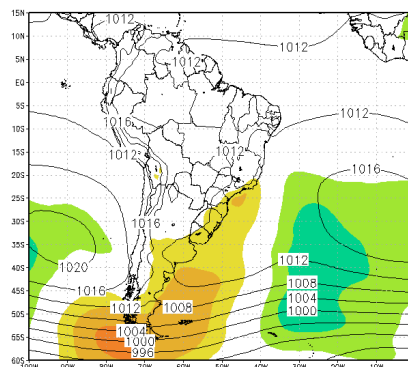
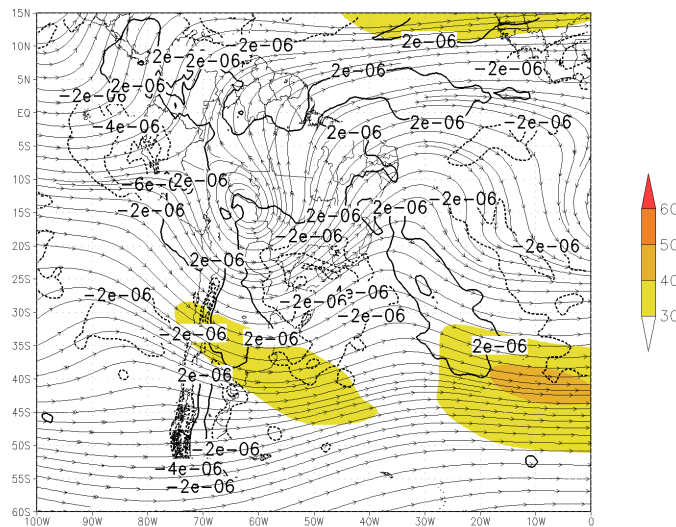


Figura 4.8 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 200 mb durante os eventos secos sinóticos em R1.

(a)



(b)

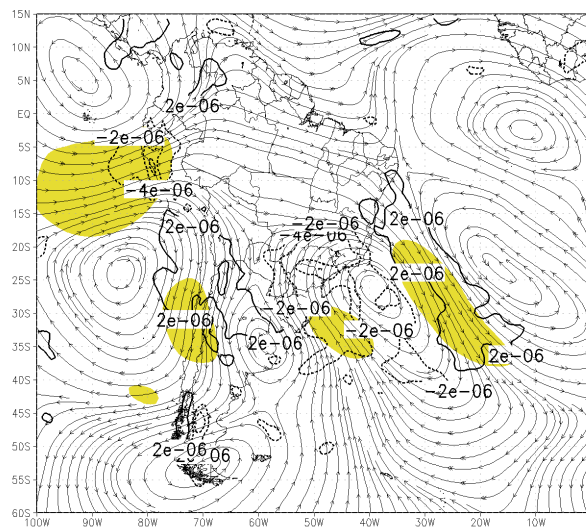
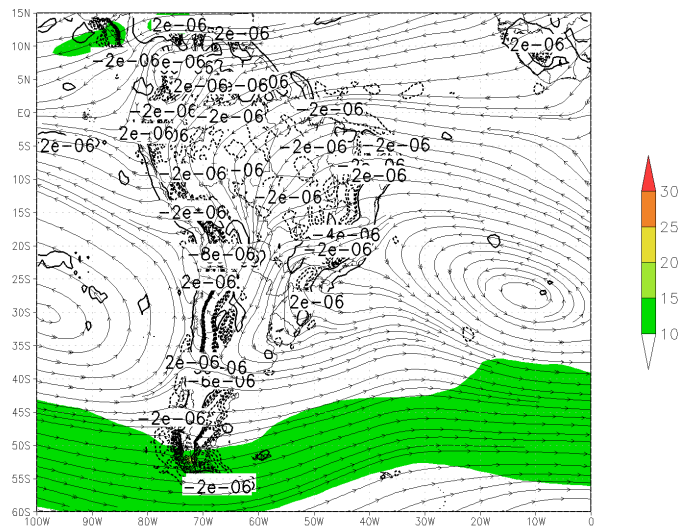


Figura 4.9 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos sinóticos em R1.

(a)



(b)

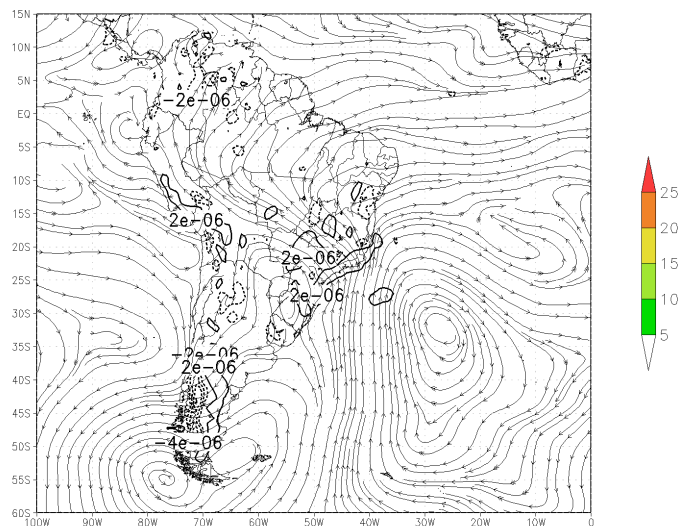
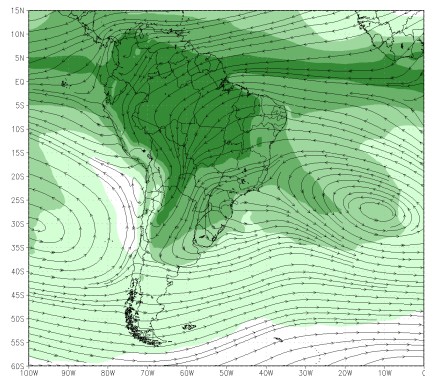


Figura 4.10 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente) e umidade específica (g/kg) (sombreado), e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos sinóticos em R1.

(a)



(b)

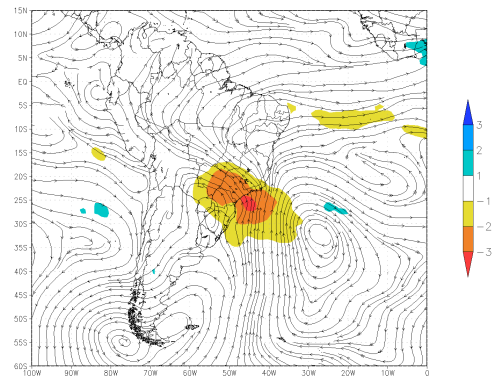
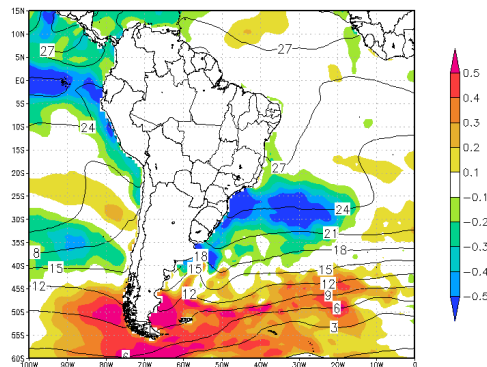


Figura 4.11 – Campo médio de temperatura de superfície do mar (TSM) (contornos) e anomalia da TSM ($^{\circ}\text{C}$) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R1.



4.2.2.1.2 Eventos secos intrasazonais

Os campos médios associados aos eventos secos intrasazonais (≥ 10 dias) para a região R1 são mostrados nas figuras 4.12 a 4.19. Para este tipo de evento seco foram detectados apenas dois casos ao longo de toda a série estudada, sugerindo que a precipitação sobre a região R1 possui modulação por variabilidades na escala sinótica com mais frequência que a intrasazonal. Os dois eventos secos apresentaram características dinâmicas bem similares entre si, o que resultou em campos médios que conseguiram realçar bem tais características associadas aos eventos. As datas dos eventos podem ser verificadas na tabela A.1b.

Nas figuras 4.12a e 4.12b são mostradas respectivamente a precipitação média diária e a anomalia de precipitação média para os eventos secos intrasazonais em R1. Assim como para os eventos secos sinóticos em R1, principalmente na porção mais ao sul do Sudeste do Brasil é que são observados os maiores déficits de precipitação, porém, diferentemente do que no caso dos eventos secos sinóticos, praticamente toda a região Sudeste apresentou anomalias negativas de precipitação. O resultado destas anomalias negativas de precipitação pode ser constatado também nas anomalias positivas de ROLE presentes sobre toda a região (figura 4.13b). Observa-se concomitantemente, a presença de anomalias negativas de ROLE sobre a região da foz do Prata (divisa entre o Uruguai e a Argentina) e também sobre a Amazônia, e anomalias positivas sobre a região central da Argentina, padrão que se assemelha ao encontrado por Barros et al. (2000) em um estudo sobre variabilidade interanual da precipitação sobre o sudeste da América do Sul. Observe que, assim como eventos secos sinóticos para R1, o dipolo de precipitação entre centro-leste do Brasil e algum local inserido na bacia do Prata também é verificado.

Nos campos de altura geopotencial em 500 mb (figura 4.14) e de PNMM (figura 4.15) é possível visualizar um padrão de anomalias que se assemelha a um trem de ondas, com anomalias positivas (associadas a amplificações de cristas) no oceano Pacífico sul (canto inferior esquerdo das figuras) e no Oceano Atlântico próximo à costa das regiões Sul e Sudeste do Brasil, enquanto se observam anomalias negativas (associadas a amplificações de cavados) ao extremo sul da América do Sul. Tal padrão é condizente com uma intensificação da ASAS em baixos níveis e deslocamento desta mesma em direção ao continente na altura da região Sudeste do Brasil, promovendo uma estabilização do ambiente sobre a mesma, e também representa um bloqueio para os sistemas transientes que não conseguem avançar para a região.

Em altos níveis, de acordo com o que pode ser verificado no campo médio do vento em 200 mb (figura 4.16a), a AB fica centrada entre o norte da Argentina e o sul da Bolívia, enquanto o VCAN do NE atua aproximadamente na porção norte da região Sudeste, ambos os sistemas significativamente deslocados a sul de suas posições climatológicas. Conforme Ferreira, Ramírez e Gan (2009), os locais mais propícios para movimentos ver-

tais ascendentes no sistema composto pelas circulações da AB-VCAN do NE, são as regiões onde são observadas as difluências mais significativas do escoamento, e é exatamente o que é observado na figura 4.16a, com as regiões de maior divergência (associada com o movimento vertical ascendente) sendo observadas em uma região de difluência do fluxo entre o Amazonas e o Pará, e outra, sobre a região da foz do Prata (divisa entre Uruguai e Argentina), sendo que nesta última região, a divergência em altos níveis é aumentada por se localizar na entrada equatorial de um Jato de Altos Níveis (JAN) intenso, que neste caso aparenta ser fruto de um acoplamento entre o Jato Subtropical (JST) e o Jato Polar (JP), devido a aparente união de dois núcleos em um só que pode ser verificada na região de entrada do jato, aproximadamente entre o Chile e a Argentina. O resultado do movimento ascendente é o aumento de precipitação sobre estas regiões, que pode ser intuído através da figura 4.13b que mostra anomalias negativas de ROLE sobre tais áreas. Já sobre a região R1, por outro lado, encontra-se sob uma região confluência do fluxo entre o VCAN do NE e a AB, contribuindo para a convergência em altos níveis observada sobre o local e para a decorrente estabilização do ambiente sobre a região. No campo de anomalias do escoamento (figura 4.16b), verifica-se uma anomalia anticiclônica intensa sobre o Sul do Brasil que contribui para intensificação do JAN (localizado sobre a foz do Prata) em seu flanco sul para valores que em média ultrapassam os $40m/s$ (figura 4.16a). Sobre a região R1, a qual ficou sob a borda norte da anomalia anticiclônica, há um aumento na convergência observada em altos níveis, o que é condizente com subsidência e a estabilização do ambiente sobre a região, resultando na baixa precipitação observada. Uma anomalia ciclônica, associada ao deslocamento para sul do VCAN do NE, é observada na porção norte do Sudeste (figura 4.16b). O VCAN do NE posicionado sobre essa posição centro-leste do Brasil, pode ter contribuído para as anomalias negativas de precipitação observadas sobre toda essa área (vide figuras 4.12 e 4.13), já que este sistema é caracterizado por movimentos descendentes e tempo estável em sua porção mais central.

Em 850 mb, o anticiclone anômalo localizado entre o litoral do Sul e do Sudeste, associado a intensificação da ASAS, acelera o JBNAS permeando os Andes (figuras 4.17a e 4.17a), canalizando o fluxo úmido em direção a foz do Prata. O aporte de umidade específica em 850 mb sobre aquela região e o decréscimo sobre o sul do Sudeste brasileiro é visualizado nas figuras 4.18a (campo médio) e 4.18b (anomalia).

A TSM e sua anomalia para eventos secos intrasazonais na região R1 pode ser visualizada na figura 4.19. É observado um padrão com anomalias positivas entre a costa do Sul do Brasil, Uruguai e grande parte da costa da Argentina, enquanto anomalias negativas são observada na costa do Nordeste brasileiro e extremo sul da América do Sul, caracterizando um padrão tripolo, muito semelhante ao encontrado por em Pampuch (2014), para eventos secos para as estações de outono, inverno e primavera, para uma região com localização similar a R1. As anomalias aparentam ter alguma relação com a cobertura de nuvens presentes durante estes eventos secos, conforme pode ser verificado através

do campo das anomalias de ROLE (figura 4.13b), anomalias positivas de ROLE aparentam estar sobrepostas às anomalias positivas de TSM, enquanto anomalias negativas de ROLE mostram-se aproximadamente sobrepostas às anomalias negativas de TSM. Conforme a referência de Chaves e Nobre (2004), menor cobertura de nuvens (consequentemente maior ROLE) sobre a superfície do mar está associada a maior quantidade de radiação incidente, contribuindo assim para um aumento da TSM, com o contrário também sendo verdadeiro.

Figura 4.12 – Campos médios de a) precipitação diária (mm/dia) e b) anomalia de precipitação diária (mm/dia) durante os eventos secos intrasazonais em R1.

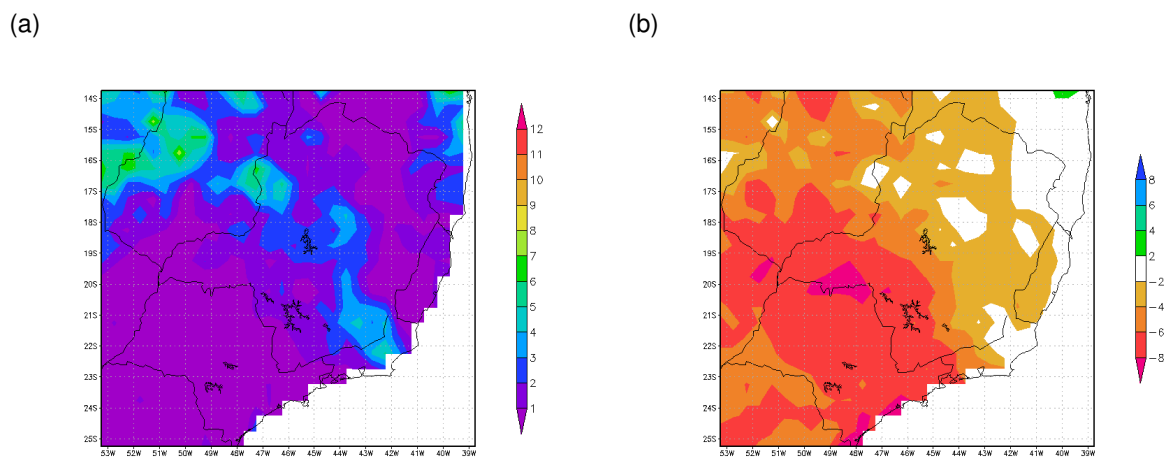


Figura 4.13 – Campos médios de a) radiação de onda longa emitida (ROLE) (W/m^2) e b) anomalia de ROLE (W/m^2) durante os eventos secos intrasazonais em R1.

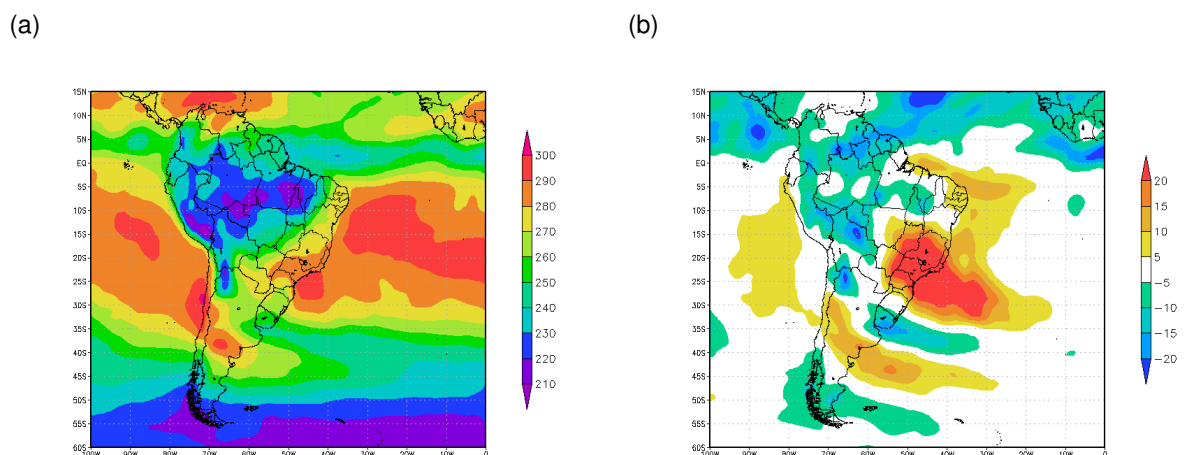


Figura 4.14 – Campo médio de altura geopotencial em 500 mb (m) (contornos) e anomalias (m) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R1.

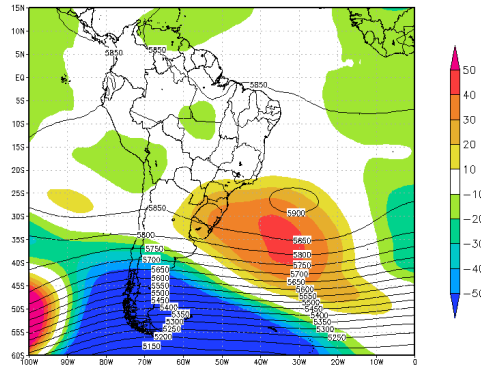


Figura 4.15 – Campo médio de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos) e anomalias (hPa) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R1.

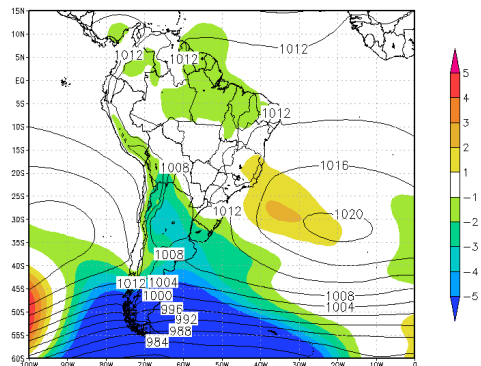
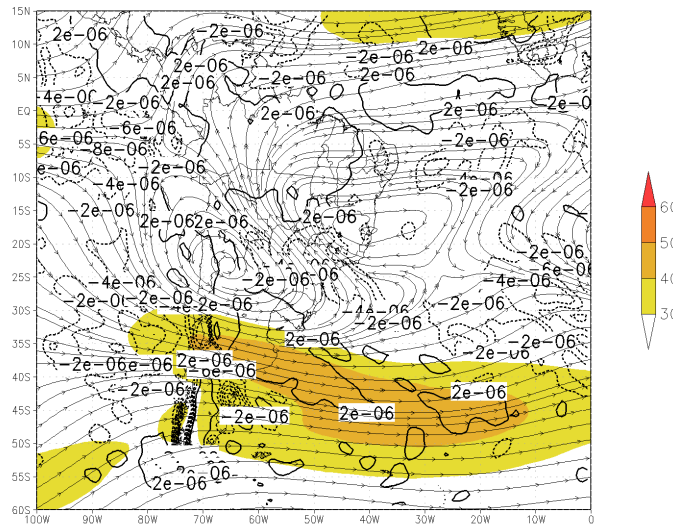


Figura 4.16 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 200 mb durante os eventos secos intrasazonais em R1.

(a)



(b)

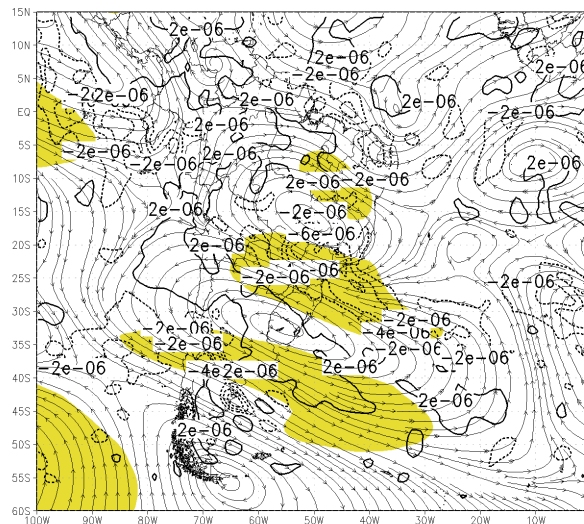
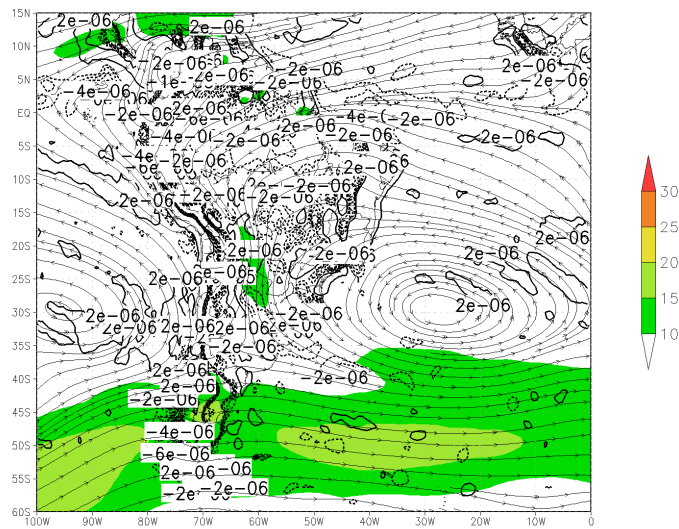


Figura 4.17 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s⁻¹) (contornos) e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos intrasazonais em R1.

(a)



(b)

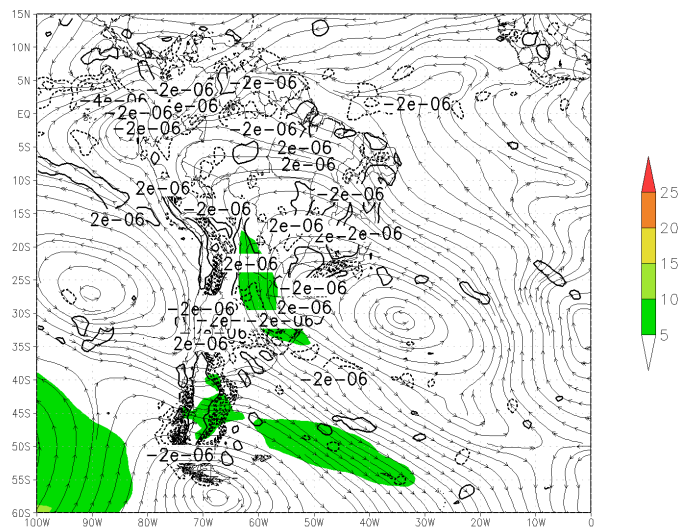


Figura 4.18 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente) e umidade específica (g/kg) (sombreado), e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos intrasazonais em R1.

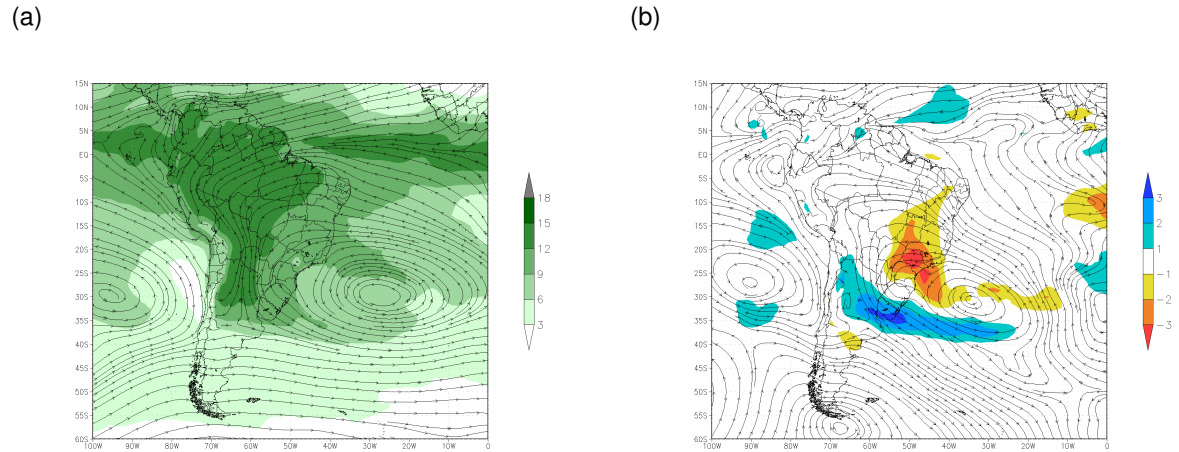
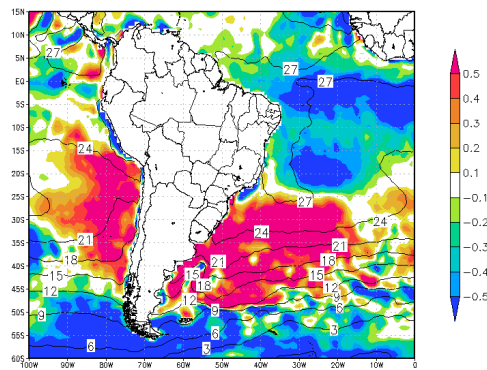


Figura 4.19 – Campo médio de temperatura de superfície do mar (TSM) (contornos) e anomalia da TSM ($^{\circ}\text{C}$) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R1.



4.2.2.2 R2

4.2.2.2.1 Eventos secos sinóticos

Os campos médios associados aos eventos secos sinóticos para R2 estão dispostos entre as figuras 4.20 e 4.27. Foram um total de 20 eventos secos sinóticos detectados para R2 entre DJF 1980/81 a DJF 2014/15, onde as datas dos eventos podem ser visualizadas na tabela A.2a no apêndice A.2.

Durante eventos secos sinóticos para a região R2 foram observadas anomalias negativas de precipitação sobre todo o Sudeste do Brasil (figura 4.20b). Uma faixa de anomalias negativas com valores inferiores aos $-6\text{mm}/\text{dia}$ se estendeu entre os estados de Goiás e o sul de Minas Gerais, região condizente com a região R2, e que climatologicamente apresenta os maiores valores de precipitação durante o trimestre DJF (vide figura 4.3a). As anomalias negativas de ROLE presentes sobre todo o Sul do Brasil, norte da Argentina e sul do Paraguai (figura 4.21b), região esta situada dentro da bacia do Prata, indicam que anomalias positivas de precipitação foram registradas sobre estas áreas de forma simulatânea aos eventos secos sinóticos sobre R2, caracterizando um dipolo de precipitação entre o centro-leste do Brasil (polo seco) e a região da bacia do Prata (polo chuvoso). Também observaram-se anomalias negativas de ROLE sobre o norte da Amazônia e anomalias positivas sobre a região central da Argentina.

O campo de altura geopotencial em 500 mb (figura 4.22) indica um padrão parecido ao encontrado para eventos secos intrasazonais em R1, porém com anomalias relativamente menos intensas, até mesmo por conta da suavização dos campos, decorrentes da maior quantidade de eventos secos sinóticos detectados (20 eventos) em comparação ao número de eventos secos intrasazonais para a região R1 (2 eventos), e também pela maior variação inter-evento de suas configurações dinâmicas. As anomalias também se mostram estar deslocadas levemente em direção nordeste em relação aos eventos secos intrasazonais de R1, o que é congruente com a localização de R2 (localizada a nordeste de R1). Este padrão de campo médio mostra anomalias negativas sobre o extremo sul da América do Sul e anomalias positivas entre a região litorânea do Sul e Sudeste brasileiros. No campo de PNMM (figura 4.23), a anomalia negativa ao extremo sul do continente sul-americano (valores inferiores aos $-5hPa$) e as anomalias positivas entre o Sul e o Sudeste do Brasil também aparecem, porém as anomalias positivas não se mostram muito intensas (valores superiores aos $1hPa$). Este padrão definido pelos campos de altura geopotencial em 500 mb e PNMM também indicam um padrão de bloqueio, associado a uma intensificação da ASAS próximo ao litoral do Sul e o Sudeste brasileiro, da mesma forma que para eventos secos intrasazonais em R1.

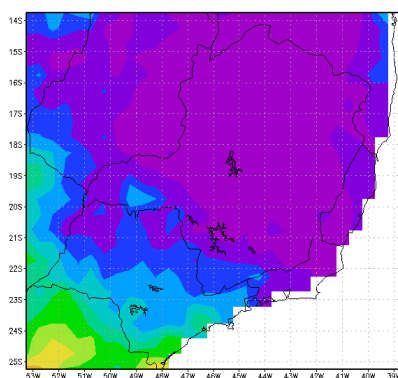
O padrão de anomalias do escoamento em 200 mb (figura 4.24b) indica uma ano-

malia ciclônica ao sul da América do Sul (em função de um leve cavado naquela região) e outra sobre o norte do Centro-Oeste do Brasil (associado a um deslocamento do VCAN do NE em direção a esta região, conforme observado na figura 4.24a) e uma anomalia anticiclônica no entorno da costa do Sul e Sudeste do Brasil. Esse padrão de anomalias, assim como o padrão identificado para os eventos secos intrasazonais na região R1, favorece um aceleração do JAN na borda sul da anomalia anticiclônica em altos níveis, que se dá na região central da Argentina. Em 850 mb a anomalia anticiclônica presente nas proximidades da costa do Sul e do Sudeste colaboram para uma intensificação do JBNAS junto à cordilheira dos Andes (figuras 4.25a e 4.25b), e conseqüentemente um maior escoamento de umidade em direção à bacia do Prata (figuras 4.26a e 4.26b), enquanto a região Sudeste do Brasil fica posicionada no flanco norte dessa anomalia anticiclônica, recebendo ventos anômalos de leste (figura 4.26b) e um conseqüente aporte de ar mais seco provindo da ASAS. Porém, as anomalias observadas não são tão intensas quanto as observadas para eventos secos intrasazonais.

Os campos médios de anomalias de TSM apresentadas na figura 4.27 apresentam sinal parecido ao encontrado para eventos secos intrasazonais (vide figura 4.35), com anomalias positivas próximas a costa sul do Brasil entre as latitudes de 20°S e 40°S, enquanto anomalias negativas são observadas a norte de 20°S e a sul de 40°S. Entretanto, as anomalias são bem menos intensas comparadas aos eventos secos intrasazonais.

Figura 4.20 – Campos médios de a) precipitação diária (mm/dia) e b) anomalia de precipitação diária (mm/dia) durante os eventos secos sinóticos em R2.

(a)



(b)

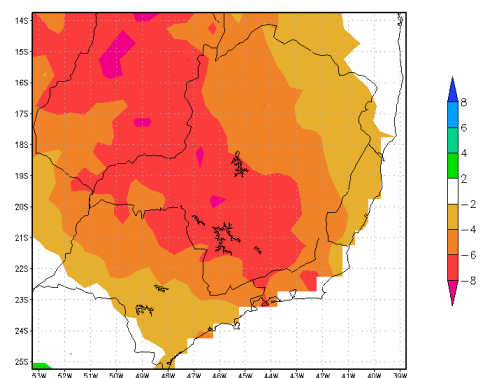


Figura 4.21 – Campos médios de a) radiação de onda longa emitida (ROLE) (W/m^2) e b) anomalia de ROLE (W/m^2) durante os eventos secos sinóticos em R2.

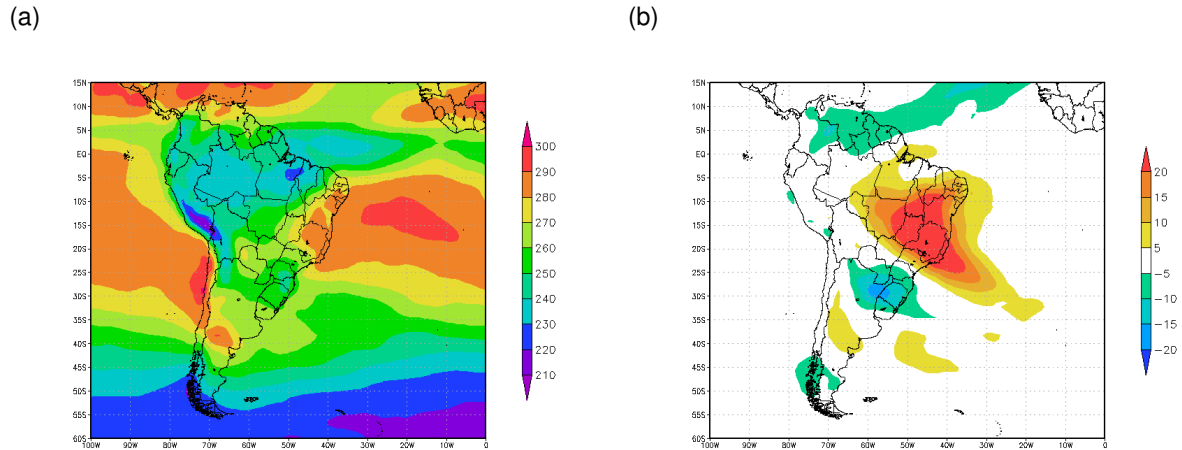


Figura 4.22 – Campo médio de altura geopotencial em 500 mb (m) (contornos) e anomalias (m) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R2.

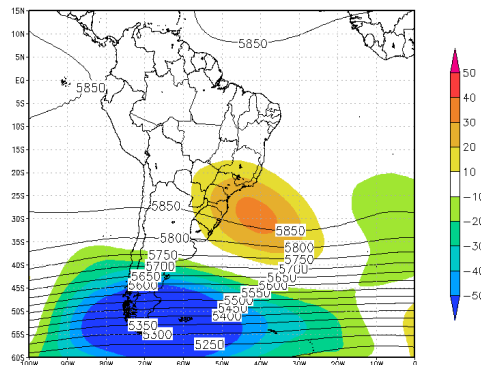


Figura 4.23 – Campo médio de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos) e anomalias (hPa) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R2.

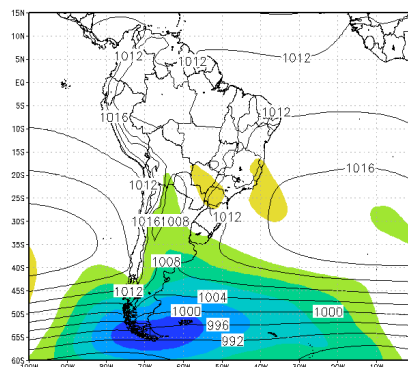
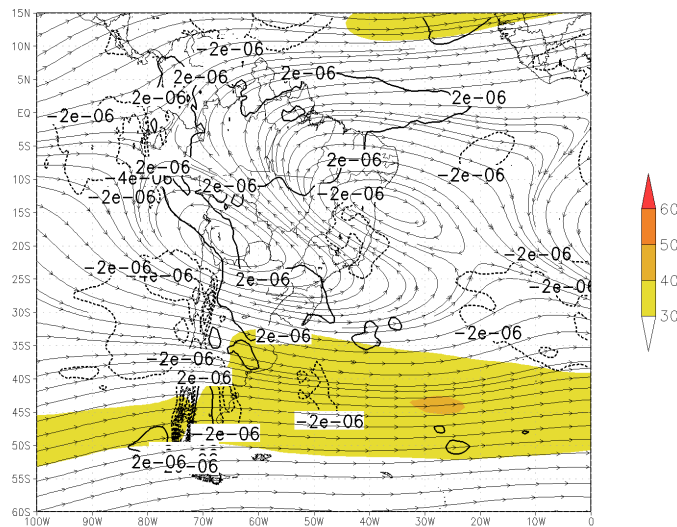


Figura 4.24 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 200 mb durante os eventos secos sinóticos em R2.

(a)



(b)

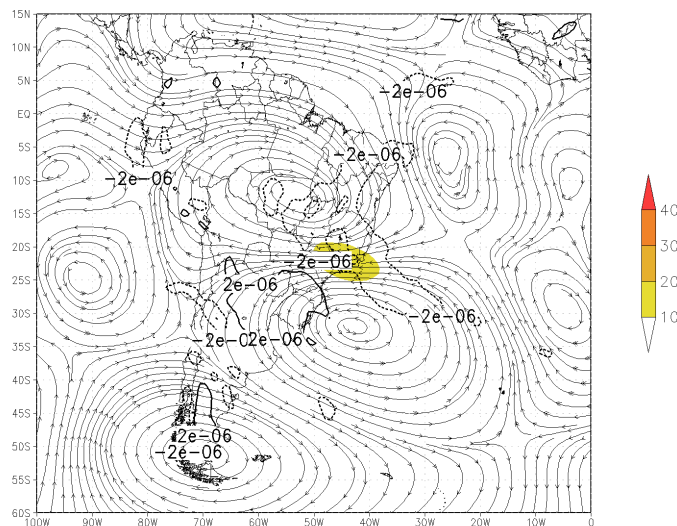
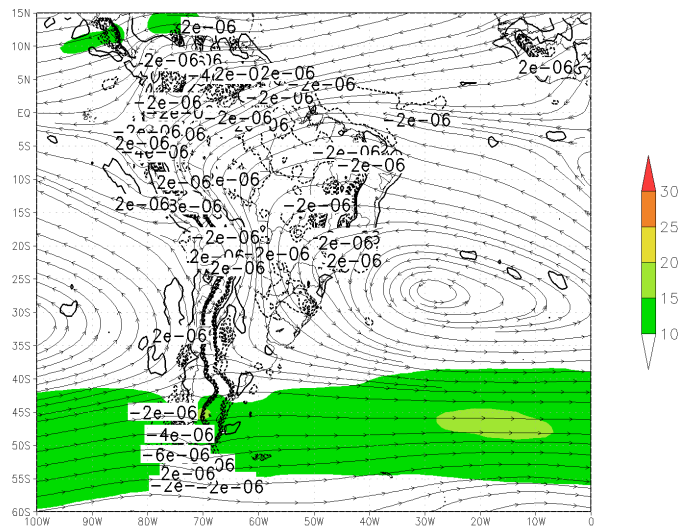


Figura 4.25 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s⁻¹) (contornos) e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos sinóticos em R2.

(a)



(b)

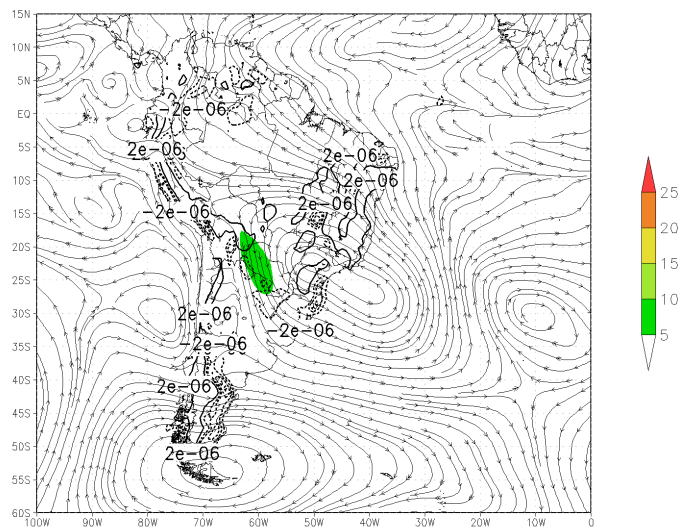
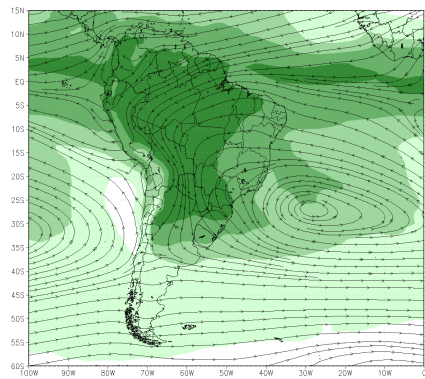


Figura 4.26 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente) e umidade específica (g/kg) (sombreado), e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos sinóticos em R2.

(a)



(b)

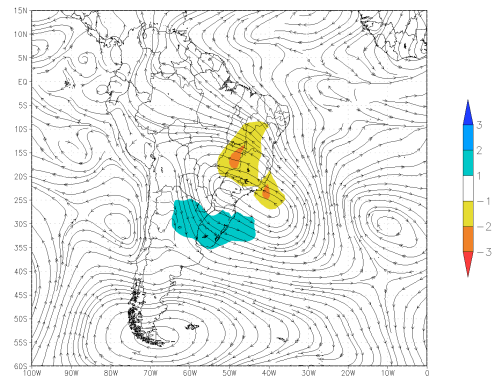
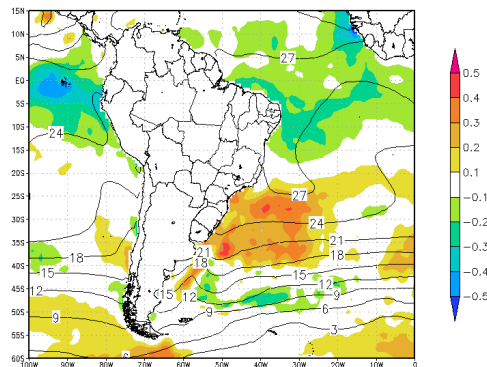


Figura 4.27 – Campo médio de temperatura de superfície do mar (TSM) (contornos) e anomalia da TSM ($^{\circ}\text{C}$) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R2.



4.2.2.2.2 Eventos secos intrasazonais

Os campos médios para os eventos secos intrasazonais para a região R2 são apresentados nas figuras 4.28 a 4.35. Foram registrados um total de quatro eventos secos intrasazonais para a região R2, com as datas de início e fim dos eventos podendo ser visualizadas na tabela A.2b no apêndice A.2.

A partir da análise dos campos médios de precipitação e suas anomalias (figuras 4.28a e 4.28b) e de ROLE e suas anomalias (figuras 4.29a e 4.29b), observa-se um leve deslocamento para sul das anomalias de precipitação dos eventos secos intrasazonais em comparação aos eventos secos sinóticos identificados para a região R2. Juntamente às anomalias positivas de ROLE sobre o Sudeste do Brasil, são observadas anomalias negativas sobre o Sul do Brasil (dipolo centro-leste do Brasil com a bacia do Prata), sudoeste da Amazônia e sobre o extremo norte da América do Sul.

Os campos de altura geopotencial em 500 mb (figura 4.30), PNMM (figura 4.31), escoamento e divergência em 200mb (figuras 4.32a e 4.32b), escoamento e divergência em 850mb (figuras 4.33a e 4.33b) e umidade específica em 850mb (figuras 4.34a e 4.34b) apresentam um padrão similar aos apresentados para os eventos secos intrasazonais observados sobre a região R1, porém levemente deslocados em direção nordeste, o que proporcionou condições favoráveis à precipitação sobre a região Sul do Brasil, sudoeste da Amazônia e norte da América do Sul, e desfavoráveis sobre praticamente todo o Sudeste, especialmente à area correspondente a R2. As anomalias observadas para todos estes campos também se mostraram menos intensas em comparação as verificadas para eventos secos intrasazonais de R1, possivelmente em função do maior número de casos observados de eventos secos intrasazonais para R2 em comparação a R1, o que suavizou os campos médios.

O padrão de anomalias de TSM (figura 4.35) tipicamente observado em eventos secos intrasazonais para R2, é de anomalias positivas sobre a costa da região Sul do Brasil e anomalias negativas ao longo da costa Argentina, e do nordeste brasileiro, o que também representa um deslocamento para o norte das anomalias observadas para eventos secos intrasazonais para a região R1.

O padrão de dipolo de precipitação intuído através dos campos médios de ROLE (figuras 4.29a e 4.29b), se assemelha com o principal modo de variabilidade para precipitação durante o verão brasileiro indicado por Grimm (2009), enquanto a TSM é apresentada como consequência de locais com superávits (e consequente aumento da TSM) e déficits (e consequente diminuição da TSM) de radiação de onda curta incidente sobre regiões de pouca cobertura e ampla cobertura de nuvens respectivamente.

Figura 4.28 – Campos médios de a) precipitação diária (mm/dia) e b) anomalia de precipitação diária (mm/dia) durante os eventos secos intrasazonais em R2.

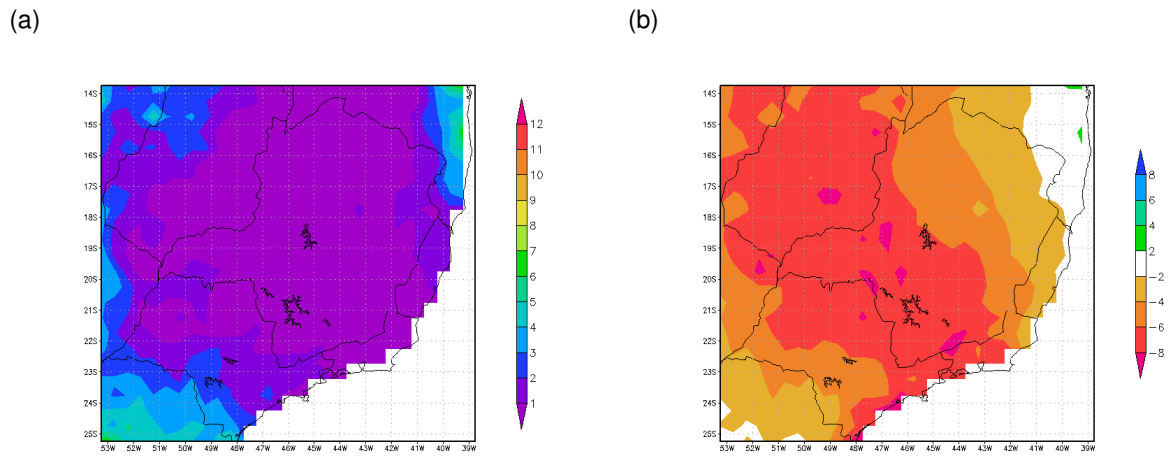


Figura 4.29 – Campos médios de a) radiação de onda longa emitida (ROLE) (W/m^2) e b) anomalia de ROLE (W/m^2) durante os eventos secos intrasazonais em R2.

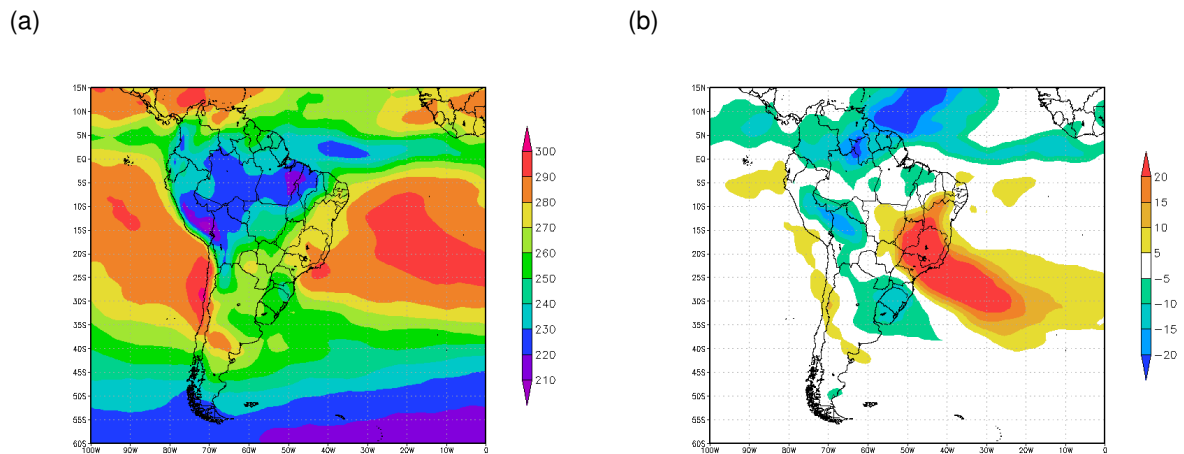


Figura 4.30 – Campo médio de altura geopotencial em 500 mb (m) (contornos) e anomalias (m) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R2.

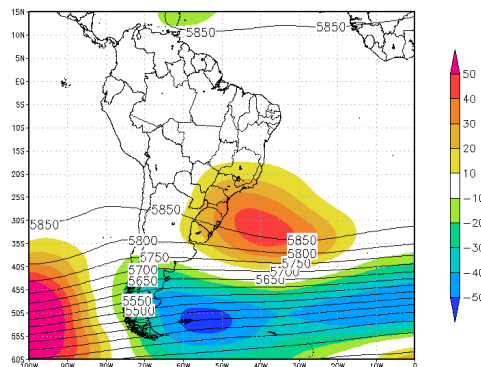


Figura 4.31 – Campo médio de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos) e anomalias (hPa) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R2.

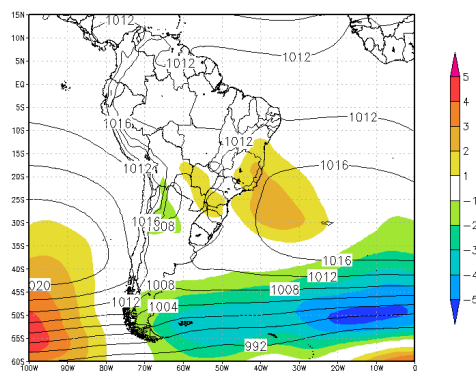
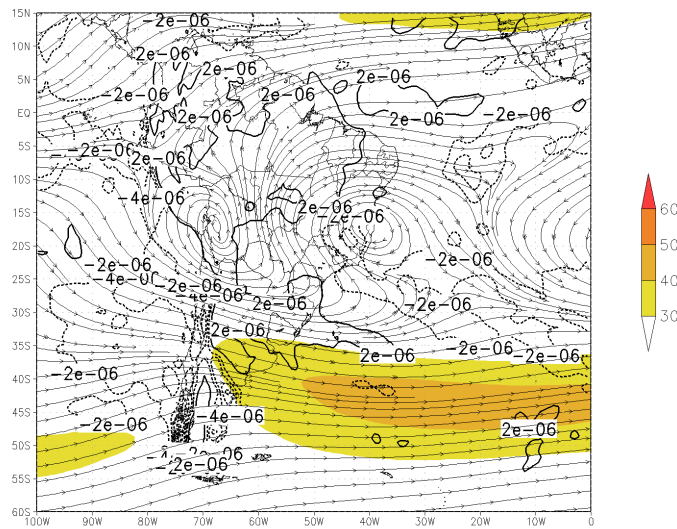


Figura 4.32 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 200 mb durante os eventos secos intrasazonais em R2.

(a)



(b)

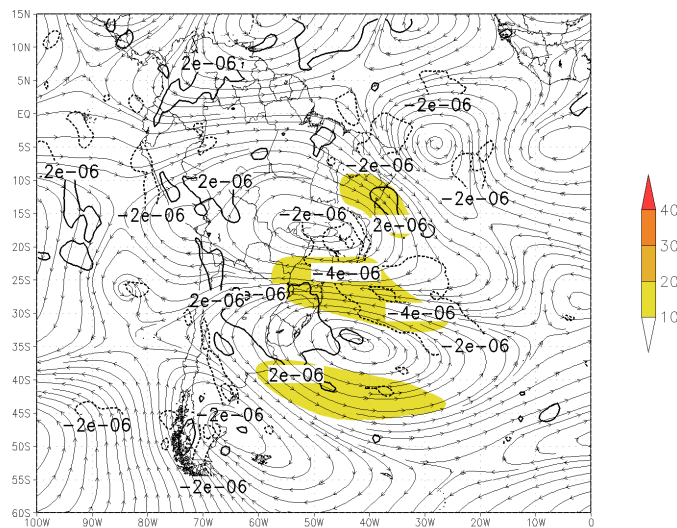
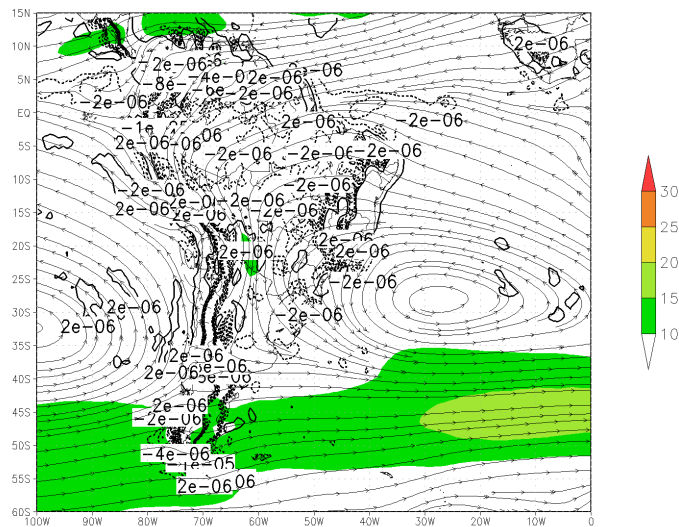


Figura 4.33 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos intrasazonais em R2.

(a)



(b)

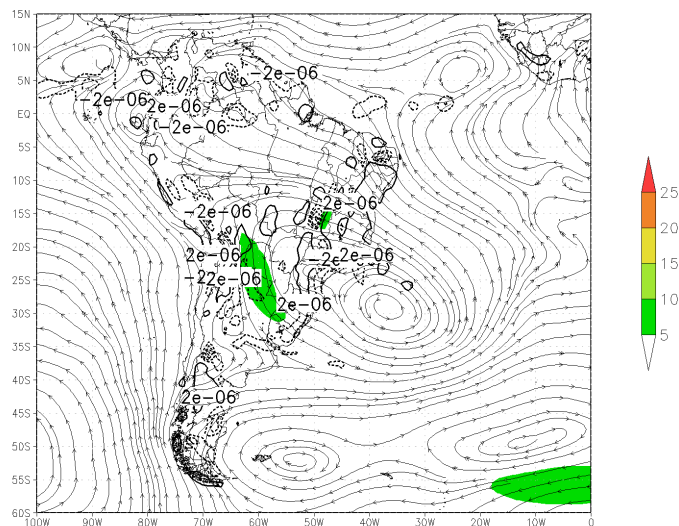


Figura 4.34 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente) e umidade específica (g/kg) (sombreado), e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos intrasazonais em R2.

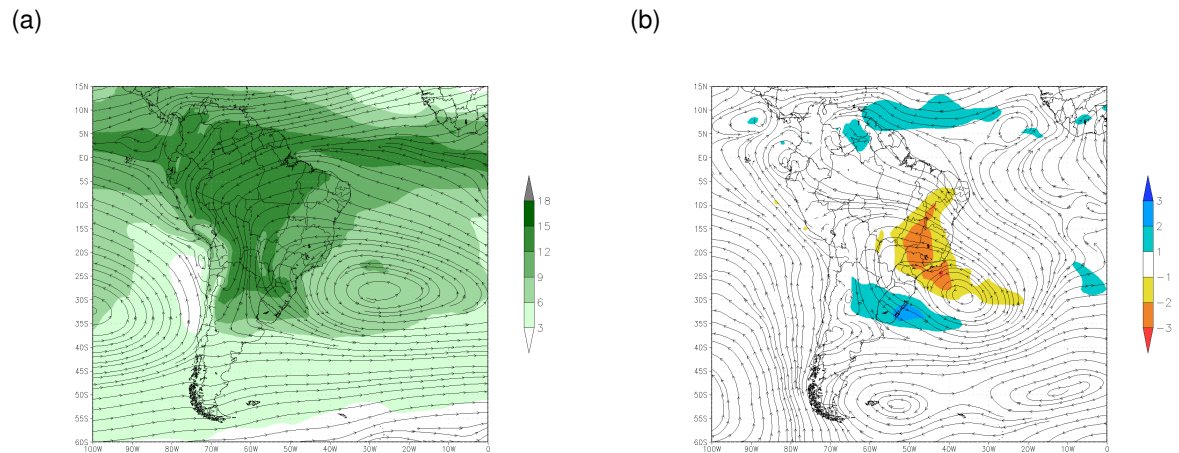
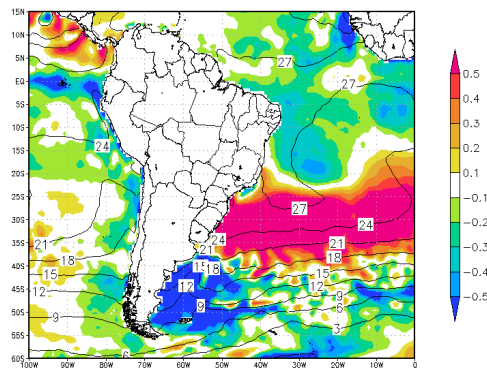


Figura 4.35 – Campo médio de temperatura de superfície do mar (TSM) (contornos) e anomalia da TSM ($^{\circ}\text{C}$) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R2.



4.2.2.3 R3

4.2.2.3.1 Eventos secos sinóticos

Os campos médios dos eventos secos sinóticos para a região R3 podem ser visualizados entre as figuras 4.36 e 4.43. O número total de eventos secos sinóticos para a região R3 foi de 36 casos. As datas podem ser visualizadas na tabela A.3a no apêndice A.3.

No campo de precipitação média diária (figura 4.36a) e no campo de anomalia da mesma variável (figura 4.36b) podem ser observados que os déficits de precipitação sobre a região R3 (norte do Sudeste) estão associados à precipitação próxima a normal na porção mais ao sul da região Sudeste. No campo de ROLE (figura 4.37a) verifica-se um padrão próximo ao qual é climatológico (figura 4.3b) sobre a América do Sul, porém com o padrão modulado pela ZCAS levemente deslocado para Sul e desintensificado, deixando a porção norte da região Sudeste (correspondente a R3) e região Nordeste do Brasil com anomalias positivas de ROLE (figura 4.37b). Uma leve anomalia negativa de ROLE é observada sobre o Sul do Brasil (figura 4.37b).

No campo de altura geopotencial em 500 mb (figura 4.38) é observada uma anomalia positiva sútil próxima a costa da região Sudeste e anomalias negativas sobre o Atlântico Sudoeste. No campo de PNMM (figura 4.39) somente sobre o Atlântico sudoeste são observadas anomalias negativas. Estes campos suavizados são devidos às várias diferentes configurações observadas durante eventos secos sinóticos para R3. Já no campo de escoamentos em 200 mb (figuras 4.40a) é observado o CNE inclinado em direção a região R3. Associado ao CNE, em sua porção mais central, observam-se valores negativos no campo de divergência (convergência) em altos níveis, o que pode proporcionar o tempo mais estável observado sobre a região. Olhando-se o campo de anomalia (figura 4.40b), vê-se uma anomalia anticiclônica ao sul de R3 e uma anomalia ciclônica (associada ao CNE) ao norte.

Em 850 mb (figuras 4.41a e 4.41b) é observada uma anomalia anticiclônica centrada sobre a região Sudeste, associada a uma intrusão da ASAS em direção ao continente. A configuração em baixos níveis (850 mb) propicia uma diminuição do escoamento úmido sobre a região R3, observando-se uma componente mais de leste sobre a localidade conforme pode ser visualizado no campo de anomalia do escoamento e da umidade específica em 850 mb na figura 4.42b.

As anomalias de TSM (figura 4.43) se mostram positivas ao longo das costas das regiões Sul e Sudeste e negativas ao longo do litoral da Argentina, de maneira próxima a verificada para os eventos secos sinóticos e intrasazonais em R2, porém a intensidade das anomalias não é tão expressiva.

Figura 4.36 – Campos médios de a) precipitação diária (mm/dia) e b) anomalia de precipitação diária (mm/dia) durante os eventos secos sinóticos em R3.

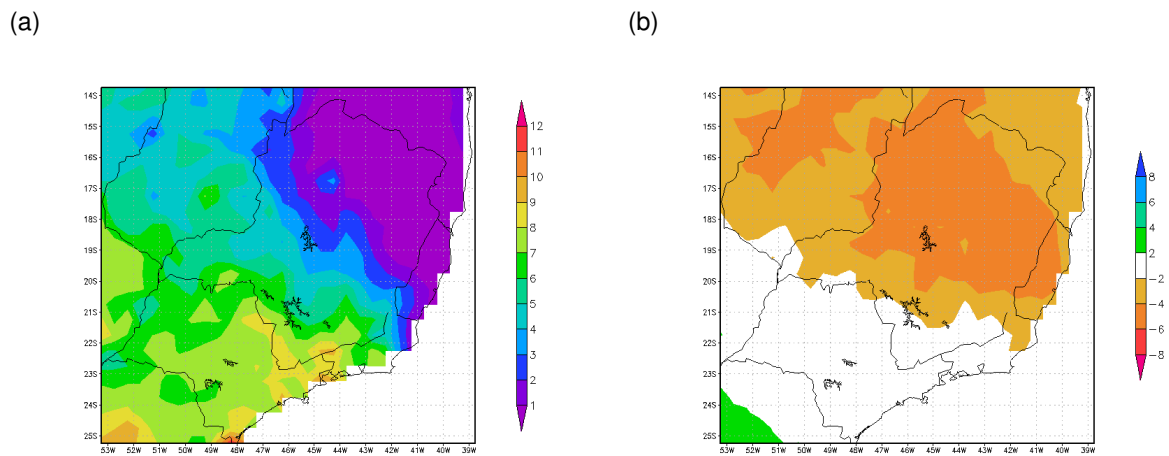


Figura 4.37 – Campos médios de a) radiação de onda longa emitida (ROLE) (W/m^2) e b) anomalia de ROLE (W/m^2) durante os eventos secos sinóticos em R3.

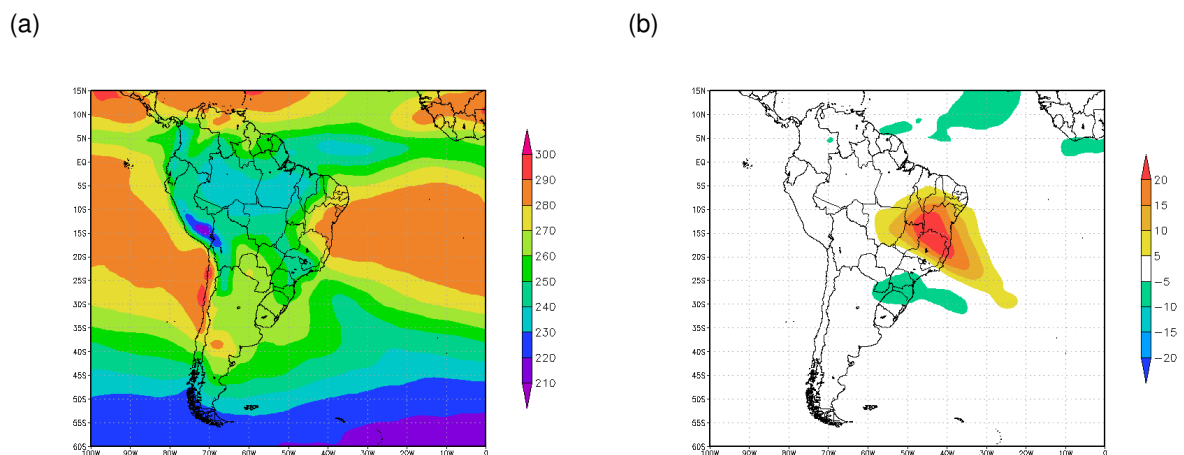


Figura 4.38 – Campo médio de altura geopotencial em 500 mb (m) (contornos) e anomalias (m) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R3.

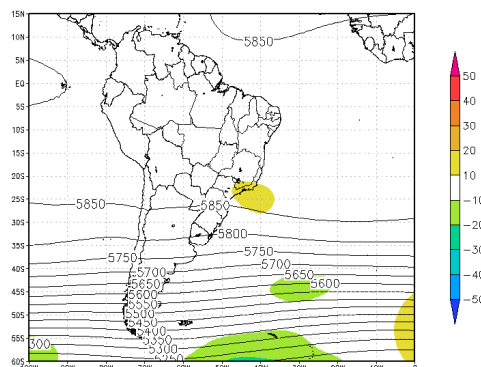


Figura 4.39 – Campo médio de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos) e anomalias (hPa) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R3.

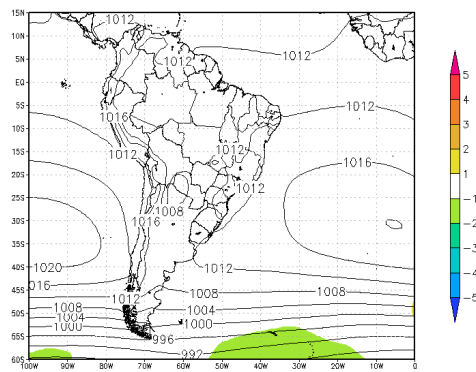
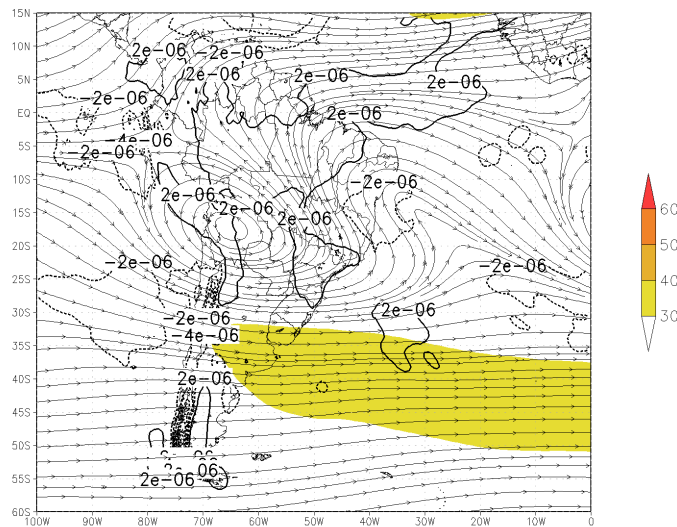


Figura 4.40 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 200 mb durante os eventos secos sinóticos em R3.

(a)



(b)

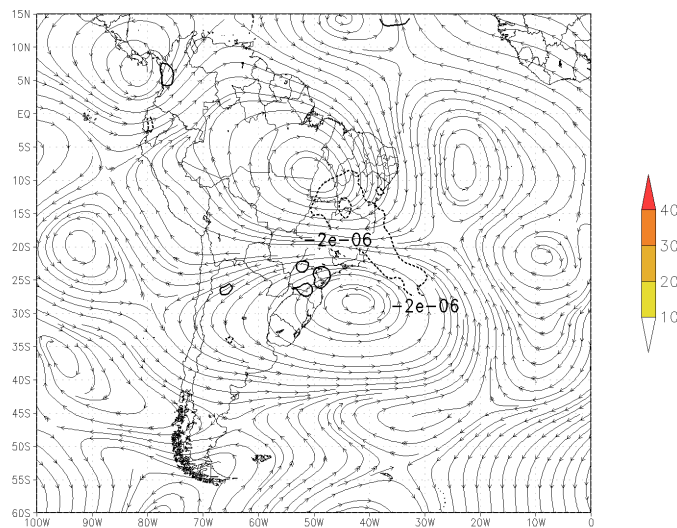
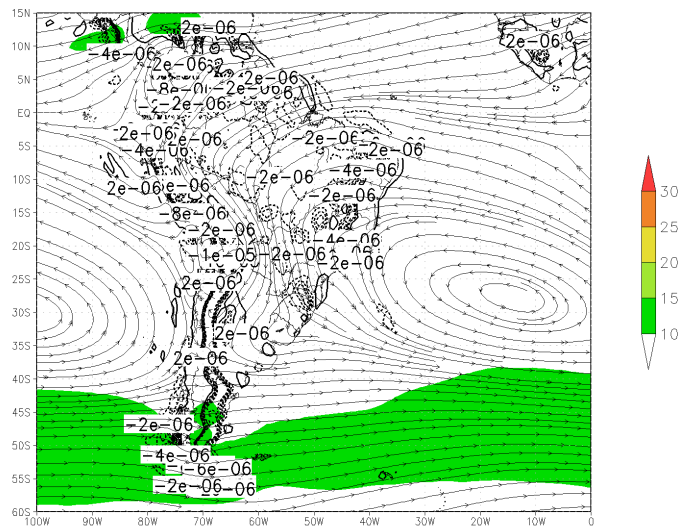


Figura 4.41 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s⁻¹) (contornos) e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos sinóticos em R3.

(a)



(b)

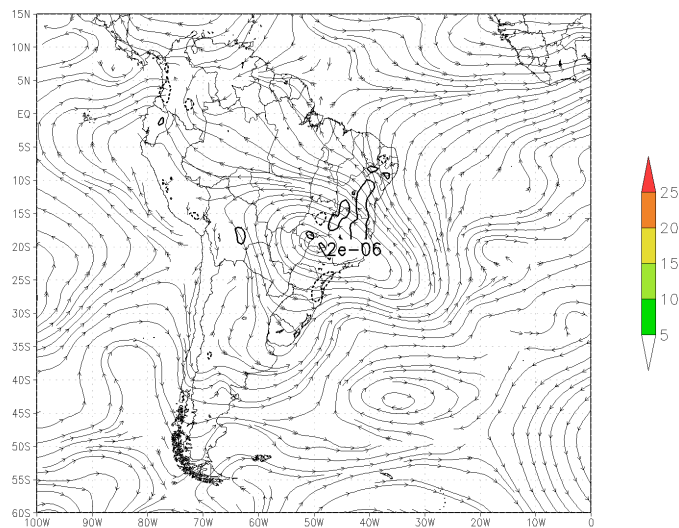
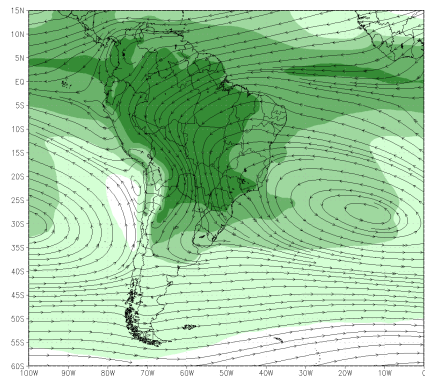


Figura 4.42 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente) e umidade específica (g/kg) (sombreado), e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos sinóticos em R3.

(a)



(b)

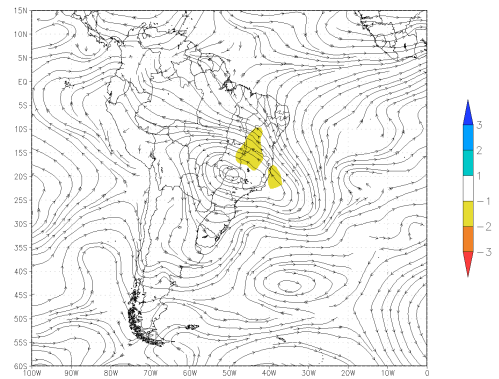
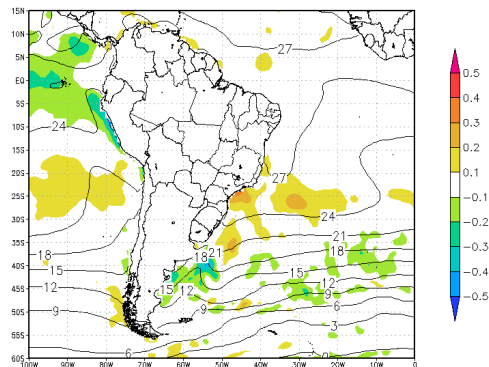


Figura 4.43 – Campo médio de temperatura de superfície do mar (TSM) (contornos) e anomalia da TSM (°C) (sombreado) durante os eventos secos sinóticos em R3.



4.2.2.3.2 Eventos secos intrasazonais

Os campos médios associados aos eventos secos intrasazonais para a região R3 podem ser observados nas figuras 4.44 a 4.51. Foram um total de 30 eventos secos intrasazonais na região R3. As datas podem ser vistas na tabela A.3b no apêndice A.3.

Vários dos campos associados a eventos secos intrasazonais sobre esta região apresentam algumas similaridades com os padrões encontrados para eventos secos intrasazonais em R1 e R2, porém aqui, estes padrões tendem a ser menos intensos e deslocados para nordeste em relação a eventos secos intrasazonais nessas duas regiões. Verificam-se que os campos de precipitação diária média (figuras 4.44a e 4.44b) e os campos de ROLE (figuras 4.45a e 4.45b) são condizentes, e indicam anomalias negativas de precipitação sobre R3, assim como boa porção da região Nordeste do Brasil. Na análise do campo de altura geopotencial em 500 mb (figura 4.46) nota-se uma anomalia negativa (associada a um cavado não muito intenso) ao sudeste da América do Sul. Comparando-se com os padrões obtidos nos eventos secos intrasazonais para R1 e R2, esta anomalia negativa está localizada um pouco mais a leste e com uma menor intensidade. Esta mesma anomalia isolada é também observada no campo de PNMM (figura 4.46).

Na figura 4.48a, observa-se o VCAN do NE deslocado em direção ao continente, especificamente entre o litoral do Nordeste e norte do Sudeste e estando possivelmente associado aos déficits de precipitação observados nestas áreas, vide os valores de convergência em altos níveis que são verificados. Também de forma análoga aos eventos secos intrasazonais em R1 e R2, porém com os padrões levemente deslocados para norte, a anomalia anticiclônicas em 200 mb (figura 4.48b) localizada próxima à costa da região Sudeste, tende a intensificar o JAN em seu flanco sul (figura 4.48a), assim como a anomalia anticiclônica em baixos níveis centrada sobre a região Sudeste (figura 4.49b) tende a intensificar o JBNAS próximo aos Andes, proporcionando uma maior quantidade de umidade para o Sul do Brasil (figuras 4.50a e 4.50b) e diminuindo o aporte de umidade sobre a porção mais ao norte da região Sudeste do Brasil (região correspondente a R3), onde é verificada uma componente anômala de sudeste no escoamento (vide figura 4.50b) favorecendo um transporte anormalmente mais seco provindo da região da ASAS. Quanto o padrão apresentado pelas anomalias e TSM (figura 4.51), novamente, assim como os demais campos associados às outras variáveis, mostram-se levemente deslocados para nordeste em comparação ao padrão de anomalias observadas para eventos secos intrasazonais para R1 e R2, com anomalias positivas ao longo da costa do Sul e do Sudeste e anomalias negativas na costa argentina sendo observadas.

As principais características dinâmicas associadas aos eventos secos sinóticos e intrasazonais e para cada uma das regiões homogêneas de precipitação (R1, R2 e R3) estão reunidas na tabela 4.2.

Figura 4.44 – Campos médios de a) precipitação diária (mm/dia) e b) anomalia de precipitação diária (mm/dia) durante os eventos secos intrasazonais em R3.

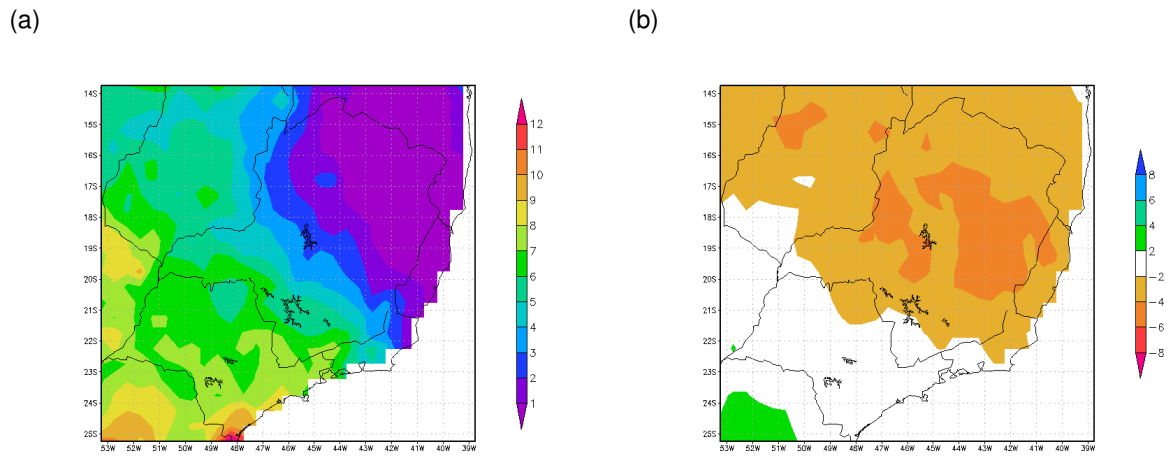


Figura 4.45 – Campos médios de a) radiação de onda longa emitida (ROLE) (W/m^2) e b) anomalia de ROLE (W/m^2) durante os eventos secos intrasazonais em R3.

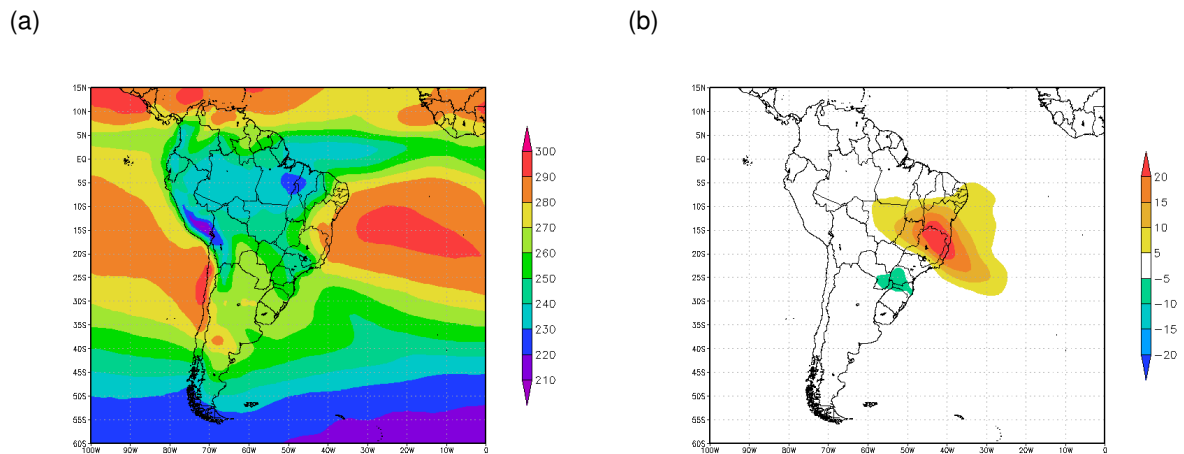


Figura 4.46 – Campo médio de altura geopotencial em 500 mb (m) (contornos) e anomalias (m) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R3.

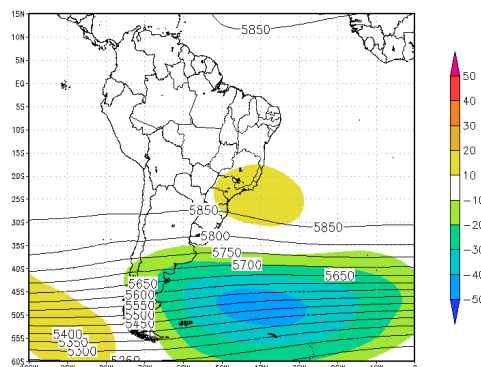


Figura 4.47 – Campo médio de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos) e anomalias (hPa) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R3.

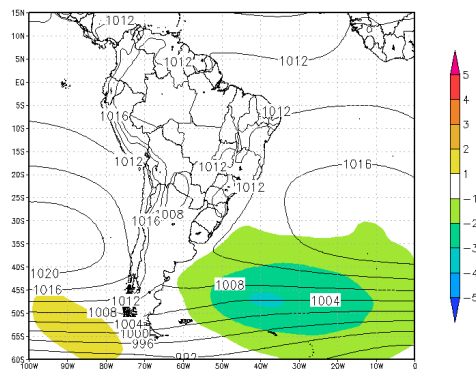
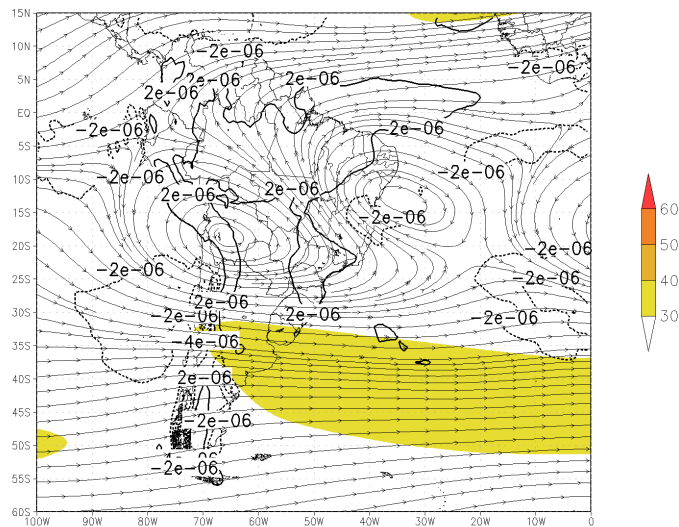


Figura 4.48 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s^{-1}) (contornos) e b) anomalias em 200 mb durante os eventos secos intrasazonais em R3.

(a)



(b)

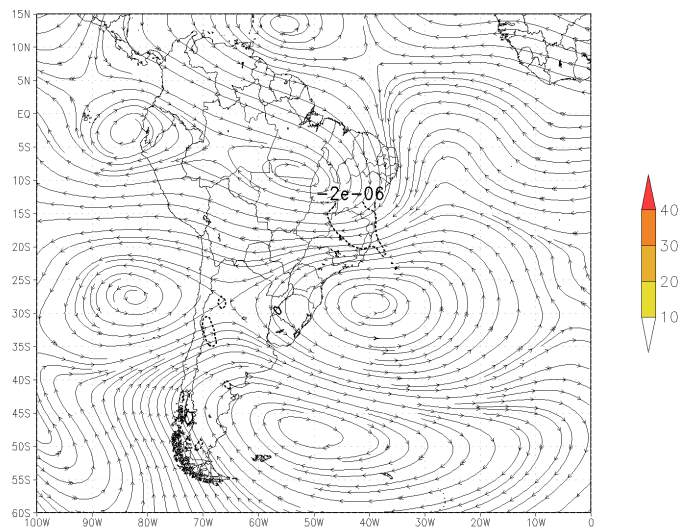
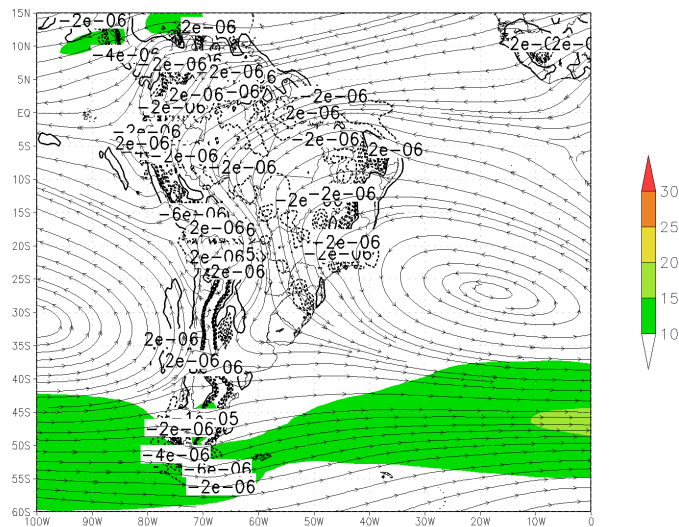


Figura 4.49 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente), magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e divergência (s⁻¹) (contornos) e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos intrasazonais em R3.

(a)



(b)

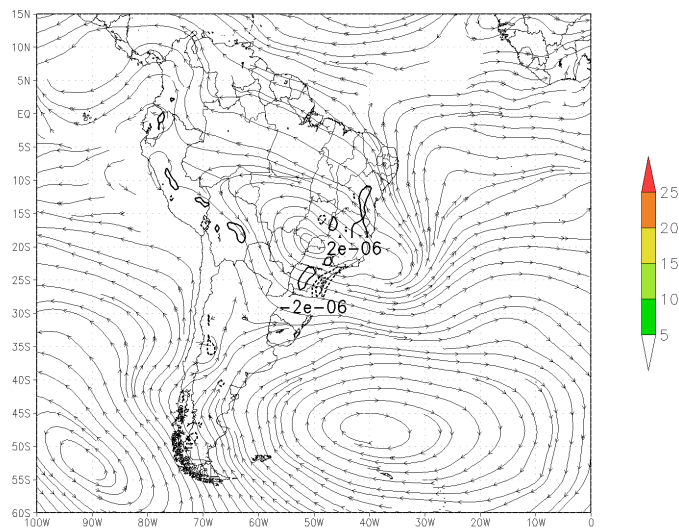


Figura 4.50 – Campos médios do a) escoamento (linhas de corrente) e umidade específica (g/kg) (sombreado), e b) anomalias em 850 mb durante os eventos secos intrasazonais em R3.

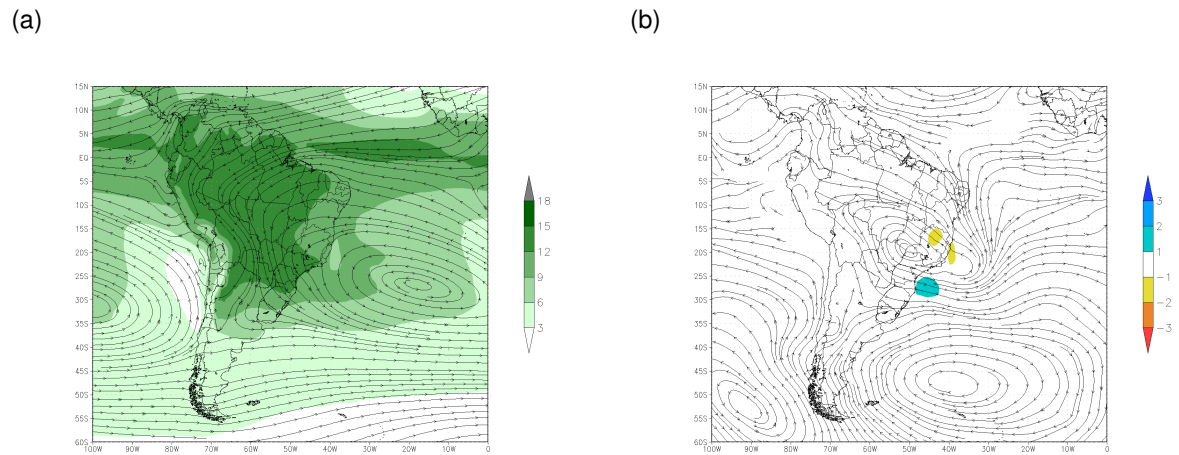


Figura 4.51 – Campo médio de temperatura de superfície do mar (TSM) (contornos) e anomalia da TSM (°C) (sombreado) durante os eventos secos intrasazonais em R3.

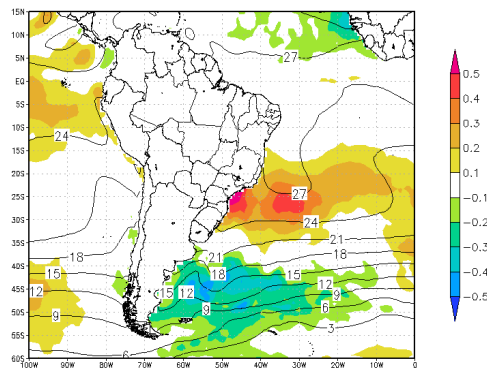


Tabela 4.2 – Principais características dinâmicas e termodinâmicas associadas a cada tipo de evento seco (sinóticos e intrasazonais) e para cada uma das regiões homogêneas de precipitação (R1, R2 e R3). Por praticidade, as regiões brasileiras foram abreviadas da seguinte forma: Sudeste (SE), Sul (S) e Nordeste (NE).

	eventos secos sinóticos	eventos secos intrasazonais
R1	<ul style="list-style-type: none"> - Anomalias positivas de ROLE sobre o SE e CO do Brasil e também sobre o oeste da Amazônia - Anomalias negativas de ROLE sobre a região NE do Brasil e sobre o norte da Argentina - Crista de bloqueio atuando sobre a porção sul da América do Sul - Características frontais modulando convecção sobre o NE - Anomalias negativas de TSM entre 15°S e 40°S e positivas ao sul de 40°S 	<ul style="list-style-type: none"> - Dipolo de precipitação centro-leste do Brasil e foz do prata - Superávits de precipitação sobre a Amazônia - ASAS intensificada e deslocada em direção ao continente - AB e VCAN do NE anômalmamente ao sudoeste - Intensificação do JAN na região da foz do Prata - Intensificação do JBNAS - Anomalias positivas de TSM entre 25°S e 50°S no Atlântico sudoeste e anomalias negativas ao sul de 50°S e ao norte de 25°S (padrão tripolo)
R2	<ul style="list-style-type: none"> - Dipolo de precipitação centro-leste do Brasil e S - Superávits de precipitação sobre o norte da Amazônia - ASAS intensificada e deslocada em direção ao continente - VCAN do NE anômalmamente ao sudoeste - Intensificação do JAN na região da foz do Prata - Intensificação do JBNAS - Anomalias positivas de TSM entre 20°S e 40°S no Atlântico sudoeste, anomalias negativas ao sul de 40°S e ao norte de 20°S (padrão tripolo) 	<ul style="list-style-type: none"> - Dipolo de precipitação centro-leste do Brasil e S - Superávits de precipitação sobre o sul e o norte da Amazônia - ASAS instensificada e deslocada em direção ao continente - VCAN do NE anômalmamente ao sul - Intensificação do JAN na região da foz do Prata - Intensificação do JBNAS - Anomalias positivas de TSM entre 25°S e 40°S no Atlântico sudoeste, anomalias negativas ao sul de 40°S e ao norte de 25°S (padrão tripolo)
R3	<ul style="list-style-type: none"> - Dipolo de precipitação centro-leste do Brasil e S - ASAS intensificada e deslocada em direção ao continente - CNE inclinado em direção ao continente - Intensificação do JAN na região da foz do Prata - Intensificação do JBNAS - Leves anomalias positivas de TSM entre 15°S e 35°S no Atlântico sudoeste e anomalias negativas ao sul de 35°S 	<ul style="list-style-type: none"> - Dipolo de precipitação centro-leste do Brasil e S - ASAS intensificada e deslocada em direção ao continente - VCAN do NE deslocado em direção ao continente - Intensificação do JAN na região da foz do Prata - Intensificação do JBNAS - Anomalias positivas de TSM entre 15°S e 35°S no Atlântico sudoeste e anomalias negativas ao sul de 35°S (padrão dipolo)

4.2.3 Características associadas aos eventos secos em DJF 2013/14 e DJF 2014/15

Os trimestres de DJF 2013/14 e DJF 2014/15 foram caracterizados por serem extremamente secos no Sudeste do Brasil (vide figuras 4.1), o que acarretou em uma grave crise hídrica sobre a região. Com o objetivo de analisar os campos dinâmicos e termodinâmicos associados a eventos secos ocorridos durante estes dois verões (DJF 2013/14 e DJF 2014/15), foram selecionados os dois últimos eventos secos intrasazonais identificados para a região R2, os quais ocorreram no decorrer destes dois verões atípicos. O principal motivo da escolha de R2 para essa avaliação foi o fato desta região homogênea de precipitação estar localizada em uma faixa central da região Sudeste, e dessa forma, representar a região como um todo de maneira mais aproximada.

Os eventos deram-se durante as datas de 30/01/2014 a 11/02/2014 (o primeiro, totalizando 13 dias), e entre 07/01/2015 e 21/01/2015 (o segundo, totalizando 15 dias). Para a análise dos eventos secos, foram efetuados campos médios dos dois eventos secos registrados em DJF 2013/14 e DJF 2014/15 nos mesmos moldes das seções anteriores, e comparados aos campos médios dos eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 no período anterior a estes dois verões, ou seja, DJF 1980/81 a DJF 2012/13, intervalo de tempo no qual também houve o registro de dois eventos secos intrasazonais (vide figura 4.1d).

Nas figuras 4.52a e 4.52b são mostradas as anomalias de precipitação diária média observadas durante os eventos secos intrasazonais na região R2 para o período DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e para o período DJF 2013/14 a DJF 2014/15 respectivamente. As anomalias negativas são claramente mais intensas sobre o Sudeste para os eventos de DJF 2013/14 a DJF 2014/15. Este aspecto também é verificado em anomalias positivas mais intensas de ROLE durante DJF 2013/14 a DJF 2014/15 (figura 4.53b) em comparação ao período DJF 1980/81 a DJF 2012/13 (figura 4.53a), no qual as anomalias positivas de ROLE foram espacialmente mais amplas sobre o continente, abrangendo uma área que se estendia entre as regiões Sudeste, Centro-oeste e Nordeste brasileiras, porém especificamente sobre o Sudeste, as anomalias não foram tão intensas.

As anomalias nos campos de altura geopotencial em 500 mb para DJF 1980/81 a DJF 2012/13 (figura 4.54a) e para DJF 2013/14 a DJF 2014/15 (figura 4.54b) se assemelham nas latitudes subtropicais, ao mostrar anomalias positivas próximas à costa das regiões Sul e Sudeste do Brasil, no entanto, as anomalias para DJF 2013/14 a DJF 2014/15 sendo mais intensas. Já o padrão identificado ao longo dos dois períodos em latitudes mais elevadas é diferente. Durante o período DJF 1980/81 a DJF 2012/13 observam-se anomalias positivas no Pacífico sudeste e no Atlântico sudoeste, e uma pequena anomalia negativa sobre o sul do continente sul-americano. Já para o período DJF 2013/14 a DJF 2014/15 observa-se um padrão de anomalias positivas sobre o Pacífico sudeste e um cavado proeminente sobre Atlântico sudoeste (que é o oposto ao observado em DJF

1980/81 a DJF 2012/13). Os padrões de anomalias identificadas nos campos de PNMM (figuras 4.55a para 1980/81 a DJF 2012/13 e 4.55b para DJF 2013/14 a DJF 2014/15) se assemelham aos identificados para os campos de altura geopotencial em 500 mb em ambos os períodos. A intensa anomalia positiva em ambos os níveis (baixos e médios níveis) detectada nos eventos secos dos dois últimos verões (DJF 2013/14 a DJF 2014/15), próxima a região costeira do Sudeste, vem sendo associada a um padrão de bloqueio que ocorreu de forma persistente sobre a região, impedindo a passagem de sistemas frontais sobre a região Sudeste (SETH; FERNANDES; CAMARGO, 2015; COELHO et al., 2016; NOBRE et al., 2016).

Este padrão de anomalias mais intensas para DJF 2013/14 a DJF 2014/15 em comparação ao período anterior se repete também para os outros campos. A anomalia de escoamento e divergência em 200mb para DJF 1980/81 a DJF 2012/13 (figura 4.56c) mostra uma circulação anticiclônica sobre todo o Oceano Atlântico sudoeste, em fase com a anomalia positiva de geopotencial em 500 mb observada na figura 4.55a, já para DJF 2013/14 a DJF 2014/15 (figura 4.56d) nota-se a presença de anomalias ciclônicas ao sudeste da América do Sul, uma anomalia anticiclônica próxima a costa do Sul do Brasil e uma anomalia ciclônica centrada sobre a região Centro-Oeste do Brasil. Tais padrões de anomalias de circulação estão associados a um deslocamento do CNE em direção a porção norte da região Sudeste para DJF 1980/81 a DJF 2012/13 (figura 4.56a), e um deslocamento anômalo para sul da AB e do VCAN do NE, além de uma intensificação do JAN na região da foz do Prata para os eventos secos ocorridos entre DJF 2013/14 a DJF 2014/15 (figura 4.56b). Tal configuração atmosférica proporcionou regiões com divergências notáveis em altos níveis da troposfera, como na foz do Prata (entrada equatorial do JAN) e região amazônica (região de difluência associada a AB e o VCAN do NE), enquanto a região Sudeste do Brasil ficou localizada em uma região de escoamento confluyente na porção mais ao sul e sob o VCAN do NE em sua porção mais ao norte, com esta configuração provavelmente contribuindo para condição de estabilidade atmosférica que levou aos períodos de seca sobre a região.

Em baixos níveis, tanto para DJF 1980/81 a DJF 2012/13 (figuras 4.57a e 4.57c) quanto para DJF 2013/14 a DJF 2014/15 (figuras 4.57b e 4.57d), é observada uma anomalia anticiclônica entre as costas da região Sul e Sudeste do Brasil. Em ambos ocorre uma intensificação do JBNAS próximo aos Andes porém para DJF 1980/81 a DJF 2012/13 este fluxo é mais direcionado ao Sul do Brasil, enquanto que para DJF 2013/14 a DJF 2014/15 o fluxo se mostra mais intenso e direcionado a região da foz do Prata. A componente anômala de leste sobre a região Sudeste do Brasil é intensificada. O resultado é um aumento da disponibilidade de umidade sobre as porções mais ao sul e um déficit dela sobre a região Sudeste (figuras 4.58c e 4.58d).

Próximo à costa leste do continente sul-americano, as anomalias de TSM são parecidas para ambos os períodos, para DJF 1980/81 a DJF 2012/13 (figura 4.59a) e para DJF

2013/14 a DJF 2014/15 (figura 4.59b), com um padrão de anomalias positivas próximas à costa das regiões Sul e Sudeste de Brasil e negativas ao longo da costa da Argentina, porém, conforme nos deslocamos em direção ao Oceano Atlântico central, estas anomalias se diferem em ambos os períodos, assim como em outros pontos das redondezas da América do Sul, como ao extremo sul do continente ou na região da ZCIT, onde em ambos os locais são observadas anomalias positivas de TSM em DJF 1980/81 a DJF 2012/13 (figura 4.59a) e negativas em DJF 2013/14 a DJF 2014/15 (figura 4.59b).

Figura 4.52 – Campos médios de anomalia de precipitação diária (mm/dia) para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.

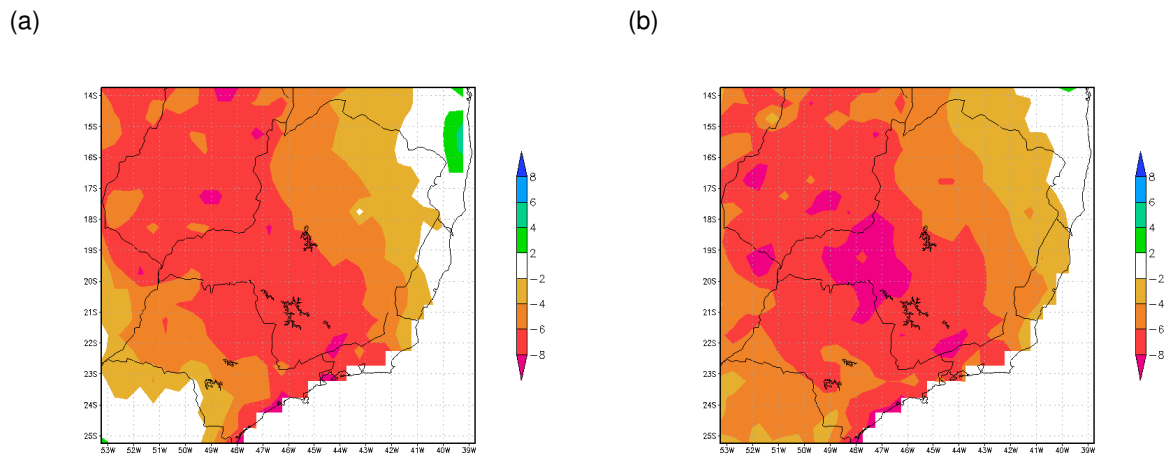


Figura 4.53 – Campos médios de anomalia de radiação de onda longa emitida (ROLE) (W/m^2) para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.

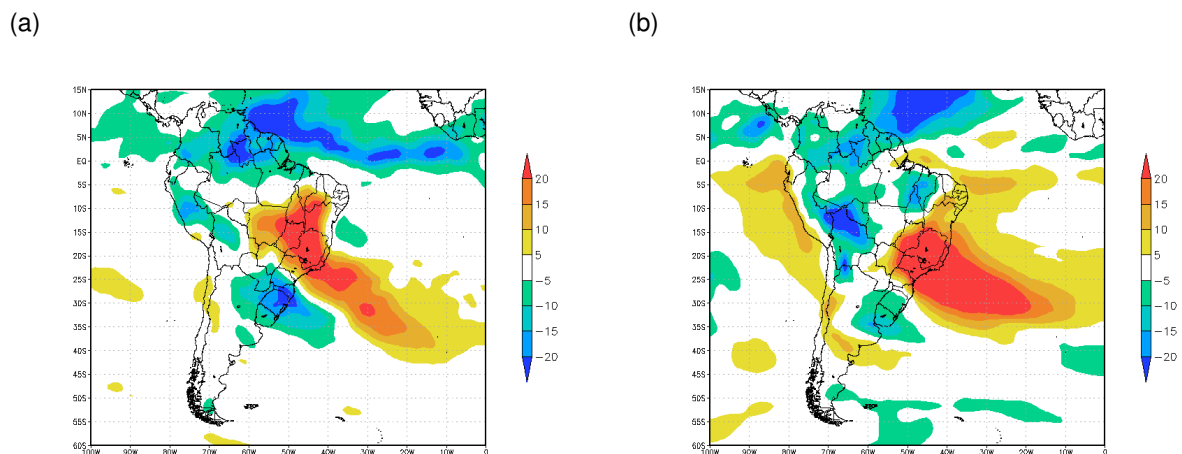
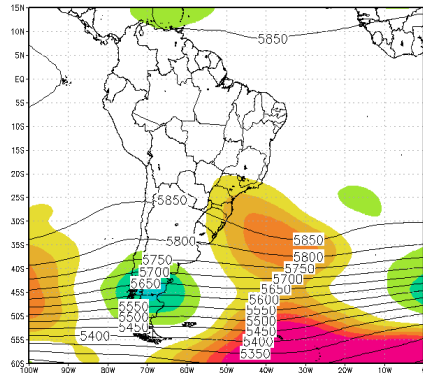


Figura 4.54 – Campos médios de altura geopotencial em 500 mb (m) (contornos) e anomalias (m) (sombreado) para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.

(a)



(b)

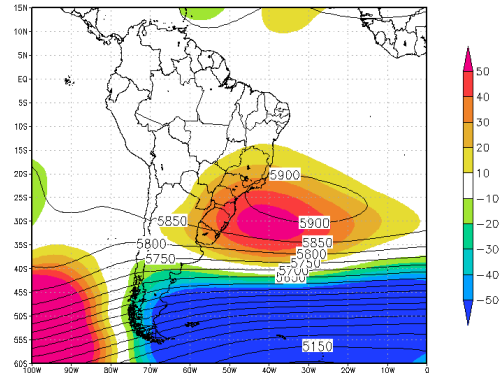
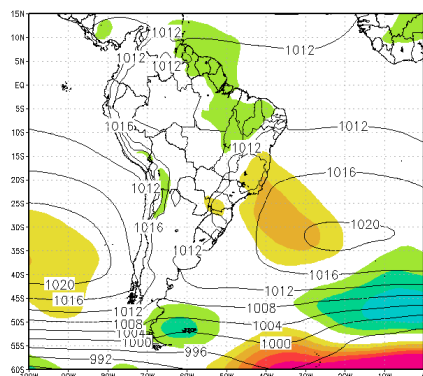


Figura 4.55 – Campos médios de pressão ao nível médio do mar (hPa) (contornos) e anomalias (hPa) (sombreado) para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.

(a)



(b)

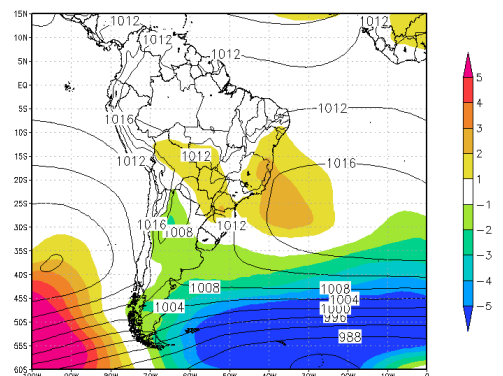
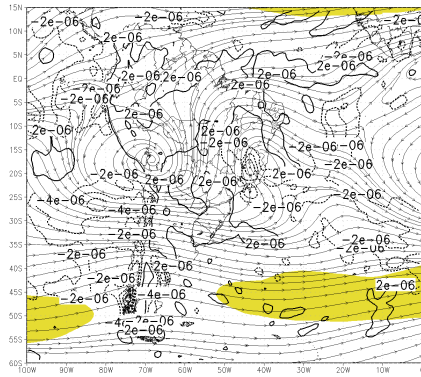
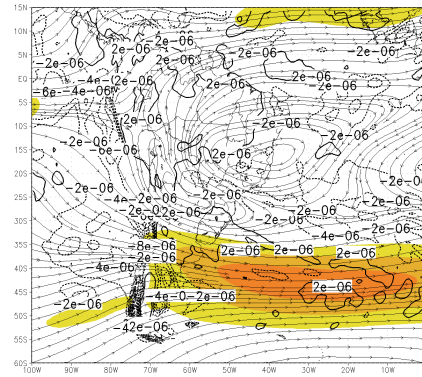


Figura 4.56 – Campos médios do escoamento (linhas de corrente), da magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e da divergência (s^{-1}) (contornos) em 200 mb para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15, e suas anomalias para c) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e d) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.

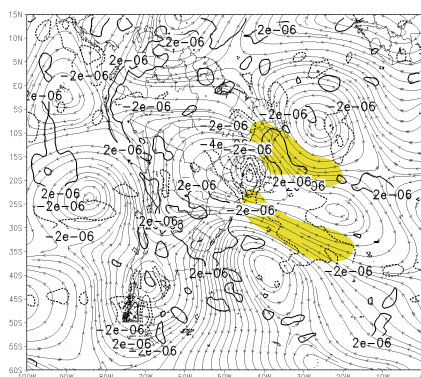
(a)



(b)



(c)



(d)

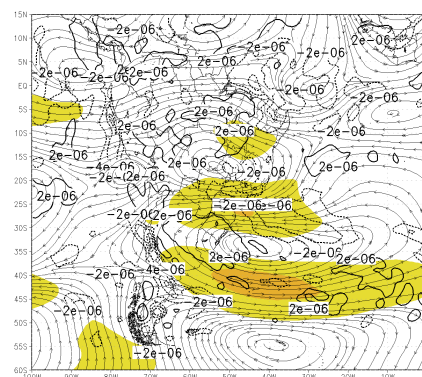
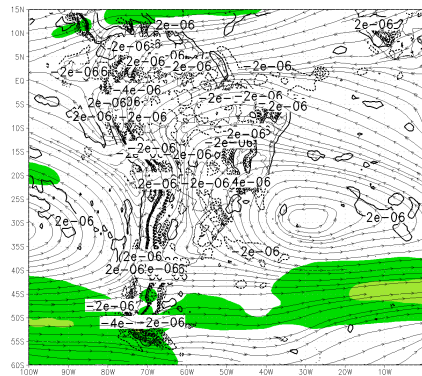
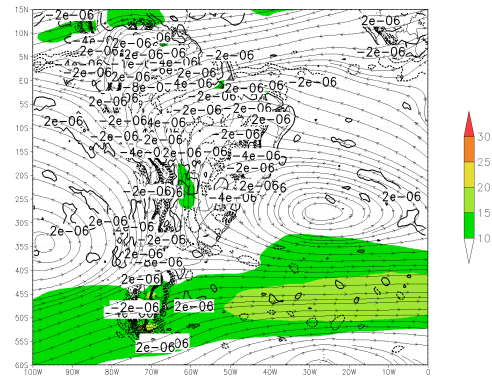


Figura 4.57 – Campos médios do escoamento (linhas de corrente), da magnitude do escoamento (m/s) (sombreado) e da divergência (s^{-1}) (contornos) em 850 mb para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15, e suas anomalias para c) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e d) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.

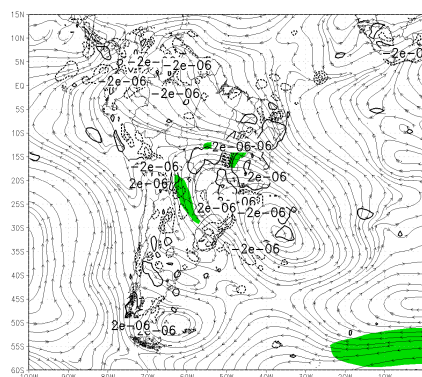
(a)



(b)



(c)



(d)

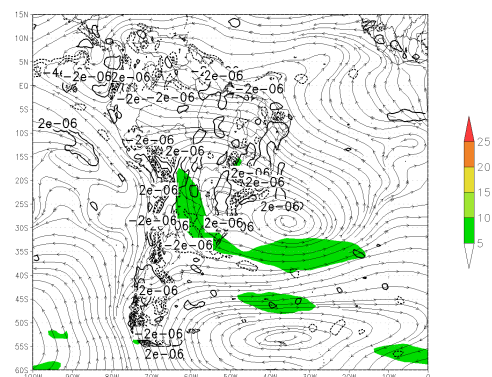
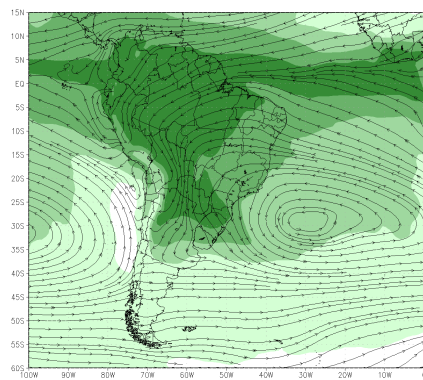
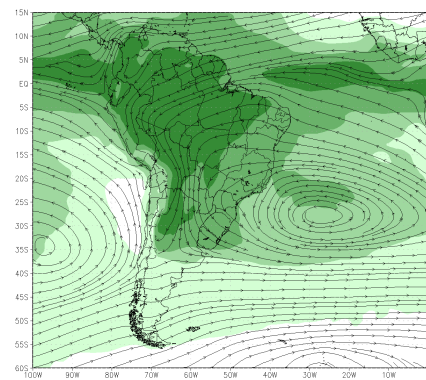


Figura 4.58 – Campos médios do escoamento (linhas de corrente) e da umidade específica (g/kg) (sombreado) em 850 mb para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15, e suas anomalias para c) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e d) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.

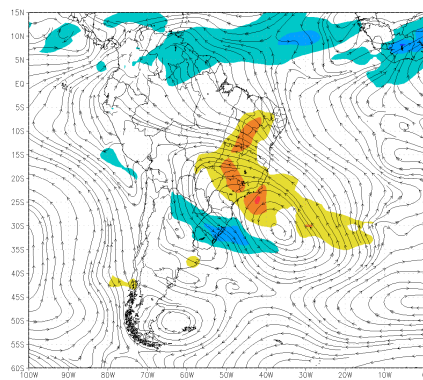
(a)



(b)



(c)



(d)

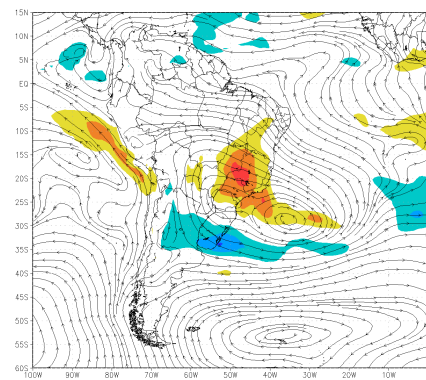
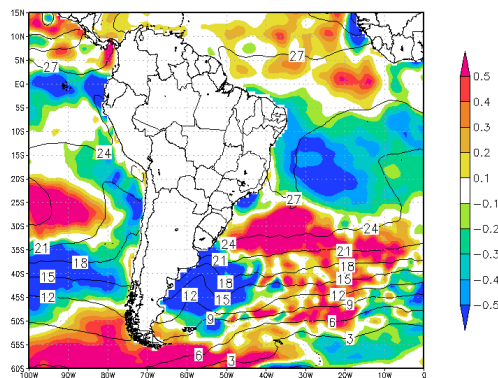
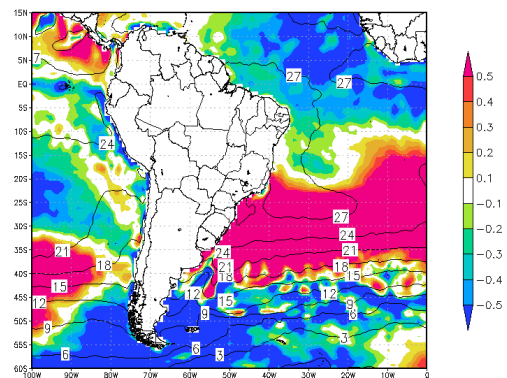


Figura 4.59 – Campos médios de temperatura de superfície do mar (TSM) ($^{\circ}\text{C}$) (contornos) e anomalia da TSM ($^{\circ}\text{C}$) (sombreado) para os eventos secos intrasazonais ocorridos na região R2 entre os períodos de a) DJF 1980/81 a DJF 2012/13 e b) DJF 2013/14 a DJF 2014/15.

(a)



(b)



5 CONCLUSÕES

Neste trabalho foi abordada a problemática envolvendo períodos de seca sobre a região Sudeste do Brasil durante os meses de verão, estação que climatologicamente ocorrem os maiores acumulados de precipitação sobre a região. Objetivou-se a caracterização dinâmica e termodinâmica de eventos secos para esta região e estação. Por eventos secos, neste trabalho, entendeu-se como uma sequência de dias que dentro da série de dados de precipitação diária, se destaquem como períodos em que não ocorra precipitação significativa, nem espacial e nem temporalmente. Foi analisada uma série de 35 verões (trimestres DJF) entre DJF 1980/81 a DJF 2014/15, com dados de precipitação diária interpolados em pontos de grade sobre toda a região Sudeste do Brasil e arredores.

Pelo fato de a região Sudeste ser territorialmente ampla, com regimes de precipitação que variam no tempo e no espaço, foi realizada uma divisão da região em três sub-regiões (R1, R2 e R3) com características homogêneas de precipitação, que foram determinadas a partir do método de análise de clusters. A região R1, mais ao sul, engloba o estado de São Paulo e pequenas porções de estados limítrofes. A região R2, cobriu uma faixa central estendendo-se na diagonal entre os estados de Goiás e Rio de Janeiro, área que climatologicamente está o máximo de precipitação durante a estação do verão. Já R3, mais ao norte, é composta pelo norte de Minas Gerais, Espírito Santo e sul da Bahia.

A identificação de eventos secos foi efetuada pelos métodos MDCS e MLV (vide subseção 3.2.2) aplicados em conjunto sobre os dados de precipitação diária, sendo que a identificação dos eventos foi realizada em separado para cada uma das três regiões homogêneas de precipitação (R1, R2 e R3). Os eventos secos foram classificados de acordo com seu tempo de duração como eventos secos sinóticos (entre 5 a 9 dias de duração) e eventos secos intrasazonais (10 ou mais dias de duração).

O maior número de eventos secos encontrados pelos métodos MDCS e MLV por região para ambas as categorias de eventos (sinóticos e intrasazonais), ao longo dos 35 verões, ocorreu para R3 (36 eventos secos sinóticos e 30 intrasazonais), seguido por R2 (20 eventos secos sinóticos e 4 intrasazonais) e por último R1 (12 eventos secos sinóticos e 2 intrasazonais). No caso desta última, os eventos secos intrasazonais ocorreram exatamente nos dois últimos verões (DJF 2013/14 e DJF 2014/15), que por sinal apresentaram valores significativos de déficit de precipitação trimestral (vide figura 4.1a), inclusive com o trimestre DJF 2013/14 (valores de -251 mm) sendo o maior déficit de precipitação ao longo de toda a série estudada para R1, mostrando a excepcionalidade das condições climáticas observadas sobre esta região. Os valores negativos de correlações existentes entre a variação interanual da anomalia de precipitação e a variação interanual do número de eventos secos sinóticos (r_{sp}) e entre a variação interanual da anomalia de precipitação e a variação interanual do número de eventos secos intrasazonais (r_{ip}), para as três regiões

homogêneas de precipitação, também se mostraram um bom indicativo de que os déficits de precipitação ao longo da série estudada podem ser explicadas em parte pelos eventos secos, sobretudo por eventos secos intrasazonais.

Uma característica em comum a todos os eventos secos (sinóticos e intrasazonais) e independente de região homogênea de precipitação, foi a presença de anomalias de ventos de leste ou sudeste tanto em baixos níveis quanto em altos níveis da troposfera sobre a região apresentando escassez de chuvas (R1, R2 ou R3), mostrando a relevância que este regime de ventos tem para a existência dos períodos secos sobre a região Sudeste, o que é também constatado por Muza et al. (2009) para padrões de seca interanuais sobre o Sudeste.

Com exceção dos eventos secos sinóticos para R1, o restante das classes de eventos secos (intrasazonais e sinóticos) para as três regiões homogêneas de precipitação (R1, R2 e R3), aparentam estar, de forma mais geral, associadas à intensificação e um deslocamento da ASAS em direção ao continente sul-americano, que é constatado através de anomalias positivas de pressão nos campos de PNMM e de anomalias anticiclônicas nos campos de escoamento em 850 mb próximas às costas das regiões Sul e Sudeste do Brasil, em baixos níveis da troposfera. Este deslocamento da ASAS normalmente está também associado ao estabelecimento de uma crista de bloqueio na altura das regiões costeiras do Sul e Sudeste do Brasil em níveis médios da troposfera, dificultando a passagem de sistemas transientes pela região Sudeste.

Por outro lado, os eventos secos sinóticos em R1, estiveram relacionados ao estabelecimento de uma crista, tanto em baixos quanto médios níveis da troposfera, sobre toda a porção sul do continente sul-americano. Isto acarretou em um escoamento bloqueado para os sistemas transientes sobre aquela latitude, desviando-os em direção a porção mais central do Oceano Atlântico e contribuindo para os déficits de precipitação sobre a porção mais ao sul da região Sudeste (relativo à R1).

O dipolo de precipitação, entre a porção centro-leste do Brasil (onde aqui incluí-se a região Sudeste e arredores) e alguma área interior à bacia do Prata (Uruguai, norte da Argentina, sul do Paraguai e sul do Brasil), que é usualmente relatado em estudos sobre diferentes escalas temporais de variabilidade de precipitação sobre a região Sudeste do Brasil (ex. Nogués-Paegle e Mo (1997), Barros et al. (2000), Robertson e Mechoso (2000), Ferraz (2004), Muza et al. (2009), Grimm e Zilli (2009)), foi constatado nos campos médios para todas as sub-regiões em todos os tipos de eventos secos. No caso da região R1 o polo com anomalias positivas de precipitação se deu sobre a foz do Prata, enquanto que para R2 este polo se deu sobre o Sul do Brasil e para R3 o polo se deu entre Santa Catarina, Paraná e os sul de São Paulo. Em alguns casos como para eventos secos sinóticos para R1 houve a modulação concomitante de outra região com convecção sobre o norte do Sudeste e sul do Nordeste do Brasil (a qual apresentou padrão similar ao de ZCAS deslocada para norte), e para os casos de eventos secos intrasazonais nas regiões

R1 e R2 observou-se áreas com precipitação sobre o sudoeste e norte da Amazônia.

Este dipolo de precipitação, em geral, esteve associado a uma intensificação do JBNAS junto à cordilheira dos Andes, que por sua vez esteve associado às anomalias anticiclônicas observadas em baixos níveis sobre o Sul e Sudeste do Brasil. Na maior parte dos eventos secos também houve uma intensificação do JAN sobre a região da foz do Prata, com este mecanismo acoplado ao JBNAS contribuindo para a precipitação aumentada sobre toda a bacia do Prata.

Os campos médios para eventos secos intrasazonais, para as diferentes regiões homogêneas de precipitação, mostram características semelhantes entre si, como a atuação de um trêm de ondas barotrópicas que pode ser observado nos campos anômalos em latitudes mais elevadas. Percebe-se em altos níveis da troposfera, a interação desse trêm de ondas de latitudes mais elevadas com uma alta anômala sobre o Sul do Brasil e uma baixa anômala sobre a porção norte do Brasil, estes dois últimos centros relacionados a alteração da circulação associada a convecção tropical da América do Sul durante os meses de verão. O trêm de ondas normalmente é composto por uma alta sendo observada em vários níveis da atmosfera sobre o Pacífico sudeste (a sudoeste do Chile) e uma baixa no Atlântico sudoeste (a sudeste da Argentina). De acordo como varia-se meridionalmente de região (R1, R2 e R3), este padrão mostra um progressivo, porém leve deslocamento em direção nordeste. Para os eventos secos intrasazonais para as regiões R1 e R2, a presença do VCAN do NE sobre a porção norte da região Sudeste do Brasil parece contribuir para o padrão de anomalias negativas de precipitação sobre toda a porção centro-leste do Brasil. O dipolo de TSM, com anomalias positivas no Oceano Atlântico tropical e negativas nos extratropicais, associado a períodos de seca sobre a região Sudeste, foram notados para as duas classes de eventos secos (sinóticos e intrasazonais) em R2 e R3. Para eventos secos intrasazonais em R1, que é mais ao sul, as anomalias positivas de TSM ocorrem em latitudes mais elevadas, sobre os subtropicais (entre 25°S e 50°S), e anomalias negativas ocorrem em latitudes mais ao sul ainda (ao sul de 50°S). Já para os eventos secos sinóticos em R1, registrou-se características peculiares, com sinais inversos ao esperado, com anomalias negativas sobre os trópicos e subtropicais (10°S a 40°S) e anomalias positivas ao extremo sul da América do Sul (ao sul de 40°S).

O fato de os últimos anos terem sido marcados por verões com escassez de chuvas sobre a região Sudeste, motivou-nos também a realizar uma análise em separado dos processos dinâmicos e termodinâmicos médios associados aos trimestres DJF 2013/14 e DJF 2014/15. Para isto foi comparado os campos médios dos eventos secos intrasazonais para os eventos ocorridos entre DJF 1980/81 e DJF 2012/13 e os eventos ocorridos entre DJF 2013/14 e DJF 2014/15. A escassez de chuvas nesses dois últimos verões pôde ser notada através da própria análise de variação interanual da anomalia de precipitação (figuras 4.1a, 4.1c e 4.1e) efetuada neste trabalho, onde foram encontrados déficits de precipitação trimestral superiores aos 100 mm em ambos os anos para as regiões R1 e

R2. Por sumarização, selecionou-se para esta avaliação os eventos secos intrasazonais em R2, os quais representam a região Sudeste como um todo de maneira mais próxima. Grande parte das características encontradas para eventos secos intrasazonais para a região R2 foram encontradas em ambos os períodos, porém com os campos anômalos de DJF 2013/14 e DJF 2014/15 mostrando anomalias mais intensas de maneira geral. Uma das diferenças encontradas foi o dipolo de precipitação, onde o ramo seco localizado sobre R2 coincidiu com o ramo chuvoso ocorrendo sobre o Sul do Brasil para o período DJF 1980/81 e DJF 2012/13, e sobre a foz do Prata entre DJF 2013/14 e DJF 2014/15. No Atlântico sudoeste notou-se a presença de uma alta em vários níveis da atmosfera para o período DJF 1980/81 e DJF 2012/13, enquanto que para DJF 2013/14 e DJF 2014/15 observou-se o contrário, ou seja, uma baixa em vários níveis da atmosfera. A presença do JBNAS intensificado foi observada para os dois períodos com o advento de uma anomalia anticiclônica continente adentro. O JAN sobre a foz do Prata foi fortalecido somente para DJF 2013/14 e DJF 2014/15 devido ao padrão de anomalia anticiclônica sobre o Sul do Brasil e anomalia ciclônica sobre o Atlântico sudoeste ter sido observado somente nesse período. A TSM com anomalias positivas na porção tropical e negativas nos extratropicais sobre o Atlântico sudoeste foi observada nos dois períodos, entretanto em outros pontos do Oceano Atlântico e Pacífico, nas redondezas da América do Sul, os sinais das anomalias diferiram. Em ambos os períodos observou-se um deslocamento do sistema AB e VCAN do NE em direção ao sul, com o VCAN do NE, em particular, anômala centrado sobre o continente, e especialmente para DJF 2013/14 e DJF 2014/15 apresentando uma proeminência incomum, e contribuindo para os baixos acumulados pluviométricos sobre todo o setor centro-leste do Brasil.

5.1 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

A seguir a uma lista de sugestões de possíveis análises a serem realizadas para trabalhos futuros:

- Associar os eventos secos a modos de variabilidade de variadas escalas temporais como a OMJ e o El-Niño.
- Identificar padrões de teleconexões associados aos diversos eventos secos.
- Avaliar, através de simulações numéricas, o potencial ciclogênico próximo a região da foz do Prata após eventos secos mais duradouros, nos quais houve indícios de aumento deste potencial.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABOU-ALSAMH, R. **The dangers of relying on hydroelectric power: Brazil's lesson.** *Int. Bus. Times*. 2013.

ALMEIDA, R. A. F. D. et al. Negative ocean-atmosphere feedback in the south atlantic convergence zone. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 34, n. 18, 2007.

ANDRADE, K. M.; CAVALCANTI, I. F. Climatologia dos sistemas frontais e padrões de comportamento para o verão na américa do sul. In: SBMET FORTALEZA. **Congresso Brasileiro de Meteorologia**. [S.l.], 2004. v. 13.

BARROS, V. et al. Influence of the south atlantic convergence zone and south atlantic sea surface temperature on interannual summer rainfall variability in southeastern south america. **Theoretical and Applied Climatology**, Springer, v. 67, n. 3, p. 123–133, 2000.

BERRISFORD, P. et al. The era-interim archive. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, 2011.

BOMBARDI, R. J. et al. Precipitation over eastern south america and the south atlantic sea surface temperature during neutral enso periods. **Climate dynamics**, Springer, v. 42, n. 5-6, p. 1553–1568, 2014.

CARLSON, T. N. **Mid-latitude weather systems**. [S.l.]: Academic press, 1991.

CARVALHO, L. M.; JONES, C. Zona de convergência do atlântico sul. In: CAVALCANTI, I. F. et al. (Ed.). **Tempo e Clima**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 6, p. 95–110.

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; AMBRIZZI, T. Opposite phases of the antarctic oscillation and relationships with intraseasonal to interannual activity in the tropics during the austral summer. **Journal of climate**, v. 18, n. 5, p. 702–718, 2005.

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern south america and large-scale convective patterns in the south atlantic convergence zone. **Journal of Climate**, v. 15, n. 17, p. 2377–2394, 2002.

_____. The south atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, 2004.

CAVALCANTI, I. F.; KOUSKY, V. E. Frentes frias sobre o brasil. In: CAVALCANTI, I. F. et al. (Ed.). **Tempo e Clima**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 9, p. 135–148.

CHAVES, R. R.; NOBRE, P. Interactions between sea surface temperature over the south atlantic ocean and the south atlantic convergence zone. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 31, n. 3, 2004.

COELHO, C. A.; CARDOSO, D. H.; FIRPO, M. A. Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in são paulo, brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, Springer, v. 125, n. 3-4, p. 769–784, 2016.

COELHO, C. A. et al. The 2014 southeast brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, Springer, v. 46, n. 11-12, p. 3737–3752, 2016.

DEE, D. et al. The era-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the royal meteorological society**, Wiley Online Library, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011.

ESCOBAR, G. Jatos de altos níveis. In: CAVALCANTI, I. F. et al. (Ed.). **Tempo e Clima**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 8, p. 127–134.

ESCOBAR, H. Drought triggers alarms in brazil's biggest metropolis. **Science**, American Association for the Advancement of Science, v. 347, n. 6224, p. 812–812, 2015.

FERRAZ, S. E. T. **Variabilidade intrasazonal no Brasil e Sul da América do Sul**. 2004. Tese (Doutorado), 2004.

FERREIRA, N. J.; RAMÍREZ, M. V.; GAN, M. A. Vórtices ciclônicos de altos níveis que atuam na vizinhança do nordeste do brasil. In: CAVALCANTI, I. F. et al. (Ed.). **Tempo e Clima**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 3, p. 43–60.

FERREIRA, R. N. et al. Variability of south american convective cloud systems and tropospheric circulation during january–march 1998 and 1999. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 5, p. 961–973, 2003.

FRANCHITO, S. H. et al. Rainy-season duration estimated from olr versus rain gauge data and the 2001 drought in southeast brazil. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 5, p. 1493–1499, 2008.

GALLEGO, D. et al. A new look for the southern hemisphere jet stream. **Climate Dynamics**, Springer, v. 24, n. 6, p. 607–621, 2005.

GRIMM, A. M. The el niño impact on the summer monsoon in brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 263–280, 2003.

_____. Variabilidade interanual do clima no brasil. In: CAVALCANTI, I. F. et al. (Ed.). **Tempo e Clima**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 22, p. 353–374.

GRIMM, A. M.; PAL, J. S.; GIORGI, F. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in south america: Role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern brazil. **Journal of Climate**, v. 20, n. 24, p. 5929–5945, 2007.

GRIMM, A. M.; ZILLI, M. T. Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in south america. **Journal of Climate**, v. 22, n. 9, p. 2257–2275, 2009.

HAARSMA, R. J.; CAMPOS, E. J.; MOLTENI, F. Atmospheric response to south atlantic sst dipole. **Geophysical research letters**, Wiley Online Library, v. 30, n. 16, 2003.

HANBURY, S. Brazil's worst drought in history prompts protests and blackouts. **The Guardian**, v. 23, 2015.

HEIM, R. R. A review of twentieth-century drought indices used in the united states. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 8, p. 1149–1165, 2002.

HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the tropical americas. **Journal of Climate**, v. 2, n. 11, p. 1388–1403, 1989.

HUIJGEVOORT, M. V. et al. A generic method for hydrological drought identification across different climate regions. **Hydrology and Earth System Sciences**, Copernicus GmbH, v. 16, n. 8, p. 2437, 2012.

IBGE. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. 2010.

_____. **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**. 2014.

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**, Meteorological Society of Japan, v. 70, n. 4, p. 813–836, 1992.

_____. 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**, Meteorological Society of Japan, v. 71, n. 5, p. 581–610, 1993.

LENTERS, J.; COOK, K. 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. 656–678, 1997.

LIEBMANN, B.; ALLURED, D. Daily precipitation grids for south america. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 86, n. 11, p. 1567, 2005.

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**, v. 17, n. 19, p. 3829–3842, 2004.

LY, S.; CHARLES, C.; DEGRE, A. Geostatistical interpolation of daily rainfall at catchment scale: the use of several variogram models in the ourthe and ambleve catchments, belgium. **Hydrology and Earth System Sciences**, European Geosciences Union, v. 15, n. 7, p. 2259–2274, 2011.

MADDEN, R. A.; JULIAN, P. R. Observations of the 40–50-day tropical oscillation—a review. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 814–837, 1994.

MARENGO, J. A. 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, n. 12, p. 2261–2280, 2004.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale meteorology in midlatitudes**. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2011.

MUZA, M. N. et al. Intraseasonal and interannual variability of extreme dry and wet events over southeastern south america and the subtropical atlantic during austral summer. **Journal of Climate**, v. 22, n. 7, p. 1682–1699, 2009.

NOBRE, C. A. et al. Some characteristics and impacts of the drought and water crisis in southeastern brazil during 2014 and 2015. **Journal of Water Resource and Protection**, Scientific Research Publishing, v. 8, n. 02, p. 252, 2016.

NOGUÉS-PAEGLE, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over south america during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 279–291, 1997.

NUNES, L. H.; VICENTE, A. K.; CANDIDO, D. H. Clima da região sudeste do brasil. In: CAVALCANTI, I. F. et al. (Ed.). **Tempo e Clima**. São Paulo: Oficina de Textos, 2009. cap. 16, p. 243–258.

OTTO, F. E. et al. Factors other than climate change, main drivers of 2014/15 water shortage in southeast Brazil. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 96, n. 12, p. S35–S40, 2015.

PAMPUCH, L. **Características Sinóticas e Dinâmicas de Períodos Extremos Secos sobre o Sudeste do Brasil e sua Relação com a TSM do Atlântico Sul**. 2014. 193 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

PEIXÓTO, J. P.; OORT, A. H. Physics of climate. **Reviews of Modern Physics**, APS, v. 56, n. 3, p. 365, 1984.

QUADRO, M. d. L. **Estudo de Episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul ZCAS sobre a América do Sul**. 1994. Dissertação (Mestrado) — Dissertação (Mestrado em Meteorologia)-(INPE-6341-TDI/593). São José dos Campos, SP, 1994.

REBOITA, M. S. et al. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, SciELO Brasil, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010.

_____. Anomalias dos padrões sinóticos da atmosfera na América do Sul nos meses de janeiro de 2014 e 2015. **Revista Brasileira de Energias Renováveis**, v. 4, n. 4, 2015.

ROBERTSON, A. W.; MECHOSO, C. R. Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic convergence zone. **Monthly weather review**, v. 128, n. 8, p. 2947–2957, 2000.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; SAULO, A. Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, Wiley Online Library, v. 107, n. D24, 2002.

SANTOS, C. A. C. d.; BRITO, J. I. B. d. Análise dos índices de extremos para o semi-árido do Brasil e suas relações com TSM e IVDN. **Revista Brasileira de Meteorologia**, SciELO Brasil, v. 22, n. 3, p. 303–312, 2007.

SANTOS, C. A. C. d. et al. Tendências dos índices de precipitação no estado do Ceará. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 24, n. 1, p. 39–47, 2009.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; DIAS, P. L. S. South America. In: **Meteorology of the Southern Hemisphere**. [S.l.]: Springer, 1998. p. 119–139.

SETH, A.; FERNANDES, K.; CAMARGO, S. J. Two summers of São Paulo drought: Origins in the western tropical Pacific. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 42, n. 24, 2015.

STENSRUD, D. J. Importance of low-level jets to climate: A review. **Journal of Climate**, v. 9, n. 8, p. 1698–1711, 1996.

TOLOI, R. C. et al. Droughts in the Tietê-Paraná waterway: impacts on the direct, indirect and hidden costs in the transportation of soybean. **Independent Journal of Management & Production**, v. 7, n. 2, p. 431–444, 2016.

VENEGAS, S.; MYSAK, L.; STRAUB, D. Atmosphere–ocean coupled variability in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 10, n. 11, p. 2904–2920, 1997.

VINCENT, L. A.; MEKIS, E. Changes in daily and extreme temperature and precipitation indices for Canada over the twentieth century. **Atmosphere-Ocean**, Taylor & Francis, v. 44, n. 2, p. 177–193, 2006.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric science: an introductory survey**. [S.l.]: Academic press, 2006.

WARD, J. H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. **Journal of the American statistical association**, Taylor & Francis, v. 58, n. 301, p. 236–244, 1963.

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. [S.l.]: Academic press, 2006.

XAVIER, A. C.; KING, C. W.; SCANLON, B. R. Daily gridded meteorological variables in brazil (1980–2013). **International Journal of Climatology**, Wiley Online Library, 2015.

APÊNDICE A – ANEXO A - DATAS DOS EVENTOS SECOS

A.1 REGIÃO R1

Tabela A.1 – Datas de início e término dos eventos secos a) sinóticos e b) intrasazonais identificados pelos métodos MDCS e MLV para a região R1

(a)

Início	Fim	Duração (dias)
14/01/1982	18/01/1982	5
19/12/1984	24/12/1984	6
06/12/1985	13/12/1985	8
04/12/1988	10/12/1988	7
01/02/1990	05/02/1990	5
16/02/1990	21/02/1990	6
20/02/1991	26/02/1991	7
29/12/1992	02/01/1993	5
16/12/1999	20/12/1999	5
07/02/2005	11/02/2005	5
13/01/2006	17/01/2006	5
04/12/2008	08/12/2008	5

(b)

Início	Fim	Duração (dias)
30/01/2012	09/02/2012	11
29/01/2014	08/02/2014	11

A.2 REGIÃO R2

Tabela A.2 – Datas de início e término dos eventos secos a) sinóticos e b) intrasazonais identificados pelos métodos MDCS e MLV para a região R2

(a)

Início	Fim	Duração (dias)
04/02/1981	08/02/1981	5
15/02/1981	23/02/1981	9
15/01/1984	19/01/1984	5
30/01/1984	03/02/1984	5
22/02/1986	28/02/1986	7
15/01/1988	19/01/1988	5
13/01/1990	17/01/1990	5
20/01/1990	25/01/1990	6
31/01/1990	05/02/1990	6
26/01/1993	30/01/1993	5
17/02/1994	21/02/1994	5
14/01/1995	18/01/1995	5
24/01/1996	30/01/1996	7
16/01/2001	20/01/2001	5
28/12/2007	02/01/2008	6
31/01/2010	04/02/2010	5
04/02/2012	08/02/2012	5
12/02/2013	17/02/2013	6
03/01/2014	09/01/2014	7
26/12/2014	30/12/2014	5

(b)

Início	Fim	Duração (dias)
10/02/1982	21/02/1982	12
12/01/2006	25/01/2006	14
30/01/2014	11/02/2014	13
07/01/2015	21/01/2015	15

A.3 REGIÃO R3

Tabela A.3 – Datas de início e término dos eventos secos a) sinóticos e b) intrasazonais identificados pelos métodos MDCS e MLV para a região R3

(a)			(b)		
Início	Fim	Duração (dias)	Início	Fim	Duração (dias)
31/01/1981	08/02/1981	9	13/12/1983	24/12/1983	12
05/12/1981	13/12/1981	9	10/01/1984	20/01/1984	11
19/12/1981	25/12/1981	7	12/01/1986	28/01/1986	17
27/01/1984	03/02/1984	8	08/01/1987	17/01/1987	10
01/02/1985	07/02/1985	7	24/01/1987	10/02/1987	18
12/12/1985	16/12/1985	5	14/01/1988	03/02/1988	21
21/02/1986	27/02/1986	7	26/12/1988	16/01/1989	22
15/12/1986	22/12/1986	8	09/02/1989	28/02/1989	20
14/02/1988	22/02/1988	9	07/01/1990	03/02/1990	28
06/02/1990	12/02/1990	7	10/02/1994	20/02/1994	11
22/12/1991	28/12/1991	7	07/01/1995	21/01/1995	15
22/02/1993	28/02/1993	7	19/02/1995	28/02/1995	10
10/12/1994	15/12/1994	6	17/01/1996	28/01/1996	12
26/12/1994	03/01/1995	9	23/12/1997	07/01/1998	16
03/01/1996	10/01/1996	8	29/01/1998	10/02/1998	13
07/02/1996	13/02/1996	7	30/01/1999	20/02/1999	22
25/02/1996	29/02/1996	5	04/01/2001	13/01/2001	10
09/12/1998	15/12/1998	7	24/01/2001	06/02/2001	14
16/01/1999	24/01/1999	9	09/02/2001	24/02/2001	16
22/01/2002	30/01/2002	9	10/02/2003	19/02/2003	10
01/12/2002	06/12/2002	6	23/01/2006	08/02/2006	17
21/02/2003	28/02/2003	8	29/01/2009	08/02/2009	11
10/12/2003	18/12/2003	9	08/12/2009	18/12/2009	11
05/12/2004	09/12/2004	5	29/01/2011	16/02/2011	19
18/12/2005	25/12/2005	8	20/02/2012	29/02/2012	10
01/01/2006	06/01/2006	6	02/12/2012	11/12/2012	10
16/01/2006	20/01/2006	5	15/12/2012	10/01/2013	27
14/02/2006	22/02/2006	9	10/02/2013	27/02/2013	18
20/12/2006	26/12/2006	7	23/12/2014	22/01/2015	31
31/12/2007	06/01/2008	7	25/01/2015	04/02/2015	11
08/02/2008	15/02/2008	8			
17/12/2010	24/12/2010	8			
19/12/2011	27/12/2011	9			
26/01/2012	31/01/2012	6			
07/02/2012	11/02/2012	5			
30/12/2013	07/01/2014	9			