



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N. ° de ordem: MET-UFAL-MS/006

**CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO NA AMAZÔNIA ATRAVÉS DE DADOS
DE SUPERFÍCIE E DO SATÉLITE -TRMM**

Mauro Mendonça da Silva

Dissertação apresentada ao Departamento de
Meteorologia/CCEN/UFAL, para obtenção
do título de **Mestre em Meteorologia - Área**
de concentração em **Processos de Superfície**
Terrestre

MACEIÓ-AL

Junho - 2002



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

N. ° de ordem: MET-UFAL-MS/006

**CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO NA AMAZÔNIA ATRAVÉS DE DADOS
DE SUPERFÍCIE E DO SATÉLITE -TRMM**

por

Mauro Mendonça da Silva

Orientadores: *Prof. Dr. Ricardo Sarmento Tenório*

Doutor em *Teledetecção Atmosférica*

Prof. Dr. Nelson de Jesus Ferreira

Ph.D. em *Meteorologia*

MACEIÓ-AL

Junho, 2002

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

- S586e Silva, Mauro Mendonça da.
Características da precipitação na Amazônia utilizando-se dados de superfície e do satélite TRMM / Mauro Mendonça da Silva. – Maceió, 2002. xvii, 77p. : il.
- Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Centro de Ciências Exatas e Naturais. Departamento de Meteorologia. Maceió, 2002.
- Bibliografia: p. 68-74.
Inclui anexos.
1. Precipitação (Meteorologia). 2. Meteorologia por satélite - Amazônia.
3. Satélites meteorológicos – Amazônia. 4. Satélite TRMM. I. Título.

CDU: 551.501.86(1-928.8)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E NATURAIS
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

**CARACTERÍSTICAS DA PRECIPITAÇÃO NA AMAZÔNIA ATRAVÉS DE DADOS
DE SUPERFÍCIE E DO SATÉLITE - TRMM**

Por

Mauro Mendonça da Silva

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do Título de Mestre em Meteorologia. N.º de ordem: MET-UFAL-MS-006.

Aprovada pela banca examinadora composta por:

Prof. Dr. Ricardo Sarmento Tenório
(Orientador)

Prof. Dr. Nelson de Jesus Ferreira
(Co-orientador)

Prof. Dr. Luis Baldicero Molion
(Membro)

Prof. Dr. José Oribe Rocha de Aragão
(Membro)

Maceió, AL

Junho - 2002

DEDICATÓRIA

*À Deus e a Jesus,
ofereço.*

*Aos meus amados Pais Elza e Armindo
E a Ursinha Leila Leal (minha namorada)
E a meu amigo José Francisco de Oliveira Júnior*

Dedico.

AGRADECIMENTOS

A *Deus* pela vida. A *Jesus* pelo Evangelho vivificado.

A meus pais *Elza Mendonça e Armino Campos* pela educação moral e amor dedicados ao longo da eternidade.

A minha namorada *Ursinha Leila Leal* por cada instante de ajuda, de companheirismo e amor que temos vivido ao longo dessa jornada de felicidade e a toda a sua família.

Aos meus orientadores *Prof. Dr. Ricardo Sarmiento Tenório* e *Prof. Ph.D. Nelson de Jesus Ferreira* pela valiosa orientação acadêmica neste trabalho, paciência, empenho e dedicação para realização desta pesquisa, meu profundo agradecimento a ambos.

Aos professores da *Universidade Federal do Pará*, *Esp. Dimitri Nechet*, *Dra. Midori Makino*, *M.Sc. Hernani Frazão*, *M.Sc. José Carvalho* que sempre me incentivaram para a pós-graduação e principalmente ao futuro *Dr. Galdino Mota*, pelas informações e ajuda.

Aos professores da pós-graduação da UFAL, *Dr. Marco Antônio Lima Moura*, *Dr. Manoel Ferreira* do Nascimento, *Dr. Roberto da Fonseca Lyra*, *M.Sc. Marco Antônio Maringolo Lemes* e *Dr. Luís Carlos Baldicero Molion*, pelos ensinamentos e confiança depositados em minha pessoa ao longo da pós-graduação.

Ao *Dr. José Oribe* pelas correções e sugestões.

Ao prof. *Dr. Luís Carlos Baldicero Molion* pelas correções, sugestões e informações cedidas.

Aos amigos *José Luiz Cabral Júnior* e *Prof. José Lima Filho* que sempre me ajudaram de diversas formas, principalmente por ter me cedido a moradia aqui na bela Maceió.

Ao vizinho e amigo *Marcos* (Quinho), por sempre me ajudar nos problemas caseiros.

Ao amigo *Ricardo Tenório* que sempre me ajudou como amigo, criando laços fortes de respeito e amizade entre nós.

Ao amigo *Nelson Ferreira* pela confiança, amizade e toda ajuda que me concedeu.

Aos meus amigos da UFPA, *Adriana e Márcia* com as quais tive a alegria de conviver no mesmo lar; *Cristina*, *Zilurdes*, *Rose*, *Gláucia* e *Edilson*, pela amizade de sempre. A querida *Sílvia Monteiro* por toda cumplicidade e ajuda mesmo distante.

Aos amigos conquistados na UFAL, *Alexandre*, *Héliofábio*, *Ranieri*, *Rosiberto*, *Cristiane*, *Monique*, *Hewlley*, *Humberto* (*secretário do CCEN*), *Nilda* e *Rosilda* (*funcionárias do CCEN*), pela amizade dedicada e apoio durante esta pesquisa.

Aos amigos da minha turma de pós-graduação: *Sérgio*, *Fabiana*, *Richardson*, *Cléber*, *Emanuel* e *Carlos Henrique*, pela sincera amizade existente em nossa turma de Mestrado em

Meteorologia da UFAL.

Ao amigo *Sérgio Bernardo e José Gino*, pela forte amizade e ajuda.

Ao amigo *Erickson* pela grande amizade que construímos.

Ao grande amigo *Alessandro* Sarmento por sempre está disposto a ajudar-me em todos os momentos fáceis e difíceis desta caminhada.

Aos amigos queridos *Taciana* Toledo e *Georgénes* Cavalcante pela verdadeira amizade dedicada em todos os momentos, principalmente na doença. Todos os momentos junto a vocês foram marcantes e felizes para mim e a Leila.

Aos amigos do *CELUZ*, ao amigo Eutíquio que não se encontra mas neste plano, amigos dos quais tive que me afastar fisicamente para seguir meus estudos. A amiga **Rejane** pelo seu afeto e principalmente as crianças de águas lindas que me ensinavam todos os sábados a pureza do amor. A amiga *Maria* e a *Ângela* pelo carinho constante.

Aos amigos Jorge *Conrado*, *João* Carlos, *Marcos* Yoshida pela gentileza de me ensinarem a processar os dados do Satélite TRMM e por alguns dos programas utilizado aqui neste estudo.

Ao amigo *Adelmo* pela sincera amizade e ajuda na parte computacional. Ao amigo *Paulo Honda*, pela ajuda no Unix e grande amizade que fomentamos.

Aos amigos da república, *Wagner* e *Marcos* Yoshida pela amizade diária. E principalmente ao José *Augusto*, pelos momentos de companheirismo, de ajuda, ou simplesmente, pelos momentos que ouvimos juntos os bregas, durante os meses na república.

Gostaria de agradecer a todos os colegas e amigos que fiz durante minha passagem pelo INPE. *Janaína*, *Isabela*, *Eduardo*, *Rodrigo*, *Oyama*, *Kubota*, *Lilian*. A comunidade *Paraense: João* Almiro, *Elisabeth*, *Edna*, *Claúdia*, *David*, *Rildo* e *Patrícia* que me incentivaram e me ajudaram de diversas formas para superar as dificuldades.

A minha doce e amada amiga *Cristiane*, que todas as semanas me oferta seu amor amigo incondicional, alimentado pelo sorvete de Uxi e Bacuri que tanto gostamos. A sua presença, sua companhia, ilumina ainda mais minha vida.

Ao grande amigo José Francisco de Oliveira *Júnior*, por tudo aquilo que já fez e continua a fazer por mim. É impossível citar tudo, coisas que somente os verdadeiros amigos são capazes de fazer.

E finalmente, a futura *Yasmin* com todo amor.

Agradeço aos trabalhadores brasileiros honestos e éticos que fomentaram esta pesquisa com o suor de seu trabalho.

Agradeço.

“Enfrentar qualquer problema juntos. Amizade para mim é isso. Estar juntos por prazer e não por compromisso. Os verdadeiros amigos somos o que temos de máximo valor. Nos acompanham na tristeza, na felicidade ou na dor. Amor é sinônimo de amizade. E eu passo mal ao menor sinal de falsidade. Somente com os amigos verdadeiros somos completos”.
(Gabriel, O Pensador)

“ Enquanto permitirem que as crianças sofram, não existirá amor verdadeiro no mundo”.
(Isadora Duncan)

“Lembra-te de que falando ou silenciando, sempre é possível fazer algum bem”. (Chico Xavier)

“Procure ser um homem de valor, em vez de procurar ser um homem de sucesso”.
(Einstein)

“Eu te amo para amar-te e não para ser amado, pois nada me dá tanta felicidade como te ver feliz”. (George Sand)

“Viver em paz é viver o amor em contato com o mundo. Não há paz sem amor como não amor sem paz. A conquista da paz interior envolve o respeito e a admiração pelo outro. Ele é o espelho colocado em sua vida para que você se entenda e possa aceitar-se. Quem quer que seja o outro em seu caminho, quer permanente ou eventual, ele é sempre alguém especial que lhe ensinará a viver. Respeitá-lo é o princípio do amor ao próximo. Quem ama sabe do valor do outro em sua vida ”.

“O amor se renova a paixão se acaba. Enquanto esta pede recompensa, o primeiro regozija-se com a felicidade do outro ”

“O Amor é de essência divina e desde o primeiro até o último, possuiis no fundo do coração a chama desse fogo sagrado. É um fato que pudeste constatar muitas vezes; o homem mais abjeto, o mais vil, o mais criminoso, tem por um ser ou objeto qualquer, uma afeição viva e ardente. Esse germe desenvolve e engrandece com a moralidade e a inteligência, e ainda que comprimido pelo egoísmo, é a fonte de santas e doces virtudes que fazem as afeições sinceras e duráveis e vos ajudam a transpor a rota escarpada e árida da existência humana”. (O Evangelho segundo o Espiritismo, Cap. XI).

RESUMO

Da SILVA, Mauro Mendonça da. Características da Precipitação na Amazônia através de dados de Superfície e do Satélite TRMM. Orientadores: Dr. Ricardo Sarmento Tenório e Ph.D. Nelson de Jesus Ferreira (INPE). Maceió - AL: UFAL; 2002. Dissertação (**Mestrado em Meteorologia**).

Neste estudo, analisou-se o comportamento da precipitação na Amazônia Brasileira. As análises foram feitas utilizando-se uma série mensal de precipitação gerada pela Universidade de Delaware (EUA) no período de 1950 a 1996. Utilizou-se também dados diários de precipitação derivados do satélite TRMM, no período de 1998 a 2001. As análises dos totais anual e sazonal da precipitação revelaram a existência de três núcleos máximos na Amazônia. Eles estão relacionados com a posição da ZCIT, da ZCAS, da Alta da Bolívia e a atuação de Linhas de Instabilidade e efeitos topográficos. O verão é chuvoso em grande parte da região e o inverno é o período mais seco. Em geral, a estação chuvosa inicia-se em outubro e termina em abril, com exceção no setor norte que vai de fevereiro até agosto. As estações do verão e outono respondem por cerca de 70% do total anual de precipitação. O primeiro harmônico da série mensal de precipitação mostra que a fase máxima na Amazônia, varia entre janeiro a março. As maiores amplitudes ocorrem no nordeste e no sul, e a mínima no noroeste da região. Durante os eventos de La Niña, ocorre uma redução na amplitude no nordeste e sul desta região, enquanto que durante situações de El Niño, esta redução é maior apenas no nordeste. Verificou-se a fase sofre alterações significativas na região sul dos estados do Pará e Amazonas, principalmente durante os eventos de La Niña. Ao longo da latitude de 4° N, a amplitude é maior em 52° W e entre 68° W e 71° W, em anos de La Niña. A correlação da série temporal da precipitação no sul da Amazônia com outros pontos, mostrou que há uma conexão entre os sistemas frontais de latitudes médias e a convecção na região. Na região noroeste, as correlações mostram que a penetração eventual de frentes frias do HN, deslocam a convecção de oeste para leste. Observou-se que a precipitação convectiva domina a maior parte da Amazônia, principalmente nos setores leste e noroeste. Por outro lado, a precipitação estratiforme é significativa durante o verão astral, principalmente na região sudoeste e norte.

ABSTRACT

Da Silva, Mauro Mendonça. A Study of the Characteristics of the Precipitation in Amazonian using data of Surface and of the Satellite TRMM. Advisers: Dr. Ricardo Sarmento Tenório and Ph.D. Nelson de Jesus Ferreira (INPE). Maceió - AL: UFAL; 2002. Dissertation (Master of Meteorology).

In this study analyze the behavior of the precipitation in Brazilian Amazonian. The analyses were made using a monthly series of precipitation generated by the University of Delaware (USA) covering the period of the period from 1950 to 1996. It was also used daily data precipitation from Tropical Rain Measuring Mission (TRMM) satellite, during the period of 1998 to 2001. The analyses of the annual and seasonal totals of the precipitation revealed the existence of three centers of maximum in Amazonian. They are related to the position of ZCIT, of ZCAS, of Bolivia Highs, the Squall Line and topographical effects. The summer is rainy over a large area and the winter is the driest period. In general, the rainy season begins in October and it finishes in April, with exception of the north section where is from February to August. The Summer and Autumn answer for about 70% of the annual total of precipitation. The first harmonic of the monthly series of precipitation shows that the phase maximum, varies from January to March. The largest width happens in the northeast and in the south, and the minimum in the northwest of the area. During La Niña events, it happens a reduction in the width in the northeastern and southern of this area, while during situations of El Niño, this reduction is more pronounced in the northeastern part. The phase underwent significant changes in the south area of the states of Pará and Amazonas, mainly during La Niña events. Along the latitude of 4° N, the amplitude is largest in 52° W and between 68° W and 71° W, during years of La Niña. The correlation between the precipitation time series in the southern Amazonian to other points, showed that there is a connection to the mid latitude cold fronts and the convection in the area. In the northwest area, the correlations show the existence of front cold that propagates the convection from west to east. The precipitation convective dominates most of Amazonian, mainly in the region east and northwest, but the stratiform component is significant during the astral summer, mainly in the Southwest and north area.

SUMÁRIO

	Página
RESUMO	VI
ABSTRACT	VII
SUMÁRIO	VIII
LISTA DE FIGURAS	XI
LISTA DE TABELAS	XIV
LISTA DE EQUAÇÕES	XV
LISTA DE ABREVIATURAS.....	XVI
LISTA DE SÍMBOLOS	XVIII
1- INTRODUÇÃO	1
2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1 - Considerações gerais	3
2.2 - Sistemas que influenciam o clima na Amazônia	5
2.2.1 - Sistemas Sinóticos	5
2.2.1.1 - Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)	5
2.2.1.2 - Alta da Bolívia (AB)	6
2.2.1.3 - Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)	7
2.2.1.4 - Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN)	8
2.2.1.5 - Sistemas Frontais (SF)	9
2.2.2 - Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM)	9
2.2.2.1 - Linhas de Instabilidade (LI)	9
2.2.2.2 - Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM)	10
2.2.3 - Influência de outros fenômenos no clima da Amazônia	10
2.2.3.1 - El Niño	10
2.2.3.2 - Temperatura da Superfície do Mar (TSM)	12
2.2.3.3 - Oscilação 30 - 60 dias	12
2.2.3.4 - Brisa Fluvial (BF)	13
3 - O SATÉLITE TRMM	14
3.1 - Radar de Precipitação (PR)	15
3.2 - Sondador de Visível e Infravermelho (VIRS)	15
3.3 - O Imageador de Microondas (TMI)	17

4 - MATERIAL E MÉTODOS	19
4.1 - Dados	19
4.2 - Metodologia	20
4.2.1 - Características do produto 3B42	20
4.2.2 - Características do produto do nível 2 do PR	21
4.2.2.1 - Características do produto 2A23	21
4.2.2.2 - Características do produto 2A25	23
4.2.2.3 - Característica do produto 3A25	25
4.2.2.4 - Separação da precipitação convectiva e estratiforme	25
4.2.3 - Climatologia da Região Amazônica	25
4.2.4 - Análise Harmônica	26
4.2.5 - Coeficiente de Correlação	28
4.2.6 - Teste da hipótese nula e risco de Erro	29
4.2.7 - Nível de confiança do teste	31
4.2.8 - O teste t-Student	31
5 - RESULTADOS	33
5.1 - Climatologia da precipitação na Amazônia	33
5.1.1 - Análise do total anual de precipitação na Amazônia	33
5.1.2 - Análise das Médias Mensais e Sazonais de Precipitação	35
5.2 - Análise do 3B42 (TRMM)	38
5.2.1 - Análise da precipitação total anual na Amazônia com o TRMM	38
5.2.2 - Análise sazonal da precipitação na Amazônia	38
5.2.3 - Contribuição percentual da precipitação sazonal na região para o total anual	41
5.2.4 - O início e o fim da estação chuvosa na Amazônia	41
5.3 - Variabilidade diária da precipitação na Amazônia	45
5.3.1 - Região sudeste da Bolívia	45
5.3.2 - Norte da Argentina	47
5.3.3 - Noroeste da Amazônia	49
5.4 - Análise Harmônica	53
5.4.1 - Análise do ciclo anual da precipitação	53
5.4.2 - Variabilidade interanual do ciclo anual da precipitação	54
5.4.3 - Características gerais da variabilidade temporal da amplitude do ciclo anual	57
5.4.3.1 - A análise ao longo de 10° S	58

5.4.3.2 - A análise ao longo de 3° S	59
5.4.3.3 - A análise ao longo de 4° N	60
5.5 - Variabilidade anual e sazonal da precipitação convectiva e estratiforme na Amazônia	62
5.5.1 - Variabilidade da precipitação total anual convectiva e estratiforme na Amazônia	62
5.5.2 - Variabilidade sazonal da precipitação convectiva e estratiforme na Amazônia	64
6 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES	67
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	69
ANEXOS	76
Apêndice A	76

LISTA DE FIGURAS

	Página
FIGURA 1 - Fluxograma dos algoritmos do TRMM. (Fonte: TRMM data users handbook, 2001)	22
FIGURA 2 - Relógio da fase do primeiro harmônico	28
FIGURA 3 - Erros associados a testes de hipóteses. (Adaptado e Magalhães e Lima, 2001)	30
FIGURA 4 - Precipitação total anual. a) Processados com os dados da Universidade de Delaware (1950-1996), b) Gerado pelo INMET (1961-1990)	34
FIGURA 5 - Médias sazonais da precipitação referentes ao período de 1950-1996, obtidas com os dados processados pela Universidade de Delaware: a) verão; b) outono, c) inverno d) primavera	37
FIGURA 6 - Total anual da precipitação referente ao período de 01/1998-06/2001, processados com os dados do 3B42 (TRMM)	39
FIGURA 7 - Médias sazonais do período de 01/1998 - 06/2001, processados com os dados do produto 3B42 (TRMM). a) verão, b) outono; c) inverno; d) primavera	40
FIGURA 8a - Percentual da precipitação sazonal para total anual de precipitação na região Amazônica, para o período de 01/1998 a 06/2001, obtidos com os dados do 3B42 (TRMM) a) verão, b) outono	42
FIGURA 8b - Percentual da precipitação sazonal para total anual de precipitação na região Amazônica, para o período de 01/1998 a 06/2001, obtidos com os dados do 3B42 (TRMM). c) inverno, d) primavera	43
FIGURA 9 - Médias mensais de precipitação do período de 01/1998-06/2001, obtidos com os dados do 3B42 (TRMM), para os setores: ITCZ, OESTE, SUL, CENTRAL, NORTE e MARAJÓ	45
FIGURA 10 - Coeficientes de correlação cruzada obtidos a partir dos dados do 3B42 (TRMM) (01/1998- 06/2001), ponto de referência localizado em (18° S 59° W): a) Lag 0; b) Lag 1; c) Lag 2, d) Lag 3	46
FIGURA 11 - Coeficientes de correlação cruzada obtidos a partir dos dados do 3B42 (TRMM) (01/1998- 06/2001), ponto de referência localizado em (31° S 63° W): a) Lag 0, b) Lag 1, c) Lag 2, d) Lag 3, e) Lag 4	50

FIGURA 12 – Coeficientes de correlação, obtidos a partir dos dados do 3B42 (TRMM) (01/1998 - 06/2001). Ponto localizado em (2° S 66° W). a) Lag -1, b) Lag 0; c) Lag 1, d) Lag 2; e) Lag 3	52
FIGURA 13 - Imagens do satélite GOES-8, obtidas pela Meteo France. a) dia 10/03; b) dia 11/03; c) dia 12/03; d) dia 13/03, e) dia 14/03 de março de 2000 às 1800 UTC	54
FIGURA 14 - Amplitude (cores) e fase (setas) do primeiro harmônico da precipitação mensal sobre o Brasil para o período de 1950-1996. As análises foram feitas com os dados processados pela Universidade de Delaware	56
FIGURA 15 - Distribuição espacial do primeiro harmônico da precipitação mensal sobre o Brasil para os anos a) 1983 (ano de El Niño); b) 1989 (ano de La Niña) e c) Normal. As análises foram feitas com os dados processados pela Universidade de Delaware	58
FIGURA 16 - Variabilidade temporal da amplitude do primeiro harmônico (ciclo anual) da precipitação anual sobre o Brasil para a latitude de 10° S Processados com os dados da Universidade de Delaware	61
FIGURA 17 - Variabilidade temporal da amplitude do primeiro harmônico (ciclo anual) da precipitação anual sobre o Brasil para a latitude de 3° S Processados com os dados da Universidade de Delaware	62
FIGURA 18 - Distribuição temporal da amplitude do primeiro harmônico (ciclo anual) da precipitação anual sobre o Brasil para a latitude de 4° N Processados com os dados da Universidade de Delaware	63
FIGURA 19 - Total anual da taxa de chuva na Amazônia para o período de 01/1998 a 12/2001, derivados dos dados do 3A25 (TRMM). a) chuva convectiva; b) chuva estratiforme	65
FIGURA 20 - Total anual da taxa de chuva convectiva menos a estratiforme na Amazônia para o período de 01/1998 a 12/2001, obtidos com os dados do 3A25 (TRMM)	66
FIGURA 21 - Diferença entre as médias sazonais das taxas de precipitação convectiva e estratiforme na Amazônia, para o período de 01/1998 a 12/2001, obtidas com os dados do 3A25 (TRMM). a) verão; b) outono; c) inverno; d) primavera	67
FIGURA A1 - Médias mensais da precipitação do período de 1950-1996, obtidas com os dados processados pela Universidade de Delaware (EUA) a) Janeiro, b) Fevereiro, c) Março, d) Abril	75

- FIGURA A2 - Médias mensais da precipitação do período de 1950-1996, obtidas com os dados processados pela Universidade de Delaware (EUA). a) Maio; b) Junho; c) Julho; d) Agosto 76
- FIGURA A3 - Médias mensais da precipitação do período de 1950-1996, obtidas com os dados processados pela Universidade de Delaware (EUA) a) Setembro, b) Outubro, c) Novembro, d) Dezembro 77

LISTA DE TABELAS

	Página
TABELA 1 - <i>Parâmetros do sistema do Radar de Precipitação</i>	17
TABELA 2 - <i>Parâmetros do sistema do VIRS</i>	18
TABELA 3 - <i>Parâmetros do sistema do TMI</i>	19
TABELA 4 - <i>Níveis de correlação</i>	30

LISTA DE EQUACÕES

	Página
EQUAÇÃO 1 - Relação a velocidade terminal de queda das partículas de neve (m/s), e a velocidade vertical (hPa/s)	24
EQUAÇÃO 2 - Equação fundamental do radar	24
EQUAÇÃO 3 - Equação de determinação da constante do radar	25
EQUAÇÃO 4 - Função periódica de período T	27
EQUAÇÃO 5 - Função Trigonométrica	27
EQUAÇÃO 6 - Função Harmônica	27
EQUAÇÃO 7 - Coeficiente de Correlação	29
EQUAÇÃO 8 - Correlação cruzada com lags	29
EQUAÇÃO 9 - Teste t-Student	32

LISTA DE ABREVIATURAS

AB	Alta da Bolívia
AH	Análise Harmônica
ABLE	Atmospheric Boundary Layer Experiment
ABRACOS	Anglo-Brasilian Amazonian Climate Observation Study
BOS	Basin Occurring Systems
CAMS	Climate Assessment and Monitoring System
CERES	Clouds and Earth Radiant Energy System
CCM	Complexo Convectivo de Mesoescala
COS	Coastal Occurring Systems
ENSO	El Niño Oscilação Sul
GHCN	Global Historic Climate Network
GPCC	Global Precipitation Climatology Center
GPI	<i>Geostationary Precipitation Index</i>
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
IOS	Índice de Oscilação do Sul
IR	Infrared
LBA	The Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
LI	Linhas de instabilidade
LIS	Lightning Imaging Sensor
LOS	Locally Occurring Systems
NASA	National Aeronautic and Space Administration

PR	Precipitation Radar
R	Coefficiente de correlação
RADAR	Radio Detection and Ranging
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
SF	Sistema Frontal
SSM/I	Special Sensor Microwave/Imager
TMI	Microwave Imager
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
VCAN	Vórtice ciclônico de Altos Níveis
VIRS	Visible and Infrared Radiometer
ZFB	Zona Frontal de Baiu
ZCA	Zona de Confluência dos Alísios
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical
ZCPS	Zona de Convergência do Pacífico Sul
ZCST	Zona de Convergência Subtropical
Zm	Atenuação da chuva

LISTA DE SÍMBOLOS

θ	Ângulo do feixe radar	°
θ_1	Ângulo de abertura da antena para direção da varredura	rad
θ_2	Ângulo de abertura da antena para direção da varredura transversal	rad
$ V_t $	Componente meridional do vento	$m \cdot s^{-1}$
λ	Comprimento de Onda	m
ϵ	Constante dielétrica da água	$[K]^2$
dBZ	Decibéis relativos à Refletividade Radar	$(Z \text{ em } mm^6 m^{-3}) \Rightarrow 10 \log Z$
Z	Fator de Refletividade do Radar	$[mm^6 m^{-3}] \text{ dBZ} \rightarrow 10 \log Z$
f_c	Frequência transmitida	Hz
G_r	Ganho de recepção da antena	[dB]
G_t	Ganho de transmissão da antena	[dB]
n	Índice de refração	unidade N
r	Intervalo (alcance) de propagação	m
τ	Largura do pulso	μs
P_e	Potência de pico	kW
P_r	Potência recebida pelo espalhamento da chuva	mW
P_t	Potência transmitida pelo radar	[W]
T	Período	adimensional
c	Velocidade da luz	$3 \cdot 10^8 \text{ ms}^{-1}$
ω	Velocidade da luz	adimensional
$ V_t $	Velocidade terminal de queda das partículas de neve	$m \cdot s^{-1}$

1 - INTRODUÇÃO

A Amazônia possui a maior floresta tropical úmida contínua do Planeta e abrange uma área de aproximadamente 7,2 milhões de km², cerca de 50% da América do Sul, repartida entre nove países. Atualmente, vem sendo alvo de interesse científico internacional, entre outros, por ser uma importante fonte de calor e umidade para a circulação geral da atmosfera.

O clima da região Amazônica é função de diversos fatores, sendo um dos mais importantes a disponibilidade de energia solar. A variabilidade espacial e temporal da precipitação nesta região é grande. No setor noroeste, a precipitação anual média é superior a 3000 mm e não se observa um período seco bem caracterizado. Por outro lado, há locais com períodos secos bem definidos, como é o caso de Conceição do Araguaia no sul do Pará. No sudeste da Amazônia, o início da estação chuvosa pode ocorrer antes do que na região central, porém na foz do rio Amazonas, ocorre posteriormente. Existe uma aparente relação entre anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) no Oceano Atlântico Tropical e no Pacífico, com o início e o final da estação chuvosa na Amazônia (MARENGO et al., 2001).

Na Amazônia a estação chuvosa apresenta variações dentro da própria região, pois são observadas precipitações mais intensas no sul da Amazônia, nos meses de janeiro, fevereiro e março e essas deslocam-se para o noroeste da Bacia, nos meses de abril, maio e junho

Diversos experimentos meteorológicos foram realizados na Amazônia, como o Amazon Region Micrometeorological Experiment (ARME) de 1983/1985; o Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE) de 1985/1987; e o Anglo-Brasílian Amazonian Climate Observation Study (ABRACOS) de 1990/1994, afim de aprimorar o conhecimento do clima da região. Atualmente,

encontra-se em desenvolvimento o Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), que tem como um dos objetivos, a compreensão do clima e da hidrologia da Amazônia, além do impacto e das interações entre a Amazônia e o sistema biogeofísico global da Terra. Esses experimentos tentam suprir, através de medições intensivas, a deficiência de dados na região, possibilitando diagnosticar uma gama de processos físicos envolvidos na atmosfera. Contudo, os períodos estudados ainda são relativamente pequenos e a localização dos sítios experimentais tem sido, na maioria das vezes, na mesma área. Assim sendo, a deficiência de dados continua a ser um problema ainda não superado, dificultando a compreensão do comportamento das diversas variáveis climáticas, dentre essas, a precipitação.

Recentemente, a Universidade de Delaware (EUA) organizou e disponibilizou um excelente conjunto de dados de precipitação (médias mensais) em escala global. Tal conjunto de dados cobre um período de 46 anos e está organizado em pontos de grade com resolução espacial de $0,5^\circ$ por $0,5^\circ$ de latitude e longitude. Apesar de sua importância, esse conjunto possivelmente ainda não foi utilizado em estudos sobre o clima da Amazônia. Além disso, com o advento do Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) em 1997, tornou-se possível monitorar a precipitação nos trópicos, utilizando pela primeira vez um radar meteorológico localizado no espaço e sensores de microondas (KUMMEROW et al., 2000). Medições feitas por esse satélite possibilitam mapear a estrutura tridimensional de uma série de variáveis relacionadas com a precipitação e, dessa forma, avaliar a predominância de regimes estratiformes versus convectivos. Informações dessa natureza são de grande utilidade em modelos atmosféricos e no estudo da física de nuvens entre outros. Embora os dados atuais do TRMM ainda não sejam suficientes para estudos climatológicos, eles constituem uma excelente alternativa para caracterizar a chuva em regiões de difícil acesso, tais como a Amazônia.

Esse trabalho tem como objetivo principal analisar a variabilidade da precipitação na região Amazônica em diversas escalas de tempo e espaço. Nesse contexto, é utilizado o conjunto de dados de precipitação disponibilizado pela Universidade de Delaware (EUA) e os dados do TRMM. São realizadas análises específicas da variabilidade anual e sazonal da precipitação, enfatizando a amplitude e a fase do ciclo anual, as correlações cruzadas entre séries temporais e as comparações entre as distribuições médias de precipitações convectivas e estratiformes. Vale ressaltar que a caracterização da convecção e da precipitação são de fundamental importância para a compreensão do ciclo hidrológico e climático da região Amazônica.

2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O presente estudo enfocou a variabilidade climática da Amazônia em diversas escalas de tempo. Nesta secção, é apresentada uma revisão bibliográfica dos principais trabalhos que relataram essa problemática.

2.1 - Considerações gerais

A atmosfera nas regiões como a Amazônia, o Congo na África e o continente Australiano, apresentam forte atividade convectiva e são consideradas fontes de calor para a atmosfera. A liberação de calor latente pelas nuvens convectivas nessas regiões, influencia a circulação geral da atmosfera (CGA). MOHR et al. (1999) sugeriram que a convecção sobre o Congo é mais verticalmente desenvolvida do que na Amazônia, ou seja, os topos dos cumulonimbus alcançam altitudes maiores no Congo. Contudo, a área coberta pelos aglomerados convectivos na Amazônia são bem maiores, assim como os seus índices pluviométricos. A liberação de calor latente durante a época chuvosa na Amazônia, tipicamente é de 2,5 K por dia (FIGUEROA e NOBRE, 1990), o equivalente a uma precipitação de 10 mm/dia.

Diversos estudos, sugerem que a convecção forte no verão sobre continentes tropicais, usualmente, ocorre no final da tarde, ou no início da noite, devido ao domínio da camada limite aquecida durante o dia (HARTMANN et al., 1991; HENDON e WOODBERRY, 1993; BERGMAN e SALBY, 1996). Assim, o forte aquecimento da superfície modula a convecção no final da tarde e no início da noite, sobre os continentes durante o verão. Por outro lado, nuvens e

precipitação podem decrescer severamente a radiação solar que chega na superfície, afetando fortemente a fase e a amplitude dos diversos fluxos da superfície (DAI et al. 1999).

JANOWIAK et al. (1985) em seu atlas de Radiação de Ondas Longas (ROL), mostraram a migração da convecção tropical da porção centro-sul da Amazônia, durante o verão austral, para o setor noroeste da Bacia Amazônica, durante o verão boreal. A marcha da convecção tropical é um ponto chave no ciclo anual de precipitação desta região.

MOLION (1987) classificou os mecanismos que provocam precipitação na Amazônia em 3 grupos:

- a) Convecção diurna, resultante do aquecimento da superfície e condições de larga-escala favoráveis;
- b) Linhas de instabilidade originadas na costa N/NE do litoral do oceano Atlântico;
- c) Aglomerados convectivos de meso e grande escala, associados com a penetração de sistemas frontais na região S/SE do Brasil, que interagem com a atividade convectiva na região.

Há uma grande variabilidade espacial e temporal da precipitação na Região Amazônica em virtude da atuação de diversos sistemas de tempo. FIGUEROA E NOBRE (1990) observaram que, durante o verão austral, a banda de máxima precipitação apresenta orientação NW/SE, coincidente com a posição média da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e o máximo de precipitação está localizado aproximadamente em 9° S e 58° W. Por outro lado, durante o inverno austral, o máximo está centrado em torno de 3° N e 66° W, devido ao deslocamento da Alta da Bolívia (AB) para noroeste da Amazônia. É oportuno lembrar que, quando o Sol vai para o Hemisfério Norte (HN), em seu movimento relativo, todas as configurações da CGA seguem o sol com 30-40 dias de atraso. Essa estação apresenta uma elevada variabilidade intrasazonal pois no norte da Região, há um máximo de precipitação durante julho e um mínimo durante agosto.

A topografia é um fator que também influencia a distribuição das chuvas em áreas da Região Amazônica. Segundo FIGUEROA E NOBRE (1990), o posicionamento de uma região a sotavento ou a barlavento na Cordilheira dos Andes, induz a formação de regiões com baixos ou altos índices de precipitação. Os elevados índices pluviométricos no oeste da Amazônia são provavelmente devido ao efeito da topografia dos Andes sobre a circulação de baixos níveis, pois a concavidade das montanhas andinas voltadas para o continente, favorece o desenvolvimento de

sistemas convectivos (FIGUEROA et al. 1995).

2.2 - Sistemas que influenciam o clima na Amazônia

Diversos estudos documentaram os sistemas do tempo que influenciam o clima da Amazônia. Esses sistemas envolvem as diversas escalas de tempo e espaço:

2.2.1 - Sistemas Sinóticos

2.2.1.1 - Zona de Convergência Intertropical (ZCIT)

A ZCIT é um dos mais importantes sistemas meteorológicos atuantes nos trópicos. Sua influência sobre a precipitação nos continentes africano, americano e asiático tem sido mostrada em vários trabalhos, como CHUNG (1982), UVO (1989), HASTENRATH (1997), YUTER E HOUZE JR. (2000), entre outros. A ZCIT está inserida em uma região onde ocorre a interação de características atmosféricas e oceânicas marcantes, tais como:

- a) zona de confluência dos Alísios (ZCA);
- b) zona do cavado equatorial;
- c) zona de máxima TSM;
- d) zona de máxima convergência de massa; e
- e) zona da banda de máxima cobertura de nuvens convectivas, todas interagindo próximas à faixa equatorial. Apesar dessa interação, as características não se apresentam, necessariamente sobre a mesma latitude e ao mesmo tempo.

Na América do Sul, a ZCIT exerce sua influência em toda a costa Norte e Nordeste do continente. A presença da ZCIT próximo a costa nordeste da Amazônia, propícia a formação das Linhas de Instabilidade (LI), que penetram para o interior do continente (COHEN et al. 1995). CAVALCANTI (1982) em seu estudo climatológico, observou que a formação das LI ocorre ao sul da ZCIT, sendo o período de maior frequência na época em que a ZCIT está mais organizada. O movimento sazonal Norte-Sul da ZCIT está associado ao deslocamento sazonal da região de máxima TSM sobre os oceanos tropicais, atingindo a posição mais ao norte próximo de 12° N e

mais ao sul em torno do Equador, com posição média anual em torno de 5° N (WAGNER, 1996). O excesso ou deficiência de precipitação ao sul do equador em anos distintos, está associado não somente ao deslocamento latitudinal anômalo da ZCIT, mas principalmente à duração do período da incursão da ZCIT ao sul do equador (NOBRE e SHUKLA, 1996).

Durante o inverno austral, a ZCIT desloca-se para o HN, sendo também seguido pelo deslocamento da atividade convectiva para o norte e noroeste da região Amazônica. RAO e HADA (1990) observaram que, as estações localizadas no HN, como Oiapoque, exibem o máximo de chuvas durante o inverno austral (junho-julho-agosto) e mínimo durante o verão austral (dezembro-janeiro-fevereiro). A estação do inverno no Hemisfério Sul (HS), corresponde ao período mais seco do setor sul e nordeste da região Amazônica.

2.2.1.2 - Alta da Bolívia (AB)

Esse sistema de tempo corresponde a uma circulação anticiclônica na alta troposfera, que domina toda a América do Sul tropical durante o ano inteiro e foi denominada Alta da Bolívia (VIRJI, 1981). Ela é formada em virtude da intensa liberação de calor latente no Brasil central e no altiplano Boliviano durante os meses de verão (JONES e HOREL, 1990). segundo KOUSKY e KAGANO (1981) a AB surge em outubro sobre o oeste da região Amazônica, posicionando-se sobre a Bolívia durante o verão e deslocando-se em abril para a região central da Amazônia. A manutenção desse centro quente anticiclônico é devida a convergência da umidade em baixos níveis. Isso provoca forte convecção, condensação e, por conseguinte, a liberação do calor latente na média e alta troposfera.

KOUSKY e KAGANO (1981) sugeriram que a distribuição da precipitação na Amazônia esteja relacionada com a posição da AB. SANTOS (1986) observou que, durante os anos menos chuvosos na região Amazônica, os centros da AB eram também menos intensos. Analisando os anos de ocorrência de El-Niño, HOREL et al. (1989) reportaram que a AB localiza-se, em geral, à oeste de sua posição climatológica.

GANDU e GEISLER (1991) sugerem que a intensa atividade convectiva na Amazônia e por conseguinte, a liberação de calor latente fornece o mecanismo necessário para manter a circulação anticiclônica em altos níveis. JONES e HOREL (1990) estudaram as variações intrasazonais na posição da Alta da Bolívia e a atividade convectiva sobre a América do Sul. Eles

sugeriram que não há relação aparente entre as flutuações da posição da Alta da Bolívia e a atividade convectiva sobre a Bacia Amazônica. Além disso, eles observaram que essas variações devem estar desacopladas das flutuações na circulação de grande escala.

2.2.1.3 - Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS)

A ZCAS é definida como uma banda persistente de nebulosidade no sentido NW/SE, associada a uma zona de convergência na baixa troposfera da América do Sul (KODAMA, 1992). Climatologicamente, ela pode ser identificada na composição de imagens de satélite como sendo uma banda de nebulosidade de orientação NW/SE, estendendo-se desde o sul da região Amazônica até a região central do Atlântico Sul (KOUSKY, 1988). A ZCAS surge durante a primavera austral, causada pela presença da convecção associada à constante penetração de sistemas frontais propagando-se de sul até a região do sudeste do Brasil (OLIVEIRA, 1986; KOUSKY, 1988).

KODAMA (1992, 1993) mostrou diversas características comuns entre a ZCAS, a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a Zona Frontal de Baíu (ZFB), denominadas de forma geral como Zonas de Convergência Subtropical (ZCST). Tais características comuns são:

- a) Extensão zonal para leste nos subtrópicos, a partir de regiões tropicais específicas, com intensa atividade convectiva;
- b) Formação ao longo de jatos sub-tropicais em altos níveis e a leste de cavados semi-estacionários;
- c) Apresentam-se como zonas de convergência em uma camada inferior úmida, espessa e baroclínica;
- d) Localização na fronteira de massas de ar tropical úmida, em regiões com forte gradiente de umidade em baixos níveis e com geração de instabilidade convectiva por processo de advecção diferencial.

FIGUEROA e NOBRE (1990) observaram que os máximos de precipitação no sul da Amazônia durante o verão austral estão aparentemente correlacionados com a influência da ZCAS. FIGUEROA et al. (1995) observaram que a ZCAS se formava 12 a 18 horas depois do pico da convecção na Amazônia e que a variação de curto prazo desta banda, deve ser

influenciada pela convecção profunda na Amazônia.

CASARIN e KOUSKY (1986) sugeriram que, a convecção na região centro-oeste do Pacífico, especificamente na ZCPS, implicava numa posterior intensificação da ZCAS, através de oscilação intrazonal. A simulação de uma onda estacionária associada ao padrão definido pela ZCPS/ZCAS, com um modelo de circulação geral da atmosfera, mostraram que a existência dessa onda estava vinculada a convecção na região tropical e nas próprias zonas de convergência (KALNAY et al., 1986).

2.2.1.4 - Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN)

Os Vórtices Ciclônicos de Altos Níveis (VCAN), também conhecidos como baixas frias “cold low”, atuam sobre o Nordeste Brasileiro, centro-oeste do Brasil e Amazônia, preferencialmente durante os meses de novembro a fevereiro. ARAGÃO (1976) detectou um desses vórtices nas cartas sinóticas, durante alguns dias de janeiro de 1970. Ao longo dos anos diversos autores têm estudado as características dos VCAN (VIRJI, 1981; KOUSKY e GAN 1981; GAN 1986).

De acordo com GAN (1986), esses sistemas correspondem a uma circulação ciclônica fechada em altos níveis, com centro mais frio em sua periferia, e se formam corrente abaixo da amplificação de uma crista em 200 hPa. GAN e KOUSKY (1986) observaram o seguinte mecanismo de formação: Um sistema frontal ao penetrar nas latitudes subtropicais, provoca forte advecção de ar quente no seu lado oeste. Esta advecção amplifica a crista em altos níveis e, devido a conservação da vorticidade absoluta, o cavado que está a leste desta, também é intensificado, formando o ciclone na alta troposfera. Esses vórtices apresentam movimento zonal em ambas direções e podem permanecer estacionários por 3 a 4 semanas, podendo atingir o oeste da América do Sul (RAMIREZ et al., 1999).

Segundo GAN e KOUSKY (1986), os VCAN originados nos trópicos apresentam as seguintes características:

- a) Originam-se em torno de 600hPa , nas latitudes baixas;
- b) Podem permanecer na região tropical por longos períodos;
- c) Durante a passagem para latitudes mais altas, geralmente crescem e intensificam-se.

A presença de um VCAN, favoreceu a ocorrência de índices pluviométricos superiores a 300 mm no extremo norte do Pará e Ilha do Marajó durante janeiro de 2001, MOLION (comunicação pessoal, 2002).

2.2.1.5 - Sistemas Frontais (SF)

Os sistemas frontais de latitudes médias afetam o tempo na Amazônia. As Frentes do HS penetram durante o ano todo, interagem com a convecção na região Amazônica. Eventualmente os sistemas frontais originários do HN, também atingem a região.

OLIVEIRA (1986) observou uma interação entre os sistemas frontais e a convecção tropical em suas variações de intensidade, ou seja, esses sistemas penetram até as baixas latitudes, entre 20° S e 30° S onde habitualmente, ocorre essa interação. Os sistemas frontais que ultrapassam 20° S rumo ao Nordeste Brasileiro (NEB), geralmente estão associados com a convecção tropical localizada no setor norte da Amazônia.

2.2.2 - Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM)

2.2.2.1 - Linhas de Instabilidade (LI)

No leste da Amazônia, as linhas de instabilidade são responsáveis por 45% da precipitação que ocorre na região, durante os períodos chuvosos, (MOLION em comunicação pessoal a CUTRIM), citado por (COHEN 1989). Esses sistemas podem atingir o extremo oeste da Amazônia, proporcionando precipitações na parte central da Amazônia no período menos chuvoso. Além disso, seu deslocamento pode variar aproximadamente de 6° a 13° de longitude por dia, sendo que entre os meses de abril a agosto, apresentam maior frequência de ocorrência (COHEN et al., 1989). Ocasionalmente, as LI deslocam-se para o interior do continente e permanecem ativas por mais de 48 horas. Durante a noite sua atividade convectiva diminui, voltando a se intensificar durante o dia seguinte devido ao forte aquecimento da superfície (MOLION e KOUSKY, 1985). Os elevados valores de precipitação na costa nordeste do Pará, estão associados a atuação das LI ao longo da região costeira (COHEN et al., 1995).

2.2.2.2 - Complexo Convectivo de Mesoescala (CCM)

GRECO et al. (1990) classificaram em 3 tipos os aglomerados convectivos que atuam na Amazônia durante o ABLE 2B em 3 categorias:

- a) Sistemas que ocorrem na costa (COS) com uma extensão de aproximadamente 3500 km². A formação ocorre durante a tarde e desloca-se para o interior do continente com uma velocidade média em torno de 55 km/h. Esses sistemas produzem maior quantidade de precipitação entre 1400 e 1800 UTC;
- b) Sistemas que ocorrem na bacia (BOS) com uma área de 1000 a 10000 km². A formação ocorre no interior da Bacia Amazônica, principalmente no setor norte. Movem-se com uma velocidade média entre 10 a 40 km/h. Significativa quantidade de chuva produzida por estes sistemas, está provavelmente associados com as nuvens estratiformes que fazem parte de sua estrutura. Produzem maior quantidade de precipitação entre 1000 e 1400 UTC;
- c) Sistemas de ocorrência local (LOS) com área inferior a 1000 km², e ciclo de vida em torno de uma hora, produzindo menos chuvas do que o COS e o BOS. Produzem maior quantidade de precipitação após às 1600 UTC.

MACHADO et al. (1992) observaram diversos sistemas convectivos no verão na região Amazônica, que tinham um tempo de vida médio de aproximadamente 10 horas. PETERSEN et al. (2001), observaram que os complexos convectivos possuem estrutura vertical, tamanho e taxas de chuva para diferentes regimes de ventos. Durante o regime de leste, os CCM são mais desenvolvidos verticalmente e produzem maior quantidade de taxas de chuva do que os de regime de oeste. Além disso, PETERSEN e RUTLEDGE, (2001) observaram que, a razão de chuva convectiva /estratiforme é maior durante o regime de leste.

2.2.3 - Influência de outros fenômenos no clima da Amazônia

2.2.3.1 - El Niño

O El Niño refere-se a um aumento anômalo das TSM no Pacífico Leste Equatorial, ocorre durante a fase negativa da Oscilação Sul. O sinal desse fenômeno varia na escala de tempo de

meses a alguns anos (TRENBERTH, 1984). Geralmente, usa-se a pressão ao nível médio do mar para calcular o Índice de Oscilação do Sul (IOS) que é obtido tomando a diferença dessa variável entre dois centros de ação. A fase da Oscilação Sul é dada pelo sinal do índice, sendo definido como negativo (positivo), quando a pressão está baixa (alta) sobre o Pacífico Central e alta (baixa) sobre a Indonésia/ Norte da Austrália.

Segundo TRENBERTH (1997) um ano de El Niño é definido como aquele em que as anomalias mensais médias da TSM estão maior que $+ 0.5^{\circ}\text{C}$, para os meses de outubro, novembro e dezembro, na área do NINO 3 ($5^{\circ}\text{N} - 5^{\circ}\text{S} / 145^{\circ}\text{W} - 90^{\circ}\text{W}$). O aquecimento, e o subsequente resfriamento, em um episódio típico de El Niño, duram de 12 a 18 meses. Geralmente, o fenômeno atinge sua máxima intensidade durante os meses de dezembro e janeiro, enfraquecendo-se na metade do ano posterior. O fenômeno El Niño/Oscilação Sul é denominado ENOS.

O leste da Amazônia é uma das regiões do Brasil atingidas pelas mudanças na circulação atmosférica durante eventos de El Niño e La Niña. O fenômeno El Niño de 1982/1983 foi o mais intenso das últimas décadas e influenciou significativamente o clima da América do Sul (KAYANO e MOURA, 1986). Esse evento causou um período muito seco (janeiro/fevereiro) e de menor índice pluviométrico nos últimos 50 anos, durante um período que normalmente é chuvoso na Amazônia central. Nesse período, a anomalia da precipitação apresentou valores de até -70% na região de Manaus (Amazonas), localizada no setor central da Amazônia e -20 % em Belém (Pará) no setor leste da região. Esse comportamento foi devido ao ramo descendente da célula de Walker que deslocou-se para a região sobre a Amazônia, inibindo a formação de atividades convectivas (NOBRE e RENNÓ, 1985).

ACEITUNO (1988) sugeriu uma tendência de diminuição de chuva no norte da Amazônia, durante anos em que ocorrem o El-Niño. Durante a fase “quente” do ENOS, existe freqüentemente um déficit de precipitação no norte e centro da Amazônia. MARENGO (1992) observou que, nos anos de El-Niño muito intenso, como os de 1925-26, 1975-76 e 1982-83, a precipitação durante o verão austral foi mais baixa que nos anos normais sobre o norte da Amazônia e conseqüentemente observaram-se níveis de água anormalmente baixos nos Rios Negro e Amazonas.

MARENGO et al. (1993) mostraram que, durante anos de grande aquecimento das águas do Pacífico Equatorial Central (El-Niño), a ZCIT desloca-se mais ao norte do que sua posição

normal sobre o Atlântico Tropical. Como consequência, os ventos alísios de NE tornam-se mais fracos, reduzindo a umidade proveniente do Oceano Atlântico que adentra o interior da região Amazônica. A oeste da Cordilheira dos Andes, a convecção que produz chuvas abundantes ao Norte do Peru, provoca movimentos de ar de subsidência compensatória no lado leste, contribuindo para uma menor quantidade de chuva na parte oeste da Amazônia.

SOUZA et al., (2000) concluíram que o fenômeno La Niña tem maior influência na precipitação de outono na Amazônia do que o fenômeno El Niño. Além disso, eles analisaram a atuação do gradiente inter-hemisférico da temperatura da superfície do mar (Dipolo do Atlântico) em conjunto com o eventos de El Niño e La Niña. Concluíram que, o El Niño e o Dipolo quente do Atlântico atuando em conjunto, reduzem a precipitação sobre o centro-norte e oeste da Amazônia e contribuem para um aumento no setor leste durante o verão austral.

2.2.3.2 - Temperatura da Superfície do Mar (TSM)

O fenômeno ENOS sobre o Pacífico Equatorial, e o gradiente meridional de anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical modulam conjuntamente uma grande parte da variância interanual do clima sobre a América do Sul Tropical (NOBRE e SHUKLA, 1996). A combinação das circulações atmosféricas anômalas, induzidas pelas distribuições espaciais de TSM sobre os oceanos Pacífico Equatorial e Atlântico Tropical, afetam o posicionamento latitudinal da ZCIT sobre o Atlântico influenciando, dessa forma, a distribuição da pluviometria sobre a bacia do Atlântico e Norte da América do Sul (NOBRE e SHUKLA, 1996). MARENGO et al., (2001) observaram uma aparente correlação entre anomalias da TSM do Atlântico Tropical e do Pacífico com o início e o final da estação chuvosa na Amazônia. As correlações sugerem que o aumento da temperatura das águas superficiais do Pacífico provoca diminuição do período da estação chuvosa.

2.2.3.3 - Oscilação Madden-Julian (30-60 dias)

A oscilação de 30-60 dias é referente a uma propagação de leste para oeste de uma onda de Kelvin atmosférica com sentido zonal ao longo do globo terrestre, na região dos trópicos. Como consequência, observa-se alterações no campo da pressão e da convergência de ventos nos

baixos níveis, causando variações na convecção tropical originando a formação de nuvens convectivas sobre o Pacífico (MADDEN e JULIAN, 1994; KAYANO e KOUSKY, 1992). Tais oscilações representam o principal fenômeno de escala intra-zonal, capaz de provocar alterações na convecção de larga escala no cinturão tropical (KOUSKY e KAYANO, 1994). Diversos pesquisadores, observaram que as anomalias de ROL relacionadas com as Oscilações Madden e Julian se propagavam de oeste para leste, desde o oceano Índico até o Pacífico Equatorial Central (WEICKMANN et al., 1985; KAYANO e KOUSKY, 1992; KOUSKY e KAYANO, 1994). Sobre a América do Sul, essa oscilação tem sido relacionada com as variações na posição e intensidade da ZCAS. Essas, por sua vez, estão associadas às flutuações na escala de tempo intrasazonal da circulação atmosférica global da alta troposfera e na convecção tropical (CASARIN e KOUSKY 1986; WEICKMANN et al. 1985).

2.2.3.4 - Brisa Fluvial (BF)

OLIVEIRA e FITZJARRALD (1993) observaram a existência da circulação fluvial nos baixos níveis (até 2000 m), com o sentido floresta/rio durante à noite e no início da manhã, e em sentido contrário rio/floresta durante a tarde e início da noite. Contudo, é necessário frisar que essas influências devem ser mais intensas nas regiões em que a largura do rio é maior como, por exemplo, próximo a Manaus (confluência dos Rios Negro e Solimões), Belém (Rio Tocantins e parte sul da Foz do Rio Amazonas).

3 - O SATÉLITE TRMM

Pesquisadores da Goddard Space Flight Center (GSFC) no ano de 1980, conceberam a idéia de se medir a precipitação em toda a faixa tropical, através de um satélite de baixa órbita, constituído de sensores em infravermelho e microondas passivo. Em 1986, os Japoneses da Agência Nacional de Desenvolvimento Espacial Japonesa (NASDA), aceitaram o convite para estudar a viabilidade do Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), em uma missão conjunta com a National Aeronautic and Space Administration (NASA). Finalmente, o TRMM foi lançado da Ilha de Tanegashima, no dia 27 de Novembro de 1997, com o objetivo de se medir a distribuição do calor latente nos trópicos (KUMMEROW et al., 2000).

O TRMM tem uma órbita circular em uma altitude de 350 km, inclinação de 35° com o Equador, entre 35° N e 35° S. Esse satélite apresenta um período de revolução de 91,5 minutos, perfazendo 15,9 órbitas por dia. Sua varredura cobre toda a faixa tropical KUMMEROW et al. (1998) A princípio foi planejado para operar durante 3 anos, contudo seu baixo consumo de combustível, permitirá que as observações continuem por mais 3 anos além do esperado, ou seja, até 2004

O satélite visita cada amostra de área pelo menos uma vez por dia em baixas latitudes, mas em horários diferentes todo dia, levando 35 dias para passar no mesmo ponto e no mesmo horário. O TRMM carrega 3 instrumentos principais: o *Radar de Precipitação (PR)*, o *Imageador de Microondas (TMI)* e o *Imageador Infravermelho e Visível (VIRS)* e outros dois secundários: o *Sistema de Imageamento de relâmpagos (LIS)* e o *Sistema de Medição de Energia Radiante da Terra e das Nuvens (CERES)*. Esse conjunto de instrumentos permite estudar a variabilidade do

ciclo diurno da precipitação tanto sobre os continentes quanto sobre os oceanos. Os 3 principais instrumentos são descritos a seguir.

3.1 - Radar de Precipitação (PR)

O PR é o primeiro radar designado especificamente para monitorar a precipitação do espaço, conseguindo informar com uma abundância de detalhes a estrutura tridimensional da precipitação. O PR define a profundidade da precipitação e as características na superfície.

O PR tem 2 objetivos principais:

- a) Fornecer a estrutura tridimensional da precipitação (Intensidade, tipo e profundidade da tempestade);
- b) Obter medidas quantitativas da chuva tanto sobre os continentes, quanto sobre os oceanos.

O PR opera na faixa de 13,796 GHz com polarização horizontal. Uma de suas principais características é a habilidade de prover o perfil vertical da precipitação até uma altura de 20 km. O perfil vertical da chuva é calculado a partir da estimativa de Z (Fator de refletividade do radar), utilizando-se a relação Z-R ajustada de acordo com o tipo de chuva, altitude, fator de correção. O corpo do PR é de aproximadamente 2,3 m x 2,3 m x 0,7 m de lado, consistindo de uma plataforma e uma antena, as quais estão protegidas da degradação produzida por distorções mecânicas e térmicas. As características gerais do PR estão resumidas na **Tabela 1**.

3.2 - Sondador de Visível e Infravermelho (VIRS)

O VIRS é um espectrorradiômetro passivo, que mede a radiância em 5 bandas espectrais, operando no visível e em regiões espectrais do infravermelho. Com a junção do microondas, visível e infravermelho, espera-se melhorar os resultados das medidas de precipitação do que somente o visível e o infravermelho separadamente (KUMMEROW et al., 1998).

O VIRS obtém informações de alta resolução do brilho (visível ou infravermelho próximo) ou temperatura (infravermelho) das nuvens, permitindo assim, identificar a cobertura, o tipo e temperatura do topo das nuvens, que é usado como um indicador indireto de taxa de precipitação.

Tabela 1 - Parâmetros do sistema do Radar de Precipitação

ITEM	ESPECIFICAÇÕES
Frequência	13.796 GHz e 13.802 GHz
Largura da varredura	215 km
Faixa de observação	Até 15 km
Resolução horizontal	4.3 km (nadir)
Resolução vertical	0,25 km (nadir)
Sensibilidade	0.7 mm/h
Amostras independentes	64
Razão de dados	93,5 kbps
Potência	213 W
Peso	465 kg
Antena	
Tipo de antena	128-elementos
Largura do feixe	0.71° X 0.71°
Abertura	2.1m X 2.1m
Ângulo de sondagem	± 17°
Ganho	47.4 Db
Subsistema de Transmissão e Recepção.	
Tipo de transmissão	(SSPAs) (128 canais)
Pico de energia	700 W
Largura do pulso	1.6 ms x 2 ch.
Faixa dinâmica	81.5 dB (70 dB)
Frequência	2776 Hz

(Fonte: adaptado do TRMM Data Users Handbook, fevereiro, 2001).

O VIRS foi incluído no satélite TRMM por duas razões: primeiro, por sua habilidade em delinear indiretamente a chuva, permitindo, assim, em conjunto com o PR e o TMI, uma maior

exatidão nas estimativas das taxas de precipitação e a segunda, para verificar e calibrar as estimativas de precipitação obtidas por satélites geostacionários e os de órbita polar. As características gerais do VIRS, estão resumidas na **Tabela 2**.

Tabela 2 - Parâmetros do sistema do VIRS

ITEM	ESPECIFICAÇÕES
Bandas observadas	0,63 (visível); 1,6 (infravermelho próximo); 3,75; 10,8 e 12 μm (infravermelho térmico)
Resolução Horizontal	2 km
Largura do feixe (varredura)	720 km
Modo de varredura	Transversal
Razão de dados	50 kbps
Peso	34,5 kg
Consumo de energia	40 W

(Fonte: adaptado do TRMM Data Users Handbook, fevereiro, 2001).

3.3 - O Imageador de Microondas (TMI)

O TMI é um radiômetro de microondas passivo, multicanal com dupla polarização. Utiliza 9 canais: 10,65 GHz; 19,35 GHz; 21,3 GHz; 37,0 GHz (canais de dupla polarização e de baixa resolução) e um de alta resolução de 85,5 GHz. O canal de 21,3 GHz apresenta apenas a polarização vertical. O TMI realiza sondagens cônicas sobre um setor anelar de 130° sob um ângulo de 49° em relação ao nadir, apresentando assim um ângulo de incidência de 52,8° com a superfície da terra (KUMMEROW et al., 2000).

O TMI tem o objetivo de prover dados de taxas de chuva com maior facilidade sobre os oceanos do que sobre o continente, porque as superfícies continentais são heterogêneas e proporcionam maior dificuldade na interpretação dos dados (KUMMEROW et al., 1998). Em conjunto com o PR e o VIRS, são utilizados para produzir os perfis de precipitação. As características gerais do TMI, estão resumidas na **Tabela 3**.

Tabela 3 - Parâmetros do sistema do TMI

ITEM	ESPECIFICAÇÕES
Frequência	10,7; 19,4; 21,3; 37,0 and 85,5 GHz.
Polarização	Vertical/Horizontal, exceto 21,3 GHz que é apenas a vertical.
Resolução Horizontal	6 – 50 km
Largura do feixe	760 km
Modo de varredura	Varredura cônica (49°)
Razão de dados	8,8 kbps
Potência	39 W
Peso	50 kg

(Fonte: adaptado do TRMM Data Users Handbook, fevereiro, 2001).

4 - MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 - DADOS

Para análise da Climatologia da precipitação na região Amazônica, utilizou-se uma série temporal de totais mensais de precipitação. Essa série foi organizada pela Universidade de Delaware (EUA). Os dados equivalem ao período de 1950 a 1996 da Rede Histórica Global de Climatologia (GHCN), estando disponíveis no site: www.cdc.noaa.gov. O número total das estações GHCN usadas foi de 20.782 no globo todo. Entretanto, o nº real das estações disponíveis por cada ano variou de aproximadamente 1.100 a 14.800. Os dados estão em pontos de grade, com resolução espacial de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ de latitude/longitude. A interpolação espacial foi baseada no método de ponderação das distâncias, o qual consiste em remover uma estação e interpolar com os dados das estações vizinhas; a diferença entre o valor real da estação removida e o valor interpolado é o erro da interpolação estimada. Em seguida, essa validação é executada para todas as estações e então a estação removida é colocada novamente na rede. O resultado desse método reduz os erros tornando mais realísticos os campos de precipitação (WILLMOTT e ROBERSON, 1995).

Foram também utilizados dados de precipitação derivados do satélite TRMM: **3B42** (acumulados diários de chuva) do período de 01/1998 a 06/2001 e **3A25** (tipo de chuva convectiva e estratiforme) do PR, do período de 01/1998 a 12/2001. A simbologia será explicada a seguir.

4.2 - METODOLOGIA.

Todos os dados obtidos pelo PR, TMI e VIRS são denominados de nível 0, que inicialmente são avaliados e analisados pela NASA. A partir desses procedimentos iniciais esses dados são processados a fim de gerar os demais produtos referentes nos níveis 1, 2 e 3.

4.2.1 - Características do produto 3B42.

O produto **3B42** consiste de uma combinação dos dados do satélite TRMM e de outros satélites geoestacionários, baseando-se na técnica de Adjusted Geostationary Operational Environmental Satellite Precipitation Index (**GPI**), (ARKIN e MEISNER, 1987). O GPI é uma técnica denominada de índice de nuvem ou nuvem de topo frio. A técnica consiste em converter a temperatura do topo da nuvem, obtida através das imagens de satélites, em valores de taxa de chuva, assumindo-se uma taxa de chuva de 3 mm/h para uma temperatura de 235 K (ADLER et al. 1994). Essa técnica é aplicada, então, aos dados obtidos pelo VIRS. Além disso, é acumulado um número determinado de observações do TMI. Dessa forma, os conjuntos de taxa de chuva do VIRS, do TMI e dos outros satélites geoestacionários, são acumulados em uma grade com resolução espacial de 1° x 1° de latitude/longitude, sobre uma área global que se estende de 40° N a 40° S.

O **3B42** é composto de 2 algoritmos distintos: o **L3B42** (principal 1) e o **L3B42** (principal 2). O primeiro é uma componente em tempo real que utiliza os dados do produto **1B01** do infravermelho do VIRS, do **2A12** TMI (taxa de precipitação próxima da superfície), e do **3B31** combinação do PR-TMI (acumulado mensal da taxa de precipitação) com o objetivo de produzir os parâmetros de calibração.

O segundo algoritmo não funciona em tempo real e utiliza os parâmetros de calibração mensal obtidos pelo primeiro algoritmo, a fim de ajustar os dados de taxa de precipitação deduzidos das observações dos outros satélites, gerando assim as taxas de chuva diária para a região compreendida entre 40° N e 40° S (TRMM Data Users Handbook, 2001).

A **Figura 1.1** sintetiza o esquema de rotinas do funcionamento dos instrumentos a bordo do TRMM para determinação de vários produtos.

4.2.2 - Características do produto do nível 2 do PR

A partir dos dados do nível 0 do PR são gerados três produtos do nível 1: **1A21** dados não processados obtidos pelo instrumento; **1B21**, onde os valores dos sinais digital do radar são convertidos e utilizados para calcular os diversos parâmetros da equação do radar, exceto o fator de refletividade (**Z**) e **1C21**, cálculo do fator **Z**. Após essa rotina, são processados os produtos do nível 2: **2A21**, calculos dos valores instantâneos: coeficientes de espalhamento pela superfície/atenuação total; **2A23**, tipo de precipitação: convectiva e estratiforme e altura da banda brilhante (brighth band).

4.2.2.1 - Características do produto 2A23

O **2A23** é um dos produtos do nível 2 no qual se processam dados do produto **1C21** para determinar o tipo de chuva. Essa classificação é baseada no perfil vertical do fator de refletividade e na distribuição horizontal do fator **Z**. O **2A23** também identifica a existência da banda brilhante. Caso seja observada essa banda brilhante, a sua altura é determinada e a precipitação é classificada como estratiforme. O processo de separação da precipitação em convectiva e estratiforme utilizada pelo PR, está baseado em dois métodos clássicos: o horizontal e o vertical.

O método horizontal foi desenvolvido por HOUZE (1973) e tem sido aperfeiçoado por CHURCHILL e HOUZE (1984); e por STEINER et al. (1995). Ele consiste em procurar os picos de taxa de chuva ou refletividade $\cong 45$ dBz. As regiões observadas com essa característica são denominadas de centro convectivo. A seguir, as regiões vizinhas, localizadas em um diâmetro em torno de 4-5 km, são definidas como precipitação convectiva. Após todos os picos e as áreas vizinhas terem sido localizadas e identificadas como convectiva, o restante da precipitação é identificada como estratiforme.

O método vertical foi desenvolvido por STEINER et al. (1995) e baseia-se na magnitude dos movimentos verticais no interior das nuvens.

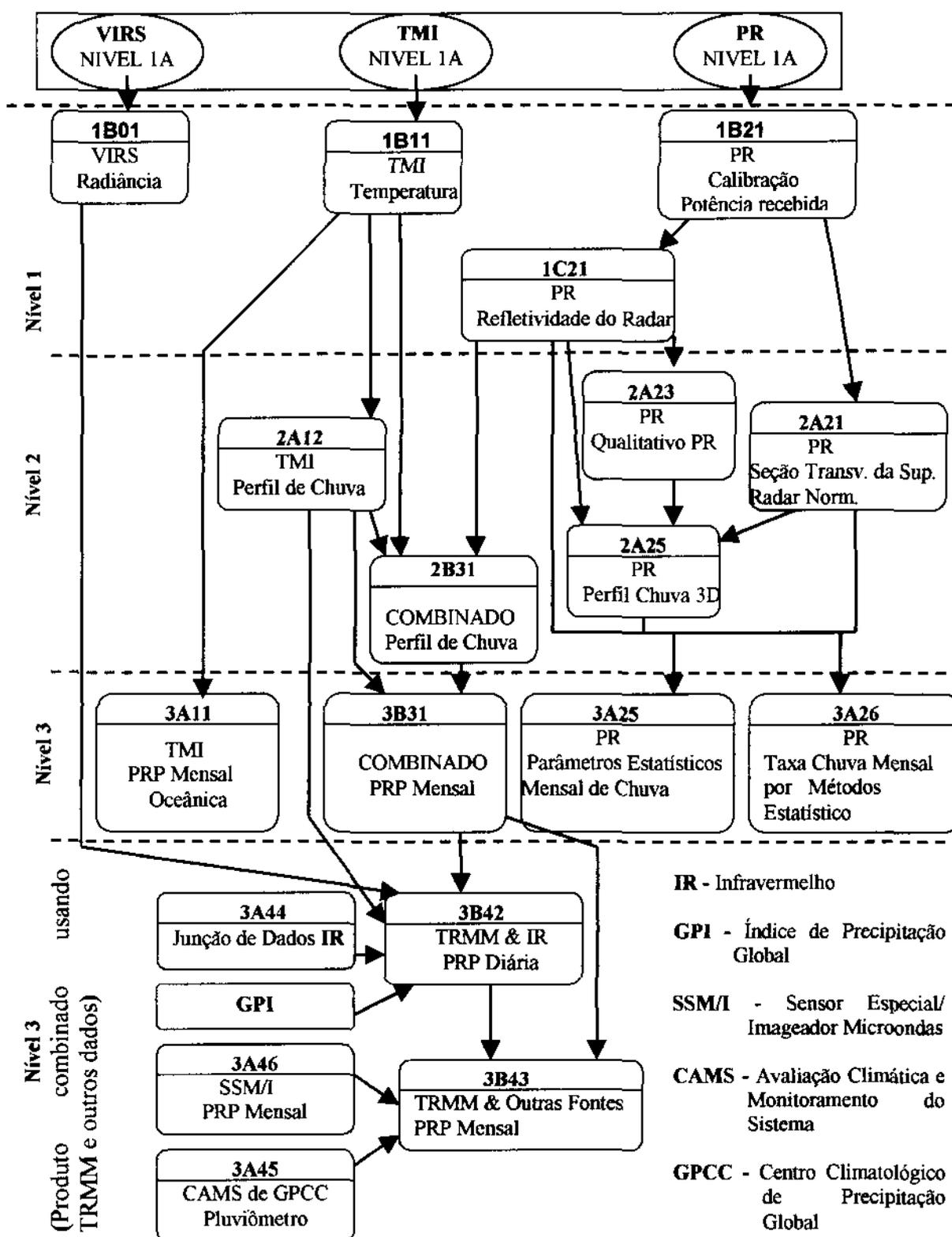


Figura 1 - Fluxograma dos produtos do TRMM. (Fonte: TRMM Data Users Handbook, 2001).

A maior parte da precipitação estratiforme origina-se de nuvens que ultrapassam a isoterma de 0° (HOUZE, 1993). Segundo STEINER et al. (1995), a precipitação estratiforme é definida quando o movimento vertical do ar satisfaz a seguinte condição:

$$|\omega| \ll |V_t| \quad (1)$$

onde V_t é a velocidade terminal de queda das partículas de neve ($\cong 1-3$ m/s), e ω a velocidade vertical (hPa/s) (TOKAY e SHORT, 1996).

Por outro lado, nas precipitações convectivas, a velocidade vertical do ar é forte, com ω entre 1-10 m/s. Pela condição citada acima, as partículas de gelo devem cair, pois não podem ficar suspensas ou serem carregadas para cima por correntes ascendentes. As partículas de gelo começam a cair no interior de uma camada a cerca de 2,5 km acima do nível de congelamento (STEINER et al. 1995). A camada em que os flocos de neve atingem o ponto de fusão é identificada pelo radar como uma banda brilhante de intenso eco, dentro de uma camada de espessura em torno de 0,5 km, logo abaixo do nível de congelamento. Assim pela presença dessa banda é identificada a precipitação estratiforme. Nas outras regiões da nuvem, a chuva será denominada como convectiva. Após a identificação pelos dois métodos, é feita a unificação de apenas um valor de taxa de precipitação estratiforme e convectiva.

4.2.2.2 - Características do produto 2A25

O 2A25 utiliza dados dos produtos 1C21, 2A21 e 2A23 para gerar os valores das taxas de precipitação. Para isto utiliza a relação $R = a \times Z^b$, onde Z é o fator de refletividade da Equação do Radar (equação 1.2) e a e b são constantes. Para os cálculos do fator Z , utiliza-se a constante do radar (C_1), a qual é calculada conforme a equação 1.2, utilizando-se dos valores observados constantes do 1B21 (potência recebida). Além disso, são considerados também a atenuação da chuva (Z_m), o espalhamento da superfície, a altura do nível de congelamento e o tipo de chuva. Adicionalmente, para o cálculo da altura do nível de congelamento, são utilizados dados da TSM.

A equação fundamental do radar, para relacionar a potência recebida pelo eco do radar, com o fator de refletividade do radar, é mostrada abaixo:

$$Pr = \frac{C_1}{r^2} Z \text{ [w]}; \quad (2)$$

onde:

Z - Fator de refletividade do radar [mm^6/m^3] ($\text{dBZ} = 10 \log (Z)$);

Pr - Potência recebida pelo espalhamento da chuva [mW];

r - Intervalo (alcance) de propagação [m];

e C_1 é a constante do radar, determinada pela seguinte equação:

$$C_1 = \frac{\pi^3 |K|^2 P_t G_t G_r \theta_1 \theta_2 c \tau}{2^{10} \ln 2 \lambda^2} 10^{-18} \quad (3)$$

onde:

P_t - Potência transmitida pelo radar [W];

G_t - Ganho de transmissão da antena [dB];

G_r - Ganho de recepção da antena [dB];

$$G_t = G_{t0} \cos \theta;$$

$$G_r = G_{r0} \cos \theta;$$

θ - Ângulo da varredura [rad];

θ_1 - Ângulo de abertura da antena para direção da varredura [rad];

θ_2 - Ângulo de abertura da antena para direção da varredura transversal [rad];

λ - Comprimento de onda [m];

$K = (\epsilon - 1) (\epsilon + 2)$; $\epsilon \rightarrow$ Constante dielétrica da água ($|K|^2 = 0,9255$);

$c \rightarrow$ Velocidade da luz = $2,998 \times 10^8$ [m/s];

$\tau \rightarrow$ Largura do pulso.

4.2.2.3 - Característica do produto 3A25

O **3A25** é um dos produtos do nível 3 do PR, cujo algoritmo processa as médias mensais e algumas características estatísticas da chuva (média, desvio padrão, coeficiente de correlação em cada camada). Utilizam-se para esse processamento, os produtos: **1C21** (Refletividade do radar), **2A21** (coeficiente de trajeto integrado), **2A23** (altura da banda brilhante, tipo de chuva, altura do nível de congelamento) e **2A25** (taxa de chuva, estrutura vertical da precipitação). Os dados processados apresentam duas resoluções. A primeira, com $5^\circ \times 5^\circ$, para 5 camadas (2, 4, 6, 10 e 15 km, além do total integrado) e a segunda de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, para (2, 4 e 6 km, além do total integrado). Neste estudo, utilizou-se a última resolução.

4.2.2.4 - Separação da precipitação convectiva e estratiforme

Para caracterizar o comportamento da precipitação convectiva e estratiforme na região Amazônica, foi utilizado o produto **3A25** do PR. Foram gerados os campos mensais, que constam dos **apêndice C e D** respectivamente, as médias sazonais, assim como os totais anuais de taxa de precipitação convectiva e estratiforme. Além disso, foram subtraídas as médias sazonais e o total anual de chuva convectiva menos a chuva estratiforme (C-E sazonal e C-E total), identificando assim o tipo de chuva predominante na Amazônia.

4.2.3 - Climatologia da Região Amazônica

A climatologia anual e sazonal da Amazônia foi feita com os dados mensais de precipitação gerados pela Universidade de Delaware. Além disso, foram feitos os mapas da precipitação sazonal e anual, com os dados diários do **3B42** do TRMM. Esses dados foram utilizados para a análise da contribuição sazonal, para o total anual e posteriormente para a análise harmônica.

4.2.4 - Análise Harmônica (AH)

A essência da análise espectral é a representação de uma série de dados em termos de funções senoidais. Ela é aplicada na análise de dados físicos, principalmente com relação a periodicidades, ou recorrência de eventos, tais como a temperatura e a precipitação. Este tipo de tratamento é chamado normalmente de **Análise Harmônica**. As funções trigonométricas são geralmente as mais usadas a fim de descrever os fenômenos ditos periódicos, exatamente por sua periodicidade.

Conforme ASSIS et al. (1991), a função $x = x(t)$, onde a variável independente t não representa, necessariamente, tempo, diz-se periódica, de período T , se

$$x(t + T) = x(t) \quad (4)$$

caso $x(t + T)$, seja idêntico a $x(t)$, qualquer que seja o valor de t . Isso ocorre com a seguinte função trigonométrica:

$$h(x) = A \sin(\omega x + f) \quad (5)$$

a qual é denominada de Função Harmônica.

Onde:

A - é a amplitude de onda;

ω - é a frequência;

f - é o ângulo de fase.

Dada uma série de dados de n pontos, a Função Harmônica pode ser representada da seguinte forma, conforme WILKS, (1995):

(6)

Onde:

- Média dos valores dos dados;

a_k - Amplitude das ondas senoidais;

t - Representa o tempo, número de sub-divisões do período fundamental;

k - Número de ordem das ondas senoidais;

A - Ângulo de fase das ondas senoidais.

A Análise Harmônica mostra que toda função contínua pode ser representada por uma soma infinita de ondas de senos e cosenos. O primeiro harmônico tem um período T (onda anual), igual a N (número de eventos). O segundo harmônico tem um período igual a metade do período do primeiro harmônico $T/2$ (onda semestral), o terceiro $T/3$ (onda quadrimestral) e, assim, sucessivamente, oscilando acima e abaixo da precipitação média anual. A Análise Harmônica tem como objetivo isolar as ondas, que atuam conjuntamente, reproduzindo o perfil de uma determinada variável no espaço ou no tempo. No caso de todos os harmônicos forem computados e adicionados a média, ter-se-á como resultado, o dado original. Em geral, os primeiros harmônicos conseguem explicar a maior parte da variação total da série e virtude disso, para simples análises, não há necessidade de se determinarem todos os harmônicos.

Neste trabalho, analisou-se apenas o primeiro harmônico do ciclo anual, pois este foi bastante significativo, explicando grande parte da variação total da precipitação durante o período estudado. A fase do primeiro harmônico é orientada pelo relógio anual, conforme a **Figura 2**.

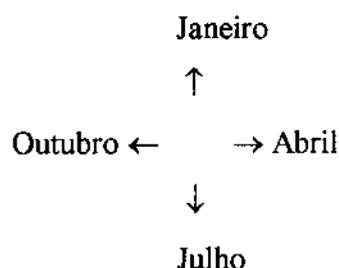


Figura 2 - Relógio da fase do primeiro harmônico.

4.2.5 - Coeficiente de Correlação (r)

Com intuito de identificar possíveis conexões com sistemas de tempo que atuam no Brasil, calculou-se a correlação cruzada da série temporal da precipitação para alguns pontos selecionados do conjunto dos dados do 3B42 com a série dos demais pontos sobre o Brasil.

O coeficiente de correlação é calculado a partir de uma amostra de n pares de observações X e Y . Ele mede a dispersão em torno da equação linear, ajustada através do método dos mínimos quadrados, ou o grau de relação das variáveis, em uma amostra. O r pode ser definido pela seguinte formulação matemática, conforme SPIEGEL (1985):

$$r = \sqrt{1 - \frac{s^2_{y.x}}{sy^2}} \quad (7)$$

onde:

$s^2_{y.x}$ - é o erro padrão da estimativa;

sy^2 - é a variância da amostra;

Mas no caso da correlação com lags (R), foi utilizada a seguinte formulação:

$$R(x, y, L) = \frac{\sum_{i=1}^{n-j} (x_i - \bar{x})(y_{i+j} - \bar{y}_{i+j})}{\left[\sum_{i=1}^{n-j} (x_i - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \left[\sum_{i=1}^{n-j} (y_{i+j} - \bar{y}_{i+j})^2 \right]^{1/2}} \quad (8)$$

onde:

L - representa os lags;

x e y - representam as variáveis;

\bar{x} - representa a média da variável x ;

\bar{y} - representa a média da variável y .

i e j - representam os limites.

O r se situa no intervalo compreendido entre -1 e $+1$. O valor de r estará mais próximo desses valores, se houver uma maior qualidade de ajuste da reta proposta aos pontos do diagrama de dispersão. Contudo, caso $r = 0$ não significa, necessariamente, ausência de relação entre X e Y mas apenas ausência de relação linear. Além disso, deve-se assinalar que um coeficiente elevado, próximo a $+1$ ou -1 , não indicará, necessariamente, uma dependência direta entre as variáveis (HOEL, 1971). Normalmente, classifica-se o r conforme seu valor apresentado na **tabela 4**.

Tabela 4 - Níveis de correlação.

Valor	Correlação
$R = 0$	Nula
$0 < R < 0.30$	Fraca
$0.30 < R < 0.60$	Média
$0.60 < R < 0.90$	Forte
$0.90 < R < 1$	Fortíssima
$ R = 1$	Perfeita

No presente estudo, o coeficiente de correlação da precipitação R foi calculado com avanços e atrasos de dias, ou seja, a série temporal da precipitação ocorrida num determinado dia e ponto, correlacionada com a precipitação ocorrida nos dias anteriores e no dias posteriores. Visando observar a influência dos possíveis sistemas sinóticos que contribuíram para a ocorrência de precipitações na Amazônia. Por outro lado, é um método muito útil para a previsão do tempo.

4.2.6 - Teste da Hipótese Nula e Risco de Erro.

Ao se compararem duas populações através de duas amostras, a hipótese estatística é a de que não exista diferença entre as duas populações. Chama-se hipótese nula (H_0) por se supor a nulidade de diferenças populacionais. Se as populações não são diferentes é porque são iguais obviamente, ou seja, a hipótese nula supõe a existência de uma só população homogênea (HOEL, 1971).

As amostras, porém, sempre são diferentes umas das outras. Uma amostra nunca é uma miniatura exata da população, de forma que seria muita coincidência obterem-se duas amostras iguais, mesmo provindas de duas populações iguais. A diferença entre duas amostras, mesmo que oriundas de uma só população, se dá pela própria aleatoriedade do processo de escolha da amostra (WILKS, 1995).

Se duas amostras forem exatamente iguais o que dificilmente ocorrerá na prática, sempre existirá alguma indicação amostral, mesmo que pequena, de que as populações sejam diferentes. A realidade amostral sempre vai contra a hipótese nula, em alguma medida. Sempre será obtido um certo valor para a diferença entre as duas amostras, a chamada diferença amostral. Com os valores obtidos em um teste feito, se a diferença amostral for grande, isso indicará que a hipótese nula é provavelmente falsa. Se, por outro lado, os cálculos indicarem que a diferença amostral é pequena, isso indicará que o mais provável é a hipótese nula ser verdadeira (MAGALHÃES e LIMA, 2001). Tanto o teste t-Student, como Qui-Quadrado quantificam o raciocínio acima.

Há dois tipos de erros que se pode cometer em uma análise estatística. Primeiro pode-se rejeitar H_0 quando, de fato, H_0 for verdadeiro; ou pode-se aceitar H_0 quando, de fato, H_0 for falso (MAGALHÃES e LIMA, 2001), conforme a **Figura 3**.

		Situação	
		H_0 Verdadeira	H_0 Falsa
Decisão	Rejeitar H_0	Erro Tipo I	Sem erro
	Não Rejeitar H_0	Sem erro	Erro Tipo II

Figura 3 - Erros associados a testes de hipóteses. Adaptado de MAGALHÃES e LIMA, 2001.

4.2.7 - Nível de Confiança do Teste

De acordo com a lei da probabilidade de eventos complementares, quem corre o risco “x” de errar tem a probabilidade 100% - x de acertar. Esse resultado é válido mesmo quando se trata de uma probabilidade condicionada à validade de certa hipótese. A probabilidade de se acertar na rejeição é chamada de nível de confiança ou confiabilidade do teste:

nível de confiança = 100% - nível de significância

Ou

confiabilidade = 100% - risco de erro

O nível de confiança é uma probabilidade condicionada à validade da hipótese nula. Se o risco de erro é de 1%, o nível de confiança será 99%. Isso significa que o pesquisador tem 99% de confiança de acertar ao declarar a hipótese nula verdadeira, na situação dela ser mesmo verdadeira.

4.2.8 - O teste t-Student.

O teste t-Student trabalha com variáveis aleatórias quantitativas para as quais podem ser calculadas a média amostral. Uma variável quantitativa sempre encontra os valores de seus resultados através de uma contagem ou uma medição. Os valores amostrais de tais variáveis são numéricos e existe a média amostral. A variável do teste t-Student compara a diferença entre as médias amostrais com o desvio padrão da diferença entre as médias, ou o padrão da diferença que sempre existe entre duas médias oriundas de amostras diferentes. Na condição de serem iguais as médias populacionais, das populações de onde vieram as amostras, é possível calcular a probabilidade de ter ocorrido uma certa diferença entre as médias amostrais, utilizando-se, como termo de comparação, o desvio padrão da diferença entre as médias. Esse valor calculado é o p-valor, ou risco de erro ou nível de significância.

Em análises onde as variáveis são quantitativas e possuem média amostral, o teste t-Student é o mais recomendável. Esse teste apresenta a seguinte formulação matemática de acordo com SPIEGEL (1985):

$$t = \frac{\bar{x} - \mu}{s} \sqrt{N - 1} \quad (9)$$

onde:

\bar{x} - é a média amostral;

s - é o desvio padrão da amostra;

N - é o número de graus de liberdade.

Sabe-se que, conforme se tenha um número de amostras elevados, mesmos os valores menores de r , devem ser considerados a um determinado nível de significância. No presente estudo, considerou-se o nível de 95% de significância para o teste t Student.

5 - RESULTADOS

5.1 - Climatologia da precipitação na Amazônia

O regime de precipitação na região Amazônica não é homogêneo, ou seja, apresenta uma grande variabilidade espacial e temporal que está condicionada as interações de diferentes mecanismos, tais como: atmosféricos e fisiográficos.

5.1.1 - Análise da precipitação total anual da na Amazônia

A **Figura 4** apresenta a precipitação total anual sobre a América do Sul. Praticamente toda a Amazônia apresenta totais anuais maiores que 2100 mm/ano. Destacam-se três núcleos de precipitações elevadas; o primeiro deles localizado no setor oeste da Amazônia possivelmente está associado, a presença da atividade convectiva associada ao deslocamento da AB, em virtude de seu deslocamento de sudeste no verão austral para noroeste no inverno austral e aos efeitos orográficos, com a elevação do ar quente e úmido advectado pelos alísios ao longo do ano. Além disso, o posicionamento preferencial da ZCAS durante o verão austral, também contribui para elevados índices de precipitação anual neste setor. Por estes motivos, este setor não tem um período seco. Nesta região os índices mais elevados localizam-se em torno do Equador. Neste setor, a precipitação atinge valores superiores a 3000 mm/ano.

O segundo máximo de precipitação localizado na região centro-sul, está relacionado também com o posicionamento da ZCAS, que está relacionada com a posição da AB e a

interação ao longo do ano dos sistemas frontais com a convecção na região. Neste setor, a precipitação atinge valores superiores a 2700 mm/ano.

O terceiro núcleo localiza-se no extremo norte, indo desde o litoral do Amapá até a costa Paraense. Este máximo está relacionado com a convergência de umidade, associado a Perturbações Ondulatórias nos Alísios (POAs), a atuação das linhas de instabilidade na região, além dos fenômenos locais, como a convergência da brisa de terra com os alísios. Neste setor, a precipitação atinge valores superiores a 2100 mm/ano.

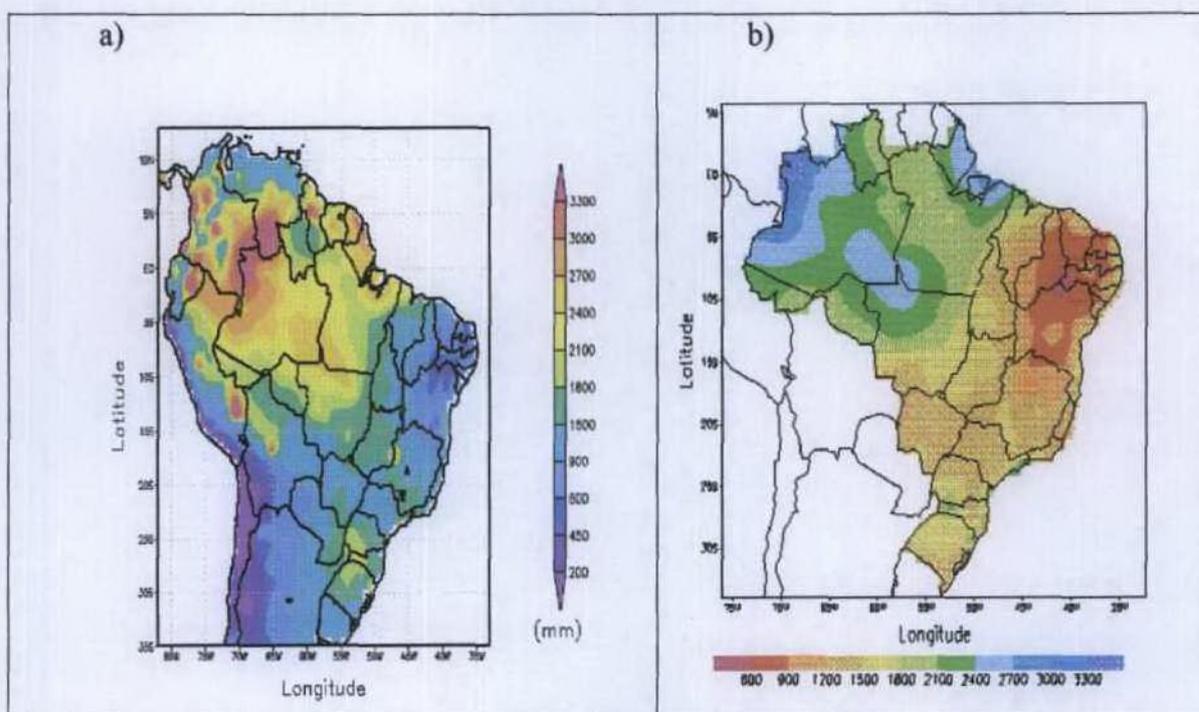


Figura 4 - Precipitação total anual. a) Processados com os dados da Universidade de Delaware (1950-1996); b) Gerado pelo INMET (1961-1990).

É observada também, a presença de um mínimo relativo entre os dois últimos máximos citados, que se estende desde o nordeste do estado de Roraima, até o setor central do estado do Pará. Essa característica está associada a diminuição da umidade nos Alísios ao penetrarem no continente e a diminuição da atuação das linhas de instabilidade que penetram continente adentro desde as Guianas até a costa Paraense. Outro fator que deve contribuir para essa situação é o efeito da subsidência entre os dois máximos no lado equatorial da ZCAS.

5.1.2 - Análise das Médias Mensais e Sazonais de Precipitação.

A variabilidade espacial e temporal da precipitação na Amazônia depende de diversos fatores, tais como o deslocamento meridional anual da atividade convectiva em função do Sol, da posição da AB, do posicionamento da ZCIT ao longo do ano, da presença da ZCAS durante o verão austral e dos fenômenos como El Niño e La Niña e as atividades vulcânicas.

De acordo com as análises das médias mensais (**Apêndice A**) e das médias sazonais da precipitação (**Figura 5**), pode-se observar que a estação chuvosa inicia-se em novembro estendendo-se até maio. Os meses de junho a outubro correspondem ao período menos chuvoso, com atividade convectiva reduzida. Além disso, os meses de maio e outubro são meses de transição.

A análise das médias mensais apresentadas revelaram que janeiro é o mês mais chuvoso no sul da Amazônia; por outro lado, o mês de março é o mais chuvoso no leste dessa região, enquanto que no noroeste da região o mês mais chuvoso é maio. Do ponto de vista sinótico, observa-se que, a partir de outubro, surge uma ampla banda de precipitação que se estende do Sudeste do Brasil até o oeste da região Amazônica. Esta faixa está associada as incursões de sistemas frontais, ou seja, a ZCAS.

As análises mensais revelam uma variação espacial intrasazonal nas bandas de precipitação. Em janeiro, a máxima precipitação está mais ao sul (13° S, 58° W), e a partir de fevereiro começa a diminuir e a deslocar-se mais para o leste da região. Em março, já se observa uma banda de precipitação no nordeste paraense. A distribuição de chuva no trimestre janeiro-fevereiro-março é caracterizada por uma região com valores superiores a 900 mm situada na parte oeste e central da Amazônia, em conexão com a posição geográfica da AB. Por outro lado, no trimestre junho-julho-agosto, o centro de máxima precipitação desloca-se para o noroeste e situa-se sobre a Venezuela.

Na região norte, ao redor da Guiana e do Estado de Roraima, observa-se que mais de 70% do total anual ocorre no quadrimestre maio-junho-julho-agosto. Por outro lado, a região nordeste da Amazônia, assim como a foz do Rio Amazonas, apresenta mais de 65% do total anual no quadrimestre fevereiro-março-abril-maio. As outras regiões apresentam uma distribuição relativamente equitativa ao longo do ano.

Em termos de variabilidade sazonal, observa-se que durante o verão austral (**Figura 5a**)

ocorrem altos índices pluviométricos, com os valores elevados no setor centro-sul e leste da Amazônia, diminuindo em direção ao setor noroeste. Observamos a existência de dois núcleos de precipitação, com médias acima de 1000 mm/ano.

A banda de elevados valores de precipitação localizada no setor leste da Amazônia, desde a costa do Amapá até a costa Paraense, é influenciada pela atuação de fenômenos de mesoescala, como as POA, as LI e aqueles de escala local, como a brisa do mar e convergência da brisa de terra com os alísios.

O segundo núcleo de precipitação, localizado na parte centro-sul da Amazônia, apresenta orientação NW-SE. Este núcleo está provavelmente relacionado com a posição média da ZCAS e AB, pois esse tipo de circulação persiste na alta troposfera da América do Sul durante grande parte da estação chuvosa, e a atuação dos sistemas frontais.

A partir do outono (**Figura 5b**), a larga faixa de precipitação começa a migrar mais para o norte da região, acompanhando o deslocamento meridional do sol, ocorrendo uma redução da precipitação no sul da região. Contudo verifica-se que o noroeste, norte e nordeste permanece chuvoso. Com a chegada do inverno austral (**Figura 5c**), observa-se que a maior parte da Amazônia e do Brasil sofre uma redução da precipitação. É o período seco em grande parte dessa região, com exceção do extremo noroeste. Com o deslocamento da ZCIT para o HN, seu ramo descendente passa a atuar sobre grande parte da região Amazônica, diminuindo a convecção; este padrão é similar ao observado por HOREL et al. (1989) ao estudar a convecção na região.

A primavera (**Figura 5d**) é o período mais seco do extremo nordeste da Amazônia. Verifica-se que a região norte e nordeste da Amazônia continua seu período menos chuvoso. Por outro lado, já se observa o estabelecimento das precipitações no oeste, sul e sudeste da região. Os elevados índices observados a leste da Cordilheira dos Andes no Equador e oeste da Colômbia são devidos ao efeito da topografia da região, além dos ventos que trazem umidade do Pacífico leste (FIGUEROA, 1990).

Nas análises mensais e sazonais, observa-se o deslocamento ao longo do ano do núcleo máximo de precipitação que durante o verão austral está localizado em torno de 8° S e 57° W. Durante o outono austral, esse máximo desloca-se mais para o noroeste da Amazônia. Durante o inverno austral, o máximo desloca-se para o HN e durante a primavera no HS, retorna para região central da Amazônia.

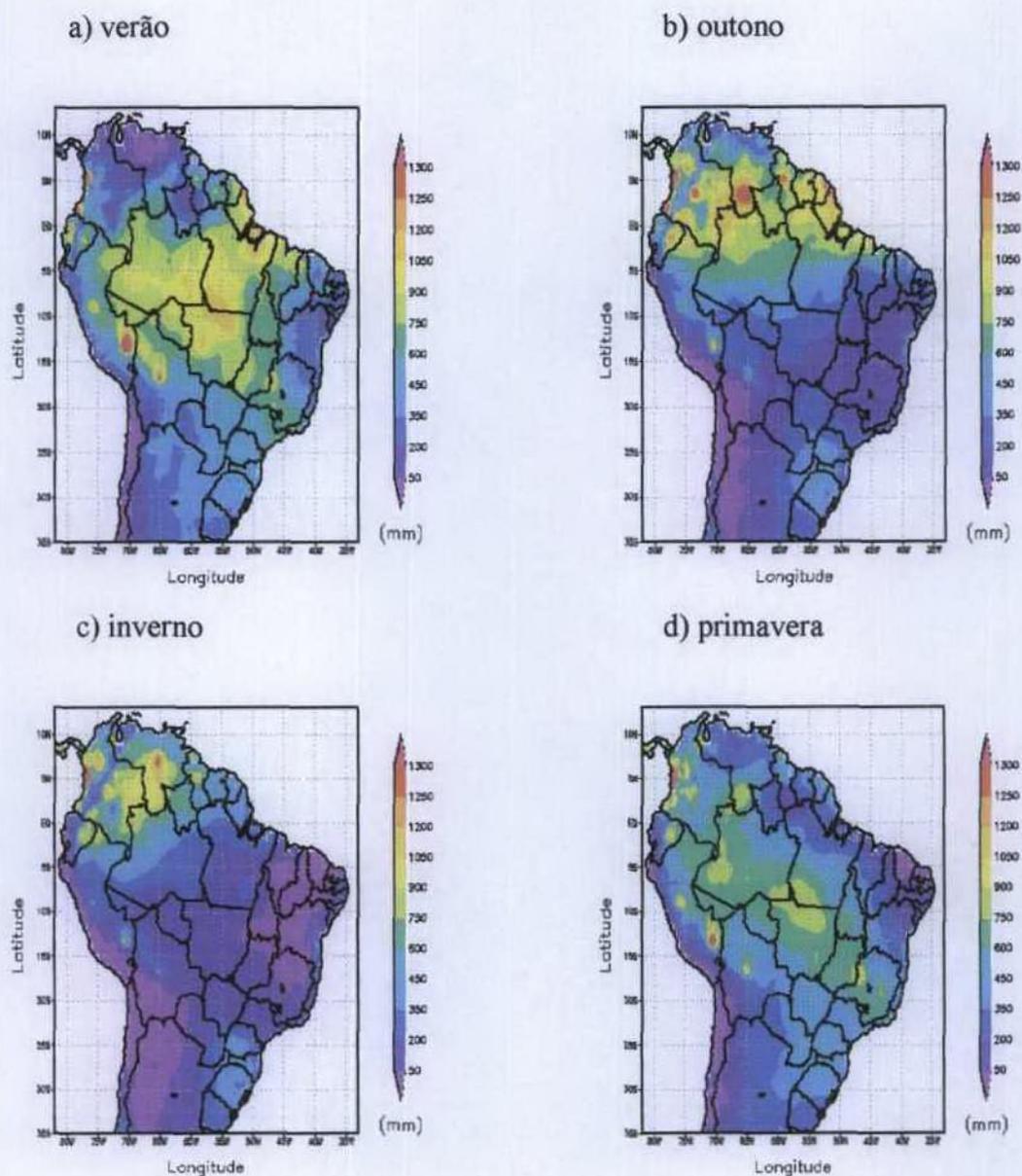


Figura 5- Médias sazonais da precipitação referentes ao período de 1950-1996, obtidas com os dados processados pela Universidade de Delaware: a) verão; b) outono; c) inverno d) primavera.

Essas observações estão concordantes com KAGANO (1979) a qual, sugeriu que o brilho máximo das imagens de satélites, associado com a AB, demonstravam uma trajetória elíptica durante o ano. Esse núcleo, localizado na área central, apresenta máxima precipitação em 8° S e

12° S e 54° W e 58° W. Essa posição também sofre a ação de bandas de nuvens convectivas associadas a sistemas frontais que penetram na região meridional da Amazônia (FIGUEROA e NOBRE, 1990).

Os resultados apresentados estão de acordo com outras climatologias já feitas para a região, como a de MARENGO (1995) que observou também a presença de três núcleos principais de precipitação na Amazônia.

5.2 - Análise do 3B42 (TRMM).

São apresentados a seguir os campos da variação sazonal da precipitação da Amazônia, assim como a contribuição para o total anual e a variabilidade inicial e final das estações na Amazônia, para o período de janeiro de 1998 a junho de 2001, utilizando-se dados do TRMM.

5.2.1 - Análise da precipitação total anual na Amazônia com o TRMM.

A **Figura 6** mostra a variabilidade da precipitação total anual sobre o Brasil, utilizando-se os dados do 3B42, derivados do TRMM. Observa-se a existência de dois máximos principais com precipitações acima de 2700 mm/ano. O primeiro máximo localiza-se no setor noroeste da Amazônia, enquanto que o segundo máximo está localizado no nordeste Paraense, sobre a Ilha do Marajó. Além disso, verificou-se que há uma faixa de precipitação que se estende a partir do primeiro máximo com orientação NW/SE. Observou-se que os dados do 3B42, reproduzem muito bem os dois máximos do total anual de precipitação processados com os dados da Universidade de Delaware.

5.2.2 - Análise sazonal da precipitação na Amazônia.

A **Figura 7** mostra a variabilidade sazonal da precipitação sobre o Brasil, utilizando-se os dados do 3B42, derivados do TRMM. No verão (**Figura 7a**), os índices pluviométricos mais elevados ocorrem no nordeste (costa litorânea do Pará) com valores > 450 mm e em uma faixa com orientação NW-SE na Amazônia, com valores acima de 300 mm. De um modo geral, os resultados obtidos indicam que no verão os principais padrões de precipitação na Amazônia

situam-se ao longo da posição da ZCIT do Atlântico e da ZCAS. Por outro lado, o extremo norte, sobre o estado de Roraima, apresenta um período seco, tal como, observado menos chuvoso com os dados de Delaware.

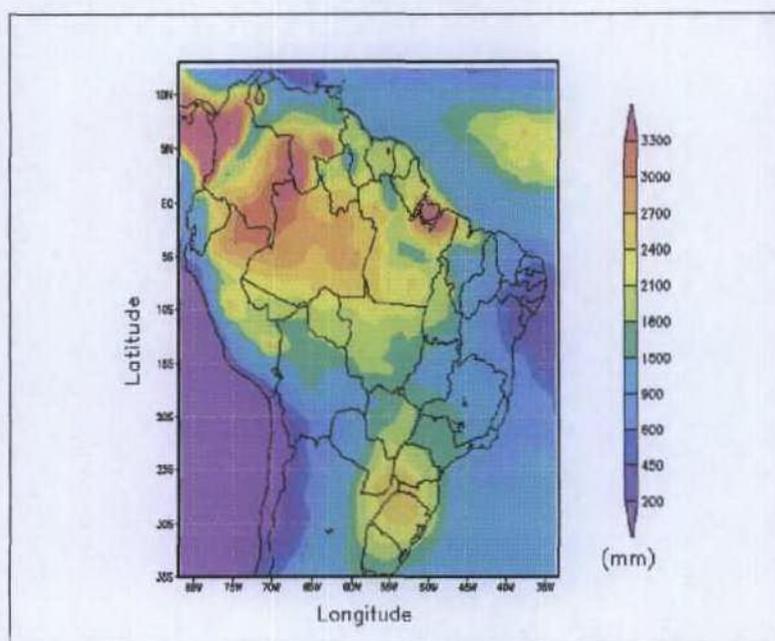


Figura 6 - Total anual da precipitação referente ao período de 01/1998-06/2001, processados com os dados do 3B42 (TRMM).

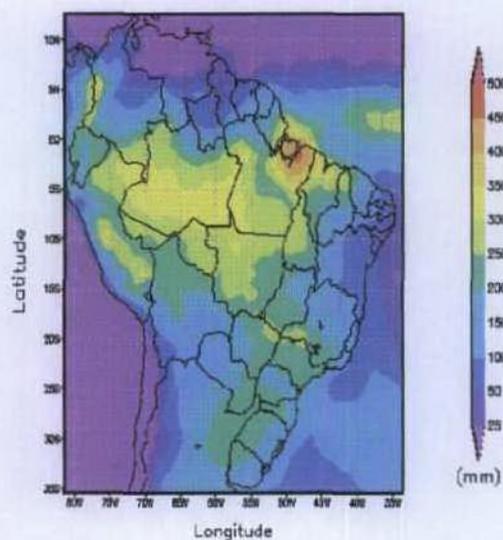
A análise da estação do outono (**Figura 7b**) no HS, evidencia que a partir deste período a atividade convectiva começa a deslocar-se em direção ao HN. A atividade convectiva mais intensa situa-se no norte da Amazônia com valores em torno de 400 mm. Além disso, observa-se que o núcleo máximo observado no verão austral sobre a Ilha do Marajó ainda se mantém, no entanto, a área deste núcleo é um pouco menor, estando restrita a região próxima a costa. Por outro lado, a região sul da Amazônia, sob domínio de seu período seco, apresenta precipitações com médias abaixo de 200 mm.

No inverno austral (**Figura 7c**), observa-se uma significativa redução da precipitação no Brasil como um todo. Nesta época, a ZCIT situa-se em torno de 8° N, deslocando as intensas atividades convectivas para o extremo noroeste da Amazônia. Contudo, observa-se que a região sul e leste da Amazônia apresenta seu período mais seco, com precipitações abaixo de 100 mm. O setor noroeste da região, assim como a região leste do Pará, também sofrem uma diminuição

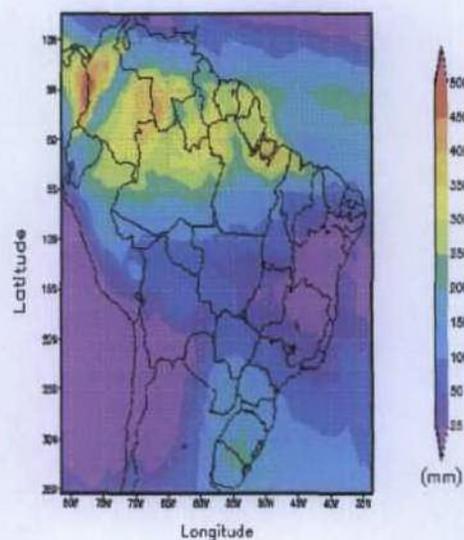
das precipitações.

Na Primavera (**Figura 7d**), observa-se uma larga faixa de precipitações em torno de 200 mm, localizada no sul da Amazônia até a região centro-oeste do Brasil. Com a permanência da ZCIT no HN, o setor norte-nordeste da Amazônia, permanece com a precipitação reduzida.

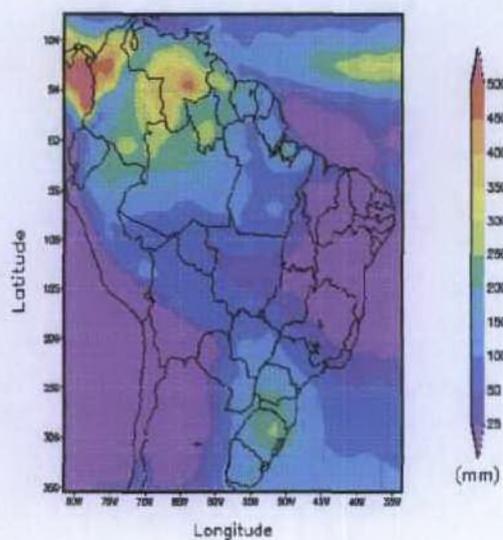
a) verão



b) outono



c) inverno



d) primavera

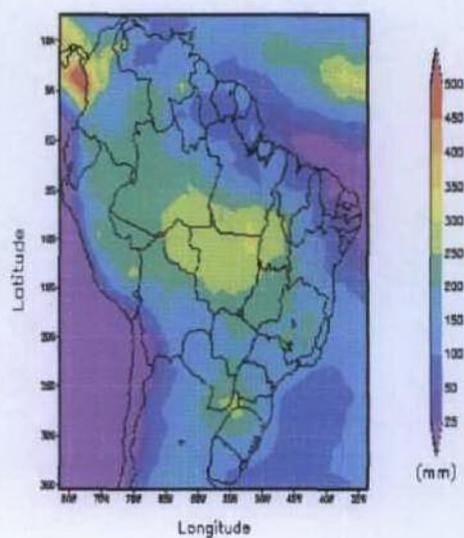


Figura 7 - Médias sazonais do período de 01/1998 - 06/2001, processados com os dados do produto 3B42 (TRMM). a) verão; b) outono; c) inverno; d) primavera.

5.2.3 - Contribuição percentual da precipitação sazonal na região para o total anual

A **Figura 8** mostra o percentual da precipitação sazonal em relação ao total anual durante o período de verão, outono, inverno e primavera para o total anual de precipitação na região Amazônica. A análise da **Figura 8a** mostra que, durante o verão austral cerca de 40% do total anual da precipitação cai sobre o nordeste da Amazônia. Cerca de 30% cai sobre a região central e oeste, enquanto sobre o norte cai 10%, e 40% cai sobre a região sul.

Durante o outono (**Figura 8b**), aproximadamente 30% cai sobre a região leste central e oeste. Por outro lado cerca de 40% cai sobre a região norte, enquanto que 15% sobre a região sul.

Durante o inverno (**Figura 8c**), aproximadamente 30% cai sobre na região norte, enquanto no sul e oeste com apenas 10%. Por outro lado, cerca de 15% cai sobre a região central e oeste. Por outro lado, durante a primavera (**Figura 8d**) cerca de 35% cai sobre a região sul, e 20% cai sobre o norte. Cerca de 25% do total anual cai sobre a região central e oeste, enquanto que sobre o nordeste em torno de 20%.

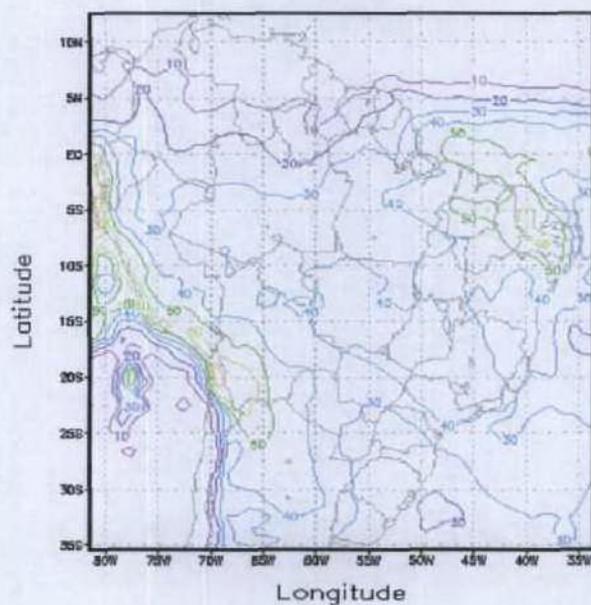
Baseado na presente análise, pode-se considerar que as estações do verão e outono são responsáveis por aproximadamente 60% e 50% para a região nordeste e central/oeste respectivamente da precipitação total anual da região, compreendendo assim o período chuvoso da região. A região norte apresenta o período chuvoso durante as estações de outono e inverno que contribuem com 70% do total anual, enquanto que na região sul a primavera e o verão contribuem com cerca de 80% do total anual de precipitação.

Os resultados apresentados estão concordantes com aqueles observados por RAO et al. (1996).

5.2.3 - O início e o fim da estação chuvosa na Amazônia

Como o TRMM também coleta dados sobre áreas não cobertas por pluviômetros, com o objetivo de avaliar o início e o fim da estação chuvosa, foram selecionadas as seguintes áreas na Amazônia: ZCIT (2°S a 4°N e 34°W a 40°W); oeste (2°S a 8°S e 75°W a 69°W); sul (15°S a 9°S e 60°W a 54°W); centro (2°S a 8°S e 56°W a 62°W); norte (2°S a 4°N e 52°W a 46°W) e Ilha do Marajó (4°S a 2°N e 56°W a 62°W).

a) verão



b) outono

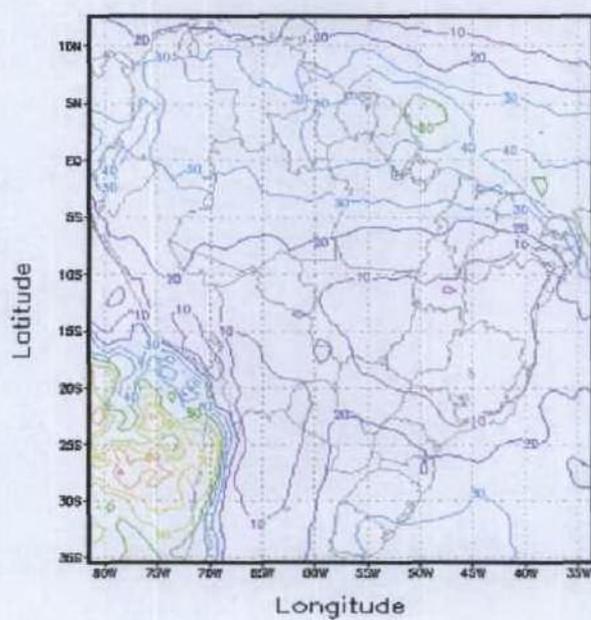


Figura 8a - Percentual da precipitação sazonal para o total anual de precipitação na região Amazônica, para o período de 01/1998 a 06/2001, obtidos com os dados do 3B42 (TRMM). a) verão; b) outono.

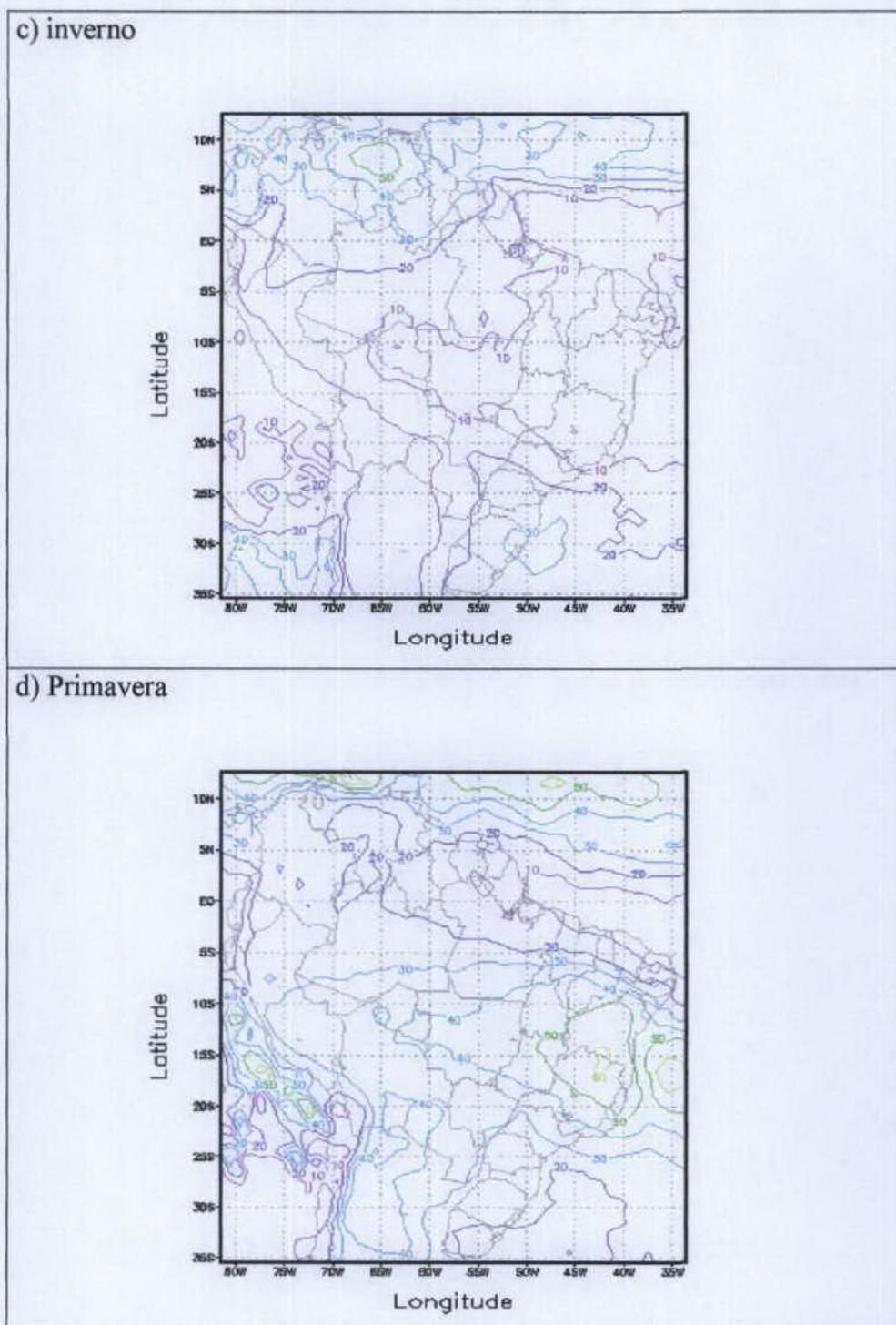


Figura 8b - Percentual da precipitação sazonal para o total anual de precipitação na região Amazônica, para o período de 01/1998 a 06/2001, obtidos com os dados do 3B42 (TRMM). c) inverno
d) primavera.

A **Figura 9** mostra a evolução temporal da chuva nessas regiões. Ao longo da região da **ZCIT**, o período chuvoso inicia-se a partir de outubro e termina no final de abril, período em que a ZCIT posiciona-se mais próxima do equador.

Na região **oeste**, o período chuvoso tem início a partir de agosto, com uma redução em fevereiro e termina em abril.

Na região **sul**, o período chuvoso inicia-se no mês de agosto e em janeiro começa seu declínio, sendo mais acentuado a partir de março.

Na região **central**, a estação chuvosa inicia-se também em agosto e termina em meados de março.

Na região **norte**, o período chuvoso começa no mês de fevereiro e a partir do mês de maio, verifica-se uma diminuição das precipitações e já no final de agosto, inicia-se um período mais seco, ou seja, durante a primavera e o verão boreal. Nota-se que nessa região a amplitude entre as médias mensais é menor se comparada aos outros setores.

Na região da **Ilha do Marajó**, a estação chuvosa tem início a partir de outubro e se prolonga até maio, acompanhando o deslocamento meridional do Sol ou da ZCIT.

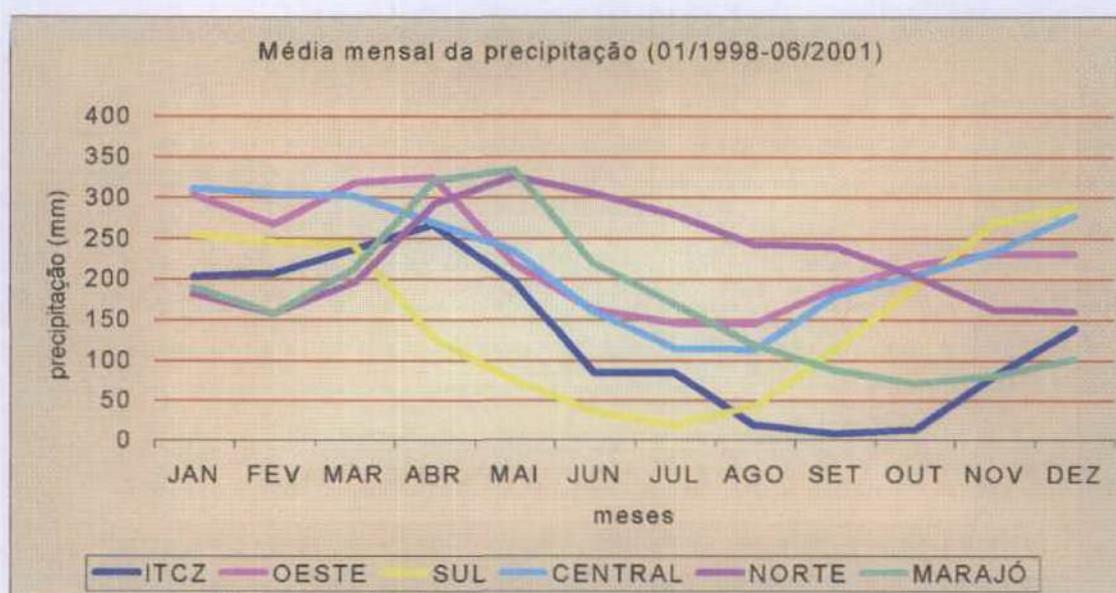


Figura 9 - Médias mensais de precipitação do período de 01/1998-06/2001, obtidos com os dados do 3B42 (TRMM), para os setores: ZCIT, OESTE, SUL, CENTRAL, NORTE e MARAJÓ.

Os resultados encontrados estão concordantes com os observados por MARENGO et al. (2001). É importante ressaltar que os dados do produto 3B42 do TRMM são referentes a um período relativamente pequeno. Entretanto, as características observadas estão concordantes com outros estudos feitos, utilizando-se outras fontes de dados.

5.3 - Variabilidade Diária da Precipitação

Para diagnosticar possíveis padrões da variabilidade diária da precipitação durante o período de janeiro de 1998 a junho de 2001, foi analisado o coeficiente de correlação cruzada para alguns pontos selecionados. Esse método possibilita visualizar indiretamente os deslocamentos dos sistemas sinóticos associados aos padrões de precipitação.

É apresentada, a seguir, uma discussão sucinta dos resultados obtidos. Foram selecionados alguns pontos dentro da região Amazônica e fora dela, que poderiam influenciar de forma direta ou indireta o clima da região.

5.3.1 - Região sudeste da Bolívia

O primeiro ponto utilizado, como referência para o cálculo da correlação cruzada, está localizado em 18° S e 59° W, ao sul da região Amazônica. Este ponto foi escolhido por estar em uma região influenciada por sistemas sinóticos extra-tropicais e apresentar, freqüentemente, forte atividade convectiva. Através da seqüência da **Figura 10a-d**, observaram-se as seguintes características:

a) Para o lag 0 (no ponto escolhido), a correlação é obviamente perfeita ($r = 1$). A precipitação nesse setor, está associada à presença de sistemas frontais na região Sudeste do Brasil.

b) Para o lag 1 (depois de um dia), observou-se o deslocamento da área de precipitação para o Norte da Bolívia e em menor intensidade. Esta também, continua correlacionada com o sistema frontal na região Sudeste do Brasil. O coeficiente de correlação nesse caso é em torno de 0,4, que foi estatisticamente significativo ao nível de 95% (baseado no teste t Student).

c) Para o lag 2 (depois de dois dias), observou-se que a faixa de precipitação deslocou-se no sentido sudoeste/nordeste, indo do sul da Amazônia até o litoral Sudeste do Brasil ($r \cong 0,3$). Esse padrão denotou o comportamento típico de sistemas frontais na região.

d) Para o lag 3 (depois de três dias), os núcleos de precipitação deslocaram-se para a direção nordeste, atingindo o sul do Estado do Pará, nordeste do Estado do Mato Grosso e sobre o Estado do Tocantins com ($r \cong 0,18$).

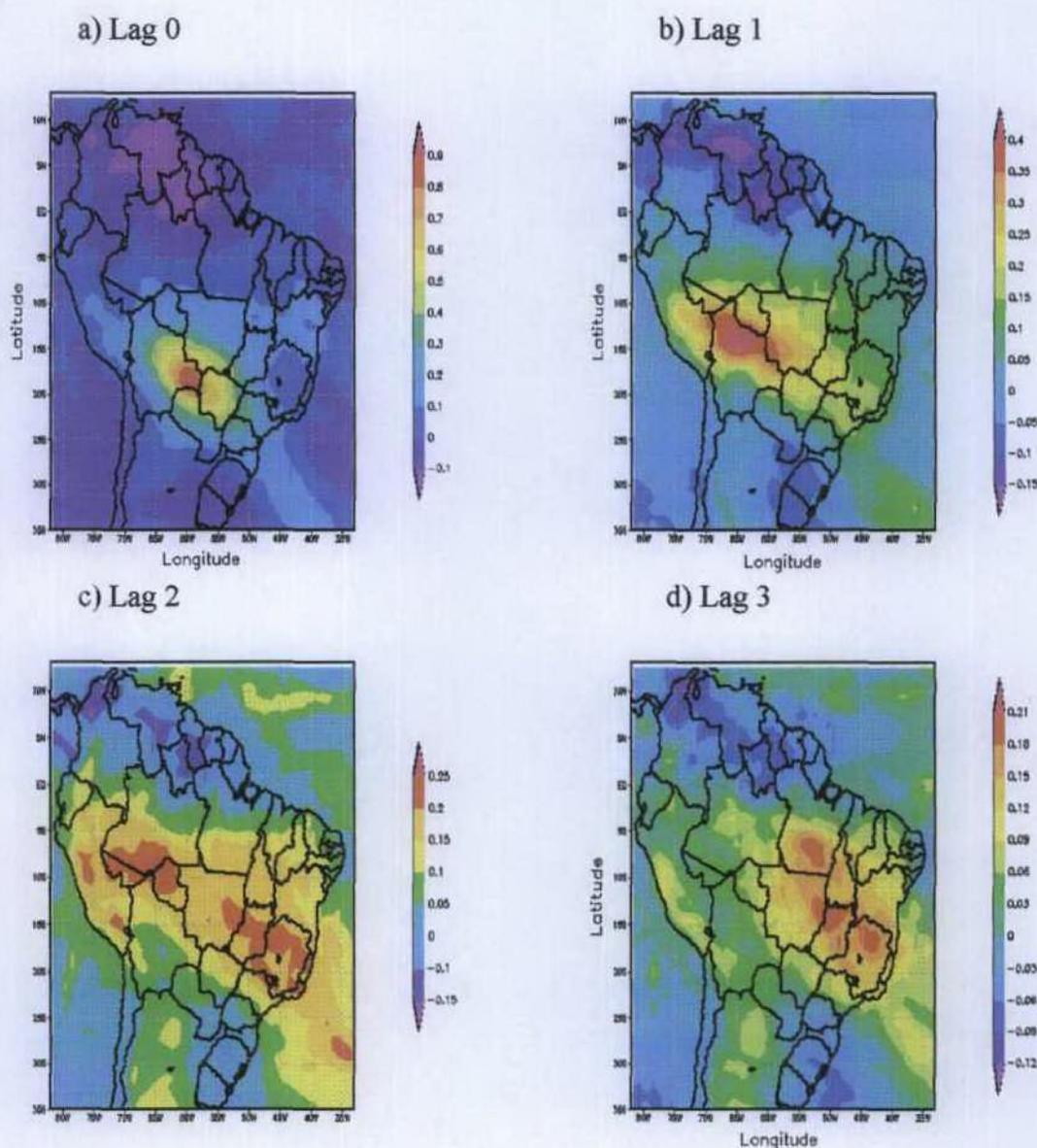


Figura 10 - Coeficientes de correlação cruzada obtidos a partir dos dados do 3B42 (TRMM) (01/1998- 06/2001), ponto de referência localizado em (18° S 59° W): a) Lag 0; b) Lag 1; c) Lag 2; d) Lag 3.

Os resultados obtidos pela correlação cruzada da série temporal de precipitação localizada no Sudeste da Bolívia, com as séries temporais dos demais pontos da imagem, evidenciara que o

padrão da precipitação apresenta um deslocamento de sudoeste para nordeste. Embora a circulação em baixos níveis na região central e sul da Amazônia, tipicamente tenha uma componente de leste, a incursão dos sistemas frontais de latitudes médias na região Amazônica, provoca o deslocamento da atividade convectiva de oeste para leste. A seqüência de lags mostrada na **Figura 10** exemplifica esse tipo de situação, que também foi identificada por KOUSKY e FERREIRA (1981) em análises do campo de pressão.

5.3.2 - Norte da Argentina

O segundo ponto de referência para a análise da correlação cruzada localiza-se em 31°S e 63°W , no norte da Argentina. Esse ponto possibilita a caracterização de possíveis deslocamentos de sistemas frontais que atinjam o Sul do Brasil e que interajam com a atividade convectiva na região Amazônica. Esse caso é bastante parecido com a situação descrita anteriormente. As principais características observadas na **Figura 11a-d** foram:

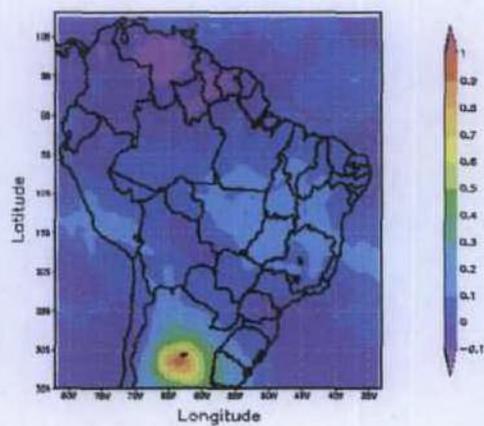
a) Para o lag 1 (primeiro dia), a área de precipitação deslocou-se para o Norte do ponto inicial, entre a Bolívia, o Paraguai e Argentina, com valor de $r \cong 0,35$. Nesse período, exceto pela organização da precipitação na vizinhança do Norte da Argentina, não se observaram padrões definidos da atividade convectiva.

b) Dois dias depois (lag 2), a atividade convectiva estendeu-se do sudoeste da Amazônia até o Estado de São Paulo ($r \cong 0,3$). Situação similar à descrita anteriormente, o sudoeste foi a primeira área da Amazônia a ter a atividade convectiva influenciada pela aproximação de um sistema sinótico de latitudes médias.

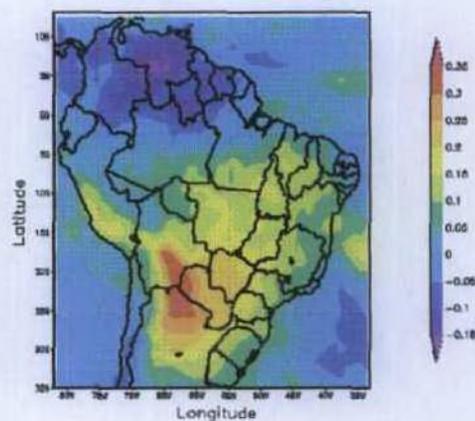
c) No terceiro dia (lag 3), destacou-se a correlação existente entre as bandas de precipitação localizadas em praticamente todo o sul da região Amazônica, estendendo-se até o Sudoeste do Oceano Atlântico. Foi encontrado, também, um núcleo principal de correlação no sul do Estado do Acre ($r > 0,25$). O padrão dessa faixa de chuva foi semelhante à faixa de nebulosidade formada pela incursão dos sistemas frontais de latitudes médias que atingem o sudeste do Brasil.

d) Para o lag 4, observou-se ainda, uma correlação em torno de $r \cong 0,2$ com faixa de precipitação localizada no sul da região Amazônica. Além disso, foi encontrada também uma correlação com uma banda de precipitação localizada no sul do Nordeste Brasileiro.

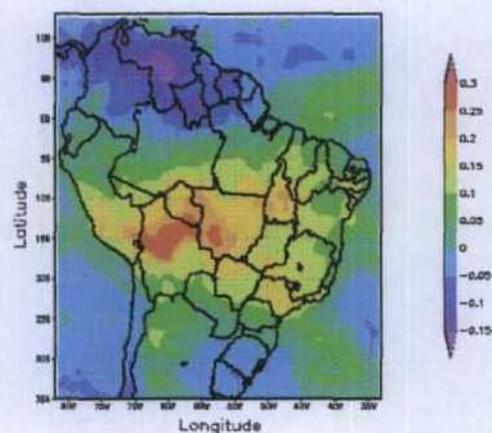
a) Lag 0



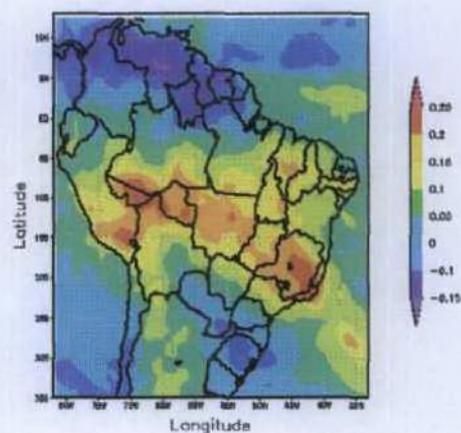
b) Lag 1



c) Lag 2



d) Lag 3



e) Lag 4

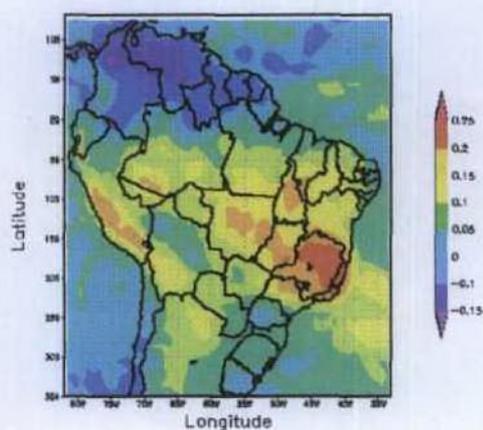


Figura 11 - Coeficientes de correlação cruzada obtidos a partir dos dados do 3B42 (TRMM) (01/1998- 06/2001), ponto de referência localizado em (31° S 63° W): a) Lag 0; b) Lag 1; c) Lag 2; d) Lag 3; e) Lag 4.

Tipicamente, as incursões para o Norte de sistemas frontais do HS, influenciam a atividade convectiva no sul do Nordeste no período de outubro a dezembro (KOUSKY, 1979).

Os resultados apresentados pela correlação cruzada da série temporal de precipitação localizada no Norte da Argentina, sugerem novamente que há uma conexão entre os sistemas frontais de latitudes médias, com a atividade convectiva no sul da região Amazônica. Esses sistemas influenciam a marcha diurna da convecção na região sudoeste e sul da Amazônia, provocando o deslocamento da atividade convectiva de oeste para leste.

5.3.3 - Noroeste da Amazônia

O terceiro ponto de referência para a análise da correlação cruzada localiza-se na região noroeste da Amazônia, em 2°S e 66° W. Nesse caso (**Figura 12**), destacaram-se as seguintes características:

a) Para o lag -1 (dia anterior), observou-se o deslocamento da área de precipitação para oeste do ponto escolhido, com $r > 0,25$.

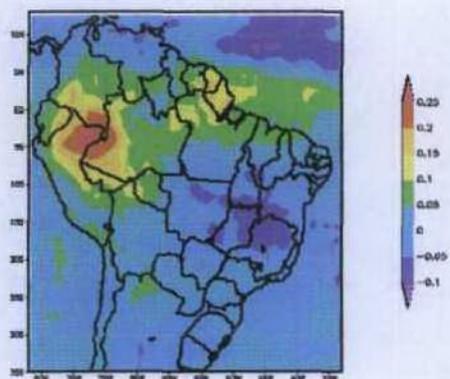
b) Para o lag 1, observou-se uma correlação maior com uma banda de precipitação a leste do ponto inicial, com o valor de r em torno de 0,24.

c) Para o lag 2, a correlação foi menor com uma área de precipitação ainda mais a leste sobre o estado do Pará ($r > 0,15$).

d) A partir do lag 3, ocorre um espalhamento da banda de precipitação, apresentando um baixo valor de correlação.

A seqüência de imagens mostrada para a correlação cruzada no oeste da Amazônia, revela que existe uma correlação da precipitação localizada no ponto escolhido, com as precipitações ocorridas nas áreas a leste e oeste. Sabe-se que o padrão da circulação em baixos níveis na região é de leste para oeste. No sul da Amazônia, alguns estudos tem enfatizado a relação entre os regimes de ventos (850-700 hPa) com a convecção e com a precipitação. Observações durante o TRMM-LBA, sugerem que os diferentes regimes de ventos de leste e de oeste na região Amazônica, influenciam na estrutura vertical da convecção na região sudoeste da Amazônia (PETERSEN e RUTLEDGE 2001). Estas mudanças devem ser manifestadas no regime de distribuição das taxas de precipitação.

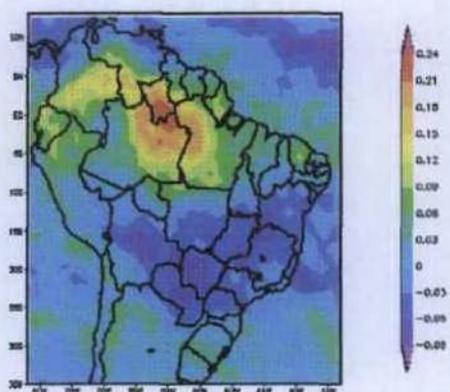
a) Lag -1



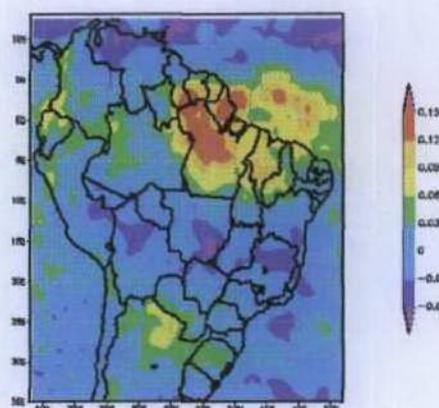
b) Lag 0



c) Lag 1



d) Lag 2



e) Lag 3

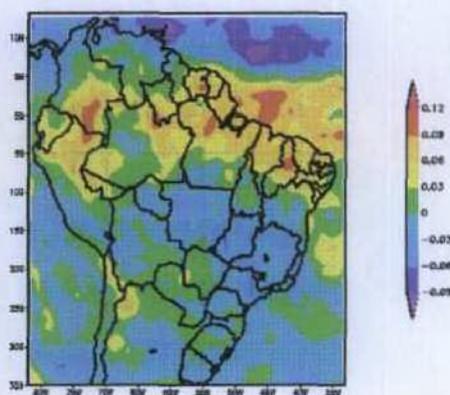


Figura 12 - Coeficientes de correlação, obtidos a partir dos dados do 3B42 (TRMM) (01/1998 - 06/2001). Ponto localizado em (2° S 66° W). a) Lag -1; b) Lag 0; c) Lag 1; d) Lag 2; e) Lag 3.

Esse comportamento da correlação entre as bandas de precipitação na região com o deslocamento para oeste nos dados diários de precipitação do 3B42, ocorreram em 5 eventos, durante o período estudado, dos quais 3 durante o mês de março e um no início do mês de abril.

A seqüência das imagens do satélite GOES-8 (**Figura 13**) às 1800 UTC, para o período de 10 a 14 de março de 2000, exemplifica as características da variabilidade diária da convecção na região Amazônica. É observado, no dia 10, que a atividade convectiva é maior sobre região oeste da Amazônia. No dia 11, nota-se que a atividade convectiva deslocou-se para leste e encontrava-se situada sobre o estado do Pará, permanecendo nesse setor no dia 12. A partir do dia 13, observa-se que, além do deslocamento zonal, houve também um deslocamento no sentido noroeste/sudeste. Isto é melhor visualizado no dia 14, em que se observa a convecção forte situada na região leste da Amazônia, incluindo o NEB. Além disso, nota-se que a região norte da Amazônia, onde normalmente neste horário apresenta intensa nebulosidade, aparenta estar sob a ação de uma massa de ar mais seca, associada a um sistema frontal do HN, cuja nebulosidade se estende desde a costa Africana até a costa Paraense, sobre a Ilha do Marajó, estando orientada de SW/NE.

Esse comportamento indica que, em determinada situação, a atividade convectiva e a precipitação associada na região Amazônica, se deslocam de oeste para leste. Deve-se lembrar que, nesse período (verão e outono), a ZCIT encontra-se em sua posição mais ao sul do Equador, influenciando fortemente a atividade convectiva em toda a região. O padrão observado, provavelmente está relacionado com a penetração de um sistema frontal do HN, cuja nebulosidade é bem visível entre a Ilha do Marajó e a costa da África. Esse padrão de variabilidade também foi observado por VIRJI (1981).

Foram estudados também diversos pontos no interior da região Amazônica, assim como no litoral da região, a fim de se observar a influência das LI. No entanto, os resultados da correlação cruzada não foram satisfatórios para esses casos pois não se observou nenhum padrão bem definido.

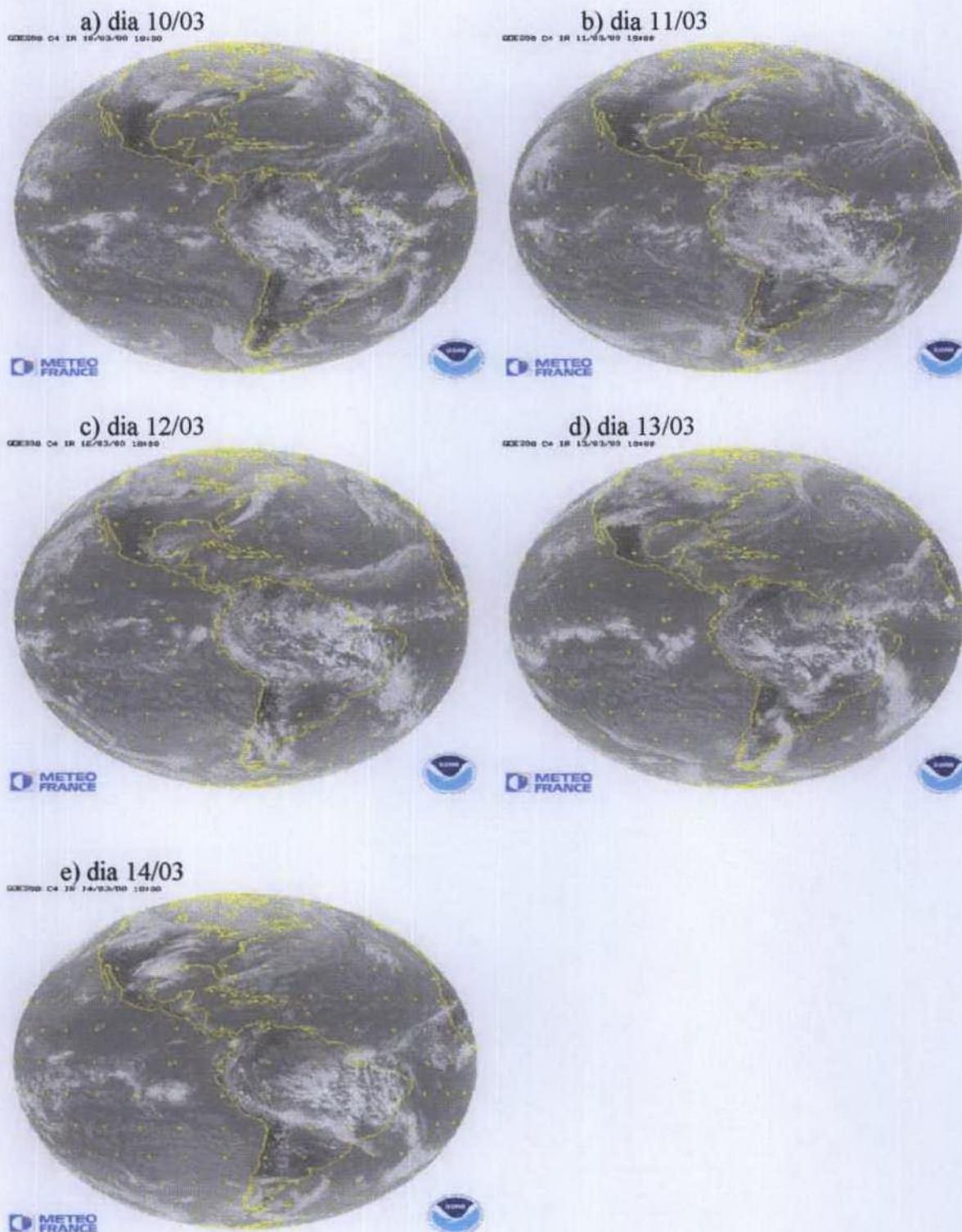


Figura 13 - Imagens do satélite GOES-8, obtidas pela Meteo France. a) dia 10/03; b) dia 11/03; c) dia 12/03; d) dia 13/03 e) dia 14/03 de março de 2000 às 1800 UTC.

5.4 - Análise Harmônica

Foi aplicado o método da AH à série de dados médios mensais de precipitação para a região da América do Sul, considerando apenas o primeiro harmônico (ciclo anual).

5.4.1 - Análise do ciclo anual da precipitação

A **Figura 14** mostra a amplitude (cores) e fase (setas) do ciclo anual da precipitação sobre o Brasil no período de 1950-1996. Verifica-se que ao longo da região sul, sudeste e sudoeste da Amazônia, a fase máxima ocorre durante o mês de janeiro (seta no sentido sul-norte, conforme ilustrado no alto, a direita na figura). A medida que se aproxima do Equador, ocorre durante os meses de março (leste da Amazônia) e abril (oeste da região). Por outro lado, a noroeste da região Amazônica, ao norte do estado do Amazonas e sobre o estado de Roraima, a fase máxima varia entre os meses de maio e junho. Essa característica está coerente com o ciclo anual da precipitação nos trópicos do HN, que tem seu pico máximo de chuva durante o verão boreal. Além disso, foi observado que ao longo do Equador, o ciclo anual oscila entre abril e maio.

A amplitude do primeiro harmônico do ciclo anual na região Amazônica apresenta-se maior, principalmente nos setores sul e nordeste, enquanto que é menor no setor noroeste. A amplitude menor localizada a noroeste da Amazônia, provavelmente é devido a atividade convectiva (aquecimento da superfície) nesta região ser de caráter local, não sofrendo a atuação de sistemas transientes.

Os resultados estão consistentes com os observados por WANG (1994), que verificou que o máximo ocorre no mês de maio na região norte, na região sul, no mês de fevereiro e, ao longo da região equatorial, durante o mês de abril. Deve ser ressaltado, que WANG utilizou dados de ROL para seu estudo.

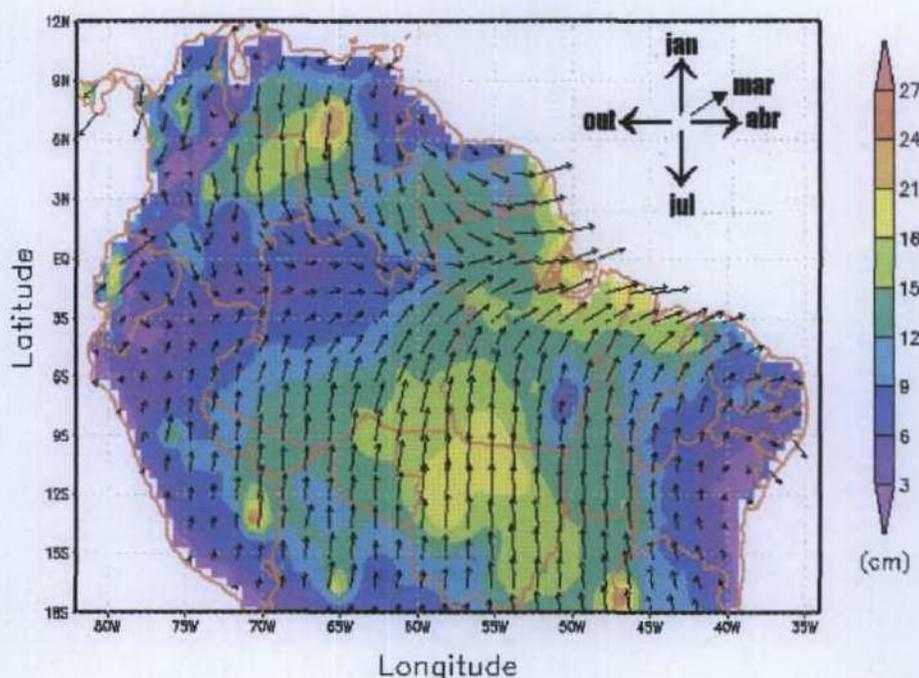


Figura 14 - Amplitude (cores) e fase (setas) do primeiro harmônico da precipitação mensal sobre o Brasil para o período de 1950-1996. As análises foram feitas com os dados processados pela Universidade de Delaware, EUA.

5.4.2 - Variabilidade interanual do ciclo anual da precipitação

A análise da distribuição espacial do ciclo anual da precipitação na Amazônia durante o período de 1950 a 1996, revelou significativa variabilidade de ano para ano. Isto é mais evidente em anos de anomalias climáticas. A **Figura 15a-c** ilustra esse comportamento para 2 situações distintas: ano de El Niño (1983), (**Figura 15a**); e ano de La Niña (1989) (**Figura 15b**); normal (média do período) (**Figura 15c**).

A **Figura 15a** ilustra o comportamento do ciclo anual na Amazônia em um ano de El Niño. A amplitude do primeiro harmônico é máxima nas regiões sul e sudeste da Amazônia, e no extremo norte do estado do Amapá. A fase máxima da amplitude ocorre em dezembro/janeiro ao

longo da região sul. No setor norte, a fase ocorre durante o mês de maio e no nordeste da região durante março. Verifica-se uma larga faixa de amplitudes mínimas localizadas entre 1° N a 5° S e que se estendem zonalmente de 75° W a 54° W. Ao longo dessa região, observa-se que a fase do ciclo anual não está claramente definida, provavelmente devido a influência do fenômeno El Niño ao longo desta região reduzindo as precipitações durante o ano, principalmente durante a estação chuvosa.

A análise do ano de 1989 (La Niña) **Figura 15b** mostra que o comportamento do ciclo anual da precipitação na Amazônia apresenta as seguintes características: A fase do primeiro harmônico na região sul é máxima durante o mês de janeiro/fevereiro, mas a medida que se desloca em direção ao Equador, esta ocorre em março/abril. Por outro lado, na região norte a fase máxima ocorre no mês de junho. No setor oeste e leste ocorrem respectivamente durante abril e março. As maiores amplitudes, são encontradas na região nordeste do Estado do Pará e sobre o sul da região. Por outro lado, as menores amplitudes, estão confinadas ao extremo noroeste da região e em alguns pontos isolados sobre os Estados do Amazonas e Pará e sobre o norte do estado de Roraima.

A seguir serão descritas as principais diferenças existentes entre os anos considerados e a normal. A fase do primeiro harmônico permanece máxima durante o mês de janeiro ao longo da região sul da Amazônia, durante o ano de El Niño e o ano de La Niña, não havendo alterações com relação a normal. Entre as latitudes de 0° e 3° S, no setor oeste até o centro, verifica-se que a fase do ciclo anual é máxima no mês de abril. Por outro lado, no setor leste, até a costa Paraense observa-se que, a fase é máxima no mês de março. Essas características observadas no mapa da normal, também são evidentes durante o ano de La Niña, enquanto que durante o ano de El Niño, a fase não está bem definida, com exceção da costa Paraense. Na região norte da Amazônia a fase é máxima em abril na normal e no ano de La Niña, deslocando-se para junho no ano de El Niño.

Além disso, foi verificado que a amplitude mínima do ciclo anual sofre um grande aumento da sua área de abrangência, estendendo-se desde o oeste da Amazônia, atingindo a região central em direção ao noroeste do estado do Pará, durante o ano de El Niño. Além disso, nota-se que ocorre a redução da faixa de amplitudes elevadas na região localizada no sul da Amazônia. De um modo geral, houve uma redução da amplitude em toda a região durante o ano de El Niño em relação a normal.

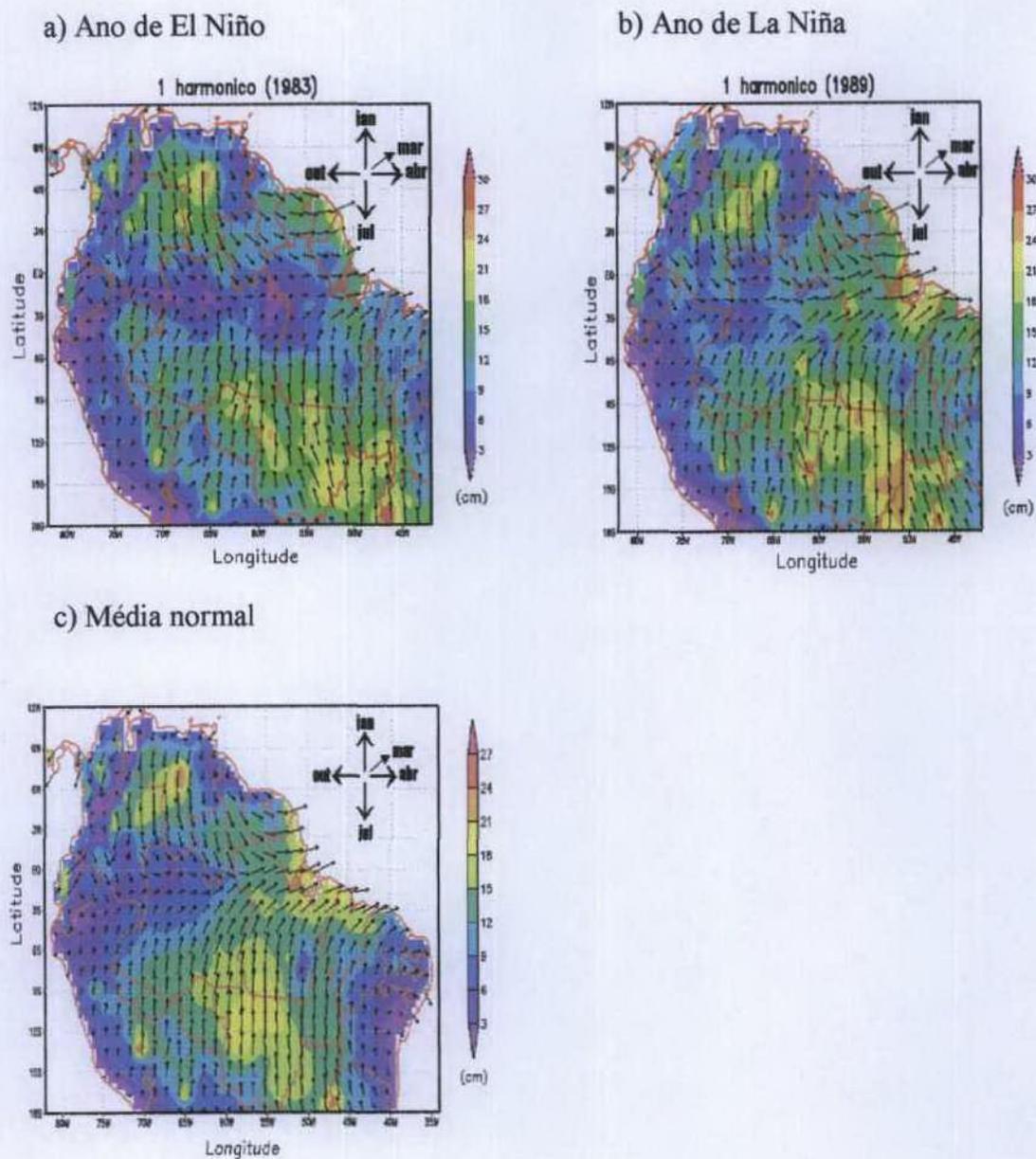


Figura 15 - Distribuição espacial do primeiro harmônico da precipitação mensal sobre o Brasil para os anos: a) 1983 (ano de El Niño); b) 1989 (ano de La Niña) e c) normal. As análises foram feitas com os dados processados pela Universidade de Delaware, EUA.

Durante o ano de La Niña, a fase sofre alterações significativas na região sul do Estado do Pará e do Amazonas em relação ao ano normal. Os máximos desses setores ocorrem em fevereiro e março enquanto durante a normal, o máximo é observado em janeiro.

No norte da Amazônia enquanto que, em um ano de El Niño a fase máxima ocorre em maio, por outro lado, durante período o médio e em 1989 ela ocorre em junho. Ao longo do Equador, os máximos durante o ano de El Niño e a normal, apresentam o máximo durante o mês de abril, exceto em uma faixa entre 65° W e 59° W, onde o máximo ocorre em junho. A região sudoeste da Amazônia também sofre alteração na fase do ciclo anual. Enquanto que, durante o período normal, a fase máxima ocorre no mês de janeiro, em situações de La Niña este ocorre em fevereiro e março. As regiões nordeste e sul da Amazônia foram as que sofreram maior variação na amplitude quando se compara um ano de La Niña com a normal. Por outro lado, a região de amplitude mínima localizada entre 6° N 9° N se expande atingindo o norte e noroeste do Estado de Roraima. Assim, nota-se que a variabilidade do ciclo anual em anos de La Niña e El Niño é mais evidente na amplitude do ciclo anual de precipitação do que na fase do primeiro harmônico.

Os resultados encontrados neste estudo estão coerentes com aqueles observados por outros pesquisadores (KAYANO et al., 1988; DEWAR e WALLIS, 1999; SOUZA et al., 2000; MARENGO et al., 2001), que têm enfatizado a influência das anomalias climáticas El Niño e La Niña na variabilidade anual da precipitação na região Amazônica. Os impactos de eventos fortes, tais como, o El Niño de 1983 e o La Niña de 1989, afetaram consideravelmente o início e o fim da estação chuvosa principalmente no setor central da Amazônia (MARENGO et al., 2001).

5.4.3 - Características gerais da variabilidade temporal da amplitude do ciclo anual

Com o objetivo de observar o comportamento geral da amplitude do ciclo anual na Amazônia durante o período de estudo, foram selecionadas 3 latitudes distintas, representativas do clima da região: 10° S, representando a região sul; 3° S (região central) e 4° N, representando a região de transição do regime climático entre os dois hemisférios.

5.4.3.1 - A análise ao longo de 10° S

No caso da seção ao longo de 10° S (**Figura 16**), a faixa de interesse localiza-se ao longo da longitude de 45° W e 75° W, cruzando toda a extensão sul da região Amazônica. É verificada significativa variabilidade da amplitude do ciclo anual entre as longitudes 53° W e 62° W, onde a precipitação normalmente é mais intensa. Em termos de magnitude, os valores máximos não mostram um comportamento periódico ao longo dos 47 anos analisados. Por exemplo, eles se destacam nos anos de 50, 53, 57, 59 a 62, 64 a 65, 79 a 80, 88 e 91 a 94. Entretanto há uma diminuição da amplitude durante os anos de 1965 (ano de El Niño) e 1974 (ano de La Niña).

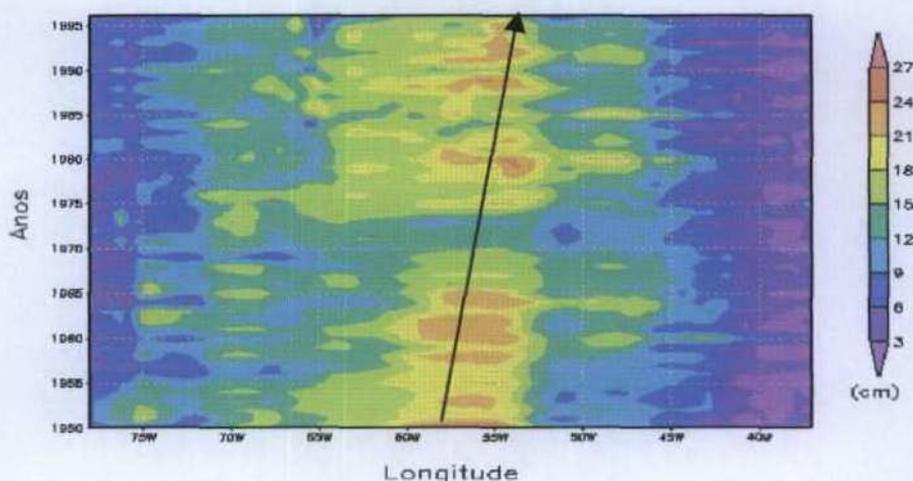


Figura 16 - Variabilidade temporal da amplitude do primeiro harmônico (ciclo anual) da precipitação anual sobre o Brasil para a latitude de 10° S. As análises foram feitas com os dados processados pela Universidade de Delaware, EUA.

Em alguns períodos como de 70 a 90, há indícios de uma variabilidade decadal. Somente no período entre os anos de 71 a 74, a amplitude apresentou valores mais reduzidos. Durante esse período, ocorreram eventos de La Niña (1971, 1973 e 1974) e de El Niño (1972) que possivelmente influíram no regime de chuva da região. Além disso, uma mudança moderada na amplitude do ciclo anual, deslocou a amplitude máxima de 57° W, no início da década de 1950 para 55° W, na década de 1990.

É interessante destacar que nas regiões sudoeste e sudeste da Amazônia, respectivamente 66° W a 73° W, e 47° W a 73° W, as amplitudes são menores. Aparentemente, na região sudeste a variabilidade do ciclo anual não é tão definida quanto nas regiões central e sudoeste. O período compreendido entre os anos de 1959 a 1963, corresponde ao período mais longo de anos considerados normais e exatamente neste período as amplitudes ao longo desta latitude apresentaram-se mais elevadas, sugerindo que provavelmente durante este período a variabilidade esteve condicionada à atuação de outros fenômenos.

5.4.3.2 - A análise ao longo de 3° S

Neste caso a faixa de estudo (**Figura 17**) está localizada ao longo da longitude de 40° W e 80° W, cruzando toda a região central da Amazônica. Ao longo de 55° W, a amplitude apresentou valores moderados entre 1950 a 1975, destacando-se os anos de 1960 a 1962, considerados como anos normais.

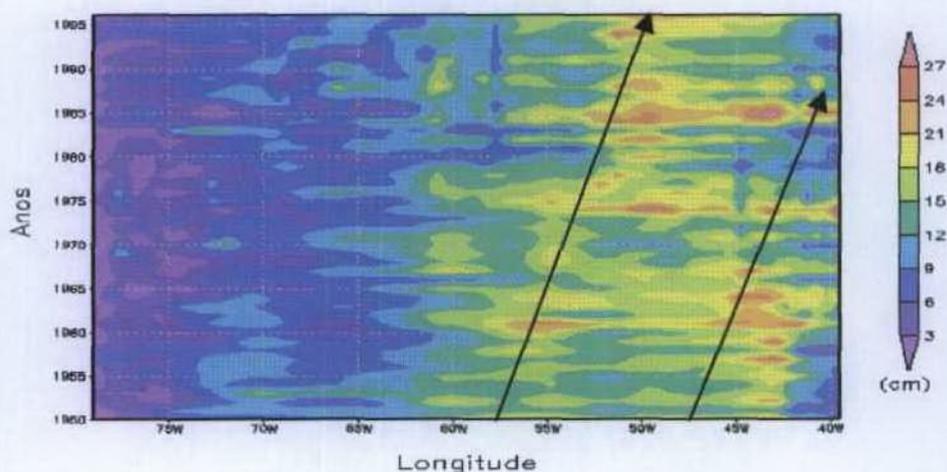


Figura 17 - Variabilidade temporal da amplitude do primeiro harmônico (ciclo anual) da precipitação anual sobre o Brasil para a latitude de 3° S. As análises foram feitas com os dados processados pela Universidade de Delaware, EUA.

Além disso, observa-se que há um comportamento cíclico de aproximadamente 3 anos. Por outro lado, ao longo de 43° W verifica-se que as amplitudes são maiores nas primeiras duas

décadas e também durante o período de 84/86. Na segunda faixa (50° W), os valores máximos de amplitude ocorrem no período compreendido entre os anos de 1974 e 1996, com destaque para os anos de 74, 82, 84 e 85, 88 e 94. Todos os anos foram de La Niña, exceto os anos de 82 e 94, que são anos de El Niño. Neste período, houve um comportamento periódico mais evidente a cada 3 anos. Mais a oeste, ao longo da longitude de 67° W, o ciclo anual não é bem caracterizado, mas apresenta um comportamento cíclico de aproximadamente 3 a 5 anos e que geralmente ocorre em sintonia com o observado ao longo das longitudes de 50° W e 55° W. Ao contrário do caso anterior (10° S), as amplitudes máximas do ciclo anual concentram-se mais a leste, ou seja em 43° W e entre 46° W a 55° W.

5.4.3.3 - A análise ao longo de 4° N

Neste caso (**Figura 18**), a faixa de estudo localiza-se ao longo da longitude de 52° W a 77° W, cruzando toda a extensão norte da região Amazônica. É verificada significativa variabilidade da amplitude do ciclo anual nas longitudes de 52° W e 70° W, sendo que ao longo da longitude de 53° W os valores são maiores, principalmente nos anos de 54, 55 e 56, 63, 64, 67, 70 a 72, 84, e 89, todos anos de La Niña, com exceção do ano de 63 (El Niño) e 67 (ano normal). Os valores elevados citados anteriormente, apresentam um comportamento cíclico em torno de 5/6 anos ao longo dos anos estudados. Ao longo da longitude de 70° W, os anos que apresentam maiores valores são: 54, 56, 64, 67 a 68, 76, 86 a 89, exceto os anos de 87 e 88, todos os demais foram anos de La Niña.

Assim, verifica-se que em geral os anos são coincidentes quando comparados com os da longitude de 53° W. Além disso, sobre a longitude de 53° W as amplitudes são maiores, provavelmente devido ao efeito do fenômeno La Niña ser mais atuante na região nordeste da Amazônia próximo da costa, exatamente ao longo da longitude de 53° W. Esta proximidade deste setor com uma área oceânica é fator importante na variabilidade da amplitude nesta região.

É interessante notar que entre estas duas longitudes citadas acima, na região ao longo de 62° W, ocorrem os valores mínimos da amplitude com um comportamento cíclico de aproximadamente 5 anos. Assim nesse caso, as anomalias climáticas do fenômeno La Niña influenciaram mais pronunciadamente o ciclo anual da amplitude ao longo desta latitude.

Verifica-se que ao longo das latitudes estudadas, há uma tendência das amplitudes máximas deslocarem-se para leste, em anos de La Niña durante o período estudado. MOLION, 2002 (comunicação pessoal), observou que em anos da La Niña a frequência de POA aumenta devido a penetração de um número maior de SF no Atlântico Norte e África, contribuindo assim, para um deslocamento do máximos para a região costeira nesses anos.

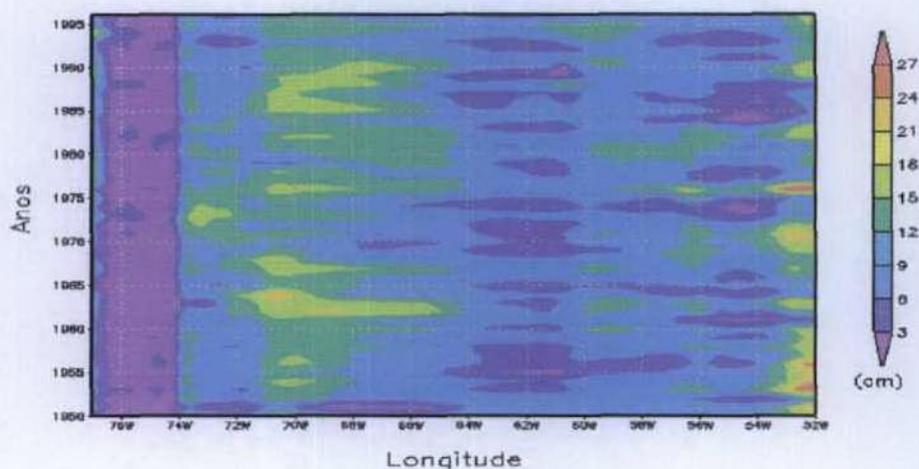


Figura 18 - Distribuição temporal da amplitude do primeiro harmônico (ciclo anual) da precipitação anual sobre o Brasil para a latitude de 4° N. As análises foram feitas com os dados processados pela Universidade de Delaware, EUA.

De acordo com as análises feitas para os três casos, verificou-se que os eventos El Niño e La Niña afetaram o comportamento da amplitude do ciclo anual da precipitação na Amazônia. Esta influencia é mais evidente nos anos de La Niña do que de El Niño, principalmente ao longo das latitudes 3° S e 10° S. Além disso, as regiões possivelmente mais afetadas pelos fenômenos, localizam-se entre as longitudes de 50° W e 55° W no setor nordeste da região, principalmente àquelas que encontram-se situadas próximas da costa.

5.5 - Variabilidade anual e sazonal da precipitação convectiva e estratiforme na Amazônia

Os processos microfísicos de crescimento das gotas de chuva no interior das nuvens, diferem nas áreas de chuva convectiva das áreas estratiformes. A precipitação é uma medida do calor latente de condensação e este por sua vez resulta dos movimentos ascendentes do ar. Assim, torna-se muito importante a separação da chuva convectiva e estratiforme para uma melhor compreensão do comportamento do fluxo de calor latente nos trópicos.

5.5.1 - Variabilidade da precipitação total anual convectiva e estratiforme na Amazônia

Para o estudo do comportamento da precipitação convectiva e estratiforme na região Amazônica, utilizaram-se o total anual da taxa de precipitação convectiva e estratiforme e a média sazonal da taxa de chuva convectiva menos a média sazonal da chuva estratiforme. As análises foram feitas utilizando dados do produto 3A25 do TRMM.

A **Figura 19** mostra o total anual da precipitação convectiva (**Figura 19a**) e estratiforme (**Figura 19b**) na Amazônia. Os totais anuais da precipitação convectiva (**Figura 19a**) foram superiores a 1000 mm/ano sobre grande parte da região, principalmente sobre todo o oeste, noroeste e sul da Amazônia. Além disso, verificou-se totais anuais elevados na região próxima ao litoral Paraense.

A **Figura 19b** mostra os totais anuais de precipitação estratiforme na Amazônia. Observa-se que, as taxas elevadas de precipitação estratiforme estão confinadas no setor extremo oeste-noroeste da Amazônia, com valores acima de 900 mm/ano. Além disso, verificou-se que nas regiões sul e leste da Amazônia, as taxas atingiram valores em torno de 600 mm/ano.

A **Figura 20** mostra o total anual da taxa de precipitação convectiva menos o total anual de precipitação estratiforme na América do Sul. A precipitação convectiva dominou grande parte da Amazônia, principalmente nos setores leste e noroeste. Por outro lado, a precipitação estratiforme foi dominante em algumas áreas do norte e sudoeste. Assim, de um modo geral, a componente convectiva foi bastante elevada, sendo superior a componente estratiforme principalmente no noroeste da região. Essa característica também, foi observada em outras regiões do mundo.

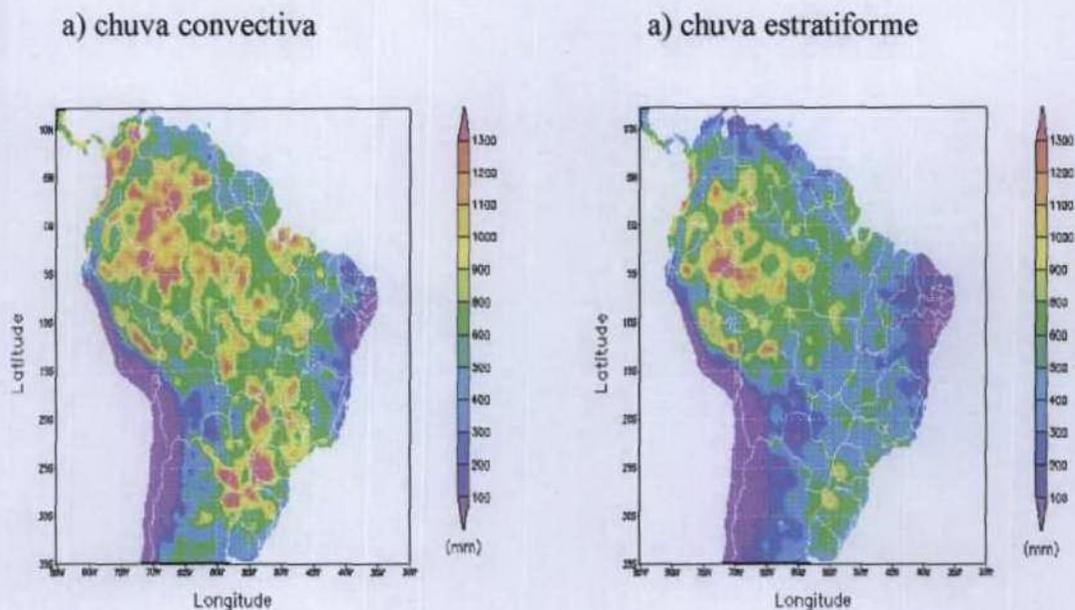


Figura 19 - Total anual da taxa de chuva na Amazônia para o período de 01/1998 a 12/2001, derivados dos dados do 3A25 (TRMM). a) chuva convectiva; b) chuva estratiforme.

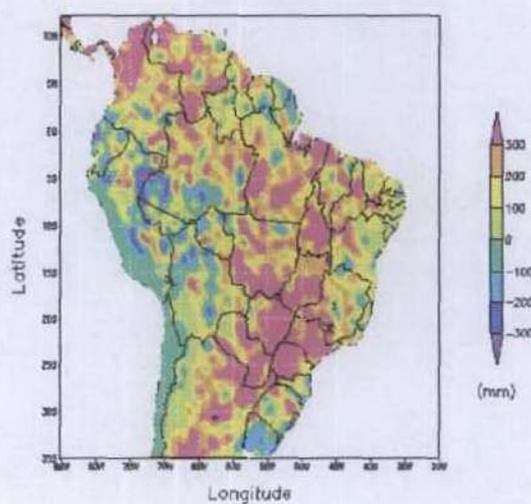


Figura 20 - Total anual da taxa de chuva convectiva menos a estratiforme na Amazônia para o período de 01/1998 a 12/2001, obtidos com os dados do 3A25 (TRMM).

5.5.2 - Variabilidade sazonal da precipitação convectiva e estratiforme na Amazônia

A **Figura 21** mostra as diferenças entre os campos sazonais das precipitações convectiva e estratiforme. Observa-se que, durante o verão austral (**Figura 21a**) os setores norte e uma faixa meridional entre as longitudes de 56° W e 60° W, e o oeste da Amazônia, apresentou-se sob domínio da precipitação estratiforme (cores verde-azul-lilás), mas nas demais, evidenciou-se a componente convectiva (cores amarelo-laranja-vermelho) como dominante. É interessante observar que em grande parte da região Sudeste do Brasil e também na Argentina houve um domínio da precipitação convectiva.

Durante o outono (**Figura 21b**), a precipitação convectiva predominou na maior parte da Amazônia, principalmente no setor sudeste e no leste. Contudo, a precipitação estratiforme destacou-se ao longo do equador e no noroeste da Amazônia.

No inverno (**Figura 21c**), a precipitação convectiva foi dominante em toda a região, sendo mais elevada no noroeste da Amazônia. Por outro lado, o setor sudoeste apresentou-se sob o domínio da precipitação estratiforme, principalmente o sul do estado do Amazonas.

Durante a primavera (**Figura 21d**), novamente a precipitação convectiva foi dominante na região Amazônica, com destaque para as regiões sudeste e leste. A precipitação estratiforme destacou-se ao longo de uma faixa de orientação NE/SW no interior da Amazônia. É importante ressaltar que não ocorreu um comportamento uniforme na Amazônia como um todo.

Durante o GATE, aproximadamente 40% da chuva na superfície do oceano Atlântico, foi classificada como estratiforme (CHENG e HOUZE, 1979; LEARY, 1984). HOUZE e CHURCHILL (1987) observaram grandes áreas de precipitação estratiforme sobre a Baía de Bengala, durante o Global Atmospheric Research Programme's Monsoon Experiment. STEINER et al (1995) observaram taxas consideráveis de precipitação estratiforme em Darwin na Austrália. Além disso, outros pesquisadores, como TOKAY e SHORT, (1996); HONG et al. (1999); BIGGERSTAFF e LISTEMAA (2000), observaram áreas de chuva estratiforme embebida na convecção de sistemas convectivos de mesoescala.

Os valores elevados da precipitação estratiforme, observados pelo satélite TRMM, provavelmente podem estar associados, aos algoritmos utilizados nos métodos de separação da precipitação convectiva e estratiforme. MOLION, 2002 (comunicação pessoal), observou que, grande quantidade da precipitação na Amazônia, provém de pequenos cúmulos (base 100-500 m

de diâmetro equivalente e com altura de 2 a 4 km). Assim, estes cúmulos não podem ser detectados pelo satélite TRMM, cuja resolução espacial é de 4,3 km. Os sensores do satélite, provavelmente observa os pequenos cúmulos como se fosse uma camada contínua, ou seja, uma camada de estratos. Então, a precipitação é interpretada como estratiforme, quando na realidade é convectiva de pequena escala.

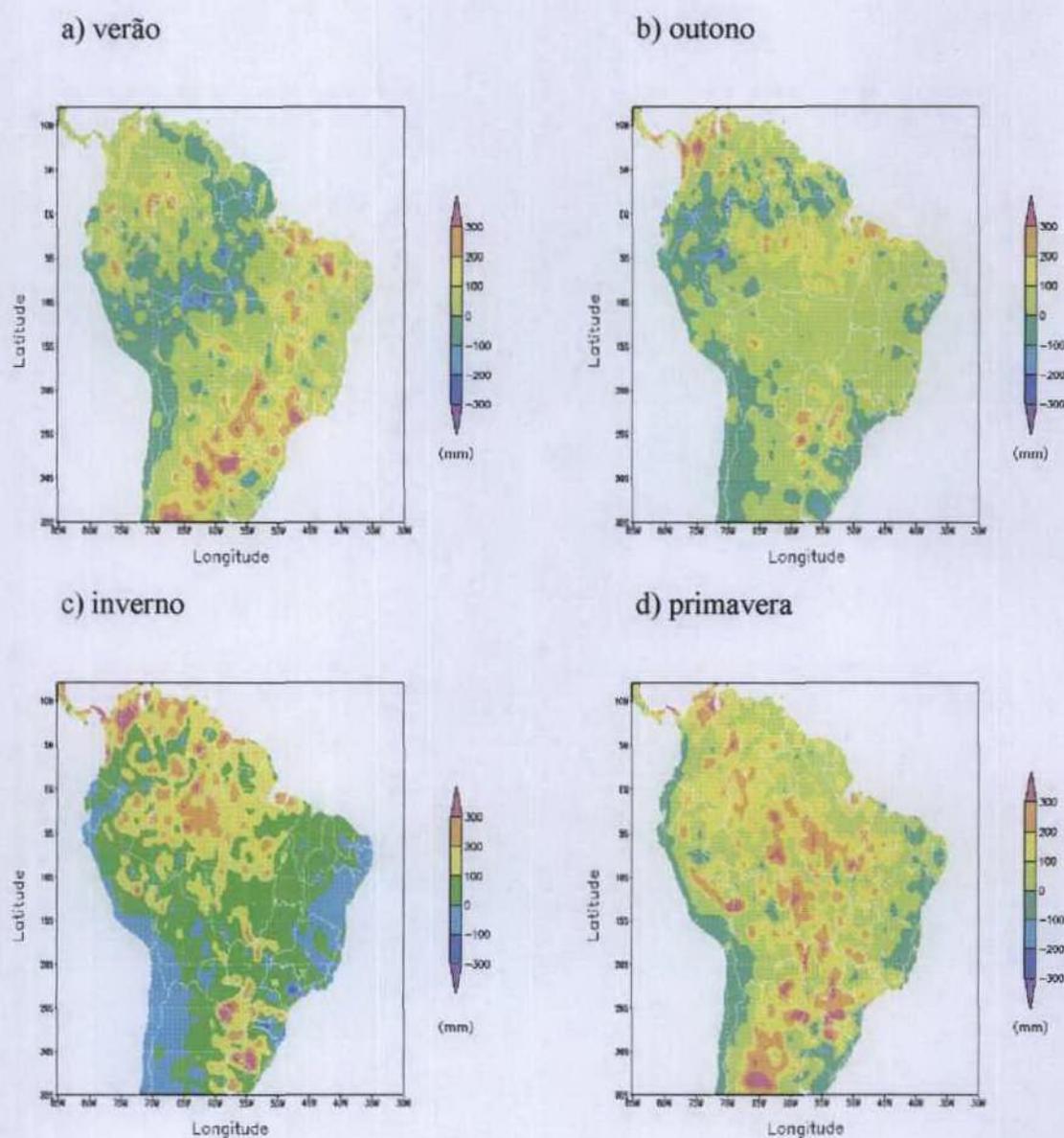


Figura 20 - Diferença entre as médias sazonais das taxas de precipitação convectiva e estratiforme na Amazônia, para o período de 01/1998 a 12/2001, obtidas com os dados do 3A25 (TRMM): a) verão; b) outono; c) inverno; d) primavera.

6 - CONCLUSÕES

Este trabalho teve como objetivo estudar o comportamento da precipitação na região Amazônica nas escalas diária, sazonal e interanual. Foram utilizados 47 anos de dados de precipitação mensal disponibilizado pela Universidade de Delaware (EUA), e também dados de precipitação derivados do satélite TRMM no período de 01/98 a 12/2002.

As análises da precipitação total anual na Amazônia com os dados da Universidade de Delaware, revelaram três núcleos principais de precipitação. O primeiro máximo localizado no setor oeste da Amazônia, possivelmente está associado a presença da atividade convectiva associada a AB durante o inverno austral e por efeitos orográficos. O segundo, localizado na região centro-sul da Amazônia, esta associado a ZCAS e a posição da AB ligada a ela. O terceiro, localiza-se no leste (região costeira) da Amazônia e é devido as POA, a convergência de umidade e a atuação das linhas de instabilidade.

Por outro lado, as análises das médias mensais e sazonais da precipitação, mostrara um verão chuvoso na maior parte dessa região, principalmente no leste, sul e oeste. O outono é chuvoso no norte da região. O inverno é o período mais seco em toda a Amazônia e a primavera apresenta uma grande faixa de precipitação, com direção NW/SE.

As análise da variação sazonal da precipitação, efetuadas com os dados do satélite TRMM, mostraram um padrão semelhante aos gerados com os dados da Universidade de Delaware. Além disso, o estudo da contribuição percentual sazonal para o total anual de precipitação na região, revelam que as estações do verão e outono são responsáveis por aproximadamente 70% do total anual de precipitação. Além disso, a estação chuvosa na região

em geral inicia-se a partir do mês de outubro indo até abril, com exceção do setor norte, que começa a partir de fevereiro se prologando até agosto.

A correlação cruzada da série temporal de precipitação na América do sul mostrou que há uma conexão entre os sistemas frontais de latitudes médias, com a atividade convectiva no sul da região Amazônica, influenciando a variabilidade da convecção na região sudoeste e sul da Amazônia, provocando o deslocamento da atividade convectiva de sudoeste para noroeste.

A análise harmônica mostrou que, de um modo geral, a amplitude máxima em grande parte da região Amazônica varia entre janeiro e março e a mínima entre julho e setembro. A amplitude é maior no nordeste e no sul e mínima no noroeste da Amazônia. Observou-se que o nordeste e o sul da Amazônia, apresentam redução na amplitude durante o La Niña, enquanto que durante El Niño esta redução é maior no nordeste da região. Por outro lado verificou-se que durante o ano de La Niña a fase sofre alterações significativas na região sul dos estados do Pará e Amazonas.

A variabilidade interanual da amplitude do ciclo anual ao longo da latitude de 10° S revela amplitudes elevadas, apresentando um comportamento cíclico de aproximadamente 3 a 5 anos na região entre 50° W e 55° W. Ao longo de 3° S o comportamento cíclico é semelhante a latitude de 3° S, ao longo da longitude de 43° W e entre as longitudes de 50° W e 55° W. Verificou-se um deslocamento das amplitudes máximas para leste, sendo mais evidentes nos anos de La Niña. Ao longo da latitude de 4° N a amplitude é maior ao longo de 52° W e entre 68° W e 71° W também em anos de La Niña.

As análises das precipitações convectiva e estratiforme na Amazônia mostram que a componente estratiforme da precipitação na Amazônia é significativa, com uma maior contribuição durante o verão austral, principalmente na região sudoeste e norte. Observou-se também que anualmente a precipitação convectiva domina a maior parte da Amazônia, principalmente nos setores leste e noroeste. Por outro lado, a precipitação estratiforme é dominante no setor oeste.

Para estudos posteriores sugere-se utilizar um número maior de lags na correlação cruzada. Analisar o primeiro harmônico de outros anos de El Niño e La Niña. Comparar os dados do TRMM, com os dados do NCEP.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACEITUNO, P. On the functioning of the Southern Oscillation in the South America sector. Part I: Surface climate. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 3, p. 505-524, 1988.

ADLER, R. F.; HUFFMAN, G. J.; KEEHN, P. R. Global tropical rain estimates from microwave-adjusted geosynchronous IR data. **Remote Sensing Review**, v. 11, p. 125-152, 1994.

ARAGÃO, J. O. **Um estudo da estrutura sinótica em perturbações sobre o Nordeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), INPE-789-TDL/017, 51p, São José dos Campos, São Paulo, 1976.

ARKIN, P. A.; MEISMER, B. N. The relationship between large-scale convective rainfall and cold cloud over the Western Hemisphere during 1982-1984. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 1, p. 51-74, 1987.

ASSIS, F. N.; ARRUDA, H. V.; PEREIRA, A. R. **Aplicações de Estatística à Climatologia**. Editora Universitária, Rio Grande do Sul, 158p, 1996.

BERGMAN, J. W.; SALBY, M. L. The role of cloud cover and their relationship to climatological conditions. **Journal of Climate**, v. 9, n. 11, p. 2802-2820, 1996.

BIGGERSTAFF, M. I.; LISTEMAA, S. A. An improved scheme for convective/stratiform echo classification using radar reflectivity. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, p. 2129-2150, 2000.

CASARIN, D. P.; KOUSKY, V. E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações da circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 83-90, 1986.

CAVALCANTI, I. A. **Um estudo sobre as interações entre os sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), INPE-2494-TDL/097, 133p. São José dos Campos, São Paulo, 1982.

CHENG, C. P.; HOUZE JR., R. A. The distribution of convective and mesoscale precipitation in GATE radar echo patterns. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 10, p. 1370-1381, 1979.

CHUNG, J. C. Correlations between the Tropical Atlantic trade winds and precipitations in the northeast Brazil. **Journal of Climatology**, v. 2, n. 1, p. 35-46, 1982.

CHURCHILL, D. D.; HOUZE JR., R. A. Development and structure of winter monsoon cloud clusters on 10 December 1978. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 6, p. 933-960, 1984.

- COHEN, J. C. P. **Um estudo observacional de Linhas de Instabilidade na Amazônia.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia). INPE-4865-TDL/376, 174p. São José dos Campos, São Paulo, 1989.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 4, n. 11, p. 34-40, 1989.
- COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian Squall Lines: A case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.
- DAI, A.; TRENBERTH, K. E.; KARL, T. R. Effects of Clouds, Soil Moisture, Precipitation, and Water Vapor on Diurnal Temperature Range. **Journal of Climate**, v. 12, n. 8, p. 2451-2473, 1999.
- DEWAR, R. D.; WALLIS, J. R. Geographical Patterning of Interannual Rainfall Variability in the Tropics and Near Tropics: An L-Moments Approach. **Journal of Climate**, v. 12, n. 12, p. 3457-3466, 1999.
- FIGUEROA, S. N. **Simulações da circulação atmosférica no verão sobre a América do Sul com a presença da Cordilheira dos Andes usando coordenadas ETA.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia). INPE-5269-TDL/445, 110p. São José dos Campos, São Paulo, 1990.
- FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. A. Precipitations distribution over Central and Western Tropical South America. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 5, n. 6, p. 36-45, 1990.
- FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTI, P.; SILVA DIAS P. L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an ETA coordinate model. **Journal of Atmospheric Science**, v. 52, n. 10, p. 1573-1584, 1995.
- GAN, M. A. **Um estudo observacional das baixas frias na alta troposfera nas latitudes subtropicais do Atlântico Sul e Este do Brasil.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) INPE-2685-TDL/126, 65p. São José dos Campos, São Paulo, 1986
- GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. Vórtices ciclônicos da alta troposfera no Oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 19-28, 1986.
- GANDU, A. W.; GEISLER, J. E. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over South America. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 48, n. 16, p. 1822-1836, 1991.
- GRECCO, S. et al. Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B. **Journal of Geophysical Research**, v. 95, n. D10, p. 17,001-17,014, 1990.

- HARTMANN, D. L.; KOWALEWSKY, J. L.; MICHELSEN, M. L. Diurnal variations of outgoing longwave radiation and albedo from ERBE scanner data. **Journal of Climate**, v. 4, n. 6, p. 598-618, 1991.
- HASTENRATH, S. Annual cycle of upper air circulation and convective activity over the tropical Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D4, p. 4,267-4,274, 1997.
- HENDON, H.; WOODBERRY, K. The Diurnal Cycle of Tropical Convection. **Journal of Geophysical Research**, v. 98, n. D9, p. 16,623-16,637, 1993.
- HOEL, P. G. **Introduction to mathematical statistic**. John Wiley & Sons, Inc., 4th ed., 1981.
- HONG, Y.; KUMMEROW, C.; OLSON, W. S. Separation of convective and stratiform precipitation using microwave brightness temperature, **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, n. 8, p. 1195-1213, 1999.
- HOREL, J. D.; HAHMANN, A. N.; GEISLER, J. E. An investigation of the annual cycle of convective activity over the Tropical Americas. **Journal of Climate**, v. 2, p. 11, p. 1388-1403, 1989.
- HOUZE, JR., R. A. A climatological study of vertical transports by cumulus-scale convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 30, p. 1112-1123, 1973.
- HOUZE, JR., R. A.; CHURCHILL, D. D. Mesoscale organization and cloud microphysics in a Bay of Bengal depression. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 14, p. 1845-1868, 1987.
- HOUZE JR., R. A. **Cloud Dynamics**. Academic press, 573p. 1993.
- JANOWIAK, J. E. et al. **Atlas of outgoing longwave radiation derived from NOAA Satellite data**, National Oceanic and Atmospheric Administration, Silver Spring, NOAA. Atlas 6, 44p, Md. 1985.
- JONES, C.; HOREL, J. D. A circulação da alta da Bolívia e a atividade convectiva sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 5, n.1, p. 379-387, 1990.
- KAGANO, M. T. **Um estudo climatológico e sinótico utilizando dados de radiossondagem (1968-1976) de Manaus e Belém**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). INPE-1559-TDL/013, 111p. São José dos Campos, São Paulo, 1979.
- KALNAY, E.; MO, K. C.; PAEGLE, J. Large-amplitude, short-scale stationary Rossby Waves in the Southern Hemisphere: Observations and mechanistic experiments to determine their origin. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, n. 3, p. 252-275, 1986.

KAYANO, M. T.; KOUSKY, V. E. Sobre o monitoramento das oscilações intra-sazonais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 7, p. 593-602, 1992.

KAYANO, M. T.; MOURA, A. D. O el-niño de 1982-83 e a precipitação sobre a América do Sul. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 4, n. 1-2, p. 201-214, 1986.

KAYANO, M. T.; RAO, V. B.; MOURA, A. D. Tropical circulations and the associated rainfall anomalies during two contrasting years. **Journal of Climatology**, v. 8, p. 477-488, 1988.

KODAMA, Y-M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 70, p. 813-835, 1992.

KODAMA, Y-M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 71, p. 581-610, 1993.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on Northwest Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1140-1153, 1979.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 3, p. 217-231, 1988

KOUSKY, V. E.; FERREIRA, N. J. Interdiurnal surface pressure variation in Brazil: Their spatial distributions, origins and effects. **Monthly Weather Review**, v. 109, n. 9 p. 1999-2008, 1981.

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

KOUSKY, V. E.; KAGANO, M. T. A climatological study of the tropospheric circulation over the Amazon region. **Acta Amazônica**, v. 11, n. 4, p. 743-758, 1981

KOUSKY, V. E.; KAYANO, M. T. Principal modes of outgoing longwave radiation and 250-mb circulation for the South American sector. **Journal of Climate**, v. 7, n. 7, p. 1131-1138, 1994.

KUMMEROW, C. et al. The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 12, p. 1965-1982, 2000.

KUMMEROW, C. et al. The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) sensor package. **Journal Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 15, n. 6, p. 809-817, 1998.

LEARY, C. A. Precipitation structure of the cloud clusters in a tropical Easterly Wave. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 2, p. 313-325, 1984.

MACHADO, L. A. T.; DESBOIS, M.; DUVEL, J. P. Structural characteristics of deep convective systems over tropical Africa and Atlantic Ocean. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 3, p. 392-406, 1992.

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

MAGALHÃES, M. N.; LIMA, A. C. **Noções de Probabilidade e Estatística**. Instituto de Matemática e Estatística. Editora Universitária, 3ª edição USP, São Paulo, 2001.

MARENGO, J. Interannual variability of deep convection over the tropical South American sector as deduced from ISCCP C2 data. **International Journal of Climatology**, v. 15, p. 995-1010, 1995.

MARENGO, J. Interannual variability of surface climate in the Amazon basin. *International Journal of Climatology*, v. 12, n. 8, p. 853-863, 1992.

MARENGO, J.; DRUYAN, L.; HASTENRATH, S. Observational and modelling studies of Amazonia interannual climate variability. **Climatic Change**, v. 23, n. 3, p. 267-286, 1993.

MARENGO, J.; LIEBMANN, B.; KOUSKY, V. E. Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon basin. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 76, n. 10, p. 1801-1805, 2001.

MOHR, K. I.; FAMIGLIETTI, J. S.; ZIPSER, E. J. The Contribution to Tropical Rainfall with respect to Convective System Type, Size, and Intensity Estimated from the 85-GHz Ice-Scattering Signature. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, n. 5, p. 596-606, 1999.

MOLION, L. C. B. Climatologia Dinâmica da região Amazônica: Mecanismos de precipitação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p. 107-117, 1987.

MOLION, L. C. B. On the dynamic climatology of the Amazon basin and associated rain producing mechanisms. In the **Geophysiology of Amazonia vegetation and climate interactions**, ed. by R. E. Dickinson. Wiley Series in Climate and the Biosphere, cap. 18, p. 391-407, 1987.

MOLION, L. C.; KOUSKY, V. E. Climatologia da dinâmica da troposfera sobre a Amazônia. **Relatório Técnico**, INPE-3560-PRE/480, 4p., São José dos Campos, São Paulo, 1985.

MOLION, L. C. B. **Informação sobre a contribuição dos VCAN nos elevados índices pluviométricos na costa Paraense**. Comunicação feita a Mauro Silva, maio de 2002.

NOBRE, C. A.; RENNÓ, N. O. Droughts and floods in south America due to the 1982-1983 El Niño/Southern Oscillation episode. **Relatório Técnico**, INPE-3408-PRE/677, 4p., São José dos Campos, São Paulo, 1985.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the Tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464-2479, 1996.

OLIVEIRA, A. S. **Interações entre sistemas na América do Sul e convecção na Amazônia**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). INPE-4008-TDL/239, 246p. São José dos Campos, São Paulo, 1986.

OLIVEIRA, A. P.; FITZJARRALD, D. R. The Amazon river breeze and the local boundary layer: I - Observations. **Boundary Layer Meteorology**, v. 63, n. 1-2, p. 141-162, 1993.

PETERSEN, W. A. et al. Observations of Intraseasonal Variability in Convective Regimes over the Amazon. **Journal of Climate**, v. 15, n. 11, p. 1278-1294, 2001.

PETERSEN, W. A.; RUTLEDGE, S. A. Regional Variability in Tropical Convection: Observations from TRMM. **Journal of Climate**, v. 14, n. 17, p. 3566-3586, 2001.

RAMIREZ, M. C. V.; KAYANO, M. T.; FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of northeast Brazil during the 1980-1989 period. **Atmosfera**, v. 12, p. 75-88, 1999.

RAO, V.B.; CAVALCANTE, I. F. A.; HADA, K. Annual variation of rainfall over Brasil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D21, p. 26,539-26,551, 1996

RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of Rainfall over Brazil: Annual Variations and Connections with the Southern Oscillations. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, p. 81-91, 1990.

SANTOS, I. A. **Variabilidade da circulação de verão da alta troposfera na América do Sul**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - USP. São Paulo, 95p, 1986.

SOUZA, E. B. et al. On the influences of the El Niño, La Niña and Atlantic Dipole pattern on the amazonian rainfall during 1960-1998. **Acta Amazônica**, v. 30, n. 2, p. 305-318, 2000.

SPIEGEL, M. R. **Estatística, Resumo da teoria e 875 problemas resolvidos; 619 problemas propostos**. Rio de Janeiro, Ed. Livro técnico S. A., 2ª edição, 1985.

STEINER, M.; HOUZE JR. R. A.; YUTER, S. E. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 9, p.1978-2007, 1995.

TOKAY, A.; SHORT, D. A. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from Stratiform versus Convective clouds. **Journal of Applied Meteorology**, v. 35, n. 3, p.355-371, 1996.

TRENBERTH, K. E. Signal versus noise in the Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 2, p. 326-332, 1984

TRENBERTH, K. E. The definition of El Niño. **Bulletim of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 12, p. 2771-2777, 1997.

TROPICAL RAINFALL MEASURING MISSION Data Users Handbook, February, 2001.

UVO, C. B. **A Zona de Convergência Intertropical e sua relação com a precipitação sobre o norte da região Nordeste do Brasil**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) INPE-4887-TDL/378), 88p, São José dos Campos, São Paulo, 1989.

VIRJI, H. A. Preliminary study of the summertime tropospheric circulation patterns over South America from cloud winds. **Monthly Weather Review**, v. 19, n. 3, p. 599-610, 1981.

WAGNER , R. G. Mechanisms controlling variability of the interhemispheric sea surface temperature gradient in the tropical Atlantic. **Journal of Climate**, v. 9, n. 9, p. 2010-2019, 1996.

WANG, B. Climatic regimes of tropical convection and rainfall. **Journal of Climate**, v. 7, n. 5, p. 1109-1118, 1994.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. Edited Renata Dmowska and James R. Holton. Academic press. International geophysics series, v. 59, 1995.

WEICKMANN, K. M.; LUSSKY, G. R.; KUTZBACH, J. E. Intraseasonal (30-60 day) fluctuations of outgoing longwave radiation and 250 mb streamfunction during northern winter. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 6, p. 941-961, 1985.

WILLMOTT, C. J.; ROBERSON, S. M. Smart interpolation of annually averaged air temperature in the United States. **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 12, p. 2577-2586, 1995.

YUTER, S. E.; HOUZE JR., R. A. The 1997 Pan American Climate Studies Tropical Eastern Pacific Process Study. Part I: ITCZ region. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 81, n. 3, p. 451-481, 2000.

APÊNDICE A - Médias mensais da precipitação do período de 1950-1996, obtidas com os dados processados pela Universidade de Delaware (EUA).

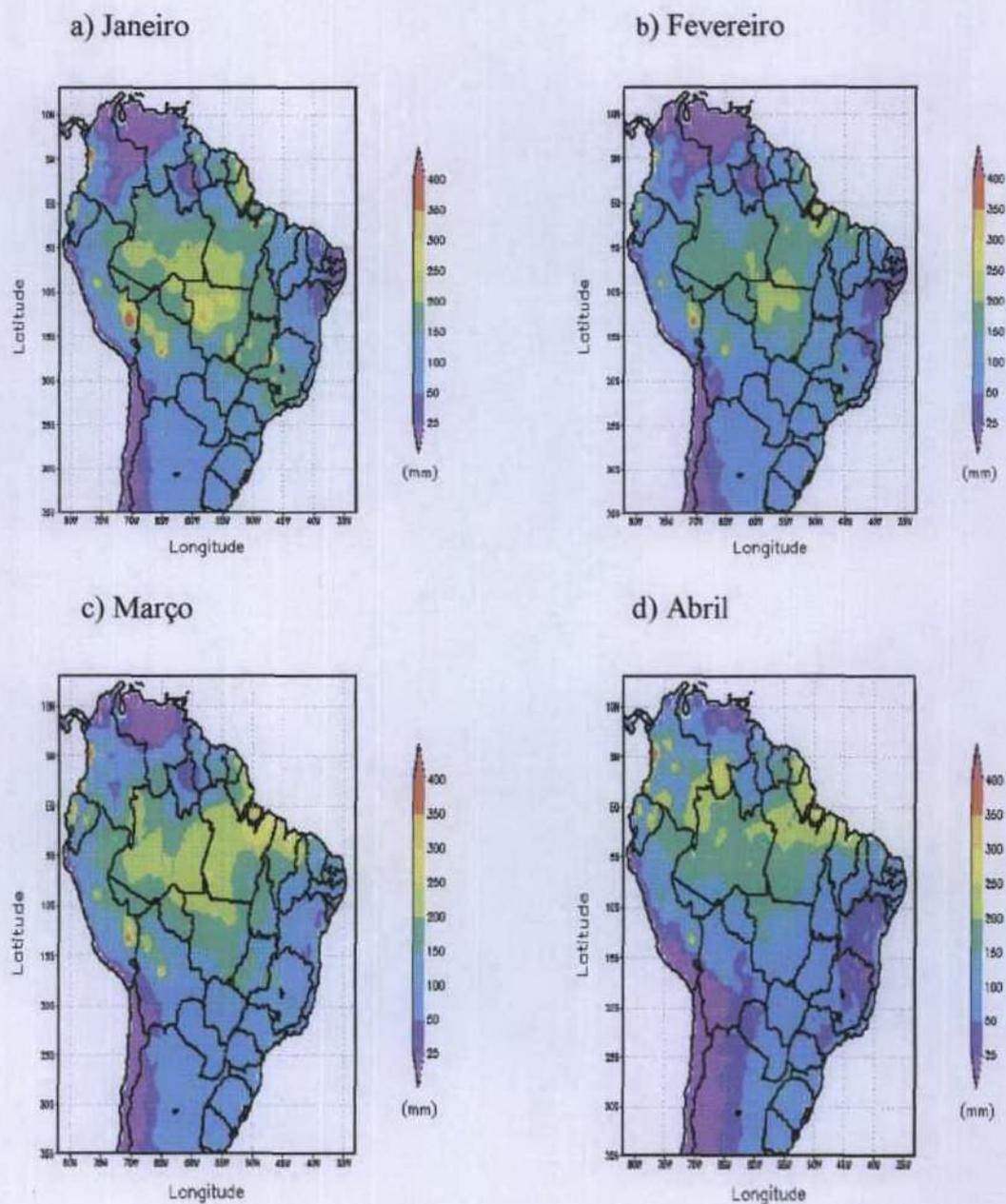


Figura A1 - Médias mensais da precipitação do período de 1950-1996, obtidas com os dados processados pela Universidade de Delaware (EUA). a) Janeiro; b) Fevereiro; c) Março; d) Abril.

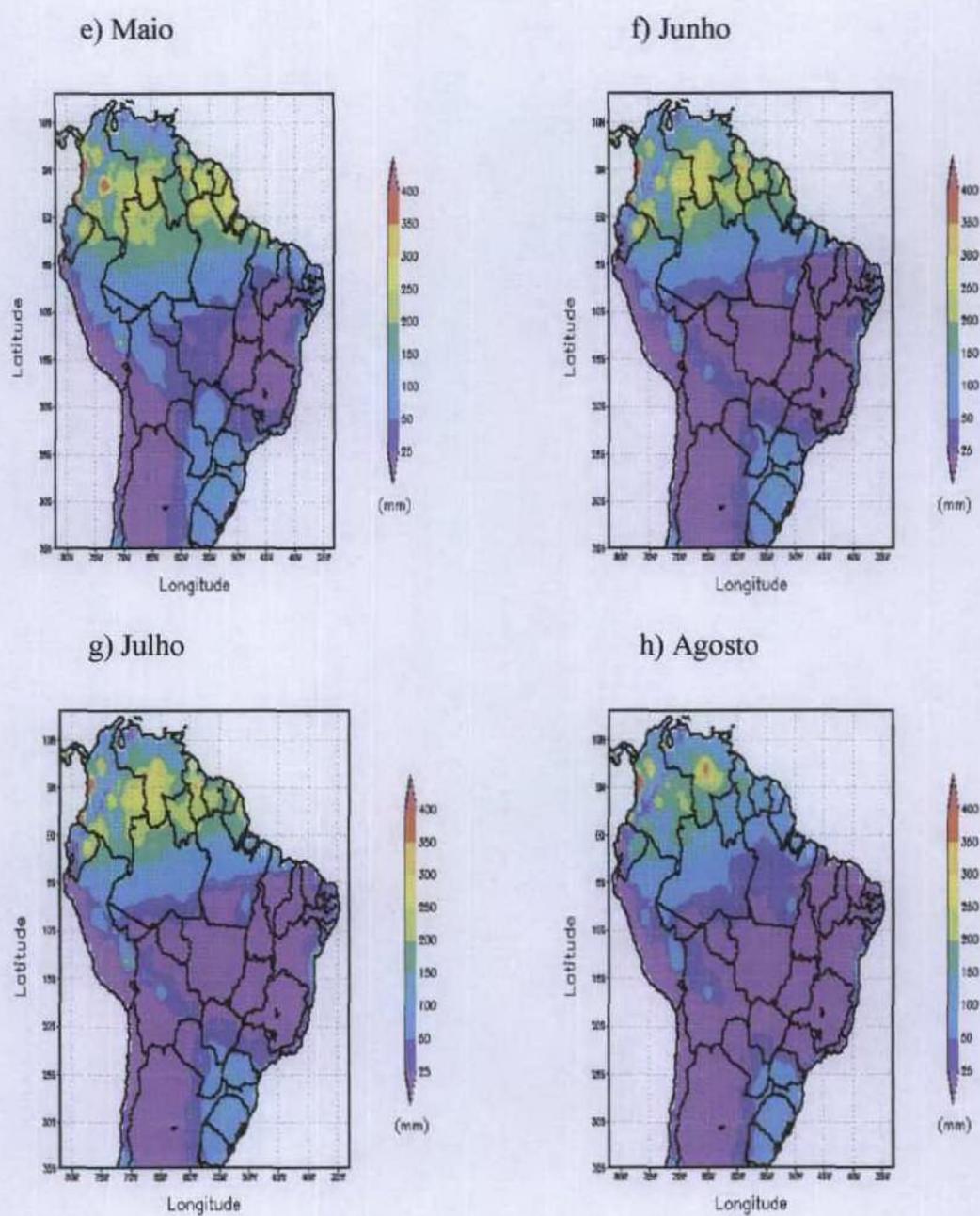


Figura A2 - Médias mensais da precipitação do período de 1950-1996, obtidas com os dados processados pela Universidade de Delaware (EUA). a) Maio; b) Junho; c) Julho; d) Agosto.

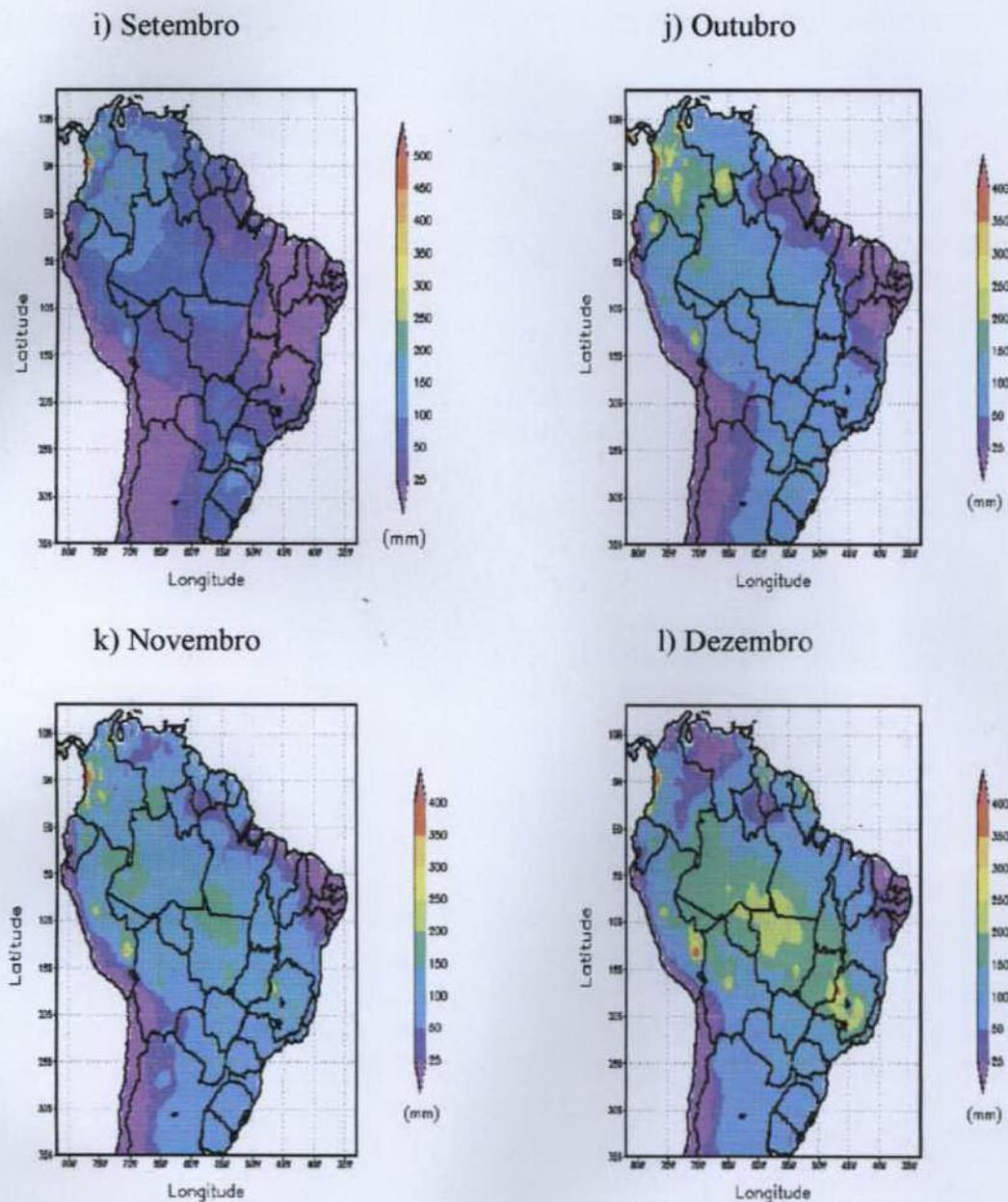


Figura A3 – Médias mensais da precipitação do período de 1950-1996, obtidas com os dados processados pela Universidade de Delaware (EUA). a) Setembro; b) Outubro; c) Novembro; d) Dezembro.