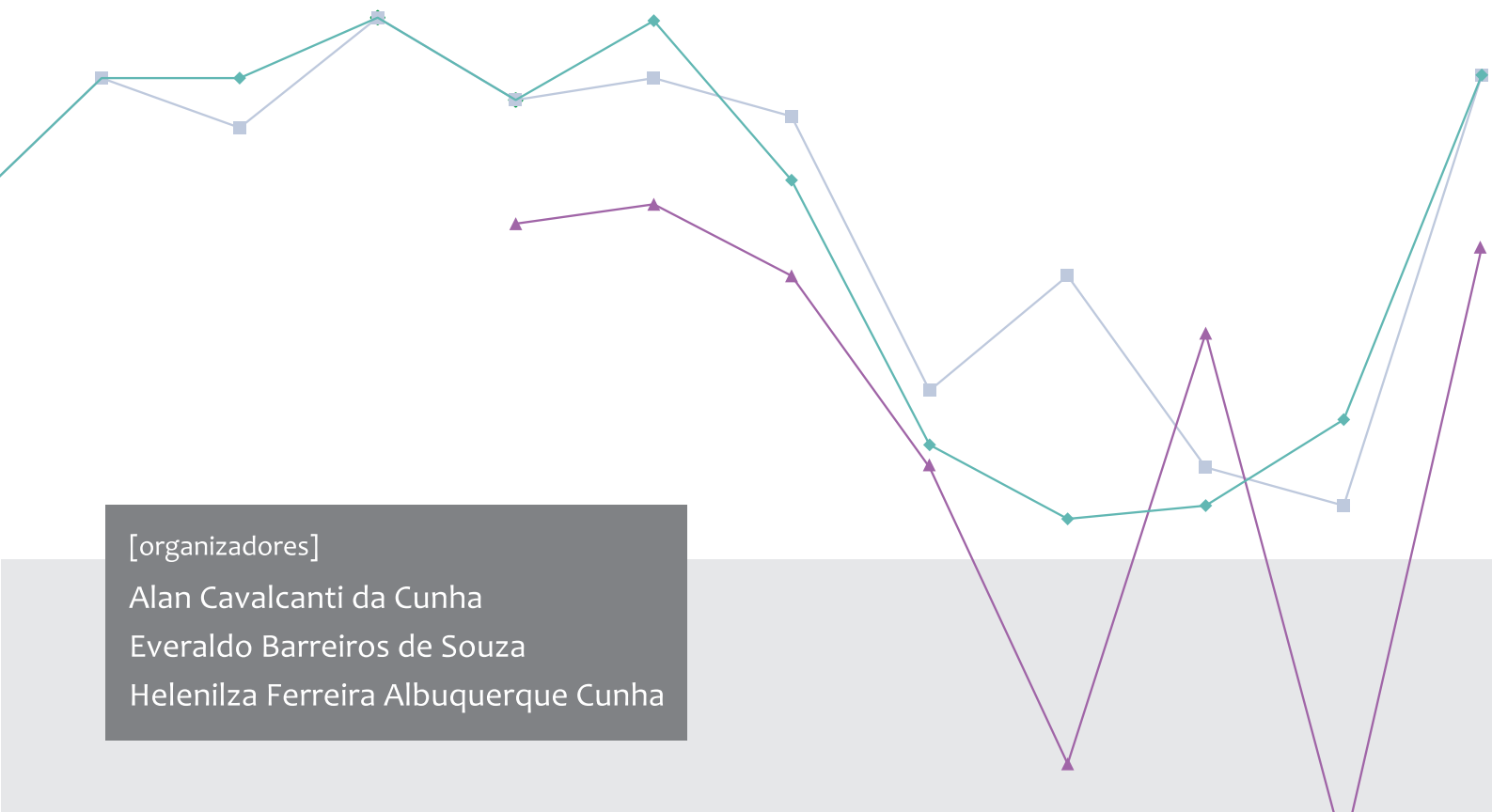


Tempo, Clima e Recursos Hídricos

Resultados do Projeto REMETAP no Estado do Amapá

Macapá • IEPA • 2010



[organizadores]

Alan Cavalcanti da Cunha

Everaldo Barreiros de Souza

Helenilza Ferreira Albuquerque Cunha

Climatologia de Precipitação no Amapá e Mecanismos Climáticos de Grande Escala

Dr. Everaldo Barreiros de Souza

everaldo@ufpa.br

Professor da Faculdade de Meteorologia, Universidade Federal do Pará (UFPA).

Dr. Eng. Alan Cavalcanti da Cunha

alancunha@unifap.br

Ex-coordenador do NHMET/IEPA, Coordenador do Projeto REMETAP, Prof. do Curso de Ciências Ambientais da Universidade Federal do Amapá (UNIFAP) e PPGBio/PPGDAPP-UNIFAP.

Resumo. O presente trabalho discute os aspectos climatológicos da precipitação no Estado do Amapá, bem como apresenta os principais mecanismos climáticos do Pacífico e Atlântico moduladores dos padrões anômalos de chuva sazonal no Estado. A climatologia da precipitação no Amapá (1978-2007) indica que as regiões mais chuvosas se localizam na porção norte e litoral, com volume de chuva anual em torno de 2.900 mm. A climatologia sazonal revelou que o período mais seco ocorre na primavera (setembro a novembro) e o mais chuvoso ocorre no outono (março a maio). As análises das composições observacionais representativas dos eventos com regime de precipitação abaixo e acima do normal, selecionados objetivamente por técnicas estatísticas, evidenciaram dois cenários climáticos contrastantes. Os anos com registro de chuva acima (abaixo) do normal no Amapá associam-se diretamente com a intensificação (inibição) da ZCIT sobre a Amazônia Oriental, cuja configuração relaciona-se com a atuação da La Niña (do El Niño) sobre o Oceano Pacífico Tropical ocorrendo concomitantemente com a fase do Dipolo negativo (positivo) sobre o Oceano Atlântico intertropical.

Palavras-chave: Climatologia, El Niño, La Niña, Dipolo do Atlântico, Precipitação, Amapá, EOF.

1. INTRODUÇÃO

Na Amazônia, situada inteiramente dentro da região tropical da América do Sul, as variáveis climatológicas mais importantes são a atividade convectiva (formação de nuvens) e a precipitação pluviométrica. Neste trabalho, o foco principal é o estudo da precipitação observada na Amazônia Oriental, com ênfase no Estado do Amapá.

O regime de precipitação da Amazônia exibe máximos anuais bem pronunciados durante os meses do verão (dezembro, janeiro e fevereiro – DJF) e outono (março, abril e maio – MAM), sendo que os mínimos anuais ocorrem durante os meses de inverno (junho, julho e agosto – JJA) e primavera (setembro, outubro e novembro – SON). Portanto, considera-se a estação chuvosa do Amapá ocorrendo durante os períodos sazonais de DJF e MAM.

A variabilidade da chuva sazonal durante a estação chuvosa é diretamente dependente dos mecanismos climáticos de grande escala que se processam nos dois oceanos tropicais adjacentes: o Oceano Pacífico e o Oceano Atlântico (De SOUZA *et al.*, 2004).

No Oceano Pacífico, o mecanismo climático dominante é o conhecido fenômeno El Niño/Oscilação Sul (ENOS) que possui duas fases extremas: El Niño e La Niña. As condições de El Niño (La Niña) associam-se ao aquecimento (resfriamento) anômalo das águas oceânicas sobre o Pacífico tropical, perdurando no mínimo cinco meses entre o verão e outono (TRENBERTH, 1997).

No Oceano Atlântico, o principal mecanismo climático denomina-se Padrão de Dipolo (HASTENRATH & HELLER, 1977; MOURA & SHUKLA, 1981; NOBRE & SHUKLA, 1996; De SOUZA & NOBRE, 1998) ou atualmente denominado de Gradiente de anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) no Atlântico intertropical (De SOUZA *et al.*, 2004; De SOUZA *et al.*, 2005). Este modo climático caracteriza-se pela manifestação simultânea de anomalias de TSM configurando-se espacialmente com sinais opostos sobre as bacias norte e sul do Atlântico Tropical. Este padrão térmico inverso gera, conseqüentemente, o aparecimento de um gradiente térmico meridional e inter-hemisférico na região intertropical. Assim sendo, este mecanismo apresenta duas fases opostas: o Dipolo positivo e o Dipolo negativo. A fase do Dipolo positivo caracteriza-se pela presença simultânea de anomalias positivas/negativas de TSM configurando-se sobre a bacia norte/sul do Oceano Atlântico Tropical. A fase do Dipolo negativo apresenta a configuração essencialmente oposta. Vários trabalhos observacionais evidenciaram que a fase do Dipolo interfere diretamente na migração norte-sul da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT).

A ZCIT é o principal sistema meteorológico indutor de chuva na Amazônia Oriental, especialmente no Amapá e Pará, quando da sua posição climatológica mais austral. Esta atuação define a qualidade da estação chuvosa nestes Estados (De SOUZA *et al.*, 2000).

No presente trabalho, optou-se pela abordagem observacional sobre a variabilidade espacial/temporal da chuva climatológica sobre a Amazônia Oriental, com ênfase ao Estado do Amapá,

considerando as médias anuais e sazonais. Além disso, busca-se estabelecer objetivamente, por meio de técnicas estatísticas multivariadas, qual é o principal modo de variabilidade da chuva sobre o Amapá durante o período chuvoso (entre os meses de dezembro a maio). Investiga-se também a caracterização espacial dos padrões oceano-atmosfera associados aos mecanismos climáticos de grande escala atuando sobre o Pacífico e Atlântico Tropical, os quais modulam as anomalias de precipitação do período chuvoso sobre o Amapá e Pará nas escalas de tempo interanual e sazonal.

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1. Bases de dados observacionais

As bases de dados utilizadas neste trabalho compreendem o período de 1978 a 2009, ou seja, englobam dados secundários coletados e compilados durante as últimas três décadas.

Os dados mensais de precipitação observados sobre a Amazônia Oriental são derivados do Centro de Previsão Climática (CPC) pertencente ao National Centers for Environmental Prediction (NCEP) dos EUA. Estes dados encontram-se documentados em Silva *et al.* (2007) e foram gerados mediante interpolação espacial dos dados observados nas estações meteorológicas de superfície, reportados na codificação SYNOP das 12 UTC. Mais detalhes sobre o controle de qualidade e métodos e procedimentos metodológicos podem ser encontrados em Silva *et al.* (2007).

Uma segunda fonte de dados de precipitação usada foi o Global Precipitation Climatology Project (GPCP), estabelecida pelo World Climate Research Program (WCRP) com o objetivo de prover informações sobre a distribuição temporal e espacial da precipitação sobre o globo. Este conjunto de dados é de domínio público e eles são gerados incorporando dados de estimativas por satélites, particularmente, no canal de micro-ondas e infravermelho, combinados com dados de pluviômetros. Sobre o continente, as estimativas de chuva de multissatélites são ajustadas por análises de pluviômetros, enquanto o ajuste sobre o oceano não é realizado. A disponibilização dos dados é mensal com informações distribuídas em uma grade de 2.5° latitude × 2.5° longitude (HUFFMAN *et al.*, 1997; ADLER *et al.*, 2003).

Utilizam-se também os dados de radiação de onda longa (ROL) derivados dos satélites meteorológicos de órbita polar (LIEBMANN e SMITH, 1996) para caracterizar a atividade convectiva (nebulosidade) tropical. Os dados das componentes zonal e meridional do vento do projeto de reanálise NCEP/NCAR (KALNAY *et al.*, 1996) são utilizados com a finalidade de estudar a circulação atmosférica sobre a região da Amazônia. Também foram usados dados de TSM (REYNOLDS *et al.* 2002) adquiridos junto ao CPC/NCEP com o propósito de se investigar os padrões observados sobre a superfície oceânica do Pacífico e Atlântico Tropical.

2.2. Técnicas Estatísticas

Os mapas climatológicos da precipitação do GPCP e do CPC foram obtidos por intermédio de cálculo das médias ou normais climatológicas referentes ao período de 30 anos (1978 a 2007), conforme determinação da Organização Meteorológica Mundial (OMM).

A técnica estatística multivariada conhecida como Funções Ortogonais Empíricas (EOF; KUTZBACH, 1967) é utilizada neste trabalho para investigar a natureza espaço-temporal da precipitação sazonal observada no Estado do Amapá. Este método permite a obtenção de funções espaciais e coeficientes temporais que explicam a fração maximizada da variância total do conjunto de dados de precipitação. Assim sendo, a análise de EOF extrai objetivamente os principais mecanismos de variabilidade climática, ou seja, os modos dominantes dos padrões anômalos de precipitação presentes na série temporal dos dados pluviométricos dispostos em ponto de grade. Os cálculos foram obtidos com base na matriz de correlação e os resultados são interpretados da seguinte maneira: autovetores ou “loadings” representam campos espaciais contendo correlações, as quais podem ser interpretadas como tendo o mesmo sinal das anomalias de precipitação; autovalores são os coeficientes que servem para indicar se o modo representa um padrão fisicamente consistente (NORTH *et al.*, 1982); variância explicada são os coeficientes que servem para estimar a representação estatística de cada modo em relação aos dados originais; componente principal (CP) são os coeficientes temporais que expressam o modo como os autovetores evoluem no tempo.

A técnica de composições dos eventos significativos de chuva sazonal, selecionados objetivamente mediante resultados da EOF, é usada no presente estudo para investigar a caracterização dos mecanismos climáticos sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico Tropical (fases do ENOS e do Dipolo), bem como a estrutura dinâmica da circulação atmosférica, convecção e precipitação na região da Amazônia Oriental e Atlântico Equatorial.

3. CLIMATOLOGIA DE PRECIPITAÇÃO NO AMAPÁ

3.1. Média Anual

A Figura 1 mostra a normal climatológica anual da precipitação para o Estado do Amapá, calculada com base no período de 30 anos (1978-2007), com os valores médios climatológicos que se espera ocorrer durante um ano sem fenômenos climáticos intensos atuando sobre a região (ou seja, dentro do padrão normal). O Amapá apresenta tipicamente uma grande região contendo máximos de chuva anual, situada no setor norte do Estado (Oiapoque) e na região litorânea e adjacências (Vila Velha, Cunani, Lourenço, Calçoene e Amapá). Nestas regiões, a precipitação anual do CPC e GPCP oscila entre 2.700 e

2.900 mm. Na região de Macapá, nota-se que a climatologia do CPC e GPCP apresenta o valor acumulado anual de 2.300 e 2.700 mm, respectivamente. Comparativamente, nas áreas situadas na porção oeste e sudoeste do Amapá (Serra de Tumucumaque e região do Jari) verificam-se os mínimos de chuva anual, com valores entre 2.000 e 2.200 mm.

A Figura 2 ilustra os campos climatológicos atmosféricos e oceânicos correspondentes à média anual obtida nos últimos 30 anos (1978 a 2007). Observa-se que a região de confluência dos ventos próxima à superfície ocorre numa faixa zonal em torno da linha do Equador (Figura 2c). Coincidente com esta posição de vento convergindo em superfície, verifica-se uma região contendo águas oceânicas com TSM superiores ao valor de 27°C (Figura 2b). Essas condições favorecem a formação de nuvens convectivas sobre o Oceano Atlântico Equatorial, as quais podem se propagar em direção à Amazônia pelo escoamento de leste, ou seja, os ventos alísios. Na Figura 2a nota-se a presença de uma região com ROL contendo valores entre 235 e 240 W/m² que indica a posição da banda de nebulosidade (nuvens) associada à ZCIT. Essa posição da ZCIT ocorre sobre o Atlântico numa faixa zonal em torno de 5°N. Essa posição climatológica da ZCIT explica os máximos de chuva anual na porção norte do Amapá (Figura 1).

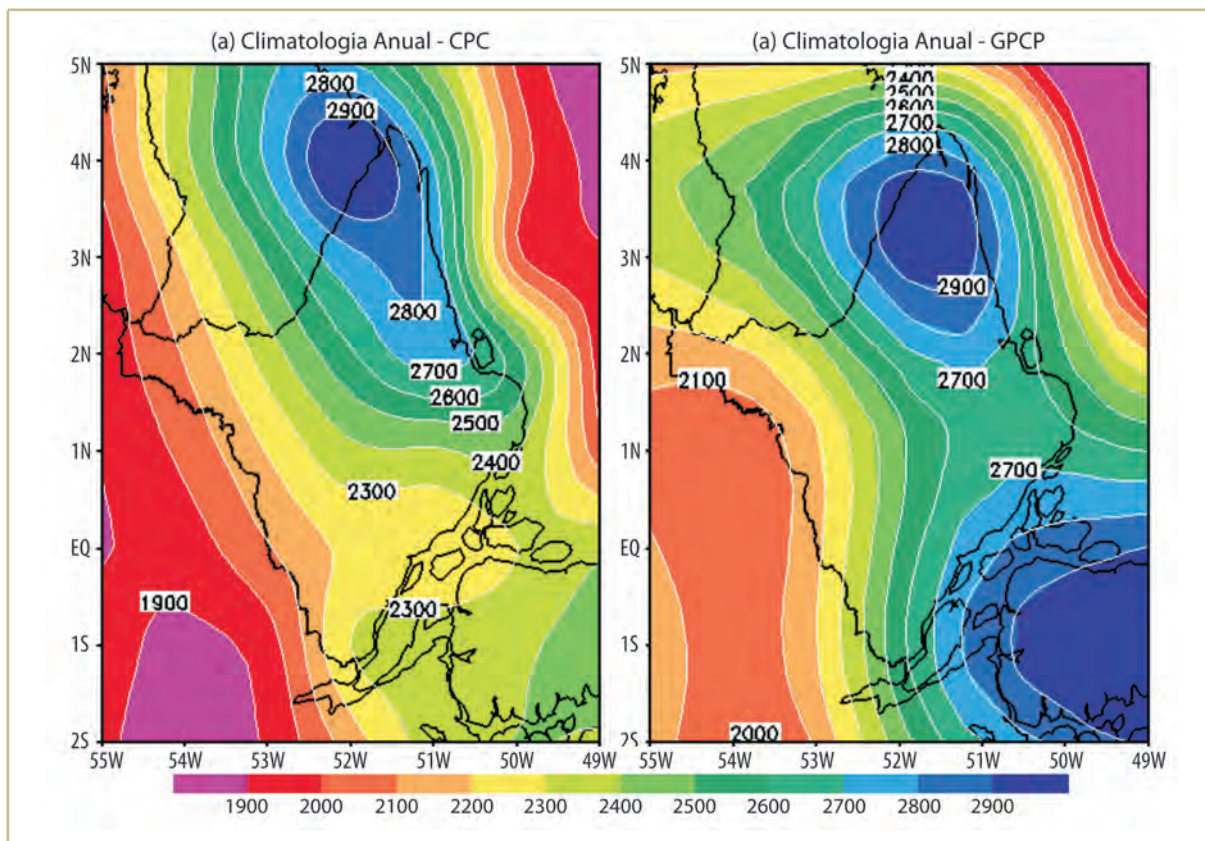


Figura 1. Mapas climatológicos da precipitação anual, em mm, com base na média de 30 anos (1978-2007).

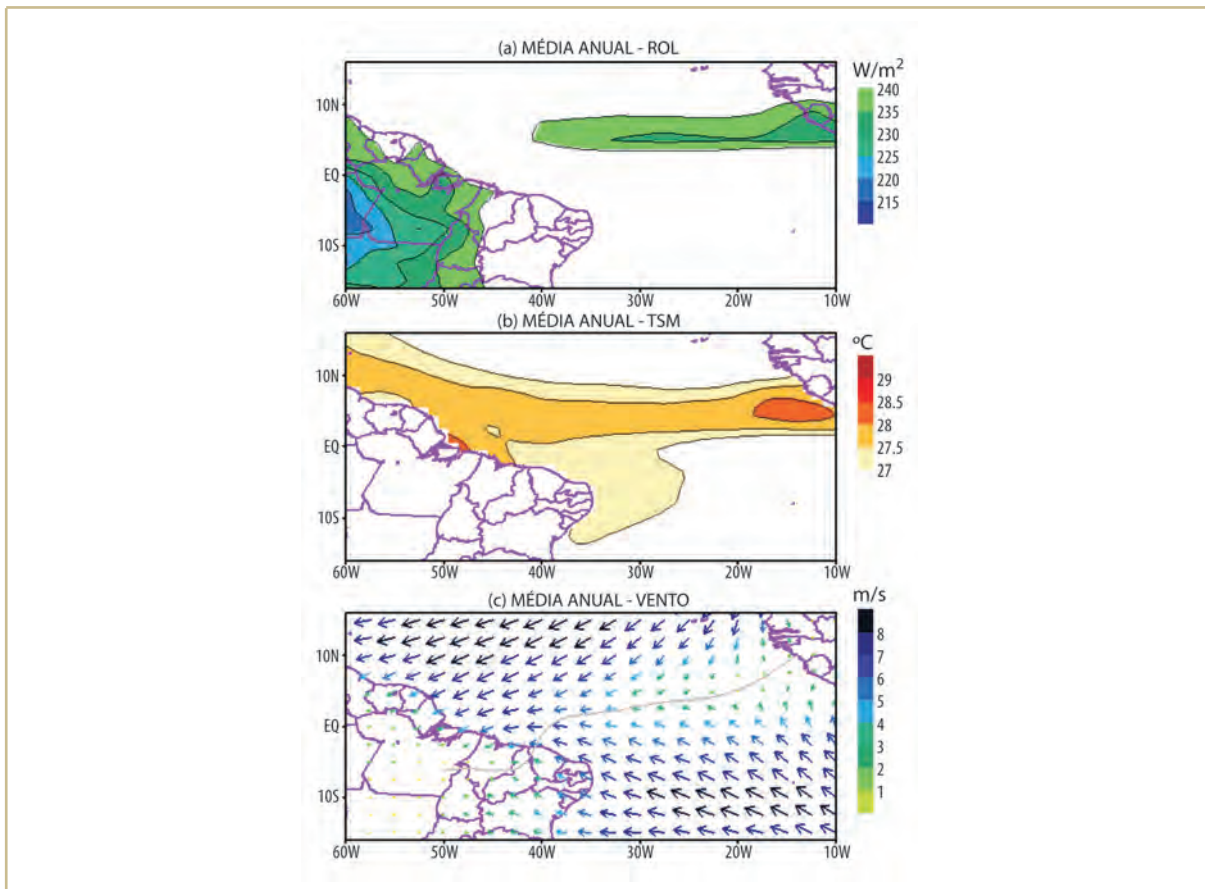


Figura 2. Mapas climatológicos anuais de (a) ROL, (b) TSM e (c) Vento próximo à superfície sobre a região da Amazônia Oriental e Oceano Atlântico Tropical. A intensidade e unidade de cada variável encontra-se indicada nas barras de cores ao lado de cada figura.

3.2. Médias Sazonais

A natureza apresenta fenômenos climáticos ou a combinação destes em diferentes escalas de tempo e espaço, os quais podem provocar variações significativas de precipitação perdurando apenas durante alguns meses do ano, de maneira que o acumulado anual não evidencia, necessariamente, o comportamento anômalo da chuva regional. Assim sendo, convém analisar também a climatologia sob o ponto de vista do comportamento sazonal das chuvas. A Figura 3 ilustra os mapas climatológicos sazonais, ou seja, a configuração espacial da chuva climatológica para as quatro estações do ano: primavera (SON), verão (DJF), outono (MAM) e inverno (JJA). Tais valores de chuva climatológica são consistentes com os mapas climatológicos construídos em trabalhos anteriores, por exemplo, em Figueroa e Nobre (1990) e De Souza e Ambrizzi (2003). Os aspectos da variabilidade espacial da climatologia de chuva sazonal sobre o Amapá (Figura 3) são discutidos no contexto dos padrões

climatológicos da circulação atmosférica (vento nos baixos e altos níveis), convecção tropical (ROL) e TSM sobre o Oceano Atlântico (Figura 4).

Evidencia-se claramente a partir da Figura 3 que, em geral, as estações do verão e outono abrigam os meses mais chuvosos no Amapá, coincidindo com o ápice da atividade convectiva (formação de nuvens tropicais) na Amazônia Oriental, conforme análises observacionais reportadas em estudos anteriores (MARENGO *et al.*, 2001; De SOUZA *et al.*, 2004). Por outro lado, as estações de primavera e inverno caracterizam o período menos chuvoso ou seco na região.

A primavera (SON) é a estação que apresenta os mínimos de chuva climatológica no Amapá, ou seja, é o período mais seco do ano, com valores pluviométricos oscilando entre 100 e 200 mm (Figuras 3a e 3e). Neste período, SON, a banda de nebulosidade associada à ZCIT encontra-se em sua posição mais ao norte sobre o Oceano Atlântico, em torno de 10°N (Figura 4c), cuja posição é coincidente com a presença de TSM acima de 27°C (Figura 4b) e convergência dos ventos alísios (Figura 4a). Na ausência de sistemas meteorológicos de grande escala, o Amapá está sujeito basicamente à ação única de forçantes termodinâmicas, que provocam apenas pancadas de chuva de curta duração e não proporcionam grandes volumes de precipitação.

Após a primavera, deflagra-se subsequentemente o início do período chuvoso no Amapá durante os meses do verão (DJF), com o aumento significativo nos volumes de precipitação, entre 500 e 1.000 mm, em praticamente todo o Estado. As regiões contendo máximos de chuva no verão, acima de 900 mm, situam-se preferencialmente ao longo da faixa litorânea, desde Ferreira Gomes até Vila Velha, incluindo ainda a região de Oiapoque no norte Amapaense (Figuras 3b e 3f). O aumento de precipitação na região litorânea e norte do Amapá é causado primariamente pela migração sazonal da banda de nebulosidade da ZCIT sobre o Atlântico Equatorial. Neste período, muito embora do ponto de vista climatológico a ZCIT ainda não se encontre na sua posição atlântica mais austral, sua proximidade favorece o aumento da formação de aglomerados convectivos atingindo a faixa leste do Amapá, concorrendo para a elevação dos níveis pluviométricos. Em DJF, observa-se uma região contendo TSM em torno de 27,5°C englobando a área oceânica ao longo do litoral do norte/nordeste do Brasil (Figura 4b) que, associada à convergência do vento em 850 hPa (Figura 4a), nos baixos níveis da atmosfera, favorece o posicionamento de uma grande área zonal contendo baixos valores de ROL (Figura 4c), entre 220 e 240 W/m², e indica a manifestação da ZCIT sobre o Atlântico Equatorial em torno de 5°N. Ressalta-se novamente que a posição média da ZCIT em torno de 5°N, ou seja, na altura do litoral norte do Amapá, favorece a ocorrência de chuva preferencialmente na região litorânea do Estado.

Não obstante, outra característica digna de nota nos campos climatológicos de verão (DJF) da Figura 4 é a configuração de uma grande região contendo baixos valores de ROL, abaixo de 220 W/m², que indica a presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCAS caracteriza-se como uma extensa faixa meridional de convecção profunda com uma orientação noroeste/sudeste, desde o centro-sul da Amazônia até o sudeste do Brasil, cuja configuração está intimamente associada aos padrões da circulação anticiclônica (giro do vento no sentido anti-horário) da Alta da Bolívia (AB) e um

cavado (ondulação) corrente abaixo sobre o nordeste brasileiro, nos altos níveis da atmosfera (linhas de corrente em 200 hPa; Figura 4d). A ZCAS também depende do escoamento de noroeste (vento em 850 hPa; Figura 4a) transportando ar úmido e quente proveniente da Amazônia em direção ao eixo da ZCAS, a qual provoca grande quantidade de chuva na porção centro-sul da Amazônia (CARVALHO *et al.*, 2004). Em princípio, o Amapá não é afetado diretamente pela ZCAS.

A estação de outono (MAM) é sem dúvida o período mais chuvoso do ano no Estado do Amapá. Neste período, observa-se a intensificação e generalização do volume de precipitação em todo o território amapaense, com valores oscilando entre 900 e 1.200 mm (Figuras 3 c e 3 g). Essa intensificação da precipitação deve-se à atuação direta da ZCIT atingindo sua posição climatológica mais austral em março (NOBRE e SHUKLA, 1996; De SOUZA e NOBRE, 1998), sendo, portanto, o principal sistema meteorológico indutor de chuva na Amazônia Oriental durante o pico da estação chuvosa (De SOUZA e ROCHA, 2006). Os mapas climatológicos de ROL, abaixo de 240 W/m², indicam a presença de uma grande área alinhada entre a Amazônia e o Oceano Atlântico Equatorial, indicando a posição da convecção associada à ZCIT (Figura 4c). O eixo da ZCIT situa-se em torno da faixa equatorial entre 0° e 2,5°S, coincidentemente sobre as regiões oceânicas contendo águas quentes, TSM entre 27° e 28°C (Figura 4b), confluência dos ventos alísios de nordeste e sudeste em baixos níveis (vento em 850 hPa; Figura 4a) e difluência do vento em altos níveis (linhas de corrente; Figura 4d) sobre o Oceano Atlântico Equatorial e o nordeste da Amazônia Oriental.

Subsequentemente, os meses do inverno (JJA) caracterizam-se pela diminuição abrupta do volume de chuva no Estado. Porém, as chuvas de inverno ainda são maiores quando comparadas com as chuvas da primavera (ver Figura 4a). Os volumes pluviométricos de inverno oscilam entre 500 e 700 mm no centro-norte (regiões da Serra de Tumucumaque e de Oiapoque) e entre 400 e 500 mm nas demais regiões do Amapá (Figuras 3d e 3h). Essa diminuição nos volumes pluviométricos associa-se à migração sazonal da ZCIT de volta ao Atlântico norte, seguindo o movimento aparente do sol em direção ao Hemisfério Norte, a qual se posiciona em torno de 10°N sobre as regiões contendo convergência dos alísios em superfície (Figura 4a) e TSM mais quentes (Figura 4b).

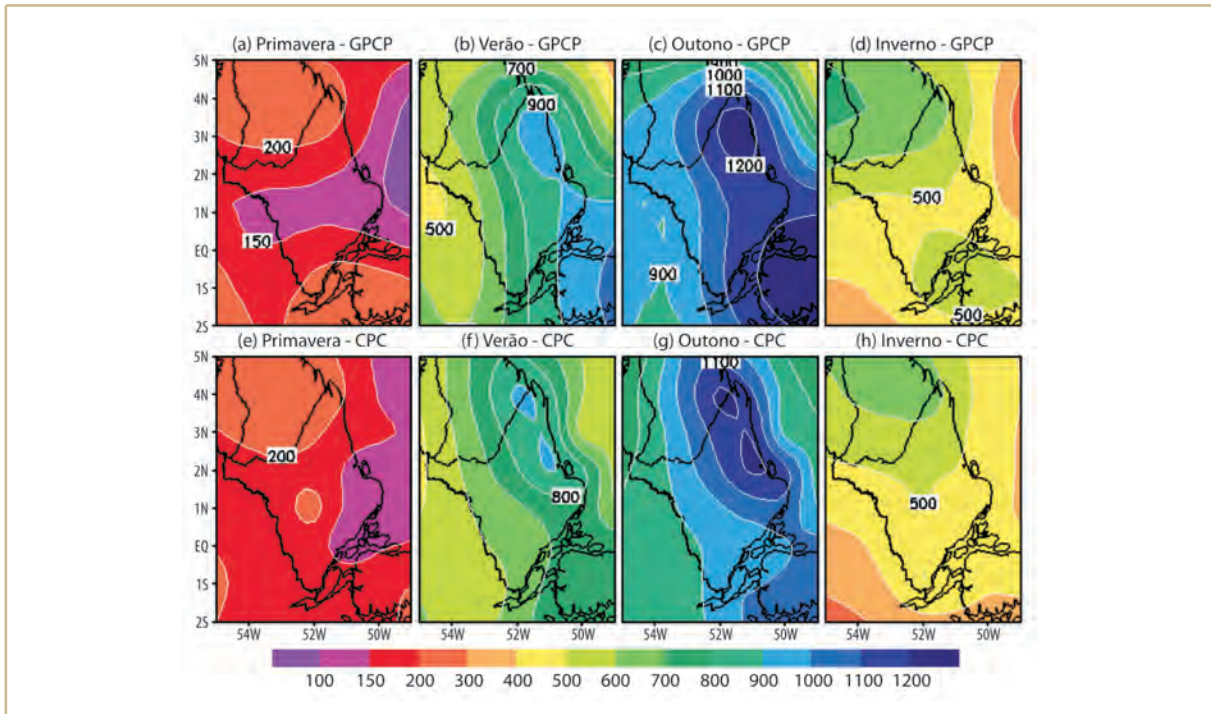


Figura 3. Mapas climatológicos (30 anos: 1978-2007) da precipitação sazonal, em mm, para as estações de primavera (SON) com os dados do (a) GPCP e (e) CPC, estação do verão (DJF) com o (b) GPCP e (f) CPC, estação do outono (MAM) com o (c) GPCP e (g) CPC, e estação de inverno (JJA) com o (d) GPCP e (h) CPC.

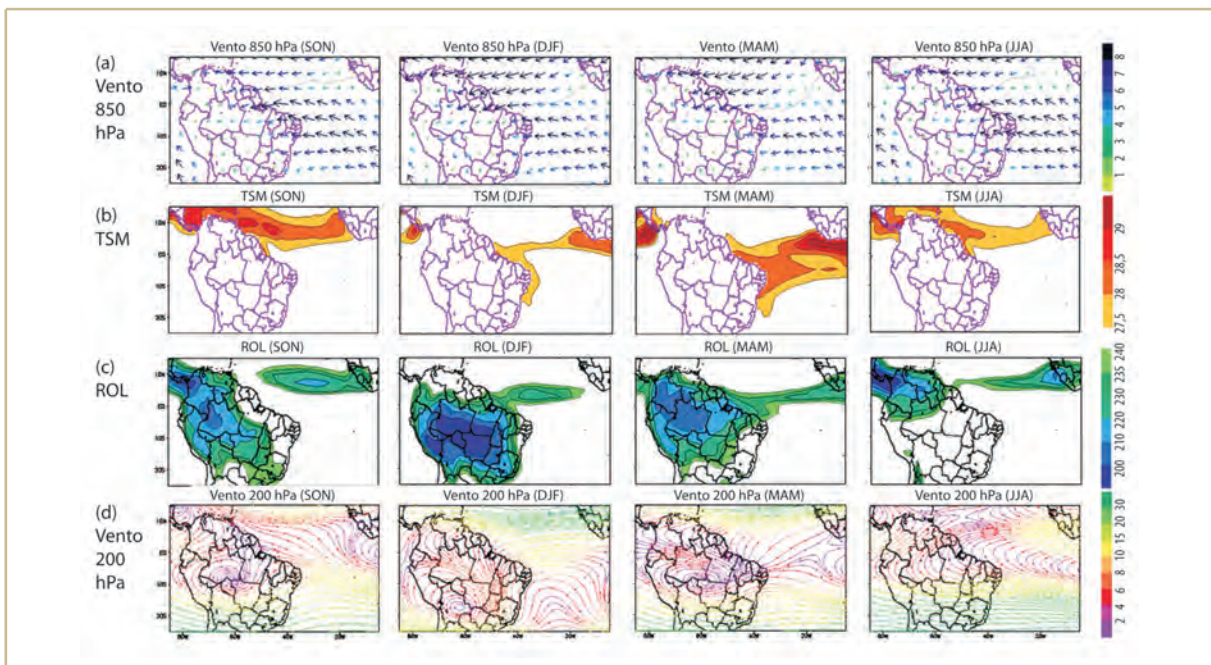


Figura 4. Mapas climatológicos sazonais para as estações de primavera (SON), verão (DJF), outono (MAM) e inverno (JJA) correspondentes aos campos de: a) Vento em 850 hPa (m/s), b) TSM (°C), c) ROL (W/m²) e d) Vento em 200 hPa (m/s), com base no período 1978-2007.

4. VARIABILIDADE DA PRECIPITAÇÃO NO AMAPÁ

Nesta seção apresentam-se os resultados da análise estatística multivariada visando a investigação de qual é o modo principal de variabilidade espaço-temporal da precipitação sobre o Estado do Amapá. As Figuras 5 e 6 ilustram os resultados da decomposição em EOF aplicada nos dados das anomalias de precipitação do CPC dispostos em ponto de grade sobre o Estado do Amapá, correspondentes aos meses do período chuvoso, ou seja, de dezembro a maio (DJFMAM) entre os anos de 1978/79 até 2008/09 (num total de 31 estações chuvosas). Portanto, neste trabalho, é apresentado foco especial sobre a variabilidade pluviométrica no Amapá especificamente para o período chuvoso.

Considera-se o autovetor obtido no primeiro modo da EOF (Figura 5), como sendo o modo principal de variabilidade pluviométrica observada sobre o Amapá durante os meses do período chuvoso das últimas três décadas. A EOF1 explica 34% da variância total dos dados de precipitação, sendo que o seu autovalor encontra-se significativamente distante dos modos subsequentes, de maneira que a EOF1 representa um padrão fisicamente consistente (NORTH *et al.*, 1982). Observam-se *loadings* positivos (anomalias positivas de precipitação) englobando todo o território do Amapá, sendo que os valores máximos significantes, correlações acima de 0.35, encontram-se no setor centro-leste do Estado, particularmente nas regiões de Calçoene, Amapá, Aporema e Bailique (Figura 5).

A Figura 6 mostra a série temporal das componentes principais (CPs) correspondentes aos autovetores da EOF1. As CPs indicam como o padrão espacial da EOF1 evolui no tempo (variabilidade temporal) durante os meses da estação chuvosa, DJFMAM, entre os anos de 1978/79 e 2008/09. Os valores positivos e negativos das CPs, alternando-se durante os anos estudados, evidenciam a existência de alta variabilidade da precipitação na escala de tempo sazonal, ou seja, dentro dos meses de cada período chuvoso, assim como na escala interanual, ou seja, entre uma estação chuvosa de um ano para o outro. Valores positivos (negativos) de CPs maiores do que 1 (menores do que -1) desvio padrão representam eventos extremos com registro de chuva acima (abaixo) do normal na região do Amapá. Baseado neste critério objetivo de seleção de eventos de precipitação significativa, foram estabelecidas duas composições opostas correspondentes aos episódios com registro de chuva acima e abaixo do normal sobre o Amapá.

A análise destas composições tem como finalidade a investigação dos mecanismos climáticos de grande escala atuantes sobre as bacias tropicais dos Oceanos Pacífico e Atlântico, bem como a caracterização dos padrões dinâmicos da circulação atmosférica associada à ZCIT sobre a Amazônia Oriental. Os resultados dessas composições são discutidos na próxima seção.

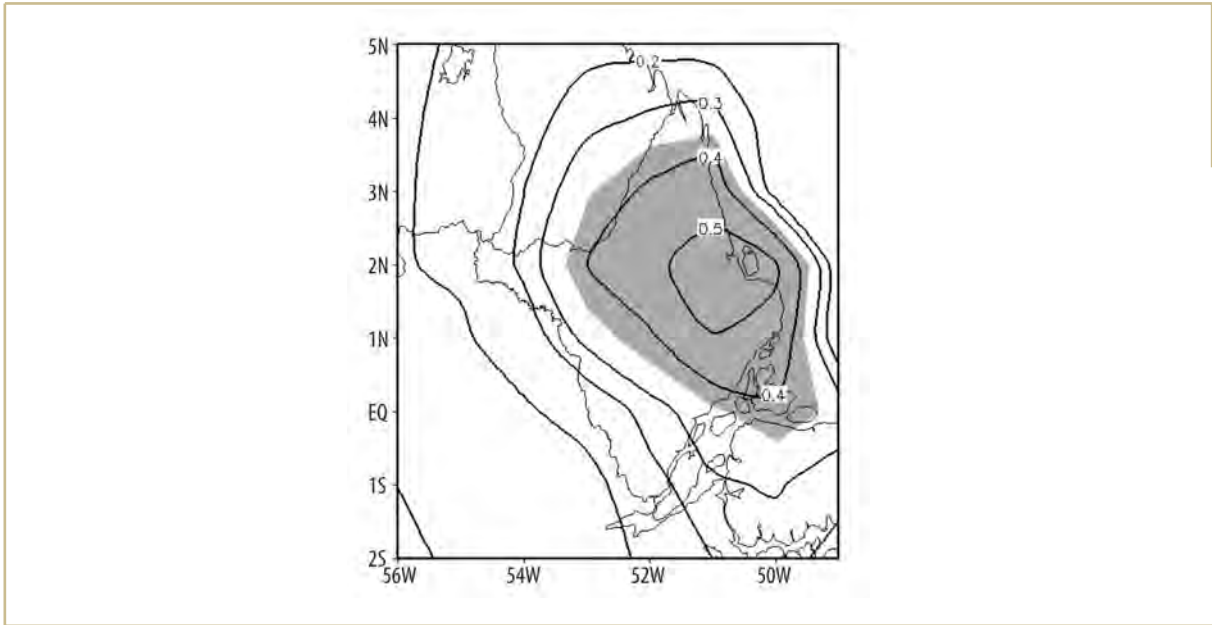


Figura 5. Padrão espacial (*loadings*) do primeiro modo da EOF aplicada na grade das anomalias de precipitação de DJFMAM entre os anos de 1978/79 a 2008/09. Áreas cinzas indicam anomalias de chuva com 95% de significância estatística.

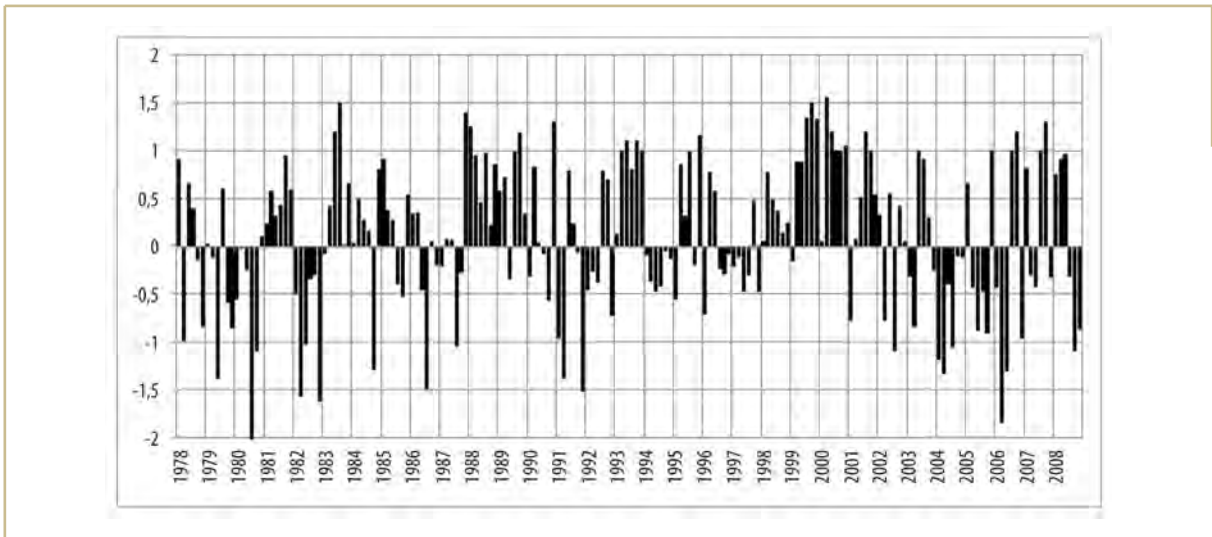


Figura 6. Séries temporais das CPs, em desvio padrão, associadas ao primeiro modo da EOF. As barras verticais representam os meses de DJFMAM entre os anos de 1978/79 a 2008/09.

5. MECANISMOS CLIMÁTICOS DO PERÍODO CHUVOSO

Nesta seção são apresentados os resultados das composições observacionais montadas para se investigar quais são os mecanismos climáticos dos Oceanos Pacífico e Atlântico que modulam os eventos de chuva acima e abaixo do normal no Estado do Amapá. Além disso, também se analisam os padrões dinâmicos da circulação atmosférica (vento em baixos e altos níveis) e da convecção tropical (nebulosidade) associados à atuação ou ausência da ZCIT sobre a Amazônia Oriental. A definição dos eventos de chuva acima e abaixo do normal no Amapá observados durante os meses do período chuvoso, DJFMAM, entre os anos de 1978/79 a 2008/09, foram selecionados objetivamente por intermédio da série temporal das CPs, conforme critério mencionado na análise da Figura 6.

5.1. Mecanismos climáticos modulares de chuva acima do normal no Amapá

A Figura 7 mostra a composição das anomalias de TSM observadas nos Oceanos Pacífico e Atlântico, correspondentes aos eventos de chuva acima do normal no Amapá. Verifica-se a predominância de anomalias negativas (ou seja, águas oceânicas mais frias do que o normal) cobrindo toda a porção equatorial do Pacífico. As regiões contendo anomalias de TSM mais intensas, entre $-0,4^{\circ}$ e $-0,5^{\circ}\text{C}$, localizam-se no setor central (entre 180° e 150°W) e leste (entre 130° e 120°W) do Pacífico, incluindo também a costa oeste da América do Sul ao longo do Equador/Peru, (entre 90° e 80°W). Essa configuração espacial de anomalias negativas de TSM relaciona-se primariamente com a fase madura dos padrões de resfriamento anômalo do fenômeno La Niña, cuja manifestação promove uma amplificação do ciclo sazonal (De SOUZA *et al.*, 2004). Por outro lado, verifica-se na bacia do Oceano Atlântico a configuração de anomalias de TSM com sinais opostos entre as bacias norte e sul. Presenciam-se anomalias positivas (ou seja, águas oceânicas mais quentes do que o normal) de TSM englobando toda a porção equatorial e sul do Atlântico, com anomalias mais intensas, entre $0,3^{\circ}$ e $0,4^{\circ}\text{C}$, ao longo da faixa litorânea entre o Pará e Rio Grande do Norte, e também anomalias entre $0,4^{\circ}$ e $0,5^{\circ}\text{C}$, na região próxima de 20°W e na costa da África Equatorial. No Atlântico norte, na região centrada em 50° e $40^{\circ}\text{W}/10^{\circ}\text{N}$, observa-se a presença de anomalias negativas de TSM, entre $0,1^{\circ}$ e $0,2^{\circ}\text{C}$. Essa configuração de anomalias de TSM fria ao norte e quente ao sul do Atlântico associa-se a fase negativa do Dipolo ou gradiente de anomalias de TSM em direção ao Atlântico intertropical sul (De SOUZA *et al.*, 2005).

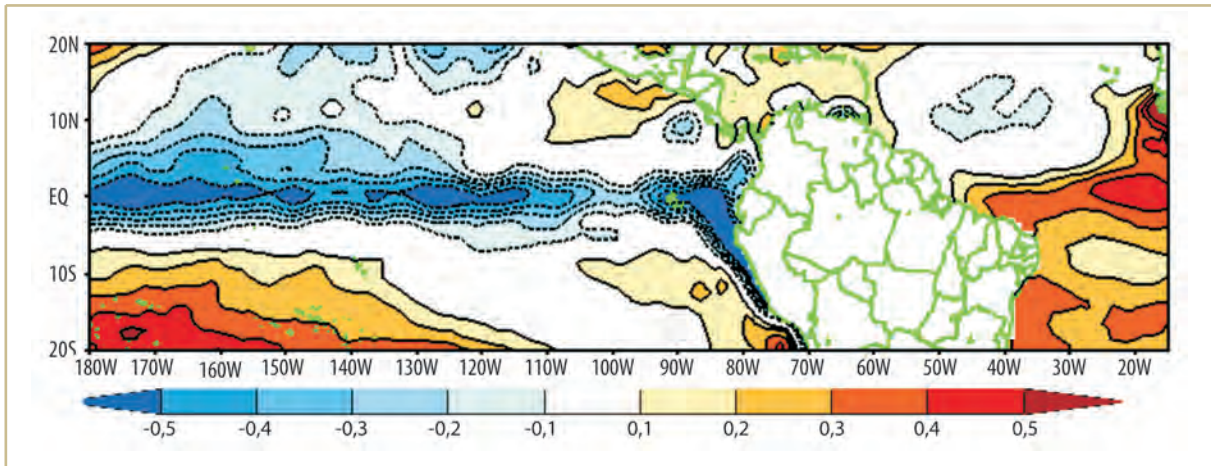


Figura 7. Composições das anomalias de TSM (°C) sobre o Pacífico e Atlântico tropical associadas aos eventos de chuva acima do normal no Amapá.

Nas composições da Figura 8, analisam-se os padrões dinâmicos regionais da circulação atmosférica, atividade convectiva e precipitação sobre a Amazônia Oriental e Atlântico Tropical, bem como as anomalias de chuva sobre o Amapá. Associado à presença da área de TSM anormalmente fria no Atlântico norte (Figura 7), verifica-se a presença simultânea de anomalias de vento em baixos níveis (vetores lilás na Figura 8a) soprando do quadrante nordeste, ou seja, há uma amplificação dos ventos alísios de nordeste advindos do Atlântico norte. Assim sendo, nota-se claramente que a convergência dos ventos alísios em baixos níveis ocorre numa posição deslocada mais para o Atlântico Equatorial sul, sendo que a referida área de convergência de vento é coincidente com a região contendo TSM anormalmente quente. Sabe-se que condições de vento quente e úmido convergindo em baixos níveis são os ingredientes necessários para a formação de nuvens na região tropical. Esse fato é comprovado na Figura 8b (contornos sombreados em azul), que mostra a presença de uma grande área contendo anomalias negativas de ROL, indicando a atuação de convecção tropical anormalmente realçada (nebulosidade intensificada). A grande área de ROL negativo configurando-se numa posição zonal está diretamente associada à atuação da ZCIT sobre o Atlântico Equatorial sul, influenciando a Amazônia Oriental, especialmente o Amapá e centro-leste do Pará, onde as anomalias de ROL são mais intensas, entre -9 e -12 W/m² (Figura 8b). A banda de nebulosidade convectiva associada à ZCIT induz a ocorrência de muita chuva, conforme se evidencia na Figura 8a (contornos em azul). Na Figura 8a está indicada uma grande região contendo anomalias positivas de precipitação do GPCP, cujos valores estão acima de 30mm, ocorrendo sobre o leste do Amapá e Pará. Associado à convergência de vento em baixos níveis, formação de nebulosidade da ZCIT e ocorrência de chuva, obtém-se também um padrão de vento divergente em altos níveis (Figura 8b, linhas de corrente em lilás).

O impacto da ZCIT intensificada no Atlântico Equatorial sul sobre o Amapá ocorre na predominância de anomalias positivas de precipitação (chuva acima do normal) atingindo todo o Estado. Evidencia-se o registro de chuvas mais intensas, entre 40 e 50 mm (Figura 8c), na porção centro-leste do Amapá,

particularmente na sub-bacia hidrográfica do Amapari e bacia hidrográfica complementar do Araguari, incluindo as regiões da Serra do Navio, Porto Grande, Ferreira Gomes, Aporema, Amapá e a faixa litorânea desde o Cunani até o Bailique.

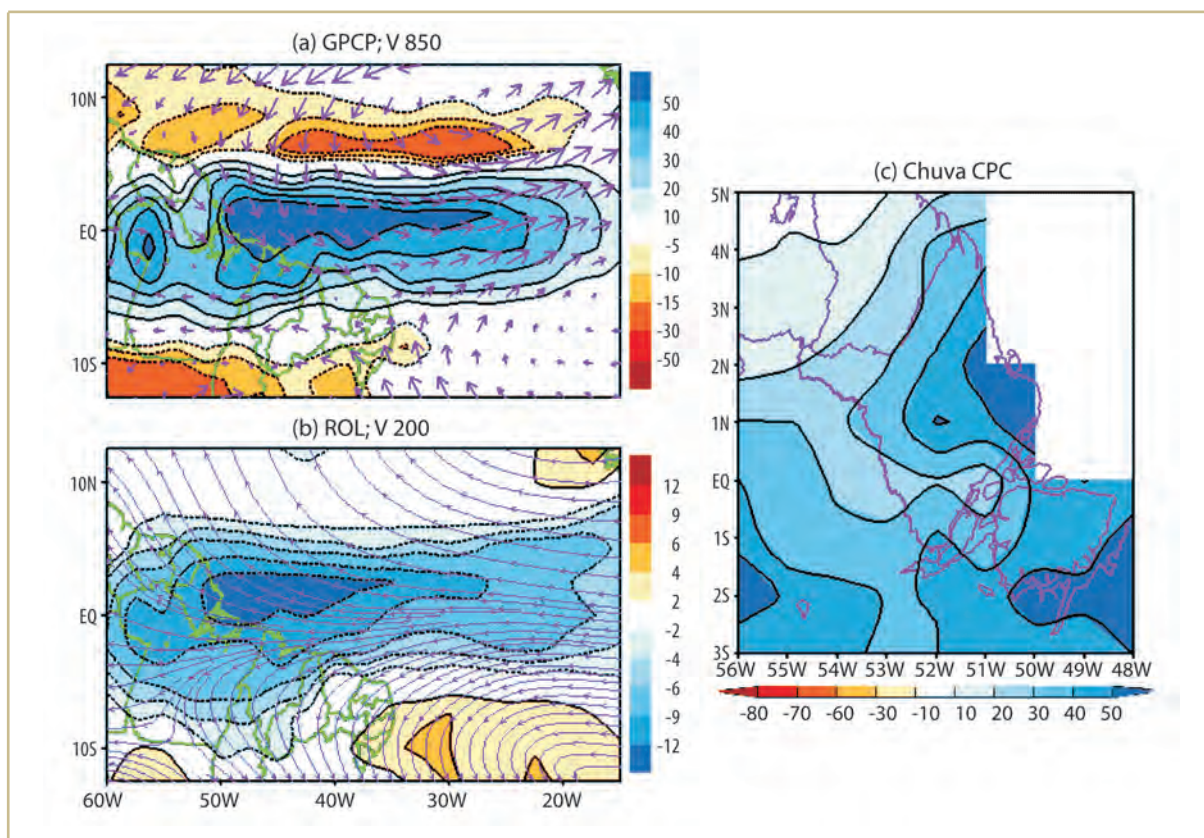


Figura 8. Composições de: **a)** precipitação do GPCP (contornos coloridos; mm) e vento em 850 hPa (vetores em lilás; m/s); **b)** ROL (contornos coloridos; W/m²) e vento em 200 hPa (linhas de corrente em lilás; m/s), **c)** anomalias de precipitação do CPC (contornos coloridos; mm) no extremo leste da Amazônia, correspondentes aos eventos de chuva acima do normal no Amapá.

5.2. Mecanismos climáticos modulares de chuva abaixo do normal no Amapá

A composição das anomalias de TSM sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico, correspondentes aos eventos de chuva abaixo do normal no Amapá, é ilustrada na Figura 9. Sobre o Pacífico, observa-se claramente o predomínio de anomalias positivas de TSM, ou seja, águas oceânicas anormalmente quentes, com anomalias muito intensas, acima de 0,5°C (cores em vermelho escuro; Figura 9), configurando-se em praticamente toda porção tropical deste oceano. O aquecimento oceânico sobre o Pacífico associa-se primariamente ao fenômeno El Niño, o qual provoca impactos negativos significantes na chuva da Amazônia, conforme diversas análises observacionais anteriores (De SOUZA *et al.*, 2000;

entre outros). Sobre o Oceano Atlântico, observa-se novamente um padrão invertido entre as bacias norte e sul. Desta vez, uma grande área contendo anomalias positivas de TSM, acima de $0,4^{\circ}\text{C}$, atinge toda a bacia do Atlântico Norte, enquanto anomalias negativas de TSM, entre $-0,1^{\circ}$ e $-0,4^{\circ}\text{C}$, restringem-se a uma área do Atlântico Equatorial Sul, centrada em $20^{\circ}/30^{\circ}\text{W}$ e $0^{\circ}/5^{\circ}\text{S}$ (contornos em azul; Figura 9). A esse padrão de TSM quente na bacia norte e frio na bacia sul, denomina-se de fase positiva do Dipolo ou gradiente de anomalias de TSM em direção ao Atlântico Intertropical norte (De SOUZA *et al.*, 2005).

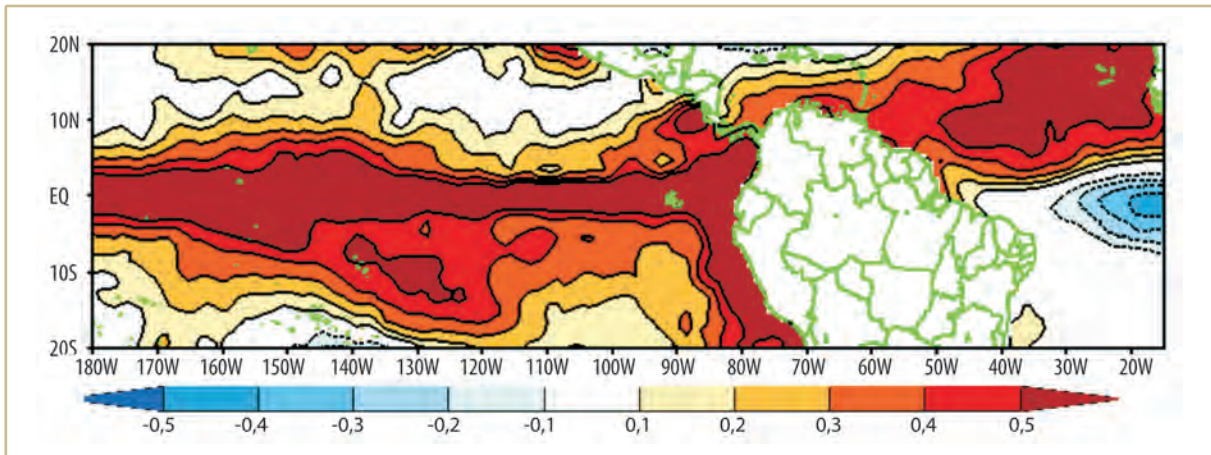


Figura 9. Composições das anomalias de TSM ($^{\circ}\text{C}$) sobre o Pacífico e Atlântico Tropical associadas aos eventos de chuva abaixo do normal no Amapá.

Os padrões dinâmicos regionais de vento, convecção tropical e chuva na região da Amazônia/Oceano Atlântico Tropical, assim como as anomalias de precipitação sobre o Amapá, são investigados nas composições da Figura 10. Os padrões de vento em baixos níveis mostram anomalias do quadrante sudeste predominando por sobre toda a bacia equatorial sul do Atlântico (vetores em lilás; Figura 10a), indicando que os alísios de sudeste e de leste encontram-se intensificados na região. Essa intensificação dos alísios é coincidente com a mesma área de TSM anormalmente fria (Figura 9). Então, a região de confluência de vento em baixos níveis ocorre anormalmente mais para o Atlântico norte (Figura 10a), coincidente com a região contendo anomalias de TSM quentes (Figura 9). Assim sendo, os padrões de convergência de vento quente e úmido favorecem a intensificação da atividade convectiva (formação de nuvens) associada à ZCIT também deslocada para o Atlântico Norte, conforme mostra as anomalias negativas de ROL (contornos em azul; Figura 10b). Como uma consequência da formação de nuvens e da ocorrência de chuva da ZCIT estar deslocada para o Atlântico Norte, dispõe-se de uma região de subsidência (vento descendente de cima para baixo, na vertical) sobre a Amazônia e Atlântico Sul, inibindo a convecção e diminuindo a chuva na região.

Esse fato é comprovado nas composições das Figuras 10b e 10c (contornos em vermelho;) que mostram uma grande região contendo anomalias positivas de ROL (supressão de convecção tropical) e

anomalias negativas de precipitação do GPCP configurando-se num plano zonal e englobando praticamente toda a Amazônia Oriental e Atlântico Equatorial Sul. Em altos níveis, verifica-se a convergência de vento (linhas de corrente; Figura 10b). O resultado desse padrão dinâmico desfavorável é a diminuição drástica de chuva no Amapá, conforme mostra o mapa de anomalias de precipitação do CPC com o predomínio de anomalias negativas atingindo todo o Estado, sendo que o impacto negativo mais forte, anomalias entre -70 e -80 mm (contornos em vermelho; Figura 10c), ocorre no setor centro-leste do Amapá, particularmente nas regiões de Ferreira Gomes, Aporema e Amapá.

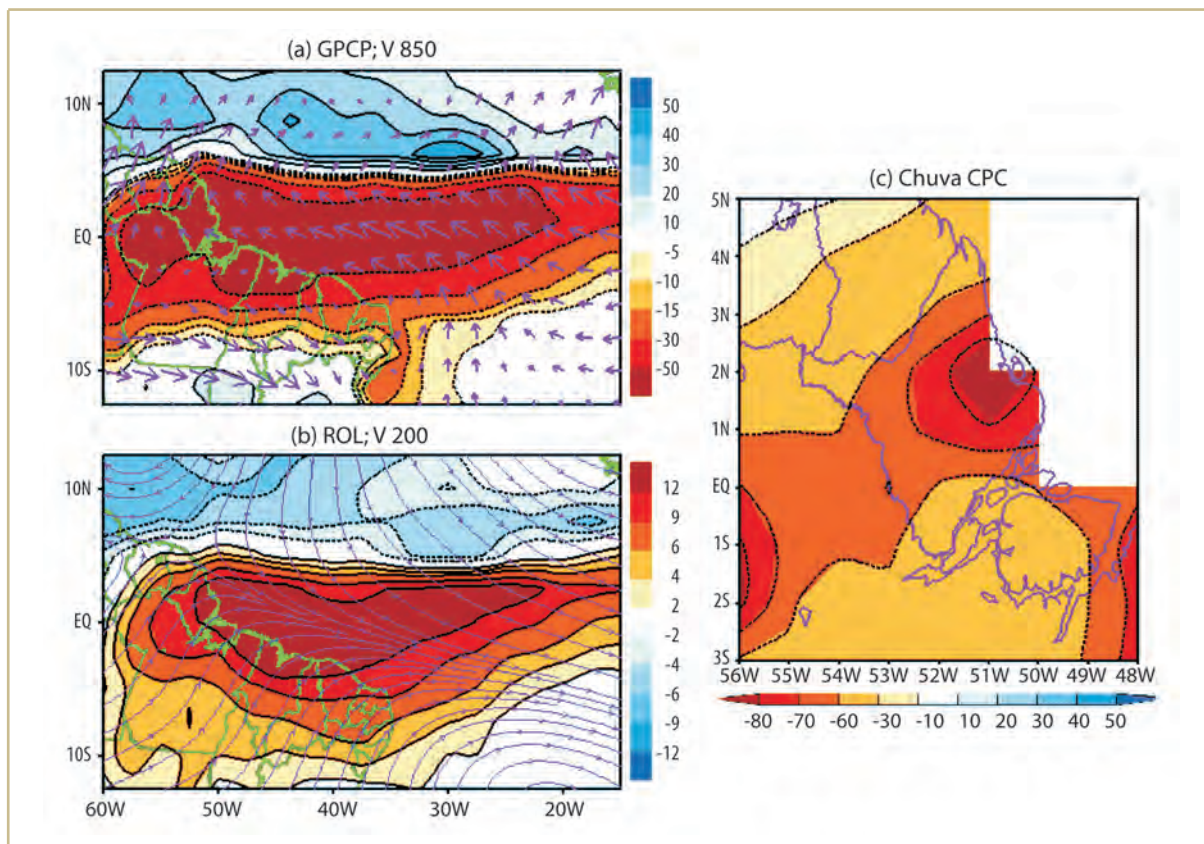


Figura 10. Composições de: **a)** precipitação do GPCP (contornos coloridos; mm) e vento em 850 hPa (vetores em lilás; m/s); **b)** ROL (contornos coloridos, W/m²) e vento em 200 hPa (linhas de corrente em lilás; m/s), **c)** anomalias de precipitação do CPC (contornos coloridos; mm) no extremo leste da Amazônia, correspondentes aos eventos de chuva abaixo do normal no Amapá.

5. CONCLUSÕES

Por meio de uma abordagem estatístico-observacional e usando bases de dados com séries históricas dos últimos 32 anos (1978 a 2009), o presente trabalho discutiu os aspectos climatológicos do regime espaço-temporal da precipitação no Estado do Amapá, bem como apresentou quais são os principais mecanismos climáticos do Pacífico a Atlântico que modulam os padrões de chuva acima e abaixo do normal no Estado.

A climatologia da precipitação no Amapá, baseada na média de 30 anos (1978-2007), demonstra que as regiões mais chuvosas localizam-se na porção norte e litoral (Oiapoque e Calçoene) com volume de chuva anual em torno de 2.900 mm, sendo que a região de Macapá apresenta volume anual de aproximadamente 2.600 mm.

Em termos sazonais, o período mais seco (chuva trimestral abaixo de 200 mm) ocorre na primavera (setembro a novembro) e o mais chuvoso (chuva trimestral acima de 1.000 mm) ocorre no outono (março a maio).

Durante o período chuvoso (dezembro a maio), o principal modo de variabilidade pluviométrica no Amapá configura-se com máximos de chuva no setor centro-leste do Estado, com alta variabilidade sazonal e interanual, conforme decomposição em EOF aplicada na grade de anomalias de chuva durante 31 estações chuvosas entre 1978/79 a 2008/09.

As análises de duas composições observacionais representativas dos eventos com regime sazonal de precipitação abaixo e acima do normal, selecionados objetivamente pelos resultados da EOF, evidenciaram dois cenários climáticos contrastantes. Os anos com registro de chuva acima do normal (anos com problemas de enchentes) no Amapá associam-se diretamente à intensificação da ZCIT sobre a Amazônia Oriental, cuja configuração relaciona-se com a atuação da La Niña sobre o Oceano Pacífico Tropical, ocorrendo concomitantemente com a fase do Dipolo negativo, ou seja, anomalias de TSM frias na bacia norte e quentes na bacia sul do Oceano Atlântico intertropical. Inversamente, os anos com observação de chuva abaixo do normal (anos com problemas de secas) no Estado do Amapá associam-se diretamente com a inibição da banda de nebulosidade da ZCIT sobre a Amazônia Oriental, devido à manifestação do fenômeno El Niño sobre o Oceano Pacífico Tropical que ocorre simultaneamente com a fase do Dipolo positivo, isto é, anomalias de TSM quentes na bacia norte e frias na bacia sul do Oceano Atlântico intertropical.

6. AGRADECIMENTOS

A FINEP/MCT pelo financiamento dos projetos RPCH (Pará), REMETAP (Amapá) e SUDAM/NHMET-IEPA. Ao CNPq pela bolsa PQ-Nível 2 (processo 305390/2007-4) e financiamento do projeto LABCLIMA (processo 570113/2008-3).

7. REFERÊNCIAS

- ADLER, R.F. *et al.* The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). *Journal of Hydrometeorology*, v.4, 2003. p.1147-1167.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Persistence, Form, Extreme Precipitation and Relationships with Intraseasonal Activity. *Journal of Climate*, v. 17, 2004. p. 88-108.
- DE SOUZA, E.B.; NOBRE, P. Uma revisão sobre o Padrão de Dipolo no Oceano Atlântico tropical. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 13(1), 1998. p. 31-44.
- DE SOUZA, E.B.; KAYANO, M.T.; TOTA, J.; PEZZI, L.; FISCH, G.; NOBRE, C. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic dipole pattern on the Amazonian rainfall during 1960-1998. *Acta Amazônica*, v. 30, 2000. p. 305-318.
- DE SOUZA, E. B., T. AMBRIZZI. Pentad precipitation climatology over Brazil and the associated atmospheric mechanisms. *Climanálise*, v. 1, 2003.
- DE SOUZA; E.B.; KAYANO, M.T.; AMBRIZZI, T. The regional precipitation over the eastern Amazon/northeast Brazil modulated by tropical pacific and Atlantic SST anomalies on weekly timescale. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 19(2), 2004. p. 113-122.
- DE SOUZA, E.B, KAYANO MT, AMBRIZZI T. Intraseasonal and submonthly variability over the eastern Amazon and Northeast Brazil during the autumn rainy season. *Theoretical and Applied Climatology*, v. 81, p. 177-191, 2005.
- DE SOUZA, E.B., E.J.P. ROCHA. Diurnal variations of rainfall in Bragança-PA (eastern Amazon) during rainy season: mean characteristics and extreme events. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21(3a), 2006. p. 142-152.
- FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitation distribution over central and western tropical South America. *Climanálise*, v.5, p. 36-45. 1990.
- HASTENRATH, S., HELLER, L. Dynamics of climatic hazards in Northeast Brazil. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, v. 103, 1977. p. 77-92.
- HUFFMAN, G. J. *et al.* The GPCP combined precipitation data set. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.78, n.1, 1997. p.5-20.
- KALNAY, E. *et al.* The NCEP/NCAR reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, 1996. p. 437-471.
- KUTZBACH, J. E. Empirical eigenvectors of SLP, surface temperature and precipitation complexes over North America. *Journal of Applied Meteorology*, v. 6, 1967. p. 791-801.
- LIEBMANN, B., SMITH, C.A. Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, 1996. p. 1275-1277.
- MARENGO, J. A. *et al.* Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. *Journal of Climate*, v.14, 2001. p. 833-852.

- MOURA, A. D., SHUKLA, J. On the dynamics of the droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulations model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 38, 1981. p. 2653-2673.
- NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of SST, wind stress and rainfall over the tropical Atlantic and South America. *Journal of Climate*, v. 9, 1996. p. 2464-2479.
- NORTH, G.R. et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review*, v. 110, 1982. p. 699-706.
- REYNOLDS, R. W. et al. An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *Journal of Climate*, v. 15, 2002. p. 1609-1625.
- SILVA, V. B. S. et al. An improved gridded historical daily precipitation analysis for Brazil. *Journal of Hydrometeorology*, v. 8, 2007. p. 847-861.
- TRENBERTH, K. E. The definition of El Niño. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 78, n. 12, 1997. p. 2771-2777.