



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS AMBIENTAIS - PPGCA

MAURICIO DO NASCIMENTO MOURA

**PADRÕES CLIMÁTICOS DE PRECIPITAÇÃO E A PRODUÇÃO
DE SOJA NA AMAZÔNIA**

Belém, abril

2014.

MAURÍCIO DO NASCIMENTO MOURA

**PADRÕES CLIMÁTICOS DE PRECIPITAÇÃO E A PRODUÇÃO
DE SOJA NA AMAZÔNIA**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em convênio com EMBRAPA – Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi para obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de Concentração: Física do clima

Orientadora: Maria Isabel Vitorino

Belém, abril

2014.

MAURÍCIO DO NASCIMENTO MOURA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Ambientais do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará em convênio com EMBRAPA – Amazônia Oriental e Museu Paraense Emílio Goeldi para obtenção do grau de Mestre em Ciências Ambientais.

Área de Concentração: Física do clima
Orientadora: Maria Isabel Vitorino

Aprovado em: ____ / ____ / ____

Banca examinadora:

Maria Isabel Vitorino - Orientadora
Doutora em Meteorologia
Universidade Federal do Pará

Rita Valéria Andreoli de Souza - Membro
Doutora em Meteorologia
Universidade do Estado do Amazonas

Everaldo Barreiros de Souza - Membro
Doutor em Meteorologia
Universidade Federal do Pará

Marcos Adami - Membro
Doutor em Sensoriamento Remoto
Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

*Dedico a minha origem, minha base,
minha raiz. Meus pais.*

AGRADECIMENTOS

Por mais um longo trabalho concluído, deixo meus sinceros agradecimentos a Deus pela oportunidade e a meus pais por sempre acreditarem no meu potencial.

Agradeço a professora Isabel Vitorino pela terceira orientação consecutiva, sempre me direcionando a fazer um bom trabalho, e a superar os obstáculos da carreira científica.

A meus verdadeiros amigos e irmãos em Cristo pela parceria e lealdade em todos os momentos.

Aos meus colegas de mestrado, turma de 2012, que assim como eu, se dedicaram, acreditaram e lutaram para chegar até aqui, conquistando mais que um título, e sim vencendo mais uma etapa da vida acadêmica.

Aos professores do programa de pós-graduação pelas valiosas ferramentas fornecidas no período das disciplinas, foram fundamentais para a base teórica deste trabalho.

Ao professor Mário Quadro pela generosidade em me auxiliar no tratamento de meus dados do GPCP.

Ao professor Adriano Souza pelo auxílio na confecção de mapas e utilização do programa Surfer.

Aos colegas de laboratório Flávio D'Oliveira, Renata Kelen, Jean Reis e Michel Germano pela ajuda e apoio nos momentos em que sempre precisei.

À Universidade Federal do Pará, instituição a qual tenho muito orgulho em ter me formado, me dando mais tarde a oportunidade de obter meu título de mestre, com todo o subsídio necessário para a realização completa deste sonho.

Ainda estendo meus agradecimentos ao Programa de Pós-graduação em Ciências Ambientais e o laboratório de Meteorologia Sinótica pelo auxílio técnico e didático para a confecção deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão da bolsa de estudos durante os últimos dois anos, a qual foi de fundamental importância para o término de minha pesquisa.

Aos membros da banca examinadora pela gentileza em aceitar meu convite e pelas valiosas sugestões para o melhor desenvolvimento deste trabalho.

"O Clima sempre interferiu na vida humana, e o homem sempre teve curiosidade em entender o funcionamento dos fenômenos climáticos. Hoje, com o avanço da tecnologia e do conhecimento, é possível ver e prever eventos extremos com grande antecedência. Isso torna o ser humano menos vulnerável às intempéries, e pode planejar com mais segurança o seu futuro".

O autor

RESUMO

Nesta pesquisa estudou-se a modulação da precipitação através de fenômenos oceano-atmosfera de grande escala atuantes nos oceanos adjacentes à região amazônica e que tiveram suas intensidades representadas por indicadores numéricos conhecidos como índices climáticos (IOS, ODP, OAN). A partir de uma série de 32 anos (1979-2010) de dados de precipitação do GPCP em pontos de grade, aplicaram-se Funções Ortogonais Empíricas não rotacionadas para a escala mensal e anual, onde foram obtidos padrões espaciais e temporais da precipitação. A EOF1 mensal (58%) apresentou um padrão meridional de precipitação associado, em maior parte, à atuação de fenômenos de escala sinótica. A EOF2 mensal (21%) também apresenta o mesmo padrão de precipitação, porém ortogonal ao primeiro, refletindo os efeitos da fase fria da Oscilação do Atlântico Norte. No entanto, na EOF3 mensal (5%) o padrão espacial é representado por um padrão zonal de precipitação, refletindo o efeito do ENOS e ODP. Para a escala anual, tanto a EOF1 (36%), EOF2 (16%) e a EOF3 (10%) apresentam padrões espaciais zonais e meridionais, os quais também refletem os efeitos dos Oceanos Atlântico e Pacífico. Os três índices climáticos estudados mostraram-se presentes na modulação da precipitação da região amazônica. Entre os municípios pertencentes ao corredor da soja, Sinop-MT e Sorriso-MT foram as localidades que se mostraram mais sensíveis à variabilidade climática da precipitação, tanto para as médias anuais, como para a média dos períodos chuvosos de cada ano analisado, principalmente por causa das condições de superfície. Itaituba-PA, Santarém-PA e Paragominas-PA mostraram tendência positiva de crescimento das chuvas, sendo que esta última, localizada no leste do Pará, mostrou alta correlação entre a precipitação local e a série do IOS, com defasagem de 1 mês e 2 meses, mediante estudos de caso selecionados.

Palavras-chave: precipitação, índice, soja, EOF, clima, Amazônia.

ABSTRACT

In this research we studied the modulation of precipitation through ocean-atmosphere phenomena of large scale active in the Amazon region adjacent oceans and their intensities were known as represented by climate indices (SOI, PDO, NAO) numerical indicators. From a series of 32 years (1979-2010) of rainfall data in the GPCP grid points, we applied Empirical Orthogonal Function not rotated for monthly and annual scale, where spatial and temporal patterns and rainfall were obtained. The monthly EOF1 (58%) had a southern pattern associated rainfall in most part, to the action of synoptic scale phenomena. The monthly EOF2 (21%) also showed different patterns of precipitation, but orthogonal to the first, reflecting the effects of the cold phase of the North Atlantic Oscillation. However, in the monthly EOF3 (5%) the spatial pattern is represented by a zone precipitation pattern, reflecting the effect of ENOS and ODP. For the annual scale, both EOF1 (36%), EOF2 (16%) and EOF3 (10%) show zonal and meridional spatial patterns, which also reflect the effects of the Atlantic and Pacific Oceans. The three climate indices studied showed were present in the modulation of precipitation in the Amazon region. Among the municipalities belonging to the Hall of soybeans, Sinop-MT and MT-Smile were the locations that were more sensitive to climate variability in precipitation, both annual averages, as for the average rainy seasons each year analyzed, mainly by because of surface conditions. Itaituba-PA, Santarém-PA and PA-Paragominas showed positive growth trend of rainfall, with the latter located in eastern Pará, showed high correlation between local precipitation and the number of IOS, with a lag of 1 month and 2 months, by selected case studies.

Key words: precipitation, index, soy, EOF, climate, Amazon.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figure 1- Regime chuvoso da região amazônica representado pela média climatológica anual da precipitação. a) 1975-2003, b) 1961-1990.	20
Figura 2 - Esquema ilustrativo de anomalias de TSM ao norte e ao sul do equador, as quais estão sujeitas à influência remota da Oscilação do Atlântico Norte e do El Niño Oscilação Sul, em relação à variabilidade do Pacífico e do Atlântico tropical.	25
Figura 3 - Descrição do mecanismo de inclinação de um gradiente de pressão atmosférica norte-sul em todo o Atlântico Norte.	26
Figura 4 - Padrões anômalos relacionados às fases quente e fria da ODP, no oceano Pacífico. Com a temperatura da superfície do mar (cores), pressão ao nível médio do mar (contornos) e a direção do vento (vetores).	29
Figura 5 - Ilustração esquemática da circulação média dos ventos Alísios na baixa troposfera, associada às circulações de Hadley e Walker. O ar sobe em L, em níveis superiores troposféricos seguem em direção aos pólos e para leste, onde descem em H (altas subtropicais) em ambos os hemisférios.	32
Figura 6 - Área de expansão da produção de soja na Amazônia legal, com destaque para os estados do Mato Grosso, Tocantins, leste do Pará e oeste do Maranhão.	38
Figura 7 - Região amazônica em destaque no continente Sul Americano e oceanos adjacentes, com a localização das áreas de influência da OAN (Oceano Atlântico), ODP e ENOS (Oceano Pacífico).	41
Figura 8 - Mapa do corredor de produção e exportação de soja na Amazônia legal ao longo da BR-163 (Cuiabá-Santarém), com destaque para os estados do Mato Grosso e Pará.	42
Figura 9 - Distribuição regular dos dados de precipitação do GPCP em pontos de grade para a Amazônia Legal (resolução espacial: 2.5° x 2.5°).	43
Figura 10 - Esquema ilustrativo das etapas do procedimento matemático da EOF 47	47
Figura 11 - Distribuição espacial do primeiro modo (EOF1), com 58% da variância total explicada para a escala mensal. a) autovetor; b) autovalor.	52
Figura 12 - Distribuição espacial do segundo modo (EOF2), com 21% da variância total explicada para a escala mensal. a) autovetor; b) autovalor.	53
Figura 13 - Distribuição espacial do terceiro modo (EOF3), com 5% da variância total explicada para a escala mensal. a) autovetor; b) autovalor 54	54
Figura 14 - Média mensal (1979-2010) das séries dos coeficientes de expansão temporal referentes ao 1°, 2° e 3° modos da EOF.	55
Figura 15 - Regime chuvoso para a região amazônica, representado pela média climatológica dos dados do GPCP, referente aos trimestres DJF – MAM – JJA – SON.	56

Figura 16 - Distribuição espacial do primeiro modo (EOF1), com 36% da variância total explicada para a escala anual. a) autovetor; b) autovalor.	57
Figura 17 - Distribuição espacial do segundo modo (EOF2), com 16% da variância total explicada para a escala anual. a) autovetor; b) autovalor.	58
Figura 18 - Distribuição espacial do terceiro modo (EOF3), com 10% da variância total explicada para a escala anual. a) autovetor; b) autovalor.	60
Figura 19 - Relação entre IOS e a precipitação em Paragominas no leste do Pará. Análise feita para eventos de El Niño forte, período em que o IOS apresenta valores negativos: a) 1982-1983; b) 1991-1992; c) 1997-1998.	64
Figura 20 - Relação entre IOS e a precipitação em Paragominas no leste do Pará. Análise feita para eventos de La Niña forte, período em que o IOS apresenta valores positivos: a) 1984-1985; b) 1988-1989; c) 2007-2008.	66
Figura 21 - Variabilidade do índice ODP em uma série de 32 anos, relacionado a eventos de El Niño e La Niña.	68
Figura 22 - Variabilidade dos índices ODP e OAN em uma série de 32 anos, em relação às fases positiva e negativa.	68
Figura 23 - Distribuição espacial da precipitação durante o mês de janeiro de 1983 para toda a região amazônica. Referente à estação chuvosa de 1982/1983 durante a fase positiva do ENOS.	69
Figura 24 - Distribuição espacial da precipitação durante o ano de 1983 para toda a região amazônica. Referente à estação chuvosa 1982/1983 durante a fase positiva da ODP.	70
Figura 25 - Distribuição espacial da precipitação durante o ano de 2005 para toda a região amazônica. Referente à estação chuvosa de 2004/2005 durante a fase negativa da OAN.	71
Figura 26 - Produtividade anual de soja em função do 1º coeficiente temporal da EOF anual e o Índice de Oscilação Sul, a) com a tendência tecnológica; b) sem a tendência tecnológica.	73
Figura 27 - Produtividade anual de soja em função da EOF1 anual e o índice ODP, sem a tendência tecnológica.	74
Figure 28 - Produtividade anual de soja em função da EOF1 anual e o índice OAN, sem a tendência tecnológica.	75
Figure 29 - Variabilidade e tendência da precipitação média anual para cada município pertencente ao corredor da soja na Amazônia legal. Os municípios em questão ficam localizados ao longo da BR-163 (Cuiabá-Santarém).	79
Figure 30 - Variabilidade e tendência da precipitação média da estação chuvosa de cada município pertencente ao corredor da soja na Amazônia legal. Os municípios em questão ficam localizados ao longo da BR-163 (Cuiabá-Santarém).	80

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 - Nome e localização das cidades que mais produziram soja nas últimas duas décadas na Amazônia legal, incluindo os municípios do corredor da soja e Paragominas, no nordeste do Pará. 45
- Tabela 2 - Ocorrências de ENOS para as fases, positiva (32% de El Niño) e negativa (32% de La Niña), 36% Neutro, de acordo com as intensidades forte, fraca e moderada. 63
- Tabela 3 - Correlação defasada entre o IOS e a precipitação do município de Paragominas, no leste do Pará. 71

LISTA DE ABREVEATURAS E SIGLAS

ACP – Análise de Componentes Principais

ANA – Agência Nacional de Águas

AS – América do Sul

AT – Atlântico Tropical

ATN – Atlântico Tropical Norte

ATSM – Anomalia de temperatura da superfície do mar

ATS – Atlântico Tropical Sul

DJF – dezembro, janeiro, fevereiro

ENOS – El Niño Oscilação Sul

EOF – Funções Ortogonais Empíricas

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

IOS – Índice de Oscilação Sul

JJA – junho, julho, agosto

LI – Linhas de Instabilidade

MAM – março, abril, maio

AO – Oscilação do Ártico

OAN – Oscilação do Atlântico Norte

ODP – Oscilação Decadal do Pacífico

PNM – Pressão ao nível médio do mar

SF – Sistema frontal

SIDRA - Sistema IBGE de Recuperação Automática

SON – setembro, outubro, novembro

SPSS - Statistical Packge for Science for Windows

ZCAS – Zona de Convergência do Atlântico Sul

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
1.1 Justificativa	17
2 OBJETIVOS	18
2.1 Objetivo Geral	18
2.2 Objetivos Específicos.....	18
3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	19
3.1 Regime de precipitação da Amazônia em diferentes escalas	19
3.2 Mecanismos moduladores de escala climática	23
3.2.1 Oscilação do Atlântico Norte (OAN)	23
3.2.2 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP).....	26
3.2.3 Índice de Oscilação Sul (IOS)	30
3.3 Aplicação de Funções Ortogonais Empíricas a dados atmosféricos	33
3.4 Efeito da variabilidade do clima na produtividade de soja na Amazônia.....	36
4 MATERIAL E MÉTODOS	41
4.1 Área de estudo.....	41
4.2 Material Utilizado.....	42
4.3 Metodologia.....	45
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES	51
5.1 Padrões de precipitação	51
5.1.1 Padrões de escala mensal.....	51
5.1.2 Padrões de escala anual	56
5.2 Índices climáticos e a precipitação	62
5.3 Padrões Climáticos de Precipitação e a Produtividade de Soja	72
6 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	81
REFERÊNCIAS	83

1 INTRODUÇÃO

A bacia amazônica apresenta um centro quase permanente de intensa convecção, desempenhando assim um papel fundamental no funcionamento e na regulação do clima da terra para ambos os níveis, regional e global. Através de uma intensa evapotranspiração, a floresta tropical funciona como uma fonte de calor latente para a atmosfera no sentido de equilibrar o forte aquecimento radiativo da superfície (NOBRE et al., 2009). A forte e extensa convecção tropical sobre o continente, durante o verão do hemisfério sul, transporta o calor latente para a troposfera superior, via circulação geral da atmosfera, e distribui às zonas temperadas.

Neste contexto, a liberação de calor latente para a atmosfera representa uma grande fonte de calor para a região e é responsável pelas principais características da circulação regional no verão austral (SILVA DIAS et al., 1987). Isto também pode gerar significativas anomalias climáticas nos hemisférios norte e sul, através de padrões de teleconexão (GRIMM; SILVA DIAS, 1995).

A complexa interação entre as variáveis climáticas na bacia Amazônica tem importantes implicações no potencial climático, tanto globalmente como localmente. Isso ocorre porque a Amazônia é uma região escassa de dados, o que gera nocivas consequências como uma má quantificação das variáveis climáticas. Segundo Santos de Oliveira e Nobre (1986), a convecção tropical é a principal característica do clima sobre a região amazônica, que por sua vez é modulada por características atmosféricas de grande escala, incluindo as circulações de Hadley e Walker, oscilação intrasazonal de 40-60 dias e a Zona de Convergência Intertropical.

A região Amazônica possui uma precipitação média de aproximadamente 2300 mm.ano⁻¹, embora existam regiões em que o total anual atinge 3500 mm. Estes valores de precipitação elevada, próximo à Cordilheira dos Andes, devem-se à ascensão orográfica da umidade transportada pelos ventos Alísios de leste da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Na região costeira (do litoral do Pará ao Amapá), a precipitação também é alta e sem período de seca definido, devido à influência de Linhas de Instabilidade que se formam ao longo da costa litorânea durante o período da tarde e que são forçadas pela brisa marítima (FISCH; MARENGO; NOBRE, 1996). No setor noroeste, verifica-se que o acumulado anual ultrapassa os 4.000 mm, onde esses valores elevados podem ser entendidos como uma resposta à flutuação dinâmica de um centro quase permanente de convecção nesta região. Em escala sazonal, observa-se que

o máximo de chuva ocorre no verão. No outono, os máximos de chuva ocorrem na Amazônia central, leste e noroeste até a foz do rio Amazonas. No inverno, os máximos acontecem no extremo norte da Amazônia, e o período mais seco na parte leste, principalmente no trimestre setembro/outubro/novembro (FIGUEROA; NOBRE, 1990).

Um aspecto peculiar que se verifica na Amazônia, em relação à chuva, é a defasagem da ordem de seis meses entre o máximo de chuva observado no extremo norte da região, um pouco acima da linha do equador, e aquele verificado na parte sul da bacia, em que o período chuvoso se inicia em dezembro, contribuindo também para as cheias dos grandes rios da região, como o rio Amazonas (FIGUEROA; NOBRE, 1990; FISCH; MARENGO; NOBRE, 1998). Observa-se também que as variações das chuvas na Amazônia apresentam variabilidades em escalas de tempo intrasazonal, interanual e decadal. Estas variabilidades estão associadas a padrões de circulação atmosférica sobre os oceanos Pacífico e Atlântico, como a variabilidade intrasazonal associada à oscilação Madden-Julian, a interanual associada ao El Niño Oscilação Sul, a decadal do Pacífico e a variabilidade do Atlântico Norte (WEICKMANN et al., 1985; RASMUSSEN; ARKIN, 1985; MANTUA et al., 1997).

Na última década, alguns estudos têm mostrado variações climáticas, as quais influenciam diretamente no ciclo hidrológico na região amazônica. O período de 1945-1976 foi relativamente úmido e o de 1977-2000, relativamente seco na região. Medições realizadas neste período mostraram uma transição de condições mais úmidas para mais secas, e podem ajudar a explicar a aparente tendência de seca a curto prazo no sul da Amazônia (LI et al., 2008).

A produtividade agrícola está diretamente ligada à variabilidade climática, verificando-se, portanto, que estas variações constituem-se como um dos fatores responsáveis pela alternância de produções anuais, influenciando diretamente na produção, pois contribui com perdas ou ganhos.

O excesso e a escassez das chuvas trazem como consequência a abundância e a falta de água, que por sua vez são muito nocivas no aspecto socioeconômico da região amazônica. A água enquanto elemento simples dessa região é fundadora de especificidades em sua economia, agricultura e sociabilidade. Neste contexto, a produção vegetal como o cultivo da soja, em particular, representa um acréscimo de rendimento considerável à agricultura amazônica.

Embora a região produza uma grande variedade de culturas, a soja predomina em termos de lucro, como na safra de 2005 avaliada em 7,8 bilhões de reais, ou cerca de 60% do valor bruto das safras anuais na região (CONAB, 2003; IBGE, 2005).

Além da obtenção de novas tecnologias, o desenvolvimento recente de cultivares de soja adequados às condições do clima quente e úmido da Amazônia foi decisivo. A soja é um vegetal típico de dias curtos, adaptada para crescimento em áreas temperadas e subtropicais. Portanto, igualmente como na agropecuária, os primeiros pensamentos sobre a agricultura na Amazônia enfatizaram as limitações ambientais, bem como um consenso popular e científico que emergiu em torno das condições climáticas, o que em última análise, inibiriam o desenvolvimento de uma robusta economia acima da latitude 25° S (McGRATH; VERA DIAZ, 2006; JORDAN, 1983; SIOLI, 1973).

Segundo Ab' Sáber (2004), na região da Amazônia central, fronteira entre os estados do Mato Grosso e Pará, a vegetação se caracteriza por uma zona de transição entre Cerrado e Floresta Amazônica, denominada de Amazônia Mato-grossense ou pré-Amazônia Mato-grossense. Esta tem apresentado certa irregularidade na distribuição das chuvas, nas quantificações anuais e mensais, podendo este fato causar sérios danos à agricultura (MONTEIRO, 1951). Tais acontecimentos, segundo Monteiro et al. (1971), têm surgido não somente em situações regionais ou locais, mas também em nível nacional. Assim as irregularidades climáticas têm se revelado em diferentes regiões com repercussões bem significativas nas atividades humanas, sobretudo na rede urbana e na zona rural afetando assim as atividades agrícolas.

Além do Mato Grosso, principal produtor de soja do país, a expansão do produto na Amazônia, também se deve ao fato do estabelecimento de grandes pontos de transbordo como no rio Madeira, em Porto Velho, e no rio Amazonas, na altura de Santarém, no Pará. Esse fator diminuiu os custos de transporte da soja produzida no alto da bacia.

As distribuições variáveis da pluviosidade anual e mensal apresentam um risco ao produtor agrícola, podendo retardar a expansão da área cultivada dos cerrados, considerando ser o clima um fator de produção ainda não controlado, juntamente com o desmatamento sem controle técnico. Tais situações fazem com que a agricultura nas regiões de cerrado se restrinja à estação das chuvas (GARRIDO, 1982).

1.1 Justificativa

Nas últimas décadas, a região amazônica tem sido alvo de muitos estudos relacionados ao processo de variabilidade do clima, devido a sua significativa influência no clima global, além disso, a produção vegetal desta região têm alcançado patamares cada vez mais elevados. Logo, torna-se necessário o conhecimento cada vez mais aprofundado dos possíveis mecanismos físicos moduladores desta variabilidade, bem como suas possíveis consequências nos ambientes natural e econômico desta região. Contudo, espera-se que os índices climáticos, indicadores numéricos associados a fenômenos oceano-atmosfera, possam determinar os mecanismos relacionados com a variabilidade da precipitação na Amazônia.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

Estudar os padrões de variabilidade climática da precipitação associada às oscilações interanuais e decadais, e seus efeitos na produtividade de soja na Amazônia.

2.2 Objetivos Específicos

- Obter padrões climáticos de precipitação para identificar os modos mais representativos na Amazônia;
- Correlacionar os padrões de precipitação com os índices climáticos, e investigar a relação dos índices com a precipitação na Amazônia;
- Analisar os modos climáticos associados a eventos extremos de precipitação e seus efeitos na produtividade de soja na Amazônia.

3 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Neste capítulo, serão apresentados os elementos teóricos baseados no conhecimento do regime chuvoso da região amazônica, fenômenos atmosféricos causadores de precipitação, aspectos atmosféricos dinâmicos relacionados aos índices climáticos e seus possíveis mecanismos determinantes, bem como o levantamento teórico baseado na produtividade de soja na Amazônia.

3.1 Regime de precipitação da Amazônia em diferentes escalas

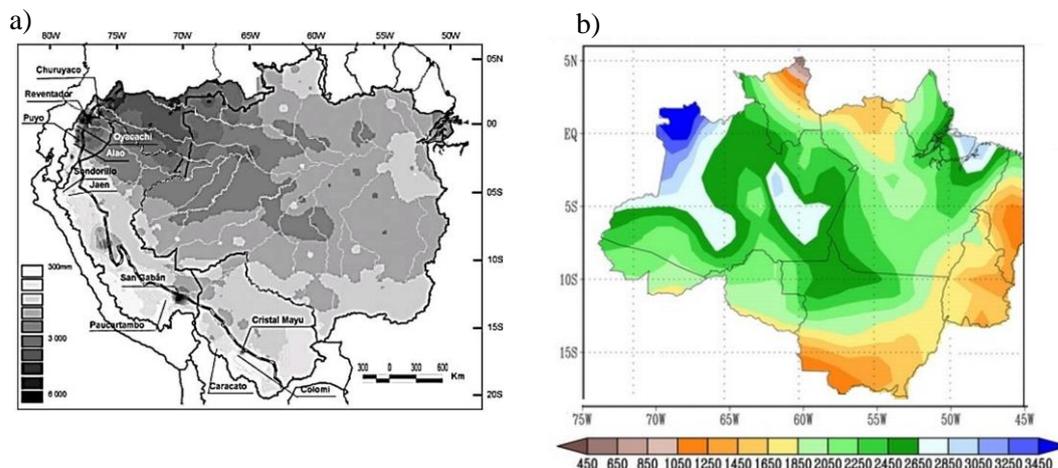
A precipitação é amplamente reconhecida por muitos pesquisadores como a variável climatológica mais importante na região tropical. A maior parte desta chuva anual ocorre entre as estações de verão e outono austrais (MARENGO et al., 2001), tipicamente de dezembro a maio (Figura 1), com volume anual entre 2000 mm e 4000 mm, principalmente na parte leste da região, que compreende os estados do Amapá, Pará e parte do Maranhão (FIGUEROA; NOBRE, 1990).

Na parte norte da bacia amazônica, a distribuição espacial e temporal das chuvas mostra uma significativa heterogeneidade. A parte sul tem estações úmidas e secas, bem distintas, com máximos de precipitação ocorrendo no verão austral.

A Figura 1 mostra totais anuais de precipitação para a região amazônica com máximos valores na região da foz do Rio Amazonas e sobre a parte oeste da bacia. Valores máximos de precipitação anual estão localizados sobre o nordeste da região com um total anual de 3000 mm, o qual está associado com a convergência do fluxo de umidade em baixos níveis (NOBRE, 1983). Esta precipitação está relacionada aos padrões de circulação atmosférica quase estacionários e de grande escala associados à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e à Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (SOUZA et al., 2004, SOUZA; ROCHA, 2006).

Estudos relacionados ao regime de chuvas na Amazônia mostram que a precipitação diminui com a latitude. A mesma situação foi encontrada por Guyot (1993) e Ronchail e Gallaire (2006), na Amazônia boliviana. Em baixas latitudes, chuvas abundantes estão relacionadas com o ar quente e úmido, e à liberação de grande quantidade de vapor de água.

Figure 1- Regime chuvoso da região amazônica representado pela média climatológica anual da precipitação. a) 1975-2003, b) 1961-1990.



Fonte: Espinoza et al.(2009); INMET (2014).

Muitos estudos apontam evidências claras de oposição entre regiões tropicais do norte e do sul da Amazônia no verão (DJF) e no inverno austrais (JJA) (PULWARTY et al., 1998; ESPINOZA et al, 2009). Em JJA a percentagem de precipitação anual é de mais de 50% na região e abaixo de 20% no sul do Brasil. No extremo norte da região, estado de Roraima, o pico de precipitação em JJA está relacionado à convecção local e ao aquecimento do Atlântico tropical e leste do Oceano Pacífico (PULWARTY et al., 1998). Mais da metade do total de chuvas da região pode ser registrada no trimestre MAM, o contrário acontece no trimestre SON, com menos volume de chuvas, associado a poucas ocorrências de precipitação. Esta sazonalidade é controlada principalmente pelo Oceano Atlântico, em particular, as máximas precipitações durante o outono austral, que estão relacionadas à disponibilidade de calor latente da zona equatorial do Atlântico, e para a posição mais ao sul da ZCIT (FU et al, 1999;. FU et al, 2001).

Muitos autores consideram a ZCIT o sistema mais importante gerador de precipitação sobre a região equatorial dos Oceanos Atlântico, Pacífico e Índico, e áreas continentais adjacentes. Sua influência nas chuvas continentais foi mostrada por Hastenrath e Haller (1997), Citeau et al. (1988) e Uvo (1998). Considerando a região do Atlântico Equatorial, a ZCIT migra sazonalmente em anos considerados normais, de sua posição mais ao norte, durante agosto-setembro, e para sua posição mais ao sul, durante março-abril. Essa migração sazonal da ZCIT está associada a fatores que causam o fortalecimento ou enfraquecimento dos alísios de sudeste e nordeste, e ao aquecimento dos oceanos, em ambos os hemisférios, causado pela estação do ano. Com relação à

variabilidade interanual da ZCIT, um ano mais chuvoso que o normal, em regiões continentais ao norte do Equador, está ligado ao fato de a ZCIT deslocar-se para posições ao norte de sua climatologia nesse mesmo período. Uvo (1989) mostrou ainda que a permanência mais longa ou mais curta da ZCIT em sua posição mais ao sul é o fator mais importante na determinação da qualidade da estação chuvosa da região amazônica.

A atuação de outros sistemas em associação com a ZCIT pode intensificar as chuvas sobre a região amazônica. A atividade convectiva começa na parte oeste da região, no mês de agosto, e se estende aos meses subsequentes em direção ao sudeste do Brasil. Neste contexto, observa-se a presença de uma faixa de nebulosidade com orientação noroeste-sudeste, que se estende da Amazônia até o Sudeste Brasileiro, chamada de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), tendo como principal característica, a convergência de umidade na baixa troposfera (YASUNARI, 1977; KODAMA, 1992). A ZCAS apresenta uma grande variabilidade em diferentes escalas de tempo. Em escala sinótica, nota-se uma associação à presença de frentes frias no sul do Brasil até latitudes mais baixas, acompanhada de um reforço da atividade convectiva na Amazônia.

A precipitação na região amazônica também é influenciada por distúrbios ondulatórios de escala sinótica, os quais se propagam desde o oeste da África até o Atlântico Tropical, com atividade máxima no inverno austral (VILTARD; FELICE, 1979), por isso chamados de Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL). Essas perturbações têm evidenciado grande importância, pois modulam a convecção, principalmente na parte leste da região. Kayano (1979) e Machado, Guedes e Alves (1997) demonstraram periodicidades do vento e da cobertura de nuvens convectivas com frequências temporais relacionadas a esses distúrbios. Neste contexto, existem hipóteses de que as Ondas de Leste tenham uma influência significativa na formação de Linhas de Instabilidade formadas na costa norte da América do Sul, que se propagam para o interior da Amazônia (BARBOSA; OYAMA; MACHADO, 2006).

Linhas de Instabilidade (LI) são fenômenos precipitantes com escala temporal associada à variabilidade diurna, que estão associados à circulação de brisa marítima, podendo ter deslocamento horizontal com alcance superior a 400 Km em direção ao interior da região amazônica (KOUSKY, 1980; CAVALCANTI; KOUSKY, 1982; COHEN, 1989). Em relação à variabilidade sazonal, as LI desenvolvem-se nos períodos de inverno e primavera, em longitudes mais a oeste, ao longo da costa; e nos períodos

de verão e outono, em longitudes mais a leste, ao longo da costa (CAVALCANTI, 1982). Essa variação ocorre no mesmo sentido do deslocamento da ZCIT, conforme foi explanado anteriormente, o que evidencia uma influência da circulação de grande escala na circulação local, causando assim quantidades apreciáveis de precipitação. Kousky (1980) sugeriu que a convecção associada à brisa marítima, na costa atlântica, penetra continente adentro quando o escoamento médio do vento, próximo à superfície, é perpendicular à costa, não havendo propagação do sistema quando o escoamento é paralelo à costa.

Outro sistema influenciador na precipitação da região Amazônica é conhecido como Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN), que é um sistema meteorológico caracterizado por um centro de pressão relativamente baixa, com tempo de vida com duração de vários dias, quase estacionário que se origina na alta troposfera, podendo se estender até os níveis médios da atmosfera (RAMIREZ, 1996). No entanto, para uma melhor compreensão do papel desses vórtices no regime pluviométrico em parte do norte do Brasil, é importante levar em consideração a sua interação com outro sistema de escala sinótica conhecido como Alta da Bolívia (AB).

A AB é uma circulação anticiclônica de grande escala que ocorre na troposfera superior, centrada, em média, no platô boliviano. No período de verão, a AB contribui para as chuvas que ocorrem principalmente nas regiões norte e nordeste do Brasil, com intensidade máxima nos meses de dezembro a fevereiro, enfraquecendo de abril a maio (GUTMAN; SCHWERDTFEGGER, 1965; VIRJI, 1981). Lenters e Cook (1997) concluíram que a variabilidade da precipitação no verão sobre o Altiplano está diretamente associada à posição e à intensidade da AB, que, por sua vez, reflete-se como uma resposta do calor latente oriundo da convecção da Amazônia, Andes central e ZCAS. Eles sugeriram ainda que o efeito da topografia, em razão dos Andes, tem um papel secundário na variabilidade da precipitação. Por sua vez, Chen, Weng e Schubert (1999), analisando a manutenção da circulação de verão na alta troposfera tropical da América do Sul, concluíram que o sistema AB e VCAN é mantido pela fonte de calor dessa região e também por fontes remotas de calor na África, concordando, assim, com os resultados de Lenters e Cook (1997).

3.2 Mecanismos moduladores de escala climática

3.2.1 Oscilação do Atlântico Norte (OAN)

A Oscilação do Atlântico Norte (OAN) é um padrão de circulação atmosférica que determina a variabilidade do clima da costa leste dos Estados Unidos até a Sibéria, e do Ártico até o Atlântico subtropical, especialmente durante o inverno boreal (HURRELL et al., 2003). A fase positiva da OAN reflete pressões abaixo do normal em altas latitudes do Atlântico Norte, associadas ao ar frio e seco sobre o extremo norte dos Estados Unidos e Canadá, e pressões acima do normal sobre o centro-norte do Atlântico com ar quente e seco sobre o sudeste dos Estados Unidos, incluindo o Estado da Flórida. A fase negativa reflete um padrão oposto de temperatura e anomalias de pressão sobre tais regiões. Logo, fica firmemente estabelecido que o padrão espacial destas flutuações pode influenciar o clima da América do Norte até a Sibéria, e do Oceano Ártico até o equador, e talvez mais além (MARSHALL et al., 2001).

Wallace (2000) argumenta que a OAN e a Oscilação do Ártico (OA) representam um único fenômeno, conforme foi discutido, também em Deser (2000) e Ambaum et al. (2001). Para eles, a OAN pode ser vista como a expressão regional da OA. As características temporais da OAN podem ser entendidas quando o tempo médio dos campos atmosféricos são analisados (ESBENSEN, 1984; KUSHNIR; WALLACE, 1989). Este tempo médio pode ser composto por flutuações de escalas de tempo mensal e, principalmente, sazonal, embora também seja evidente na escala diária. Este é o único modo encontrado em todas as estações (BARNSTON; LIVEZEY, 1987; CLINET; MARTIN, 1992). Rogers (1990) mostra que há uma representação da maior variabilidade interanual em todos os meses no Atlântico Norte.

A Oscilação do Atlântico Norte foi descoberta por Gilbert Walker em 1920. Segundo ele, o fenômeno é uma flutuação temporal de forte vento zonal que atravessa o oceano Atlântico devido a variações de pressão tanto na região do cinturão de anticiclones subtropicais, como na baixa subpolar próximo a Islândia. Wallace e Gutzler (1981) confirmam que o índice OAN é calculado pela diferença de pressão e temperatura da superfície do mar entre a região dos Açores e da Islândia.

A partir de 1900 até cerca de 1930, o índice OAN foi elevado e os ventos foram mais fortes do que o normal, mostrando assim influência moderadora do oceano sobre a Europa, contribuindo para as temperaturas mais altas do que o normal durante este período (ROGERS, 1985). A partir da década de 1940 até o início de 1970, o índice

OAN apresenta uma tendência decrescente, e corresponde a um período em que as temperaturas do inverno europeu estavam frequentemente menores que o normal (VAN LOON; WILLIAMS, 1976).

Em relação à região amazônica, o índice OAN é um importante mecanismo de variabilidade climática a longo prazo, com uma escala de tempo dominante acima de uma década, aproximadamente 25 anos, enquanto que a ODP é mais curta, variando de 1-2 décadas (LATIF; BARNETT, 1994; WILES et al, 1998) .

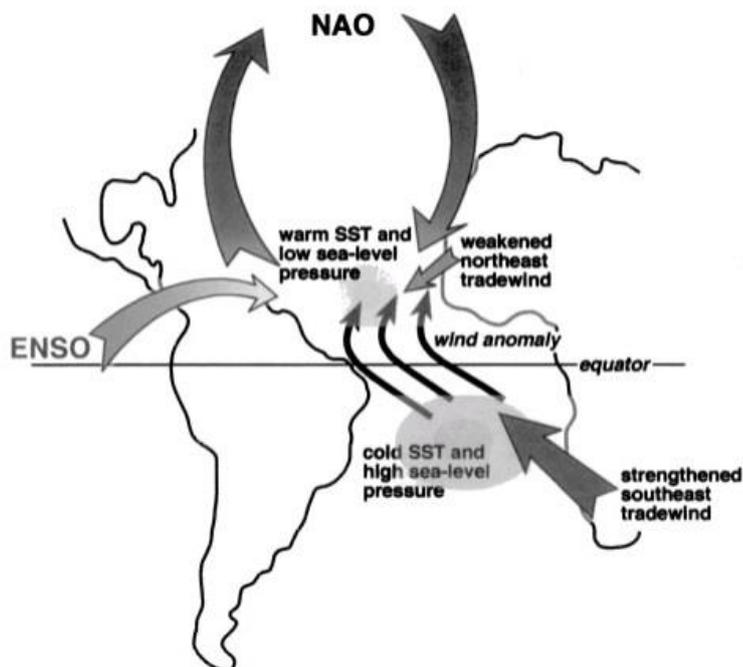
Variações anuais das chuvas parecem estar relacionadas, pelo menos indiretamente, à OAN por causa de fortes correntes vindas do Atlântico, que trazem umidade para a Amazônia. Este mecanismo dinâmico está associado com o deslocamento norte-sul da ZCIT, que por sua vez está relacionado com anomalias de TSM no oceano Atlântico. Rajagopalan et al. (1999) apresenta evidências estatísticas que a TSM do Atlântico sul subtropical está associada com variações da OAN. Esta conexão pode causar impactos nas chuvas amazônicas, via teleconexão atmosférica ou mudanças na célula de Hadley.

A Variabilidade do Atlântico Tropical é dominada por flutuações de baixa frequência no escoamento de ventos tropicais de grande escala e de TSM (NOBRE; SHUKLA, 1996), numa escala que vai da interanual até a decadal, através de *feedbacks* com a OAN, abrangendo toda a bacia do atlântico, incluindo a região de atuação da ZCIT, com alterações concomitantes na intensidade dos ventos alísios. No Hemisfério Norte, o fluxo interequatorial parece depender sensivelmente das anomalias de TSM. As flutuações do norte e localização da ZCIT, também são afetadas por mudanças de TSM ao sul do equador, mais frias do que o normal, tendo por consequência um deslocamento menor do que o normal ao sul da ZCIT durante a primavera boreal. Neste sentido, pode-se dizer que existe uma forte ligação entre a variabilidade climática tropical e o índice OAN, pois a atmosfera tropical é sensível às mudanças nos gradientes de anomalias de TSM inter hemisféricas (CHIANG et al., 2001).

O Pacífico equatorial pode influenciar o Atlântico tropical via teleconexões ao longo do equador, que modula a intensidade da circulação de Walker e do ramo ascendente da célula de Hadley sobre a América do Sul, em escala de tempo do fenômeno ENOS (HASTENRATH et al , 1987; HAMEED et al , 1993; NOBRE; SHUKLA, 1996; ENFIELD; MAYER, 1997). Contudo, estudos observacionais sugerem que campos de TSM do Atlântico tropical são regularmente afetados pelo Pacífico em uma escala de tempo interanual (Figura 2).

A Variabilidade Climática sobre o norte do Atlântico envolve interações entre a troposfera, estratosfera e oceano adjacente ao continente. A bacia do Atlântico é bastante pequena e está sob influência de todos esses processos. Apesar desta complexidade, está claro que o índice OAN é a principal fonte da variabilidade climática do Atlântico Norte em muitas escalas de tempo, que tem alcance dos trópicos até o Ártico, grandes altitudes, até a estratosfera, e notáveis efeitos nos fluxos na interface oceano-atmosfera, além de ser a maior fonte da variabilidade da TSM (MARSHALL et al, 2001). Logo, o principal mecanismo da OAN é a interação de fluxos de escala sinótica, pois os sistemas de tempo não são regidos apenas por fluxos de grande escala, neste sentido, possíveis mecanismos são adotados: A influência da estratosfera e interação com o oceano.

Figura 2 - Esquema ilustrativo de anomalias de TSM ao norte e ao sul do equador, as quais estão sujeitas à influência remota da Oscilação do Atlântico Norte e do El Niño Oscilação Sul, em relação à variabilidade do Pacífico e do Atlântico tropical.



Fonte: MARSHALL et al. (2001)

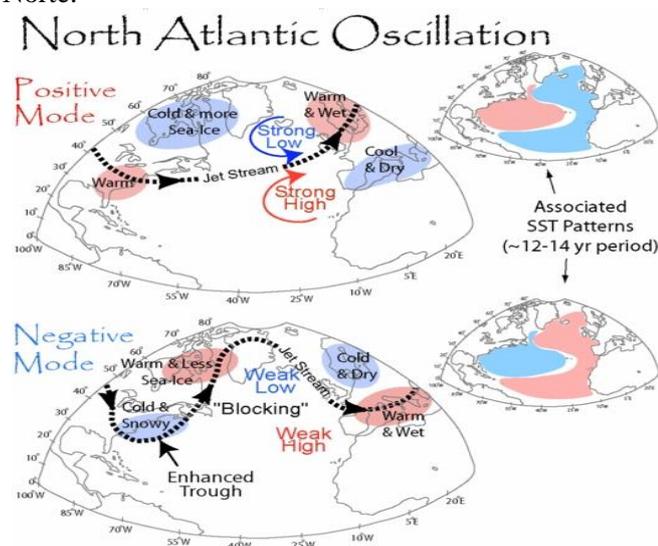
A influência dos trópicos na OAN tem importância significativa. Ainda não se conhece claramente se a célula de Hadley é regida globalmente ou se depende de mecanismos locais. Porém, esta é conhecida por ser sensível ao gradiente meridional de

TSM nos trópicos e pode agir como ponte atmosférica até as latitudes médias, modulando assim, a variabilidade da OAN nessas latitudes.

A OAN exerce uma influência dominante nas temperaturas durante o inverno do Hemisfério Norte. A TSM e a temperatura do ar em toda a bacia do Atlântico Norte, no leste da América do Norte, no Ártico, na Europa e do Mediterrâneo, estão significativamente correlacionados com a variabilidade da OAN. Mudanças de temperatura sobre a terra, e as alterações nas precipitações trazem consequências graves para uma ampla gama de atividades humanas. Anomalias de precipitação no leste da América do Norte e do escoamento mostram também uma relação com a OAN (PERREAULT et al., 1999), o que poderia afetar a desenvolvimento da gestão da água em sistemas de recursos hídricos.

A Figura 3 esquematiza o processo físico e dinâmico de uma onda atmosférica associada à Oscilação do Atlântico Norte, mostrando as fases quente e fria do fenômeno.

Figura 3 - Descrição do mecanismo de inclinação de um gradiente de pressão atmosférica norte-sul em todo o Atlântico Norte.



Fonte: Rogers (1984).

3.2.2 Oscilação Decadal do Pacífico (ODP)

Flutuações atmosféricas associadas à Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) podem ser atribuídas à variabilidade climática que ocorre a cada década no Oceano Pacífico (OBREGON; NOBRE, 2003). Segundo Gerchunov e Bartnett (1998), esta variabilidade pode modular o fenômeno El Niño Oscilação Sul (ENOS), e que há

evidências de uma forte relação entre anomalias climáticas e múltiplos modos de variabilidade decadal.

Nakamura, Lin e Yamagata (1997) mostraram dois modos decadais, baseados em séries de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) não filtradas no Pacífico Norte (20°-50°N; 150°E-140°W). Esses autores descobriram que mesmo para análise de EOF realizada em um domínio restrito ao Pacífico Norte, as regressões de anomalias de temperatura da superfície do mar (ATSM) com as componentes principais sugerem que um dos modos de variabilidade tem conexões tropicais e extratropicais.

A variabilidade decadal do Pacífico pode ter dois modos coexistentes: um restrito às latitudes médias do Pacífico Norte, como foi sugerido por Deser e Blackmon (1995) e Barlow, Nigam e Berbery (2001), os quais o chamaram de modo do Pacífico Norte, com período de oscilação de 50 anos, e outro modo com sinais comparáveis aos trópicos e extratropicais, com período de oscilação de 20 a 30 anos de acordo com Zhang, Wallace e Battisti (1997), onde estudaram a estrutura da variabilidade interanual associada ao ciclo do ENOS e compararam com campos de TSM, onde se verificou anomalias positivas no Pacífico tropical e extratropical, e negativas no Pacífico norte e central.

Com a utilização de dados mensais de temperatura da superfície do mar (TSM) do Pacífico num período de 48 anos, de precipitação em 35 anos e reanálise do NCEP/NCAR; Barlow, Nigam e Berbery (2001) identificaram um padrão espacial para três principais modos de variabilidade para os meses de verão do hemisfério norte. O primeiro modo para o Pacífico Sul, típico de desenvolvimento das condições de ENOS. O segundo modo é referente à Oscilação Decadal do Pacífico (ODP), em toda a bacia do Pacífico, que em linhas gerais, é similar ao que foi mostrado por Mantua et al. (1997) e Zhang, Wallace e Battisti (1997), mas com menor sinal no Pacífico Norte e no Pacífico Equatorial Leste. Embora a ODP tenha similaridades com o ENOS no Pacífico Norte, as diferenças são grandes no Pacífico Equatorial Leste durante o verão. Por fim, o terceiro modo se refere ao Pacífico Norte e se restringe apenas a essa região e está associado a variações de escala decadal e intersazonal.

Em relação as diferenças entre ENOS e ODP no Pacífico equatorial, vários estudos tentaram investigar a variabilidade decadal do Pacífico Norte no contexto da variabilidade interanual do ENOS. Diferentemente daquela, o ENOS tem sido definido como um fenômeno resultante de interações oceano-atmosfera tropicais, com impactos em regiões extratropicais por meio dos padrões de teleconexões oceano-atmosfera.

Alguns estudos sugerem que as anomalias de TSM tropicais podem induzir anomalias de TSM extratropicais via atmosfera, por meio do padrão Pacífico-América do Norte, e procura-se esclarecer se a oscilação decenal no Pacífico Norte está relacionada ao ENOS, ou se é uma resposta linear ao ENOS. Zhang, Wallace e Iwasaka (1996) sugeriram que essa oscilação não está relacionada linearmente ao ENOS. Eles compararam os padrões oceânicos-atmosféricos associados à oscilação decenal do Pacífico Norte dos campos totais de TSM e altura geopotencial em 500hPa, com aqueles linearmente independentes do ENOS, incluindo a variabilidade interdecenal, e mostraram que a remoção do modo do ENOS não afeta a estrutura modal dessa oscilação.

Para a América do Sul, inúmeros estudos trazem evidências da importância da variabilidade climática através do Pacífico Tropical, de acordo com a atuação da ODP em suas diferentes fases. Um estudo feito por Andreoli e Kayano (2005) considerou que os regimes da ODP apresentam escalas de tempo, aproximadamente, de 20-30 anos de duração, sem interrupções. Estas autoras obtiveram resultados consistentes utilizando compostos de anomalias de precipitação sobre a América do Sul para as fases quente e fria da ODP.

Os efeitos de oscilações de grande escala sobre o Cone Sul, incluindo a Amazônia, ainda são pouco conhecidos, devido à escala de tempo de suas variações, que requer séries consideravelmente longas para suas identificações. Tendências de longo prazo foram registradas para chuvas na América do Sul, e para as chuvas na Amazônia, notaram-se tendências de redução no oeste e centro, e de aumento no leste no período de 1960-1980 (DIAS de PAIVA; CLARK, 1995), e conforme foi explanado anteriormente, Marengo (2004) notou redução de chuvas no norte da Amazônia após 1975, ano que coincide com a mudança brusca da fase fria para a fase quente da ODP registrada por Mantua et al. (1997). Além disso, uma análise feita por Kayano e Andreoli (2006a), baseada em variações do índice ODP considerou os padrões de teleconexões do ENOS relacionados a variações de precipitação na América do Sul para as três fases da ODP: positiva, negativa e neutra. Esse enfoque considera as mudanças observadas em um regime climático de 20 a 30 anos.

Kayano e Andreoli (2006a) identificaram que os padrões de teleconexões do ENOS, relacionados às variações de precipitação para a América do Sul, são mais intensos quando o ENOS e a ODP estão na mesma fase, e são mais fracos quando o contrário acontece. Elas sugerem que a ODP e ENOS podem ter efeitos combinados nas

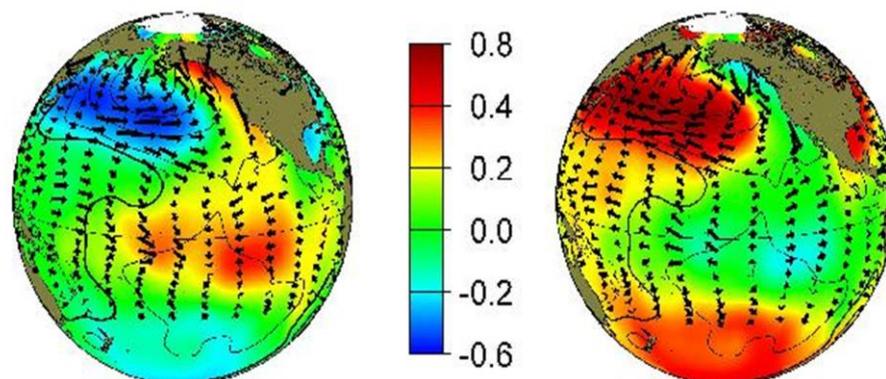
distribuições anômalas da precipitação em algumas regiões. Anomalias positivas e negativas de TSM estão associadas às fases destas ondas atmosféricas, na região do Pacífico central e norte (figura 4).

Registros históricos de chuva na Amazônia mostram uma variabilidade decadal e interdecadal (ZHOU; LAU, 2001; MATSUYAMA et al., 2002; MARENGO, 2004). Em escala regional, uma tendência de crescimento da precipitação é observada sobre o norte da Amazônia, enquanto que a parte sul apresenta tendência positiva, e aparentes mudanças no clima são observadas por volta da metade das décadas de 40 e 70. Depois de 1975, as partes norte e sul da Amazônia mostram, relativamente, menos chuvas quando isto é comparado com o período anterior (OBREGON; NOBRE, 2003; MARENGO, 2004).

A variabilidade climática na região amazônica está relacionada às mudanças em ambas às circulações atmosféricas e oceânicas sobre o Pacífico norte, com destaque para 1975-1976 associada à ODP. O período após 1975 está aparentemente associado à fase positiva da ODP, onde foi baixa a precipitação sobre o norte da Amazônia, está relacionada a mais frequentes e intensos episódios de El Niño.

Considerando que áreas desmatadas na Amazônia estão localizadas principalmente sobre a porção sul da bacia, e que esta região apresenta uma tendência positiva nas precipitações a longo prazo, é possível supor que esta tendência, provavelmente, está mais relacionada à variabilidade interdecadal associada à ODP, e em menor grau à OAN.

Figura 4 - Padrões anômalos relacionados às fases quente e fria da ODP, no oceano Pacífico. Com a temperatura da superfície do mar (cores), pressão ao nível médio do mar (contornos) e a direção do vento (vetores).



Fonte: Mantua et al, (1997)

3.2.3 Índice de Oscilação Sul (IOS)

O Índice do Oscilação Sul (IOS) é uma indicação numérica do desenvolvimento e da intensidade do El Niño Oscilação Sul (ENOS), fenômeno de escala interanual, que ocorre em latitudes tropicais do oceano Pacífico. Este índice é calculado usando as diferenças médias de pressão ao nível médio do mar entre Tahiti e Darwin, sendo baseado em uma análise mensal, com valores em períodos mais longos. Esta foi uma forma de definir os valores, alto e baixo do IOS, relacionados às fases, fria (La Niña, IOS +) e quente (El Niño, IOS -) do fenômeno ENOS, sugerida por Ropelewski e Jones (1987).

Nas últimas décadas, têm-se observado crescentes preocupações sobre flutuações de baixa frequência relacionadas ao ENOS e sua possível contribuição no efeito estufa (ALLAN, 1989). Na tentativa de compreender a variabilidade a longo prazo e influência deste fenômeno oceano-atmosférico quase global, têm sido feitos estudos para distinguir os eventos do ENOS relacionados a suas fases de atuação como, por exemplo, secas na Indonésia e grandes inundações na Índia, além de influenciar outras regiões, como a América do Sul (QUINN, 1990).

Em escalas de tempo interanuais, o ENOS é o sinal mais forte de variabilidade climática em larga escala no sistema oceano-atmosfera, com o El Niño representado pelo IOS negativo (fase quente), alternando com a fase normal e a fase oposta, La Niña representada pelo IOS positivo (fase fria) exibindo efeitos reversos (PHILANDER, 1998). Além disso, seus efeitos são sentidos em todo o mundo através de teleconexões atmosféricas e oceânicas, com impactos significativos sobre a sociedade e os sistemas naturais.

McPHADEN et al (2011) registraram nove episódios da fase positiva do ENOS em uma série de 31 anos de dados de anomalias de TSM, onde observaram que um desses eventos se estende por mais de 18 meses na transição de 1986-1988, com picos no trimestre DJF. Através de índices que usam combinações lineares e não lineares assumidas por Ren e Jin (2011) e Singh et al (2011), os autores inferiram que três de quatro episódios de El Niños ocorridos durante a última década (2000-2010) foram atuantes no Pacífico central. Por outro lado, quatro dos seis eventos nos primeiros 20 anos (1980-1999) foram atuantes no pacífico leste, sendo que dois (1982-1983 e 1997-1998) foram muito fortes. Assim, o período de 1980-1999 é estatisticamente caracterizado pela predominância da variabilidade do El Niño no Pacífico leste e 2000-2010 pela variabilidade do El Niño no Pacífico central.

Alguns estudos apontam duas maneiras pelas quais o ENOS se relaciona à variabilidade da precipitação no norte e nordeste do Brasil. Segundo Saravanan e Chang (2000) um dos mecanismos é direto, através da circulação de Walker mediante alternância de convecção profunda e subsidência. Outra maneira desta influência é por meio de um mecanismo indireto através de ponte atmosférica de latitudes médias, o que afeta as anomalias do Atlântico Norte Tropical e de TSM, alterando o posicionamento da ZCIT (NOBRE; SHUKLA, 1996). Diante disso, Andreoli e Kayano (2006) através de análises de composição de várias variáveis para extremos de ENOS e de condições neutras do Atlântico Sul Tropical, concluem que ambos os mecanismos podem atuar para causar variabilidade da precipitação relacionada com o ENOS para tais regiões.

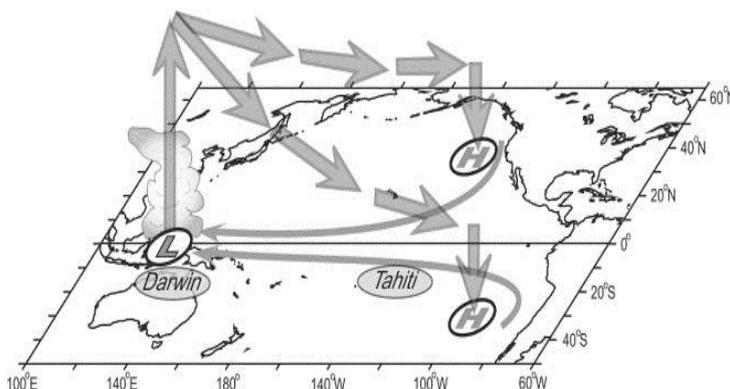
Ao fazerem uma reanálise de anomalias de precipitação no nordeste brasileiro considerando o efeito do ENOS e do Atlântico Tropical (AT) na estação anterior à estação chuvosa, Andreoli e Kayano (2007) entenderam que, na ausência de anomalias de TSM (ATSM) significativas no AT, durante a fase inicial e de desenvolvimento do ENOS no trimestre DJF, as anomalias na precipitação são ocasionadas, possivelmente por padrões de teleconexões associados ao rearranjo da célula de Walker, no trimestre MAM, por padrões de precipitação extratropicais. Simultâneos, ENOS e ATSM significativas no AT, atuaram para aumentar ou diminuir as anomalias de precipitação. Ainda segundo as autoras, ATSM de mesmo sinal no Atlântico Tropical Sul (ATS) e Pacífico leste, enfraquecem os padrões de precipitação na região de estudo.

A variabilidade interanual é um importante modulador da variabilidade sinótica e intrassazonal da América do Sul. Grimm (2011) caracterizou os principais modos de variabilidade interanual da precipitação sazonal e alguns mecanismos associados, bem como os possíveis impactos dessa variabilidade na frequência de eventos extremos de chuva e os possíveis efeitos na mudança climática antropogênica. A influência do ENOS sobre as chuvas na América do Sul é identificada em todas as estações do ano. As fontes de calor associados a eventos de ENOS perturbam a circulação de Hadley e Walker sobre a América do Sul (Figura 5), gerando trens de ondas de Rossby anômalos. No norte do continente, o impacto ENOS é principalmente devido às anomalias da circulação de Walker, bem como as anomalias de TSM diretamente associados ao ENOS (KOUSKY et al, 1984; ROPELEWSKI; HALPERT 1987). A Figura 5 ilustra esquematicamente o mecanismo físico e as regiões do Pacífico onde o IOS é calculado, usando as diferenças médias de pressão ao nível médio do mar entre Tahiti e Darwin, sendo baseado em uma análise mensal, com valores em períodos mais longos.

Grande parte da variabilidade interanual do clima sobre a Amazônia, é modulada pelos oceanos adjacentes ao continente sul americano, Pacífico e Atlântico (RICHEY, NOBRE; DESER, 1989; MARENGO; HASTENRATH, 1993; UVO et al., 1998). Um estudo feito por Foley et al. (2002) apresentou uma média de anomalias de precipitação na Amazônia, durante eventos de El Niño e de La Niña num período de 45 anos. Eles concluíram que as mudanças nos regimes de chuva são mais intensas durante a estação chuvosa e de forma desigual em toda a Amazônia, por ser mais perceptível no período de mais chuvas, em comparação ao período de menos chuvas na região. No setor norte da Amazônia, as anomalias negativas de chuva são mais intensas do que o normal. Durante La Niña, a Amazônia tende a ser mais úmida, sendo que esse comportamento pode mudar durante alguns anos de El Niño, como em 1972-73, quando a Amazônia foi mais úmida do que o normal.

A variabilidade interanual da Amazônia também tem consequências diretas na hidrologia da região. Neste sentido, estudos mostram variações dos principais rios da Amazônia em longo prazo, como consequência da variação anual da precipitação relacionada a extremos climáticos associados ao El Niño.

Figura 5 - Ilustração esquemática da circulação média dos ventos Alísios na baixa troposfera, associada às circulações de Hadley e Walker. O ar sobe em L, em níveis superiores troposféricos seguem em direção aos pólos e para leste, onde descem em H (altas subtropicais) em ambos os hemisférios.



Fonte: Schwing, F.B.; Murphree, T.; Green, PM. (2002)

Vários estudos têm evidenciado alguma associação entre os índices IOS e OAN. Berlage (1966) cita evidências de que a pressão em Jakarta, na Indonésia, é significativamente correlacionada à pressão na área da Groelândia-Islândia. Por outro lado, Trenberth e Paolino (1981) notam similaridades entre campos espaciais de pressão associadas ao índice IOS e campos de autovetores associados ao índice OAN.

Stensth et al. (2003), identificaram algumas desvantagens para a aplicação de índices climáticos, como a variação espacial, sazonalidade, não linearidade e falta de correlação entre o clima global e o local. Porém, as principais vantagens na utilização de índices de clima global são os efeitos biológicos que podem estar relacionados mais fortemente a índices globais, do que para qualquer variação de clima local. Além disso, ajuda a evitar problemas de seleção de modelos climáticos, abre possibilidades de previsão e são disponíveis de forma *on-line*.

3.3 Aplicação de Funções Ortogonais Empíricas a dados atmosféricos

Muitos estudos têm usado Funções Ortogonais Empíricas ou EOF, sigla mais comumente mencionada em inglês, para análise multivariada de dados atmosféricos com o objetivo de detectar padrões espaciais de campos significativos de determinadas variáveis meteorológicas.

A EOF tem o potencial de produzir conhecimentos substanciais em ambas as variações espaciais e temporais exibidas por um campo de variável que está sendo analisado e novas interpretações do conjunto de dados originais podem ser sugeridas através de combinações lineares estabelecidas na compressão dos dados.

Estes estudos usando EOF aplicam-se às mais diversas escalas espaciais e temporais (KIDSON, 1975; HARDY; WALTON, 1978; DIAZ; FULBRIGHT, 1981). Estas funções se constituem numa ferramenta muito importante para a análise de uma quantidade muito grande de dados, proporcionando também uma interpretação rápida dos mesmos, através dos modos espaciais significativos (autovetores), indicando regiões homogêneas para uma determinada variável.

Obregon e Nobre (1990) aplicaram EOF a dados mensais de precipitação em 28 pontos distribuídos em toda a Amazônia, em uma série de 35 anos. Eles utilizaram a série com o ciclo anual inalterado e com o ciclo anual removido, onde detectaram que o primeiro modo da EOF, com o ciclo anual, está associado com a migração da ZCIT e ao dipólo do Atlântico. No entanto, o segundo e o quarto modo da EOF parecem estar relacionados a eventos de ENOS. Anos mais tarde, uma investigação feita por Matsuyama et al. (2002), apontou que o primeiro e o segundo modo da EOF apresentam um padrão espacial meridional da precipitação máxima de verão no hemisfério sul. Eles concluíram que o segundo modo sofre influência do Atlântico, enquanto que o terceiro modo exibe um padrão zonal, o qual deve estar relacionado à anomalias de TSM no Pacífico. Para os autores, estes resultados são provenientes de correlações simultâneas

entre os scores temporais de quatro modos obtidos pela EOF, e de dados mensais do IOS para a mesma série de tempo dos dados de precipitação.

Zhang, Wallace e Battisti (1997) analisaram os principais modos da EOF aplicada às anomalias de TSM, PNM e vento, sempre associados a seus respectivos coeficientes de expansão temporal. Para os autores, o uso de anomalia (desvios) reduz a influência de tendências médias globais sobre a estrutura dos modos da EOF e seu coeficiente de expansão temporal. Ainda neste estudo, foi utilizada uma série temporal do Índice de Oscilação Sul, baseado em observações de superfície do mar.

Por meio de várias técnicas de análise diferentes, a variabilidade do tempo dos principais modos da EOF é separada em duas componentes: uma identificada como variabilidade relacionada ao ciclo do ENOS na escala de tempo interanual, e o outro linearmente independente, que compreende à variabilidade interdecadal (OBREGON; NOBRE, 1990; ZHANG, WALLACE; BATTISTI, 1997).

Muitos estudos utilizam análises de EOF baseadas na matriz de covariância com a finalidade de extrair os principais modos de variabilidade de uma determinada variável. Barlow, Nigam e Berbery (2001) utilizaram o método varimax aos modos espaciais encontrados pela EOF para a série de dados sem o ciclo anual, a fim de se encontrar a máxima variância explicada. Eles concluíram que há conexão entre o oceano Pacífico e a variabilidade climática da precipitação para a área de estudo, tal conclusão foi fundamentada na explicação dos três principais modos da EOF. Contudo, a relação entre a precipitação e outros modos de variabilidade de TSM, como foi feito com o segundo modo em Ting e Wang (1997), e os vários modos do Atlântico, em particular o índice OAN, também precisa ser melhor analisada, principalmente com relação a possíveis efeitos juntamente com os três modos do Pacífico considerados.

Para North et al. (1982), o primeiro modo da EOF deve explicar a máxima variância dos dados, este representa a identidade física mais significativa dos padrões obtidos. Neste sentido, Kayano, Andreoli e Souza (2013) fizeram análise de EOF das anomalias mensais de TSM do Atlântico Sul e Pacífico Tropical de forma separada, para os dois setores oceânicos. Todavia, concluíram que as cargas positivas estão centradas na região central do Pacífico Tropical, logo este modo reflete, principalmente, as variações de TSM relacionados ao ENOS no Pacífico tropical. De fato, os maiores valores positivos (negativos) das correspondentes séries temporais da primeira componente principal ocorrem principalmente durante eventos de El Niño (La Niña).

Outros estudos feitos com EOF têm o objetivo de investigar padrões espaciais e temporais em diversas escalas, e apontam a Oscilação do Atlântico Norte como um fenômeno de inverno para o hemisfério norte com 37% da variância total explicada no primeiro modo, e 19% no segundo modo (WALLACE; GUTZLER, 1981; ESBENSEN, 1984). Hoerling, Herrell e Xu (2001) utilizaram EOF para observar a Oscilação do Atlântico Norte em 500 hPa, no período de 1950-1999, onde o primeiro modo explica 28% da variância sobre a região do Atlântico central. Neste estudo, o padrão espacial referente ao primeiro modo da EOF reflete a fase positiva da OAN em campos de anomalias de pressão e de temperaturas da superfície do mar.

O padrão dominante de variabilidade do Atlântico tropical é revelado por uma análise de EOF feita por Nobre e Shukla (1996), com anomalias mensais de vento à superfície e TSM. Estruturas espaciais do primeiro modo da EOF e os coeficientes temporais revelam que existe uma forte ligação entre a variabilidade climática tropical e a OAN sendo que a variabilidade interanual da TSM é mais forte de março a maio ficando por 1-2 meses na fase ativa.

Outros estudos mostram a utilização de funções ortogonais empíricas em análises sinóticas. Escobar e Seluchi (2012) apresentaram uma classificação dos campos de pressão atmosférica ao nível médio do mar sobre América do Sul, durante as estações de verão e inverno, com o intuito de identificar os principais padrões sinóticos associados à Baixa do Noroeste da Argentina e à Baixa do Chaco. Após a obtenção das componentes principais (CPs), foram selecionadas situações meteorológicas altamente correlacionadas com cada uma das CPs. Para a determinação destes casos foram utilizadas as séries temporais dos fatores de peso, que representam as correlações entre cada variável (situação meteorológica real) e cada componente principal (RICHMAN, 1986). A análise da série permite determinar a representatividade das componentes principais como situações sinóticas reais, onde valores próximos a 1 representam situações meteorológicas similares às das componentes principais obtidas. A análise de autovetores obtidos por EOF permite avaliar a representatividade dos padrões como situações reais para uma determinada variável (HARMAN, 1976; CATTEL, 1978).

3.4 Efeito da variabilidade do clima na produtividade de soja na Amazônia

A soja é uma cultura já estabelecida no território brasileiro, ocupando 22 milhões de hectares e com cerca de 100 milhões de hectares aptos à expansão (MACEDO; NOGUEIRA, 2005). A Amazônia legal apresenta um lucro anual de produção de aproximadamente 17 bilhões de reais, sendo 15 bilhões só no estado do Mato Grosso (IBGE 2012), o que torna o Brasil o maior exportador e segundo maior produtor de soja do mundo. Esta cultura iniciou-se no sul do país e avaçou para a região central, expandindo-se gradativamente ao norte brasileiro. A área de avanço agrícola tem substituído o bioma local: a floresta amazônica (Figura 6). O que tem preocupado entidades públicas e privadas, diante do desmatamento exagerado e perda da biodiversidade. O que condiz com a atualidade, pois esse espaço regional consolida sua participação no processo geral de transformação territorial desta região e do Brasil e, especificamente, às mudanças ocorridas no uso da terra, no qual a expansão/intensificação da agricultura acaba determinando, em grande parte, a dinâmica econômica e demográfica desta imensa região.

Segundo o IBGE (2005) a distribuição do cultivo de grãos, em especial da soja, na Amazônia, mostrada na Figura 6, tem sua dinâmica espacial associada, em grande parte, não somente à pesquisa científica, que possibilitou a adaptação de novas espécies vegetais às características do cerrado, como ao uso intensivo de máquinas, equipamentos e insumos, determinantes dos elevados índices de produtividade alcançados. A potencialidade para o cultivo de grãos em grande escala encontra-se, principalmente, nas áreas de cerrados da Amazônia legal, incluindo o Mato Grosso, Tocantins e Pará, onde domina um clima com período menos chuvoso definido e a topografia plana admite a mecanização ao mesmo tempo em que os solos apresentam características que respondem à moderna tecnologia empregada.

Neste sentido, a distribuição espacial das principais lavouras temporárias e, em especial, do cultivo da soja, revela a feição atual de uma dinâmica territorial que conjuga inovação tecnológica à expansão horizontal de cultivos modernizados predominantemente em áreas de cerrado de baixa densidade demográfica.

Santos (2002) sugere que os elementos climáticos variam com o tempo, fazendo com que a exploração agrícola esteja sempre sujeita às incertezas. Dentre os elementos meteorológicos, a precipitação apresenta grande variabilidade espacial e temporal, cuja

estimativa constitui-se uma das principais fontes de erro e incertezas em planejamentos agropecuários.

A chuva é um dos elementos climáticos de maior importância para a agricultura, porque influencia em todos os estágios de desenvolvimento das plantas (BASTOS et al., 1993), sendo essencial para o crescimento com importante papel na fotossíntese e na produção do vegetal. Essa importância se torna maior nas regiões tropicais úmidas, ao contrário dos trópicos, onde o cronograma agrícola é determinado.

A capacidade de evitar, ou pelo menos minimizar, os fatores adversos decorrentes do ritmo climático ao desenvolvimento das plantas de soja, pelo emprego de diversas estratégias e tecnologias, além de muita informação da pesquisa agropecuária, é o principal motivo pelo qual os níveis de produtividade física são elevados no sistema de produção agrícola (SANTOS, 2002). O uso de cultivares com características genotípicas diferenciadas na mesma safra evita que uma forte variação no regime das chuvas possa comprometer grande parte da produção. Os produtores diversificam também os tipos de manejo do solo, de tratamentos culturais e produtos químicos utilizados.

Dentro dessa perspectiva, é necessário discutir sobre sua lógica de produção e sua sustentabilidade sócio-ambiental, reveladas, sobretudo, por suas práticas e estratégias, bem como sobre os possíveis efeitos na natureza dos produtos que emprega, em larga escala. Neste sentido, Santos (2005) abriu uma discussão que permite avaliar o impacto sócio-ambiental deste modelo de produção nos ecossistemas em que se encontra, e fazer um prognóstico do que ele poderá promover onde está sendo implantado. Ou seja, se tal modelo garantirá a “sustentabilidade ecológica” nas áreas onde está se expandindo e se garantirá às “sociedades sustentáveis” que convivam em equilíbrio com o meio ambiente da região.

excessos hídricos durante algumas fases críticas durante o ciclo de crescimento/desenvolvimento das plantas. O efeito indireto seria através de condições desfavoráveis (períodos de secas e/ou excesso hídrico no solo, ou ocorrência de chuvas frequentes sem, no entanto, caracterizar excesso ou déficit hídrico no solo) para realização das operações agrícolas na época em que as mesmas têm que ser feitas e deste modo favorecer a ocorrência de problemas promovidos por ervas daninhas, pragas, doenças e danos mecânicos aos grãos e sementes de soja.

Neste sentido, Santos (2005) estabelece algumas estratégias e tecnologias para minimizar os efeitos adversos do clima, e assim garantir a produção. Para o autor, isso é feito de acordo com as principais fases do cultivo, ou seja, pré-plantio, plantio, tratamentos culturais e colheita.

Na fase de pré-plantio realiza-se a definição do sistema de cultivo, definição do sistema de cultivo do solo, aplicação de herbicidas e inseticidas para controle fitossanitário das áreas que serão plantadas para evitar ataques de microorganismos e competição por água e nutrientes no momento da germinação da soja.

Na fase do plantio, se estabelece a rotação de culturas, onde cultiva-se a soja na safra principal (verão) e a rotação ocorre no período das safras menores com a cultura do milho, sorgo ou arroz. Assim, plantando-se cerca de 20% a 25% do total da área explorada na propriedade com variedades precoces ou de ciclo médio, que liberam área mais cedo, fazendo-se em safras menores nestas áreas, a cada quatro anos completa-se uma rotação na propriedade. Em outro modelo mais recente, a cultura do algodão passa a dividir espaço e fazer rotação com a soja no período da safra principal. Neste caso, o modelo de “rotação de cultura” volta ao seu sistema convencional, sendo caracterizado por revezamento anual entre o algodão e a soja na safra principal.

Uma outra estratégia final, seria a prática do sistema convencional de preparo do solo para o cultivo mínimo. O cultivo mínimo tem como principal objetivo diminuir os problemas de erosão causados pelas chuvas intensas na época de plantio, que são agravados quando os solos são preparados no sistema convencional. Assim, realizando-se o plantio sobre uma cobertura vegetal (palhada), a ação destas chuvas, fica reduzida. Neste sentido, Camargo et al. (1974) esclarece que a soja é uma cultura de verão, portanto a umidade do solo é um fator importante para seu desenvolvimento. Quando o solo está muito seco, ele dificulta a maturação e a colheita, a umidade excessiva pode trazer prejuízos à lavoura.

A deficiência de umidade pode limitar o desenvolvimento da planta através da redução na quantidade de CO₂, uma vez que com deficiência hídrica os estômatos das folhas fecham-se diminuindo a absorção de CO₂ utilizado na fotossíntese. A deficiência de umidade ocasiona, ainda, retardamento no crescimento da planta, pois reduz a presença de água, absorvida pelo sistema radicular, prejudicando o processo de fotossíntese. Em contrapartida, sabe-se também que a planta é sensível às condições de solo saturado e por esta razão este ambiente deve ser bem drenado e arejado, evitando assim prejuízo da atividade microbiana existente (MIERES et al, 2012).

As condições proporcionadas pela variação dos elementos meteorológicos constitui o principal fator de risco e de insucesso para a cultura de soja. De acordo com Berlato e Fontana (1999), os maiores rendimentos da soja da década de 1990, no sul do Brasil foram em anos de El Niño (1991/1992, 1992/1993, 1993/1994, 1994/1995 e 1997/1998), que determinaram precipitações pluviais acima da média climatológica.

Verifica-se, portanto, que a disponibilidade hídrica se constitui como um fator de grande relevância, principalmente quando se trata de dois períodos de desenvolvimento da soja: germinação emergência e floração-enchimento. Monteiro (2009) afirma que durante o período de germinação tanto o excesso quanto a falta de água podem ocasionar prejuízos ao estabelecimento da cultura e à obtenção de uma boa uniformidade na população das plantas, ressaltando que o excesso hídrico nesta fase é mais limitante que o déficit. A pouca disponibilidade hídrica durante a estação de crescimento constitui-se na principal limitação à expressão potencial de rendimento da cultura, sendo esta a maior causa da variabilidade dos rendimentos de grãos observados de um ano para o outro, principalmente no sul do Brasil.

Por outro lado, um estudo feito por Souza et al. (2010) mostra que o avanço contínuo da fronteira agrícola na Amazônia tem preocupado a comunidade científica devido aos possíveis impactos ambientais causados por essa mudança no uso da terra. Contudo, os componentes da radiação solar foram monitorados continuamente durante o ciclo da soja em 2006 e 2007 em uma área de 200 ha. O cultivo da soja na Amazônia apresentou uma mudança abrupta nos componentes do balanço de radiação, com a consequente redução na energia disponível para o ambiente devido ao aumento da reflexão da superfície. Eles concluíram que houve uma significativa contribuição da componente da radiação difusa na interceptação de soja durante condições de nebulosidade.

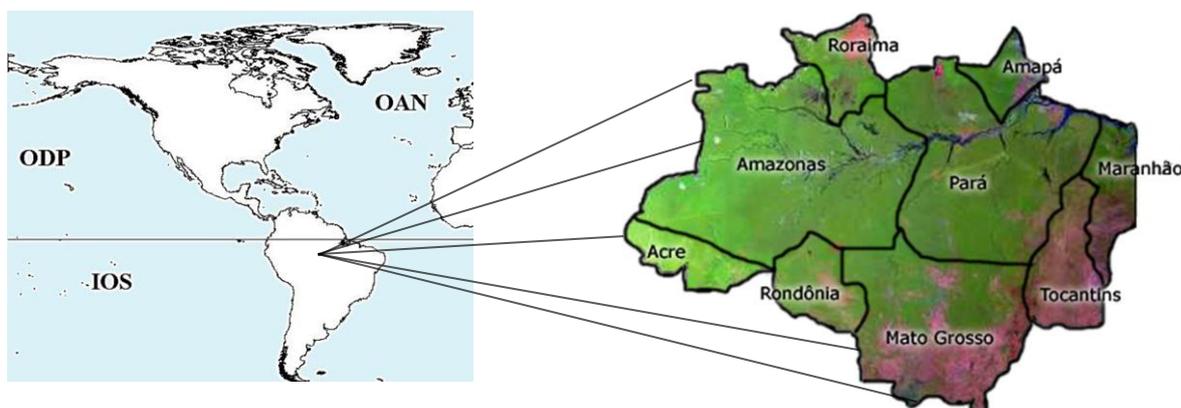
4 MATERIAL E MÉTODOS

Neste capítulo é apresentada a área de estudo, o material utilizado e as ferramentas estatísticas usadas para a análise dos dados de precipitação, de soja e dos índices climáticos (OAN, ODP, IOS).

4.1 Área de estudo

O continente sul americano sofre influência direta dos oceanos adjacentes, através de mecanismos de acoplamento oceano-atmosfera, que modulam a precipitação em regiões de grande variabilidade climática, em especial a Amazônia. A região amazônica foi selecionada para ser a área de estudo deste trabalho, por apresentar grande variabilidade de precipitação climática espacial e temporal em associação a mecanismos de acoplamento oceano-atmosfera. A Figura 7 mostra as regiões oceânicas de atuação da OAN, da ODP e do ENOS, e a área da Amazônia legal para análise da precipitação.

Figura 7 - Região amazônica em destaque no continente Sul Americano e oceanos adjacentes, com a localização das áreas de influência da OAN (Oceano Atlântico), ODP e ENOS (Oceano Pacífico).

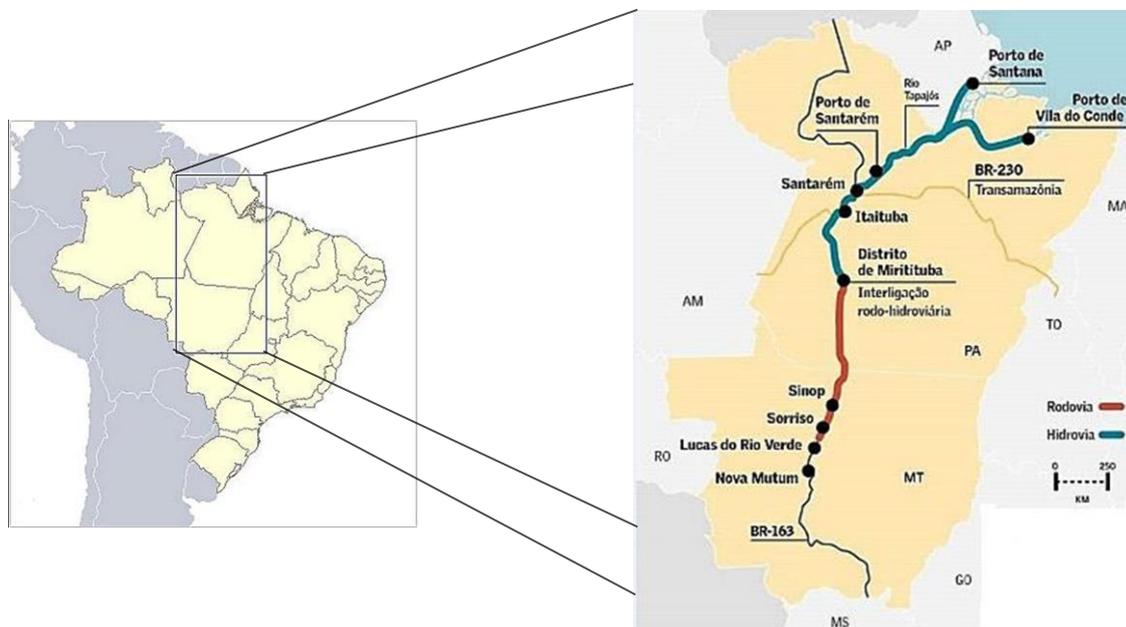


Fonte: elaborada pelo autor.

A Figura 8 destaca o corredor da soja na bacia amazônica onde, atualmente, são transportadas cerca de 20 milhões de toneladas de grãos ao longo da BR-163 (Cuiabá-

Santarém) e das hidrovias que ligam os portos de Santarém-PA, Santana-AP e Vila do Conde, próximo à região metropolitana de Belém-PA.

Figura 8 - Mapa do corredor de produção e exportação de soja na Amazônia legal ao longo da BR-163 (Cuiabá-Santarém), com destaque para os estados do Mato Grosso e Pará.



Fonte: Elaborada pelo autor, dados extraídos do www.amazonia.org.br

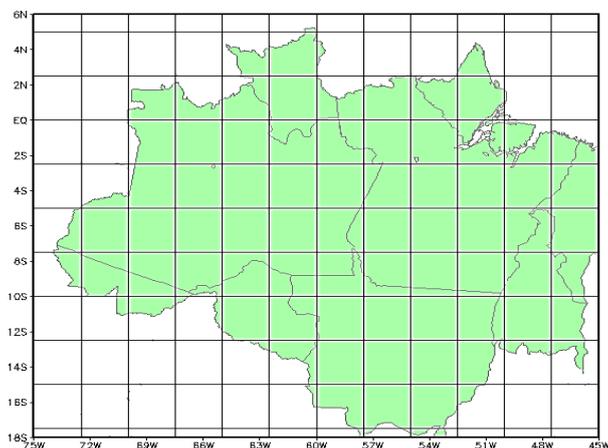
4.2 Material Utilizado

Para a realização deste trabalho foram utilizados dados médios mensais de precipitação do *Global Precipitation Climatology Project* (GPCP), fornecidos pela NOAA, onde foi extraído o período de janeiro de 1979 a dezembro de 2010, fazendo um total de 32 anos de dados. Em uma grade de $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$ (Figura 9), este projeto fornece quantitativos de precipitação, os quais combinam dados de superfície com estimativas feitas por satélite, uma opção adotada para criar banco de dados climatológicos globais em regiões com pouca disponibilidade de dados (HUFFMAN et al., 1997; PINTO et al., 2009).

A combinação de dados de superfície com estimativas feitas por satélite é outra opção adotada para criar bancos de dados climatológicos globais. Estes bancos de dados têm se mostrado satisfatórios para analisar a precipitação global, quando comparados com outros produtos, principalmente em regiões com baixa disponibilidade de dados, como algumas partes da Amazônia.

O GPCP (Global Precipitation Climatology Project) é um projeto estabelecido pelo WCRP (World Climate Research Programme) com o objetivo de quantificar a distribuição da precipitação global para uma série longa (HUFFMAN et al., 1997). Baseia-se no procedimento de análise que mistura várias estimativas para produzir campos de precipitação global. Assim, a análise da grade é baseada em medidas de observações convencionais e satélite para calibrar o banco de dados. Para gerar estas séries de dados são combinadas estimativas indiretas da precipitação através dos sensores VIS/IR (visível/infravermelho) e também microondas dos satélites geostacionários calibrados com dados de mais de 6.000 estações (GRUBER; LEVIZZANI, 2008).

Figura 9 - Distribuição regular dos dados de precipitação do GPCP em pontos de grade para a Amazônia Legal (resolução espacial: 2.5° x 2.5°).



Fonte: Elaborada pelo autor

Foram utilizados ainda, dados de índices climáticos OAN, ODP e IOS que foram disponibilizados pelo *Climate Prediction Center/National Oceanic and Atmospheric Administration* (CPC/NOAA), onde são fornecidos valores mensais de anomalia de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no período de janeiro de 1979 a dezembro de 2010, com um total de 384 valores, para os oceanos Atlântico e Pacífico.

O índice OAN é calculado pela diferença de pressão e temperatura da superfície do mar entre a região dos Açores e da Islândia, sua fase positiva reflete pressões abaixo do normal em altas latitudes do Atlântico Norte, associadas ao ar frio e seco, e pressões acima do normal sobre o centro-norte do Atlântico com ar quente e seco. A fase negativa reflete um padrão oposto de temperatura e anomalias de pressão sobre tais regiões.

O índice ODP é calculado a partir de campos de anomalias de TSM e pressão em toda a bacia do Pacífico norte. No caso do índice ODP, ele é positivo, quando as águas no centro-norte do Pacífico tendem ao resfriamento, e águas ao longo da costa Oeste da América do Norte tendem ao aquecimento. O contrário acontece quando o índice é negativo (MANTUA et al, 1997).

O IOS é calculado usando as diferenças médias de pressão ao nível médio do mar entre Tahiti e Darwin, sendo baseado em uma análise mensal, com valores em períodos mais longos. Esta foi uma forma de definir os valores, alto e baixo do IOS, relacionados às fases, fria (La Niña, IOS +) e quente (El Niño, IOS -) do fenômeno ENOS, sugerida por Ropelewski e Jones (1987).

A obtenção dos autovetores e autovalores dos padrões de precipitação, fornecidos pelo método de Funções Ortogonais Empíricas, que será discutido mais adiante, é feita através do *Statistical Package for Science for Windows* (SPSS), programa específico para análise estatística de dados, que permite realizar cálculos complexos e visualizar resultados de forma simples e autoexplicativa. Entretanto, a confecção dos mapas foi feita com o auxílio do programa gráfico *Surfer*, com base na definição do delineamento experimental, a qual envolve a escolha da técnica de coleta de amostras, que neste caso é do tipo regular, ou seja, quando os pontos estão regularmente espaçados (Figura 9). Através da krigagem, método geoestatístico univariado, que tem sido usado por muitos autores no estudo da distribuição espacial das chuvas para determinadas regiões (TABIOS; SALAS, 1985; PHILLIPS et al., 1992).

Para a abordagem da produção de soja associada à precipitação na região amazônica, foram utilizados dados de quantidades anuais de soja para a região da Amazônia legal, compreendendo duas décadas (1990-2010). Além disso, foram utilizados dados de produção para cada município pertencente ao corredor da soja na Amazônia (Tabela 1), e Paragominas, no nordeste do Pará. Os dados foram fornecidos pela plataforma SIDRA (Sistema IBGE de Recuperação Automática) do IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística).

Tabela 1 - Nome e localização das cidades que mais produziram soja nas últimas duas décadas na Amazônia legal, incluindo os municípios do corredor da soja e Paragominas, no nordeste do Pará.

MUNICÍPIOS	COORDENADAS	PRODUÇÃO 1990-2010
Nova Mutum-MT	13 39'S / 56 01' W	12.188.756 toneladas
Lucas do Rio Verde-MT	12 57'S / 56 06'W	9.680.020 toneladas
Sorriso-MT	12 56'S / 55 40'W	22.955.846 toneladas
Sinop-MT	11 44'S / 55 24'W	2.609.359 toneladas
Santarém-PA	02 39'S / 55 18'W	554.700 toneladas
Paragominas-PA	3° 00'S / 47° 21'W	510.366 toneladas

Fonte: elaborada pelo autor, dados extraídos da plataforma SIDRA/IBGE.

4.3 Metodologia

Para o desenvolvimento desta pesquisa foi utilizado o método estatístico de análise multivariada conhecido como Funções Ortogonais Empíricas, do tipo não rotacionada. Muitas aplicações de FOE (Funções Ortogonais Empíricas) ou EOF, sigla mais comumente mencionada em inglês, têm sido apresentadas em estudos climáticos, meteorológicos e ambientais. Possivelmente, esta técnica estatística para análise multivariada em ciências atmosféricas é a mais utilizada, a qual tornou-se popular para análise de dados atmosféricos seguindo a publicação de Lorenz (1956), o qual afirma que a análise de EOF se equivale à ACP (Análise de Componentes Principais). Ambas as denominações são comumente usadas, e se referem ao mesmo conjunto de procedimentos matemáticos e estatísticos (LORENZ, 1956; WILKS, 2006).

A EOF é um método de análise multivariada que possibilita a identificação das medidas responsáveis pelas maiores variações entre os resultados, sem perdas significativas de informações. Além disso, transforma um conjunto original de variáveis em outro conjunto: as componentes principais (CP) de dimensões equivalentes. Essa transformação, em outro conjunto de variáveis, ocorre com a menor perda de informação possível, sendo que esta também busca eliminar algumas variáveis originais que possuam pouca informação.

Em resumo o tratamento matemático da EOF consiste em determinar uma transformação linear T gerada a partir de uma matriz de dados originais X, de modo que T retenha a máxima variância de X.

Para a determinação das componentes principais, é necessário calcular a matriz de covariância, encontrar os autovalores (coeficientes de expansão temporais) e os autovetores (padrões espaciais) e, por fim, escrever as combinações lineares, que serão

as novas variáveis, denominadas de componentes principais ou EOF's, sendo que cada componente principal é uma combinação linear de todas as variáveis originais, independentes entre si e estimadas com o propósito de reter, em ordem de estimação e em termos da variação total, informações contidas nos dados iniciais (REGAZZI, 2001). A Figura 10 esquematiza todas as etapas do processo matemático da EOF de uma forma simples e resumida.

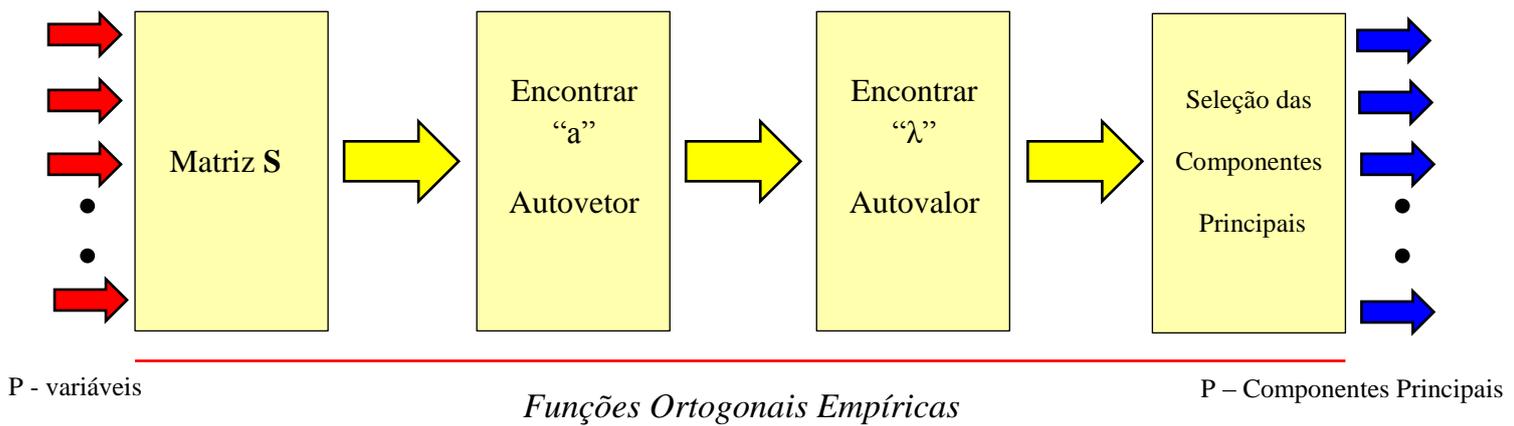
Consideremos uma série de N pontos nos tempo $t=1\dots N$, onde cada ponto contém medições do campo ψ nas posições $m=1\dots M$, isto é, temos M séries de tempo $\psi_m(t)$, tendo cada uma um comprimento N. O primeiro e o último tempo ($t=1$ e $t=N$) devem ser os mesmos para todas as M séries. A partir de uma matriz X, calculou-se a matriz de covariância S, para escalas mensais, 384 valores no tempo, 108 no espaço (384x108), e anuais com 32 valores no tempo, 108 no espaço (32x108), utilizando os modos mais representativos da variância total para cada escala. A matriz de covariância S é obtida da seguinte forma:

$$S = \frac{1}{N} (X \cdot X^T) \quad (1)$$

onde X é a matriz original de dados, X^T a matriz transposta e N o total de casos no tempo, sendo que $X^T = X - \bar{X}$. A matriz S é uma matriz simétrica quadrática e é diagonalizável por uma matriz ortogonal A, ou seja, a matriz de autovetores. A partir desta matriz, obtêm-se os autovalores e autovetores através do método de rotação VARIMAX, ou seja, de máxima variância. O cálculo da função pode ser expresso do seguinte modo: $\det |S - \lambda I| = 0$; $S \cdot a_i = \lambda_i \cdot I$, onde a_i é o iésimo autovetor, λ_i é o iésimo autovalor e I a matriz identidade.

Por último, é feito o cálculo dos coeficientes de expansão temporal ou escores temporais, obtidos da relação entre a matriz da série temporal (X) e da matriz de autovetor (A): $CP = X \cdot A$.

Figura 10 - Esquema ilustrativo das etapas do procedimento matemático da EOF



Fonte: Elaborada pelo autor

Um dos métodos mais empregados para avaliações de diferentes estatísticas entre amostras de dados é o teste T-Student. Este teste é normalmente utilizado para verificar se as médias aritméticas de distintas amostras podem ser consideradas diferentes a um dado nível de significância pré-estabelecido α (BUSSAB; MORETTIN, 2006). Esta estatística emprega-se pela equação 2:

$$t = \frac{\bar{X}_1 - \bar{X}_2}{\sqrt{\frac{(n_1 - 1) \cdot S_1^2 + (n_2 - 1) \cdot S_2^2}{(n_1 + n_2) - 2} \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right)}} \quad (2)$$

onde: \bar{X} corresponde a média de cada série; n o número de observações; S^2 a variância e $(n_1 + n_2) - 2$ o grau de liberdade. O nível de significância estabelecido para este estudo foi de 95%. Neste sentido, aplicou-se o teste T com o objetivo de identificar as áreas mais significativas dos padrões espaciais extraídos da EOF. No caso deste estudo, para a EOF mensal o número de graus de liberdade é de 384 (série temporal), o valor de T para α igual a 95% é de 0,2. Portanto, para uma distribuição normal do tipo bicaudal, valores maiores que + 0,2 ou - 0,2 serão estatisticamente significativos, para as duas escalas.

A significância estatística das tendências nas séries dos autovalores (coeficientes de expansão temporal) observada (32 anos) compreendendo o período de 1979 a 2010 também foi determinada segundo o teste de Mann-Kendall (MANN, 1945; KENDALL, 1975). De acordo com Marengo e Alves (2005) este teste não paramétrico tem sido extensamente aplicado para análise estatística em estudos de tendência hidrológica e é

considerado adequado, uma vez que pressupõe que os dados não são normalmente distribuídos.

Segundo Salmi (2002) o teste de Mann-Kendall é aplicável nos casos em que os valores dos dados x_i de uma série temporal pode ser assumido como segue na equação 3:

$$x_i = f(t_i) + \varepsilon_i \quad (3)$$

Sendo $f(t)$ é uma função temporal contínua monotônica crescente ou decrescente e o resíduo ε_i possui a mesma distribuição com média zero, assumindo que a variância da distribuição é constante no tempo.

Testamos a hipótese nula da não existência de tendência, H_0 , ou seja, as observações x_i são aleatoriamente ordenadas no tempo, contra a hipótese alternativa, H_1 , em que há uma tendência monotônica de aumento ou redução.

O coeficiente de correlação linear de Pearson (r) é uma medida que varia no intervalo de -1 até +1 na qual visa quantificar o grau de relacionamento linear entre séries amostrais. Segundo Spiegel (1972), a correlação entre dois grupos amostrais é o quociente entre a covariância e o produto dos seus desvios-padrão (Equação 4). Valores próximos de +1 indicam forte correlação direta entre as séries, ou seja, à medida que uma determinada grandeza física cresce ou diminui em sua magnitude, a outra apresenta a mesma tendência, enquanto que valores próximos de -1 indicam forte correlação inversa, ou seja, as grandezas físicas apresentam comportamentos contrários. Valores em torno de zero indicam ausência de correlação.

A correlação foi calculada entre o Índice de Oscilação Sul e a precipitação no município de Paragominas, no leste da região. Foram escolhidos os anos considerados extremos em relação às fases do ENOS, representadas por valores altos e baixos do IOS. Para os anos de eventos em que se caracterizou a fase quente do ENOS (El Niño), em cada um destes anos, foram extraídos períodos com defasagem de seis meses, ou seja, quando se observa um decréscimo bem acentuado no valor do índice (novembro-abril). Em relação aos anos em que se caracterizou a fase fria do fenômeno (La Niña), foram extraídos períodos com defasagens de um mês e dois meses, quando se observa um aumento no valor do índice.

$$\rho_{X,Y} = \frac{COV(X,Y)}{\sigma_X \sigma_Y} \quad (4)$$

Onde, COV representa a covariância; X,Y as variáveis em questão; σ_X , σ_Y o desvio padrão da variável.

Cohen (1988) fez uma classificação hierárquica de acordo com o nível dos scores calculados na correlação linear de Pearson, e os classificou como pequenos, médios e grandes. Porém, anos mais tarde, Dancey e Reidy (2005) apontaram para uma classificação mais ampla, onde: $r = 0,10$ até $0,30$ (fraco); $r = 0,40$ até $0,60$ (moderado); $r = 0,70$ até 1 (forte).

A partir das regiões homogêneas obtidas dos padrões climáticos de precipitação, foram usadas às séries temporais de precipitação mensal das respectivas regiões, e feita correlação de Pearson à série do Índice de Oscilação Sul (IOS), a fim de se obter o entendimento dos mecanismos moduladores de precipitação na Amazônia. Com isso, buscou-se fazer correlações com defasagem de tempo para o IOS, em relação à precipitação do município de Paragominas no Pará. Este município foi escolhido por estar localizado na porção leste da Amazônia, onde estudos apontam significativos efeitos do ENOS nas chuvas desta região, e também por este município ter apresentado nos últimos anos expressivo aumento na produção de soja, segundo o IBGE. A precipitação de Paragominas também foi relacionada com a climatologia de 30 anos, a partir de dados da ANA.

Os episódios de El Niño e La Niña, considerados nesta pesquisa, seguem o critério utilizado por Ropelewsky e Jones (1987). Estes autores determinam como anos de manifestações quentes, os que apresentam cinco meses consecutivos de Índice de Oscilação Sul (IOS) menor ou igual a $0,5$, e os que apresentam anos de manifestações frias aqueles com cinco meses consecutivos com IOS maior ou igual a $0,5$.

Na tentativa de se fazer uma abordagem mais detalhada do efeito dos oceanos na região de estudo, foram selecionados estudos de caso em que eventos extremos de clima favoreceram ou desfavoreceram as chuvas da região, como o El Niño de 1982/1983, a La Niña de 1984/1985 e a seca severa de 2005.

Nesta pesquisa obedeceu-se o critério de selecionar a maior amplitude dos coeficientes de expansão temporal da EOF mensal e anual para cada caso de eventos extremos de precipitação, para se entender qual dos modos da EOF é o mais dominante ou mais energético, em cada caso selecionado. A partir do modo selecionado, foram

plotados padrões espaciais de precipitação a partir da série de dados do GPCP para o período selecionado de cada evento. As fases, positiva e negativa, de cada fenômeno foram analisadas a partir de uma tendência linear estabelecida para as séries de cada índice (Figura 19 e Figura 20), observou-se a aproximada duração de cada fase dos fenômenos de escala interanual e decadal, com o objetivo de se investigar em que fase de cada fenômeno se encaixa eventos extremos de clima que causaram impactos significativos na precipitação da Amazônia.

A produtividade de soja na Amazônia foi abordada mediante dados de produção anual média de 20 anos (1990-2010) para toda a Amazônia legal. A metodologia utilizada para definir a tendência tecnológica na produtividade da soja, foi baseada em Cunha et al. (1999), confirmada por Carmona e Berlato (2002). A série histórica de rendimentos foi submetida a uma análise de tendência linear e após o cálculo do ajuste linear, retira-se este como sendo a tendência tecnológica, utilizando a equação 5:

$$f(x) = mx + b \quad (5)$$

Onde m é a inclinação, x o tempo e b a interseção.

Os valores de produtividade de soja foram associados à série do primeiro coeficiente de expansão temporal da EOF anual e às séries dos índices climáticos, a fim de obter o entendimento dos mecanismos moduladores da precipitação na região amazônica. Posteriormente, foram feitas as mesmas análises para cada município pertencente ao corredor de exportação da soja na Amazônia (Tabela 1), no período de duas décadas.

Além da análise da produtividade, analisou-se a variabilidade da precipitação média anual local para cada município, com o intuito de investigar qual destas localidades, pertencentes ao corredor da soja, apresenta maior irregularidade nas chuvas, bem como tendências que podem desfavorecer o cultivo da soja. Em segundo estágio, analisou-se a variabilidade das chuvas para os municípios em questão, porém neste caso a análise foi feita com base nos acumulados médios da estação chuvosa de cada ano e para cada localidade. Esta segunda análise foi feita com o objetivo de avaliar o desempenho de cada município em relação à qualidade da estação chuvosa que, por sua vez, determina significativamente o rendimento anual da produção local de grãos.

De forma geral, foi analisado o quanto a ausência ou o excesso de chuvas podem afetar a produtividade de grãos na região Amazônica.

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Padrões de precipitação

A caracterização das áreas homogêneas de precipitação foi obtida da aplicação da EOF aos dados de precipitação mensal e anual para o período de 1979 a 2010. A partir dos resultados da EOF, foram considerados os três primeiros modos principais para os dados de precipitação mensal e anual, com a soma da variância explicada acima de 60%. Em seguida, foi investigada a significância estatística dos padrões espaciais através do teste T Student, e as tendências dos escores temporais de cada EOF através do método estatístico de Mann-Kendall.

5.1.1 Padrões de escala mensal

Os três primeiros modos explicam 84% da variância total dos dados mensais de precipitação. A Figura 11a mostra o primeiro modo (autovetor) da EOF, que explica 58% da variância total dos dados de precipitação. De acordo com os resultados obtidos, os padrões espaciais dos autovetores extraídos da EOF1 e EOF2 são opostos, portanto ortogonais. As áreas são bem delimitadas no que se refere a valores máximos e mínimos, configurando assim um padrão meridional para a área de estudo, com valores máximos de precipitação na parte norte e mínimos na parte sul. A área com preenchimento em cinza representa os valores significativos ao nível de confiança de 95%, segundo o teste estatístico T Student. Este padrão espacial apresentado pela EOF foi chamado de “dipolo de precipitação” por Obregon e Nobre (1990), Matsuyama et al. (2002) e Amanajás e Braga (2012).

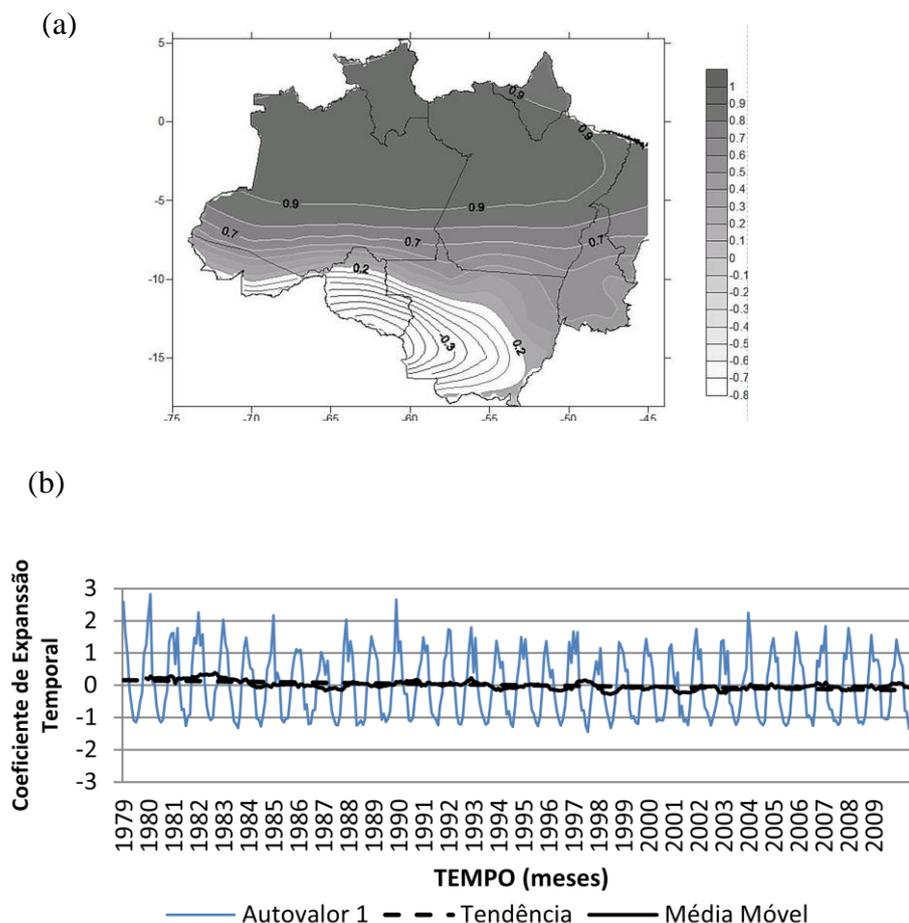
Apesar da influência dos oceanos adjacentes na precipitação da Amazônia, sugere-se que as chuvas associadas a este padrão meridional apresentado no primeiro modo da EOF estejam relacionadas, em maior parte, com a atuação e deslocamento norte-sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), fenômeno de escala planetária e um dos principais sistemas que atuam nos trópicos, responsável pela qualidade da estação chuvosa na Amazônia e no nordeste brasileiro (UVO, 1998). Climatologicamente, durante os meses de março e abril, a ZCIT migra, aproximadamente, entre 4°S e 5°S, sendo este considerado o período chuvoso devido ao transporte de umidade trazida pelos ventos alísios de nordeste para a região, aliado a

aspectos de relevo (HASTENRATH; HELLER, 1977; FISCH et al., 1998; MOLION; BERNARDO, 2002).

O coeficiente de expansão temporal associado (Figura 11b) não apresenta tendência significativa ao nível de confiança de 95%, estabelecido pelo teste estatístico de Mann-Kendall, ou seja, o padrão espacial tende a permanecer até o final da série, com valores positivos no verão austral, para cada ano da série, definindo o pico da estação chuvosa, com um máximo em fevereiro de 1980. Este primeiro coeficiente da EOF apresenta forte sazonalidade, a qual pode ser claramente vista nos valores médios mensais deste coeficiente de expansão temporal (Figura 14a), onde a estação chuvosa inicia no mês de outubro e termina em abril, logo a estação seca acontece entre os meses de maio a setembro.

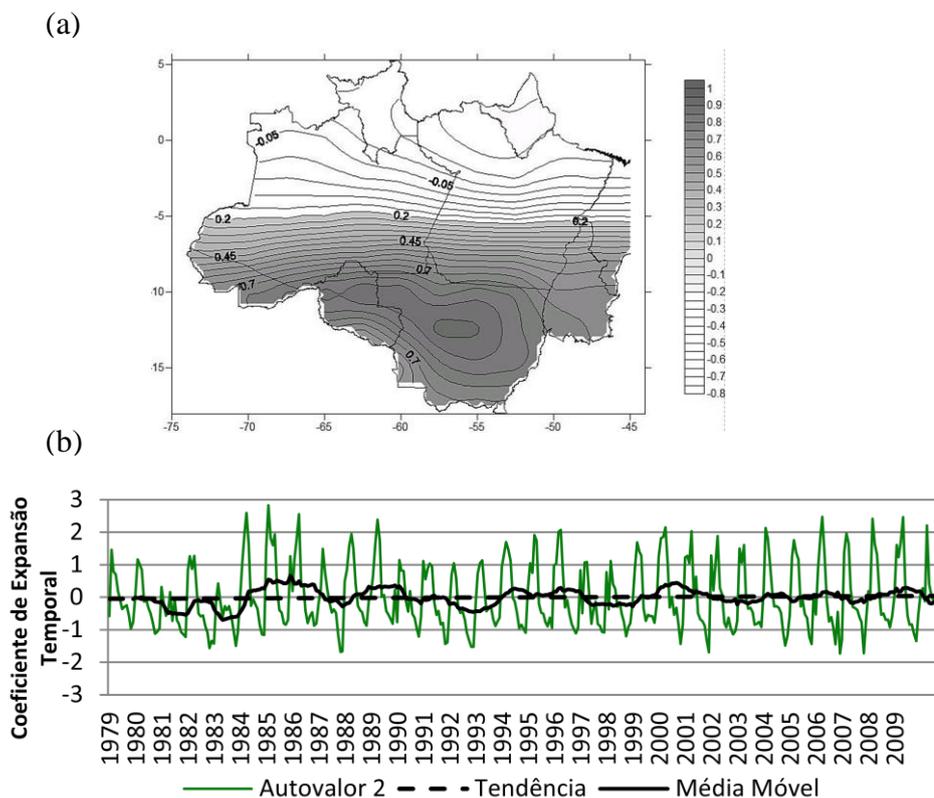
Em mesoescala, Linhas de Instabilidade (LI) costeiras associadas à circulação de brisa, com deslocamento menor que 170 Km para dentro do continente e maior ocorrência no mês de abril, são o principal sistema gerador de chuvas, respondendo por 45% das chuvas que ocorrem na Amazônia oriental (COHEN et al., 1989).

Figura 11 - Distribuição espacial do primeiro modo (EOF1), com 58% da variância total explicada para a escala mensal. a) autovetor; b) autovalor.



O segundo modo da EOF, explica 21% da variância total e apresenta valores positivos na porção sul da Amazônia, significativos ao nível de 95% (área com preenchimento em cinza) com valores superiores a 0,2, e valores negativos na porção norte, configuração que deve ser mantida até o final da série, já que esta não apresenta tendência significativa ao nível de confiança de 95%, segundo o método estatístico de Mann-Kendall como pode ser visto na Figura 12 a,b. Em relação ao coeficiente de expansão temporal (Figura 12b), entende-se que para os meses com escores positivos (negativos), a porção sul apresenta-se mais chuvosa (mais seca) e a porção norte, mais seca (mais chuvosa), como pode ser visto na Figura 14b, onde a estação chuvosa vai de janeiro a maio, e a menos chuvosa de junho a dezembro. Com o que foi visto na Figura 11 a,b, esta configuração é inversa ao primeiro coeficiente de expansão temporal, ou seja, as maiores contribuições temporais à precipitação estão localizadas no sul da região, o que mostra que estes dois modos são ortogonais. A diminuição progressiva da precipitação no sentido Norte-Sul, reflete o efeito das condições térmicas superficiais do Atlântico (dipolo positivo), cenário relacionado à atuação da fase negativa da Oscilação do Atlântico Norte (MATSUYAMA et al., 2002).

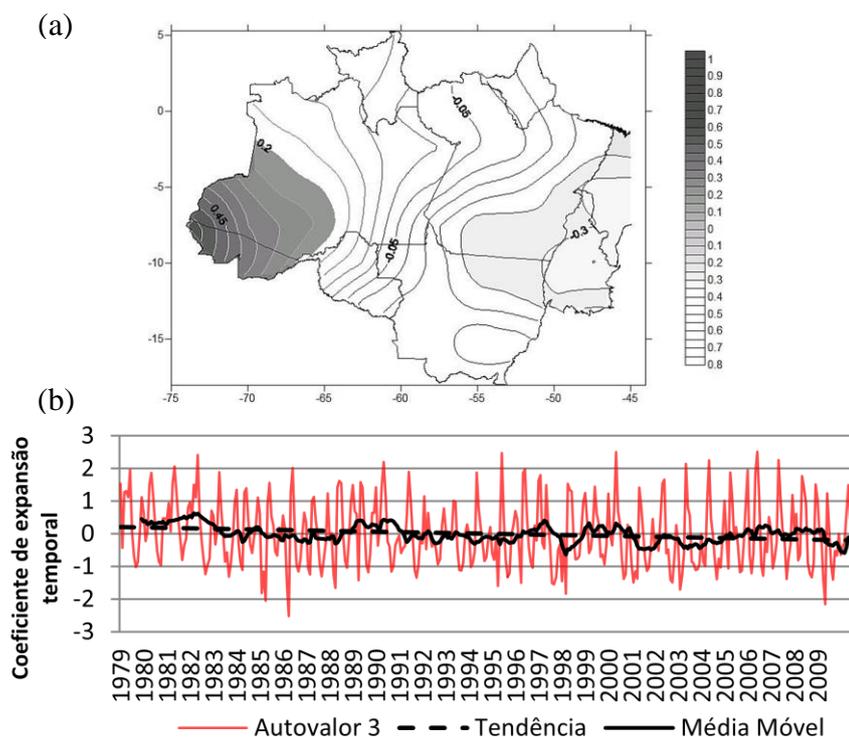
Figura 12 - Distribuição espacial do segundo modo (EOF2), com 21% da variância total explicada para a escala mensal. a) autovetor; b) autovalor.



Ainda de acordo com a Figura 12 a,b, no verão do hemisfério sul, a área de máximas chuvas é devido à forte atividade convectiva tropical associada à ZCAS e geralmente, em parte, pelo avanço de sistemas frontais que ajudam a promover a atividade convectiva (FISCH et al, 1998). Sugere-se também que estas contribuições estejam associadas ao início da ocorrência de sistemas sinóticas atuantes no final da primavera e no verão, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Este sistema meteorológico de escala sinótica é caracterizado por uma extensa faixa de nebulosidade, orientada no sentido noroeste-sudeste (NW-SE), associada a uma zona de umidade na baixa troposfera que se estende do sul da Amazônia até o sudeste brasileiro (STRENTEN, 1973; YASUNARI, 1977).

Para o terceiro modo da EOF mensal (Figura 13a), o sinal positivo cobre toda a parte ocidental da área de estudo, ficando a parte oriental com sinais negativos, áreas significativas ao nível de 95%. Portanto, este modo exibe um padrão zonal, o qual explica 5% da variância total. O score temporal (Figura 13b) apresenta tendência negativa nos valores, a qual é significativa ao nível de confiança de 95%, ou seja, o padrão espacial apresenta uma tendência de inversão ao longo da série, com valores positivos na parte leste da região e negativos na parte oeste, também se assemelha à série do IOS no que diz respeito aos anos de 1982-1983, 1984-1985, durante eventos da fase quente e fria do fenômeno ENOS, respectivamente. Este padrão zonal é semelhante ao encontrado por Matsuyama et al. (2002) os quais relacionaram em maior dominância às condições oceano-atmosféricas do Pacífico, associadas à atuação do ENOS.

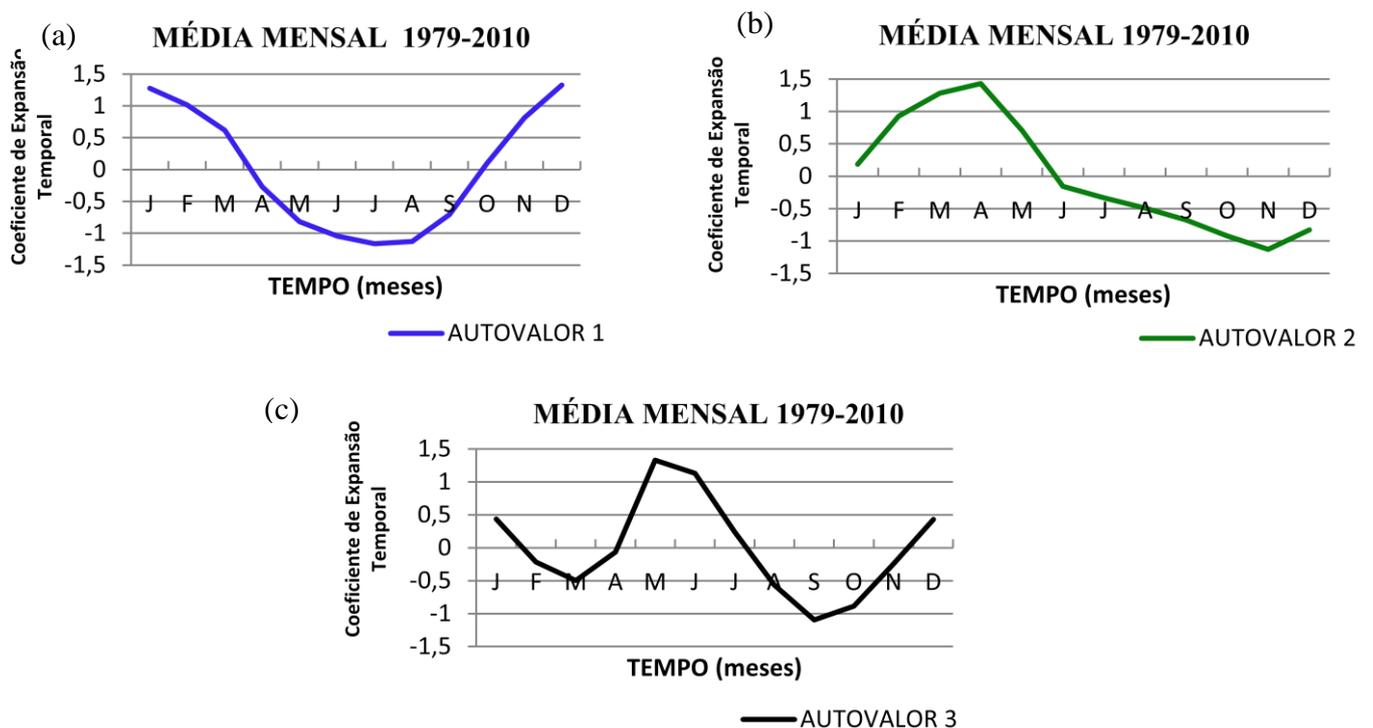
Figura 13 - Distribuição espacial do terceiro modo (EOF3), com 5% da variância total explicada para a escala mensal. a) autovetor; b) autovalor



A Figura 14 mostra os valores médios mensais dos três primeiros coeficientes de expansão temporal (autovalor) da EOF, a fim de se detectar a presença do ciclo sazonal das chuvas na Amazônia, a partir da variação temporal do coeficiente ao longo dos meses, o que expressa a atuação e o movimento zonal e meridional de sistemas transientes causadores de precipitação, para toda a área de estudo. A mesma figura apresenta padrões bastante distintos referentes à distribuição das chuvas na região amazônica. Essa distinção no comportamento médio mensal dos fatores temporais se refere ao padrão espacial apresentado pelos três primeiros modos da EOF, ou seja, quando o autovalor apresenta valores negativos, o padrão espacial apresentado pelo autovetor se inverte.

Nas Figuras 14a e 14b ficam bem destacados os períodos, chuvoso e menos chuvoso, deixando clara a atuação de sistemas atmosféricos que atuam no verão austral como ZCIT e ZCAS, contribuindo para os maiores volumes de chuvas na região.

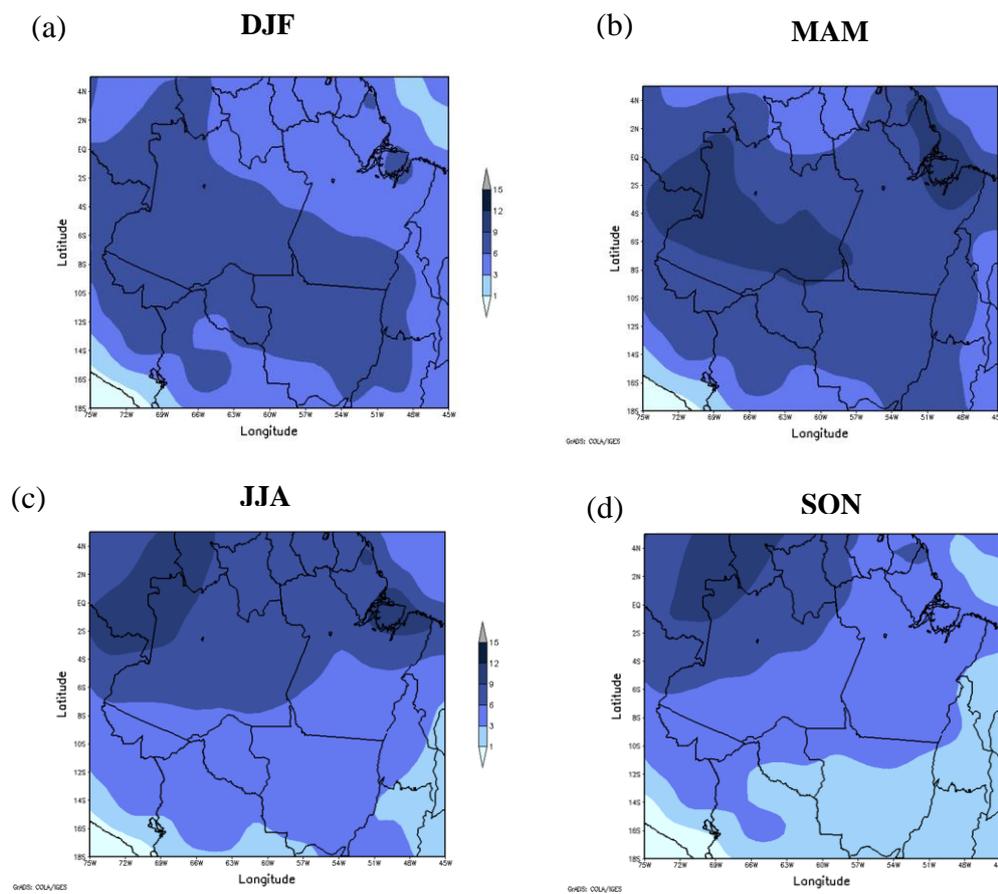
Figura 14 - Média mensal (1979-2010) das séries dos coeficientes de expansão temporal referentes ao 1º, 2º e 3º modos da EOF.



A Figura 15 mostra que essa mudança no padrão espacial pode estar relacionada às máximas e mínimas ocorrências de chuvas, com contribuições de sistemas atmosféricos que atuam durante todo o ano, como LI e SCM, e também sistemas frontais (SF) que são acompanhados de massas de ar de altas latitudes, e que algumas

vezes alcançam latitudes muito baixas sobre o oeste da Amazônia (PARMENTER, 1976; KOUSKY, 1979). A Figura 15 a,c evidencia uma clara oposição entre as partes norte e sul da região amazônica no verão (DJF) e inverno (JJA) austrais. Em JJA, os acumulados de precipitação se concentram sobre a parte norte da região. Essa mudança no padrão meridional de precipitação se deve principalmente ao movimento sazonal da ZCIT (FU et al., 1999; FU et al., 2001).

Figura 15 - Regime chuvoso para a região amazônica, representado pela média climatológica dos dados do GPCP, referente aos trimestres DJF – MAM – JJA – SON.



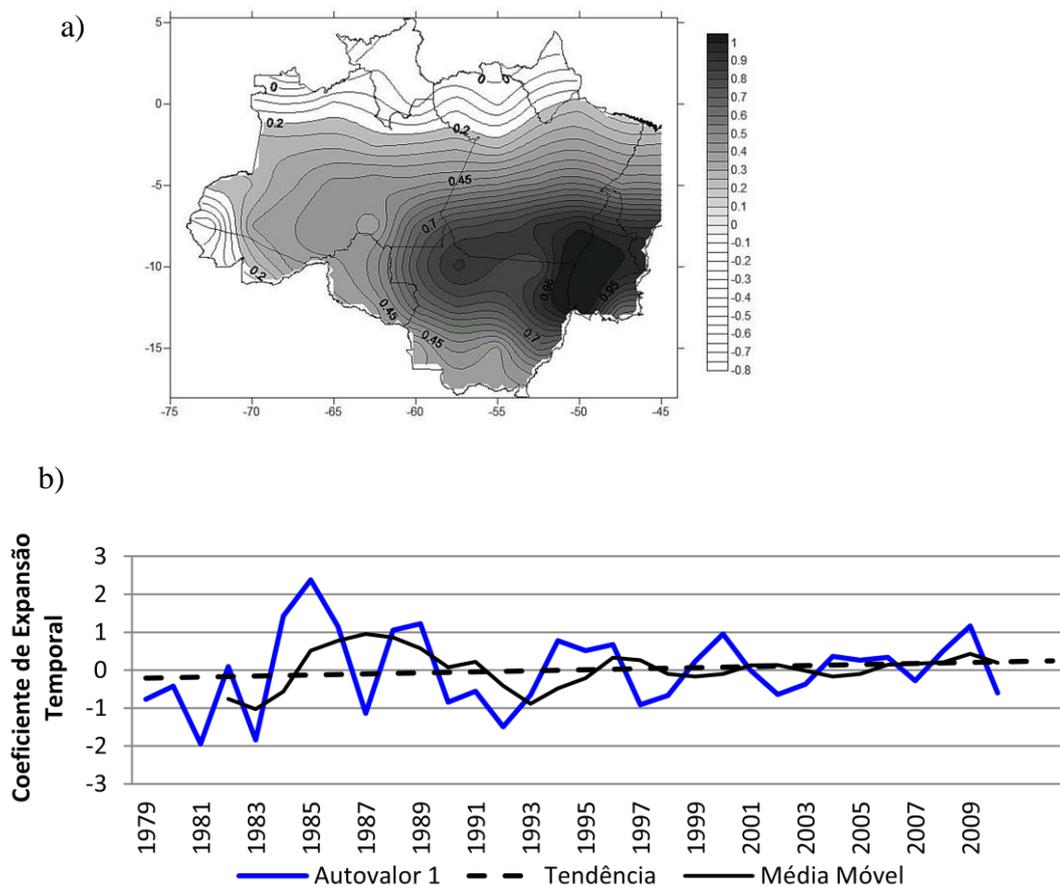
5.1.2 Padrões de escala anual

A análise da escala anual realizada através dos modos extraídos da EOF, tem como objetivo detectar os efeitos de mecanismos de grande escala com mudança de fase a partir de uma década, e também para auxiliar na análise que relaciona coeficientes da EOF e a produtividade de soja, como será visto no item 5.3.

Os três primeiros modos da escala anual explicam 62% da variância total dos dados. A Figura 16a mostra o primeiro modo espacial (EOF1), o qual explica 36% da variância. A área com preenchimento em cinza apresenta valores significativos ao nível de 95%, a parte sudeste da região apresenta os maiores valores, com valores negativos na região próxima a fronteira norte.

O coeficiente de expansão temporal apresenta uma leve tendência de aumento ao longo da série, significativa ao nível de confiança de 95%, com maior pico negativo de 1981-1983, e pico positivo em 1984/1985. Estes dois períodos apresentam eventos de La Niña e El Niño, respectivamente. Portanto, entende-se que o primeiro modo da EOF anual está relacionado às condições anômalas do Pacífico, associadas às fases de atuação do ENOS e da ODP.

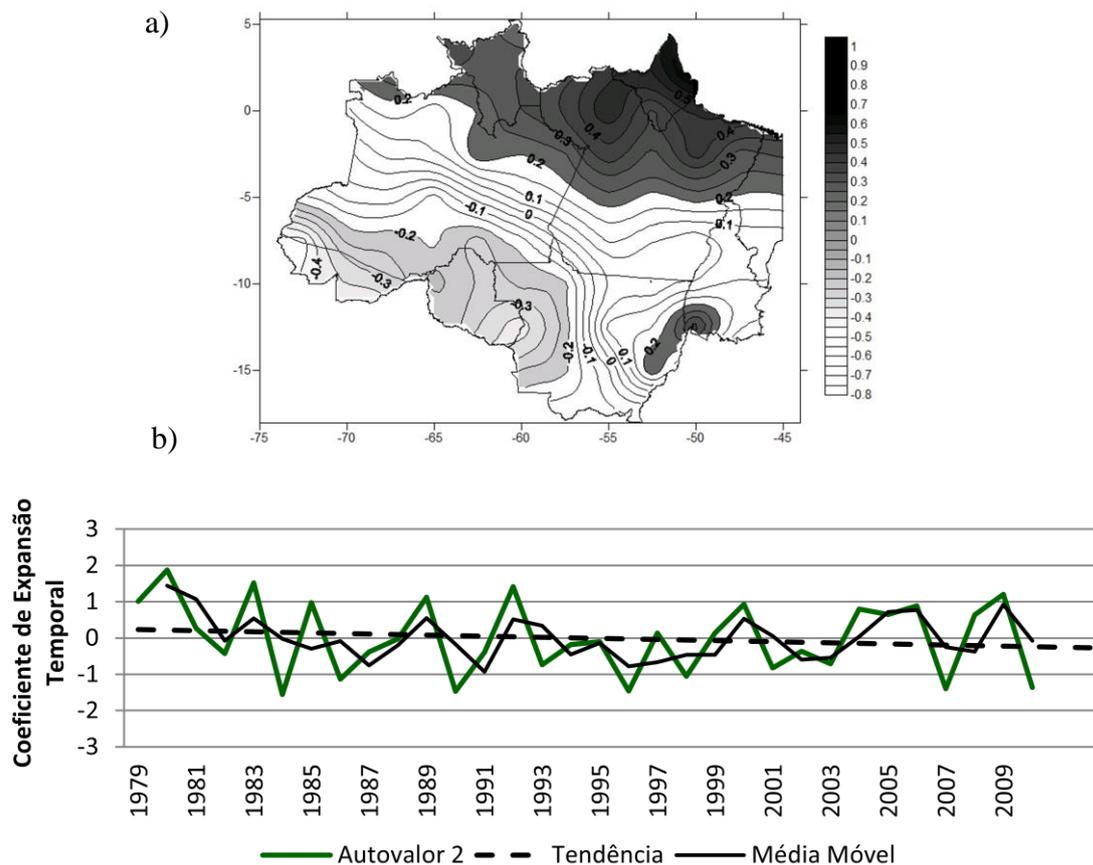
Figura 16 - Distribuição espacial do primeiro modo (EOF1), com 36% da variância total explicada para a escala anual. a) autovetor; b) autovalor.



O padrão espacial da EOF2 anual é mostrado pela Figura 17a, onde é possível observar uma nítida delimitação entre áreas positivas (norte-sudeste) e áreas negativas a noroeste e leste da região. As áreas com preenchimento em cinza representam valores

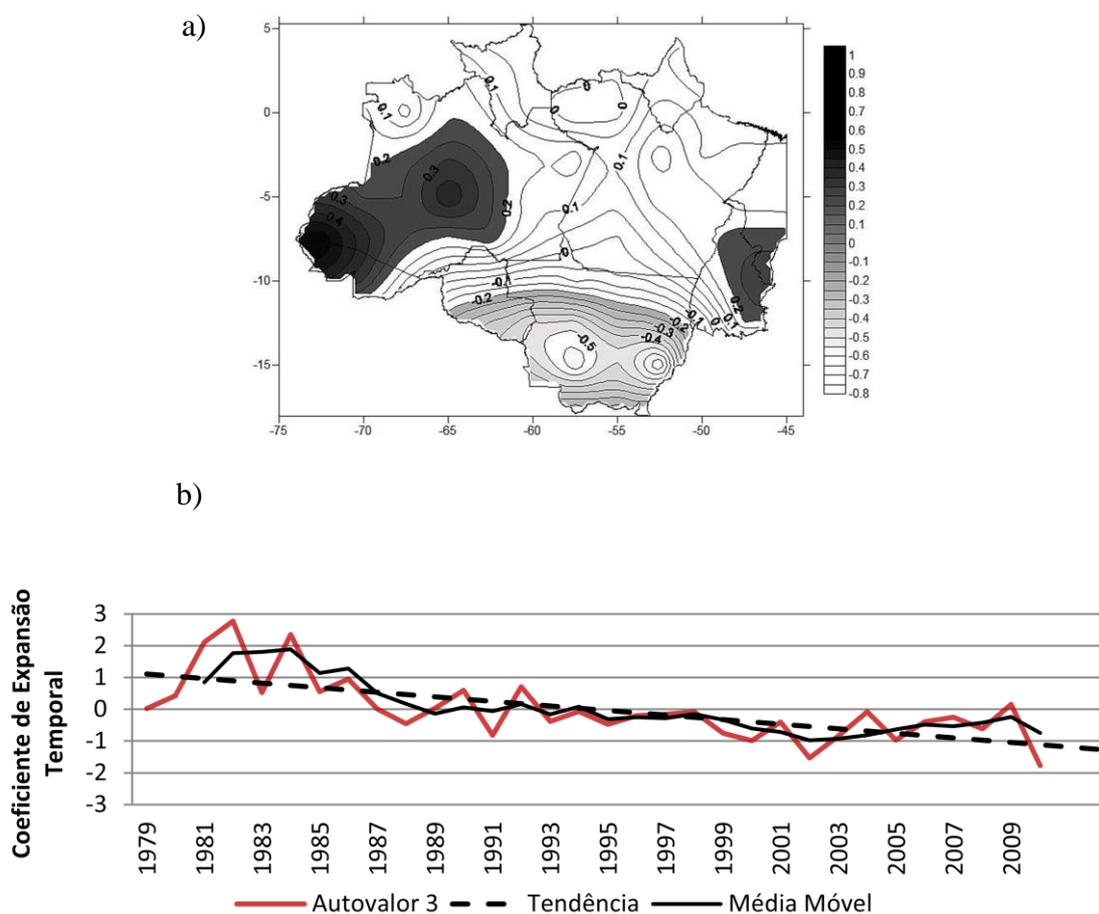
com significância ao nível de 95%, valores acima de 0,2 e -0,2 segundo teste estatístico T Student. O coeficiente de expansão temporal (Figura 17b) mostra uma ligeira tendência negativa a partir do ano de 1992, porém não significativa ao nível de 95%, situação de inversão ao padrão apresentado pelo primeiro modo da EOF anual.

Figura 17 - Distribuição espacial do segundo modo (EOF2), com 16% da variância total explicada para a escala anual. a) autovetor; b) autovalor.



Para a EOF3, o terceiro modo da escala anual (Figura 18a) mostra o padrão espacial zonal e meridional, com valores muito baixos na parte sul, incluindo o estado do Mato Grosso, e máximos nos extremos leste e oeste. Essa configuração espacial pode ser vista principalmente nas áreas em cinza, onde os valores são significantes ao nível de confiança de 95%. No que diz respeito ao coeficiente de expansão temporal (Figura 18b), este apresenta a maior tendência linear de diminuição das chuvas, significativa ao nível de 95%, entre todos os modos da EOF apresentados até o momento para a escala mensal e anual. Valores negativos do coeficiente tendem a inverter o sinal da função, em relação à forma da configuração espacial.

Figura 18 - Distribuição espacial do terceiro modo (EOF3), com 10% da variância total explicada para a escala anual. a) autovetor; b) autovalor.



5.2 Índices climáticos e a precipitação

A apresentação destes resultados foi feita com base na relação entre índices climáticos (IOS, ODP, OAN) e a precipitação para o município de Paragominas-PA, localizado no leste da Amazônia. As análises foram feitas a partir de correlações defasadas para diferentes “lags” de tempo de 1 mês e 2 meses entre as séries.

A Figura 19 (a,b,c) mostra acumulados mensais de precipitação dos dados do GPCP e a média climatológica mensal calculada através de dados da Agência Nacional de Águas (ANA), com o intuito de observar o comportamento das chuvas no extremo leste da Amazônia, em relação à média climatológica e ao Índice de Oscilação Sul (IOS). Essa observação é feita a partir de anos de eventos extremos do ENOS, os quais são mostrados na Tabela 2 de acordo com sua intensidade (ROPELEWISKY; JONES, 1987).

Para representar a parte leste da Amazônia, foi escolhido o município de Paragominas no Pará, a partir do terceiro modo da EOF mensal (Figura 13a), em que os sinais mais marcantes são vistos nos extremos leste e oeste da região, correspondendo com alguns estudos que mostram que o efeito do fenômeno ENOS em ambas as fases, quente e fria, é mais acentuado nos extremos da Amazônia e nordeste brasileiro (MARENGO et al, 2004). Para Paragominas foi extraída uma série pontual de dados de precipitação do GPCP e comparada a uma série climatológica de dados de estações de superfície da ANA, com uma série de precipitação de 32 anos.

De acordo com a série do IOS, o índice apresenta um pico extremo de sinal negativo nos meses de janeiro e fevereiro de 1983 (Figura 19a), no entanto o valor do índice começa a decrescer ainda no ano de 1982, mês de abril, onde a partir de então observa-se que a precipitação mensal fica muito abaixo da média climatológica, evidenciando o efeito da fase quente (El Niño forte) do ENOS sobre o leste da Amazônia.

Para o período de 1991-1992 (Figura 19b) verifica-se um comportamento semelhante da precipitação em relação à figura 16a, porém com um “lag” de tempo mais curto, em relação ao decréscimo do IOS (El Niño moderado). No período de 1997-1998 (Figura 19c), o mês de fevereiro de 1998 apresenta precipitação muito abaixo da média climatológica, porém intercalado pelos meses de janeiro a março que não apresentam essa diminuição da precipitação, considerados exceção mediante a análise

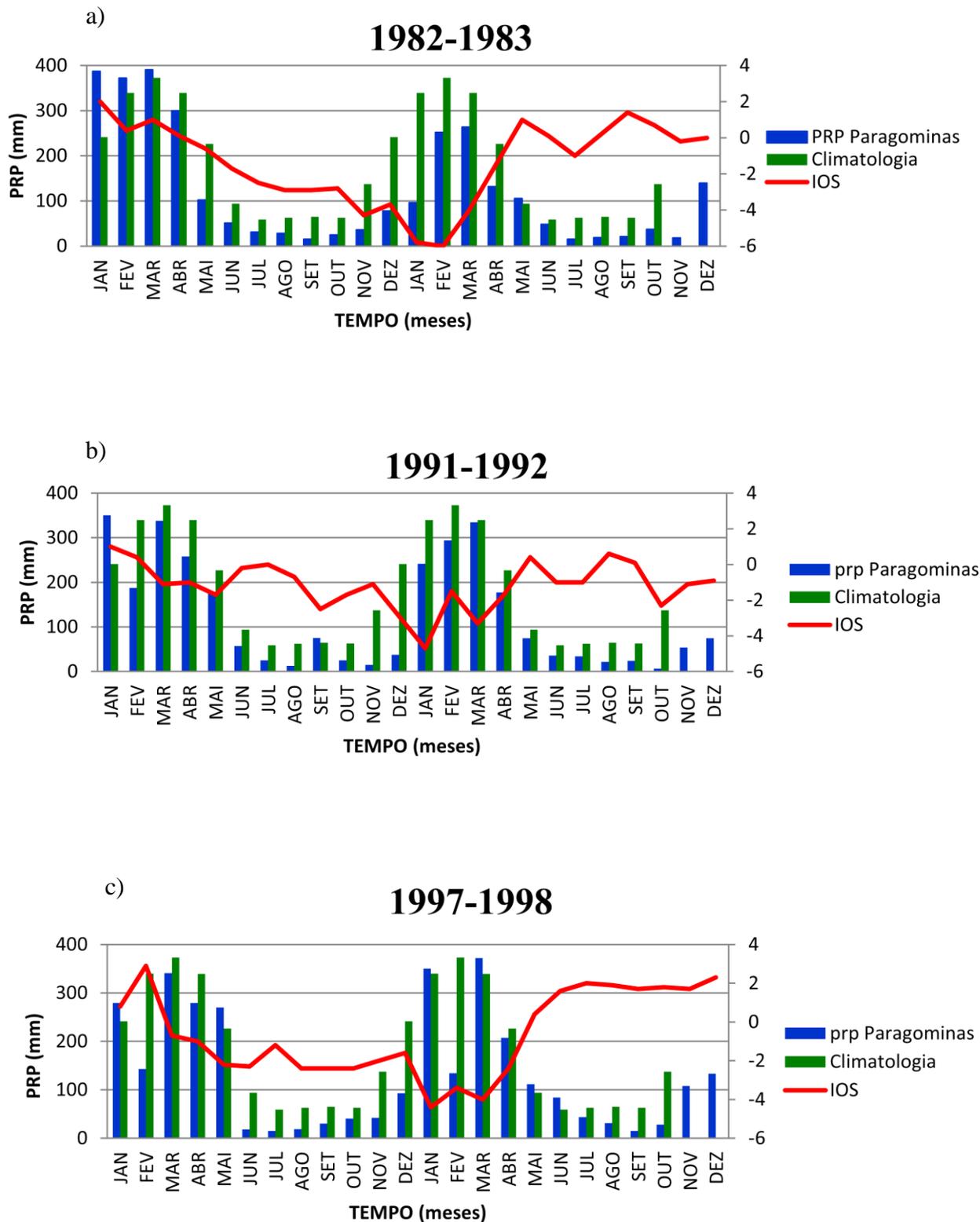
do estudo, devido ao comportamento do índice em questão para este período, com um pico negativo bastante significativo (El Niño forte).

Tabela 2 - Ocorrências de ENOS para as fases, positiva (32% de El Niño) e negativa (32% de La Niña), 36% Neutro, de acordo com as intensidades forte, fraca e moderada.

ANO	FASE	INTENSIDADE
1979-1980	Neutro	-
1980-1981	Neutro	-
1981-1982	Neutro	-
1982-1983	El Niño	Forte
1983-1984	La Niña	Fraco
1984-1985	La Niña	Moderado
1985-1986	Neutro	-
1986-1987	El Niño	Moderado
1987-1988	El Niño	Moderado
1988-1989	La Niña	Forte
1989-1990	Neutro	-
1990-1991	Neutro	-
1991-1992	El Niño	Forte
1992-1993	Neutro	-
1993-1994	La Niña	Fraco
1994-1995	El Niño	Moderado
1995-1996	La Niña	Fraco
1996-1997	Neutro	-
1997-1998	El Niño	Forte
1998-1999	La Niña	Moderado
1999-2000	La Niña	Moderado
2000-2001	La Niña	Moderado
2001-2002	Neutro	-
2002-2003	El Niño	Moderado
2003-2004	Neutro	-
2004-2005	Neutro	-
2005-2006	El Niño	Fraco
2006-2007	El Niño	Fraco
2007-2008	La Niña	Forte
2008-2009	La Niña	Fraco
2009-2010	El Niño	Moderado

Fonte: tabela elaborada pelo autor; dados extraídos de Ropelewsky e Jones (1987).

Figura 19 - Relação entre IOS e a precipitação em Paragominas no leste do Pará. Análise feita para eventos de El Niño forte, período em que o IOS apresenta valores negativos: a) 1982-1983; b) 1991-1992; c) 1997-1998.



A Figura 20 (a,b,c) mostra uma análise similar a feita pela Figura 19 (a,b,c), porém para eventos de La Niña forte e moderada. Foram relacionados, a precipitação

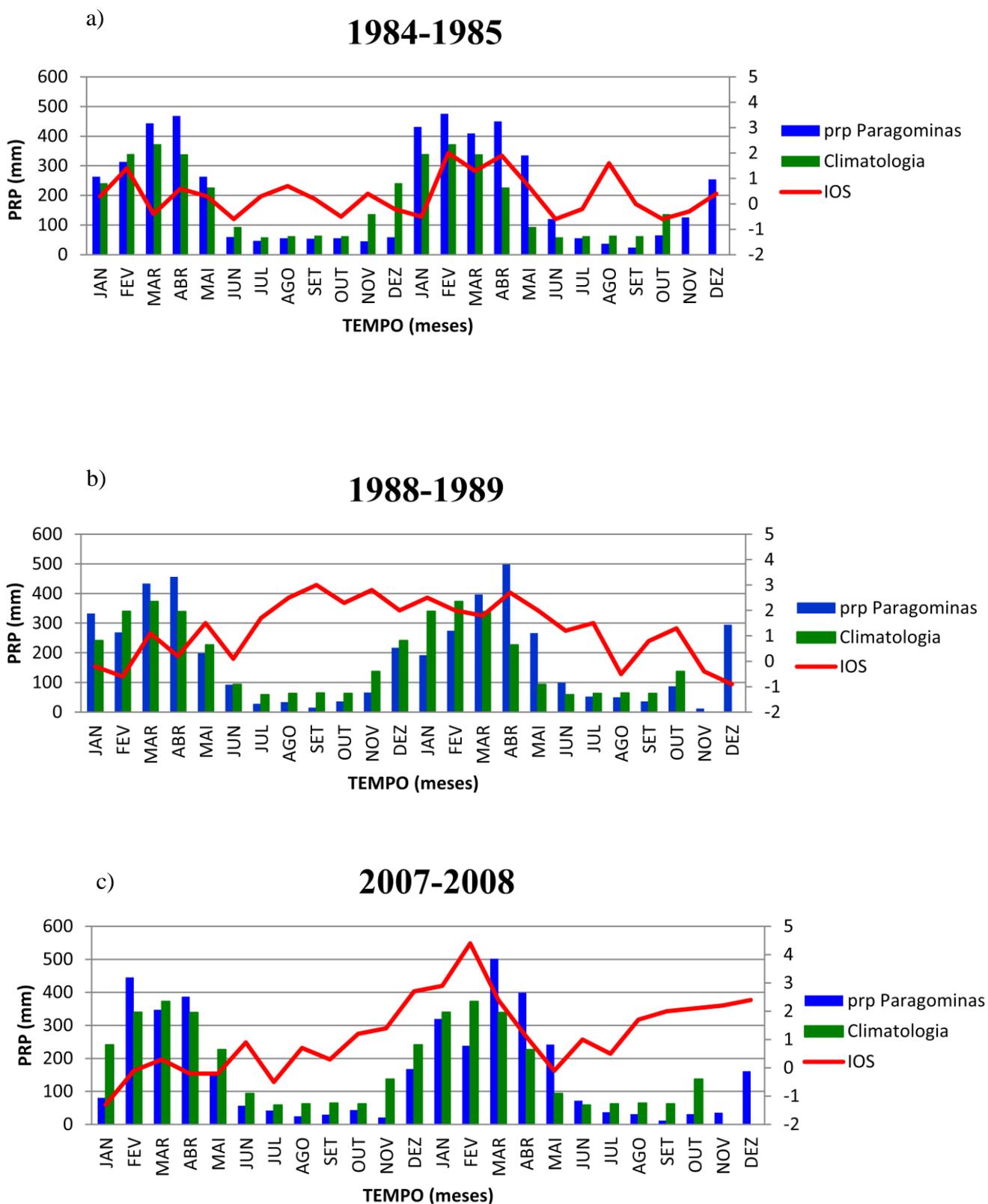
mensal em Paragominas-Pará, a precipitação climatológica para o município em questão e os valores do IOS em episódios considerados extremos mediante a série de estudo (eventos de La Niña).

Verifica-se na Figura 20a, que o índice atinge um pico positivo no mês de fevereiro de 1984, com decréscimo significativo em maio. Neste mesmo período, observa-se que a precipitação fica acima da média climatológica, confirmando estudos anteriores de que a fase negativa do ENOS tende a aumentar as chuvas nesta parte da Amazônia (MARENGO et al, 2004).

Na Figura 20b é feita uma análise similar em relação à figura anterior, no entanto o IOS atinge seu pico positivo ainda em meados de 1988, onde permanece positivo até meados de 1989, estabelecendo o período mais longo dentre os eventos selecionados. Os quantitativos de chuvas acima da média climatológica são notados apenas no período de março até junho de 1989, com destaque para o mês de abril onde a precipitação acumulada chegou à marca de 500 mm, marca histórica para o município.

Em 2007-2008 (Figura 20c) o IOS atinge o pico positivo em fevereiro de 2008, efeito que é sentido no mês seguinte, em março. Os três meses seguintes ao pico positivo (março, abril, maio) também apresentam precipitação muito acima da média climatológica para Paragominas, em conformidade com as análises feitas nas figuras anteriores.

Figura 20 - Relação entre IOS e a precipitação em Paragominas no leste do Pará. Análise feita para eventos de La Niña forte, período em que o IOS apresenta valores positivos: a) 1984-1985; b) 1988-1989; c) 2007-2008.



De acordo com os resultados obtidos da relação entre o IOS e a precipitação em Paragominas, município que, neste trabalho, representa a porção leste da área de estudo, fica evidente que as condições do oceano Pacífico apresentam efeitos notáveis nas chuvas desta região, com prováveis consequências na produção de grãos do município.

Na Tabela 3 são mostradas as correlações calculadas entre o Índice de Oscilação Sul e a precipitação no município de Paragominas, no leste da região. Foram escolhidos os anos considerados extremos em relação às fases do ENOS, representadas por valores altos e baixos do IOS.

Segundo Ropelewsky e Jones (1987), os períodos de 1982/1983, 1991/1992 e 1997/1998 apresentaram eventos de El Niño forte. A partir disso, para cada um destes anos, foram extraídos períodos de seis meses, ou seja, quando se observa um decréscimo bem acentuado no valor do índice (novembro-abril) como foi mostrado na Figura 19. Obedecendo ao critério de Dancey e Reidy (2005), as correlações mais fortes foram encontradas para os períodos de, 1982-1983 com defasagem de um mês, e 1991-1992 com defasagem de dois meses.

Para os anos de La Niña forte, as maiores correlações foram encontradas no período de 1988-1989, para as defasagens de um mês e dois meses, respectivamente. De acordo com a Figura 21, o comportamento do índice ODP mostra uma variabilidade interdecadal ao longo de 32 anos. Nota-se que em períodos de fase positiva da oscilação, ocorrem eventos de El Niño mais frequentes e intensos (1982-83, 1986-87, 1990-94, 1997-98), enquanto que na fase fria, há um ligeiro equilíbrio nas frequências dos eventos, porém com destaque para alguns anos de episódios de La Niña.

Através desta análise, constata-se que há uma evidente modulação da ODP sobre o ENOS numa visão de grande escala em relação à teleconexão estabelecida pelo ENOS. Estudos anteriores mostram que padrões de precipitação e pressão estão mais fortes quando ENOS e ODP estão na mesma fase de atuação (GERSHUNOV; BARNETT, 1998). A partir de uma tendência linear estabelecida para as séries do IOS, ODP e OAN (Figura 21 e Figura 22), observou-se a aproximada duração de cada fase dos fenômenos de escala interanual e decadal, com o objetivo de se investigar em que fase de cada fenômeno se encaixa eventos extremos de clima que causaram impactos significativos na precipitação da Amazônia, como o El Niño de 1982/1983, a La Niña de 1984/1985 e a seca severa de 2005.

A Figura 21 mostra que a Oscilação Decadal do Pacífico (ODP) apresenta uma fase positiva, em média, de 20 anos (1979-1999), enquanto que a fase negativa se

estabelece na década de 2000. Diferentemente, a Oscilação do Atlântico Norte (OAN) apresenta-se mais irregular na duração de suas fases, com um período aparentemente mais curto de 1979-1993 e outro mais longo de 1994-2010, com um intervalo em torno de 5 anos próximos da neutralidade.

Figura 21 - Variabilidade do índice ODP em uma série de 32 anos, relacionado a eventos de El Niño e La Niña.

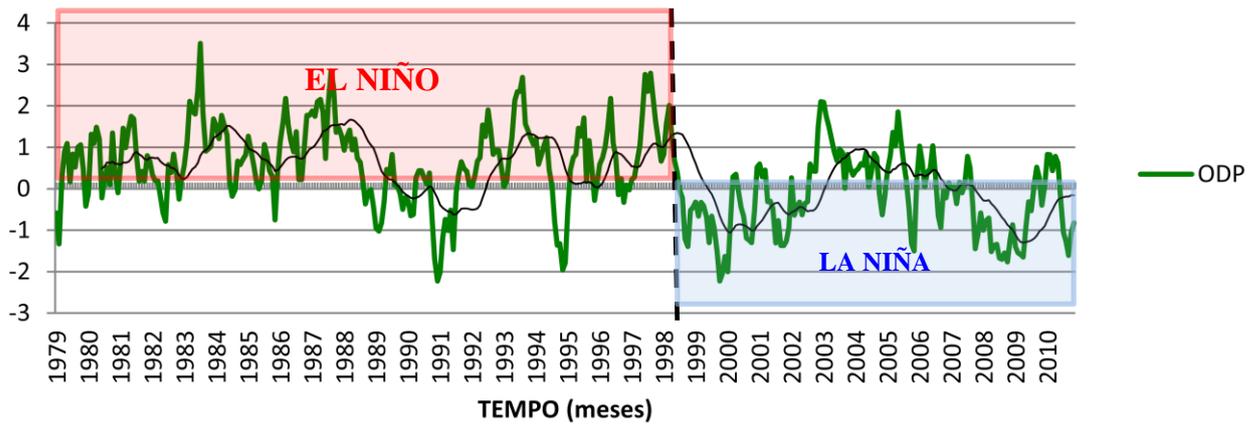
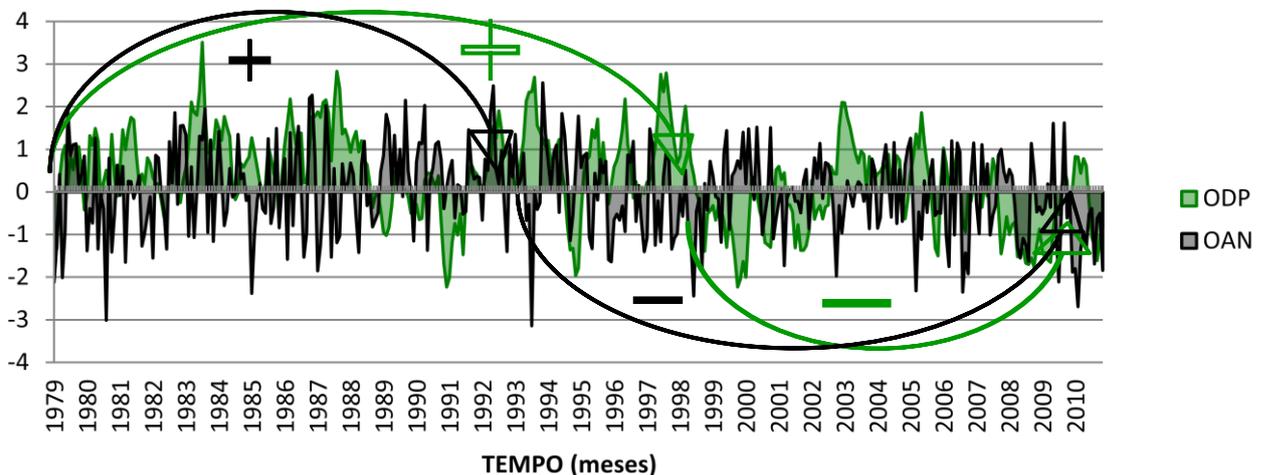


Figura 22 - Variabilidade dos índices ODP e OAN em uma série de 32 anos, em relação às fases positiva e negativa.



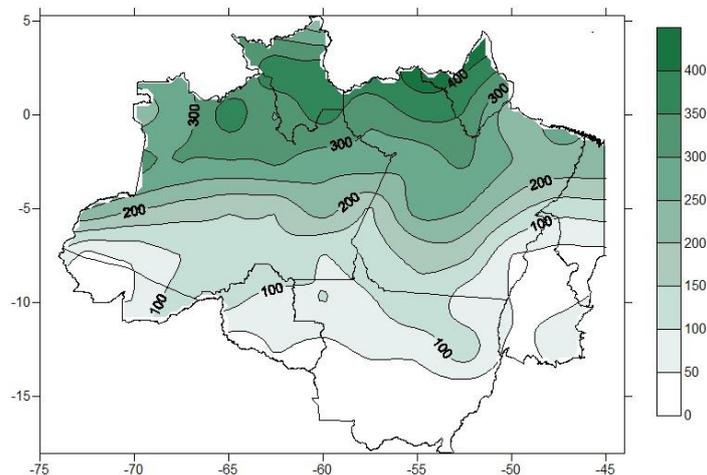
Na análise a seguir são apresentados padrões espaciais de precipitação a partir dos dados do GPCP, na tentativa de investigar o efeito de mecanismos climáticos de baixa frequência na modulação das chuvas na Amazônia.

Obedecendo ao critério de selecionar casos de eventos extremos de precipitação e a maior amplitude dos coeficientes de expansão temporal da EOF mensal e anual,

foram plotados padrões espaciais de precipitação para a Amazônia de acordo com as fases do ENOS, ODP e OAN.

A Figura 23 representa a dimensão espacial das chuvas referentes ao mês de janeiro de 1983, em associação ao evento de 1982/1983, quando ocorreu um El Niño forte, fase positiva do ENOS (ROPELEWISK; JONES, 1987; MARENGO, 2006). Os resultados obtidos pela EOF mensal mostram que neste período, o primeiro coeficiente de expansão temporal (Figura 11b) é dominante em relação aos outros coeficientes, no sentido de apresentar maior amplitude entre valores máximos e mínimos, logo apresenta maior energia. Nota-se que o mês de janeiro de 1983 estabelece um pico positivo dentro da série do primeiro coeficiente de expansão temporal, logo o padrão espacial de precipitação apresentado para este período é semelhante ao primeiro modo da EOF mensal (Figura 11a) que apresenta padrões positivos na porção norte da região, e negativos na porção sul, apresentando um padrão meridional de precipitação (MATSUYAMA et al, 2002). Porém, apenas para a análise do mês de janeiro de 1983, a precipitação apresenta valores baixos na parte leste da região e extremo sul. Um padrão espacial inverso ao da EOF1 é estabelecido na seleção de um valor negativo do coeficiente temporal, porém não foi mostrado nestes resultados.

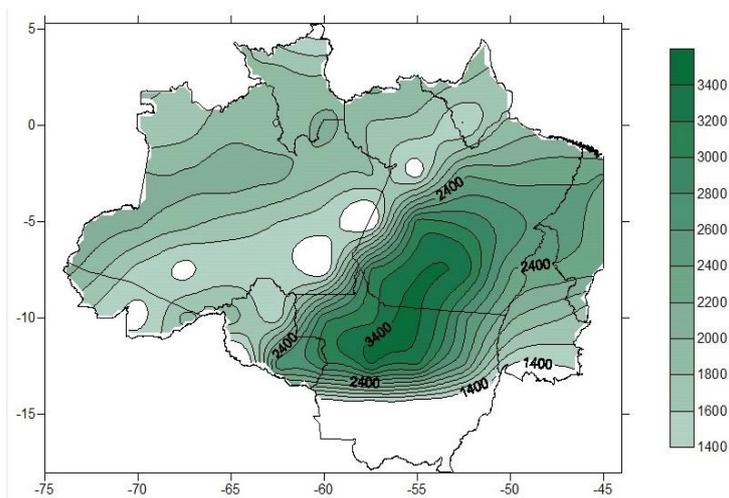
Figura 23 - Distribuição espacial da precipitação durante o mês de janeiro de 1983 para toda a região amazônica. Referente à estação chuvosa de 1982/1983 durante a fase positiva do ENOS.



Em relação à fase positiva da ODP foi escolhido o período de 1982/1983 por apresentar episódio forte de El Niño, portanto ambos os mecanismos, ODP e ENOS, na fase positiva. Neste sentido, a Figura 24 mostra o padrão espacial da precipitação para o ano de 1983, onde se verificou que o primeiro coeficiente de expansão temporal da EOF anual se mostrou com maior amplitude. O padrão de precipitação encontrado é coerente

com o primeiro modo da EOF anual, com nítida divisão central entre valores altos e baixos de precipitação, principalmente na parte leste.

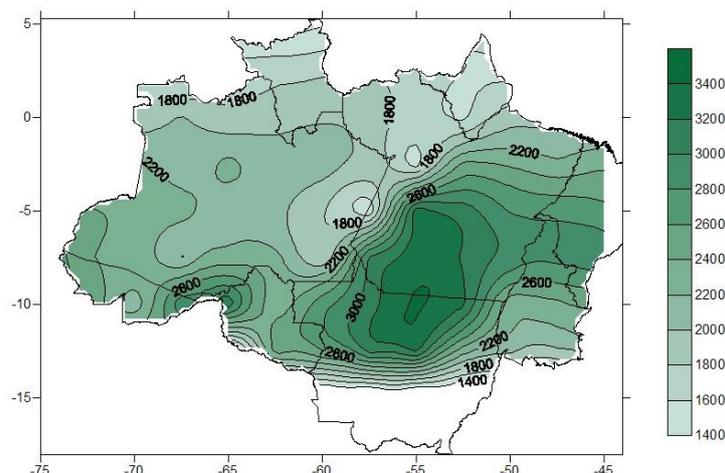
Figura 24 - Distribuição espacial da precipitação durante o ano de 1983 para toda a região amazônica. Referente à estação chuvosa 1982/1983 durante a fase positiva da ODP.



Como foi visto na Figura 22, a fase negativa da Oscilação do Atlântico Norte se estabelece de 1995-2010, período em que o terceiro coeficiente de expansão temporal apresenta maior amplitude. Diante disso, foi selecionado o evento de 2004-2005 em que, segundo estudos, no Atlântico tropical se configurou um gradiente meridional inter-hemisférico de TSM, também conhecido como dipolo do Atlântico tropical (COX et al., 2008; MARENGO et al., 2008; ZENG et al., 2008).

A Figura 25 mostra o padrão espacial de precipitação para o ano de 2005, representando a fase negativa da OAN, a qual é desfavorável à precipitação na Amazônia, devido ao dipolo positivo se estabelecer no Atlântico tropical. Os efeitos da estiagem das chuvas na região são evidentes, principalmente na parte oeste.

Figura 25 - Distribuição espacial da precipitação durante o ano de 2005 para toda a região amazônica. Referente à estação chuvosa de 2004/2005 durante a fase negativa da OAN.



Dependendo de suas fases de atuação, os fenômenos ENOS, ODP e OAN podem interferir de maneira drástica nas chuvas da região amazônica. Estudos mostram que anomalias de chuvas ao norte e leste da Amazônia estão associadas a anomalias de TSM no Pacífico Equatorial e do gradiente de TSM no Atlântico Tropical Norte e Sul, os quais afetam fortemente na posição latitudinal da ZCIT, modulando a distribuição sazonal da precipitação sobre o Atlântico equatorial. Em anos de El Niño e dipolo positivo, a estação chuvosa é mais fraca e mais curta, e o impacto do Atlântico Tropical é mais intenso no outono (RONCHAIL et al., 2002).

Tabela 3 - Correlação defasada entre o IOS e a precipitação do município de Paragominas, no leste do Pará.

CORRELAÇÃO DEFASADA - IOS x PRECIPITAÇÃO		
El Niño	1 MÊS	2 MESES
1982-1983	-0,9	0,05
1991-1992	-0,4	-0,9
1997-1998	0,2	-0,5
La Niña	1 MÊS	2 MESES
1984-1985	-0,3	-0,4
1988-1989	0,9	0,8
2007-2008	-0,2	-0,5

5.3 Padrões Climáticos de Precipitação e a Produtividade de Soja

Para a obtenção destes resultados foram analisados dados de duas décadas de produção de soja na Amazônia legal (1990-2010), segundo o IBGE 2013, pois em décadas anteriores a este período, não há registros de produção significativos para esta região.

A soja necessita de alta tecnologia para boa produção, desde diversas variedades de sementes até as modernas colheitadeiras, ou seja, algumas variáveis que contribuem para o rendimento final. Entretanto, como o objetivo deste trabalho reside em verificar a precipitação climática como fator influente no rendimento agrícola, utilizou-se a técnica de retirada da tendência tecnológica, a qual influencia no rendimento final. Procedimento este, baseado em Cunha et al. (1999), confirmado por Carmona e Berlato (2002).

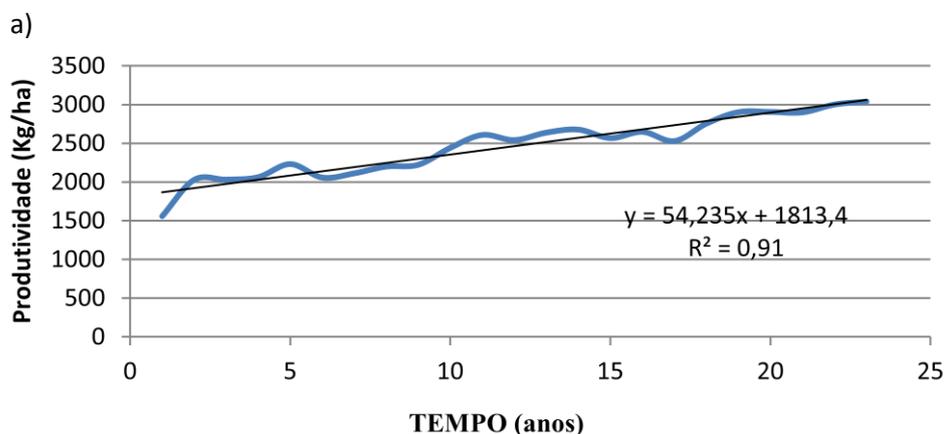
A produtividade total da cultura é representada na Figura 26a, ou seja, com a tendência tecnológica. Observa-se um nítido crescimento ao longo das duas décadas com alto coeficiente de determinação (R^2) de 0,91. Porém, com a retirada da tendência tecnológica (Figura 26b), a série apresenta irregularidade entre os valores máximos e mínimos ao longo dos 10 anos estudados, acompanhando os picos positivos e negativos da série do IOS e do 1º coeficiente de expansão temporal da EOF1 anual, ou seja, nos anos em que o IOS apresentou sinal positivo, a precipitação também apresentou aumento considerável, já que o IOS positivo favorece a ocorrência do fenômeno La Niña.

Um importante aspecto do fenômeno ENOS é o impacto que ele causa na agricultura. As análises deste trabalho confirmam uma tendência de crescimento no rendimento médio da cultura de soja para toda a área de estudo ao longo da série, ao mesmo tempo em que o IOS apresenta uma tendência positiva (Figura 26), ou seja, o favorecimento a eventos de La Niña, que caracteriza um resfriamento anômalo nas águas superficiais do Pacífico, e aumento nas chuvas em parte da região amazônica (MARENGO; HASTENRATH, 1993). O primeiro coeficiente de expansão temporal da EOF anual também apresenta uma tendência positiva, deflagrando o aumento das chuvas ao longo de duas décadas de produção de soja para a Amazônia legal. Esta variabilidade interanual exerce profunda influência na variabilidade climática sobre a Amazônia (MARENGO, 1993; SOUZA; AMBRIZZI, 2006).

Dentro de uma análise mais completa, vale ressaltar que El Niño e La Niña são fenômenos naturais caracterizados por oscilações normais, previsíveis das temperaturas da superfície do mar, nas quais o homem não pode interferir. Portanto, a chuva, apesar de sua comprovada importância para o rendimento da agricultura, não é o único fator determinante no crescimento da produção de soja, nas últimas décadas. Neste sentido, o avanço da tecnologia caracterizado pelo uso de máquinas de plantio modernas, controle adequado de pragas e doenças, a ampliação do sistema logístico, bem como a construção de rodovias e hidrovias capazes de escoar cada vez mais e melhor o produto, têm aumentado significativamente a produção de soja nas últimas décadas (SANTOS, 2002; SANTOS, 2005).

Em contrapartida a esta análise, a Figura 27 mostra uma tendência negativa do índice ODP em relação à produtividade de soja na Amazônia Legal. Esta tendência negativa do índice se opõe a tendência positiva estabelecida pelo IOS (Figura 26b), e também favorece a ocorrência de eventos de La Niña, aumentando a frequência e a intensidade das chuvas. Isso concorda com estudos anteriores, os quais mostram uma evidente interação da escala decadal sobre a escala interanual, ou seja, uma modulação da ODP sobre o ENOS (KAYANO; ANDREOLI, 2006; NEWMAN; COMPO; ALEXANDER, 2003). Segundo Gershunov e Barnett (1998), padrões de precipitação associados às anomalias de TSM do Pacífico, ficam mais marcantes quando a ODP e o ENOS estão sob a mesma fase.

Figura 26 - Produtividade anual de soja em função do 1º coeficiente temporal da EOF anual e o Índice de Oscilação Sul, a) com a tendência tecnológica; b) sem a tendência tecnológica.



b)

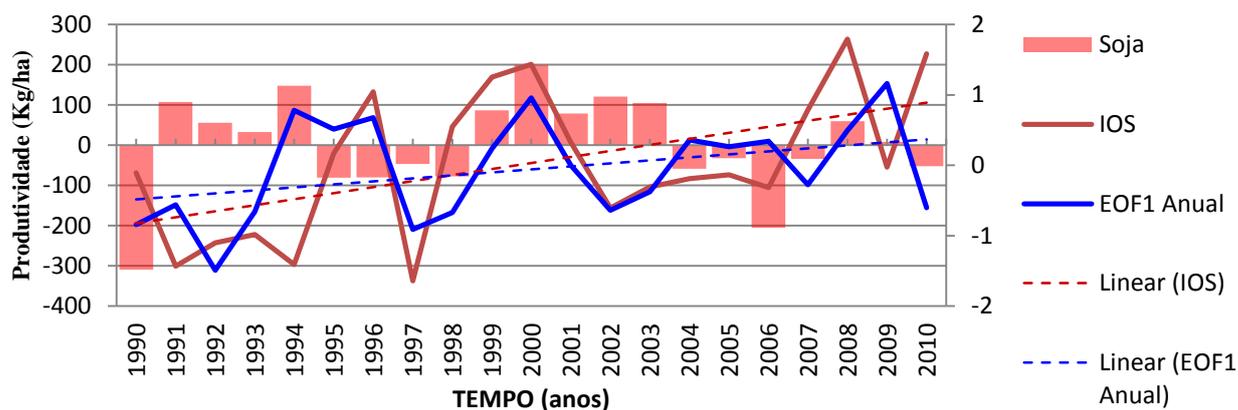
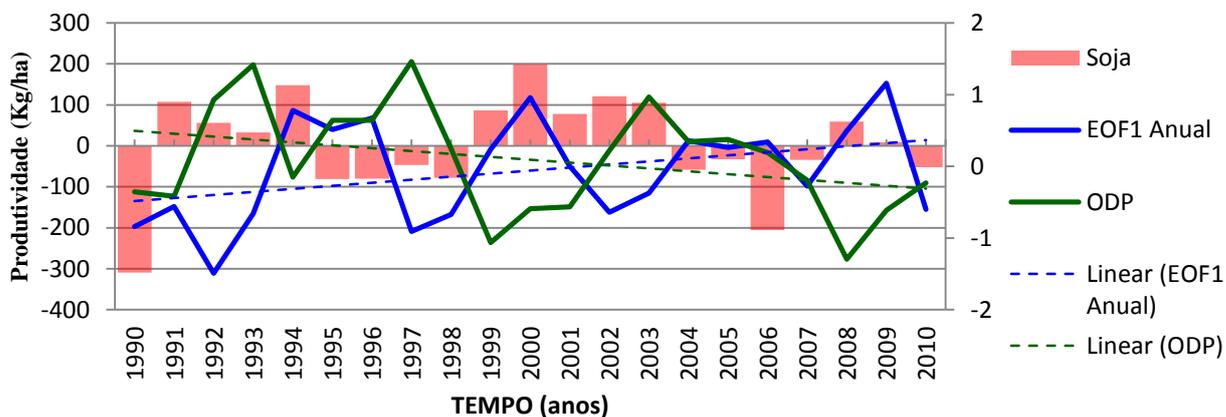


Figura 27 - Produtividade anual de soja em função da EOF1 anual e o índice ODP, sem a tendência tecnológica.



Na figura 28 também se observa uma tendência linear inversa entre as séries do índice OAN e a EOF1 anual, ao longo de duas décadas analisadas. Na década de 2000, o índice OAN mostra que a Oscilação do Atlântico Norte permanece numa fase fria, condição que permanece até o fim da década. Quando isso acontece, a maior parte da bacia do Atlântico norte, incluindo a parte tropical norte, apresenta anomalias positivas de TSM, cenário desfavorável à precipitação para a Amazônia, conforme foi discutido anteriormente. Esse processo dinâmico pode modular significativamente a posição e a intensidade da ZCIT, que tende a permanecer em região onde há intensa atividade convectiva associada à disponibilidade de calor latente para sua manutenção, interferindo significativamente na qualidade da estação chuvosa da região amazônica (UVO, 1989; WALISER; GAUTIER, 1993).

Estudos mostram que há uma relação entre as variabilidades interanual e decadal, nos oceanos adjacentes à América do Sul. Andreoli et al. (2004) concluem que

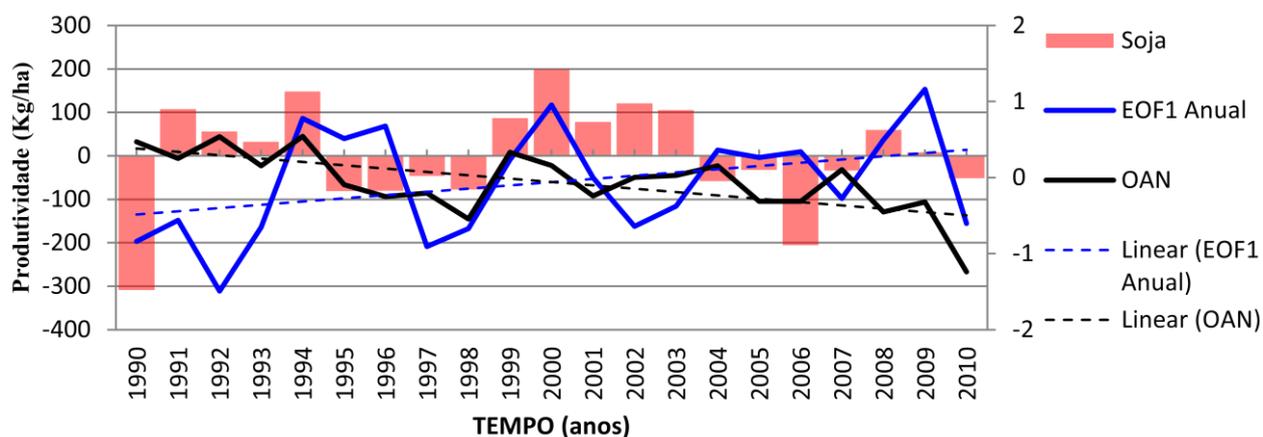
existem padrões de teleconexão atmosféricos entre ENOS e ODP, que por sua vez ocasionam, via Oscilação do Atlântico Norte, a formação de um gradiente meridional inter-hemisférico de temperatura da superfície do mar, no Atlântico tropical. Estes resultados foram confirmados por outros estudos que mostram essa teleconexão entre os oceanos, e conseqüentemente, interferem na precipitação (PAEGLE; MO, 2002; KAYANO; ANDREOLI, 2004).

Os resultados mostrados pela figura 28 deixam evidente que a Oscilação do Atlântico Norte entra numa fase negativa na década de 2000, que pode interferir na posição da ZCIT, mostrando condições desfavoráveis à precipitação no norte e nordeste da Amazônia, porém no sul e sudeste da Amazônia, a precipitação foi maior.

Segundo os resultados mostrados nas figuras 26 e 27, tanto o ENOS como a ODP mostram uma tendência negativa ao longo da série, cenário favorável à precipitação, em relação a tais fenômenos. Diante disso, entende-se que a tendência de aumento da precipitação, representada pelo 1º coeficiente de expansão temporal da EOF anual, está sendo determinada pela atuação do ENOS e da ODP, ambas flutuações provenientes do Pacífico.

Ainda segundo os resultados desta análise, é possível afirmar que durante as décadas de 1990-2010 o crescimento na produtividade de soja da região amazônica foi determinado pelo aumento das chuvas, estas moduladas pelos fenômenos ENOS, ODP e OAN, na parte sul e sudeste. Vale ressaltar que neste trabalho, o fator analisado para o crescimento da produtividade de soja na região é o climático, este associado à precipitação. Logo, não foram levados em consideração outros fatores que também contribuem para tal crescimento, como foi exposto anteriormente.

Figure 28 - Produtividade anual de soja em função da EOF1 anual e o índice OAN, sem a tendência tecnológica.



O município de Paragominas não está incluído no corredor de escoamento da soja na Amazônia, apesar disso o IBGE 2012 aponta uma produção de 554.700 toneladas para a década de 1990-2010. Através dos resultados obtidos no item anterior, Paragominas por estar localizada na porção leste da Amazônia, próximo à fronteira entre o Pará e o Maranhão, mostra-se bastante sensível às condições climáticas adversas mediante os casos selecionados.

A variabilidade climática da precipitação média anual e da estação chuvosa em pontos estratégicos da região amazônica é mostrada nas figuras 29 e 30, com o intuito de investigar quais dos municípios, pertencentes ao corredor da soja, apresentam maior irregularidade nas chuvas ao longo de toda a série de dados (32 anos), bem como tendências lineares que podem desfavorecer a produtividade de grãos.

Estudos mostram que a irregularidade da precipitação anual e sazonal representa um risco ao produtor agrícola, podendo retardar a expansão da área cultivada dos cerrados, considerando ser o clima um fator de produção ainda não controlado, juntamente com o desmatamento sem controle técnico. Tais situações fazem com que a agricultura em áreas de transição, como o norte do Mato Grosso, se restrinja à estação chuvosa (GARRIDO et al, 1982). Observa-se na figura 29, que ao longo de duas décadas os municípios de Sinop e Sorriso, localizados no norte do Mato Grosso, apresentam tendências de diminuição das chuvas dentro do período estudado, enquanto Lucas do Rio Verde e Nova Mutum apresentam uma leve tendência de diminuição e nenhuma tendência, respectivamente.

A porção norte do estado do Mato Grosso é uma área de tensão ecológica por se tratar de um local com condições de superfícies bastante específicas, na qual se alternam largas galerias florestais dotadas de flora tipicamente amazônica e com largos interflúvios recobertos por cerrado. Estes resultados concordam com Ab'Sáber (2004), o qual mostrou que esta área de transição entre cerrado e floresta amazônica, também conhecida como Amazônia Mato-grossense, tem apresentado certa irregularidade na distribuição das chuvas, diminuição dos quantitativos anuais e mensais, podendo este fato causar sérios danos à agricultura local.

Outro elemento que deve ser levado em consideração é a condição anômala do oceano Pacífico. Como foi visto na análise apresentada pela tabela 2, a série do IOS de 1990-2010 apresenta maiores ocorrências de El Niños fortes e moderados, e menores ocorrências de La Niña com tais intensidades. No montante, destaca-se a modulação da fase quente do ENOS na precipitação desta área do Mato Grosso, que desfavorece a

atividade convectiva na área de atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) no continente, responsável pela qualidade da estação chuvosa no sul e sudeste da Amazônia em meses de verão (FIGUEROA, SATYAMURTY; SILVA DIAS, 1995). Esta análise é corroborada por Ferreira, Sanches e Silva Dias (2004), quando observam que a atividade convectiva no continente do sudeste e centro-oeste é desfavorecida durante episódios de El Niño, o contrário acontece quando o ENOS se encontra em sua fase neutra ou fria.

Nos municípios de Itaituba e Santarém, localizados no oeste do Pará, as chuvas apresentaram comportamento contrário ao dos municípios do Mato Grosso, com crescimento em seus totais médios anuais, logo os dois municípios apresentam grandes quantitativos médios de precipitação. Apesar de Itaituba ainda não apresentar quantidades expressivas de produção anual de soja (IBGE, 2013), o município apresenta acumulados médios anuais bastante expressivos de chuvas, com nítida tendência de crescimento, o que é favorável à produção de grãos. Uma condição ainda melhor é prevista para os próximos anos devido ao término da pavimentação da rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163) e ligação entre os portos de Santarém e Vila do Conde, ambos localizados no Pará, fatores que devem ampliar o escoamento mais rápido e efetivo de grãos pela região e exportação para o mercado internacional, através desta hidrovía. Paragominas, localizado ao longo da Belém-Brasília, também apresenta tendência de crescimento nas chuvas ao longo dos anos, mas ao contrário de Itaituba, este município apresenta crescentes números na produção de grão nos últimos anos.

A figura 30 também mostra a variabilidade das chuvas para os municípios pertencentes ao corredor da soja, porém neste caso a análise é feita com base nos acumulados médios da estação chuvosa de cada ano para cada localidade. Esta análise foi feita com o objetivo de avaliar o desempenho de cada município em relação à qualidade da estação chuvosa que, por sua vez, determina significativamente o rendimento anual da produção local de grãos.

O município que apresentou mais irregularidade nos acumulados médios para o período chuvoso foi Sinop, mostrando maior amplitude entre valores máximos (ano de 1992) e mínimos (ano de 2001), com relação aos outros municípios. Apesar do município de Sorriso também apresentar tendência de diminuição das chuvas, observa-se que Sinop apresenta o pior desempenho em relação à qualidade da estação chuvosa ao longo de duas décadas. Esta condição pode ser também discutida e explicada pelos mesmos fatores da análise anterior, sendo que para o período chuvoso com baixa

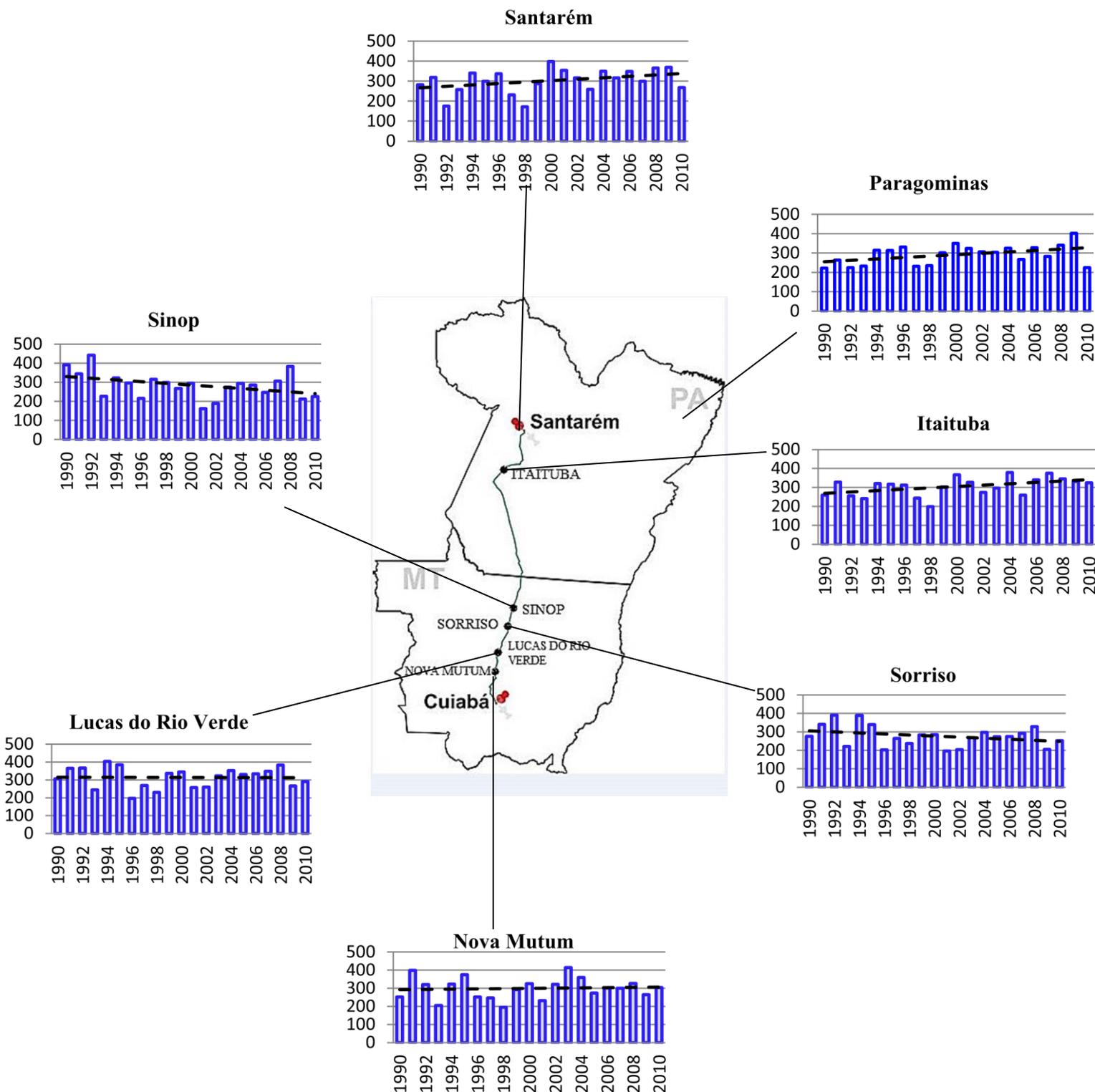
qualidade, deve-se levar em consideração a ocorrência de veranicos, que são regimes de secas dentro da estação chuvosa, a qual pode persistir de duas a três semanas havendo a possibilidade de durar até um mês ou mais sem chuvas (ASSAD et al., 1994). A ocorrência deste fenômeno é comum na região do município de Sinop e pode estar diretamente relacionado à atuação de sistemas atmosféricos de escala sinótica, como a ZCAS, bloqueios atmosféricos e a influência indireta da ZCIT, a qual reforça o aprofundamento de células de convecção, organizando assim a nebulosidade nesta parte da Amazônia.

Os municípios de Lucas do Rio Verde e Nova Mutum não apresentaram nenhuma tendência em relação ao desempenho das estações chuvosas em 20 anos analisados, com regimes chuvosos um pouco mais regulares e com amplitudes menores no que se refere aos quantitativos máximos e mínimos. Por outro lado, Itaituba e Santarém apresentam tendências de aumento das chuvas em seus períodos chuvosos, por ficarem localizadas em uma parte da Amazônia propícia à atuação de fenômenos atmosféricos que promovem precipitação em várias escalas de tempo como Zona de Convergência Intertropical, Linhas de Instabilidade e a convecção local bastante intensa e contínua nesta região.

Portanto, fica constatado que os municípios de Sinop e Sorriso estejam mais vulneráveis às condições climáticas extremas. Para compensar esses enclaves ambientais, sugere-se que estas localidades tenham cada vez mais, como base de produção, o acesso à previsão climática relacionada às fases de atuação da Oscilação Decadal do Pacífico, do El Niño Oscilação Sul e da Oscilação do Atlântico Norte, no sentido de tomar decisões estratégicas antes, durante e depois de eventos extremos severos.

A soja é uma cultura de verão e se adapta muito bem a regiões tropicais. Segundo o calendário agrícola, o vegetal leva de 116 a 125 dias, partindo de sua semeadura até a colheita. Mesmo com a sobreposição de fases, devido à realização da semeadura em decêndios diferentes do primeiro mês do período, geralmente início de outubro, praticamente em janeiro e fevereiro se define uma janela temporal que orienta a identificação de impactos que possam atingir a produtividade e os componentes do rendimento. Neste sentido, fica estabelecida a necessidade de mais planejamento racional, atenção em investimento de entidades públicas e privadas dos municípios que denotam maior irregularidade das chuvas, no sentido de compensar os prejuízos sociais e econômicos causados pelos efeitos adversos do clima.

Figure 30 - Variabilidade e tendência da precipitação média da estação chuvosa de cada município pertencente ao corredor da soja na Amazônia legal. Os municípios em questão ficam localizados ao longo da BR-163 (Cuiabá-Santarém).



6 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O objetivo deste trabalho foi estudar os padrões de variabilidade climática representada pela precipitação nas escalas das oscilações interanuais e decadais, e seus aspectos produtivos de soja na presença de eventos extremos de precipitação na Amazônia. Neste sentido, aplicando Funções Ortogonais Empíricas a uma série mensal de 32 anos de dados de precipitação do GPCP para a Amazônia Legal, foi possível obter notáveis constatações em relação à variabilidade climática da precipitação, índices climáticos e a produtividade de soja nesta região.

A metodologia usada nesta pesquisa foi eficiente na captura dos padrões climáticos de precipitação na Amazônia legal. Para a escala mensal, a EOF1 mostra que as chuvas na Amazônia apresentam um padrão meridional (Norte-Sul), e estão mais concentradas na parte norte. Apesar da influência do Pacífico, estas chuvas estão associadas, em maior parte, com a atuação de fenômenos atmosféricos de escala sinótica. A EOF2 também apresenta um padrão de precipitação no sentido norte-sul, porém com chuvas mais concentradas na parte sul, refletindo o efeito da fase negativa da Oscilação do Atlântico Norte. Na EOF3, a espacialidade das chuvas apresenta um padrão zonal (Leste-Oeste), que reflete às condições anômalas do Pacífico, mediante as fases do ENOS e da ODP. Para a escala anual, tanto a EOF1, EOF2 e a EOF3 apresentam padrões espaciais zonais e meridionais, os quais também refletem os efeitos dos Oceanos Atlântico e Pacífico, nesta escala é possível detectar os efeitos dos oceanos na precipitação da Amazônia, em uma maior escala de tempo, como a decadal.

A precipitação na porção leste da Amazônia, representada pelo município de Paragominas, foi bem correlacionada com a série do IOS, em anos de eventos extremos, com defasagem de 1 mês e 2 meses, principalmente para os casos de 1982-1983, 1991-1992 (El Niño) e 1988-1989 (La Niña). Destaca-se que, mesmo com um período de resposta de 1 a 2 meses, as chuvas em Paragominas respondem bem aos efeitos adversos do clima, com elevados ou baixos valores de precipitação, dependendo da fase do ENOS, o que pode causar sérios danos à produção agrícola do município.

Mediante as análises dos três índices climáticos (IOS, ODP, AON) entende-se que os três mecanismos oceano-atmosféricos estudados se mostraram atuantes na modulação da precipitação da Amazônia, mediante os três eventos extremos selecionados. Também se conclui que em relação a estes três índices, o crescimento da produtividade de soja, foi determinado, em maior parte pela ação conjunta de forçantes

provenientes dos oceanos, Pacífico e Atlântico. Na última década o IOS apresentou valores positivos, e a ODP negativos, com eventos mais frequentes do fenômeno La Niña, condição favorável à precipitação. O índice OAN mostrou condições desfavoráveis à precipitação no norte e nordeste da Amazônia, devido ao estabelecimento do dipolo positivo do Atlântico. No entanto, no sul e sudeste da Amazônia, a precipitação foi maior.

A análise da produtividade da soja e da variabilidade da precipitação climática mostrou que os municípios pertencentes ao corredor da soja apresentaram comportamento diferente em relação à variabilidade da precipitação média anual e do período chuvoso. Sinop e Sorriso, no norte do Mato Grosso, apresentaram irregularidades e tendências de diminuição das chuvas. Circunstâncias possivelmente causadas pelas condições climáticas anômalas do oceano e pela ação antropogênica em relação ao arco do desmatamento que passa por esta região. Diferentemente, os municípios de Lucas do Rio Verde e Nova Mutum que estão mais ao sul do estado, apresentaram pouca irregularidade nas chuvas, e leve ou nenhuma tendência de diminuição da mesma.

Conclui-se que os municípios de Sinop e Sorriso estejam mais sensíveis às condições climáticas extremas. Diante destas condições, sugere-se que estes municípios tenham como princípio de produção, o maior acesso à previsão climática, incluindo o monitoramento de mecanismos de baixa frequência como a Oscilação Decadal do Pacífico e o El Niño Oscilação Sul, para tomadas de decisões estratégicas antes, durante e depois de eventos extremos severos, com base no calendário agrícola do Estado, fornecido pela CONAB.

Diante dos resultados alcançados neste trabalho, conclui-se de uma forma geral que o conhecimento antecipado dos moduladores climáticos pode reduzir os prejuízos econômicos e aumentar os investimentos financeiros relacionados à atividade agrícola na região amazônica.

REFERÊNCIAS

- AB' SÁBER, A.N. A Amazônia: do discurso à práxis. Editora da Universidade de São Paulo – Ed USP, 2ª edição, 319p, São Paulo, SP, 2004
- ALLAN, R. J. ENSO and Climatic Fluctuations in Australia CLIMANZ III Proceedings of Symposium, Donnelly, T.H. and Wasson, R.J., Eds., University of Melbourne, 28-29 November 1987, 49-61. 1989.
- AMANAJÁS, J.C.; BRAGA, C.C. Padrões espaço-temporal pluviométricos na Amazônia oriental utilizando análise multivariada. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.27, n.4, 423-434. 2012.
- AMBAUM, M.H.; HOSKINS, B.J.; STEPHESON, D. Artic Oscillation or North Atlantic Oscillation. *Journal of Climate* 14(16): 3495-3507. 2001.
- ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T. ENSO-related rainfall anomalies in South America and associated circulation features during warm and cold Pacific decadal oscillation regimes. *International Journal of Climatology*, v.25, p. 2017-2030. 2005.
- ANDREOLI, R.V.; KAYANO, M.T.; GUEDES, R.L.; OYAMA, M.D.; ALVES, M.A.S. A influência da temperatura da superfície do mar dos oceanos Pacífico e Atlântico na variabilidade de precipitação em Fortaleza. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.19, n.3, p. 337-344. 2004.
- ASSAD, M.L.L.; ASSAD, E.D. e EVANGELISTA, B.A. Chuvas extremas na região dos cerrados. In: Chuva nos cerrados, ASSAD, E.D., Brasil, Embrapa, p. 423, Brasília, DF. 1994.
- BARBOSA, R.L.; OYAMA, M.D.; MACHADO, L.A. Climatologia das perturbações convectivas iniciadas na costa norte do Brasil. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 1, p. 107-117. 2006.
- BARLOW, M.; NIGAM, S.; BERBERY, E.H. ENSO, Pacific decadal variability, U.S. summertime precipitation, drought, and stream flow. *Journal of Climate*, v. 14, p. 2105-2128. 2001.
- BARNSTON, A.; LIVEZEY, R.E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency circulation patterns. *Monthly Weather Review* 115: 1083-1126. 1987.
- BASTOS, T.X.; SANTOS, A.R.A.; SÁ, T.D. de A.; SANTOS, A.R. dos; OLIVEIRA, R. P.; PACHECO, N.A.; KOBAYASHI, L.T. Flutuação das chuvas no nordeste paraense e sua implicação para o calendário agrícola. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 8, Porto Alegre, p.13. 1993.
- BERLAGE, H.P. The Southern Oscillation and world weather. *Med. Verhandl.*, 88, 1-152. 1966.

BERLATO, M.A., FONTANA, D. C. Variabilidade interanual de chuva pluvial e rendimento de soja no Estado do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v.7, n.1, p.119-125. 1999.

CAMARGO, A.P.; PINTO, H.S.; PEDRO, J.R. Aptidão climática de culturas agrícolas. In: São Paulo, Secretaria da Agricultura. Zoneamento Agrícola do Estado de São Paulo. São Paulo, v.1, p.109-149. 1974.

CARMONA, L.de C., BERLATO, M. A. El Niño e La Niña e o rendimento do arroz irrigado no estado do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v. 10, n.1, p; 147-152. 2002.

CASTRO, E. M. Mudanças no estuário amazônico pela ação antrópica e gerenciamento ambiental/Projeto MEGAM. In Conservação e desenvolvimento no estuário e litoral amazônicos, Belém. UFPA/NAEA, p. 125-146. 2003.

CATTELL, R. The scientific use of factor analysis: in Behavioral and Life Sciences. Plenum Press. New York and London. 1978.

CAVALCANTI, I.F.A. *Um estudo sobre interações de sistemas de escala sinótica e circulações locais*. 1982. 113f. Dissertação (Mestrado) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, São José dos Campos-SP. 1982.

CAVALCANTI, I.F.A.; KOUSKY, V.E. Influências de circulações de escala sinótica na circulação da brisa marítima na costa N-NE da América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2, Pelotas-RS. 1982.

CHEN, T.C.; WENG, S.P.; SCHUBERT, S. Maintenance of austral summer upper-tropical circulation over tropical South America: the Bolivian high-nordeste low system. *Journal of Atmospheric Science.*, v. 56, p. 2081-2100. 1999.

CHIANG, J.C.H.; ZEBIAC, S.E.; CANE, M.A. Relative roles of elevated heating and surface temperatures gradients in driving anomalous surface winds over tropical oceans. *Journal of Atmospheric Science* 58: 1371-1394. 2001.

CITEAU, J.; BERGÉS, J.C.; DEMARCEQ, H.; MAHÉ, G. The watch of ITCZ migrations over Tropical Atlantic as an indicator in drought forecast over Sahelian area *Ocean Atmosphere Newsletter*, sv, n. 45, p. 1-3. 1988b.

CLINET, S.; MARTIN, S. 700-hPa Geopotential height anomalias from a statistical analysis of the French Hemis Data Set. *International Journal of Climatology* 12: 229-256. 1992.

COHEN, J. Statistical power analysis for the behavioral sciences. Hillsdale, NJ, Erlbaum. 1988.

COHEN, J.C.P. *Um estudo observacional de linhas de instabilidade na Amazônia*. 1989. 153f. Dissertação (Mestrado) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, São José dos Campos-SP. 1989.

- COX, P.; HARRIS, P.; HUNTINGFORD, C.; BETTS, R.M.; COLLINS, C.; JONES, T.; MARENGO, J.; NOBRE, C. Increasing risk of Amazonian Drought due to decreasing aerosol pollution. *Nature*, 453, 212-216. 2008.
- CUNHA, G.R. Enso influences on wheat crop in Brazil. *Revista Brasileira de Agrometeorologia*, Santa Maria, v.7, n.1, p. 127-138. 1999.
- DANCEY, C.; REIDY, J. Estatística sem matemática para Psicologia: Usando SPSS para Windows. Porto Alegre, Artmed. 2006.
- DESER C. On the teleconnectivity of the Arctic Oscillation. *Geophysics Research Letters* 27: 779–782. 2000.
- DESER, C.; BLACKMON, M.L. On the relationship between tropical and North Pacific sea surface temperature variations. *Journal of Climate*, v.8, p. 1677-1680. 1995.
- DIAS DE PAIVA, E.M.C.; CLARKE, R.T. Time trends in rainfall records in Amazonia. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 76, n.11, p. 2203-2209. 1995.
- DIAZ, H.F.; FULBRIGHT O.C. Eigenvector Analysis of Seasonal Temperature, Precipitation and Synoptic-Scale System Frequency over the contiguous United States. 1981.
- ENFIELD, D.B., MAYER, D.A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño Southern Oscillation. *Journal of Geophysical Research Oceans*. 102: 929–945. 1997
- ESBENSEN, S.K. A comparison of intermonthly and interannual teleconnections in the 700 mb geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Monthly Weather Review* 112: 2016–2032. 1984.
- ESCOBAR, G.C.J.; SELUSHI, M.H. Classificação sinótica dos campos de pressão atmosférica na América do sul e sua relação com a Baixa do Chaco e do noroeste argentino. *Revista Brasileira de Meteorologia*. v.27, n.3, 365 – 375. 2012.
- ESPINOZA, J.C.; RONCHAIL, J.; GUYOT, J.L.; COCHONNEAU, G.; NAZIANO, F.; LAVADO, W.; OLIVEIRA, E.; POMBOSA, R; VAUCHEL, P. Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology*. v.29, p. 1574–1594. 2009.
- FERREIRA, N.J.; SANCHES, M.; SILVA DIAS, M.A.F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. *Revista Brasileira de Meteorologia*. V. 19, p. 89-98. 2004.
- FIGUEROA , S.N.; NOBRE, C.A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanálise*, v.5, p. 36-40. 1990.
- FIGUEROA, S.N.; SATYAMURTY, P.; SILVA DIAS, P.L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an Eta coordinate model. *J. Atmos. Sci.*, v. 52, p. 1573-1584. 1995.

- FISCH, G.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Clima da Amazônia. *Boletim Climanalise*, v.28, p. 101-126. 1996.
- FISCH, G.; MARENGO, J.A.; NOBRE, C.A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. *Acta Amazônica*, v.28, p. 101-126. 1998.
- FOLEY, J.A.; BOTTA, A.; COE, M.T.; COSTA, M.H. El Niño-Southern Oscillation and the climate, ecosystems and rivers of Amazonia. *Global Biogeochem. Cycles*, v. 16, n. 4, p. 1132-1144. 2002.
- FRANK, N.L. On the energetics of cold lows. In: Symposium on Tropical Meteorology, 1,1970, São José dos Campos: American Meteorological Society,. p.EIV1-EIV6. 1970.
- FU, R.; DICKINSON, R. E.; CHEN, M.; WANG, H.:"How do tropical sea surface temperatures influence the seasonal distribution of precipitation in the equatorial Amazon?", *J. Clim.*, 14, 4003–4026. 2001.
- FU, R.; ZHU, B.; DICKINSON, R. How do atmosphere and land surface influence seasonal changes of convection in the tropical Amazon. *Journal of Climate*, v. 12, p.1306-1321. 1999.
- GARRIDO, W. E.; AZEVEDO, L. G.; JÚNIOR, M. J. O clima da região dos cerrados em relação à agricultura. Circular técnica, BRASIL/ EMBRAPA, Empresa Brasileira de Pesquisas Agropecuárias – Centro de Pesquisas Agropecuárias dos Cerrados - CPAC, n.9, Julho, 37 p, Planaltina, DF. 1982.
- GERSHUNOV, A.; BARNETT, T.P. Interdecadal modulation of ENSO teleconnections. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v.79, p.2715-2725. 1998.
- GRIMM, A. M., e SILVA DIAS, P. L. Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model, *J. Atmos. Sci.*, 52, 3538–3555. 1995.
- GRIMM, A.M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events, and possible effects of climate change. *Stoch Environ Res Risk Assess.* 25:537–554. 2011.
- GRIMM, A.M.; SILVA, P.F.Z.O.; MARENGO, J. Sinais de La Niña na precipitação da Amazônia. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia e VIII Congresso da FLISMET, 1998, Brasília. Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia e VIII Congresso da FLISMET. Brasília, DF: Sociedade Brasileira de Meteorologia. 1998.
- GRUBER, A.; LEVIZZANI, V. Assessment of Global Precipitation Products. A project of the World Climate Research Programme Global Energy and Water Cycle Experiment (GEWEX) Radiation Panel. WCrp report. 2008.
- GUTMAN, G.J.; SCHWERDTFEGER, W. The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in summer. *Jg. Helf.* v. 18, n. 3. 1965.
- GUYOT, J.L. Hydrogeochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne, Editions de l'ORSTOM. Paris, 261. 1993.

HAMEED, S.; SPERBER, K.R.; MEINSTER, A. Teleconnections of the Southern Oscillation in the tropical Atlantic sector in the OSU coupled ocean–atmosphere GCM. *Journal of Climate* 6: 487–498. 1993

HARDY, D.M.; WALTON, J.J. Principal Component Analysis of Vector Wind I: Winter. *Monthly Weather Review*, 109(6): 1267 - 1284. 1978.

HARMAN, H. Modern Factor Analysis. The University of Chicago Press Chicago, IL. 1976.

HASTENRATH, S.; CASTRO, L.C.; ACIETUNO, P. The Southern Oscillation in the tropical Atlantic Sector. *Contributions to Atmospheric Physics* 60: 447–463. 1987.

HASTENRATH, S; HELLER, L. Dynamics of climate hazards in Northeast Brazil. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, v.103. n. 435, p. 77-92. 1997.

HOERLING, M. P.; HURRELL, J. W.; XU, T. Tropical origins for recent north Atlantic Climate Change. *Science*, v. 292, p 90-92. 2001.

HUFFMAN, G. J.; ROBERT, F.A.; ARKIN, P.; CHANG, A.; F. RALPH; G. ARNOLD; JANOWIAK, J.; McNAB, A.; RUDLOF and SCHNEIDER, U. The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, p. 5-20. 1997.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). *Plataforma SIDRA*. Rio de Janeiro, 2005. Disponível em: <<http://www.sidra.ibge.gov.br/>>. Acesso em novembro de 2013.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). *Plataforma SIDRA*. Rio de Janeiro, 2012. 1 CD-ROM.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). *Plataforma SIDRA*. Rio de Janeiro, 2013. Disponível em: <<http://www.sidra.ibge.gov.br/>>. Acesso em novembro de 2013.

JORDAN, W.R. Whole plant response to water deficit: An overview. In: TAYLOR, H.M.; JORDAN, W.R.; SINCLAIR, T.R. Limitations to efficient water use in crop production, Madison: ASA, CSSA, p. 289-317. 1983.

KAYANO, M. T.; ANDREOLI, R. V.; SOUZA, R. A. F. Evolving anomalous SST patterns leading to ENSO extremes: relations between the tropical Pacific and Atlantic oceans and the influence on the south american rainfall. *International Journal of Climatology*, v. 31, n. 8, p. 1119-1134, 81, 82. 2011.

KAYANO, M.T. *Um estudo climatológico e sinótico utilizando dados de radiossondagem (1969-1979) de Manaus e Belém*. 1979. 111 f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos – SP. 1979.

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V. Decadal variability of northern northeast Brazil rainfall and its relation to tropical sea surface temperature and global sea level pressure anomalies. *Journal of Geophysical Research*, v. 109, n. C11011. 2004.

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V. Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. *Int. Climatology. Res.*, DOI: 10.1002/joc.1417. 2006.

KAYANO, M.T.; ANDREOLI, R.V.; SOUZA, R. A. F. Relations between ENSO and the South Atlantic SST modes and their effects on the South American rainfall. *International Journal of Climatology*, v. 33, p. 2008-2023. 2013.

KENDALL, M. G. Rank correlation measures. *London: Charles Griffin, 1975. 220p.*

KIDSON, J.W. Tropical Eigenvector Analysis and the Southern Oscillation - *Monthly Weather Review*. 103(3): 187-196. 1975.

KODAMA, Y. Large-Scale Common Features of Subtropical Precipitation Zones (The Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Characteristics of subtropical Frontal Zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, v. 70, p. 810-836. 1992.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northeast Brazil. *Mon. Wea. Rev.*, 107, 1140-1153. 1979.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. *Tellus*, v. 33, n. 6, p. 538-551. 1981.

KOUSKY, V.E. Diurnal rainfall variation in the Northeast Brazil. *Monthly Weather Review*, v. 108, p. 488-498. 1980.

KOUSKY, V.E., KAYANO, M.T., CAVALCANTI, I.F.A. A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. *Tellus* 36A:490–504. 1984.

KUSHNIR, Y., WALLACE, J.M. Low-frequency variability in the Northern Hemisphere winter-geographical-distribution, structure and time-scale dependence. *Journal of Atmospheric Science* 46: 3122–3142. 1989.

KUTZBACH, J.E. Empirical Eigenvectors of Sea-Level Pressure, Surface Temperature and Precipitation Complexes over North America. *Journal of Applied Meteorology*. V. 6, p. 791-802. 1967.

LATIF, M., e BARNETT, T. P. Causes of decadal climate variability over the North Pacific and North America. *Science*, 266: 634-637. 1994.

LENTERS, J.D.; COOK, K.H. On the origin of the Bolivian high and related circulation features of the south American climate. *Journal of Atmospheric Science*, v. 54, p. 656-677. 1997.

LI, W., FU, R., NEGRÓN, R. I., FERNANDES, K. Observed change of the standardized precipitation index, its potential cause and implications to future climate change in the Amazon region. *Phil. Trans. R. Soc. B*, 363, 1767–1772. 2008.

LORENZ, E.N. Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction. *Sci. Rept.*, nº 1, p. 49. 1956.

MACEDO, I. C.; NOGUEIRA L. A. H. *Avaliação do biodiesel no Brasil*. Brasília,DF: Núcleo de Assuntos Estratégicos da Presidência da República, 2005.

MACHADO, L.A.T.; GUEDES, R.L.; ALVES, M.A.S. Características estruturais de sistemas convectivos e forçantes da convecção na América do Sul observados por satélites. *Climanálise, 10 anos*, CPTEC/INPE, p. 110-122. 1997.

MANN, H. B. *Econometrica*. *The Econometric Society*, v.13, n.3, p.245-259. 1945.

MANTUA, N.J.; HABE, S.R.; ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; FRANCIS, R.C. A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v.78, p. 1069-1079. 1997.

MARENGO J.A.; NOBRE C.A.; TOMASELLA J.; OYAMA M.; SAMPAIO G.; CAMARGO H.; ALVES, L.M. The drought of Amazonia in 2005. *Journal of Climate* 21: 495-516. 2008.

MARENGO, J. A., JONES R., ALVES L. M. e VALVERDE M. C. Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. *Internationat. Journal of Climatology*, 15, 2241-2255. 2009.

MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E.; FILIZOLA, N. P.; WAINER, I. C. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. *Journal of Climate*, v. 14, p. 833 – 852. 2001.

MARENGO, J. A; ALVES, L.M. Tendências Hidrológicas da bacia do rio Paraíba do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*.v20, n.2, 215-226. 2005.

MARENGO, J.A. Interdecadal variability and trends of rainfall across the Amazon basian. *Theor. Appl. ClimatologyI*. 2004.

MARENGO, J.A. On the Hydrological Cycle of the Amazon Basin: A historical review and current. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, p. 1-19. 2006.

MARENGO, J.A.; HASTENRATH, S. Case studies of extreme climatic events in the amazon basin. *Journal of Climate*, v. 6, n. 4, p. 617-627. 1993.

MARSHALL, J., Y. KUSHNER, D. BATTISTI, P. CHANG, A. CZAJA, R. DICKSON, J. HURRELL, M. McCARTNEY, R. SARAVANAN; M. VISBECK. North Atlantic climate variability: Phenomena, impacts and mechanisms, *International Journal of Climatology*, 21(15), 1863-1898. 2001.

MATSUYAMA, H.; MARENGO, J.A.; OBREGON, G.O.; NOBRE, C.A. Spatial and temporal variabilities of rainfall in tropical south America as derived from climate prediction center merged analysis of precipitation. *International Journal of Climatology*, 22, 175–195. 2002.

McGRATH, D.; DIAS, V. Soja na Amazônia: impactos ambientais e estratégias de mitigação. *Ciência e Ambiente*, Santa Maria, Rio Grande do Sul, v.32. 2006.

- McPHADEN, M.J., LEE, T., McCLURG. El Niño and its relationship to changing background conditions in the tropical Pacific Ocean. *Geophysical Research Letters*, v. 38, L15709. 2011.
- MISRA, V., e DiNAPOLI, S. M. The observed teleconnection between the equatorial Amazon and the Intra-Americas Seas. *Climate Dynamic*. 2012.
- MOLION, L.C.B., BERNARDO, S.O. Uma revisão da dinâmica das chuvas no nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 17, n.1, p. 1-10. 2002.
- MONTEIRO, C. A. F. Notas para o estudo do clima do Centro-Oeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geografia*, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE, n.1, Janeiro-Março, pág. 3-46, Ano XIII, Rio de Janeiro, RJ. 1951.
- MONTEIRO, C. A. F.; MARKUS, E.; GOMES, K. M. F. Comparação da Pluviosidade nos Estados de São Paulo e Rio Grande do Sul nos Invernos de 1957 e 1963. Laboratório de Climatologia, Instituto de Geografia, USP, São Paulo, SP. 1971.
- MONTEIRO, C.A.F. Fatores climáticos na organização da agricultura nos países tropicais em desenvolvimento – conjunturas sobre o caso brasileiro. São Paulo: IGEOG-USP, (Série Climatologia, 10). 1981.
- MONTEIRO, J.E.B.A. Agrometeorologia dos cultivos: o fator meteorológico na produção agrícola. Brasília, D.F., INMET, 530 p. 2009.
- NAKAMURA, H.; LIN, G.; YAMAGATA, T. Decadal climate variability in the North Pacific during the recent decades. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, v. 78, p. 2215-2225. 1997.
- NEWMAN, M.; COMPO, G.P.; ALEXANDER, M.A. ENSO forced variability of the Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Climate*, v.16, n. 23, p.3853-3857. 2003.
- NOBRE P, SHUKLA J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate* 9: 2464–2479. 1996.
- NOBRE, C.A. Amazonia and Climate. Proc. Of the WMO technical conf. on climate for Latin America and the Caribbean. Colombia WMO, 409–416. 1983.
- NOBRE, C.A.; OBREGON, G.O.; MARENGO, J.A.; FU, R.; POVEDA, G. Characteristics of Amazonian Climate: Main Reatures. In: GASH, J.; KELLER, M.; BUSTAMANTE, M. e SILVA DIAS, P. *Amazonia and Global Change*, 2009, P. 149-162. 2009.
- NORTH, G.R., BELL, T.L., CALAHAN, R.F., MOENG, F.J. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review*, 110: 699–706. 1982.
- OBREGON, G.O.; NOBRE, C. A. Proceedings of the 7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Wellington, New Zealand, (Ed. By American Meteorological Society, Boston, Massachusetts). 2003.

- OBREGON, G.O.; NOBRE, C.A. Principal component analysis of precipitation fields over the Amazon river basin. *Climanálise*, 5(7): 35–46. 1990.
- PAEGLE, J.N.; MO, K.C. Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, v. 15, p. 189-1407. 2002.
- PARMENTER, F. C. A Southern Hemisphere cold front passage at the equator. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 57, 1435-1440. 1976.
- PERREAULT, L; HACHE, M.; SLIVITZKY, M.; BOBEE B. Detection of changes in precipitation and runoff over eastern Canada and US using a Bayesian approach. *Stochastic Environmental research and Risk Assessment* 13: 201-216. 1999.
- PHILANDER, S.G. Is the temperature rising? The uncertain science of global warming. *Princeton University Press*, Princeton, NJ, US. 1998.
- PHILLIPS, D. L.; DOLPH, J.; MARKS, D. A comparison of geostatistical procedures for spatial analysis of precipitations in mountainous terrain. *Agriculture and Forest Meteorology*, n. 58, p. 119-141. 1992.
- PINTO, L.I.C.; COSTA, M.H.; LIMA, F.Z.; DINIZ, L.M.F.; SEDIYAMA, G.C. e PRUSKI, F.F. Comparação de produtos de precipitação para a América do Sul. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.24, n.4, 461-472. 2009.
- PULWARTY, R.S.; BARRY, R.G.; HURST, C.M.; SELLINGER, K.; MOGOLLON, L.F. Precipitation in the Venezuelan Andes in the context of regional climate. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 67: 217–237. 1998.
- QUINN, W.H. A preliminary Record of Southern Oscillation related activity extending about 1368 years into the past. Extended abstracts, workshop on Paleoclimatic Aspects of El Niño/Southern Oscillation, Boulder, 12 pp. 1990.
- RAJAGOPALAN, B., Y. KUSHNIR e Y. M. TOURRE Observed midlatitude and tropical Atlantic climate variability. *Journal of Geophysical Research*. 1998.
- RAMADE, F. *Eléments d'Ecologie Appliquée*, Paris, McGraw-Hill. 1974.
- RAMIREZ, M.C.V. Padrões Climáticos dos Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis no Nordeste do Brasil. *Dissertação de Mestrado*, 132 p, (INPE-6408-TDI/618) – São José dos Campos – SP. 1996.
- RAO, V.B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with southern oscillation. *Theoretical and Applied Climatology*, 42, 81-91. 1990.
- RASMUSSEN, E.M.; ARKIN, P.A. Interannual climate variability associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Coupled Ocean-Atmosphere Models*, J.C.J. Nihaud Ed., Elsevier, 289-302. 1985.
- REN, H.L.; JIN, F.F. Niño indices for two types of ENSO, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L04704. 2011.

- RICHEY, J.; NOBRE, C.A.; DESER, C. Amazon river discharge and climate variability: 1903 to 1985. *Science*, v. 246, p. 101-103. 1989.
- RICHMAN, M. Rotation of Principal Components. *Journal of Climate*, v. 6, n.3, p. 293-335. 1986.
- ROGERS, J.C. Atmospheric circulation changes associated with the warming over the northern North Atlantic in the 1920s. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 24: 1303-1310. 1985.
- ROGERS, J.C. Patterns of low-frequency monthly sea level pressure variability (1899-1986) and associated wave cyclone frequencies. *Journal of Climate* 3: 1364-1379. 1990.
- RONCHAIL J.G.; COCHONNEAU M.; MOLINIER J.L.; GUYOT A.G.; de MIRANDA C.; GUIMARÃES V. e de OLIVEIRA E. Interannual rainfall variability in the Amazon basin and sea-surface temperatures in the equatorial Pacific and tropical Atlantic Oceans, *International Journal of Climatology*, 22: 1663–1686. 2002.
- RONCHAIL, J., GALLAIRE, R. ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin. *International Journal of Climatology* 26: 1223–1236. 2006.
- RONCHAIL, J.; GALLAIRE, R. ENSO and rainfall along the Zongo valley (Bolivia) from the Altiplano to the Amazon basin. *International Journal of Climatology* 26: 1223–1236. 2006.
- ROPELEWSKI, E.F., HALPERT, M.S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. *Monthly Weather Review*, v. 115, p. 1606-1626. 1987.
- SALMI, T. Detecting trends of annual values of atmospheric pollutants by the Mann-Kendall test and Sen's slope estimates: Finnish Meteorological Institute, 2002. (*Publications on Air Quality n.. 31*).
- SANTOS de OLIVEIRA, A.; C. NOBRE. Interactions between frontal systems in South America and tropical convection over Amazon, Paper presented at 2nd International Conference on Southern Hemispheric Meteorology, Wellington, New Zealand, 1-5 December. 1986.
- SANTOS, J. W. M. C. Clima e produtividade da soja nas terras de cerrado do Sudeste de Mato Grosso, *Revista do Departamento de Geografia*. 2002.
- SANTOS, J. W. M. C. Ritmo climático e sustentabilidade sócio-ambiental da agricultura comercial da soja no sudeste de Mato Grosso, *Revista do Departamento de Geografia*, 17, 61-82. 2005.
- SARAVANAN, R; CHANG, P. Interaction between tropical Atlantic variability and El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Climate*. 13: 2177–2194. 2000.
- SCHOVE, D. J., e BERLAGE, H. P. Pressure anomalies in the Indian Ocean area 1796–1960. *Pure Appl. Geophys.*, 61, 219–231. 1965.

- SILVA DIAS, P. L.; BONATTI, J. P.; KOUSKY, V. E. Diurnally forced tropical tropospheric circulation over South America, *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1465-1478. 1987.
- SINGH, A.; DELCROIX, T.; CRAVATTE, S. Contrasting the flavors of El Niño-Southern Oscillation using sea surface salinity observations, *J. Geophys. Res.*, 116, C06016. 2011.
- SOUZA, E.B. de; ROCHA, E.J.P. Diurnal variation of rainfall in eastern Amazonia during rainy season: mean characteristics and extreme events. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, p. 142-152. 2006.
- SOUZA, E.B. de; KAYANO, M. T.; AMBRIZZI, T. The regional precipitation over the eastern Amazon/Northeast Brazil modulated by tropical Pacific and Atlantic SST anomalies on a weekly timescale. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 19, n.3, p. 113-122. 2004.
- SPIEGEL, M. R. *Estatística*. São Paulo: McGraw-HILL, 1972. p. 580.
- STENSETH, N.C., MYSTERUD, A., OTTERSEN, G., HURRELL, J.W., CHAN, K. S. e Lima, M. Ecological effects of climate fluctuations. *Science*, 297:1292-1296. 2002.
- STRETEN, N. A. Some characteristics of satellite observed bands of persistente cloudiness over the Southern Hemisphere. *Monthly Weather Reaview*, v. 101, p. 486-495. 1973.
- TABIOS, G.Q.; SALAS, J.D. A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation. *Journal of the American Water Resources Association*, v.21, n.3, p.365-380. 1985.
- TING, M.F. and WANG, H. Summertime US precipitation variability and its relation to Pacific sea surface temperature. *Journal of Climate*, 10, 1853-1873. 1997.
- TRENBERTH, K.E; PAOLINO, D.A. Characteristic patterns of variability of sea level pressure in the Northern Hemisphere. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1169-1189. 1981.
- UVO, C.B. *A Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e sua relação com a precipitação da Região Norte do Nordeste Brasileiro*. 1989. 88f. Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos-SP, 1989.
- UVO, C.B. The Relationships between Tropical Pacific and Atlantic SST and Northeast Brazil Monthly Precipitation. *Journal of Climate*. v. 11, p. 551-562. 1998.
- VAN LOON, H.; WILLIAMS, J. Connection between trends of mean temperature and circulation at surface. 1. Winter. *Monthly Weather Review* 104: 365-380. 1976.
- VILTARD, A.; DE FELICE, P. Statistical analysis of Wind velocity in an easterly wave over West Africa. *Monthly Weather Review*, v. 107, p. 1320-1327. 1979.
- VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from cloud winds. *Monthly Weather Review*, v. 109, p. 599-610. 1981.

- WALISER, E.W.C.; GAUTIER, C.A. Satellite-derived Climatology of the ITCZ. *Journal of Climate*, 6. p.2162-2174. 1993.
- WALLACE, J.M. North Atlantic Oscillation/annular model: two paradigms-one phenomena. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126: 791–805. 2000.
- WALLACE, J.M., GUTZLER, D.S. Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 784-812. 1981.
- WEICKMAN, K.M.; LUSSKY, G.R; KUTZ BACH, J.E. Intraseasonal (30-60 Day) Fluctuations of Outgoing Long Wave Radiation and 250 mb Stream function During Northern Winter. *Amer. Meteor. Soc.*, 113, p. 941-961. 1985.
- WILES, G.C., D'ARRIGO, R.D.; JACOBY, G.C. Gulf of Alaska atmosphere-ocean variability over recent centuries inferred from coastal tree-ring records. *Climatic Change*. v38, p. 289-306 . 1998.
- XIE, S.P.; CARTON, J.A., 2004. Tropical Atlantic variability: patterns, mechanisms, and impacts: Ocean-Atmosphere interaction and climate variability. *American Geophysical Union*, Washington, DC, p121–142. 1998.
- YASUNARI, T. Stationary waves in the Southern Hemisphere mid-latitude zone revealed from average brightness charts. *J. Meteor. Soc. Japan*, v. 55, p. 274-285. 1977.
- YOON, J. H and N, ZENG. An Atlantic Influence on Amazon Rainfall. *Climate Dynamics* 34(2-3):249-264. 2010.
- ZENG, N.; YOON, J; MARENGO, J. A. A. Subramaniam, Nobre C. A. and Mariotti, A., Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. *Environmental Research Letters*, 3, 1-6. 2008.
- ZHANG, L; WANG, C. WU, L. Low-frequency modulation of the Atlantic warm pool by the Atlantic multidecadal oscillation. *Climate Dynamics* (2012) 39:1661–1671. 2012.
- ZHANG, Y.; WALLACE, J.M.; BATTISTI, D. ENSO-like interdecadal variability: 1900-93. *Journal of Climate*, v. 10, p. 1004-1020. 1997.
- ZHOU, J.; LAU, K. M. Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. *International Journal of Climatology*, v. 21, p. 1623-1644. 2001.