

Evandro Moimaz Anselmo

# **Morfologia das tempestades elétricas na América do Sul**

São Paulo - SP

2014

Evandro Moimaz Anselmo

# **Morfologia das tempestades elétricas na América do Sul**

Tese ao departamento de Ciências Atmosféricas, realizada como pré-requisito para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Orientador:  
Prof. Dr. Carlos Augusto Morales Rodriguez

INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS DA  
UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

São Paulo - SP

2014

*Tese*

## **AGRADECIMENTOS**

## **RESUMO**

Resumo

Palavras-chave: relâmpagos, tempestades, monitoramento.

## **ABSTRACT**

Abstract

Key-words: lightning, storms, tracking.

## LISTA DE FIGURAS

1	Principais características das observações do PR (NASDA, 2001) . . . . .	24
2	Ilustração do algoritmo de identificação de <i>events</i> , <i>groups</i> e os <i>flashes</i> do LIS (CHRISTIAN et al., 2000). . . . .	27
3	Número de observações do VIRS ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ). . . . .	32
4	Tempo de amostragem ( <i>View time</i> ) do LIS entre 1998-2011 ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ). .	33
5	Acumulado de raios ( <i>flashes</i> ) observados pelo LIS ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ). . . . .	34
6	Acumulado das 157,592 tempestade elétrica ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ). . . . .	35
7	Ciclo diurno das tempestades elétricas observadas em hora local. Os valores de probabilidade foram normalizados pelo total dos 157,592 sistemas identificados. . . . .	38
8	Ciclo diurno em hora local para as tempestades elétricas observadas em cada região de 10 por 10 graus. Os valores de probabilidade são mostrados em porcentagem e foram normalizados pelo total de 157,592 sistemas observados. . . . .	39
9	Ciclo anual das tempestades elétricas observadas em hora local. Os valores de probabilidade foram normalizados pelo total dos 157,592 sistemas identificados. . . . .	41
10	Ciclo anual em hora local para as tempestades elétricas observadas em cada região de 10 por 10 graus de latitude e longitude. Os valores de probabilidade são mostrados em porcentagem e foram normalizados pelo total de 157,592 sistemas observados. As linhas horizontais cortam o valor de 0.7 do máximo de probabilidade, utilizado como limiar para definir as estações de tempestades elétricas. . . . .	42
11	Densidade total de tempestades elétricas. As cores correspondem ao número de tempestades elétricas por passagens do VIRS multiplicado por $10^{-4}$ por quilômetro quadrado ( $10^{-4} \times [\text{km}^{-2}]$ ) em cada pronto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . . . . .	46

12	Densidade total de raios. As cores representam o número de raios por ano por quilômetro quadrado ( $\text{[ano}^{-1}] \text{ [km}^{-2}\text{]}$ ) em cada ponto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . . . . .	48
13	Densidade sazonal de raios. As cores representam o número de raios por ano por quilômetro quadrado ( $\text{[ano}^{-1}] \text{ [km}^{-2}\text{]}$ ) em cada ponto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . . . . .	49
14	Densidade espacial sazonal das tempestades elétricas. . . . .	51
15	Densidade de raios por tempestade elétrica. As cores representam o número de raios por tempestades elétricas multiplicado por $10^{-2}$ por ano por quilômetro quadrado ( $10^{-2} \text{ [ano}^{-1}] \text{ [km}^{-2}\text{]}$ ) em cada ponto da grade de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ .. .	53

## **LISTA DE TABELAS**

3	Canais do VIRS e objetivos das medidas de radiância espectral conforme cada comprimento de onda ( $\lambda$ ) (adaptada deKummerow et al. (1998), NASDA (2001)). . . . .	27
4	Variáveis dos produtos do TRMM que foram utilizadas na identificação e descrição das tempestades elétricas. . . . .	29
5	Principais características do ciclo anual de probabilidade de ocorrência de tempestades elétricas observadas entre 1998-2011, em cada região de 10 por 10 graus de latitude longitude. . . . .	43
6	Total de tempestades elétricas observadas entre 1998-2011, para cada período de três meses associados as estações do ano. . . . .	50

## SUMÁRIO

<b>LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS</b>	<b>11</b>
<b>LISTA DE SÍMBOLOS</b>	
<b>1 INTRODUÇÃO</b>	<b>14</b>
1.1 FUNDAMENTOS DA OBSERVAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO POR RADAR	17
1.2 FUSÃO DO GELO DE NUVEM E O CRESCIMENTO DOS HIDROMETEOROS . . . . .	20
1.3 OBJETIVOS... PROPOSTA.....	22
<b>2 METODOLOGIA</b>	<b>23</b>
2.1 O SATÉLITE TRMM . . . . .	23
2.1.1 Radar de Precipitação . . . . .	24
2.1.2 Imageador de raios . . . . .	25
2.1.3 Radiômetro no visível e infravermelho . . . . .	26
2.2 REANÁLISES (R2) DO NCEP-DOE . . . . .	27
2.3 DADOS . . . . .	28
2.4 AS TEMPESTADES ELÉTRICAS . . . . .	28
2.5 A TAXA DE RAIOS . . . . .	30
2.6 DENSIDADE GEOGRÁFICA DE RAIOS E SISTEMAS . . . . .	31
2.7 MORFOLOGIA DA ESTRUTURA TRIDIMENSIONAL DA PRECIPITAÇÃO	34
2.7.1 Distribuições de probabilidades com a altitude . . . . .	35
2.7.2 Distribuições de probabilidades com a temperatura . . . . .	36
<b>3 MARCO DAS TEMPESTADES ELÉTRICAS NA AMÉRICA DO SUL</b>	<b>38</b>

3.1	CICLO DIURNO . . . . .	38
3.2	CICLO ANUAL . . . . .	41
3.3	DENSIDADES GEOGRÁFICAS . . . . .	45

## **REFERÊNCIAS**

**54**

## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AS	América do Sul
CCFAD	Diagramas de Contorno de Frequência Cumulativa por Altitude
CCFTD	Diagramas de Contorno de Frequência Cumulativa por Temperatura
CFAD	Diagrama de Contorno de Frequência por Altitude
CFTD	Diagrama de Contorno de Frequência por Temperatura
DJF	Dezembro, janeiro e fevereiro
JAXA	<i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
JJA	Junho, julho e agosto
LI	<i>Linha de Instabilidade</i>
LIS	<i>Lightning Imaging Sensor</i>
MAM	Março, abril e maio
MCS	Sistemas Convectivos de Meso-escala
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NCEP–DOE	<i>National Centers for Environmental Prediction – Department of Energy</i>
NCEP–NCAR	<i>National Centers for Environmental Prediction – National Center for Atmospheric Research</i>

PF	<i>Precipitation Features</i>
PR	<i>Precipitation Radar</i>
R1	Reanálises do NCEP-NCAR
R2	Reanálises 2 do NCEP-DOE
SCM	<i>Sistema Convectivo de Meso-escala</i>
SMAS	Sistema de Monção da América do Sul
SON	Setembro, outubro e novembro
STARNET	<i>Sferics Timing and Ranging Network</i>
TRMM	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
VIRS	<i>Visible and InfraRed Scanner</i>
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

## LISTA DE SÍMBOLOS

$A_t$	Área da tempestade elétrica
$FT$	Taxa de raios por tempo [ <i>raios minuto</i> <sup>-1</sup> ]
$FTA$	Taxa de raios por tempo por área [ <i>raios dia</i> <sup>-1</sup> <i>km</i> <sup>-2</sup> ]
$N_{fl}$	Número de flashes
$T_b$	temperatura de brilho
$VT_m$	Tempo médio de visada do LIS
$\mathbf{VT}_{lis}$	Matriz do tempo total da visada do sensor LIS sobre a superfície
$^{\circ}\text{C}$	Grau Celcius
$f_{cdf}(x, y)$	Função densidade de probabilidade cumulativa com duas variáveis
$f_{pdf}(x, y)$	Função densidade de probabilidade com duas variáveis

## 1 INTRODUÇÃO

A região tropical das Américas, África e Continente Marítimo são consideradas como as chaminés globais de descargas elétricas atmosféricas – raios. Em Whipple (1929) já se observava que no horário de maior atividade de tempestades elétricas sobre a América do Sul (AS), é quando há a maior intensidade do campo elétrico de bom tempo. Portanto a América do Sul é a chaminé dominante no processo de manutenção do circuito elétrico atmosférico global (WILLIAMS; SÁTORI, 2004).

Em trabalhos que mostram a densidade global de raios para a região tropical conforme Albrecht et al. (2009), Cecil et al. (2014), observa-se que as maiores densidades de raios do globo ocorrem sobre a América do Sul e África.

Estando os países da América do Sul situados em uma das regiões de maior atividade elétrica atmosférica do globo, saber quando e aonde as tempestades elétricas ocorrem, bem como, quais os locais em que os sistemas são mais eficientes na produção de raios, torna-se fundamental para o planejamento da infraestrutura dos países Sul-americanos, no sentido de garantir segurança no transporte aéreo, fluvial e terrestre, nas linhas de transmissão de dados e de energia elétrica, etc, setores estratégicos que quando paralisados devidos aos danos causados pela queda de raios refletem em prejuízos em cascata em todos os setores econômicos.

Por exemplo, uma falha no sistema de distribuição de energia elétrica pode cessar a energia elétrica de um bairro, cidade, etc. Pode causar queima de equipamentos eletrônicos devido sobre tensão elétrica, causar quedas na rede de internet, o que pode paralisar setores como: educação, pesquisa, comércio e indústrias. Também gera grande número de ações judiciais indenizatórias contra as operadoras do sistema de energia, sobrecarregando o sistema judiciário. No Brasil, as empresas prestadoras de serviços de fornecimento de energia elétrica ao consumidor lideram as reclamações nos PROCONs ao lado de empresas de telecomunicações, evidenciando a falta de infraestrutura destes setores. Em Pinto Jr (2005), INPE (2007), estima-se prejuízos na ordem de 1 bilhão de

dólares anuais em função da densidade de raios observada apenas sobre o Brasil.

No entanto, é possível presenciar situações de chuva torrencial porém sem que haja raios, pois a capacidade de gerar raios em uma tempestade elétrica não depende apenas dos processos de nucleação e colisão coalescência, depende de como ocorrerá o crescimento de cristais de gelo na nuvem, exigindo condições atmosféricas em que a água possa coexistir na fase líquida, gasosa e sólida (região mista), que são possíveis em regiões atmosféricas com temperaturas entre 0 °C e -40 ° (TAKAHASHI, 1978; WILLIAMS et al., 1991; KOROLEV, 2007).

Desta forma, o processo de eletrificação dos hidrometeoros até a formação de um raio, depende da capacidade do ar quente e úmido da superfície romper a estabilidade atmosférica e atingir altitude entre 4–15 km, regiões acima da isotermia de 0 °C. Portanto, as tempestades elétricas podem indicar condições dinâmicas e termodinâmicas associadas a convecção profunda na atmosfera (DOSWELL, 2001; ZIPSER et al., 2006).

Além dos raios que atingem o solo – raios nuvem-solo – causando danos a sociedade, trabalhos como em MacGorman et al. (1989), Carey e Rutledge (1998), Williams et al. (1999) mostram que condições de tempo severo como: frentes de rajadas com velocidade superior a 92.6 km h<sup>-1</sup>, queda de granizo com diâmetro maior do que 1.9 cm ou tornados, são geralmente precedidas de um salto na taxa de raios das tempestades elétricas governado por raios que não atingem o solo – raios intra-nuvens – indicando intenso crescimento de hidrometeoros na região mista.

Neste sentido, técnicas de seleção de sistemas meteorológicos a partir de dados de sensoriamento remoto, combinadas com o monitoramento da taxa de raios totais<sup>1</sup> dos sistemas são de grande importância na identificação e previsão de curto prazo de tempo severo.

Diversos estudos definiram sistemas meteorológicos fazendo o agrupamento de regiões na superfície a partir de limiares de temperatura de brilho observadas em satélite. Mapes e Houze Jr (1993), utilizaram esta metodologia e também fazem uma síntese de trabalhos que buscaram selecionar clusters de nuvens a partir de limiares de temperatura de brilho em infravermelho, como por exemplo Maddox (1980) que observou a ocorrência de duas regiões: uma com temperatura de brilho  $\leq -32^{\circ}\text{C}$  (241K) e área  $\geq 100,000 \text{ km}^2$ ; outra região menor, no interior da região maior, com temperatura de brilho  $\leq -52^{\circ}\text{C}$  (221K) e área  $\geq 50,000 \text{ km}^2$ , associadas com Sistemas Convectivos de Meso-escala (SCM) nos

<sup>1</sup>O termo raios totais faz referência a todos os tipos de raios, tanto os raios intranuvens quanto os nuvem-solo

Estados Unidos.

Morales e Anagnostou (2003) desenvolveram um algoritmo hidro-estimador estudando regiões de temperatura de brilho em infravermelho e a precipitação observada pelo radar a bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* – TRMM. Dados da *Sferics Timing and Ranging Network* (STARNET) foram utilizados e clusters com raios e sem raios foram identificados. Foi observado que as descargas localizadas pela STARNET, em 90% dos casos, estiveram associados a regiões com temperatura de brilho menores do que 258 K.

Em Houze Jr (1993) Linhas de Instabilidades (LI) foram definidas observando extensões com chuva contínua observada por radar. Em Mohr e Zipser (1996) Sistemas Convectivos de Meso-escala (SCM) sobre os trópicos foram observados a partir do espllhamento radiativo em micro-ondas (85-GHz PCT), em que regiões contínuas  $\geq 2000 \text{ km}^2$  com PCT  $\leq 250 \text{ K}$  foram os principais critérios para a identificação dos sistemas.

Combinando dados do PR e TMI abordo do TRMM, Nesbitt et al. (2000) desenvolveu uma metodologia para selecionar sistemas precipitantes denominados como *Precipitation Features* (PF), em que o principal critério de seleção foi identificar área contínua de chuva na superfície, seja estimada pelas observações de radar ou micro-ondas quando os sistemas estiveram fora da varredura do PR.

Cecil et al. (2005) mostram que apenas 2.4% das PFs observadas pelo TRMM em todo globo entre 12/1997–10/2000 possuíram atividade elétrica. Na AS as PFs classificadas com as maiores taxas de raios, concentraram-se na região da Bacia do Prata associadas a Sistemas Convectivos de Meso-escala (VELASCO; FRITSCH, 1987; DURKEE; MOTE, 2009).

Com base também nos dados das PFs, Zipser et al. (2006) identificou os locais das tempestades mais severas em um estudo global. Apenas 0.1% da amostragem das PFs em um período de 7 anos foram observadas taxa de raios acima de 32.9 por minuto. Entre as regiões do globo com as maiores concentrações de PFs que indicaram valores extremos (0.001%), seja de taxa de raios, seja de mínimas temperaturas de brilho (85 e 37 GHz) ou de máxima altitude com 40 dBZ de fator de refletividade do radar, encontram-se na região Sul da AS que engloba a Bacia do Prata e o extremo Norte da Cordilheira dos Andes que abrange a Colômbia e região do Lago Maracaibo na Venezuela.

Nesta tese, faz-se a identificação de sistemas que possuem atividade elétrica, ou seja, tempestades elétricas, apenas sobre a América do Sul a partir das observações orbitais do satélite TRMM, mais especificamente do sensor de raios (LIS), radiômetro no infravermel-

lho (VIRS) e o radar de precipitação (PR) a bordo do satélite entre os anos de 1998 e 2011. Desta forma cria-se um banco de dados de tempestades elétricas do TRMM.

Com este subconjunto de dados do TRMM, é estudada a sazonalidade e o ciclo diurno das tempestades elétricas, bem como a densidade geográfica de raios e de tempestades elétricas, buscando evidenciar regiões ou estações do ano em que as tempestades elétricas possuem processo de eletrificação mais eficientes.

A intensidade das tempestades elétricas é estudada com base na taxa de raios e aspectos morfológicos como: dimensões relacionadas a sua extensão e a estrutura tridimensional da precipitação observada pelo PR, buscando identificar qual é a taxa de raios que corresponde potencialmente a condições de convecção profunda e consequentemente de tempo severo, conforme cada localidade da extensa região da AS.

## 1.1 FUNDAMENTOS DA OBSERVAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO POR RADAR

A medida da precipitação por radar, consiste na emissão de um feixe eletromagnético ( $P_t$ ) e na análise da potência do eco ( $P_r$ ) gerado pelo sinal emitido.

O sistema eletrônico de um radar envia um feixe eletromagnético periódico com frequência e a largura ( $H$ ) de pulso definidos de modo a avaliar o eco de obstáculos em distâncias distintas. Assim pode-se distinguir o eco do sinal emitido para diferentes elementos de volume ( $\Delta V$ ) do feixe do radar.

Um elemento de volume ( $\Delta V$ ) de um feixe de radar está associado com a resolução radial da medida, que depende de  $H$ , pois a largura do pulso ( $H$ ) é proporcional a distância mínima ( $\frac{H}{2}$ ) para que dois alvos sejam distinguíveis.

Considerando um feixe eletromagnético com azimute de  $\phi$  na vertical e  $\varphi$  na horizontal, pode-se considerar que  $\Delta V$  a uma distância  $r$  do radar terá o volume na forma do cilindro elíptico

$$\Delta V = \pi \frac{r\phi}{2} \frac{r\varphi}{2} \frac{H}{2}. \quad (1)$$

A potência recebida  $P_r$  do sinal espalhado referente ao volume iluminado  $\Delta V$ , pode ser expressa como

$$P_r = \frac{P_t G^2 \lambda^2 \phi \varphi H}{512(2 \ln 2) \pi^2 r^2} \sum_{i=1,2,3...}^{\Delta V} \sigma_i, \quad (2)$$

em que,  $G$  é o ganho da antena,  $\lambda$  o comprimento de onda,  $r$  a distância do alvo,  $\sigma$  a seção

transversal de retro-espalhamento das partículas de nuvem e o fator  $2 \ln 2$  corresponde ao efeito de lóbulo no sinal eletromagnético captado (BATTAN, 1973).

### A Refletividade do Radar

$$\eta = \sum_{i=1,2,3\dots}^{V_m} \sigma_i, \quad (3)$$

é a somatória da seção de retro-espalhamento dos hidrometeoros a cada elemento de volume iluminado  $\Delta V$  (a cada *gate*) do radar.

Considerando que o parâmetro de tamanho ( $\alpha$ ), que é a relação entre a área da seção transversal do hidrometeoro ( $2\pi R_h$ ) precipitável na atmosfera e o comprimento de onda da radiação emitida pelo radar

$$\alpha = \frac{2\pi R_h}{\lambda}, \quad (4)$$

corresponda a um valor de  $\alpha << 1$ , então o espalhamento do feixe do radar pode ser considerando como Rayleigh. Neste caso, a seção transversal de retro-espalhamento pode ser escrita como

$$\sigma = \frac{\lambda^2 \alpha^6}{\pi} K^2, \quad (5)$$

em que  $K^2$  corresponde ao índice de refração dos hidrometeoros. Como a equação 4 depende do raio  $R_h$ , podemos reescrever a equação 5 considerando o diâmetro

$$D_h = 2R_h. \quad (6)$$

Então, substituindo as equações 4 e 6 em 5, obtemos que

$$\sigma = \frac{\pi^5 K^2}{\lambda^4} D_h^6. \quad (7)$$

Considerando o hidrometeoro como esférico, podemos relacionar o  $D_h$  com a sua quantidade de massa, sendo

$$D_h = \left( \frac{6M_h}{\pi\rho} \right)^{\frac{1}{3}}, \quad (8)$$

em que,  $\rho$  é a densidade e  $M_h$  a massa do hidrometeoro.

Então substituindo a equação 8 em 7, obtém-se

$$\sigma = \frac{36\pi^3 K^2}{\lambda^4 \rho^2 M_h^2}. \quad (9)$$

Portanto, observe que a Refletividade do Radar (equação 3), depende de uma relação entre quantidade de massa  $M_h$ , densidade  $\rho$  e também do índice de refração  $K^2$  dos

hidrometeoros, conforme mostra a equação 9.

Porém o radar mede apenas a potência do sinal retro-espalhado ( $P_r$ ). Pode-se ter uma ideia da concentração de obstáculos espalhadores, porém não podemos ter certeza a respeito da massa, índice de refração e densidade dos obstáculos.

O que se faz para estimar a chuva é considerar que todos os obstáculos associados ao espalhamento do feixe do radar são gotas de água esféricas. Neste caso, podemos combinar as equações 2 e 9, obtendo

$$P_r = \frac{\pi^3 P_t G^2 \phi \varphi H}{512(2 \ln 2) \lambda^2} \frac{K^2}{r^2} \sum_{i=1,2,3,\dots}^{\Delta V} D_{h_i}^6, \quad (10)$$

sendo o Fator de Refletividade do Radar

$$Z = \sum_{i=1,2,3,\dots}^{\Delta V} D_{h_i}^6. \quad (11)$$

Observe que a cada medida de  $P_r$ , algumas variáveis serão sempre constantes

$$C = \frac{\pi^3 P_t G^2 \phi \varphi H}{512(2 \ln 2) \lambda^2}. \quad (12)$$

Então,

$$P_r = C \frac{K^2}{r^2} Z. \quad (13)$$

Desta maneira, a partir da  $P_r$  pelo radar, sabendo a distância  $r$  do alvo e considerando que a chuva é composta de gotas esféricas de água, então podemos saber  $Z$

$$Z = \frac{P_r r^2}{C K^2}, \quad (14)$$

pois,  $K^2 = 0.931$  para água líquida.

Conforme mostra a equação 11,  $Z$  depende de  $D_h$ , portanto conforme a equação 8, podemos relacionar o diâmetro  $D_h$  dos hidrometeoros com a massa ou o volume de chuva.

É conveniente converter o Fator de Refletividade do Radar ( $Z$ ), para uma escala em decibel, portanto os valores de eco de radar geralmente são expressos em unidade de decibel do Fator de Refletividade (dBZ).

Aplicando  $10 \log_{10}$  na equação 14, temos que

$$10 \log_{10}(Z) = 10 \log_{10} \left( \frac{P_r r^2}{C K^2} \right) \quad (15)$$

$$dBZ = 10 [\log_{10}(P_r r^2) - \log_{10}(C K^2)] \quad (16)$$

$$= 10 \{\log_{10}(P_r) + 2 \log_{10}(r) - [\log_{10}(C) + \log_{10}(K^2)]\}, \quad (17)$$

portanto,

$$dBZ = 10 \log_{10}(P_r) + 20 \log_{10}(r) - 10 \log_{10}(C) - 10 \log_{10}(K^2) \quad (18)$$

## 1.2 FUSÃO DO GELO DE NUVEM E O CRESCIMENTO DOS HIDROMETEOROS

Ao observar a precipitação por radar no perfil atmosférico, a varredura do feixe irá atingir regiões de altitude com temperaturas abaixo de 0 °C. Nestes casos, a potência  $P_r$  estará associada ao espalhamento em gelo de nuvem. Para quantificar o gelo precipitando, podemos considerar que

$$dBZ_{gelo} = 10 \log_{10}(P_r) + 20 \log_{10}(r) - 10 \log_{10}(C) - 10 \log_{10}(K_{gelo}^2). \quad (19)$$

Portanto quando o feixe espalha em altitudes abaixo da isoterma de 0 °C, pressupõe-se que  $P_r$  estará associada a quantidade de água líquida. Então, para quantificar a água precipitando, podemos considerar que

$$dBZ_{água} = 10 \log_{10}(P_r) + 20 \log_{10}(r) - 10 \log_{10}(C) - 10 \log_{10}(K_{água}^2). \quad (20)$$

Subtraindo as equações 19 e 20, temos

$$dBZ_{gelo} - dBZ_{água} = -10 \log_{10}(K_{gelo}^2) + 10 \log_{10}(K_{água}^2). \quad (21)$$

Sabendo que  $K_{água}^2 = 0.931$  e  $K_{gelo}^2 = 0.197$ , então

$$dBZ_{gelo} - dBZ_{água} = 6.7 dBZ, \quad (22)$$

mostrando que devido ao índice de refração do gelo ser menor do que o índice de refração da água ( $K_{água}^2 > K_{gelo}^2$ ), ao considerar  $K_{gelo}^2$ , conforme mostra a equação 19, haverá um acréscimo de potência de 6.7 dBZ em relação a considerar  $K_{água}^2$ , como mostra a equação 20.

Porém, na observação tridimensional da precipitação, podemos conhecer as distâncias

$r$  dos alvos espalhadores, mas não podemos afirmar sobre a temperatura da atmosfera para cada distância  $r$  do radar, bem como se haverá água super-resfriada acima de 0 °C ou gelo sólido caindo na superfície. Então os dados brutos das observações de radar, consideram  $K^2$  como constante, geralmente  $K_{\text{água}}^2 = 0.931$  para toda a estrutura tridimensional da precipitação observada.

Portanto em observações de radar no perfil de altitude, a região ou camada de derretimento (fusão do gelo) é bastante marcada, pois, identifica-se um aumento de  $\simeq 7$  dBZ no Fator de Refletividade do Radar devido a mudança do índice de refração.

Em Fabry e Zawadzki (1995), é mostrado que processos como a agregação, acreção e colisão coalescência, podem ser estudados em função da espessura da camada de derretimento e flutuações nos valores do Fator de Refletividade  $Z$  no perfil atmosférico.

A espessura da camada de derretimento está relacionada com o lapse-rate da atmosfera (MASON, 1971, p. 462). Em uma atmosfera instável, com e convecção profunda e precipitação convectiva, a camada de transição de fase de gelo para a água líquida é perturbada por correntes ascendentes. A mudança do índice de refração da água não ocorre apenas em torno de 0 °C, pois no ambiente convectivo teremos água super-resfriada em temperaturas de -15 °C, o que intensifica o processo de acreção podendo gerar gelo sólido que cai derretendo até a superfície. Nestes casos espera-se uma camada de derretimento mais espessa.

Considerando um regime de precipitação estratiforme, que é governado por processos de agregação, será observado um aumento acentuado no fator de refletividade do radar em logo abaixo da isoterma de 0 °C associado ao derretimento de flocos de neve, que denomina-se banda brilhante. Neste caso espera-se uma camada de derretimento menos espessa, pois os flocos de neve possuem velocidade terminal e densidade inferior as partículas de gelo compacto (*ganizo* ou *saraiva/graupel*) portanto derretem mais rapidamente, ou seja, percorrem um caminho menor durante o derretimento.

Também, sabendo que  $Z$  é proporcional ao diâmetro dos hidrometeoros  $D_h$  elevado a 6 potência, os processos de crescimento de flocos de neves, granizo e gotas, são marcados por aumentos exponenciais no Fator de Refletividade do Radar  $Z$  no perfil de altitude.

Acima da região de derretimento, um aumento abruto nos valores de  $Z$  podem indicar processo de crescimento de cristais de gelo e de gelo compacto. Enquanto que abaixo da região de derretimento, os acréscimos nos valores de  $Z$  podem indicar processos de colisão coalescência ou, decréscimos devido a evaporação.

### 1.3 OBJETIVOS... PROPOSTA...

- Criar um banco de dados de tempestades elétricas do TRMM.
- Criar mapas que identifique a densidade de tempestades elétricas e de raios sobre a América do Sul.
- Descrever o ciclo diurno e o ciclo anual das tempestades elétricas do TRMM.
- Classificar a intensidade das tempestades elétricas com base na taxa de raios e no estudo da frequência de ocorrência do Fator de Refletividade do radar por temperatura e por altura.

## 2 METODOLOGIA

A Metodologia consiste fundamentalmente na construção de um subconjunto de dados das observações dos sensores VIRS, LIS e PR abordo do satélite TRMM, durante o período entre 1998 e 2011. Além dos dados satelitais, as reanálises 2 do NCEP–DOE em níveis de pressão foram utilizadas para identificar os valores de temperatura nos níveis de altitude do PR.

As informações dos diferentes sensores foram combinadas de maneira a identificar sistemas denominados como tempestades elétricas, definidas como nuvens as quais possuem pelo menos um raio – *flash* – detectado pelo LIS.

### 2.1 O SATÉLITE TRMM

O satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* – TRMM faz parte de uma missão conjunta entre a *National Aeronautics and Space Administration* – NASA e a *Japan Aerospace Exploration Agency* – JAXA, com o objetivo de determinar a distribuição geográfica e a variabilidade da chuva e do fluxo de calor latente de condensação para a região tropical e subtropical terrestre, informações fundamentais para as inicializações de modelos globais e climáticos principalmente quando se trata de previsão do tempo e clima nos trópicos (KUMMEROW et al., 1998; SIMPSON et al., 1988).

O satélite TRMM foi lançado em 28 de novembro de 1997 entrando em órbita circular de 350 km de altitude com inclinação de 35° e período de 90 minutos. Originalmente a missão teria 3 anos, porém, em agosto de 2011 sua órbita foi elevada até 402.5 km de altitude e o tempo de vida da missão foi prolongado. Devido as suas características orbitais, o TRMM sobrevoa 2 vezes ao dia em uma região de 10° × 10° de latitude e longitude (SIMPSON et al., 1988).

Os instrumentos a bordo do TRMM são: radar de precipitação (*Precipitation Radar* – PR), radiômetro de microondas (*TRMM Microwave Imager* – TMI), radiômetro no visível e no infravermelho (*Visible and Infrared Scanner* – VIRS), radiômetro para medir

a energia radiante da terra e das nuvens (*Clouds and the Earth's Radiant Energy System* – CERES) e sensor para imageamento de relâmpagos (*Lightning Imaging Sensor* – LIS) (KUMMEROW et al., 1998).

### 2.1.1 Radar de Precipitação

O radar de precipitação – PR – é o principal instrumento do satélite TRMM. Se trata do primeiro radar meteorológico lançado no espaço sendo a maior inovação apresentada pela missão TRMM. Os objetivos do PR são prover a estrutura tridimensional da precipitação e quantificar as taxas de precipitação sobre os continentes e oceanos. (KUMMEROW et al., 1998).

A antena do PR possui uma largura de feixe de  $0.71^\circ \times 0.71^\circ$  disposta em um painel com abertura de  $2.0\text{ m} \times 2.0\text{ m}$ . Sua varredura transversal (*cross-track*) de  $\pm 17^\circ$  é composta por 49 feixes. Após/antes a elevação do satélite TRMM, o PR observa uma faixa na superfície de  $247/215\text{ km}$  e resolução horizontal no nadir de  $5.0/4.3\text{ km}$ . Verticalmente, o PR observa uma faixa de  $20\text{ km}$  a partir da superfície, com resolução de  $250\text{ m}$ . Portanto, a precipitação observada em cada varredura ( $\approx 9150$  por órbita) corresponde a uma matriz bidimensional de  $49 \times 80$  posições: 49 feixes na varredura horizontal, com 80 níveis verticais. As principais características técnicas do PR são apresentadas na figura 1.

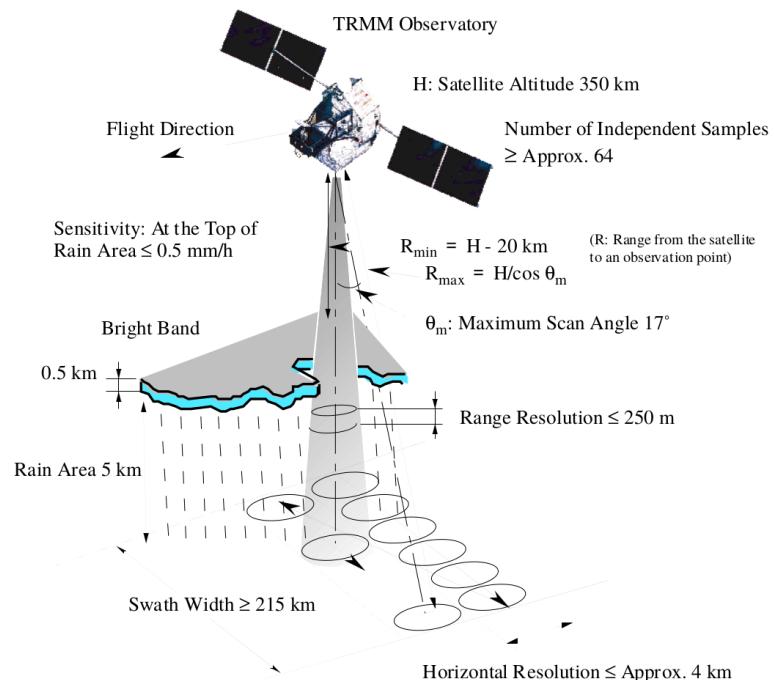


Figura 1: Principais características das observações do PR (NASDA, 2001)

Conforme as varreduras do PR, as medidas de potência recebida ( $P_r$ ) são armazenadas

no produto 1B21, assim como indicativos de ruídos no sinal. A equação do radar conforme as características físicas do PR é aplicada nos dados de  $P_r$  no produto 1C21 em que é obtido o fator de refletividade  $Z_m$  e este é convertido em dBZ.

Os dados do PR desta pesquisa fazem parte do produto 2A25, que depende do 1C21, 2A21 e 2A23. No produto 1C21, informações a respeito da degradação do feixe com a distância e do tipo de superfície (oceano, costa ou continente) são adicionadas. A partir do produto 1C21, no produto 2A25, a correção por atenuação do feixe é aplicada nos valores de  $Z_m$ , quando se obtém os valores de refletividade corrigida por atenuação  $Z_c$  bem como a taxa de precipitação em cada instante do campo de visão do PR (IGUCHI; MENEGHINI, 1994; MENEGHINI et al., 2000; IGUCHI et al., 2000).

O produto 2A25 possui também as informações sobre o tipo de chuva, as quais são utilizadas nesta pesquisa. Esta classificação é gerada no produto 2A23 e incorporadas no 2A25, em que basicamente identifica-se a presença ou não de sinais de banda brilhante no perfil e busca classificar cada perfil vertical de  $Z_m$  como convectivo estratiforme ou outros (AWAKA et al., 1997).

### 2.1.2 Imageador de raios

O imageador de raios – LIS é um sensor óptico capaz de detectar e localizar raios individualmente, a partir da emissão óptica resultante da dissociação, excitação e recombinação dos constituintes atmosféricos durante uma descarga atmosférica.

O sistema de imageamento do LIS é constituído por um telescópio f/1.6 que expande o feixe luminoso observado, que passa por um filtro de interferência no comprimento de onda de 777.4 nm e com largura de banda de 1 nm e atinge uma matriz de 128 × 128 CCDs<sup>2</sup>. Acoplada a matriz de CCDs, uma lente angular proporciona um campo de visão panorâmico de 80° × 80°, que corresponde a uma área de 600 km × 600 km. Um pixel do campo de visão do LIS, possui resolução entre 5-10km. O sistema de amostragem de dados do LIS garante o registro de 500 imagens por segundo. (CHRISTIAN et al., 2000; BOCCIPPIO et al., 1996; NASDA, 2001).

Conforme descrito em Christian et al. (2000), a identificação dos raios depende do brilho difuso e transiente observado no topo das tempestades elétricas. Dependendo das posições das CCDs que são sensibilizadas e do intervalo de tempo entre os brilhos subsequentes, o algoritmo de processamento de imagens do LIS identifica eventos, grupos e os

---

<sup>2</sup>O CCD (*charge-coupled device*) é um dispositivo eletrônico que mede corrente elétrica gerada por efeito fotoelétrico amplamente utilizado para obter imagens digitalmente.

raios. Os eventos são as posições das CCDs que “brilham”, os grupos são os agrupamentos de eventos que podem ser caracterizados como descargas de retorno – *stroke*. O raio é o agrupamento espaço-temporal de grupos de eventos.

A figura 2, ilustra como é feita a identificação dos eventos, grupos até a caracterização de um raio. Observe, na figura 2a que em  $t = 0$  ms, as CCDs, 1, 2 e 3 foram sensibilizadas e o algoritmo definiu o grupo de evento *a* candidato a ser um raio *A*. Quanto  $t = 100$  ms, as CCDs, 4, 5 e 6, são sensibilizadas e temos 2 grupos de eventos, *a* e *b*, espacialmente e temporalmente ( $<330$  ms) próximos, portanto, os grupos *a* e *b* integram o mesmo raio *A*, como ilustra a figura 2b. Quando  $t = 350$  ms, as CCDs 9 e 10 são sensibilizadas como mostra a figura 2c. As CCDs 9 e 10 não estão próximas dos grupos *a* e *b* que compõe o raio *A*, portanto, o algoritmo define o grupo *d* e um novo candidato a raio *B*. Na figura 2d o raio *B* possui mais dois grupos, *e* e *f*. Na figura 2e, note que a CCD 13 coincide com a posição 2, inicialmente em 2a, mas como o intervalo de tempo entre as figuras 2a e 2e é superior a 330 ms, o grupo *g* também definiu o novo raio *C* (CHRISTIAN et al., 2000).

O LIS possui a capacidade de identificar descargas nuvem-solo e intranuvens, tanto no período diurno quanto noturno. Conforme Boccippio et al. (1996) a eficiência de detecção de raios do LIS é maior no período noturno, com  $93 \pm 4\%$ , enquanto que no período diurno é de  $73 \pm 11\%$ . Com a velocidade orbital de 11 km/s, o sensor LIS possui um campo de visão que permite a observação de um ponto na Terra por até 90 segundos, tempo suficiente para a estimativa da taxa de raios de uma tempestade no momento da observação (CHRISTIAN et al., 1992; NASDA, 2001).

### 2.1.3 Radiômetro no visível e infravermelho

O Radiômetro no visível e infravermelho – VIRS – é um radiômetro de varredura transversal de  $\pm 45^\circ$ , fazendo que o seja observada uma faixa de 720 km na superfície com resolução de 2.11 km no nadir. Após a elevação do satélite, o VIRS passou a observar uma faixa de 833 km e 2.4 km de resolução no nadir. O VIRS mede a radiância em 5 bandas espectrais entre 0.63–12  $\mu\text{m}$ , conforme mostra a tabela 3 (KUMMEROW et al., 1998).

Nesta pesquisa, utilizamos apenas o canal 4 de 10,8  $\mu\text{m}$ , para a estimativa da temperatura de topo de nuvens. Foram utilizados os dados do produto 1B01, das radiâncias espectrais calibradas, que derivam das observações periódicas de referências ópticas como a Lua, o Sol e uma cavidade de corpo negro abordo do satélite (KUMMEROW et al., 1998).

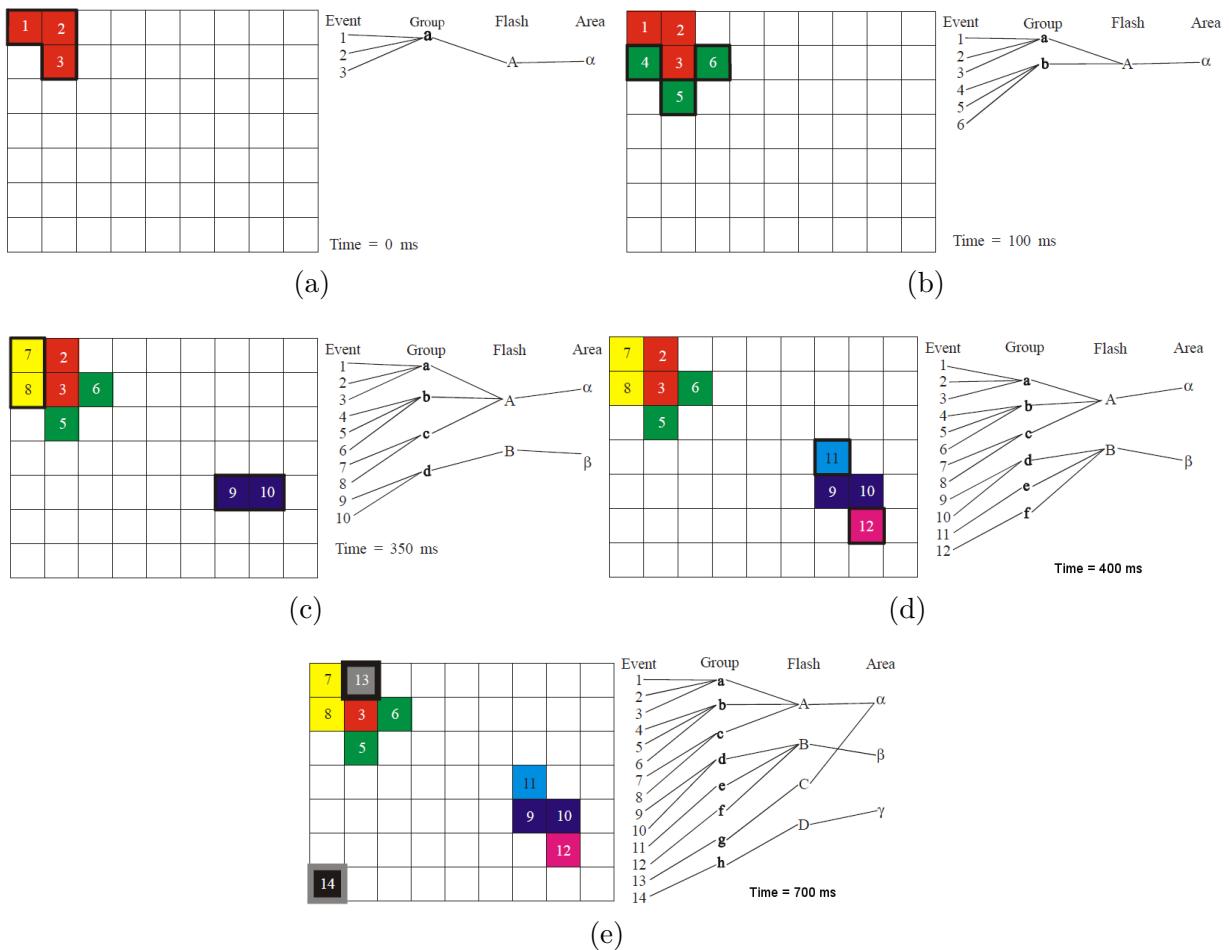


Figura 2: Ilustração do algoritmo de identificação de *events*, *groups* e os *flashes* do LIS (CHRISTIAN et al., 2000).

Tabela 3: Canais do VIRS e objetivos das medidas de radiância espectral conforme cada comprimento de onda ( $\lambda$ ) (adaptada de Kummerow et al. (1998), NASDA (2001)).

	Canal 1	Canal 2	Canal 3	Canal 4	Canal 5
$\lambda$ ( $\mu\text{m}$ )	$0.623 \pm 0.088$	$1.610 \pm 0.055$	$3.784 \pm 0.340$	$10.826 \pm 1.045$	$12.028 \pm 1.055$
Objetivos	identificar nuvens no período diurno	Identificar diferenças entre água e gelo	Vapor	Temperatura de topo de nuvem	Vapor

## 2.2 REANÁLISES (R2) DO NCEP-DOE

Os dados de altura geopotencial e temperatura são utilizados para converter a altura do feixe do PR em um eixo de temperatura. Para tanto utiliza-se dos dados das reanálises 2 (R2) do NCEP-DOE.

As reanálises são um conjunto de dados meteorológicos observados em superfície, por aviões e satélites introduzidos no modelo de circulação global do NCEP de forma a

estimar as condições da dinâmica e termodinâmica da atmosfera em locais com menos observações meteorológicas e desta forma estabelecer mapas globais em escala sinótica de diversas variáveis como magnitude e direção de ventos, temperatura, umidade relativa, altura geopotencial entre outros (KALNAY et al., 1996).

O projeto R2 – *NCEP-DOE Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP-II) reanalysis* – representa correções aplicadas no projeto das reanálises R1, que busca corrigir erros humanos e erros de versões anteriores de modelos atmosféricos utilizados no processo de integração e assimilação que envolve a construção das reanálises (KANAMITSU et al., 2002).

### 2.3 DADOS

Os dados referentes as observações do TRMM foram obtidos foram transferidos a partir do servidor de FTP da NASA (<ftp://disc2.nascom.nasa.gov>) e do NCEP (<ftp://ftp.cdc.noaa.gov>).

Foram utilizadas os dados de temperatura e altura geopotencial em 17 níveis de pressão das reanálises 2 do NCEP-DOE e os arquivos orbitais do TRMM, produto 1B01 e 2A25 ambos na versão 7, para o período entre 1998 e 2011.

Os dados do LIS refente ao tempo de visada (*view time*), eventos, grupos e raios foram concedidos pela pesquisadora Albrecht (2010), que processou estes dados na NASA anteriormente a esta pesquisa.

No total, os dados brutos desta pesquisa, representaram um volume de aproximadamente 30 terabytes.

Para este trabalho de pesquisa os dados do TRMM e da R2 foram amostrados sobre a região limitada entre 10N-40S e 91W-30W, que abrange toda a extensão da América do Sul.

Na tabela 4 são apresentadas quais medidas foram extraídas de cada sensor do TRMM e respectiva fonte.

### 2.4 AS TEMPESTADES ELÉTRICAS

As tempestades elétricas, como já definido nesta seção, são nuvens que durante o seu ciclo de vida apresentaram pelo menos um raio.

Dessa maneira, para criar o banco de dados de nuvens de tempestades elétricas deste

Tabela 4: Variáveis dos produtos do TRMM que foram utilizadas na identificação e descrição das tempestades elétricas.

Variável	Sensor TRMM	Produto
Latitude	VIRS	1B01
Longitude	VIRS	1B01
Radiância ( $10.8 \mu\text{m}$ )	VIRS	1B01
Latitude	PR	2A25
Longitude	PR	2A25
Fator de refletividade $Z_c$	PR	2A25
Tipo de chuva	PR	2A23
Latitude eventos/grupos/raios	LIS	(ALBRECHT, 2010)
Longitude eventos/grupos/raios	LIS	(ALBRECHT, 2010)
Tempo de visada $0.25^\circ \times 0.25^\circ$	LIS	(ALBRECHT, 2010)

trabalho de pesquisa, a equação de Planck foi aplicada nos dados de radiância espectral do produto 1B01, canal 4 do VIRS ( $10.8 \mu\text{m}$ ) e as regiões com temperatura de brilho ( $T_b$ ) inferiores à 258 K e com pelo menos um raio do LIS observado, definiram as tempestades elétricas (MORALES; ANAGNOSTOU, 2003).

A partir da definição dos sistemas, o algorítimo extrai as variáveis listadas na tabela 4 referentes as observações do PR e LIS para a mesma região em que o *cluster* de tempestade elétrica foi observado.

Como os sensores do TRMM possuem diferentes resoluções espaciais, técnicas numéricas de mudança de base foram utilizadas para projetar as observações orbitais do VIRS, PR e LIS em uma grade regular com  $0.05^\circ \times 0.05^\circ$  de resolução, de maneira à verificar as medidas do PR, LIS e VIRS para cada tempestade elétrica.

Cada tempestade elétrica identificada foi armazenada na forma de um arquivo HDF contendo medidas coincidentes do VIRS, LIS e PR.

Inicialmente foram identificadas 154,189 tempestades elétricas, entretanto, 331 tempestades elétricas, não corresponderam a um único sistema convectivo ou multicelular, pois esses núcleo convectivos com raios estão embebidos em grandes sistemas como Fren-tes e a ZCAS.

Portanto, foi feita uma redivisão nos 331 sistemas enormes considerando a temperatura de brilho limiar para definição geográfica das nuvens de 221 K. Regiões com temperatuta de brilho em infravermelho inferiores a 221 K são consideradas como a parte mais ativa dos sistemas convectivos de meso-escala identificados em Maddox (1980).

Com a recategorização destes sistemas enormes o número total de tempestades elétricas

que integram esta pesquisa é de 157,592.

## 2.5 A TAXA DE RAIOS

Condições de tempo severo, como frentes de rajadas, queda de granizo e tornados estão associados com um aumento abrupto na taxa de raios totais das tempestades elétricas, principalmente governado por raios intra-nuvens (MACGORMAN et al., 1989; CAREY; RUTLEDGE, 1998; WILLIAMS et al., 1999).

Portanto, a taxa de raios ( $[\text{min}^{-1}]$ ) do LIS, observada sobre a área que define uma tempestade elétrica pode indicar condições de tempo severo. Os sistemas (*precipitation features*) com as maiores taxas de raios por minuto em Cecil et al. (2005), Zipser et al. (2006), correspondem com os sistemas com os maiores volumes de chuvas, mínimas temperaturas de brilho em mico-ondas, máximos valores de refletividade do PR, o que indica a presença de fortes correntes ascendentes.

Aqui neste trabalho de pesquisa a taxa de raios das tempestades elétricas será avaliada conforme 2 índices:

- FT – A taxa de raios no tempo, sendo a razão entre o número de raios ( $N_{fl}$ ) e o tempo médio ( $VT_m$ ) de observação do LIS sobre a tempestade elétrica, conforme descreve a equação 23.

$$FT = \frac{N_{fl}}{VT_m} 60 \ [\text{minuto}^{-1}] \quad (23)$$

- FTA – A taxa de raios por tempo normalizada pela área da tempestade elétrica, sendo a razão entre o número de raios ( $N_{fl}$ ), o tempo médio ( $VT_m$ ) do LIS e a extensão em área ( $A_t$ ) da tempestade elétrica observada, conforme descreve a equação 24.

$$FTA = \frac{N_{fl}}{VT_m A_t} 60 \ [\text{minuto}^{-1} \text{ km}^{-2}] \quad (24)$$

Note que o fator 60 que multiplica tanto a equação 23 quanto a 24 é aplicado para converter o tempo de visada do LIS de segundos ( $VT_m$ ) para minutos de observações.

## 2.6 DENSIDADE GEOGRÁFICA DE RAIOS E SISTEMAS

As densidade de tempestades elétricas e também de raios projetadas sobre a AS, busca proporcionar ao leitor não apenas uma visão geográfica dos locais em que se tem maior ocorrência de raios, mas também identificar os locais e períodos do ano em que as tempestades elétricas apresentam processos de eletrificação mais eficazes.

O que se torna fundamental na construção destes mapas é considerar quantas vezes, ou qual o tempo em que o satélite ficou observando cada parte da região de estudo, pois uma determinada região pode ter muito mais amostragens do que outras. Devido as características da órbita do TRMM, qualquer análise de densidade geográfica com dados do TRMM que não considere o número de passagens ou tempo em que o sensor observou a região projetada na superfície, será tendenciosa.

Mesmo que o satélite TRMM visite o mesmo lugar do globo duas vezes por dia em função de sua órbita inclinada  $35^\circ$  e velocidade de  $7.3 \text{ km seg}^{-1}$ , entre o período de 1998–2011 o satélite passou 10,000 vezes mais sobre a região extra-topical do que na região tropical, como mostra a figura 3 que apresenta o número de orbitas sobrevoadas pelo VIRS em cada ponto da grade regular de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  na América do Sul.

Agora levando em consideração o tempo de amostragem do LIS (*view time*), observa-se na figura 4, o número de dias de amostragem em cada ponto da grade de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  projetada sobre a região de estudo. Durante os 14 anos o LIS observou 10 dias a mais na latitude  $34^\circ$  Sul do que em  $0^\circ$ . Logo, se estas regiões com maior tempo de amostragem forem eletricamente ativas, é de se esperar um alto número raios observados.

As figuras 4 e 3 representam duas matrizes que correspondem aos pontos de uma grade igualmente espaçada (grade regular), com  $0.25^\circ$  de resolução, projetada sobre a América do Sul. A matriz  $\mathbf{VT}_{lis}$ , figura 4, do tempo de amostragem do sensor LIS sobre a superfície e a matriz  $\mathbf{VT}_{virs}$ , figura 3, do número de vezes que o VIRS sobrevoou cada ponto de grade na superfície, as quais são utilizadas para normalizar as medidas de raios observados pelo LIS e de tempestades elétricas definidas pela radiância observada no VIRS.

Portanto a partir destas grandezas podemos calcular a densidade de raios ( $\mathbf{DE}_{fl}$ ) e a densidade de tempestades elétricas ( $\mathbf{DE}_{te}$ ) em função do tempo de amostragem.

Para tanto, é necessário calcular o número total de raios observados  $\mathbf{FL}_{lis}$  e o número total de tempestades elétricas  $\mathbf{P}_{te}$  em cada ponto da grade de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . A matriz  $\mathbf{FL}_{lis}$  é ilustrada na figura 5, e a matriz  $\mathbf{P}_{te}$  na figura 6.

Na figura 6 é notável o alto número de sistemas na região Sul da AS, mas este máximo não indica maior ocorrência de tempestades elétricas e sim maior frequência de passagem do satélite TRMM.

Mesmo que as matrizes representem pontos em uma grade com espaçamento angular regular, as áreas de cada ponto de grade não são iguais, pois a o comprimento de arco de  $0.25^\circ$  na direção zonal depende da latitude da região. Assim a matriz que corresponde a área da grade regular ( $\mathbf{A}_g$ ) foi calculada e considera nos cálculos de densidades.

A densidade de raios ( $\mathbf{DE}_{fl}$ ) é calculada conforme a equação 25, que apresenta a razão entre  $\mathbf{FL}_{lis}$ ,  $\mathbf{VT}_{lis}$  e  $\mathbf{A}_g$  multiplicada por 24 horas  $\times$  60 minutos  $\times$  60 segundos  $\times$  365.25 dias, o que converte o tempo de observação do LIS de segundos para anos. A densidade de raios, portanto, é uma grandeza que representa o número de raios por ano por quilômetro quadrado ( $[\text{ano}^{-1}] [\text{km}^{-2}]$ ).

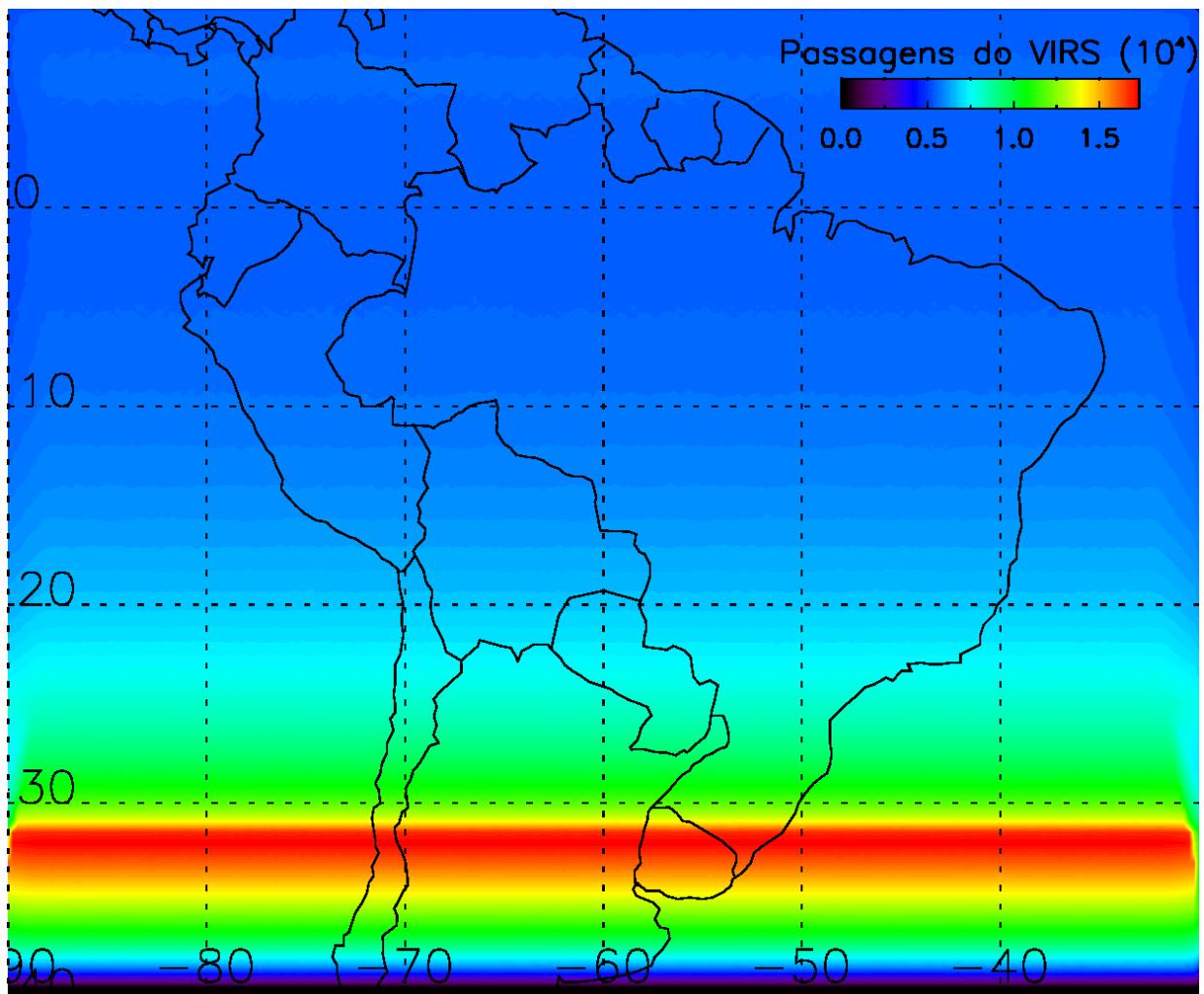


Figura 3: Número de observações do VIRS ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ).

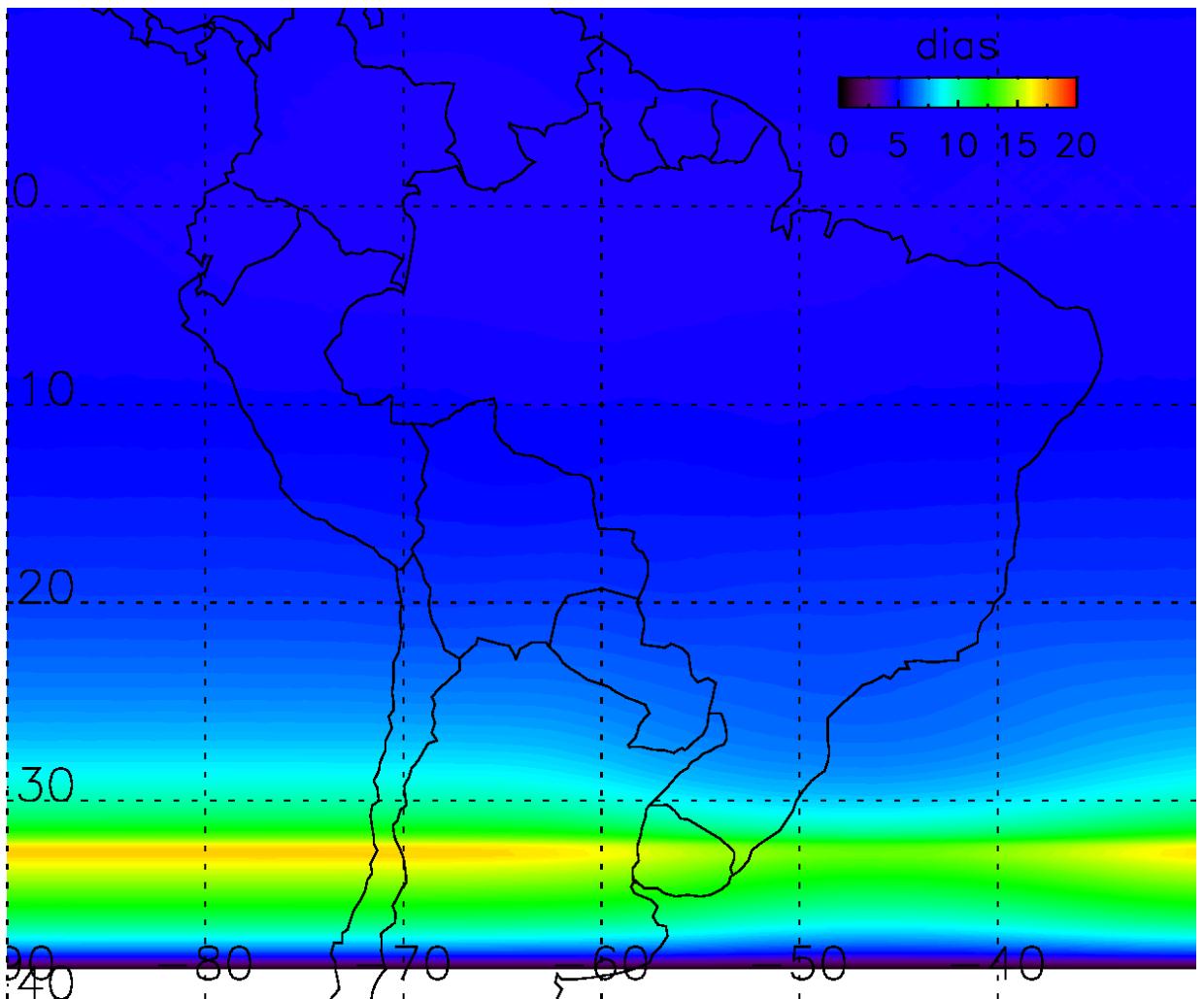


Figura 4: Tempo de amostragem (*View time*) do LIS entre 1998-2011 ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ).

$$\mathbf{DE}_{fl} = \frac{\mathbf{FL}_{lis}}{\mathbf{VT}_{lis}\mathbf{A}_g} 31557600 \quad (25)$$

No mesmo caminho a densidade de tempestades elétricas ( $\mathbf{DE}_{te}$ ) é obtida. Porém, conforme descrito em 2.1, o tempo de amostragem do LIS e do VIRS são distintos. Enquanto o LIS é um sistema de imageamento, o VIRS é um radiômetro que realiza varreduras durante a trajetória do satélite. Portanto, na obtenção da densidade de tempestades elétricas é considerado o número de vezes que o VIRS sobrevoou cada ponto da grade de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . Desta forma,  $\mathbf{DE}_{te}$  é obtida conforme a equação 26, que define uma grandeza que representa o número de tempestades elétricas por órbita por quilômetro quadrado ( $[km^{-2}]$ ).

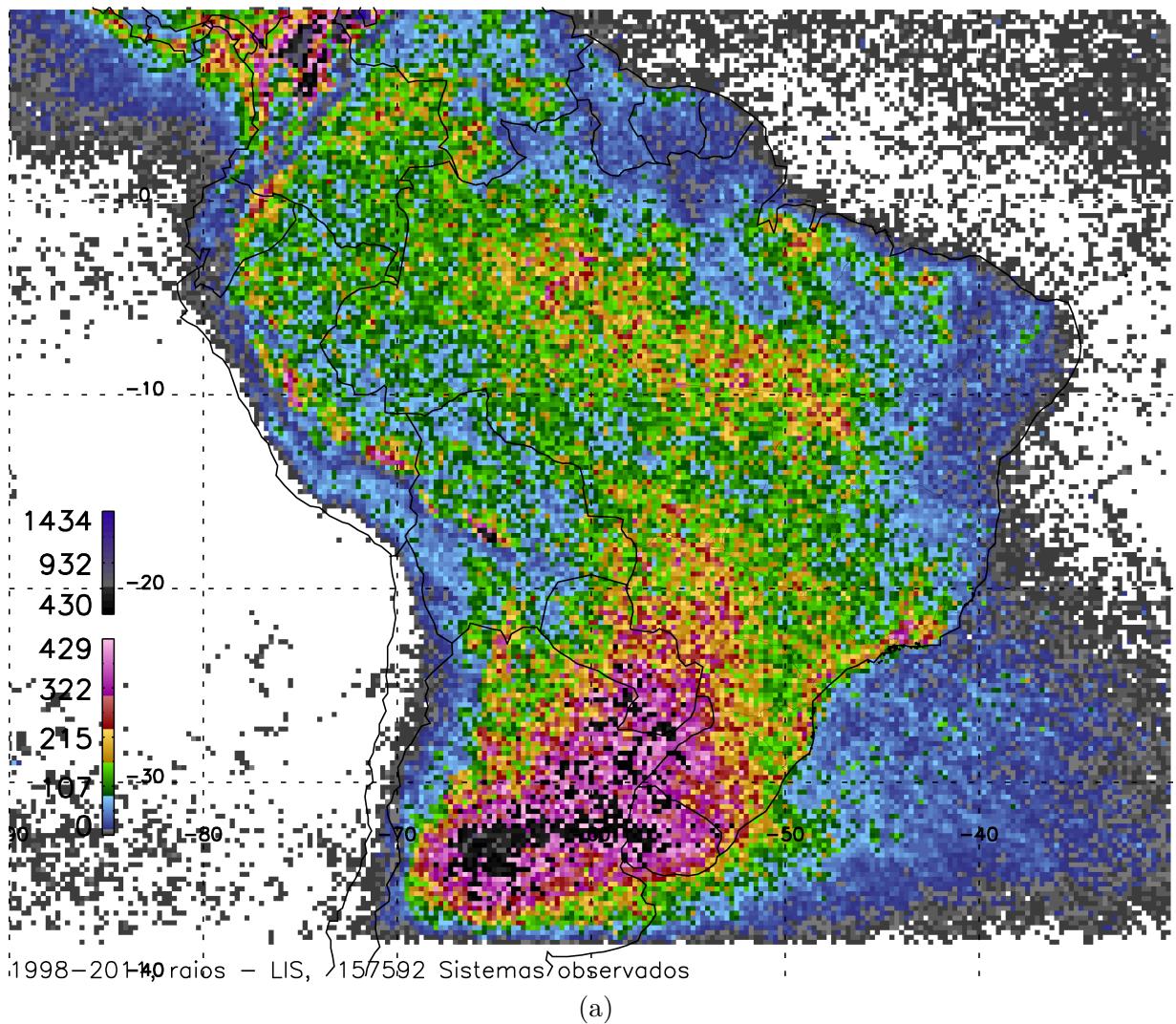


Figura 5: Acumulado de raios (*flashes*) observados pelo LIS ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ).

$$\mathbf{DE}_{te} = \frac{\mathbf{P}_{te}}{\mathbf{V}\mathbf{T}_{virs}\mathbf{A}_g} \quad (26)$$

## 2.7 MORFOLOGIA DA ESTRUTURA TRIDIMENSIONAL DA PRECIPITAÇÃO

O estudo para descrever a morfologia da precipitação foi realizado com base nas observações do PR, buscando avaliar como a precipitação está distribuída nos níveis de altitude e como os perfis de  $Z_c$  estão associados com os processos de crescimento de hidrometeoros e consequentemente de eletrificação.

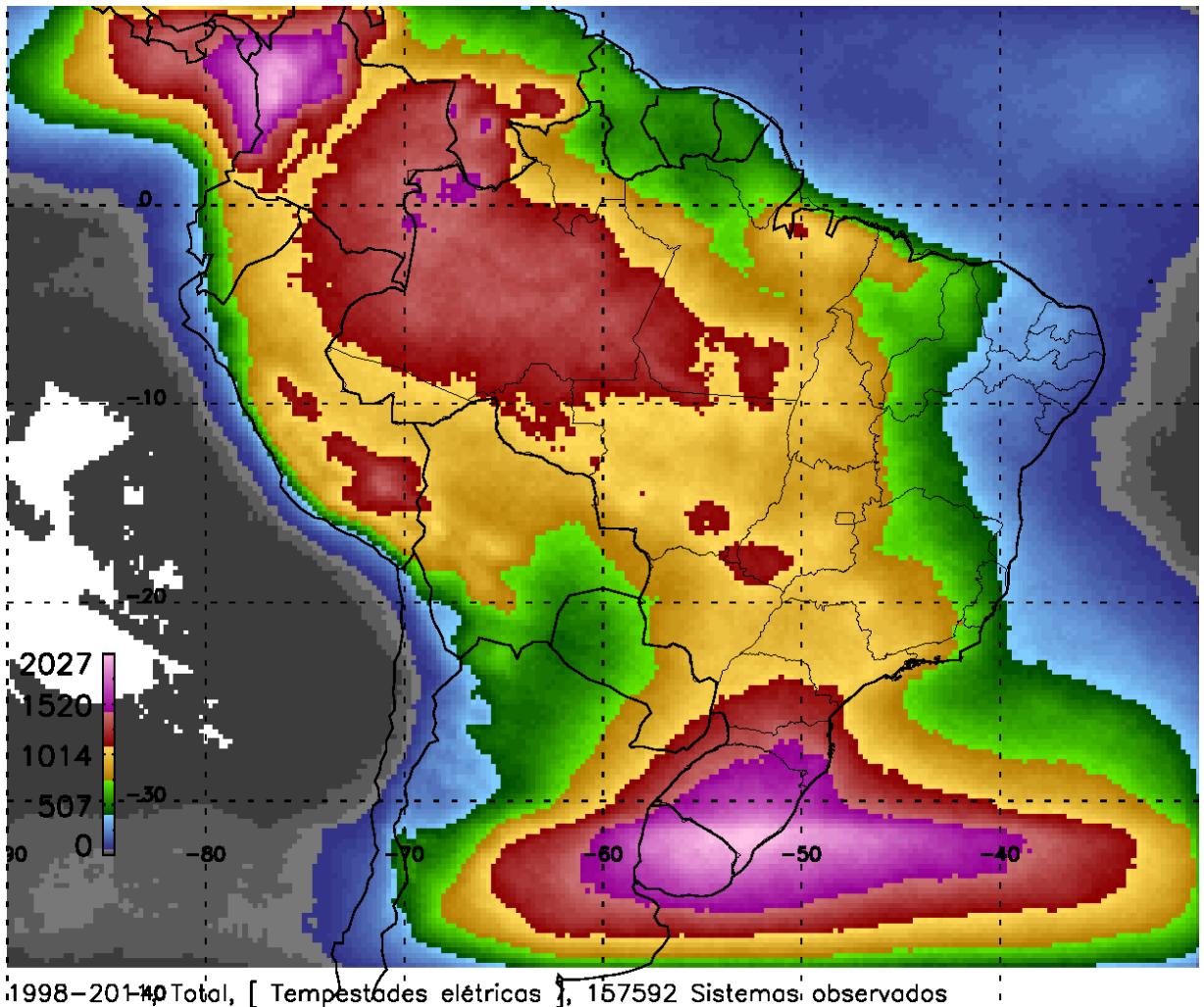


Figura 6: Acumulado das 157,592 tempestade elétrica ( $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ).

### 2.7.1 Distribuições de probabilidades com a altitude

A partir dos perfis de  $Z_c$  selecionados pelo algoritmo de identificação de tempestades elétricas, foi estudada a probabilidade de ocorrência de  $Z_c$  por altitude. Foram elaborados os Diagramas de Contorno de Frequência por Altitude, os CFADs (YUTER; Houze Jr., 1995).

Conforme descrevem Yuter e Houze Jr. (1995), primeiramente obteve-se uma função de densidade de probabilidade com duas variáveis ( $f_{pdf}(x, y)$ ), cuja a dimensão  $x$  correspondeu à valores de  $Z_c$  e  $y$  os nível de altitude do PR. A função  $f_{pdf}(x, y)$ , foi representada numericamente por uma matriz bidimensional com a granularidade de 1 dBZ para cada 250 m de altitude (YUTER; Houze Jr., 1995).

Para a obtenção dos diagramas de probabilidade normalizados por nível de altitude, cada nível  $y$  da função  $f_{pdf}(x, y)$  foi normalizado pelo número total de ocorrências de

valores de  $Z_c$  distribuídos em  $x$ . Os níveis  $y$  de altitude com número total de ocorrência de  $Z_c$  em  $x$ , menor do que 10% do nível de máxima ocorrência, foram desconsiderados dos contornos de probabilidade em todos os CFADs.

Com base na ( $f_{pdf}(x, y)$ ) que definiu cada CFAD, foi calculada a função densidade de probabilidade cumulativa ( $f_{cdf}(x, y)$ ) de  $Z_c$  por altitude, que originaram os Diagramas de Contorno de Frequência Cumulativa por Altitude (CCFAD).

Os CCFADs auxiliam a investigar quais as diferenças entre os perfis de  $Z_c$  associados à diferentes quantis da amostra de probabilidade, elucidando ainda mais as informações contidas nos CFADs.

### 2.7.2 Distribuições de probabilidades com a temperatura

A distribuição de probabilidade da precipitação com a altitude associa-se com o desenvolvimento vertical, porém o tipo de hidrometeoro de determinada altitude é função da temperatura, probabilidade de colisão e da razão de saturação naquela altura (MASON, 1971, p. 263).

Os processos de eletrificação por outro lado dependem do conteúdo de água líquida, temperatura, velocidade terminal, velocidade vertical, tamanho e tipo das partículas (TAKAHASHI, 1978; SAUNDERS et al., 1999; TAKAHASHI; MIYAWAKI, 2002; ÁVILA et al., 2009). Portanto saber como o perfil da precipitação varia com a temperatura é preponderante para identificar qual mecanismo de crescimento dos hidrometeoros está dominando. Neste sentido foi elaborado o Diagrama de Contorno de Frequência por Temperatura (CFTD).

Para converter os níveis de altitude do PR em níveis de temperatura, foram utilizados os dados de reanálises (R2) do NCEP–DOE entre 1998–2011, em 17 níveis de pressão, da altura geopotencial e temperatura.

Os perfis de altura geopotencial e temperatura mais próximos ou coincidentes com cada região de tempestade elétrica observada pelo VIRS, foram extraídos. A partir dos 17 níveis verticais das R2, os 80 níveis de temperaturas associados aos 80 níveis de altitude das observações do PR foram calculados através de um método de mínimos quadrados.

Desta maneira, obteve-se a função  $f_{paf}(x, y)$ , cuja a dimensão  $x$  correspondeu à valores de  $Z_c$  e  $y$  os nível de temperaturas estimados a partir das R2 do NCEP–DOE. A função  $f_{pdf}(x, y)$  de  $Z_c$  por temperatura, foi representada por uma matriz bidimensional com a granularidade de 1 dBZ para cada 2 °C. Nos CFTDs, os níveis superiores e inferiores

foram definidos para temperaturas entre 20° C e -50° C.

Também foi calculada a função  $f_{cdf}(x, y)$  de  $Z_c$  por temperatura, que originaram os Diagramas de Contorno de Frequência Cumulativa por Temperatura (CCFTD).

### 3 MARCO DAS TEMPESTADES ELÉTRICAS NA AMÉRICA DO SUL

O Marco das tempestades elétricas descreve os locais e quando estes sistemas ocorrem na América do Sul. Para tanto, determina-se a sazonalidade, o ciclo diurno, o ciclo anual e a densidade geográfica de raios e das tempestades elétricas.

#### 3.1 CICLO DIURNO

Utilizando a base de dados de tempestades elétricas construída nesta pesquisa, determinou-se a frequência de ocorrências dos sistemas no decorrer das horas do dia, figura 7. Deste modo, obtivemos o ciclo diurno das tempestades elétricas por meio da distribuição de probabilidade de ocorrências.

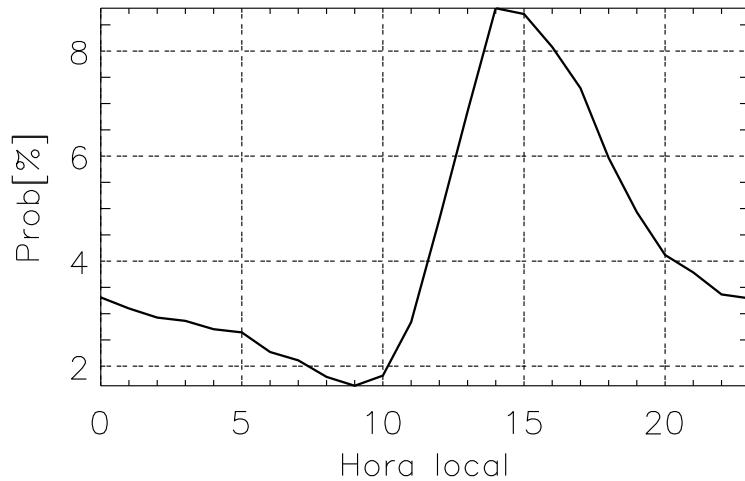


Figura 7: Ciclo diurno das tempestades elétricas observadas em hora local. Os valores de probabilidade foram normalizados pelo total dos 157,592 sistemas identificados.

Observa-se que 40% das tempestades elétricas observadas pelo TRMM ocorrem entre 13h e 17h, indicando que o aquecimento da superfície do continente e o aumento da camada limite planetária no decorrer do dia são ingredientes que podem aumentar a probabilidade de ocorrência em relação aos horários de menor fluxo de calor sensível para a atmosfera.

Por exemplo, às 9h a probabilidade de tempestade elétrica é de 1.6% e às 14h é de 8.8%, portanto às 14h a probabilidade de ocorrência de tempestade tempestade elétrica é 5.4 vezes maior do que às 9h.

O ciclo diurno também foi estudado para cada região de 10 por 10 graus, como mostra a figura 8.

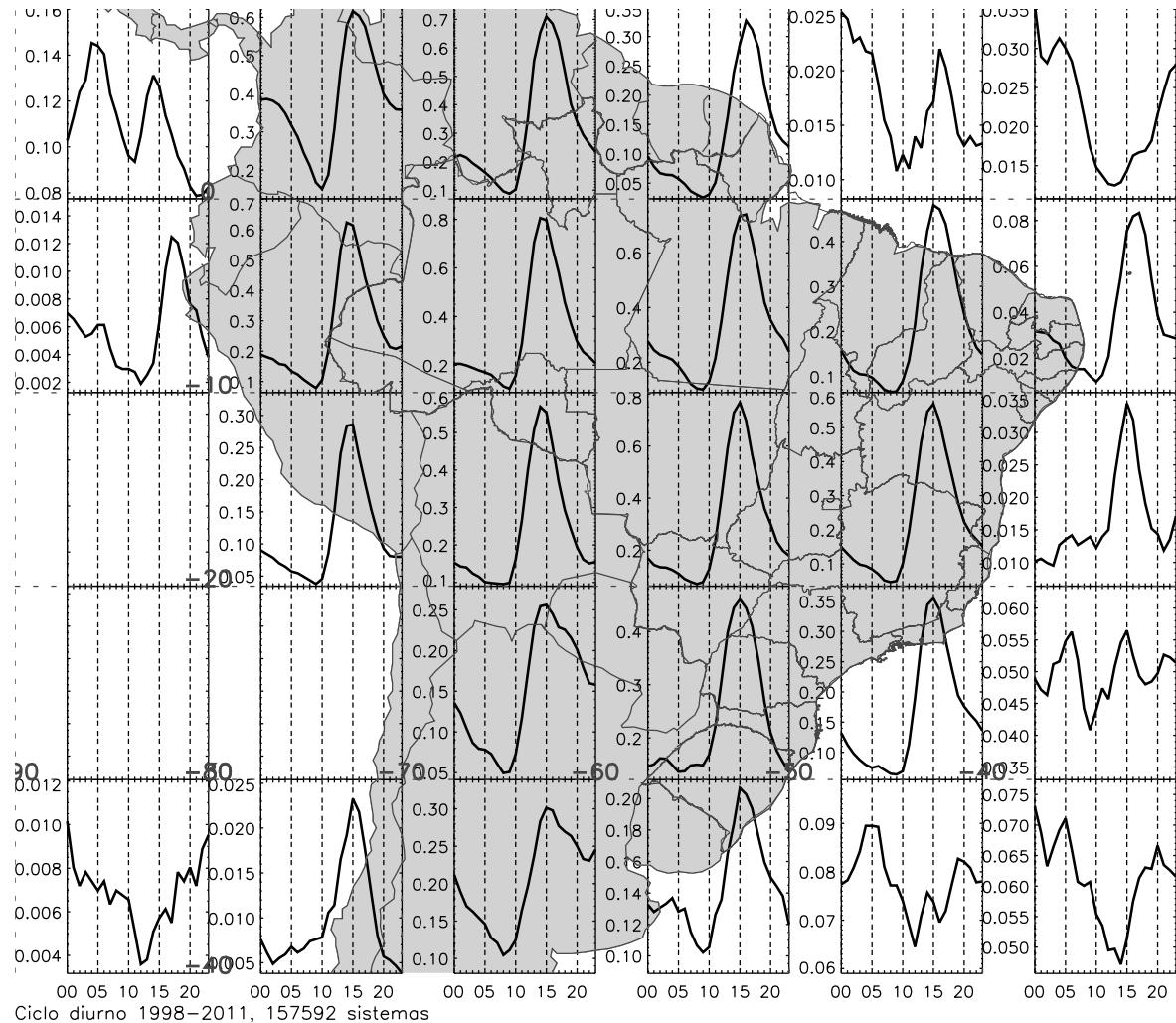


Figura 8: Ciclo diurno em hora local para as tempestades elétricas observadas em cada região de 10 por 10 graus. Os valores de probabilidade são mostrados em porcentagem e foram normalizados pelo total de 157,592 sistemas observados.

Pode-se observar que existe um predomínio de ocorrências de tempestades elétricas entre 13h e 17h sobre o continente. Sobre o oceano observa-se uma distribuição bimodal, com pico no começo da noite e durante a madruga.

Sobre os oceanos, os processos de formação de nuvens e consequentemente de formação de tempestades elétricas se mostram mais ativo no horário em que a temperatura superficial e a probabilidade de ocorrência de sistemas sobre o continente diminui. Neste horário a superfície do oceano pode estar com temperaturas maiores do que as temperaturas sobre

a superfície do continente, aumentando a convergência sobre o oceano. A atividade convectiva intensa entre 13-17h sobre o continente também aumenta a cobertura de nuvens do tipo cirrus sobre o oceano inibindo a formação de nuvens (NESBITT; ZIPSER, 2003).

Entre  $0^{\circ}$ - $10^{\circ}$  Norte e  $80^{\circ}$ - $70^{\circ}$  Oeste e às 0h, observou-se a maior probabilidade ( $\approx 0.4\%$ ) de tempestades elétricas noturnas da América do Sul, o que representou um número de 630 sistemas observados em 14 anos, apenas entre 0h e 00:59h. A circulação de vale e montanha associada com a topografia elevada na Colômbia, principalmente a região do Parque Nacional Natural Paramillo, e o Lago Maracaibo na Venezuela, e a atuação da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), promovem condições para o desenvolvimento de tempestades elétricas noturnas de maneira mais eficiente do que as demais regiões (BÜRGESSER et al., 2012).

Entre  $0^{\circ}$ - $10^{\circ}$  Norte e  $90^{\circ}$ - $80^{\circ}$  Oeste, abrangendo o Panamá e parte Sul da Costa Rica, e a região do Oceano Pacífico que engloba o Parque Nacional da Ilha do Coco na Costa Rica e parte das ilhas Galápagos no Equador, a região oceânica e costeira com a maior probabilidade de ocorrência de tempestades elétricas. Observe os valores de densidade de tempestades elétricas neste quadrante geográfico, na próxima seção, em 3.3 na figura 11. O ciclo diurno das tempestades elétricas nesta região revela uma distribuição bimodal, com um pico às 4h e outro às 14h. O pico das 14h, provavelmente está associado as tempestades elétricas da região do Panamá, Costa Rica e suas respectivas regiões costeiras adjacentes, as quais sofrem maior aquecimento superficial durante o dia, enquanto o maior pico que ocorreu às 4h provavelmente corresponde com as trocas de energia na forma de calor entre o oceano e atmosfera.

Entre  $30^{\circ}$ - $10^{\circ}$  Sul e  $90^{\circ}$ - $80^{\circ}$  Oeste e entre  $30^{\circ}$ - $20^{\circ}$  Sul e  $80^{\circ}$ - $70^{\circ}$  Oeste, região do Pacífico, as tempestades elétricas são mais raras do que as demais regiões devido a atuação permanente da subsidência da Célula de Hadley que modula a Alta Subtropical do Pacífico Sul, responsável também por regiões como o Deserto do Atacama e parte do semi-árido Argentino (REBOITA et al., 2010).

Na região do Atlântico Subtropical, a probabilidade de tempestades elétricas é maior do que no Atlântico Norte. A passagem de sistemas transitantes entre  $40^{\circ}$ - $30^{\circ}$  Sul e  $50^{\circ}$ - $30^{\circ}$  Oeste e  $30^{\circ}$ - $20^{\circ}$  Sul e  $40^{\circ}$ - $30^{\circ}$  Oeste, gera maior número de tempestades elétricas oceânicas do que com a atuação da ITCZ no Atlântico Tropical. Observa-se também que nas regiões oceânicas o ciclo diurno das tempestades elétricas indica maior atividade noturna.

A maior atividade horária de tempestades elétricas, ocorreu entre  $10^{\circ}$ - $0^{\circ}$  Sul e  $70^{\circ}$ -

50° Oeste e 20°–10° Sul e 60°–50° Oeste. Em cada uma destas três regiões observou-se a probabilidade de aproximadamente 0.8% entre as 14h e 16h, mostrando que em toda esta área o TRMM observou 3 tempestades elétricas a cada 2 dias, apenas durante estas duas horas.

Entre 30°–20° Sul e 60°–50° Oeste, região de grande atividade de Sistemas Convectivos de Meso-escala (MCS) conforme descrevem Durkee e Mote (2009), encontra-se um máximo durante a tarde e os sistemas noturnos tiveram probabilidade de ocorrência 2.7 vezes menor do que os valores encontrados sobre os vales na Colômbia e Venezuela, mostrando que a ocorrência dos MCS ao Sul da América do Sul com ciclo de vida maior do que 9h ou com formação noturna, não possuem probabilidade de ocorrência que destaca-se em relação as demais regiões continentais, mesmo neste banco de dados composto apenas por tempestades elétricas.

### 3.2 CICLO ANUAL

Quando se analisa a sazonalidade, observa-se que a estação de tempestades elétricas na América do Sul se configura entre outubro e março e possui dois picos: janeiro, durante o verão austral; e outubro, período de transição entre a estação seca e chuvosa.

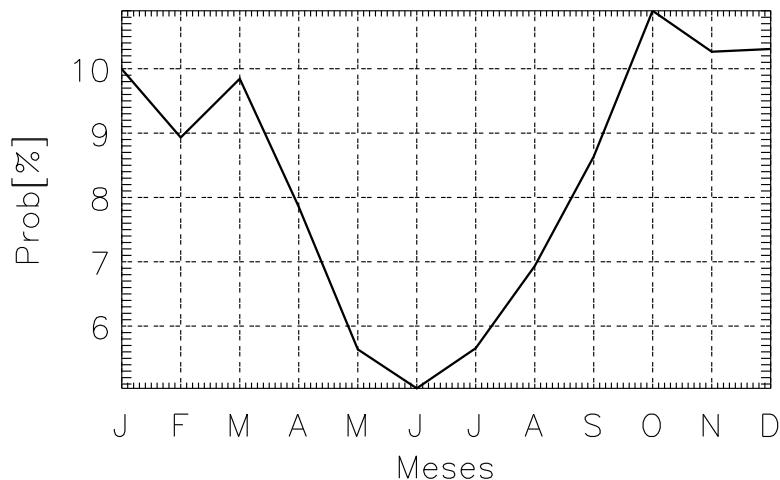


Figura 9: Ciclo anual das tempestades elétricas observadas em hora local. Os valores de probabilidade foram normalizados pelo total dos 157,592 sistemas identificados.

A maior probabilidade foi de 10.9% no mês de outubro, conforme mostra a figura 9. De outubro até março foram observadas 60.2% das tempestades elétricas. Em junho observou-se a mínima probabilidade de tempestades elétricas com valor de 5.1%. Portanto, entre

o período de máximo e mínimo anual o número de ocorrência de tempestades elétricas reduz aproximadamente pela metade.

O ciclo anual das tempestades elétricas também foi estudado para cada região de 10 por 10 graus de latitude e longitude. O valor de 70 por cento da máxima probabilidade de tempestade elétrica em cada região foi definido como limiar para considerar que a ocorrência de tempestades elétricas aumentou o suficiente para definir uma estação e este valor é representado pela linha horizontal que corta cada gráfico em cada ponto da grade de  $10^\circ \times 10^\circ$  da figura 10.

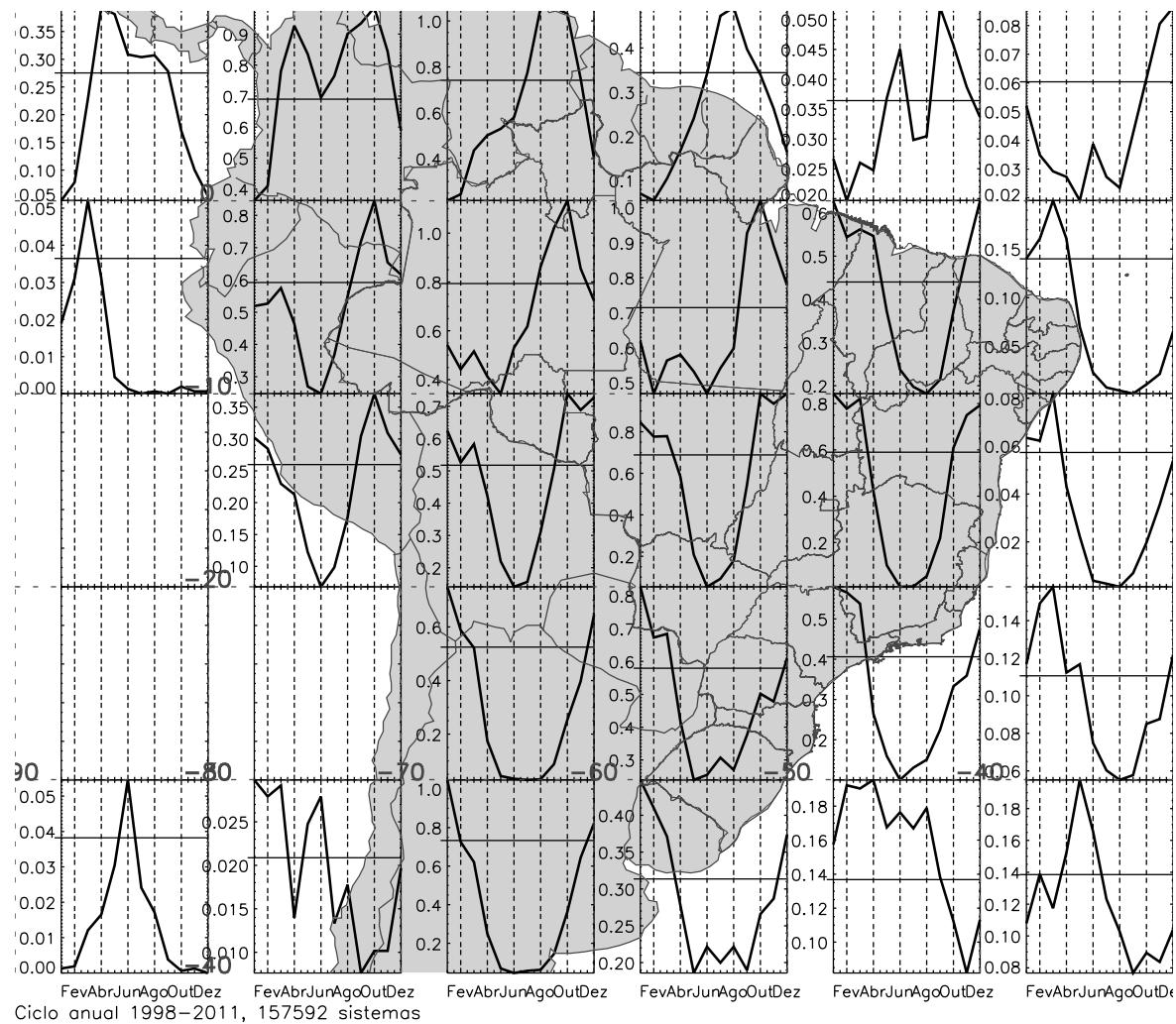


Figura 10: Ciclo anual em hora local para as tempestades elétricas observadas em cada região de 10 por 10 graus de latitude e longitude. Os valores de probabilidade são mostrados em porcentagem e foram normalizados pelo total de 157,592 sistemas observados. As linhas horizontais cortam o valor de 0.7 do máximo de probabilidade, utilizado como limiar para definir as estações de tempestades elétricas.

A tabela 5 mostra os meses de duração das estações de tempestades elétricas de acordo com cada região conforme mostra a figura 10. Considerando o ciclo anual em cada ponto da grade de  $10^\circ \times 10^\circ$ , observa-se em média uma estação de tempestades elétricas com

duração de 4.5 meses.

Tabela 5: Principais características do ciclo anual de probabilidade de ocorrência de tempestades elétricas observadas entre 1998-2011, em cada região de 10 por 10 graus de latitude longitude.

	Localização	Número de sistemas	Estação (meses)	Duração (meses)	Máximo
1	0°–10°N, 90°–80°O	4173	Abr–Set	6	Abr
2	0°–10°N, 80°–70°O	14,232	Mar–Nov	9	Out
3	0°–10°N, 70°–60°O	11,946	Jul–Nov	5	Ago–Set
4	0°–10°N, 60°–50°O	4895	Jul–Set	3	Ago
5	0°–10°N, 50°–40°O	645	Mai–Jun, Set–Nov	5	Set
6	0°–10°N, 40°–30°O	824	Out–Dez	3	Dez
7	10°–0°S, 90°–80°O	225	Mar	1	Mar
8	10°–0°S, 80°–70°O	10,014	Set–Dez	4	Out
9	10°–0°S, 70°–60°O	12,605	Ago–Nov	4	Out
10	10°–0°S, 60°–50°O	12,590	Set–Dez	4	Out
11	10°–0°S, 50°–40°O	7863	Jan–Abr, Nov–Dez	6	Jan
12	10°–0°S, 40°–30°O	1363	Fev–Abr	3	Mar
13	20°–10°S, 90°–80°O	1	–0–	–0–	–0–
14	20°–10°S, 80°–70°O	4344	Jan–Fev, Set–Dez	6	Out
15	20°–10°S, 70°–60°O	8895	Jan–Mar, Out–Dez	6	Out
16	20°–10°S, 60°–50°O	10,973	Jan–Mar, Out–Dez	6	Out
17	20°–10°S, 50°–40°O	8524	Jan–Mar, Out–Dez	6	Jan
18	20°–10°S, 40°–30°O	625	Jan–Mar	3	Mar
19	30°–20°S, 90°–80°O	32	–0–	–0–	–0–
20	30°–20°S, 80°–70°O	32	–0–	–0–	–0–
21	30°–20°S, 70°–60°O	5607	Dez–Mar	4	Jan
22	30°–20°S, 60°–50°O	8885	Dez–Mar	4	Jan
23	30°–20°S, 50°–40°O	6121	Dez–Mar	4	Jan
24	30°–20°S, 40°–30°O	1884	Dez–Mai	4	Mar
25	40°–30°S, 90°–80°O	258	Jun	1	Jun
26	40°–30°S, 80°–70°O	366	Jan–Mar, Mai–Jun	5	Jan
27	40°–30°S, 70°–60°O	7652	Dez–Jan	2	Jan
28	40°–30°S, 60°–50°O	5440	Dez–Mar	4	Jan
29	40°–30°S, 50°–40°O	2949	Jan–Set	9	Abr
30	40°–30°S, 40°–30°O	2301	Abr–Jun	3	Mai

Na região referente as linhas 21 e 27 da tabela 5 (40°–20° Sul e 70°–60° Oeste), entre o clima semi-árido na Argentina e parte da Bacia do Prata, local das tempestades mais severas e de maior probabilidade de ocorrência de núcleos de convecção profunda da AS

como apontam Cecil et al. (2005), Zipser et al. (2006), Romatschke e Houze (2010), foi encontrada a estação de tempestades elétricas com a maior amplitude entre o máximo de ocorrências em janeiro e o mínimo em junho. A probabilidade de tempestades elétricas em junho foi aproximadamente 10 vezes menor do que em janeiro.

Sobre a Colômbia e parte Oeste da Venezuela que abrange o lago Maracaibo, região referente a linha 2 da tabela 5, foi a região em que o TRMM observou o maior número de tempestades elétricas (14,232). Nesta região a estação de tempestades elétricas dura 9 meses, com dois picos: abril e outubro.

As máximas probabilidades de ocorrência de tempestades elétricas durante o ciclo anual, não ocorrem em fase com os máximos anuais de precipitação em algumas regiões da AS, portanto, a definição de uma estação de tempestades elétricas não implica na definição de uma estação chuvosa.

Durante o final do verão setentrional, entre julho e setembro, a estação chuvosa começa a se deslocar do Hemisfério Norte para o Hemisfério Sul, de Noroeste da AS para Sudeste da AS intensificando-se progressivamente até atingir os maiores acumulados de chuva entre dezembro e janeiro (GRIMM, 2003; REBOITA et al., 2010; MARENGO et al., 2012; SHI et al., 2009; BOMBARDI, 2008; CUSTÓDIO, 2013).

Na parte central da AS, linhas 8, 9, 10, 14, 15, 16 da tabela 5 ( $20^{\circ}$ – $0^{\circ}$  Sul e  $80^{\circ}$ – $50^{\circ}$  Oeste), as tempestades elétricas ocorrem com maior frequência em outubro, entre a estação seca e chuvosa. Porém os máximos sazonais de precipitação nesta região ocorrem defasados aproximadamente em 5 meses do máximo de tempestades elétricas, entre os meses de fevereiro e abril (GRIMM, 2003; REBOITA et al., 2010; SHI et al., 2009; BOMBARDI, 2008; CUSTÓDIO, 2013).

Na região Sul da AS, à Leste da Cordilheira dos Andes referentes as linhas 21 e 27 da tabela 5, a estação de tempestades elétricas ocorre entre dezembro e janeiro, em fase com a estação chuvosa. Aqui, a probabilidade de tempestades elétricas aumenta quando o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) intensifica o transporte de umidade entre a Bacia Amazônica e a Bacia do Prata durante a atuação do SMAS (MARENGO et al., 2004).

A região Sul e Sudeste da América do Sul, referentes as linhas 17, 22, 23 e 28 da tabela 5, a estação de tempestades elétricas ocorre também em fase com o período de máxima configuração do SMAS, entre dezembro e janeiro. Petersen et al. (2002), mostram que mudanças na circulação atmosférica durante o período chuvoso associadas as fases ativa

e de pausa da SMAS influenciam na densidade de raios sobre a AS, indicando que, nas regiões em que a estação de tempestades elétricas coincide com o período de atuação da ZCAS, a variabilidade intra-sazonal do SMAS torna-se importante para a ocorrência de tempestades elétricas (JONES; CARVALHO, 2002; CARVALHO et al., 2004).

Apesar da convergência em grande escala associada a ZCAS, sua atuação contínua durante meses poderia diminuir a instabilidade atmosférica devido a chuvas contínuas e baixa incidência de radiação de onda curta na superfície, o que abaixaria a temperatura da superfície diminuindo o *lapse-rate*. As pausas do SMAS podem ser importantes para o aumento do *lapse rate* da atmosfera e quando há novamente uma fase ativa do SMAS, a atmosfera possui energia e umidade suficiente para eventos de tempestades elétricas.

Na região da costa Nordeste da AS, referente as linhas 12 e 18 da tabela 5, a estação de tempestades elétricas possui máxima atividade em março e mínimo em torno de agosto. Nestas regiões o máximo sazonal de precipitação ocorre em fase com o máximo sazonal de tempestades elétricas, porém, durante o período pós-monção na AS (GRIMM, 2003; REBOITA et al., 2010; SHI et al., 2009; BOMBARDI, 2008; CUSTÓDIO, 2013).

As regiões oceânicas, referentes as linhas, 1, 5, 7, 25, 29 e 30 da tabela 5, o pico de atividade de tempestades elétricas não ocorre entre outubro e março como mostra o ciclo anual total da figura 9, mas entre março e setembro durante o outono e inverno austral. Durante o inverno, a diferença entre a temperatura da superfície do continente e a temperatura da superfície do oceano é menor, o que favorece a convergência sobre o oceano e ativando os processos de eletrificação fora do período de maior insolação. Conforme o ciclo anual da precipitação na AS mostrado em Custódio (2013), observa-se que o máximo sazonal de precipitação observada pelo PR nestas regiões oceânicas ocorrem em fase com os máximos sazonais de tempestades elétricas desta pesquisa.

A região do Atlântico Tropical refente a linha 6 da tabela 5, possui o máximo sazonal de ocorrência de tempestades elétricas em dezembro, enquanto o máximo sazonal de precipitação ocorre durante o outono austral (CUSTÓDIO, 2013).

### 3.3 DENSIDADES GEOGRÁFICAS

Considerando o método descrito em 2.6, referente ao cálculo da densidade de tempestades elétricas e da densidade de raios, foram obtidos os mapas da densidade total de tempestades elétricas e de raios, figuras 11 e 12, assim como os mapas da densidade sazonal de raios e de tempestades elétricas que são mostrados nas figuras 13 e 14. Note

que a densidade de raios, tanto a total quanto a sazonal, as quais são apresentadas nesta seção, não correspondem a amostragem total de raios observados pelo LIS corrigida pela eficiência como é mostrado em trabalhos como Albrecht et al. (2009), Cecil et al. (2014), mas correspondem ao subconjunto dos raios do LIS, os quais estiveram contidos dentro da área das tempestades elétricas, conforme descreve a metodologia de identificação das tempestades elétricas em 2.4.

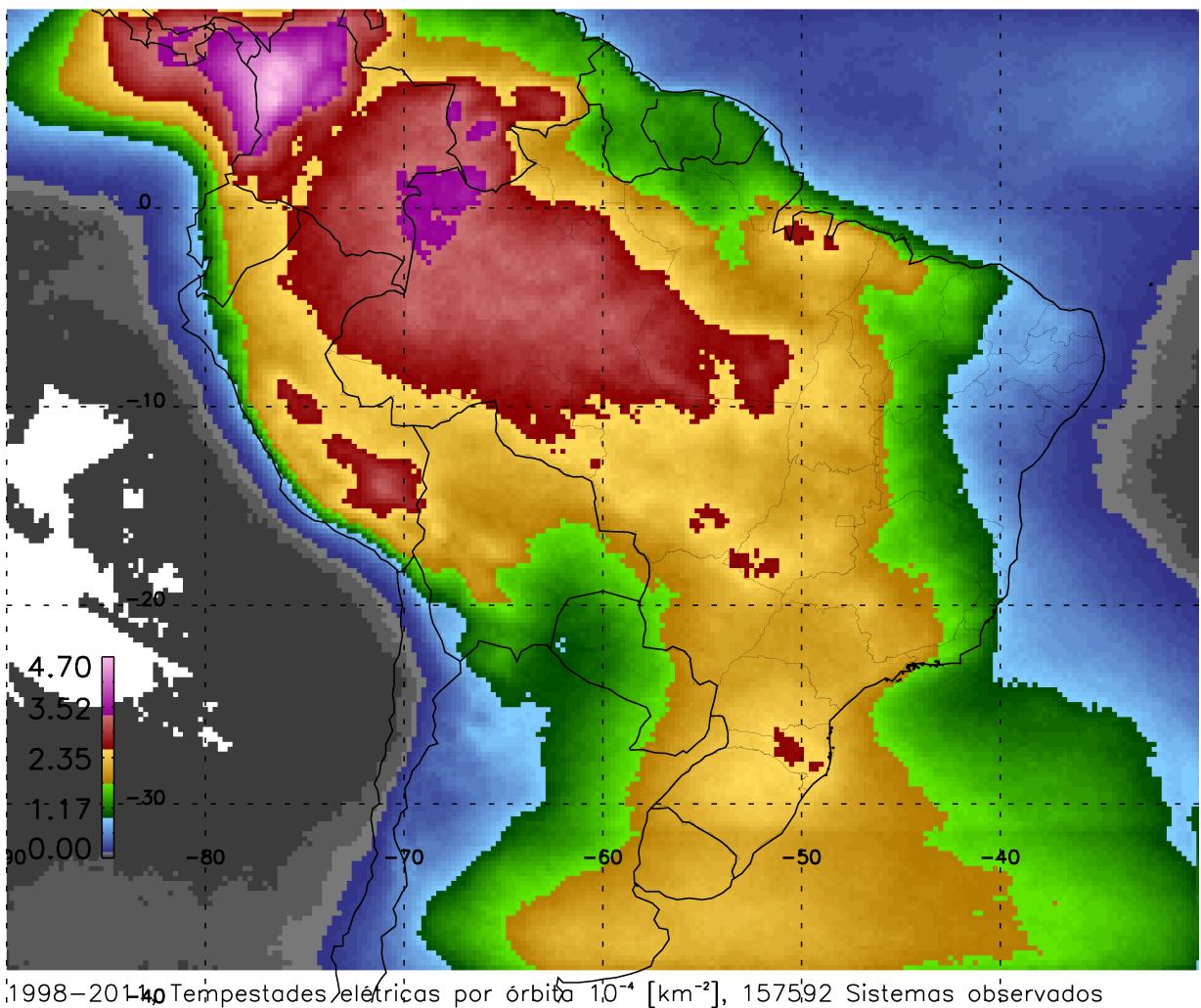


Figura 11: Densidade total de tempestades elétricas. As cores correspondem ao número de tempestades elétricas por passagens do VIRS multiplicado por  $10^{-4}$  por quilômetro quadrado ( $10^{-4} \times [\text{km}^{-2}]$ ) em cada ponto da grade de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ .

Das 79,932 órbitas do TRMM entre 1998–2011, apenas 63,613 passaram sobre a região da AS definida nesta pesquisa. Foram identificadas 157,592 tempestades elétricas, portanto, o TRMM observou aproximadamente 5 sistemas a cada 2 órbitas sobre a região da AS. O mapa na figura 11, mostra quantas vezes foram observadas tempestades elétricas nos sobrevoos do VIRS sobre cada ponto da grade de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ . Note que uma tempestade elétrica é um fenômeno que cobre entre dezenas e milhares de pontos de grade

de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ , não sendo um fenômeno pontual como o raio é considerado.

Os maiores valores da escala de densidade de tempestades elétricas na figura 11, estiveram entre a  $2.5\text{--}4.7 \times 10^{-4} \text{ km}^{-2}$ , indicando que nestes pontos de grade observou-se entre 1–4 tempestades elétricas a cada 10 passagens do VIRS dependendo da área do ponto de grade (entre 772–388  $\text{km}^2$ ).

As regiões de maiores densidades de tempestades elétricas situam-se na parte Norte e Nordeste da AS. Observa-se duas extensas regiões com as máximas densidades: uma na Colômbia associado ao extremo Norte da Cordilheira dos Andes, outra ao Norte/Noroeste da Floresta Amazônica, abrangendo a parte brasileira, colombiana, venezuelana e peruana.

A costa Oeste da Colômbia e Panamá, destaca-se como a região de maior densidade de tempestades elétricas costeiras, pois o escoamento atmosférico predominantemente de Leste devido a convergência dos Alísios – ZCIT – ao encontrar o extremo Norte da Cordilheira dos Andes entre  $0\text{--}10^\circ$  Norte, sofre perturações que disparam tempestades elétricas que continuam a se propagar em sentido Oeste para o Pacífico tropical.

A maior extensão em área das máximas densidade de tempestades elétricas sobre a AS foi observada na região da Floresta Amazônica, principalmente a Oeste e Sudoeste do Pico da Neblina, região da cabeceira do Rio Negro, de tríplice fronteira entre Brasil, Colômbia e Venezuela. É notável que a topografia da região Amazônica aumenta a densidade de tempestades elétricas como é o caso da região do Pico da Neblina, principalmente entre a Venezuela e o Brasil, porém esta vasta região contínua com valores de densidade de tempestades elétricas superior a  $2.5 \times 10^{-4} \text{ km}^{-2}$ , sugere que os efeitos da circulação atmosférica de grande escala e processos termodinâmicos conforme aponta Albrecht et al. (2011), são os principais agentes de instabilidade atmosférica que promovem o maior número de tempestades elétricas da AS.

No entanto, ao analisar a densidade de raios juntamente com a densidade de tempestades elétricas, observa-se que na região central do estado do Amazonas, há pontos da grade de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$  com valores entre 30–40 raios por ano por quilômetro quadrado ( $\text{ano}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ), como mostra a figura 12, e densidades de sistemas, figura 11, entre  $2.9\text{--}3.5 \times 10^{-4}$  tempestades elétricas por quilômetro quadrado ( $\text{km}^{-2}$ ). Na região Norte da Argentina, Sudoeste e Sul do Paraguai, valores de densidade de raios de mesma magnitude são observados, porém com uma densidade de sistemas entre  $1.0\text{--}1.8 \times 10^{-4} \text{ km}^{-2}$ . Portanto, podemos afirmar que nas regiões de máxima densidade de raios sobre a Bacia do Prata, as tempestades elétricas produziram entre 195–323% mais raios por quilômetro

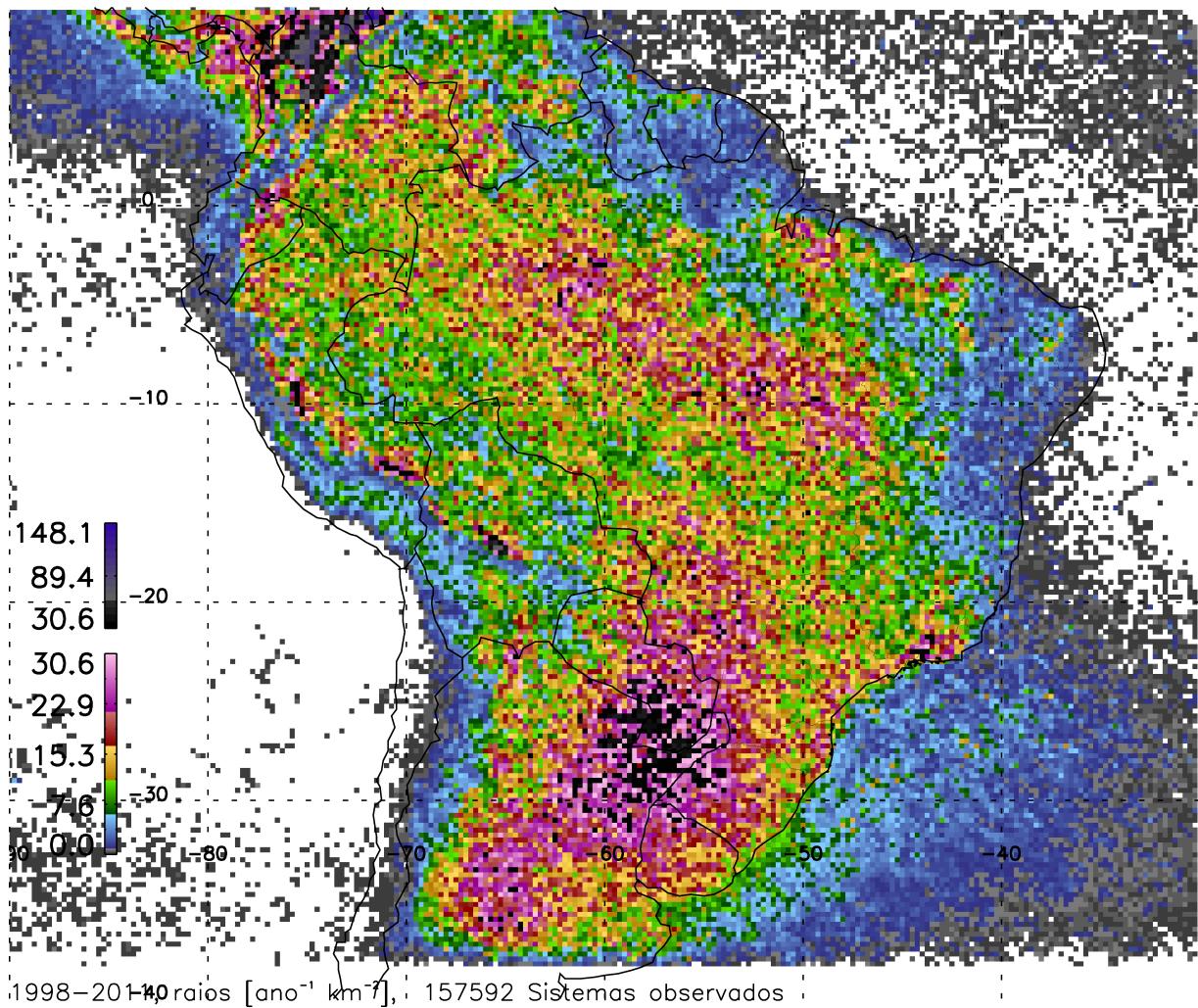


Figura 12: Densidade total de raios. As cores representam o número de raios por ano por quilômetro quadrado ( $[ano^{-1}] [km^{-2}]$ ) em cada ponto da grade de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ .

quadrado por ano do que em relação as tempestades elétricas observadas sobre as regiões de máximas densidades de raios sobre a Bacia Amazônica.

Região de topografia elevada como à Noroeste do Lago Titicaca no Peru e algumas regiões do Planalto Brasileiro como sobre a Serra Catarinense e o Parque Nacional das Emas ao Sudoeste de Goias foram também regiões com as maiores densidades de tempestades elétricas da AS.

No estado do Pará, região do deságue do Rio Amazonas no Oceano Atlântico, sobre o Parque Estadual Charapucu e região de deságue do Rio Tocantis no Oceano Atlântico, próximo a cidade de Belém, foram observados também valores de densidades de tempestades elétricas e de densidade de raios entre os maiores registrados sobre AS e não possuem topografia elevada. O efeito de Brisa de Rio e Brisa Marítima combinados com a circulação de grande escala predominantemente de Leste favorecem a dinâmica para a formação de

Linhas de Instabilidade (KOUSKY, 1980; COHEN et al., 1995; ALCÂNTARA, 2010).

Nas figuras 13 e 14, a densidade espacial de raios e de tempestades elétricas, foi calculada para os períodos associados a cada estação do ano: dezembro, janeiro e fevereiro (DJF); março, abril e maio (MAM); junho, julho e agosto (JJA) e setembro, outubro e novembro (SON). A tabela 6 mostra o acumulado de sistemas observados em cada estação do ano.

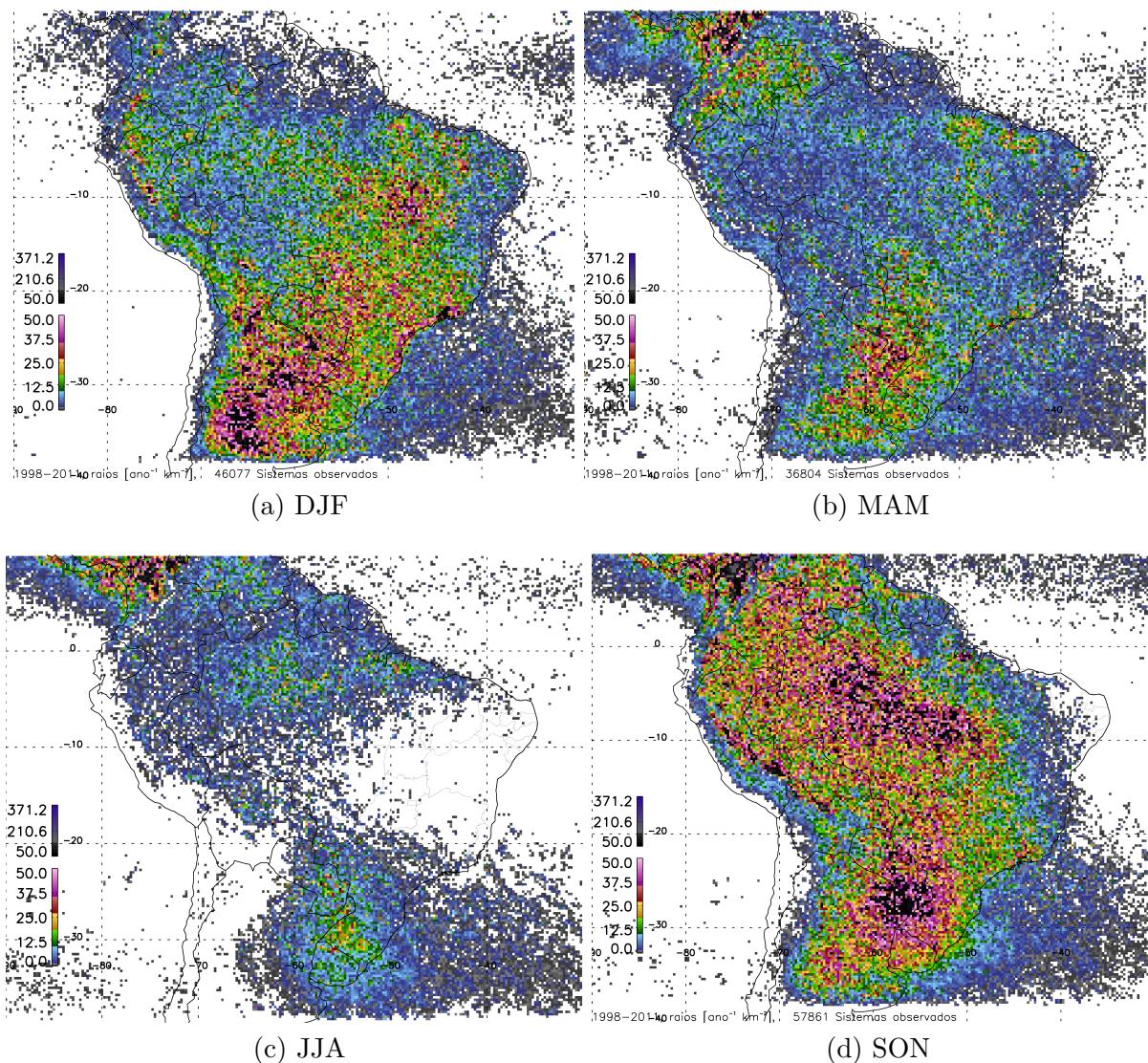


Figura 13: Densidade sazonal de raios. As cores representam o número de raios por ano por quilômetro quadrado ( $[ano^{-1}] [km^{-2}]$ ) em cada ponto da grade de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ .

Na primavera austral (SON), é quando o continente Sul-americano recebe a maior incidência de raios. Ao avaliar a densidade de raios tanto sobre a Bacia do Prata quanto sobre a Bacia Amazônica, observa-se que as maiores densidades de raios ocorreram em SON. Os valores de densidade de raios no mapa da figura 13d sobre ambas as bacias

hidrográficas mostram valores entre 4–11 raios  $\text{mes}^{-1} \text{ km}^{-2}$  (50–130 raios  $\text{ano}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ). Portanto, mesmo que haja maior número de tempestades elétricas sobre a Bacia do Prata durante o verão, as tempestades elétricas de primavera foram as responsáveis pelas maiores densidades de raios durante o ano.

No estudo da sazonabilidade das tempestades elétricas mostrado na seção anterior 3.2, na figura 10, entre  $30^{\circ}\text{--}20^{\circ}$  Sul e  $60^{\circ}\text{--}50^{\circ}$  Oeste, observa-se um máximo local de probabilidade (0.5% que representou 789 sistemas) de tempestades elétricas em outubro e que não correspondeu ao período da estação de tempestades elétricas desta região. Portanto, em algumas regiões como é o caso da região central da Bacia do Prata, o pico da estação de tempestades elétricas não ocorre em fase com a estação em que se observa a máxima densidade de raios. Neste caso as tempestades elétricas responsáveis pelas maiores densidades anuais de raios da região precederam a estação chuvosa, e a estação de tempestades elétricas ocorreu em fase com a estação chuvosa.

Tabela 6: Total de tempestades elétricas observadas entre 1998–2011, para cada período de três meses associados as estações do ano.

Estação	Número de sistemas
Verão – DJF	46,077
Outono – MAM	36,804
Inverno – JJA	16,850
Primavera – SON	57,861

Durante DJF, as mais extensas regiões com as maiores densidades de raios concentram-se: sobre a Argentina; Paraguai; Mato Grosso do Sul; Sul de Mato Grosso; Sudeste brasileiro, principalmente sobre toda a extensão da Serra do Mar entre Santa Catarina e Rio de Janeiro e entre Minas Gerais e o Rio de Janeiro aonde localiza-se o Parque Nacional Itatiaia e o Pico das Agulhas Negras; interior de São Paulo; Sul e Sudoeste de Minas Gerais; região central de Tocantis; Norte do Maranhão; e Norte do Pará região da cidade de Belém.

Em MAM, período pós-monção na AS, observamos as tempestades elétricas bastante concentradas na região Norte e Nordeste da AS, como mostra a figura 14b. Durante este período observou-se pontos de grade no mapa da figura 13b, sobre as regiões de Sertão e Agreste Nordestino, no estado da Paraíba entre as cidade de Corema e Patos, também no Rio Grande do Norte sobre a região da bacia do Rio Piranha-Açu, com valores em torno de 4 raios  $\text{mês}^{-1} \text{ km}^{-2}$  (50 raios  $\text{ano}^{-1} \text{ km}^{-2}$ ).

No geral, ao comparar as figuras 13 e 14 observa-se que as regiões de máxima den-

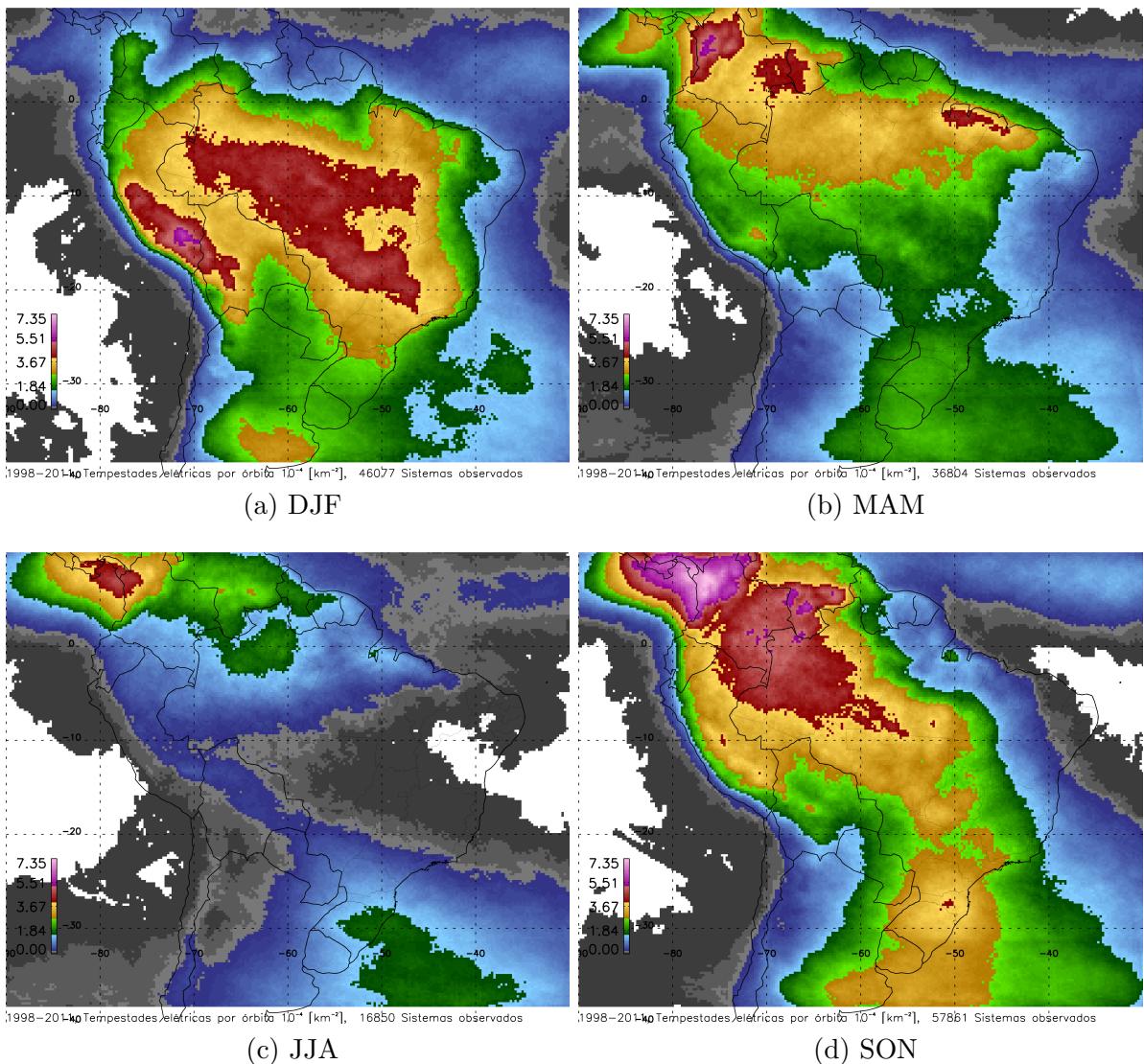


Figura 14: Densidade espacial sazonal das tempestades elétricas.

sidade sazonal de raios não são as regiões de máxima densidade sazonal de tempestades elétricas. As máximas densidades de raios geralmente ficam situados em regiões deslocadas das máximas densidades de sistemas. Por exemplo, a maior área continua da AS com densidade anual de raios superior a  $25 \text{ raios ano}^{-1} \text{ km}^{-2}$ , como mostra a figura 12, ocorre na região Sul da AS. Tanto na figura 11 quanto na figura 14, podemos observar um gradiente de sistemas nesta região que marca a transição entre o clima Desértico no Deserto do Atacama e Semi-árido da Argentina para o Clima Subtropical Úmido, promovendo um ambiente de transição seco para úmido permanente para os sistemas que iniciam-se principalmente na região da Serra de Córdoba na Argentina e se propagam para Noroeste.

Nas regiões das cidades de Belém e Norte do Maranhão as regiões de máximas densidades anuais de tempestades elétricas coincidem com as regiões de máxima densidades

anuais de raios, porém observou-se maiores densidades de raios em DJF, figura 13a, e maiores densidades de tempestades elétricas em MAM, figura 14b.

Sobre a região do Lago Maracaibo na Venezuela, a maior densidade sazonal de tempestades elétricas foi observada em SON, figura 14d, em fase com a máxima densidade sazonal de raios que ocorreu em SON, figura 13d. Aqui o aumento da densidade de raios está relacionado ao aumento sazonal do número de sistemas. Durante a primavera austral – SON – as tempestades elétricas na foz do Rio Catatumbo produziram 31 raios mes<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup> (371.2 raios ano<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup>). Em Albrecht et al. (2009), a região do Lago Maracaibo foi apontada como o máximo global anual das observações do TRMM.

A partir do estudo das densidades anuais de tempestades elétricas e densidades anuais de raios, foi calculada a densidade de raios por tempestades elétricas como mostra a figura 15. Os valores desta grandeza (raios [ano<sup>-1</sup>] [km<sup>-2</sup>] por tempestade), associam-se com eficiência de produção de raios por tempestade elétrica em cada região de 0.25° × 0.25°.

A região da Bacia do Paraguai-Parana-Prata foi a maior extensão contínua com as maiores densidades de raios por tempestade elétrica. Porém destacam-se regiões como: a Serra do Mar no Sudeste, abrangendo o Vale do Ribeira em São Paulo, Pico das Agulhas Negras em Minas Gerais, região serrana do Rio de Janeiro; parte Sul do Tocantis; parte Leste e Norte do Pará e Leste do estado do Amazonas. Estas regiões podem estar associadas com tempo severo, locais cuja a topografia ou a circulação local intensificam os sistemas.

Os maiores valores da escala de cores da figura 15 que representa a densidade anual de raios por tempestades elétricas, foram observados sobre a região do Lago Maracaibo. Conforme o mapa da figura 12, sabemos que o ponto de grade com a máxima densidade de raios sobre a região do Lago Maracaibo (148.1 ano<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup>), mostra que sobre a extensão de 772 km<sup>-2</sup> (área do ponto de grade de 0.25° × 0.25°), ocorreu 114,333 raios ano<sup>-1</sup>. O máximo valor de  $11.73 \times 10^{-2}$  ano<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup> da figura 15 mostra que, sobre a área do ponto de grade de máxima densidade de raios por tempestade, cada tempestade elétrica observada contribuiu em média com 91 raios ano<sup>-1</sup>, portanto, 1256 tempestades elétricas foram responsáveis por toda a produção de raios do ponto de grade.

Regiões no pico da Cordilheira dos Andes são bastante eficientes, principalmente na região da cidade de Cochabamba na Bolívia. Alguns pontos de grade mostraram  $\approx 42$  raios ano<sup>-1</sup> por tempestade elétrica.

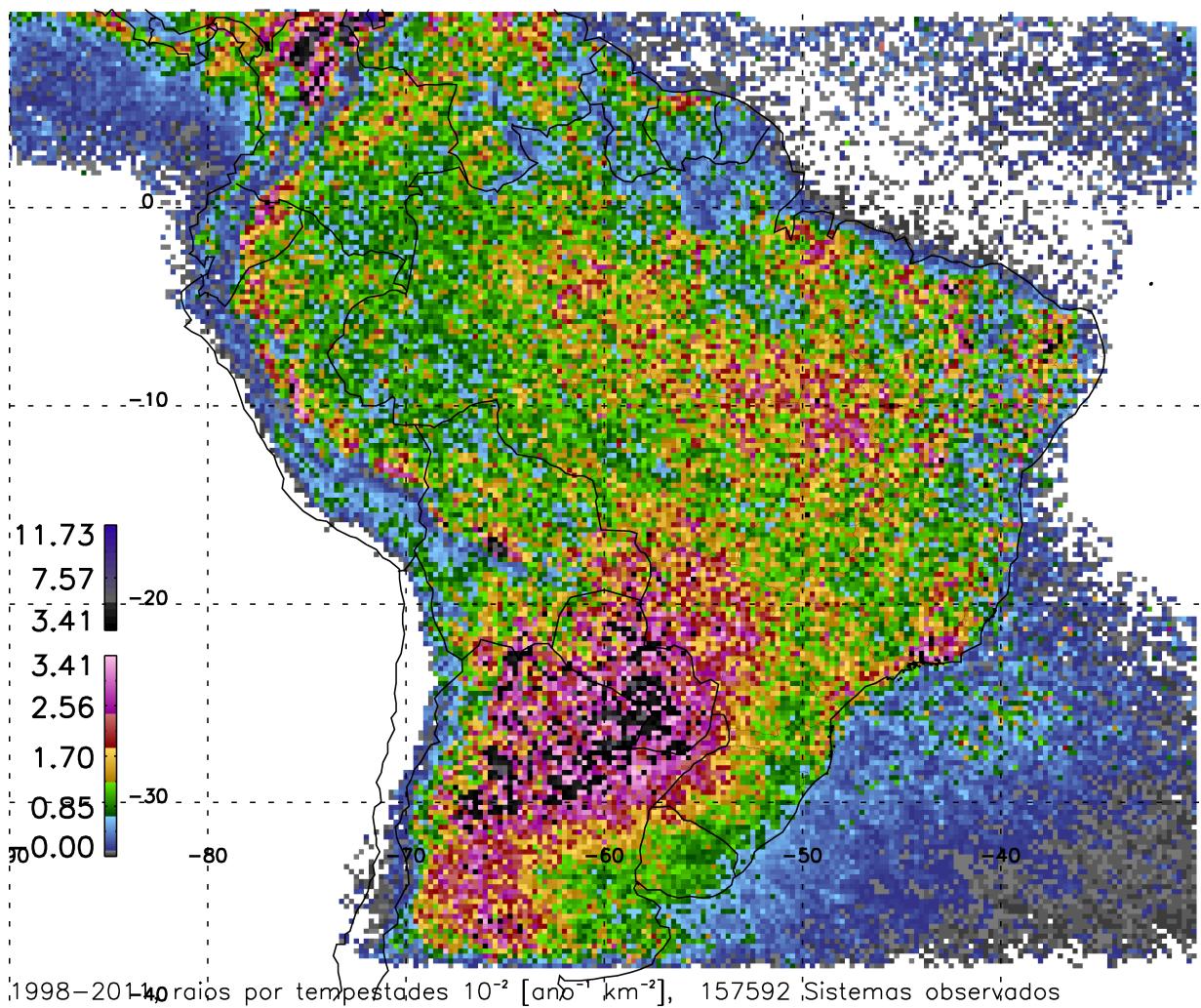


Figura 15: Densidade de raios por tempestade elétrica. As cores representam o número de raios por tempestades elétricas multiplicado por  $10^{-2}$  por ano por quilômetro quadrado ( $10^{-2} [\text{ano}^{-1} \text{km}^{-2}]$ ) em cada ponto da grade de  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ .

## REFERÊNCIAS

- ALBRECHT, R.; GOODMAN, S.; BUECHLER, D.; CHRONIS, T. Tropical frequency and distribution of lightning based on 10 years of observations from space by the lightning imaging sensor (lis). In: **Conference on the meteorological applications of lightning data.** [S.l.: s.n.], 2009.
- ALBRECHT, R. I. **Comunicação Pessoal.** São Paulo: [s.n.], 2010.
- ALBRECHT, R. I.; MORALES, C. A.; DIAS, M. A. S. Electrification of precipitating systems over the amazon: Physical processes of thunderstorm development. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 116, n. D8, 2011.
- ALCÂNTARA, C. R. **Um estudo da Relação entre o Jato de Baixos Níveis e as linhas de instabilidade na amazônia.** Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo (USP). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, 2010.
- AWAKA, J.; IGUCHI, T.; KUMAGAI, H.; OKAMOTO, K. Rain type classification algorithm for trmm precipitation radar. In: **IEEE. Geoscience and Remote Sensing, 1997. IGARSS'97. Remote Sensing-A Scientific Vision for Sustainable Development., 1997 IEEE International.** [S.l.], 1997. v. 4, p. 1633–1635.
- BATTAN, L. J. **Radar observation of the atmosphere.** [S.l.: s.n.], 1973.
- BOCCIPPIO, D. J.; KOSHAK, W. J.; GOODMAN, S. J.; MACH, D. M. Science data validation plan for the lightning imaging sensor (lis). 1996.
- BOMBARDI, R. J. **Variabilidade do regime de monções da América do Sul: o clima presente e projeções para o século XXI.** Dissertação (Mestrado) — Universidade de São Paulo (USP). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, 2008.
- BÜRGESSER, R. E.; NICORA, M. G.; AVILA, E. E. Characterization of the lightning activity of “relámpago del catatumbo”. **Journal Of Atmospheric And Solar-Terrestrial Physics**, Elsevier, v. 77, p. 241–247, 2012.
- CAREY, L. D.; RUTLEDGE, S. A. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 103, n. D12, p. 13979–14000, 1998.
- CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The south atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 88–108, 2004.
- CECIL, D.; GOODMAN, S.; BOCCIPPIO, D.; ZIPSER, E.; NESBITT, S. Three years of trmm precipitation features. part i: Radar, radiometric, and lightning characteristics. **Mon. Wea. Rev.**, v. 133, p. 543–566, 2005.

- CECIL, D. J.; BUECHLER, D. E.; BLAKESLEE, R. J. Gridded lightning climatology from trmm-lis and otd: Dataset description. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 135, p. 404–414, 2014.
- CHRISTIAN, H.; BLAKESLEE, R.; GOODMAN, S.; MACH, D. Algorithm theoretical basis document (atbd) for the lightning imaging sensor (lis). **NASA TM**, 2000.
- CHRISTIAN, H. J.; RICHARD, J. B.; J., G. S. **Lightning Imaging Sensor (LIS) for the Earth Observing System**. Alabama, 1992. 193 p. NASA Technical Memorandum TM-4350.
- COHEN, J. C.; DIAS, M. A. S.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: A case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, 1995.
- CUSTÓDIO, M. d. S. **Impacto da resolução dos modelos globais na América do Sul: climatologia, variabilidade e ciclo diurno**. Tese (Doutorado) — Universidade de São Paulo (USP). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, 2013.
- DOSWELL, C. A. **Severe convective storms**. [S.l.]: American Meteorological Society, 2001. Meteorological Monograph.
- DURKEE, J. D.; MOTE, T. L. A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. **International Journal of Climatology**, Wiley Online Library, v. 30, n. 3, p. 418–431, 2009. ISSN 08998418. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.1893/abstract>>.
- FABRY, F.; ZAWADZKI, I. Long-Term Radar Observations of the Melting Layer of Precipitation and Their Interpretation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 7, p. 838–851, 1995. ISSN 0022-4928.
- GRIMM, A. M. The el niño impact on the summer monsoon in brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, n. 2, p. 263–280, 2003.
- Houze Jr, R. A. Cloud dynamics, 573 pp. **Academic, San Diego, Calif**, 1993.
- IGUCHI, T.; KOZU, T.; MENEGHINI, R.; AWAKA, J.; OKAMOTO, K. Rain-profiling algorithm for the trmm precipitation radar. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 12, p. 2038–2052, 2000.
- IGUCHI, T.; MENEGHINI, R. Intercomparison of single-frequency methods for retrieving a vertical rain profile from airborne or spaceborne radar data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 11, n. 6, p. 1507–1516, 1994.
- INPE, I. **INPE avalia prejuízos causados por raios**. 2007. Disponível em: <[http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod\\_Noticia=936](http://www.inpe.br/noticias/noticia.php?Cod_Noticia=936)>. Acesso em: 25 nov. 2014.
- JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v. 15, n. 8, p. 905–914, 2002.

- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J. et al. The ncep/ncar 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996.
- KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S.; HNILO, J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L. Ncep-doe amip-ii reanalysis (r-2). **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 83, p. 1631–1643, 2002. Doi:10.1175/BAMS-83-11-1631.
- KOROLEV, A. Limitations of the wegener-bergeron findeisen mechanism in the evolution of mixed-phase clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 64, n. 9, p. 3372–3375, 2007.
- KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in northeast brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488–498, 1980.
- KUMMEROW, C.; BARNES, W.; KOZU, T.; SHIUE, J.; SIMPSON, J. The tropical rainfall measuring mission (trmm) sensor package. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v. 15, p. 809–817, 1998.
- MACGORMAN, D. R.; BURGESS, D. W.; MAZUR, V.; RUST, W. D.; TAYLOR, W. L.; JOHNSON, B. C. Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 may 1981. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 46, n. 2, p. 221–251, 1989.
- MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin American Meteorological Society**, 1980.
- MAPES, B. E.; Houze Jr, R. A. Cloud clusters and superclusters over the oceanic warm pool. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 5, p. 1398–1416, 1993.
- MARENGO, J. A.; LIEBMANN, B.; GRIMM, A. M.; MISRA, V.; Silva Dias, P. L.; CAVALCANTI, I. F. A.; CARVALHO, L. M. V.; BERBERY, E. H.; AMBRIZZI, T.; VERA, C. S.; SAULO, A. C.; NOGUES-PAEGLE, J.; ZIPSER, E.; SETH, A.; ALVES, L. M. Recent developments on the South American monsoon system. **International Journal of Climatology**, v. 32, n. 1, p. 1–21, 2012.
- MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the andes as derived from the ncep-ncar reanalyses: Characteristics and temporal variability. **Journal of climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004.
- MASON, B. J. **The Physics of Clouds**. Londres: Oxford University Press, 1971. 671 p. Second edition.
- MENECHINI, R.; IGUCHI, T.; KOZU, T.; LIAO, L.; OKAMOTO, K.; JONES, J. A.; KWIATKOWSKI, J. Use of the surface reference technique for path attenuation estimates from the trmm precipitation radar. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 12, p. 2053–2070, 2000.
- MOHR, K. I.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems defined by their 85-ghz ice scattering signature: Size and intensity comparison over tropical oceans and continents. **Monthly weather review**, v. 124, n. 11, p. 2417–2437, 1996.

- MORALES, C. A.; ANAGNOSTOU, E. N. Extending the capabilities of high-frequency rainfall estimation from geostationary-based satellite infrared via a network of long-range lightning observations. **J. Hydrometeor**, v. 4, p. 141–159, 2003.
- NASDA. **TRMM Data Users Handbook**. National Space Development Agency of Japan: [s.n.], 2001.
- NESBITT, S. W.; ZIPSER, E. J. The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of trmm measurements. **Journal of Climate**, v. 16, n. 10, p. 1456–1475, 2003.
- NESBITT, S. W.; ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J. A Census of Precipitation Features in the Tropics Using TRMM: Radar, Ice Scattering, and Lightning Observations. **Journal of Climate**, v. 13, n. 23, p. 4087–4106, 2000. ISSN 08948755.
- PETERSEN, W. A.; NESBITT, S. W.; BLAKESLEE, R. J.; CIFELLI, R.; HEIN, P.; RUTLEDGE, S. A. Trmm observations of intraseasonal variability in convective regimes over the amazon. **Journal of Climate**, v. 15, n. 11, p. 1278–1294, 2002.
- Pinto Jr, O. **A arte da guerra contra os raios**. [S.l.]: Oficina de Textos, 2005.
- REBOITA, M.; GAN, M.; ROCHA, R. d.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na américa do sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p. 185–204, 2010.
- ROMATSCHKE, U.; HOUZE, R. A. Extreme Summer Convection in South America. **Journal of Climate**, AMER METEOROLOGICAL SOC, v. 23, n. 14, p. 3761–3791, 2010. ISSN 08948755. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2010JCLI3465.1>>.
- SAUNDERS, C.; AVILA, E.; PECK, S.; CASTELLANO, N.; VARELA, G. A. A laboratory study of the effects of rime ice accretion and heating on charge transfer during ice crystal/graupe collisions. **Atmospheric Research**, v. 51, p. 99–117, mar. 1999.
- SHI, W.; HIGGINS, R. W.; YAROSH, E.; KOUSKY, V. E. **The Annual Cycle and Variability of Precipitation in Brazil**. 2009. Disponível em: <[http://www.cpc.noaa.gov/products/outreach/research\\_papers/ncep\\_cpc\\_atlas/9](http://www.cpc.noaa.gov/products/outreach/research_papers/ncep_cpc_atlas/9)>. Acesso em: 17 set. 2010.
- SIMPSON, J.; ADLER, R.; NORTH, G. A proposed tropical rainfall measuring mission (trmm) satellite. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v. 69, p. 278–295, 1988.
- TAKAHASHI, T. Rimming electrification as a charging generation mechanism in thunderstorms. **J. Atmos. Sci.**, v. 35, p. 1536–1548, 1978.
- TAKAHASHI, T.; MIYAWAKI, K. NOTES AND CORRESPONDENCE Reexamination of Riming Electrification in a Wind Tunnel. n. 1980, p. 1018–1025, 2002.
- VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. D8, p. 9591, 1987. ISSN 0148-0227.

- WHIPPLE, F. J. W. On the association of the diurnal variation of electric potential gradient in fine weather with the distribution of thunderstorms over the globe. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, Wiley Online Library, v. 55, n. 229, p. 1–18, 1929.
- WILLIAMS, E.; BOLDI, B.; MATLIN, A.; WEBER, M.; HODANISH, S.; SHARP, D.; GOODMAN, S.; RAGHAVAN, R.; BUECHLER, D. The behavior of total lightning activity in severe florida thunderstorms. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 51, n. 3, p. 245–265, 1999.
- WILLIAMS, E.; SÁTORI, G. Lightning, thermodynamic and hydrological comparison of the two tropical continental chimneys. **Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics**, Elsevier, v. 66, n. 13, p. 1213–1231, 2004.
- WILLIAMS, E.; ZHANG, R.; RYDOCK, J. Mixed-phase microphysics and cloud electrification. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 48, n. 19, p. 2195–2203, 1991.
- YUTER, S. E.; Houze Jr., R. A. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of florida cumulonimbus. part ii: Frequency distribution of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. **J. Appl. Meteor.**, v. 123, p. 1941–1963, 1995.
- ZIPSER, E.; CECIL, D.; LIU, C.; NESBITT, S.; YORTY, D. Where are the most intense thunderstorms on earth? **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 87, p. 1057–1071, 2006.
- ÁVILA, E. E.; CASTELLANO, N. E.; SAUNDERS, C. P. R.; BüRGESSER, R. E.; VARELA, G. G. A. Initial stages of the riming process on ice crystals. **Geophysical Research Letters**, v. 36, n. 9, p. n/a–n/a, 2009. ISSN 1944-8007. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1029/2009GL037723>>.