

**Universidade de São Paulo
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia Física**

Giovana Luz

**OCEANO ATLÂNTICO SUL E A PRECIPITAÇÃO NO ESTADO DE
SÃO PAULO**

**São Paulo
2010**

**Universidade de São Paulo
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas
Departamento de Geografia
Programa de Pós-Graduação em Geografia Física**

Giovana Luz

**OCEANO ATLÂNTICO SUL E A PRECIPITAÇÃO NO ESTADO DE
SÃO PAULO**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, para obtenção do título de Mestre em Geografia.

Área de Concentração: Climatologia

**São Paulo
2010**

À meus pais, Pedro e Rosa

Agradecimentos

Expresso meus sinceros agradecimentos a todas as pessoas que contribuíram direta e indiretamente para a conclusão deste trabalho. Especialmente agradeço aos meus pais pelo apoio constante e infinita dedicação ao longo de toda vida, aos meus irmãos Francyne e Bruno pela amizade incondicional e todas as coisas que me ensinaram.

Aos meus familiares, mas em especial à minha avó, Avanir, que sempre me espera com olhos de saudade, e nem por um dia deixa de me colocar em suas orações. Aos meus tios, tão queridos, que renovam minhas energias toda vez que os encontro, dando mais força para que eu siga em frente.

Às minhas amigas e companheiras, Patricia e Paula, que mesmo distante, nunca estiveram afastadas. À Juliana F. Manoel, prima e amiga, desde sempre. Às companheiras deste jornada, Mariana e Milena, muito obrigada por fazer meus dias mais leves. Ao Paulo, que tardiamente se fez indispensável na fase final desta etapa.

Aos meus amigos companheiros do Laboratório de Climatologia e Biogeografia, Karine, Priscilla, Carlos, Elaine, Jorge que fizeram parte da maratona diária e pelo apoio constante. Aos colegas Julio Chiquetto, Ricardo Sartorello e Gustavo Moreira. E agradeço em especial a Ivan Saraiva pelo apoio na realização das disciplinas no IAG.

A Prof.^a Dr.^a Maria Elisa Siqueira Silva, pela dedicação, paciência, a sempre disposição nas orientações, correções, e incansável espírito crítico, para a construção deste trabalho o meu muito obrigada.

Ao Dr. José Roberto Rozante que viabilizou a visita técnica no CPTEC/INPE. E ao Dr. Caio A. S. Coelho que gentilmente ensinou a manipulação do pacote estatístico R. Ao Dr. Tércio Ambrizzi pelas valiosas sugestões na confecção dos

resultados. Ao Dr. Gilvan Sampaio pela confiança depositada.

Às secretárias acadêmicas Ana, Cida, Jurema, Rosângela, José Firmino e ao técnico do Laboratório de Climatologia e Biogeografia, Rogério sempre dispostos ajudar e esclarecer dúvidas.

Ao CNPq, pela bolsa concedida.

Resumo

O objetivo deste trabalho é investigar a relação entre a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Oceano Atlântico Sul (OAS) e a precipitação no estado de São Paulo. Para tanto, adotaram-se as escalas mensal e sazonal. A técnica estatística multivariada, chamada Análise de Componentes Principais (ACP, ou EOF em inglês) foi aplicada para definir as áreas homogêneas do oceano (de 'A' a 'L') e as sub-regiões do continente (de 1 a 7). Além da definição das áreas e sub-regiões, a ACP identificou muito bem os padrões espaciais da precipitação e da TSM em todas as escalas adotadas: mensal contínua, mensal descontínua e sazonal. Na ACP da série temporal sazonal de verão, o primeiro e o segundo modos da precipitação evidenciam a distribuição espacial típica de verão (zonal) para o estado de São Paulo, e a variância explicada por esses dois modos juntos é de 59,79% do total. Esta distribuição espacial já havia sido observada nas análises iniciais a partir das médias sazonais da precipitação, padrão que se explica pelos fluxos de umidade que, nesta estação, devido ao sistema de monções da América do Sul, movem-se mais intensamente em direção ao continente. Já na ACP da série temporal sazonal de inverno, o primeiro e segundo modos da precipitação evidenciam a distribuição meridional, com variância explicada de 39,15 e 17,77%, respectivamente. Os sistemas frontais no inverno agem como responsáveis por uma parcela considerável do total precipitado, o que explica o padrão meridional da chuva. Os coeficientes de correlação linear significativos entre as áreas oceânicas e sub-regiões continentais homogêneas demonstraram que a variabilidade sazonal da precipitação está associada à TSM, sobretudo na porção central da área estudada (próximo ao litoral sul e sudeste do Brasil), nas estações seca (abril a setembro) e chuvosa (outubro a março). Além das variáveis principais (precipitação e TSM), os campos de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE), Pressão no nível do Mar (PNM), e Divergência do ar em 250 e 850hPa auxiliaram na identificação dos padrões atmosféricos e na análise dos eventos extremos. As estações consideradas atípicas, ou seja, as que apresentaram média muito acima ou muito abaixo do desvio padrão, foram separadas em quatro classes: verão chuvoso, verão seco, inverno chuvoso e inverno seco. A partir da análise desses eventos, conclui-se então que a TSM do OAS pode alterar consideravelmente o padrão sazonal de precipitação no estado de São Paulo, principalmente se estiver atrelada a padrões atmosféricos. No inverno, anomalias negativas (positivas) de TSM estão associadas com a precipitação acima (abaixo) da média climatológica nesse estado. Devido a bloqueios atmosféricos no OAS no verão, a diminuição da passagem de sistemas frontais pode intensificar anomalias positivas no oceano, as quais estão associadas aos períodos chuvosos no sul do país e de seca no estado de São Paulo.

Palavras-chave: TSM, precipitação, São Paulo, ACP, variabilidade climática.

Abstract

The purpose of this paper is to study the relationship between the Sea Surface Temperature (SST) in the South Atlantic Ocean (SAO) and the precipitation in São Paulo state. So, the monthly and seasonal scales were adopted. The Principal Component Analysis multivariate statistic technic (PCA, and also called EOF) was applied to define the ocean's homogeneous areas (from 'A' to 'L') and the continent's sub-regions (from 1 to 7). Besides defining the areas and sub-regions, the PCA has identified very well the spatial patterns of the precipitation and SST in all the adopted scales: continuous monthly, discontinuous monthly and seasonal. In the PCA of the summer seasonal temporal series, the first and the second precipitation's mode evidence the summer-typical spatial distribution (zonal) for São Paulo state, and the variance explained by these two modes together is 59,79% of the total. This spatial distribution was already noted in the first analysis from the seasonal precipitation averages, and such a pattern is explained by the flow of humidity, which in the summer, owing to the South America monsoon systems, move more intensely toward the continent. On the other hand, in the PCA of the winter seasonal temporal series, the first and the second precipitation's modes evidence the meridional distribution, with a variance explained from 39,15 to 17,77%, respectively. The frontal systems in the winter act as responsables for a substantial portion of the total of precipitation, which explains the rain's meridional pattern. The significative linear correlation coefficients between the oceanic areas and the homogeneous continental sub-regions demonstrate that the precipitation's seasonal variability is associated to the SST, mostly in the central portion of the studied area (next to the southern and southeastern Brazilian coast), in the drought season (from April to September) and rainy season (from October to March). Besides the principal variables (precipitation and SST), the fields of Outgoing Long wave Radiation (OLR), Sea-level Pressure (SLP) and air Divergence in 250 and 850hPa has helped to identify the atmospheric patterns and to analyze the extreme events. The atypical seasons, in other words, those which presented an average too high or too low compared to the standard deviation, were divided in four categories: rainy summer, drought summer, rainy winter and drought winter. With the analysis of these events, it is possible to conclude that the SST of the SAO can change substantially the precipitation seasonal pattern in São Paulo state, mainly if it is linked to atmospheric patterns. In the winter, SST's negative (positive) anomalies are associated to the overage (underage) climatologic precipitation in this state. Owing to atmospheric blockades on the SAO in the summer, the decreasing transit of frontal systems can intensify positive anomalies in the ocean, which are associated to the rainy periods in the Brazilian South and drought periods in the São Paulo state.

Keywords: SST, precipitation, São Paulo state, PCA, climate variability.

Lista de Abreviaturas

ACP – Análise de Componentes Principais

AMS – América do Sul

ASAS – Alta Subtropical do Atlântico Sul

AVHRR - Advanced Very High Resolution Radiometer

CPTEC/INPE - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto

Nacional de Pesquisas Espaciais

CCM – Complexos Convectivos de Mesoescala

CDC - Climatic Diagnostic Center

DIVG - Divergência

EN - El Niño

ENOS - El Niño Oscilação Sul

EOF – Empirical Orthogonal Function

FFLCH - Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas

FORTTRAN - Formula Translation

GrADS - Grid Analysis and Display System

HS - Hemisfério Sul

IAC – Instituto Agrônomo de Campinas

IAG - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IOS - Índice de Oscilação Sul

JBN - Jato de Baixos Níveis

JS - Jato Subtropical

LN - La Niña

NCAR - National Center for Atmospheric Research

NCEP - National Centers for Environmental Prediction

NOAA - National Oceanic and Atmospheric Administration

OAS – Oceano Atlântico Sul

PNM - Pressão ao Nível do Mar

PCP - Precipitação

ROLE - Radiação de Onda Longa Emergente

R – pacote estatístico R

RMSP – Região Metropolitana da São Paulo

RS - Rio Grande do Sul

S – Sul

SC – Santa Catarina

SCM - Sistema Convectivo de Mesoescala

SEADE – Fundação Sistema Estadual de Análise de Dados

SF - Sistema Frontal

TSM - Temperatura da Superfície do Mar

U - Vento Zonal

USP - Universidade de São Paulo

V - Vento Meridional

VCAN - Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis

ZCAS - Zona de Convergência do Atlântico Sul

ZCIT - Zona de Convergência Intertropical

SUMÁRIO

1 -INTRODUÇÃO	12
1.1 – Objetivo.....	15
1.2 – Motivação.....	15
2- REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	16
2.1 - Caracterização da Área Estudada – O estado de São Paulo.....	16
2.2 - Estudos em Climatologia.....	19
2.3 - Alguns trabalhos de climatologia geográfica no estado de São Paulo...21	
2.4 - A climatologia no estado de São Paulo e as Influencias no Oceano.....25	
2.5 - Condições climáticas na América do Sul (da precipitação).....30	
3- METODOLOGIA E DADOS	39
3.1 - Dados Utilizados.....	39
3.2 – Metodologia.....	41
3.3 - Teste de Hipótese do Coeficiente de Correlação.....	49
3.4 - Análise de Componentes Principais.....	49
4 – RESULTADOS	51
4.1.1 – Variabilidade Sazonal do Continente.....	51
4.1.2 – Variabilidade Sazonal do Oceano.....	64
4.2 – Primeira Análises.....	66
4.2.1 – Análise do Coeficiente de Correlação Linear entre Precipitação (ou ROLE) x TSM71	71
4.3 – Aplicação da Análise de Componentes Principais.....	77
4.3.1 – Análise Mensal Contínua da Precipitação.....	77
4.3.2 – Análise Mensal Descontínua da Precipitação.....	80
4.3.3 – Análise Mensal Contínua da TSM.....	87
4.3.4 – Análise Mensal Descontínua da TSM.....	90
4.3.5 – Análise Sazonal da Precipitação de Verão (outubro a março).....	97
4.3.6 – Análise Sazonal da Precipitação de Inverno (abril a setembro).....	100
4.3.7 – Análise Sazonal da TSM de Verão e Inverno.....	103
4.4 – Coeficiente de Correlação Linear.....	108
4.4.1 - Correlação dos Coeficientes de Expansão Temporal - Mensal e	

Sazonal.....	108
4.4.2 – Correlação da anomalias Sazonais.....	113
4.5 – Análises Finais.....	121
4.5.1 – Inverno Seco – 2001.....	127
4.5.2 – Verão Seco – 1999.....	130
4.5.3 – Inverno Chuvoso – 1988.....	132
4.5.4 – Verão Chuvoso – 1989.....	135
5 – CONCLUSÕES.....	152
6 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	158
APÊNDICE A.....	174
APÊNDICE B.....	176

1 - Introdução

Definir bem as relações entre as variações da temperatura da superfície do mar e as da precipitação são fundamentais para um maior entendimento do sistema climático e de suas influências no cotidiano. A interação entre estas duas variáveis é parte de todo o complexo sistema climático. O estudo da relação entre os oceanos e a precipitação é justificado pela influência que os oceanos exercem no comportamento da atmosfera na escala climática, que está intimamente ligado à sua alta capacidade térmica.

A precipitação, por outro lado, é uma variável que detém grande influência sobre a vida no globo, definindo áreas geográficas e períodos de tempo secos e úmidos. A variabilidade climática de uma região é determinada tanto por aspectos locais, como latitude, relevo e continentalidade, como pela teleconexões com outras áreas do globo.

A caracterização climática do estado de São Paulo, do ponto de vista regional, ou seja, considerando-se parte do território da América do Sul (AMS), é consequência da influência do movimento atmosférico em grande escala e escala sinótica. Na escala sinótica, a passagem dos sistemas transientes, ciclones e anticiclones extratropicais, constituem um dos principais mecanismos para a determinação do clima desta região.

Nas regiões tropicais da América do Sul, deve-se considerar adicionalmente a contribuição da convecção local como mecanismo responsável para a determinação climática, principalmente durante o verão. Em princípio, a variação TSM nos oceanos pode contribuir para a modificação, tanto da intensidade como da frequência, dos sistemas atmosféricos em várias escalas.

A região do Oceano Atlântico Sul (OAS), principalmente nas latitudes mais altas, apresenta variação sazonal bem marcada, os valores de TSM acompanham o ciclo anual da radiação. Nesta mesma bacia é possível verificar forte contraste

térmico na região de confluência da Corrente do Brasil e das Malvinas, a aproximadamente 36°S, próximo Foz do Rio da Prata.

Na atmosfera, a variação sazonal da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), com sua intensificação e deslocamento em direção ao continente e a passagem das massas de ar mais frio nos períodos de inverno, e durante os invernos, o estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) durante o verão definem padrões sazonais para grande parte da América do Sul, inclusive para a região subtropical Sudeste do Brasil.

Muitos autores têm estudado as relações entre o comportamento da atmosfera e o do oceano. Particularmente, em estudos sobre a associação da variabilidade da precipitação e da temperatura no estado de São Paulo e a da TSM nos Oceanos Pacífico e Atlântico, como, por exemplo em Biassuti (2002), Bomventi (2007), Cardoso e Silva Dias (2000, 2003 e 2004) , Cardoso (2005) Drumond (2005), Grimm e Feuser (1998), Lentini (1997), Cavalcanti et. al. (2009), Veiga et al. (2008), Coelho et. al. (1999), Coelho e Ambrizzi (2000). Em cada um dos trabalhos citados, são apresentadas particularidades metodológicas, diferentes abordagens para diferentes recortes espaciais e variáveis; mas, todos buscaram melhor entender os fluxos de calor sensível e latente que definem a intrínseca relação entre a variabilidade dos oceanos e a da atmosfera.

Vários fenômenos climáticos podem ser citados como exemplos de interação entre oceano e atmosfera. O fenômeno El Niño-Oscilação Sul (ENOS), variabilidade de grande escala que proporciona condições anômalas de aquecimento e resfriamento no Pacífico Equatorial, é o mais intenso deles. Este fenômeno está associado a anomalias nos campos de pressão atmosférica no Hemisfério Sul e ao deslocamento zonal da célula de Walker, modificando assim as regiões de ascendência e subsidência do ar que, por sua vez, alteram os campos de precipitação e temperatura em diversas regiões do globo (Wells, 1998). O ENOS está associado a alterações do escoamento da atmosfera tropical e extratropical, causando fortes impactos na América do Sul.

O clima na América do Sul (AMS), principalmente na parte norte, é também influenciado por outro fenômeno de interação oceano-atmosfera: o dipolo do Atlântico Tropical. Este fenômeno contribui para a determinação da posição meridional da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e, conseqüentemente, exerce influência sobre o período chuvoso do norte das regiões Norte e Nordeste do Brasil e, da região do Sahel na África (Aragão, 1998).

A localização geográfica de uma determinada região contribui para a definição de seu clima, estabelecendo índices de evaporação, o valor médio da temperatura, a intensidade e frequência dos sistemas atmosféricos atuantes. O estado de São Paulo, por localizar-se na região subtropical, recebe a influência de vários tipos de sistemas precipitantes, característicos da escala sinótica à mesoescala e escala local. Frentes frias (Ferreira e Kousky, 1981), linhas de instabilidade (Lemos e Tota, 2000), Jato Subtropical de Altos Níveis (Cruz, 1998), Jato de Baixos Níveis (Marengo et al., 2002; 2004), ZCAS (Kodama et al., 1992), sistemas convectivos de mesoescala (Silva Dias, 1987) e brisa marítima (Cerqueira, 2006) são exemplos de sistemas atmosféricos que contribuem para a definição do clima na região do estado de São Paulo. Pela proximidade, a faixa leste do estado é também influenciada pela entrada de ar úmido oriundo do oceano e pela brisa terra-mar. A temperatura da superfície do mar no Atlântico Sul interfere no clima da região (Cardoso, 2005).

1.1 - Objetivo

Este trabalho tem como objetivo investigar a relação entre a TSM do Oceano Atlântico Sul e a ocorrência de precipitação no estado de São Paulo, nas escalas sazonal e mensal. O período de análise inicia-se em 1982 estendendo-se até 2005. Além da subdivisão da escala temporal em sazonal e mensal, é considerada a identificação de áreas homogêneas, tanto relativas à precipitação continental como relativas à TSM no oceano. Com base nos resultados com correlação significativa, é ainda objetivo desta pesquisa, gerar um modelo conceitual de associação entre o comportamento do Oceano Atlântico Sul e o da precipitação no estado de São Paulo.

1.2 - Motivação

O clima é regulado pelo fluxo de energia radiante proveniente do sol, que interage com o ar, a água e solo, num sistema em rotação. Estes aspectos desencadeiam a movimento da atmosfera no sentido de alcançar maior redistribuição da energia em torno do globo. O formato esférico da Terra faz com que as regiões tropicais recebam mais energia do que as latitudes mais altas e polares. A atmosfera, num sistema em rotação, por meio do transporte de ar (seco e úmido; quente e frio) e de momento, encarrega-se de redistribuir energia de regiões onde há excedente para regiões onde há déficit. De forma simplista, a redistribuição de energia está associada à circulação da atmosfera em todas as escalas.

2. Revisão Bibliográfica

Nesta seção serão abordados aspectos gerais do estado de São Paulo, como população e economia (Seção 2.1), mas principalmente aspectos teóricos (Seção 2.2) e os estudos já realizados para o estado São Paulo em climatologia (Seção 2.3), e influência do Oceano Atlântico Sul sobre o clima (Seção 2.4). O clima da América do Sul (Seção 2.5) é evidenciado, pois os padrões climáticos e os sistemas atmosféricos atuantes no sub-continente, que definem a climatologia para a região de estudo principal, estado de São Paulo e Oceano Atlântico Sul, porque os fatores locais estão associados a inibição ou acentuação condições climáticas já estabelecidas na escala regional e global.

2.1 Caracterização da área estudada - o estado de São Paulo

As principais transformações sociais e econômicas do estado de São Paulo acompanharam o processo de desenvolvimento industrial concentrado majoritariamente nos arredores cidade de São Paulo, entre 1940 até meados de 1980. Posteriormente, houve uma tendência de descentralização do desenvolvimento, o que propiciou um espalhamento e a constituição de novos centros industriais em outras regiões do estado, principalmente em sentido ao sudeste (Baixada Santista), ao leste (Vale do Paraíba) e ao centro-oeste do estado (Campinas) (Ross, 2000).

Localizado na borda sudeste da América do Sul, é um estado relativamente pequeno, em relação às outras unidades federativas brasileiras, com o equivalente a 3% do território nacional (SEADE, 2003). Entretanto embasado em um viés econômico tornou-se muito populoso no auge da industrialização e a fim de suprir a demanda pela produção. Houve intensos fluxos migratórios em direção a São Paulo, principalmente vindos do nordeste, entre 1960 e 1980. Esses fatores contribuíram para o maior adensamento populacional do País, um dos mais populosos do mundo (Ross, 2000).

Atualmente, a população do estado representa cerca de 20% do total nacional (IBGE, 2007). Além de ser a maior cidade do país, São Paulo, a capital do estado concentra metade desse percentual, 20 milhões de habitantes, denominada Região Metropolitana de São Paulo (RMSP). Adjacentes a esta região, estão localizadas outras regiões também populosas: a noroeste, a Região Metropolitana de Campinas (RMC) e, ao sul, a Região Metropolitana da Baixada Santista (RMBS), que juntas formam uma faixa urbanizada na direção litoral-interior (SEADE, 2009).

Margeada pelo litoral, além de indústrias, à RMBS pertence o complexo portuário de Santos que recebe parte das importações e escoia grande parte da produção nacional para o exterior. A RMC, a noroeste da RMSP, é composta por um diversificado parque industrial, onde parte da produção agrícola do oeste paulista é processada. Tanto na escala estadual quanto nacional, o setor de serviços da RMC pode ser caracterizado como bastante expressivo. Além destes aspectos, apresenta importantes centros de pesquisa (SEADE, 2008).

Os municípios, em sua maioria, são pequenos e têm baixa concentração populacional, aproximadamente 80% deles têm menos de 50 mil habitantes. Levando-se em consideração a grande quantidade de cidades, 645 no total, com exceção das grandes, a população está distribuída em todo o Estado, descaracterizando grandes vazios populacionais comumente encontrados em outras regiões do País, como, por exemplo, nos estados da região norte e centro-oeste (SEADE, 2008).

O Estado de São Paulo apresenta alto grau de urbanização, 93% (SEADE, 2001), e da cobertura no abastecimento de água e esgotamento sanitário, que abrange mais de 90% do território. Com forte destaque político e principalmente econômico, muitos de seus centros tecnológicos estão aliados a centros industriais. A indústria detém 23% dos empregos, perdendo apenas para o setor de serviços, com 49% (SEADE, 2008).

A concentração de renda é uma das características da sociedade paulista,

assim como da sociedade brasileira. A maioria da população não tem boas condições de habitação, segurança, saúde e educação. Segundo a fundação SEADE, os 50% mais pobres da RMSP ganham até R\$ 804,00 e detém apenas 16% da riqueza, enquanto os 10% mais ricos detém 41% (informações de 2010).

As ocupações e usos do solo no interior do Estado vão além da industrial, existindo extensas áreas cultivadas com cana-de-açúcar, laranja, com criação de bovinos e aves. O agronegócio é muito bem estruturado, e a agropecuária é muito produtiva em todo o Estado, com exceção da RMSP e do Vale do Paraíba, onde a produção agropecuária é pouco desenvolvida (SEADE, 2008).

De forma geral, no interior do Estado verifica-se um baixo comprometimento com políticas sociais e ambientais na atividade agropecuária e, principalmente, nas lavouras de cana-de-açúcar em várias regiões do oeste paulista (Borges, 2009). Tais comprometimentos dizem respeito à recuperação de áreas utilizadas e degradadas, à redução de insumos agroquímicos, à valorização e viabilização da agricultura familiar e à manutenção do trabalhador do campo. A agropecuária representa apenas 3% do total de empregos, porém atinge vastas áreas em todo o Estado. Sendo responsável por 20% das exportações do Estado caracteriza-se como parcela fundamental no abastecimento interno e da economia (SEADE, 2008).

A ocupação irregular do solo nos grandes centros urbanos, tal como a RMSP, a RMC e a RMBS, é um problema de difícil solução em curto prazo. Os escorregamentos de terra nas encostas e as enchentes nas áreas de várzea de rios são agravados pela precipitação, principalmente na época chuvosa, e resultam em desastres, muitas vezes, de grandes proporções, com vítimas fatais. Destes desastres naturais decorrem, por exemplo, a inviabilização do tráfego de veículos em estradas afetadas e o comprometimento temporário da estrutura física de cidades, com a precarização da distribuição de água e energia (Ayres, 2010).

2.2 Estudos em Climatologia

Estudos em climatologia requerem, como em qualquer ciência, a definição da metodologia a ser utilizada. A determinação da escala temporal a ser utilizada em uma determinada análise, acompanhada pela definição da escala espacial, é um dos primeiros passos para definição da metodologia. A definição das escalas permite também a definição aproximada do nível de complexidade dos fenômenos físicos a serem explorados (Jesus, 1995).

A determinação da escala dentro da climatologia deve ser feita sob a consideração de dois critérios principais: a periodicidade e a dimensão do fenômeno a ser investigado (Jesus, 1995). No presente estudo, as escalas temporais de interesse são a sazonal e a mensal, enquanto que a escala espacial é definida entre 200 e 300 quilômetros. As variáveis utilizadas no estudo e que dão subsídio à interpretação dos resultados são: precipitação, Temperatura da Superfície do Mar (TSM) e Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE), Pressão no Nível do Mar (PNM), Divergência do ar em 250 e 850 hPa. O espaço continental considerado é a região que abrange o estado de São Paulo, e o espaço oceânico foi definido como a porção do Atlântico Sul adjacente à costa das Regiões Sul e Sudeste do Brasil.

O clima de uma determinada região é definido pelo movimento médio da atmosfera num determinado período (grande o suficiente). Este movimento acontece nas três dimensões espaciais, nas duas dimensões horizontais e na vertical, e, em todas as escalas. Fatores importantes, internos e externos ao sistema climático, devem ser considerados para a sua definição, como: a frequência e intensidade da radiação solar, a transmissibilidade na atmosfera, o albedo da superfície terrestre, o albedo do topo da atmosfera, etc. Em suma, deve-se considerar a reflexão, absorção e transmissão de vários comprimentos da radiação eletromagnética, principalmente nas faixas espectrais de ondas curtas (radiação solar) e ondas longas (radiação terrestre). A partir dessas componentes, da localização geográfica e da rotação da Terra, as massas de ar e todo o conjunto de sistemas atmosféricos são definidos (Monteiro, 1991).

Diante da ordem de grandeza do raio da Terra, a atmosfera é uma camada pouco espessa que envolve o globo (a razão entre estas duas grandezas é da ordem de 1/300). Apesar de fina, o transporte de calor e vapor d'água realizado nela é importantíssimo para a redistribuição de energia no globo. A quantidade de vapor d'água na atmosfera é muito variável de um local para o outro, estima-se que o percentual médio seja de 0,001% em relação à massa total, e, embora seja um valor bastante pequeno sua atuação não é nada desprezível (Musk, 1996).

Por exemplo, o vapor d'água na atmosfera intercepta parte da radiação terrestre que vai em direção ao espaço, e a reflete de volta para o sistema terrestre, processo físico que explica a maior parte do efeito estufa. A água, nos seus três estados físicos compõe as nuvens, na forma de vapor, água líquida e gelo, e altera a intensidade dos processos radiativos e convectivos (Ferreira, 2006).

A chuva é um fenômeno formado na atmosfera em consequência da necessidade de redistribuição de energia no globo. Em média, os sistemas extratropicais transientes e a célula meridional tropical são os principais sistemas atmosféricos responsáveis pela redistribuição de energia (calor sensível, vapor, momento) no globo. Principalmente nas regiões tropicais, a liberação de calor latente no processo de formação de nuvens, com a condensação do vapor d'água, tem importante papel na manutenção de sistema convectivos, através de sua realimentação. O transporte de vapor d'água, calor e momento pela circulação média meridional permite a manutenção de condições favoráveis à sobrevivência, à adaptação em determinadas regiões, a partir da quantidade de precipitação que cai (Cavalcanti, 2009).

A climatologia da precipitação pode ser estudada com base em duas variáveis, a própria precipitação e a Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE). A análise da segunda variável é complementar à da primeira e contribui para a identificação da distribuição espacial da nebulosidade numa escala mais abrangente. A análise espacial da precipitação pode não fornecer indicação do padrão espacial da nebulosidade associada por ser uma variável bastante

descontínua.

Uma particularidade relativa aos dados de ROLE é que os dados observados pelos sensores dos satélites, a priori, não permitem distinguir, por exemplo, a diferença entre nuvens Cirrus e nuvens convectivas profundas pela informação apenas da temperatura, uma vez que ocupam aproximadamente a mesma altitude no espaço. Por outro lado, nuvens Cirrus são encontradas mais nas bordas de sistemas atmosféricos e as baixas temperaturas das nuvens Cumulonimbus, no centro do sistema, o que permite distinguir a gênese do sistema. Logo, a ROLE pode ser utilizada para detectar áreas com formação de nuvens. O valor de ROLE detectado pelos satélites no início da atividade convectiva profunda nos trópicos é, em geral, inferior a $240 \text{ (Wm}^{-2}\text{)}$; os valores superiores a este limiar caracterizam céu limpo ou com poucas nuvens estratiformes (Bomventi, 2007).

O estudo das chuvas é muito pertinente, apesar de ser uma variável de difícil manuseio devido à grande variabilidade espacial e temporal. É um dos componentes do sistema climático que estabelece as relações mais estreitas com o cotidiano das regiões tropicais, principalmente em áreas urbanas, na economia das cidades, na agricultura e na geração de energia.

As condições climáticas são extremamente importantes tanto para o planejamento urbano, evitando a ocorrência de desastres naturais ou, ao menos, diminuindo seus impactos, como para o planejamento agropecuário. Ambas as atividades são afetadas pelas condições climáticas de determinada região, as consequências destes eventos extremos podem ser acentuadas ou inibidas e o conhecimento da variabilidade do clima na escala anual e sazonal, e de suas causas, permite melhorar o nível de planejamento para o uso da superfície terrestre.

2.3 - Alguns trabalhos de Climatologia Geográfica no Estado de São Paulo

O clima do estado de São Paulo tem sido estudado desde meados do século XX (Serra e Ratisbona (1942), havendo desta forma uma vasta bibliografia sobre os

mais diversos temas dentro da climatologia que formam a base teórica e metodológica para muitos dos trabalhos que se sucederam. Ao longo desta pequena revisão são citados alguns trabalhos pioneiros como os de Serra e Ratisbona (1942), de Setzer (1946), de Schröder (1956), de Monteiro (1969), dentre outros.

Publicado pela Revista *Bragantia*, do Instituto Agronômico de Campinas (IAC), Schröder (1956) define a distribuição da chuva no estado de São Paulo, com muita competência apesar da precária disponibilidade de dados na época e da extrema dificuldade de manejo do grande volume de dados.

Schröder (1956) elabora um estudo da precipitação no estado de São Paulo, separando o estado em três zonas principais de precipitação: faixa costeira, planalto de escoamento para o interior (sem a Mantiqueira) e a região entre a Mantiqueira e a Serra do Mar. O objetivo é identificar a distribuição da variabilidade anual da chuva e aplicá-la ao calendário agrícola. Ele afirma que o padrão de distribuição de chuva no inverno, no estado de São Paulo, dá-se no sentido meridional, enquanto que no verão, o maior gradiente de precipitação ocorre na direção zonal, segundo os dados utilizados na análise.

O trabalho de José Setzer (1946), que antecedeu o de Schröder, numa publicação do D.E.R (Departamento de Estradas e Rodagem), permitiu a organização da distribuição da precipitação e da temperatura do estado sob as concepções das classificações climáticas mais usadas na época, a de Köppen e Thornthwaite, a classificação brasileira de Serebrenick.

Estes trabalhos somados aos de Serra e Ratisbona (1942) falaram, pela primeira vez, sobre a entrada de massas de ar polar no continente sul americano, na região da bacia amazônica. A climatologia dinâmica francesa, que com a definição Sorre (1951) o clima passa a ser entendido como uma sucessão habitual de estados atmosféricos, e a contribuição de Pedelaborde (1959), sobre os movimentos ciclônicos e anticiclônicos, servem de base para a elaboração da metodologia proposta por Monteiro (1969), chamada de Análise Rítmica, que até hoje é amplamente usada

na climatologia geográfica.

A análise rítmica tem por base analisar variáveis que determinam a condição de tempo e do clima, como: pressão atmosférica, temperatura do ar, umidade relativa do ar, precipitação, vento, nebulosidade, sistema atmosférico atuante, etc.. A análise da sucessão habitual da precipitação é fundamental para entender o dinamismo da atmosfera, então, essa metodologia tornou-se difusora dos trabalhos na área de climatologia no Brasil, em 1970, que se multiplicaram a partir de então.

Dentro das concepções de Análise Rítmica, o total precipitado na escala temporal desejada, é atribuído ao fenômeno causador, permitindo diferenciar os “tipos de tempo”, o que é caracterizado como análise qualitativa. Uma vez que em uma análise apenas quantitativa de dados, usando os totais mensais, por exemplo, é impossível atribuir a porcentagem de chuva correspondente a cada fenômeno atmosférico (Monteiro, 1971).

Com o aumento da rede de estações meteorológicas, em meados de 1970, melhora dos instrumentos, devido ao desenvolvimento de novas tecnologias, e padronização de horário e métodos de leitura, os dados passam a ser mais confiáveis do que os das estações do início do século XX. E o aumento do acesso á computadores agilizou a manipulação dos dados, pois o tratamento destes é sempre um problema devido ao grande volume.

Conti (1975) defini a circulação secundária no Vale do Paraíba, e esclarece a distribuição da chuva sob influência da topografia nos totais precipitados, como a circulação do ar nessa região montanhosa favorece mais chuva orográfica na vertente atlântica e o efeito de sombra a sotavento da montanha, foi feito através da análise rítmica, e a classificação dos eventos extremos, chuvosos e secos, em cada estação. Apesar de estudar a região do Vale do Paraíba, o trabalho explica a circulação do ar em regiões montanhosas, e porque o ar é mais seco no interior do continente, devido ao aquecimento diabático que a a massa sofre ao atravessar esses obstáculos naturais.

Tarifa (1975) aborda a questão do processo genético dos sistemas frontais no estado, fazendo uma análise quantitativa e qualitativa, identificando os tipos de sistemas frontais atuantes no estado de São Paulo e o percentual correspondente a cada um no total precipitado, como por exemplo, conclui que as frentes estacionárias são as responsáveis pela maior volume precipitado em comparação a passagem de outros tipos de frente, um episódio desses pode provocar até 100 mm dentro de um período de 24 horas no estado, enquanto a passagem das frentes quentes dificilmente alcançam 30 mm.

O trabalho de Zavatini (1983) faz uma abordagem a um eixo meridional, iniciando em Araçatuba – Presidente Prudente – Londrina, buscando a definição localização da zona de transição climática, que estaria, no meio do eixo, porém há uma variabilidade considerável na localização desta, devido a dinâmica atmosférica, que inviabiliza a determinação de uma linha fixa. O eixo inteiro, está na zona de transição, então vários padrões transicionais foram definidos, mas nenhum além da transição climática, nem para norte, nem para sul.

“As chuvas no estado de São Paulo” de Sant’anna Neto (1994), separa o estado em diferentes regiões classificadas a partir volume pluviométrico de cada sub região. Os dados utilizados cobrem consideravelmente todo estado, dando maior subsídio á análise, e superando uma antiga dificuldade, principalmente no noroeste do estado, que até a década de 1940 a rede de estações meteorológicas era quase inexistente nessa região.

A análise é uma continuação do trabalho iniciado por Setzer (1946), que reafirma alguns conceitos e faz uso da estatística na análise das séries temporais. O clima do estado de São Paulo, que desde essa época já tinha sido amplamente estudado, dá a opção do autor dispensar a análise rítmica, uma vez que ela já havia sido realizado por Monteiro (1971, 1973) para esta região, e desta forma o trabalho não sobrepôs conceitos antigos, mas agregou novas análises ao estado de São Paulo, e inovação metodológica.

2.4 - A climatologia do estado de São Paulo e influências do oceano.

O clima do sudeste brasileiro apresenta contraste considerável em seu regime de temperatura anual é dividido em quatro estações, enquanto a precipitação se divide em estação chuvosa e seca, com seis meses cada uma (Shröder, 1956). Denominadas como estação seca no inverno, e chuvosa no verão, quando ocorre, em média, 75% do total de chuvas. A faixa latitudinal onde está localizado o estado, entre 20° e 25°S, é uma zona de transição climática (Monteiro, 1973), uma vez que podem ocorrer simultaneamente sistemas atmosféricos oriundos de regiões intertropicais, extratropicais e a convecção local (Sant'anna Neto, 2005).

Na fachada atlântica a frequência da atuação das correntes polares perturbadas e intensificadas pelo efeito das serras faz com que o volume precipitado no estado de São Paulo decresça no sentido do litoral para o interior, caracterizando o efeito da continentalidade. A borda continental (leste do estado) tem grande quantidade de precipitação, os totais pluviométricos anuais do estado variam entre 1200 a 3000 mm de chuva, os valores mínimos ocorrem no extremo oeste paulista, enquanto os máximos na região entre Maresias e Ubatuba (Sant'anna Neto, 2005).

Os principais sistemas atmosféricos que interferem na precipitação da região são: Zona de Convergência do Atlântico Sul, durante o verão, sistemas frontais, brisas marítimas e a convecção local, responsável pelas chuvas localizadas em consequência do aquecimento da superfície e de origem orográfica em todas as estações (Silva, 2005).

A umidade vinda do oceano atravessa a Serra do Mar, Mantiqueira, Cantareira e Japi, Paranapiacaba logo na borda do continente, a cada elevação o conteúdo na massa sofre resfriamento, formando nebulosidade e, eventualmente, precipitação. Por outro lado, a sotavento da montanha, o ar sofre aquecimento por compressão adiabática, chegando mais quente e mais seco do que o ar original. Estes processos físicos e dinâmicos explicam a menor presença de umidade no interior do continente (Sant'anna Neto, 2005).

Apesar de ser uma região pequena do ponto de vista climático sofre atuações de fenômenos climáticos que vão da escala local até global. A precipitação no estado de São Paulo segue um padrão relativamente homogêneo sem grandes discrepâncias entre uma região e outra. A variação climática se dá na direção norte-sul na temperatura, e varia sentido leste-oeste na pluviosidade. Portanto existem algumas regiões com particularidades, devido a localização, e essas sub-regiões que apresentam diferenças em relação a média geral (Shröder, 1956). Separando grosseiramente essas áreas é possível classificá-las em: litorânea, abrangendo o litoral sul, baixada santista e litoral norte; planalto oriental – compreendendo as serras passando pelo planalto atlântico até a depressão paulista, e a terceira parte que compreende todo planalto ocidental (ou da Bacia do Paraná).

O litoral paulista é caracterizado pela grande quantidade de umidade, sem período seco bem definido. Na região do litoral norte do estado, entre Maresias e Ubatuba, a maior proximidade da Serra do Mar ao oceano contribui para que o volume pluviométrico anual ultrapasse 3000 mm (Sant'anna Neto, 1990).

Entretanto todo litoral tem valores similares ao do litoral norte, sem estação seca bem definida, devido a barreira natural que contribui significativamente para os totais anuais da chuva, causado pelo efeito orográfico. A diferença entre as três subdivisões no litoral é que a baixada santista e litoral sul são mais extensos no sentido leste oeste do que o litoral norte, deste modo justifica-se os maiores valores de precipitação no norte, porque a estreita faixa costeira acentua ainda mais o efeito orografia.

Na região das Serras do Mar e Mantiqueira formam-se ilhas úmidas nas vertentes leste-sudeste que recebem mais umidade do oceano e pela influência constante das massas de ar; enquanto o sotavento da Serra do Mar, no Vale do Paraíba, ocorre o efeito de sombra, nessa região os totais anuais de precipitação são relativamente menores do que as regiões vizinhas (Conti, 1975).

No planalto ocidental (ou da Bacia do Paraná) os vales fluviais tem as menores altitudes do estado, exceto do litoral, aproximadamente 500 metros, e comparado as serras na borda do Planalto Atlântico, há um decréscimo considerável da altitude até a calha do Rio Paraná. Os totais precipitados são muito semelhantes em todo o planalto ocidental, na região noroeste e centro-oeste do estado tem estação seca bem definida e grande amplitude entre o verão e o inverno.

Entretanto a distribuição anual da região sudoeste, arredores de Presidente Prudente, não apresenta amplitudes tão grandes entre a estação seca e chuvosa, esta região e o sul do estado estão dentro de uma faixa de precipitação que difere do do restante de São Paulo. Esta faixa demarca o início do padrão de distribuição anual do Brasil meridional, ainda existe estação seca, mas é menos pronunciada, a ausência desta estação é melhor definida e no estado de Santa Catarina, e o padrão de distribuição da regular de chuva durante o ano todo se configura. Esta faixa transicional inicia-se no sul do Mato Grosso do Sul, passando pelo pontal e médio Paranapanema, e estendendo-se até o litoral sul paulista e litoral paranaense (ZAVATINI, 1983).

O uso da variável TSM é relativamente recente no estudos do clima, e principalmente na climatologia geográfica, a maior parte deles é desenvolvido por meteorologistas. Nos últimos houve uma multiplicação dos trabalhos relacionados a influência dos oceanos no clima, que até então se reduzia a um pequeno número de pesquisadores que analisavam as variações de TSM principalmente no Pacífico por causa do ENOS, que tem influências na variabilidade interanual melhores definidas do que o Atlântico.

Então a maioria desses estudos ainda são direcionados ao Pacífico Tropical. No Atlântico Sul que esta mais próximo da região de estudo desta análise, é uma região do oceano que ainda não foi amplamente estudada devido a difícil definição de sua influência sobre o continente.

As anomalias no oceano podem estar associadas a variação sazonal da radiação solar, as correntes marítimas, a circulação atmosférica através do vento e

pressão, ou variabilidade de baixa frequência recorrente por motivos que ainda não estão bem definidos. Nem sempre é sabido a causa da ocorrência das anomalias, mas as suas influências geralmente são observadas, anomalias positivas de TSM na costa sudeste do Brasil estão associadas a chuva na bordado continente (Veiga et al, 2002).

As influências do Oceano Atlântico sobre a região sudeste do país foram estudadas por Cardoso(2004, 2005), e em algumas das análises foram separadas regiões homogêneas de precipitação por análise de agrupamento, aplicada análise de componentes principais para o oceano e feita a correlação entre TSM e precipitação com defasagem temporal, técnicas também aplicadas usadas neste trabalho, com exceção da análise de agrupamento. A região do Oceano Atlântico Sul (OAS), apresentou correlações positivas significativas com defasagem de até 3 meses nos eventos extremos de precipitação no estado de São Paulo.

Outras áreas no sudeste da AMS, apresentaram correlações entre precipitação e TSM no Oceano Atlântico Sul (OAS), Grimm e Feuser (1998) relacionaram El Niño com as anomalias no Atlântico, atribuindo as anomalias do OAS eram ocasionadas pelo ENOS. A região Sul do país sempre apresenta correlações positivas no OAS nos meses de verão, principalmente(Silva, 2001). Diferente de São Paulo, que as correlações são negativas, e as mais intensas durante o inverno de modo geral.

Anomalias positivas no OAS, no verão estão associadas a aumento da precipitação na região sul do Brasil, e seca no sudeste, como foi verificado em um estudo de caso realizado por Drumond (2005) para o ano de 2001. Um padrão de anomalias positivas se estendeu pelo OAS durante todo o ano, no verão deste ano foi verificado em altos níveis um ciclone anômalo sobre o continente, e um anticiclone sobre o oceano, que possivelmente estavam associados a seca, situação atípica sobre o continente sul americano nesta estação.

Segundo Pezza e Ambrizzi (2002) temperaturas acima(abaixo) da média em

São Paulo estão associadas á duas região de aquecimento no oceano, Pacifico equatorial e no OAS próximo do litoral sudeste. Assim como a vazão dos rios Aguapeí, Pardo e Paraíba do Sul tem correlações significativas defasadas (até 3 meses) com a TSM do Atlântico Sul, principalmente nas estações intermediárias, outono e primavera (Cardoso, 2002).

Para Lentine (1997), a variação sazonal da TSM do OAS na costa leste da AMS (22° a 40°S e 62° a 42°W) tem estrutura semelhante à dos campos de temperaturas em larga escala, sendo que a temperatura mínima é sempre observada entre agosto e setembro, e a máxima ocorre entre fevereiro e março.

A Bacia Atlântica Tropical, entre as latitudes 20N e 20S e longitude 60W a 10E, apresentou no período de 1964 a 1999, anomalias positivas mais frequentes principalmente nas décadas de 1980 e 1990. Diferentemente da área do Oceano Atlântico Sul adjacente ao estado de São Paulo, que apresentou resfriamentos anômalos nestas décadas. Os eventos anômalos não são observados apenas no oceano, anomalias de precipitação vêm sendo registradas no continente, como é o caso específico da cidade de São Paulo (Silva, 2005) e, numa escala mais abrangente, da região sudeste da América do Sul (Liebmann, 2004), inclusive na Bacia do Prata (Barros, 2006).

Na escala climática a TSM influencia as condições atmosféricas, e de acordo com Biasutti et al. (2002), a principal influência da TSM na precipitação e temperatura do ar para a cidade de São Paulo ocorre no mês de setembro. Segundo Cardoso et al. (2003), a TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico tem influência considerável sobre o clima da região sul sudeste do Brasil, e especificamente no clima de inverno na cidade de São Paulo.

Com base em estudos como estes é possível estabelecer modelos prognósticos das variáveis climáticas tomando-se como preditor a temperatura da superfície do mar. Uma vez que é possível estabelecer as condições de precipitação com até quatro meses de antecedência para o sul e sudeste do Brasil a

partir do padrão da TSM (Cardoso, 2005).

É necessário identificar o comportamento temporal e espacial dos campos de TSM para avançar no entendimento dos processos de teleconexões entre os oceanos e a atmosfera. Além da troca de energia entre a superfície oceânica e a atmosfera, que contribui para a determinação do clima, as condições normais de temperatura e densidade do oceano são importantes para a sobrevivência de espécies vivas. Por exemplo, na medida em que se observa diminuição da TSM é possível identificar locais característicos de ressurgência, o que favorece a atividade pesqueira (Lentini, 1997).

A caracterização climática do estado, do ponto de vista regional, ou seja, considerando grande parte do território da América do Sul, é consequência da influência de fenômenos atmosféricos de grande escala e de escala sinótica. O clima observado na América do Sul é determinado por uma composição de fatores atmosféricos e geográficos.

A presença da convergência do ar (em baixos níveis atmosféricos) sobre a região centro-norte da América do Sul, durante o verão do hemisfério sul, provocada pelo extenso aquecimento da superfície continental em relação às regiões oceânicas adjacentes, define boa parte da circulação média sobre a região e, portanto, da condição climática ali observada (Gandu, et al., 1998).

2.5 - Condições climáticas na América do Sul (da precipitação)

A climatologia anual da precipitação na América do Sul (AMS) apresenta valores extremos na região equatorial, próximo à costa leste dos Andes, na Colômbia, norte do Peru e Bacia Amazônica. Os totais anuais nestas regiões chegam a 3000 mm devido à convergência de ar úmido em baixos níveis, ou, em outras palavras, à semi-permanência de massas de ar úmido e também, à atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) em boa parte do ano na região tropical (Souza et al., 2009).

Os menores índices são observados no Deserto do Atacama, na costa do Pacífico, entre 10° e 25°S. Nesta região, apesar da disponibilidade de umidade na atmosfera ser razoável em comparação a faixas com latitudes mais altas, a corrente fria de Humboldt, o transporte de ar mais frio de regiões de latitudes mais altas e as condições de divergência do ar associada à alta subtropical do Pacífico Sul fazem com que a atmosfera nesta área seja menos capaz de reter umidade. Estes aspectos ajudam a controlar o baixo desenvolvimento de nuvens nesta região. Adicionalmente, a Cordilheira dos Andes provoca o efeito de sombra aos deslocamentos de ar provenientes de áreas mais a nordeste, impedindo a penetração de umidade vinda da região amazônica (Juliá, 2008).

De modo geral, o regime de precipitação da AMS é modulado por um sistema de monções, que concentra a maior parte da chuva durante a estação mais quente do ano. Esta estação é denominada de chuvosa e concentra-se principalmente nos meses de verão (Zhou e Lau, 2001). O início da estação chuvosa varia de uma região para outra: inicia-se em setembro, na Bacia Amazônica, e propaga-se para o leste e sudeste da AMS no fim de setembro. Durante o período do verão austral (dezembro, janeiro, fevereiro e março), a precipitação das duas regiões (Amazônica e Sudeste do Brasil) é modulada pela ZCAS (Vera, et al., 2005). Ao fim do período chuvoso, a estação chuvosa da costa norte do nordeste inicia-se em abril com a influência da ZCIT, por seu deslocamento para sul. A estação chuvosa do norte do Nordeste é caracterizada entre abril a junho, apresenta alta pluviosidade, porém, consideravelmente menor se comparada à pluviosidade da Amazônia e da Região Sudeste do Brasil (Nobre e Melo, 2001).

O sistema de monções caracteriza-se pela inversão das anomalias do vento em baixos níveis, que ocorre sazonalmente, dividindo o ano em duas estações, com aproximadamente seis meses cada uma (podendo haver uma variação no número de meses de uma região para outra). A mudança do sinal da anomalia do vento é causada pela diferença da anomalia de temperatura no continente e no oceano, entre as estações de verão e inverno. Durante o verão, o continente se aquece mais rapidamente do que o oceano, formando um centro de baixa pressão atmosférica

em superfície e criando um gradiente horizontal na direção oceano-continente, o que força movimento do ar do oceano para o continente. Durante o inverno, o gradiente de pressão oceano-continente se inverte, contribuindo para o movimento divergente do ar, do continente para o oceano (Garcia, 2006).

A associação da convergência do ar e umidade em baixos níveis (formação da baixa continental) com o escoamento característico da Alta Subtropical do Atlântico Sul e dos alíseos de nordeste resulta em aumento de precipitação na região Amazônica, centro e sudeste do Brasil durante o verão (Lenters e Cook, 1995). Quando o ar úmido do oceano entra no continente mais aquecido, expande-se e ascende, provocando a formação de muita nebulosidade e, conseqüentemente, de chuva. E em altos níveis, desde o início da estação chuvosa, um anticiclone associado ao escoamento monçônico se estabelece na região do altiplano boliviano, denominado Alta da Bolívia (AB), dando suporte à condição já estabelecida em baixos níveis (Cavalcanti et al., 2009).

A distribuição sazonal da precipitação na América do Sul concentra-se nos períodos de verão e outono. As chuvas de verão estão associadas à convecção local na parte tropical (e subtropical) da América do Sul, ao estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul, que explica o formato alongado em direção ao sudeste da área de máxima precipitação no subcontinente (Drumond, 2005).

Em geral, a orografia contribui para a formação de nebulosidade pela elevação do ar úmido a altitudes em que possa atingir a temperatura do ponto de orvalho e, então, a condensação. Na América do Sul, o padrão climático geral a norte de 20°S indica o predomínio do clima tropical a leste da Cordilheira dos Andes em contraste com a aridez quase desértica a oeste da Cordilheira, no Chile (Juliá, 2008).

Nesta parte mais estreita do continente (em latitudes mais altas), o clima varia entre tropical e temperado a leste dos Andes e, entre subtropical mediterrâneo semi-árido e temperado chuvoso de latitude média a oeste. Devido à circulação

atmosférica característica e à extensão continental, a América do Sul é influenciada por três massas de ar principais: Tropical marítima – Tm, Polar marítima – Pm e Tropical continental – Tc (Ferreira, 2006).

A massa Tropical marítima é quente, úmida, instável e profunda. Forma-se por convecção nas águas quentes tropicais e subtropicais, entre as latitudes 10°N e 25°S. No inverno, os continentes ficam mais frios e, conforme a massa de ar avança em direção ao continente, ocorre formação de nevoeiros. Principalmente na zona tropical, esse efeito resulta em precipitação. No verão, a região Amazônica é bastante influenciada pela Tm.

A massa Polar marítima é fria, úmida, instável e profunda. É formada em superfícies oceânicas nas latitudes médias e altas, e geralmente é produto da transformação da massa Polar continental, originária da Antártica. Ao atravessar o oceanos, em direção à América do Sul, sofre profundas transformações físicas e dinâmicas, caracterizando-se como Pm. Vinda de oeste ou sudoeste, atinge frequentemente a AMS. A massa Tropical continental na AMS é quente, seca e com pouca nebulosidade no inverno. No verão, há bastante nebulosidade na região amazônica, o que a descaracteriza. Na AMS, forma-se também nas áreas subtropicais, entre a região do Chaco (Paraguai) e Centro-Oeste e, no interior do Norte do país (Ferreira, 2006)

Na região centro sul do Brasil, a penetração de sistemas frontais é regular, responsável pela mudança de tempo na escala diária e semanal. Alguns desses sistemas contribuem para a instabilização da atmosfera na parte sul do nordeste do país e no sul da Amazônia, o que, segundo Siqueira (2003), resulta em interação com a convecção tropical. Entretanto, a caracterização de um sistema frontal deve estar associada à origem da massa de ar que atuará na região para onde se desloca e ao processo de transformação da massa durante sua trajetória.

A presença da ZCAS é notada entre os meses de novembro a março. Este sistema caracteriza-se por uma banda semi-estacionária de nuvens convectivas, que

vai desde o sul da Amazônia até o Atlântico Subtropical, na direção noreste-sudeste. A ocorrência de períodos com ZCAS durante a estação chuvosa é responsável por uma parcela considerável do volume de chuva sazonal (Quadro, 1994). A ZCAS está associada à estacionaridade de frentes frias na região sudeste do Brasil, sendo intensificada pela convergência de calor e umidade provenientes da região central da América do Sul (Gandu e Silva Dias, 1998). As variações interanuais da ZCAS são acompanhadas por anomalias de TSM no Atlântico Sul (Nobre, et. al.). As anomalias positivas de TSM tendem a intensificar e deslocar a ZCAS em direção às áreas de águas mais quentes (Chaves e Nobre, 2004; Teixeira, 2002).

Por outro lado, intensificação ou enfraquecimento da ZCAS está associada também ao posicionamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul. Sua localização mais a oeste em relação à sua posição média de verão inibe as condições atmosféricas para a formação das ZCAS. Contudo, a variação de sua posição de poucos dias interfere na formação das ZCAS nas escalas sub-mensal e intrasazonal, formando intervalos caracterizados pela atuação e ausência do sistema (Muza, 2005).

A associação da ZCAS à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), na região equatorial, durante o verão, define melhor os sistemas sinóticos atuantes na América do Sul. A circulação de altos níveis atmosféricos durante os períodos de verão no HS evidencia a presença da Alta da Bolívia e do Cavado de Altos Níveis, na região Nordeste do Brasil e Oceano Atlântico adjacente, que eventualmente se desenvolve dando origem a um sistema ciclônico fechado, o VCAN. Esta circulação atmosférica modifica-se no decorrer do ano e, durante o inverno, observa-se a Alta da Bolívia mais deslocada para norte, seguindo a convergência de baixos níveis, e o desaparecimento do cavado de altos níveis (Gusmão, 1996).

O Jato de Baixos Níveis (JBN), uma estreita região com escoamento de norte em baixos níveis é um sistema importante para o clima das Bacias do Paraná e Paraguai, e sul do Brasil (Marengo et al., 2002; 2004). Localiza-se a leste dos Andes e fornece ar quente e úmido dos trópicos para regiões subtropicais (25°S). A

associação do JBN ao Jato Subtropical em altos níveis favorece a formação de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) (Silva Dias, 1987).

Os SCMs formam-se geralmente sobre o nordeste da Argentina e Paraguai. Deslocam-se eventualmente para as regiões Sul e Sudeste do Brasil e estão associados geralmente a eventos de precipitações intensas e fortes rajadas de vento. Estes sistemas são característicos das latitudes médias e aparecem com maior intensidade nas estações de primavera e verão. Estão associados ao aumento do volume pluviométrico anual do oeste paulista e diminuição do efeito de continentalidade, do ponto de vista da umidade (Silva Dias, 1987).

A precipitação média de outono no norte da América do Sul também é modulada pela presença da ZCIT que migra para sua posição mais meridional e explica os máximos observados a leste da Amazônia e ao norte da região Nordeste do Brasil. As condições de precipitação da região centro-sul da AMS são caracterizadas pela passagem de frentes frias, principalmente no inverno, sendo que o volume de chuvas depende da frequência e intensidade desses sistemas (Andrade, 2005).

Durante o inverno do Hemisfério Sul, com a migração da ZCIT para norte, os máximos de precipitação na AMS também sofrem este deslocamento. Na primavera, a configuração espacial da precipitação média começa voltar às características observadas no verão, com o deslocamento dos valores máximos para sul. A variação sazonal da precipitação é característica em quase todo o país, exceto na região Sul do Brasil onde é observada maior regularidade da distribuição de precipitação no decorrer do ano, devido à atuação mais constante de frentes frias (Andrade, 2005).

A variabilidade interanual dada da precipitação, pode ser intensificada ou enfraquecida pelas condições atmosféricas pré-existentes ou ainda, invertendo seu padrão. O principal fenômeno climático que apresenta variabilidade interanual e impactos globais é o El Niño-Oscilação Sul (ENOS), oscilação acoplada entre

oceano e atmosfera, com fases opostas. Quando há aquecimento anômalo do oceano Pacífico Equatorial é chamado de El Niño (EN), e sob condições inversas, com resfriamento anômalo no Pacífico Equatorial, é chamado de La Niña (LN) (Cavalcanti et al., 2009).

O Índice Oscilação Sul (IOS) é definido pela diferença normalizada entre a anomalia de PNM em Tahiti ($17^{\circ} 33'S$, $149^{\circ}31'W$) e em Darwin ($12^{\circ}20'S$, $130^{\circ}52'$). A intensificação e enfraquecimento periódico dos sistemas de alta e baixa pressão em Tahiti e Darwin, respectivamente, funciona como uma gangorra e define a ocorrência do ENOS, com anomalias positivas e negativas de TSM no Pacífico Equatorial leste. Períodos de EN são caracterizados com valores de IOS negativos e períodos de LN, com valores de IOS positivos. (Coelho et al., 1999). Os impactos causados pelo ENOS são globais e referem-se principalmente a alterações na precipitação e temperatura. Na AMS, por exemplo, são identificadas anomalias negativas de precipitação nas regiões norte e nordeste durante boa parte dos eventos EN. (Cavalcanti et al., 2009).

Com base em análise de componentes principais com dados de precipitação, realizada por Coelho e Ambrizzi (2000), foi destacado que a região sudeste do Brasil não apresenta influência bem definida relacionada ao ENOS, provavelmente por estar em uma zona de transição entre latitudes extratropicais e tropicais, ao contrário do Norte e Sul do Brasil que apresentam anomalias negativas e positivas de precipitação durante a ocorrência de eventos EN e LN, respectivamente.

Além da influência provocada pela variabilidade interanual do Pacífico Leste, notadamente pelo fenômeno ENOS, o Atlântico Tropical exerce influência sobre a precipitação no Nordeste do Brasil. Observa-se uma alternância na escala interanual de anomalias positivas e negativas de TSM tanto na parte tropical norte como na parte tropical sul do Atlântico. Esta oscilação é chamada de Dipolo do Atlântico. Os padrões anômalos de TSM alteram a circulação regional da atmosfera. Em situações de anomalias positivas da TSM no Atlântico Tropical Sul, observa-se o deslocamento da ZCIT mais para sul. Nestes períodos, a probabilidade de

ocorrência de anomalia positiva de chuva na região Nordeste é maior.(Nobre e Shukla, 1996). Quando as anomalias positivas estão na porção norte do Atlântico, a ZCIT não se desloca até o Nordeste do Brasil, o que ocasiona seca nesta região e fortes chuvas no Sahel, na África.

A variabilidade sazonal da atmosfera sobre Oceano Atlântico Sul é bem marcada pela variação atmosférica da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) que, no inverno, é muito intensa e define os padrões de circulação sobre o oceano. Em algumas condições a circulação associada a ASAS enfraquece o deslocamento de sistemas sinóticos vindos de sudoeste, como as frentes frias, que são muito comuns nessa região. A oscilação sazonal da ASAS segue o curso da radiação solar ao longo do ano, assim como o da TSM no Atlântico Sul (Cavalcanti et al., 2009).

Além da distribuição de energia solar nas faixas latitudinais do globo, da rotação da Terra modificando os escoamentos da atmosfera e da presença dos continentes, o clima de uma região é também definido pela troca de energia que ocorre entre a superfície do oceano e a atmosfera, através dos fluxos de calor sensível, latente e de movimento. Na escala regional, aspectos locais devem ser considerados . Por exemplo, a Baía de Santos, compreendida entre o Cabo de Santa Marta (SC) e Cabo Frio (RJ), recebe, na Plataforma Continental Sudeste, a influência das marés, dos ventos locais e da Corrente do Brasil, que são componentes do clima local nessa região (Lentini, 1997).

No caso da costa sudeste brasileira, a Corrente do Brasil segue para sul margeando o talude continental até encontrar a Corrente das Malvinas, próximo a 36°S, na Baía Argentina. O encontro das Correntes do Brasil com Malvinas, chamado de Confluência Brasil-Malvinas (CBM), caracteriza-se por apresentar fortes gradientes térmicos. No oceano, é chamado de convergência subtropical e marca a região limítrofe entre as águas subtropicais e subantárticas (Lentine, 1997; Tashetto et al., 2002). Estes aspectos são ilustrados na Figura 2.1.

A costa brasileira recebe três tipos principais de massas d'água: Água

Tropical, Água Central do Atlântico Sul e Água Costeira:

- a massa de Água Tropical, quente e salina, formada nas baixas latitudes, onde a evaporação supera a precipitação, é transportada pela Corrente do Brasil, tornando-a mais fria e mais densa com o percurso, o que permite atingir maiores profundidades à medida em que avança para o sul do Brasil;
- massa de Água Central do Atlântico Sul é resultante da mistura da Água Tropical com a Corrente das Malvinas, tornando-a ainda mais fria e densa;
- a massa de Água Costeira é resultante da mistura da descarga continental de água doce e água oceânica, depende diretamente do volume da vazão.

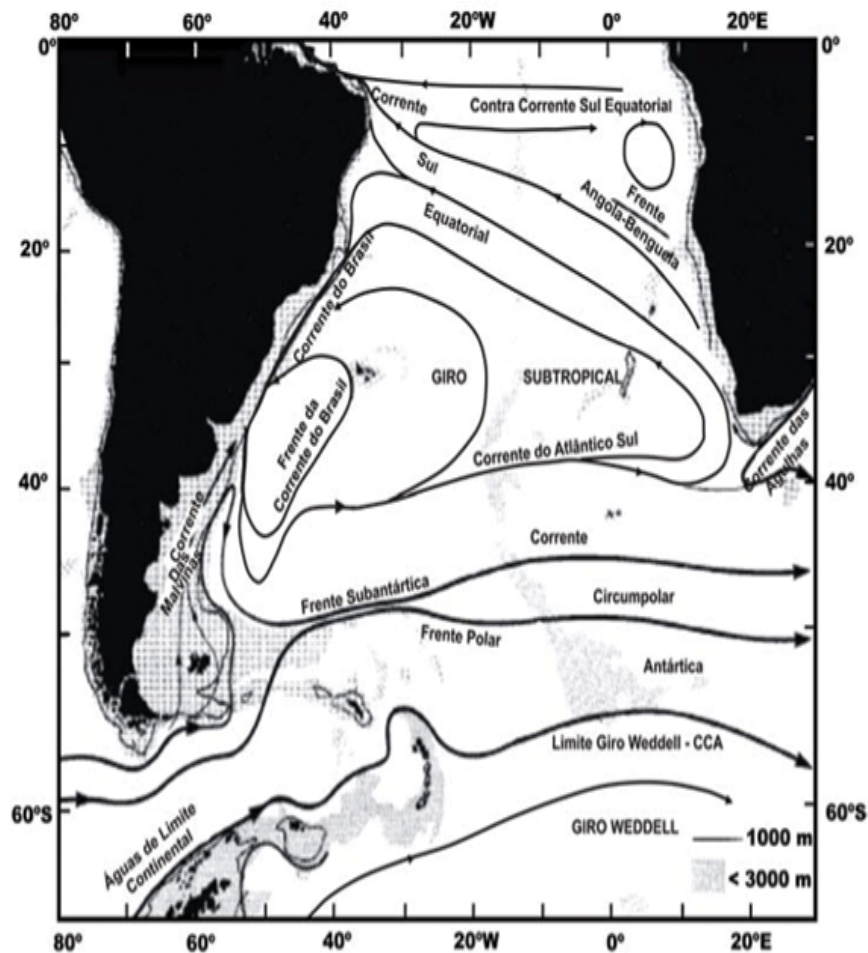


Figura 1 – Representação esquemática do Giro Subtropical do Atlântico Sul. Modificado de Peterson & Stramma (1991).

Figura 2.1: Ilustração das correntes marítimas no Oceano Atlântico Sul.

3 - Metodologia e Dados

A associação de ocorrência de períodos chuvosos e de estiagem no estado de São Paulo com a TSM do Atlântico Sul adjacente pode ser caracterizada pela análise da variabilidade temporal de variáveis atmosféricas e oceânicas, nas escalas sazonal e mensal. A seguir, o conjunto de dados considerados neste estudo é caracterizado e as técnicas e métodos aplicados a eles são apresentadas.

3.1 - Dados Utilizados

O conjunto de dados de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) e Temperatura da Superfície do Mar (TSM) foi obtido do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), que está disponível no site do *Climatic Diagnostic Center* (CDC) (<http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/>). Os dados de ROLE cobrem todo o globo e estão disponíveis desde 1976, com resolução espacial de 2,5° em uma grade regular, composição desta série é feita a partir de uma série de satélites listados neste site http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.interp_OLR.html. Os dados de TSM são obtidos do satélite *Advanced Very High Resolution Radiometer* (AVHRR) que capta as informações no canal do infravermelho, com resolução espacial de 0,25°, estes dados estão disponíveis desde setembro de 1981, sendo atualizados constantemente, porém o período utilizado na análise é de 1982 a 2005.

Os dados de vento e pressão ao nível do mar (PNM) são originariamente do NCAR (dados da Reanálise I), tendo sido obtidos no site do CDC. A divergência do ar é calculada com os dados das componentes zonal e meridional do vento, para 250 e 850 hPa, que pode ser descrita como:

$$\text{divergência} = \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right),$$

que na forma discretizada é escrita como divergência $\approx \left(\frac{\Delta u}{\Delta x} + \frac{\Delta v}{\Delta y} \right)$ em que $\left(\frac{\Delta u}{\Delta x} \right)$

é a variação da componente zonal (u) do vento (x); e $\left(\frac{\Delta v}{\Delta y}\right)$ é a variação da componente meridional (v) do vento (y) (Holton, 1979).

Os dados de PNM e vento, com resolução espacial de 2,5°, cobrem todo o globo, porém neste trabalho a área de abrangência está entre 15° a 40°S de latitude, e -60° a -30°W de longitude, porção central da América do Sul e Oceano Atlântico Sul adjacente. Estes dados fazem parte do conjunto da Reanálise I (Kalnay et. al, 1996) e estão disponíveis desde o ano de 1948.

Os dados de precipitação diária foram obtidos do CDC, originariamente compilados pelo pesquisador Dr. Brant Liebmann. Os dados de precipitação estão dispostos em grade regularmente espacializada, com resolução de 1,0°. Estes dados foram originados a partir de um conjunto de dados coletados em mais de 7900 estações de superfície distribuídas pelo sub-continente sul-americano, tal como mostrado na Figura 3.1. Nesta Figura, os espaços vazios, com ausência de dados das estações de superfície, foram preenchidos com dados de satélite, perfazendo, deste modo, uma área maior do que a do território brasileiro com dados de precipitação utilizáveis. Os dados estão disponibilizados no site do *Climatic Diagnostic Center* (CDC), neste endereço: www.cdc.noaa.gov/people/brant.liebmann/south_america_precp.html.

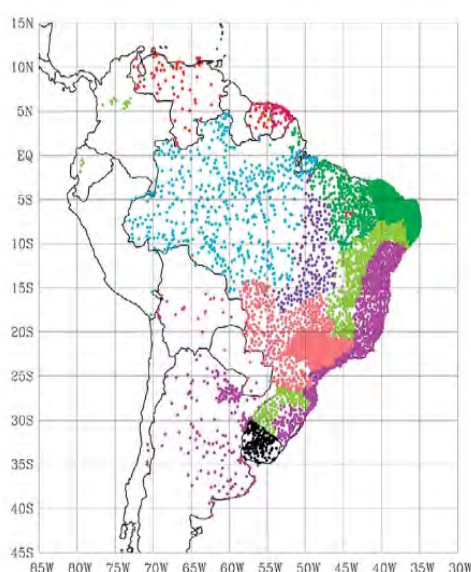


Figura 3.1.1: Distribuição espacial as estações de superfície na América do Sul consideradas na

elaboração do conjunto de dados diários de precipitação por Liebmann et al. (2006).

Os procedimentos e análises nas escalas mensal e sazonal foram efetuados com base no conjunto de dados de precipitação de Liebmann et.al (2006) na seção 4.2, e nas seções 4.3 4.4 e 4.5 com um conjunto utilizado foi do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE), composto por dados de estações meteorológicas da rede de observação de superfície de todo o Brasil (com estações do INMET, IAC, etc.). Este conjunto de dados apresenta resolução espacial regular de 0,25° para todo o Brasil, em escala mensal, do período de 1961 a 2009.

3.2 Metodologia

A manipulação dos dados e construção de figuras e mapas foi feita com o auxílio do software GrADS (*Grid Analysis and Display System*, Doty, 1995), do pacote estatístico R (R Development Core Team, 2008), e do software Excell (Microsoft) e linguagem computacional Fortran. O desenvolvimento do trabalho constitui-se de várias etapas, desde a organização dos dados até as análises relativas aos cálculos do coeficiente de correlação linear entre precipitação/ROLE e TSM. Estas etapas estão descritas a seguir:

1ª etapa: estabelecimento do período de análise.

A partir das séries temporais disponíveis, o período considerado para a análise de dados neste trabalho foi de 1982 a 2005.

2ª etapa: transformação do valor absoluto em anomalia e remoção da sazonalidade

A composição de uma série de anomalia mensal resulta da subtração dos valores de cada mês em relação a média climatológica. A média climatológica, refere-se a média climatológica de cada mês, portanto são 12 médias para a série temporal. Por exemplo, os valores de precipitação referentes a janeiro serão subtraídos da média climatológica de janeiro, e deste modo sucessivamente para

todos os meses. Em uma série temporal onde t = o número de meses, y = o ano, e o 'total' é igual a série completa (Hartmann e Mechelsen, 1989).

$$\bar{X} = \sum_{y=1}^{total} x_{t,y}$$

A série resultante terá valores positivos e negativos, que evidenciam os meses que estão acima e abaixo da média climatológica.

3ª etapa: remoção da tendência linear

A tendência linear dos dados e a sazonalidade foram retiradas das séries temporais para que a variabilidade “natural” (consideradas natural) possa ser entendida com mais profundidade, a remoção da tendência linear é resultado da subtração do coeficiente angular (da equação da reta) com a série temporal.

A remoção da tendência linear e sazonalidade foi com o auxílio de duas funções utilizadas no GrADS: `deseason.gs`, e `ltrend.gs`. Essas ferramentas fazem parte de um conjunto de funções estatísticas, matemáticas e gráficas disponibilizadas, pelo Dr. Bin Guan (http://www.atmos.umd.edu/~bguan/grads/GrADS_Scripts.html) que permitem a realização de vários procedimentos matemáticos para dados georreferenciados a partir de funções específicas, como detalhado na Tabela 3.1.

Tabela 3.2.1 Funções do utilizadas neste trabalho.

Função do Grads	Procedimento matemático
<code>deseason.gs</code>	retira a sazonalidade de uma série temporal dados mensais
<code>mon2year.gs</code>	transforma dados mensais em anuais
<code>ltrend.gs</code>	define a tendência linear de uma série temporal
<code>rmean.gs</code>	calcula média móvel para uma série temporal
<code>save.gs</code>	salva dados em arquivo distinto
<code>lagcorr.gs</code>	calcula correlação linear com intervalo temporal entre os dados
.....	

Além destas funções mais elaboradas, o software Grads permite realizar as

seguintes funções como: divergência (hdivg), correlação temporal (tcorr), média e soma temporal e espacial (ave, aave, sum, asum), etc.

4ª etapa: Análise da homogeneidade espacial e temporal dos dados, tanto oceânicos (TSM) quanto continentais (precipitação e ROLE).

Esta análise consistiu de observação detalhada dos gráficos espaciais e temporais, nas escalas anual, sazonal e mensal para o estado de SP e para o Oceano Atlântico Sul adjacente, com o intuito de identificar padrões homogêneos. A partir dessa análise qualitativa estabeleceu-se padrões espaciais e temporais de precipitação, ROLE e TSM. As regiões com valores semelhantes de precipitação, no continente, e de TSM, no oceano adjacente, foram separadas em classes, num primeiro momento, a partir de médias anuais e sazonais, tal como indicado na Figura 3.1.2.

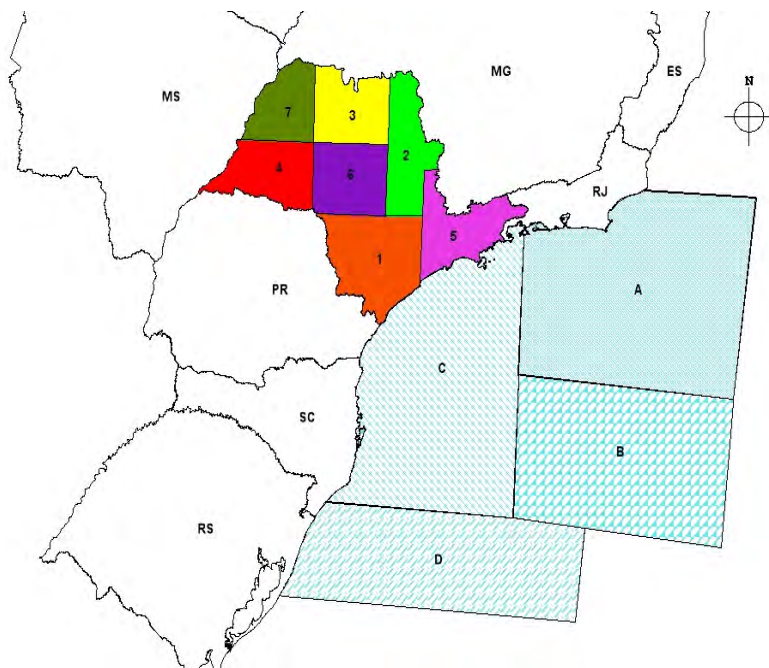


Figura 3.2.2: Primeira divisão de regiões homogêneas, continentais e oceânicas.

A divisão foi feita para toda região do estado de São Paulo e para parte do oceano adjacente. Considerou-se os subespaços produtos desta divisão como áreas

contínuas. A vantagem dessa divisão em subespaços contínuos é que permite a consideração de todo o estado de SP e de toda a região oceânica. A desvantagem recai no fato destes mesmos subespaços contínuos permitirem a consideração de regiões heterogêneas quanto à variabilidade temporal e espacial da precipitação e da TSM.

Tabela 3.2.2: Primeira divisão de sub-regiões homogêneas continentais e as cidades contidas em cada uma, e áreas oceânicas com as respectivas latitudes e longitudes.

Regiões definidas no continente para análise as principais cidades de cada uma	
☐	Registro, Sorocaba, Itapetininga
☐	Limeira, São Carlos, Rio Claro, Piracicaba, Ribeirão Preto
☐	São José do Rio Preto, Araraquara, Catanduva, Barretos
☐	Presidente Prudente, Tupã, Assis
☐	São José dos Campos, Taubaté, Bragança Paulista e São Paulo
☐	Avaré, Botucatu, Ourinhos e Bauru
☐	Araçatuba, Votuporanga e Ilha Solteira
Regiões definidas no oceano para análise (latitude e longitude extrema)	
A	(88W; 26S) e (06W; 22S)
B	(88W; 28) e (06W; 26S)
C	88W; 28S) e (88W; 28S)
D	(60W; 02S) e (82W; 28S)

A partir da divisão em subespaços homogêneos, o coeficiente de correlação linear foi calculado entre as variáveis continentais e oceânicas, precipitação (ou ROLE) e TSM, respectivamente, na escala sazonal. De forma genérica, o coeficiente de correlação linear entre duas variáveis pode ser escrito matematicamente da seguinte forma:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{(n-1)S_x S_y}$$

O coeficiente de correlação linear evidencia a relação existente entre duas variáveis quanto ao sinal e à intensidade da anomalia de cada uma delas. A aplicação deste coeficiente resulta na obtenção de um valor médio para toda a série temporal, varia entre os valores extremos -1 e +1, sendo que o valor nulo corresponde à ausência de correlação linear entre as variáveis consideradas e o valor absoluto igual a 1 (positivo ou negativo) representa máxima correlação entre as variáveis, de forma positiva ou

negativa.

Ao cálculo do coeficiente de correlação linear foi aplicado o teste estatístico de hipótese, para definir sua significância estatística. Considerou-se neste trabalho significância estatística superior a 95%. Na seção 3.3 é apresentada uma descrição mais detalhada sobre o teste de hipótese T-Student aplicado ao coeficiente de correlação linear.

5ª etapa: redefinição de áreas homogêneas - aplicação de EOF aos dados

Considerando-se que uma mesma área homogênea obtida pela análise qualitativa anterior possa apresentar variabilidades distintas, procurou-se aplicar uma técnica estatística que oferecesse, em tese, maior confiabilidade quanto à homogeneidade espacial. A TSM da subárea oceânica C (definida qualitativamente), por exemplo, apresenta uma localização bastante próxima do continente, não tendo apresentado correlação estatisticamente significativa com a precipitação no continente. Este fato leva à suposição de que as médias espaciais possam constituir um critério insuficiente para definição de áreas homogêneas no oceano. Assim, a Análise de Componentes Principais (ACP, ou EOF em inglês), descrita na seção 3.4, foi aplicada aos dados, tanto na escala sazonal quanto mensal. A vantagem da aplicação da ACP aos dados, tanto continentais quanto oceânicos, é a possibilidade de definição de áreas distintas que apresentem diferentes padrões de variabilidade, com critério matemático bem definido.

A partir dos padrões espaciais mensais gerados (os autovetores da ACP para cada variável), foi realizada uma análise qualitativa minuciosa da distribuição espacial dos três primeiros modos de cada variável, o que resultou em uma nova sub-divisão da área continental e oceânica.

No estado de São Paulo, as novas sub-regiões de precipitação estabelecidas a partir da observação dos 1º, 2º e 3º modos de ACP estão distribuídas de forma descontínua (Figuras 3.2.3), as áreas homogêneas estão representadas por áreas menores, devido a valorização da homogeneidade dos valores dos escores, nos coeficientes de expansão temporal.

No oceano, as novas subáreas estabelecidas por este processo, além de descontínuas, ficam maiores. Em vez de sete sub-regiões continentais e quatro subáreas oceânicas na primeira divisão, a redefinição através da EOF resultou em doze sub-áreas oceânicas e novamente sete sub-regiões no continente com uma nova distribuição espacial. A relação das sub-regiões continentais e subáreas oceânicas está descrita na Tabela 3.2.

A localização das doze sub-áreas definidas pela aplicação da ACP estão além da zona costeira sul e sudeste do Brasil, algumas regiões classificadas como homogêneas localizam-se mais afastadas do litoral. A representação gráfica das sub-regiões continentais e subáreas oceânicas está indicada na Figura 3.2.3.

Após a análise de correlação linear entre a TSM das primeiras dez subáreas oceânicas, listadas na Tabela 3.2.1, e a precipitação nas sub-regiões continentais, julgou-se desnecessário manter algumas das subáreas oceânicas, pois não apresentaram significância estatística (por exemplo, as 'A', 'C' e 'J'). Com base neste processo duas últimas subáreas foram criadas, representando a porção mais aquecida desta área do oceano, subárea K, e a porção mais fria, subárea L, tal como ilustrado na Figura 3.2.2. Esta nova sub-divisão oceânica permitiu a abrangência de mais áreas no oceano considerando a homogeneidade de cada uma.

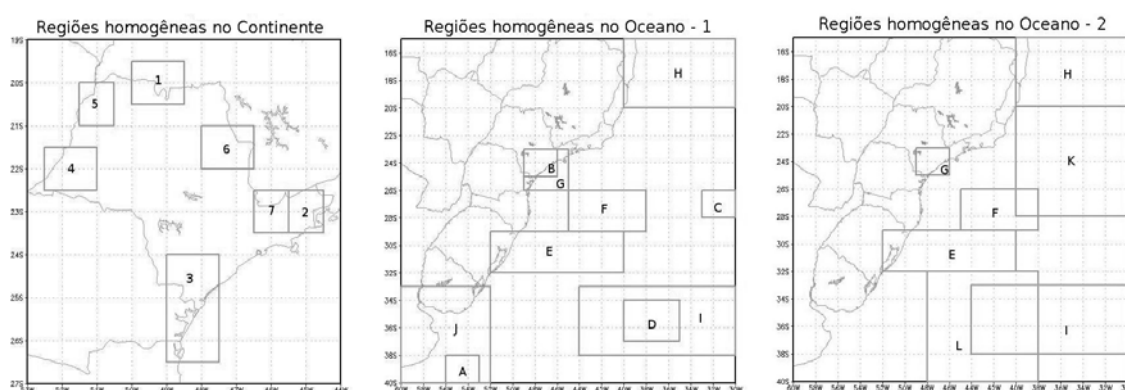


Figura 3.2.3: Áreas definidas com homogêneas a partir da EOF, sub-regiões continentais e áreas oceânicas 1. Sub-áreas consideradas nas análises, devido aos valores de correlação significativamente estatísticos.

Tabela 3.2.3: Áreas definidas como homogêneas a partir da EOF, coordenadas geográficas das

sub-regiões continentais e as cidades contidas em cada uma, e delimitação áreas oceânicas com as respectivas latitudes e longitudes.

Regiões no continente definidas a partir da ACP			
□	($23^{\circ}00''S$; $88^{\circ}00''S$) e ($20^{\circ}00''S$; $40^{\circ}00''S$)	-	S. José do Rio Preto e Barretos
□	($22^{\circ}00''S$; $88^{\circ}00''S$) e ($20^{\circ}00''S$; $84^{\circ}00''S$)	-	Ubatuba, São José dos Campos
□	($28^{\circ}00''S$; $89^{\circ}00''S$) e ($26^{\circ}00''S$; $88^{\circ}00''S$)	-	Cananéia, Registro e Itapeva
□	($22^{\circ}00''S$; $45^{\circ}00''S$) e ($22^{\circ}00''S$; $42^{\circ}00''S$)	-	Presidente Prudente
□	($20^{\circ}00''S$; $40^{\circ}00''W$) e ($22^{\circ}00''S$; $45^{\circ}00''W$)	-	Andradina e Ilha Solteira
□	($22^{\circ}00''S$; $86^{\circ}00''W$) e ($22^{\circ}00''S$; $87^{\circ}00''W$)	-	São Carlos, Limeira e Rio Claro
□	($22^{\circ}00''S$; $84^{\circ}00''W$) e ($22^{\circ}00''S$; $86^{\circ}00''W$)	-	São Paulo, Bragança Paulista e Jundiá
Áreas no Oceano definidas a partir da ACP			
A	($07^{\circ}S$; $40^{\circ}W$) e ($80^{\circ}S$; $46^{\circ}W$)	-	extremo sudoeste
B	($20^{\circ}S$; $84^{\circ}W$) e ($26^{\circ}S$; $88^{\circ}W$)	-	litoral paulista
C	($26^{\circ}S$; $00^{\circ}W$) e ($27^{\circ}S$; $00^{\circ}W$)	-	centro leste
D	($08^{\circ}S$; $04^{\circ}W$) e ($09^{\circ}S$; $80^{\circ}W$)	-	sudeste (pequeno)
E	($28^{\circ}S$; $80^{\circ}W$) e ($02^{\circ}S$; $42^{\circ}W$)	-	litoral rio grandense
F	($26^{\circ}S$; $07^{\circ}W$) e ($28^{\circ}S$; $84^{\circ}W$)	-	litoral catarinense e paranaense afastado
G	($20^{\circ}S$; $86^{\circ}W$) e ($24^{\circ}S$; $88^{\circ}W$)	-	litoral paulista estendido
H	($14^{\circ}S$; $00^{\circ}W$) e ($20^{\circ}S$; $80^{\circ}W$)	-	extremo norte
I	($00^{\circ}S$; $00^{\circ}W$) e ($07^{\circ}S$; $88^{\circ}W$)	-	sudeste estendido
J	($00^{\circ}S$; $42^{\circ}W$) e ($80^{\circ}S$; $46^{\circ}W$)	-	extremo sudoeste estendido
K	($20^{\circ}S$; $00^{\circ}W$) e ($27^{\circ}S$; $80^{\circ}W$)	-	região norte abrangente
L	($02^{\circ}S$; $06^{\circ}W$) e ($80^{\circ}S$; $87^{\circ}W$)	-	região sul abrangente

6ª etapa: Interpretação dos resultados da aplicação da ACP no continente e oceano, do cálculo da correlação linear entre os coeficientes de expansão temporal de precipitação, ROLE e TSM.

As séries temporais usadas no cálculo do coeficiente de correlação linear entre as variáveis continentais e oceânicas são os coeficientes de expansão temporal, produto da EOF que representa a média espacial dos modos nas áreas pré-definidas como homogêneas, tal como indicado na Tabela 3.2.3 desta seção. A ACP foi sempre aplicada às séries temporais de dados sem tendência linear e sem sazonalidade. E na correlação entre as sub-regiões e as áreas oceânicas foram usadas as séries temporais de anomalias sem tendência.

Os coeficientes foram correlacionados com e sem defasagem entre TSM x Precipitação/ROLE. A aplicação da correlação foi feita na série mensal do período de 1982 a 2005, com 288 meses, e também foi aplicada aos coeficientes de expansão

temporal da série descontínua que é constituída por 24 tempos, por exemplo, os 24 janeiros, fevereiros, etc, desta forma compondo 12 séries de 24 tempos cada uma.

7ª etapa: Análise do comportamento atmosférico em anos de extremos climáticos.

Após o cálculo do coeficiente correlação entre a precipitação e ROLE no continente e TSM no oceano, na escala sazonal, para todas as sub-regiões e subáreas, os resultados são reorganizados para períodos de inverno e verão, secos e chuvosos, de acordo com o indicado na tabela 3.2.4.

Anos Chuvosos e Secos	
abr-set	out-mar
inverno	verão
၁၈၉၃**	၁၈၉၃**
□□□□**	□□□□**
၁၈၉၄	□□□□
၁၈၉၅	၁၈၉၅
၁၈၉၆*	၁၈၉၆*
၁၈၉၇*	၁၈၉၇*
**□□□□*	**၁၈၉၈*
**□□□□	**□□□□
၁၈၉၉**	၁၈၉၉
၁၉၀၀**	၁၉၀၀**
၁၉၀၁	၁၉၀၁
၁၉၀၂	၁၉၀၂
၁၉၀၃	၁၉၀၃
□□□□*	၁၉၀၄*
□□□□*	၁၉၀၅
၁၉၀၆	□□□□
၁၉၀၇**	၁၉၀၇**
*၁၉၀၈**	*၁၉၀၈**
*□□□□	*□□□□
*□□□□	*□□□□
*□□□□	*□□□□
□□□□*	□□□□*
၂၀၀၉*	□□□□*
၂၀၀၈	□□□□
၂၀၀၇	၂၀၀၇
chuvosos	
secos	
El niño	ex. ၁၈၉၃*
La niña	ex. *၁၈၉၃
Forte	**
Moderado	*

Tabela 3.2.3: Estações classificadas como extremos, chuvosas e secas.

As estações (seca e chuvosa) consideradas extremos na análise foram classificadas a partir do desvio padrão médio do estado e das sub-regiões continentais, deste modo foram discriminados quatro verões e invernos chuvosos, e cinco verões e

invernos chuvosos. A partir desse critério, o percentual de verões e invernos analisados nesta etapa, em relação ao total de anos (24 anos) representa 37,5%.

A seguir são descritos mais detalhadamente os procedimentos adotados na aplicação do teste de hipótese ao coeficiente de correlação linear e da Análise de Componentes Principais aplicada aos dados mensais e sazonais de precipitação, ROLE e TSM.

3.3 - Teste de Hipótese do Coeficiente de Correlação

A significância estatística dos valores do coeficientes de correlação linear é avaliada aqui pela aplicação do teste estatístico T-Student. É um teste de hipótese que leva em consideração uma população bivariada, onde é destacada a relação entre uma variável independente *versus* uma variável dependente. Seu cálculo está baseado no tamanho da série temporal (N) (amostra) e no valor do coeficiente de correlação. Neste trabalho considerou-se um nível de significância estatística igual a 95% (ou $\alpha = 0,05$). O valor limite entre significância e não significância estatística é dado pela equação seguinte, retirada de Costa Neto (1977):

$$t = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}}$$

O valor de t é obtido a partir da relação acima e da distribuição t-Student, em forma de tabela, encontrada em livros textos de estatística como, por exemplo, em Costa Neto (1977).

3.4 - Análise de Componentes Principais

A ACP é uma técnica multivariada que transforma um conjunto de dados originais numa soma de vetores ortogonais entre si, permitindo que, fisicamente, possam representar aspectos distintos. Matematicamente, a resolução desta questão é apresentada por um problema de autovetores e autovalores, a partir de uma matriz quadrada. Cada um dos autovetores está associado a um percentual da variância do conjunto original de dados. Em outras palavras, pode-se dizer que cada autovetor explica uma determinada porcentagem da variância dos dados originais. Os autovalores

indicam a variância explicada por cada autovetor.

Segundo Wilks (2005), a ACP é a técnica estatística multivariada mais usada em ciências atmosféricas, e o primeiro registro do seu uso se deu em 1956, por Lorenz. Desde então verificam-se muitos trabalhos que usam esta técnica, principalmente em estudos de teleconexão. O objetivo principal da ACP é reduzir o ruído nos dados, utilizando-se assim os autovetores que explicam a maior parte da variância total da série.

No estudo em questão, a ACP é aplicada a dados que variam tanto espacialmente quanto temporalmente, sendo que o interesse aqui é encontrar autovetores (padrões) espaciais que possam definir melhor a composição dos dados originais. Desta forma, os autovetores obtidos nesta análise constituem os padrões espaciais e, os valores contidos nos coeficientes de expansão temporal associados a cada autovetor, que permitem definir o sinal do padrão espacial em cada observação temporal da série original.

O problema de autovetores e autovalores pode ser resolvido a partir tanto da matriz de covariância como da matriz de correlação. Neste estudo, foi utilizada a matriz de correlação dos dados originais. A matriz de correlação garante que dados em diferentes escalas possam ser tratados de forma conjunta, enquanto que a matriz de covariância exige que a escala de variação dos dados seja a mesma.

O cálculo da EOF gera três saídas, os padrões espaciais que definiram as novas regiões; os coeficientes de expansão temporal, que representa o evolução temporal dos dados; e a variância, que mostra o percentual da variabilidade que cada modo explica. A ordem dos modos (1º, 2º, 3º...), é definida de forma decrescente de acordo com o valor da variância explicado, por isso os maiores valores sempre pertencerão aos primeiros modos.

4 - Resultados

Os resultados são apresentados em três etapas distintas, de acordo com as técnicas estatísticas empregadas para a definição de regiões homogêneas. Primeiramente, é identificada a principal área de análise, o estado de São Paulo e OAS adjacente, e depois feita as subdivisões por regiões, caracterizando a climatologias anual e sazonal de cada região (Seção 4.1). A divisão por regiões homogêneas relativa à precipitação foi motivada pelas diferenças observadas nas regiões norte, sul, leste e oeste do Estado de São Paulo, que foi realizada nas análises preliminares de trabalho (Seção 4.2). Depois houve uma reformulação das regiões a partir da análise de componentes principais e de acordo com os estudos de Setzer (1946), Schröder(1956), Monteiro (1973), Sant'anna Neto (1995) e Cardoso (2005) (Seção 4.3).

Na quarta etapa (Seção 4.4), são apresentados os resultados de correlação linear entre a precipitação e TSM do OAS, entre as subdivisões no oceano e continente, com as médias espaciais das sub-regiões continentais e áreas oceânicas e os coeficientes de expansão temporal relativos as variáveis. Após a construção de todo arcabouço técnico, a interpretação física, tal como a identificação dos padrões atmosféricos e oceânicos, é realizada na quinta parte, Seção 4.5.

4.1.1 - Variabilidade Sazonal no Continente

O estado de São Paulo, do ponto de vista climático, é uma região pequena. Além dos fenômenos de escala local (maritimidade, maior/menor convergência do ar devido à orografia) o clima da região é caracterizado também pela atuação dos sistemas sinóticos (ciclones extratropicais). Na escala climática, podemos citar a influência das oscilações do Oceano Pacífico e Atlântico, no clima regional do estado de São Paulo.

A separação do continente e oceano em sub-regiões, justifica-se pela necessidade de considerar separadamente a variabilidade de cada uma delas.

Como São Paulo está localizado numa região de transição em relação fenômenos de tempo atuantes, espera-se que a divisão em subáreas possa melhorar a análise de influência da TSM do Oceano Atlântico na precipitação continental. As climatologias das sub-regiões apresentam pequenas diferenças devido a fatores como relevo e maritimidade, e todo o estado está sob influência de sistemas frontais no decorrer do ano e a presença das ZCAS durante a estação chuvosa (outubro-março). A média climatológica, de 1982 a 2005, para a estação chuvosa do estado de São Paulo indica que os maiores valores encontram-se no litoral sul e região norte do estado, tal como apresentado no Figura 4.1.1 e Tabela 4.1.1.

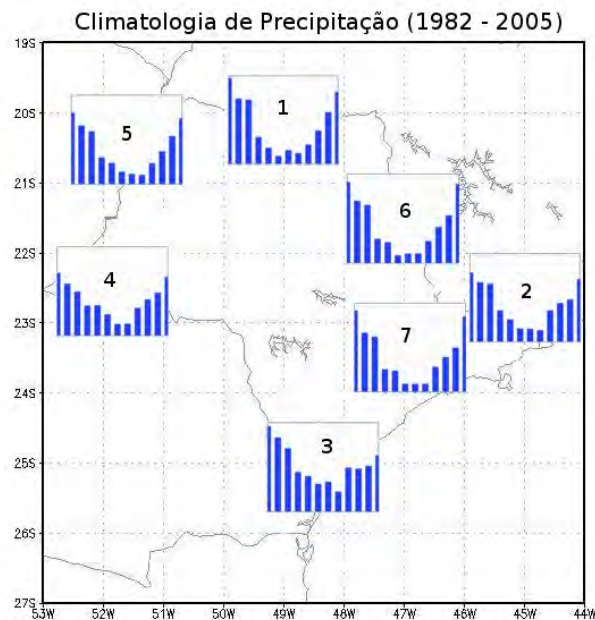


Figura 4.1.1: Climatologia de precipitação das sub-regiões homogêneas no estado de São Paulo.

Tabela 4.1.1: Média do acumulado anual de Precipitação (mm) do período de 1982-2005.

Média do Acumulado Anual de Precipitação (mm) das Sub-regiões no est. de São Paulo							
1	2	3	4	5	6	7	estado
1636	1583	1956	1491	1490	1586	1535	1611

A diferença básica entre o volume de chuvas durante o verão e inverno em toda América do Sul e especificamente no estado de São Paulo é o sistema de monções, caracterizado pela inversão do sentido da anomalia do vento, revertendo assim a intensidade de convergência do ar em baixos níveis da atmosfera,

associada ao aquecimento diferencial entre continente e oceano. Esta mudança de comportamento no decorrer do ano contribui para a caracterização da qualidade das estações seca e chuvosa na região (Andrade, 2005)(Figura 4.1.1)

Em casos extremos, quando verão é muito chuvoso e o inverno, muito seco ocorre a inversão do sentido do vento. No primeiro caso, o vento médio sopra do oceano para o continente, contribuindo para a convergência do ar e formação de nebulosidade; durante períodos secos, o sentido do vento médio se inverte e o ar flui do continente para o oceano, inibindo processos convectivos (Garcia, 2006).

Durante os meses de abril a setembro, considerado estação seca, os totais precipitados no Brasil são consideravelmente inferiores aos de outubro a março, que correspondem a aproximadamente 25% do total anual (Sant'anna Neto, 2005). Considerando-se o campo espacial de precipitação no inverno, para a região centro sul do Brasil, pode-se observar um decréscimo dos valores de precipitação na direção setentrional (Figura, 4.1.2), observado até região da Bahia, sul do Piauí e Maranhão e, leste do Mato Grosso. O estado de São Paulo, ocupa uma posição intermediária, entre o Sul chuvoso, e a região Nordeste, mais seca.

Na estação seca o anticiclone subtropical do Atlântico Sul domina, por vezes, a região central do país, desfavorecendo o avanço das frentes frias mais para norte. Outro fator que dificulta a passagem de frentes frias na região Sudeste é a presença do Jato Polar que durante este período está intensificado. A presença de bloqueio atmosférico em altos níveis também contribui para o desvio de frentes frias para o sul do hemisfério, impedindo a passagem de frentes mais ao norte (Marques e Rao, 1996). Estes são fatores que contribuem para que os totais precipitados durante o inverno sejam inferiores aos observados durante a estação chuvosa.

Pode-se dizer que a informação obtida de um campo espacial da variável ROLE seja similar à fornecida pelos campos de precipitação. No campo espacial da média climatológica de ROLE (Figura 4.1.2) de verão, a ZCAS é bem definida, com os menores valores indicando mais nebulosidade. A ZCAS é um sistema frequente

na estação chuvosa e responsável por grande parte da precipitação total em sua área de atuação (Quadro, 1994).

Enquanto que no inverno, os valores inferiores de ROLE estão localizados no sul do país (Figura 4.1.3), onde a mudança da frequência e intensidade dos sistemas frontais durante este período, é pequena em relação ao verão, descaracterizando a estação seca nessa região (Sartori, 2003).

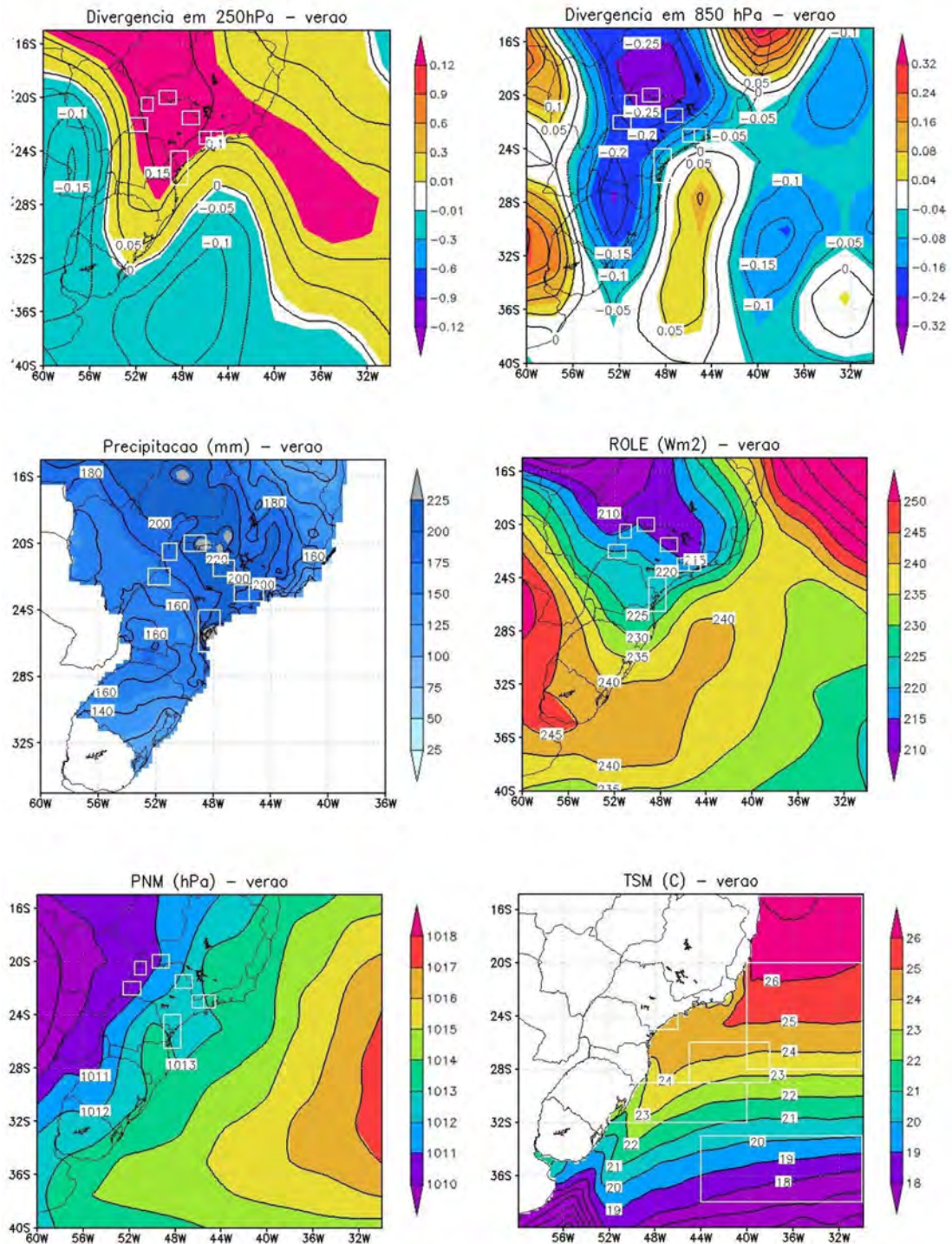


Figura 4.1.2: Campos médios de verão (outubro-março), entre 1982 e 2005, de divergência (10^{-6} s^{-1}) em 250 e 850hPa, PNM (hPa), precipitação (mm), TSM ($^{\circ}\text{C}$) e ROLE (Wm^{-2}).

Os campos de divergência foram traçados para os níveis atmosféricos de 250 e 850 hPa (Figuras 4.1.2 e 4.1.3). Os valores negativos caracterizam convergência do ar e os positivos, divergência. Durante o verão, é possível verificar divergência em altos níveis na mesma região de atuação das ZCAS e, valores de convergência do ar em baixos níveis que se estendem até o oceano (Figura 4.1.2).

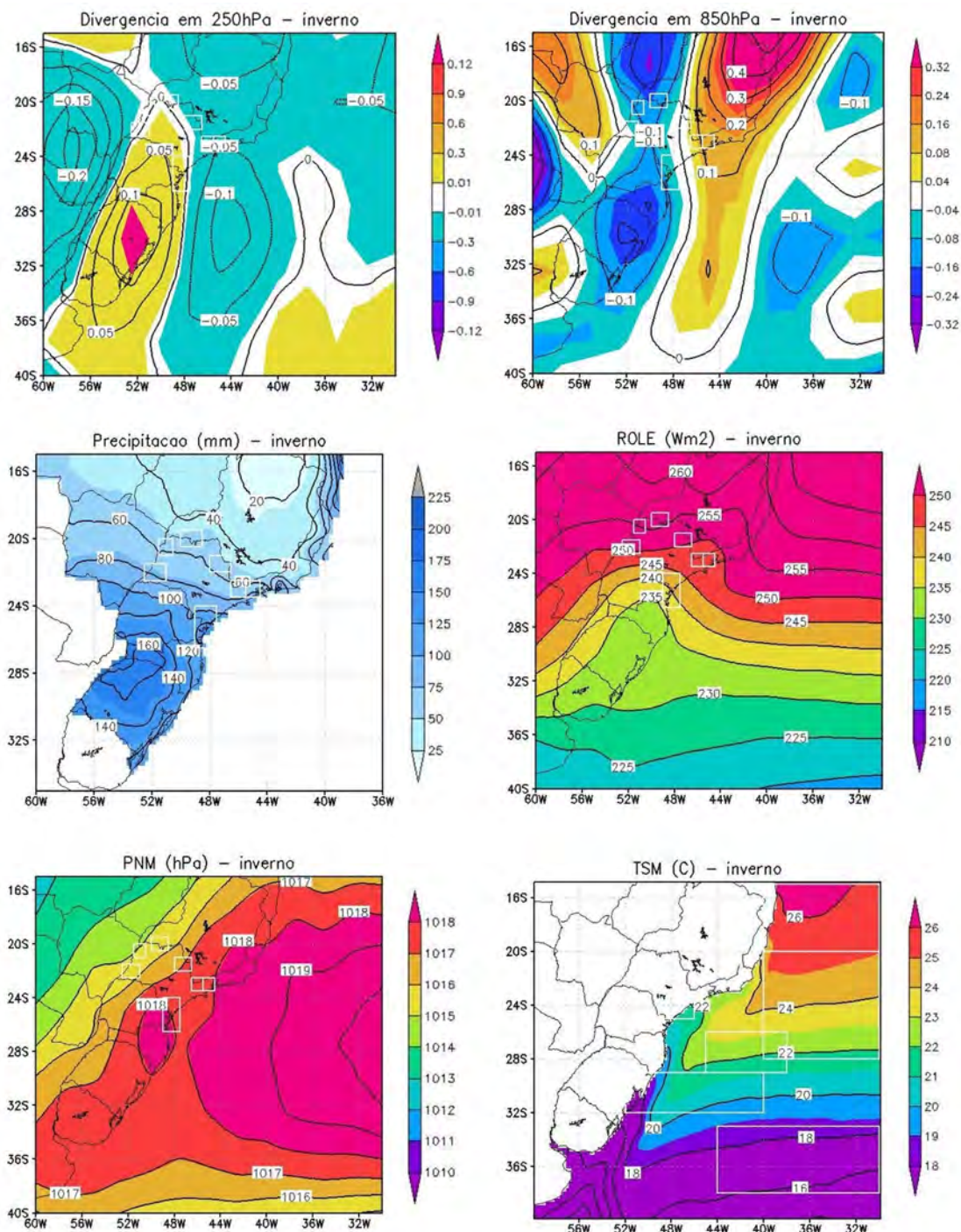


Figura 4.1.3: Campos médios de inverno (abril a setembro), entre 1982 e 2005, de divergência (10^{-6} s^{-1}) em 250 e 850 hPa, PNM (hPa), precipitação (mm), TSM ($^{\circ}\text{C}$) e ROLE (Wm^{-2}).

Durante o inverno, observam-se maiores valores de divergência em altos níveis no sul do Brasil, por onde as frentes frias continuam a passar. Mantendo um padrão baroclínico, em baixos níveis predomina a convergência do ar nestas áreas. Os campos de PNM evidenciam o deslocamento da alta pressão subtropical por sobre o continente durante o inverno (Figura 4.1.3) e durante o verão, a alta subtropical permanece mais sobre o Oceano Atlântico (Figura 4.1.2).

Os padrões de ROLE durante as estações de verão e inverno, Figuras 4.1.2 e 4.1.3, respectivamente, refletem a influência maior da circulação de monções durante o verão e a influência extratropical durante o inverno. Nota-se aumento evidente da precipitação durante o verão.

As médias sazonais de precipitação continental no verão (figura 4.1.2 e 4.1.4) e inverno (figura 4.1.3 e 4.1.5) para as sub-regiões do Estado apresentam variabilidade temporal similares, mas com variações devido a localização, como as sub-regiões: 2, 3 e 7 que estão mais próximas do oceano, recebem maior influência da maritimidade, por exemplo.

O campo espacial de ROLE, no verão e inverno (Figuras 4.1.4 e 4.1.5), representa bem a diferença entre as estações seca e chuvosa do ano, do ponto de vista da nebulosidade. No caso da estação seca (Figura 4.1.3 e 4.1.5) observa-se um padrão de maiores diferenças de ROLE na direção meridional, indicando a atuação de sistemas mais zonais (de oeste) enquanto que na estação chuvosa, é nítida a atuação da ZCAS, com padrão de nebulosidade localizado na direção noroeste-sudeste do Brasil.

O padrão espacial da anomalia média de divergência do ar em altos níveis (250 hPa), durante o verão, é bem definido (Figura 4.1.2), formando uma banda de valores positivos na direção noroeste-sudeste do Brasil, o que está associado à presença da ZCAS que ocupa esta mesma posição. Este aspecto modifica também

a amplitude média da anomalia de divergência em altos níveis, que apresenta valores mais intensos se comparados aos valores observados durante o inverno (Figuras 4.1.2 e 4.1.3).

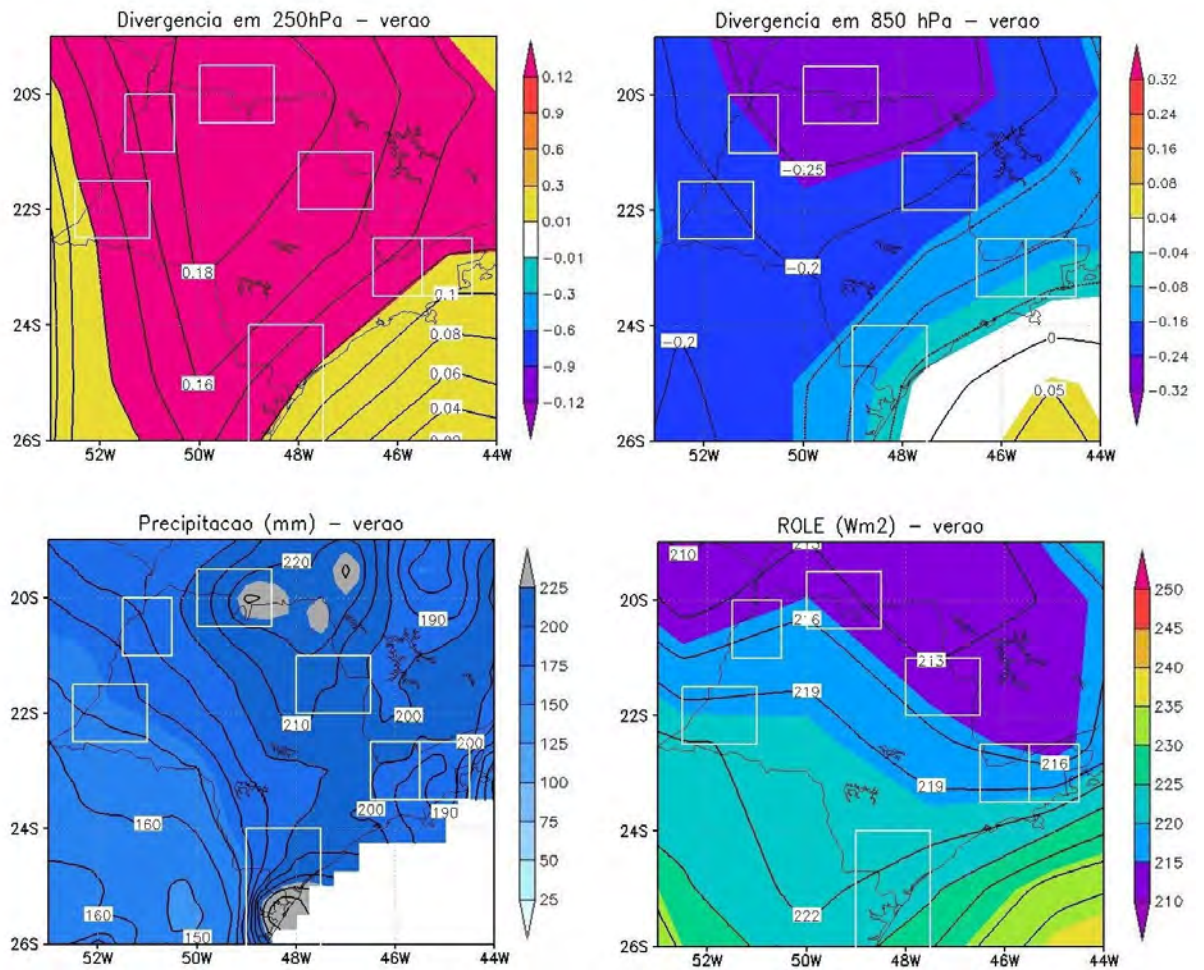


Figura 4.1.4: Campos médios de verão(outubro a março), entre 1982 e 2005, de divergência (10^{-6} s^{-1}) em 250 e 850 hPa, ROLE (Wm^{-2}), precipitação (mm).

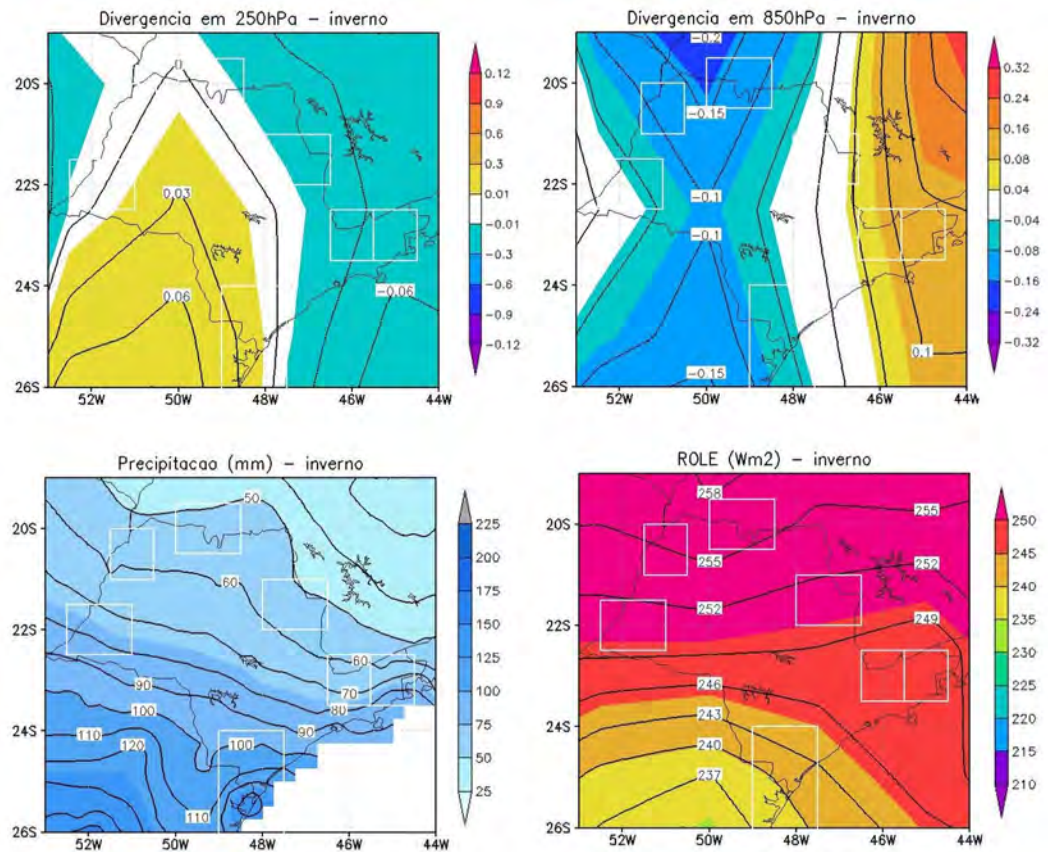


Figura 4.1.5: Campos médios de inverno (setembro-março), entre 1982 e 2005, de divergência (10^{-6} s^{-1}) em 250 e 850 hPa, ROLE (Wm^{-2}), precipitação (mm).

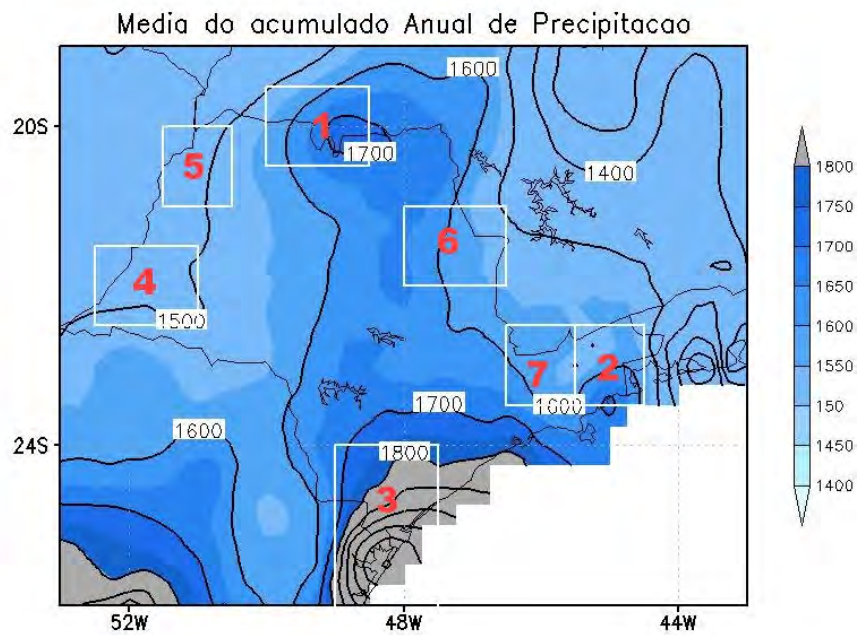


Figura 4.1.6 Precipitação média anual (1982-2005) sobre o estado de São Paulo.

Com a maior atuação da alta sub-tropical sobre o continente, durante o inverno, a parte leste do estado de SP apresenta anomalia positiva média de divergência do ar em baixos níveis (850 hPa) (Figuras 4.1.3 e 4.1.5), enquanto que o setor oeste do estado apresenta, em média, anomalias negativas de divergência do ar (Figuras 4.1.3 e 4.1.5). A variabilidade espacial da anomalia de divergência, em baixos níveis, durante o verão é maior do que durante o inverno, sugerindo que o período de inverno está associado a um padrão espacial menos perturbado do que o período de verão do ponto de vista da umidade.

As observações ressaltadas neste item indica que existem diferenças de comportamento atmosférico dentre as várias sub-regiões consideradas. O escoamento atmosférico contribui para a definição dos padrões climáticos em várias escalas, porém a localização geográfica e as particularidades de relevo de cada sub-região podem acentuar ou enfraquecer os efeitos da atmosfera.

O estado de São Paulo tem amplitude altimétrica considerável (Figura 4.1.6), que varia de 0 a 2000 metros. A faixa litorânea detém as menores altitudes, enquanto que o oeste paulista, localizado sobre o planalto da Bacia do Paraná não apresenta altitudes superiores a 700 metros. Na Serra do Mar e Mantiqueira a altitude ultrapassa os 1800 metros, com facilidade.

As sub-regiões 1, 4 e 5 (Figura 4.1.6) estão localizadas no planalto da Bacia do Paraná, com as seguintes particularidades:

- Sub-região 1 - localiza-se ao norte do estado, apresenta altitudes maiores que as sub-regiões 4 e 5, no Planalto da Bacia do Paraná, as margens do Rio Grande;
- Sub-região 4 - localiza-se a sudoeste do estado, região de Presidente Prudente(SP), abrange a região de confluência do Rio Paranapanema e Paraná, apresenta altitudes inferiores as da sub-região 1;

- Sub-região 5 - está próxima à sub-região 1, mas difere do ponto de vista da altitude, devido à proximidade do leito de rios assim como a sub-região 4. Está localizada na confluência dos Rios Tietê e Grande com o Paraná.

- Sub-região 3 - que abrange o litoral sul do estado, talvez seja a que mais se diferencie do restante do estado, no tocante à variabilidade anual da precipitação. Parte desta sub-região está localizada na planície litorânea e nos tabuleiros costeiros, o que faz do litoral sul mais extenso, no sentido leste-oeste, em comparação ao litoral norte paulista. Essa região ainda abrange parte Serra do Mar e o Planalto Paulistano.

- Sub-região 6 - localizada a nordeste do estado, com altitudes que atingem 800 m, sobre a Depressão Paulista e o Patamar da Bacia do Paraná. Está a noroeste da Serra da Mantiqueira e a sudoeste da Serra da Canastra, logo as massas de ar que chegam a esta região são mais secas devido à perda de umidade a barlavento da topografia, tanto do escoamento de ar vindo do Oceano Atlântico como de escoamento continental.

As sub-regiões 7 e 2 compõem a mesma região. A diferença entre cada uma delas reside na estrutura física e na ação antrópica. A sub-região 2 é a que apresenta maior variedade espacial na altitude. Abrange o litoral norte (nível do mar) do estado escarpado pela Serra do Mar, com altitudes de até 1200 m, o que o torna o litoral uma região muito propícia para a formação de chuva orográfica. A oeste da escarpa da Serra do Mar situa-se o Vale do Paraíba, com altitude média de 500 m, seguido a oeste por abrupta elevação da Serra da Mantiqueira, com altitude de até 1800 m. Os totais anuais de precipitação no litoral são consideravelmente superiores (superiores a 2500 mm, em média) aos do Vale do Paraíba (1500 mm).

A região metropolitana de São Paulo que apresenta o maior adensamento populacional do país, com aproximadamente 20 milhões de habitantes (fonte: SEADE, 2009) situa-se na sub-região 7. Localizada sob a Serra do Mar e o Planalto Paulistano, está na borda da escarpa, e faz recepção direta a massas de ar

provenientes do oceano.

A variabilidade da precipitação nas sub-regiões do estado de SP se diferencia mais devido à variação sazonal do que em relação aos totais anuais. Os totais anuais decrescem no sentido do litoral para o interior, variando aproximadamente de 1800 a 1400 mm (figura 4.1.6). A região litorânea apresenta o maior índice de precipitação em relação ao restante do estado.

Entretanto, há diferenças sazonais, por exemplo, entre a precipitação observada nas sub-regiões 2 e 3, ambas localizadas no litoral, norte e sul, respectivamente. A sub-região 3 (litoral sul) apresenta a precipitação anual mais bem distribuída no decorrer do ano. Sendo que a estação seca da sub-região 2 é mais pronunciada em relação à estação seca da sub-região 3. A estação seca da sub-região 3 apresenta o maior valor de precipitação em relação às demais sub-regiões consideradas neste estudo.

Dentre as sub-regiões analisadas, os menores valores de precipitação de inverno são observados na sub-região 6 e 7 (centro-leste), por outro lado, os meses de dezembro e janeiro são bastante chuvosos e alcançam valores de precipitação semelhantes aos da sub-região 3, a mais chuvosa. As sub-regiões 1 e 5, localizadas a norte e noroeste do estado, apresentam distribuição mensal semelhantes, embora possuam totais anuais diferentes, sendo que o acumulado anual médio na sub-região 1 (1636 mm) é maior do que o da 5 (1490 mm). A sub-região 4, no extremo sudoeste do estado, diferencia-se das outras devido aos menores índices mensais, e apresenta, tal como a sub-região 3, total anual mais bem distribuído no decorrer do ano em relação às demais sub-regiões (Figuras 4.1.1 e 4.1.7).

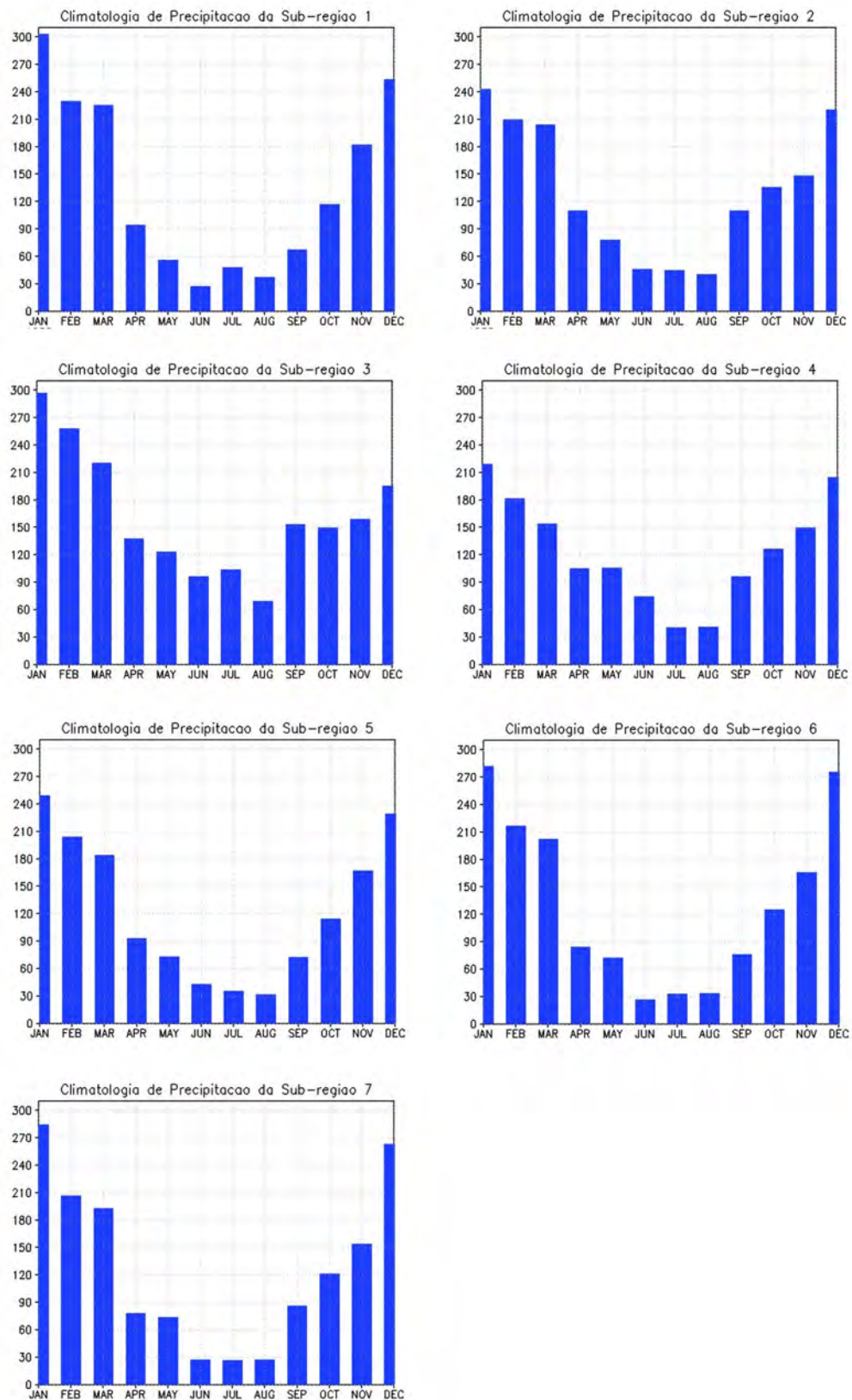


Figura 4.1.7: Climatologia de Precipitação das Sub-regiões do estado de São Paulo(1982-2005).

4.1.2 – Variabilidade Sazonal no Oceano

A caracterização das diferentes sub-áreas da TSM se dão pelo campo de temperatura, há outros fatores a serem considerados como as correntes oceânicas, posição latitudinal e distância da costa que contribuem para climatologia da TSM. O tamanho das áreas oceânicas são maiores em relação ao continente, e a variabilidade temporal de temperatura da superfície do oceano é mais lenta.

As áreas oceânicas estão distribuídas desde o litoral do sul da Bahia (a 15° S) até a foz do Rio do Rio da Prata (a 38° S). As áreas no oceano variam de tamanho de acordo com a homogeneidade espacial da TSM e, a partir disso é determinada a influência sobre a precipitação no continente. Desta forma, foram definidas áreas extremamente pequenas ('G') e outras consideravelmente maiores ('K' e 'L'), em comparação com a região de estudo (4.1.8).

As maiores variações da TSM estão dispostas meridionalmente no Oceano Atlântico Sul (Figuras 4.1.2 e 4.1.3), com valores decrescentes de temperatura sentido sul. Os padrões de TSM, entre verão e inverno, não diferem muito, a não ser pelo maior aquecimento, durante o verão, das águas superficiais mais ao sul. A isoterma de 25 °C atinge a latitude de 23° S, durante o inverno, enquanto que, durante o verão, atinge a latitude de 28° S.

A confluência entre as correntes do Brasil e das Malvinas provoca o padrão espacial observado na costa do sul do Brasil (36°S), tanto no inverno como no verão, porém mais pronunciado no inverno, com águas mais frias vindas do sul e águas mais quentes, do norte. Esta região é conhecida por apresentar um dos maiores gradientes térmicos do oceano (Lentini, 1997).

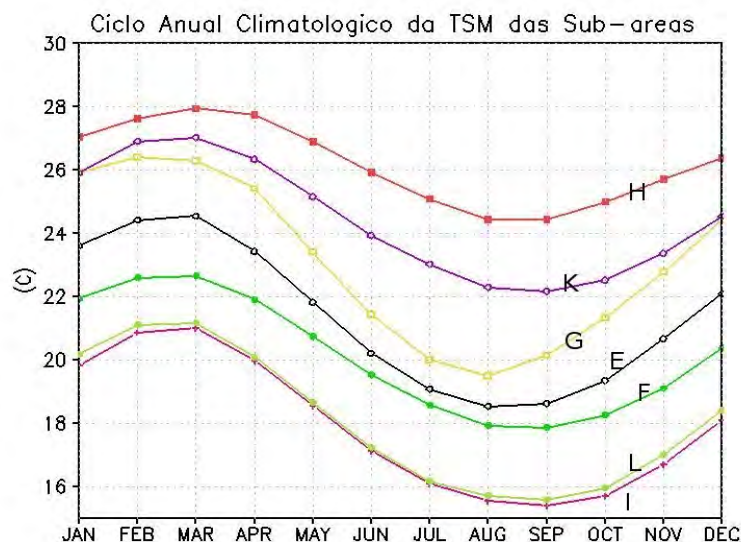
A oscilação sazonal média da TSM nas áreas homogêneas (Figura 4.1.8) apresenta valores mínimos e máximos nos mesmos períodos do ano. As menores temperaturas ocorrem entre agosto e setembro e as maiores entre fevereiro e março. Há uma defasagem entre a ocorrência das temperaturas mínimas e máximas

no oceano em relação à precipitação máxima e mínima no continente, os maiores valores de precipitação ocorrem entre dezembro e janeiro e os mínimos em junho e julho. Esta defasagem é explicada, em parte, pelo lento processo de armazenamento de energia devido ao alto calor específico da água.

De modo geral as áreas 'H' e 'K' localizam-se a norte da grande área oceânica escolhida, 'E', 'F' e 'G' localizam-se em posição intermediária. Todas estas áreas estão localizadas na região de atuação da Corrente do Brasil, próximo à costa brasileira. As áreas 'L' e 'I', as mais distantes da costa, localizam-se na faixa latitudinal da Confluência Brasil-Malvinas, ao sul da grande área escolhida.

Todas as áreas apresentam variação sazonal da TSM em fase entre si (figura 4.1.8 (a), exceto a área 'G' que, pela proximidade ao continente, apresenta o valor mínimo climatológico anteriormente que as outras, em agosto, e valor máximo em fevereiro. Além da semelhança entre os ciclos anuais nas diferentes áreas, destacam-se os valores absolutos de cada uma delas, sendo que as áreas mais ao norte apresentam os maiores valores em relação às áreas mais ao sul. As áreas 'E' e 'L' apresentam valores absolutos de TSM mais elevados do que as áreas ('F' e 'I', respectivamente) que fazem intersecção ou que estejam adjacentes a elas, apesar de estarem mais ao sul.

(a)



(b)

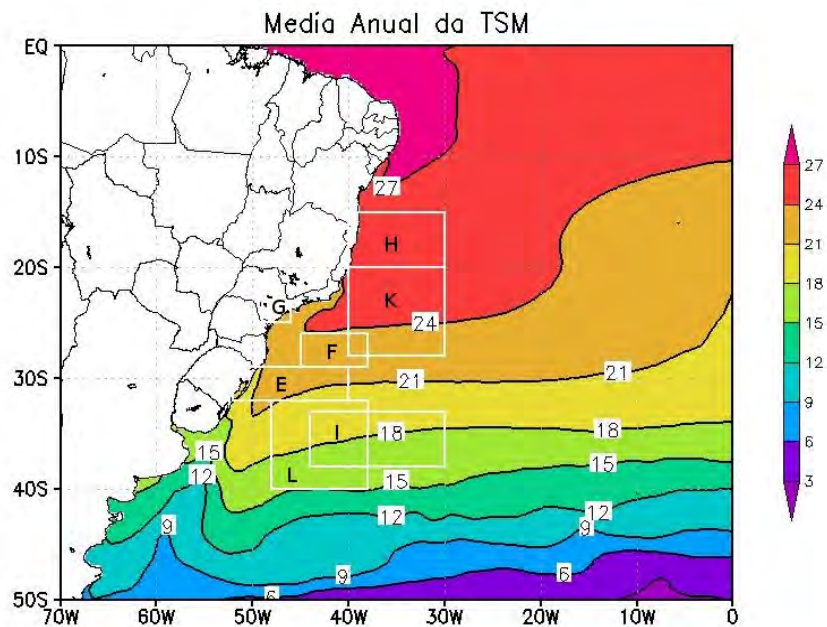


Figura 4.1.8 (a) Ciclo anual climatológico da TSM (1982-2005) ($^{\circ}\text{C}$) nas diferentes áreas consideradas do Oceano Atlântico Sul; (b) média espacial climatológica da TSM ($^{\circ}\text{C}$) e localização das áreas no Atlântico Sul.

4.2 - Primeiras Análises

As análises das correlações entre TSM e precipitação nas análises preliminares foi feita de forma mais simplificada, a partir de médias sazonais e anuais. Os dados de precipitação utilizados nesta análise são de Liebmann et al. (2006), com resolução espacial de $1,0^{\circ}$ em uma grade regular, resolução esta menor do que a dos dados usados posteriormente que são de $0,25^{\circ}$ (Seções 4.3, 4.4, 4.5). Apesar da resolução relativamente mais baixa do que os dados usados nos resultados finais, estes representaram muito bem os padrões sazonais de precipitação, com maior variação espacial zonal para a média da precipitação no verão (DJF) e, com maior variação meridional para a média da precipitação no inverno (JJA).

Este aspecto é a principal característica que diferencia os padrões espaciais

da precipitação no inverno e no verão nesta região, tendo sido considerado na divisão do estado em sub-regiões, com áreas mais ao sul, mais ao norte, mais a oeste e mais a leste, tal como ilustra a Figura 4.2.1.

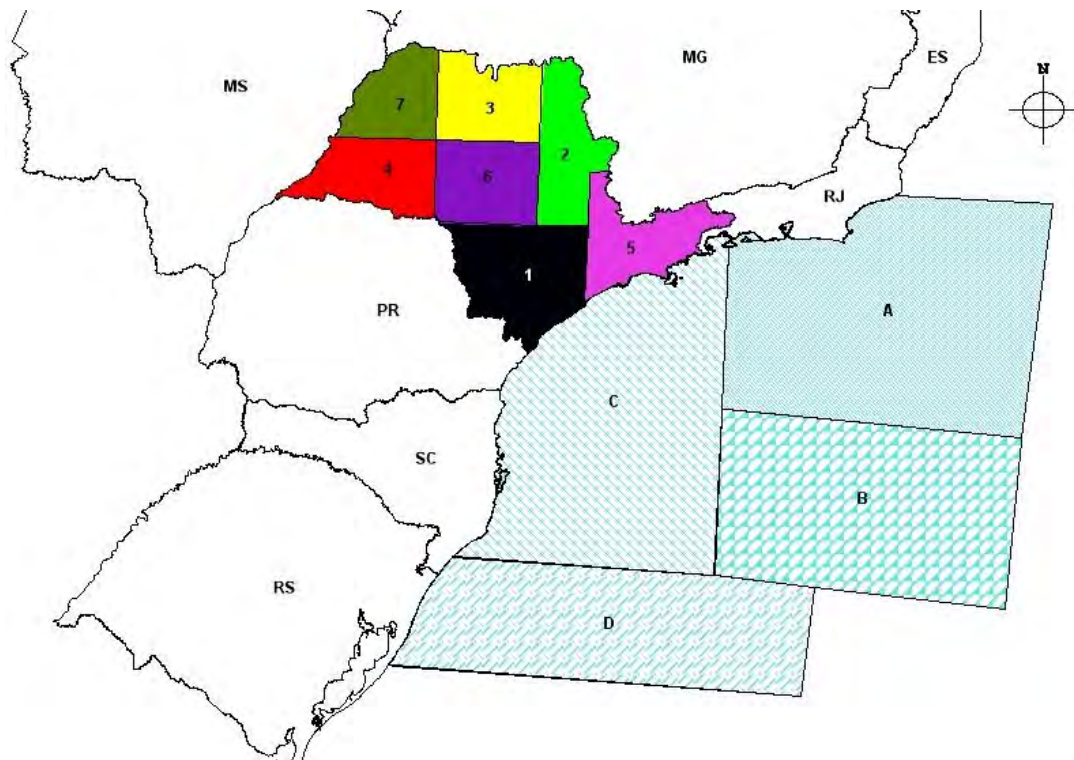


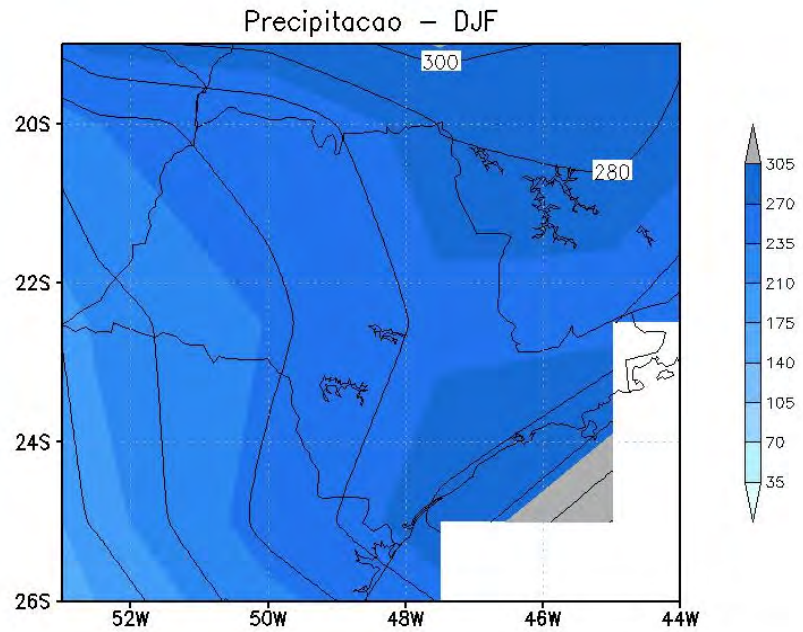
Figura: 4.2.1: Primeira divisão de sub regiões e áreas no oceano

A divisão continental (em sub-regiões) e oceânica (em áreas) (figura 4.2.1) tal como considerada nesta etapa do trabalho tem uma vantagem em relação à divisão final, é contínua e não exclui informações existentes no estado. A desvantagem principal nesta primeira aproximação advém da inclusão de diferentes padrões de precipitação em apenas um ponto, mascarando possivelmente a influência do oceano sobre determinada região.

Levando-se em consideração que os padrões espaciais da TSM no Oceano Atlântico Sul apresentam maior variação na direção meridional, optou-se por selecionar regiões contínuas na direção zonal, margeando a costa sul e sudeste do Brasil. Portanto a análise de áreas contínuas tem as mesmas implicações das

regiões continentais, inclusão de diferentes padrões em uma mesma área.

(a)



(b)

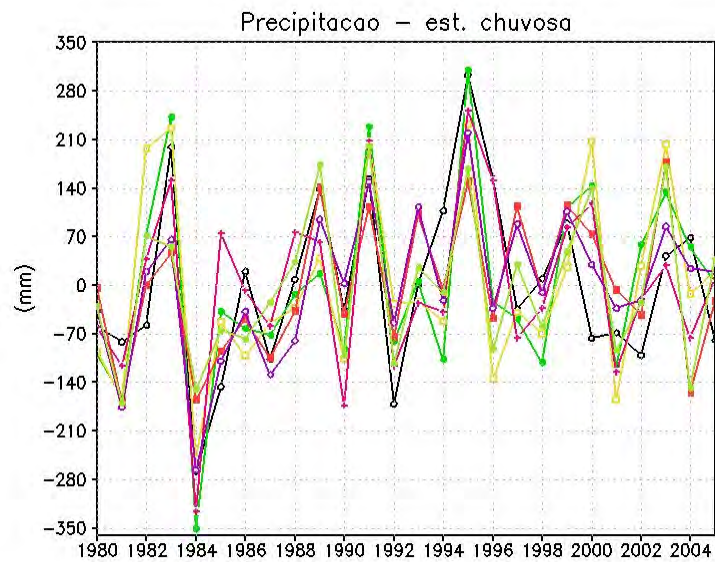
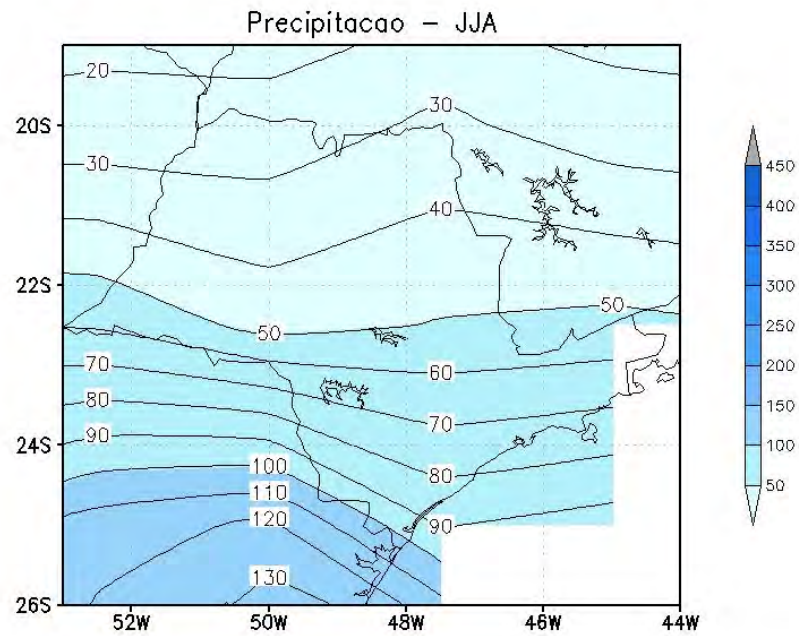


Figura 4.2.2 (a) Padrão climatológico (1982-2005) da precipitação durante o trimestre de DJF. (b) Anomalias de precipitação das: sub-região 1 (curva preta); sub-região 2 (curva verde); sub-região 3 (curva amarela); sub-região 4 (curva vermelha); sub-região 5 (curva magenta); sub-região 6 (curva roxa); sub-região 7 (curva verde) em DJF.

(a)



(b)

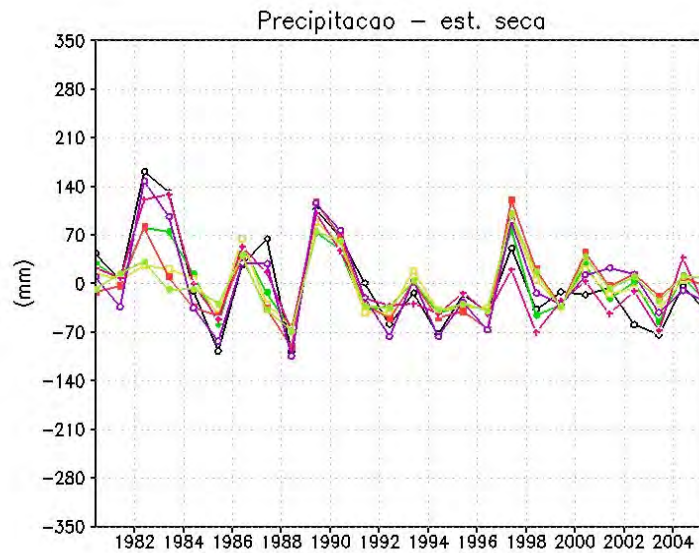


Figura 4.2.3: (a) Padrão climatológico (1982-2005) da precipitação durante o trimestre de JJA. (b) Anomalia de precipitação das: Sub-região 1 (curva preta); sub-região 2 (curva verde); sub-região 3 (curva amarela); sub-região 4 (curva vermelha); sub-região 5 (curva magenta); sub-região 6 (curva roxa); sub-região 7 (curva verde) em JJA.

Esta primeira divisão do OAS a partir das médias sazonais e mensais, não foi suficiente para separar áreas com relativa homogeneidade, por exemplo a área C (Figura 4.2.1), área bastante próxima do continente, não apresentou valor de correlação significativa com a precipitação em nenhuma das sub-regiões no continente.

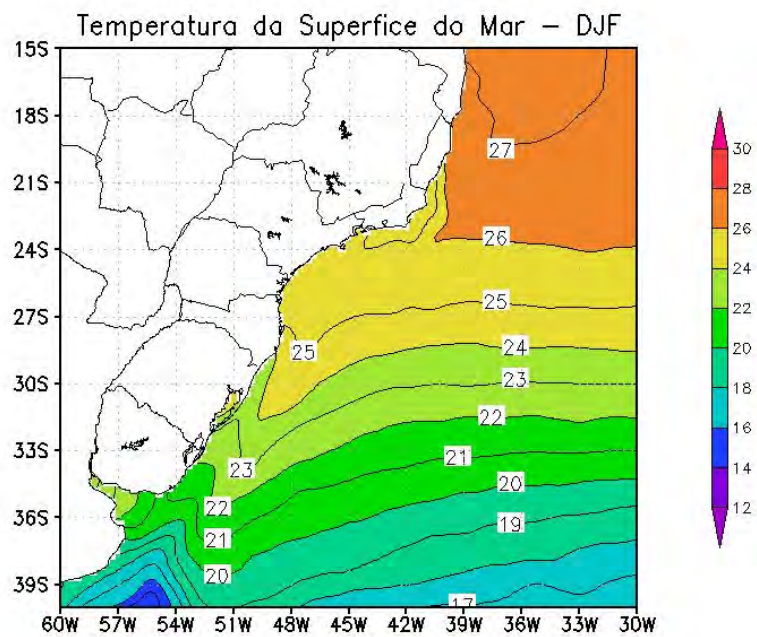


Figura 4.2.4 Padrão climatológico (1982-2005) da TSM durante o trimestre de DJF.

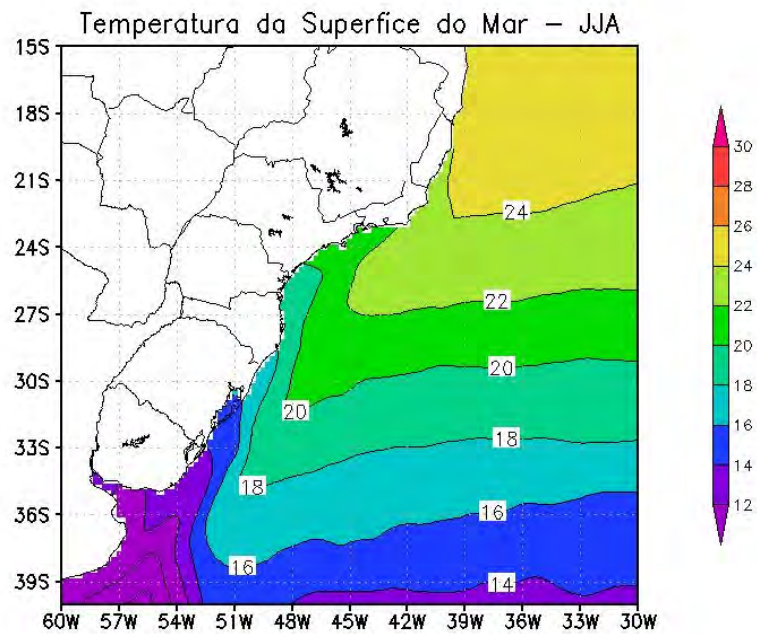


Figura 4.2.5 Padrão climatológico (1982-2005) da TSM durante o trimestre de JJA.

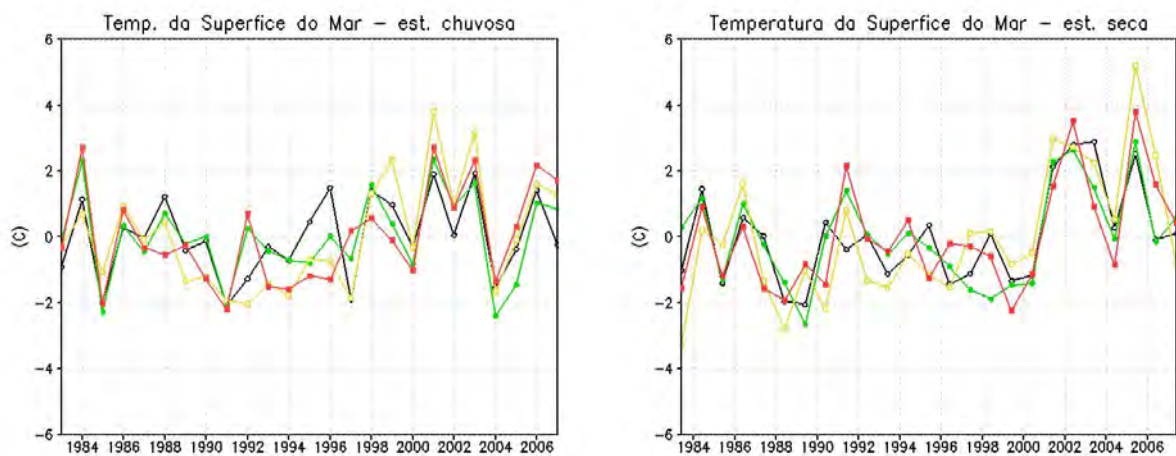


Figura 4.2.6: Anomalias de TSM no verão (DJF) e no inverno (JJA) no período de 1982-2005.

4.2.1 - Análise do Coeficiente de Correlação Linear entre Precipitação e TSM

A partir dessas primeiras análises foram calculados os coeficientes de correlação linear entre a precipitação e a TSM, considerando-se as sub-regiões continentais (1 a 7) e as áreas oceânicas ('A' a 'D'), nas escalas anual e sazonal. Os

valores do coeficiente de correlação linear obtidos entre as séries de precipitação e TSM, nas estações de inverno e verão, são apresentados nas Tabelas 4.2.1 e 4.2.2.

Tabela 4.2.1: Coeficiente de correlação linear (r) entre a TSM das áreas oceânicas ('A', 'B', 'C' e 'D') e a precipitação observada nas sub-regiões continentais (1-7), durante o período de verão (DJF).

Índice de Correlação Linear das anomalias de TSM e PCP – verão (DJF)										
PCP	TSM 'A'	///	PCP	TSM 'B'	///	PCP	TSM 'C'	///	PCP	TSM 'D'
1	0,009	///	1	-0,272	///	1	-0,134	///	1	-0,441
2	-0,205	///	2	-0,427	///	2	-0,076	///	2	-0,407
3	-0,241	///	3	-0,359	///	3	-0,090	///	3	-0,290
4	0,002	///	4	-0,094	///	4	0,050	///	4	-0,138
5	-0,113	///	5	-0,439	///	5	-0,114	///	5	-0,533
6	-0,183	///	6	-0,342	///	6	-0,141	///	6	-0,355
7	-0,078	///	7	-0,217	///	7	-0,020	///	7	-0,213
índices considerados na análise ($>\pm 0,33$)										

Tabela 4.2.2: Coeficiente de correlação linear (r) entre a TSM das áreas oceânicas ('A', 'B', 'C' e 'D') e a precipitação observada nas sub-regiões continentais (1-7), durante o período de inverno (JJA).

Índice de Correlação Linear das anomalias de TSM e PCP – inverno (JJA)										
PCP	TSM 'A'	///	PCP	TSM 'B'	///	PCP	TSM 'C'	///	PCP	TSM 'D'
1	-0,204	///	1	-0,154	///	1	-0,290	///	1	-0,272
2	-0,143	///	2	-0,124	///	2	-0,156	///	2	-0,132
3	-0,106	///	3	-0,209	///	3	0,007	///	3	-0,060
4	-0,040	///	4	-0,204	///	4	0,109	///	4	-0,002
5	-0,217	///	5	-0,127	///	5	-0,304	///	5	-0,257
6	-0,037	///	6	-0,086	///	6	-0,062	///	6	-0,086
7	-0,005	///	7	-0,173	///	7	-0,151	///	7	-0,041
índices considerados na análise ($>\pm 0,33$)										

A TSM da área 'A' (Figura 4.21; tabelas 4.2.1, 4.2.2), área localizada mais ao norte do Oceano Atlântico não apresenta correlação linear absoluta superior a 0,33 com a precipitação das sub-regiões no estado de São Paulo. Por outro lado, a TSM média da área 'D', a mais distante da costa do estado de São Paulo, na faixa latitudinal ao sul do litoral de Santa Catarina, até a longitude 48° W, apresenta os maiores valores do coeficiente de correlação linear com a precipitação nas sub-regiões continentais, com exceção das sub-regiões continentais localizadas a oeste do estado, 4 e 7, no oeste paulista.

A correlação da TSM na área 'D' com a precipitação no estado de SP é

sempre negativa, ou seja, na maior parte das vezes em que a TSM apresenta anomalia negativa (positiva) na região 'D', a precipitação no estado de SP apresenta anomalia positiva(negativa). Nesta análise foram assinaladas as situações em que o valor absoluto do coeficiente de correlação linear é superior a 0,33 (Tabela 4.2.1), cuja confiança estatística é superior a 95%, segundo o Teste T-Student.

A área oceânica 'B' localizada ao sul da área 'A' apresenta, durante a estação do verão, valores consideráveis do coeficiente de correlação linear com a precipitação continental. O valor absoluto destes coeficientes decrescem conforme aumenta a distância do litoral. As regiões 5, 2, 3 e 6 apresentaram coeficientes de correlação linear iguais a - 0,43, - 0,42, - 0,35 e - 0,34, respectivamente (Tabela 4.2.1; e Figura 4.2.1, 4.2.7).

A precipitação observada na sub-região continental 1 (que abrange a região os municípios de Registro, Itapetininga e Sorocaba); apesar desta sub-região estar exposta mais diretamente aos efeitos do oceano, no litoral sul do estado e adjacências, não apresentou correlação significativa com a TSM das áreas 'B' e 'C' (Figuras 4.2.1 na seção 4.2; e figuras 4.2.7, 4.2.8).

A precipitação das sub-regiões 4 e 7 (Figuras 4.2.1, 4.2.7, 4.2.8), as mais distantes do oceano, no extremo oeste do estado, não apresenta coeficiente de correlação linear absoluto significativo com nenhuma das áreas oceânicas. Por apresentarem baixa significância estatística, as sub-regiões 4 e 7 e as áreas oceânicas 'A' e 'C' não são consideradas nesta primeira análise.

A TSM média da área oceânica 'D' (litoral centro-norte do RS, estendendo-se para leste) apresenta, durante o verão (DJF), os maiores valores de correlação com a precipitação no estado de SP, nas regiões 1, 2, 5 e 6 (posicionadas na parte centro-leste do estado), com coeficientes de correlação linear iguais a - 0,44, - 0,40, - 0,53 e - 0,35, respectivamente (Figura 4.2.8). O valor absoluto dos coeficientes de correlação linear para as séries anuais e sazonais de inverno são sempre inferiores a 0,33. Apenas no verão valores significativos foram encontrados, principalmente

para as áreas oceânicas 'B' e 'D' com o centro-leste do estado.

Até esta etapa é verificado que a TSM das áreas oceânicas 'A' e 'C' não apresenta correlação significativa com a precipitação do estado de SP, possivelmente devido às suas dimensões, englobando várias áreas menores razoavelmente distintas entre si. Tal aspecto foi elucidado metodologia e na seção 4.2.

A ausência de correlação significativa da TSM nas áreas oceânicas com as sub-regiões 4 e 7, do oeste paulista, podem eventualmente estar associada à distância destas regiões ao litoral. A partir desta primeira análise, verifica-se que os sinais da anomalia de TSM nas áreas destacadas do Oceano Atlântico não influenciam significativamente a precipitação continental durante o inverno.

Porém, estudos salientam que existe relação da TSM do Atlântico Sul com a precipitação no estado de SP, tanto no inverno como no verão, inclusive no oeste paulista. Os resultados do trabalho de Cardoso e Silva Dias (2004) são parcialmente conflitantes ao exposto no parágrafo anterior, e indicam que anomalias TSM influenciam os eventos extremos de precipitação, durante todo o ano, no estado de São Paulo e no Sul do país.

Ainda como resultado deste trabalho citado, os autores salientam que não é possível estabelecer o sinal e a amplitude das anomalias de TSM responsáveis pela intensificação das chuvas no estado de SP e sul do Brasil, pois cada região continental responde de forma distinta às forçantes oceânicas.

O trabalho de Cardoso e Silva Dias (2004) indica ainda que os maiores valores de correlação são encontrados no fim da estação chuvosa e começo do outono (MAM). No período em que o OAS atinge valores máximos de TSM, as correlações com eventos extremos de precipitação no continente são positivas, em torno de 0,6, ou seja, as temperaturas mais altas do oceano estão associadas a chuvas mais intensas.

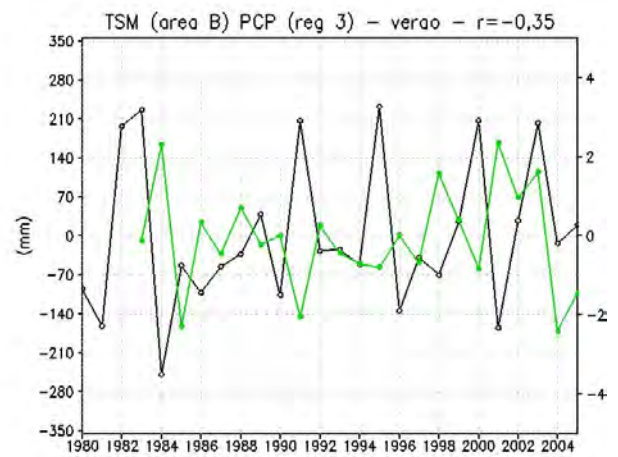
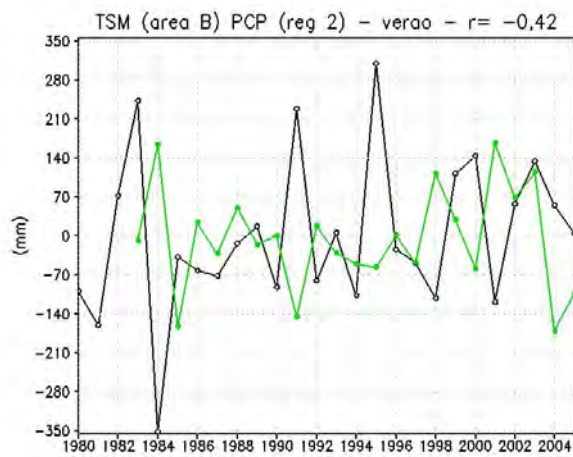
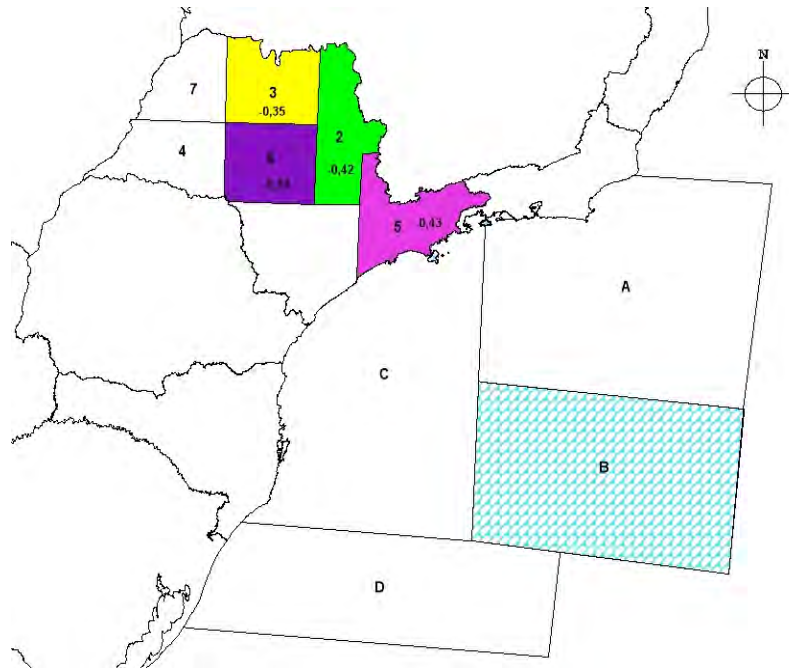
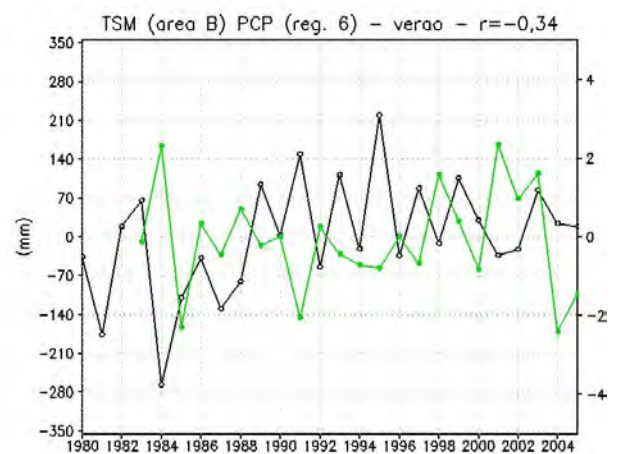
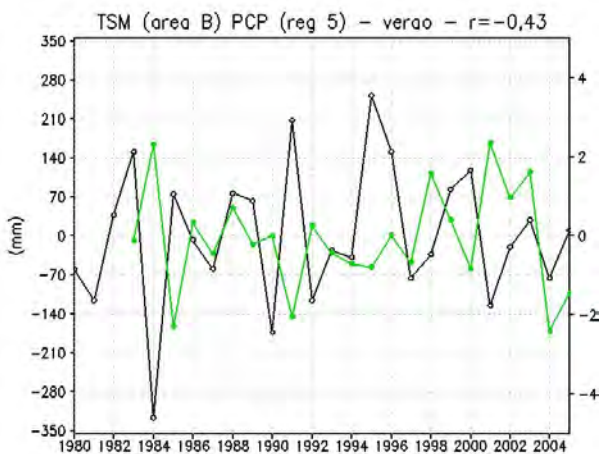


Figura 4.2.7: Correlações significativas da área oceânica 'B' com as sub-regiões continentais 2, 3, 5 e 6 para o verão (DJF).



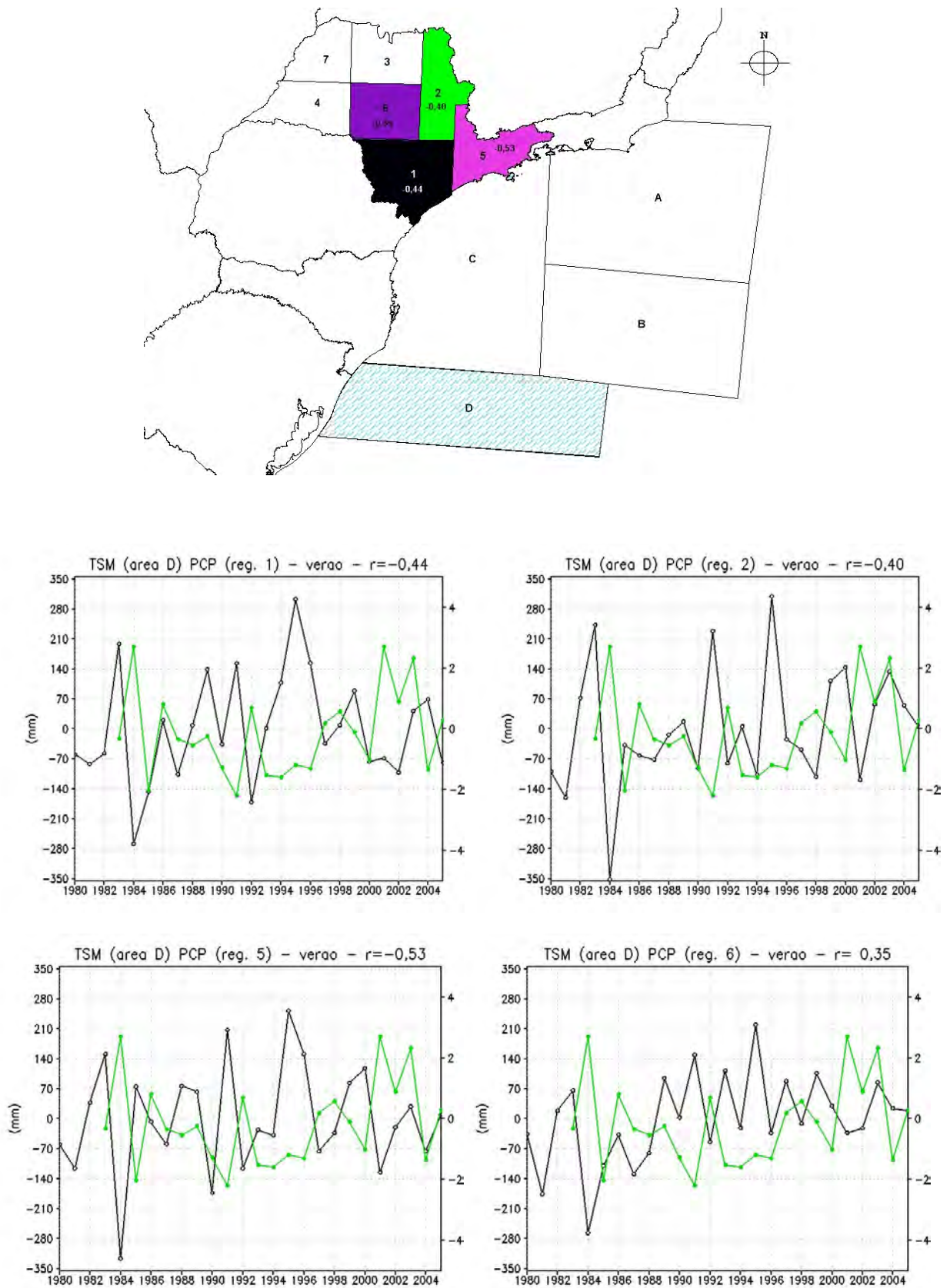


Figura 4.2.8: Correlações significativas da área oceânica 'D' com as sub-regiões continentais 1, 2, 5 e 6, para o verão (DJF).

4.3 - Aplicação da Análise de Componentes Principais

A técnica de Análise de Componentes Principais (ACP) ou Funções Ortogonais Empíricas (EOF, em inglês) foi aplicada às séries temporais de PNM, Divergência em 250 e 850 hPa, ROLE (que não constam nessa análise), precipitação e TSM com a remoção da tendência linear e sazonalidade, nas escalas mensal e sazonal. Os primeiros, segundos e terceiros modos espaciais foram analisados principalmente para as variáveis precipitação e TSM.

As médias espaciais de cada variável em anos atípicos, sem tendência linear e sazonalidade, são abordadas na seção 4.5, a fim de auxiliar a análise dos padrões destacados aqui. A aplicação da técnica EOF permitiu a apresentação de padrões espaciais bastante coerentes aos padrões sazonais observados durante as estações, e também aos períodos classificados como extremos.

A aplicação da EOF na escala mensal foi realizada em duas etapas, a primeira com a série com 288 meses, correspondente ao período de 1982 a 2005 (Figura 4.3.1 a 4.3.4; 4.3.13 a 4.3.16), e na segunda a série original foi decomposta em 12 séries cada uma com 24 meses, por exemplo a série composta por 24 janeiros (1982 a 2005), e para todos os outros meses separadamente (Figuras de 4.3.5 a 4.3.12; 4.3.17 a 4.3.25), com a finalidade compreender os padrões de cada mês, esta análise foi chamada de análise mensal descontínua. E depois desta etapa a análise sazonal, que sintetiza os padrões temporais e espaciais abordados ao longo da seção (Figuras de 4.3.26 a 4.3.40).

4.3.1 - Análise Mensal Contínua - Precipitação

A EOF aplicada a série contínua (com 288 meses) apresentada nas Figuras 4.3.1, 4.3.2, 4.3.3 e 4.3.4, tem distribuição espacial semelhante as estações chuvosa e seca. O primeiro modo tem distribuição espacial característica da estação chuvosa, sendo o primeiro com isolinhas distribuídas zonalmente e sinais

homogêneos (positivos). Os sinais e a intensidade dos autovetores (padrão espacial) dependem do valor do coeficiente de expansão temporal, nos meses em que estes valores estão positivos, haverá intensificação da chuva (Figura 4.3.3).

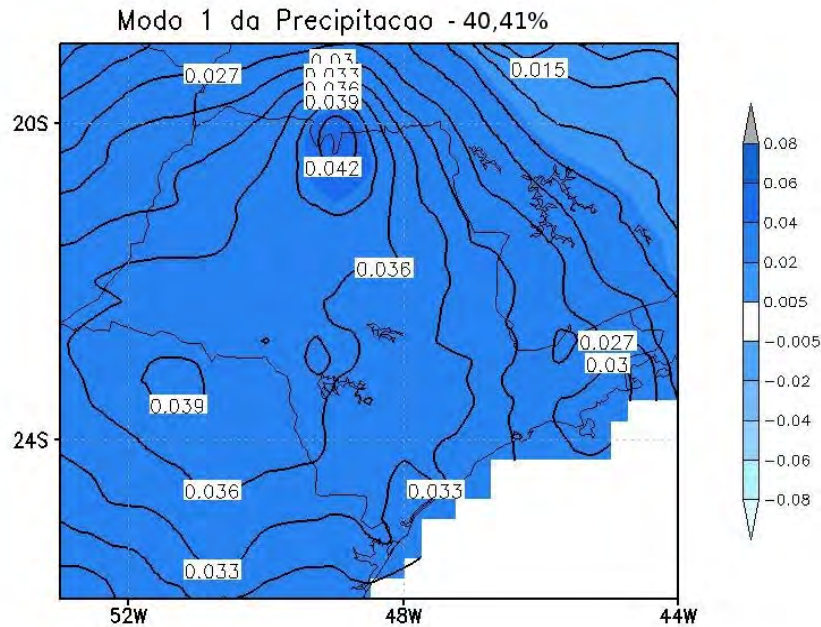


Figura 4.3.1: 1º modo da EOF a análise mensal contínua da Precipitação(1982-2005), a variância explicada é de 40,41 %.

O segundo modo espacial (4.3.3) explica 20,55% da variância e espacialmente apresenta um dipolo norte-sul, com sinais positivos e negativos, respectivamente. A variabilidade temporal do segundo modo tem oscilação bastante alternada, sem uma frequência bem definida. O valor do coeficiente de expansão temporal é que definirá os sinais e intensidade do dipolo, as vezes com a porção norte positiva contrapondo o oeste, e outras vezes a situação inversa (4.3.2).

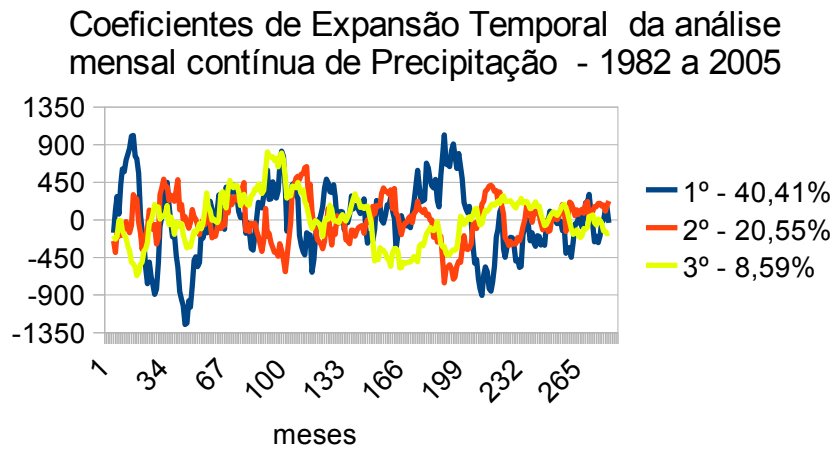


Figura 4.3.2: Coeficientes de Expansão temporal dos três primeiros modos da EOF da análise mensal contínua da Precipitação(1982-2005), variância explicada 40,41, 20,55 e 8,59%, respectivamente.

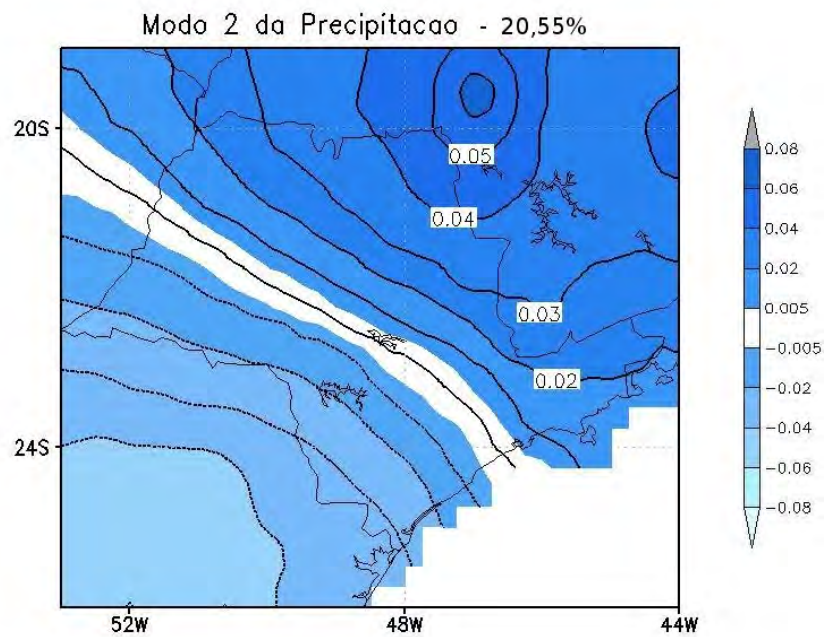


Figura 4.3.3: 2º modo da EOF a análise mensal contínua da Precipitação(1982-2005), a variância explicada é de 20,55%.

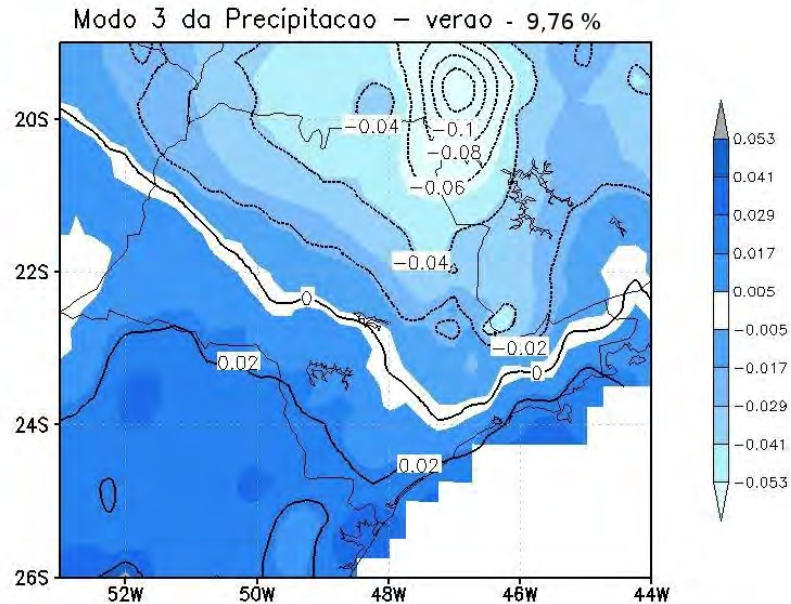


Figura 4.3.4: 3º modo da EOF a análise mensal contínua da Precipitação(1982-2005), a variância explicada é de 9,76%.

Nos segundo e terceiro modos além do padrão meridional de precipitação típico da estação seca, que na maioria das vezes é controlado predominantemente pelas frentes frias, há uma distinção dos valores positivos e negativos (Figura 4.3.4), na isolinha de valor zero para ambos os modos é denominada uma zona de transição climática (Monteiro, 1973). O 2º e 3º modos espaciais evidenciam a precipitação no inverno, quando no sudoeste e sul do estado a estação seca é menos definida que nas regiões noroeste e nordeste, por isso há a diferenciação. Portanto pode haver uma inversão do dipolo assim como já foi mencionado no segundo modo, que os sinais e a intensidade do valores estão atrelados a variação dos coeficientes de expansão temporal (Figura 4.3.2).

4.3.2 - Análise Mensal Descontínua da Precipitação

Essa análise além de destacar o padrão de cada mês separadamente foi utilizada para a definição de regiões homogêneas. As regiões para serem caracterizadas como homogêneas tinham que apresentar o mesmo sinal e valores

semelhantes na maioria dos meses nos três primeiros modos. A distribuição espacial entre os meses na maioria das vezes apresentam três distribuições espaciais: uniforme com apenas um sinal, dipolos zonais ou meridionais, as diferenças da distribuição espacial dos meses está associado a sazonalidade.

O percentual explicado pela variância nos meses de outubro a março é menor comparado aos meses da estação seca, quando o regime de precipitação é mais comportado, devido a menor presença da umidade. Os valores durante o verão explicam até 55% enquanto o mês de junho explica 73,59% da variância, por exemplo (Figuras 4.3.5, 4.3.6 e 4.3.7).

Os meses com padrão espacial homogêneos com sinais negativos ocorrem nos meses de março, junho, outubro, novembro e dezembro, e nos meses de fevereiro, abril, maio, agosto e setembro são sinais positivos. Ou seja, nos meses homogêneos há apenas uma tendência para precipitação no estado, de intensificação ou inibição da chuva dependendo do mês. Diferente dos meses de janeiro e julho que apresentam um dipolo meridional no primeiro modo, que apresentaram tendência inversa em cada região do dipolo (Figuras 4.3.5).

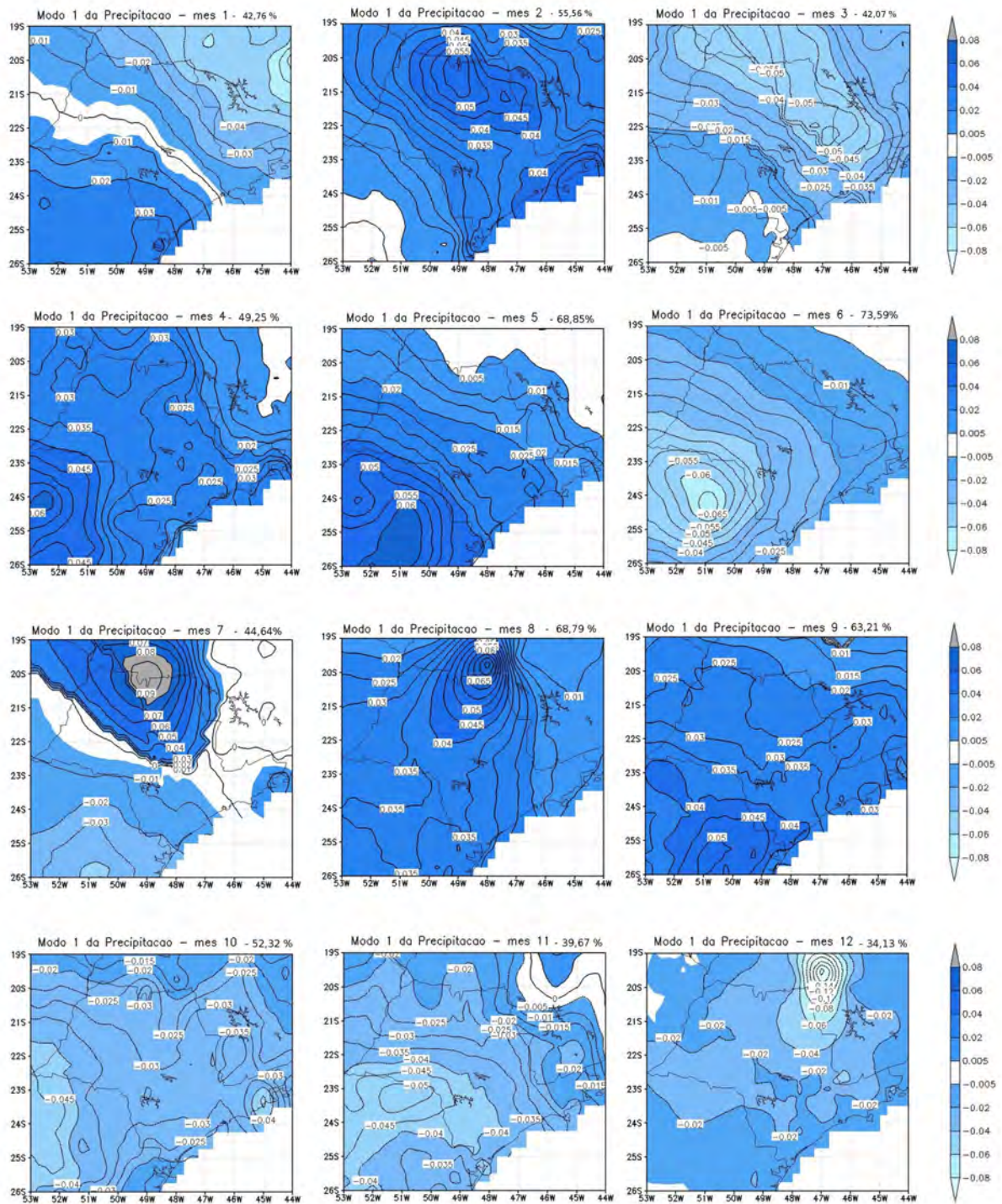


Figura 4.3.5: 1º modo da EOF da série mensal descontínua da Precipitação(1982 a 2005), realizada para cada mês separadamente.

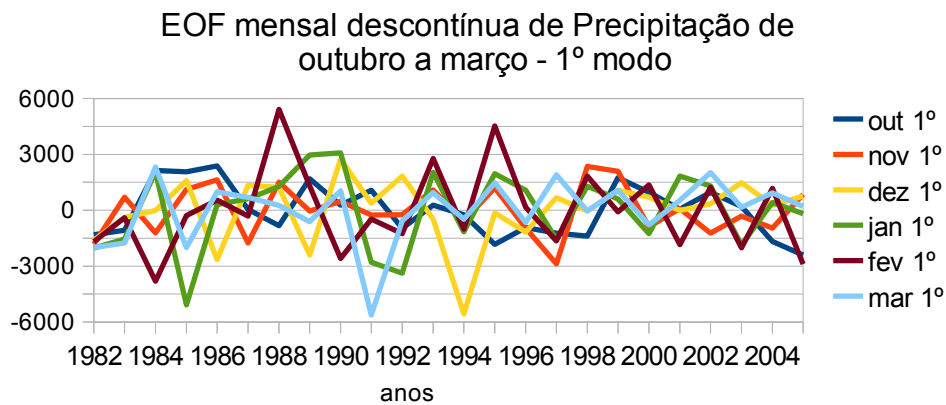


Figura 4.3.6: Coeficientes de expansão temporal do 1º modo dos meses do outubro a março da série mensal descontínua da Precipitação (1982 a 2005).

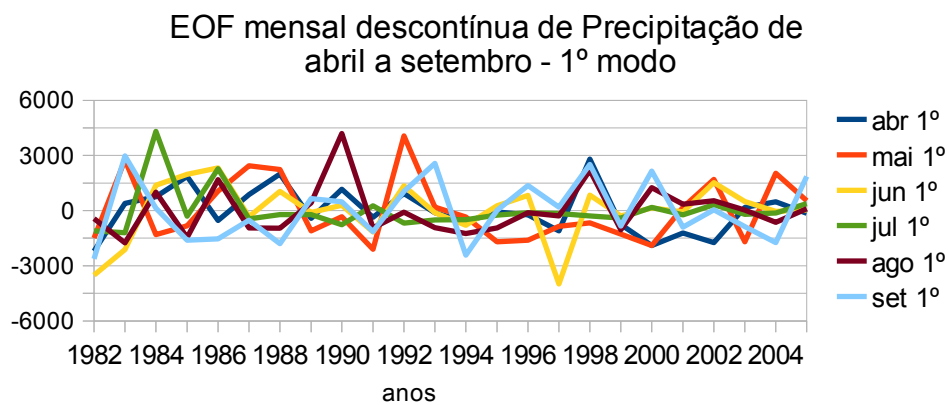


Figura 4.3.7: Coeficientes de expansão temporal do 1º modo dos meses do abril a setembro da série mensal descontínua da Precipitação (1982 a 2005).

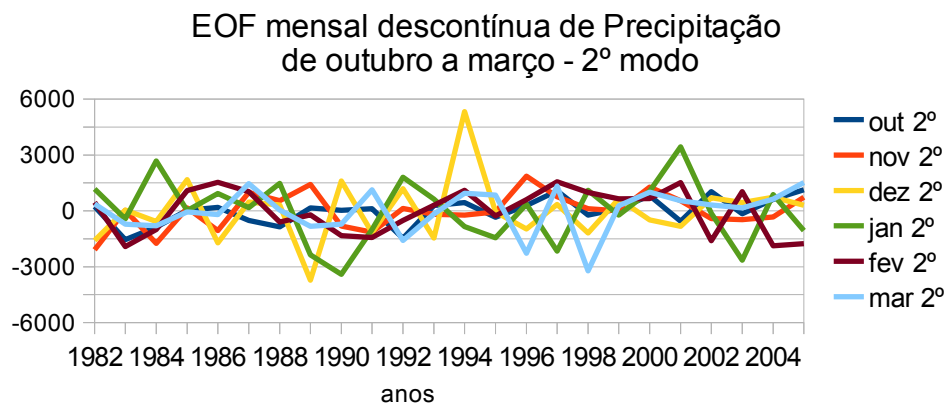


Figura 4.3.8: Coeficientes de expansão temporal do 2º modo para os meses de outubro a março da série mensal descontínua da Precipitação(1982 a 2005).

No padrão espacial dos segundos e terceiros modos (Figura 4.3.9 e 4.3.13) a configuração de dipolo é muito mais frequente que no primeiro. No segundo modo o padrão zonal, característico da estação seca está presente de maio a setembro, e também em fevereiro, março e outubro com gradiente meridional. Este padrão é uma distribuição espacial secundária no estado de SP, e na análise mensal continua também apareceu no segundo e terceiro modos (Figuras 4.3.3 e 4.3.4). No segundo modo da análise mensal descontínua o padrão dipolar está presente em nove dos doze meses, e explica entre 10 e 20% da variância. No terceiro modo o mesmo padrão se repete em todos meses exceto julho.

Os coeficientes de expansão temporal de todos os meses e nos três primeiros modos analisados não oscilam na mesma fase, mas em cada modo eles apresentam amplitudes semelhantes entre si, com exceção de alguns picos, nos meses de dezembro, janeiro e março no primeiro modo (Figura 4.3.6). Os meses de dezembro e janeiro, geralmente são os meses mais chuvosos do ano, e são os que apresentam os maiores valores nos coeficientes de expansão temporal (Figuras 4.3.7 e 4.3.8).

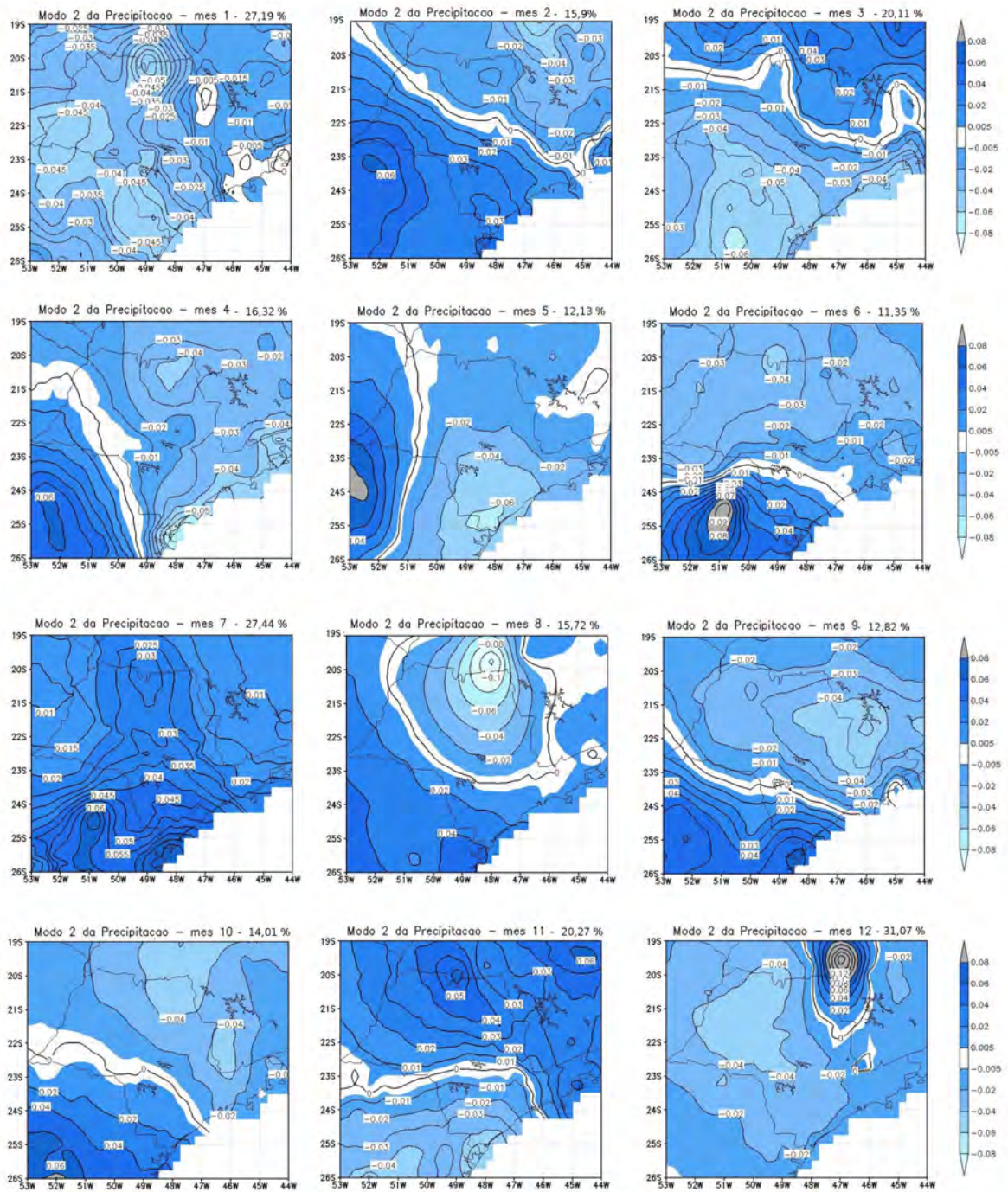


Figura 4.3.9: 2º modo da EOF da série mensal descontínua da Precipitação(1982 a 2005), realizada para cada mês separadamente.

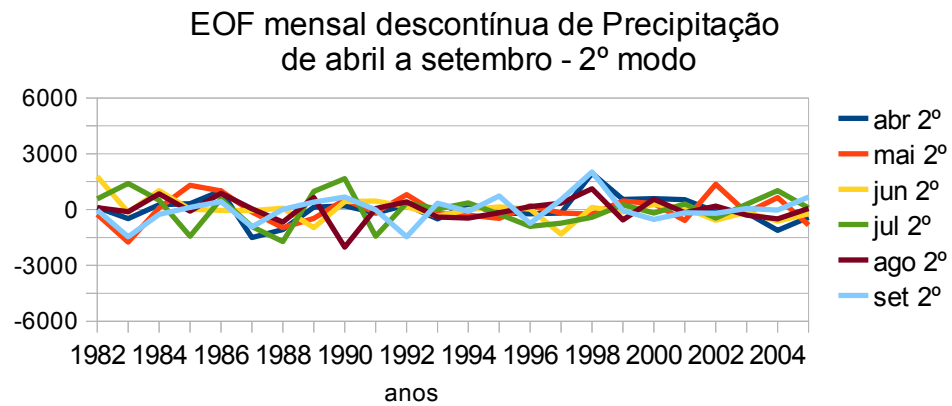


Figura 4.3.10: Coeficientes de expansão temporal do 2º modo para os meses de abril a setembro da série mensal descontínua da Precipitação(1982 a 2005).

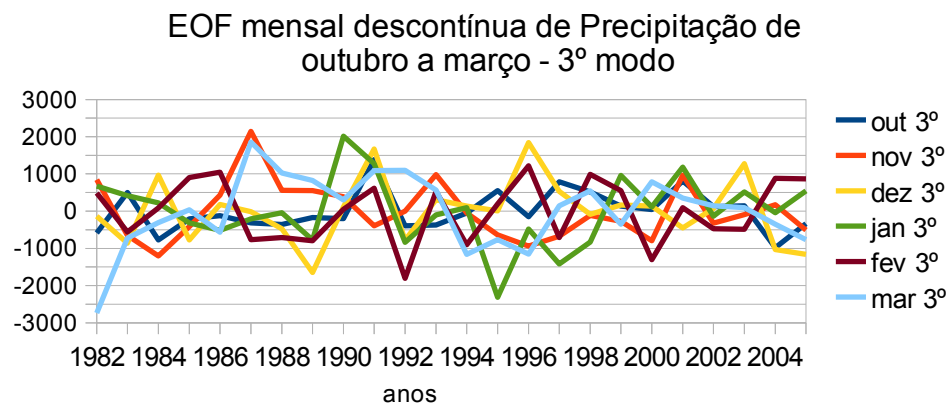


Figura 4.3.11: Coeficientes de expansão temporal do 3º modo para os meses de outubro a março da série mensal descontínua da Precipitação(1982 a 2005).

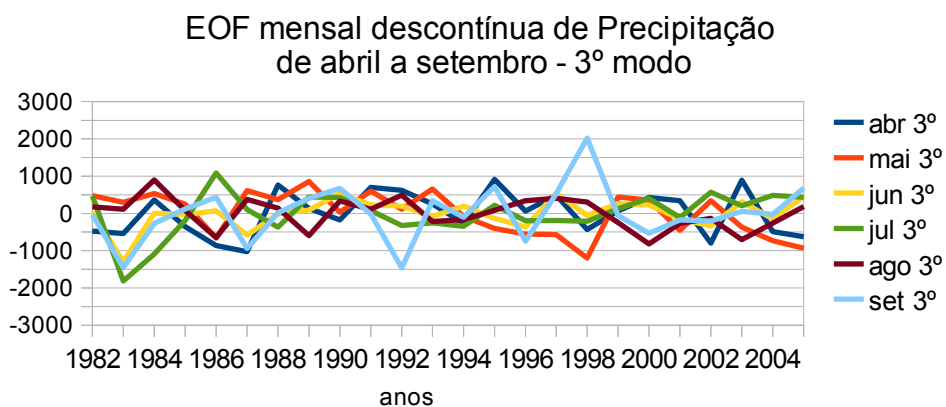


Figura 4.3.12: Coeficientes de expansão temporal do 3º modo para os meses de abril a setembro da série mensal descontínua da Precipitação(1982 a 2005).

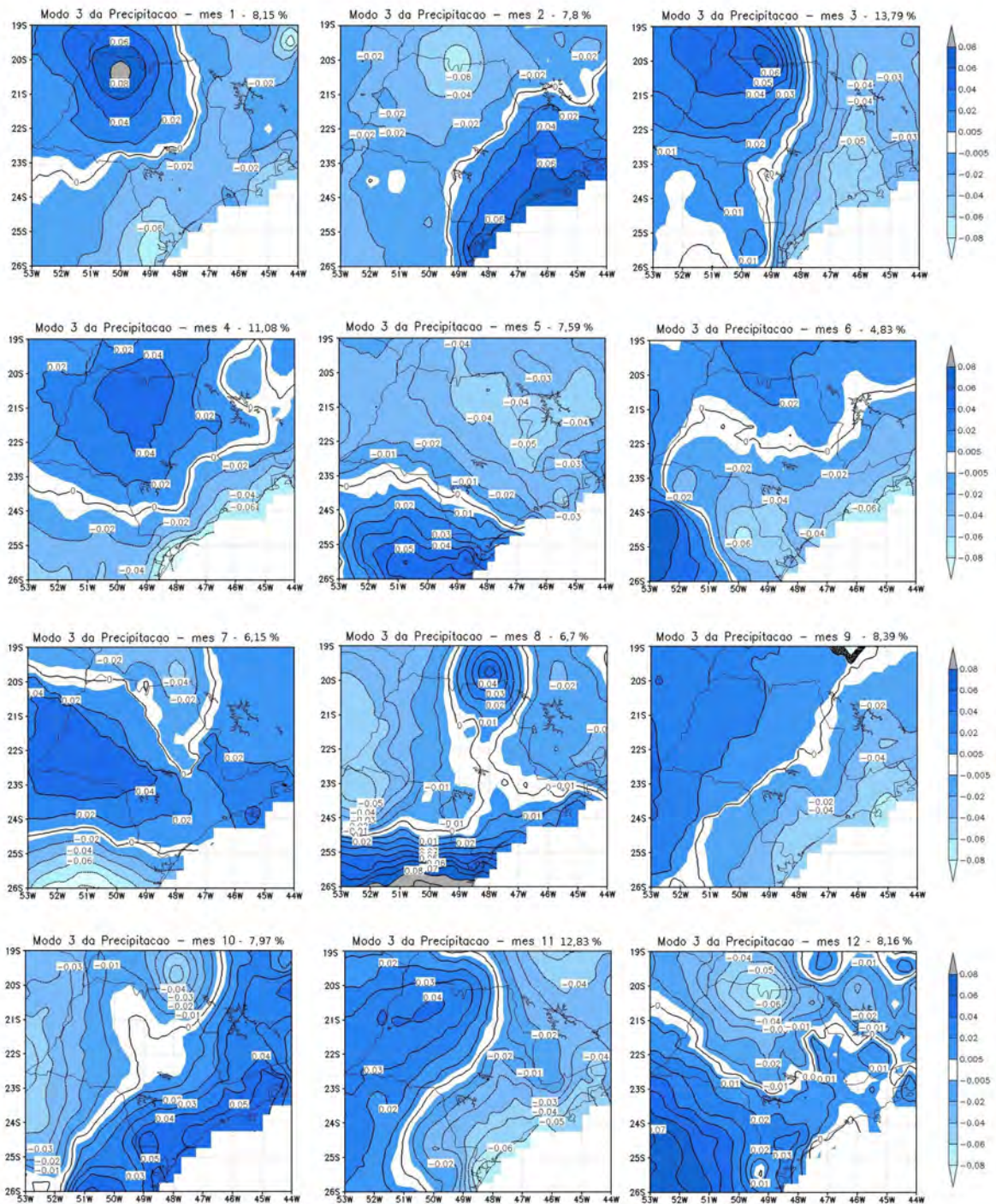


Figura 4.3.13: 3º modo da EOF da série mensal descontínua da Precipitação (1982 a 2005), realizada para cada mês separadamente.

4.3.3 - Análise Mensal Contínua da TSM

A aplicação da EOF na TSM demonstra os padrões relativos ao padrão espacial desta região do oceano, o primeiro modo refere-se a homogeneidade desta área, e explica 27% da variância (Figura 4.3.14), este modo é muito semelhante a média de anomalia espacial desta região, em áreas relativamente pequenas como esta, é comum o primeiro modo da EOF ter semelhança a média sendo esta um padrão recorrente.

Considerando o 1º modo (4.3.14) com sinais mais intenso (positivas) na área ao sul, que é naturalmente mais fria em relação as regiões mais ao norte(20°S), anomalias positivas mais acentuadas mais ao sul diminuem o gradiente com a região mais ao norte, tornando o campo ainda mais homogêneo. No segundo modo (Figura 4.3.15) os sinais positivos estão á norte, e os negativos ao sul, quando há a troca dos sinais no coeficiente de expansão temporal, este padrão de inverte. Se os sinais negativos ficam á norte e os positivos ao sul o campo espacial tende a ficar mais homogêneo, que na condição do 1º modo. Pois as região com temperaturas normalmente superiores estarão menores, e as com temperatura inferior localizadas no sul terão temperaturas maiores, diminuindo o gradiente, homogenizando o campo.

No terceiro modo o sinal das anomalias de temperatura na região costeira diferem das regiões que estão mais distantes, essa diferenciação da TSM pode ser ocasionada pela posição da Alta Subtropical do Atlântico Sul quando está em uma posição anômala mais a leste do que a média (Muza 2005), principalmente no verão. A subsidência da alta pode ocasionar anomalias negativas no oceano sob a alta, e próximo a costa as anomalias são positivas devido ao maior aquecimento durante o verão e a menor profundidade do oceano na zona costeira.

Portanto a ocorrência desta situação depende do ano, pois ao analisar a série do coeficiente de expansão temporal (Figura 4.2.17) para esse modo, percebe-se

que os valores oscilam entre fases positivas e negativas. Portanto esta situação depende das condições que antecedem o evento, que poderão acentuar ou inibir a influência da alta na TSM.

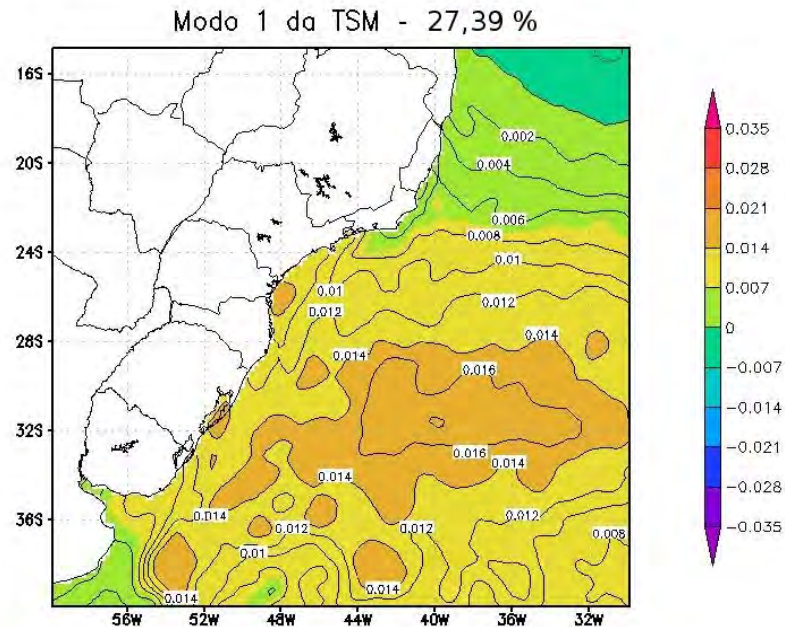


Figura 4.3.14: 1º modo da EOF a análise mensal contínua da TSM (1982-2005), a variância explicada é de 27,39 %.

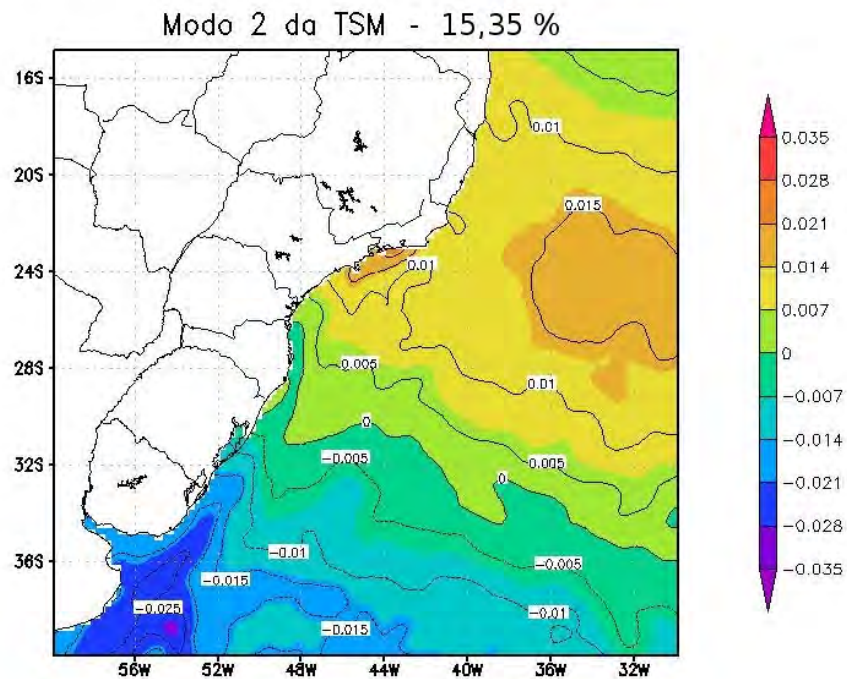


Figura 4.3.15: 2º modo da EOF a análise mensal contínua da TSM (1982-2005), a variância

explicada é de 15,35 %.

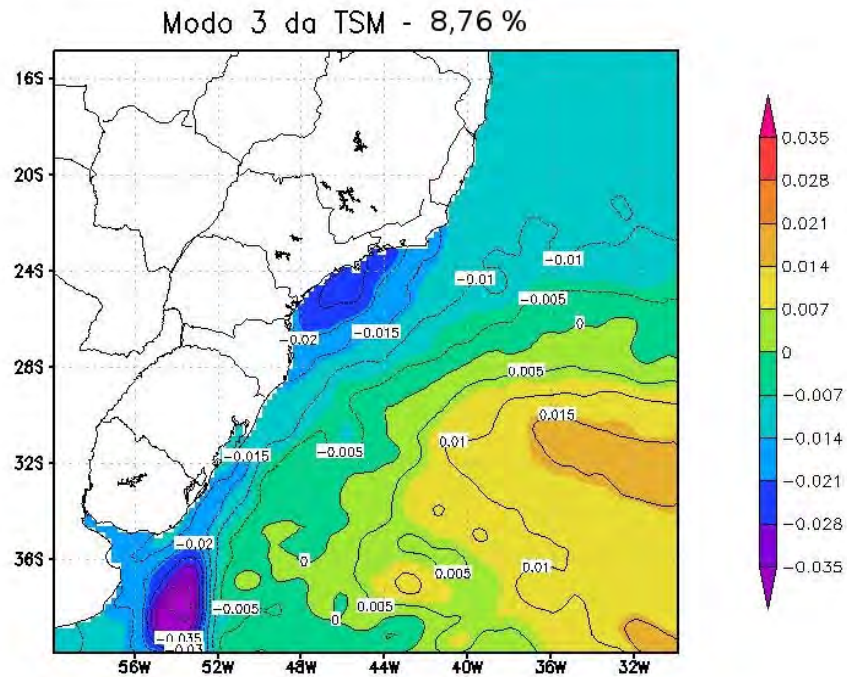


Figura 4.3.16: 3º modo da EOF a análise mensal contínua da TSM (1982-2005), a variância explicada é de 8,76%.

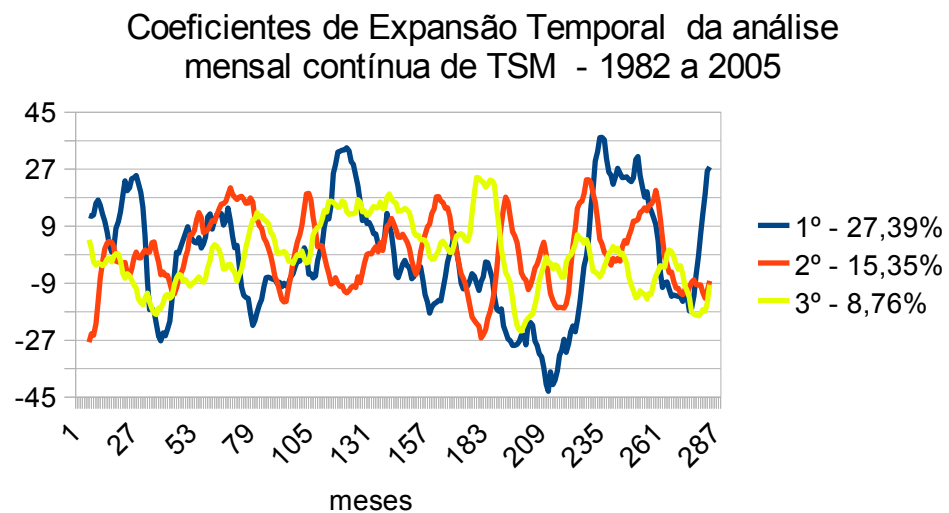


Figura 4.3.17: Coeficientes de Expansão temporal dos três primeiros modos da EOF da análise mensal contínua da TSM(1982-2005), variância explicada 27,39, 15,35 e 8,76%, respectivamente.

4.3.4 - Análise Mensal Descontínua da TSM

A variabilidade espacial da TSM nessa região do oceano é pequena, os padrões definidos pela EOF nesta análise são semelhantes ao primeiro, segundo e terceiro modos da análise mensal contínua, abordada no item anterior (4.3.3). Para os primeiros modos os campos são homogêneos, exceto o mês de maio, que tem padrão dipolar e o caracteriza-se como um mês transicional, marcando o fim da estação chuvosa e início da seca. Porém o sinal do campo homogêneo é definido pelo coeficiente de expansão temporal (Figura 4.3.20).

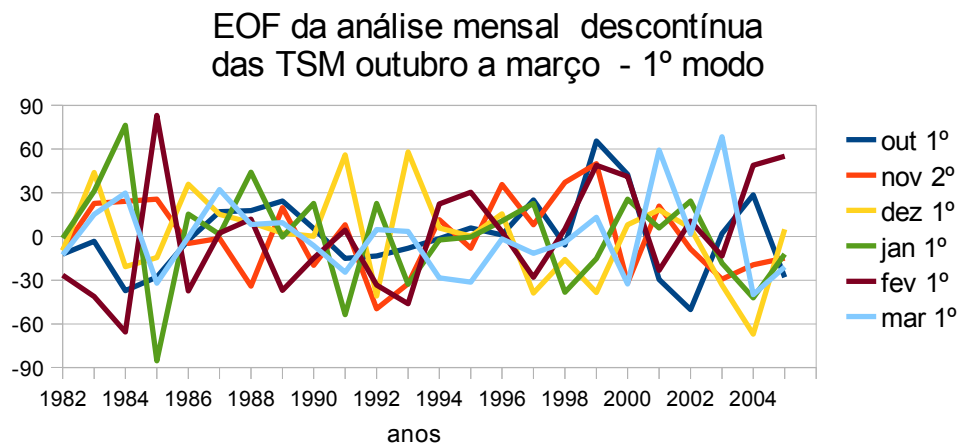


Figura 4.3.18: Coeficientes de expansão temporal do 1º modo para os meses de outubro a março da série mensal descontínua da TSM(1982 a 2005).

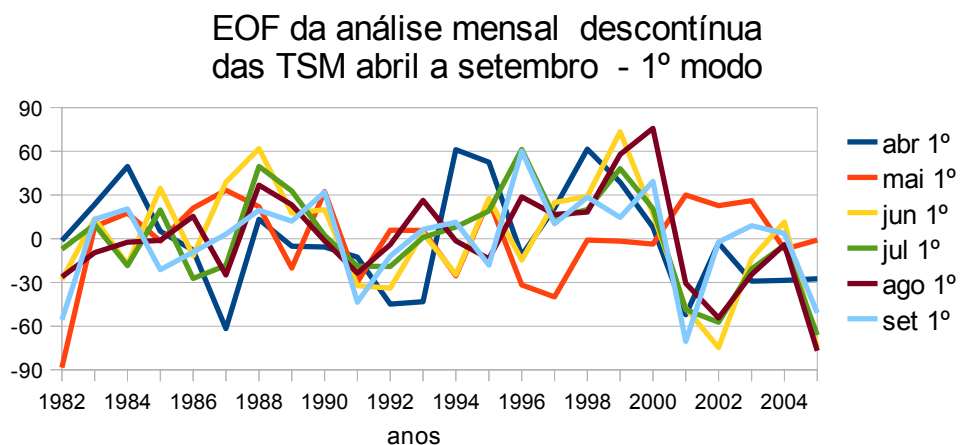


Figura 4.3.19: Coeficientes de expansão temporal do 1º modo para os meses de abril a setembro da série mensal descontínua da TSM(1982 a 2005).

Os segundos e terceiros modos evidenciam o padrão dipolar meridional, e zonal em alguns casos (4.3.20 e 4.3.25). Os segundos modos apresentam percentual da variância explicada muito próximo ao do primeiro modo, nos segundos modos os valores vão de 13 a 24%, e nos primeiros de 24 a 36%. A variância explicada do mês de março por exemplo, é de 25,89 e 23,51%, para o primeiro e segundo modos respectivamente, o que totaliza quase 50%, e mostra que o padrão dipolar é quase tão frequente quanto o campo homogêneo.

Ainda no segundo modo o mês de maio se diferenciou dos outros, apresentando o padrão homogêneo que foi predominante no primeiro modo para os outros meses, o caráter transicional do mês torna o padrão dipolar mais evidente.

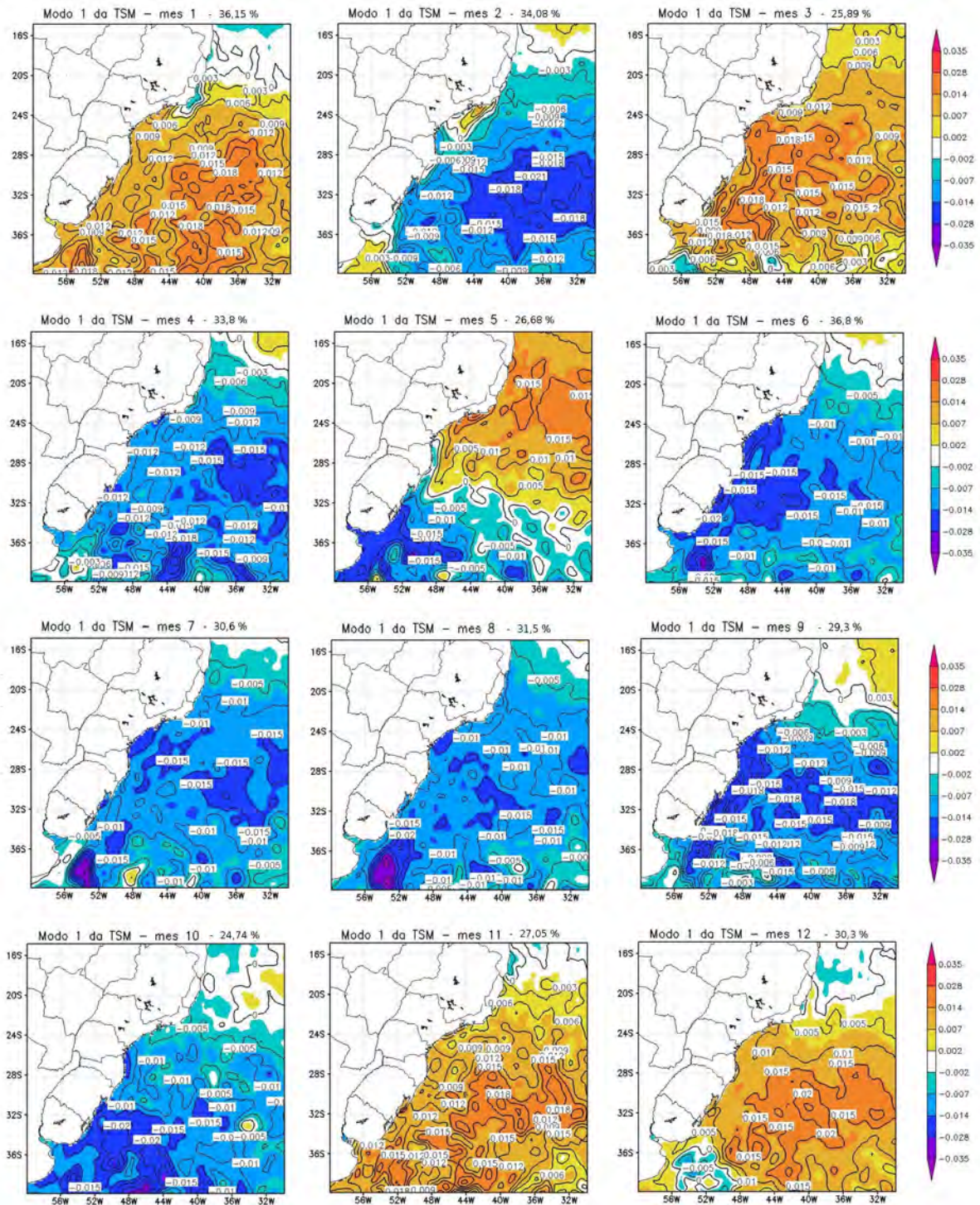


Figura 4.3.20: 1º modo da EOF da série mensal descontínua da TSM (1982 a 2005), realizada para cada mês separadamente.

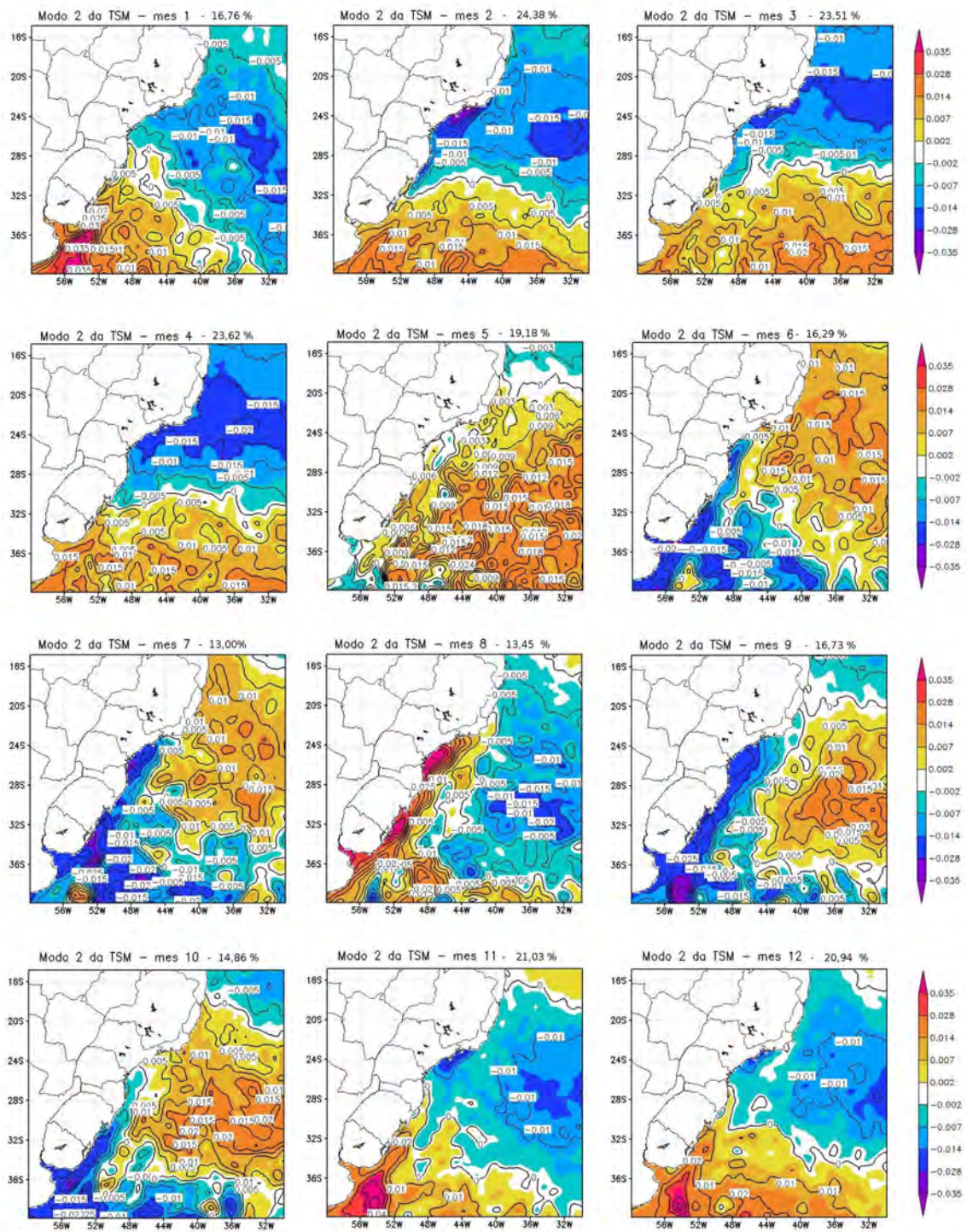


Figura 4.3.21: 2º modo da EOF da série mensal descontínua da TSM (1982 a 2005), realizada para cada mês separadamente.

EOF da análise mensal descontínua
das TSM outubro a março - 2º modo

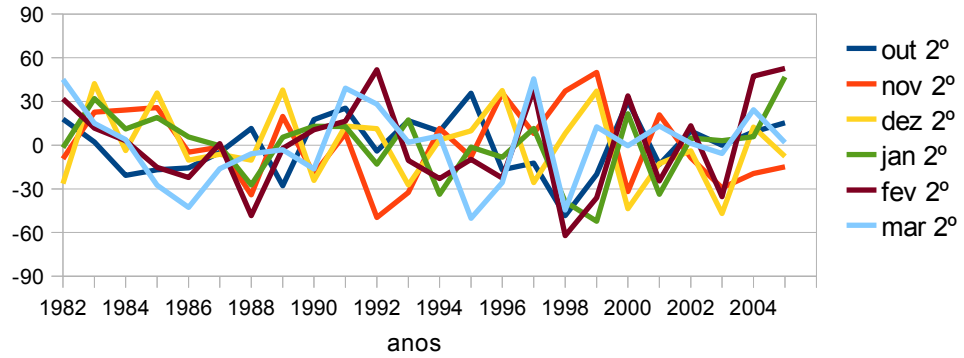


Figura 4.3.22: Coeficientes de expansão temporal do 2º modo para os meses de outubro a março da série mensal descontínua da TSM(1982 a 2005).

EOF da análise mensal descontínua
das TSM abril a setembro - 2º modo

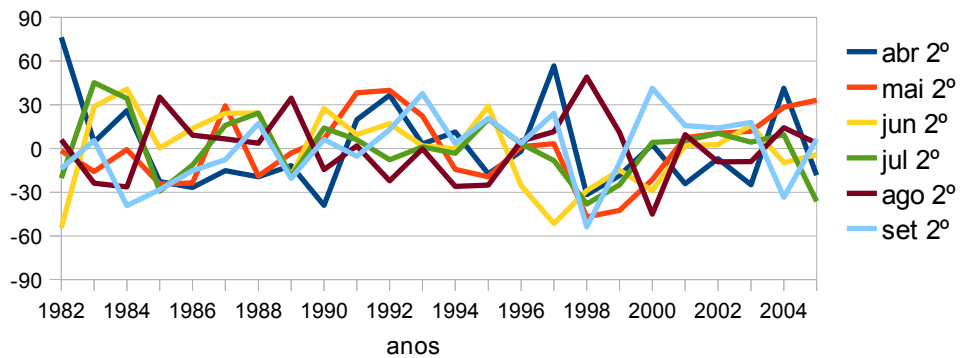


Figura 4.3.23: Coeficientes de expansão temporal do 2º modo para os meses de abril a setembro da série mensal descontínua da TSM(1982 a 2005).

EOF da análise mensal descontínua
das TSM outubro a março - 3º modo

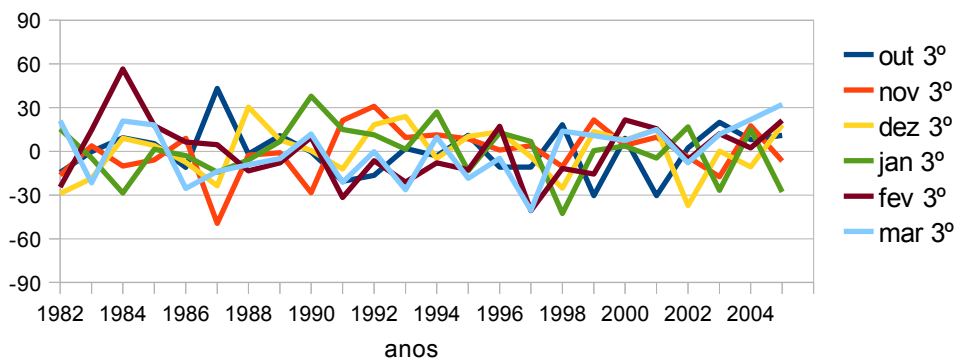


Figura 4.3.24: Coeficientes de expansão temporal do 3º modo para os meses de outubro a março da

série mensal descontínua da TSM(1982 a 2005).

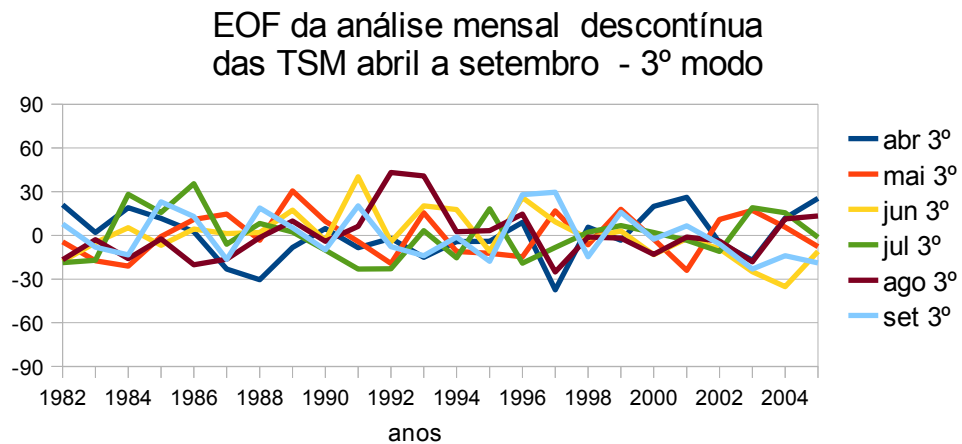


Figura 4.3.25: Coeficientes de expansão temporal do 3º modo para os meses de abril a setembro da série mensal descontínua da TSM(1982 a 2005).

A alternância e intensidade do dipolo (nos segundos e terceiros modos) a variabilidade temporal da série (Figuras 4.3.22, 4.3.23, 4.3.24, 4.3.25) e das condições antecedentes. No terceiro modo (Figura 4.3.26) além dos meses que apresentam dipolo, os meses de maio, agosto e outubro apresentam distribuição irregular do valores e sinais, que não foram associados a algum comportamento ordinário da TSM ou sistema atmosférico, porém esses padrões pouco definidos se estabelecem durante a variação anual da TSM, caracterizando uma fase de transição entre padrões mais recorrentes.

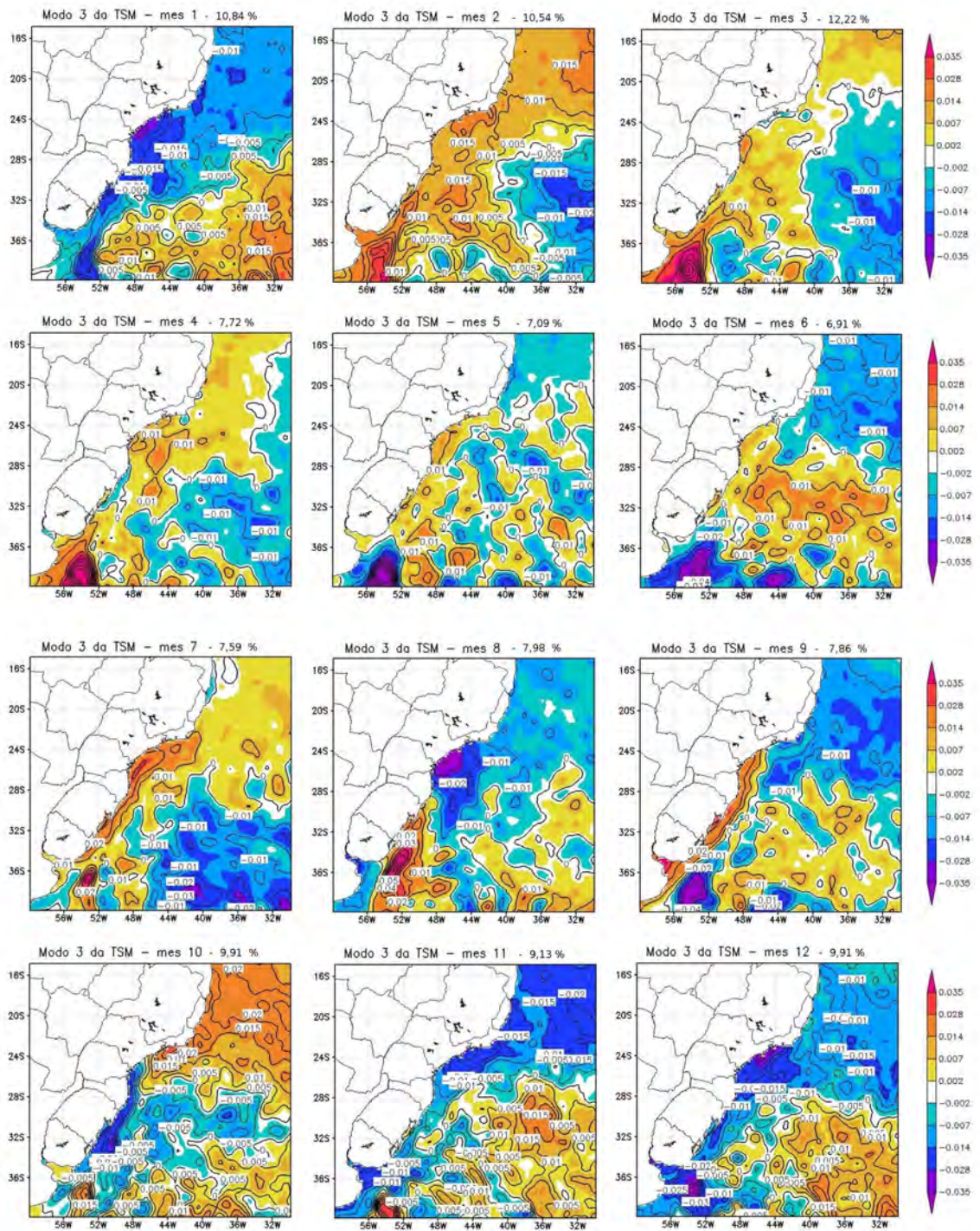


Figura 4.3.26: 3º modo da EOF da série mensal descontínua da TSM (1982 a 2005), realizada para cada mês separadamente.

4.3.5 – Análise Sazonal da Precipitação de Verão (outubro a março)

A EOF na precipitação sazonal sintetiza os padrões já observados nas análises mensais (contínua e descontínua) associando as características mais recorrentes ao sistemas de monções da AMS que caracterizam as duas estações no ano, chuvosa e seca. O primeiro modo espacial de precipitação (Figura 4.3.27) é bastante semelhante à média climatológica de verão (Figura 4.1.4, na seção 4.1) quando os maiores volumes de precipitação estão localizados na borda continental e ocorre um decréscimo dos valores sentido interior.

O primeiro modo apresenta uma oscilação bem marcada no tempo (observado através da Figura 4.3.28), entre três e cinco anos, com picos bem pronunciados. Os maiores picos são positivos, e é possível observá-la nos períodos de 1984-1986, 1986-1989, 1990-1993, 1993-1996, 1998-2000, os maiores valores ocorrem em 1985, 1988, 1999, estes anos estão dentro da ocorrência de períodos de La Niña, eventos classificados como fraco, forte, e moderados, cronologicamente. Portanto, a série temporal(1982 a 2005) utilizada é pequena para tirar conclusões acerca das possíveis associações entre ENSO e precipitação no estado de SP, entretanto, existe um sinal que sugere alguma conexão com a La Niña.

Segundo Minuzzi et. al.(2007) há indícios de influência da La Niña sobre a precipitação do sudeste do país. Na Serra da Mantiqueira há um prolongamento da estação chuvosa no anos de ocorrência do fenômeno, que antecede o inicio e retarda o fim da estação chuvosa, de outubro a março, e de modo geral no estado de São Paulo observa-se uma tendência chuvosa a partir de novembro até março em anos de La Niña, contrastando com tendência de seca na maior parte de Minas Gerais e Espírito Santo. Entretanto as correlações encontradas entre a precipitação com a TSM do Pacífico Tropical e o Índice Oscilação Sul não são significativas.

No segundo modo espacial da precipitação (Figura 4.3.28), aparece um

núcleo no centro norte do estado bastante intenso, que desde as análises mensais descontínuas já era observado nos meses fevereiro, julho, agosto e outubro para o 1º modo (Figura 4.3.5); janeiro, junho, julho, agosto e novembro no 2º modo (Figura 4.3.9); e janeiro, fevereiro, março, abril, agosto e dezembro no 3º modo (Figura 4.3.13).

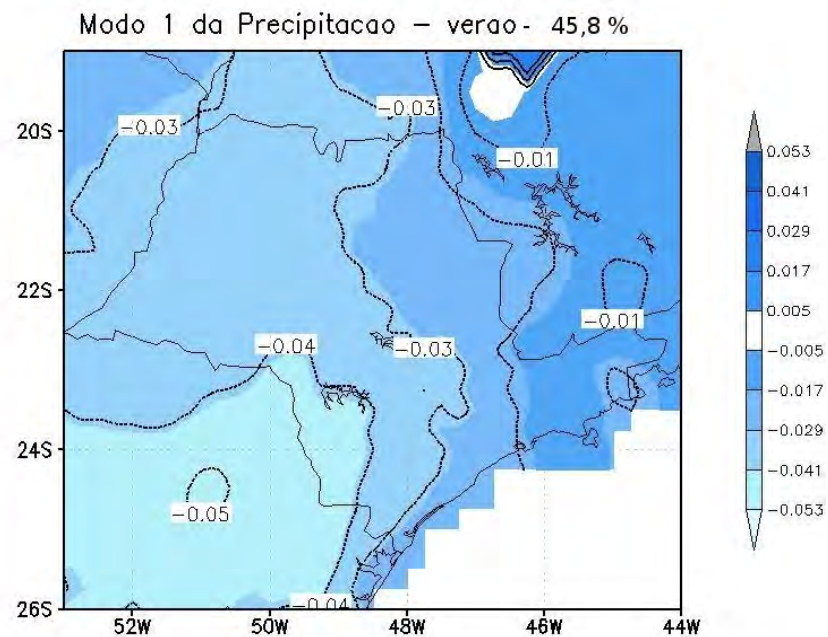


Figura 4.3.27: 1º modo da EOF aplicada a precipitação no verão(outubro-março) no período de 1982-2005, variância explicada 45,8%.

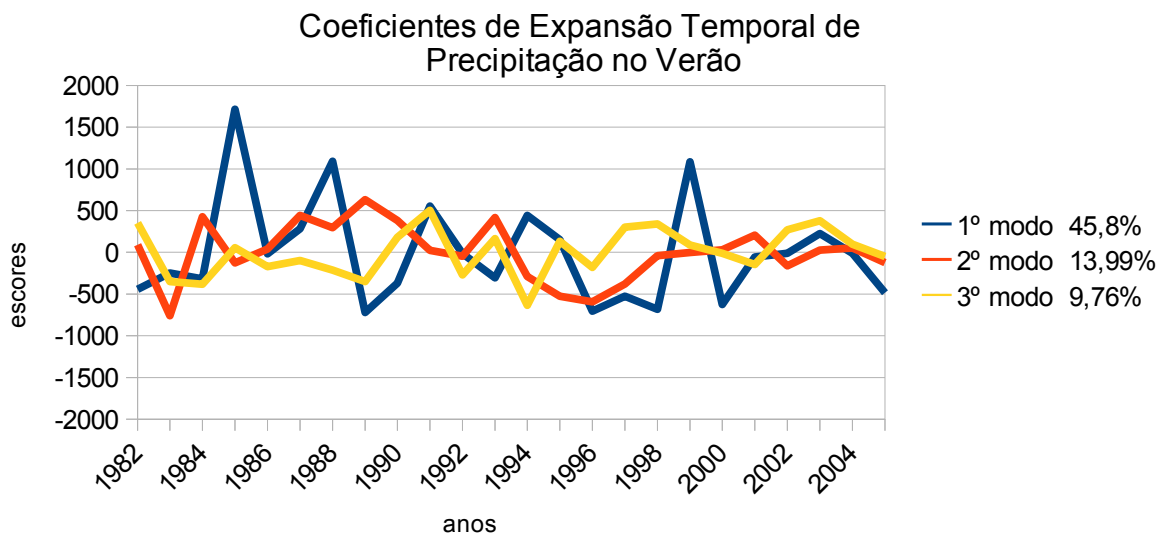


Figura 4.3.28: Coeficientes de expansão temporal dos 1º, 2º e 3º modos da EOF aplicada a precipitação no verão(outubro-março) no período de 1982-2005, variância explicada de 45,8, 13,99 e

9,76% respectivamente.

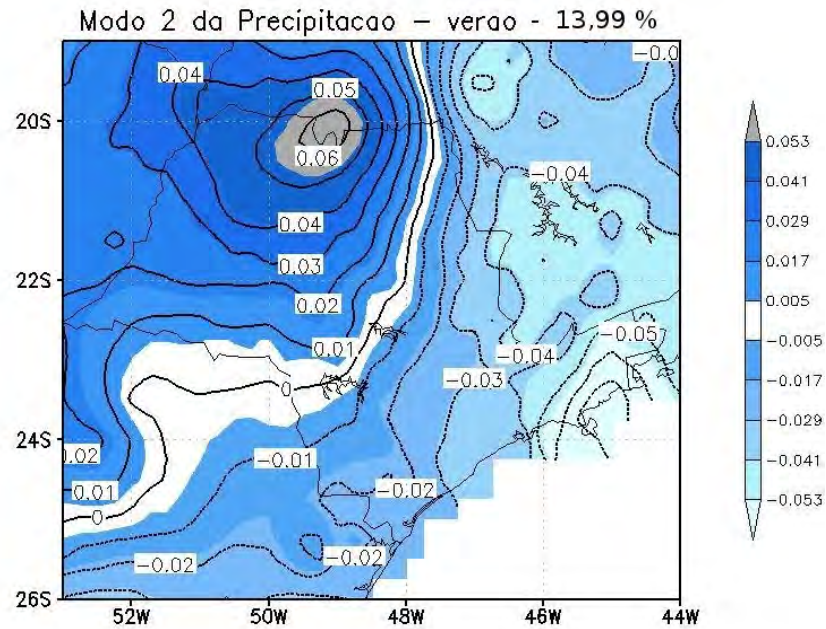


Figura 4.3.29: 2º modo da EOF aplicada a precipitação no verão(outubro-março) no período de 1982-2005, variância explicada 13,99%.

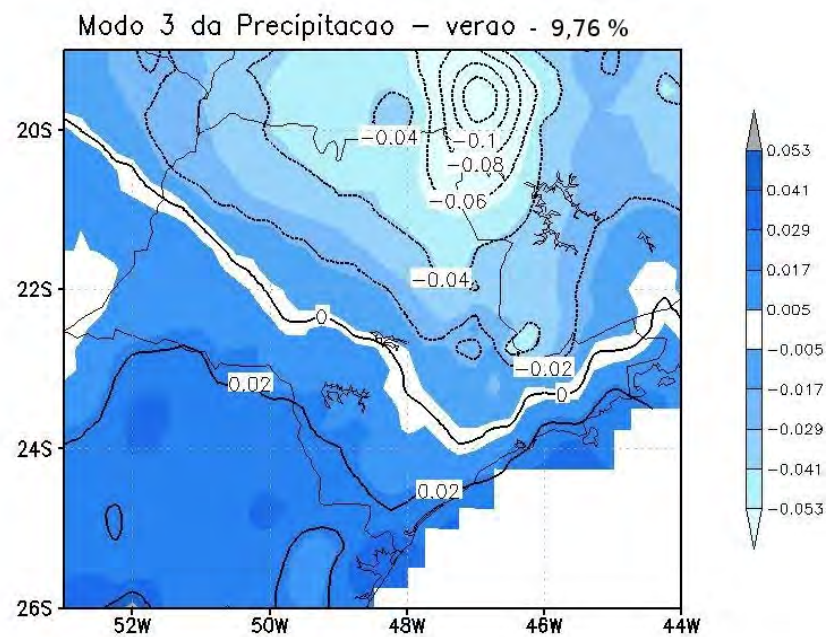


Figura 4.3.30: 3º modo da EOF aplicada a precipitação no verão(outubro-março) no período de 1982-2005, variância explicada 9,76%.

O primeiro e segundo modos (Figuras 4.3.27 e 4.3.29) representam 45,8% e

13,99% da variância respectivamente, caracterizam o padrão típico de verão com variação zonal, no padrão dominante (primeiro modo) há mais umidade na borda do continente e um decréscimo sentido interior, devido a continentalidade. Portanto os sinais do segundo modo demonstram menores valores no litoral, a variância explicada é menor, caracterizando-o como menos frequente, no verão classificado como chuvoso este mesmo padrão se repete em 1989 (Na seção 4.5, figura 4.5.20), invertendo o padrão espacial médio, com mais chuva no oeste paulista.

4.3.6 – Análise Sazonal da Precipitação de Inverno (abril a setembro)

O padrão espacial do primeiro modo é predominantemente meridional com sinais homogêneos (positivos), os maiores valores estão na borda leste do estado devido a proximidade do oceano (Figura 4.3.31), na estação seca a precipitação é predominantemente regulada pela entrada de sistemas frontais nessa região. Há pouca disponibilidade de umidade nesta estação, característica típica devido ao sistema de monções da AMS, neste período do ano o efeito da continentalidade é ainda mais acentuado, o que deixa o oeste paulista ainda mais seco.

O segundo modo (Figura 4.3.32) apresenta padrão dipolar zonal que caracteriza os maiores valores no sul do estado devido a estação seca pouco definida da sub-região, e negativos ao norte indicando o decréscimo considerável de precipitação nesta época para esta região. Portanto a manutenção desta condição depende do valor do coeficiente de expansão temporal de cada ano.

A distribuição do terceiro modo (Figura 4.3.33) é semelhante ao padrão de precipitação de inverno do ano de 2000 (Na seção 4.5, figura 4.5.23), considerado invernos seco, com anomalias negativas bastante intensas na borda continental e anomalias menores no oeste paulista,

formando um gradiente crescente sentido do interior assim como o 3º modo, neste caso o coeficiente de expansão temporal é negativo (Figura 4.3.34).

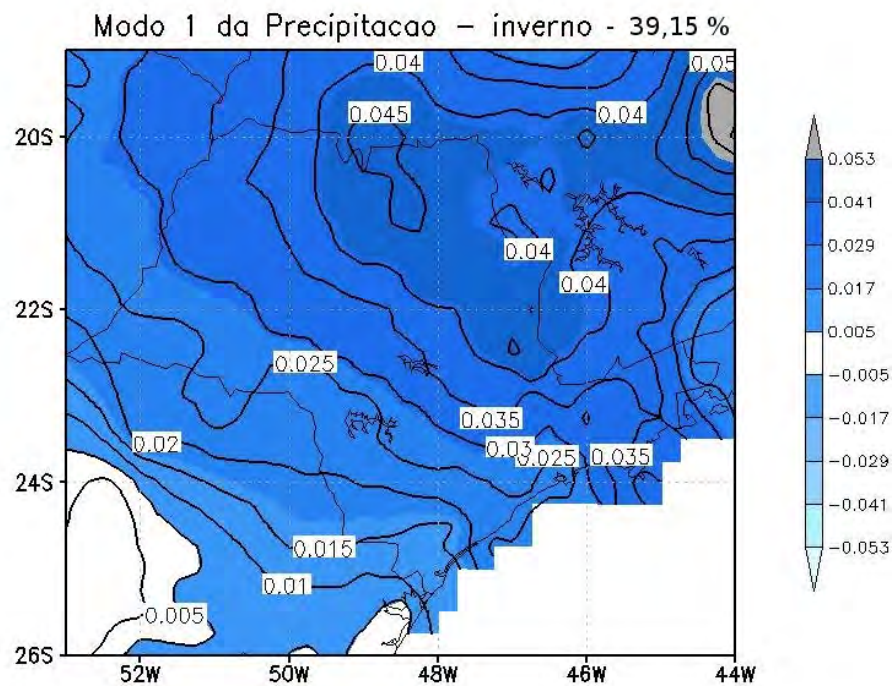


Figura 4.3.31: 1º modo da EOF aplicada a precipitação no inverno(abril-setembro) no período de 1982-2005, variância explicada 39,15%.

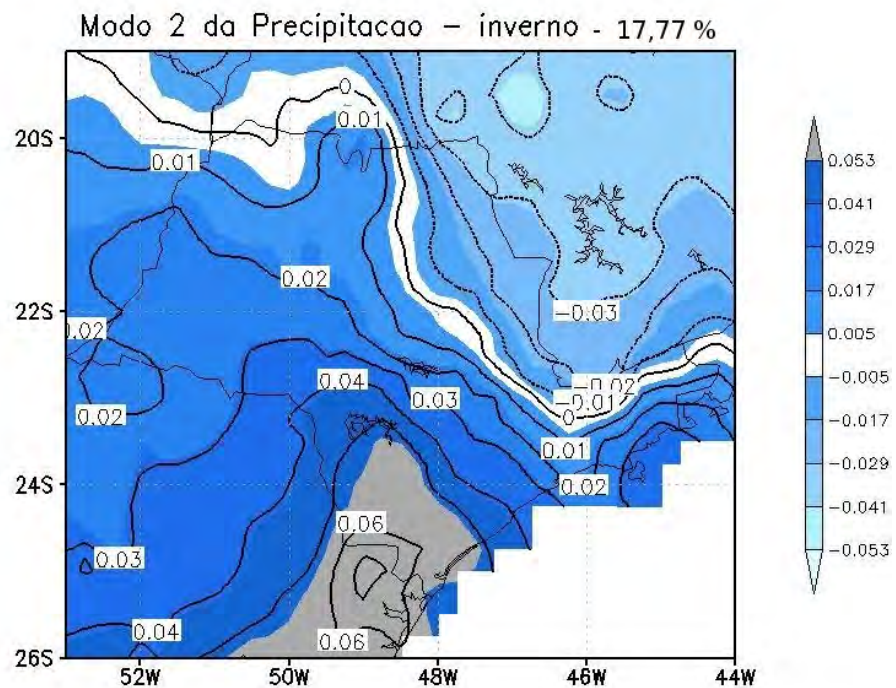


Figura 4.3.32: 2º modo da EOF aplicada a precipitação no inverno(abril-setembro) no período de 1982-2005, variância explicada 17,77%.

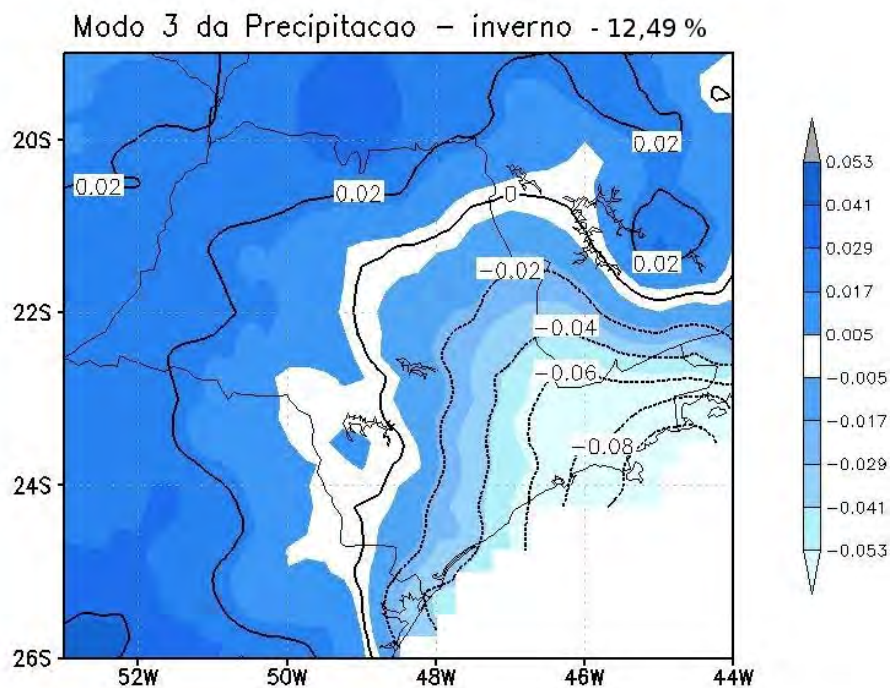


Figura 4.3.33: 3º modo da EOF aplicada a precipitação no inverno(abril-setembro) no período de 1982-2005, variância explicada 12,49%.

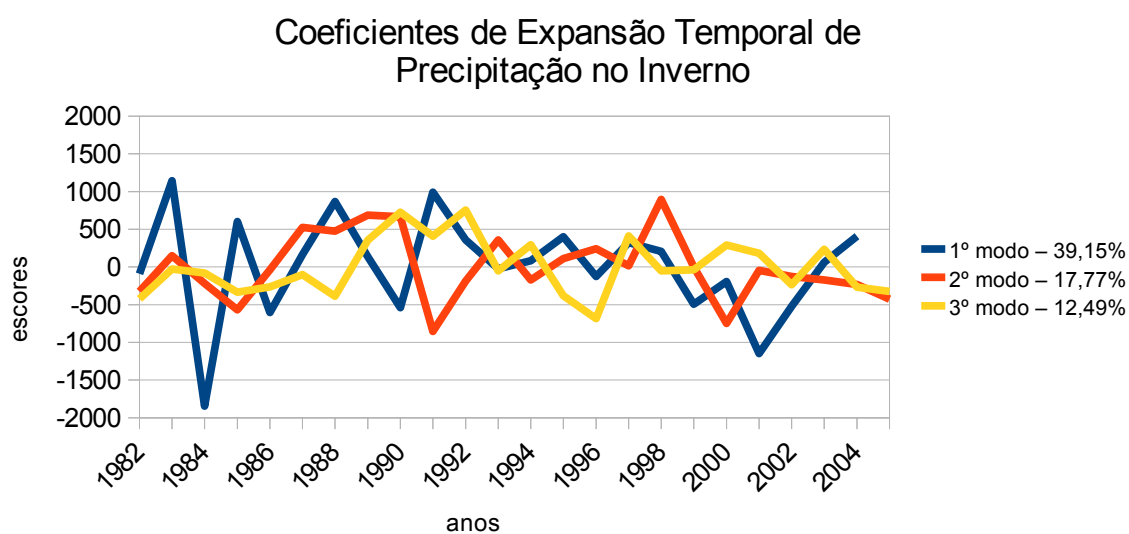


Figura 4.3.34: Coeficientes de expansão temporal dos 1º, 2º e 3º modos da EOF aplicada a precipitação no inverno(abril a setembro) no período de 1982-2005, variância explicada de 45,8, 13,99 e 9,76% respectivamente.

4.3.7 – Análise Sazonal da TSM de Verão (outubro a março) e Inverno (abril a setembro)

A variabilidade espacial e temporal da TSM é mais lenta do que a precipitação, os modos da EOF aplicada a TSM da análise mensal contínua (Figuras 4.3.14 a 4.3.17) e sazonal de inverno e verão (Figuras 4.3.33 a 4.3.40) são muito semelhantes, o mesmo padrão espacial abordado na seção 4.3.3 na análise mensal contínua da TSM se repete na TSM sazonal (inverno e verão). É possível observar a semelhança entre os modos comparando as Figuras 4.3.35 até a 4.3.42.

As oscilações mais persistentes no oceano ENSO, Dipolo do Atlântico, Oscilação Decadal do Pacífico, Dipolo do Oceano Índico, etc., ocorrem geralmente em escalas superiores a interanual até decadal. A persistência do padrão espacial neste caso, a semelhança nos modos em ambas as estações analisadas e na análise mensal contínua refletem variabilidade de baixa frequência do oceano.

Na análises dos eventos extremos (seção 4.5), a distribuição espacial do oceano observada no primeiro e segundo modos da análise sazonal da EOF são bastante recorrentes tanto para as estações muito acima ou abaixo da média. O primeiro modo, com maior variância (37,07%) é o mais frequente e está próximo da média das anomalias, logo se adequa a média climatológica, porém também se faz presente na análise de eventos extremo. O segundo modo, que divide a área oceânica em um dipolo caracteriza a condição oceânica em 33% dos eventos considerados extremos,

Embora a distribuição espacial seja semelhante entre os modos a oscilação dos coeficientes de expansão temporal (Figuras 4.3.38 e 4.3.39) não é, logo os sinais (positivos ou negativos), os valores e a distribuição espacial das anomalias de TSM serão influenciadas pelas condições da estação, caracterizando a área como homogênea ou um dipolo, por exemplo.

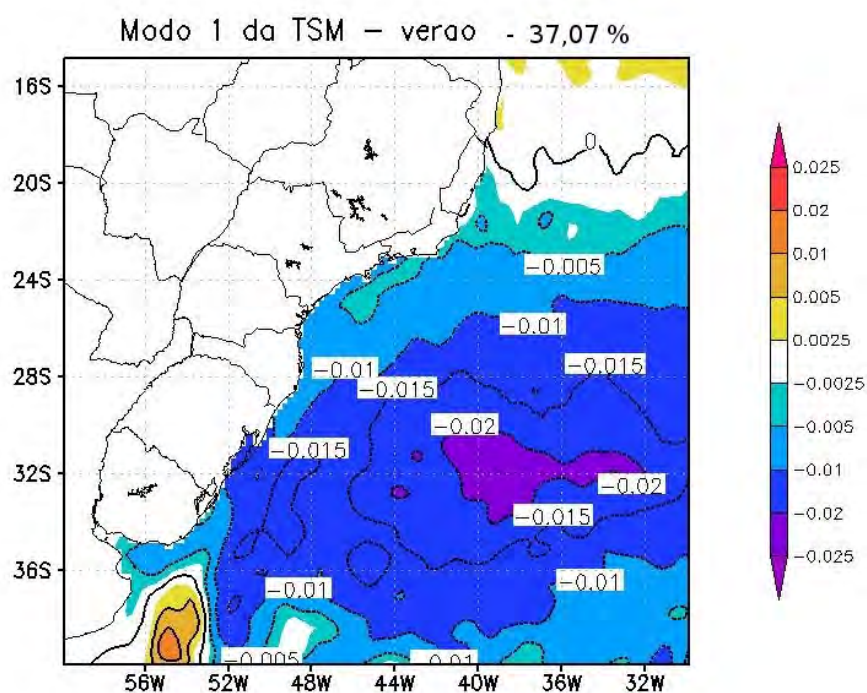


Figura 4.3.35: 1º modo da EOF aplicada a TSM no verão (outubro a março) no período de 1982-2005, variância explicada 37,07%.

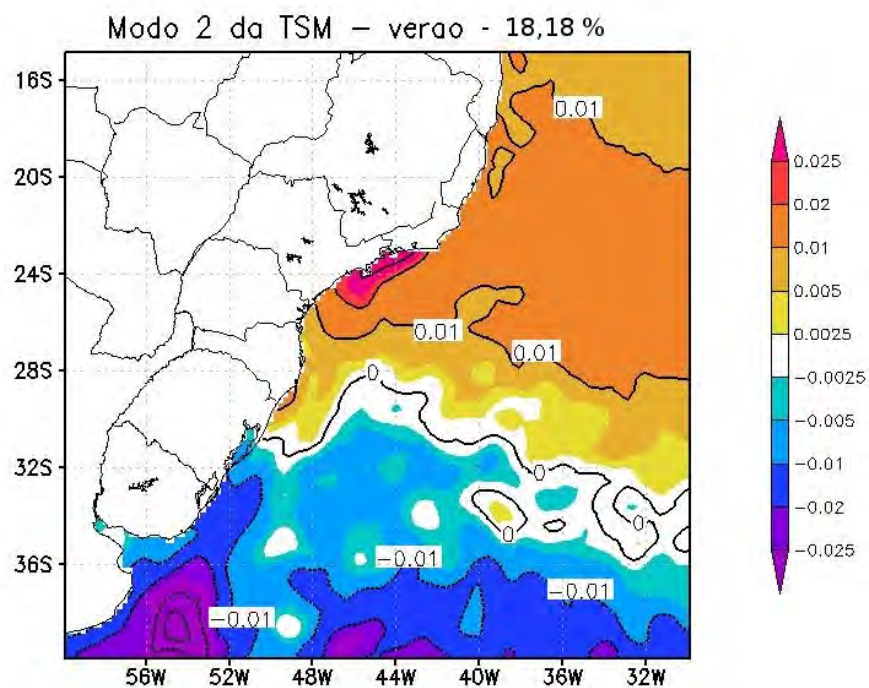


Figura 4.3.36: 2º modo da EOF aplicada a TSM no verão (outubro a março) no período de 1982-2005, variância explicada 18,18%.

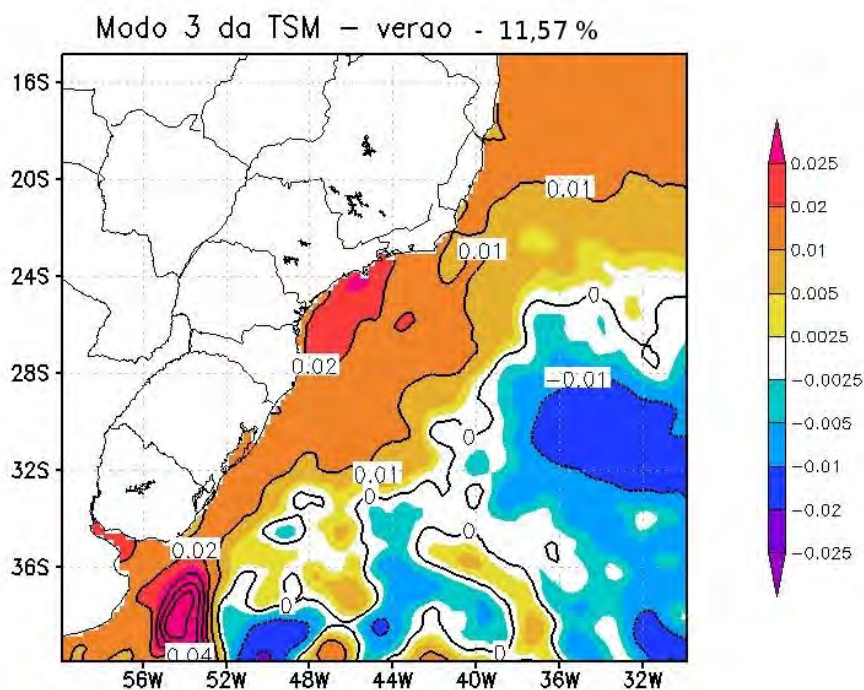


Figura 4.3.37: 3º modo da EOF aplicada a TSM no verão (outubro a março) no período de 1982-2005, variância explicada 11,57%.

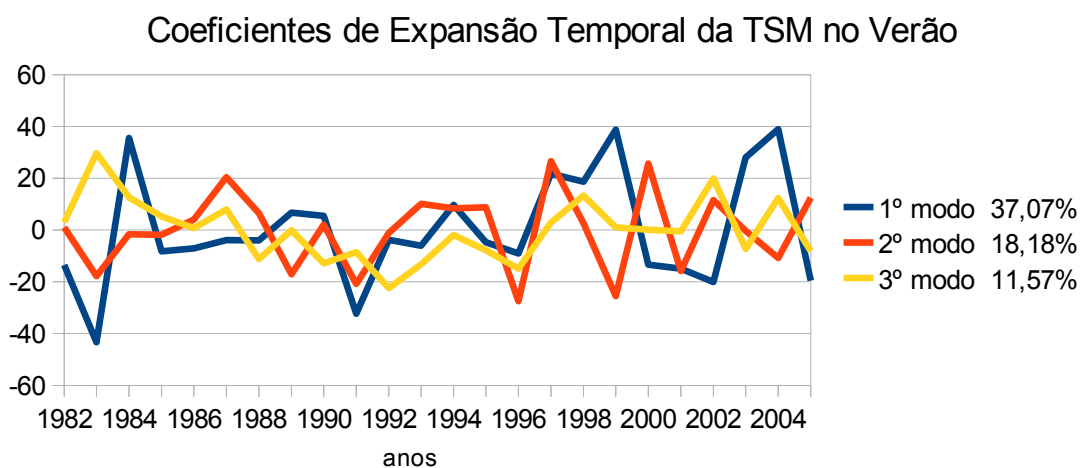


Figura 4.3.38: Coeficientes de expansão temporal dos 1º, 2º e 3º modos da EOF aplicada a TSM no verão (outubro a março) no período de 1982-2005, variância explicada de 37,07, 18,18 e 11,57%, respectivamente.

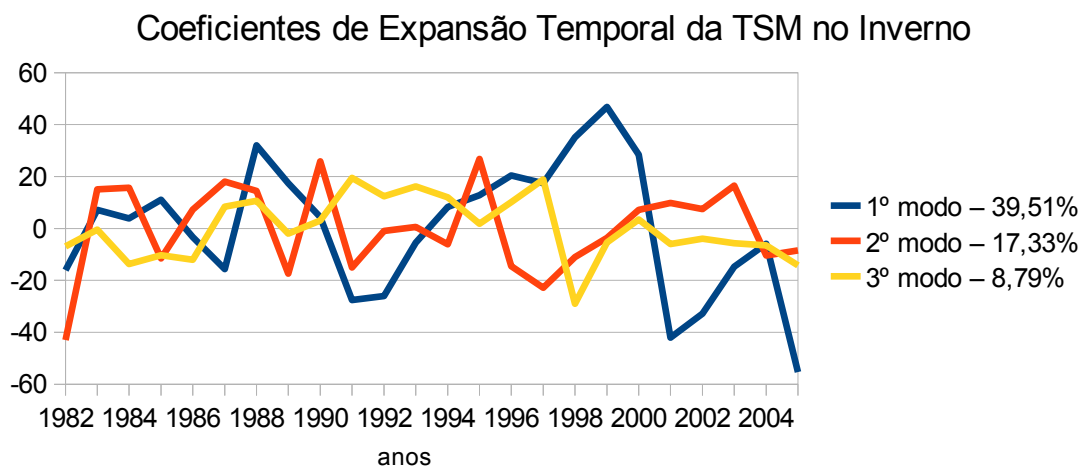


Figura 4.3.39: Coeficientes de expansão temporal dos 1º, 2º e 3º modos da EOF aplicada a TSM no inverno (abril a setembro) no período de 1982-2005, variância explicada de 39,51, 17,33 e 8,79%, respectivamente.

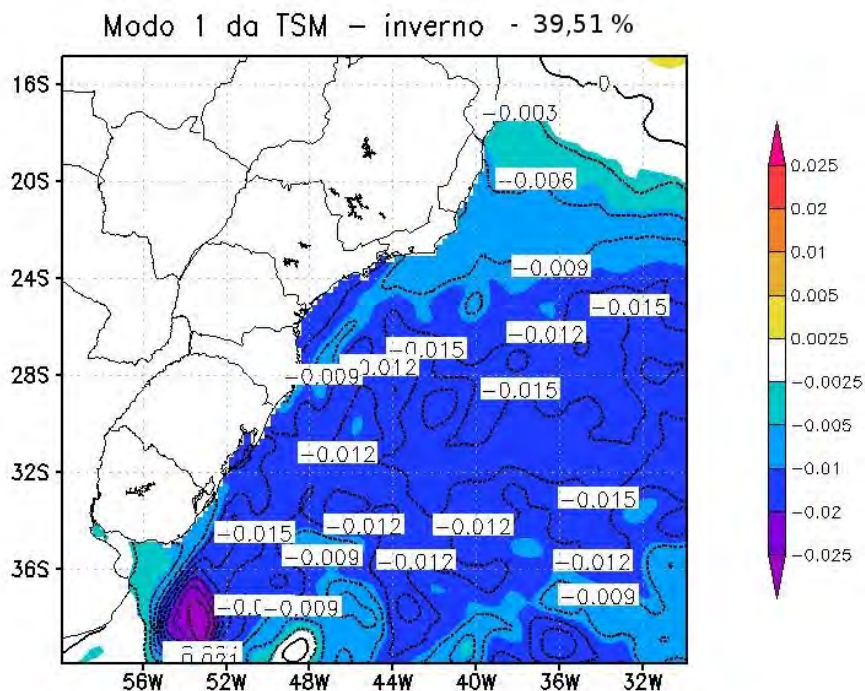


Figura 4.3.40: 1º modo da EOF aplicada a TSM no inverno (abril a setembro) no período de 1982-2005, variância explicada 39,51%.

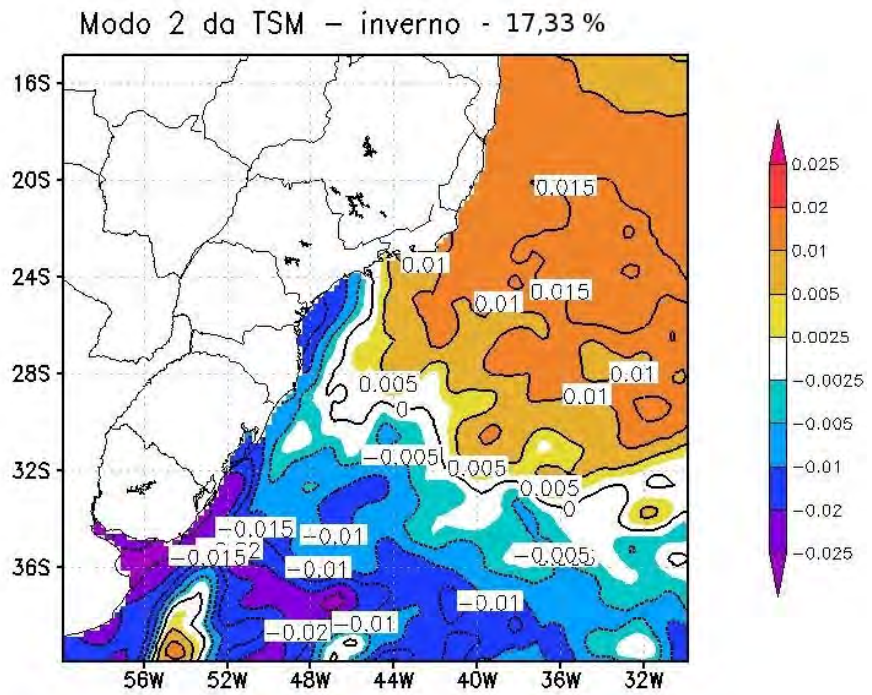


Figura 4.3.41: 2º modo da EOF aplicada a TSM no inverno (abril a setembro) no período de 1982-2005, variância explicada 17,33%.

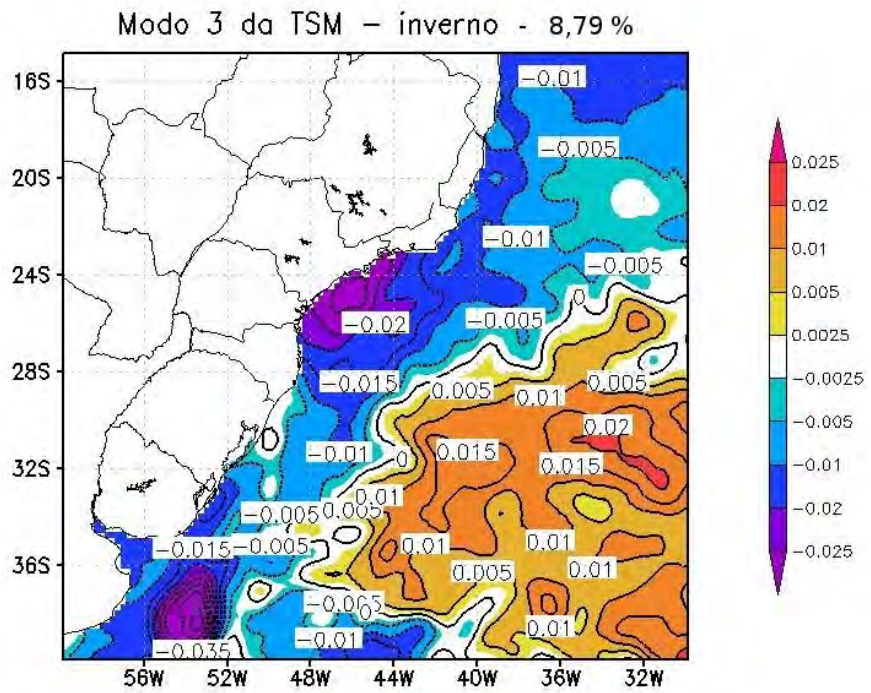


Figura 4.3.42: 3º modo da EOF aplicada a TSM no inverno (abril a setembro) no período de 1982-2005, variância explicada 8,79%.

4.4 - Coeficientes de Correlação Linear

A correlação entre os coeficientes de expansão temporal permite identificar algumas relações entre a precipitação (ou ROLE) continental com a TSM no OAS. Os modos da análise mensal descontínua mostram em quais os meses há maior interação entre TSM e a precipitação, assim como a análise sazonal demonstra a síntese deste padrão (Seção 4.4.1). Em uma abordagem mais específica, levando em consideração a divisão do estado de São Paulo e o OAS em sub-regiões e áreas, respectivamente, a correlação entre as séries temporais pontua no espaço essas interações entre a precipitação e a TSM (Seção 4.4.2).

4.4.1 - Correlação dos Coeficientes de Expansão Temporal - Mensal e Sazonal

O cálculo da correlação linear entre os coeficientes de expansão temporal relativos aos campos de precipitação e ROLE, na região continental, com os campos de TSM, para o Oceano Atlântico Sul, permite verificar a possibilidade de associação físico-dinâmica entre o comportamento do oceano e da atmosfera sobre o continente.

Esta análise foi feita para cada mês separadamente (série mensal descontínua) e para a série mensal contínua, neste último caso, com e sem defasagem temporal. No caso da série temporal contínua os resultados não mostram valores estatisticamente significativos, de tal forma que este texto não contempla a sua análise.

A finalidade deste procedimento é avaliar a evolução temporal dos coeficientes de expansão temporal das diferentes variáveis e compará-los entre si. Considerando todos os meses do ano e os três primeiros modos de cada variável considerada (TSM, ROLE e precipitação). Tal como ilustrado na Tabela 4.3.1, pode-se dizer que o maior número de correlações significativas ocorreu durante os meses da estação chuvosa (outubro a março), as correlações significativas nesta estação

entre PCP x TSM detém 57,14% do total, e a ROLE x TSM 77,77% dos valores considerados significativos.

Correlações significativas dos coeficientes de expansão temporal entre PCP x TSM e ROLE x TSM ocorrem geralmente no mesmo mês e tem valores semelhantes (Tabela 4.3.1), ressaltando o fato de ROLE e precipitação serem altamente correlacionadas. Os valores absolutos do coeficiente de correlação linear, com significância estatística superior a 95%, obtidos a partir das séries temporais do coeficientes de expansão temporal para precipitação, ROLE e TSM, das análises de EOF nas escalas mensal e sazonal, são todos maiores que 0,36.

A partir dos valores de correlação destacados na Tabela 4.3.1 pode-se afirmar que os coeficientes de expansão temporal evidenciam relação entre a precipitação/ROLE com TSM sobretudo na estação chuvosa, embora o maior valor registrado ocorreu em abril (ROLE x TSM - $r = -0,68$, Figura 4.4.4), início da estação seca.

As correlações entre ROLE x TSM no verão para essa região estão associadas também a relação existente entre a ZCAS e a TSM no Atlântico Sudoeste. No verão o estabelecimento das ZCAS segundo Nobre et. al. (2002) é favorecido por anomalias positivas ou seja, as correlações negativas(positivas) de ROLE (Precipitação) estão associadas a este padrão. Porém Robertson e Mechoso (2000) sugerem que anomalias negativas(positivas) de TSM nesta região do oceano favorecem a persistência da ZCAS, e as correlações positivas(negativas) entre ROLE x TSM (PCP x TSM) aumentam o gradiente zonal entre oceano e continente, intensificando o sistema de monções.

A correlação variabilidade temporal dos coeficientes de expansão temporal (Figuras, 4.4.1 a 4.4.2) da ROLE e Precipitação no primeiro modo de janeiro, estão em fase, pois apresentam curva muito semelhante, logo os valores de correlação também são muito próximos, 0,42 e 0,38, para ROLE x TSM e PCP x TSM, respectivamente. As figuras 4.4.1 4.4.2, 4.4.3, 4.4.4, 4.4.5 e 4.4.6 ilustram a

variabilidade temporal entre os coeficientes de expansão temporal que foram correlacionados e apresentaram valores significativos, porém nem todos os valores significativos estão ilustrados nesta seção, os que não foram apresentados estão no APÊNDICE A.

Tabela 4.3.1: Coeficiente de correlação linear (r) entre os coeficientes de expansão temporal da análise mensal descontínua entre TSM e precipitação(PCP)/ROLE para os 1º, 2º e 3º modos da EOF aplicada. Série temporal definida entre 1982 e 2005. Os valores com significância estatística superior a 95% estão indicados em amarelo.

Correlação dos CET's – São Paulo e OAS						
modos	PCP x TSM			ROLE x TSM		
	1º	2º	3º	1º	2º	3º
Jan	0,381	-0,309	0,262	0,426	-0,047	-0,384
Fev	0,227	-0,475	0,064	0,0002	-0,512	-0,185
Mar	0,255	0,361	-0,288	0,212	-0,445	0,150
Abr	0,122	-0,215	-0,272	-0,002	-0,682	0,023
Mai	0,375	0,025	0,226	0,437	0,146	-0,082
Jun	-0,049	0,121	0,040	0,114	-0,222	-0,025
Jul	-0,265	0,122	0,210	-0,166	0,141	-0,031
Ago	0,074	0,195	0,082	0,200	-0,166	0,207
Set	0,369	-0,288	-0,366	0,040	-0,011	0,157
Out	-0,012	0,197	-0,307	-0,088	0,220	0,156
Nov	-0,101	0,105	-0,381	0,050	0,068	0,210
Dez	-0,279	-0,022	-0,063	0,464	-0,408	0,369

valores acima de 0,36 – sig de 5%

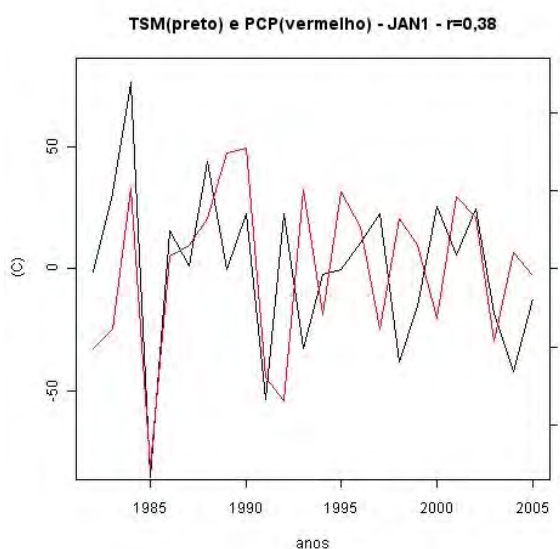


Figura 4.4.1: Correlação (r) dos Coeficientes de Expansão temporal do 1º modo da EOF mensal descontínua entre precipitação e TSM no mês de janeiro, $r = 0,38$.

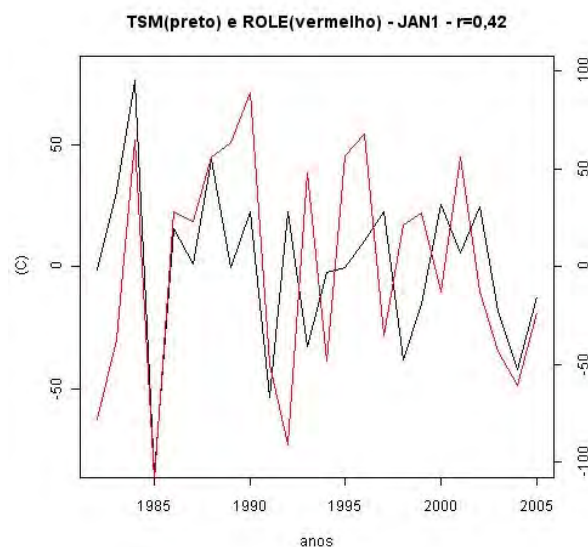


Figura 4.4.2: Correlação (r) dos Coeficientes de Expansão temporal do 1º modo da EOF mensal descontínua entre ROLE e TSM no mês de janeiro, $r = 0,42$.

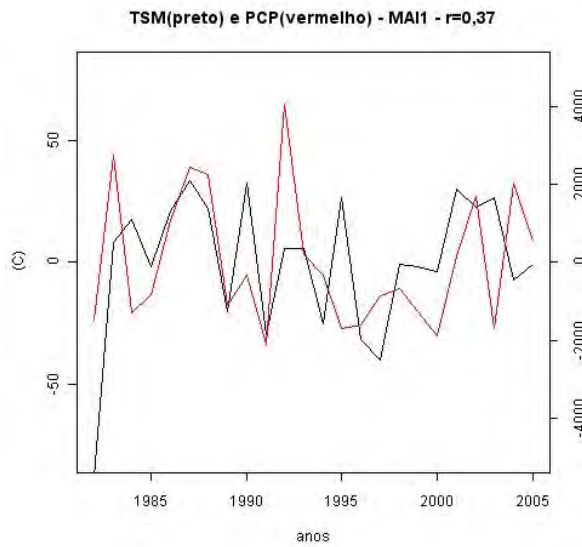


Figura 4.4.3: Correlação (r) dos Coeficientes de Expansão temporal do 2º modo da EOF mensal descontínua entre precipitação e TSM no mês de maio, $r = 0,37$.

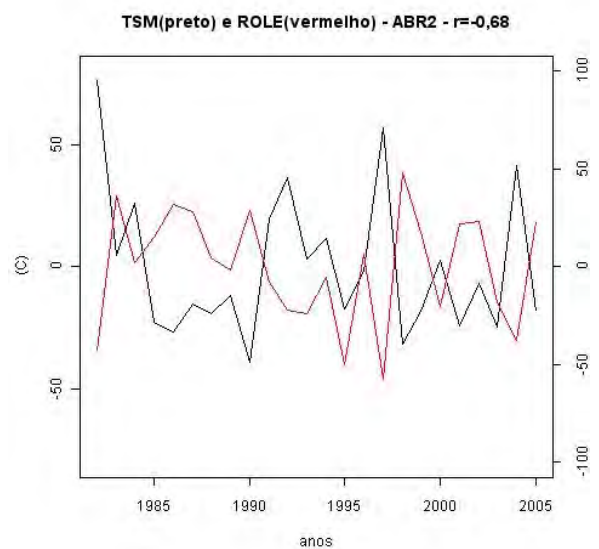
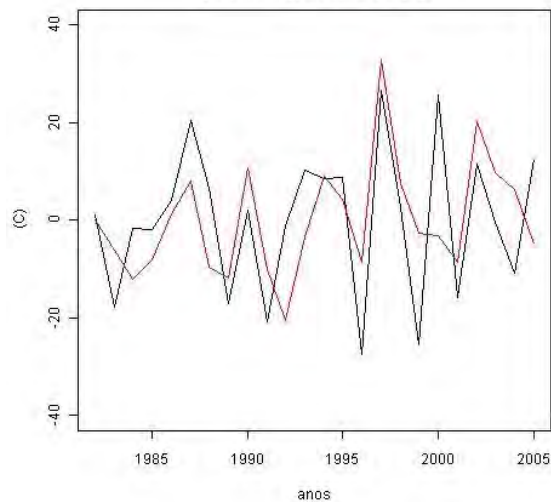


Figura 4.4.4: Correlação (r) dos Coeficientes de Expansão Temporal do 2º modo da EOF mensal descontínua entre ROLE e TSM no mês de abril, correlação (r) = 0,42.

Tabela 4.3.2: Coeficiente de correlação linear (r) entre os coeficientes de expansão de precipitação, ROLE e TSM, para os 1º, 2º e 3º modos da EOF aplicada, para os períodos de verão (ONDJFM) e inverno (AMJJAS). Série temporal definida entre 1982 e 2005. Os valores com significância estatística superior a 95% estão indicados em amarelo.

Correlação dos CET's – São Paulo e OAS						
modos	Verão			Inverno		
	1º	2º	3º	1º	2º	3º
PCP x TSM	0,051	0,089	-0,031	0,149	0,235	0,340
ROLE x TSM	0,278	0,525	0,589	-0,060	-0,512	0,121
valores acima de 0,36 – sig de 5%						

Modo 2 - TSM 18,18% (preto) e ROLE 14,58% (vermelho) - verão - $r=0,52$



Modo 2 - TSM 17,33% (preto) e ROLE 35,61% (vermelho) - inverno - $r=-0,51$

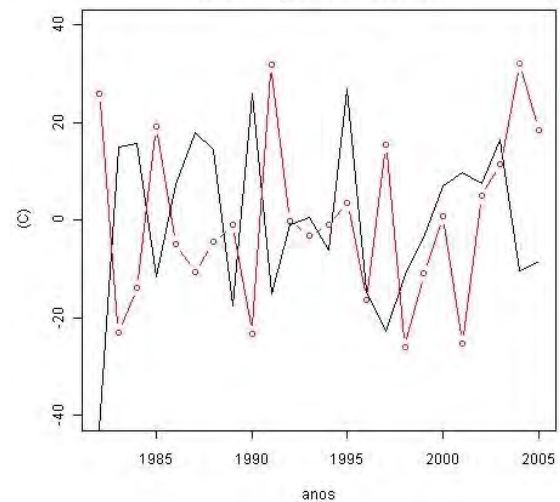


Figura 4.4.5: Correlação (r) dos Coeficientes de Expansão temporal do 2º modo da EOF Sazonal entre ROLE e TSM no verão, $r = 0,52$.

Figura 4.4.6: Correlação (r) dos Coeficientes de Expansão temporal do 2º modo da EOF Sazonal entre ROLE e TSM no inverno, $r = 0,51$.

A correlação dos coeficientes de expansão temporal sazonal (Tabela 4.3.2) apontam para a mesma direção dos mensais, de que no verão a relação entre TSM e precipitação/ROLE é maior que no inverno. A quantidade dos valores de correlação significativa no inverno é menor do que no verão, mas os valores são similares.

O período da estação seca (abril a setembro) apresentou valores significativos em abril, maio e setembro (Tabela 4.3.1), meses que marcam o início e o fim deste período seco. Os valores de TSM atingem o valor máximo em março e começam a diminuir nos meses de abril e maio, marcando o início desta estação, e o valor mínimo anual da TSM em setembro aproximadamente. Essas correlações podem estar associadas aos períodos transicionais.

A correlação positiva entre precipitação e TSM no mês de setembro (Tabela 4.3.1) sugerem o que o padrão de precipitação está associado a TSM, de modo que estando na estação seca a anomalias negativas de TSM refletem em pouca precipitação, ou em anos em que a TSM apresenta anomalias positivas neste mês o período chuvoso iniciaria mais cedo.

4.4.2 - Correlação das anomalias sazonais

Neste item será verificada a correlação linear existente entre a precipitação média (ou ROLE) das sub-regiões do estado de SP (1 a 7) e a TSM observada nas áreas do Oceano Atlântico Sul ('E', 'F', 'G', 'H', 'K', 'L', 'I'), definidas na metodologia (seção 3.2; 5º etapa) e indicadas na Figura 4.4.7.

As áreas do Oceano Atlântico Sul são aqui classificadas em três zonas maiores, ao norte, constituída pelas áreas 'H' e 'K', ao centro, pelas áreas 'E', 'F' e 'G' e, ao sul, pelas áreas 'L' e 'I'. Neste item são abordadas as correlações da precipitação em cada sub-região continental com todas as áreas oceânicas, sendo elaborado posteriormente um panorama geral.

A precipitação observada durante o inverno nas sub-regiões 3, no litoral sul, e 5 e 4, a oeste, apresentam correlação linear negativa, com significância estatística superior a 95%, com a TSM das áreas 'E', 'F' e 'G'. Diferentemente da análise realizada na seção 4.2, verifica-se que, a partir das médias de cada sub-região continental, a precipitação observada no setor oeste paulista e no litoral sul do estado estão associadas à variabilidade da TSM na região central do Oceano Atlântico Sul, abrangendo as áreas 'E', 'F' e 'G', principalmente durante o inverno, tal como indicado na Tabela 4.4.3.

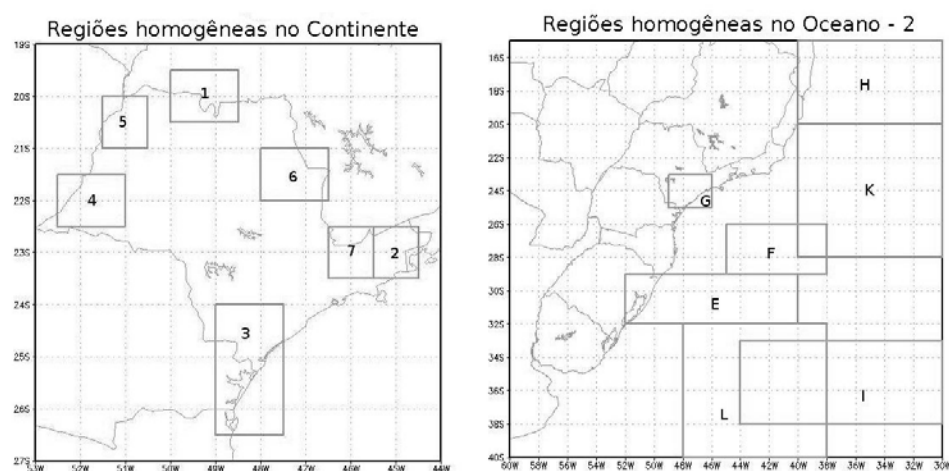


Figura 4.4.7: Regiões consideradas na análise, classificadas como homogêneas a partir dos campos

espaciais da EOF, definida na metodologia.

Nesta análise verifica-se que a correlação de ROLE com TSM é maior em módulo ($0,37 < r < 0,51$, para ROLE) e mais persistente do que a correlação da precipitação com TSM (Tabelas 4.4.3 e 4.4.4). Supondo-se que exista alguma relação físico-dinâmica entre o comportamento do oceano e a precipitação observada no continente, durante o inverno, pode-se dizer que em períodos em que a anomalia de TSM é positiva nas áreas 'E', 'F' e 'G', as anomalias de ROLE/precipitação a oeste (sub-regiões 4 e 5) e ao sul (sub-região 3) do estado são positivas/negativas, propiciando períodos mais secos.

As sub-regiões 4 e 2 apresentam correlações negativas e significativas com a área oceânica I, isoladamente. A área 'G' fica sobreposta à área 'C', área que fez parte da primeira análise exposta na seção 4.2. A área 'G' foi consideravelmente diminuída em relação à área 'C' de acordo com os resultados da análise de EOF aplicada aos dados de TSM, e apresenta, nesta análise, a menor área.

Os coeficientes de correlação entre a TSM da área 'G' e a precipitação no estado de SP, durante a estação do inverno, foram significativos em quatro das sete sub-regiões continentais (1, 3, 4, 5). Dos resultados obtidos na primeira análise, considerando-se a área 'C' em vez da área 'G', tal como exposto no item 4.2, não foi observada significância estatística, evidenciando que a aplicação da técnica estatística EOF para a caracterização de áreas homogêneas quanto a variabilidade temporal no oceano foi bastante eficiente, as regiões 'E' e 'F' (anteriormente nomeadas de 'B' e 'D') foram mantidas desde o início, e após a aplicação da EOF se mantiveram como homogêneas.

A precipitação de verão na sub-região 2 do estado de SP, constituída pelo Vale do Paraíba e litoral norte, apresenta correlações positivas com a TSM nas áreas 'E' e 'F' área central do OAS no verão. No caso de se considerar a variável ROLE em vez de precipitação, os resultados de correlação para o verão são negativos. Desta forma, conclui-se que anomalias positivas de TSM nas áreas 'E' e

'F' do OAS estão associadas a anomalias positivas de precipitação na sub-região 2.

Tabela 4.4.3: Coeficiente de correlação linear entre a TSM nas áreas oceânicas e precipitação/ROLE nas sub-regiões continentais durante o verão (outubro a março). Os valores sombreados em amarelo apresentam significância estatística superior a 95%.

Correlação de entre Precipitação e TSM – verão							
áreas no oceano	Sub-Regiões no continente						
	E	F	G	H	I	K	L
1	-0,232	-0,004	0,067	0,191	-0,051	-0,021	-0,211
2	0,268	0,245	0,220	0,109	0,183	0,259	0,128
3	0,017	0,061	-0,087	0,023	-0,058	-0,047	-0,051
4	-0,045	0,115	0,074	0,047	0,225	0,086	0,097
5	-0,099	0,083	0,018	0,093	0,135	0,018	-0,044
6	0,110	0,030	-0,068	0,142	0,186	-0,069	0,061
7	0,495	0,268	-0,049	-0,018	0,594	0,081	0,525

Correlação de entre ROLE e TSM – verão							
áreas no oceano	Sub-Regiões no continente						
	E	F	G	H	I	K	L
1	-0,291	-0,359	-0,191	0,107	-0,333	-0,134	-0,177
2	-0,384	-0,433	-0,221	-0,014	-0,307	-0,145	-0,169
3	-0,115	-0,311	-0,316	-0,326	-0,069	-0,283	0,074
4	-0,255	-0,349	-0,295	-0,050	-0,259	-0,213	-0,108
5	-0,266	-0,344	-0,191	0,109	-0,324	-0,132	-0,163
6	-0,354	-0,435	-0,277	0,033	-0,310	-0,161	-0,161
7	-0,373	-0,438	-0,246	-0,007	-0,305	-0,153	-0,161

valores acima de 0,36 – sig de 5%

Tabela 4.4.4: Coeficiente de correlação linear entre a TSM nas áreas oceânicas e precipitação/ROLE nas sub-regiões continentais durante o inverno (abril a setembro). Os valores sombreados em amarelo apresentam significância estatística superior a 95%.

Correlação de entre Precipitação e TSM – inverno							
áreas no oceano	Sub-Regiões no continente						
	E	F	G	H	I	K	L
1	-0,169	-0,266	-0,302	-0,026	0,064	-0,019	-0,060
2	-0,371	-0,309	-0,098	-0,101	-0,361	-0,352	-0,269
3	-0,383	-0,317	-0,201	0,287	-0,193	0,047	-0,253
4	-0,396	-0,430	-0,355	-0,028	-0,103	-0,094	-0,155
5	-0,225	-0,303	-0,370	0,011	0,036	-0,008	-0,089
6	-0,006	-0,172	-0,215	-0,373	0,250	-0,185	0,182
7	-0,138	-0,215	-0,155	-0,367	0,148	-0,266	0,147

Correlação de entre ROLE e TSM – inverno							
áreas no oceano	Sub-Regiões no continente						
	E	F	G	H	I	K	L
1	0,376	0,471	0,431	0,242	0,026	0,336	0,079
2	0,290	0,393	0,314	0,159	-0,125	0,257	-0,086
3	0,416	0,447	0,545	-0,175	0,125	0,078	0,164
4	0,509	0,431	0,453	-0,168	0,377	0,160	0,365
5	0,410	0,496	0,456	0,223	0,083	0,340	0,135
6	0,342	0,360	0,344	0,104	0,018	0,215	0,064
7	0,316	0,394	0,331	0,138	-0,079	0,246	-0,038

valores acima de 0,36 – sig de 5%

A TSM da área central do OAS (áreas 'E', 'F', 'G'), área localizada a leste do litoral de SP, PR e mais próximas ao estado de SP do que as outras, têm correlação

negativa significativa com a precipitação de todas as sub-regiões do continente, durante o inverno, e no verão positivamente com as sub-regiões 2, 6 e 7, no leste do estado.

No verão, a TSM das áreas oceânicas da porção sul do OAS, áreas 'I' e 'L', correlacionam-se positivamente com a precipitação da sub-região 7 (com significância superior a 95%), sub-região onde se localiza a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), apresentando coeficiente de correlação linear igual a 0,59 e 0,52, para as áreas 'I' e 'L', respectivamente. A relação entre as oscilações de temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico Sul com a precipitação na RMSP já foi destacada por Cardoso et al. (2003). Biasutti et al. (2002) indicaram que esta influência ocorre principalmente nos meses de inverno, especificamente em setembro.

De modo geral, a variabilidade da TSM na área central (Figura 4.4.8) do Atlântico Sul ('E', 'F', 'G', 'H', 'I', 'K', 'L') está bem associada à variabilidade da precipitação sazonal com o setor leste do estado de SP (sub-regiões 7 e 2) (Figura 4.4.9). Esta associação é melhor verificada nos períodos de inverno. Nestes períodos, a variabilidade da TSM na área central do OAS (áreas 'E', 'F', 'G') está negativamente bem associada à variabilidade da precipitação em todas as sub-regiões do estado (Figura 4.4.10), exceto para a precipitação observada na sub-região 6.

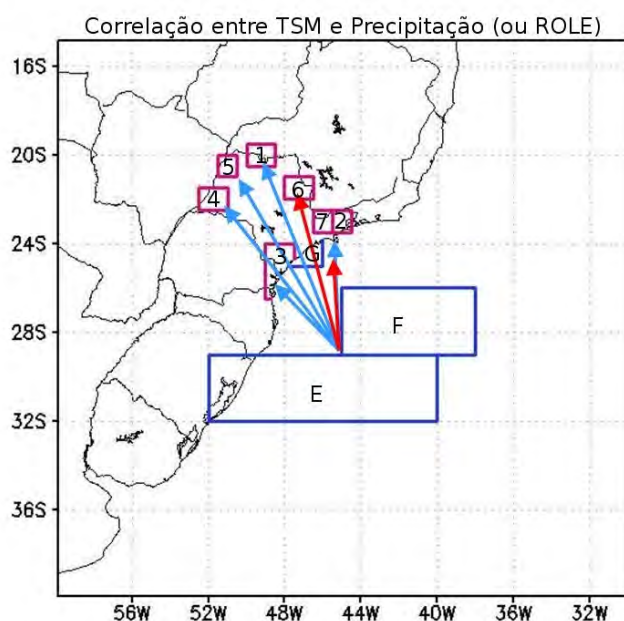


Figura 4.4.8: Áreas na parte central do OAS que apresentaram correlação significativas com as sub-regiões do oceano, a cor azul representa o inverno e a vermelha verão. No inverno as correlações são negativas e no verão positivas.

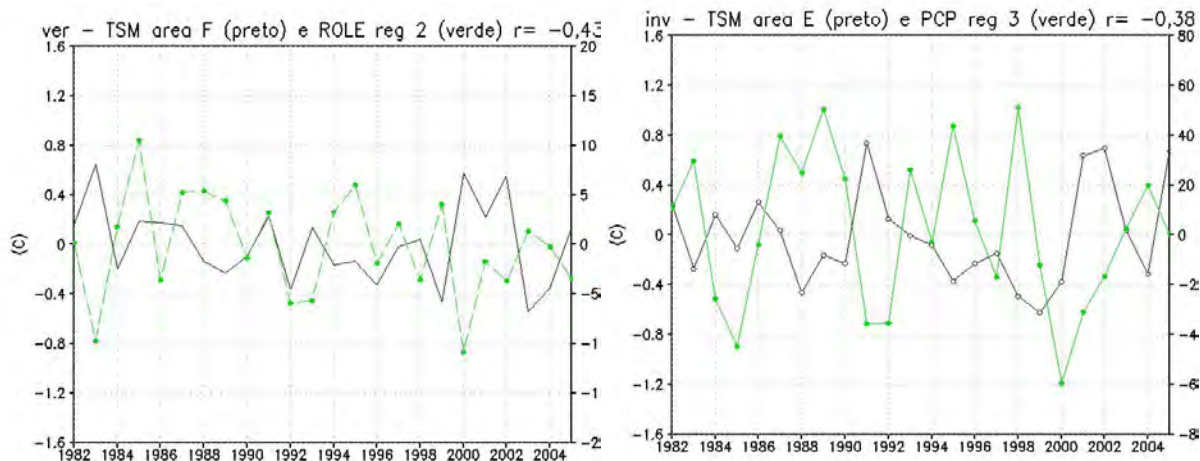


Figura 4.4.9: Correlação (r) de área 'F' no oceano com a sub-região 2 no continente, $r = -0,43$

Figura 4.4.10: Correlação (r) de área 'E' no oceano com a sub-região 3 no continente, $r = -0,38$

A variabilidade da precipitação na RMSP, sub-região 7, está associada à variabilidade de TSM em todas as áreas oceânicas identificadas ($0,36 < |r| < 0,59$), com exceção da área K, que não apresentou correlação linear significativa com as sub-regiões do estado de SP.

A TSM da porção sul (Figura 4.4.11) do OAS, porção definida pelas áreas 'L' e 'I', apresenta correlação linear significativa com a precipitação no setor leste do estado (sub-região 7) de SP (Figura 4.4.12), porém, de menor intensidade que a TSM da porção central do oceano. Das três áreas oceânicas (central, sul e norte), a porção sul do OAS tem TSM bem associadas à variabilidade da precipitação no estado de SP, e pode ser classificada em segundo lugar, em termos da intensidade do coeficiente de correlação linear e do número de sub-regiões continentais que estão associadas a correlações significativas.

A variabilidade da TSM na porção sul ('I' e 'L') do OAS, durante o inverno, associa-se à precipitação na sub-região 4 (Figura 4.4.13), a sudoeste do estado, na sub-região 2, Vale do Paraíba e adjacências com correlações negativas, além das

correlações com mesmo sinal na área central ('E', 'F', 'G') do oceano.

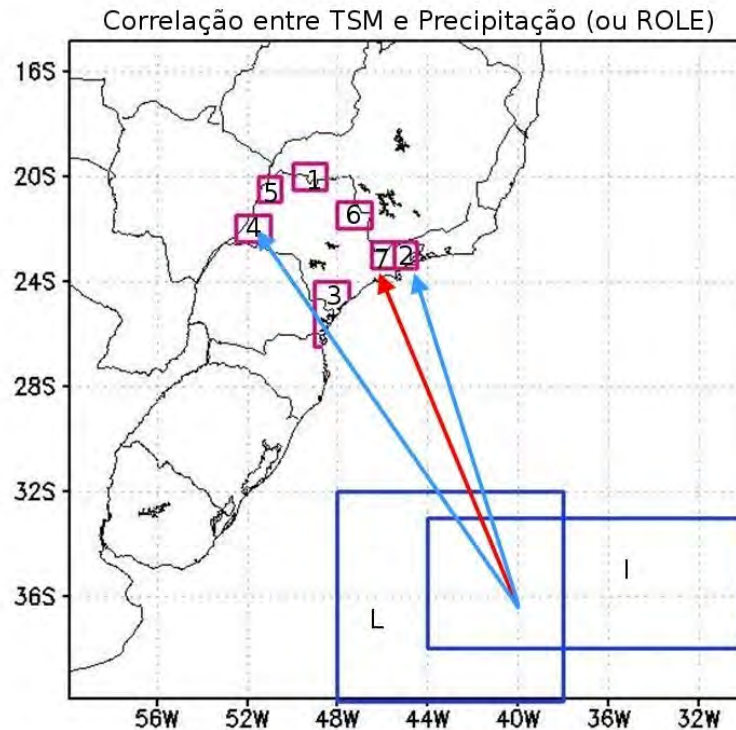


Figura 4.4.11: Áreas na parte sul do OAS que apresentaram correlação significativas com as sub-regiões do oceano, a cor azul representa o inverno e a vermelha verão. No inverno as correlações são negativas e no verão positivas.

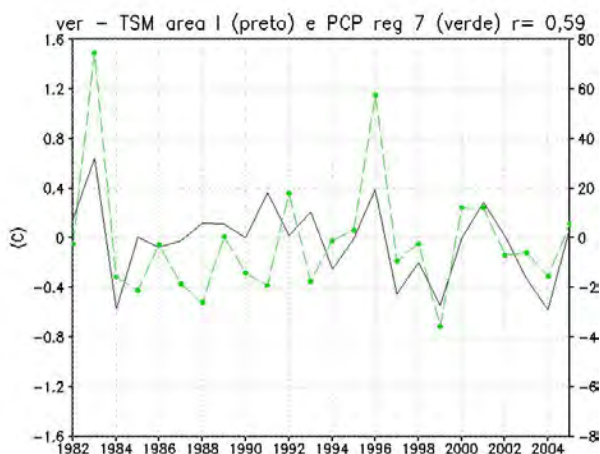


Figura 4.4.12: Correlação (r) de área 'I' no oceano com a sub-região 7 no continente, $r = -0,43$

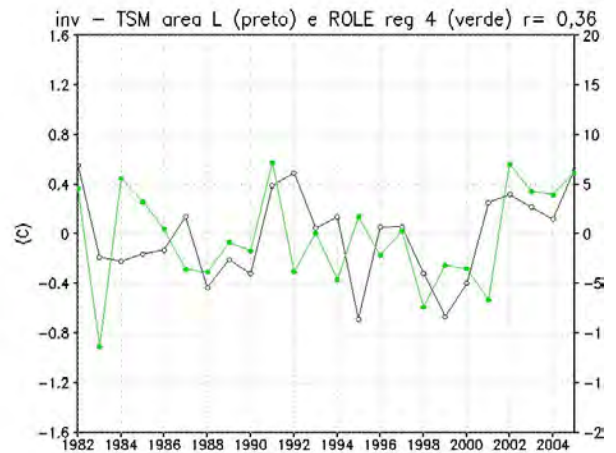


Figura 4.4.13: Correlação (r) de área 'L' no oceano com a sub-região 4 no continente, $r = -0,38$

Durante os períodos de invernos, a TSM da área 'H' (Figura 4.4.10), ao norte da área oceânica considerada, apresenta correlação linear negativa significativa com a precipitação observada nas sub-regiões 6 e 7, no setor leste-norte do estado

de SP.

No verão a região 6 é mais influenciada pelas áreas localizadas no centro principalmente a 'F', porém diferente das correlações observadas nas outras sub-regiões do estado, a precipitação de inverno da sub-região 6 apresenta correlação negativa apenas com a área oceânica H (Figura 4.4.15), ou seja, quando há anomalia positiva (negativa) de TSM na área 'H' a anomalia de precipitação é negativa(positiva) na sub-região 6.

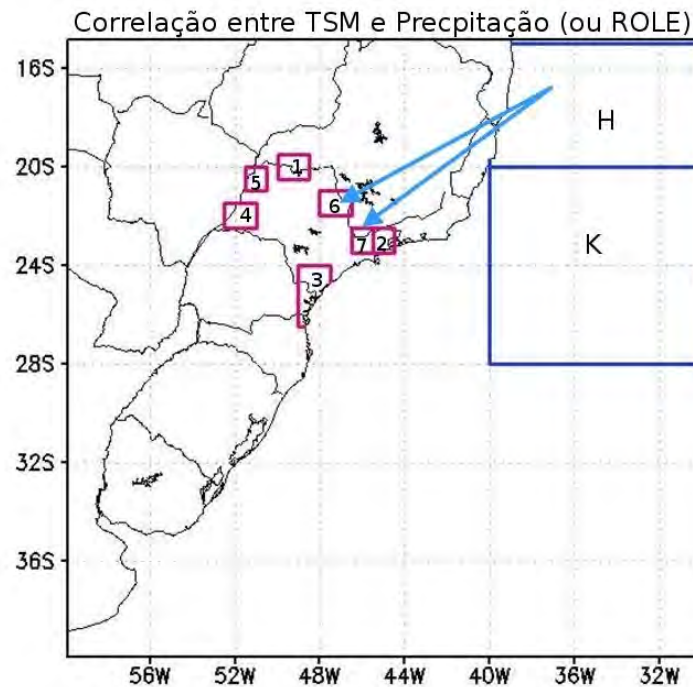


Figura 4.4.14: Áreas na parte norte do OAS que apresentaram correlação significativas com as sub-regiões do oceano, a cor azul representa o inverno e a vermelha verão. No inverno as correlações são negativas e no verão positivas.

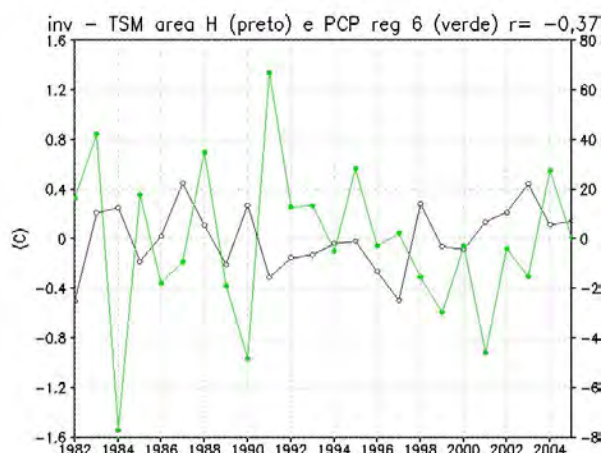


Figura 4.4.15: Correlação (r) de área 'H' no oceano com a sub-região 6 no continente, $r = -0,38$

Embora a precipitação sazonal de inverno observada na sub-região 6 (norte-leste de SP) não tenha apresentado correlação linear significativa com a área central do OAS (áreas 'E', 'F', 'G'), tal como nas demais sub-regiões do estado, a partir dos resultados é possível verificar uma associação linear entre a precipitação desta sub-região 6 com a TSM da área H, ao norte da área oceânica. Pode-se especular que o relevo acentuado a leste desta sub-região (com a Serra da Mantiqueira e a Serra da Canastra, a sul e leste) contribua de alguma forma para a variabilidade diferenciada da precipitação.

Os gráficos das sub-regiões continentais que apresentaram correlação significativa com a TSM que não foram apresentados nesta seção estão no APENDICE B. No próximo item (seção 4.5) são apresentadas as médias sazonais da TSM, da precipitação, ROLE, PNM e Divergência em 250 e 850hPa em anos extremos, chuvosos e secos, com o intuito de identificar possíveis interações entre o comportamento do Oceano Atlântico Sul e o da precipitação no estado de SP.

4.5 - Análises Finais

As possíveis relações existentes entre o comportamento sazonal da TSM no Oceano Atlântico Sul (OAS) e a precipitação continental no estado de SP, são ilustradas a partir de episódios extremos sazonais, secos e chuvosos, do período de 1982 a 2005. As estações do ano são analisadas separadamente, compostas de 24 verões(outubro a março) e 24 invernos(abril a setembro).

Os eventos extremos das estações chuvosas e secas foram selecionados com base nas séries temporais das médias espaciais de anomalia da precipitação (4.1.4, 4.1.5, 4.1.6, 4.1.7) na seção 4.1 para cada sub-região (Figura 4.3.41) do estado e o desvio padrão (Figuras 4.5.1 a 4.5.16). As anomalias no estado em parte das vezes apresentam sinais diferentes em cada sub-região, sobretudo as diferenças aparecem quando comparadas as regiões a leste com as que estão a oeste.

O regime sazonal climático da precipitação no estado de São Paulo é caracterizado por inverno seco e verão chuvoso, de tal forma que o volume precipitado na estação chuvosa detém aproximadamente 75% da chuva anual. Em alguns anos há uma alteração na distribuição temporal da precipitação no decorrer do ano, o que resulta em uma acentuação das características de cada estação, ou inverno mais chuvoso seguido de um verão, por exemplo, mais seco. Tal alteração pode resultar em total anual próximo da média climatológica, não significando, entretanto, que cada uma das estações do ano tenha apresentado acumulado sazonal de precipitação próximo à média climatológica. A análise desses episódios foi dividida em quatro partes: inverno e verão chuvosos e inverno e verão secos.

Alguns anos apresentaram intenso desvio padrão sazonal. Por exemplo, o ano de 1984 (figuras 4.5.8, 4.5.16) apresenta anomalias positivas de precipitação nas duas estações, intensificando as características do verão, e inibindo a condição de seca, característica do inverno. Em outros casos, como em 1999, 2001, 2002

(Figuras 4.5.8 e 4.5.16), a característica da estação do ano foi alterada de forma a diminuir o sinal climático; estes anos apresentaram verão seco e inverno seco, e o acumulado anual destes anos ficou abaixo da média climatológica, ao contrário dos anos de 1983 e 1989 (figuras 4.5.1 a 4.5.16), apresentaram tendência de normal a chuvosa nas duas estações.

Anos muito chuvosos para algumas sub-regiões nem sempre representam uma tendência para todo o estado, o ano de 1983 por exemplo, é reconhecidamente chuvoso no estado de São Paulo devido ao forte El Niño do período de 1982-1983, porém algumas sub-regiões apresentaram déficit de chuva considerável durante esse período. O ano de 1988 é um exemplo de um inverno extremamente chuvoso no oeste paulista (sub-regiões 1, 4, 5), e considerado de normal a seco no leste do estado (sub-região 2 e 7)(Figuras 4.5.9 a 4.5.16), essas diferenças são facilmente detectadas quando comparadas o acumulado sazonal de cada sub-região separadamente (Figuras 4.5.1 a 4.5.16).

Dos 24 invernos considerados, 37,5% do total foram classificados como extremos, pois apresentaram valores superiores ao desvio padrão das sub-regiões ou do desvio padrão médio do estado, e 56% dos invernos anômalos foi caracterizada como seco. O comportamento da TSM, da divergência do ar em baixos e altos níveis atmosféricos, da PNM e de ROLE, na maioria dos casos analisados, é coerente com o padrão observado da precipitação. Em alguns casos, o campo de anomalia da divergência do ar em baixos e altos níveis não é compatível as anomalias de precipitação. Nestes casos, sugere-se que outras forçantes atmosféricas tenham influenciado o padrão da precipitação.

Dentre todos os anos analisados, o inverno seco será exemplificado pelo ano 2001, e o inverno chuvoso pelo ano 1988, e os verões pelos anos de 1989 e 1999, para chuvoso e seco, respectivamente. Os episódios de verões chuvosos (1983, 1984, 1989, 1996) ocorrem em parte nos mesmos anos dos invernos chuvosos (1983, 1988, 1989, 1995), caracterizando assim anos acima da média climatológica.

A análise das relações entre as anomalias de precipitação e o comportamento da TSM no OAS considerou o campo espacial das anomalias de TSM, divergência do ar, PNM e ROLE, além do campo médio climatológico destas variáveis. Pois a mudança do sinal nos campos de anomalia nem sempre representa a mudança do padrão espacial médio, na maioria dos casos indica o enfraquecimento ou fortalecimento do respectivo campo.

O período considerado neste trabalho (1982-2005) apresenta uma fase de anomalias predominantemente positivas, em meados de 1980, e outra negativa que inicia aproximadamente em 1997. Deste modo os anos considerados chuvosos entre 1982 a 1996, e os secos de 1994 a 2005.

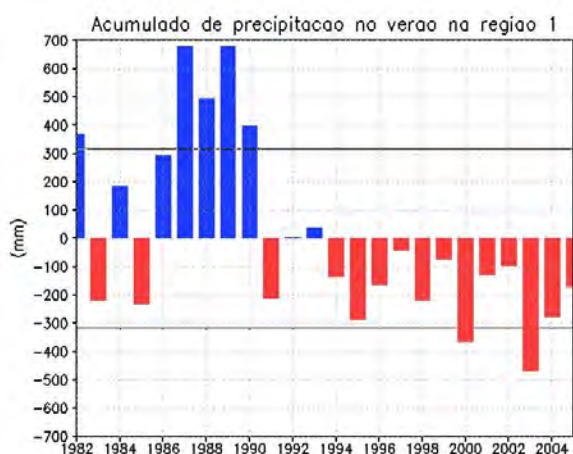


Figura 4.5.1 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de outubro a março para a sub-região 1 e desvio padrão do período de 1982 a 2005.

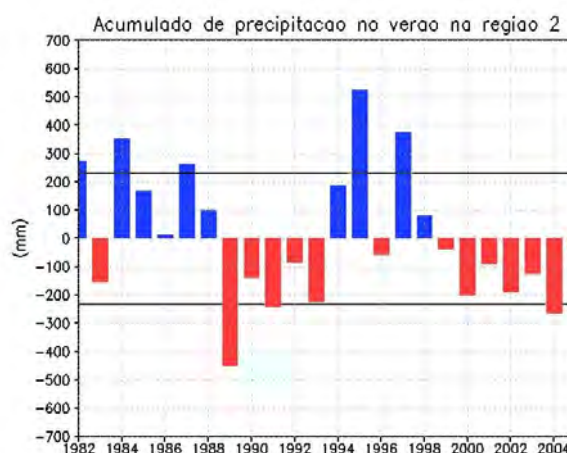


Figura 4.5.2 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de outubro a março para a sub-região 2 e desvio padrão do período de 1982 a 2005.

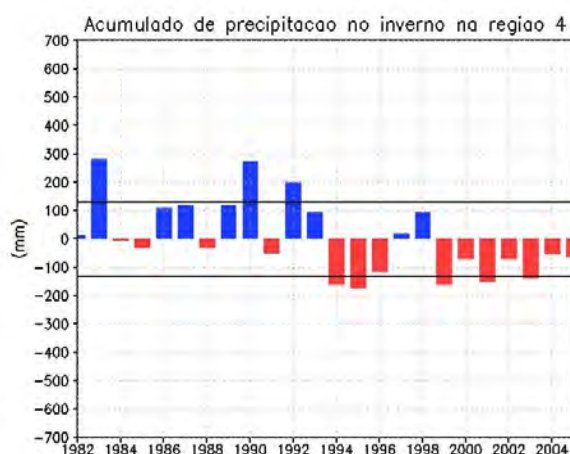
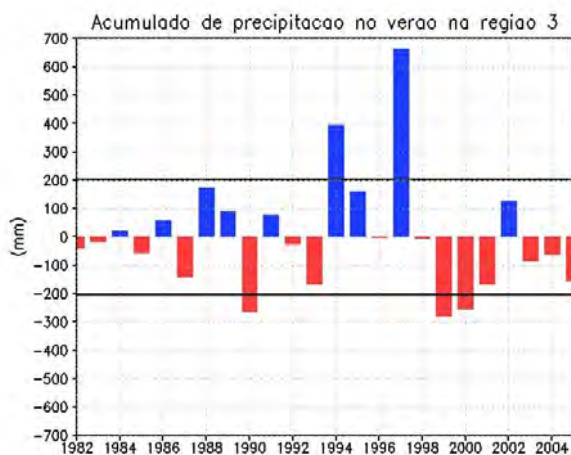


Figura 4.5.3 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de outubro a março para a sub-região 3 e desvio padrão do período de 1982 a 2005.

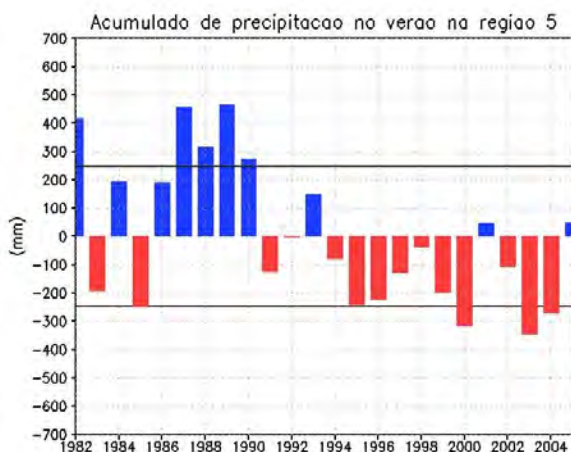


Figura 4.5.4 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de outubro a março para a sub-região 4 e desvio padrão do período de 1982 a 2005.

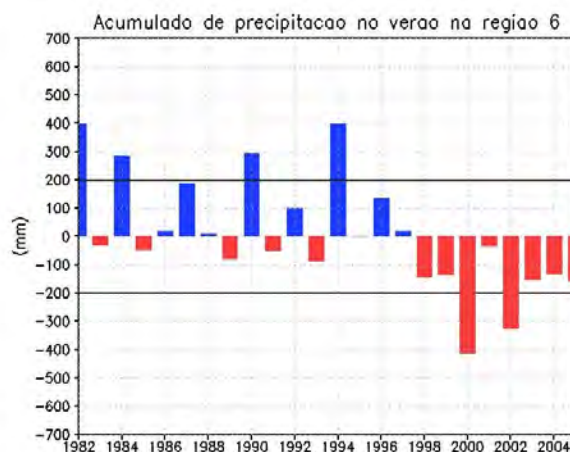


Figura 4.5.5 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de outubro a março para a sub-região 5 e desvio padrão do período de 1982 a 2005.

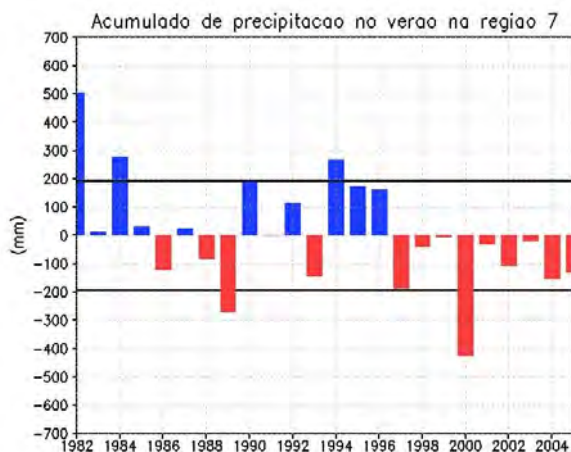


Figura 4.5.6 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de outubro a março para a sub-região 6 e desvio padrão do período de 1982 a 2005.

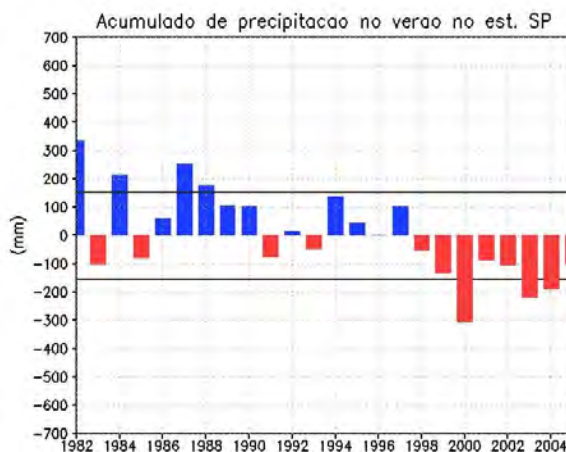


Figura 4.5.7 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de outubro a março para a sub-região 7 e desvio padrão do período de 1982 a 2005.

Figura 4.5.8 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de outubro a março para o est. de São Paulo e desvio padrão do período de 1982 a 2005.

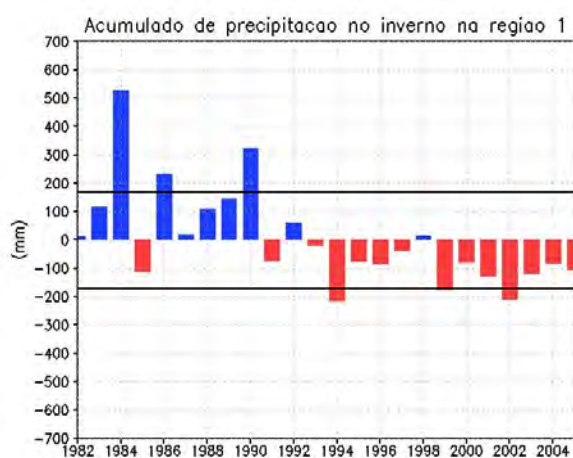


Figura 4.5.9 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de abril a setembro para a sub-região 1 e desvio padrão do período de 1982 a 2005.

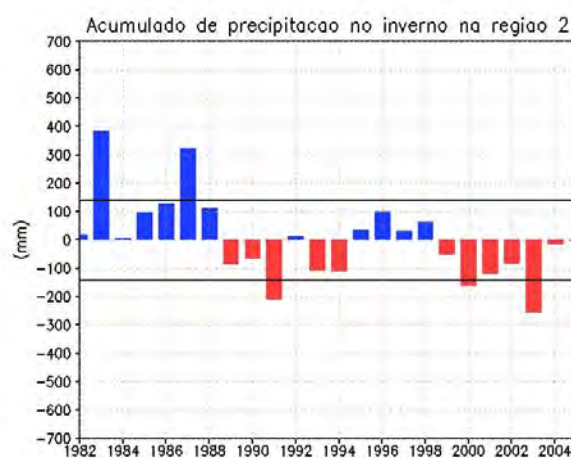


Figura 4.5.10 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de abril a setembro para a sub-região 2 e desvio padrão do período de 1982 a 2005.

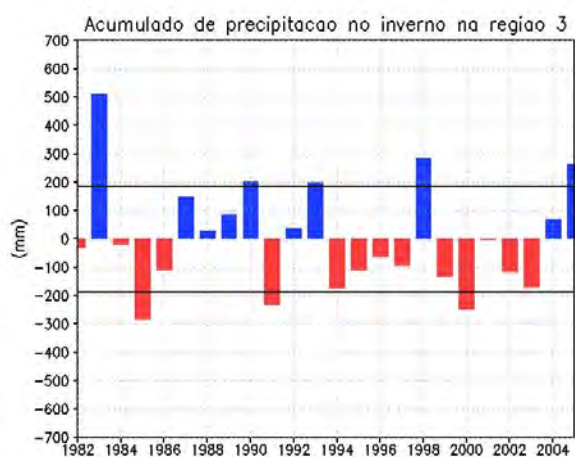


Figura 4.5.11 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de abril a setembro para a sub-região 3 e desvio padrão do período de 1982 a 2005.

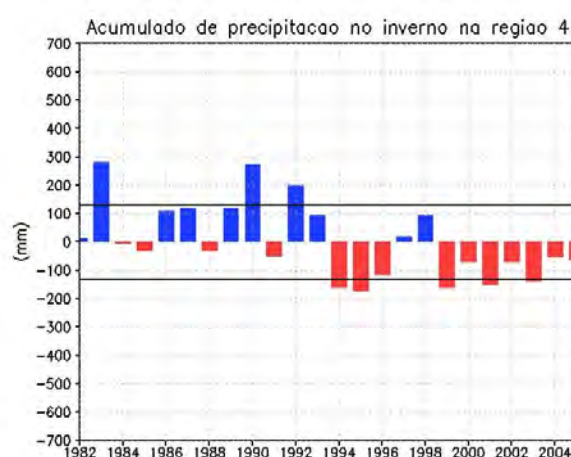


Figura 4.5.12 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de abril a setembro para a sub-região 4 e desvio padrão do período de 1982 a 2005.

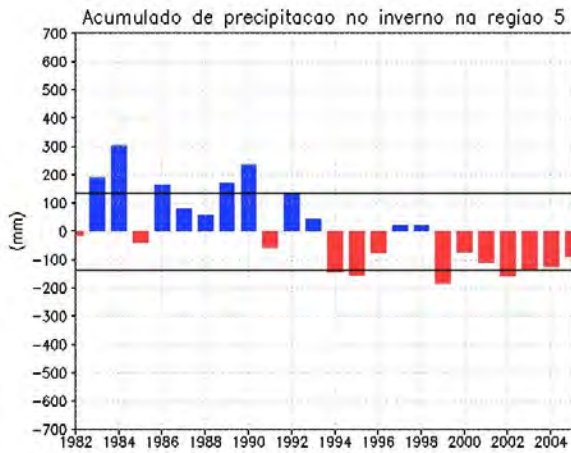


Figura 4.5.13 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de abril a setembro para a sub-região 5 e desvio padrão do período de 1982 a 2005.



Figura 4.5.14 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de abril a setembro para a sub-região 6 e desvio padrão do período de 1982 a 2005.



Figura 4.5.15 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de abril a setembro para a sub-região 7 e desvio padrão do período de 1982 a 2005.

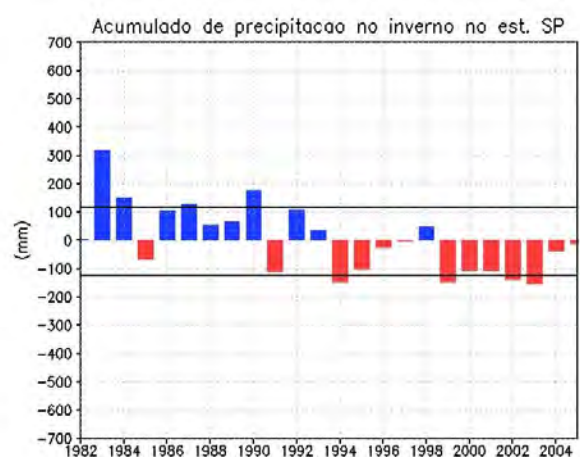


Figura 4.5.16 : Anomalias do acumulado sazonal da Precipitação de abril a setembro para o est. de São Paulo e desvio padrão do período de 1982 a 2005.

4.5.1 - Inverno Seco - 2001

O inverno de 2001 (Figura 4.5.17) foi classificado como seco, assim como os de 1994, 1999, 2000 e 2002 (Figuras 4.5.21, 4.5.22, 4.5.23, 4.5.24). O padrão espacial de TSM para os invernos citados anteriormente são semelhantes, têm campo homogêneo com anomalias intensas, negativas para 1999 e 2000, e positivas em 2001 e 2002. O padrão espacial da TSM no ano de 1994 tem anomalias negativas a norte da latitude 30°S (litoral de SC) e positivas ao sul do paralelo, deste modo diminuindo as diferenças entre as temperaturas do norte e sul a área considerada.

Com base no inverno de 2001 (figura 4.5.17), constata-se que o padrão atmosférico colaborou para os baixos valores de precipitação observados no estado de SP. Neste caso, houve anomalias positivas/negativas de divergência do ar em baixos/altos níveis, enfraquecendo o movimento vertical médio. O enfraquecimento do movimento vertical durante o inverno é um fato que ocorre normalmente devido ao sistema de monções.

Em 2000, 2001 e 2002 ocorreu uma intensificação do padrão divergente em superfície (850hPa), com anomalias positivas de divergência em baixos níveis em relação à média de inverno. Ou seja, no inverno destes anos a atmosfera mais divergente em baixos níveis contribuiu significativamente para valores de precipitação abaixo da média.

No início de 2001 a precipitação de verão na AMS foi inibida pela atuação de um VCAN sobre a região nordeste, que contribuiu para o bloqueio da passagem de sistemas frontais pelo centro e sudeste do Brasil, ocasionando excesso de chuva na região sul do país, já que as frentes não avançaram devido ao bloqueio (Drumond, 2005). As condições desfavoráveis para ocorrência de precipitação no sudeste do Brasil continuaram durante o inverno de 2001, caracterizando este ano com precipitação abaixo da média climatológica em todo o estado de SP. O oceano Pacífico Equatorial apresentou neste ano anomalias negativas de TSM, tendo sido

2001 classificado como La Niña moderada.

Em todos os meses de inverno (abr-set) de 2001 foi registrado número de frentes frias abaixo da média climatológica, exceto no mês de abril. Em sua maioria, foram caracterizados por sistemas fracos, influenciaram mais a precipitação da Região Sul do Brasil, e um pouco a precipitação do litoral do sudeste. As atuação sobre no interior do país restringiu-se apenas ao aumento da nebulosidade e chuviscos (Boletim Climanálise, 2001), o que resultou em uma estação com valores de precipitação abaixo da média para São Paulo.

Segundo Drumond (2005), anomalias de TSM positiva no OAS durante o verão podem estar associadas a eventos de seca no sudeste, exatamente como verificado em 2001. É possível que o aquecimento anômalo das águas do OAS adjacente à costa esteja associado à redução da passagem de sistemas frontais no inverno de 2001, produzindo anomalias negativas de precipitação no estado de SP.

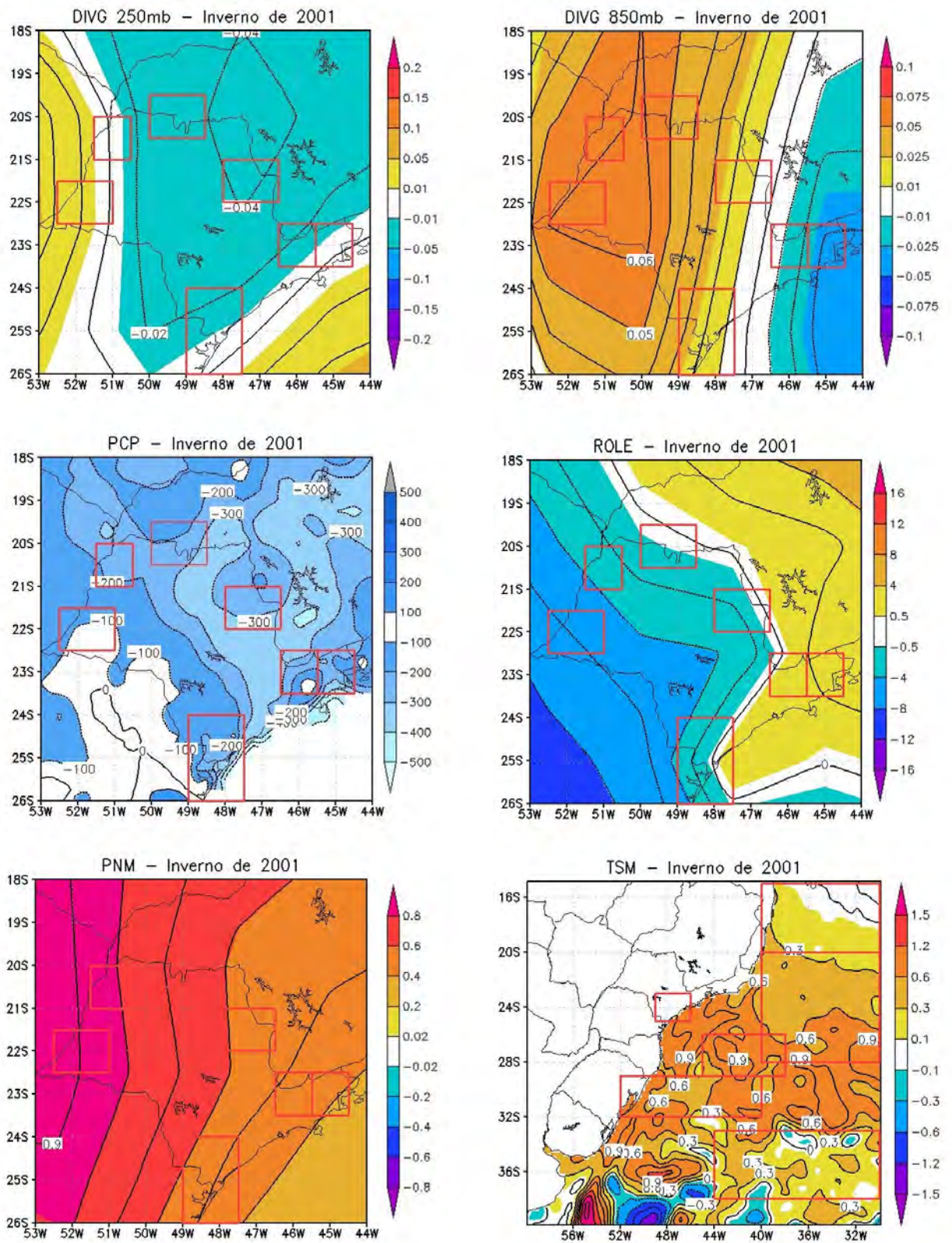


Figura 4.5.17: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de inverno (abril a setembro) de 2001.

4.5.2 - Verão Seco - 1999

Os verões (out-mar) secos aqui classificados são os que apresentaram volume de precipitação abaixo da média climatológica (verões entre 1982 e 2005). Sob este critério foram selecionados os verões de 1999, 2001, 2002, 2003 e 2004, tal como indicado nas Figuras 4.5.18, 4.5.25, 4.5.26, 4.5.27, 4.28. Os padrões oceânicos de TSM dentre os verões com menos chuva mostram diferenças significativas entre si, os campos de anomalia, três dos cinco anos analisados apresentam campo com anomalias negativas intensas de TSM.

Com a inversão do sinal da anomalia dos ventos entre continente e oceano, o que caracteriza o regime de monções na América do Sul, a atmosfera continental torna-se favorável à atividade convectiva no verão. Em 1999 a divergência em 250 e 850 hPa é característica da estação chuvosa, em baixos níveis há anomalias negativas acentuando ainda mais o padrão de convergência, e em altos níveis tem-se um enfraquecimento do padrão divergente, e embora haja condições para formação de nebulosidade, este ano registra anomalias negativas de precipitação de até 350 mm (Figuras 4.5.18).

Durante a estação chuvosa de 1999 estava estabelecida uma La Niña classificada de moderada a fraca. O posicionamento médio da ZCAS esteve a norte do estado de São Paulo (Minas Gerais) e os sistemas frontais não contribuíram positivamente para que o total precipitado neste verão ficasse próximo a média.

Anomalias positivas de TSM favorecem evaporação e a atividade convectiva de ZCAS (Nobre et. al, 2002), o ano de 1999 apresentou intensas anomalias negativas de temperatura no oceano até a latitude 22°S, o posicionamento da banda de nebulosidade e os baixos valores de precipitação podem estar associados ao padrão de TSM.

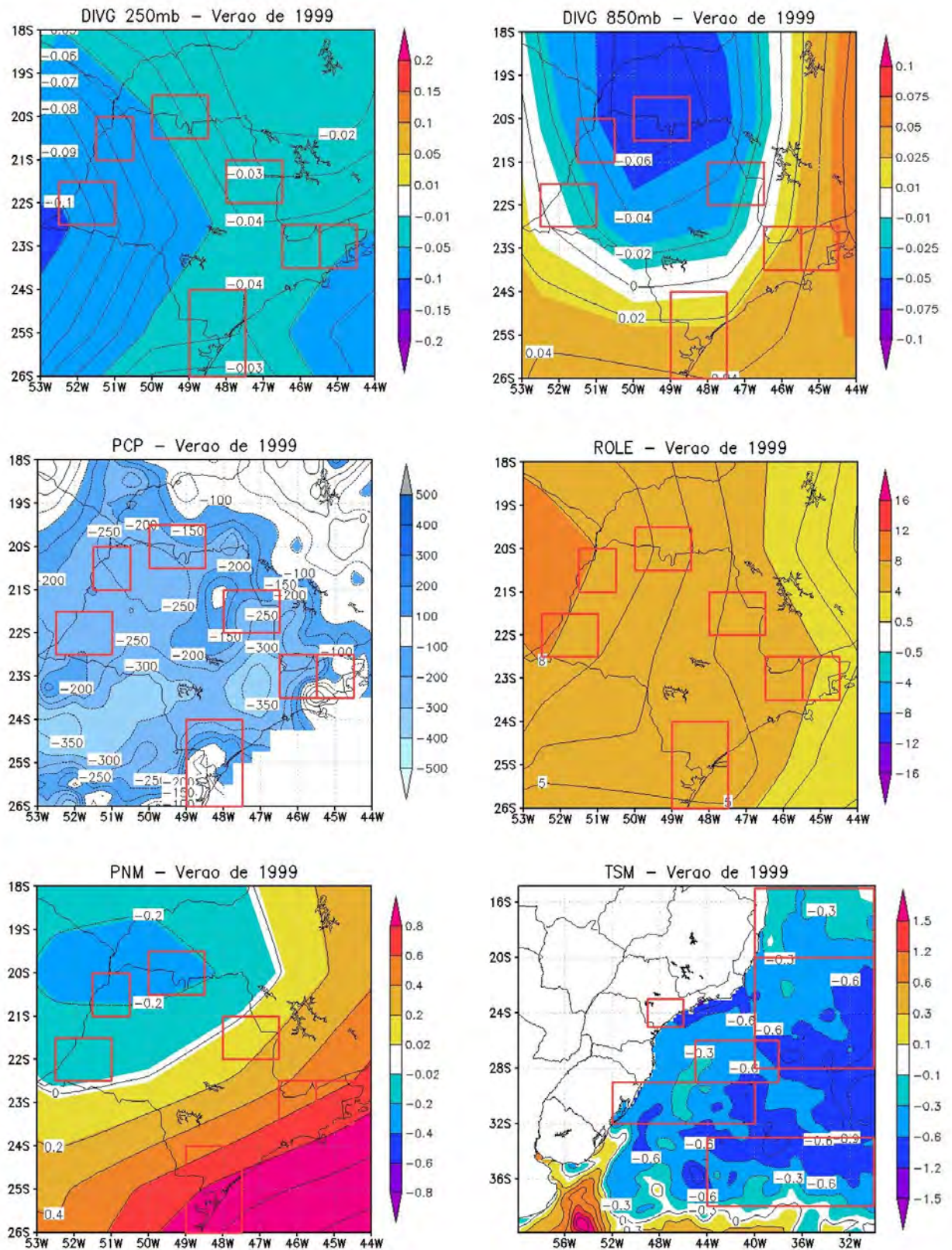


Figura 4.5.18: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de verão (outubro a março) de 1999.

4.5.3 - Inverno Chuvoso - 1988

O inverno (abr-set) de 1988 (Figura 4.5.19), com precipitação acima da média climatológica, tem distribuição espacial homogênea no oceano com anomalias negativas assim como no inverno seco (Figura 4.5.17). No período de 1982 a 2005, dentre os anos anômalos, os invernos chuvosos são menos frequentes. Os invernos de 1983, 1989 e 1995 (Figuras 4.5.29, 4.5.30, 4.5.31) são os considerados nesta seção, além do inverno de 1988 que ilustrará as características físicas oceânicas e atmosféricas de inverno chuvoso.

Neste período de 1986 a 1988 houve a ocorrência de eventos El Niño (EN) moderado, a região sudeste do Brasil não apresenta padrão bem definido de precipitação relativo à influência do EN. Localizada em zona de transição entre as latitudes extratropicais e tropicais, o estado de São Paulo fica no limite entre as anomalias negativas no norte e nordeste e positivas sul do País (Coelho e Ambrizzi, 2000). Em anos de EN muito fortes, o estado de SP chega a apresentar intensas anomalias positivas de precipitação, tal como ilustrado pelo ano de 1983 na Figura 4.5.29.

Padrão de divergência do ar em altos e baixos níveis, Figura 4.5.19, é desfavorável à formação de nebulosidade e, conseqüentemente, precipitação, porém verifica-se intensa atividade convectiva em 1988, acima da média climatológica. A maior parte do estado apresenta, para este inverno (1988), anomalias negativas de PNM, contribuindo para o aumento da precipitação, embora o padrão médio de indique a existência de altas pressão no leste do estado. As anomalias de ROLE indicam a presença de maior quantidade de nebulosidade que o esperado para a estação.

Tanto as anomalias negativas de TSM no OAS adjacente como as de PNM e de ROLE sobre o estado de SP podem estar associadas à passagem de frentes frias. No inverno de 2001 (inverno seco, seção 4.5.1), segundo o Boletim Climanalise (2001), o número de frentes frias que se deslocaram em direção ao

sudeste e parte central do País foi reduzido, o que, provavelmente, esteve associado ao padrão de anomalias positivas observado no OS em 2001.

Em 1988, segundo Andrade (2005), o número de passagens frontais esteve dentro da média climatológica, embora nos meses de abril e junho apresentaram número de sistemas frontais sobre a borda leste de São Paulo 50% acima da média (Lemos e Fisch, 2001), o que pode estar associado as anomalias negativas de TSM.

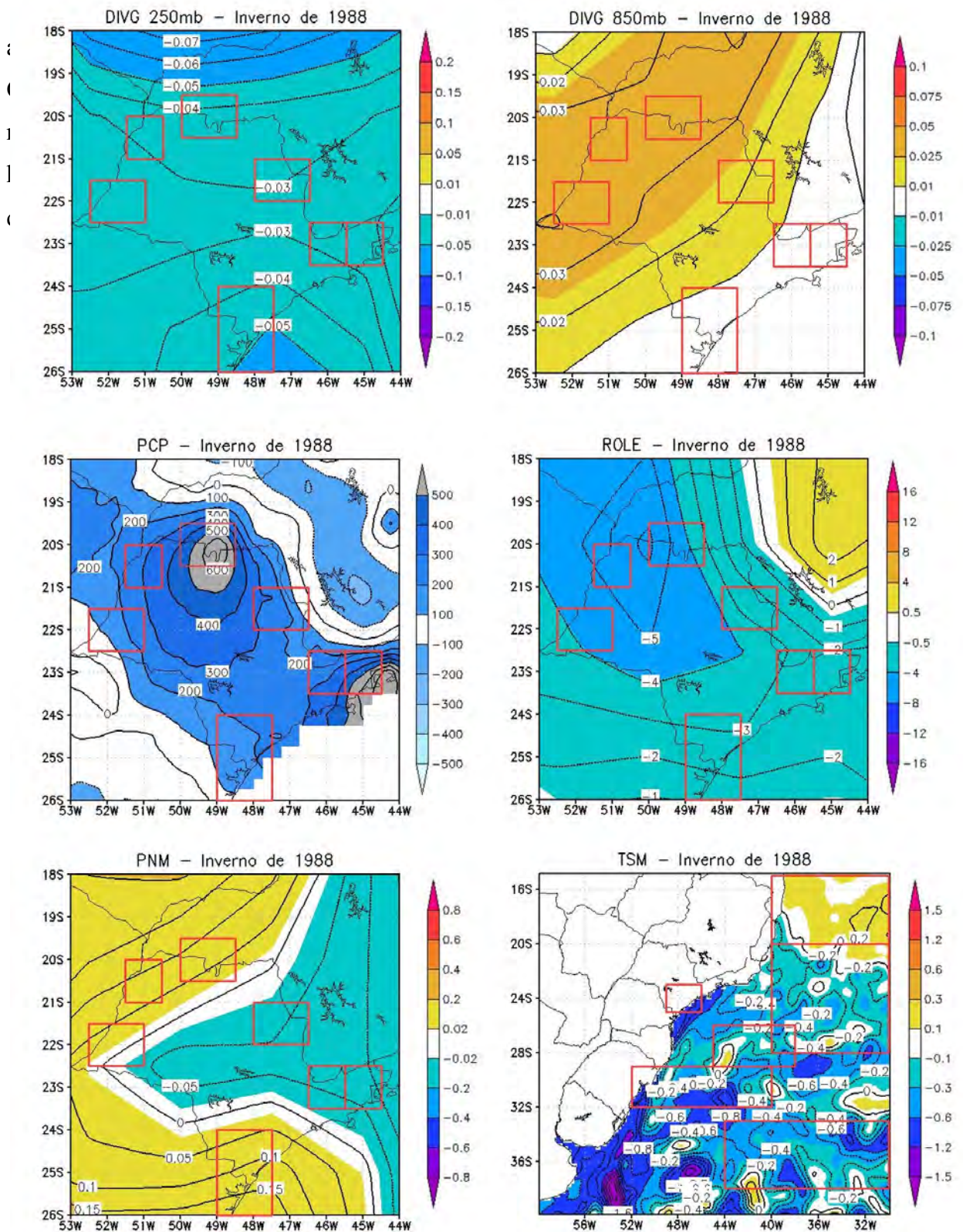


Figura 4.5.19: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de inverno (abril a setembro) de 1988.

4.5.4 - Verão Chuvoso - 1989

O verão classificado como chuvoso, do ano de 1989, tal como indicado na Figura 4.5.20, não apresenta eventos extremos em todo o estado de SP, assim como nos outros verões chuvosos, 1983, 1984 e 1996 (Figuras 4.5.32, 4.5.33, 4.5.34). A porção leste do estado apresenta valores de precipitação bem menos intensos do que a norte. A escolha de verões chuvosos é mais complexa do que a de invernos chuvosos devido à alta variabilidade espacial, em geral, da precipitação no estado durante o verão.

Os desvios positivos da precipitação no verão de 1989 não são explicados pela maior ou menor frequência de sistemas frontais, tal como no caso de inverno seco em 2001. Segundo Andrade (2005), o número de sistemas frontais no verão de 1989 ficou dentro da média, porém os meses de junho, julho e agosto estão acima da média mensal (Lemos e Fisch, 2001).

A principal área de atuação da ZCAS no verão deste ano foi observada sobre o estado de Minas Gerais, caracterizando teoricamente mais uma condição desfavorável aos desvios positivos de precipitação. Embora os valores médios de divergência do ar em altos e baixos níveis não deixem dúvidas sobre movimentos de ascensão do ar e umidade nestes níveis, foram observadas anomalias de divergência do ar que desfavoreceram movimentos de ascensão do ar e, portanto, de formação de nebulosidade e precipitação.

Mesmo com condições desfavoráveis para anomalias positivas de precipitação, o estado de SP presenciou neste verão de 1989 o aumento da entrada de umidade proveniente do oceano pela intensificação da circulação anti-horária característica da Alta Subtropical do Atlântico Sul, Freitas e Silva Dias (2004) que explicam os desvios positivos de precipitação sobre o estado de SP.

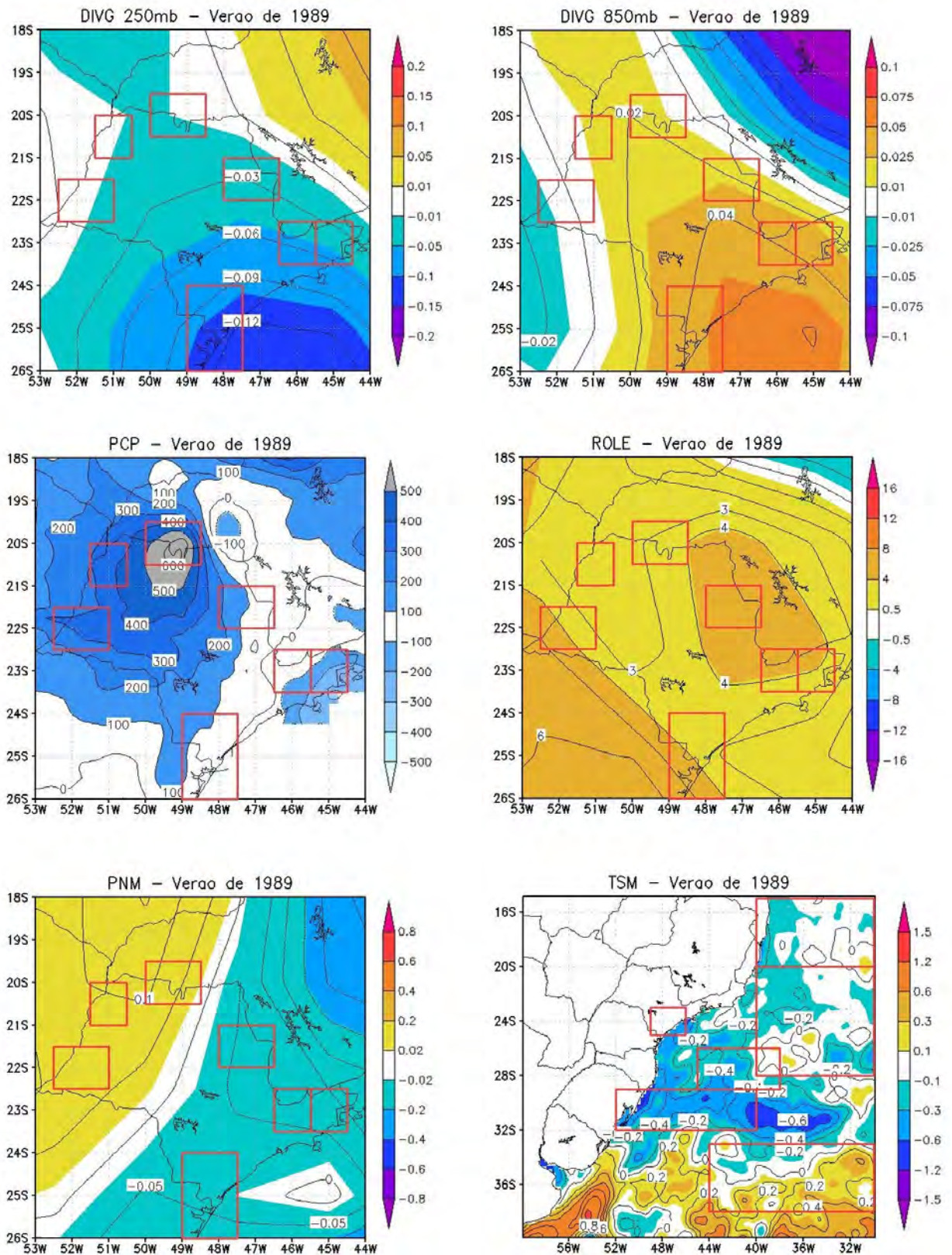


Figura 4.5.20: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de verão (outubro a março) de 1989.

Invernos Secos Considerados nesta análise – 1994, 1999, 2000, 2001*, 2002

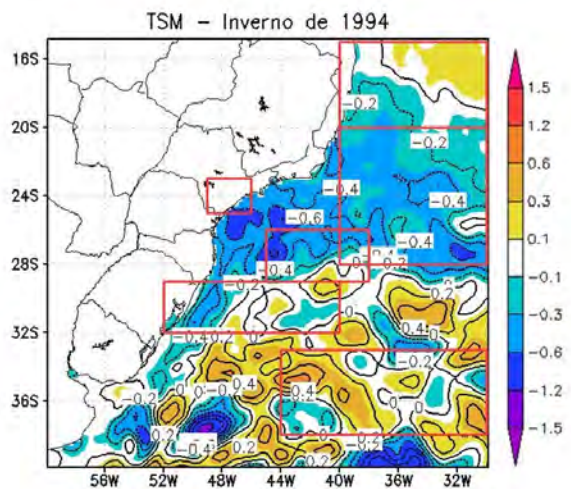
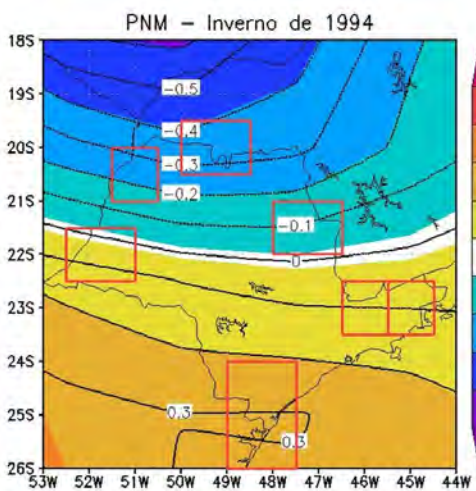
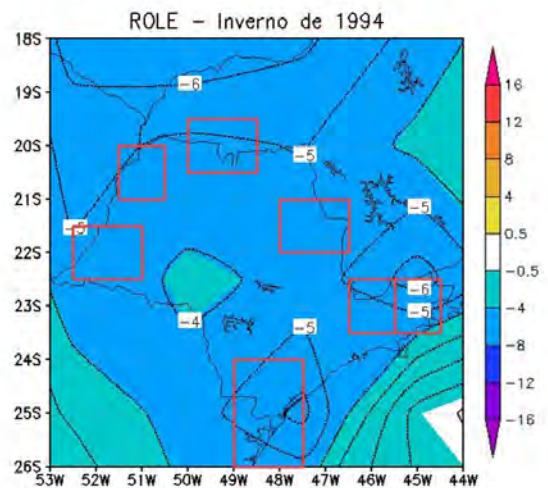
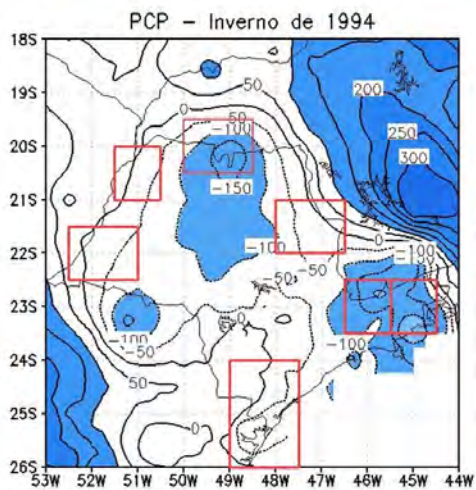
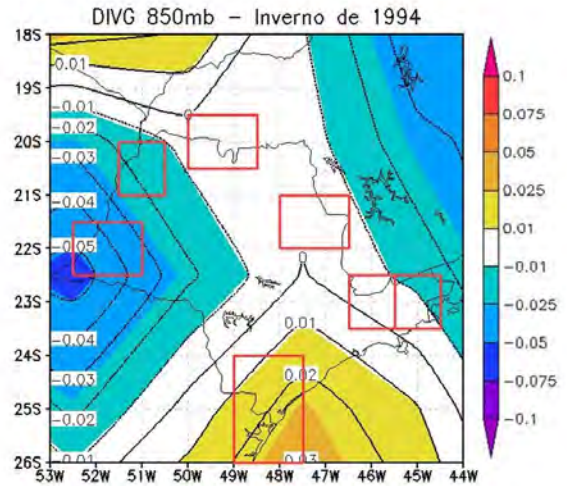
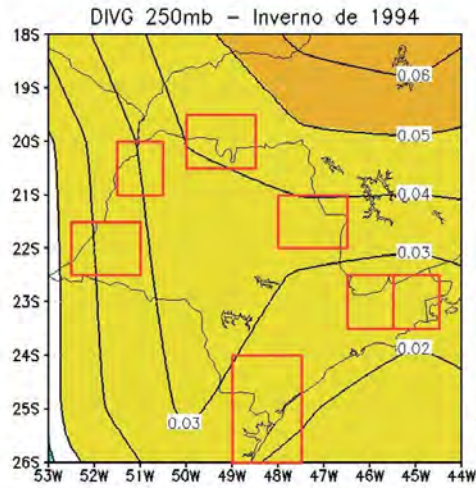


Figura 4.5.21: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de inverno (abril a setembro) de 1994.

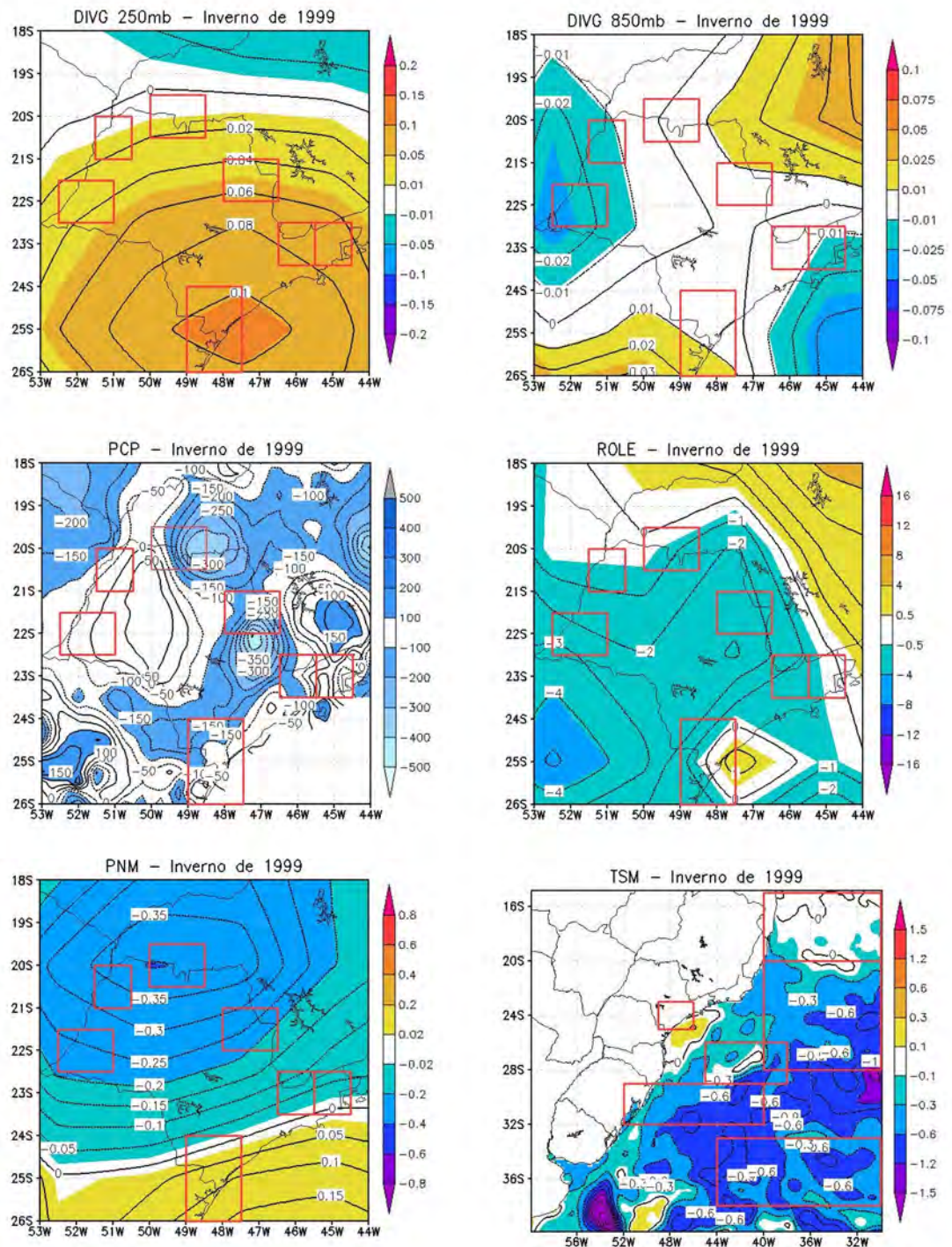


Figura 4.5.22: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de inverno (abril a setembro) de 2001.

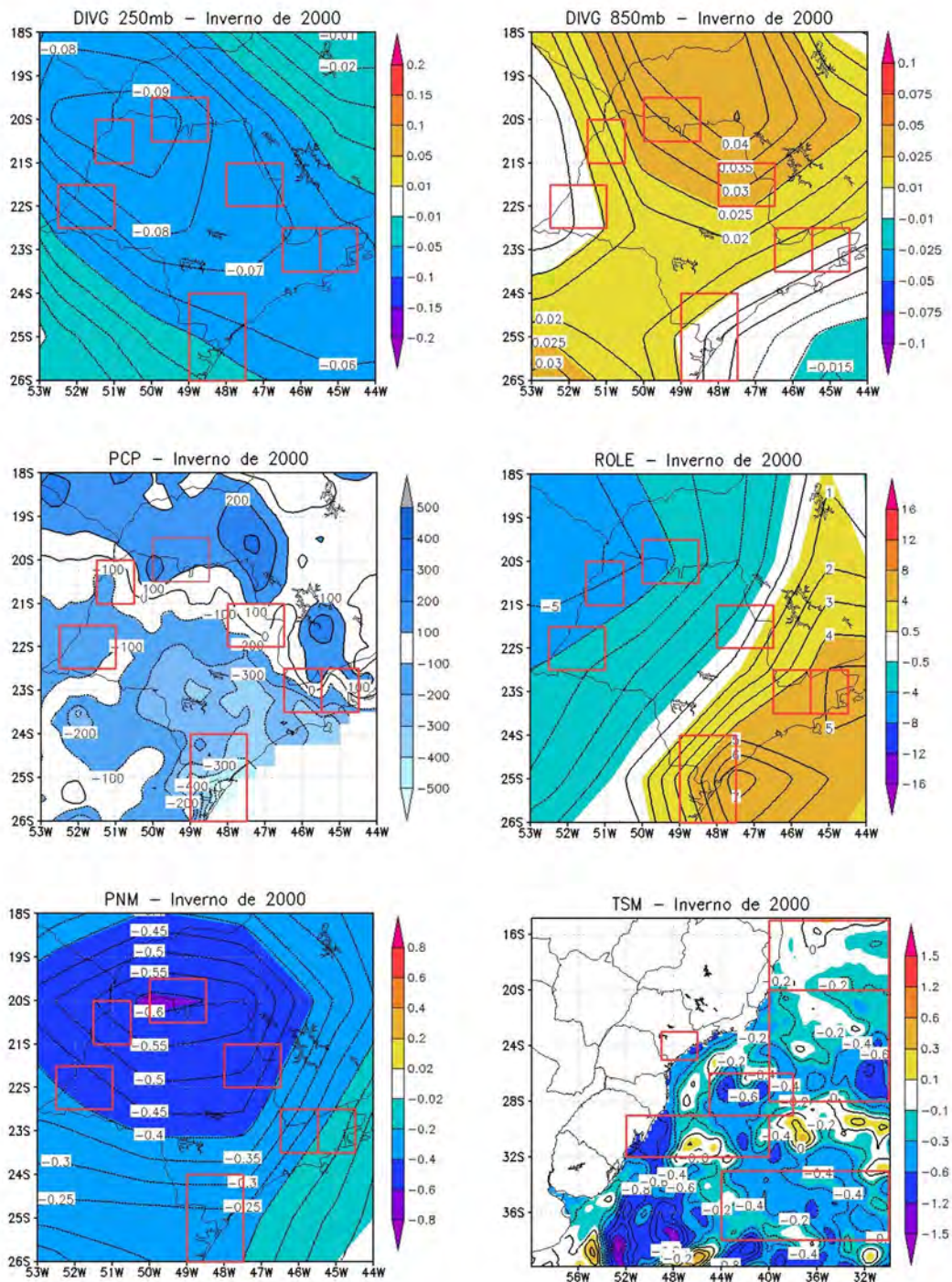


Figura 4.5.23: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de inverno (abril a setembro) de 2000.

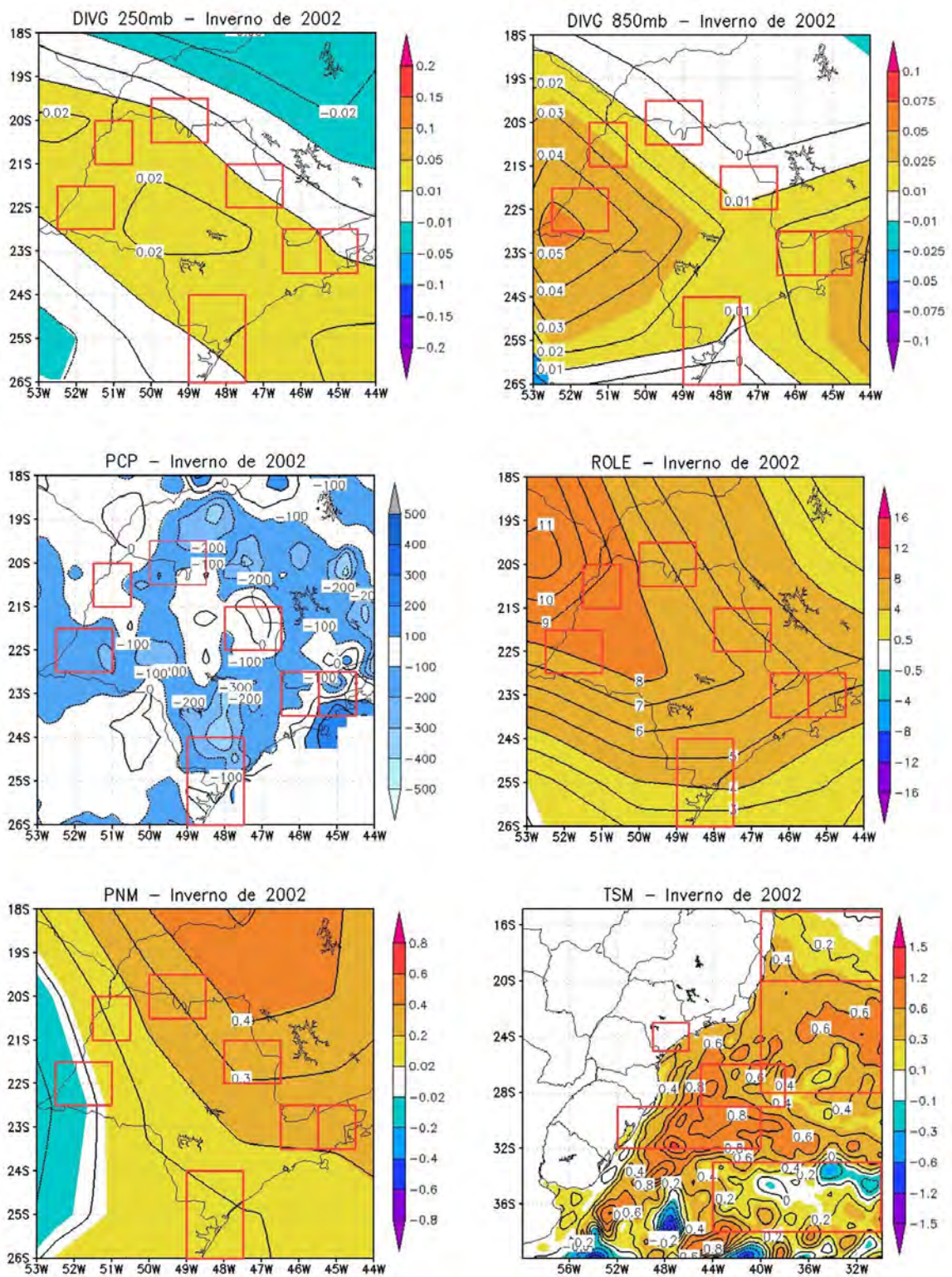


Figura 4.5.24: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de inverno (abril a setembro) de 2001.

Verões Secos Considerados nesta análise – 1999*, 2001, 2002, 2003, 2004

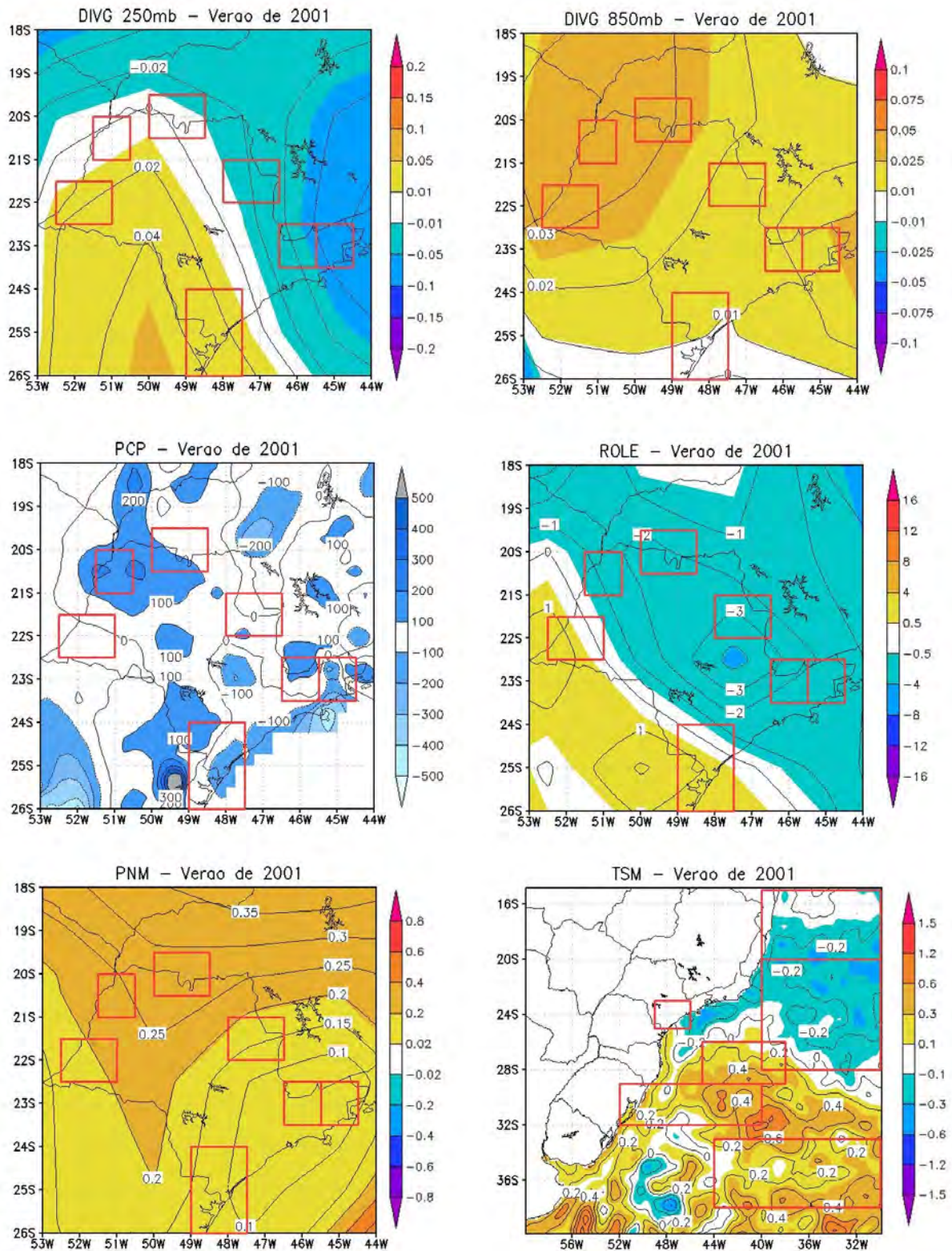


Figura 4.5.25: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de

precipitação do período de verão (outubro a março) de 2001.

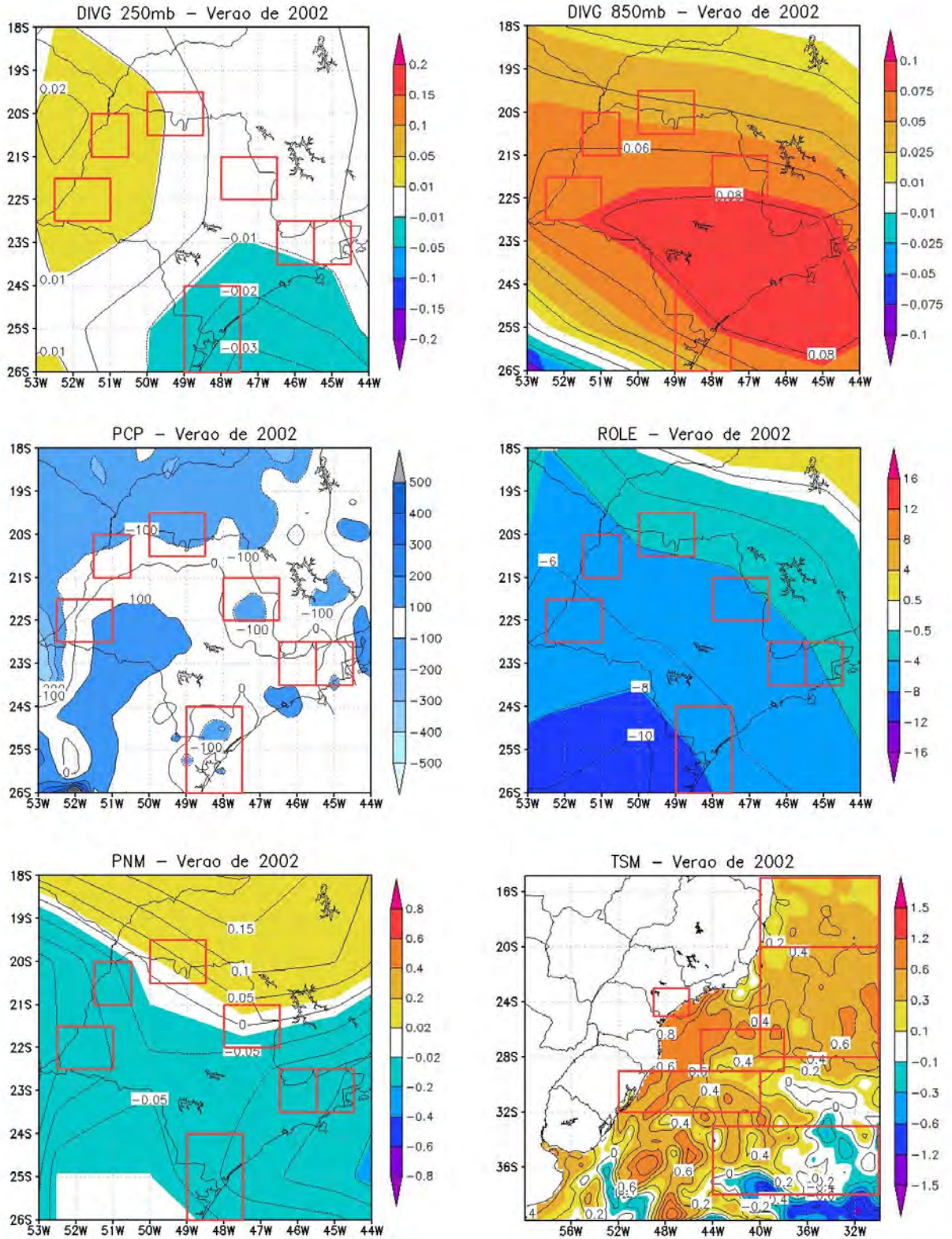


Figura 4.5.26: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de verão (outubro a março) de 2002.

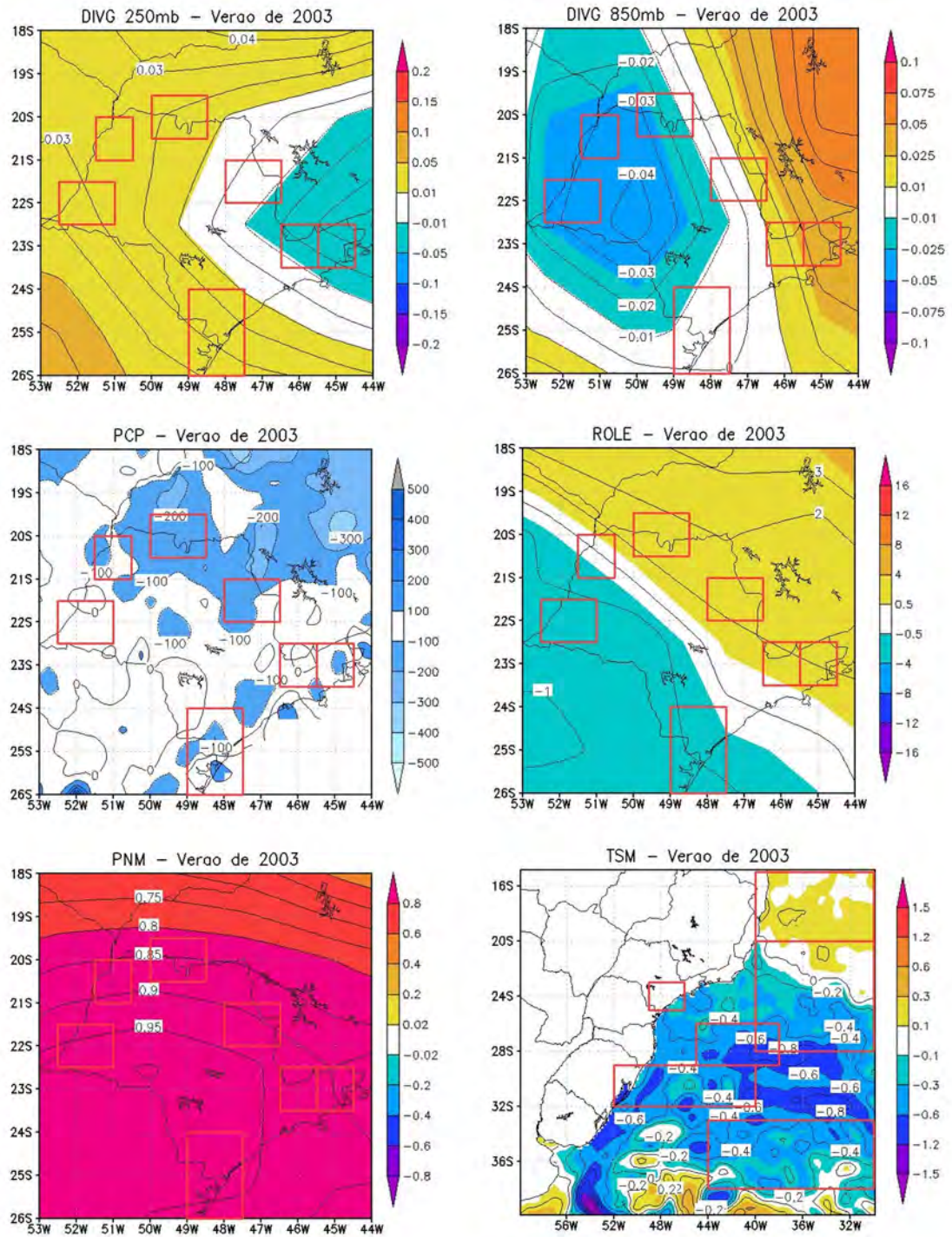


Figura 4.5.27: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de verão (outubro a março) de 2003.

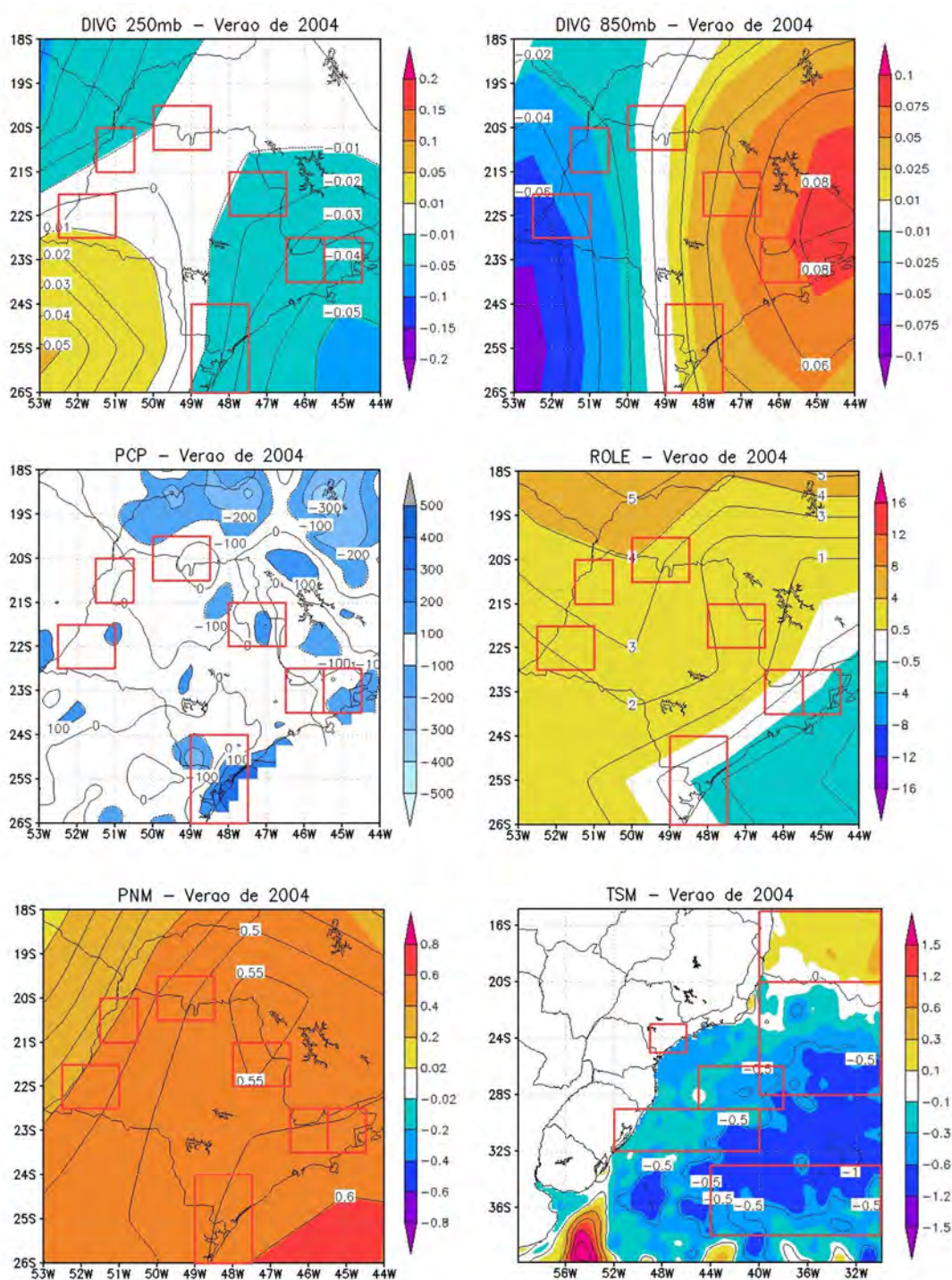


Figura 4.5.28: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de verão (outubro a março) de 2004.

Inverno Chuvosos Considerados nesta análise – 1983, 1988*, 1989, 1995.

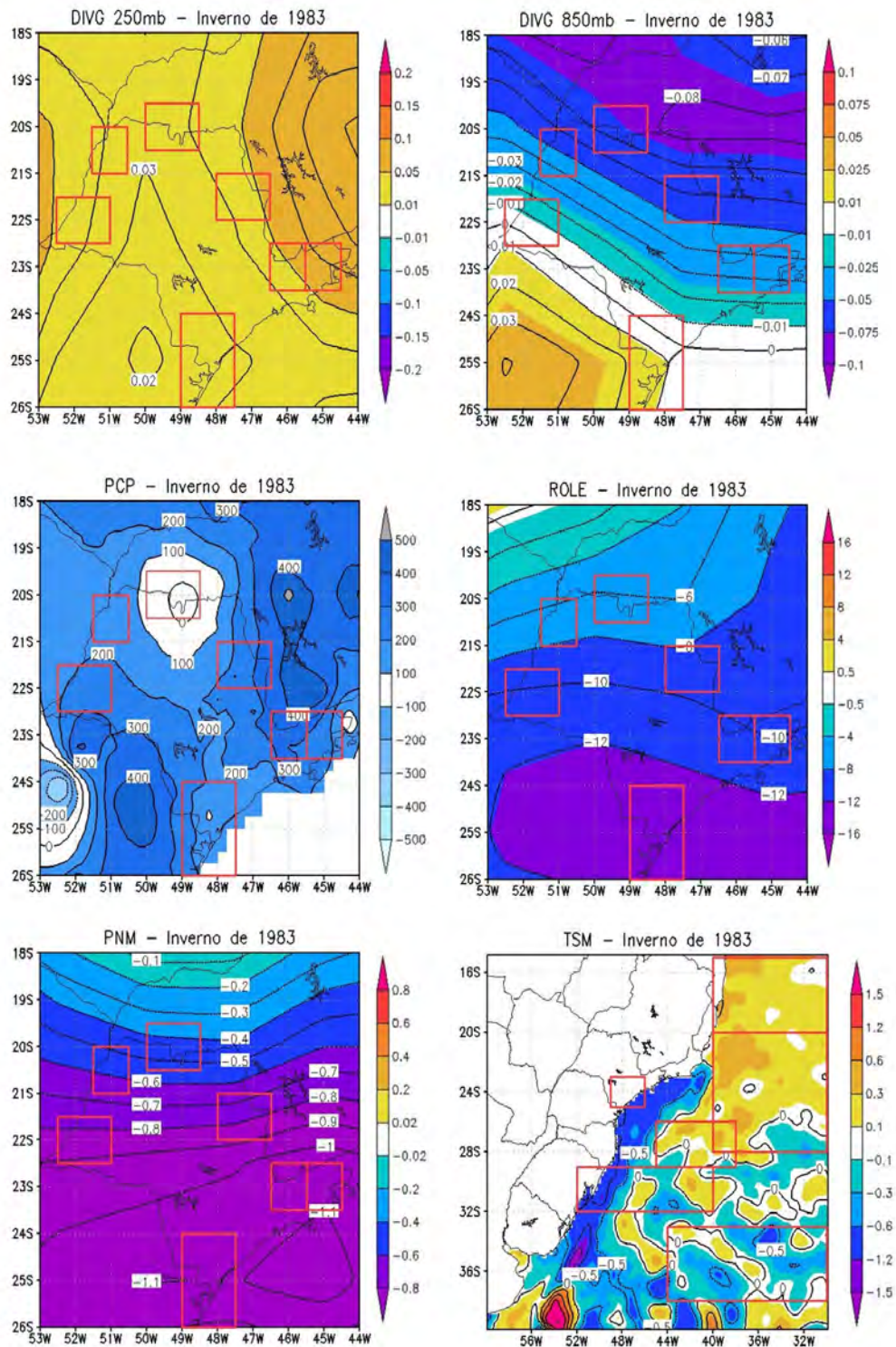


Figura 4.5.29: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de inverno (abril a setembro) de 1983.

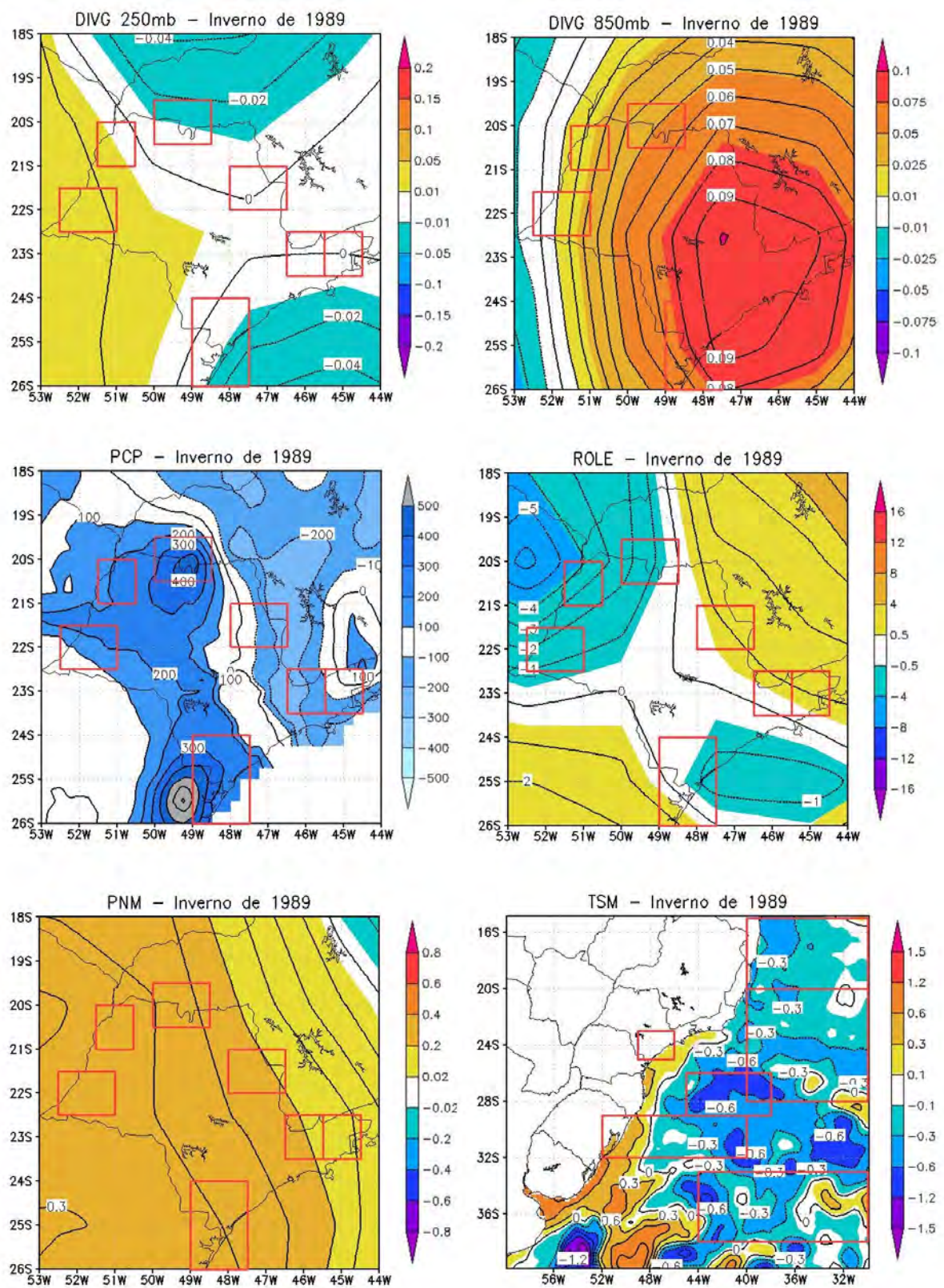


Figura 4.5.30: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de inverno (abril a setembro) de 1989.

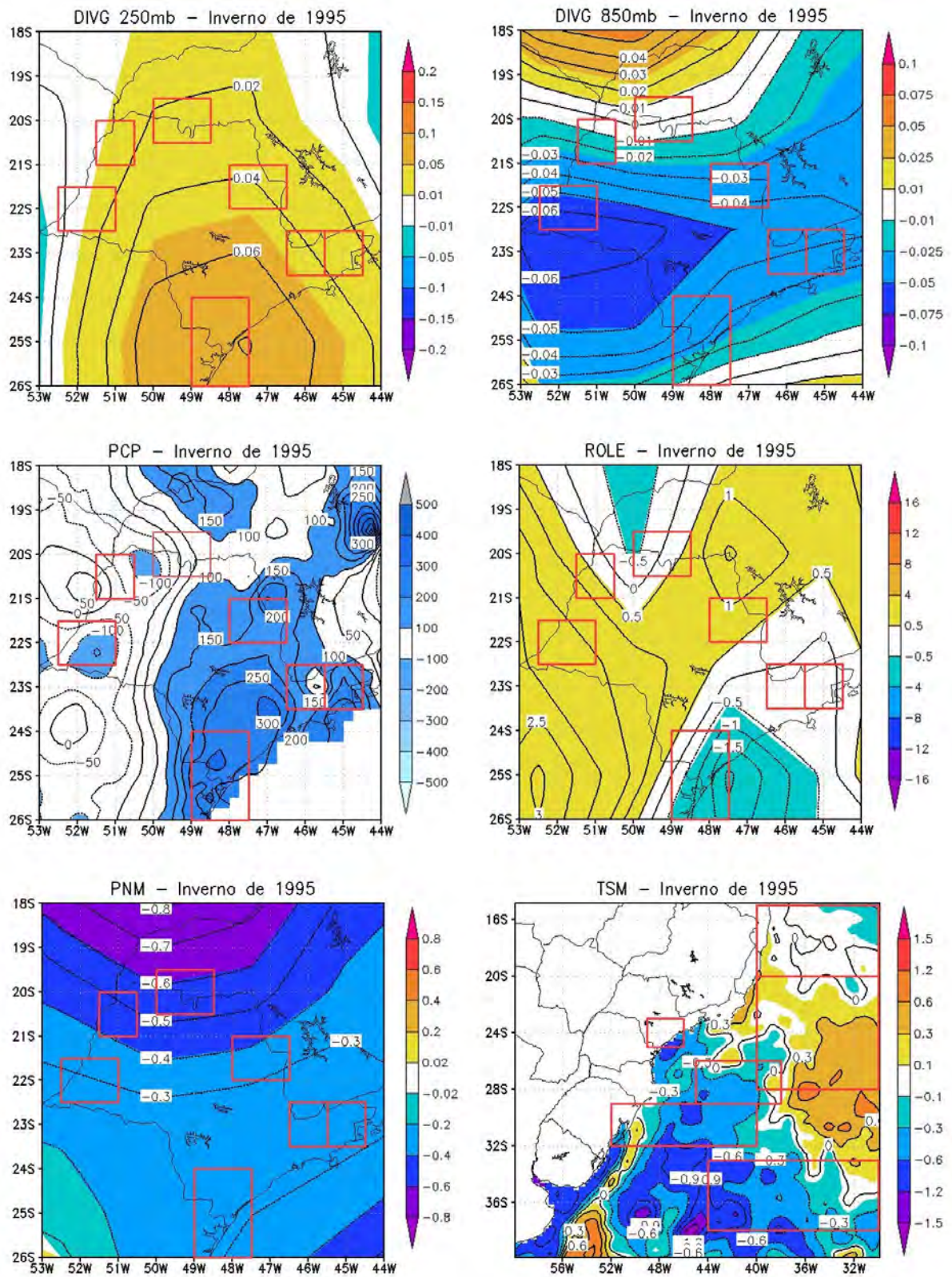


Figura 4.5.31: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de inverno (abril a setembro) de 1995.

Verões Chuvosos Considerados nesta análise – 1983, 1984*, 1989, 1996.

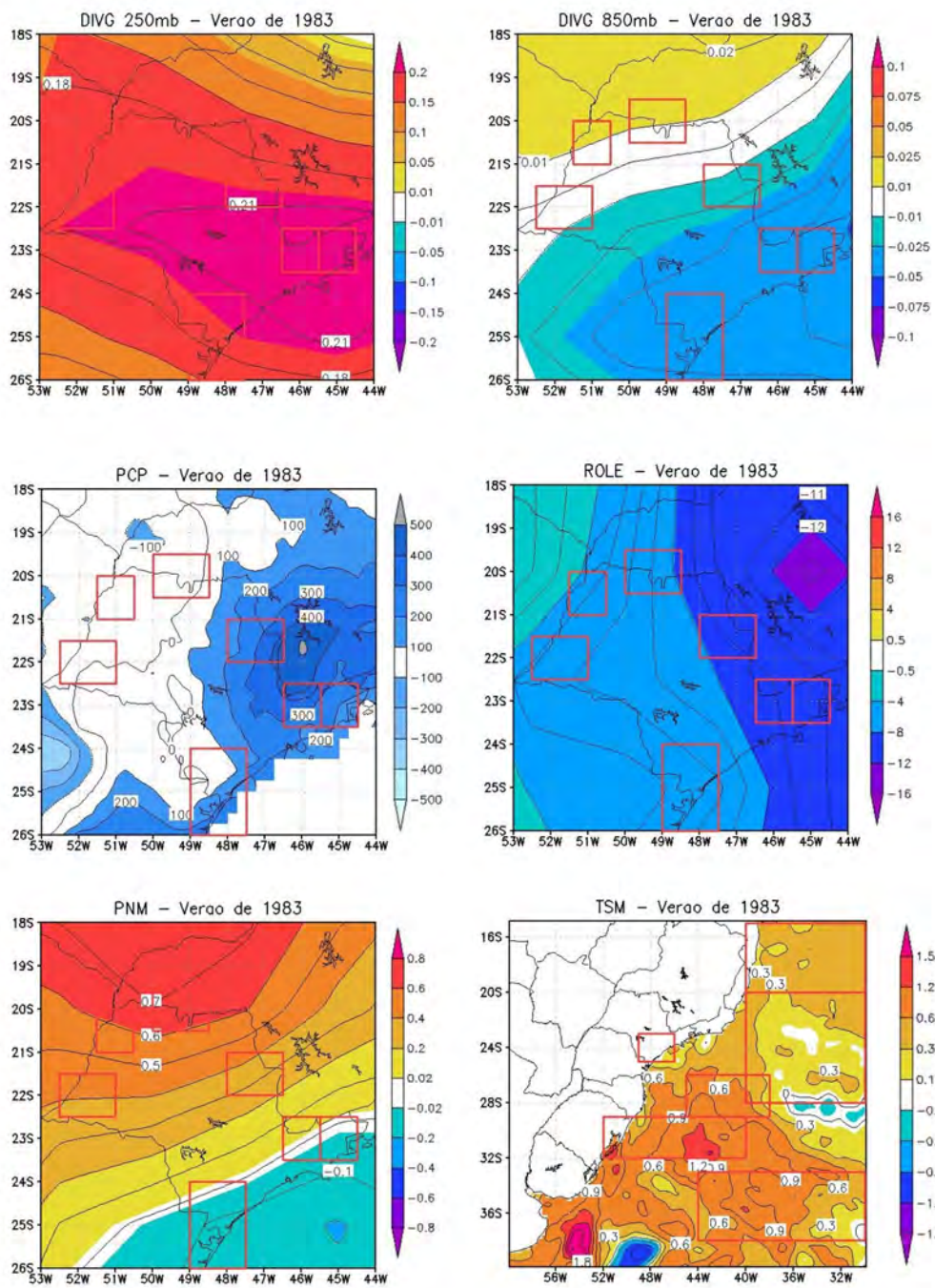


Figura 4.5.32: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de verão (outubro a março) de 1983

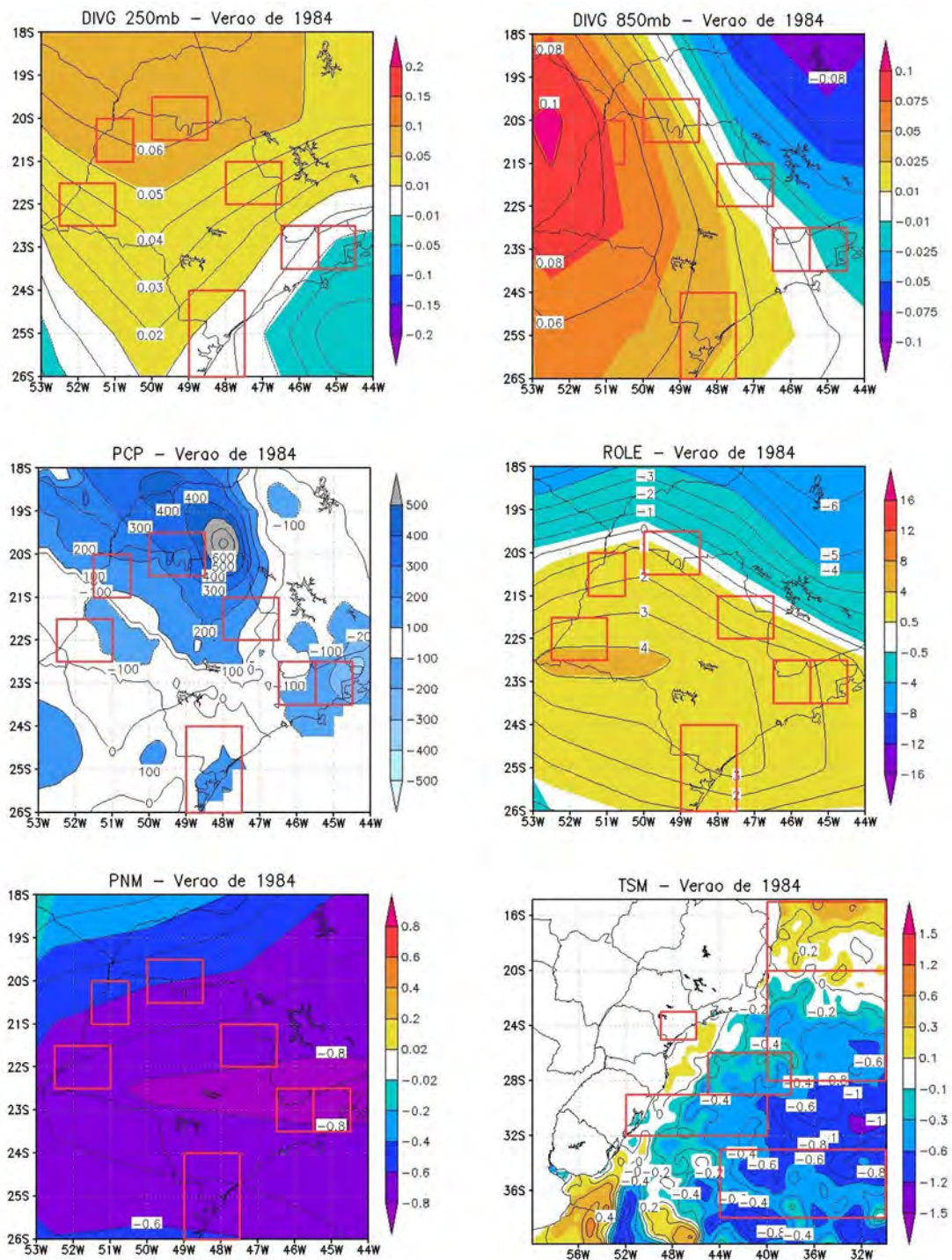


Figura 4.5.33: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de verão (outubro a março) de 1984.

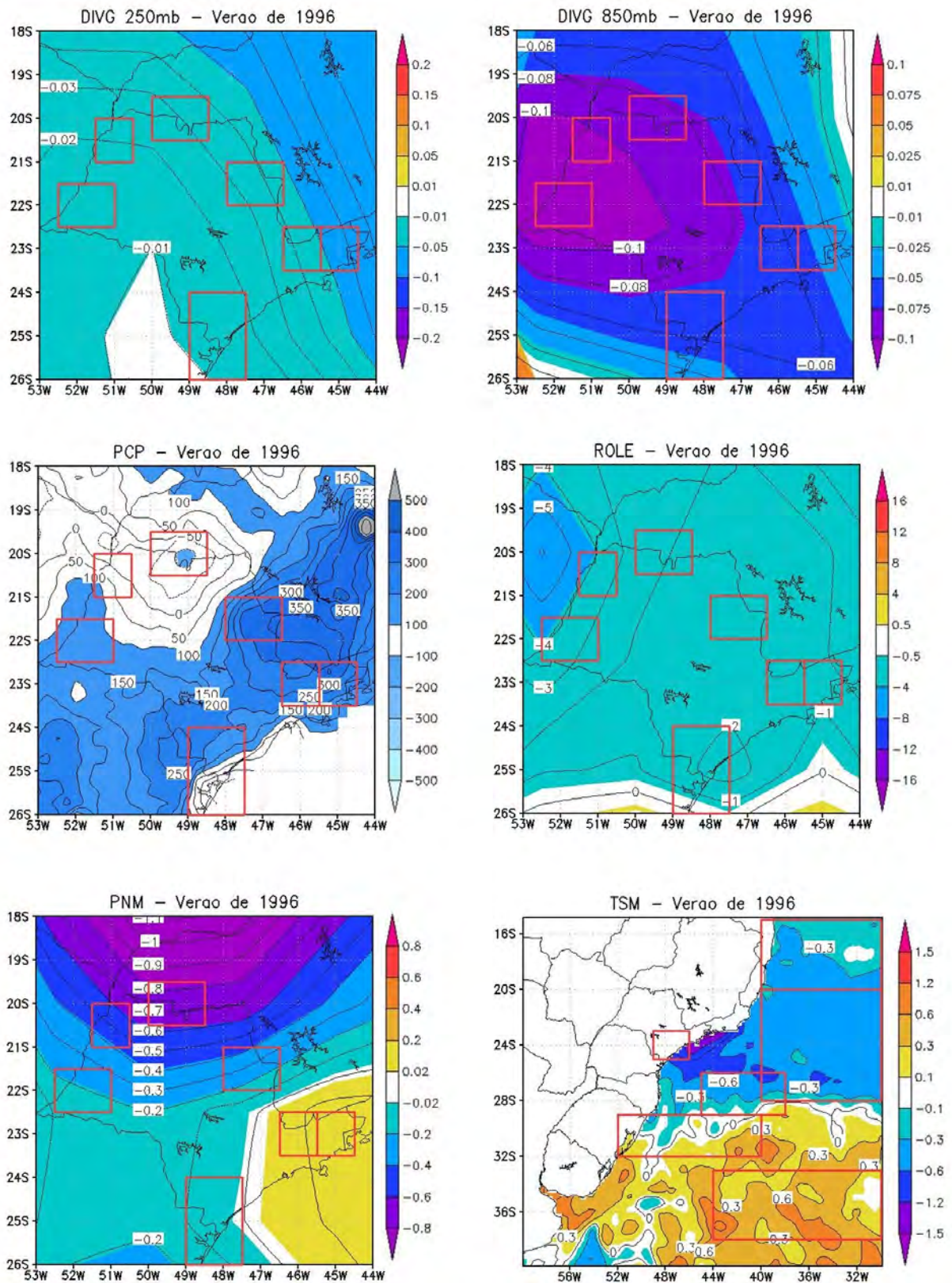


Figura 4.5.34: Média de Divergência (250 e 850 hPa), PNM, ROLE e TSM e acumulado de precipitação do período de verão (outubro a março) de 1996.

* Estudos de caso da na seção 4.5.

5 - Conclusões

As interações entre o oceano e a atmosfera constituem um dos aspectos do sistema climático. O uso de metodologias específicas auxiliam a identificação de algumas dessas relações. Devido ao caráter transicional da precipitação no estado de São Paulo, optou-se por selecionar regiões homogêneas no continente e buscar uma associação entre sua variabilidade temporal e a de TSM no Oceano Atlântico Sul, que também foi subdividido em pequenas áreas.

A primeira definição das áreas homogêneas foi baseada na posição geográfica, tanto na direção meridional como na zonal. Foram consideradas médias sazonais de precipitação e TSM para sub-áreas ao norte, ao sul, a leste e a oeste do estado de SP e do Oceano Atlântico Sul. A verificação da validade deste primeiro critério de subdivisão das áreas continentais e oceânicas foi feita com base na Análise de Componentes Principais (ACP).

Em geral, a subdivisão das regiões continentais e oceânicas com base na ACP permitiu a obtenção de valores maiores do coeficiente de correlação linear (com significância superior a 95%) entre as séries temporais de precipitação e ROLE e de TSM, na escala sazonal.

Os resultados do cálculo de correlação linear com defasagem temporal entre o comportamento oceânico e continental não apresentaram significância estatística superior a 95%, portanto, não foram considerados nas análises deste estudo. Dos resultados obtidos nos trabalhos de Cardoso e Silva Dias (2004) e Cardoso (2005) destacam-se a existência de correlações significativas (com significância superior a 95%) entre dados com defasagem temporal, entre o Oceano Atlântico Sul e a precipitação no estado de SP. Neste caso, os resultados foram obtidos para dados na escala anual e para o trimestre formado pelos meses março-abril-maio, no período de 1961 a 1995. Desta forma, as diferenças obtidas entre os estudos citados e o ora apresentado podem ter origem tanto na escala temporal como no período considerados.

De forma geral, os resultados obtidos neste estudo indicam a existência de correlação linear estatisticamente significativa (superior a 95%) entre as médias sazonais de TSM e as de precipitação. Os cálculos do coeficiente de correlação linear realizados entre as séries dos coeficientes de expansão temporal da ACP aplicada aos dados de TSM do Oceano Atlântico Sul e aos dados de precipitação do estado de São Paulo também evidenciam associação entre seus comportamentos, tanto na escala sazonal quanto na mensal.

A subdivisão do estado em sub-regiões permitiu identificar a variabilidade espacial e temporal existente nesta área, particularmente na sazonal. Os anos que apresentam extremos de precipitação, em geral, contribuem fortemente para este aspecto uma vez que nem todas as sub-regiões apresentam o mesmo sinal.

A tentativa de associação entre o comportamento do Oceano Atlântico Sul e o da precipitação no estado de SP foi realizada para estações chuvosas e secas. No inverno, os maiores valores do coeficiente de correlação linear, $|r| < 0,50$, com significância superior a 95%, foram encontrados para a TSM das áreas oceânicas 'E', 'F' e 'G', localizadas na faixa latitudinal correspondente ao litoral da Região Sul do Brasil, tal como indicado na Figura 4.5.1.

Durante o inverno, a precipitação sazonal de todas as sub-regiões do estado esteve negativamente correlacionada com a TSM das áreas 'E', 'F' e 'G' do oceano, exceto a precipitação da sub-região 6, a nordeste do estado de SP. Desta forma, pode-se dizer que em períodos de inverno caracterizados por anomalias negativas (positivas) de TSM nas áreas oceânicas 'E', 'F' e 'G', ocorrem, por vezes, anomalias positivas (negativas) de precipitação em todo o estado de SP.

Para os dados de verão, a TSM das áreas oceânicas 'E' e 'F' são positivamente correlacionadas à precipitação das sub-regiões 2, 6 e 7, localizadas no setor leste do estado (Figura 4.5.1). Desta forma, verifica-se que, durante o verão, a possível influência do oceano na precipitação continental restringe-se ao setor leste do estado, em oposição ao observado no caso de inverno.

A maior dificuldade de identificação de um padrão espacial de associação entre o

comportamento do Oceano Atlântico Sul e a precipitação em todo o estado de SP, é no verão, que pode estar relacionada à maior variabilidade espacial da precipitação observada durante esta estação do ano, o que é consequência da atuação de vários sistemas precipitantes.

A TSM das áreas oceânicas localizadas nas porções norte ('H' e 'K') e sul ('I' e 'L') correlaciona-se com a precipitação do estado de SP, mas em um número menor de sub-regiões, em comparação às áreas da zona central oceânica ('E', 'F' e 'G'). A precipitação de inverno das sub-regiões 2, no litoral norte do estado, e 4, no extremo sudoeste, apresenta correlação negativa com a TSM das áreas oceânicas mais ao sul ('I' e 'L'). Durante o verão, os valores significativos do coeficiente de correlação entre a TSM das áreas 'I' e 'L' e a precipitação da sub-região 7, área da RMSP, são positivos. A TSM das áreas oceânicas mais ao norte do Oceano Atlântico Sul ('H' e 'K') apresenta correlação negativa durante o inverno apenas com a precipitação das sub-regiões 6 e 7, no leste paulista (Figura 4.5.3).

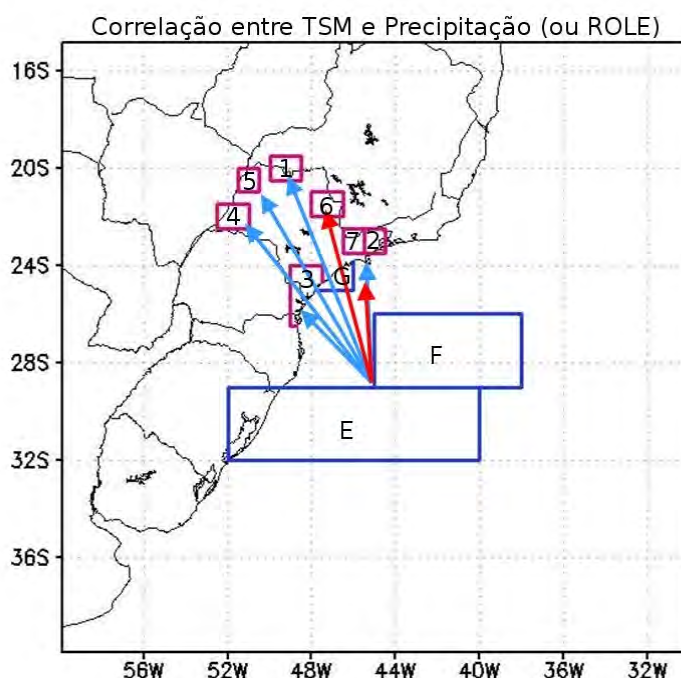


Figura 4.5.1: Áreas da parte central do OAS ('E', 'F' e 'G') cujos valores de TSM apresentam correlação linear significativa (> 95%) com a precipitação das sub-regiões no continente. As setas azuis representam

correlações significativas obtidas para o período de inverno e as vermelhas, para o período de verão. As correlações obtidas para o inverno são sempre negativas e, para o verão, sempre positivas.

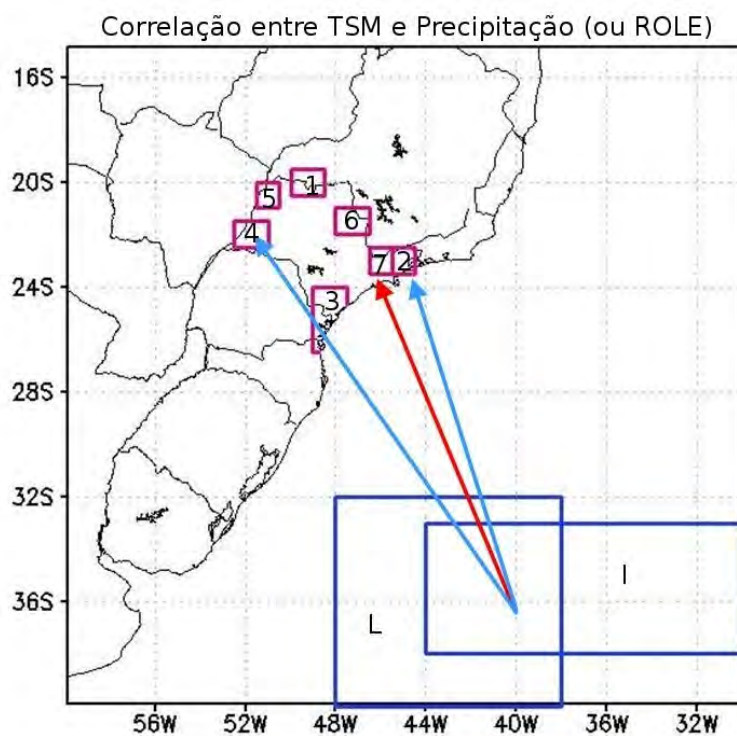


Figura 4.5.2: Áreas da parte sul do OAS ('I' e 'L') cujos valores de TSM apresentam correlação linear significativa (> 95%) com a precipitação das sub-regiões no continente. As setas azuis representam correlações significativas obtidas para o período de inverno e as vermelhas, para o período de verão. As correlações obtidas para o inverno são sempre negativas e, para o verão, sempre positivas.

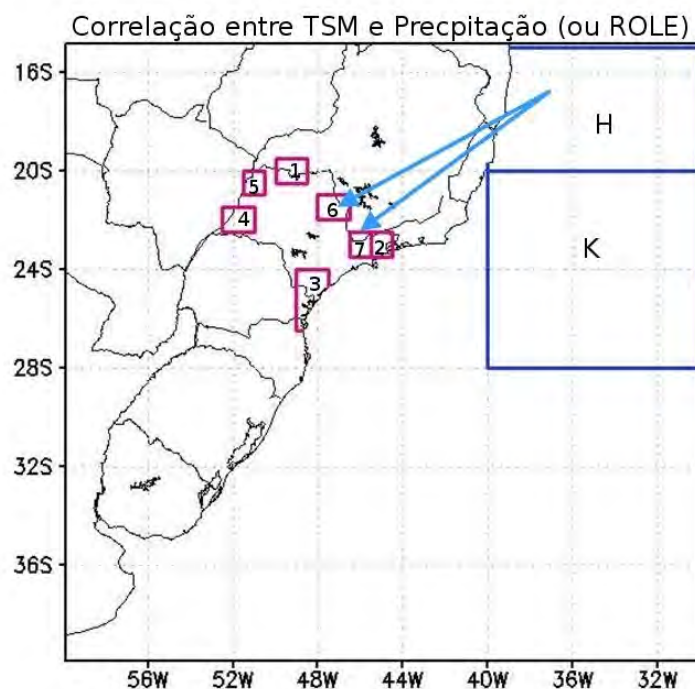


Figura 4.5.3: Áreas da parte central do OAS ('H' e 'K') cujos valores de TSM apresentam correlação linear significativa (> 95%) com a precipitação das sub-regiões no continente. As setas azuis representam correlações significativas obtidas para o período de inverno e as vermelhas, para o período de verão. As correlações obtidas para o inverno são sempre negativas e, para o verão, sempre positivas.

A correlação sazonal da TSM com a precipitação em todos os casos significativos é negativa no inverno e positiva no verão. Ou seja, anomalias negativas de TSM, no inverno, estão associadas a anomalias positivas de precipitação no continente. Para os dados de verão, as anomalias negativas (positivas) de TSM estão associadas a anomalias também negativas (positivas) de precipitação no continente.

A aplicação da ACP na análise mensal descontínua, ou seja, para cada mês separadamente, permitiu a identificação de correlação significativa entre TSM e precipitação continental principalmente para os meses de verão (outubro a março). Do total de casos significativos da análise mensal descontínua 57% (correlação entre precipitação e TSM) e 77% (correlação entre ROLE e TSM) ocorreram em meses da estação chuvosa. Dos resultados obtidos para a precipitação e TSM médias nas sub-regiões continentais e nas áreas oceânicas, os casos de inverno apresentam os mais valores significativos que o verão. (Figuras 4.5.1, 4.5.2, 4.5.3).

Dentre os casos selecionados é possível destacar que os padrões de TSM estão associados principalmente a condições anômalas de divergência e convergência do ar, em alto e baixos níveis da atmosfera. Tais circunstâncias estão associadas a distintos padrões de precipitação em ambas as estações do ano.

Verões com chuva abaixo da média estão relacionados ao posicionamento médio da ZCAS, que em alguns anos se estabelece mais ao norte do estado, deste modo desfavorecendo a precipitação. O posicionamento da ZCAS sobre o OAS acompanha anomalias positivas de TSM, e no verão de 1999 o OAS apresentou anomalias negativas intensas neste período. O que desfavoreceu a atividade convectiva da ZCAS.

O número e a intensidade de sistemas frontais que atuam sobre o estado de São Paulo é responsável por uma parcela considerável do volume de chuvas, principalmente no período de inverno. Na estação seca, verifica-se que a correlação linear é sempre negativa, ou seja, quando há inverno seco/chuvoso no estado de SP, as águas do OAS adjacente estão mais quentes/frias que o normal. A diminuição da passagem destes sistemas no OAS, durante o verão, pode contribuir para a ocorrência anomalias positivas da TSM, o que está associado a períodos de seca no estado de São Paulo.

A aplicação desta metodologia em uma series temporais mais longas seria de grande valia, pois um maior número de possibilidades estariam disponíveis, como por exemplo a identificação de variabilidades de grande escala, e também para a análise de extremos. A inserção dos campos de vento e movimento vertical, na análise espacial, poderiam dar mais subsídio a esta análise, identificando a direção dos fluxos de umidade.

9 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAGÃO, José Oribe Rocha de . O Impacto do ENSO e do Dipolo do Atlântico no Nordeste do Brasil. Bull Inst Fr Études Andines, Grécia, v. 27, n. 3, p. 839-844, 1998.

AYRES, Ana Carolina. Variabilidade e Desastres Naturais da Região do Vale do Paraíba/SP : Passado e Futuro. (Dissertação de Mestrado) Universidade de Taubaté, Taubaté-SP, 2010.

BARROS, Vicente; CLARKE, Robin; SILVA DIAS, Pedro Leite. (Org) Climate Change in the La Plata Basin. 1.ed. Buenos Aires, Argentina: CIMA-CONACET – UBA, 2006.

BIASUTTI, M.; BATTISTI, D.S.; SARACHIK, E. S. The annual cycle over the tropical Atlantic, South America, and Africa. Department of Atmospheric Sciences, Washington, University of Washington, 2002.

BORGES, J.R.P. . O Processo de Avanço das lavouras de Cana-De_Açúcar em Assentaemnto Rural e Seus Impactos À Saúde Humana e ao Ambiente - Um estudo de percepção de riscos socioambientais. In: VI Congresso de Meio Ambiente da Associação Universidade Grupo de Montevideo, 2009, São Carlos. VI Congresso de Meio Ambiente da AUGM. São Carlos : UFSCAR, 2009.

BOMVENTI, Thiago; WAINER, I.; TASHETO, Andrea Sardinha. Relação entre radiação de onda longa, precipitação e temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico Tropical. Revista Brasileira de Geofísica, v. 24, p. 513-524, 2007.

CARDOSO, A.O.; SILVA DIAS, P.L. Avaliação da Influência da temperatura da superfície do mar no clima de inverno na cidade de São Paulo. Anais do XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Rio de Janeiro-RJ, 2000.

CARDOSO, Andrea O ; DIAS, P. L. S. . RELAÇÃO ENTRE A VAZÃO DE ALGUNS RIOS DO ESTADO DE SÃO PAULO E ANOMALIAS DE TSM NO ATLÂNTICO E PACÍFICO. In:

XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2002, Foz de Iguaçu. Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia. p. 1077-1086.

CARDOSO, Andrea O ; DIAS, P. L. S. . Identificação de trimestres extremos no regime pluviométrico no Sul e Sudeste do Brasil e relação com anomalias da TSM. Revista Brasileira de Meteorologia, v. 19, n. 1, p. 149-162, 2003.

CARDOSO, A O ; DIAS, P. L. S. . Variabilidade da TSM do Atlântico e Pacífico e Temperatura na Cidade de São Paulo no Inverno. Revista Brasileira de Meteorologia, aceito, v. 19 n.3, p. 307-324, 2004.

CARDOSO, Andréa de Oliveira ; CAVALCANTI, Iracema F ; DIAS, P. L. S. . O Modelo do CPTEC - COLA é Capaz de Reproduzir os Principais Modos de Variabilidade de Precipitação Sobre as Regiões Sul e Sudeste do Brasil. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004.

CARDOSO, A.O.; SILVA DIAS, P.L. Relações entre a TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico e as condições climáticas no sul e sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, IAG/USP, 2005.

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J.; DIAS, M. A. S.; SILVA, M. G. A. J. Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, 2009

CHAVES, R.R., P. NOBRE. Interactions between sea surface temperature over the South Atlantic Ocean and the South Atlantic Convergence Zone. Geophysical Research Letters, Estados Unidos da América, 2004

CLIMANÁLISE: Boletim de Monitoramento e Análise Climática. São Paulo, 1999, 2001. Mensal

COELHO, C.A.S.; AMBRIZZI, T. Determinação dos padrões de precipitação sobre a América do Sul em associação a TSM da Bacia do Pacífico equatorial durante períodos extremos de ENOS através da utilização de técnicas estatísticas multivariadas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, 2000, Rio de Janeiro. SBMET,

2000. 1 CD-ROM.

COELHO, C. A. S., FERRO, C. A. T., STEPHENSON, D. B, STEINSKOG, Methods for Exploring Spatial and Temporal Variability of Extreme Events in Climate Data. *Journal of Climate* 21:10, 2072-2092, 2008.

CONTI, J.B. Circulação secundária e efeito orográfico na gênese das chuvas na região lesnordeste paulista. *Série Teses e Monografias*, São Paulo, n. 18, 1975. 82 p.

COSTA NETO, P.L. de O. *Estatística*. São Paulo: Edgard Blücher, 1977.

DOTY, B. 1995. The Grid Analysis and display system. *GrADS Manual*. Institute of global Environment and Society/ Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies.

FERREIRA, Arthur Gonçalves - *Meteorologia Prática*. Ed. Oficina de Textos, São Paulo-SP, 2006.

DRUMOND, A. R. M. Anomalias de TSM no Hemisfério Sul e seu Impacto na Monção Sul Americana, Tese de Doutorado pelo IAG/USP, 2005.

FIGUEROA, S.; SATYAMURTI, P.; SILVA DIAS, P. L.; Simulation of the summer circulation over the South American region with an Eta coordinate model, *J. Atmos Sci*, 52, 1573-1584, 1995.

GANDÚ, A. W.; DIAS, P. L. S. . Impact Tropical Heat Sources on the South American Tropospheric Upper Circulation and Subsidence. *Journal of Geophysical Research*, Estados Unidos, v. 103, p. 6001-6015, 1998.

GARCIA, S. R. Variabilidade do Sistema de Monção da América do Sul: relações com a Oscilação Decadal do Pacífico. Dissertação de Mestrado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Ano de Obtenção: 2006.

GUSMÃO, A. Maria. Alta da Bolívia. *Climanálise – ed. Especial de 10 anos*, 1996.

GÓES, Marlos; CAMPOS, Cássio N.; TASCHETTO; Andréa S.; WAINER, Ilana. Relação Entre o Modo Equatorial e a Tendência de Aquecimento da Bacia Atlântica Tropical. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, 2003.

GRIMM, AM; VERA CS; MECHOSO CR. The South American Monsoon System. The Global Monsoon System: Research and Forecast. Chang. B. Wang and N.-C., G. Lau Eds., WMO/TD 1266-TMRP70, 219-238, 2005.

HOLTON, J. R., 1979. An Introduction to Dynamical Meteorology, Second Edition, Academic Press, New York, 416 pp.

IAG/USP - Meteorologia Sinótica – acessado em maio de 2009 – www.master.iag.usp.br

JESUS, E.F.R. (1995) Espaço, tempo e escala em Climatologia. São Paulo. 217 p. Tese (Doutorado em Ciências) – Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo.

JULIÁ, C, MONTECINOS, S; MALDONANDO A.; SQUEO, F. A.; ARANCIO G; GUTIÉRREZ J.R.(eds), ; Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Atacama, Ediciones Universidad de La Serena, La Serena, Chile (2008) 3: 25 – 42.

KODAMA, Y-M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. Journal of Meteorological Society of Japan, 1992.

KOUSKY, V.; GAN, MA. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, 36(5), 538-551, 1981.

LEMOS, C. F. ; FISCH, G. . Análise Espacial dos Sistemas frontais que Atuaram Sobre a Região do Vale do Paraíba entre 1991 A 1998. In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia e II Simpósio Brasileiro de Climatologia, 2001

LEMOS, C. F.; TOTA, J. – Reanálise das linhas de corrente nos níveis de 1000 hPa, 850

hPa, 500 hPa 150 hPa sobre a América do Sul, no período entre 1979 e 1995. XI Congresso Brasileiro de Meteorologia e II Simpósio Brasileiro de Climatologia, 2000, Rio de Janeiro-RJ, 2000.

LENTERS, JD; COOK KH. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. *J. Climate*, 8, 2988-3005, 1995.

LENTINI, Carlos Alexandre Domingos. Estudo das variabilidades da temperatura da superfície do mar na plataforma continental sudeste da América do Sul. Dissertação de mestrado pelo Instituto Oceanográfico, USP, 1997.

LIEBMAN, B; VERA, C. S.; CARVALHO, L. M.V.; CAMILLONI, I. A.; HOERLING, M. P.; ALLURED D.; BARROS V. R.; BÁEZ, J. e BIDEGAIN, M. An Observed Trend in Central South American Precipitation. *Journal of Climate*, 2004.

LIEBMANN, B. ALLURED, D.: Daily Precipitation Grids for South America. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86, 1567-1570, 2006.

MARENGO, JA; DOUGLAS M; SILVA DIAS. The South American Low-Level Jet east of the Andes during the LBA-TRMM and WET AMC campaign of January-April 1999. *J. Geophys. Res.*, 107, 47/1-47/11, 2002.

MARENGO, J. A ; SOARES, WR; SAULO, C; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet east of the Andes as derived from the NCEP reanalyses. *J. Climate*, 17, 2261-2280, 2004.

MARQUES, R. F. C.; RAO, V. B. Bloqueio atmosférico no Hemisfério Sul, 1980 – 1993. In: Anais do IX Congresso Brasileiro de Meteorologia. Campos de Jordão, 1996, p. 1078-1084.

MEDONÇA, Francisco; DANNI-OLIVEIRA, Inês M.. Climatologia: Noções Básicas e climas do Brasil. ed. Oficina Textos, São Paulo, 2007

MOURA, A. D., SHUKLA, J., 1981. On the dynamics of droughts in northeast Brazil :

Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *Jour. Atm. Scien.*, 38(7):2653-2675.

MONTEIRO, C.A. de F. A frente polar atlântica e as chuvas de inverno na fachada sul-oriental do Brasil. *Série Teses e Monografias*, São Paulo:USP/Igeog, n. 1, 1969. 68 p.

MONTEIRO, C.A.F. Análise rítmica em climatologia: problemas da atualidade climática em São Paulo e sugestões para um programa de trabalho. *Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, São Paulo, (1 Climatologia)*, n. 1, p. 1-21, 1971.

MONTEIRO, C.A.F. A dinâmica climática e as chuvas do Estado de São Paulo: estudo sob a forma de Atlas. São Paulo: IGEOG/USP, 1973.

MONTEIRO, C. A. F. Clima e excepcionalismo: conjecturas sobre o desempenho da atmosfera como fenômeno geográfico. Florianópolis: UFSC, 1991. 241p.

MUSK, Lesile F. . *Weather Systems*, Cambridge University Press, 6ª edição, 1996.

MUZA, M. N. ; CARVALHO, L. M. V. . Variabilidade Intrasazonal e Interanual dos Extremos de Precipitação nos Trópicos e Subtrópicos durante o Verão Austral. In: XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza-CE. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004.

MUZA, M.N., 2005: Variabilidade Intrasazonal e Interanual dos Eventos Extremos de Precipitação e Seca no Sul e Sudeste do Brasil durante o Verão Austral. Dissertação de Mestrado. ACA/IAG / USP. São Paulo – SP, 176 p.

NIMER, E. *Climatologia do Brasil*. IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, 1979.

NOBRE, P.; SHUKLA, J., 1996. Variations of sea surface temperature, wind stress and rainfall over the Tropical Atlantic and South America. *Jour. Clim.*, 10(4):2464-2479.

NOBRE, P., A. B. C. MELO. 2001. Variabilidade climática intrasazonal sobre o Nordeste

do Brasil em 1998-2000 In Climanálise. Brasil.

NÓBREGA, R. S., ARAÚJO, J. A. P., NETO, A. C. P. - O fenômeno El Niño e a influência conjunta do dipolo do Atlântico no Estado do Ceará. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, XI, 2000, Rio de Janeiro, RJ. Resumos... Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2000. 128p. p. 22.

NÓGUES-PAGLE, j.; Mo, K.C. Alternating wet and dry condition over South America during summer. Monthly Weather Review, v. 125, n.2, p 279-291, 1997.

PEDELABORDE, P. Introducion a l'etude scientifique du climat. Paris: Sedes, 1970.

PEREIRA FILHO, A. J.; HAAS, R.; AMBRIZZI, T. Caracterização de eventos de enchentes na bacia do Alto Tietê por meio do radar meteorológico e da modelagem numérica de mesoescala. XII Congresso Brasileiro d Meteorologia, Foz do Iguaçu-PR, 2002.

PEZZA, Alexandre B ; AMBRIZZI, T. . Uma associação entre as anomalias da Temperatura da Superfície do Mar dos oceanos Pacífico e Atlântico e a temperatura, geadas e precipitação na estação meteorológica do IAG/USP, em São Paulo, durante o período de inverno. Revista Brasileira de Meteorologia, Brasil, v. 17, n. 2, p. 165-180, 2002.

QUADRO, Mário F. L. de. Estudo de Episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul. Dissertação de Mestrado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 1994.

R Development Core Team. R: A language and enviromente for statistical computing. R Foundation for Statistical Computing, Viena, Austria, ISBN 3-900051-07-0, URL <http://www.R-project.org>, 2008.

ROBERTSON, A.W. e MECHOSO, C.R., 2000: Interannual and interdecadal variability of the South Atlantic convergence zone. M.W.R, 128, 2947-2957.

REINKE, Guilherme L.; MARQUES, Julio R. Q.. Relação entre padrões mensais de

Radiação de Onda Longa na América do sul e Temperatura da Superfície do Mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico. XVII Congresso de Iniciação Científica e X Encontro de Pós-Graduação, Gráfica da Universidade, Pelotas, 2008.

RODRIGUES, Maria Laura Guimarães ; FRANCO, Davide ; S. . Climatologia de Frentes Frias no Litoral de Santa Catarina. Revista Brasileira de Geofísica, Brasil, v. 22, n. 2, p. 135-151, 2004.

ROSS, J. L. S. (Org.) . Geografia do Brasil. São Paulo: Edusp, 2000.

SANT'ANNA NETO, J.L. Ritmo climático e a gênese das chuvas na zona costeira paulista. São Paulo: USP/FFLCH, 1990. (Dissertação de Mestrado)

SANT'ANNA NETO, J. L. As chuvas no estado de São Paulo. São Paulo: USP/FFLCH, 1995. (Tese de Doutorado)

SANT'ANNA NETO, João Lima. Decálogo da climatologia do sudeste brasileiro. Revista Brasileira de Climatologia, Rio de Janeiro, v.1, p. 43-60, 2005.

SANT'ANNA NETO, João Lima. Da Climatologia Geográfica à Geografia do Clima – Gênese, Paradigmas e Aplicações do Clima como Fenômeno Geográfico. Revista da ANPEGE, v. 4, p. 61-88, 2008.

SERRA, A.; RATHBONNA, L. As ondas de frio da bacia amazônica. Rio de Janeiro: Ed. do Serviço de Meteorologia, 1942.

SETZER, J. Contribuição para o estudo do clima no Estado de São Paulo. São Paulo. Escolas profissionais salesianas, 1946.

SILVA DIAS, M.A.F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. Revista Brasileira Meteorologia, 1987.

SILVA, I. R. Variabilidade sazonal e interanual das precipitações na região Sul do Brasil

associadas às temperaturas dos oceanos Atlântico e Pacífico. 2001. 90 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

SILVA, Maria Elisa Siqueira . Variabilidade climática da precipitação no estado de São Paulo. In: X Encontro de Geógrafos da América Latina e Anais do X EGAL, São Paulo, 2005. p. 14691-14701.

SLEIMAN, Jorge. Veranicos Ocorridos na porção noroeste do estado do Rio Grande do Sul entre 1978 e 2005 e suas associações á condições climáticas na atmosfera. Dissertação de Mestrado, FFLCH/USP, 2008.

SIQUEIRA, José Ricardo. Climatologia da Propagação Meridional da Convecção da América do Sul. INPE, 2004.

SORRE, M. "Le climat". In: Les fondements de la géographie humaine. Paris: Armand Colin, 1951.

SOUZA, E. B, KAYANO, M. T., AMBRIZZI T. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. Theoretical and Applied Climatology. v. 81: p. 177–191, 2005.

SOUZA, E. B. de.; LOPES, M. N.G; ROCHA, E J.P. da; SOUZA, J. R. S. de; CUNHA, A. C. Da; SILVA, R. R. da; FERREIRA, D. B.S.; SANTOS, D. M.; CARMO, A. M.C. do; SOUSA, J. R. A.; GUIMARÃES, P. L.; MOTA, M. A. S.; MAKINO, M.; SENNA, R. C.; SOUSA, A. M.L.; MOTA, G. V.; KUHN, P. A.F.; SOUZA, P. F. DE S; VITORINO, M. I. Precipitação Sazonal sobre a Amazônia Oriental no período chuvoso: Observações e simulações regionais com o REGCM3. Revista Brasileira de Meteorologia, v.24, n.2, 111-124, 2009

TARIFA, J.R. Fluxos polares e as chuvas de primavera – verão no estado de São Paulo. Série Teses e Monografias, São Paulo, n. 19, 1975.

TASHETTO, Andréa S.; WAINER, Ilana. Estudo Climatológico dos Parâmetros de Superfície Marinha no Atlântico Sudoeste. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.17, n2, 229-242, 2002.

TEIXEIRA, F. V. B., C. A. S. Tanajura, E. M. Toledo. An investigation of the ZCAS with extend simulation of the atmospheric model RAMS. *Revista Brasileira De Meteorologia*, 2002.

Veiga J.A, Marengo J., RAO V. B. As influencia das anomalias de TSM dos oceanos Atlântico e Pacífico nas chuvas do monção da América do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, São Paulo, Brasil, v.17, n.2, p.181-194. 2002.

WELLS, Neil. *The Atmosphere and Ocean – A Physical Introduction*. Jhon Wiley & Sons Ltd, 2nd Edition, 1998.

WILKS, D. S.. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. Academic Press – International Geophysics Series 2nd Edition., 2005.

ZHOU, J; LAU; KM. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *Int. J. Climatol.*, 21, 1623-1644, 2001.

ZAVATINI, J.A. *Variações do ritmo pluvial no oeste de São Paulo e no norte do Paraná*. São Paulo: USP/FFLCH, 1983. (Dissertação de Mestrado)

Documentos on line:

CLIMANÁLISE, Boletins mensais do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Inpe; edições de janeiro de 1996 a junho de 2006; ROCHA, A. M. G de C., e GANDU, A. W. A Zona de Convergência do Atlântico Sul, Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo; DIAS, M. A. F. da S., Complexos Convectivos de Mesoescala sobre a Região Sul do Brasil, Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo. MARQUES, R. F. C., e RAO, V. B., Bloqueio Atmosférico no Hemisfério Sul durante o período de 1980 a 1993, Departamento de Ciências Meteorológicas, INPE.

< <http://www.cptec.inpe.br/products/climanalise/> >

Acesso em: diversas datas desde 2007

Fundação Sistema Estadual de Análise de Dados - SEADE

< <http://www.seade.gov.br/> >

Acesso em: diversas datas em 2010.

Grupo de Estudos em Multiescalas:

< <http://www.icesb.ucsb.edu/gem/index.htm> >

Acesso em: diversas datas entre 2007 e 2010.

Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística:

< www.ibge.gov.br/home >

Acesso em: diversas datas em 2009 e 2010.

National Oceanic & Atmospheric Administration

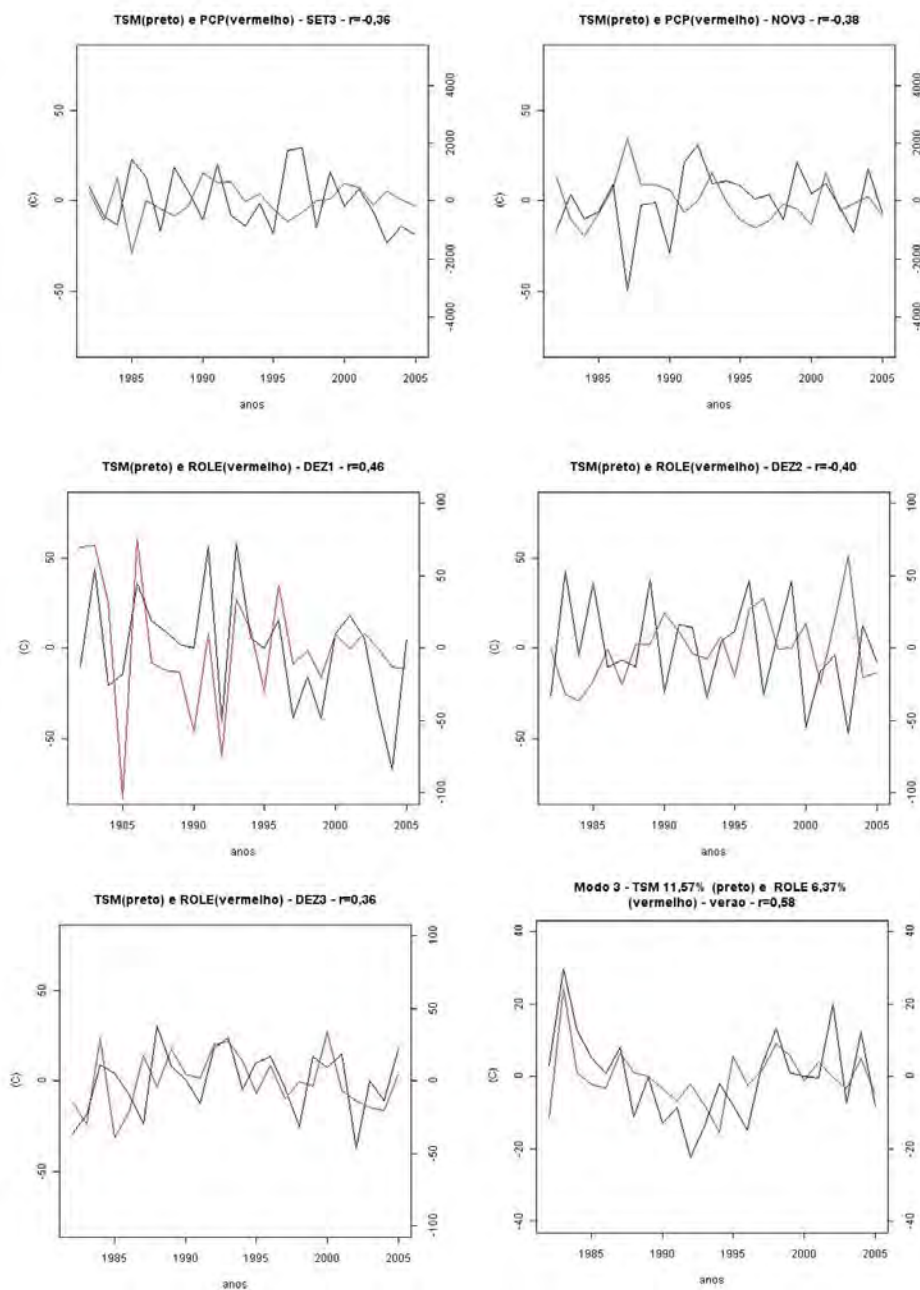
< http://www.cdc.noaa.gov/cgi-bin/db_search/SearchMenus.pl >

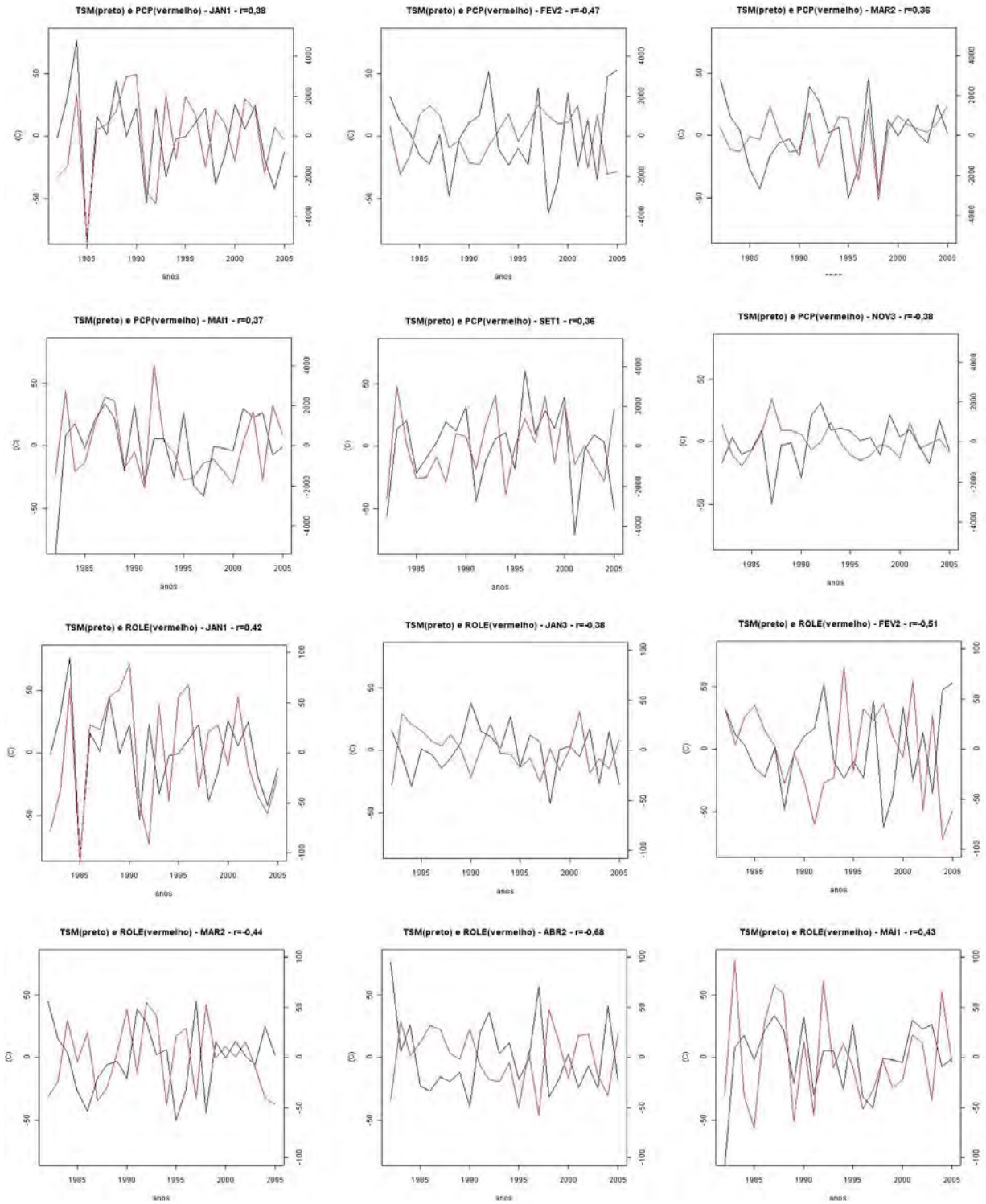
< <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/wesley/reanalysis2/kana/reanl2-1.htm> >

Acesso em: diversas datas de 2007 a 2010

APÊNDICE A

Correlações significativas dos coeficientes de expansão temporal entre Precipitação (ou ROLE) e TSM. As análises relativas a esses gráficos estão na Seção 4.4.1.





APÊNDICE B

Correlações significativas das anomalias sazonais entre Precipitação (ou ROLE) e TSM. As análises relativas a esses gráficos estão na Seção 4.4.2.

