

**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA - INPA
UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS - UEA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE - CLIAMB**

**Variabilidade Regional das Nuvens de Chuva na Bacia Amazônica visto por
uma Rede de Radars Meteorológicos**

IVAN SARAIVA

**Manaus, Amazonas
Maio, 2016**

IVAN SARAIVA

**Variabilidade Regional das Nuvens de Chuva na Bacia Amazônica visto por
uma Rede de Radares Meteorológicos**

Orientadora: Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias

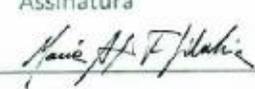
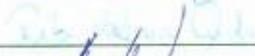
Tese apresentada ao Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Clima e Ambiente, área de concentração Clima e Ambiente.

Manaus, Amazonas
Maio, 2016

ATA DE DEFESA PÚBLICA DE TESE DE DOUTORADO DO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CLIMA E AMBIENTE
DO INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS DA AMAZÔNIA E
UNIVERSIDADE DO ESTADO DO AMAZONAS.

Aos trinta dias do mês de junho do ano de 2016, às 08:00 horas, no Auditório do PPG-CLIAMB, prédio do LBA, Campus II/INPA, sito à Av. André Araújo, 2936 – Bairro de Petrópolis, reuniu-se a Comissão Julgadora de Defesa Pública, composta pelos seguintes membros: Profa. Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias (USP); Prof. Dr. Rodrigo Augusto Ferreira de Souza (UEA), Profa. Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza (UEA), Prof. Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez (USP) e Profa. Dra. Júlia Clarinda Paiva Cohen (UFPA), tendo como suplente o Prof. Dr. Carlos Frederico de Angeliz, sob a presidência da primeira, a fim de proceder a arguição pública do trabalho de tese de Ivan Saraiva intitulado “Variabilidade regional das nuvens de chuva na Bacia Amazônica visto por uma rede de radares meteorológicos”, orientado pela Profa. Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias.

A Presidente da Comissão Julgadora deu início à seção e informou os procedimentos do exame. O aluno fez uma exposição do seu estudo e foi arguido oralmente pelos membros da Comissão Julgadora de Defesa Pública. A Comissão Julgadora, então, se reuniu e os membros emitiram os seguintes pareceres:

| Nome | Parecer | Assinatura |
|---|--|---|
| Maria Assunção Faus da Silva Dias (USP) | <input checked="" type="checkbox"/> Aprovado () Reprovado |  |
| Rodrigo Augusto Ferreira de Souza (UEA) | <input checked="" type="checkbox"/> Aprovado () Reprovado |  |
| Rita Valéria Andreoli de Souza (UEA) | <input checked="" type="checkbox"/> Aprovado () Reprovado |  |
| Carlos Augusto Morales Rodriguez (USP) | <input checked="" type="checkbox"/> Aprovado () Reprovado |  |
| Júlia Clarinda Paiva Cohen (UFPA) | <input checked="" type="checkbox"/> Aprovado () Reprovado |  |
| Carlos Frederico de Angeliz (CEMADEN) | () Aprovado () Reprovado | _____ |

Nada mais havendo a relatar, foi lavrada a presente ata que, após lida e aprovada, foi assinada pelos membros da Comissão Julgadora.



Ministério da
Ciência, Tecnologia
e Inovação



PARECER DEFESA PÚBLICA DE TESE

Estudante: Ivan Saraiva

Programa: Clima e Ambiente

Curso: Doutorado

Orientadora: Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias (USP)

TÍTULO

Variabilidade regional das nuvens de chuva na Bacia Amazônica visto por uma rede de radares meteorológicos

BANCA JULGADORA

TITULARES

SUPLENTES

Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias (Presidente)

Dr. Carlos Frederico de Angelis (CEMADEN)

Dr. Rodrigo Augusto Ferreira de Souza (UEA)

Dra. Rita Valéria Andreoli de Souza (UEA)

Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez (USP)

Dr. Júlia Clarinda Paiva Cohen (UFPA)

EXAMINADORES

PARECER

ASSINATURA

Maria Assunção Faus da Silva Dias Aprovado Reprovado

Rodrigo Augusto Ferreira de Souza Aprovado Reprovado

Rita Valéria Andreoli de Souza Aprovado Reprovado

Carlos Augusto Morales Rodriguez Aprovado Reprovado

Júlia Clarinda Paiva Cohen Aprovado Reprovado

Carlos Frederico de Angelis Aprovado Reprovado

COMENTÁRIOS:

Manaus (AM), 30 de junho de 2016

S243 Saraiva, Ivan
Variabilidade Regional das Nuvens de Chuva na Bacia Amazônica visto por uma Rede de Radares Meteorológicos / Ivan Saraiva. ---
Manaus: [s.n.], 2016.
146 f.: il.

Tese (Doutorado) --- INPA, Manaus, 2016.
Orientador: Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias.
Área de Concentração: Clima e Ambiente.

1. Precipitação. 2. Radar Meteorológico. 3. Bacia Amazônica.
I. Título.

CDD 551.57

Sinopse:

Estudou-se a variabilidade das nuvens de chuva na Bacia Amazônica, sob o olhar do radar meteorológico. Aspectos como o ciclo diurno, anual e estrutura vertical da precipitação foram avaliados. A variabilidade das nuvens de chuva também foi avaliada sob diferentes regimes do vento meridional.

Palavras-chave: Precipitação, Radar Meteorológico, Bacia Amazônica.

Dedico este trabalho a minha filha, Lavínia e a minha esposa, Lílyan pela paciência, compreensão, dedicação, incentivo, carinho, amor e amizade, ambos fundamentais para o meu sucesso. Também a minha mãe, Libertamar e as minhas avós Jacy e Soeli pelo investimento na minha educação, carinho e incentivo, ambos fundamentais para a minha formação e meu caráter.

AGRADECIMENTOS

Deixo meus agradecimentos à Deus pelo dom da vida;

A minha orientadora Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias pela confiança, orientação, incentivo, apoio, doação, paciência, carinho e tempo despendido para acompanhar o desenvolvimento deste trabalho e de minha formação profissional.

Ao meu amigo Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez pela colaboração e tempo despendido para contribuir com o êxito deste trabalho.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro.

Ao Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) por tornar possível a resolução deste trabalho.

À Dra. Jaci Saraiva que proporcionou o armazenamento dos primeiros volumes dos radares meteorológicos do SIPAM e permitiu que este trabalho fosse concluído.

Aos colegas do SIPAM Scharles, Ricardo, Lucas, Edison, Renata, Mirlen, Deydilla, Márcio, Paula, Marcelo, Tahisa, entre outros, pelo apoio e compreensão neste período.

Aos colegas do CEMADEN Antônio, Cândido, Giovana, Maicon, Vitor, Glaucia, Romão e os demais que no momento não me recordo, mas que também foram importantes durante esta etapa da vida, proporcionando momentos felizes.

Aos colegas do INMET Flávio, Gustavo e Veríssimo pelo apoio.

Aos amigos da UFPEL Priscila, Daniel, Paulo, Marta, Gabriel, Lucia, Bruna, Rubinei (Mano), Angélica, Cátia, Luís, entre outros que no momento não me recordo, mas que foram importantes pela amizade, apoio e carinho.

Aos meus irmãos de coração e amigos do peito Roni Ilmar Völz (em memória), Diego Simões Fernandes e Vagner Specht pelos momentos incríveis de amizade, carinho, compreensão e companheirismo.

À minha família de sangue, Jaci, Sérgio, Loiva, Dinda (Rose), Helena, Julhinha, Luíza, Gustavo, Júlia, Fernanda, Felipe, Ricardo e Camila por me proporcionarem momentos raros e únicos em família.

À minha família de coração, Lucrécia, sogra, minha amigona (em memória), Antônio (sogro), Heraldo, Ceciani e Érica (cunhados).

Aos amigos de Caçapava, Ilmar, Irinea, Yasmim, Maria, Sebastião, Edinei, como sempre muito divertidos e amigos.

À minha mãe que nunca me deixa desamparado e me enche de mimos.

À minhas vizinhas que me enchem de alegria e me proporcionam momentos de aprendizados e crescimento.

À minha esposa, minha Líyan, que surgiu em minha vida, me encheu de luz e alegria, contribuindo para meu crescimento pessoal e profissional.

À minha princesinha Lavínia que sempre me recebe com um lindo sorriso e, mesmo pequenina, compreendeu os momentos de minha ausência em suas brincadeiras.

E finalmente, ao meu eterno avô Ivo (em memória), que mesmo distante continua cuidando e mantendo a harmonia de nossa família.

*"Cada criatura tem seu drama, a sua aflição, a sua dificuldade e a sua dor...
Antes de julgar, busca entender o próximo e compadece-te, para que tua palavra
seja uma luz de fraternidade no incentivo do bem."*

(André Luiz)

RESUMO

Um novo conjunto de dados baseado em 5 anos dos radares meteorológicos operacionais do SIPAM (Sistema de Proteção da Amazônia) habilitam novos conhecimentos em relação às chuvas na Bacia Amazônica. O conjunto de dados são calibrados com base no TRMM-PR, para remover diferenças entre os campos de refletividade e filtrar bloqueios parciais do feixe sobre a topografia. Características peculiares de 10 diferentes regiões são discutidas do ponto de vista dos ciclos anuais e diurnos dos campos de refletividade do radar, assim como a distribuição vertical da precipitação. Variabilidade da precipitação são analisadas nas regiões oeste e noroeste da Amazônia e sob diferentes regimes do vento meridional. Informações de raios são utilizadas para complementar a análise das características das nuvens. Similaridades nos ciclos anuais e diurnos são encontradas no noroeste e oeste, sudoeste e sul e nordeste e norte da Amazônia. Picos noturnos são encontrados na fração estratiforme no sul, sudoeste, oeste, noroeste, norte, centro oeste e região costeira. A fração convectiva nas regiões oeste, noroeste, norte e centro leste também mostraram picos noturnos. Análises da distribuição vertical da refletividade do radar para cada região indicaram que na costa norte, próximo a Belém é observado chuvas fortes e com sistemas convectivos profundos ao longo do ano. Mais próximos de nuvens oceânicas também foram observados em outras localizações da costa norte, como em Macapá, onde a frequência de raios é baixa. As localizações a oeste da Amazônia, São Gabriel da Cachoeira e Tabatinga estão próximas da Cordilheira dos Andes que pode influenciar na formação e intensificação das nuvens de chuva. São Gabriel da Cachoeira, localizado no noroeste da Bacia Amazônica apresenta um regime chuvoso em todas as estações com suave decréscimo das chuvas entre agosto e outubro, quando os sistemas são mais convectivos e com maior frequência

de raios. A variabilidade das chuvas no noroeste e oeste da Amazônia mostram que sob regimes de vento de norte, as chuvas são mais frequentes tanto em São Gabriel da cachoeira como em Tabatinga, no entanto, tendem a serem mais intensas e com caráter mais convectivo sob regimes de vento sul, em São Gabriel da Cachoeira e de norte em Tabatinga.

ABSTRACT

A new dataset based on 5 years of operational meteorological weather radars from Amazon Protection System has enabled new knowledge in relation to rainfall in the Amazon Basin. The dataset has been calibrated against the TRMM-PR to remove bias and filtered to remove partial beam blocking by topography. Peculiar characteristics of 10 different regions are discussed from the point of view of the annual and diurnal cycles of reflectivity, as well as the vertical distribution of precipitation. Rainfall variability are analyzed on west and northwest Amazon and under different regime meridional wind. Lightning data are used to supplement the analysis of raincloud features. Similarities between the annual and diurnal cycles are found in northwestern and western, southwestern and southern, and northeastern and northern Amazon. Nocturnal peaks are found in stratiform fraction on southern, southwestern, western, northwestern, northern, central western, and coastal region. The convective fraction on western, northwestern, northern and central eastern region also show nocturnal peaks. Analysis of the vertical distributions of radar reflectivity at each radar site indicates that in the northern coast close to Belém heavy rainfall with deep convective systems is observed throughout the year. More oceanic-like clouds are also observed there and in other locations in the northern coast like Macapá, where the frequency of lightning is quite low. The locations in western Amazon, São Gabriel da Cachoeira and Tabatinga are closer to the Andes Mountains which may influence the rainclouds. São Gabriel da Cachoeira located in the northwest portion of the Amazon Basin has a regime with rainfall in all seasons with a slight decrease from August to October when the systems become more convective and with more lightning. The rainfall variability on northwest and western Amazon show that in northern wind

regimes, the rain are more frequent in both São Gabriel da Cachoeira as Tabatinga, however they tend to be more intense and more convective under south wind in São Gabriel da Cachoeira and north wind in Tabatinga.

SUMÁRIO

| | |
|--|------------|
| RESUMO | X |
| ABSTRACT | XII |
| LISTA DE FIGURAS | XVI |
| LISTA DE SIGLAS | XIX |
| Capítulo 1 | 21 |
| Introdução, Motivação e Objetivos | 21 |
| Capítulo 2 | 26 |
| Fundamentação Teórica | 26 |
| 2.1 Processos de formação de gotículas e partículas de gelo..... | 28 |
| 2.1.1 <i>Estrutura de nuvens quentes</i> | 31 |
| 2.1.2 <i>Estrutura de nuvens frias</i> | 34 |
| 2.2 Precipitação estratiforme versus convectiva..... | 36 |
| 2.3 Padrões de nuvens na Amazônia..... | 38 |
| 2.3.1 <i>Sistemas de nuvens tropicais</i> | 42 |
| 2.4 Conclusões..... | 44 |
| Capítulo 3 | 45 |
| Dados | 45 |
| 3.1 Dados utilizados..... | 46 |
| 3.2 Estratégias operacionais de aquisição dos VOLSCAN's..... | 49 |
| 3.3 Frequência dos VOLSCAN's no banco de dados..... | 51 |
| 3.4 Cálculo do Constant Altitude Plan Position Indicator - CAPPI..... | 54 |
| 3.5 Controle de qualidade do VOLSCAN..... | 55 |
| 3.5.1 <i>Topografia</i> | 56 |
| 3.5.2 <i>Calibração</i> | 59 |
| Capítulo 4 | 63 |
| Metodologia | 63 |

| | |
|--|------------|
| Capítulo 5 | 69 |
| Variabilidade Regional da Precipitação | 69 |
| 5.1 Variabilidade regional dos raios | 70 |
| 5.2 Ciclo anual e diurno..... | 71 |
| 5.3 Estrutura vertical..... | 77 |
| 5.4 Visão geral da precipitação na Amazônia | 84 |
| Capítulo 6 | 88 |
| Relação entre o Vento Meridional e a Precipitação | 88 |
| 6.1 Variabilidade do Índice-V | 89 |
| 6.2 Relações entre Índice-V e Precipitação | 92 |
| 6.3 Índice-V versus Topografia | 98 |
| 6.4 Índice-V versus Termodinâmica | 101 |
| 6.5 Estudos de Caso..... | 107 |
| 6.5.1 <i>Estudo de Caso 1: Incurção de ar frio e ZCIT</i> | 107 |
| 6.5.2 <i>Estudo de Caso 2: Presença da ZCAS</i> | 113 |
| 6.5.3 <i>Estudo de Caso 3: Período Seco</i> | 119 |
| 6.6 Visão geral da variabilidade do índice-V no oeste e noroeste da Amazônia | 124 |
| Capítulo 7 | 128 |
| Conclusões | 128 |
| Capítulo 8 | 133 |
| Referências Bibliográficas | 133 |
| Apêndice A | 145 |
| Artigo Submetido em Periódico Internacional | 145 |

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1.** Distribuição temporal e espacial da precipitação. Fonte dos dados: Instituto Nacional de Meteorologia – Normais Climatológicas (1961 – 1991). (Adaptado de Figueroa e Nobre, 1990).....23
- Figura 2.1.** a) Representação gráfica da equação de Kelvin (Adaptado de Rogers, 1989). b) Curva de Köhler para uma gotícula formada a 0°C, a partir de uma solução de 10^{-16} g de NaCl (linha contínua azul). Linha tracejada vermelha representa o efeito de curvatura. Linha tracejada verde representa o efeito de soluto. Linhas horizontal e vertical contínuas pretas representam a Supersaturação (S^*) e o raio crítico (r^*), respectivamente. (Adaptado de Wallace e Hobbs, 2006).....30
- Figura 2.2.** a) Esquema do crescimento de gotículas a partir de diferentes tamanhos de núcleos de condensação. Parcela ascendente com velocidade de 60 cms^{-1} . O total de 500 CCN cm^{-1} foi assumido como im/M_s . Aproximação para distribuição do tamanho para 100 s. A variação da Supersaturação do ambiente é representado pela linha tracejada em vermelho (Adaptado de Wallace e Hobbs, 2006). b) Tamanho relativo das gotas de nuvem e de chuva; r é o raio em μm , n é o número por litro de ar e v é a velocidade terminal em cms^{-1} (Adaptado de MacDonald, 1958)32
- Figura 2.3.** a) Movimento relativo de uma pequena gotícula de nuvem com relação a uma gota coletora. Y representa o máximo impacto para a gotícula de raio r_2 com uma gota coletora de r_1 . b) Valores calculados para a eficiência de colisão para gotas coletoras de r_1 com gotículas de nuvem de raio r_2 (Adaptado de Wallace e Hobbs, 2006)33
- Figura 2.4.** a) Temperatura média de congelamento da água em função do diâmetro da gota. Linhas e símbolos em vermelho representam a nucleação heterogênea. Linhas e símbolos em azul representam a nucleação homogênea (Adaptado de Wallace e Hobbs, 2006). b) Condições de temperatura e umidade para a formação natural de vários cristais de gelo (Adaptado de Magono e Lee, 1966)35
- Figura 2.5.** a) Características da precipitação estratiforme. b) Características da precipitação convectiva. Regiões hachuradas mostram fortes picos de refletividade de radar meteorológico. Na nuvem (b) é mostrado sucessivos tempos t_0, \dots, t_n do crescimento de partículas de precipitação que são levadas ao topo da nuvem por fortes correntes ascendentes (t_2) e após determinado tempo caem até a superfície da terra (t_5). Após o t_5 a nuvem pode morrer ou continuar por um tempo considerado antes de sua dissipação. O limite tracejado mostra a nuvem evaporando (Adaptado de Houze, 1981)38
- Figura 2.6.** Modelo conceitual da eletrificação de nuvens durante a) o final da estação seca e b) o início da estação chuvosa no sudoeste da Amazônia. PQN refere-se a profundidade de nuvens quentes. NCL refere-se ao nível de condensação por levantamento (Adaptado de Albrecht et al., 2011)40
- Figura 2.7.** Modelo conceitual da trajetória da precipitação e movimentos verticais médios de um sistema convectivo. Os asteriscos representam os hidrometeoros e os círculos cheios a intensidade de precipitação (círculos maiores = precipitação intensa, círculos menores = precipitação fraca) (Adaptado de Biggerstaff e Houze, 1993)43

- Figura 3.1.** Cobertura dos radares meteorológicos do SIPAM localizados ao longo da Amazônia, Brasil. Em sombreado está a topografia em metros47
- Figura 3.2.** Estratégia de aquisição dos radares meteorológicos do Sistema de Proteção da Amazônia. a) Estratégia meteorológica - 240 km e 17 elevações; b) Estratégia de vigilância - 400 km e 3 elevações51
- Figura 3.3.** Número de dias de cada mês a partir de 2008 até 2012 em que o volume scan de cada radar meteorológico do SIPAM é armazenado no banco de dados53
- Figura 3.4.** Esquema de iluminação do feixe de micro-ondas dos radares meteorológicos, proposto na metodologia do cálculo do CAPPI. (Adaptado de Anagnostou e Krajewski, 1997)55
- Figura 3.5.** Exemplos da fração de bloqueio do feixe (esquerda) e visão horizontal da simulação da propagação do feixe (direita) da primeira elevação do radar como uma função da distância (em km) a partir do radar. A fração bloqueada está integrada no azimute e a máxima topografia em torno do azimute é indicada abaixo. a) SGC; b) STM; c) BVB58
- Figura 3.6.** Calibração da refletividade do GR-MAO baseado na refletividade do TRMM-PR para o ano de 2009. a) Diferenças na refletividade entre o GR e o TRMM-PR como uma função da distância desde o centro do radar. b) Distribuição de frequência da refletividade do radar para a série do GR não ajustada e, TRMM-PR e a diferença entre o GR e o TRMM-PR. c) Série não ajustada do GR versus TRMM-PR; d) Série ajustada do GR versus TRMM-PR60
- Figura 5.1.** Frequência relativa mensal dos raios na área de 150 km em torno de cada radar. As frequências são obtidas da STARNET para o período entre de 2008 e 201271
- Figure 5.2.** Ciclo anual e diurno da frequência relativa de ocorrência das frações estratiforme (esquerda) e convectiva (direita) para os radares do SIPAM. a) BEL; b) STM; c) MAO; d) TFF; e) PVH; f) CZS; g) TBT; h) SGC; i) MCP; j) BVB. Linhas verticais tracejadas correspondem a hora local, a cada 5 horas76
- Figura 5.3.** Climatologia do *Contoured Frequency by Altitude Diagrams* (CFAD's) da refletividade dos radares do SIPAM para os 3D-CAPPI coletados nas estações WET (esquerda), TRA1 (meio-esquerda), DRY (meio-direita) e TRA2 (direita). CFAD's variam a cada 1 dBZ. Os contornos estão no intervalo de 1% dos dados por dBZ, por Km, iniciando com 1 % dBZ⁻¹/km⁻¹. Linhas sólidas representam a mediana e linhas pontilhadas os limites da distribuição inferior (10 %) e superior (90 %). Linhas verticais tracejadas correspondem Z, a cada 10 dBZ. Linhas horizontais tracejadas correspondem a altura, a cada 4 km81
- Figura 6.1.** a) Ciclo anual da frequência de ocorrência do fluxo meridional; Linhas horizontais contínuas representam intervalos de frequência, a cada 20%. b) Média mensal do Índice-V; Linhas horizontais contínuas representam intervalos de Índice-V, a cada 2 m/s. c) Frequência de ocorrência dos campos de refletividade (Z > 20 dBZ) e média do Índice-V; Linha tracejada horizontal representam o Índice-V zero; Linhas pontilhadas verticais representam os meses. SGC (esquerda). TBT (direita)91
- Figure 6.2.** Ciclo anual e diurno da precipitação na região do GR-SGC em termos de frequência de ocorrência. Para Z > 20 dBZ (esquerda), Z > 40 dBZ (meio) e descargas atmosféricas (direita). a) Regime de V-NEG; b) Regime de V-POS95

Figure 6.3. Ciclo anual e diurno da precipitação na região do GR-TBT em termos de frequência de ocorrência. Para $Z > 20$ dBZ (esquerda), $Z > 40$ dBZ (meio) e descargas atmosféricas (direita). a) Regime de V-NEG; b) Regime de V-POS97

Figura 6.4. Distribuição de frequência cumulativa da máxima topografia e topografia sobre a área do radar. a) SGC; c) TBT; Distribuição de frequência cumulativa da máxima topografia sob pixels de refletividade acima de 20 e 40 dBZ para cada setor da área do radar. b) SGC; d) TBT. Linha preta representa a distribuição de V-POS. Linha cinza representa V-NEG. Linha sólida representa distribuição para $Z > 20$ dBZ. Linha tracejada para $Z > 40$ dBZ. Linha sólida vermelha representa a topografia do setor99

Figura 6.5. Distribuição de frequência cumulativa para os casos do V-POS e V-NEG. a) e b) Máximo CAPE; c) e d) Máximo CINE; e) e f) Convergência do Fluxo de Umidade entre os níveis de 925 e 700 hPa. SGC (esquerda). TBT (direita)105

Figura 6.6. Pêntadas da temperatura de brilho média (K), a partir do satélite GOES-12 (Fonte: Climanálise/CPTEC) (Esquerda). Vetor do vento em 925 hPa e Fluxo de convergência de umidade entre os níveis de 925 e 700 hPa ($\times 10^{-5}$ g/Kg/dia) (Meio). Escoamento em altos níveis (250 hPa) e divergência em 300 hPa ($\times 10^{-1}$ s $^{-1}$) (Direita). a) Média do período de 11 - 15/05/2011. b) Média do período de 16 - 20/05/2011. c) Média do período de 21 - 25/05/2011109

Figura 6.7. Estudo de Caso 1. a) Índice-V; b) Omega ($\times 10^{-1}$ Pa/s); c) Fluxo de convergência de umidade ($\times 10^{-5}$ g/Kg/dia); d) Frequência de ocorrência de $Z > 20$ dBZ e) Frequência de ocorrência de $Z > 40$ dBZ. GR-SGC (Esquerda). GR-TBT (Direita)111

Figura 6.8. Pêntadas da temperatura de brilho média (K), a partir do satélite GOES-12 (Fonte: Climanálise/CPTEC) (Esquerda). Vetor do vento em 925 hPa e Fluxo de convergência de umidade entre os níveis de 925 e 700 hPa ($\times 10^{-5}$ g/Kg/dia) (Meio). Escoamento em altos níveis (250 hPa) e divergência em 300 hPa ($\times 10^{-1}$ s $^{-1}$) (Direita). a) Média do período de 11 - 15/01/2012. b) Média do período de 16 - 20/01/2012. c) Média do período de 21 - 25/01/2012117

Figura 6.9. Estudo de Caso 2. a) Índice-V; b) Omega ($\times 10^{-1}$ Pa/s); c) Fluxo de convergência de umidade ($\times 10^{-5}$ g/Kg/dia); d) Frequência de ocorrência de $Z > 20$ dBZ e) Frequência de ocorrência de $Z > 40$ dBZ. GR-SGC (Esquerda). GR-TBT (Direita)118

Figura 6.10. Pêntadas da temperatura de brilho média (K), a partir do satélite GOES-12 (Fonte: Climanálise/CPTEC) (Esquerda). Vetor do vento em 925 hPa e Fluxo de convergência de umidade entre os níveis de 925 e 700 hPa ($\times 10^{-5}$ g/Kg/dia) (Meio). Escoamento em altos níveis (250 hPa) e divergência em 300 hPa ($\times 10^{-1}$ s $^{-1}$) (Direita). a) Média do período de 01 - 05/08/2011. b) Média do período de 06 - 10/08/2011. c) Média do período de 11 - 15/08/2011121

Figura 6.11. Estudo de Caso 3. a) Índice-V; b) Omega ($\times 10^{-1}$ Pa/s); c) Fluxo de convergência de umidade ($\times 10^{-5}$ g/Kg/dia); d) Frequência de ocorrência de $Z > 20$ dBZ e) Frequência de ocorrência de $Z > 40$ dBZ. GR-SGC (Esquerda). GR-TBT (Direita)123

Figura 6.12. a) Perfil médio de refletividade. b) Distribuição de frequência cumulativa da altura do topo das nuvens (Echotop). Calculo do Echotop considerou $Z > 20$ dBZ. Linhas horizontais pontilhadas representam a altura, a cada 2 km. Linhas horizontais tracejadas representam a frequência, a cada 20 %. Linhas vermelhas para EC1. Linhas verdes para EC2. Linhas azuis para EC3. Linhas contínuas para V-NEG. Linhas tracejadas para V-POS. Espessura da linha fina para GR-SGC. Espessura da linha grossa para GR-TBT.....125

LISTA DE SIGLAS

| | |
|--------|--|
| ATD | Arrival Time Difference |
| BEL | Belém |
| BVB | Boa Vista |
| CAPPI | Constant Altitude Plan Position Indicator |
| CFAD's | Contoured Frequency By Altitude Diagrams |
| CV | Fração Convectiva |
| CZS | Cruzeiro do Sul |
| DECEA | Departamento de Controle do Espaço Aéreo |
| DEM | Digital Elevation Models |
| DRY | Estação Seca |
| EEC | Enterprise Electronics Company |
| GAMIC | Gesellschaft Für Angewandte Mikrowellen Und Informations Technologie Und Consulting |
| GR | Ground Radar |
| GVS | Ground Validation System |
| HL | Hora Local |
| MAO | Manaus |
| MCP | Macapá |
| NCEP | National Centers for Environmental Prediction |
| NCM | No Cases Matches |
| PBB | Partial Beam Blockage |
| PR | Precipitation Radar |
| PRF | Pulse Repetition Frequency |
| PVH | Porto Velho |

| | |
|---------|---------------------------------------|
| SCM | Sistema Convectivo de Mesoescala |
| SIPAM | Sistema de Proteção da Amazônia |
| SGC | São Gabriel da Cachoeira |
| ST | Fração Estratiforme |
| STARNET | Sferics Timing and Ranging Network |
| STM | Santarém |
| TBT | Tabatinga |
| TFF | Tefé |
| TRA1 | Estação de transição chuvosa-seca |
| TRA2 | Estação de transição seca-chuvosa |
| TRMM | Tropical Rainfall Measuring Mission |
| USGS | United States Geological Survey |
| UZ | Refletividade Não Corrigida |
| V | Velocidade espectral |
| VLF | Very Low Frequency |
| VOLSCAN | Volume Scan |
| V-NEG | Índice-V Negativo |
| V-POS | Índice-V Positivo |
| W | Largura Espectral |
| WET | Estação Chuvosa |
| Z | Refletividade do Radar Corrigida |
| ZCAS | Zona de Convergência do Atlântico Sul |
| ZCIT | Zona de Convergência Intertropical |

Capítulo 1

Introdução, Motivação e Objetivos

A Bacia Amazônica se estende de 5° N até 18° S e de 42° W até 74° W com uma área de aproximadamente 7 milhões de km². Diferentes climatologias da precipitação (por exemplo, Rao e Hada, 1990) têm sido reportadas para várias sub-regiões da Amazônia e relacionadas com a influência de diferentes sistemas meteorológicos. No Norte, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e as ondas de leste do Atlântico dominam o clima regional, enquanto na região sul fracos sistemas frontais, assim como frentes estacionárias, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) fornecem o cenário para o desenvolvimento de precipitação (Satyamurty et al., 1998). Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) tem sido observado sobre toda a Amazônia (Greco et al., 1990; Machado et al., 1998; Silva Dias et al., 2009a) e em particular na forma de linhas de instabilidade originadas na costa norte (Cohen et al., 1995). Para o Oeste da bacia, a Cordilheira do Andes promove uma barreira para os ventos alísios de nordeste provenientes do Atlântico equatorial. Nas encostas orientais dos Andes, a elevação topográfica está associada com montantes anuais de precipitação muito elevados, com acumulados de mais de 3500 mm, conforme Figura 1.1 (Figueroa e Nobre, 1990).

As maiores coberturas da floresta amazônica concentram-se nas regiões central e noroeste, enquanto que as áreas de desmatamento, savana e agricultura estão principalmente nas bordas sul e leste da floresta (Steege et al., 2013). O processo de desmatamento está associado à queima da biomassa na estação seca, liberando uma enorme quantidade de aerossóis na atmosfera (Artaxo et al., 2002). Vários estudos têm apontado para um impacto na precipitação devido à queima de biomassa (por exemplo, Andreae et al., 2004; Albrecht et al., 2011). Outros estudos têm apontado para os efeitos de desmatamento sobre os padrões de chuva e intensidades (Saad et al., 2010; Silva Dias et al., 2009b).

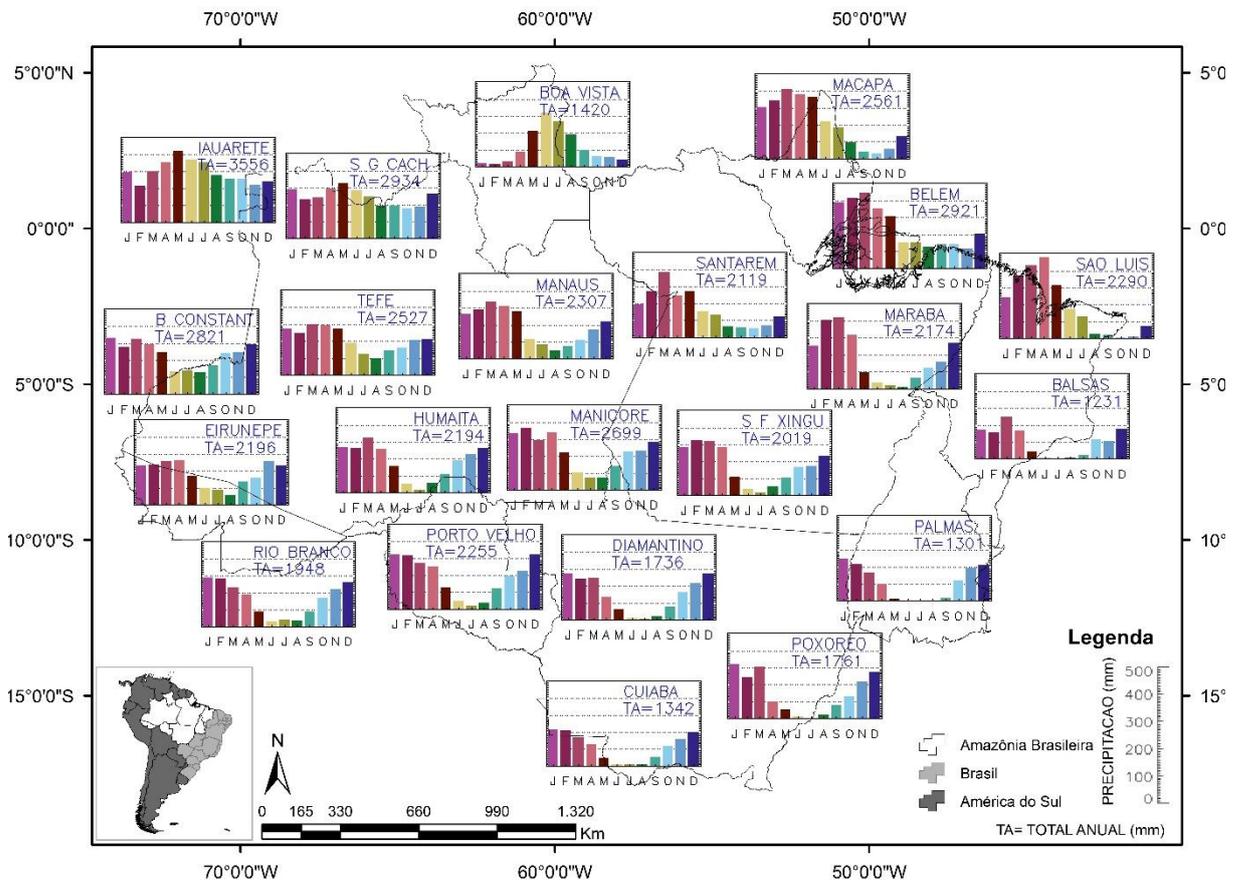


Figura 1.1. Distribuição temporal e espacial da precipitação. Fonte dos dados: Instituto Nacional de Meteorologia – Normais Climatológicas (1961 – 1991). (Adaptado de Figueroa e Nobre, 1990).

Estudos anteriores da precipitação na Bacia Amazônica têm contado com análises sobre medidas de chuva por pluviômetros (por exemplo, Rao e Hada, 1990), precipitação derivada de satélites (Negri et al., 1994; Negri et al., 2002) ou combinações de satélite e pluviômetros (por exemplo, Buarque et al., 2011). Características da precipitação baseadas no *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) *Precipitation Radar* (PR) (por exemplo, Liu et al., 2008) foram utilizados para promover uma visão em grande escala, mantendo limitada a resolução temporal que impede as análises na escala de tempo do ciclo de vida das nuvens. Várias campanhas conduzidas na região desde a década de 1980 forneceram estudos de caso das nuvens e chuvas por períodos limitados de tempo com recursos avançados,

como radares meteorológicos, lidares, pluviômetros, disdrômetros e etc. (Silva Dias et al., 2002; Machado et al., 2014). Os vários estudos mencionados combinam para sugerir um cenário onde a heterogeneidade regional é a característica dominante.

É claro a partir deste breve resumo que a compreensão da precipitação na Bacia Amazônica ainda é um tema desafiador e são necessários mais dados. Com esta perspectiva, um novo conjunto de dados com base em 5 anos de operações dos radares meteorológicos do Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM) traz novas possibilidades e perspectivas. Portanto, o objetivo desta pesquisa é:

- Descrever o novo conjunto de dados dos radares meteorológicos da Amazônia, apresentar o controle de qualidade aplicado nos dados e mostrar as características gerais das nuvens de chuva pelos 10 radares meteorológicos que distinguem os diferentes regimes de chuva da Bacia Amazônica.

Para alcançar os objetivos propostos, as seguintes etapas foram desenvolvidas:

- Controle de qualidade dos dados dos radares do SIPAM;
- Avaliar os ciclos diurno e anual da refletividade do radar;
- Avaliar a estrutura vertical da refletividade do radar;
- Identificar relações entre a precipitação na Amazônia e o vento meridional.

Os resultados podem ser vistos como preliminares no sentido em que 5 anos não são suficientes para definir uma climatologia. No entanto, eles apontam para características regionais interessantes que devem motivar novas pesquisas. O Capítulo 2 apresenta uma breve revisão dos conceitos de formação de nuvens quentes e frias e suas principais características na Amazônia. No capítulo 3, os dados são descritos e o controle de qualidade dos dados é introduzido. O capítulo 4

apresenta a metodologia, enquanto que o Capítulo 5 apresenta e discute a variabilidade regional da precipitação assim como o Capítulo 6 avalia as relações entre o vento meridional e a precipitação nas regiões oeste e noroeste da Amazônia. O Capítulo 7, conclusões e o Capítulo 8, referências bibliográficas fecham a pesquisa. Por fim, no Apêndice A, o trabalho submetido ao periódico *Journal Applied Meteorology and Climatology*. Os dados dos radares meteorológicos do SIPAM utilizados nesta pesquisa estão disponíveis em (<http://www.sipam.gov.br>).

Capítulo 2

Fundamentação Teórica

A região Amazônica apresenta uma grande disponibilidade de energia e umidade e que determinam a formação de convecção na região. Estes fatores a distinguem das demais regiões do Planeta. O vapor d'água é o principal componente do transporte de energia da superfície da terra para a atmosfera e está intimamente ligado a formação de nuvens. No entanto, a formação de nuvens não depende apenas do vapor d'água e, sim, de vários processos dinâmicos e termodinâmicos que ainda vem sendo estudados e instigam novas pesquisas. Dúvidas de como se formam as nuvens, quais as características dos hidrometeoros que as constituem, quais as diferenças entre o período, chuvoso, seco e transição na região Amazônica são de suma importância para validação dos resultados de modelos numéricos de previsão. Efeitos do desmatamento e queimadas na formação de nuvens já foram abordados anteriormente (Silva e Dias et al., 2005), e mostram que há uma redução das chuvas nos vales desmatados, assim como de chuvas locais, provenientes de nuvens rasas. Um aumento no número de descargas atmosféricas foi verificado com o aumento destes efeitos (Albrecht et al. 2011). A floresta e os grandes rios da Amazônia também influenciam na formação de nuvens de chuva. Esta interação foi identificada por Oliveira e Fitzjarrald (1993 e 1994), na forma de brisa dos Rios Negro e Solimões, a partir da rotação dos ventos sentido rio-floresta (floresta-rio) durante o dia (madrugada e início manhã).

Muitos são os fatores que influenciam na formação e ciclo das nuvens na região Amazônica. Além de ser uma região tropical, sua extensa área é influenciada sob diferentes aspectos meteorológicos (ver Capítulo 1) e que modulam as chuvas na região. Aspectos locais, de menor escala também influenciam no ciclo das nuvens. Como resultado da variabilidade espaço-temporal dos processos de formação de nuvens sobre a região, espera-se um amplo espectro de tamanho de hidrometeoros

e com diferentes propriedades (físico e químico). O uso de sensoriamento remoto, principalmente por radares meteorológicos, proporciona uma fonte para o conhecimento dos processos de formação de nuvens, sendo assim, um breve resumo dos processos de formação de gotículas de água e partículas de gelo, ciclo de vida das nuvens, aspectos morfológicos das nuvens e principais características das nuvens Amazônicas serão revisados.

2.1 Processos de formação de gotículas e partículas de gelo

As moléculas de água encontram-se constantemente em movimento, saindo (por meio da evaporação) ou entrando (por meio de condensação) da superfície líquida. Este processo depende exclusivamente da pressão de vapor de saturação (e_s), da fase da água, da temperatura e da forma e pureza da interface a qual estão aderidas. Basicamente, a e_s é a pressão de vapor na qual o vapor d'água está em equilíbrio (evaporação = condensação) em uma referida superfície e temperatura. Nas gotículas de água (partículas de gelo), esta e_s é maior (menor) e, por isso, as gotículas de água (partículas de gelo) escapam mais (menos) facilmente. A temperatura da água determina o grau de excitação das moléculas e o quanto estas escapam das gotículas de água (por meio de evaporação). Do mesmo modo que o tamanho das gotículas determina o quanto as moléculas de água são capazes de se aderirem. Gotículas maiores (menores) apresentam maior (menor) tensão intra-molecular na superfície e, por isso, são mais (menos) planas, dificultando (facilitando) a saída de moléculas e promovendo menor (maior) evaporação. Outro fator importante para a formação de gotículas de água é o grau de pureza da interface de aderência das moléculas de água, ou seja, as partículas de sal, poeira e provenientes de queimadas facilitam os processos de condensação, de forma que ocupam espaços de moléculas

de água, diminuem a exposição destas e favorecem a condensação destas em baixas umidades. Estas partículas são conhecidas como núcleos de condensação de nuvens (CCN, em inglês 'Cloud Condensation Nuclei').

Para que uma gotícula de água pura cresça, a e_s sobre a superfície esférica da gota deve ser inferior a e_s do ambiente, como descrito pela Equação de Kelvin (2.1).

$$e_s(r) = e_s(\infty) \exp\left(\frac{2\sigma}{rR_v\rho T}\right) \quad 2.1$$

Onde, $e_s(r)$ é a pressão de vapor de saturação sobre a superfície esférica de uma gotícula de raio r com tensão superficial σ e densidade ρ a uma temperatura T . $e_s(\infty)$ é a pressão de vapor de saturação sobre uma superfície plana de água, ou e_s do ambiente.

A partir da Equação de Kelvin (Equação 2.1), observa-se que quanto maior o raio inicial da gotícula, menor será a pressão de vapor de saturação. Sendo assim, para raios infinitos, a pressão de vapor sobre a superfície esférica se iguala à pressão de vapor de saturação sobre a superfície plana; No entanto, na atmosfera a formação de gotículas por nucleação homogênea, como são chamados os processos de formação de gotas de água em um ambiente puro (sem a presença de CCN) não ocorre espontaneamente, pois para que uma molécula de água dê origem a uma gotícula seria necessário uma supersaturação da ordem de 300 %, conforme observa-se na Figura 2.1a.

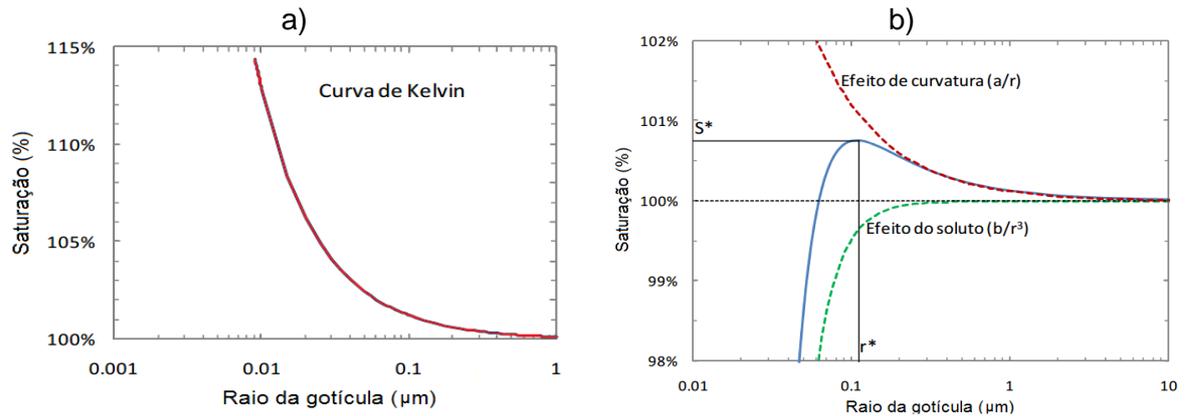


Figura 2.1. a) Representação gráfica da equação de Kelvin (Adaptado de Rogers, 1989). b) Curva de Köhler para uma gotícula formada a 0°C, a partir de uma solução de 10^{-16} g de NaCl (linha contínua azul). Linha tracejada vermelha representa o efeito de curvatura. Linha tracejada verde representa o efeito de soluto. Linhas horizontal e vertical contínuas pretas representam a Supersaturação (S^*) e o raio crítico (r^*), respectivamente. (Adaptado de Wallace e Hobbs, 2006).

Processos no qual as gotas de água se formam a partir de CCN's são chamados de nucleação heterogênea; Alguns CCN's atuam como soluto e reduzem a pressão de vapor de saturação sobre a solução da gota, permitindo a formação em baixa supersaturação, como mostra a Figura 2.1b. A Figura 2.1b mostra a representação gráfica da Equação de Köhler que determina a dependência da pressão de vapor de saturação da gotícula em função do termo de curvatura (a/r) e do soluto (b/r^3). O efeito do soluto ou CCN é de diminuir a supersaturação crítica necessária para a o crescimento da gotícula. De forma que, quando a gotícula cresce em um ambiente já supersaturado ($S > 100\%$), a mesma pode ser ativada, ou seja, livre para crescer, já que seu crescimento depende agora apenas do efeito de curvatura (ou tensão superficial da gota), que é capaz de impedir que as moléculas de água escapem para o ambiente. Define-se como raio crítico, o tamanho do raio de uma gotícula onde a função de crescimento deixa de seguir o efeito de soluto e passa ser determinada pelo efeito de curvatura (representado na Figura 2.1a por r^*). Atingindo o r^* , a gotícula está livre para crescer, mesmo em ambientes abaixo da supersaturação.

2.1.1 Estrutura de nuvens quentes

Resumidamente, classifica-se nuvens quentes sendo aquelas em que o topo pouco ultrapassa a isoterma de 0°C, ou seja, não possuem gelo em sua constituição. As nuvens quentes podem se formar inicialmente por condensação em um ambiente supersaturado e, posteriormente, por colisão e coalescência com outras gotículas dentro da nuvem.

- Crescimento por condensação:

Como vimos anteriormente, a supersaturação deve ser suficientemente grande para ativar uma gota e, conseqüentemente esta irá alcançar o pico de sua curva Köhler (Figura 2.1b) e continuará a crescer. No entanto, o crescimento de uma única gota depende exclusivamente da relação entre a supersaturação, a temperatura, o soluto e o raio de curvatura da superfície da gota. Já o crescimento de uma população de gotas por condensação, depende também do consumo de vapor d'água da nuvem em desenvolvimento, de forma que ocorram variações temporais no processo de supersaturação (diminuir). Neste ponto as gotículas não ativadas começam a evaporar, enquanto que as gotículas já ativadas (atingiram o r^*) continuam a crescer por condensação. Uma vez que a taxa de crescimento de uma gota por condensação é inversamente proporcional ao seu raio, as gotículas já ativadas e menores tendem a crescerem mais rápido do que as maiores. Sendo assim, os tamanhos das gotículas na nuvem tendem a serem mais uniformes ao longo do tempo. A Figura 2.2a, descreve o processo descrito acima ao longo do tempo. Ou seja, após a supersaturação atingir o valor máximo ($S \sim 0,5\%$), as gotículas não ativadas, $M_s=10^{-18}$ e $M_s=10^{-19}$ evaporam. Por outro lado, as gotículas $M_s=10^{-15}$, $M_s=10^{-16}$ e $M_s=10^{-17}$ crescem até um determinado tempo e, posteriormente, sofrem uma queda na taxa de crescimento até estarem aproximadamente uniformes em relação ao seu tamanho.

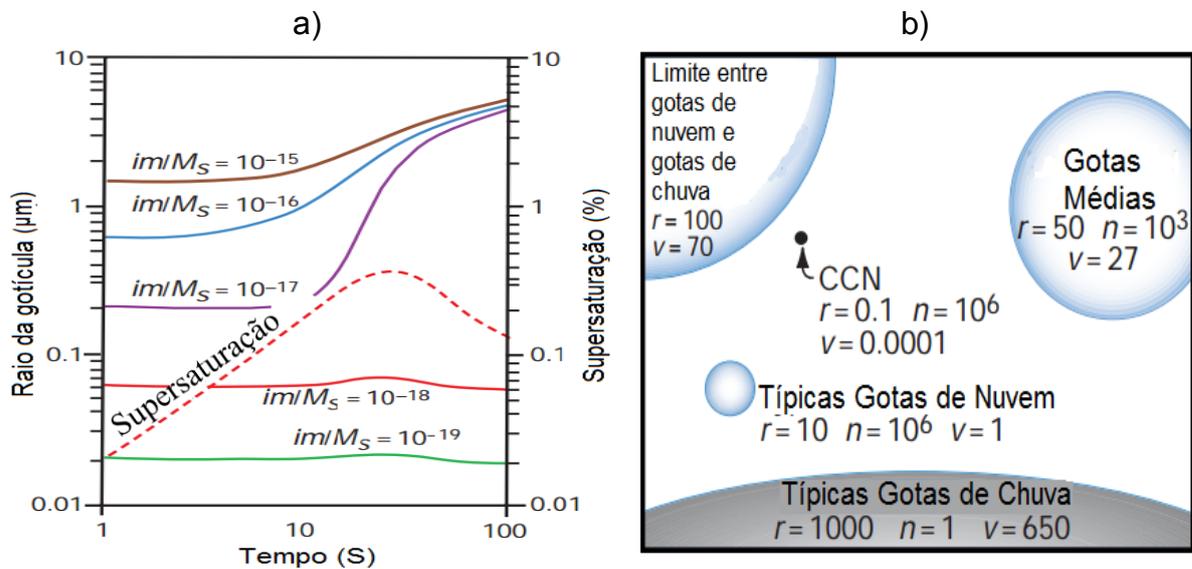


Figura 2.2. a) Esquema do crescimento de gotículas a partir de diferentes tamanhos de núcleos de condensação. Parcela ascendente com velocidade de 60 cm s^{-1} . O total de 500 CCN cm^{-1} foi assumido como im/M_s . Aproximação para distribuição do tamanho para 100 s. A variação da Supersaturação do ambiente é representado pela linha tracejada em vermelho (Adaptado de Wallace e Hobbs, 2006). b) Tamanho relativo das gotas de nuvem e de chuva; r é o raio em μm , n é o número por litro de ar e v é a velocidade terminal em cm s^{-1} (Adaptado de MacDonald, 1958).

- *Crescimento por colisão e coalescência:*

Inicialmente as pequenas gotículas são formadas na presença dos CCN's com elevados valores de saturação e crescem a partir de condensação de vapor d'água sobre as mesmas. No entanto, como vimos anteriormente, este processo não ocorre indefinitamente, já que a população de gotas "disputa" pela quantidade de vapor disponível na nuvem até que se esgote. Neste momento, estas gotículas maiores ($r > 14 \mu\text{m}$) já possuem massa suficiente para vencer a turbulência do ar e adquirir uma certa velocidade terminal (quando a Força Peso ou Gravitacional se iguala a Força de Arrasto da partícula). Neste momento inicia-se o processo de crescimento de gotas por colisão e coalescência, que permite que as gotículas cresçam até gotas de chuva. O limite que diferencia uma gota de nuvem de uma gota de chuva é sugerido por McDonald (1958), $r = 100 \mu\text{m}$, no entanto, ao tratar-se de uma gota de chuva típica é assumido o raio de $1000 \mu\text{m}$, conforme Figura 2.2b.

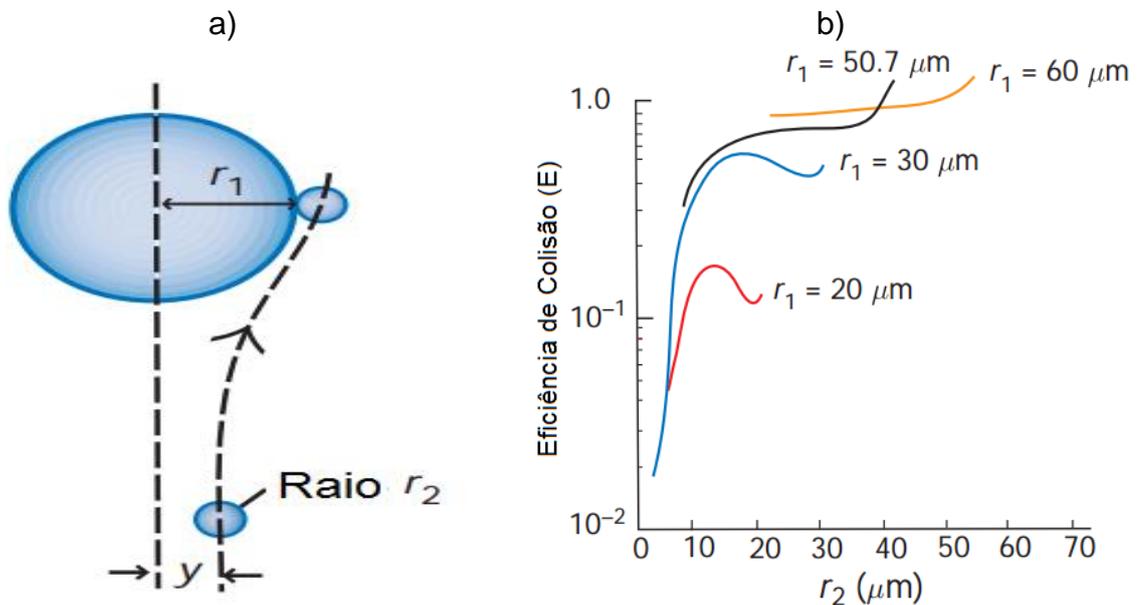


Figura 2.3. a) Movimento relativo de uma pequena gotícula de nuvem com relação a uma gota coletora. y representa o máximo impacto para a gotícula de raio r_2 com uma gota coletora de r_1 . b) Valores calculados para a eficiência de colisão para gotas coletoras de r_1 com gotículas de nuvem de raio r_2 (Adaptado de Wallace e Hobbs, 2006).

O processo de colisão entre as gotículas ocorre principalmente por efeitos gravitacionais, de forma que, quanto maior for a diferença da velocidade entre as gotas grandes e pequenas, maior a chance de ocorrer colisão. Por exemplo, Figura 2.3a, com a aproximação de uma gota coletora de r_1 até uma gota de r_2 , esta última tende a seguir as linhas de corrente em torno da gota coletora, e desse modo, não coalescer, ou coalescer temporariamente (de modo que após a separação mantenha suas propriedades iniciais). Desta forma a eficiência de colisão depende das forças inerciais e aerodinâmicas, pois quanto maior a inércia da gotícula a ser coletada, maior a dificuldade da mesma ser defletida para fora da área de colisão da gota coletora. A Figura 2.3b mostra que a eficiência de colisão e coalescência aumenta na medida que o tamanho da gota coletora aumenta e para gotas coletadas com raio menor que $20 \mu\text{m}$ de raio são muito inferiores. Por outro lado, quando a gota coletora for muito maior

que a gota coletada, a eficiência também é menor já que esta tende a ser defletida (Figura 2.3a).

2.1.2 Estrutura de nuvens frias

Quando uma nuvem se estende significativamente acima da isoterma de 0°C, a mesma passa a ser chamada de nuvem fria. Nesta fase, torna-se possível a formação de gelo que ocorre a partir do congelamento de gotículas de nuvem ou da sublimação. Este último processo é parecido com o de formação e crescimento de gotículas de água por condensação. Para que ocorra é necessária a presença de embriões de gelo (gotículas de nuvem congeladas ou núcleos de gelo) e, também que o vapor dentro da nuvem esteja saturado em relação à água líquida, desta forma o mesmo estará saturado em relação ao gelo ($e_{s\text{ água}}(r) > e_{s\text{ gelo}}(r)$) e tornará um ambiente favorável para o crescimento. A formação de embriões de gelo por difusão de vapor pode ocorrer por nucleação homogênea ou heterogênea. A primeira ocorre em casos extremos quando as moléculas de vapor d'água formam embriões estáveis a partir de colisões em temperaturas abaixo dos - 41 °C e em gotas com diâmetro ~ 1 µm e -35 °C para gotas com diâmetro de ~ 100 µm (Figura 2.4a). No caso de nucleação heterogênea, torna-se necessário a presença dos núcleos de condensação de gelo (*IN*, em inglês *Ice Nuclei*) e o mesmo inicia-se a partir de -5°C pelos processos de deposição de vapor e/ou congelamento por condensação e contato.

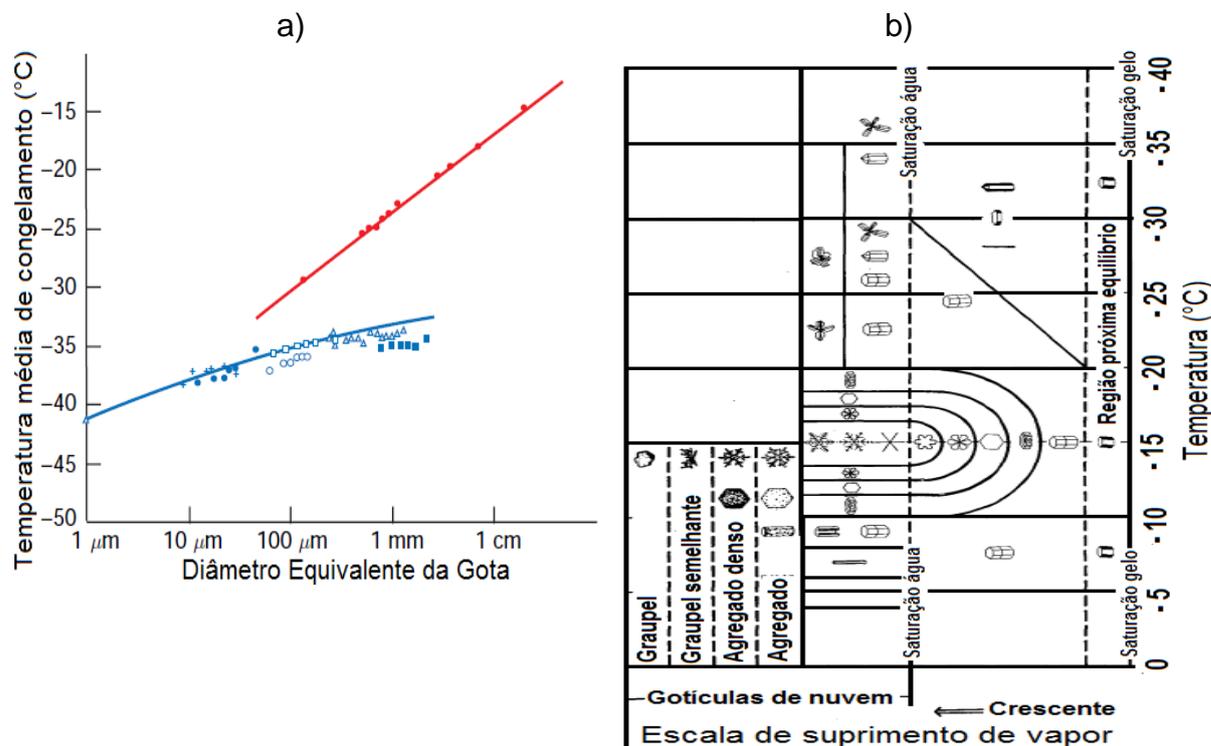


Figura 2.4. a) Temperatura média de congelamento da água em função do diâmetro da gota. Linhas e símbolos em vermelho representam a nucleação heterogênea. Linhas e símbolos em azul representam a nucleação homogênea (Adaptado de Wallace e Hobbs, 2006). b) Condições de temperatura e umidade para a formação natural de vários cristais de gelo (Adaptado de Magono e Lee, 1966).

A partir dos processos de nucleação os cristais de gelo se formam em uma infinidade de formatos e que dependem da composição dos núcleos de condensação de gelo, dos processos de ativação dos embriões, da temperatura e tempo de permanência da corrente ascendente. A Figura 2.4b apresenta o habitat dos cristais de gelo, em função da temperatura.

Adicionalmente ao processo de crescimento de cristais de gelo por deposição de vapor, existem os processos de acreção (*riming*) e agregação. O primeiro assemelha-se ao processo de colisão para crescimento de gotícula de água. Neste caso, as gotículas de água super-resfriadas se aderem aos cristais de gelo durante contatos mecânicos, ou seja, colisão. O congelamento instantâneo dá origem ao

graupel e, se o congelamento não for instantâneo, estruturas mais densas são formadas, conhecidas como granizo. No caso de agregação, são cristais de gelo que se chocam e acabam aderindo-se um ao outro, formando os flocos de neve.

2.2 Precipitação estratiforme versus convectiva

Comumente distingue-se os tipos de precipitação dentro de uma nuvem, em estratiforme e convectivo. As chuvas estratiformes estão associadas a nuvem do tipo *stratus*, *stratocumulus* ou *nimbostratus*, enquanto que as chuvas convectivas a *cumulus* e *cumulonimbus* (Houze, 1993). As diferenças entre os dois tipos de chuva ocorrem principalmente devido a diferenças nas magnitudes dos movimentos verticais, já que o movimento vertical do ar é menor quando comparado com a velocidade de queda dos cristais de gelo e neve em chuvas estratiformes. Ocorre precipitação estratiforme quando satisfaz a condição:

$$|W| \ll |V_{t\text{gelo}}| \quad 2.2$$

Onde, W é a velocidade vertical do vento e $V_{t\text{gelo}}$ é a velocidade terminal dos cristais de gelo e neve ($\sim 1 - 3 \text{ ms}^{-1}$).

Desta forma, as partículas de gelo localizadas em regiões mais altas da nuvem iniciam o processo de precipitação, já que a corrente de ar vertical não é suficiente para mantê-las em suspensão. Os processos de precipitação estratiforme dentro de uma nuvem profunda *nimbostratus* e com produção substancial de chuva e/ou neve são mostrados na Figura 2.5a. A precipitação estratiforme nesta nuvem está associada exclusivamente a processos de formação de gelo, ou seja, a chuva que

chega na superfície da terra foi um cristal de gelo que derreteu. No entanto, outras nuvens com rasas camadas, como as *stratus* e *stratocumulus* podem produzir chuviscos, provenientes de gotículas de água não congeladas. As correntes ascendentes de ar mantem a supersaturação pela condensação de vapor que acaba sendo depositado nas partículas. No entanto, como vimos anteriormente, as correntes ascendentes não são grandes suficiente para manter a supersaturação. Desta forma, as partículas de gelo caem do topo da nuvem, mantendo o seu crescimento por agregação, podendo também crescerem por acresção. Abaixo da camada de derretimento ou banda brilhante, frequentemente observada pelo radar meteorológico, há grande concentração de partículas de flocos de neve em derretimento.

Por outro lado, a precipitação convectiva apresenta movimentos verticais da ordem de $\sim 1 - 10 \text{ ms}^{-1}$, igualando ou excedendo as velocidades terminais típicas do gelo. A precipitação convectiva chega a formar-se na metade do tempo da precipitação estratiforme. As partículas de precipitação iniciam sua formação próxima a base da nuvem e crescem a partir de sucessivas subidas até as partes superiores da nuvem levadas pelas fortes correntes ascendentes (Figura 2.5b). As mesmas chegam ao solo após adquirirem massa suficiente para superar as correntes ascendentes. O processo de crescimento é predominantemente mecânico, por acresção de água líquida e gelo. Os ecos de refletividade do radar vistos em uma precipitação tipicamente convectiva apresentam picos de refletividade alongados verticalmente, enquanto que precipitação estratiforme alongados horizontalmente e associados à banda brilhante.

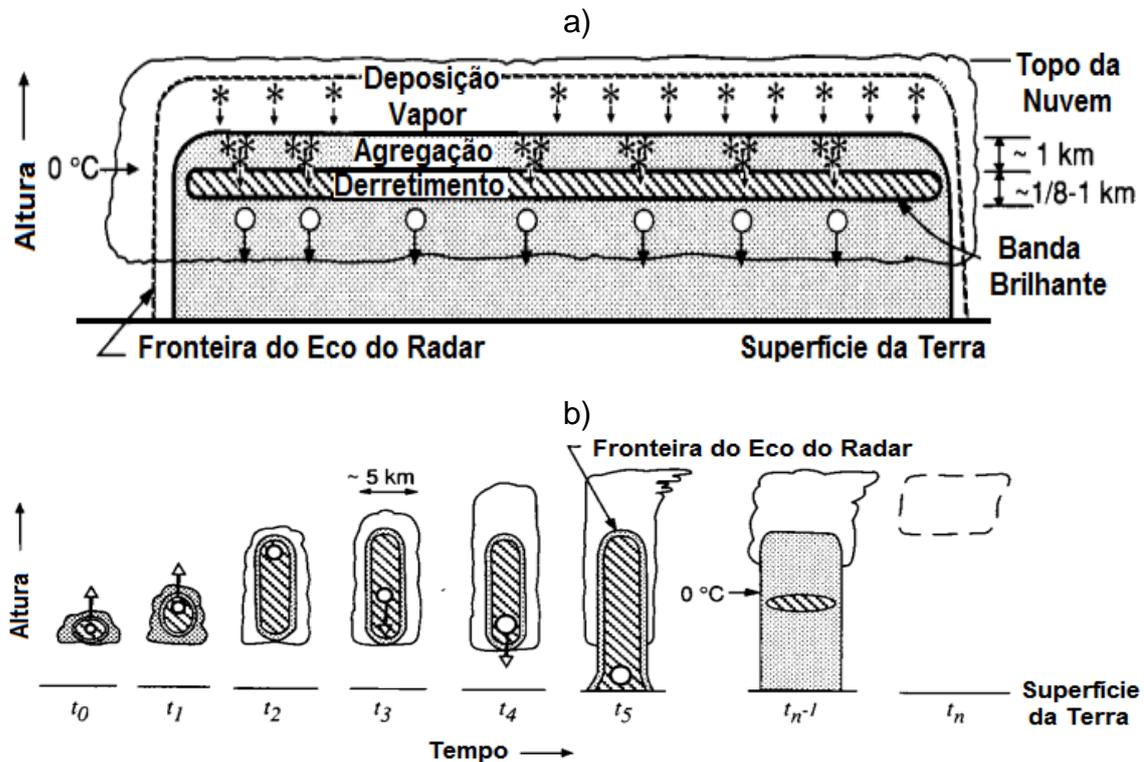


Figura 2.5. a) Características da precipitação estratiforme. b) Características da precipitação convectiva. Regiões hachuradas mostram fortes picos de refletividade de radar meteorológico. Na nuvem (b) é mostrado sucessivos tempos t_0, \dots, t_n do crescimento de partículas de precipitação que são levadas ao topo da nuvem por fortes correntes ascendentes (t_2) e após determinado tempo caem até a superfície da terra (t_5). Após o t_5 a nuvem pode morrer ou continuar por um tempo considerado antes de sua dissipação. O limite tracejado mostra a nuvem evaporando (Adaptado de Houze, 1981).

2.3 Padrões de nuvens na Amazônia

Como descrito anteriormente, a região Amazônica apresenta grande variabilidade na precipitação em decorrência de vários sistemas meteorológicos que atuam na região. Aspectos dinâmicos e termodinâmicos controlam a estrutura das nuvens na região (Rickenbach et al., 2002), associado a sazonalidade dos sistemas meteorológicos e aspectos locais, como a topografia, grandes rios, vegetação (Silva e Dias et al., 2005) e concentração de CCN devido as queimadas na região (Andreae et al., 2004). As campanhas realizadas na região vêm proporcionando identificar diferenças entre as nuvens das estações chuvosa, seca e transição. Estas

informações são difundidas de forma que relacionam as características de nuvens particionadas em fração convectiva e estratiforme e com variabilidade diurna e anual, sendo que o principal objetivo é de explicar possíveis causas de determinados comportamentos da precipitação regional. Os resultados esperados são úteis no sentido de que os modelos ainda não têm uma boa representação da precipitação em regiões tropicais (por exemplo, Bechtold et al., 2004) e, também, porque a maioria dos resultados dos modelos tem sido validados em regiões particulares onde os dados estão disponíveis. Não há garantia de que uma validação em uma determinada região irá funcionar para outra sub-região, especialmente no caso da Bacia Amazônica onde existe uma transição do regime Equatorial para o Tropical e litoral para continental.

Vários autores (Albrecht et al., 2011; Anagnostou e Morales, 2002; Carvalho et al., 2002; Rickenbach et al., 2002; Williams et al., 2002; Petersen et al., 2002) têm investigado a relação do vento em baixos níveis para a porção mais convectiva ou estratiforme dos sistemas precipitantes. No entanto, este foi focado principalmente na estação chuvosa do sudoeste da Amazônia, onde a campanha do TRMM-LBA (*Large Biosphere Atmosphere*) ocorreu (Silva Dias et al., 2002). Basicamente, dois regimes foram identificados. O regime de oeste onde sistemas do tipo de monções foram associados com largas áreas de fração estratiforme e em regimes intermediários em que os ventos em baixos níveis de leste foram associados a maior área de fração convectiva. Estas análises foram possíveis pela campanha com duração de 2 meses, principalmente porque foram utilizados dados de radares. Mas podemos generalizar estas considerações para outras áreas dentro da Bacia Amazônica? Certamente os sistemas decorrentes de situações de grande escala no sudoeste da Amazônia afetam outras áreas de um modo diferente.

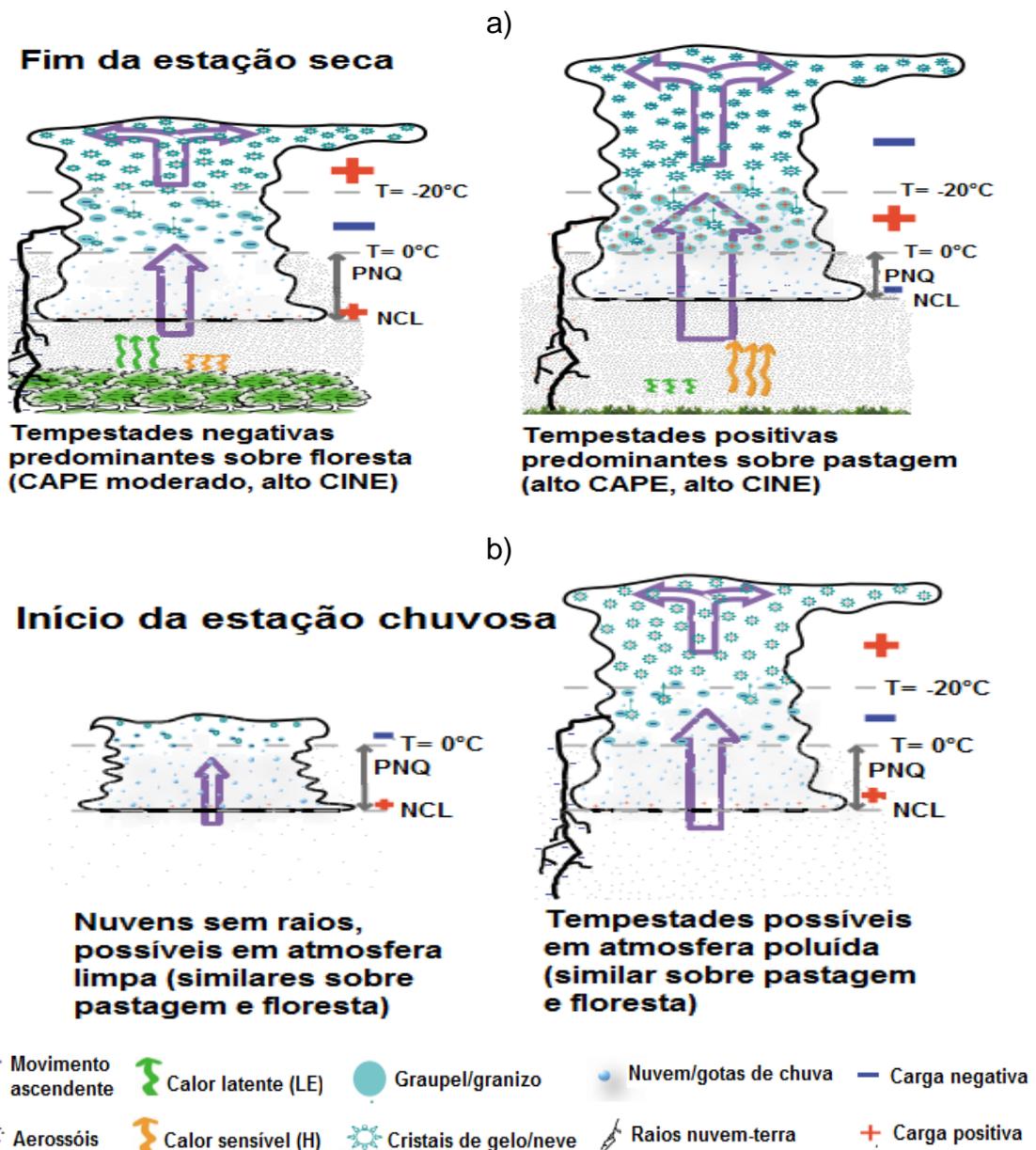


Figura 2.6. Modelo conceitual da eletrificação de nuvens durante a) o final da estação seca e b) o início da estação chuvosa no sudoeste da Amazônia. PQN refere-se à profundidade de nuvens quentes. NCL refere-se ao nível de condensação por levantamento (Adaptado de Albrecht et al., 2011).

Outro aspecto que vem sendo estudado há algum tempo tem sido o potencial dos efeitos dos aerossóis devido à queima de biomassa sobre a evolução de nuvens de chuva na Amazônia. As estações de transição, principalmente entre as estações seca e chuvosa tem sido o foco da maior parte destas pesquisas. Do ponto de vista

de modelagem Martins et al. (2009) mostram que os aerossóis podem revigorar nuvens de chuva tornando-as mais profundas e com fortes correntes ascendentes e descendentes. No entanto, do ponto de vista de observações há controvérsias. Esta questão tem sido parte dos objetivos de várias campanhas e a discussão foi sobre o possível papel de uma situação de grande escala que inibe o desenvolvimento de nuvens e sobre o papel da carga de aerossóis que podem afetar a microfísica de nuvens (Rosenfeld e Silva Dias, 2008; Albrecht et al., 2011; Andreae et al., 2004), resultando em diferentes estruturas de nuvens contrastando com diferentes cargas de aerossóis.

Sob o ponto de vista da precipitação, Martins et al. (2009) indicaram que em atmosfera mais limpa a precipitação média é maior do que em uma atmosfera com maior concentração de CCN, por outro lado, os picos de precipitação são mais intensos sob estas condições. O desmatamento e as queimadas afetam a estrutura das nuvens na região, de acordo com Albrecht e Silva Dias (2005) este fato é decorrente de alterações na estrutura termodinâmica local e conduz a tempestades mais severas. Albrecht et al. (2011) sugeriram um modelo conceitual para nuvens de tempestade da estação chuvosa e transição seca-chuvosa sobre regiões com floresta e sem floresta, assim como em ambiente limpo e poluído (Figura 2.6). Durante a estação de transição seca-chuvosa as tempestades em regiões desmatadas foram maiores que em regiões de floresta, com maiores valores de CAPE (energia potencial disponível convectiva, em inglês '*Convective Available Potential Energy*') e CINE (energia de inibição convectiva, em inglês, '*Convective Inhibition Energy*'). Durante a estação chuvosa, tanto em regiões com e/ou sem floresta as nuvens apresentaram o mesmo comportamento, diferenciando sua estrutura sob diferentes condições de poluição da atmosfera, ou seja, sob maiores concentrações de CCN, as tempestades

foram mais desenvolvidas verticalmente. Isto ocorre porque há uma redução no tamanho das gotas em ambientes poluídos e eleva-se a altitude onde a precipitação se forma associada a fortes correntes ascendentes e descendentes que contribuem para maior desenvolvimento vertical das nuvens (Andreae et al., 2004).

2.3.1 Sistemas de nuvens tropicais

As nuvens tropicais podem vir sozinhas, em forma de pequenos cúmulos e, também, associadas a grandes grupos de nuvens (Houze e Hobbs, 1982). Estes grupos de nuvens são frequentemente observados por satélites e são nomeados como sistemas convectivos (SC). De acordo com Mohr e Zipser (1996), a região tropical da América do Sul ocupa a 6ª posição na ocorrência de SC “intensos” (com no mínimo 2000 km²). Nesse estudo os SC foram separados em tropicais oceânicos e tropicais terrestres, sendo que os oceânicos (terrestres) apresentaram maior tamanho ao entardecer (amanhecer) em relação aos terrestres (oceânicos). No entanto ambos são mais frequentes ao entardecer, sendo que os terrestres ou próximo à costa tendem a serem mais intensos. Petersen e Rutledge (2001) identificaram marcada variabilidade da estrutura vertical tanto sazonal como espacial nos SC’s da Amazônia Central, ora semelhantes a estrutura de outras regiões tropicais (durante os meses de setembro a novembro), ora semelhante a SC’s de regiões oceânicas isoladas (durante os meses de dezembro a fevereiro).

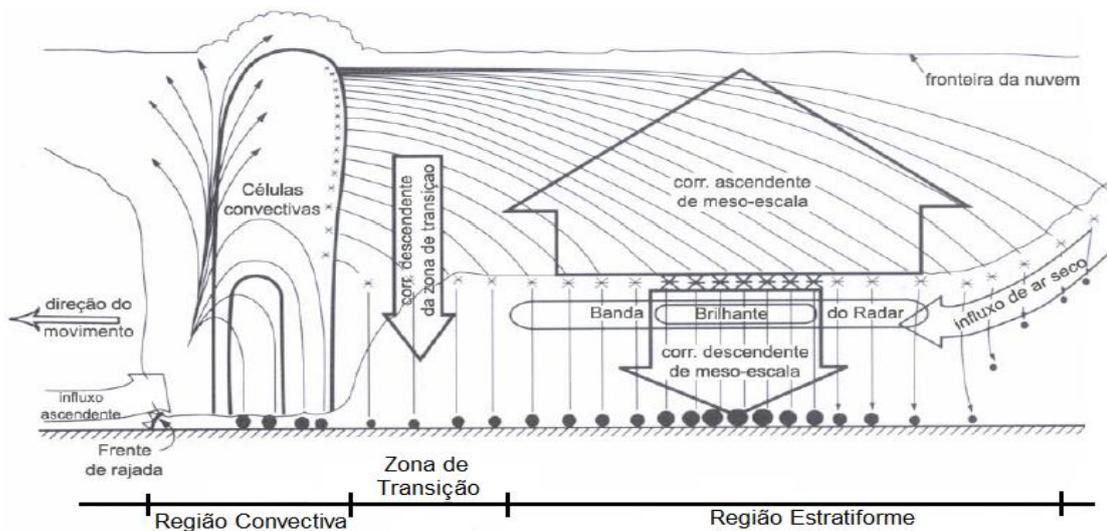


Figura 2.7. Modelo conceitual da trajetória da precipitação e movimentos verticais médios de um sistema convectivo. Os asteriscos representam os hidrometeoros e os círculos cheios a intensidade de precipitação (círculos maiores = precipitação intensa, círculos menores = precipitação fraca) (Adaptado de Biggerstaff e Houze, 1993).

Machado et al. (1998) estudaram os SC's sobre as Américas e identificaram que em todas as estações a maioria dos SC's (60 %) não ultrapassa 9 h de duração, apenas 5 % são maiores que 24 h e uma mínima fração ultrapassa os 48 h de vida (0,5 %). Os SC's com tempo de vida de 6 h apresentaram raio de ~ 195 km, enquanto que SC's com 27 h de vida raio de 330 km. A trajetória destes sistemas na região tropical (associado a atuação da ZCIT) é principalmente de leste assim como os SC's associados as linhas de instabilidade (Kousky, 1980; Cohen et al., 1995), que ao se deslocarem continente a dentro, podem percorrer por até 1000 km (Cohen et al., 1995) e durarem em média 18 h (Machado et al., 1998).

Um importante SC é a linha de instabilidade que é constituída de um conjunto de células convectivas alinhadas. Um modelo conceitual da estrutura das linhas de instabilidade é ilustrado na Figura 2.7, a partir de um movimento de leste para oeste e com uma linha de células convectivas na frente do sistema. Associado a esta estrutura convectiva nota-se uma grande estrutura estratiforme. Grande parte das

partículas de gelo são formadas nos topos das células convectivas e transportados para a região estratiforme. Rajadas de vento são observadas na frente das células convectivas. Estes sistemas são típicos da região Amazônica e contribuem consideravelmente para os acumulados de precipitação anual na Amazônia oriental (Figura 1.1).

2.4 Conclusões

Os estudos acima referidos indicam que já existe um conhecimento básico, porém fragmentado sobre as características das nuvens na Amazônia que motiva um estudo mais aprofundado como o aqui realizado usando um novo conjunto de dados. Os radares do SIPAM na Amazônia têm condições de detalhar e contrastar características das nuvens nas diferentes sub-regiões e caracterizar de forma inédita seus ciclos diurnos e anuais.

Capítulo 3

Datos

Neste capítulo será realizada uma breve descrição dos dados utilizados na pesquisa. As estratégias de aquisição dos dados volumétricos são discutidas, bem como a transformação destes em CAPPI (em inglês, '*Constant Altitude Plan Position Indicator*'). É feita uma análise da frequência dos dados volumétricos utilizados no estudo e discutido alguns dos problemas relacionados aos dados ausentes. Posteriormente é apresentado o controle de qualidade dos dados realizado com base à problemas relacionados a topografia e calibração.

3.1 Dados utilizados

O conjunto de informações compiladas neste estudo representa contínuos dados volumétricos (VOLSCAN, em inglês '*Volume Scan*') de 240 km dos 10 radares meteorológicos que cobrem a bacia Amazônica, conforme mostrado na Figura 3.1. Os radares meteorológicos do SIPAM são do tipo Doppler e possuem comprimento de onda de 10 cm (Banda-S). Os dados utilizados nesta pesquisa referem-se ao período de 5 anos e inicia-se em 1 de janeiro de 2008 e finaliza em 31 de dezembro de 2012.

Os radares são nomeados como:

- São Gabriel da Cachoeira (SGC), Tabatinga (TBT), Tefé (TFF), Manaus (MAO), no estado de Amazonas;
- Cruzeiro do Sul (CZS) no estado do Acre;
- Porto Velho (PVH) no estado de Rondônia;
- Boa Vista (BVB) no estado de Roraima;
- Macapá (MCP) no estado do Amapá e
- Belém (BEL) e Santarém (STM) no estado do Pará.

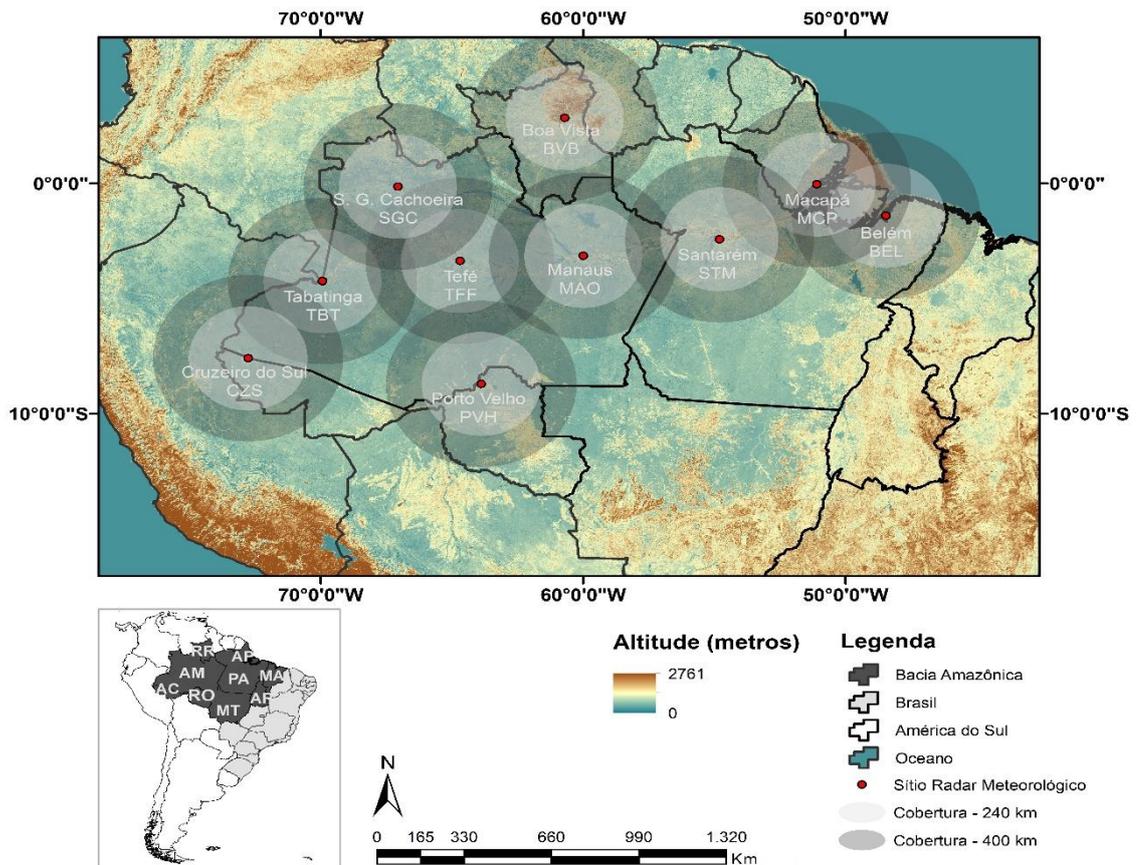


Figura 3.1. Cobertura dos radares meteorológicos do SIPAM localizados ao longo da Amazônia, Brasil. Em sombreado está a topografia em metros.

Os VOLSCAN's dos radares terrestres (GR) foram calibrados a partir dos dados do sensor *Precipitation Radar* (PR) a bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) conforme descrito na seção seguinte. O TRMM PR fornece 49 perfis verticais a cada varredura e com resolução de 250 m na vertical e 4,5 km na horizontal (Kummerow et al., 1998). Os procedimentos de calibração usaram os dados de refletividade do TRMM-PR corrigidos por atenuação e disponibilizados a partir do algoritmo 2A25 (Iguchi e Meneghini, 1994).

Um conjunto de dados é usado para a análise da intensidade dos sistemas precipitantes na região Amazônica, os dados de descargas atmosféricas são obtidos pelo *Sferics Timing and Ranging Network* (STARNET), conforme descrito em Morales et al. (2011). A STARNET é uma rede de longo alcance para detecção de raios que

utiliza os ruídos das ondas de rádio emitidos por descargas atmosféricas, conhecidas como *sferics*. O sistema utiliza antenas de rádio *Very Low Frequency* (VLF) e mede o campo elétrico vertical no intervalo de 7-15 kHz. A STARNET é capaz de detectar até 100 *sferics* por segundo e são localizados pelo método do *Arrival Time Difference* (ATD), conforme descrito em Lee (1986). Segundo Morales et al. (2011) o sistema é capaz de medir *sferics* em grande parte da América do Sul, com uma precisão de 2-10 km e eficiência de detecção de 50 - 70 %.

Com a finalidade de verificar a variabilidade da convecção a partir do regime de ventos é utilizado um conjunto de dados de vento meridional, vento zonal, umidade específica, omega, CAPE e CINE extraídos da reanálise do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), conforme descrito em Kalnay et al. (1996). Estes dados apresentam resolução temporal de 6 horas (0000, 0600, 1200, 1800) e espacial de 2,5° de latitude x 2,5° de longitude em 17 níveis de pressão. Os dados foram usados para compor as análises do índice-V (ou índice do vento meridional), conforme descrito nas próximas seções (Wang e Fu, 2002) e, também, na composição dos campos do vetor do vento em 925 hPa, fluxo de convergência de umidade entre os níveis de 925 e 700 hPa, escoamento em altos níveis (250 hPa), divergência em 300 hPa e composição de séries temporais do omega (entre 1000 e 200 hPa), fluxo de convergência de umidade (entre 1000 e 300 hPa), por fim, distribuições de frequência cumulativa das séries extraídas do CAPE, CINE e fluxo de convergência de umidade durante o período de tempo estudado.

Adicionalmente as análises do índice-V, são utilizadas imagens da temperatura de brilho média do topo das nuvens (K), extraídas do canal infravermelho do satélite Goes-12, da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (<http://satelite.cptec.inpe.br/home/novoSite/index.jsp>).

Este satélite tem órbita geoestacionária e gera imagens a cada 15 minutos para o continente Sul-Americano nos canais visível (resolução de 1 km), vapor d'água (resolução de 4 km) e 3 canais infravermelhos (resolução de 4 km).

As seções a seguir descrevem as estratégias operacionais de aquisição dos dados do GR, a frequência dos VOLSCAN's no conjunto de dados e os procedimentos de controle de qualidade aplicados.

3.2 Estratégias operacionais de aquisição dos VOLSCAN's

Os radares do SIPAM são o DWSR 8500S fabricados pela EEC (*Enterprise Electronics Company*) que integra o software de processamento dos dados *Radar Control Computer* disponibilizado pela GAMIC (*Gesellschaft Für Angewandte Mikrowellen Und Informations Technologie Und Consulting*) (Malkomes et al., 2002) para serem consistentes com os outros 6 radares do Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) do Brasil. Recentemente, o 11º radar meteorológico do SIPAM foi instalado em São Luís, no estado do Maranhão. Este radar não será estudado nesta pesquisa já que não há informações suficientes no banco de dados. A rede de radares do SIPAM opera em parceria com o DECEA, que é responsável pela manutenção física dos radares. A transmissão dos dados e as manutenções corretivas e preventivas requerem um esforço significativo das duas Instituições envolvidas, já que o transporte e a comunicação na região Amazônica é um fator complicador para o funcionamento do sistema. No entanto, a rede está em funcionamento desde 2002 e desde 2008 com o armazenamento dos VOLSCAN's.

Os radares meteorológicos do SIPAM estão configurados para executarem dois tipos de varreduras (SCAN) volumétricas. O primeiro SCAN, definido como meteorológico, cobre 240 km com uma resolução de 500 m, PRF (*Pulse Repetition*

Frequency) de 621 Hz, velocidade de antena de 2,5 rpm e com 17 elevações (ângulo de elevação inferior igual a $0,9^\circ$ e ângulo de elevação superior igual a $19,5^\circ$ - Figura 3.2a). O segundo SCAN, definido como vigilância, cobre 400 km, com resolução de 500 m, PRF de 350 Hz, velocidade da antena de 2,5 rpm e com 3 elevações (ângulo de elevação inferior igual a $0,9^\circ$ e ângulo de elevação superior igual a $3,7^\circ$ - Figura 3.2b). Com a configuração atual os radares operam com os dois SCANS a cada 12 minutos. Antes de julho de 2008, a resolução temporal era de 10 minutos. Cada VOLSCAN inclui UZ (refletividade do radar não corrigida), Z (refletividade do radar corrigida), V (velocidade radial) e W (largura espectral). Para este estudo, as análises concentram-se apenas em dados de Z, a partir dos VOLSCAN's do SCAN meteorológico.

Baseado no fato de que estes radares meteorológicos tem uma largura do feixe de $1,8^\circ$, com uma amostra do azimute a cada 1° e resolução de 500 m, limitou-se as representações da chuva tridimensional (3D) até 150 km, dos campos de Z do GR. Então, para este estudo nos computamos os CAPPI's de 2 a 20 km de altura até uma distância de 150 km com uma resolução horizontal de 2×2 km e 1 km de resolução vertical. Nestas condições viabiliza-se uma boa resolução 3D da precipitação, conforme verifica-se na Figura 3.2a.

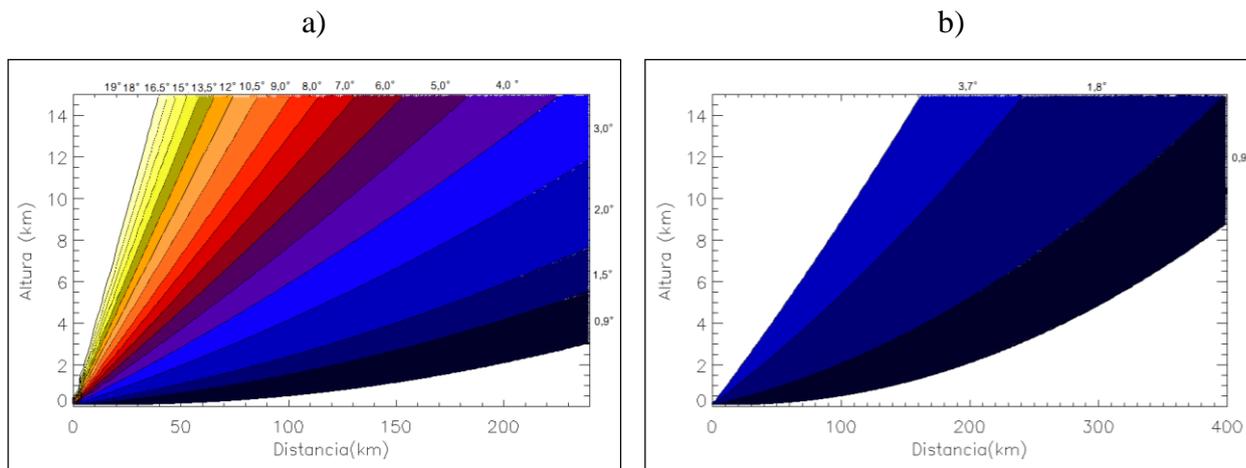


Figura 3.2. Estratégia de aquisição dos radares meteorológicos do Sistema de Proteção da Amazônia. a) Estratégia meteorológica - 240 km e 17 elevações; b) Estratégia de vigilância - 400 km e 3 elevações.

3.3 *Frequência dos VOLSCAN's no banco de dados*

As grandes distâncias e locais inacessíveis na Amazônia apresentam diversas dificuldades na manutenção da rede de radares do SIPAM, o que gera um impacto direto sobre a qualidade e frequência dos dados armazenados.

A Figura 3.3 mostra o número de dias por mês dos VOLSCAN's armazenados em cada GR, para cada período de operação. Nota-se que o ano de 2008 tem um baixo número de dias com dados armazenados, basicamente em todos os radares. Os primeiros cinco meses deste ano mostra somente o radar de MAO com informações. O sistema de armazenamento foi implementado nesta época e, portanto, justifica-se o grande número de lacunas nos dados armazenados.

O radar de SGC também apresenta lacunas de dados nos meses de novembro e dezembro de 2012. O mesmo acontece para o radar de TFF nos meses de outubro, novembro e dezembro de 2009. O radar de BVB apresenta lacunas nos últimos 5 meses de 2012. Em MCP, há uma escassez de informações entre abril e junho de 2012. Períodos que revelam problemas de transmissão e recebimento dos dados podem ser identificados em junho de 2010 e abril de 2012, onde há poucos dados em

toda a rede. Em geral, o radar que apresenta maior lacuna nos dados é o radar de PVH, enquanto que o radar de CZS tem umas das séries mais completa da rede. As informações ausentes observadas na Figura 3.3 estão relacionadas com problemas de transmissão nos dados, erros decorrentes de avarias mecânicas e dificuldade no transporte de técnicos especializados e peças de reposição. Possíveis questões de amostragem serão analisadas nas discussões.

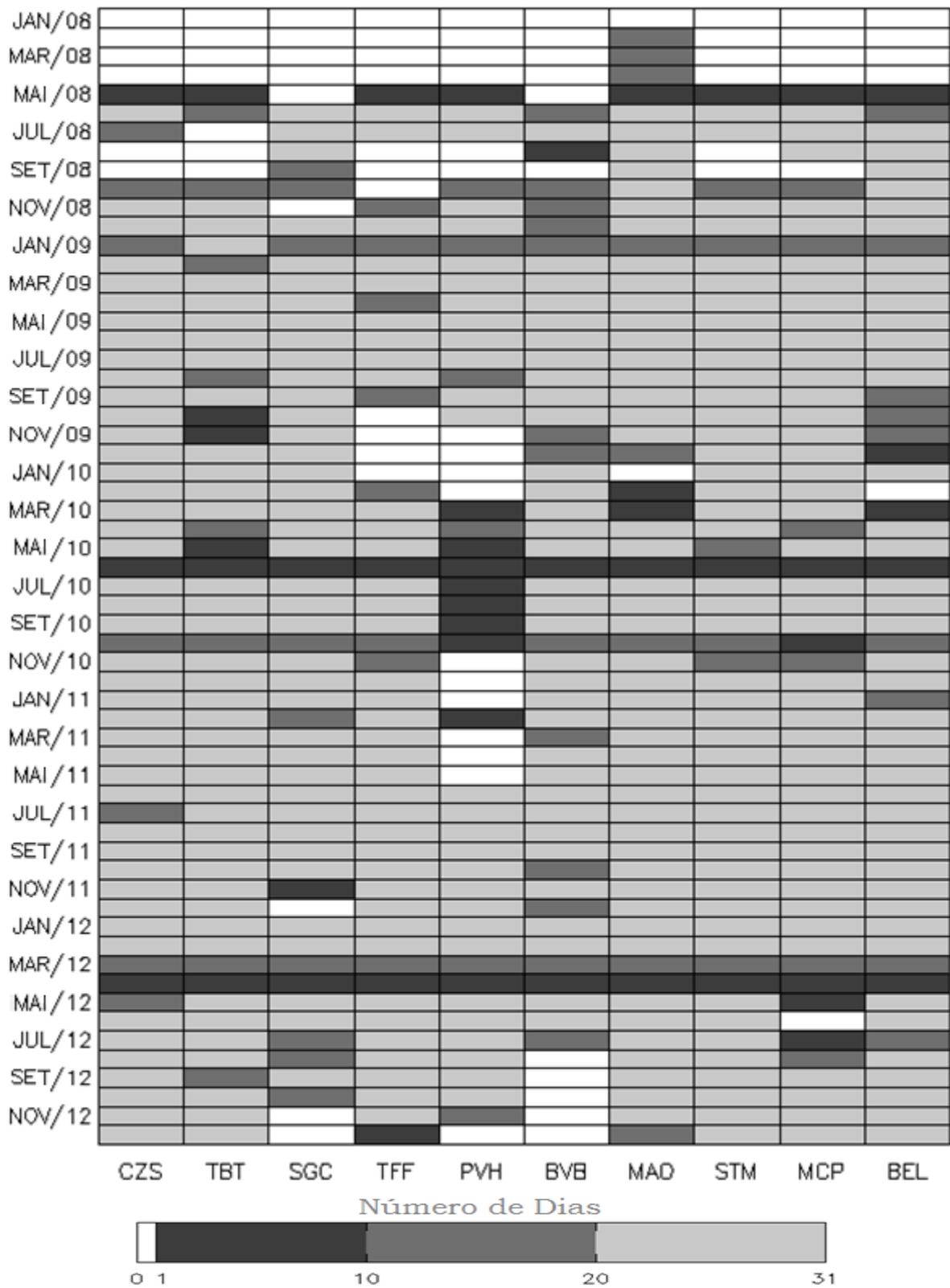


Figura 3.3. Número de dias de cada mês a partir de 2008 até 2012 em que o volume scan de cada radar meteorológico do SIPAM é armazenado no banco de dados.

3.4 Cálculo do Constant Altitude Plan Position Indicator - CAPPI

O método aplicado para o cálculo do CAPPI, foi desenvolvido por Anagnostou e Krajewski (1997). Resumidamente, o método utiliza apenas os volumes iluminados dentro de um “cubo” conceitual, a fim de minimizar as incertezas nos VOLSCAN's. Ou seja, uma grade comum (em inglês, *3D grid box*) que fornece uma base para comparação e é centrado no sítio do radar meteorológico e tem extensão horizontal de 150 km, variando entre os níveis de 2 a 20 km e delimitam a área de cobertura do radar.

Para obter-se uma melhor resolução das informações o 3D grid box é dividido em vários cubos de 2 x 2 km de extensão horizontal e 1 km de extensão vertical (por exemplo, Figura 3.4). Sendo assim, os VOLSCAN's escaneados são transformados de coordenada polar para coordenada cartesiana, a partir de tabelas de conversões. As tabelas representam amostras dos volumes iluminados que são normalizados por pesos relativos determinados pela fração do volume iluminado em relação ao volume do *3D grid box* (para maiores detalhes sobre método utilizado ver Anagnostou e Krajewski, 1997).

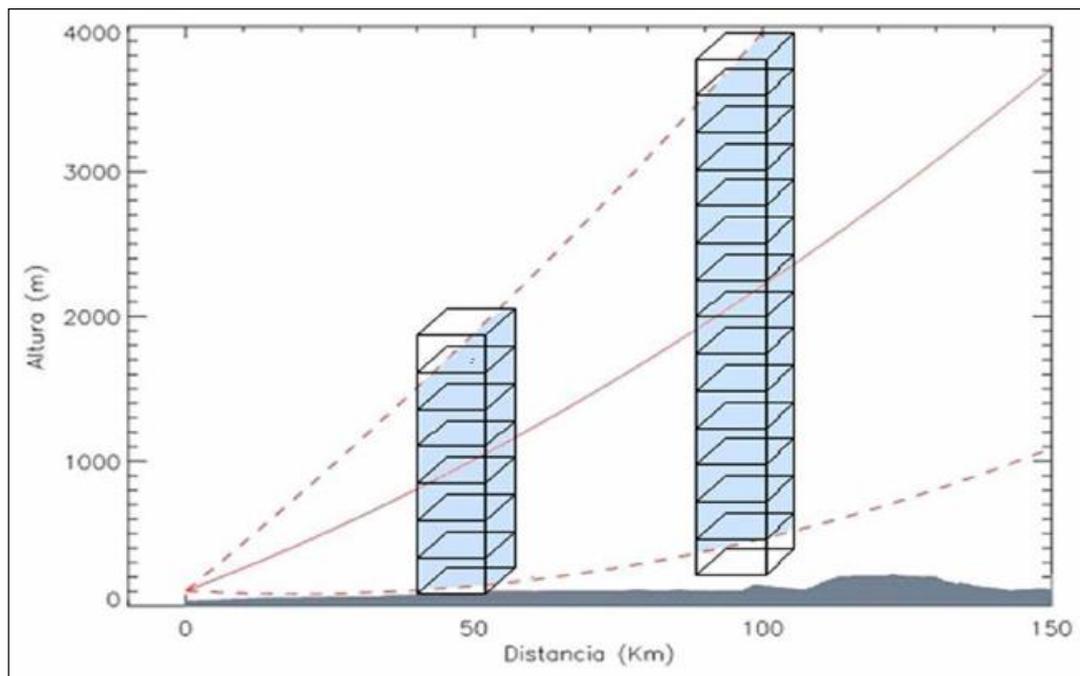


Figura 3.4. Esquema de iluminação do feixe de micro-ondas dos radares meteorológicos, proposto na metodologia do cálculo do CAPPI. (Adaptado de Anagnostou e Krajewski, 1997).

3.5 Controle de qualidade do VOLSCAN

Entre os fatores que determinam a qualidade da refletividade extraída dos dados de radares meteorológicos são as contaminações de solo (Westrick et al., 1999; Maddox et al., 2002; Lange et al., 2009) e a falta de calibração adequada (Kitchen e Blackall, 1992; Anagnostou et al., 2001). Alguns estudos (Bech et al., 2003; Anagnostou et al., 2001) têm sido desenvolvidos no sentido de amenizar estes problemas e alguns desses métodos são aplicados no processo de extração dos CAPPI's. Para este estudo, o controle de qualidade é diagnosticado em duas partes, principalmente o bloqueio do feixe baseado em efeitos de topografia e calibração dos radares.

3.5.1 Topografia

A avaliação da topografia é extremamente importante quando se utiliza informações a partir de dados de radar, especialmente em regiões de topografia complexa. O bloqueio do feixe do radar ocorre principalmente em ângulos de baixa elevação e contamina medidas de Z devido a perdas de sinal ou retro espalhamento do solo. Estes efeitos são intensificados quando Z é convertido para taxa de chuva (R) pela relação conhecida como Z-R que é utilizada para estimativa de precipitação.

A fim de verificar a eventual existência de interferências topográficas que possam influenciar nas estimativas de precipitação, estima-se a porcentagem do feixe bloqueado baseado no método *Partial Beam Blockage* (PBB) (Bech et al., 2003) ajustado com os mapas de dados do *Digital Elevation Models* (DEM) (*U.S. Geological Survey – USGS – <http://www.geocomm.com>*) de 90 metros. A geometria do feixe usada no método de correção do PBB baseia-se nas equações de Doviak e Zernic (1993).

A partir da Figura 3.5 pode ser vista a fração do feixe bloqueado, bem como a simulação de propagação do feixe de energia para a 1° elevação (0,9°), além disso, a máxima topografia integrada no azimute e a máxima fração do feixe bloqueado e integrado no azimute, para os radares de SGC, STM e BVB. Não estão incluídos os gráficos para os outros radares, já que eles não apresentaram interferências significativas com a topografia (ver topografia na Figura 3.1). A simulação de PBB para o radar de SGC indica uma fração bloqueada não superior a 50 % para a elevação de 0,9°. Os valores mais significativos são vistos nos setores noroeste (~ 280°) e nordeste do radar (20° - 40°). A interferência do feixe a noroeste do radar é destacada na Figura 3.5a, que mostra a incidência do feixe do radar sobre a topografia em torno de 20 km e 300 m de altura. Esta característica orográfica pode ser verificada no mapa

topográfico (Figura 3.1). A interferência a nordeste está associada com a incidência do feixe do radar na topografia que fica aproximadamente 130 km do radar, conhecido como Pico da Neblina. Mesmo uma característica topográfica distante como o Pico da neblina com 2972 m de altitude (maior elevação do Brasil) interfere na propagação do feixe do radar, com PBB até 25 %.

Para o radar de STM, a simulação do PBB mostra topografia bloqueando somente no setor sul do radar, não superior a 20 %. Neste caso, a incidência do feixe na superfície é de aproximadamente 10 km do radar e a topografia causa interferências que não excedem 200 m na altura.

Para BVB, as simulações do PBB mostram alguns setores com obstrução e no setor sudeste ($\sim 170^\circ$), o bloqueio é total. Neste setor o bloqueio é causado pela topografia próximo ao radar, a cerca de 30 km de distância e ~ 1 km de altura. A sudoeste do radar o feixe incide sobre a topografia em duas posições: a primeira em 210° e a segunda em 240° , tendo aproximadamente 30 % do feixe bloqueado.

As simulações foram realizadas para uma atmosfera padrão e para as condições de super-refração (Bean e Dutton, 1968). De acordo com às configurações de altitude para cada radar, as interferências do PBB observadas em condições de super-refração foram similares com as situações de propagação em atmosfera padrão. Correção para este efeito pode ser aplicada, calculando a porção de bloqueio do feixe através da geometria de visualização do radar e um DEM detalhada (Andrieu et al., 1997). Neste estudo foi realizada uma tentativa de corrigir este efeito e os setores contaminados por PBB maior que 20 % foram classificados como incertos.

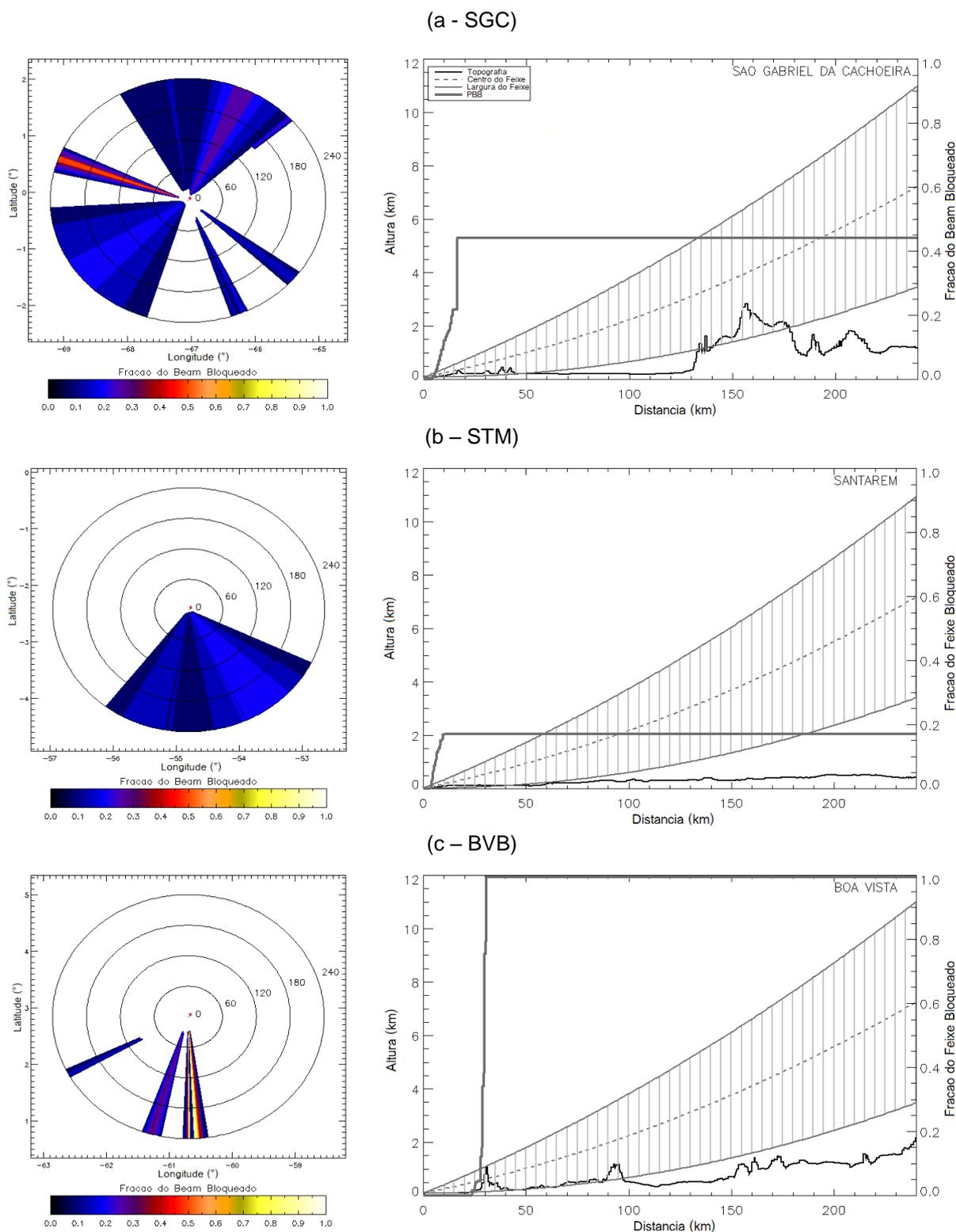


Figura 3.5. Exemplos da fração de bloqueio do feixe (esquerda) e visão horizontal da simulação da propagação do feixe (direita) da primeira elevação do radar como uma função da distância (em km) a partir do radar. A fração bloqueada está integrada no azimute e a máxima topografia em torno do azimute é indicada abaixo. a) SGC; b) STM; c) BVB.

O controle de qualidade dos VOLSCAN's utilizado neste estudo, foi processado pelo pacote *Ground Validation System (GVS)*, desenvolvido pelo *TRMM Office* (Kulie et al., 1999). Em suma, o GVS tenta remover os ecos de não-precipitação associados com retornos por topografia, insetos, pássaros, feixes secundários, estruturas físicas e anomalias de propagação. O algoritmo do controle de qualidade envolvido no sistema foi escolhido pelo *TRMM Science Team* e é uma versão modificada dos procedimentos desenvolvidos por Rosenfeld et al. (1995). A fração rejeitada tem refletividade entre 12 e 20 dBZ e altura entre 3 e 4 km.

3.5.2 Calibração

O controle de qualidade dos VOLSCAN's é realizado a fim de mitigar os erros decorrentes de falhas operacionais e/ou falta de calibração adequada. As calibrações dos radares amenizam problemas relacionados com sensores eletrônicos, ganho da antena, mudanças no radome assim como na energia transmitida, em decorrência de perdas de potência das válvulas de energia (*Magnetron*).

Normalmente um alvo conhecido é frequentemente utilizado para avaliar a calibração absoluta do radar, isto é, esferas metálicas ou outros tipos de refletores (Scarchilli et al., 1995). Entretanto, os radares meteorológicos do SIPAM estão instalados em locais de difícil acesso e inibem este procedimento periódico. Para superar este problema, utilizamos a metodologia proposta por Anagnostou et al. (2001) que utiliza as medidas do TRMM-PR como referência. Basicamente, este procedimento compara medidas coincidentes de refletividade do radar de solo (em Inglês, *Ground Radar – GR*) e do TRMM-PR. Como o GR e o TRMM-PR apresentam diferentes características (frequência, largura do feixe da antena, resolução, configuração de varredura do VOLSCAN e localização), é importante definir uma grade comum (em inglês, *3D grid box*) que fornece uma base para comparação.

Diferenças foram encontradas entre o GR e o TRMM-PR para cada ano e cada radar. O viés das correções fora aplicado para cada ano individualmente e estas diferenças são definidas para cada radar.

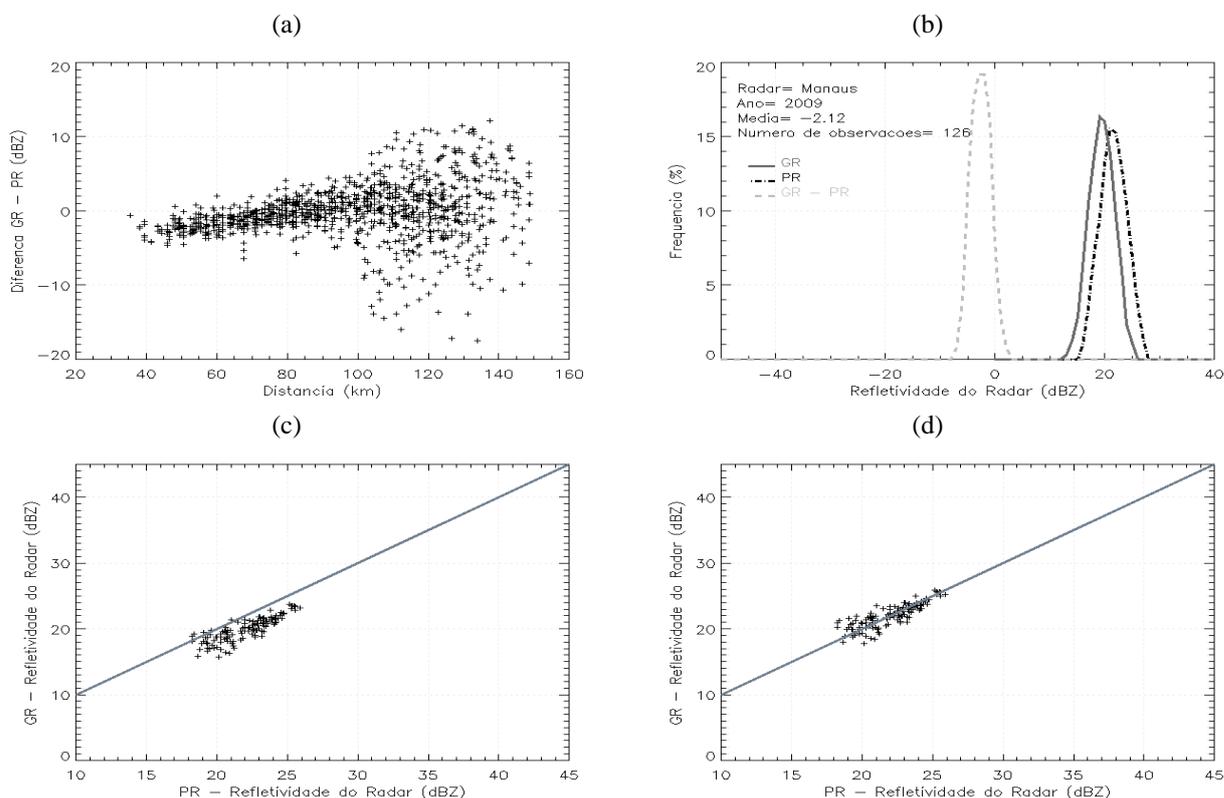


Figura 3.6. Calibração da refletividade do GR-MAO baseado na refletividade do TRMM-PR para o ano de 2009. a) Diferenças na refletividade entre o GR e o TRMM-PR como uma função da distância desde o centro do radar. b) Distribuição de frequência da refletividade do radar para a série do GR não ajustada e, TRMM-PR e a diferença entre o GR e o TRMM-PR. c) Série não ajustada do GR versus TRMM-PR; d) Série ajustada do GR versus TRMM-PR.

Para cada radar, GR e TRMM-PR, definiu-se uma base tridimensional (3D-CAPPI) centrada sobre a posição do GR, com resolução horizontal de 5 x 5 km e 2 km na vertical. Devido a largura do feixe do GR que é 1,8°, os 3D CAPPI's são limitados entre 10 e 60 km para evitar lacunas entre as elevações, em regiões próximo ao radar e efeitos de preenchimento do feixe em regiões mais distantes do radar. Além disso, os 3D-CAPPI's são computados somente entre os níveis 7 e 15 km a cada 1 km, para garantir a presença de partículas de gelo que caem sobre o regime de

espalhamento Rayleigh (Anagnostou et al., 2001; Anagnostou e Morales, 2002). Ademais, para garantir medidas compatíveis entre radares meteorológicos banda Ku e S em um regime de espalhamento Rayleigh, somente os perfis do GR e do TRMM-PR classificados como estratiforme e com refletividade do radar entre 18 e 35 dBZ são usados para comparações.

Inspecionou-se a evolução temporal do viés para cada radar e, a fim de ilustrar esta análise, veremos apenas o radar meteorológico de MAO (por exemplo, a Figura 3.6). A Figura 3.6a mostra diferenças correspondentes entre a refletividade do radar GR e TRMM-PR como uma função da distância e é possível observar um viés no radar de MAO durante 2009, em adição ao aumento da variabilidade superior a 60 – 80 km do radar que é causado pela grande largura do feixe do radar de MAO. Para encontrar o viés médio da refletividade do GR, comparou-se os valores obtidos para cada radar com o TRMM-PR considerando todos os *3D grid box* com uma diferença máxima de 3 minutos. Baseado nas medidas combinadas, construiu-se histogramas de refletividade do radar que avaliam o comportamento da distribuição de densidade de probabilidade do TRMM-PR e de todos os GR do SIPAM, para cada ano analisado. Como exemplo, a Figura 3.6b mostra os histogramas do fator de refletividade dos radares para 126 medidas coincidentes do GR-MAO e TRMM-PR no ano de 2009, sob 16 orbitas do TRMM. Com base nestas distribuições é possível observar que o GR-MAO subestima as medições de refletividade do radar e, de acordo com as diferenças entre os histogramas chega em um valor de -2,12 dBZ. Do mesmo modo, é possível observar o combinado das amostras de refletividade do radar entre o GR-MAO e o TRMM-PR antes e depois da calibração (Figuras 3.6c e 3.6d).

Tabela 3.1. Calibração da rede de radares meteorológicos do SIPAM. O viés descreve a diferença em dBZ entre o GR e o TRMM-PR. Valores positivos devem ser subtraídos da refletividade do GR e valores negativos devem ser somados. NCM indica sem casos correspondentes entre os dois sensores. ORB indica o número de órbitas do TRMM usadas para computar o viés.

| RADAR | ANO | | | | | | | | | |
|-------|------|------|------|------|------|-------|------|-------|------|------|
| | 2008 | | 2009 | | 2010 | | 2011 | | 2012 | |
| | ORB | VIES | ORB | VIES | ORB | VIES | ORB | VIES | ORB | VIES |
| BEL | NCM | | 27 | -1.0 | 25 | 3.9 | 23 | -10.3 | 17 | -6.8 |
| STM | 08 | 4.0 | 25 | 1.7 | 25 | 4.9 | 18 | 3.7 | 24 | 1.7 |
| MAO | 09 | 5.4 | 16 | -2.1 | 15 | -6.9 | 11 | -5.9 | 17 | -8.0 |
| TFF | 08 | 5.5 | 19 | 9.7 | 18 | 5.1 | 15 | 4.7 | 38 | 6.5 |
| PVH | 09 | 1.7 | 27 | 0.5 | 02 | -1.0 | 11 | 5.3 | 25 | 5.9 |
| CZS | 05 | 10.3 | 39 | 8.3 | 18 | 7.8 | 23 | 9.6 | 24 | 8.3 |
| TBT | 12 | 6.2 | 33 | -3.6 | 29 | -0.3 | 30 | 0.3 | 29 | -1.3 |
| SGC | NCM | | 28 | 0.6 | 27 | 7.0 | 20 | 5.2 | 18 | 6.3 |
| MCP | NCM | | 28 | -9.7 | 18 | -5.0 | 19 | -5.6 | 33 | -7.4 |
| BVB | 06 | 5.1 | 21 | -1.9 | 13 | -11.2 | 09 | 3.5 | 13 | 5.7 |

A Tabela 3.1 mostra o viés da refletividade do radar para cada GR do SIPAM em cada ano do estudo e, também, o número de órbitas utilizados do TRMM. Entre todos os 10 radares meteorológicos, GR-CZS apresentou o maior viés em todos os anos, superestimando as medições. Em 2008, GR-CZS superestimou a refletividade em 10,3 dBZ enquanto que GR-BVB em 2010 e GR-BEL em 2011 mostraram uma subestimação de 11,2 e 10,3 dBZ, respectivamente. Para o GR-TBT o viés foi muito menor para 2010 e 2011 com valores entre $\pm 0,3$ dBZ, enquanto que em outros anos oscilou de 6,2 dBZ em 2008 e -3,6 dBZ em 2009. Em 2009 nenhum caso correspondente (em inglês, *No Case Matches* - NCM) foi encontrado em GR-SGC, GR-MCP e GR-BEL, principalmente devido a lacunas de dados sobre estes radares meteorológicos. Baseado no viés avaliado na Tabela 3.1, os CAPPIs dos GR foram calculados tendo em conta estas correções. Em todos os casos, os valores positivos devem ser subtraídos da refletividade do GR e os valores negativos devem ser somados. Em casos com NCM, o viés do ano seguinte é usado para correção do ano. Assim, os valores de refletividade dos radares utilizados nas seções seguintes serão corrigidos.

Capítulo 4

Metodología

Neste capítulo são apresentados os métodos utilizados para a análise de 5 anos dos VOLSCAN's da rede de radares meteorológicos do SIPAM (2008 - 2012). Estes VOLSCAN's são analisados focando a estação chuvosa (em inglês, *WET*), estação seca (em inglês, *DRY*), estação de transição chuvosa para seca (TRA1), seca para chuvosa (TRA2), de cada região em torno do GR. A seleção do WET, TRA1, DRY e TRA2 para cada região é baseada em 21 anos da climatologia das chuvas apresentado por Rao e Hada (1990) que é mostrado na Tabela 4.1. Em muitos GR, WET ocorre entre o solstício de verão no Hemisfério Sul (dezembro) e equinócio de outono (março), exceto para BVB que apresenta os meses mais chuvosos em junho-julho-agosto. Da mesma forma, o DRY na maioria dos GR ocorre entre o solstício de inverno no Hemisfério Sul (junho) e equinócio de primavera (setembro), novamente com exceção de BVB que ocorre em janeiro-fevereiro-março. Os demais meses entre as estações WET para DRY ou DRY para WET compõe os períodos TRA1 e TRA2, respectivamente.

Os campos de refletividade do radar (*Z*) analisados são baseados na construção dos CAPPI's tridimensionais pelo método desenvolvido por Anagnostou e Krajewski (1997). Os *3D grid box* são limitados em 150 km a partir do centro do GR e entre 2 e 20 km de altura. Para tal, os campos de refletividade do radar foram usados para construir os ciclos anuais e diurnos da frequência de ocorrência para cada mês. Para as análises da estrutura tridimensional da precipitação, foram construídos gráficos definidos como Diagrama de altitude do contorno de frequência (em inglês, '*Contoured Frequency by Altitude Diagram*' - CFAD), desenvolvidos por Yuter e Houze (1995). Estes gráficos permitem sintetizar a distribuição de frequência desde baixo a altos níveis. As CFAD's foram construídas com o intervalo de classe de 1 dBZ para cada 1 km de altura entre os níveis de 2 e 14 km de altura. Apenas os

pixels com superfície de refletividade do radar classificados como “chuva certa”, isto é, $Z > 10$ dBZ foram usados.

Tabela 4.1. Definição do trimestre mais chuvoso (WET), mais seco (DRY) e outros meses entre os trimestres chuvoso-seco (TRA1) e seco-chuvoso (TRA2) para a áreas de cada radar do SIPAM, baseado em Rao e Hada (1990).

| RADAR | Estação WET | Estação TRA1 | Estação DRY | Estação TRA2 |
|--------------|--------------------|---------------------|--------------------|---------------------|
| BEL | FEV-MAR-ABR | MAI-JUN-JUL | AGO-SET-OUT | NOV-DEZ-JAN |
| STM | FEV-MAR-ABR | MAI-JUN-JUL | AGO-SET-OUT | NOV-DEZ-JAN |
| MAO | FEV-MAR-ABR | MAI-JUN | JUL-AGO-SET | OUT-NOV-DEZ-JAN |
| TFF | MAR-ABR-MAI | JUN | JUL-AGO-SET | OUT-NOV-DEZ-JAN-FEV |
| PVH | DEZ-JAN-FEV | MAR-ABR-MAI | JUN-JUL-AGO | SET-OUT-NOV |
| CZS | FEV-MAR-ABR | MAI | JUN-JUL-AGO | SET-OUT-NOV-DEZ-JAN |
| TBT | JAN-FEV-MAR | ABR-MAI | JUN-JUL-AGO | SET-OUT-NOV-DEZ |
| SGC | ABR-MAI-JUN | JUL | AGO-SET-OUT | NOV-DEZ-JAN-FEV-MAR |
| MCP | FEV-MAR-ABR | MAI-JUN-JUL-AGO | SET-OUT-NOV | DEZ-JAN |
| BVB | JUN-JUL-AGO | SET-OUT-NOV-DEZ | JAN-FEV-MAR | ABR-MAI |

No caso das análises dos ciclos anuais e diurnos, as frequências de ocorrência da fração convectiva e estratiforme foram selecionadas a partir do CAPPI de 3 km de altura, baseado na metodologia de Steiner et al. (1995). Devido as características do radar como a largura do feixe ($1,8^\circ$), resolução do feixe (500 m) e da estratégia de elevação (Figura 3.2), garante-se uma boa amostragem da precipitação até 150 km de distância, em CAPPI's de 3 km. Em alturas de CAPPI's inferiores, a cobertura é restrita a 100 – 120 km. Além disso, tanto as contaminações de solo e por lóbulos secundários são nulas ou muito menores na altura de 3 km. Para os campos de frequência de refletividade, os pixels de chuva e não chuva foram considerados, ou seja, a frequência incondicional. Portanto, a fração de chuva (convectiva mais

estratiforme) deve ter no máximo 11 % da frequência (considerando a série total dos dados).

O método utilizado para classificar regiões convectivas e estratiformes desenvolvido por Steiner et al. (1995) utiliza a estrutura horizontal da refletividade. O método aplica a classificação a partir de picos de refletividade, deste modo, estes picos são considerados como regiões de precipitação convectiva, bem como sua vizinhança. Já o restante da refletividade é considerado como precipitação estratiforme. Conforme metodologia, aplica-se 3 critérios para a identificação da precipitação convectiva, assim como:

1° intensidade: onde qualquer pixel com refletividade maior que 40 dBZ é considerado automaticamente classificado como centro convectivo;

2° Picos: todo o pixel não classificado como centro convectivo no passo anterior, mas que exceda a região com raio de 11 km ao redor do pixel e a diferença de refletividade que é calculada pela equação 4.1, também é classificado como centro convectivo. Para que esta condição se torne possível, calcula-se a refletividade de fundo Z_{fundo} e a diferença entre a refletividade do pixel (centro convectivo) e a Z_{fundo} , desta forma quando a diferença (ΔZ) for maior da Z_{fundo} , teremos pixel convectivo e quando for menor, teremos pixel estratiforme;

$$\Delta Z = \begin{cases} 10, & \text{se } Z_{\text{fundo}} < 0 \text{ dBZ} \\ 10 - \frac{Z_{\text{fundo}}^2}{180}, & \text{se } 0 \leq Z_{\text{fundo}} < 42,43 \text{ dBZ} \\ 0, & \text{se } Z_{\text{fundo}} \geq 42,43 \text{ dBZ} \end{cases} \quad (4.1)$$

3° Área ao redor: Para cada pixel identificado como um centro convectivo por um dos dois critérios descritos anteriormente, todos os pontos ao redor deste centro convectivo e dentro de um raio que depende da intensidade de Z_{fundo} também será classificado como pixel convectivo.

As análises das chuvas na região de cada radar do SIPAM foram complementadas a partir da análise de amostras selecionadas de acordo com o regime de ventos, desta forma é possível verificar a variabilidade da convecção a partir do regime de vento meridional. Para tal, aplicou-se o método do índice-V que foi desenvolvido por Wang e Fu (2002). Esta metodologia permite identificar uma relação entre o fluxo meridional e a precipitação. Para isso os autores definiram o índice-V e verificaram que o início (fim) da estação chuvosa na bacia Amazônica está relacionado com os ventos de norte (sul). O conceito principal do índice-V foi extraído do índice unificado de Monções, aplicado no sul da China (Lu e Chan, 1999). Em Wang e Fu (2002) o índice-V ou índice do vento meridional foi definido pela média do vento meridional em 925 hPa sobre a região entre 5° N e 5° S, 65° W e 75° W como segue:

$$v_p = \sum_{m=JAN}^{DEZ} v_m | v_m > 0 \quad (4.2)$$

$$v_n = \sum_{m=JAN}^{DEZ} v_m | v_m < 0 \quad (4.3)$$

Os valores negativos representam os ventos de norte, enquanto que os valores positivos representam os ventos de sul. O valor mínimo do somatório entre os valores

positivos e negativos é definido como índice de Monção (Equação 4.4) e o valor máximo do somatório como índice-V (Equação 4.5).

$$Z_{mo} = \min(v_p - v_n) \quad (4.4)$$

$$Z_{vi} = \max(v_p - v_n) \quad (4.5)$$

Wang e Fu (2002), identificaram um único valor de índice-V que representa todo o mês. Diferentemente, neste trabalho, o índice-V será calculado diariamente ao longo da série. Para tal, foi calculado a diferença entre o máximo valor do vento meridional positivo (fluxo de sul) e máximo valor do vento meridional negativo (fluxo de norte), entre as observações de 00, 06, 12 e 18 horas. Este procedimento foi necessário para que fosse possível separar os campos de refletividade em casos de índice-V Positivo (V-POS) e índice-V Negativo (V-NEG). Outras considerações a respeito do índice-V, encontram-se no Capítulo 6.

Adicionalmente as análises da variabilidade da precipitação em função do regime de índice-V, buscou utilizar informações do fluxo de convergência de umidade, entre os níveis de 1000 e 300 hPa. Para o cálculo do fluxo de convergência de umidade, considera-se o cálculo da divergência somada sobre a área do radar meteorológico (raio de 150 km), de modo que se obtenha a média da área. Define-se convergência de umidade como $-(DIV.Umid)$ (Equação 4.6).

$$DIV.Umid = \frac{\partial(qu)}{\partial x} + \frac{\partial(qv)}{\partial y} \quad (4.6)$$

Onde, u e v são as componentes do vento e q a umidade específica.

Capítulo 5

Variabilidade Regional da Precipitação

Este capítulo apresenta os resultados sobre a variabilidade da precipitação visto pela rede de radares meteorológicos do SIPAM. Inicialmente a variabilidade baseada nos dados de raios é apresentada, seguido das análises nos campos de refletividade para cada região. Os ciclos anuais e diurnos da refletividade do radar e as distribuições de frequência como função da altura são apresentadas nas próximas seções.

5.1 Variabilidade regional dos raios

O ciclo anual da frequência de raios detectado pela rede STARNET, em uma distância de 150 km de cada GR para o período entre 2008 e 2012 é mostrado na Figura 5.1. É interessante notar a similaridade do ciclo anual entre as regiões dos radares de SGC, TBT, TFF, MAO, CZS e PVH, com atividade dos raios iniciando entre junho e julho e atingindo o pico em torno de setembro e outubro. Outra característica observada é a ocorrência de raios bem distribuídas ao longo do ano para as regiões de MCP e STM, que não apresentam picos sazonais bem definidos.

Nota-se que em seis das áreas em torno dos GR-SIPAM, as maiores frequências de ocorrência de raios ocorrem nos meses de transição TRA2 (MAO, TBT, TFF, CZS, PVH e STM), enquanto que para três radares na transição TRA1 (BVB, BEL e MCP) e somente um radar nos meses DRY (SGC). De acordo com Saraiva (2010) durante a transição TRA2, os sistemas observados em GR-MAO são profundos e com maior atividade convectiva, bem como maior ocorrência de raios. Albrecht et al. (2011) também constataram que a maior atividade de raios foi observada no sudoeste da Amazônia, próximo ao GR-PVH, na transição TRA2. Estes estudos indicam que o aumento gradual de vapor d'água na atmosfera e a existência de inibição da convecção eram os principais processos relacionados para a formação

de nuvens de chuva, enquanto que um segundo processo pode ser atribuído a elevação da concentração de aerossóis associado a queima da biomassa. A concentração de aerossol aumenta a partir da queima de biomassa e está associada com a paralisação de processos de chuva quente na Bacia Amazônica e uma produção de gelo reforçada e nuvens convectivas mais profundas (Andreae et al., 2004).

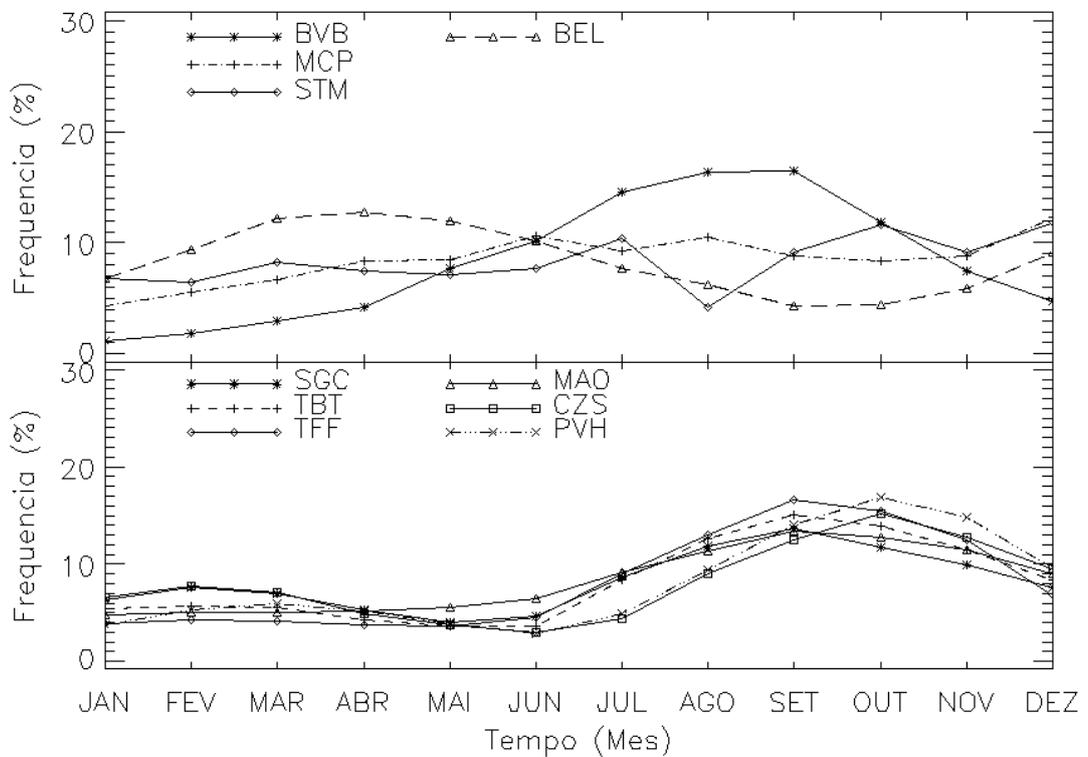


Figura 5.1. Frequência relativa mensal dos raios na área de 150 km em torno de cada radar. As frequências são obtidas da STARNET para o período entre de 2008 e 2012.

5.2 Ciclo anual e diurno

Os ciclos anuais e diurnos são baseados nas frações convectiva (CV) e estratiforme (ST) a 3 km de altura, obtidos conforme metodologia de Steiner et al. (1995) e mostrado na Figura 5.2. O clima da Amazônia é a combinação

de vários fatores que influenciam os regimes de precipitação, como discutido em seções anteriores. Neste contexto, a região costeira da Amazônia, que compreende o GR-BEL (Figura 5.2a), a precipitação é distribuída ao longo do ano e a precipitação total anual é cerca de 2500 mm/ano (Figuerola e Nobre, 1990). Nesta região, a precipitação ocorre preferencialmente no período da tarde, devido a formação das linhas de instabilidade desencadeadas pela convergência de umidade associado a brisa marítima (Cohen et al., 1995; Alcantara et al., 2011). No caso de BEL-ST, a maior frequência da fração estratiforme ocorre entre 14 e 22 Hora Local - HL (~ 10 % em abril, 17 HL), especialmente entre os meses de abril e Maio. O BEL-CV é mais frequente durante o período da tarde, entre 12 e 17 HL e estende-se desde o mês de janeiro até junho (pico ocorre em fevereiro, entre 15 – 16 HL, ~ 1 %).

A região central da Amazônia pode ser associada com a área coberta pelo GR de STM, MAO e TFF. Em STM (Figura 5.2b) nota-se pela fração ST distribuição uniforme ao longo do dia entre os meses de fevereiro e abril, enquanto que a fração CV apresenta dois picos de ocorrência, um no período da tarde (13 – 16 HL – pico ocorre em março, entre 14 – 15 HL, ~ 1 %) e um entre o período da noite e madrugada (~ 0,2 % em março, 02 HL, e maio, 03 HL). Estudos mostram que esta região é influenciada pelas circulações de brisa de rio impostas pelo Rio Tapajós (Silva Dias et al., 2004; Cohen et al., 2014) e também pela passagem de linhas de instabilidade que se deslocam desde a costa nordeste da Amazônia para a região central da Amazônia (Cohen et al., 1995). Como um possível resultado das linhas de instabilidade, um pico pronunciado é observado na fração ST entre os períodos da noite, madrugada e amanhecer. Possivelmente o pico de frequência bem marcado no período da tarde esteja associado com a atividade convectiva local (Cohen et al., 2014). No entanto, algumas das linhas de instabilidade originadas na costa nordeste da Amazônia

propagam-se por vários quilômetros para o interior da Amazônia (Cohen et al., 1995), e ao cruzarem STM na madrugada, perdem intensidade. No dia seguinte, entretanto, a radiação solar reforça a convecção e permite uma continuação da propagação.

A precipitação na região do GR-MAO (Figura 5.2c) é influenciada pela passagem das linhas de instabilidade, atividades convectivas da brisa de rio impostas pelo Rio Negro (Oliveira e Fitzjarrald, 1993, Dos Santos et al., 2014) e os sistemas convectivos locais (Satyamurty et al., 1998). Em MAO-ST, os principais eventos são visíveis entre 11 e 15 HL (pico ~ 10 %, em março, 13 HL, e em abril, 14 HL) ambos na estação TRA2 (dezembro-janeiro), na estação WET (fevereiro-março-abril-Maio) e TRA1 (maio), entretanto o pico de fração CV é observado nas estações WET e TRA1 e com menor intensidade (~ 0,6 %), estende-se para a estação DRY (julho-agosto-setembro) e para a estação TRA2 (outubro-novembro-dezembro-janeiro), embora menos frequente (~ 0,1 %) e concentrou-se principalmente entre o final da manhã até meados da tarde. Saraiva (2010) analisou o comportamento dos sistemas precipitantes na região de cobertura do GR-MAO e descobriu que nas estações DRY e TRA2, os sistemas precipitantes são mais desenvolvidos verticalmente, apresentando a mesma área e volume do que os sistemas de outras estações, entretanto foram mais eficazes no volume de chuvas e, também, apresentaram maior incidência de raios.

Na região de TFF (Figura 5.2d), assim como em MAO, a precipitação é devido aos fatores descritos anteriormente. Menos frequente, as linhas de instabilidade originadas na costa norte do Brasil chegam na região de TFF. Não existem estudos que descrevam esta região e os principais modelos conceituais são retirados das operações diárias de previsão do tempo. Frequências de TFF-ST durante a noite e ao amanhecer são provavelmente devido a passagem de fracas linhas de instabilidade

que contribuem com chuvas fracas e nebulosidade permanente (Negri et al., 2002; Nesbitt e Zipser, 2003; Rickenbach, 2004). As maiores frequências observadas em TFF-ST são durante o período da tarde e início da noite, nos meses da estação WET e TRA1 (máximo ~ 5 %). A fração convectiva apresenta maior frequência de ocorrência na estação TRA2 (pico ~ 1 % em novembro, 14 HL).

No sul da Amazônia, que compreende a área dos GR-CZS e GR-PVH, é influenciado pela interação com sistemas frontais e organização da convecção local (Satyamurty et al., 1998; Longo et al., 2004), especialmente no verão do Hemisfério Sul. Os ciclos anuais indicam que para GR-CZS e GR-PVH uma estação seca bem definida é estabelecida entre os meses de junho a agosto. No entanto, mesmo pouco frequente, a CZS-CV tem frequências nos meses menos chuvosos desta região, indicando a presença de sistemas precipitantes ativos, que possivelmente estejam relacionados com a proximidade da Cordilheira do Andes (Vera et al., 2006). Também em CZS-CV, existem picos frequentes em março (~ 1 % - estação WET) e outubro (~ 0,8 % - estação TRA2), entre 13 e 15 HL, enquanto que em PVH-CV somente um pico em março (~ 0,8 %). Os GR-CZS e GR-PVH mostram uma marcada descontinuidade em junho e julho, possivelmente associado com incursões de ventos frio associados a penetração de sistemas frontais que estabilizam a atmosfera no sul da Região Amazônica (Parmenter, 1976; Hamilton e Tarifa, 1978; Marengo et al., 1997).

No oeste da Amazônia, na área que compreende o GR-TBT (Figura 5.2g), as condições de tempo sofrem a influência de ambos os fatores característicos das regiões noroeste (levantamento forçado pelos Andes) e sudoeste (organização da convecção, a partir da penetração de sistemas frontais (Satyamurty et al., 1998). A precipitação anual acumulada atinge valores de aproximadamente 2800 mm/ano (Figuerola e Nobre, 1990). A fração ST está distribuída uniformemente ao longo do

dia, entre os meses de janeiro a maio, com um pico entre 01 - 08 HL (pico de ~ 10 %) e um entre 14 - 16 HL (pico ~ 10 %). A fração convectiva está bem distribuída ao longo do ano, entre 14 - 19 HL.

Na região noroeste da Amazônia, na área do GR-SGC (Figura 5.2h) encontra-se registro de precipitação de aproximadamente 3500 mm/ano (Figuroa e Nobre, 1990). Nesta região não é possível definir uma estação seca, mas apenas uma estação menos chuvosa (agosto-setembro-outubro), como visto em SGC-ST e SGC-CV. A porção ST é distribuída ao longo do ano e as altas frequências são observadas entre os meses de novembro e maio, com picos entre a tarde e início da noite (entre 12 e 18 HL - ~ 10 %). A porção CV também mostra distribuição anual uniforme e ocorre entre 12 e 17 HL (pico em março entre 14 – 15 HL ~ 1 %). Nesta região, os ventos alísios associados à Zona da Convergência Intertropical (ZCIT) favorecem os acumulados de chuva. O vapor d'água sofre um levantamento forçado na região dos Andes e produz muitas nuvens e chuvas (Figuroa e Nobre, 1990; Vera et al., 2006).

Finalmente, as regiões em torno do GR-BVB e GR-MCP são basicamente afetadas pelo deslocamento da ZCIT (Satyamurty et al., 1998). Em BVB, a predominância das frações CV e ST ocorrem entre maio e agosto. A fração ST apresenta um pico acentuado ao longo da manhã e início da tarde (~ 10 % em julho, 13 HL), enquanto que a fração CV apresenta dois picos, um na noite (22 – 03 HL - ~ 1 % em julho, 03 HL) e outro no início da tarde (12 – 15 HL - ~ 1 % em agosto, entre 14 – 15 HL). Em MCP, a fração CV tem apenas um pico e está concentrada no período da tarde (12 – 16 HL ~ 1 % em maio, 15 HL) e é mais comum entre fevereiro e maio. A fração ST segue a fração CV e tem um único pico de frequência, também concentrado no período da tarde, especialmente entre janeiro e maio (~ 1 % em maio, 15 HL).

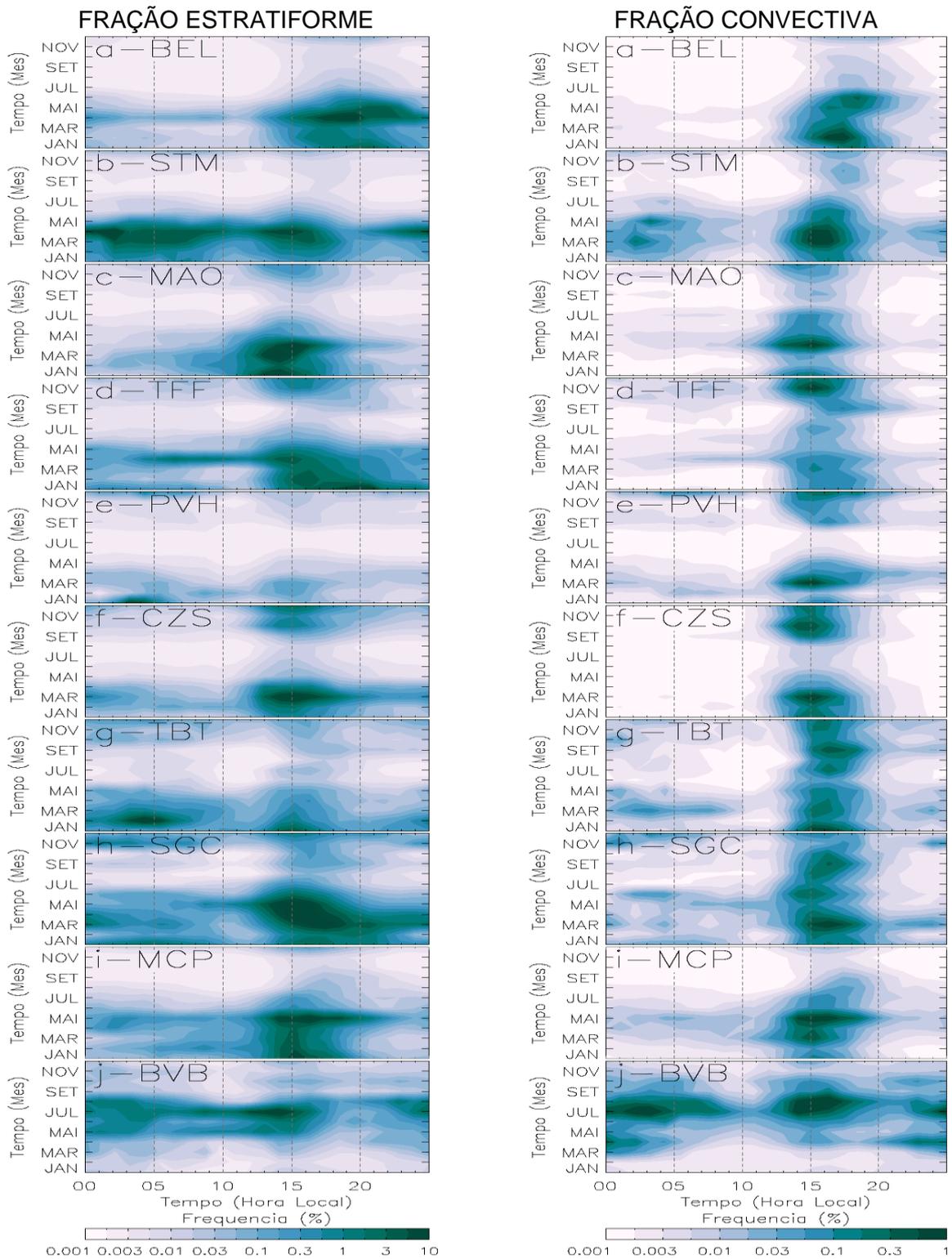


Figure 5.2. Ciclo anual e diurno da frequência relativa de ocorrência das frações estratiforme (esquerda) e convectiva (direita) para os radares do SIPAM. a) BEL; b) STM; c) MAO; d) TFF; e) PVH; f) CZS; g) TBT; h) SGC; i) MCP; j) BVB. Linhas verticais tracejadas correspondem a hora local, a cada 5 horas.

5.3 Estrutura vertical

As distribuições de frequência relativa tridimensional para a refletividade do radar, como definida por Yuter e Houze (1995), sintetizam as mudanças na distribuição de frequência desde baixos até altos níveis. O eixo das ordenadas representa a altura (km) e o eixo das abscissas representa o fator de refletividade (Z, em dBZ). Os diagramas climatológicos do contorno de frequência pela altitude (em inglês, *'Climatological Contoured Frequency by Altitude Diagram - CFAD'*) representam a frequência de ocorrência da refletividade em cada nível de altura. Neste estudo, as CFAD's são truncadas em 14 km (abaixo da tropopausa nos Trópicos) para eliminar os efeitos de ruído devido poucas amostras em altos níveis ($\leq 1\%$ do total). A Figura 5.3 mostra as CFAD's que representam a estrutura vertical média da precipitação para cada radar durante a estação WET, DRY, TRA1 e TRA2. Uma vez que os períodos TRA1 e TRA2 apresentam menor número de meses, as estatísticas podem não serem representativas quanto para as estações WET e DRY e podem exigir um estudo mais aprofundado.

A largura das distribuições de refletividade com a altura está associada com os mecanismos de formação de hidrometeoros ou tipo. Distribuição unimodal em uma dada altura, implica na predominância de um processo ou um tipo de hidrometeoro, enquanto que distribuições bimodais, multimodais ou mais largas indicam a formação de vários hidrometeoros (Yuter e Houze, 1995). As mudanças na inclinação com a frequência e a altura podem indicar um aumento ou decréscimo da precipitação, ou mesmo a presença de gelo acima da isoterma de 0°C . De acordo com Zeng et al. (2001) e Rowe e Houze (2014), como as partículas sólidas de gelo apresentam menor índice de refração que a água ($0,197 \times 0,93$), a refletividade do radar pode diminuir 6,7 dBZ quando comparado com gotas de água. Portanto, um intenso decréscimo

acima da isoterma de 0°C, indica a presença de cristais de gelo. A neve derretida define a ocorrência de banda brilhante, como os flocos de neve são revestidos por água. Conforme indicado por estes autores, a seguinte classificação de hidrometeoros com base nas medidas de Z são estabelecidas:

- Apenas acima da isoterma de 0°C para neve seca: $12 < Z < 32$ dBZ;
- Na isoterma de 0°C e apenas abaixo para neve úmida: $32 < Z < 42$ dBZ;
- Desde a superfície até 5 km de altura para chuva: $Z > 30$ dBZ;
- Entre 5 e 8 km de altura para cristais de gelo e gotas de água super-resfriadas entre $25 < Z < 30$ dBZ e para graupel e granizo entre $45 < Z < 60$ dBZ;
- Acima de 8 km para cristais de gelo e dendrites $Z < 15$ dBZ e para agregados $15 < Z < 20$ dBZ.

Como discutido anteriormente e mostrado por vários autores, cada região da Amazônia é influenciada por diferentes mecanismos de precipitação e que podem estar associados com diferentes perfis que são mostrados nas CFAD's. Em BEL por exemplo, as CFAD's (Figura 5.3a) apresentam largura em baixos níveis que variam de 10 a 40 dBZ, caracterizando uma distribuição unimodal. Também em BEL, uma banda brilhante pode ser vista durante várias estações (WET, TRA1 e TRA2), como indicada pelo aumento de refletividade (~ 1,5 dBZ) entre 2 e 4 km, constante entre 4 e 5 km e uma queda acentuada na refletividade acima deste nível. Esta característica ocorre, possivelmente, pela estrutura das linhas de instabilidade. De acordo com Cohen et al. (1995), as linhas de instabilidade apresentam chuvas fortes na frente do sistema e grandes porções de chuva estratiforme atrás do sistema. Valores elevados de refletividade são identificados em todas as estações entre os níveis de 2 e 4 km (~ acima dos 41 dBZ), sugerindo fortes chuvas durante todo o ano.

O ciclo diurno da fração estratiforme do GR-STM (Figura 5.2b) mostra significativas frequências de ocorrência durante todo o dia na estação chuvosa. Esta chuva estratiforme é observada nas CFAD's de STM (Figura 5.3b) devido a presença de banda brilhante. Durante todas as estações (WET, DRY, TRA1 e TRA2), os valores de refletividade tendem a um aumento entre 2 e 4 km (~ 0,5 a 1 dBZ), constante entre 4 e 5 km e diminuindo acima deste nível. Em STM, a frequência de ocorrência de raios não tem estação preferencial e permanece aproximadamente constante em 10 % ao longo do ano. Este fato consiste com a presença de uma camada de derretimento bem definida em todas as CFAD's desta região.

Ao contrário das CFAD's em BEL e STM, as CFAD's em MAO (Figura 5.3c) não mostram um aumento da refletividade entre 2 e 4 km, mas valores aproximadamente constantes nesta camada. De acordo com Steiner et al. (1995), os perfis estratiformes estão associados com aumento da refletividade entre a superfície e a camada de derretimento ou valores de refletividade constante entre essas camadas. Os perfis são consistentes com a Figura 5.2c, que mostra quantidades significativas das frações de chuva estratiforme entre os períodos WET e TRA1. Além disso, outra característica importante da precipitação estratiforme são as CFAD's com grandes larguras entre o menor e o maior valor de refletividade nestes níveis. Em MAO, as larguras variam entre 16 a 40 dBZ em WET, 16 a 42 dBZ em TRA1, 14 a 45 dBZ em DRY e 15 a 41 dBZ em TRA2. Entre 4 e 8 km o gradiente de refletividade nas estações DRY (~ 1,6 dBZ/km) e TRA1 (~ 1,8 dBZ/km) são ligeiramente menores que em WET (~ 2,0 dBZ/km) e TRA2 (~ 1,9 dBZ/km). Acima de 8 km, os valores medianos são elevados e as altas frequências são menores que 15 dBZ em TRA2, sugerindo dendritos, entre ~ 15 a 20 dBZ em TRA1 sugerindo agregados e entre ~ 10 a 20 dBZ em WET e DRY,

sugerindo a formação de mais do que um tipo de cristal de gelo e/ou partículas de gelo maiores.

Assim como em MAO, a região do GR-TFF apresenta os mesmos sistemas de tempo que favorecem a produção de chuvas. As CFAD's do GR-TFF (Figura 5.3d) apresentam uma distribuição média em 2 km com elevados valores de refletividade; 27 dBZ em WET e TRA2, 28 dBZ em TRA1 e 29 dBZ em DRY. Estes são aproximadamente 2 a 3 dBZ maiores que os valores observados nas CFAD's de BEL, STM e MAO. As larguras das CFAD's em 2 km mostram valores que variam entre 10 a 41 dBZ em WET, 11 a 43 dBZ em TRA1, 11 a 47 dBZ em DRY e 11 a 43 dBZ em TRA2. Entre 4 e 8 km, os perfis TRA1 e TRA2 mostram gradientes de 1,9 dBZ/km e 1,7 dBZ/km em WET e DRY. Acima de 8 km, as frequências são mais alongadas verticalmente, ao contrário das observadas em MAO na estação TRA1, sugerindo apenas cristais de gelo do tipo agregado, que geralmente variam entre 15 a 20 dBZ nesta altura.

De acordo com o ciclo anual e diurno da refletividade dos GR-PVH e GR-CZS, existe uma similaridade entre as frequências (Figura 5.2), entretanto as CFAD's mostram diferenças. Em PVH as CFAD's (Figura 5.3e) mostram características convectivas nas estações WET, TRA1 e TRA2, com refletividade do radar aumentando até o nível de 4 km e uma camada de derretimento bem definida. Na estação DRY, a banda brilhante não está definida e o perfil médio decresce com a altura, ~ entre 2 a 10 km. Acima de 8 km nota-se as mais elevadas frequências de ocorrência de todos os radares, variando entre 10 e ~ 15 dBZ e sugerindo grandes quantidades de cristais de gelo em altos níveis.

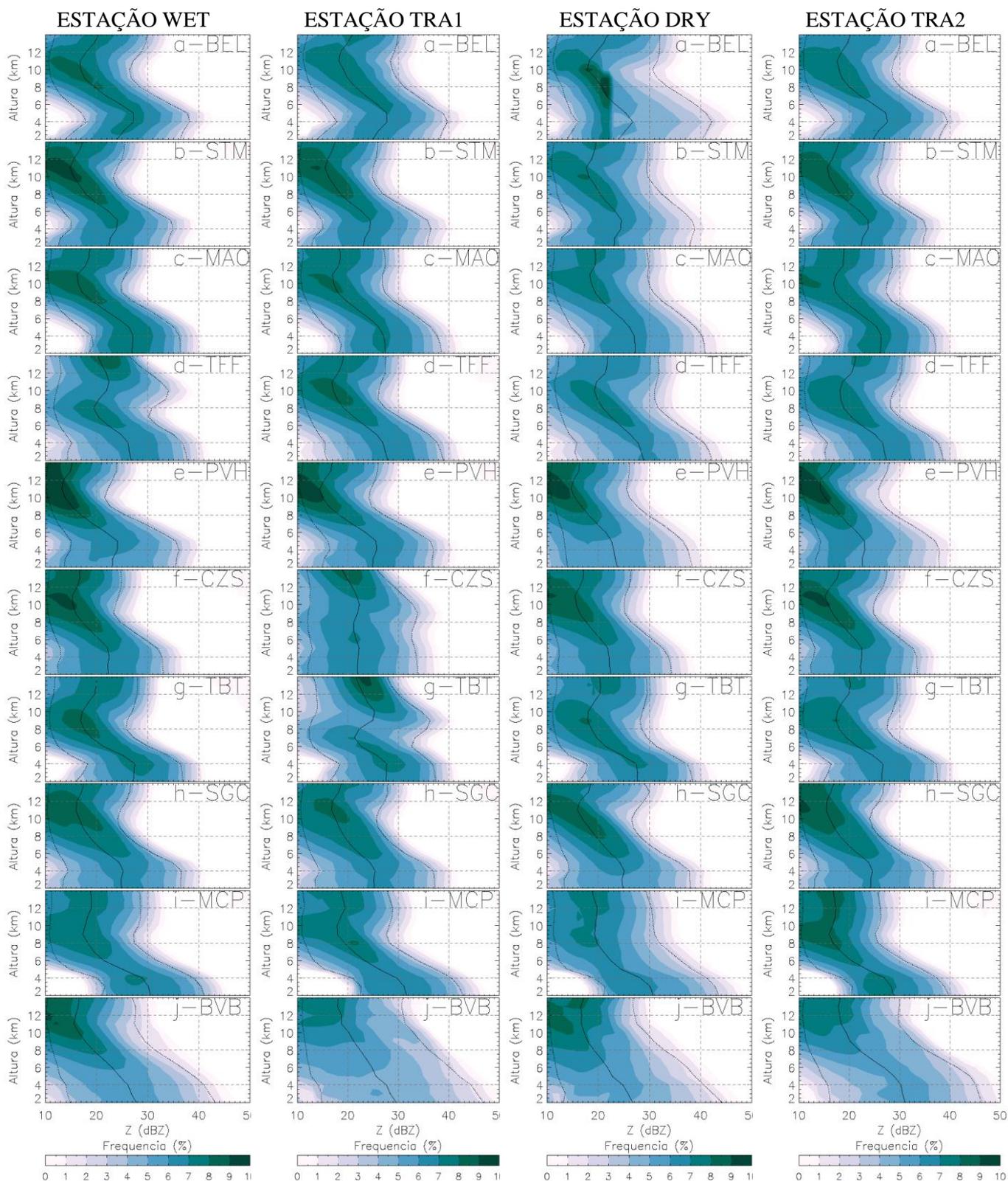


Figura 5.3. Climatologia do *Contoured Frequency by Altitude Diagrams* (CFAD's) da refletividade dos radares do SIPAM para os 3D-CAPPI coletados nas estações WET (esquerda), TRA1 (meio-esquerda), DRY (meio-direita) e TRA2 (direita). CFAD's variam a cada 1 dBZ. Os contornos estão no intervalo de 1% dos dados por dBZ, por Km, iniciando com 1 % dBZ⁻¹/km⁻¹. Linhas sólidas representam a mediana e linhas pontilhadas os limites da distribuição inferior (10 %) e superior (90 %). Linhas verticais tracejadas correspondem a Z, a cada 10 dBZ. Linhas horizontais tracejadas correspondem a altura, a cada 4 km.

No GR-CZS as CFAD's na estação WET, TRA1 e TRA2 são aproximadamente constantes entre 2 e 4 km. A estação DRY do GR-CZS é similar com a CFAD da estação DRY de PVH, apresentando um decréscimo com a altura. As larguras das CFAD's em 2 km mostram valores maiores em PVH (~ 10 a 40 dBZ em WET, ~ 10 a 41 dBZ em TRA1, ~ 10 a 43 dBZ em DRY e ~ 10 a 42 dBZ em TRA2) do que em CZS (~ 10 a 39 dBZ em DRY e 10 a 38 dBZ nas outras estações), em todas as estações, sugerindo maiores volumes de chuva. Os altos valores de refletividade observados acima da camada de derretimento em PVH, foram identificados por Albrecht e Silva Dias (2005) e são consistentes com os resultados de Petersen et al. (2002) que sugeriram uma camada de derretimento mais robusta e maior quantidade de raios durante regimes de vento de leste. Durante regimes de vento de oeste, impostos pela presença das ZCAS, as distribuições dos perfis de refletividade do radar mostraram banda brilhante pouco desenvolvida e menor valor de refletividade em baixos níveis.

Valores medianos das CFAD's de TBT (Figura 5.3g) em níveis baixos mostram valores mais elevados que em SGC, cerca de 2 dBZ. No entanto, entre 4 e 8 km, o gradiente é mais significativo, variando de ~ 2,5 dBZ/km em WET, ~ 2,2 dBZ/km em DRY e TRA2 e ~ 1,4 dBZ/km em TRA1. Acima de 8 km, os valores de refletividade do radar tendem a aumentar com a altura, exceto em TRA1. Elevadas frequências são notadas entre ~ 15 a 20 dBZ em WET e DRY, 10 a 20 dBZ em TRA2. A região de SGC difere das demais por apresentar o maior total anual de precipitação de toda a Amazônia brasileira. A distribuição mediana das CFAD's do GR-SGC (Figura 5.3h) mostra refletividade constante até 4 km de altura e pequeno gradiente (~ 0,5 dBZ/km em todas as estações) entre 4 e 5 km de altura alto gradiente (em torno da camada de derretimento) e entre 4 e 8 km (~ 1,7 dBZ/km em WET, ~ 1,6 dBZ/km em TRA2, ~ 1,5 dBZ/km em TRA1 e ~ 1,4 dBZ/km em DRY), também sugerindo a presença de

partículas de gelo maiores. Acima de 8 km, as frequências mais elevadas apresentam maior variação entre 10 e 20 dBZ em WET, DRY e TRA2, sugerindo a formação de mais de um tipo de cristal de gelo e 15 a 20 dBZ em TRA1. De acordo com o ciclo anual e diurno (Figura 5.2h), a chuva é constante ao longo do ano nesta região, o pico da fração estratiforme ocorre na estação WET, fato que justifica os valores constantes de refletividade em níveis baixos e elevada inclinação após a camada de derretimento.

De acordo com Liu et al. (2008), sistemas continentais (oceânicos) são mais (menos) intensos, com maior (menor) valor de máxima refletividade. Identificaram nas CFAD's de sistemas oceânicos que abaixo do nível de derretimento é observado elevação da refletividade em direção a superfície, no entanto, nas CFAD's de sistemas continentais os valores de refletividade são quase verticais. Neste sentido, pode-se associar este fato com as CFAD's do radar de MCP (Figura 5.3i), que em todos os períodos apresentam um decréscimo na refletividade com a altura, variando entre ~ 1 dBZ/km entre 2 a 4 km e ~ 2,5 dBZ/km entre 4 a 8 km. As CFAD's de todas as estações são muito similares e não representam uma camada de derretimento clássica, sugerindo pequenas partículas de gelo e fracos movimentos ascendentes do que observados em outras regiões da Amazônia. Isto justifica a baixa frequência de ocorrência dos valores de raios ao longo do ano nesta região (Figura 5.1). Este fato está associado com a proximidade do Oceano Atlântico (~ 160 km), justificando características de CFAD's tipicamente de sistemas oceânicos assim como os observados por Liu et al. (2008).

A ZCIT migra sazonalmente de sua posição mais ao norte (~ 14°N) durante agosto-setembro para sua posição mais ao sul (~ 2°S) durante março-abril. Esta migração sazonal da ZCIT desempenha um papel importante na determinação da estação chuvosa da região de BVB (Satyamurty et al., 1998). Fora deste período, a

precipitação pode ser associada com a convecção local e favorecida pela topografia local (ver Figura 3.1). Esta pode ser uma das hipóteses para as CFAD's de BVB (Figura 5.3j) apresentarem grande variabilidade em baixos níveis (2 km), com valores variando entre 10 a 47 dBZ em WET, 10 a 50 dBZ em TRA1, 10 a 47 dBZ em DRY e 14 a 50 dBZ em TRA2. Esta variabilidade continua entre 4 e 8 km e estende-se acima de 8 km. A inclinação da distribuição mediana entre 4 e 8 km segue o mesmo padrão em todas as estações, ~ 2,1 dBZ/km em TRA2, ~ 1,7 dBZ/km em WET, ~ 1,4 dBZ/km em TRA1 e DRY. Acima de 8 km existe maior frequência de ocorrência de refletividade (~ 8 %) em torno de 10 a 15 dBZ, sugerindo cristais de gelo do tipo dendrite. Outra hipótese para as CFAD's de BVB diferenciarem das outras distribuições seria que as correções impostas aos campos de refletividade do radar não removeram completamente as contaminações associadas com o feixe bloqueado (por exemplo, árvores e construções).

5.4 Visão geral da precipitação na Amazônia

As climatologias das CFAD's indicam grande variabilidade na estrutura da precipitação para os 10 radares analisados, confirmando que cada região tem sua própria variabilidade em relação a precipitação (Figuroa e Nobre, 1990) possivelmente como uma função da ação de diferentes sistemas de tempo (Molion e Dallarosa, 1987; Satyamurty et al., 1998). O ciclo anual e diurno dos campos de refletividade e frequência dos raios confirmam isto. A Tabela 5.1 sumariza alguns aspectos importantes das CFAD's e raios. Em relação as CFAD's o resumo inclui o gradiente médio entre 2 e 4 km e 4 e 8 km, assim como a intensidade da refletividade do radar nos níveis de 2 e 4 km. No resumo dos raios a estação com maior frequência

é indicada. Quando este máximo ocorre na estação de transição entre WET para DRY está indicada como TRA1 e de DRY para WET, como TRA2.

Tabela 5.1. Resumo das principais características das CFAD's e raios, em termos de dBZ derivado na altura (dBZ/km), intensidade da distribuição média (dBZ) e a estação de máxima frequência de raios.

| RADAR | 2 – 4 km | | | | 4 – 8 km | | | | 2 km | | | | 4 km | | | | Estação Max Raios |
|------------|----------|------|------|------|----------|------|------|------|------|------|-----|------|------|------|-----|------|-------------------------|
| | WET | TRA1 | DRY | TRA2 | WET | TRA1 | DRY | TRA2 | WET | TRA1 | DRY | TRA2 | WET | TRA1 | DRY | TRA2 | |
| BEL | 1.6 | 1.4 | 1.4 | 1.5 | -1.9 | -1.5 | -1.5 | -1.9 | 24 | 25 | 24 | 25 | 27 | 28 | 27 | 28 | WET |
| STM | 0.8 | 0.6 | 0.6 | 0.7 | -1.5 | -1.5 | -1.0 | -1.4 | 22 | 23 | 23 | 22 | 24 | 24 | 24 | 24 | DRY |
| MAO | 0.1 | -0.2 | -0.1 | 0.1 | -2.0 | -1.8 | -1.6 | -1.9 | 27 | 27 | 27 | 26 | 27 | 27 | 27 | 26 | DRY |
| TFF | -0.3 | -0.5 | -0.6 | -0.4 | -1.7 | -1.9 | -1.7 | -1.9 | 27 | 28 | 29 | 27 | 26 | 27 | 28 | 27 | DRY |
| PVH | 0.5 | 0.4 | -0.4 | 0.2 | -1.7 | -1.8 | -1.2 | -1.2 | 23 | 25 | 24 | 23 | 24 | 26 | 23 | 23 | TRA2 |
| CZS | 0.1 | 0.1 | -0.2 | 0.1 | -1.3 | -0.2 | -1.1 | -1.1 | 22 | 22 | 22 | 22 | 22 | 22 | 22 | 23 | TRA2 |
| TBT | 0.1 | 0.1 | -0.1 | 0.1 | -2.5 | -1.4 | -2.2 | -2.2 | 27 | 28 | 28 | 26 | 27 | 28 | 27 | 27 | TRA2 |
| SGC | 0.2 | 0.1 | 0.1 | 0.2 | -1.7 | -1.5 | -1.4 | -1.6 | 25 | 25 | 25 | 24 | 25 | 25 | 25 | 25 | DRY |
| MCP | -0.8 | -1.0 | -1.2 | -0.9 | -2.6 | -2.6 | -2.1 | -2.6 | 31 | 32 | 31 | 29 | 29 | 30 | 28 | 27 | TRA1 |
| BVB | -0.8 | -1.0 | -0.9 | -0.4 | -1.7 | -1.3 | -1.4 | -2.1 | 28 | 30 | 27 | 31 | 26 | 28 | 25 | 30 | WET |

Quando os gradientes das CFAD's mostram valores negativos (positivos), ocorre decréscimo (acrécimo) da refletividade com a altura. Valores positivos entre 2 e 4 km sugerem a presença de uma banda brilhante e valores maiores sugerem nuvens mais profundas. Em geral, as regiões com banda brilhante em todas as estações foram BEL, STM e SGC. Em MAO, foi encontrado durante a estação WET e TRA2. Nas regiões sudoeste e oeste da Amazônia (PVH, CZS e TBT) a banda brilhante é notada durante a estação WET, TRA1 e TRA2. No entanto, as regiões que não apresentaram banda brilhante definida em nenhuma das estações foram TFF, MCP e BVB. Perfis entre os níveis de 4 e 8 km, com mudanças na inclinação com a altura indicando um decréscimo foram observados em todos os radares, e com maior intensidade em MCP (~ -2,1 dBZ/km em DRY e ~ -2,6 dBZ/km nas outras estações). Em MAO (~ -2,0 dBZ/km) e TBT (~ -2,5 dBZ/km) nota-se intensos valores na estação WET. Os perfis médios no nível de 2 km foram maiores nas regiões de MCP

(~ 31 dBZ) e BVB (~ 28 dBZ), enquanto que valores menores são identificados em CZS (22 dBZ em todas estações) e STM (~ 22 dBZ em WET e TRA2 e ~ 23 dBZ em TRA1 e DRY).

Os GR-BVB e GR-MCP não mostram uma camada de derretimento bem definida e todos os perfis médios decrescem com a altura. Em geral, estes radares mostram sistemas precipitantes compatíveis com os sistemas típicos do oceano tropical (Petersen e Rutledge, 2001; Liu et al., 2008), com a presença de grandes quantidades de pequenas partículas líquidas (baixos níveis) e gelo (altos níveis). No entanto, em BEL, mesmo próximo ao Oceano Atlântico (~ 150 km) os resultados sugerem que na estação chuvosa existem fortes correntes ascendentes e descendentes que contribuem para a formação e crescimento de grandes cristais de gelo na nuvem. Estas características observadas em BEL, mostram similaridade com sistemas de características combinadas de regimes de chuva costeira e continental, indicando características mistas entre regimes de precipitação oceânicos e continentais, semelhante aos sistemas observados em regiões costeiras (Petersen e Rutledge, 2001). Nota-se que somente nestas regiões a atividade de raios é mais frequente durante a estação WET (BVB e BEL) e TRA1 (MCP). Em MAO e STM estas características aparecem durante a estação DRY, os sistemas são mais desenvolvidos verticalmente, com maior produção de partículas de gelo responsáveis pela ocorrência de raios na região. Em TFF os raios são mais frequentes em DRY, no entanto não se percebe banda brilhante definida em nenhuma das estações, mas sim elevados valores de refletividade nos níveis de 2 e 4 km, sugerindo fortes chuvas nesta região. Machado et al. (1998) e Mohr et al. (1999) mostram que na Amazônia central (STM, MAO e TFF), especialmente durante a estação WET, a região é frequentemente afetada por SCM's de grandes proporções que causam intensas chuvas convectivas,

seguido por grandes regiões de precipitação estratiforme. Em SGC (noroeste da Amazônia), a precipitação é constante ao longo do ano e as CFAD's são muito similares em todas as regiões, no entanto a estação DRY se destaca por apresentar maior ocorrência de raios (~ 10 % maior que na estação WET e TRA2, Figura 5.1). O mesmo pode ser visto em TBT (Figura 5.2g), mas o máximo de frequência de raios ocorre em TRA2. Em PVH e CZS, os sistemas também mostram as características observadas nas regiões de MAO, TFF, STM, TBT e SGC, durante a estação WET. Durante a estação DRY, a atmosfera estabiliza (Satyamurty et al., 1998) e inibe a formação de sistemas precipitantes, conforme verifica-se na CFAD de PVH (Figura 5.3e) e também nos ciclos anual e diurno da refletividade (Figura 5.2e). No entanto, a baixa umidade e o aumento das atividades de queima de biomassa estão associados com a produção de numerosas partículas que podem ser associadas com intensos sistemas precipitantes e maior quantidade de raios durante a estação TRA2 (Artaxo et al., 2002; Martins et al., 2009; Albrecht et al., 2011).

Em geral, durante a estação DRY e TRA2 os sistemas são mais profundos com características mais convectivas incluindo elevadas frequências de raios, embora, em BEL, MCP e BVB sistemas precipitantes intensos sejam observados na estação WET com maior frequência de ocorrência de raios.

As características da precipitação sobre a influência de diferentes regimes de vento são examinadas no próximo Capítulo.

Capítulo 6

Relação entre o Vento Meridional e a Precipitação

Este capítulo apresenta os resultados encontrados da variabilidade da precipitação sob diferentes regimes do vento meridional. A premissa é que os ventos de norte e sul estão associados a diferentes massas de ar e que assim possam influenciar as características da precipitação. Ventos de norte vem diretamente do Oceano Atlântico Tropical enquanto ventos de sul tem uma trajetória continental. Eventuais diferenças na temperatura, umidade e estabilidade atmosférica podem determinar diferentes regimes de precipitação. As análises contam com os resultados obtidos a partir da definição do Índice-V ou Índice Meridional. No primeiro momento será apresentada a frequência de ocorrência do vento meridional e média do índice-V. Posteriormente serão discutidas as diferenças impostas pela variação do Índice-V na região dos radares meteorológicos de SGC e TBT.

6.1 Variabilidade do Índice-V

A partir das definições descritas no Capítulo 4 para o índice-V, aplica-se a metodologia para verificar variações no vento meridional durante os 5 anos (2008-2012) do estudo. O método foi aplicado para a região de abrangência dos radares meteorológicos de SGC e TBT, ou seja, no raio de 150 km. De acordo com Wang e Fu (2002), o índice-V é bem pronunciado na região noroeste da Amazônia onde modula a precipitação sob a região, por isso focamos nas informações provenientes dos radares meteorológicos de SGC e TBT. Sob a visão do radar meteorológico que disponibiliza informações a cada 12 minutos e com resolução de 500 m, procurou-se identificar as peculiaridades impostas sob a precipitação nesta região.

Assim como em Wang e Fu (2002), foi analisada a ocorrência do fluxo meridional e média mensal do Índice-V (Figura 6.1). A Figura 6.1 mostra a frequência mensal ao longo dos 5 anos de dados dos eventos de fluxo meridional de norte e de

sul. O fluxo de norte no GR-SGC é mais frequente entre outubro e abril, em torno de 58 e 97 %, enquanto que os eventos de fluxo de sul são mais frequentes entre maio e setembro, com valores entre 59 e 70 %. Já no GR-TBT percebe-se que os eventos do fluxo de norte são mais frequentes entre setembro e março, com valores entre 50 e 92 %. Em TBT, o fluxo de norte inicia 1 mês antes e termina no mesmo mês do que em SGC, apresentando um período de 8 meses deste padrão de vento, contra 7 meses em SGC. Já o fluxo de sul é mais frequente entre maio e agosto (62 – 78 %) na região de TBT e mais curto (4 meses) 1 mês do que em SGC.

Já a média mensal do índice-V (Figura 6.1b) é similar ao fluxo meridional do vento, apresentando índice-V negativo (V-NEG) entre outubro e abril do ano seguinte (valor máximo de ~ 2,6 m/s em dezembro) e índice-V positivo (V-POS) entre maio e setembro (valor máximo de ~ 0,8 m/s em junho), para a região do GR-SGC. Já em TBT, o índice-V mostrou valores médios superiores, chegando em torno de 3,1 m/s em dezembro, durante o regime de V-NEG (entre outubro e abril do ano seguinte) e em torno de 1,6 m/s em junho, durante o regime de V-POS (entre maio e setembro).

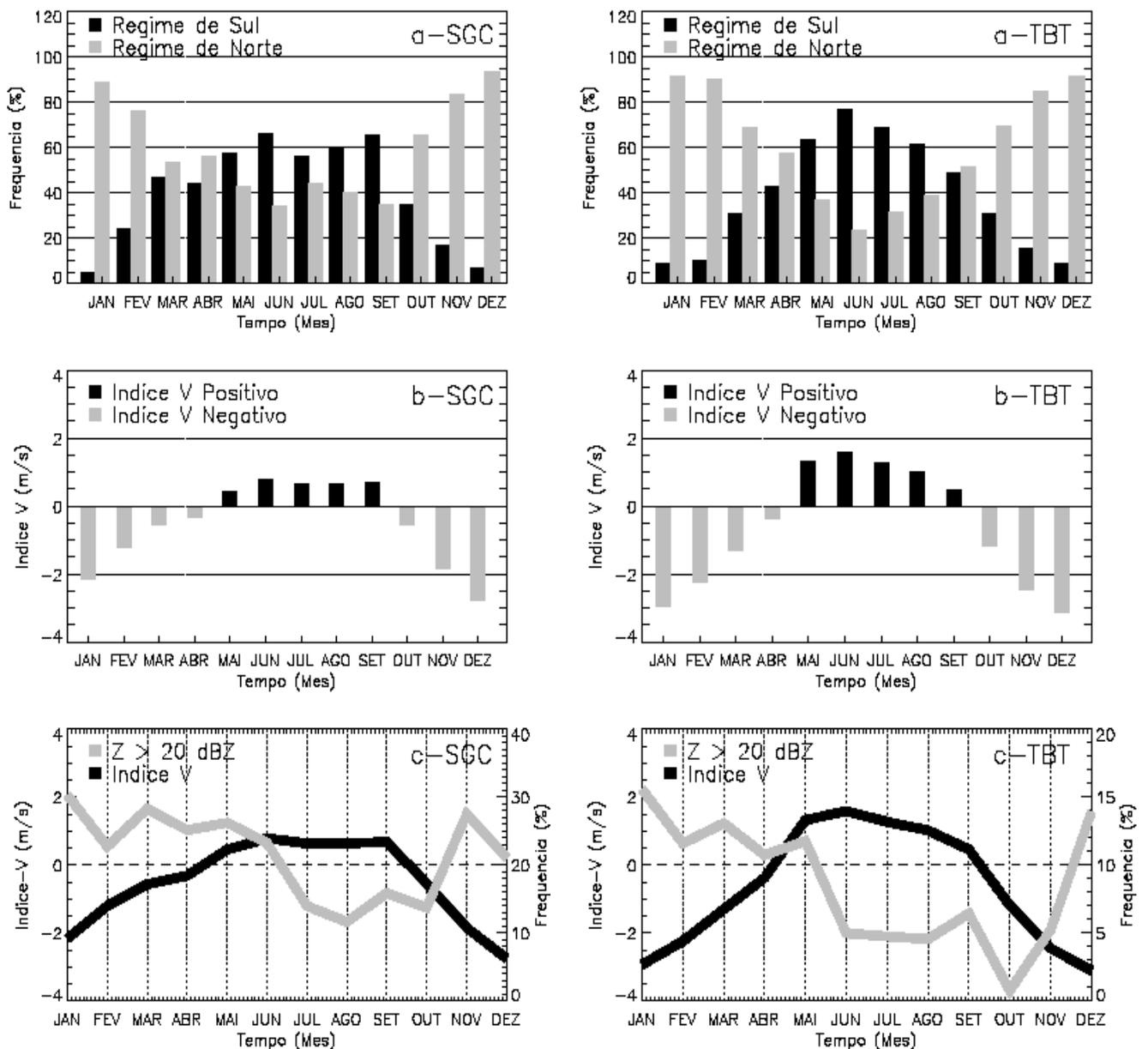


Figura 6.1. a) Ciclo anual da frequência de ocorrência do fluxo meridional; Linhas horizontais contínuas representam intervalos de frequência, a cada 20%. b) Média mensal do Índice-V; Linhas horizontais contínuas representam intervalos de Índice-V, a cada 2 m/s. c) Frequência de ocorrência dos campos de refletividade ($Z > 20$ dBZ) e média do Índice-V; Linha tracejada horizontal representa o Índice-V zero; Linhas pontilhadas verticais representam os meses. SGC (esquerda). TBT (direita).

Os meses predominantes de V-NEG (V-POS) são coincidentes ao período mais chuvoso (menos chuvoso) da região (Figueroa e Nobre, 1990; Rao e Hada, 1990; Wang e Fu, 2002). Esta consideração fica clara quando observamos na Figura 6.1c o ciclo anual do índice-V e dos campos de refletividade para $Z > 20$ dBZ (considera-se todas as nuvens de chuva observadas no radar), pois tanto na região do GR-SGC e

do GR-TBT observa-se uma redução da frequência de ocorrência dos campos de refletividade sob regimes de V-POS e o contrário em V-NEG. No entanto, sob o ponto de vista dos radares meteorológicos, busca-se identificar aspectos peculiares de cada regime, ou seja, é possível que os sistemas precipitantes sejam mais profundos em um dos regimes ou não existem diferenças. Neste sentido na próxima seção busca-se relacionar os campos de refletividade do radar e dos raios com os regimes de índice-V com o intuito de identificar estas diferenças.

6.2 Relações entre Índice-V e Precipitação

A partir de diferentes eventos de índice-V, foram separadas as amostras dos campos de refletividade e calculada a frequência de ocorrência para refletividades maior que 20 dBZ e 40 dBZ, de modo que possa observar as nuvens de chuva da região e a convecção profunda, respectivamente. Amostras das descargas atmosféricas também foram selecionadas e gerado os campos de frequência de ocorrência. Todas as frequências calculadas foram dispostas em função do ciclo anual e diurno, conforme Figuras 6.2 (GR-SGC) e 6.3 (GR-TBT).

Na Figura 6.2a, verifica-se a frequência de ocorrência de $Z > 20$ dBZ, $Z > 40$ dBZ e descargas atmosféricas para V-NEG e na Figura 6.2b do V-POS, para o GR-SGC. De modo geral, observa-se pico de maior frequência no regime de V-POS, ou seja, fluxo do vento de sul. Para $Z > 20$ dBZ, observa-se um pico que se estende entre meados de janeiro a meados de abril e entre início da tarde e fim da tarde (12 – 18 HL). Outro pico ocorre durante o mês de novembro, entre início da noite e meados da madrugada (20 – 03 HL). Também para $Z > 40$ dBZ verifica-se 2 picos bem pronunciados durante o predomínio de V-POS, ambos durante o período da tarde (12 – 16 HL), sendo o primeiro entre fevereiro e abril e o segundo entre meados de

setembro e meados de outubro (13 – 15 HL). Os dois picos apresentam frequências de até 3 %. Durante o regime predominante de V-NEG, os picos ocorrem durante os mesmos períodos, mas não estão bem pronunciados, chegando a frequências de no máximo ~ 2,5 %. Durante o regime de V-NEG, as frequências das descargas atmosféricas variam entre 12 e 16 % durante o período da tarde (entre 13 e 16 HL) e ao longo do ano. Em V-POS as descargas atmosféricas também são frequentes ao longo do ano e durante o período da tarde, no entanto, apresentam picos de ocorrência superiores (de até 20 % as 16 HL entre meados de janeiro e fevereiro) aos encontrados em V-NEG.

Para o GR-TBT, as frequências para $Z > 20$ dBZ, $Z > 40$ dBZ e descargas atmosféricas estão dispostas na Figura 6.3. Nesta região, as frequências de ocorrência das amostras de refletividade são inferiores (até 30 % em $Z > 20$ dBZ e 1 % em $Z > 40$ dBZ) as observadas no GR-SGC (até 50 % em $Z > 20$ dBZ e 3 % em $Z > 40$ dBZ), em ambos regimes de índice-V. Possivelmente isto ocorra porque a região de SGC não apresenta uma estação seca bem definida e sim uma menos chuvosa (Rao e Hada, 1990). Em TBT, na amostra para $Z > 20$ dBZ, as maiores frequências concentram-se entre janeiro e abril, durante o regime de V-POS, apresentando pico de até 30 %, no início da manhã (08 – 12 HL entre meados de dezembro e janeiro), no início da noite (20 – 22 HL em janeiro) e meados da madrugada (~ 25 % em março). Já em predomínio de V-NEG, as frequências estão melhor distribuídas ao longo do ano e do dia, apresentando apenas um leve pico de frequência entre meados da noite e meados da madrugada (21 – 02 HL) no mês de maio. Já para $Z > 40$ dBZ a frequência de ocorrência apresenta picos mais pronunciados durante o regime predominante de V-NEG, um em maio durante o período da tarde (pico em 16 e 17 HL com até 1 %) e outro em setembro também

durante a tarde (13 e 17 HL em torno de ~ 0,7 %). As descargas atmosféricas são frequentes ao longo do ano em V-NEG com picos em torno de 16 % em meados de agosto e setembro. Já em regime de V-POS, verifica-se um pico de 20 % ao final da tarde durante o mês de fevereiro. No entanto, não se percebe ocorrência para $Z > 40$ dBZ significativas durante este período e, então, atribui-se este pico a, possivelmente, problemas decorrentes da amostragem destes dados.

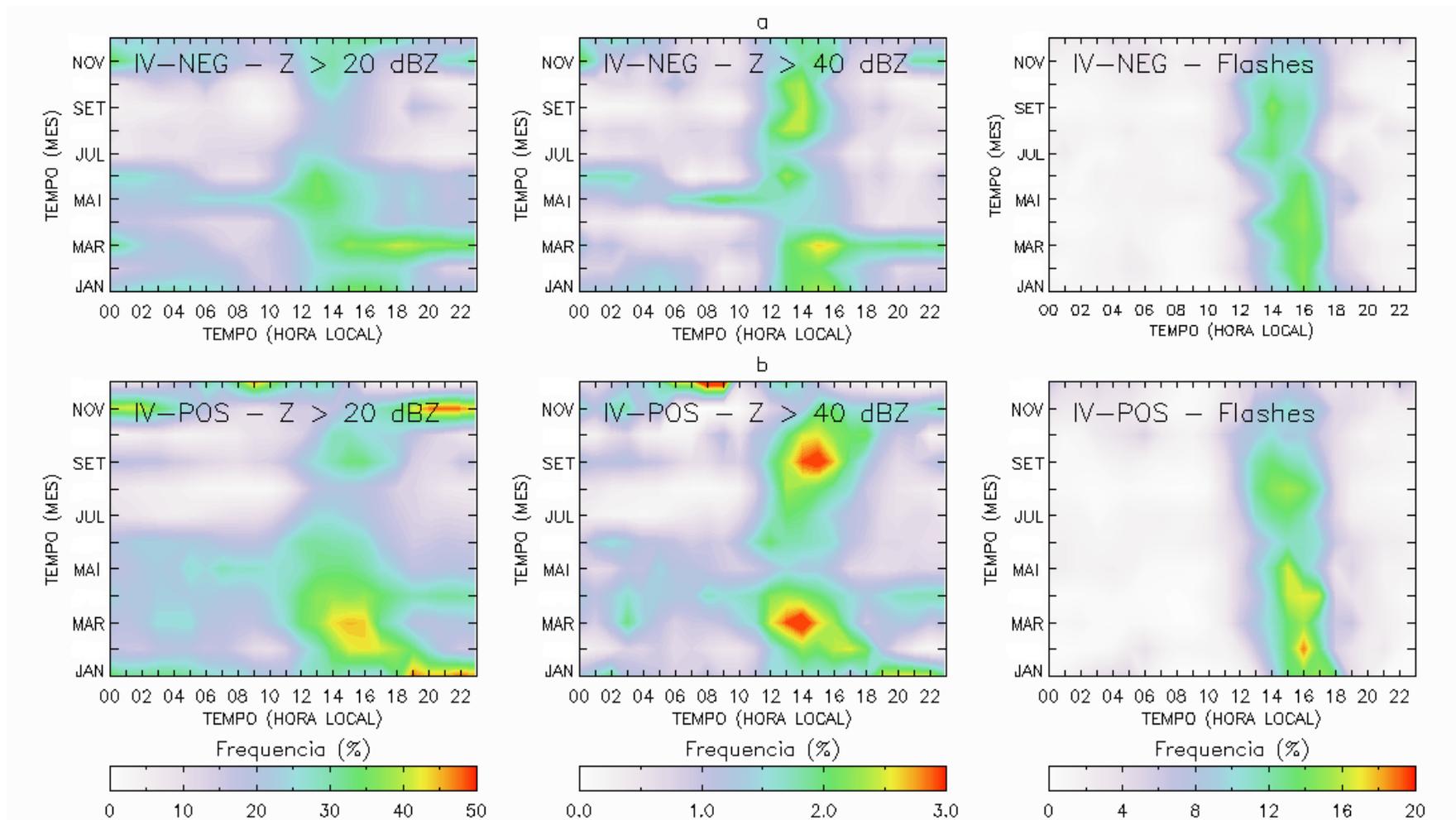


Figure 6.2. Ciclo anual e diurno da precipitação na região do GR-SGC em termos de frequência de ocorrência. Para $Z > 20$ dBZ (esquerda), $Z > 40$ dBZ (meio) e descargas atmosféricas (direita). a) Regime de V-NEG; b) Regime de V-POS.

De acordo com a Figura 6.1c, percebe-se que o regime de V-NEG está relacionado com o início da estação mais chuvosa na região de SGC. No entanto, as amostras dos casos de V-POS, ou seja, fluxo de vento de sul, sugerem sistemas precipitantes mais desenvolvidos verticalmente, de modo que suas porções convectivas sejam mais pronunciadas e que ocorra maior produção de raios. Já no GR-TBT ocorre no V-NEG, já que os picos mais frequentes tanto para $Z > 40$ dBZ como para as descargas atmosféricas verifica-se durante este regime. Em regimes de V-NEG, ou fluxos predominantes de norte na região do GR-TBT, são observados durante períodos de ZCAS. A região em que a ZCAS atua apresenta alta variabilidade da atividade convectiva durante o verão no Hemisfério Sul (Liebmann et al. 1999), sendo assim, mapeou-se sua localização de acordo com a máxima atividade, em três regiões distintas, região Costeira, Oceânica e Amazônica (Carvalho et al., 2004). Sendo esta última com maior atuação na região oeste da Amazônia, que compreende a região de TBT. Por outro lado, pesquisas (Herdies et al., 2002; Jones e Carvalho, 2002; Carvalho et al., 2004) revelaram que na região sul da Amazônia (região do estado de Rondônia) os sistemas precipitantes estão relacionados com o regime de vento zonal (leste e oeste). Os períodos de fluxo de oeste estão associados a ocorrência de ZCAS localizada mais ao sul e o fluxo de leste sem a ocorrência de ZCAS. Durante os regimes de vento de oeste os sistemas apresentam características mais estratiformes e sob a influência do fluxo de leste sistemas mais profundos e com características mais convectivas (Albrecht et al., 2011; Anagnostou e Morales, 2002; Carvalho et al., 2002; Rickenbach et al., 2002; Williams et al., 2002; Petersen et al., 2002).

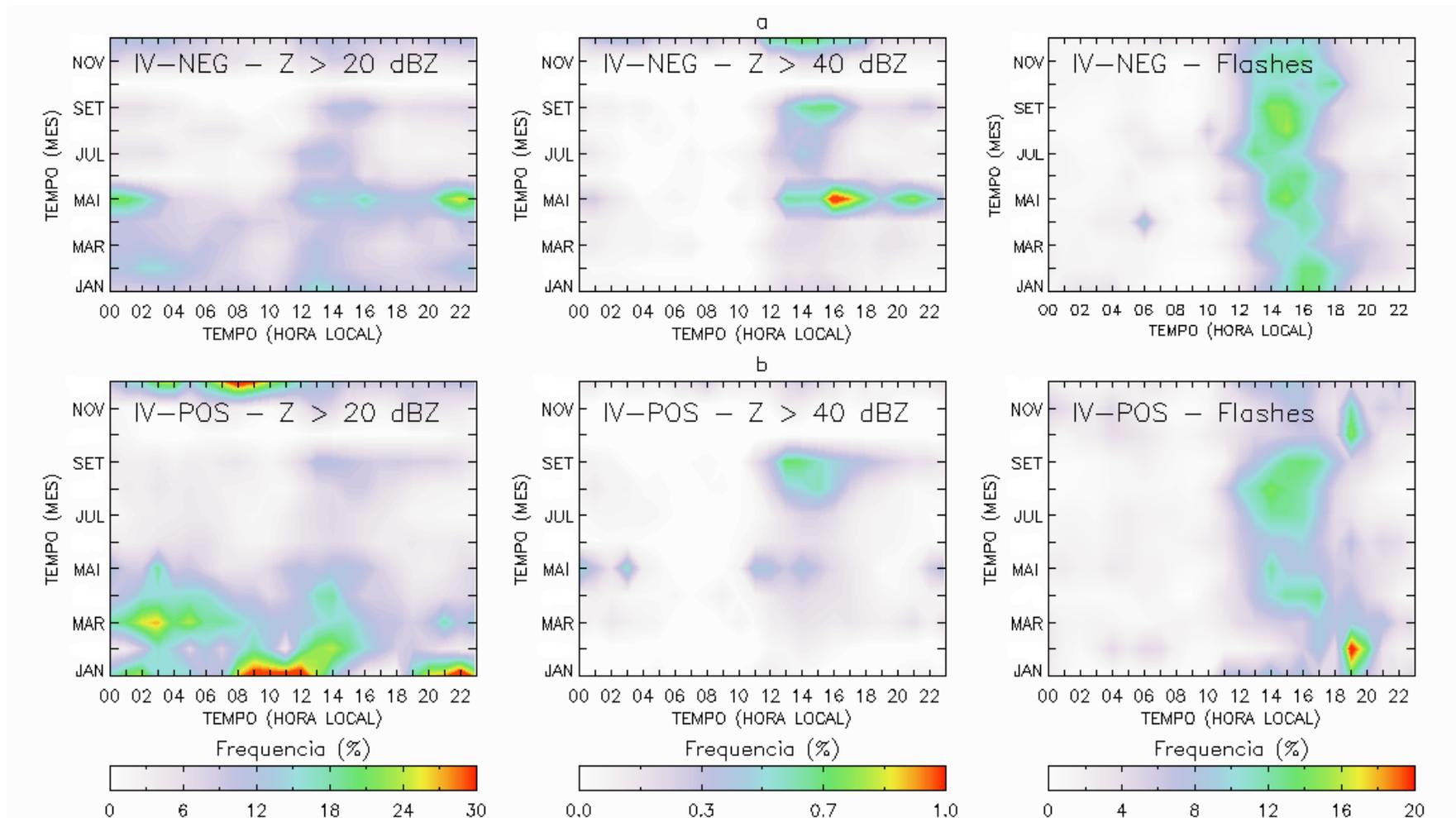


Figure 6.3. Ciclo anual e diurno da precipitação na região do GR-TBT em termos de frequência de ocorrência. Para $Z > 20$ dBZ (esquerda), $Z > 40$ dBZ (meio) e descargas atmosféricas (direita). a) Regime de V-NEG; b) Regime de V-POS.

6.3 Índice-V versus Topografia

A partir dos casos de índice-V positivo e negativo, as ocorrências de refletividade ($Z > 20$ e 40 dBZ) foram relacionados com o mapa topográfico em um raio de 150 km, partindo do radar. Deste modo foi possível identificar os pontos preferenciais de localização dos sistemas precipitantes para cada região de abrangência dos radares meteorológicos de SGC e TBT e verificar se existe diferença entre os regimes de índice-V.

Em uma primeira análise, aborda-se aspectos relevantes sobre a topografia na região dos radares de SGC e TBT. As Figuras 6.4a (GR-SGC) e 6.4c (GR-TBT) mostram a topografia sobre a área dos radares meteorológicos, bem como a distribuição de frequência cumulativa da topografia. Em SGC percebe-se que ~ 71 % da amostra concentra-se nos primeiros 105 m, apenas ~ 7 % distribui-se a partir dos 200 m, com máxima topografia chegando até 2488 m. A área coberta pelo radar com elevações entre 0 e 50 m representa cerca de 2 % da amostra, entre 51 e 100 m, ~ 60 % e entre 101 e 200 m, ~ 30 % da amostra, representando cerca de 92 % entre os primeiros 200 m. Já na região do GR-TBT (Figura 6.4c) verifica-se que 71% da amostra concentra-se nos primeiros 131 m e a máxima topografia é de 226 m. A área coberta pelo radar com elevações entre 0 e 50 m representa ~ 0,1 %, entre 51 e 100 m cerca de 21,5 %, entre 101 e 150 m, ~ 65 % e entre 151 e 200 m, ~ 13 %, sendo que acima de 200 m, menos de 1 % representa o conjunto da amostra.

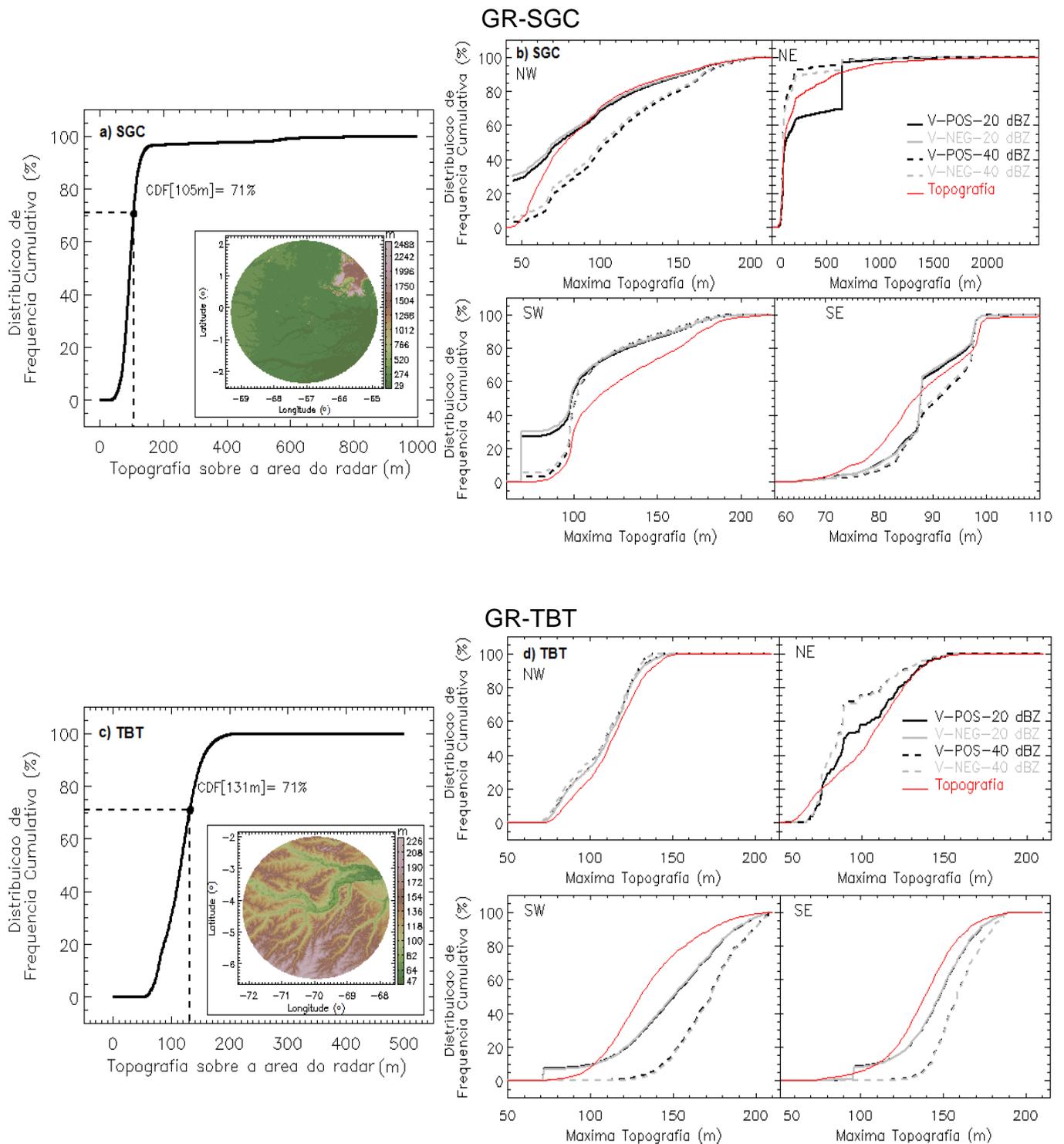


Figura 6.4. Distribuição de frequência cumulativa da máxima topografia e topografia sobre a área do radar. a) SGC; c) TBT; Distribuição de frequência cumulativa da máxima topografia sob pixels de refletividade acima de 20 e 40 dBZ para cada setor da área do radar. b) SGC; d) TBT. Linha preta representa a distribuição de V-POS. Linha cinza representa V-NEG. Linha sólida representa distribuição para $Z > 20$ dBZ. Linha tracejada para $Z > 40$ dBZ. Linha sólida vermelha representa a topografia do setor.

Com a intenção de identificar relações entre a topografia local e os sistemas precipitantes de cada regime de índice-V, buscou-se elaborar distribuições de frequência cumulativas da máxima topografia sobre pixels de refletividade acima dos 20 e 40 dBZ, para o V-POS e V-NEG em cada setor do radar (por exemplo, noroeste – NW, nordeste – NE, sudoeste – SW e sudeste – SE). Na Figura 6.4b, verifica-se as distribuições para o GR-SGC. De modo geral as distribuições não apresentam diferenças significativas entre os regimes de V-POS e V-NEG, apenas pequenas diferenças menores que 2 %. As diferenças ocorrem entre as distribuições para $Z > 20$ dBZ e $Z > 40$ dBZ e não entre os regimes de V-POS e V-NEG. Basicamente as distribuições com $Z > 40$ dBZ são mais frequentes em topografias mais elevadas nos setores NW, SE e SW, este último até os primeiros 100 m (por exemplo setor SW para $Z > 20$ dBZ, $CDF[100\text{ m}] = 70\%$ e para $Z > 40$ dBZ, $CDF[100\text{ m}] = 50\%$), após mantém-se com distribuição igual a $Z > 20$ dBZ. No setor NE as distribuições entre $Z > 20$ dBZ e $Z > 40$ dBZ são iguais entre os primeiros 200 m, entre 200 e ~ 600 m as distribuições para $Z > 40$ dBZ são menos frequentes e após esta elevação tornam a se igualarem.

Quanto ao radar de TBT, as análises a partir da Figura 6.4d também não revelam diferenças entre os regimes de V-POS e V-NEG, mantendo as diferenças entre distribuições com $Z > 20$ dBZ e $Z > 40$ dBZ. No GR-TBT as distribuições de $Z > 40$ dBZ tendem a ocorrerem em maiores elevações, nos setores SW e SE (por exemplo: setor SW para $Z > 20$ dBZ, $CDF[150\text{ m}] = 50\%$ e para $Z > 40$ dBZ, $CDF[150\text{ m}] = 19\%$), menores no setor SE (para $Z > 20$ dBZ, $CDF[100\text{ m}] = 59\%$ e para $Z > 40$ dBZ, $CDF[100\text{ m}] = 79\%$) e igual para o setor NW. Nos setores SW e SE do GR-TBT, nota-se que não há ocorrência de frequências de $Z > 40$ dBZ entre os primeiros ~ 140 m, apenas acima desta altura, indicando influência da topografia local

para o desenvolvimento de nuvens mais profundas.

Resumidamente, pode-se afirmar que não existem diferenças entre regiões preferencias para a ocorrência de sistemas precipitantes sobre diferentes regimes de índice-V, no entanto, entre diferentes condições de refletividade percebe-se diferenças significativas. É possível que os sistemas cresçam em um setor e continuem se desenvolvendo em outro setor, influenciando as distribuições de outros setores. Por exemplo, na região de SGC, considera-se que o fluxo predominante seja de NE em decorrência da atuação da ZCIT e que fluxo de umidade esteja sendo transportado para a região. Percebe-se que a maior topografia é no setor NE, mas as maiores diferenças entre as amostras de refletividade ($Z > 20$ dBZ e $Z > 40$ dBZ) foram encontradas no setor NW. Desta forma, considera-se que a topografia seja um fator consistente para o desenvolvimento de tempestades profundas na região. Para complementar as análises e buscar diferenças nos campos de refletividade de acordo com os regimes de índice-V, na próxima seção serão analisado aspectos termodinâmicos de cada região.

6.4 Índice-V versus Termodinâmica

Nesta seção iremos investigar as variáveis termodinâmicas da atmosfera sobre diferentes regimes de índice-V, positivo e negativo, na área de abrangência dos radares meteorológicos de SGC e TBT.

A Figura 6.5 mostra a distribuição de frequência cumulativa do máximo valor de CAPE e máximo valor do CINE (provenientes dos dados de *Reanalysis* – 4 x dia) ocorrido no dia e encontrado no raio de 150 km do radar. O CAPE é uma estimativa da energia de convecção enquanto que o CINE da inibição. De acordo com Albrecht et al. (2011), especula-se que durante períodos mais secos na região Amazônica,

existe mais energia disponível para o desenvolvimento da convecção assim como da inibição. Desta forma, a combinação destes dois fatores pode resultar em cenários de convecção profunda ou “explosiva”.

Na Figura 6.5a, GR-SGC, de modo geral, pode-se afirmar que ocorrem mais casos de CAPE elevados durante o regime de V-NEG. As distribuições revelaram que entre 0 e 1000 J/Kg, a distribuição do V-NEG representa ~ 12,1 %, enquanto que em V-POS, cerca de 31,5 %. Entre 1000 e 1500 J/Kg, a distribuição de V-NEG representa cerca de 41,6 %, enquanto que 43,2 % em V-POS. Entre 1500 e 2000 J/Kg apenas ~ 24,8 % em V-POS e 43 % em V-NEG. Acima de 2000 J/Kg a distribuição representa valores em torno de 1,2 % para V-NEG e menor ~ 0,5 % para V-POS. O que nos permite afirmar que durante regime de V-NEG, há mais energia disponível para a convecção, o que justifica a maior frequência de ocorrência de refletividade durante este regime, conforme observado na Figura 6.1c. No caso das distribuições de CINE (Figura 6.5c), percebe-se maior ocorrência de valores elevados durante o V-POS. Considerando valores abaixo de 100 J/Kg, verifica-se que a distribuição de V-POS representa 63,8 %, enquanto que V-NEG, cerca de 78,5 %. Entre 100 e 150 J/Kg a distribuição de V-POS representa cerca de 29,7 %, enquanto que V-NEG, cerca de 16,2 %. Valores acima de 150 J/Kg representam cerca de 6,5 % em V-POS e 5,4 % em V-NEG.

A partir das distribuições de frequência cumulativa do CAPE e CINE para a região de SGC, percebe-se que durante o regime de V-NEG (V-POS) os valores mais elevados de CAPE ($1000 < \text{CAPE} > 2000$ J/Kg) são mais (menos) frequentes, enquanto que os valores mais (menos) elevados de CINE ($100 < \text{CINE} > 150$ J/Kg) ocorrem durante o regime de V-POS (V-NEG). Cenários de CAPE e CINE elevados, com a ocorrência de sistemas mais profundos são descritos em Albrecht et al. (2011)

e Albrecht e Silva Dias (2005); encontrados com maior frequência na região sudoeste da Amazônia. Na região de SGC, as chuvas são constantes ao longo do ano e a convecção é bem distribuída, com pequena diminuição no período predominante do V-POS. No entanto, em menor frequência, casos de CAPE elevado e CINE elevado ocorrem nesta região, justamente no regime de V-POS, o que justificaria maior ocorrência de $Z > 40$ dBZ e descargas atmosféricas, conforme observado anteriormente (Figura 6.2b).

Outro fator que favorece a convecção é a convergência de umidade (definida como $-\text{div}(qV)$ – equação 4.6), sendo assim, na Figura 6.5e (GR-SGC) observa-se a distribuição de frequência cumulativa para convergência do fluxo de umidade nos regimes de V-POS e V-NEG. Para o cálculo desta distribuição, integrou-se os valores médios do fluxo de divergência de umidade entre os níveis de 925 e 700 hPa. De modo geral, as distribuições mostram que os valores mais elevados do fluxo de convergência de umidade são mais frequentes durante o V-POS. Entre 0 e $0,5 \times 10^{-5}$ g/Kg/dia durante o V-POS, ~ 50,9 % da amostra encontra-se neste intervalo, enquanto em V-NEG, ~ 65,4 %. Entre $0,5 \times 10^{-5}$ e $1,0 \times 10^{-5}$ g/Kg/dia durante o V-POS ~ 39,2 % da amostra encontra-se neste intervalo, enquanto em V-NEG ~ 27,2 %. Já acima de $1,1 \times 10^{-5}$ g/Kg/dia ~ 6,8 % da amostra encontra-se neste intervalo durante V-POS e ~ 3,6 % durante V-NEG.

De modo geral, na região do GR-SGC, sugere-se que o regime de V-POS favoreça convecções mais profundas, já que a distribuição do CAPE mais os elevados valores de CINE, juntamente com a topografia irregular e os fluxos de convergências de umidade mais eficientes contribuem para estes resultados (ver Figura 6.2).

Na região de TBT (Figura 6.5b), a distribuição de frequência cumulativa do máximo CAPE indica que os valores mais elevados são mais frequentes nas

distribuições de V-NEG. Para valores até 1000 J/Kg, a distribuição do V-NEG representa 47,2 %, enquanto que a V-POS ~ 61,7 %. Entre o intervalo de 1001 e 1500 J/Kg, a distribuição do V-NEG representa ~ 49,5 %, enquanto que em V-POS, cerca de 35,4 %. Acima de 1500 J/Kg as distribuições não apresentam diferenças significativas, com valores em torno de 3,2 % para V-NEG e ~ 3,0 % para V-POS. As diferenças entre as distribuições de ambos os regimes são menores que as verificadas na região do GR-SGC, bem como, os máximos valores de CAPE, que não ultrapassam os 1800 J/Kg. No caso das distribuições de CINE (Figura 6.5d), percebe-se maior ocorrência de valores elevados durante o V-NEG. No entanto, as diferenças entre as distribuições são muito pequenas e não ultrapassam os 8 %. Considerando valores abaixo de 100 J/Kg, verifica-se que a distribuição de V-NEG representa 35,2 %, enquanto que V-POS, cerca de 41,2 %. Entre 100 e 150 J/Kg a distribuição de V-NEG representa cerca de 43,6 %, enquanto que V-POS, cerca de 45,3 %. Valores acima de 150 J/Kg representam cerca de 21,2 % em V-NEG e 13,5 % em V-POS.

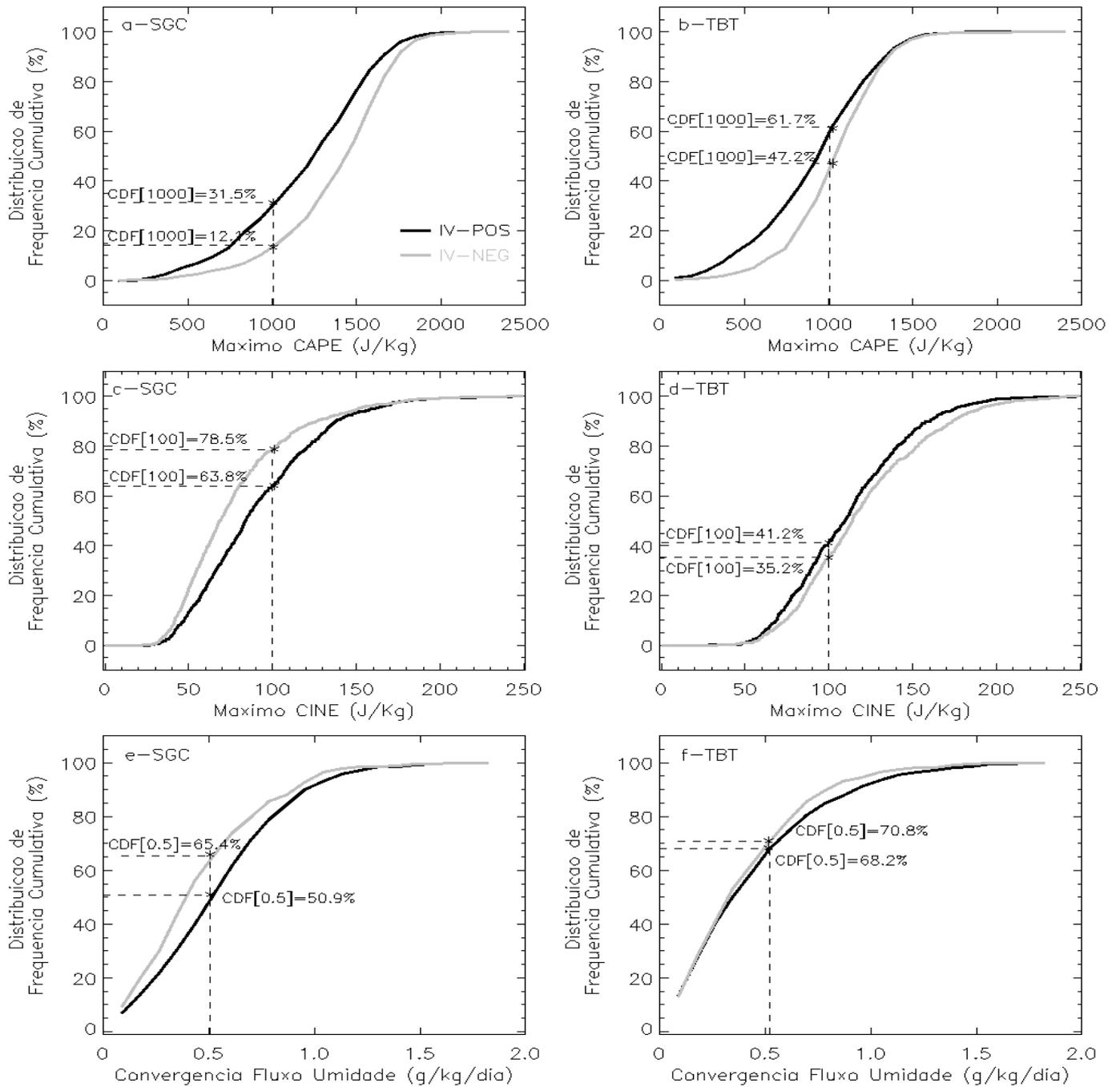


Figura 6.5. Distribuição de frequência cumulativa para os casos do V-POS e V-NEG. a) e b) Máximo CAPE; c) e d) Máximo CINE; e) e f) Convergência do Fluxo de Umidade entre os níveis de 925 e 700 hPa. SGC (esquerda). TBT (direita).

Diferentemente das distribuições de SGC, na região do GR-TBT, as distribuições de frequência cumulativa do CAPE e CINE indicam maior frequência de valores mais (menos) elevados de CAPE e CINE durante o regime de V-NEG (V-POS). Ou seja, maior ocorrência de convecção do tipo “explosão”, que favorecem convecções profundas durante o regime de V-NEG, conforme verificou-se nas distribuições de refletividade acima de 40 dBZ e, também, descargas atmosféricas (Figura 6.3).

Quanto a convergência do fluxo de umidade na região do GR-TBT (Figura 6.5f) observa-se que as diferenças entre as distribuições são aparentes a partir de $0,5 \times 10^{-5}$ g/Kg/dia, mesmo assim com diferença inferior a $\sim 2,6$ %. Entre $0,5 \times 10^{-5}$ e $1,0 \times 10^{-5}$ g/Kg/dia durante o V-POS a amostra representa $\sim 22,8$ %, enquanto que em V-NEG $\sim 23,9$ %, pouco mais de 1 % de diferença entre as distribuições. Já acima de $1,1 \times 10^{-5}$ g/Kg/dia $\sim 1,8$ % da amostra encontra-se neste intervalo durante V-POS e $\sim 0,9$ % durante V-NEG.

De modo geral, as distribuições na região do GR-TBT não apresentam grandes diferenças, com exceção do CAPE, o mesmo verifica-se na Figura 6.3, que mostrava a distribuição temporal dos campos de refletividade e descargas atmosféricas. As diferenças entre os regimes de V-POS e V-NEG são inferiores as observadas em SGC. Mesmo assim, a partir das análises, pode-se reafirmar que na região de SGC, o regime de V-POS favorece convecções mais profundas e na região de GR-TBT é o regime de V-NEG.

Com a finalidade de identificar e correlacionar estas diferenças entre as regiões e os regimes de índice-V, buscou-se analisar aspectos sinóticos e termodinâmicos associados aos campos de refletividade do radar, por meio de estudos de caso, como veremos a seguir.

6.5 Estudos de Caso

Conforme descrito anteriormente, os estudos de caso apresentados a seguir, tem como objetivo correlacionar aspectos sinóticos e termodinâmicos com a precipitação local, observada a partir dos radares meteorológicos. E, confirmar as hipóteses discutidas nas seções anteriores.

Foram realizados 3 estudos de caso, sob diferentes aspectos sinóticos e períodos do ano. A seleção também levou em conta o menor número de falhas dos dados dos radares, para que não ocorram análises errôneas. O primeiro estudo de caso (EC1) apresenta como principal característica a entrada de ar frio no sul da Amazônia e a ZCIT bem atuante na região norte da Amazônia. O segundo estudo de caso (EC2) refere-se à atuação da ZCAS, enquanto que o terceiro estudo de caso (EC3) apresenta uma condição típica da estação seca da região, com convecções mais rápidas e profundas, sem a presença de grandes porções de nebulosidade. Todos os casos foram selecionados com base nas análises descritas no Boletim de Monitoramento e Análise Climática – Climanálise, disponibilizado pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).

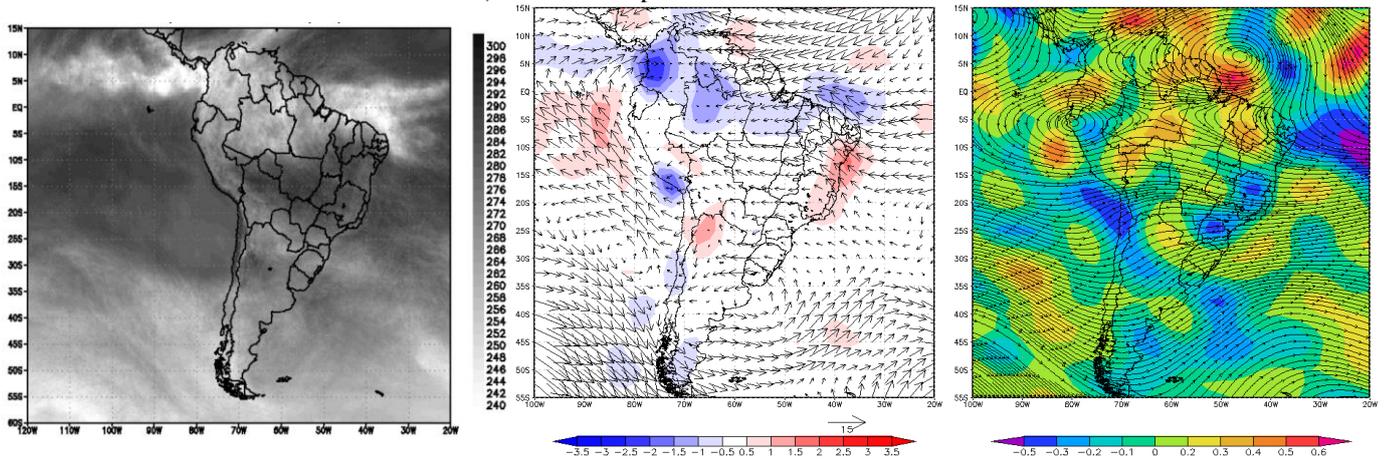
6.5.1 Estudo de Caso 1: Incursão de ar frio e ZCIT

O EC1 ocorre entre os dias 11 a 25 de maio de 2011. Sobre aspectos de precipitação, este mês apresentou chuvas acima da média climatológica do INMET (Normais Climatológicas – Instituto Nacional de Meteorologia), em São Gabriel da Cachoeira, onde os registros apontaram 438 mm, enquanto que a média climatológica para o período é de 325,6 mm, cerca de 34% acima do esperado. Em Tabatinga foi diferente, os registros mostraram acumulados de 234 mm, cerca de 5% abaixo do

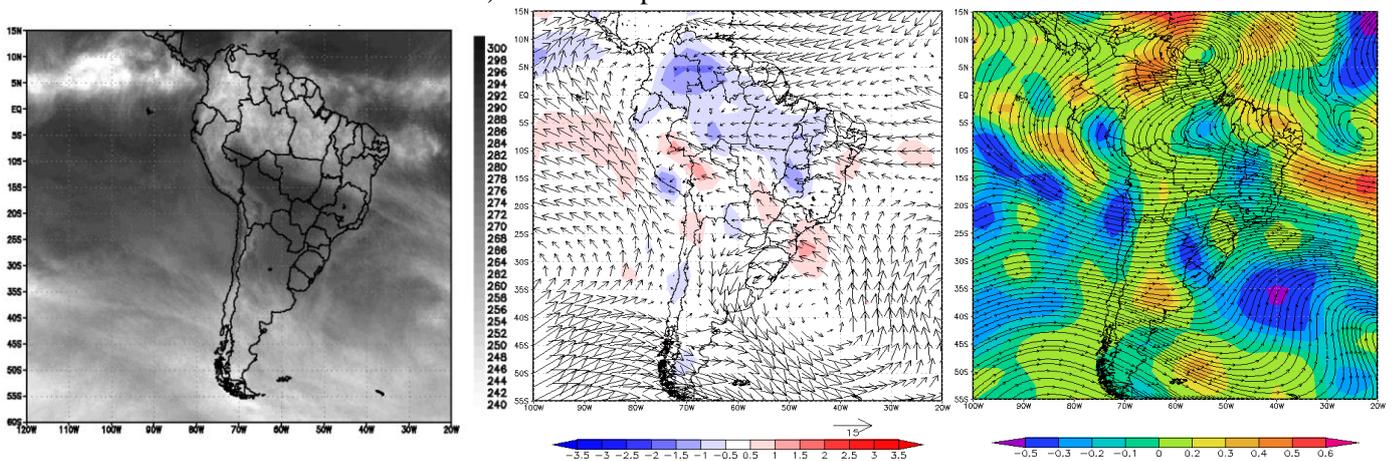
esperado para o mês (245,2 mm). A incursão de ar frio e a presença da ZCIT mais ao sul de sua posição climatológica, foram marcantes neste mês. De acordo com o Climanálise, 6 massas de ar frio atuaram sobre o Brasil, sendo que durante o quarto episódio, que ocorreu entre os dias 15 e 20 deste mês, os registros de temperatura do ar apresentaram uma diminuição significativa em muitos municípios ao sul da Amazônia, principalmente no estado do Acre, com desvios de $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (Rio Branco, temperatura mínima= 20°C em 17/05/2011) e oeste do Mato Grosso com desvios de até -4°C (Diamantino, temperatura mínima= 18°C em 17/05/2011). Como discutido anteriormente, a incursão de ar frio e seco na região sul da Amazônia favorece a estabilidade (Parmenter, 1976; Hamilton e Tarifa, 1978, Marengo et al., 1997).

Neste EC1 além da incursão de ar frio no sul da região Amazônica, notou-se a presença de grandes áreas de atividade convectiva sobre a região norte, associadas a atuação da ZCIT. Na primeira pênstada deste estudo de caso (entre 11-15/05/2011) nota-se a ZCIT bem ao sul, atuando sobre o litoral da região norte e nordeste do Brasil, as menores temperaturas de brilho observadas pelo satélite GOES-12 (Figura 6.6) mostram maiores atividades convectivas sobre o estado de Roraima e região central da Amazônia. O vetor do vento em 925 hPa mostra o deslocamento do vento da costa norte do Brasil em direção ao centro da Amazônia, assim como o fluxo de convergência de umidade que se encontra bem marcado no centro e norte da Amazônia. O estado de Roraima, assim como o norte do Amazonas apresentam maiores valores de convergência de umidade. Em altos níveis o escoamento apresenta-se mais zonal, no entanto, destaca-se para a convergência em altos níveis (300 hPa) que apresenta valores negativos ou muito pequenos em grande parte da região de abrangência dos GR-TBT e GR-SGC, desfavorecendo a convecção nestas regiões.

a) Média do período de 11 - 15/05/2011.



b) Média do período de 16 - 20/05/2011.



c) Média do período de 21 - 25/05/2011.

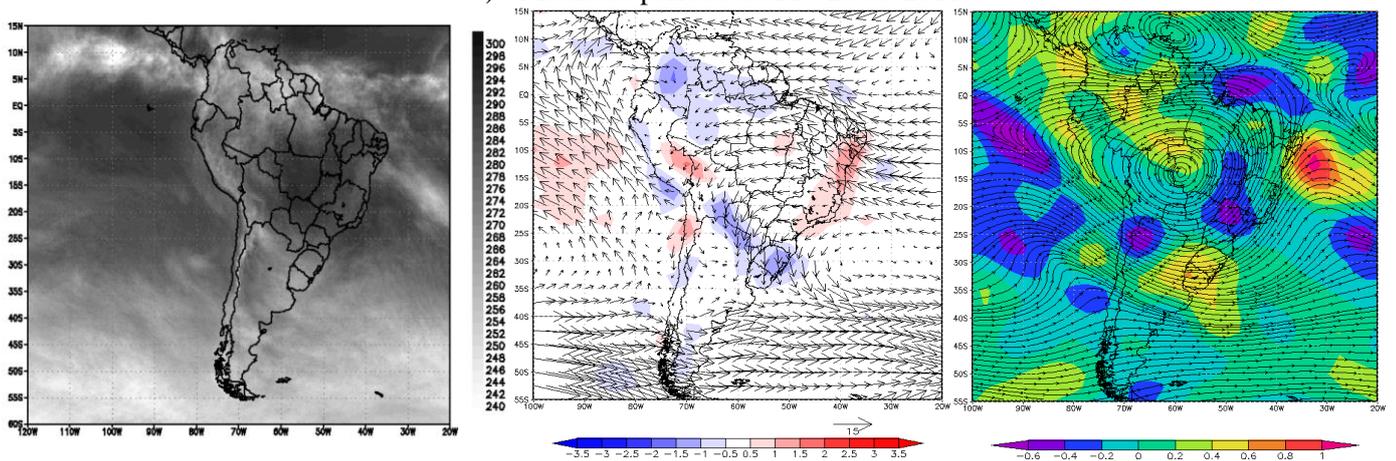


Figura 6.6. Pêntadas da temperatura de brilho média (K), a partir do satélite GOES-12 (Fonte: Climanálise/CPTEC) (Esquerda). Vetor do vento em 925 hPa e Fluxo de convergência de umidade entre os níveis de 925 e 700 hPa ($\times 10^{-5}$ g/Kg/dia) (Meio). Escoamento em altos níveis (250 hPa) e divergência em 300 hPa ($\times 10^{-1}$ s $^{-1}$) (Direita). a) Média do período de 11 - 15/05/2011. b) Média do período de 16 - 20/05/2011. c) Média do período de 21 - 25/05/2011.

No segundo período ou pântada (16 – 20/05/2011), a partir da temperatura de brilho do satélite GOES-12, nota-se que a atividade convectiva é predominante na região centro norte da Amazônia, com a ZCIT mais ao norte, influenciando principalmente a região norte da Amazônia. No entanto ao sul da região esta atividade convectiva diminui. Este fato é decorrente da incursão de ar frio e seco, como verifica-se no vetor do vento em baixos níveis onde o vento de sudeste é bem marcado. Mesmo menos intenso o fluxo de convergência de umidade ainda é presente sob a região central e norte da Amazônia. Já em altos níveis o escoamento deixa de ser zonal e verifica-se a presença de um vórtice localizado sobre o estado do Pará e leste do Amazonas. O campo de divergência em altos níveis mostra condições favoráveis a convecção na região do GR-SGC e parte da região que compreende o GR-TBT.

Na terceira pântada (21 – 25/05/2011) nota-se que a ZCIT se manteve em sua posição climatológica. A ZCIT costuma migrar de sua posição mais ao norte ($\sim 14^{\circ}\text{N}$) durante os meses de agosto e setembro, para sua posição mais ao sul ($\sim 2^{\circ}\text{S}$) durante os meses de março a abril (Satyamurty et al., 1998). Também se verifica a diminuição da atividade convectiva sobre a Amazônia, em especial o sul da região. Pelo escoamento em baixos níveis, percebe-se a mudança de direção do vento, que se encontra mais zonal sobre o sul da Amazônia, de leste. Já a convergência do fluxo de umidade encontra-se concentrado no oeste e norte da Amazônia. Em altos níveis nota-se o escoamento anticiclônico e supressão da convecção no sudoeste e leste da região Amazônica.

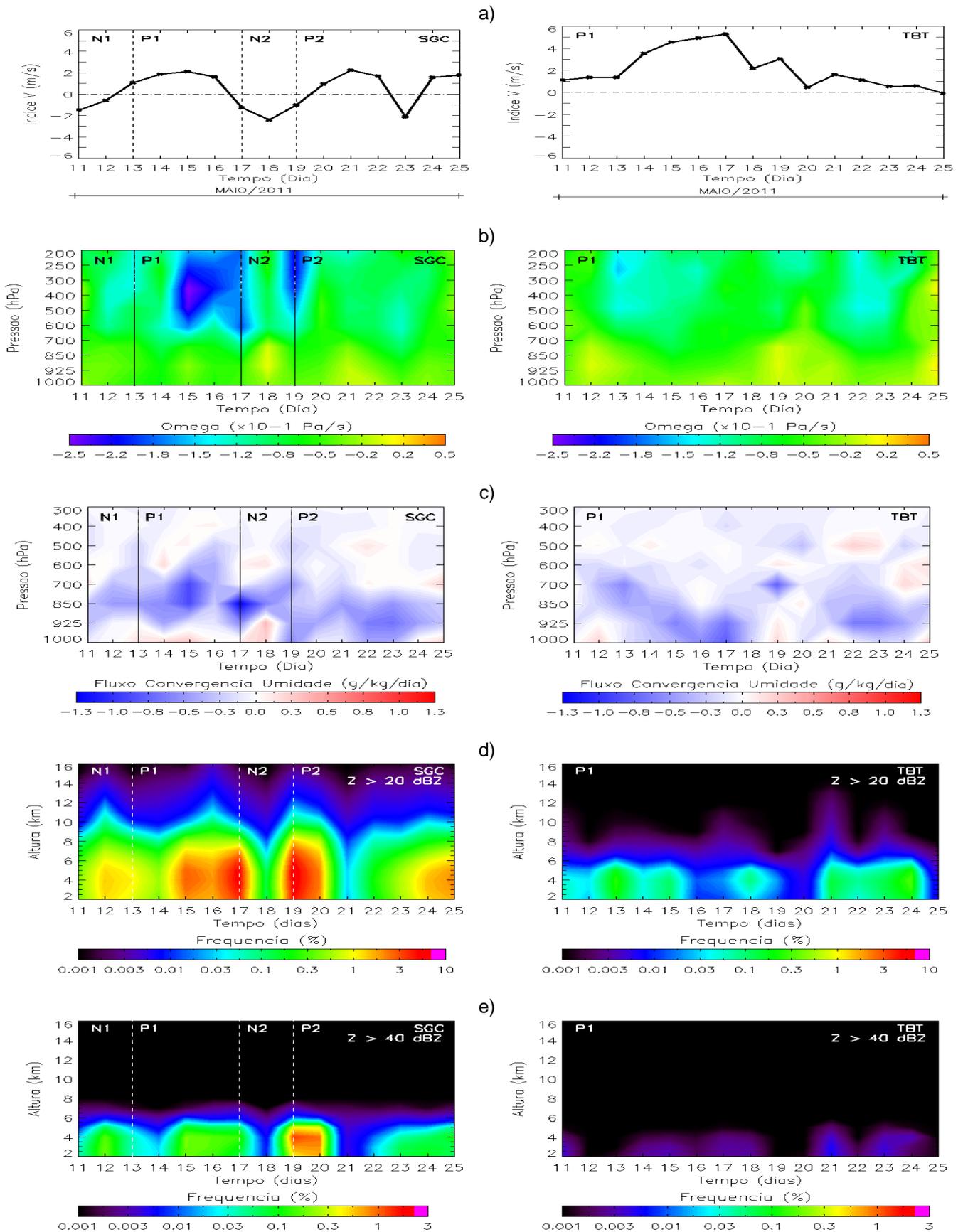


Figura 6.7. Estudo de Caso 1. a) Índice-V; b) Omega ($\times 10^{-1}$ Pa/s); c) Fluxo de convergência de umidade ($\times 10^{-5}$ g/Kg/dia); d) Frequência de ocorrência de $Z > 20$ dBZ e) Frequência de ocorrência de $Z > 40$ dBZ. GR-SGC (Esquerda). GR-TBT (Direita).

Com a finalidade de verificar diferentes regimes de índice-V, sob diferentes aspectos sinóticos da região, foram feitas análises sobre a distribuição temporal do índice-V, fluxo de convergência entre 1000 e 300 hPa, velocidade omega e frequência de ocorrência dos campos de refletividade acima de 20 e 40 dBZ, para as regiões de abrangência dos GR-TBT e GR-SGC (Figura 6.7).

Como observa-se na distribuição temporal do índice-V, a região do GR-SGC apresenta variabilidade entre os regimes de V-POS e V-NEG, enquanto que em GR-TBT não se percebe o mesmo. Na primeira pântada analisada anteriormente notou-se a presença da ZCIT mais ao sul de sua posição climatológica e também elevado fluxo de umidade na região de SGC. O fluxo em baixos níveis iniciou seu movimento de sudeste para noroeste da região Amazônica, com seu máximo fluxo na segunda pântada. Percebe-se que este movimento influenciou na mudança do V-NEG para o V-POS em SGC (em 13/05/2011). Um novo regime de V-NEG verificou-se durante a segunda pântada (entre 17-19/05/2011), possivelmente após o enfraquecimento do vento de sudeste. Na última pântada percebe-se predomínio de V-POS, influenciado pelo escoamento em altos níveis, já que a ZCIT neste período encontra-se mais ao norte. No GR-TBT não se percebem alterações no regime do índice-V, nesta região a incursão de ar frio é mais presente e o fluxo é predominantemente de V-POS, ou seja, ventos de sul.

Em cada pântada do EC1, procurou-se identificar variações no índice-V (Figura 6.7a). Sob diferentes regimes de índice-V, observa-se que em SGC a velocidade omega indica movimentos favoráveis no decorrer do EC1 com valores $\sim -0,4 \times 10^{-1}$ Pa/s (entre 1000 - 925 hPa), com exceção dos dias 18/05/2011 (V-NEG – N2) e 21 e 22/05/2011 (V-POS – P2) com valores de $\sim 0,2 \times 10^{-1}$ Pa/s (entre 1000 - 925 hPa). A velocidade negativa em baixos níveis (1000 - 925 hPa), indica movimentos

ascendentes, sendo mais favorável quanto maior a magnitude. Por outro lado, valores positivos em baixos níveis indicam momentos desfavoráveis ao movimento vertical. As maiores frequências de ocorrência de $Z > 20$ dBZ ocorreram nos dias 15, 17 e 19 de maio de 2011. No dia 15 a convergência de umidade estava mais concentrada entre 850 e 700 hPa, já no dia 17 entre 925 e 850 hPa. No dia 19 a convergência de umidade esteve distribuída ao longo de toda a atmosfera. Justamente neste dia, a frequência de $Z > 40$ dBZ foi mais intensa. De modo geral, em SGC, durante o regime de V-POS as frequências de $Z > 40$ dBZ foram mais intensas.

Em TBT, não ocorreram variações de índice-V, com predomínio de V-POS. Durante o EC1, as frequências de $Z > 40$ dBZ foram menos frequentes que em SGC, assim como a velocidade omega que apresentou magnitudes inferiores e em alguns momentos valores positivos (dias 12, 19 e 25/05/2011 – valores $\sim 0,1 \times 10^{-1}$ Pa/s, entre 1000 e 925 hPa). As frequências de refletividade mostraram que os sistemas não foram profundos como os de SGC, mas estiveram bem distribuídos ao longo do período. Resumidamente, o regime de V-POS em TBT deixou a atmosfera mais estável e diminuiu a convecção na região.

6.5.2 Estudo de Caso 2: Presença da ZCAS

O EC2 ocorre entre os dias 11 a 15 de janeiro de 2012, sob o contexto da atuação de uma ZCAS. De acordo com os registros da estação meteorológica de São Gabriel da Cachoeira do INMET, o acumulado de precipitação do mês de janeiro de 2012 foi de 365 mm, cerca de 27 % acima do esperado para o mês, que é 286,4 mm. Em Tabatinga, os registros estiveram abaixo do esperado, cerca de 31 %, já que a média climatológica do mês de janeiro é de 332,7 mm e o acumulado em 2012 foi de 103 mm. De acordo com o Climanálise, três episódios de ZCAS configuraram este

mês, o que contribuiu para as chuvas no oeste da Amazônia e favoreceu elevados acumulados pluviométricos no centro e noroeste estado do Amazonas, como o caso dos municípios de Coari, Tefé e Fonte Boa, que excederam os 500 mm, sendo que os valores climatológicos são 231,5 mm, 272,8 mm e 235,9 mm. Durante o EC2, o segundo episódio de ZCAS, que ocorreu entre os dias 14 a 20/01/2012, manteve a banda de nebulosidade orientada entre o sul da região sudeste do Brasil e a região central do estado do Amazonas, o que justifica os acumulados em alguns municípios do Amazonas (Figura 6.8b). Nota-se pelas imagens de satélite da Figura 6.8, que durante todo o período do EC2, a convecção esteve mais ativa. Já a ZCIT esteve ao norte de sua posição climatológica e manteve-se com sua banda de nebulosidade mais zonal e sua atividade convectiva limitada a região litorânea do estado do Amapá.

Nas análises do escoamento em baixos níveis, percebe-se que na primeira pântada (11-15/01/2012) o fluxo é predominante de baixas para altas latitudes, de sentido nordeste em grande parte da Amazônia e noroeste na região sudoeste da Amazônia até o sul do país. Mesmo sentido da convergência de umidade que indica o corredor de umidade e que alimenta a manutenção das bandas de nebulosidade (NW-SE) observadas. Esta convergência de umidade se mantém ao longo do EC2.

Em altos níveis, na primeira pântada observa-se um fluxo bem meridional sobre a Amazônia e condições bem favoráveis a convecção, principalmente entre o noroeste e sudoeste da Amazônia. Já na segunda pântada (16 – 20/01/2012), observa-se a formação de um anticiclone a oeste da Amazônia e maior divergência positiva sobre o Leste do Amazonas e oeste do Pará. Na terceira pântada (21 – 25/01/2012), observa-se a Alta da Bolívia e o vórtice ciclônico que favorecia (inibia) as chuvas nas regiões central e sul da Amazônia (nordeste e sudeste do Brasil).

As análises nos campos médios da velocidade omega, convergência de umidade e frequência de ocorrência de refletividade acima de $Z > 20$ dBZ e $Z > 40$ dBZ indicam situações diferentes das observadas no EC1 e o índice-V não apresentou variabilidade ao longo do período, mantendo-se predominante de V-NEG.

As análises da velocidade omega indicam que na região do GR-SGC houveram 2 situações de movimento favorável a convecção, em menor intensidade do que no EC1. Os dois períodos mais favoráveis ocorreram entre os dias 13 e 17/01/2012 (1º período) e entre 24 e 25/01/2012 (2º período), com valores de $\sim -0,5 \times 10^{-1}$ Pa/s entre 1000 e 925 hPa. Momentos menos favoráveis a movimentos verticais ocorreram entre os dias 20 a 22/01/2012 ($\sim -0,1 \times 10^{-1}$ Pa/s), mas que também ocorreram chuvas intensas ($Z > 40$ dBZ – Figura 6.9d). Entre os dias 13 e 14 /01/2012 observa-se um aumento da camada de convergência de umidade, de 1000 - 925 hPa a 1000 - 700 hPa. No entanto, de modo geral a convergência de umidade manteve-se aproximadamente constante ao longo do período entre as camadas de 1000 a 850 hPa, diferente do período do EC1, que a convergência de umidade durante os regimes de V-NEG concentrou-se em torno de 850 hPa. Nota-se neste EC2, que as frequências de ocorrência de $Z > 20$ dBZ mais significativas não ultrapassaram os 8 km de altura, diferente do EC1, que chegaram ~ 11 km. Estas frequências se mantiveram constantes ao longo do período e refletiram em baixas frequências de ocorrência em $Z > 40$ dBZ.

Em GR-TBT, também se manteve o predomínio de V-NEG ao longo do EC2. A velocidade omega apresentou valores positivos em praticamente todo o período, variando entre ~ 0 a $0,4 \times 10^{-1}$ Pa/s entre 1000 e 925 hPa, com exceção dos dias 13 e 14/01/2012 que mantiveram valores em torno de $0,2 \times 10^{-1}$ Pa/s. Observa-se entre as camadas de 1000 e 925 hPa a convergência de umidade apresentou valores positivos,

ou seja, ocorreu divergência de umidade (convergência= $-\text{div}(qv)$) e entre a camada de 850 e 700 hPa, uma tendência de convergência de umidade. Os campos de frequência de ocorrência de refletividade do radar indicam convecções mais profundas neste EC2, com frequências entre 8 e 10 km, diferente do EC1 que as frequências não ultrapassavam os 6 km de altura. As frequências para $Z > 40$ dBZ também são mais significativas do que em EC1 e o caso mais expressivo ocorreu durante o período em que a velocidade omega esteve menos favorável a movimentos verticais (em 1000 a 925 hPa).

De forma geral, o EC2 proporcionou observar que na presença de ZCAS o índice-V tende a ser V-NEG e desfavorece (favorece) a convecção profunda no noroeste (oeste) da Amazônia.

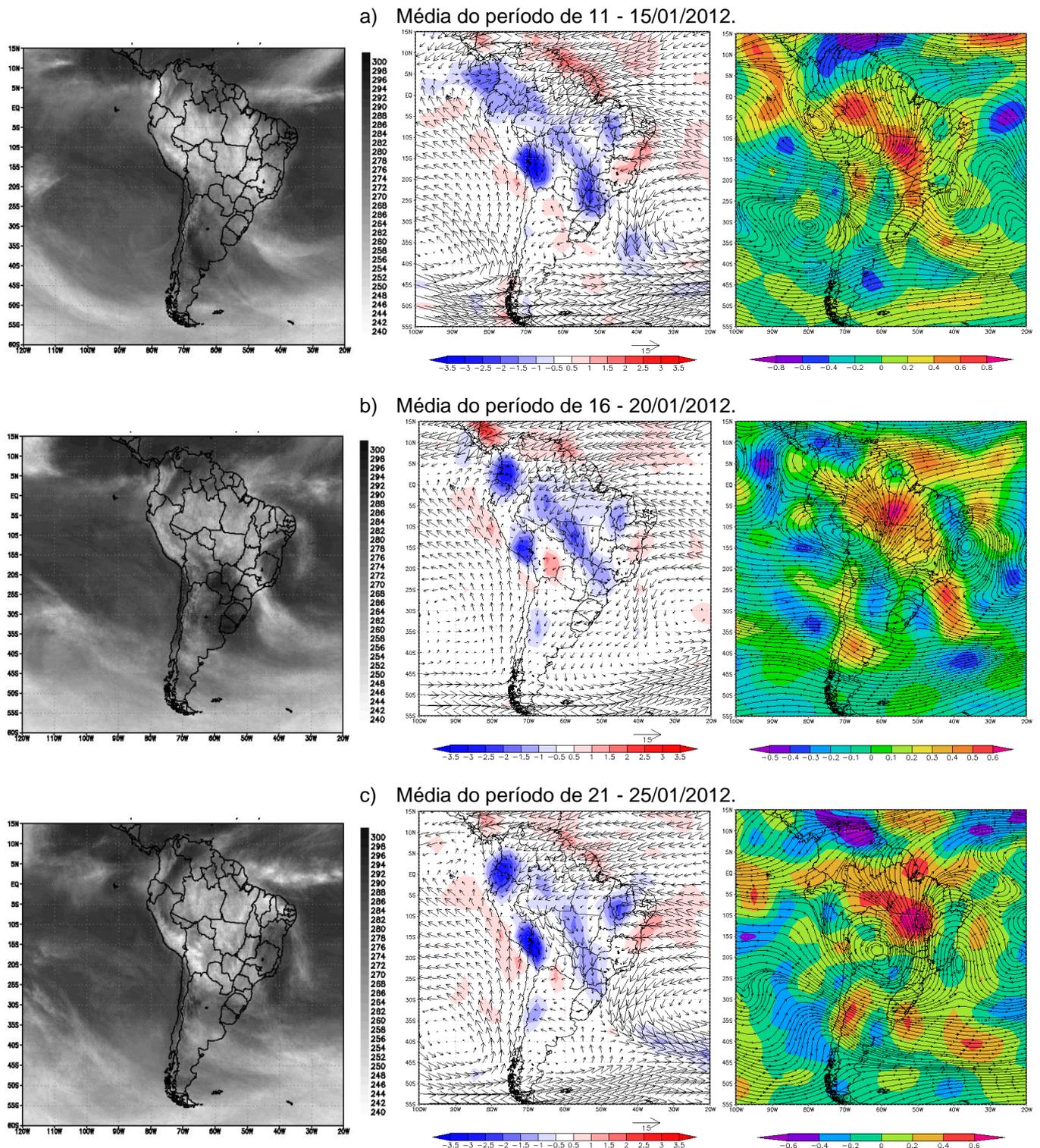


Figura 6.8. Pêntadas da temperatura de brilho média (K), a partir do satélite GOES-12 (Fonte: Climanálise/CPTEC) (Esquerda). Vetor do vento em 925 hPa e Fluxo de convergência de umidade entre os níveis de 925 e 700 hPa ($\times 10^{-5}$ g/Kg/dia) (Meio). Escoamento em altos níveis (250 hPa) e divergência em 300 hPa ($\times 10^{-1}$ s $^{-1}$) (Direita). a) Média do período de 11 - 15/01/2012. b) Média do período de 16 - 20/01/2012. c) Média do período de 21 - 25/01/2012.

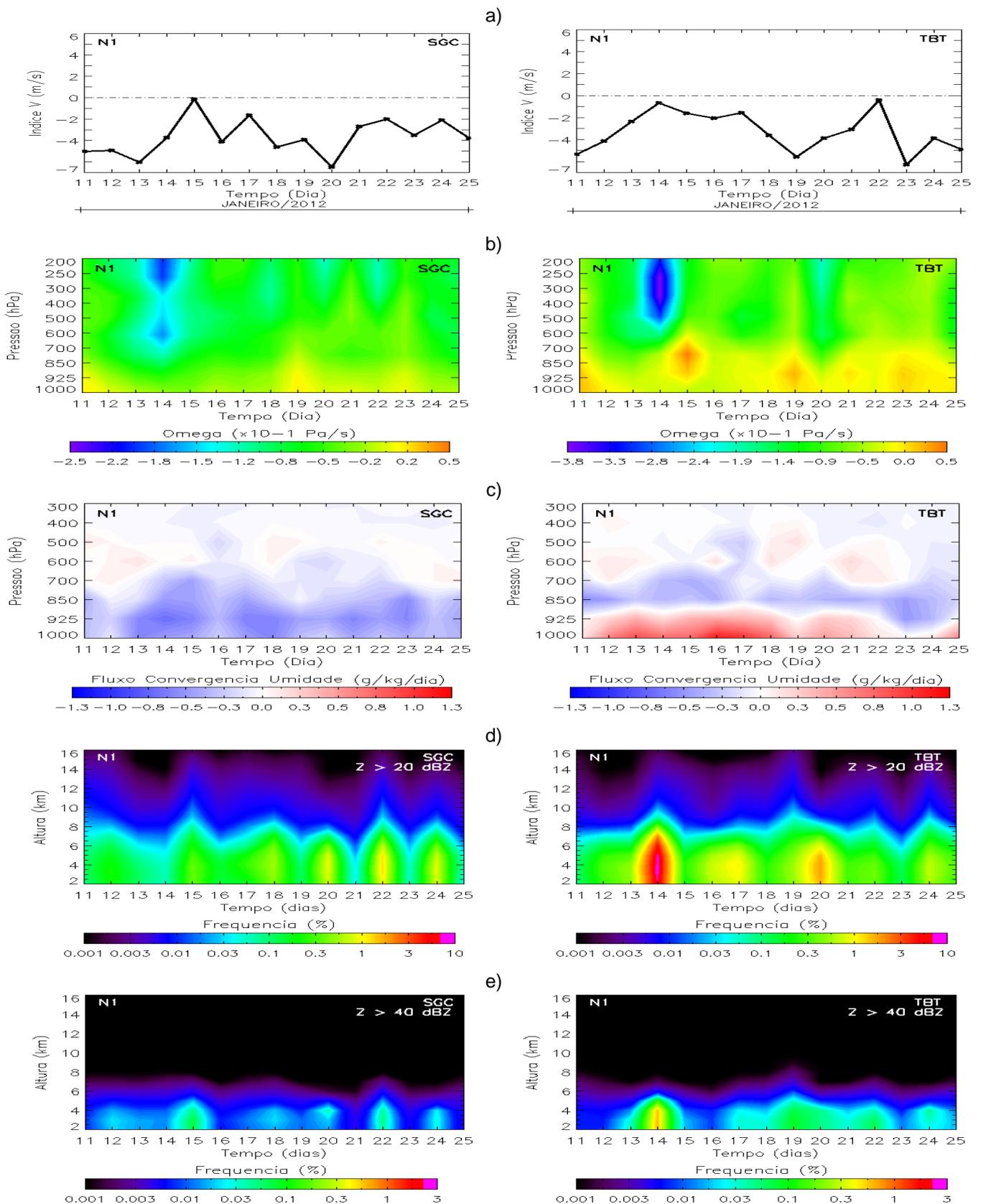


Figura 6.9. Estudo de Caso 2. a) Índice-V; b) Omega ($\times 10^{-1}$ Pa/s); c) Fluxo de convergência de umidade ($\times 10^{-5}$ g/Kg/dia); d) Frequência de ocorrência de $Z > 20$ dBZ e) Frequência de ocorrência de $Z > 40$ dBZ. GR-SGC (Esquerda). GR-TBT (Direita).

6.5.3 Estudo de Caso 3: Período Seco

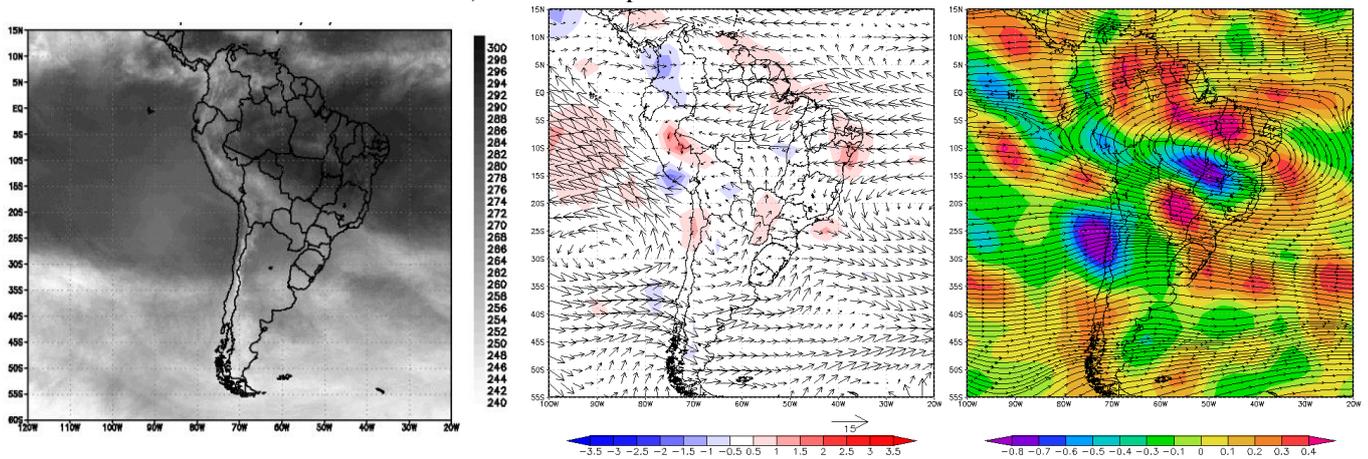
O EC3 ocorre entre 01 a 05 de agosto de 2011, com o propósito de verificar a variabilidade do índice-V no período menos chuvoso da região Amazônica, com exceção da região noroeste da Amazônia, onde as chuvas são constantes ao longo do ano (Figuroa e Nobre, 1990; Satyamurty et al., 1998). Durante o mês de agosto de 2011, destaca-se o posicionamento da ZCIT mais ao norte de sua posição climatológica, o que culminou em déficits de precipitação em grande parte da Bacia Amazônica. A precipitação acumulada neste mês na estação meteorológica de São Gabriel da Cachoeira registrou 119 mm, cerca de 38 % abaixo do esperado para o mês, que é 193,7 mm. Já na estação meteorológica de Benjamin Constant, o acumulado de precipitação foi de 67 mm, cerca de 47 % abaixo do esperado para o mês de agosto na região, que é de 128,6 mm. Na estação menos chuvosa da região do GR-SGC (agosto-setembro-outubro, Tabela 4.1), a fração estratiforme é menos frequente, enquanto que a convectiva mantém-se frequente como no período mais chuvoso (Figura 5.2h). A estrutura vertical da precipitação neste período apresenta características mais convectivas, com eficientes processos de formação de cristais de gelo (Figura 5.3h). Já no GR-TBT durante a estação seca (junho-julho-agosto, Tabela 4.1), as frequências de refletividade diminuem na fração estratiforme, em decorrência da incursão de ar mais frio e seco para a região, já a fração convectiva mantém-se ativa durante o período da tarde (Figura 5.2g). A estrutura vertical deste período em TBT (Figura 5.3g) também mostra um perfil mais convectivo, assim como em SGC. De modo geral, a convecção durante as duas primeiras pântadas (01-05/08/2011 e 06-10/08/2011) do EC3 concentrou-se no norte da região Amazônica, especialmente no litoral do Pará e no estado do Amapá e Roraima. Na terceira pântada (11 a 15/08/2011), a convecção espalhou-se pela Amazônia, estando mais ativa na região

noroeste do Amazonas (Figura 6.10c). De acordo com o Climanálise, a baixa atividade convectiva observada no período contribuiu para os déficits de precipitação observados no sul e oeste da Amazônia.

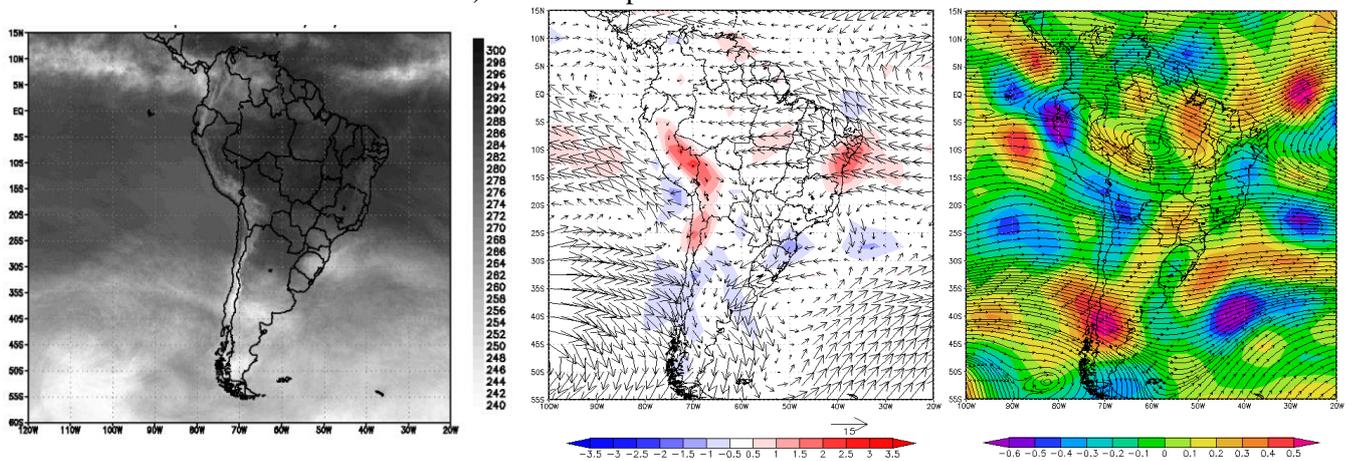
Os ventos em baixos níveis durante a primeira pântada do EC3 mostram fluxos paralelos a costa do Pará e predominantemente zonais ao longo do Amazonas. O fluxo de convergência de umidade é divergente na costa do Pará e não indica convergência de umidade para nenhuma outra região da Amazônia. Em altos níveis observa-se um centro de alta pressão posicionada sobre o sertão do nordeste brasileiro e o campo de divergência em altos níveis indica valores positivos que configuram movimentos favoráveis a convecção na região centro-norte da Amazônia. Já na segunda pântada percebe-se um aumento dos ventos paralelos a costa do Pará e a permanência de fluxo zonal sobre o Amazonas e a umidade mantém-se com fluxo convergente na região. Em altos níveis percebe-se um deslocamento do centro de alta pressão para o sul do Amazonas, norte do Mato Grosso e divergência positiva apenas no extremo norte da região Amazônica. Na terceira pântada, a direção dos ventos altera-se e o fluxo desloca-se de nordeste, desta forma, favorecendo a convergência de umidade para a região, conforme observado no setor oeste do Amazonas. Em altos níveis o centro de alta pressão se desconfigura e o movimento fica aproximadamente zonal. Já o movimento ascendente torna-se favorável na região oeste e noroeste da Amazônia.

Com base nas análises temporais do índice-V para o EC3, verifica-se que tanto no GR-SGC como no GR-TBT ocorrem 2 dias com regimes de V-NEG (entre 11 e 13/08/2011) e o restante do período com regime predominante de V-POS.

a) Média do período de 01 - 05/08/2011.



b) Média do período de 06 - 10/08/2011.



c) Média do período de 11 - 15/08/2011.

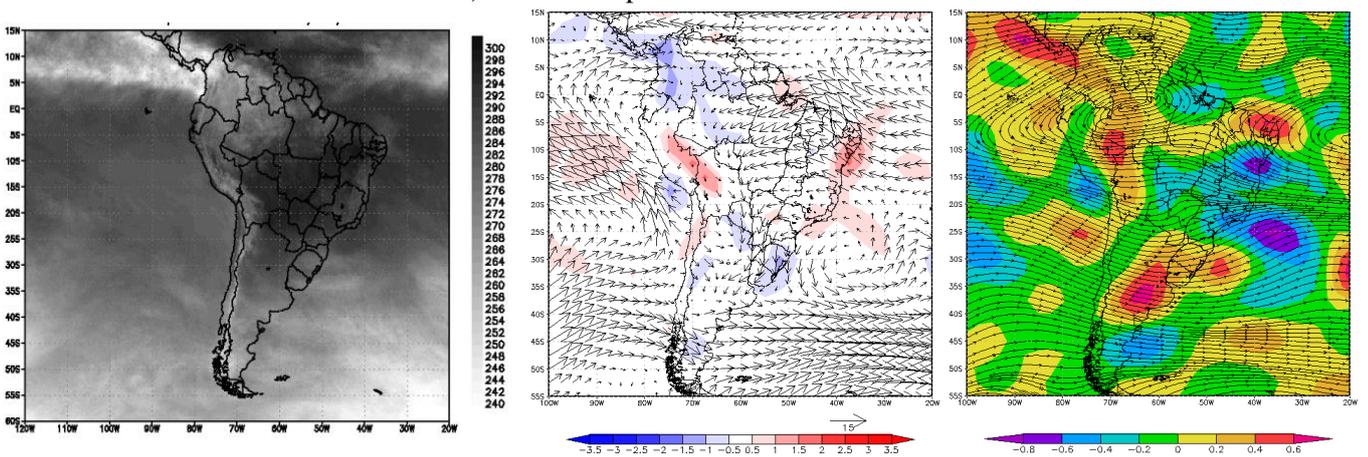


Figura 6.10. Pêntadas da temperatura de brilho média (K), a partir do satélite GOES-12 (Fonte: Climanálise/CPTEC) (Esquerda). Vetor do vento em 925 hPa e Fluxo de convergência de umidade entre os níveis de 925 e 700 hPa ($\times 10^{-5}$ g/Kg/dia) (Meio). Escoamento em altos níveis (250 hPa) e divergência em 300 hPa ($\times 10^{-1}$ s $^{-1}$) (Direita). a) Média do período de 01 - 05/08/2011. b) Média do período de 06 - 10/08/2011. c) Média do período de 11 - 15/08/2011.

Na região do GR-SGC, verifica-se velocidade omega com valores negativos em baixos níveis durante os regimes N1 e N2 ($\sim -0,5 \times 10^{-1}$ Pa/s). Por outro lado, durante o regime de P1, entre os dias 07 e 12/08/2011 observa-se valores positivos em baixos níveis, na ordem de aproximadamente $0,2 \times 10^{-1}$ Pa/s, indicando momentos desfavoráveis ao movimento vertical. Já no GR-TBT, verifica-se condições desfavoráveis e com magnitudes maiores durante o regime N1 ($\sim 0,4 \times 10^{-1}$ Pa/s), enquanto que no regime P1 há predomínio de movimento ascendente favorável ($\sim -0,3 \times 10^{-1}$ Pa/s), entre os níveis de 1000 e 850 hPa. Quanto ao fluxo de umidade, o comportamento nos dois radares são parecidos, com fluxo de umidade convergente entre 1000 e 850 hPa e uma camada de divergência de umidade entre 850 e 600 hPa. As frequências de ocorrência para $Z > 20$ dBZ ocorrem basicamente durante o regime de V-POS. Em GR-SGC as alturas dos sistemas variam entre 10 e 12 km, enquanto que no GR-TBT entre 8 e 10 km. As frequências de refletividade para $Z > 40$ dBZ mantiveram o mesmo padrão de frequência em ambos os radares.

De modo geral o EC3 indicou que durante o período seco da região Amazônica, em predomínios de V-POS (V-NEG), as chuvas são mais (menos) frequentes tanto em convecções rasas como profundas.

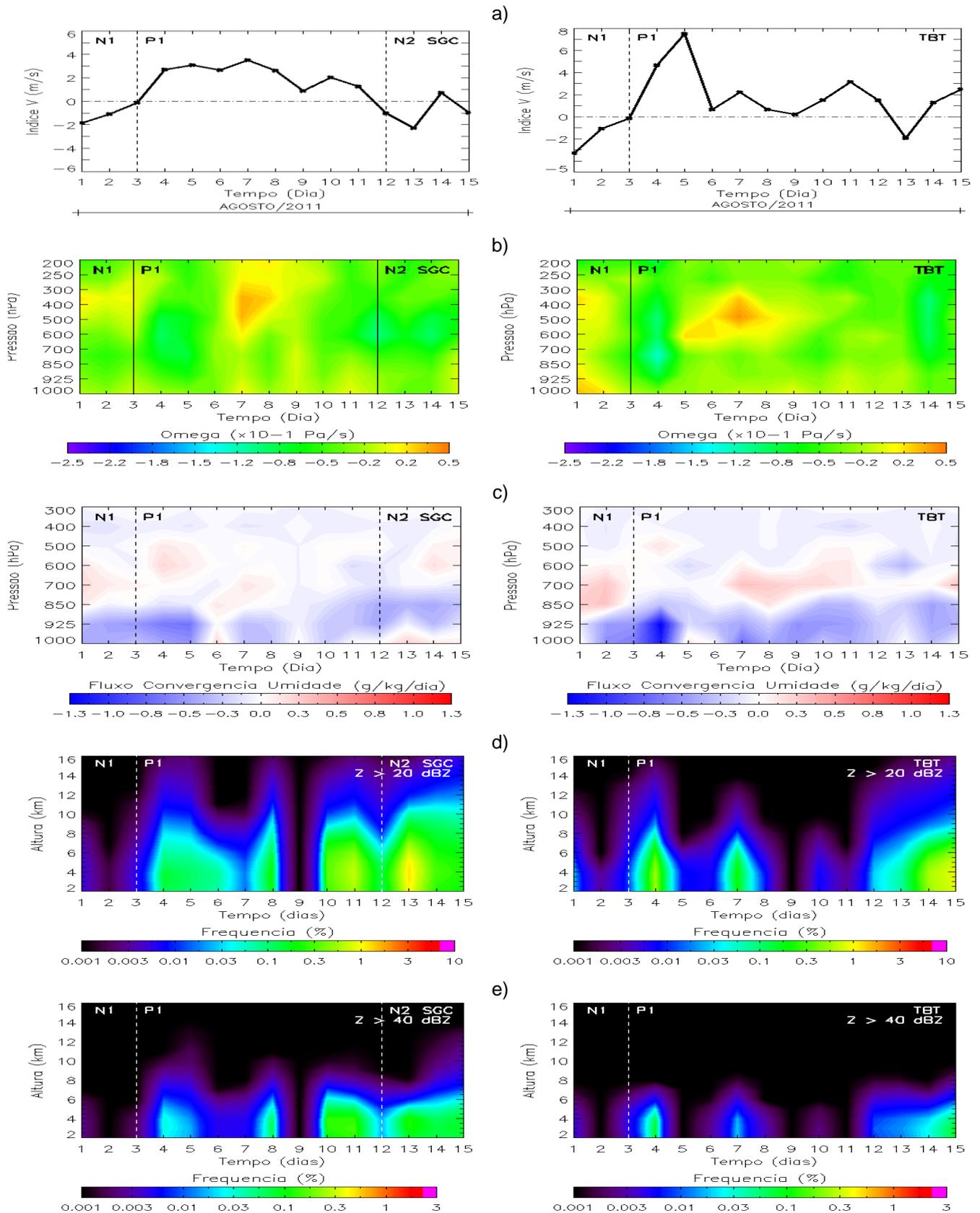


Figura 6.11. Estudo de Caso 3. a) Índice-V; b) Omega ($\times 10^{-1}$ Pa/s); c) Fluxo de convergência de umidade ($\times 10^{-5}$ g/Kg/dia); d) Frequência de ocorrência de $Z > 20$ dBZ e) Frequência de ocorrência de $Z > 40$ dBZ. GR-SGC (Esquerda). GR-TBT (Direita).

6.6 Visão geral da variabilidade do índice-V no oeste e noroeste da Amazônia

A climatologia do índice-V indica correlações entre o vento em baixos níveis (925 hPa) e as chuvas na região (intensidade e frequência). Assim como verificado em Wang e Fu (2002), o aumento (diminuição) das chuvas na região Amazônica está relacionado com o regime de V-NEG (V-POS), ou seja, ventos de norte (de sul). Nas regiões do GR-SGC e GR-TBT também notou-se esta relação (Figura 6.1c), no entanto, percebe-se a partir das distribuições de refletividade do radar, que há uma tendência dos sistemas apresentarem maior fração convectiva e descargas atmosféricas sob regimes de V-POS na região do GR-SGC (Figura 6.2) e V-NEG na região do GR-TBT (Figura 6.3). Efeitos locais como a topografia não mostraram relações entre os diferentes regimes de índice-V, no entanto, diferenças foram encontradas entre as distribuições de $Z > 20$ dBZ e $Z > 40$ dBZ, nas duas regiões (Figura 6.4). Por outro lado, aspectos termodinâmicos foram diferentes entre os regimes. Por exemplo, na região do GR-SGC, durante o V-POS, o CAPE foi menor e o CINE maior que o V-NEG, já o fluxo de convergência de umidade foi mais eficiente durante o V-NEG. Já na região de TBT, para o regime de V-NEG, tanto o CAPE como o CINE foram maiores em V-POS, no entanto, o fluxo de convergência foi inferior neste regime (Figura 6.5).

A partir dos estudos de caso pode-se observar que sob atuação da ZCIT há um aumento da convergência de umidade para a região, principalmente no noroeste do Amazonas, região do GR-SGC (Figura 6.6). Este fato é notado a partir dos perfis médios de refletividade (Figura 6.12a), que mostram perfis com características mais convectivas em GR-SGC durante o EC1. Por outro lado, na região de GR-TBT o perfil de refletividade médio foi menos intenso que em SGC, mas ainda com características

convectivas. Associada a atuação da ZCIT neste estudo de caso, teve a presença de incursão de ar frio na região, que manteve o regime de V-POS predominante durante o período. A partir da Figura 6.12b é possível identificar a altura do topo das nuvens em cada regime de índice-V e para cada estudo de caso. Durante o EC1 na região do GR-SGC, de modo geral as nuvens foram mais desenvolvidas tanto nos regimes de V-POS como V-NEG, ultrapassando os 14 km. Já em GR-TBT, as nuvens durante este EC1 não ultrapassaram os 5 km.

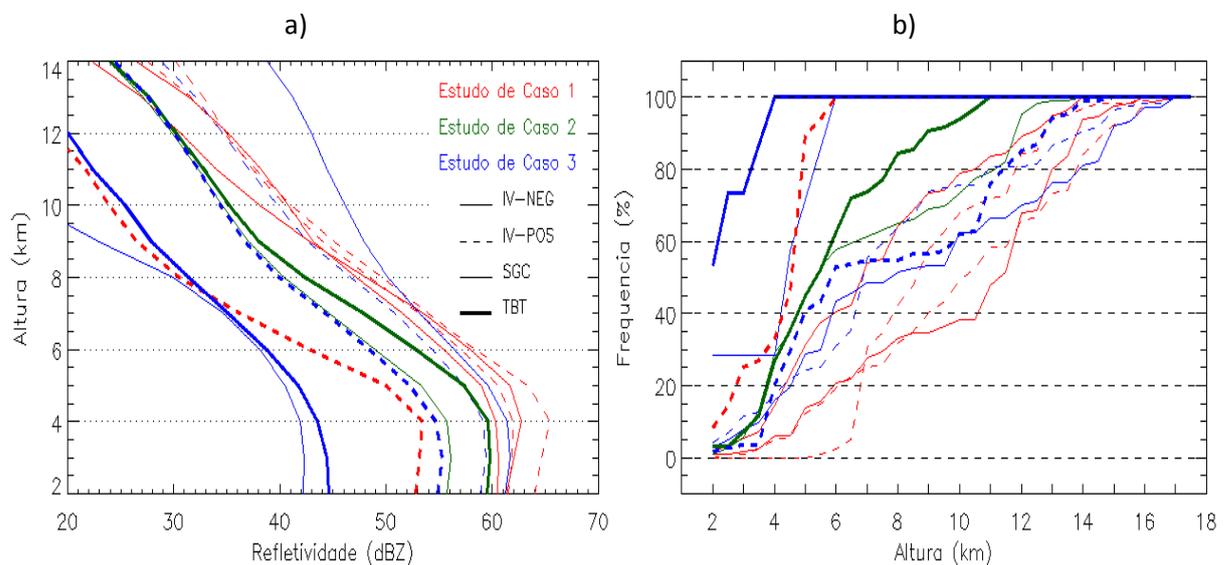


Figura 6.12. a) Perfil médio de refletividade. b) Distribuição de frequência cumulativa da altura do topo das nuvens (Echotop). Cálculo do Echotop considerou $Z > 20$ dBZ. Linhas horizontais pontilhadas representam a altura, a cada 2 km. Linhas horizontais tracejadas representam a frequência, a cada 20 %. Linhas vermelhas para EC1. Linhas verdes para EC2. Linhas azuis para EC3. Linhas contínuas para V-NEG. Linhas tracejadas para V-POS. Espessura da linha fina para GR-SGC. Espessura da linha grossa para GR-TBT.

Por outro lado, durante o estudo de caso 2 notou-se a presença da ZCAS e associado a este sistema, transporte de umidade para a região sul e sudeste do país (Figura 6.8). Durante a atuação das ZCAS, o regime do índice-V tanto em SGC como em TBT foi de V-NEG, ou seja, ventos de norte. Os perfis de refletividade foram muito parecidos sendo que o do GR-TBT mais intenso (Figura 6.12a). Em GR-SGC a altura do topo das nuvens chegou a 12 km, enquanto que em GR-TBT não ultrapassou os

10 km (Figura 6.12b). Neste EC2 em TBT, havia divergência do fluxo de umidade em baixos níveis (1000 – 925 hPa) e velocidade do movimento vertical desfavorável, corroborando com as observações termodinâmicas (Figura 6.5).

Já no estudo de caso 3, que ocorreu durante a estação seca da região sul e centro da Amazônia, indicou condições favoráveis para a convecção apenas no norte da região Amazônica com padrões de vento zonal em baixos níveis. Durante este EC3 as chuvas foram menos frequentes, no entanto, em alguns casos os perfis de refletividade (Figura 6.12a) apresentaram um caráter mais convectivo (V-NEG em GR-SGC e V-POS em GR-TBT) e nuvens mais profundas (~ 15 km em V-NEG - GR-SGC e ~ 13 km em V-POS - GR-TBT). Em ambos os radares ocorreu um predomínio do V-POS, a partir do dia 04/08/2011. Neste EC3, na GR-TBT nota-se que durante o regime de V-NEG (N1 = 01 – 03/08/2011) as frequências de $Z > 20$ dBZ são muito pequenas e durante o regime de P1, as frequências tanto de $Z > 20$ dBZ como $Z > 40$ dBZ são mais frequentes. Este fato corrobora com as observações descritas a partir da Figura 6.3, que sugere que durante regimes de V-POS, em TBT há uma tendência tanto das frações estratiformes como convectivas serem maiores.

A partir destas análises buscou-se identificar relações entre o vento meridional, com base no índice-V e o grau de intensidade das chuvas sob a atuação tanto de regimes de ventos de norte como de sul. As análises indicaram algumas diferenças, descritas anteriormente, sob diferentes contextos sinóticos na região. No entanto, análises mais aprofundadas, a fim de identificar diferenças nos sistemas precipitantes de cada regime, assim como, área, volume de precipitação, duração e direção de propagação, com a utilização de um sistema de detecção e acompanhamento de sistemas precipitantes (Vila et al., 2008) seria interessante para definir chuvas sob

regimes de vento de sul e de norte, assim como os regimes de leste e oeste no sul da Amazônia.

Capítulo 7

Conclusões

Este trabalho apresenta uma análise dos dados da rede de radares meteorológicos da Amazônia, mostrando que existem diferenças e algumas semelhanças entre as várias regiões, marcadas em termos de profundidade e intensidade da convecção, bem como nos ciclos anuais e diurnos das frações convectiva e estratiforme. Embora várias características sejam consistentes com estudos anteriores, esta é a primeira vez que elas foram abordadas com dados de uma rede de radares meteorológicos banda-S, adicionando mais informações e detalhes sobre as características da convecção na Amazônia, bem como a descoberta de novas características.

O presente estudo revelou diferenças no comportamento das nuvens de chuva que são em grande parte inéditos. Sistemas precipitantes em MCP e BVB tem características oceânicas enquanto que em BEL os sistemas em alguns momentos são mais oceânicos e em outros mais continentais. Picos de chuva noturnos são encontrados em muitas regiões, tanto na fração estratiforme (CZS, PVH, TBT, SGC, BVB, MCP, TFF, STM e BEL) como na fração convectiva (TBT, SGC, BVB e STM). Similaridades entre os ciclos anual e diurno foram também encontrados em SGC (noroeste da Amazônia) e TBT (oeste da Amazônia), possivelmente porque as duas regiões encontram-se próximo aos Andes, embora a região de TBT seja ocasionalmente influenciada pela incursão de ar frio em decorrência da atuação de sistemas frontais na região (Satyamurty et al., 1998) e a região de SGC pelo fluxo de umidade proveniente da ZCIT (Figueroa e Nobre, 1990; Vera et al., 2006).

Condições semelhantes no que diz respeito à formação de hidrometeoros são vistos em alguns radares, possivelmente pelo fato de que algumas regiões são afetadas por sistemas meteorológicos semelhantes ou estão em configurações geográficas semelhantes. Ambos radares de CZS e PVH são influenciados pela ZCAS

(Satyamurty et al., 1998); a influência topográfica é semelhante para os radares de SGC e TBT (Figueroa e Nobre, 1990; Vera et al., 2006) e BEL e STM estão sob a influência dos sistemas acionados pela brisa do mar na costa norte (Cohen et al., 1995; Silva Dias et al., 2004; Cohen et al., 2014). Em MAO, TFF e STM os sistemas são mais desenvolvidos na estação DRY, enquanto que em BEL, na estação WET. A intensidade das nuvens de chuva e a alta frequência de raios ocorrem em diferentes períodos do ano em diferentes regiões. Em algumas regiões ocorre na estação DRY (STM, MAO, TFF e SGC), em outras na estação de transição TRA1 (MCP) ou TRA2 (PVH, CZS e TBT), enquanto que em outras é observado na estação WET (BEL e BVB). Na região de BEL, as linhas de instabilidade favorecem os processos dinâmicos na formação de nuvens de chuva, apresentando fortes correntes ascendentes e descendentes, de modo que ocorra elevada evaporação das gotas de chuva e cristais de gelo, configurando perfis verticais de refletividade com forte inclinação entre os níveis de 2 a 4 km (menor para maior refletividade) e 4 a 8 km (maior para menor refletividade), em todas as estações.

A variabilidade encontrada entre os sistemas precipitantes durante as estações WET, DRY, TRA1 e TRA2 são semelhantes as diferenças encontradas em estudos anteriores (por exemplo, Herdies et al., 2002; Rickenbach et al., 2002; Carvalho et al., 2002; Cifelli et al., 2002). Basicamente a estação DRY apresenta a maioria dos perfis convectivos na maioria das regiões, semelhante ao regime de vento de leste. Características peculiares para cada região são analisadas e precisam ser investigadas separadamente, especialmente sob a influência de diferentes sistemas de tempo assim como diferentes regimes de vento definidos pela circulação de grande escala. Processos convectivos e formação de sistemas precipitantes são associados com aspectos físicos de grande escala, mesoescala, microfísica e características

locais (topografia e vegetação). Os efeitos dos sistemas de tempo são vistos nos ciclos anuais e diurnos dos campos de refletividade dos radares.

Nas regiões de SGC e TBT se observou as características da precipitação sob diferentes regimes de vento, norte e sul. Para tal foi aplicado o índice do vento meridional, definido por Wang e Fu (2002). De acordo com estes autores, a estação chuvosa (seca) está associada ao início de predomínio do índice V-NEG (V-POS), fato identificado pelo aumento (diminuição) de $Z > 20$ dBZ. No entanto, em uma análise mais detalhada, identificou-se que na região de SGC, durante predomínio de V-POS os sistemas precipitantes apresentaram frações mais convectivas e maior frequência de ocorrência de raios. Já na região de TBT, durante o predomínio de regimes de V-NEG. Aspectos físicos como a topografia não apresentaram diferenças, tanto em SGC como em TBT, entre os regimes de vento apenas em relação a condições impostas para refletividades maior que 20 dBZ e 40 dBZ. Por outro lado, condições termodinâmicas apresentaram diferenças. No caso de SGC, o CAPE apresentou valores maiores durante o V-NEG, enquanto que o CINE, durante regimes de V-POS e o fluxo de convergência de umidade apresentou valores maiores na distribuição do V-POS. Neste sentido, o regime de V-NEG para a região de SGC Em TBT, tanto o CAPE como o CINE apresentaram valores maiores no regime de V-NEG, enquanto que o fluxo de convergência de umidade no regime de V-POS.

Com a finalidade de relacionar aspectos sinóticos e termodinâmicos com o índice-V, foram analisados 3 estudos de caso, onde o primeiro EC1 apresentou um ambiente sob influência da ZCIT no norte da Amazônia e incursão de ar frio no Sul, o segundo EC2 a influência da ZCAS e o terceiro EC3 durante a estação seca na região sul da Amazônia. No EC1 houve um aumento do fluxo de umidade em decorrência da ZCIT, principalmente na região noroeste da Amazônia e que proporcionou sistemas

precipitantes mais profundos na região de SGC, principalmente sob regimes de V-POS. Já em TBT os sistemas foram menos profundos, possivelmente em decorrência da incursão de ar frio. No EC2, sob a influência de ZCAS, não ocorreram variações do índice-V, que se manteve com predomínio de V-NEG. Embora o fluxo de convergência de umidade tenha sido eficiente em SGC, os sistemas precipitantes não se desenvolveram como nas condições do EC1, mas foram frequentes ao longo do período. Em TBT os sistemas precipitantes também foram constantes ao longo do período e foram mais profundos que em SGC. Por fim, durante o EC3, as condições se mostraram favoráveis para a região noroeste da Amazônia (SGC), mesmo assim as chuvas foram menos frequentes tanto em SGC como em TBT. Ocorreram variações do regime de índice-V, com predomínio nas duas regiões do V-POS. Em TBT durante o V-POS as chuvas foram mais frequentes tanto em condições de $Z > 20$ dBZ e 40 dBZ. Já, em SGC, durante o V-NEG, os sistemas precipitantes foram mais profundos e apresentaram um perfil mais convectivo.

Questões relacionadas com essas peculiaridades devem ser levadas em conta em futuras pesquisas e levantar novas questões, assim como: – Existe variabilidade intrasazonal de sistemas precipitantes e existe um regime de ventos associado para cada região como os vistos no sudoeste e oeste da Amazônia? – Poderia esta variabilidade estar associada com os ventos zonal ou meridional e quais são as características termodinâmicas associadas? Estas e outras questões estão sendo abordadas no presente estudo e demonstram ainda mais o valor do conjunto de dados da rede de radares meteorológicos do SIPAM. Obviamente é desejável a extensão do presente trabalho para um período mais longo na medida que se acumulam os dados da rede de radares do SIPAM e uma maior variabilidade climática poderá ser detectada.

Capítulo 8

Referências Bibliográficas¹

¹ De acordo com: ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE NORMAS TÉCNICAS. **NBR 2002**. Apresentada em: Normas para Apresentação de Trabalhos de Conclusão do INPA: documento eletrônico e impresso. Programa de Pós-Graduação do INPA. Amazonas, Manaus, 2011.

Albrecht, R. I., and M. A. F. Silva Dias, 2005: Microphysical evidence of the transition between predominant convective/stratiform rainfall associated with the intraseasonal oscillation in the Southwest Amazon. *Acta Amazônica*, **35**, 175-184, doi: 10.1590/S0044-59672005000200007.

_____, C. A. Morales, and _____, 2011: Electrification of precipitating systems over the Amazon: Physical processes of thunderstorm development, *J. Geophys. Res.*, **116**, D08209, doi:10.1029/2010JD014756.

Alcantara, C. R., M. A. F. Silva Dias, E. P. Souza, and J. C. P. Cohen, 2011: Verification of the Role of the Low Level Jets in Amazon Squall Lines. *Atmos. Res.*, **100**, 36. doi:10.1016/j.atmosres.2010.12.023.

Anagnostou, E. N., and W. F. Krajewski, 1997: Simulation of radar reflectivity fields: Algorithm formulation and evaluation, *Water Resour. Res.*, **33**(6), 1419–1428, doi:10.1029/97WR00233.

_____, C. A. Morales, and T. Dinku, 2001: The Use of TRMM Precipitation Radar Observations in Determining Ground-Based Radar Calibration Biases. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 616, doi: 10.1175/1520-0426(2001)0182.0.CO;2.

_____, and _____, 2002: Rainfall Estimation from TOGA Radar Observations during LBA Field Campaign. *J. Geophys. Res.*, **107**, 35.1, doi: 10.1029/2001JD000377.

Andreae, M.O., D. Rosenfeld, P. Artaxo, A.A. Costa, G. P. Frank, K. M. Longo. M. A. Silva Dias. 2004. Smoking rain clouds over the Amazon. *Science*, **303**, 1337, doi:10.1126/science.1092779.

Andrieu, H., J. D. Creutin, G. Delrieu, and D. Faure, 1997: Use of weather radar for the hydrology of a mountainous area, part I, Radar measurement interpretation, *J. Hydrol.*, **193**, 1–25, doi:10.1016/S0022-1694(96)03202-7.

Artaxo, P., and Coauthors, 2002: Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry season in Rondonia, Amazonia. *J. Geophys. Res.*, **107**(D20), 8081, doi:10.1029/2001JD000666.

Bean, B. R., and E. J. Dutton, 1968: *Radio Meteorology*. Dover Publication Inc., New York, 417 pp.

Bech, J., B. Codina, J. Lorente, and D. Bebbington, 2003: The Sensitivity of Single Polarization Weather Radar Beam Blockage Correction to Variability in the Vertical Refractivity Gradient. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20**, 845, doi:10.1175/1520-0426(2003)020<0845:TSOSPW>2.0.CO;2.

Bechtold, P., J.-P. Chaboureau, A. Beljaars, A. K. Betts, M. Kohler, M. Miller, J.-L. Redelsperger, rose 2004: The simulation of the diurnal cycle of convective precipitation over land in a global model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 3119–3137 doi: 10.1256/qj.03.103.

Buarque, D. C., R. C. D. de Paiva, R. T. Clarke, and C. A. B. Mendes, 2011: A comparison of Amazon rainfall characteristics derived from TRMM, CMORPH and the Brazilian national rain gauge network, *J. Geophys. Res.*, **116**, D19105, doi:10.1029/2011JD016060.

Biggerstaff, M. I., and R. A. Houze, Jr., 1993: Kinematics and microphysics of the transition zone of the 10-11 June 1985 squall line. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 3091-3110, doi: 10.1175/1520-0469(1993)050<3091:KAMOTT>2.0.CO;2

Carvalho, L. M. V., C. Jones, and M. A. F. Silva Dias, 2002: Intraseasonal large-scale circulations and mesoscale convective activity in tropical South América during the TRMM-LBA campaign. *J. Geophys. Res.*, **107**, 1-20, doi:10.1029/2001JD000745.

_____, _____, and B. Liebmann, 2004: The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *J. Climate*, **17**, 88-108, doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<0088:TSACZI>2.0.CO;2

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC, **Boletim Climanálise**. Cachoeira Paulista, São Paulo: V.26, n.05, Maio de 2011.

_____. Boletim Climanálise. V.26, n.08, Agosto de 2011.

_____. Boletim Climanálise. V.27, n.01, Janeiro de 2012.

Cifelli, R., W. Petersen, L. Carey, S. Rutledge, and M. A. F. Silva Dias, 2002: Radar observations of kinematic, microphysical, and precipitation characteristics of two MCSs in TRMM-LBA. *J. Geophys. Res.*, **107**, 1-16, doi:10.1029/2000JD000264.

Cohen, J. C. P., M. A. F. Silva Dias, and C. A. Nobre, 1995: Environmental Conditions Associated with Amazonian Squall Lines: A Case Study. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 11, 3163-3174, doi: 10.1175/1520-0493(1995)123<3163:ECAWAS>2.0.CO;2

_____, D. R. Fitzjarrald, F. A. F. Oliveira, I. Saraiva, I. R. S. Barbosa, A. W. Gandu, and P. A. F. Kuhn, 2014: Radar-Observed Spatial and Temporal Rainfall Variability Near the Tapajós-Amazon Confluence. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **29**, 23, doi:10.1590/0102-778620130058.

Dos Santos, M. J., M. A. F. Silva Dias, and E. D. Freitas, 2014: Influence of local circulations on wind, moisture, and precipitation close to Manaus City, Amazon Region, Brazil, *J. Geophys. Res.*, **119**, 233, doi:10.1002/2014JD021969.

Doviak, R. J., and D. S. Zernic, 1993: *Doppler radar and weather observations*. Academic Press, 562 pp.

Figuroa, S. N., and C. A. Nobre, 1990: Precipitations distribution over Central and Western Tropical South America. *Climanálise – Boletim de Monitoramento e Análise Climática*, **28**, 36-45.

Greco, S., R. Swap, M. Garstang, S. Ulanski, M. Shipham, R. C. Harriss, R. Talbot, M. O. Andreae, and P. Artaxo, 1990: Rainfall and surface kinematic conditions over central Amazonia during ABLE 2B, *J. Geophys. Res.*, **95(D10)**, 17001, doi:10.1029/JD095iD10p17001.

Hamilton, M. G., and J. R. Tarifa, 1978: Synoptic aspects of a polar outbreak leading to frost in tropical Brazil, July, 1972. *Mon. Wea. Rev.*, **106**, 11, doi:10.1175/1520-0493(1978)106<1545:SAOAPO>2.0.CO;2.

Herdies, D. L., A. Silva, M. A. F. Silva Dias, R. N. Ferreira, 2002: The moisture budget of the bi-modal pattern of the summer circulation over South America. *J. Geophys. Res.*, **107**, 42.1-42.13, doi:10.1029/2001JD000997.

Houze, R. A. Jr., 1981: Structures of atmospheric precipitation systems: A global survey. *Radio Science*, **16**, 671-689, doi: 10.1029/RS016i005p00671.

_____, and P. V. Hobbs, 1982: Organization and structure of precipitating cloud systems. *Adv. Geophys.*, **24**, 225-315.

_____, 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, San Diego, 573 pp.

Iguchi, T., and R. Meneghini, 1994: Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar. *J. Atmos. Sci.*, **11**, 1507, doi:10.1175/1520-0426(1994)011<1507:IOSFMF>2.0.CO;2.

Jones, C., L. M. V. Carvalho, 2002: Active and break phases in the South America monsoon system. *J. Climate*, **15**, 905-914, doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<0905:AABPIT>2.0.CO;2

Kalnay E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-470, doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2

Kitchen, M., and R. M. Blackall, 1992: Representativeness errors in comparisons between radar and gauge measurements of rainfall. *J. Hydrol.*, **134**, 13, doi:10.1016/0022-1694(92)90026-R.

Kulie, M. S., M. Robinson, D. A. Marks, B. S. Ferrier, D. Rosenfeld, and D. B. Wolff, 1999: Operational processing of ground validation data for the Tropical Rainfall Measuring Mission, in *Preprints of 29th International Conference on Radar Meteorology*, Montreal, Canada, AMS, 736-739.

Kummerow, C., W. Barnes, T. Kozu, J. Shine and J. Simpson, 1998: The Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Sensor Package. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **15**, 809, doi: 10.1175/1520-0426.

Kousky, V. E., 1980: Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 4, 488-498, doi: 10.1175/1520-0493(1980)108<0488:DRVINB>2.0.CO;2

Lang, T. J., S. W. Nesbitt, L. D. Carey, 2009: On the correction of partial beam blockage in polarimetric radar data. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **26**, 943, doi:10.1175/2008JTECHA1133.1.

Lee, A. C. L., 1986: An experimental study of the remote location of lightning flashes using a VLF arrival time difference technique. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **112**, 203, doi: 10.1002/qj.49711247112.

Liebmann, G. N. Kiladis, J. A. Marengo, T. Ambrizzi, and J. D. Glick, 1999: Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *J. Climate*, **12**, 1877-1891, doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<1877:SCVOSA>2.0.CO;2

Liu, C., E. J. Zipser, D. J. Cecil, S. W. Nesbitt, and S. Sherwood, 2008: A Cloud and Precipitation Feature Database from Nine Years of TRMM Observations. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 2712, doi: 10.1175/2008JAMC1890.1.

Longo, M., R. De Camargo, and M. A. F. Silva Dias, 2004: Análise das Características Dinâmicas e Sinóticas de um Evento de Friagem Durante a Estação Chuvosa no Sudoeste da Amazônia. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **19**, 59-72.

Lu, E., and C. L., Chan, 1999: A Unified Monsoon Index for South China. *J. Climate*, **12**, 2375, doi: 10.1175/1520-0442(1999)012<2375:AUMIFS>2.0.CO;2

Machado, L. A. T., W. B. Rossow, R. L. Guedes, and A. W. Walker, 1998: Life Cycle Variations of Mesoscale Convective Systems over the Americas. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1630–1654, doi: 10.1175/1520-0493(1998)126<1630:LCVOMC>2.0.CO;2

_____, and Coauthors, 2014: The CHUVA Project - how does convection vary across Brazil? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **95**, 1365-1380, doi: 10.1175/BAMS-D-13-00084.1

Maddox, R. A., J. Zhang; J. J. Gourley; K. W. Howard, 2002: Weather Radar Coverage over the Contiguous United States. *Wea. Forecasting*, **17**, 927, doi:10.1175/1520-0434(2002)017<0927:WRCOTC>2.0.CO;2.

Magono, C., and C. W. Lee, 1966: Meteorological classification of natural snow crystals. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ. Ser. VII*, **2**, 321–335.

Malkomes, M., F. Fukuda, F. Rocheleau, J. Werner, 2002: The Sivam Project: Weather radar network for the Amazon region. *Proceedings of the Second European Conference on Radar Meteorology*, Netherlands.

Marengo, J. A., C. Nobre, and A. D. Culf, 1997: Climatic impacts of “friagens” in forested and deforested areas of the Amazon basin. *J. Appl. Meteor.*, **36**, 11, doi:10.1175/1520-0450(1997)036<1553:CIOFIF>2.0.CO;2.

Martins, J. A., M. A. F. Silva Dias, and F. L. T. Gonçalves, 2009: Impact of biomass burning aerosols on precipitation in the Amazon: A modeling case study, *J. Geophys. Res.*, **114**, 2207, doi:10.1029/2007JD009587.

McDonald, J. E., 1958: The Physics of Cloud Modification. *Advances in Geophysics*, vol. 5, 223–303, *Academic Press Inc.*, New York.

Mohr, K. I., and E. J. Zipser, 1996: Mesoscale convective systems defined by their 85 GHz ice scattering signature: Size and intensity comparison over tropical oceans and continents, *Mon. Wea. Rev.*, **124**, 2417-2437, doi: 10.1175/1520-0493(1996)124<2417:MCSDBT>2.0.CO;2

_____, J. Famiglietti, and _____, 1999: The contribution to tropical rainfall with respect to convective system type, size, and intensity estimated from the 85-GHz ice-scattering signature, *J. Appl. Meteorol.*, **38**, 596-606, doi: 10.1175/1520-0450(1999)038<0596:TCTTRW>2.0.CO;2

Molion, L. C. B., and R. L. G. Dallarosa, 1987: Climatologia Dinâmica da Região Amazônica: Mecanismos de Precipitação. *Revista Brasileira de Meteorologia*, **2**, 107-117.

Morales, C.A., J. R. Neves, E. Anselmo, 2011: Sferics Timing and Ranging Network - STARNET: Evaluation over South America. *Proceedings of the 14th International Conf. on Atmospheric Electricity - ICAE*, Rio de Janeiro, Brazil.

Negri A. J., R. F. Adler, E. J. Nelkin, and G. J. Huffman, 1994: Regional Rainfall Climatologies Derived from Special Sensor Microwave Imager (SSM/I) Data. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **75**, 1165, doi:10.1175/1520-0477(1994)075<1165:RRCDFS>2.0.CO;2.

_____, R. F. Adler, and L. Xu, 2002: A TRMM-calibrated infrared rainfall algorithm applied over Brazil, *J. Geophys. Res.*, **107**(D20), 8048, doi:10.1029/2000JD000265.

Nesbitt S. W. and E. J. Zipser, 2003: The Diurnal Cycle of Rainfall and Convective Intensity according to Three Years of TRMM Measurements. *J. Climate*, **16**, 1456–1475, doi: 10.1175/1520-0442-16.10.1456.

Oliveira, A. S., 1986: Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia. Dissertation. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 246pp.

Oliveira, A. P., and D. R. Fitzjarrald, 1993: The Amazon River breeze and the local boundary layer: I. Observations. *Bound.-Layer Meteor.*, **63**, 141-162, doi: 10.1007/BF00705380.

_____, and _____, 1994: The Amazon River breeze and the local boundary layer: II. Linear analysis and modelling. *Bound.-Layer Meteor.*, **67**, 75-96, doi: 10.1007/BF00705508.

Parmenter, F. C., 1976: A Southern Hemisphere cold front passage at the Equator. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **57**, 1435, doi:10.1175/1520-0477(1976)057<1435:ASHCFP>2.0.CO;2.

Petersen, W. A., and S A. Rutledge, 2001: Regional Variability in Tropical Convection: Observations from TRMM. *J. Climate*, **14**, 3566, doi:10.1175/1520-0442(2001)014<3566:RVITCO>2.0.CO;2.

_____, S. W. Nesbitt, R. J. Blakeslee, P. Hein, R. Cifelli, and S. A. Rutledge, 2002: TRMM observations of intraseasonal variability in convective regimes over the Amazon. *J. Climate*, **15**, 1278, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1278:TOOIVI>2.0.CO;2.

Rao, V. B., and K. Hada, 1990: Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the Southern Oscillation. *Theor. Appl. Climatol.*, **42**, 81, doi:10.1007/BF00868215.

Rickenbach, T., R. N. Ferreira, J. Halverson, D. L. Herdies, and M. A. F. Silva Dias, 2002: Modulation of convection in the south western Amazon basin by stationary fronts. *J. Geophys. Res.*, **107**, 1, doi:10.1029/2000JD000263.

Rickenbach, T. M., 2004: Nocturnal Cloud Systems and the Diurnal Variation of Clouds and Rainfall in Southwestern Amazonia. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1201, doi:10.1175/1520-0493(2004)132<1201:NCSATD>2.0.CO;2.

Rogers, R. R., and M. K. Yau, 1989: *A short course in cloud physics (3rd edition)*. Pergamon Press, Oxford, 290 pp.

Rosenfeld, D., E. Amitai, and D. B. Wolff, 1995: Classification of Rain Regimes by the Three-Dimensional Properties of Reflectivity Fields. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 198, doi:10.1175/1520-0450(1995)034<0198:CORRBT>2.0.CO;2.

_____, and Silva Dias, M. A. F., 2008: Can the slowing of auto-conversion result in increasing precipitation? *iLEAPS Newsletter*, **5**, 30-33.

Rowe, A. K., and R. A. Houze Jr., 2014: Microphysical characteristics of MJO convection over the Indian Ocean during DYNAMO, *J. Geophys. Res. Atmos.*, **119**, 2543–2554, doi:10.1002/2013JD020799.

Saad, S. I., H. R. Rocha, M. A. F. Silva Dias, R. Rosolem, 2010: Can the Deforestation Breeze Change the Rainfall in Amazonia? A Case Study for the BR-163 Highway Region. *Earth Interactions*, **14**, 1-25, doi: 10.1175/2010EI351.1

Saraiva, I., 2010: Características dos Sistemas Precipitantes Observados via Radar Meteorológico de Manaus. Dissertação. Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 139 pp. http://www.iag.usp.br/pos/sites/default/files/m_ivan_saraiva.pdf.

Satyamurty, P.; C. A. Nobre; P. L. Silva Dias, 1998: *Tropics: South America. Meteorology of the Southern Hemisphere*, Meteor. Monogr., No. 49. Amer. Meteor. Soc., Boston, 119-139.

Scarchilli G., E. Gorgucci, D. Giuli, L. Baldini, L. Facheris, E. Palmisano, 1995: Weather radar calibration by means of the metallic sphere and multiparameter radar measurements. *Il Nuovo Cimento*, **18**, 57, doi:10.1007/BF02561459.

Silva Dias, M. A. F., and Coauthors, 2002: Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context. *J. Geophys. Res.*, **107**(D20), 39.1, doi: 10.1029/2001JD000335.

_____, P. L. Silva Dias, M. Longo, D. R. Fitzjarrald, and A. S. Denning, 2004: River breeze circulation in Eastern Amazon: observations and modeling results. *Theor. Appl. Climatol.*, **78**, 1, doi:10.1007/s00704-004-0047-6.

_____, J. C. P. Cohen, A. W. Gandu, 2005: Interações entre nuvens, chuvas e biosfera na Amazônia. *Acta Amazônica*, Manaus, **35**, 2, 215-222, doi: 10.1590/S0044-59672005000200011.

_____, J.R. Rozante, L. A. T., Machado, 2009a: Complexos convectivos de mesoescala na América do Sul. In *Tempo e Clima no Brasil*, edited by I. Cavalcanti; N.J. Ferreira, M. A. F. Silva Dias, and M. G. A. Justi da Silva. ed 1. Vol. 1, 181-194. São Paulo: Oficina de Textos.

_____, R. Avissar, P. Silva Dias, 2009b: *Modeling the Regional and Remote Climatic Impact of Deforestation In Amazonia and Global Change*. *Geophys. Monogr.*, Vol. 186, 255-264.

Steege, H. T., and Coauthors, 2013: Hyperdominance in the Amazonian Tree Flora, *Science*, **342**, 6156, doi:10.1126/science.1243092.

Steiner, M., J. R. A. Houze, S. E. Yuter, 1995: Climatological characterization of three-dimensional storm Structure from operational radar and rain gauge data. *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1978, doi:10.1175/1520-0450(1995)034<1978:CCOTDS>2.0.CO;2.

Vila, D. A., L. A. T. Machado, H. Laurent, and I. Velasco, 2008: Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) Using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation, *Wea. Forecasting*, **23**, 233-245, doi: 10.1175/2007WAF2006121.1

Vera C. and Coauthors, 2006: Toward a Unified View of the American Monsoon Systems. *J. Climate*, **19**, 4977, doi: 10.1175/JCLI3896.1.

Wallace, J. M., and P. V. Hobbs, 2006: Atmospheric Science: An Introductory Survey (Second Edition), *Academic Press*, 483 pp.

Wang, H., and R. Fu, 2002: Cross-Equatorial Flow and Seasonal Cycle of Precipitation over South America. *J. Climate*, **15**, 1591, doi: 10.1175/1520-0442(2002)015<1591:CEFASC>2.0.CO;2

Westrick, K. J., C. F. Mass; B. A. Colle, 1999: The Limitations of the WSR-88D Radar Network for Quantitative Precipitation Measurement over the Coastal Western United States. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*; **80**; 2289, doi:10.1175/1520-0477(1999)080<2289:TLOTWR>2.0.CO;2.

Williams E. and Coauthors, 2002: Contrasting Convective Regimes Over The Amazon: Implications For Cloud Electrification. *J. Geophys. Res.*, **107**, doi:10.1029/2001JD000380.

Yuter, S. E., and R. A. Houze, 1995: Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 1921, doi: 10.1175/1520-0493(1995)123<1941:TDKAME>2.0.CO;2

Zeng, Z., S. E. Yuter, R. A. Houze, and D. E. Kingsmill, 2001: Microphysics of the rapid development of heavy convective precipitation. *Mon. Wea. Rev.*, **129**, 1882–1904, doi:10.1175/1520-0493(2001)129,1882:MOTRDO.2.0.CO;2.

Apêndice A

Artigo Submetido em Periódico Internacional

Revista: Journal Applied Meteorology and Climatology – American Meteorological Society

Título: Regional Variability of Rainclouds in the Amazon Basin seen by a Network of Weather Radars

1 REGIONAL VARIABILITY OF RAINCLOUDS IN THE
2 AMAZON BASIN SEEN BY A NETWORK OF
3 WEATHER RADARS

4

5 I. Saraiva^{1,2}, M. A. F. Silva Dias³, C. A. R. Morales³, J. M. B. Saraiva¹

6

7 ¹ *Meteorology Division, Regional Center of Manaus, Operations and Management Center of the Amazonian*
8 *Protection System, Manaus, Brazil.*

9

10

11 ² *Graduate Program in Climate and Environment, National Institute for Amazonian Research in Manaus, Brazil.*

12

13

14 ³ *Department of Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo, Brazil.*

15

16

17

18

19

20

Corresponding Author: Amazon Protection System, Turismo Avenue, number 1350, zip 69041-010,
phone: 55-92-33036267, ivan.saraiva@sipam.gov.br