



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ITAJUBÁ
INSTITUTO DE RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

CARACTERÍSTICAS DOS RELÂMPAGOS TOTAIS
NO BRASIL ESTIMADOS PELO SATÉLITE
GOES-16

MONOGRAFIA DE GRADUAÇÃO

PAULA SAYEKO SOUZA ODA

ITAJUBÁ, MG, BRASIL

2019

CARACTERÍSTICAS DOS RELÂMPAGOS TOTAIS NO BRASIL ESTIMADOS PELO SATÉLITE GOES-16

por

PAULA SAYEKO SOUZA ODA

Monografia apresentada à comissão examinadora do
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas da
Universidade Federal Itajubá (UNIFEI, MG), como
requisito parcial para obtenção do grau de
Bacharel em Ciências Atmosféricas.

Orientador: Prof. Dr. Enrique Vieira Mattos

Coorientador: Me. Diego Pereira Enoré

ITAJUBÁ, MG, BRASIL

2019

**Universidade Federal de Itajubá
Instituto de Recursos Naturais
Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a Monografia

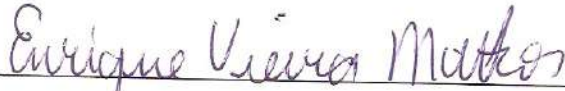
**CARACTERÍSTICAS DOS RELÂMPAGOS TOTAIS NO BRASIL
ESTIMADOS PELO SATÉLITE GOES--16**

elaborada por

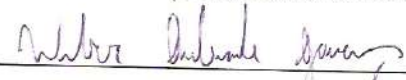
Paula Sayeko Souza Oda

Como requisito parcial para a obtenção do grau de
Bacharel em Ciências Atmosféricas

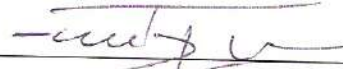
Comissão Examinadora:



Enrique Vieira Mattos, Dr. (UNIFEI)
(Presidente/Orientador)



Weber Andrade Gonçalves, Dr. (UFRN)



Marcelo de Paula Corrêa, Dr. (UNIFEI)

Itajubá, 20 de novembro de 2019.

AGRADECIMENTOS

Sou grata a Deus que em sua infinita bondade e amor me concedeu a honra de chegar até aqui. Agradeço por ser a minha luz, refúgio e fortaleza nos dias difíceis. Tudo o que eu fiz, tudo o que eu tenho e o que eu sou, é graças ao Senhor.

A toda minha família pelo amor incondicional, em especial a meus pais, Elisangela e Paulo, por todo esforço para me proporcionar uma educação de qualidade, sem a qual sem dúvida eu não estaria aqui. A minha irmã, Marcela Mayumi, pela cumplicidade. A meus avós Maria Aparecida e Nelson por todo carinho e cuidado. A meus padrinhos Alexandre (*in memoriam*) e Eliana por sempre acreditarem e se orgulharem das minhas conquistas. E as minhas crianças Clara, Caio, Anna Laura e Sofia por sempre me cercarem de amor e alegria.

Ao meu orientador Prof. Dr. Enrique Vieira Mattos por todo aprendizado compartilhado durante as disciplinas ministradas, incentivo e dedicação que com certeza foram essenciais para que este trabalho fosse concluído. Agradeço também ao meu coorientador Me. Diego Pereira Enoré pela recepção no período de estágio no INPE e por toda contribuição no decorrer do desenvolvimento desta pesquisa, desde o processamento dos dados até a conclusão da mesma.

Também gostaria de agradecer à Universidade Federal de Itajubá (UNIFEI) que me proporcionou quatro anos valiosos de muitos desafios e conquistas. A seu corpo docente, em especial aos professores do curso de graduação em Ciências Atmosféricas, pelo comprometimento com a qualidade e excelência do ensino. Agradeço a todos os meus colegas de curso, pela oportunidade do convívio e pela cooperação mútua durante estes anos.

Por fim, a todas as pessoas não mencionadas aqui, mas que passaram por mim no decorrer deste caminho e foram essenciais para este resultado.

Ao meu querido padrinho Alexandre Vilas Boas (In memoriam)

“Ele dispara os seus relâmpagos e manda que estes cortem toda extensão dos céus; ordena que se dirijam velozmente para os confins da terra.

Logo após a luz vem o som do seu grande estrondo: Ele troveja com sua majestosa voz! Quando a sua voz ressoa, nada pode fazê-lo voltar atrás. ”

Bíblia Sagrada, Jó 37:3-4 e 15

RESUMO

Monografia de Graduação

Programa de Graduação em Ciências Atmosféricas

Universidade Federal de Itajubá, MG, Brasil

CARACTERÍSTICAS DOS RELÂMPAGOS TOTAIS NO BRASIL ESTIMADOS PELO SATÉLITE GOES-16

AUTORA: PAULA SAYEKO SOUZA ODA

ORIENTADOR: Prof. Dr. ENRIQUE VIEIRA MATTOS

COORIENTADOR: Me. DIEGO PEREIRA ENORÉ

Itajubá, 20 de novembro de 2019.

Devido a sua grande extensão territorial e proximidade ao equador geográfico, o Brasil está entre os países com as maiores ocorrências de relâmpagos do mundo. Através do advento do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite-16* (GOES-16) tornou-se possível, pela primeira vez, realizar o mapeamento de relâmpagos em tempo quase real para todo o território brasileiro. Neste contexto, o objetivo desse estudo é avaliar a distribuição espaço-temporal da Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT) e suas propriedades (área, energia e duração) para todo território brasileiro e determinar os municípios *hotspots* para as cinco regiões do país (Sul, Sudeste, Centro-Oeste, Nordeste e Norte). Para isto, foram utilizados dados do sensor *Geostationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo do GOES-16 para o ano de 2018. Foram documentados 103.272.364 relâmpagos totais no Brasil, sendo as maiores ocorrências registradas durante a estação quente (entre primavera e verão correspondendo a 74.356.102 relâmpagos), preferencialmente no final da tarde, nas regiões próximas a divisa Brasil-Argentina (Mato Grosso do Sul, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul), porção noroeste-sudeste do país (Amazonas, Pará, Mato Grosso e Tocantins), Zona da Mata em Minas Gerais, sul do Rio de Janeiro e na faixa norte dos estados do Pará, Maranhão e Piauí. A cidade de Nova Andradina, MS, obteve o primeiro lugar no *ranking* nacional de *hotspots*, possuindo ciclos diurnos e mensais bem definidos, com máximos às 15 horas locais, durante o mês de setembro. Para a distribuição de área e duração dos relâmpagos foram encontradas uma homogeneidade espacial e uma forte correlação entre as mesmas, diferentemente da distribuição de energia, que aparenta obter uma baixa correlação com as demais propriedades.

Palavras-Chave: relâmpagos, GOES-16, GLM, *Hotspots*

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Modelo idealizado da distribuição de cargas no interior de nuvens de tempestades.....	16
Figura 2: Tipos de relâmpagos. Em que: (a) nuvem-solo (NS); (b) intranuvem (IN) e nuvem-nuvem (EN). Fonte: adaptado de < http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/relamp/relampagos/tipos.php >. 17	17
Figura 3: Cobertura espacial do campo de visão do sensor Geoestationary Lightning Mapper (GLM) a bordo do satélite GOES-16 (linha fina corresponde ao monitoramento realizado pelo GOES-Oeste e linha grossa corresponde ao monitoramento realizado pelo GOES-Leste). FONTE: Goodman et al. (2012).....	21
Figura 4: Detecção de eventos, grupos e relâmpagos por meio de emissões ópticas. Adaptado de Goodman et al. (2012).....	22
Figura 5:Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT) em 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16.....	27
Figura 6: Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais por estação do ano (DFRT) em 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16 para: a)verão, b)outono, c)inverno e d)primavera	31
Figura 7: Mês de máxima Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT) para 2018 observados pelo sensor GLM, a bordo do satélite GOES-16	33
Figura 8: Hora (HL) da máxima Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT) para 2018	36

Figura 9: Os 5 hotspots por região do Brasil no ano de 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16	37
Figura 10: Ciclo Mensal da Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT) por região do Brasil	44
Figura 11: Ciclo Diurno da Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT) por região do Brasil	46
Figura 12: Média anual da área (km ²) de relâmpagos totais em 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16	48
Figura 13: Histograma da distribuição de frequência absoluta das áreas (km ²) dos relâmpagos totais ocorridos nos meses de janeiro e setembro de 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16 em cada hotspot: a) Bannach, PA (Norte); b) Balsas, MA (Nordeste); c) Nova Andradina, MS (Centro-Oeste); d) Iporanga, SP (Sudeste) e e) Coronel Bicaco, RS (Sul)	50
Figura 14: Média anual da duração (ms) de relâmpagos totais em 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16.....	51
Figura 15: Histograma da distribuição de frequência absoluta das durações (ms) dos relâmpagos totais ocorridos nos meses de janeiro e setembro de 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16 em cada hotspot: a) Bannach, PA (Norte); b) Balsas, MA (Nordeste); c) Nova Andradina, MS (Centro-Oeste); d) Iporanga, SP (Sudeste) e e) Coronel Bicaco, RS (Sul)	53
Figura 16: Média anual da energia (fJ) de relâmpagos totais em 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16	55
Figura 17: Histograma bidimensional da área (km ²) em função da duração (ms) dos relâmpagos totais ocorridos nos meses de janeiro e setembro de 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16 em cada hotspot: a) Bannach, PA (Norte); b) Balsas, MA (Nordeste); c) Nova Andradina, MS (Centro-	

Oeste); d) Iporanga, SP (Sudeste) e e)Coronel Bicaco, RS (Sul). A cor representa a frequência de eventos para um determinado par de bin de área-duração

..... 57

Figura 18: Histograma bidimensional da distribuição de frequência de relâmpagos (km²) em função da duração (ms) dos relâmpagos totais ocorridos nos meses de janeiro e setembro de 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16 em cada *hostpot*: a) Bannach, PA (Norte); b)Balsas, MA (Nordeste); c) Nova Andradina, MS (Centro-Oeste); d) Iporanga, SP (Sudeste) e e) Coronel Bicaco, RS (Sul). A cor representa a frequência de eventos para um determinado par de *bin* de relâmpagos-duração

..... 58

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Características do sensor <i>Geostationary Lightning Mapper</i> (GLM) a bordo do satélite GOES-16	22
Tabela 2: Localização geográfica de cada hotspot, a colocação nos rankings regional e nacional e os valores de DFRT para 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16.....	40

Sumário

1.INTRODUÇÃO	13
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	14
2.1 Nuvens de tempestades	14
2.2 Relâmpagos	15
2.3 Instrumentos de observação de relâmpagos.....	18
3. DADOS E METODOLOGIA	20
3.1 Dados	20
3.2 Metodologia.....	24
3.2.1 Densidade de Relâmpagos	24
3.2.2 Propriedades físicas dos relâmpagos	25
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	26
4.1 Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT)	26
4.1.1 Análise Anual	26
4.1.2 Análise Sazonal	29
4.1.3 Análise Mensal	32
4.1.4 Análise Ciclo Diurno	34
4.1.5 Localização dos <i>Hotspots</i>	36
4.1.6 Ciclo Mensal dos <i>Hotspots</i>	42
4.1.7 Ciclo Diurno dos <i>Hotspots</i>	44
4.2 Propriedades dos Relâmpagos.....	47
4.2.1 Área.....	47
4.2.2 Duração.....	51
4.2.3 Energia	54
4.3 Relação entre a duração, área e densidade de frequência dos relâmpagos totais	55
5. CONCLUSÕES	59
6. REFERÊNCIAS.....	62

1.INTRODUÇÃO

Relâmpagos são fenômenos luminosos naturais acompanhados de grandes descargas elétricas atmosféricas. Esse fenômeno possui impactos ambientais e sociais, como por exemplo a manutenção do Circuito Elétrico Atmosférico Global (CEAG) e a produção de óxido de nitrogênio ($\text{NO}_x = \text{NO} + \text{NO}_2$) (impactando diretamente na produção do ozônio troposférico, que por sua vez é um importante gás do efeito estufa) (TOST et al., 2007). Além disso relâmpagos podem ser responsáveis por grandes prejuízos causados aos diversos setores da sociedade, podendo até mesmo ocasionar mortes. Devido a fatores como extensão territorial e proximidade ao equador geográfico, o Brasil está entre os países com as maiores ocorrências de relâmpagos do mundo (CARDOSO et al., 2014; ALBRECHT et al., 2016). Estima-se que no país os relâmpagos são responsáveis por aproximadamente 132 mortes por ano (CARDOSO et al., 2014).

Os primeiros registros de relâmpagos foram realizados por observadores em estações meteorológicas de superfície. Posteriormente, com o avanço tecnológico as técnicas de observação foram aprimoradas e automatizadas. Há quase 60 anos desde o lançamento do primeiro satélite meteorológico, eles se tornaram indispensáveis para o estudo e monitoramento da atmosfera e dos oceanos. O satélite Microlab-1 foi o primeiro satélite a possuir um sensor de relâmpagos, o qual foi denominado *Optical Transient Detector* (OTD) (1995-2000). Posteriormente, foi lançado o satélite de órbita tropical *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) possuindo o sensor *Lightning Imaging Sensor* (LIS) (1997-2015). Mais recentemente, em novembro de 2016, foi lançado pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) em conjunto com a *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), o satélite geoestacionário *Geostationary Operational Environmental Satellite - 16* (GOES-16) que possui a bordo o sensor de relâmpagos *Geostationary Lightning Mapper* (GLM). Este sensor é responsável por estimar as ocorrências de relâmpagos (GOODMAN et al., 2013). Sua capacidade de obter informações de todo hemisfério ocidental de forma instantânea, o torna o melhor instrumento para analisar a distribuição espacial-temporal da densidade de relâmpagos. Além disso, também são disponibilizadas informações a respeito da duração,

área e intensidade dos relâmpagos, que são importantes indicadores da intensidade de uma tempestade.

Avaliar a distribuição espacial e temporal dos relâmpagos e suas propriedades no território brasileiro, utilizando dados fornecidos por um satélite geoestacionário como o GOES-16, pode contribuir para a produção de ferramentas de previsão de tempo regionalizadas. Por exemplo, diversos estudos constataram um aumento abrupto de relâmpagos (*lightning jump*) momentos antes da precipitação intensa e da ocorrência de granizo (SCHULTZ et al. , 2009; WILLIAMS et al., 1999; RUDLOSKY & FUELBERG, 2013).

Este conhecimento pode auxiliar nos alertas de tempo severo de alto impacto gerando ferramentas úteis na criação de políticas públicas de minimização de problemas associados.

1.1 Objetivos

O presente trabalho tem o objetivo de avaliar a distribuição espacial e temporal dos relâmpagos totais no Brasil. Como objetivos específicos tem-se:

- 1) Caracterizar a densidade de frequência de relâmpagos totais (DFRT) de forma anual e sazonal para o Brasil;
- 2) Caracterizar as maiores DFRT de forma mensal e diurna;
- 3) Determinar cinco municípios *hotspots* de ocorrências de relâmpagos totais para as cinco regiões do Brasil;
- 4) Analisar a distribuição espacial das propriedades dos relâmpagos como duração, área e energia para todo o Brasil;
- 5) Analisar a frequência temporal da duração e área (jan+set) dos principais *hotspots* do país;
- 6) Avaliar a correlação da duração com a área e com a ocorrência dos relâmpagos totais (jan+set).

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Nuvens de tempestades

Uma nuvem é formada quando a água evaporada ascende pela força de empuxo inicialmente estabelecida quando a radiação solar aquece a camada entre a superfície da terra e o ar na camada limite planetária adjacente. Do ponto de vista dinâmico, existem 4 mecanismos para o levantamento do ar: os

processos de convecção, convergência, orografia e frentes (AHRENS e SAMSON, 2010). Impulsionados por esses mecanismos o vapor ascende, e em razão do *lapse rate* negativo da atmosfera ($\sim -6,5^{\circ}\text{C/km}$), a molécula de água condensa, processo que pode receber influência de pequenas partículas na atmosfera (aerossóis) que são denominadas de núcleos de condensação (CCN).

Os CCNs auxiliam no processo de formação de gotículas de nuvens (nucleação heterogênea) que podem vir a crescer através do processo de colisão-coalescência e mudar de estado físico (líquido para sólido) (WILLIAMS, 2001). A formação de partículas de gelo pode ser tanto por nucleação heterogênea quanto por nucleação homogênea, sem a presença de CCNs. As partículas de gelo podem ser classificadas em função de seu tamanho/estágio de desenvolvimento em: cristais de gelo, grãos de gelo (*graupel*), granizo (*hail*) e neve (PRUPPACHER & KLETT, 1980).

Depois de formadas, as nuvens podem continuar evoluindo passando por três fases diferentes: desenvolvimento, maturação e dissipação (SILVA, 2007). No seu estágio maduro é que as tempestades podem ocorrer provocando chuvas intensas e relâmpagos (NACCARATO, 2001; MATTOS & MACHADO, 2011).

As tempestades assim formadas, podem ser divididas em: isoladas (convectivas ou locais) ou agrupadas (multicelulares ou supercelulares). Em seu interior podem existir dois tipos de movimentos: correntes ascendentes e descendentes, que contribuem para a ocorrência de relâmpagos e chuvas (SILVA, 2007). Geralmente, a ocorrência de relâmpagos está associada a nuvens Cumulonimbus (Cb), sendo raramente ocorridos em nuvens como as estratocumulos ou nimboestratos (PINTO Jr. e PINTO, 1996).

2.2 Relâmpagos

No interior das nuvens de tempestades, ocorre a distribuição de centros de cargas positivos e negativos advindos de processos micro e microfísicos de separação de cargas que são responsáveis pela ocorrência de relâmpagos (REYNOLDS et al., 1957; SAUNDERS, 1995; PINTO Jr. e PINTO, 2000). Em termos microfísicos, a força gravitacional faz com que as partículas mais pesadas (por exemplo, gelo) tenham a tendência a permanecer na parte inferior da nuvem e as partículas menores, nas partes mais superiores devido ao transporte realizado pelas correntes de ar. Em termos microfísicos, as colisões

entre pequenos cristais de gelo e *graupel* impulsionadas pelas correntes ascendentes intensas no interior das nuvens, na presença de água líquida super-resfriada são responsáveis pelo processo de transferência de cargas elétricas. O chamado processo termoelétrico ocorre quando a temperatura local da colisão entre *graupel* e cristal de gelo for inferior (superior) à temperatura de inversão de carga (aproximadamente -15°C), o granizo poderá transferir uma carga positiva (negativa) para o cristal de gelo (SILVA, 2007).

Através dos processos supracitados ocorre a formação da estrutura elétrica das nuvens de tempestade. O modelo de estrutura de cargas mais difundido é o dipolar. Nessa configuração existe um centro de cargas negativo próxima à base da nuvem e um positivo na parte superior. Eventualmente, podendo haver dois pequenos centros (denominada camada de blindagem): um positivo na base da nuvem e um negativo próximo ao topo – sua existência pode advir da interação com os íons positivos/negativos presentes na superfície e na atmosfera (Figura 1) (PINTO Jr. e PINTO, 1996).

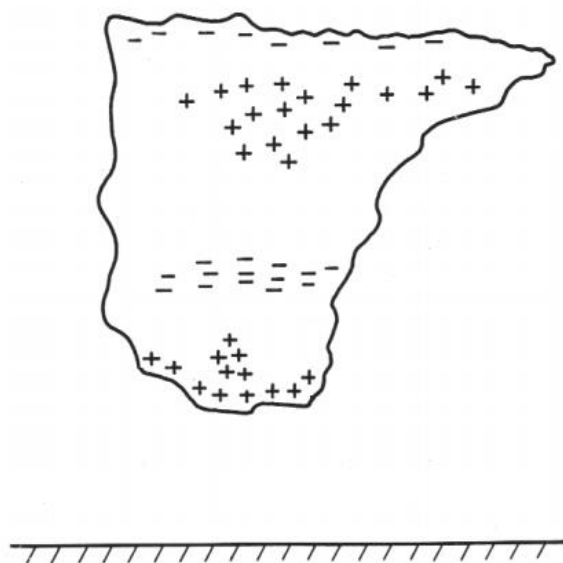


Figura 1: Modelo idealizado da distribuição de cargas no interior de nuvens de tempestades. FONTE: PINTO Jr. e PINTO, 1996.

A intensificação do campo elétrico devido ao acúmulo de cargas elétricas e consequentemente o rompimento da resistência dielétrica do ar (excedendo 3 milhões V.m^{-1}) proporciona o início dos relâmpagos (MENDES & DOMINGUES, 2002). O relâmpago possui um longo canal ionizado de radiação efetiva de ondas eletromagnéticas dotado de várias ramificações que podem ter grandes

extensões verticais e horizontais. Este evento pode produzir efeitos diretos e indiretos no plasma ionosférico e na precipitação de partículas na magnetosfera terrestre (UMAN, 1987; PINTO Jr. 1993; PINTO Jr. & PINTO. 2000). Os relâmpagos tipicamente podem durar 0,33 segundos (variando de 0,2 a 1s) com transferência de 20 coulombs, temperatura média de cerca de 30 mil °C (cinco vezes a temperatura da superfície do Sol) e pressão de 10 atm (SILVA, 2007).

Os relâmpagos podem ser classificados em função dos seus locais de origem e dissipação em: intra-nuvem (IN), entre-nuvens (EN), nuvem-solo (NS), solo-nuvem (SN) e nuvem-ar (NA) (OGAWA, 1995). Alguns destes estão exemplificados na Figura 2. Segundo Gin (1997) cerca de 80 % dos relâmpagos que ocorrem são IN, em razão da dependência da capacidade isolante da atmosfera com a altura, podendo variar em função da latitude. Em geral, os relâmpagos NS são precedidos por IN e podem ocorrer tanto antes quanto depois da chuva (PINTO Jr. e PINTO, 1996). No entanto, os relâmpagos NS são os mais estudados nas últimas décadas por sua fácil observação e detecção em relação aos demais e devido ao importante impacto socioeconômico que podem causar.

a) nuvem-solo



b) intranuvem e nuvem-nuvem



Figura 2: Tipos de relâmpagos. Em que: (a) nuvem-solo (NS); (b) intra-nuvem (IN) e nuvem-nuvem (EN). Fonte: adaptado de <<http://www.inpe.br/webelat/homepage/menu/relamp/relampagos/tipos.php>>

2.3 Instrumentos de observação de relâmpagos

Os primeiros registros de relâmpagos foram feitos por observadores humanos em estações meteorológicas de superfície, em que se relatavam apenas a data de ocorrência dos mesmos (BROOKS, 1925). Com o avanço da tecnologia foram desenvolvidas redes de sensores de monitoramento em solo para detecção de relâmpagos, que além de registrar o período da ocorrência também eram capazes de estimar a localização da queda do relâmpago NS (GIN et al., 1998). Na década de 20, Watson e Herd (1926) desenvolveram um dispositivo de raios catódicos que localizava a direção de uma fonte de radiação por meio de um par de antenas que sincronizavam frequências em torno de 10 kHz (faixa eficiente em detectar o campo magnético horizontal produzido pelos relâmpagos) (NACCARATO, 2001).

Com o decorrer dos anos surgiram as primeiras redes de detecção de relâmpagos em superfície. No Brasil, atualmente existem três destas redes: i) Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) (NACCARATO et al., 2014), ii) Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT, BOURSCHEIDT et al., 2014) e iii) STARNET (STARNET, 2019). Embora essas redes registrem a ocorrência e a localização da queda do relâmpago (GIN et al., 1998), estes sensores não são bem distribuídos espacialmente, por isso a observação de relâmpagos por satélite tem se tornado uma opção mais viável, visto que se pode ter informações a nível global de forma quase instantânea.

As primeiras estimativas de relâmpagos totais (NS+IN+EN) do espaço ocorreram em 1960, mas devido as limitações dos equipamentos da época, a sua precisão e resolução espacial não eram de qualidade. Em 1995, o satélite de comunicação MicroLab-1 foi lançado pela *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) conduzindo a bordo o sensor *Optical Transient Detector* (OTD), unicamente responsável pela detecção de relâmpagos (CHRISTIAN et al., 2003). Posteriormente, em 1997, a NASA em conjunto com a *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA) lançaram o sensor *Lightning Imaging Sensor* (LIS) a bordo do satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) (BOCCIPIO et al., 2000; CECIL et al., 2014; ALBRECHT et al., 2016). Ambos os sensores, OTD e LIS, estiveram a bordo de satélites em órbita baixa, que passavam apenas algumas vezes sobre o mesmo ponto dependendo da latitude

(SONNADARA et al., 2019), com isto, a amostragem real da frequência de relâmpagos numa determinada região era limitada.

Como uma extensão das missões do OTD (1995-2000) e do LIS (1997-2015), em 19 de novembro de 2016, a NASA juntamente com a *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) lançou o satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite - 16* (GOES-16), que permaneceu na posição *checkout*, em 89,5° Oeste, até 18 de dezembro de 2017, em que tomou sua posição operacional como GOES-Leste, 75,2°. A bordo deste satélite está o sensor *Geostationary Lightning Mapper* (GLM) que tem como função o mapeamento contínuo de relâmpagos totais (NS+IN) de dia e de noite sobre as Américas e regiões oceânicas adjacentes localizados no hemisfério ocidental. O GLM viabiliza a previsão e rastreamento de tempestades severas, importante informação para o *nowcasting* (GOODMAN et al., 2013; RUDLOSKY et al., 2019).

A partir da disponibilidade de observações de relâmpagos por satélite, diversos trabalhos avaliaram a frequência dos relâmpagos globalmente (BOCCIPPIO et al., 2000; BOND et al., 2002; CHRISTIAN et al., 2003; QIE et al. 2003; CECIL et al., 2005; PETERSEN et al., 2005; KODAMA et al., 2005; KANDALGAONKAR et al., 2005; ZIPSER et al., 2006; RANALKAR e CHAUDHARI, 2009; LIU et al., 2011; BEIRLE et al., 2014; CECIL et al., 2014; ANSELMO, 2015; ALBRECHT et al., 2016; YUAN et al. 2016; DEWAN et al., 2017; ABREU, 2018; RUDLOSKY et al., 2019) e suas propriedades físicas como duração, intensidade e área (PETERSON e LIU, 2013; BEIRLE et al., 2014; PETERSON et al., 2017; RUDLOSKY et al., 2019; YOU et al., 2019).

A análise espaço-temporal realizada por Christian et al. (2003) com dados globais por um período de 5 anos (maio de 1995 a março de 2000) do sensor OTD mostrou a ocorrência de uma taxa média global anual de aproximadamente 44 ± 5 relâmpagos por segundo, com máximos nos respectivos períodos de verão dos Hemisférios Norte e Sul. Em adição, Cecil et al. (2014), através da combinação de dados dos sensores OTD e LIS estimaram uma taxa global mínima de 35 relâmpagos por segundo em fevereiro e máxima de 60 relâmpagos por segundo em agosto. Através de 17 anos de dados do LIS, Albrecht et al. (2016) documentaram para a América do Sul maiores valores no norte da Argentina, estendendo-se ao Paraguai e ao Brasil, que obteve seus máximos no

Noroeste do Rio Grande do Sul, Oeste da Santa Catarina, na região de atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e no Arco da Zona da Mata, em Minas Gerais.

O estudo de Rudlosky et al. (2019) com os nove primeiros meses (dezembro de 2017 a agosto de 2018) de dados do satélite GOES-16 documentaram a ocorrência de 237.100.495 relâmpagos em todo seu hemisfério de observação, sendo que 83 % (17 %) ocorreram sobre o continente (oceano), com os maiores valores sendo registrados no verão de cada hemisfério. As máximas densidades foram encontradas na fronteira entre o Brasil e a Argentina ($10,6 \text{ relâmpagos.km}^{-2}.\text{mês}^{-1}$), no Norte do Brasil e ao longo da Cordilheira dos Andes. Embora a frequência seja maior no continente, é sobre os oceanos que foram documentados os relâmpagos com maior energia (420 fJ), duração (345 ms) e área (570 km^2). Quanto ao continente, foi sugerido que, onde atuam sistemas de mesoescala, há maior suscetibilidade a ocorrência de relâmpagos maiores e com maior duração. Recentemente, You et al. (2019) investigaram as propriedades dos relâmpagos na região da Ásia com base em estatísticas climatológicas e concluíram que existem maiores contrastes entre continente-oceano nas propriedades na estação quente do que na fria. Indicando que as regiões de maior concentração de relâmpagos são caracterizadas por menores valores de duração, área e intensidade.

Como observado através dos estudos supracitados, pesquisas sobre a distribuição espacial e temporal dos relâmpagos e suas propriedades são escassos, principalmente se tratando do uso de um satélite geoestacionário como o GOES-16, que monitora integralmente todo território brasileiro em tempo quase real.

3. DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Os dados utilizados foram disponibilizados pela NOAA e correspondem as ocorrências (relâmpagos totais) registradas pelo sensor *Geostationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo do satélite GOES-16 ao longo do ano de 2018 (jan-dez). O GOES-16 é composto por instrumentos, comunicadores auxiliares, cargas úteis e o veículo de lançamento que foi projetado para 5 anos de

armazenamento em órbita e 10 anos em operação; com 5,5 m de comprimento, pesando 2800 kg e capacidade de energia em torno de 4000 W.

O GLM funciona como um detector de alta velocidade que possui uma *Charge Coupled Device* (CCD), câmera de carga acoplada de alta resolução (1372 x 1300 pixels). Essa câmera possui um filtro de interferência de banda estreita operando no infravermelho próximo (777,4 nm), sua lente com campo de visão (FOV) cobre a maior parte do Hemisfério Ocidental (campo de visão diagonal de 18.000 km, Figura 3).

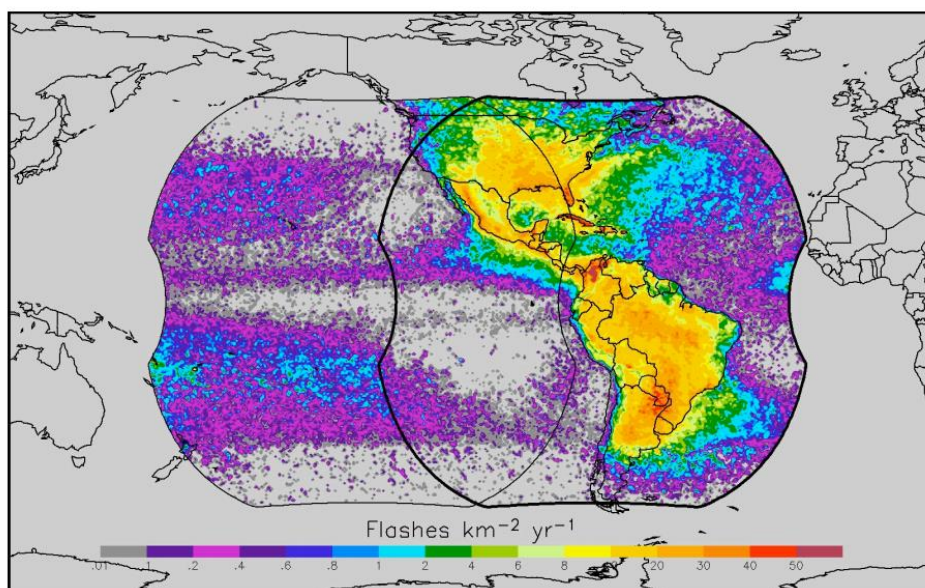


Figura 3: Cobertura espacial do campo de visão do sensor *Geoestacionary Lightning Mapper* (GLM) a bordo do satélite GOES-16 (linha fina corresponde ao monitoramento realizado pelo GOES-Oeste e linha grossa corresponde ao monitoramento realizado pelo GOES-Leste). FONTE: Goodman et al. (2012)

É o primeiro sensor geoestacionário a detectar relâmpagos totais (IN + NS +EN) com resolução quase uniforme em tempo quase real. Os seus sinais são lidos pelos processadores paralelamente ao plano focal, posteriormente as informações são formatadas, enfileiradas e enviadas para a rede local do satélite. A resolução espacial no nadir é de 8 km, chegando até a 14 km nas bordas e a frequência temporal é de 20 s. As características do sensor GLM estão resumidas na Tabela 1 (GOODMAN et al., 2013).

Tabela 1: Características do sensor *Geostationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo do satélite

GOES-16	
Características do GLM	
Câmera CCD	1372 x 1300 pixels
FOV	Full Disk
Pixel no nadir	8 km
Pixel nas bordas	14 km
Comprimento de Onda	777,4 nm
Taxa de enquadramento	2 ms
Taxa de Downlink de dados	7,7 mbps
Energia média de operação	405 W
Massa	125 kg
Dimensões	149 cm x 63,5 cm x 65,8 cm

Adaptado de Goodman et al. (2013).

As informações do sensor são geolocalizadas, com registro de data, hora e tamanho; essa localização é baseada no cálculo de centróides ópticos ponderados em altitude (GOODMAN et al., 2012). O GLM contém informações de eventos, grupos e relâmpagos. Um evento é definido como a ocorrência de um *pixel* que exceda o brilho de fundo durante um único quadro, é a unidade básica. Quando uma descarga ilumina mais de um pixel em um mesmo período de tempo, ocorrem eventos adjacentes, denominado grupo. O relâmpago é a sequência de um ou mais grupos (Figura 4), ou seja, pulsos ópticos dentro de um tempo (330 ms) e distância (16,5 km) específicos (MATCH et al., 2007).

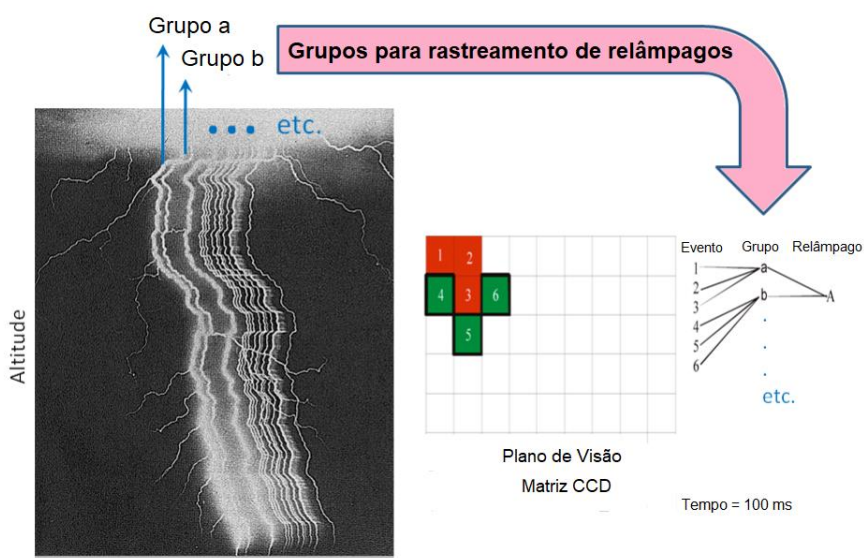


Figura 4: Detecção de eventos, grupos e relâmpagos por meio de emissões ópticas. Adaptado de Goodman et al. (2012)

Basicamente o GLM, por meio do rastreamento do valor médio de brilho de fundo de cada pixel, estima as radiâncias no topo das nuvens. Assim, a cada 2 ms o valor detectado é comparado com os novos valores de brilho de fundo para identificar mudanças repentinas, contabilizando um evento a cada nova amostra que exceder um determinado limiar (GOODMAN et al., 2012).

O monitoramento se dá tanto durante a noite quanto durante o dia. De o dia, a luz solar refletida pela superfície (albedo) pode produzir uma iluminação de fundo maior do que a do relâmpago (777,4 nm), dificultando a discriminação do mesmo. Por esse motivo, a identificação só é possível pela implementação de técnicas de filtragem (um total de 4 são utilizadas), que maximizam o contraste entre relâmpago e brilho de fundo. O resultado dessa filtragem é uma eficiência de detecção que excede 70 %, com uma taxa de falso alarme correspondente a 5 %, com melhor desempenho durante a noite (90 %) em relação ao dia (70 %) (GOODMAN et al., 2012; GOODMAN et al., 2013).

O sistema utiliza o chamado *Lightning Cluster Filter Algorithm* (LCFA), um algoritmo responsável por construir uma estrutura “parental” que agrupa eventos em grupos e grupos em relâmpagos na etapa final do processamento, com a finalidade de reduzir os erros da classificação de eventos (GOODMAN et al., 2012). Uma das técnicas aplicadas para eliminar os falsos eventos é a consideração de um limiar temporal para a contabilização, em razão de que os *pixels* iluminados por 2 ms tem maior probabilidade de serem considerados relâmpagos. Entretanto, mesmo com a aplicação de filtros, os efeitos do reflexo do sol, da intrusão solar durante a estação em que ocorreu o eclipse solar (MAM) e do brilho de rios, lagos e oceanos relativamente calmos que em combinação com ângulos específicos podem ser tidos como falsos eventos (RUDLOSKY et al., 2019).

O presente estudo utiliza dados com controle de qualidade padrão que acompanha cada arquivo, o chamado *quality flag*. Neste controle de qualidade, o *flag* = 0 indica boa qualidade, e qualquer número diferente de 0 indica dados degradados ou não confiáveis (GOODMAN et al., 2013; RUDLOSKY et al., 2019). Logo, por esse motivo, os dados correspondentes à latitude, longitude, data e horário dos relâmpagos totais registrados pelo GLM de 1 de janeiro à 31 de dezembro de 2018 para todo o território brasileiro com *flag* ≠ 0 foram desconsiderados da análise.

Também foram utilizados dados de duração (ms), área (km²) e intensidade (energia, fJ = 10⁻¹⁵) dos relâmpagos totais.

3.2 Metodologia

A metodologia empregada nesse trabalho foi dividida em duas partes: i) Análise da distribuição espacial e temporal da densidade de frequência de relâmpagos e ii) Análise das propriedades físicas (área, comprimento e intensidade) dos relâmpagos. Para isto, inicialmente, os dados brutos com resolução temporal de 20 s foram acumulados em intervalos temporais de 5 min e selecionados para o território brasileiro, com uma resolução espacial de 8 km.

3.2.1 Densidade de Relâmpagos

A obtenção da densidade de relâmpagos foi determinada através da divisão da quantidade de relâmpagos de cada *pixel* pela área do pixel (64 km²). Os dados assim utilizados foram definidos como Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT), que representa a quantidade de relâmpagos totais por unidade de tempo por área. Posteriormente as densidades de relâmpagos foram acumuladas de acordo com as seguintes análises: distribuição espacial i) anual, ii) sazonal e iii) diurna e iv) identificação dos cinco municípios *hotspots* e v) caracterização do ciclo diurno e mensal para os cinco municípios *hotspots* de cada uma das cinco regiões do Brasil.

Na análise anual de relâmpagos, os dados foram acumulados para cada ponto de grade para todo o ano de 2018. Para a análise sazonal, os dados foram divididos em: verão (dez-jan-fev), outono (mar-abr-mai), inverno (jun-jul-ago) e primavera (set-out-nov). Foram também considerados os meses de máxima densidade de relâmpagos computando-se todos os relâmpagos para cada mês de 2018 e em seguida extraídos os meses de maiores valores de relâmpagos por pixel. O mesmo foi realizado para cada hora do dia a fim de obter os horários (Hora Local) de máxima densidade de relâmpagos.

Em uma análise espacial, por meio do acumulado anual de 2018, foram determinados os 5 municípios *hotspots*, ou seja, os 5 pontos de grade (ou *pixel*) de maior valor para cada região do país: Sul, Sudeste, Centro-Oeste, Norte e Nordeste. Por fim, a localização municipal de cada pixel revelou os 5 municípios

de cada região com maior densidade de relâmpagos e para cada um foram realizadas análises dos ciclos diurno e mensal.

3.2.2 Propriedades físicas dos relâmpagos

Foram calculadas as médias anuais da duração (ms), área (km²) e intensidade (energia, fJ). A duração corresponde ao período de tempo em que há um foco de iluminação maior no *pixel* em relação ao brilho de fundo; a área está relacionada com a quantidade de *pixels* iluminada pelo relâmpago; e a intensidade se refere a quantidade de energia que chega até o sensor do satélite.

Adicionalmente, foi analisado a relação entre a DFRT, área e duração dos relâmpagos. Para tanto, selecionou-se os meses de janeiro e setembro, os dados a cada 20 s, os quais corresponderam o período do ano com maior DFRT. As análises foram baseadas em histogramas lineares e bidimensionais e relações de dispersão, empregando como referência o coeficiente de correlação Pearson, como descrito abaixo (MANLY, 2008).

$$r = \frac{\sum_i^{nd} (a_i - \bar{a})(b_i - \bar{b})}{\sqrt{\sum_i^{nd} (a_i - \bar{a})^2 \sum_i^{nd} (b_i - \bar{b})^2}} \quad (1)$$

Em que: i e nd : quantidades inicial e final de dados; a_i : dado observado da variável 1; $\bar{a}$: valor médio do dado observado da variável 1; b_i : dado observado da variável 2; $\bar{b}$: valor médio do dado observado da variável 2.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT)

4.1.1 Análise Anual

A análise anual se baseou nos dados observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16, exclusivamente ao longo do ano de 2018, no qual, ao todo, foram detectados 103.272.364 relâmpagos totais no território brasileiro. Este valor é correspondente a aproximadamente 29 % do total de relâmpagos de todo campo de visão do satélite, reafirmando a contribuição da atividade elétrica do Brasil para a ocorrência de relâmpagos em todo hemisfério ocidental.

As máximas densidades foram encontradas nas proximidades das regiões de divisa Brasil-Argentina, abrangendo parte dos estados do Mato Grosso do Sul, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul; assim como na porção noroeste-sudeste do país, que abrange parte do Amazonas, Pará, Mato Grosso e Tocantins; na região da Zona da Mata em Minas Gerais; no sul do Rio de Janeiro e na faixa norte dos estados do Pará, Maranhão e Piauí. Em contrapartida, os menores valores foram observados na costa litorânea, desde o norte do Rio de Janeiro até o Amapá e no extremo norte de Roraima e do Pará (Figura 5), corroborando com os resultados encontrados nas climatologias de Christian et al. (2003) do sensor OTD, Cecil et al. (2014) com dados do OTD e do LIS, Albrecht et al. (2016) do sensor LIS e Rudlosky et al. (2019) no estudo dos nove primeiros meses de operação do GLM.

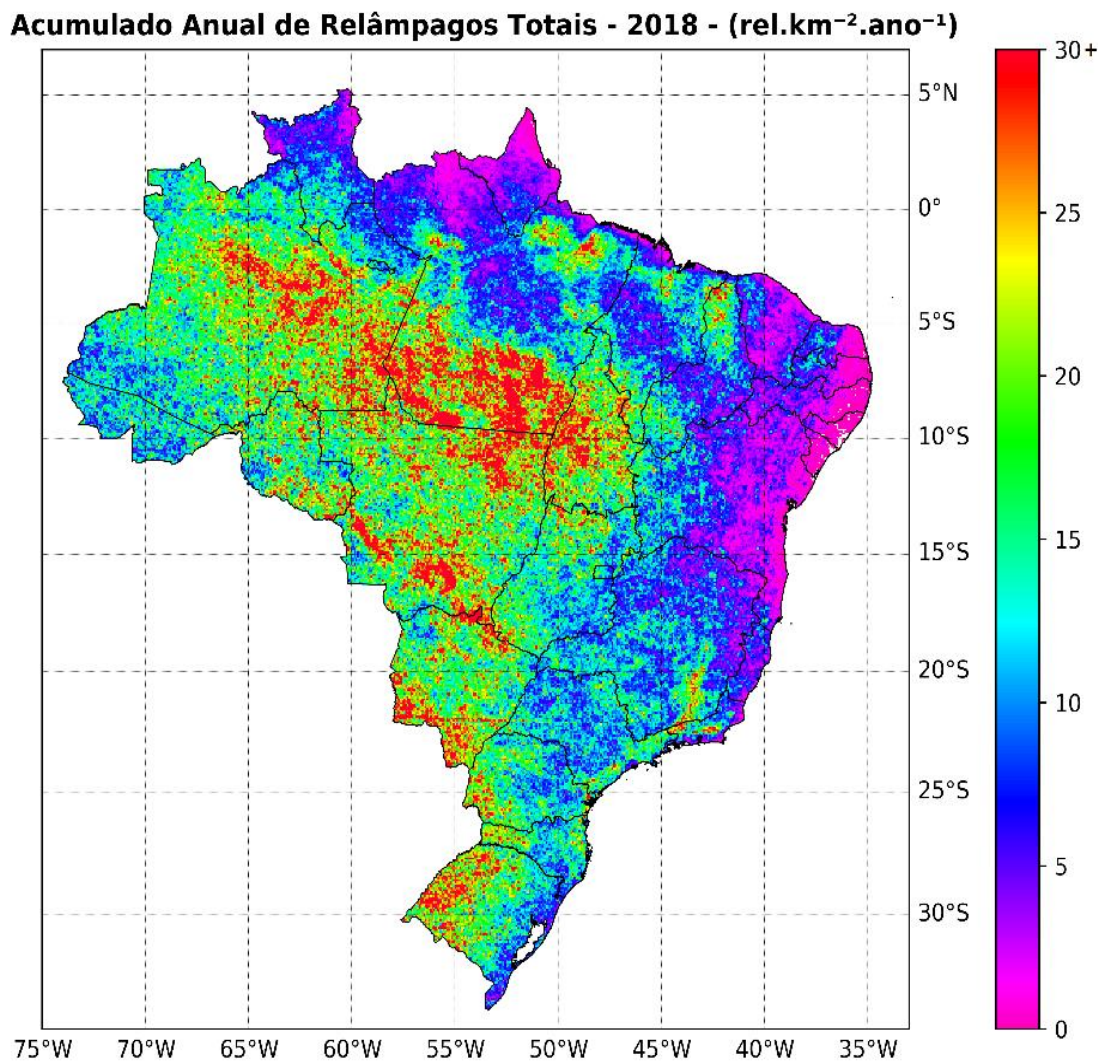


Figura 5: Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT) em 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16

De modo geral, o mapa de DFRT de 2018 (Figura 5) revela uma notável diferença entre as regiões mais próximas à costa (setor leste do território) e o interior do continente, onde a densidade tende a aumentar à medida que são consideradas porções mais centrais do continente. Essa diferença pode estar associada as propriedades microfísicas, dinâmicas e termodinâmicas de formação dos tipos de nuvens de cada localidade.

As regiões litorâneas sofrem influência de uma atmosfera representativa da superfície marinha, logo, o processo de nucleação difere do ocorrido em uma superfície continental no tipo de aerossol atuante como núcleo de condensação (NC) para formação de gotículas de nuvem. Sabe-se que, os aerossóis marinhos são NCs mais efetivos comparados aos aerossóis continentais, porém existem

outros fatores que também atuam na distribuição das partículas dentro das nuvens, como a distribuição vertical dos aerossóis na coluna atmosférica, a higroscopia das partículas, além dos mecanismos dinâmicos e termodinâmicos que contribuem para a atividade convectiva no interior destas nuvens (JUSTO & FRANÇA, 2015). Além disso, existem também fortes indícios da influência antrópica (ilhas de calor) na distribuição espacial dos relâmpagos nas regiões urbanas (NACCARATO, 2001).

Em nuvens quentes são raras as ocorrências de relâmpagos, visto que sua pequena extensão vertical limita o tempo necessário para que hajam mecanismos de eletrificação, e também por meio da pequena concentração de partículas de gelo devido sua temperatura. Porém, essa limitação não ocorre em nuvens frias. Geralmente a eletrificação das nuvens tropicais convectivas ocorre em temperaturas inferiores a -6°C (NACCARATO, 2001). Alguns estudos como de Williams (1985) e Ushio et al. (2001) observaram um aumento da taxa de relâmpagos em função da altura das nuvens, à quinta potência e exponencialmente, respectivamente. Por essa razão as regiões com tendência a formação de nuvens quentes, por exemplo a costa do NEB (PALHARINI & VILA, 2017; RODRIGUES et al., 2019), possuem menores valores de DFRT em comparação com as regiões propícias a formação de nuvens frias, de grande desenvolvimento vertical, como o observado na distribuição espacial do acumulado de DFRT e também na climatologia de 16 anos de dados do sensor LIS realizada por Abreu (2018) para o NEB.

Como o regime de precipitação é, na maioria das vezes acompanhado da ocorrência de relâmpagos (BATTAN, 1965; KINZER, 1974; BUECHLER e GOODMAN, 1990; WILLIAMS et al. 1992; TAPIA et al. 1998; SOULA & CHAUZY, 2001), existe uma grande correlação entre os mesmos. Segundo Rockwood e Maddox (1988), os sistemas de tempo responsáveis pela ocorrência de precipitação intensa ocorrem devido ao resultado da interação de mecanismos físicos de diferentes escalas: os sistemas de grande escala produzem um ambiente instável, enquanto os de menor escala fornecem condições para o levantamento inicial. Sendo assim, os padrões de ocorrência de relâmpagos variam de acordo com a região e os sistemas sinóticos que atuam sobre a mesma. O acumulado anual destaca os sistemas predominantes no ano de 2018, como a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (QUADRO &

ABREU 1994), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) (NOBRE, 1983), frentes (SATYAMURTY & MATTOS, 1989; ROGRIGUES et al., 2004) e Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) (CUSTÓDIO & HERDIES, 1994); bem como a influência da topografia e do relevo, como o Arco da Zona da Mata, em Minas Gerais (DOS REIS, 2005).

4.1.2 Análise Sazonal

Dentre o total de relâmpagos anual, 44 % dos relâmpagos ocorreram durante a primavera (SON), 28 % no verão (DJF), 16 % no outono (MAM) e 12 % no inverno (JJA) (Figura 6). Esses resultados são semelhantes aos documentados por Dewan et al. (2017) e Sonnadara et al. (2019) para suas respectivas regiões de estudo, Bangladesh e Sri Lanka, que obtiveram seus máximos valores de densidade no período pré-monsoão, o que equivaleria a SON no Brasil.

No verão (Figura 6a), a maior parte do país obteve valores acima de 2 rel.km⁻², com destaque para algumas localidades nos estados do Maranhão, Piauí, Minas Gerais (Zona da Mata) e no Mato Grosso do Sul (Figura 6a). Nesta época do ano há um maior aquecimento da superfície e a atuação da ZCIT, importante modulador do regime de precipitação no NEB (REBOITA et al., 2012) e da ZCAS, que é um dos principais sistemas atuantes no Sudeste e no Centro-Oeste (QUADRO & ABREU, 1994). Observa-se um corredor de menores DFRT no extremo oeste do NEB, passando pelos estados do Piauí, Maranhão, e Sul do Ceará, que se forma durante o verão devido a presença da alta da Bolívia e do Cavado de Leste do NEB, que geram uma forte difluência em ar superior nesta região, além da presença da ZCIT.

Devido ao decréscimo da temperatura no outono (Figura 6b), a atmosfera se torna mais estável, tornando a distribuição espacial das densidades de relâmpagos mais homogênea, com máximos valores nos estados do Pará, Minas Gerais, Rio Grande do Sul e Tocantins. Este período coincidiu com o eclipse solar que em combinação com ângulos específicos pode resultar em falsos eventos sobre os corpos d'água relativamente calmos, como por exemplo a Bacia Amazônica. Na Figura 6b é possível observar claramente a contaminação do brilho dos rios na Amazônia.

No inverno (Figura 6c), em razão da diminuição do aquecimento superficial, aliado ao deslocamento da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) para oeste (DEGOLA, 2013), a DFRT atinge os valores mais baixos, principalmente na região Nordeste, norte da região Sudeste e algumas regiões do Centro-Oeste. Como consequência do fortalecimento dos ventos alísios de NE, que adentram o continente transportando umidade do Oceano Atlântico (UVO & BERNDTSSON, 1996; FISCH et al., 1998), a distribuição espacial se torna mais heterogênea (Figura 4d), se concentrando na região Amazônica. Enquanto na região Sul, os maiores valores se dão pela incursão de frentes frias (SATYAMURTY & MATTOS, 1989; ROGRIGUES et al., 2004).

Na primavera (Figura 6d), pode-se observar valores máximos principalmente na porção leste da região Sul e Centro-Oeste e na faixa central da região Norte, com valores mínimos na região Nordeste. As diferenças de temperatura características da estação oferecem condições à atividade convectiva e consequentemente, à ocorrência de tempestades com atividade elétrica, fato que corrobora com os resultados obtidos por Gin e Guedes (2000) na climatologia realizada com 10 anos de dados de estações meteorológicas de superfície.

Acumulado Sazonal de Relâmpagos Totais para 2018

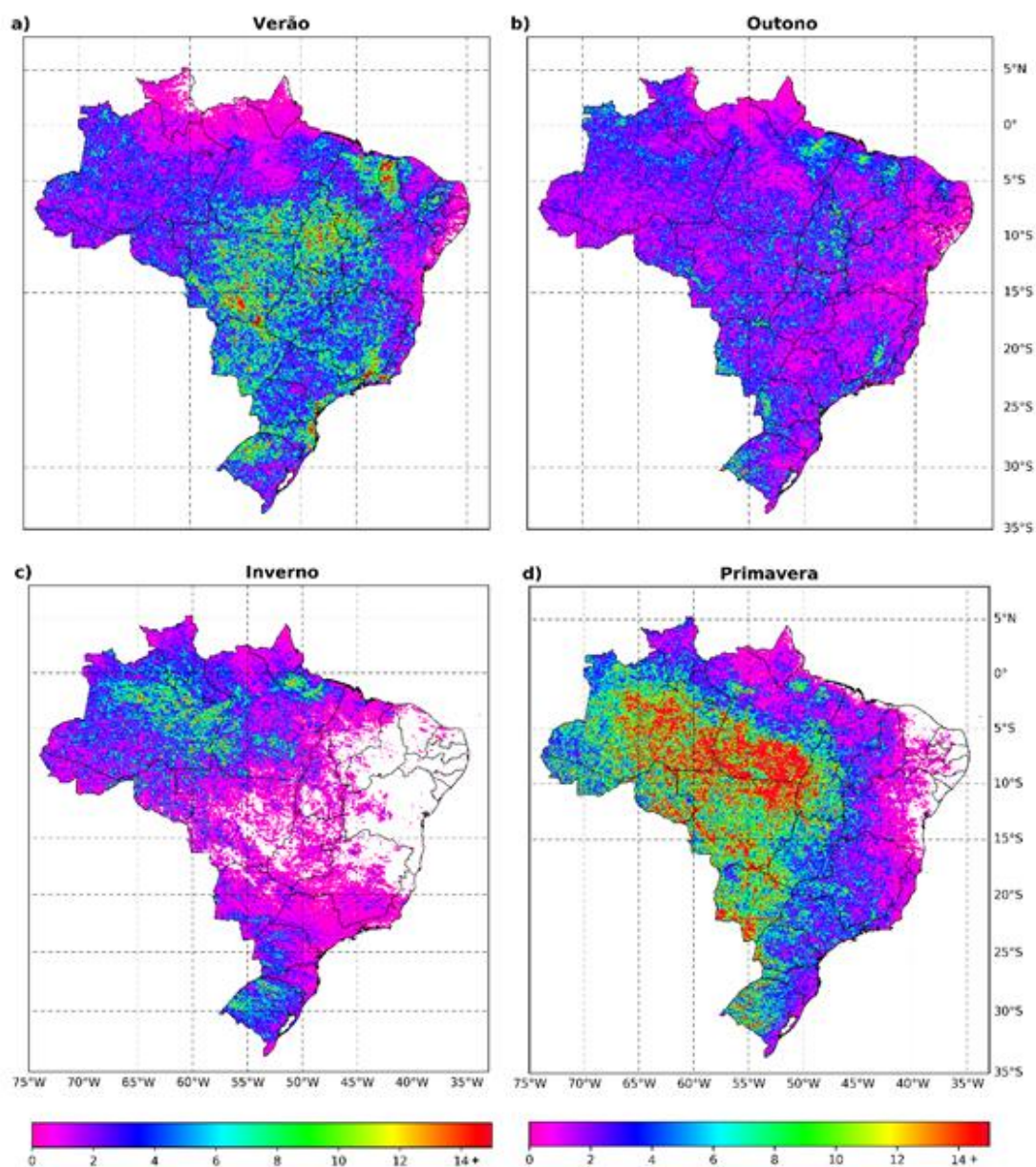


Figura 6: Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais por estação do ano (DFRT) em 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16 para: a) verão, b) outono, c) inverno e d) primavera

Tanto a região Norte quanto o Nordeste têm seus regimes de precipitação influenciados pela variação sazonal da ZCIT, que alcança sua posição mais austral entre o verão e o outono (HASTENRATH, 1991), correspondendo ao período de maior taxa de precipitação, em contrapartida, no inverno, ocorrem as menores taxas de precipitação. Com o aumento da radiação solar na primavera,

as nuvens que causam relâmpagos começam a se formar, surgindo as primeiras descargas na região do “cinturão”, região leste-oeste de Minas Gerais com os maiores valores de descargas elétricas do estado (DOS REIS, 2005).

Basicamente, houve um deslocamento de máximas DFRT da região central do Brasil (verão) para porções mais a noroeste do país (primavera) ao longo do ano, acompanhando a sazonalidade dos sistemas sinóticos atuantes. Evidenciando o fato de que houveram maiores condições para a ocorrência de sistemas convectivos durante a primavera, provavelmente devido ao aquecimento diferencial e à instabilidade atmosférica proporcionados pela estação.

4.1.3 Análise Mensal

Pode-se observar que no setor leste, próximo à região litorânea, predominam as maiores densidades nos meses de verão e primavera, em contrapartida, no setor oeste e na porção central do país, predominam as maiores densidades nos meses de inverno e outono (Figura 7). À leste, este comportamento pode estar relacionado com a mudança de posição da ASAS, considerando que sua proximidade nos meses de menor temperatura inibem a formação de convecção, já o setor oeste não sofre diretamente a influência da posição da ASAS.

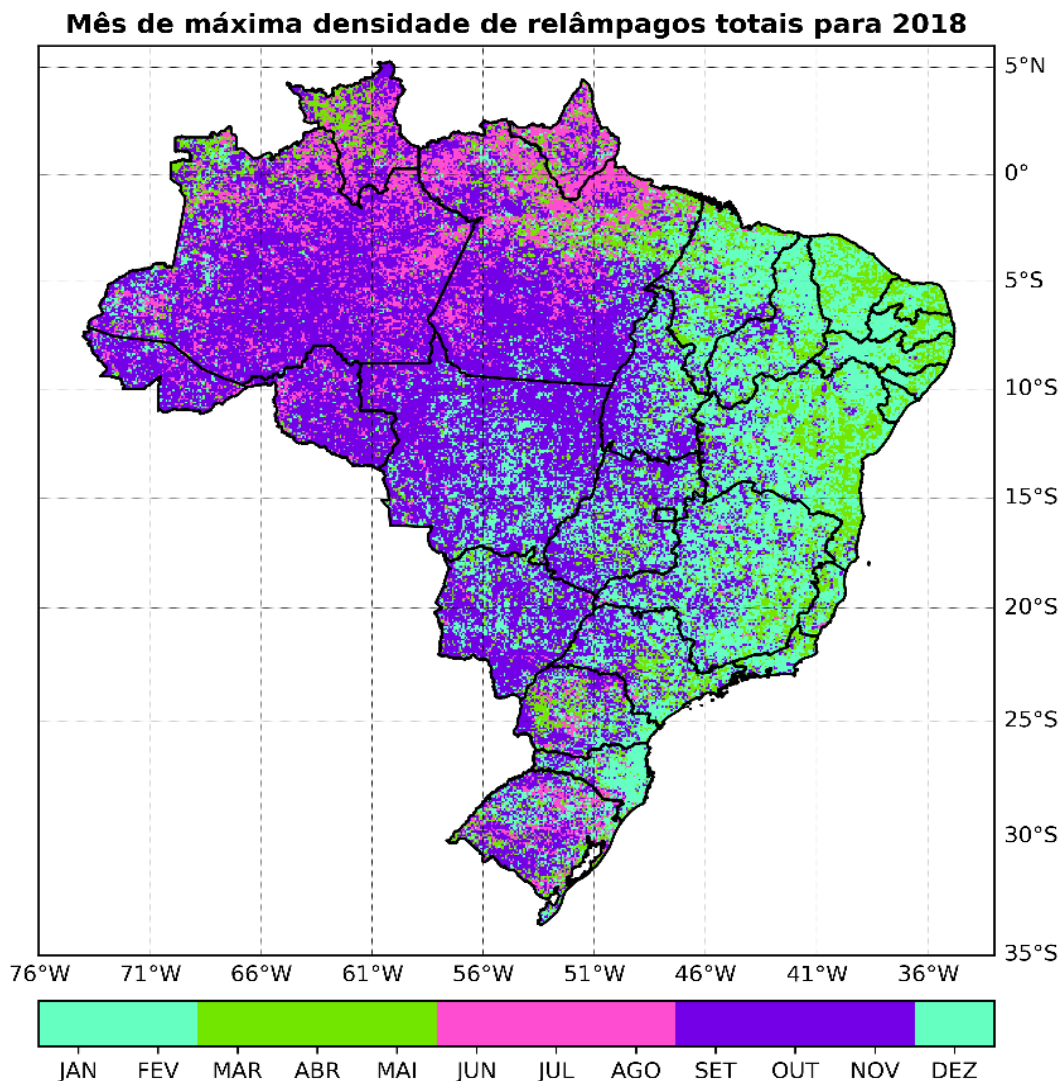


Figura 7: Mês de máxima Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT) para 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16

As Figuras 5 e 7 mostram que as regiões no extremo norte do país que se destacaram pelas menores taxas de relâmpagos possuíram seus maiores valores durante os meses de inverno; enquanto as regiões do Nordeste que também obtiveram pouca contribuição no acumulado anual apresentaram os maiores valores de DFRT predominantemente nos meses de verão. No entanto, as regiões de maiores densidades foram mais influenciadas pela atividade elétrica nos meses de inverno e primavera.

Gin e Guedes (2000) utilizando dados de 23 estações espalhadas no Brasil entre 1961 e 1970 encontraram que a maioria dos relâmpagos ocorrem

entre os meses de janeiro e março, sendo que no interior do Brasil os meses com maior ocorrência de relâmpagos compreendem o período entre setembro e março e na faixa litorânea os relâmpagos se concentram entre janeiro e março.

Com os dados (1999 a 2004) de cobertura da rede RINDAT, Pinto Jr et al. (2006) constataram uma maior contagem de relâmpagos durante os meses de junho a setembro, vale ressaltar que a rede RINDAT possui distribuição espacial heterogênea e mais concentrada na região sudeste do Brasil (não possui nenhum sensor no NEB) e é capaz de identificar apenas relâmpagos NS. Porém, Rasmussen et al. (2014) estudaram a relação entre as atividades convectiva e elétrica na América do Sul e apontaram uma maior ocorrência de relâmpagos durante o verão austral. Os resultados para a distribuição mensal realizada por Albrecht et al. (2016) mostraram uma clara diferença entre as porções leste e oeste do país; com máximos valores de DFRT ocorrendo nos meses de verão e outono no setor leste e máximos nos meses de inverno e primavera no setor oeste, corroborando com os resultados encontrados, porém com a suavização proporcionada pela climatologia de 16 anos de dados.

4.1.4 Análise Ciclo Diurno

De maneira geral, no Brasil, a maioria dos relâmpagos totais ocorrem preferencialmente do período entre as 15 e 18 horas local (HL), com exceção da região centro-sul (sem horário preferencial) e na faixa norte-nordeste (3 às 6 HL e das 18 às 21 HL) (Figura 8), similarmente ao documentado por Albrecht et al. (2016). Esses resultados coincidem com os horários dos sistemas atuantes nestas determinadas regiões e está associado ao ciclo diurno da insolação solar.

Por meio da análise do ciclo diurno de chuvas na região Norte, Garreaud e Wallace (1997) e Da Rocha et al. (2009) observaram que parte da chuva próxima aos Andes ocorre durante a noite como resultado da convergência dos alísios de nordeste com o escoamento da montanha sobre a bacia Amazônica. Os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) tropicais também contribuem para a precipitação na região norte e em razão de sua associação com o aquecimento radiativo da superfície, apresentam máximo desenvolvimento durante o dia (NIETO FERREIRA et al., 2003; SALIO et al., 2007). Devido a brisa fluvial proveniente da bacia Amazônica há uma circulação fluvial em baixos

níveis, que possui sentido rio-floresta durante a noite até o início da manhã e reverte o sentido a partir do início da tarde (OLIVEIRA & FITZJARRALD, 1993).

Em seu estudo sobre os ciclos diurno e anual de precipitação tropical e subtropical utilizando 10 anos de dados do TRMM, SILVEIRA et al. (2019), encontrou os máximos de precipitação na Amazônia de janeiro à abril, das 18 às 00Z (com pico às 21Z); as Regiões Central e Sudeste do país obtiveram estação chuvosa bem definida com verão chuvoso e inverno seco, com máximos bem pronunciados a partir das 15 até as 00Z (pico às 21Z); na Região Sul a precipitação é mais homogênea ao longo do ano e durante o dia, com máximos em abril e outubro, às 21Z e mínimos em agosto e julho.

Na região Sudeste, os relâmpagos ocorrem predominantemente do início da noite ao início da manhã, este resultado pode ser explicado pela atuação das brisas marítimas que instabilizam o ar, favorecendo eventos de chuvas intensas no período da tarde (PEREIRA FILHO et al., 2002; MORALES et al., 2009). Já a região Sul é afetada pela incursão de sistemas frontais (GAN & RAO, 1991) que não possuem horários preferenciais e também, por SCM, especialmente os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) que são fortalecidos no período noturno (fim da madrugada e início da manhã) com a intensificação dos Jatos de Baixos Níveis (JBN) (CUSTÓDIO & HERDIES, 1994) e pelo efeito das brisas marítima e terrestre (BRAGA & KRUSCHE, 2000).

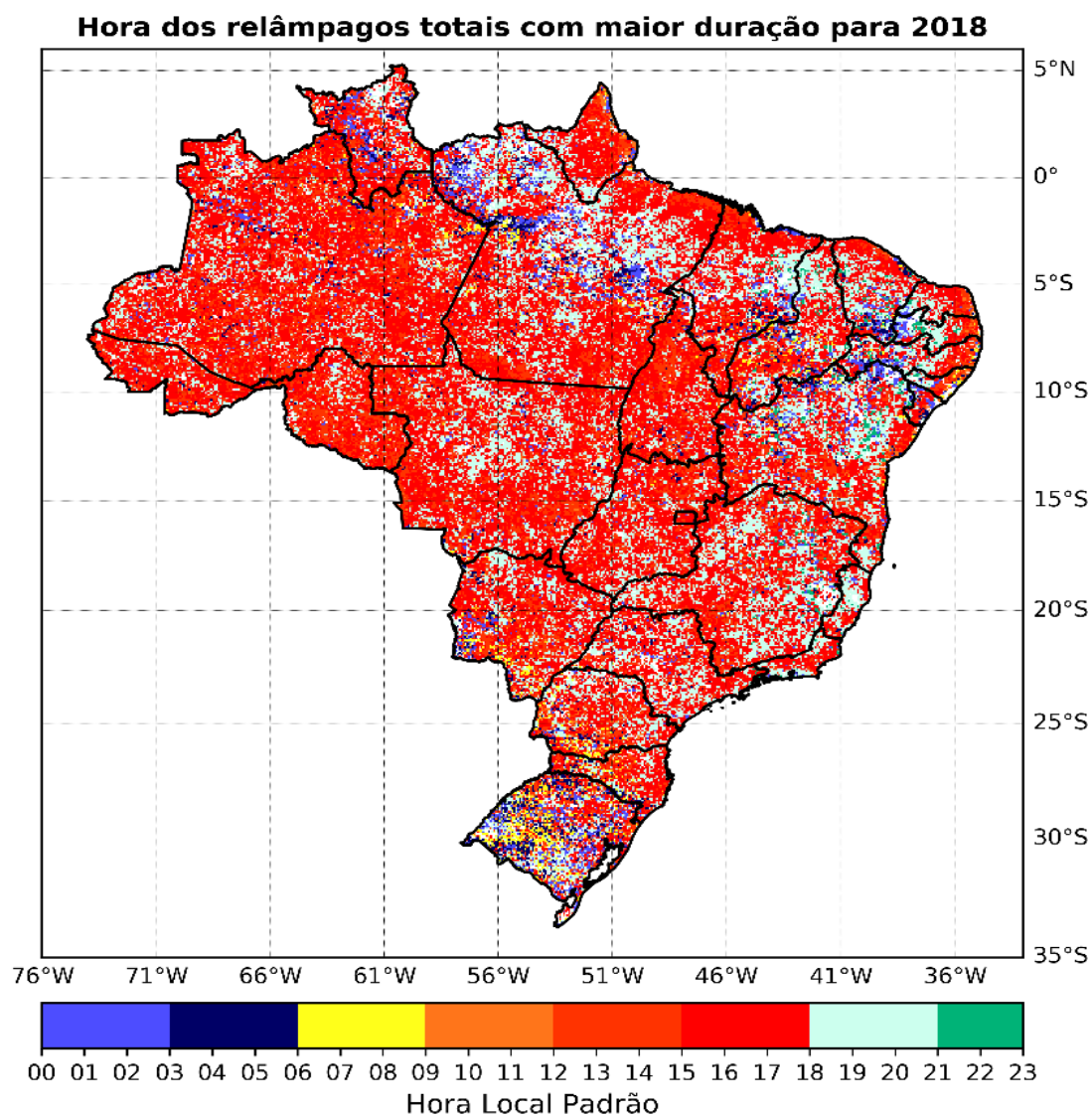


Figura 8: Hora Local (HL) da máxima Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT) para 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16

4.1.5 Localização dos *Hotspots*

Os locais que possuem a mais alta DFRT estão localizados em determinados setores de cada região, como pode ser observado na Figura 9. Os mapas de *hotspots* mostram que o maior valor de DFRT no Brasil encontra-se no município de Nova Andradina no estado do Mato Grosso do Sul, com

aproximadamente $87 \text{ rel.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$, enquanto o menor valor se encontra em Luzilândia no estado do Piauí, com aproximadamente $37 \text{ rel.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$.

Top 5 hotspots de relâmpagos totais por região do Brasil para 2018 [relâmpagos.km⁻².ano⁻¹]

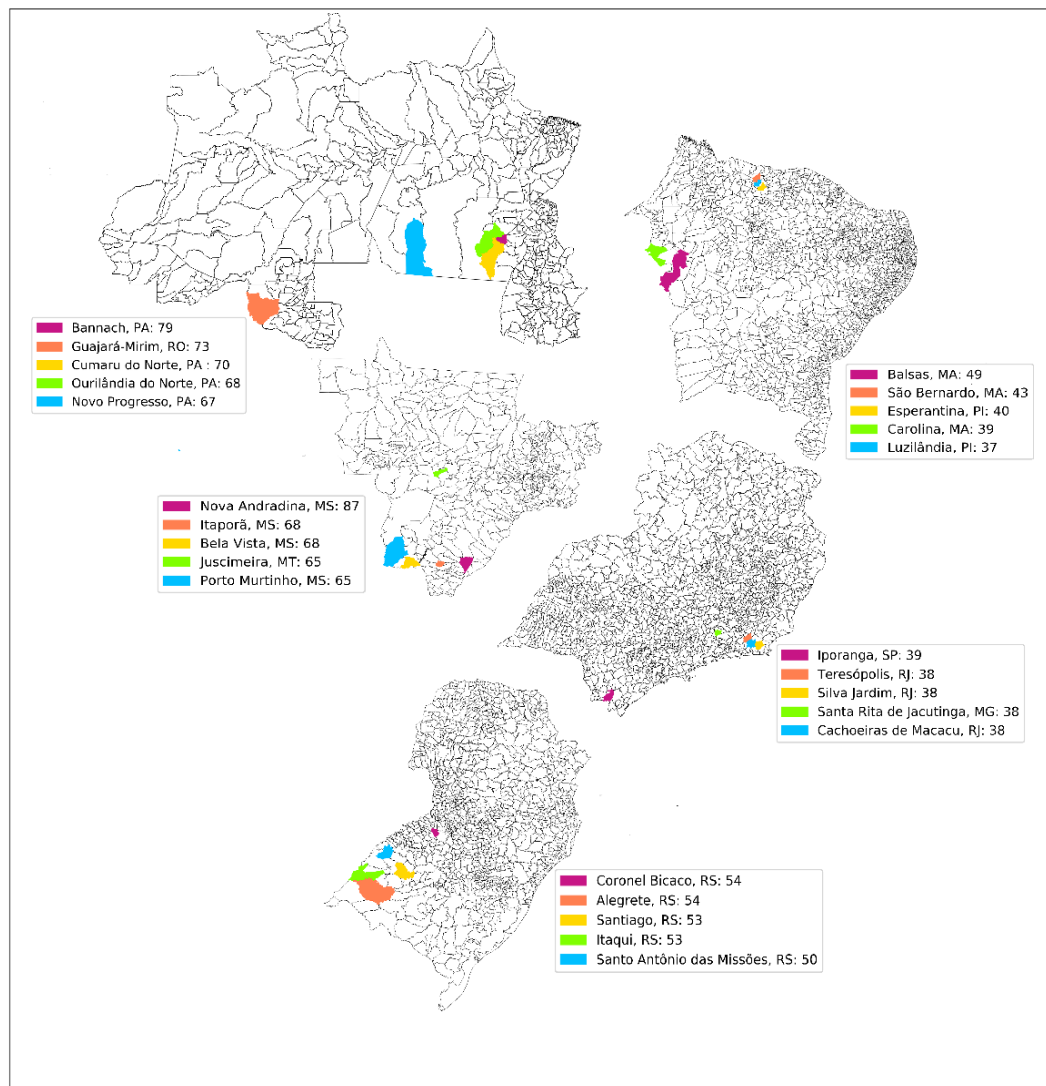


Figura 9: Os 5 *hotspots* por região do Brasil no ano de 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16. O número em cada legenda representa a Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT, rel. km⁻² ano⁻¹) para o município *hotspot*.

Alguns estudos constataram a possibilidade de haver uma relação entre a topografia e a atividade convectiva local e consequentemente a produção de relâmpagos (RASMUSSEN & HOUZE 2011; ALBRECHT et al., 2011; NACCARATO & PINTO, 2012; ALBRECHT et al., 2016; ABREU, 2018). No presente estudo, os *hotspots* estão majoritariamente localizados em regiões de

altitudes relativamente mais baixas, com exceção do *hotspot* em Teresópolis, RJ.

Segundo a proposta de classificação do relevo brasileiro realizada por Ross (2016), na região Norte, os *hotspots* 1, 3 4 e 5 estão localizados entre os Planaltos Residuais Sul-Amazônicos e a Depressão da Amazônia Ocidental, o 2 está localizado sobre a Planície e o Pantanal do Rio Guaporé, ambos os relevos tem proximidade a corpos aquíferos (Rio Amazonas e Rio Guaporé), evidenciando o fato de que tanto a umidade proporcionada por estes quanto as circulações de brisas fluviais contribuem para os resultados encontrados. No Nordeste, os *hotspots* estão localizados próximos a região de Planaltos e Chapadas da Bacia do Parnaíba e as Planícies e Tabuleiros Litorâneos, onde há atuação de brisas marítimas e fluviais, bem como a atuação de sistemas sinóticos como a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) e o Vórtice Ciclônico do Atlântico Norte (VCAN) (MOSCATI & GAN, 2007).

O primeiro *hotspot* da região Centro-Oeste se encontra sobre a Depressão Cuiabana com altitudes variando entre 150 e 400 m, cercada pelos Planaltos da bacia do Paraná, do Parecis e do alto Paraguai. O segundo *hotspot* está localizado próximo as Serras e Residuais do Alto Paraguai próximas à serra da Bodoquena, onde as altitudes chegam a 800 m; enquanto o terceiro localiza-se sobre a Depressão do Alto Paraguai-Guaporé, localizada entre os rios Jauru e Guaporé; o quarto sobre o Planalto e Chapada dos Parecis entre as bacias dos rios Amazonas, Paraguai e Guaporé e o quinto está sobre a Planície e Pantanal do Rio Guaporé (ROSS, 2016).

Os *hotspots* do Sudeste se localizam sobre Planaltos e Serras do Atlântico Leste e Sudeste, com superfícies bastante acidentadas, como por exemplo as serras do Mar e da Mantiqueira. Em contrapartida, na região Sul, os *hotspots* 1, 4 e 5 estão sobre os Planaltos e Chapadas da Bacia do Paraná, que podem atingir até 1.000 m de altitude, além de acompanhar os cursos dos afluentes do rio Paraná; os *hotspots* 2 e 3 estão sobre a Depressão Periférica sul-rio-grandense (altitudes em torno de 200 m), as terras dessa região são drenadas pelas águas dos rios Jacuí e Ibicuí, no estado do Rio Grande do Sul. De forma

geral, todos os relevos associados aos *hostpots* ou estão próximos a regiões acidentadas ou próximos a corpos aquíferos.

A Tabela 2 apresenta a localização geográfica de cada *hotspot*, bem como a colocação nos *rankings* regional e nacional e os valores de DFRT de cada um. Observa-se que as maiores classificações nacionais se deram nas regiões Centro-Oeste e Norte e as menores no Sudeste e Nordeste.

RANKING REGIONAL	RANKING NACIONAL	MUNICÍPIO	ESTADO	LAT	LON	DFRT Rel.km⁻².ano⁻¹
REGIÃO SUL						
1°	34°	Coronel Bicaco	RS	-27,84°	-53,732°	54,30
2°	36°	Alegrete	RS	-29,84°	-55,88°	54,06
3°	39°	Santiago	RS	-29,12°	-54,84°	53,17
4°	41°	Itaqui	RS	-29,20°	-56,52°	52,80
5°	52°	Santo Antônio das Missões	RS	-28,48°	-55,56°	49,93
REGIÃO SUDESTE						
1°	202°	Iporanga	SP	-24,64°	-48,6°	38,60
2°	209°	Teresópolis	RJ	-22,48°	-42,92°	38,34
3°	214°	Silva Jardim	RJ	-22,48°	-42,44°	38,23
4°	216°	Santa Rita de Jacutinga	MG	-22,16°	-44,12°	38,16
5°	224°	Cachoeiras de Macacu	RJ	-22,48°	-42,84°	37,89
REGIÃO CENTRO-OESTE						
1°	1°	Nova Andradina	MS	-22,08°	-53,56°	86,96
2°	6°	Itaporã	MS	-21,99°	-54,92°	68,06
3°	8°	Bela Vista	MS	-21,99°	-56,20°	67,55
4°	11°	Juscimeira	MT	-16,32°	-55,08°	64,86
5°	12°	Porto Murtinho	MS	-21,92°	-57,40°	64,64
REGIÃO NORTE						
1°	2°	Bannach	PA	-7,60°	-51,00°	78,55
2°	3°	Gurajará-Mirim	RO	-11,04°	-63,64°	72,94
3°	5°	Cumaru do Norte	PA	-7,68°	-51,00°	69,89
4°	7°	Ourilândia do Norte	PA	-6,96°	-50,92°	67,87
5°	9°	Novo Progresso	PA	-9,36°	-55,16°	67,11
REGIÃO NORDESTE						
1°	58°	Balsas	MA	-8,72°	-46,92°	49,23
2°	113°	São Bernardo	MA	-3,44°	-42,52°	43,45
3°	167°	Esperantina	PI	-3,92°	-42,20°	39,66
4°	190°	Carolina	MA	-7,12°	-47,48°	39,01
5°	245°	Luzilândia	PI	-3,68°	-42,44°	37,10

Tabela 2: localização geográfica, colocação nos rankings regional e nacional e valores de DFRT para cada *hotspot* regional do Brasil no ano de 2018 estimado pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16

Pinto e Pinto Jr. (2003a) analisaram a distribuição de relâmpagos nuvem-solo no Brasil, com base em dados de dias de tempestade, contadores de flash, redes de detecção de raios LF/VLF, precipitação e sensores ópticos de satélite, e sugeriram que, em todo país, ocorram de 50 a 70 milhões de relâmpagos do tipo NS, sendo que a maioria destes se concentram nas regiões Norte, Centro-Oeste e Sudeste (por volta de $10 \text{ rel.km}^{-2}.\text{ano}^{-1}$), sendo que, nas regiões amazônica e Sudeste, 140 dias por ano ocorrem relâmpagos. Esses valores se mostram coerentes com os resultados encontrados no presente estudo, visto que 80 % dos relâmpagos são do tipo IN (GIN, 1997), logo, menos de 20 % são do tipo NS, explicando a densidade de frequência de relâmpagos NS encontradas pelos autores.

Pinto Jr. et al (2003) realizaram uma análise comparativa de dados de relâmpagos de redes de sensores em solo e sensor LIS para as regiões norte e sudeste e observaram que, para o período de estudo (01 de outubro de 1999 a 13 de abril de 2000) em uma área de tamanho similar, a atividade de relâmpagos, do tipo NS na região norte é cerca de 20% maior do que na região sudeste durante todo o período, enquanto que a porcentagem de relâmpagos IN é aproximadamente igual para as duas regiões (60–65%), distanciando dos valores encontrados para 2018, em que a DFRT da região Norte é 44,38% maior do que na região Sudeste (considerando os primeiros *hotspots* de cada região).

A região Nordeste possui uma distribuição heterogênea, com densidades mínimas concentradas nas regiões costeiras em que a atividade convectiva é menor, devido a predominância de nuvens quentes (PALHARINI e VILA, 2017). Em geral, os estados do Piauí, Maranhão e Bahia são os maiores responsáveis pelo total de relâmpagos no NEB (ABREU, 2018), assim como o encontrado, os 5 *hotspots* da região nordeste se concentram principalmente no Maranhão e no Piauí, em municípios de baixa altitude. Segundo Kousky e Gan (1981), os vórtices que penetram o país, na maioria das vezes próximo a Salvador, são responsáveis por chuvas no setor norte e pelo tempo bom na região sul e central do Nordeste.

Carvalho et al. (1992) e Diniz et al. (1996) analisaram a densidade de descargas atmosféricas do período entre 1971 e 1995 nos estados de Minas Gerais, Espírito Santo, Rio de Janeiro, São Paulo e Goiás a partir dos dados de sensores pertencentes a companhias de eletricidade e encontraram maiores

valores nas regiões do Triângulo, Alto São Francisco, noroeste e sudoeste de Minas Gerais, porção central e noroeste de São Paulo e sul de Goiás. Dos Reis (2005) realizou a mesma análise, porém com dados do Sistema de Localização de Tempestades (SLT) para número de dias com trovoadas e encontrou maiores valores nas regiões sul, Zona da Mata, Campo das Vertentes, metropolitana, oeste, Triângulo e noroeste de Minas Gerais. Além de listar os vinte municípios mineiros de maiores índices de densidade de descargas atmosféricas e teve como primeiro *hotspot* a cidade de Ibirité (7,959 descargas.km⁻².ano⁻¹), enquanto o *hotspot* deste estado encontrado no seguinte trabalho, Santa Rita do Jacutinga (6,037 descargas.km⁻².ano⁻¹), esteve em 16º lugar em sua lista. A divergência dos resultados pode estar relacionada a quantidade de dados utilizados e as respectivas fontes de observação.

Devido sua localização em latitudes subtropicais, a região Sul recebe influência da atuação de diferentes sistemas meteorológicos que contribuem para formação de tempestades (REBOITA, 2008). Segundo os resultados apresentados por Pinto Jr et al. (2007), as maiores densidades de relâmpagos IN e NS do Sul estão na planície costeira, que é abruptamente interrompida por uma cadeia de serra. Na medida em que se deslocam para oeste, as densidades de relâmpagos NS passam a aumentar novamente, com o decréscimo da altura do relevo. Diferentemente do observado pelo GLM em 2018 e pela climatologia do TRMM (ALBRECHT et al., 2016), onde os máximos da região Sul ficaram concentrados na divisa do país com a Argentina.

Fernandes et al. (1998) estudaram a distribuição espacial e temporal de relâmpagos NS nas regiões Sul e Sudeste do Brasil por meio de dados de superfície localizados em aeroportos locais, encontrando que o Rio de Janeiro apresenta maior ocorrência média, seguida por Belo Horizonte e São Paulo. As limitações espaciais das observações podem ter corroborado para a diferença de resultados encontrados pela distribuição analisada neste estudo.

4.1.6 Ciclo Mensal dos *Hotspots*

A Figura 10 mostra o ciclo mensal de relâmpagos para os cinco municípios *hotspots* de cada região do Brasil. Os resultados indicam uma ausência de padrão em relação aos meses de máxima ocorrência de relâmpagos

totais entre as regiões do país, bem como observado na Figura 5. Entretanto, em uma mesma região existiram meses preferenciais de ocorrência, principalmente para as regiões Norte (setembro e outubro), Centro-Oeste (setembro) e Sudeste (fevereiro, março e setembro). Em contrapartida, as regiões Nordeste (Figura 10b) e sul (Figura 10e) não possuem um ciclo mensal regionalmente bem definido. Em geral, a maior atividade de relâmpagos foi documentada na estação quente (entre o verão e a primavera), justamente quando há maior atividade convectiva na maior parte do país.

No estado do Pará, o início da estação chuvosa ocorre de outubro a novembro nas localidades dos *hotspots* encontrados (DE MORAES et al., 2005), coincidindo com o ciclo mensal dos máximos de DFRT. Em Rondônia, os meses de maior índice pluviométrico são novembro, dezembro (218 mm mês^{-1}), janeiro (274 mm mês^{-1}) e fevereiro (242 mm mês^{-1}) (FURLAN, 2009).

Os *hotspots* do Estado do Maranhão estão localizados nas regiões de maior índice pluviométrico do estado (1500 a 2000 mm ano^{-1}), por exemplo Balsas possui uma precipitação média anual de $1190,83 \text{ mm ano}^{-1}$ e Carolina possui $1781,97 \text{ mm ano}^{-1}$ (SILVA et al., 2014). O período chuvoso na porção norte do Piauí inicia-se em janeiro e prolonga-se até o mês de maio, com máximos no trimestre fevereiro, março e abril. O regime de chuvas é principalmente devido a formação de Linhas de Instabilidades (LI) transportadas pelos ventos alísios de Sudeste/Nordeste, vestígios de frentes frias, orografia, formação de vórtices ciclônicos, ZCAS, efeitos locais, atuação da ZCIT e efeitos de brisas (MEDEIROS, 2017). Em contrapartida, a média anual de precipitação no RS varia de 1.600 a $1.900 \text{ mm ano}^{-1}$ nas localidades dos *hotspots* encontrados (DA SILVA & DE CAMPOS, 2011), enquanto que as localidades do Sudeste possuem médias anuais entre 1.100 e 1.600 mm (SILVA et al., 2009). Ambas as regiões possuem ciclos pluviométricos bem definidos, com verão chuvoso e inverno relativamente mais seco.

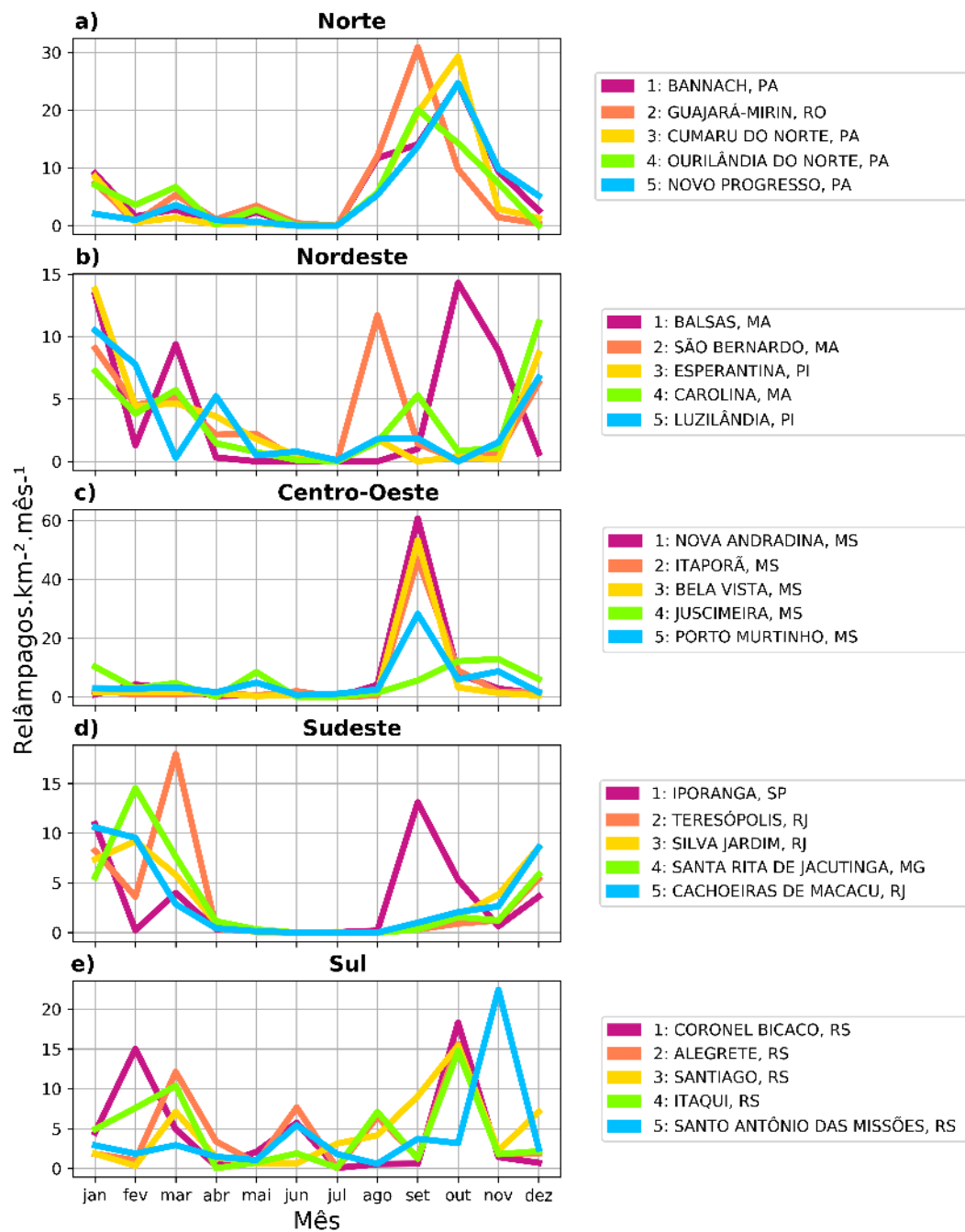


Figura 10: Ciclo Mensal da Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT, rel. mês⁻¹ km²) por região do Brasil: a) Norte, b) Nordeste, c) Centro-Oeste, d) Sudeste e e) Sul.

4.1.7 Ciclo Diurno dos *Hotspots*

A Figura 11 ilustra os ciclos diurnos dos *hotspots* de cada região. Os resultados indicam a existência de um comportamento diferente entre as regiões. Por exemplo, as máximas ocorrências foram registradas entre 14 às 18 HL na

região Nordeste, entre 13 às 17 HL na região Norte, das 13 às 14 HL no Centro-Oeste, das 15 às 18 HL no Sudeste, enquanto na região Sul não existe um horário preferencial do pico de ocorrência. Todos esses resultados corroboram com os horários de atuação dos sistemas sinóticos responsáveis pela convecção de cada região, assim como discutido na seção 4.1.4 deste trabalho.

O estudo de Azambuja (2017) mostrou que os horários de máxima e mínima ocorrência de relâmpagos IN e NS coincidem, sendo que o máximo ocorre entre as 15 e 17 HL, associada com as condições convectivas ligadas ao aquecimento diferencial da superfície (BÜRGESESSER et al. 2012) e o mínimo entre as 8 e 10 HL. A avaliação da atividade elétrica diurna a partir de 12 anos de dados (1998 – 2010) de dados do LIS/TRMM realizada por Ávila et al. (2015) indicou um comportamento diurno recorrente entre as latitudes de 25°S e 35°S e as longitudes de 50°O e 70°O, que obteve máximas ocorrências durante o período noturno em razão da atuação de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM).

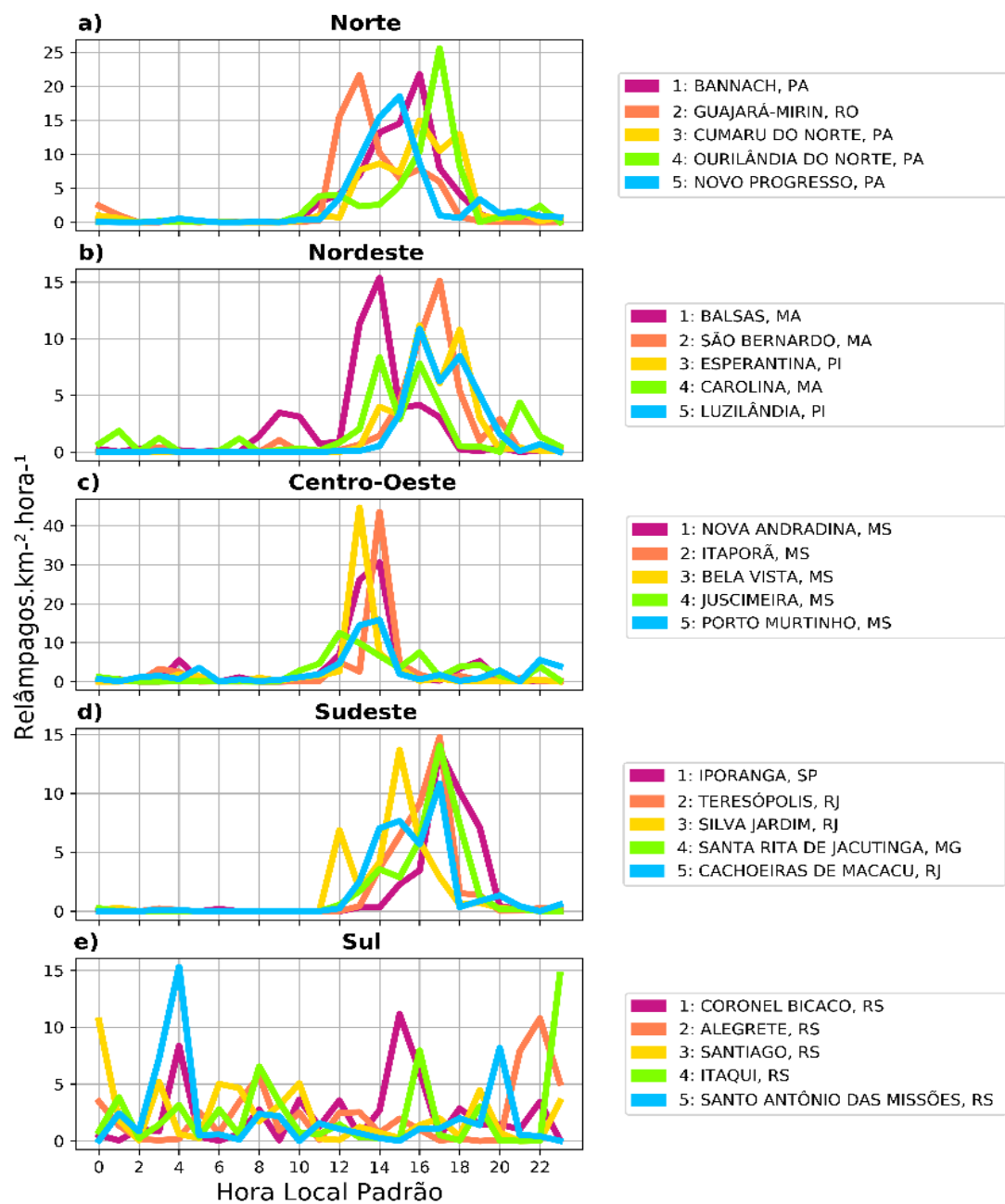


Figura 11: Ciclo Diurno da Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT, rel. km² hora⁻¹) por região do Brasil: a) Norte, b) Nordeste, c) Centro-Oeste, d) Sudeste e e) Sul

4.2 Propriedades dos Relâmpagos

4.2.1 Área

O sensor GLM mapeia toda a extensão espacial das nuvens de tempestade, fornecendo não apenas a quantidade de relâmpagos, mas também a área, duração e energia (PETERSON & LIU, 2013; RUDLOSKY et al., 2019). Com relação à área observada, devido a variação do tamanho dos pixels do sensor, os pixels maiores tendem a contribuir com valores maiores de área, considerando que fontes ópticas no topo das nuvens podem iluminar até 4 pixels tanto no sensor GLM quanto no LIS (RUDLOSKY et al., 2019).

Em geral, há uma homogeneidade na distribuição espacial do valor da área (Figura 12); a maioria dos valores se encontra em torno de 500 km². Algumas localidades se destacaram com áreas maiores que 800 km² como parte dos estados do Pará e Maranhão e em algumas localidades na faixa central do país, sentido noroeste-sudeste; regiões, estas, influenciadas por sistemas como ZCAS e ZCIT. Enquanto, os menores valores ocorreram na região de influência do litoral nordestino e no extremo norte do Amapá (abaixo de 100 km²) (Figura 12), locais que possivelmente há formação de nuvens que menor dimensão horizontal. Estes resultados coincidem com os encontrados por Rudlosky et al. (2019) em que os autores documentaram máxima área na faixa norte do país e mínimos na costa do NEB, demonstrando que a tendência dos 9 primeiros meses de dados do GLM, analisados pelos autores seguiu pelo restante do ano de 2018. Observa-se que os locais de máximas DFRT (Figura 5) não coincidem necessariamente com os locais de maiores valores de área (Figura 12).

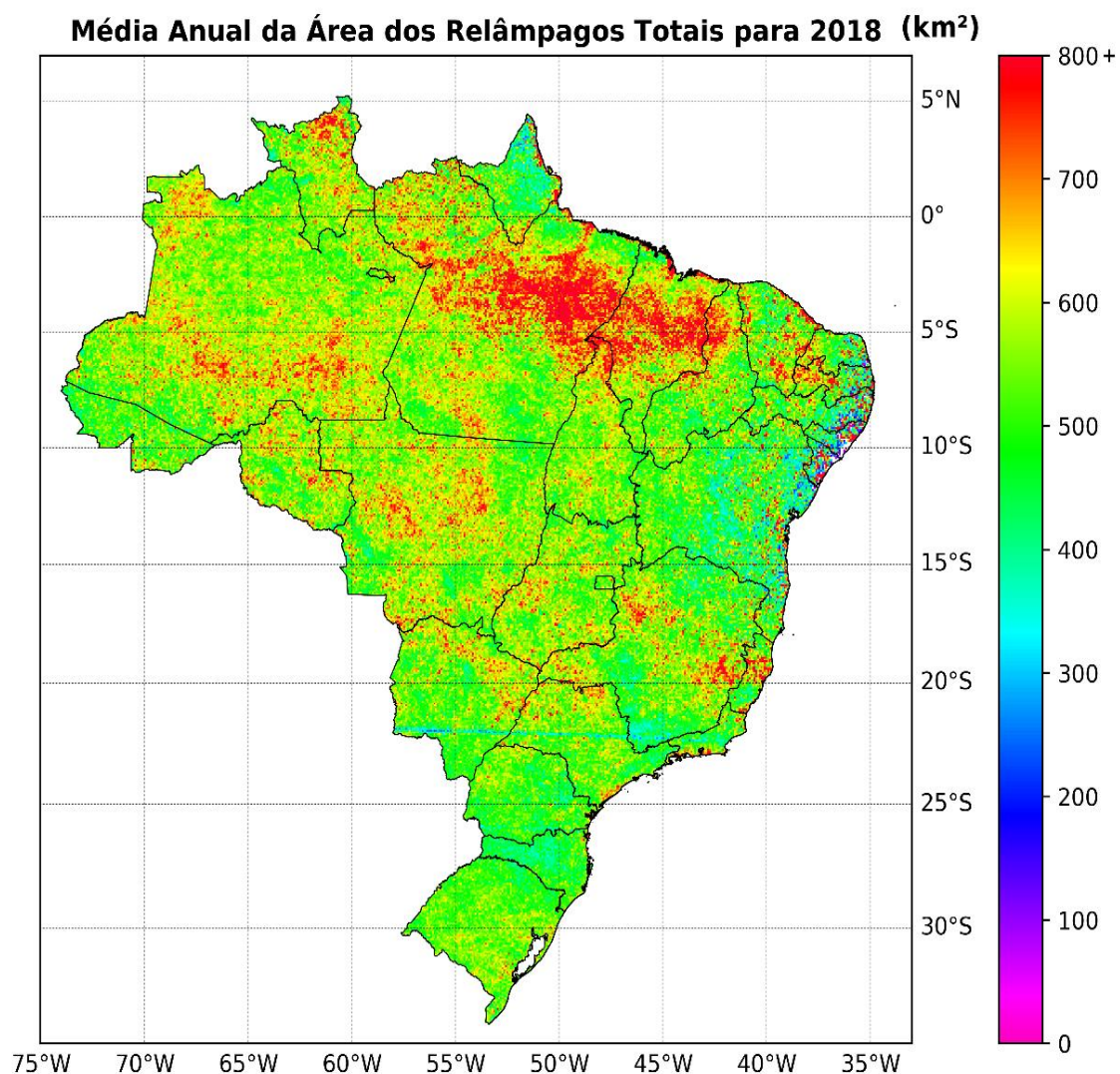


Figura 12: Média anual da área (km²) de relâmpagos totais em 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16

As distribuições de frequência absoluta da área (km²) dos relâmpagos totais ocorridos nos primeiros *hotspots* de cada região do país também foram analisadas (Figura 13). Os municípios analisados foram: a) Bannach, PA (Norte); b) Balsas, MA (Nordeste); c) Nova Andradina, MS (Centro-Oeste); d) Iporanga, SP (Sudeste) e e) Coronel Bicaco, RS (Sul). A quantidade de amostras variou bastante, assim como encontrado na Tabela 2 e Figura 10.

Bannach, município localizado no estado do Pará, obteve o maior número de amostras, totalizando 647, com valores máximo de 2590 km² e médio de 289 km², atribuindo uma maior concentração de valores a áreas menores que 500 km² (Figura 11a). Balsas, MA obteve 231 amostras e a maior área máxima dentre os demais *hotspots*, de 3189 km². Nova Andradina, MS, obteve primeiro lugar no ranking nacional de DFRT, entretanto nos meses analisados (janeiro e setembro)

foram observados 536 casos e a menor área máxima dentre os demais municípios, de 1112 km². Em Iporanga, SP, as amostras ficaram bem distribuídas com média de 423 e mediana de 219 km². Já o hotspot da região Sul, Coronel Bicaco, RS, teve o menor número de amostras, no entanto obteve uma das maiores áreas máximas, 2771 km².

Em um estudo de caso no Alabama em 2012, Mecikalski et al., (2015) encontraram que em um intervalo de aproximadamente 2 horas, há grande variação das áreas dos relâmpagos, de 50 até 1000 km², valores bem próximos dos observados em Nova Andradina, que assim como no Alabama também sofre a influência de SCM. Da Silva (2018) encontrou áreas máximas de 4861,04 km² e mínima de 0,03 km², com valores médio e mediano de 55,50 e 20,59 km², respectivamente, em seu estudo sobre a Região Metropolitana de São Paulo.

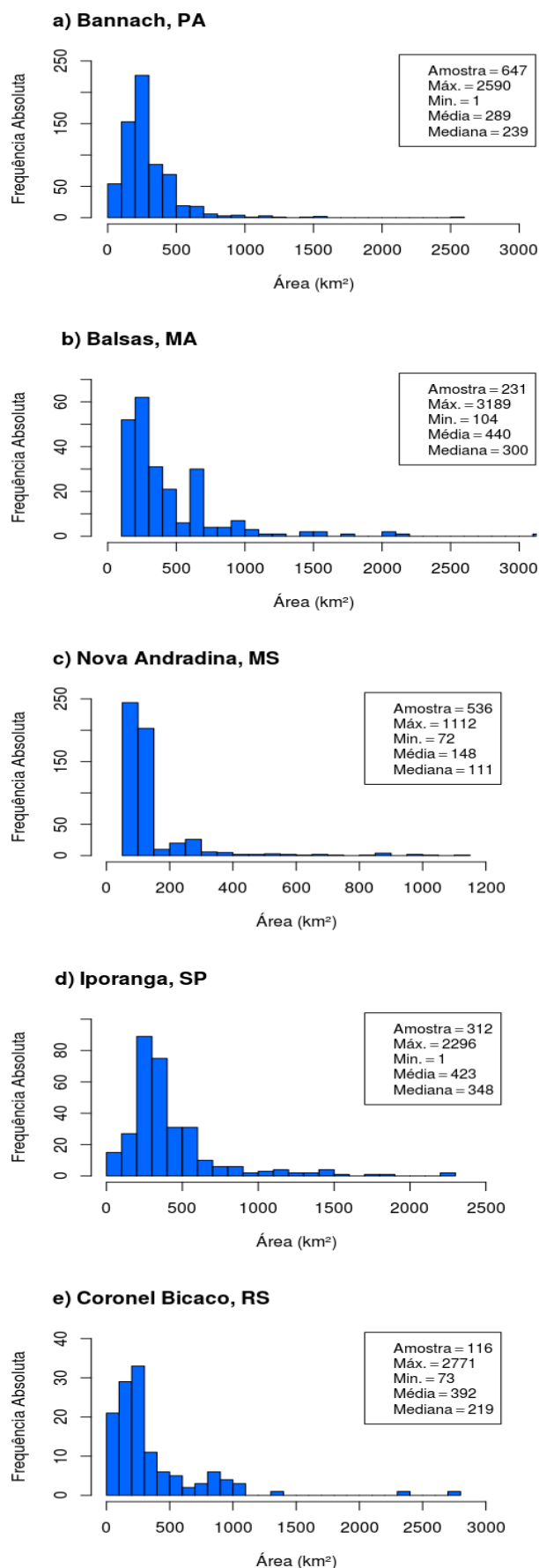
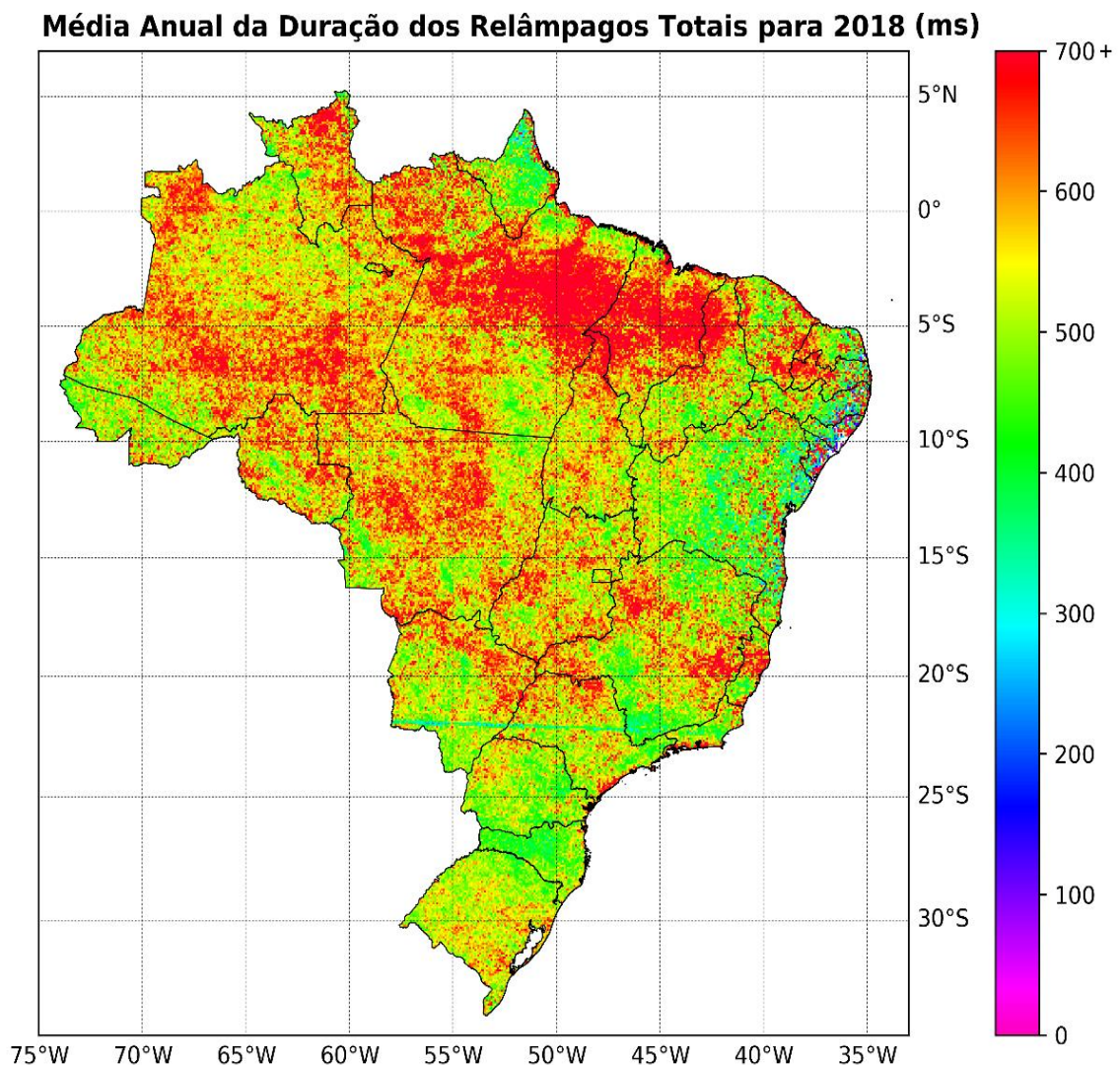


Figura 13: Histograma da distribuição de frequência absoluta das áreas (km²) dos relâmpagos totais ocorridos nos meses de janeiro e setembro de 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16 em cada *hotspot*: a) Bannach, PA (Norte); b) Balsas, MA (Nordeste); c) Nova Andradina, MS (Centro-Oeste); d) Iporanga, SP (Sudeste) e e) Coronel Bicaco, RS (Sul).

4.2.2 Duração

As regiões de maior duração dos relâmpagos coincidem com as regiões de relâmpagos de maior área (Figura 14). As maiores durações foram registradas nas regiões sul, centro-oeste e nordeste (maior que 700 ms). As ocorrências desses máximos podem estar associadas aos sistemas meteorológicos, como por exemplo, a ZCAS, ZCIT, SCM. Nota-se que este comportamento segue o padrão da distribuição espacial da DFRT no Brasil, diferentemente do encontrado por alguns estudos.



Para duração também foram analisadas as distribuições de frequência absoluta (ms) dos relâmpagos totais ocorridos nos primeiros *hotspots* de cada região do país localizados em: a) Bannach, PA (Norte); b) Balsas, MA (Nordeste); c) Nova Andradina, MS (Centro-Oeste); d) Iporanga, SP (Sudeste) e e) Coronel

Bicaco, RS (Sul) (Figura 15). O número de amostras foram os mesmos da análise da área, já que foram analisados o mesmo período (janeiro e setembro de 2018). A maior duração foi obtida em Bannach, 1218 ms e mínimo de 2 ms em Bannach e Coronel Bicaco. No geral os valores médios ficaram concentrados em aproximadamente 300 ms não concordando com a média nacional observada na Figura 12. Da Silva (2018) encontrou um pico de ocorrência dos relâmpagos com duração de aproximadamente 0,25 s e duração média de 0,351 s, concordando com os valores também encontrados por Albrecht et al. (2014), de 0,42 s, assim como encontrado neste estudo. Assim, pode-se concluir que há pouca variação na duração dos relâmpagos no país.

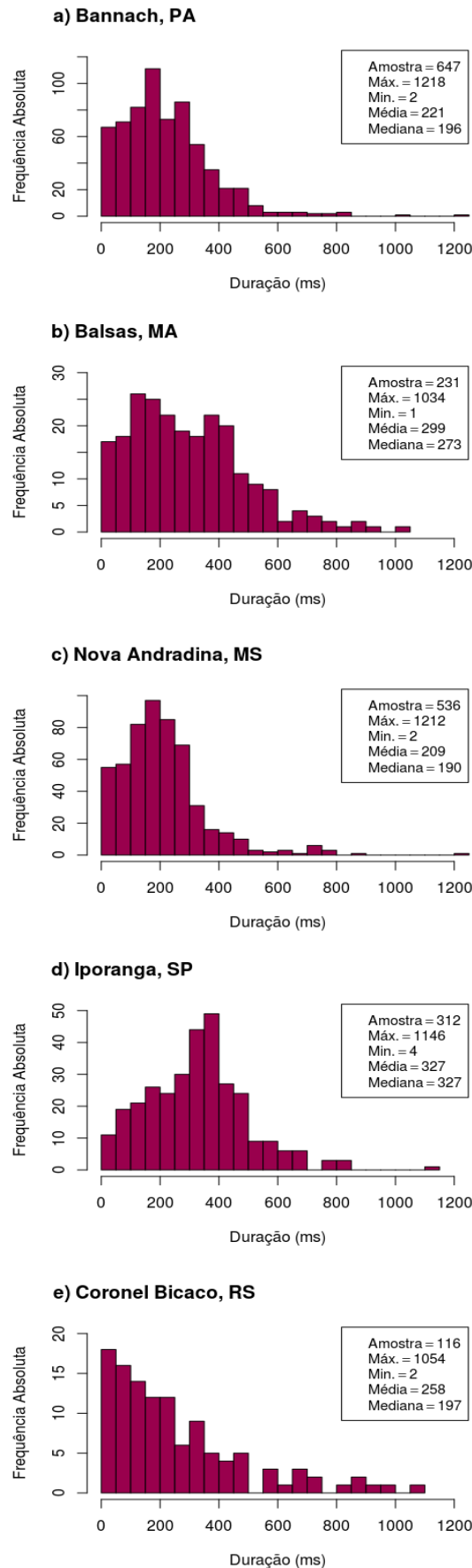


Figura 15: Histograma da distribuição de frequência absoluta das durações (ms) dos relâmpagos totais ocorridos nos meses de janeiro e setembro de 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16 em cada *hostpot*: a) Bannach, PA (Norte); b) Balsas, MA (Nordeste); c) Nova Andradina, MS (Centro-Oeste); d) Iporanga, SP (Sudeste) e e) Coronel Bicaco, RS (Sul)

4.2.3 Energia

A Figura 16 mostra a distribuição espacial média da energia (fJ = femto 10^{-15} J) dos relâmpagos. Os resultados indicam a existência de uma baixa relação com as demais propriedades dos relâmpagos (densidade, área e duração) e não acompanham tão claramente o comportamento espacial dos sistemas sinóticos atuantes, além de ser espacialmente heterogêneo. Os maiores valores de energia são encontrados nos Estados do Rio Grande do Sul, na Zona da Mata em Minas Gerais, no Amazonas, Pará, Maranhão, Piauí e Tocantins, chegando a 700 fJ.

De modo geral, a maioria dos estudos constataram que os relâmpagos sobre o oceano possuem maior área, duração e energia em relação aos relâmpagos continentais (HUTCHINS et al., 2013; SAID et al., 2013; COORAY et al., 2014; RUDLOSKY et al., 2019). Esses estudos também indicaram que regiões continentais com ocorrência de sistemas de mesoescala são mais favoráveis a produzirem relâmpagos maiores e de longa duração. A análise das propriedades dos relâmpagos revela padrões espaciais consistentes, com grande variabilidade regional. Essa variabilidade pode estar associada a todos os parâmetros envolvidos nos regimes convectivos de cada localidade, porém estas variações também podem expressar as diferenças físicas das características dos relâmpagos advindas das propriedades microfísicas das nuvens que coordenam os processos de eletrificação e distribuição de cargas no interior das nuvens de tempestades (BEIRLE et al., 2014).

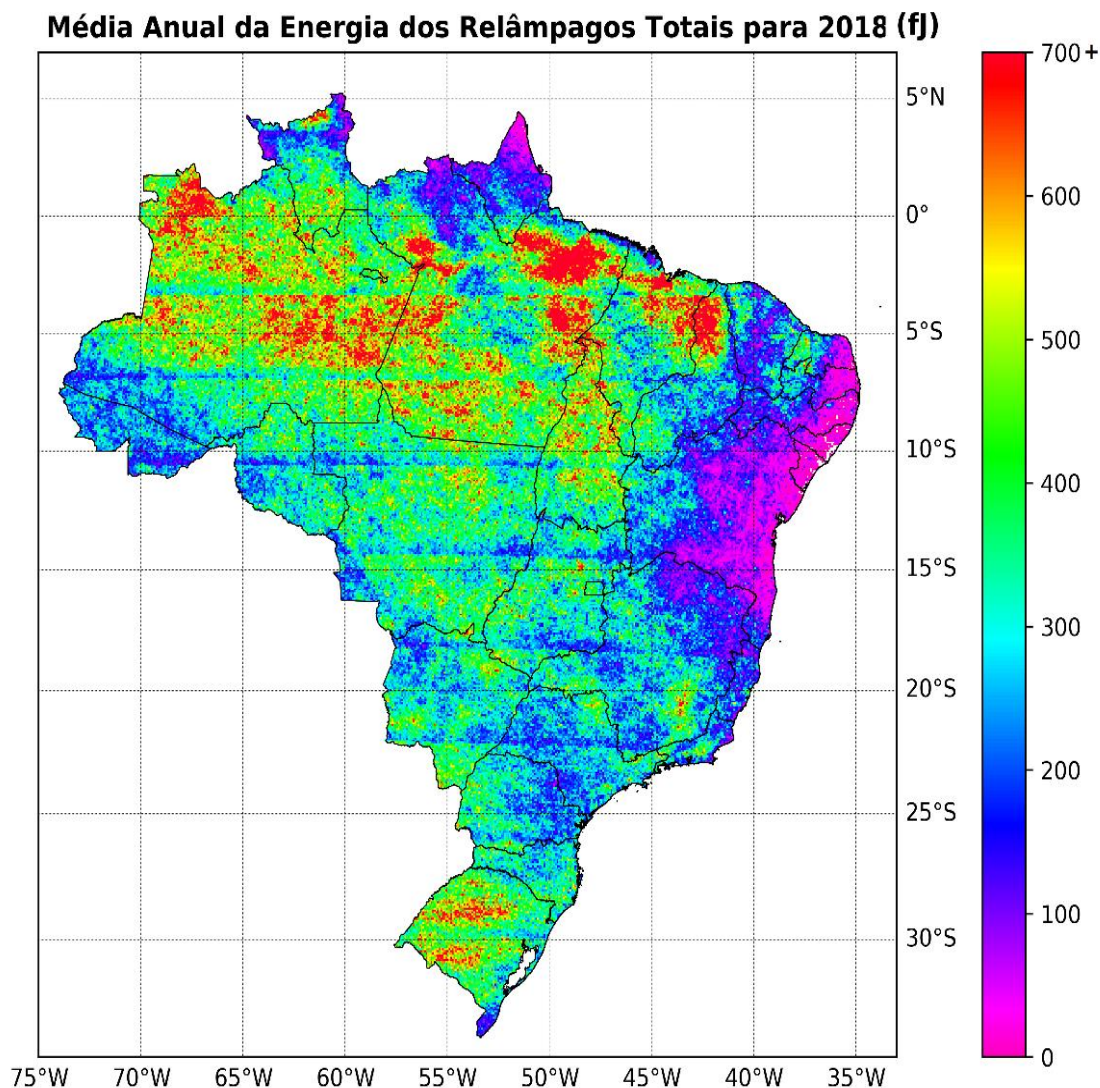


Figura 16: Média anual da energia (fJ) dos relâmpagos totais em 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16

4.3 Relação entre a duração, área e densidade de frequência dos relâmpagos totais

Para analisar a correlação entre as propriedades dos relâmpagos foram utilizados histogramas bidimensionais empregando-se os dados brutos do sensor GLM a cada 20 s. Nesses histogramas são representados a frequência de eventos para um determinado par de bin de área-duração (Figura 17) e DFRT-duração (Figura 18). As análises foram realizadas para o primeiro município *hotspot* de cada uma das cinco regiões do Brasil que foram documentados na Figura 9. Ao analisar a Figura 17 nota-se que relâmpagos com durações baixas (210-300 ms) possuem tamanhos médios ($< 500 \text{ km}^2$). É evidente a existência de uma forte relação quase linear positiva entre a área e a duração dos

relâmpagos nos municípios Nova Andradina ($r = 0,92$), Iporanga ($r = 0,92$), Bannach ($r = 0,79$) e Coronel Bicaco ($r = 0,87$). De fato, a longa duração dos relâmpagos pode estar associada a um maior transporte de carga elétrica no canal ionizante devido à existência de extensas regiões dentro da nuvem. Em contrapartida, o município de Balsas no Estado do Maranhão apresentou uma correlação negativa ($r = -0,27$), provavelmente associado a existência de nuvens compactas (pequena dimensão horizontal), geradas a partir de convecção local.

A Figura 18 mostra a relação entre a DFRT e a duração dos relâmpagos. Pode-se observar a existência de uma relação linear entre a ocorrência de relâmpagos e a duração (Bannach $r = 0,92$, Nova Andradina $r = 0,86$, Iporanga $r = 0,86$, Balsas $r = 0,92$ e Coronel Bicaco $r = 0,91$). Assim regiões com alta ocorrência de relâmpagos totais também são eficientes produtoras de relâmpagos de longa duração, principalmente para aquelas tempestades localizadas no Estado do Pará. Esses resultados são consistentes com as Figuras 5 e 14 e sugerem que tempestades com alta produção de relâmpagos, estão associadas a maiores quantidades de *graupele* e cristais de gelo e intensas correntes ascendentes propiciando a existência de relâmpagos mais intensos e de longa duração.

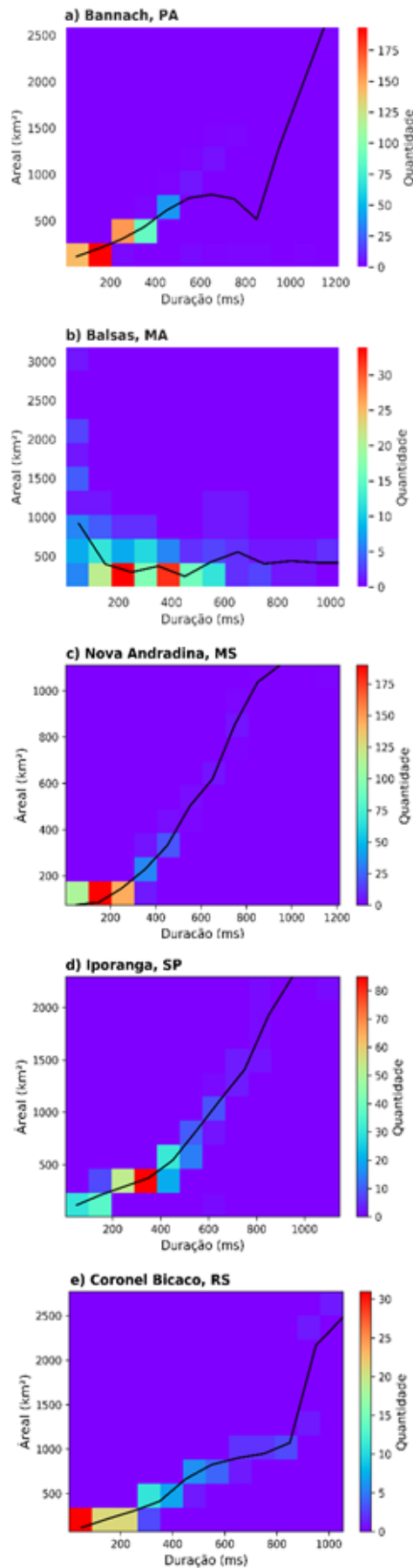


Figura 17: Histograma bidimensional da área (km²) em função da duração (ms) dos relâmpagos totais ocorridos nos meses de janeiro e setembro de 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16 em cada *hostpot*: a) Bannach, PA (Norte); b) Balsas, MA (Nordeste); c) Nova Andradina, MS (Centro-Oeste); d) Iporanga, SP (Sudeste) e e) Coronel Bicaco, RS (Sul). A cor representa a frequência de eventos para um determinado par de bin de área-duração

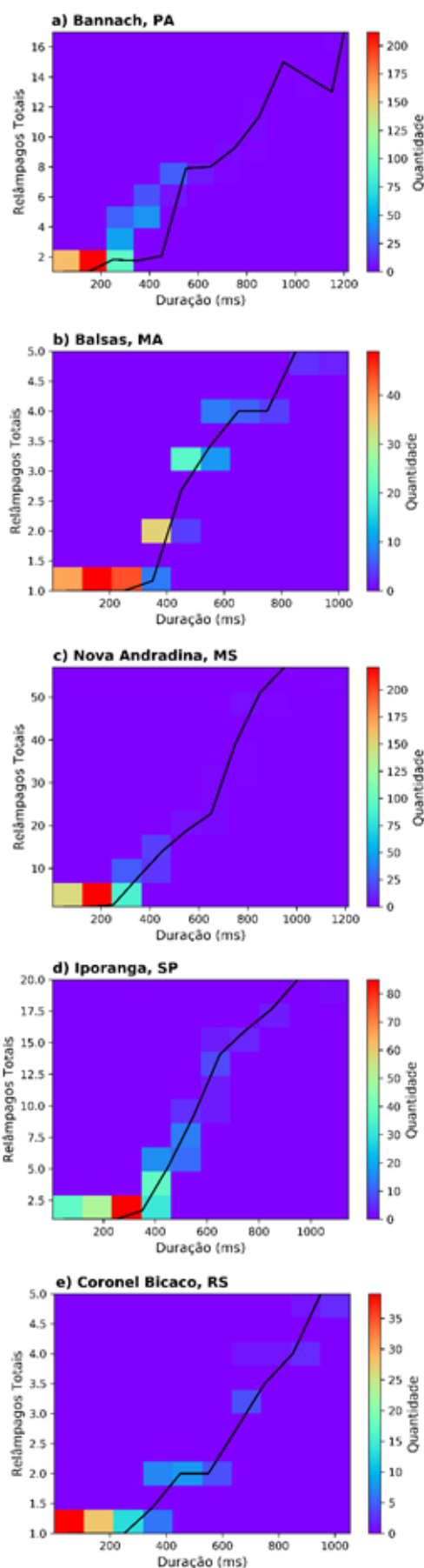


Figura 18: Histograma bidimensional da distribuição de frequência de relâmpagos (km^2) em função da duração (ms) dos relâmpagos totais ocorridos nos meses de janeiro e setembro de 2018 observados pelo sensor GLM a bordo do satélite GOES-16 em cada *hostpot*: a) Bannach, PA (Norte); b) Balsas, MA (Nordeste); c) Nova Andradina, MS (Centro-Oeste); d) Iporanga, SP (Sudeste) e e) Coronel Bicaco, RS (Sul). A cor representa a frequência de eventos para um determinado par de *bin* de relâmpagos-duração

5. CONCLUSÕES

O presente estudo analisou a distribuição espaço-temporal da Densidade de Frequência de Relâmpagos Totais (DFRT) e suas propriedades, como área, duração e energia, para todo território brasileiro a partir dos dados do sensor *Geostationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo do satélite geoestacionário GOES-16. A utilização dessas informações permitiu realizar, pela primeira vez, a documentação dos relâmpagos totais com resolução quase uniforme em tempo quase real com um campo de visão que abrange a maior parte do Hemisfério Ocidental. Essas análises permitiram caracterizar o comportamento anual, sazonal, mensal e diurno da DFRT e a média anual da área, duração e energia dos relâmpagos que ocorreram no Brasil ao longo do ano de 2018, bem como a determinação dos cinco *hotspots* por região do Brasil (Norte, Nordeste, Centro-Oeste, Sul e Sudeste), contribuindo para o melhor entendimento da atividade elétrica no país e da severidade das tempestades ocorridas no território. Este conhecimento é fundamental para auxiliar nos alertas de tempo severo e na criação de políticas públicas de minimização de problemas associados a ocorrência de relâmpagos.

O acumulado anual revelou máximas densidades de relâmpagos nas regiões próximas a divisa Brasil-Argentina (MS, PR, SC e RS), porção noroeste-sudeste do país (AM, PA, MT e TO), Zona da Mata em Minas Gerais, sul do Rio de Janeiro e na faixa norte dos estados do Pará, Maranhão e Piauí. Mínimas DFRT foram documentadas nas regiões litorâneas, que se estendem do norte do Rio de Janeiro ao Amapá, assim como nos extremos norte de Roraima e do Pará.

Através da avaliação sazonal dos relâmpagos encontrou-se que do total anual (103.272.364 relâmpagos), 28 % dos relâmpagos ocorreram durante os meses de verão (DJF), 44 % na primavera (SON), 16 % no outono (MAM) e 12 % no inverno (JJA). Durante o verão, os maiores valores ocorreram nas regiões Nordeste (Maranhão e Piauí), Zona da Mata Mineira e consideravelmente na porção central do país. No outono, com o decréscimo de temperatura a atmosfera se torna mais estável, tornando a distribuição espacial mais homogênea. Em contrapartida, no inverno, a frequência de relâmpagos totais atinge seu mínimo e a distribuição espacial se torna mais heterogênea, se concentrando na região Amazônica. Por fim, na primavera, pode-se observar

valores máximos principalmente na porção leste da região Sul e Centro-Oeste e na faixa central da região Norte. Em síntese, verificou-se um deslocamento nas máximas frequências da região central do Brasil (verão) para porções mais a noroeste do país (primavera).

A avaliação da distribuição mensal mostrou que as maiores DFRT ocorrem nos meses de inverno-primavera (setor oeste do país) e verão-outono (setor leste), com distribuições mais homogêneas nos extremos norte e sul do país. Estes resultados revelam os meses de maior contribuição para o acumulado anual. De maneira geral, na avaliação da distribuição diurna de densidades, a maioria dos relâmpagos totais ocorreram preferencialmente no período da tarde, entre 15 e 18 horas locais (HL), comportamento relacionado ao ciclo diurno de insolação. No entanto, uma exceção ocorre na região Sul do país, onde os relâmpagos são predominantes nas primeiras horas do dia, provavelmente associados aos hábitos noturnos dos SCM.

Por meio da análise de *hotspots* regionais e nacionais, a maior DFRT do país localiza-se na cidade de Nova Andradina (MS), com aproximadamente $87 \text{ rel} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{ano}^{-1}$ e o menor valor encontra-se em Luzilândia (PI), com aproximadamente $37 \text{ rel} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{ano}^{-1}$. Os maiores valores foram registrados principalmente nas regiões Centro-Oeste e Norte como já observado nas análises anual e sazonal. É notório o comportamento diferente dos municípios *hotspots* em termos dos ciclos mensais e diurnos. Por exemplo, as regiões Norte, Centro-Oeste e Sudeste apresentam períodos preferenciais de ocorrência, sendo, respectivamente, de julho a dezembro, de agosto a outubro e de novembro a abril, enquanto as regiões Nordeste e Sul não tem períodos coincidentes de máximos valores. Com relação ao ciclo diurno, os máximos valores se deram entre 14 e 18 HL na região Nordeste, entre 11 e 17 HL na região Norte, das 11 às 15 HL no Centro-Oeste, das 15 às 18 HL no Sudeste, enquanto na região Sul não existe um horário preferencial de picos. Apenas.

Através dos mapas de média anual das propriedades dos relâmpagos: área (km^2), duração (ms) e energia (fJ) pode-se concluir que para a distribuição espacial da área há uma uniformidade com relação aos valores médios para 2018, em torno de 500 km^2 . Algumas localidades se destacaram com áreas maiores que 800 km^2 como parte dos estados do Pará e Maranhão e em algumas localidades na faixa central do país, sentido noroeste-sudeste; para a

distribuição espacial da duração os maiores valores foram encontrados na região sul, centro-oeste e nordeste (maior que 700 ms) e para a distribuição espacial da energia é heterogênea, com máximos no Rio Grande do Sul, na Zona da Mata em Minas Gerais, no Amazonas, Pará, Maranhão, Piauí e Tocantins, chegando a 700 fJ. Os valores de energia não acompanham tão claramente o comportamento espacial dos sistemas sinóticos atuantes, além de aparenta ter pouca relação com as demais propriedades dos relâmpagos (densidade, área e duração). Por meio dos histogramas bidimensionais foi possível observar a intensa correlação entre as variáveis em média 0,65 entre área e duração e 0,9 entre ocorrência de relâmpagos e duração.

O presente trabalho demonstrou a importância da observação de relâmpagos por satélite, além de ser o primeiro a analisar a distribuição espaço-temporal de relâmpagos totais e suas propriedades para todo território brasileiro a partir dos dados do sensor GLM. Devido ao seu monitoramento em tempo quase real as informações fornecidas pelo GLM podem contribuir substancialmente na previsão de curto prazo de tempo (*nowcasting*). Para trabalhos futuros seria interessante aumentar o período de dados proveniente do satélite GOES-16, assim como validar essas informações com redes de monitoramento de relâmpagos em superfície e avaliar a severidade das tempestades com as informações de propriedades fornecidas pelo GOES-16. Além disso, seria oportuno uma análise do impacto dos diferentes sistemas meteorológicos atuantes, bem como a influência do relevo e da topografia de cada região na ocorrência de relâmpagos.

6. REFERÊNCIAS

ABREU, L. P. de. **Relâmpagos no Nordeste do Brasil: ocorrência, variabilidade espaço-temporal e relação com microfísica das nuvens**, 2018. 130f. Dissertação (Mestrado em Ciências Climáticas) - Centro de Ciências Exatas e da Terra, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.

AHRENS, C. Donald; SAMSON, Perry J. **Extreme weather and climate**. Cengage Learning, 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**, Wiley Online Library, v. 116, n. 8, 2011.

ALBRECHT, R. I.; MORALES, C. A.; IWABE, C. M. N.; SABA, M. F.; HÖLLER, H. Using Lightning Mapping Array to evaluate the lightning detection signatures at diferente Technologies. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY, 15, 2014. Oklahoma. **Anais...** Oklahoma, 2014.

ALBRECHT, R. I.; GOODMAN, S. J.; BUECHLER, D. E.; BLAKESLEE, R. J.; CHRISTIAN, H. J. Where are the lightning hotspots on earth? **American Meteorological Society**, Bull. Amer. Meteor. Soc., v. 97, p. 2051–2068, 2016.

ALTARATZ, O.; KOREN I.; YAIR Y.; PRICE, C. Lightning response to smoke from Amazonian fires. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 7, 2010.

ANSELMO, E. M. **Morfologia das tempestades elétricas na América do Sul**. 2015. Dissertação (Doutorado em Ciências) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo.

ÁVILA, E. E.; BÜRGESESSER, R. E.; CASTELLANO, N. E.; NICORA, M. G. Diurnal patterns in lightning activity over South America. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 120, n. 8, p. 3103-3113, 2015.

AZAMBUJA, R. R. 2017. **Estudo da atividade de relâmpagos na Região sul do brasil a partir de dados de Sistema de detecção**. Dissertação (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

- BATTAN, L. J. Some factors governing precipitation and lightning from convective clouds. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 22, n. 1, p. 79-84, 1965.
- BEIRLE, S.; KOSHAK, W.; BLAKESLEE, R.; WAGNER, T. Global patterns of lightning properties derived from OTD and LIS. **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, v. 14, p. 2715–2726, 2014.
- BOCCIPPIO, D. J.; GOODMAN, S. J.; HECKMAN, S. J. Regional differences in tropical lightning distributions. **Journal Of Applied Meteorology**, v. 39, p. 2231–2248, 2000.
- BOND, D.W.; STEIGER, S.; ZHANG, R.; TIE, X.; ORVILLE, R.E. The Importance of NO_x Production by Lightning in the Tropics. **Atmos. Environ.**, v. 36, p. 1509-1519, 2002.
- BOURSCHEIDT, V.; PINTO Jr, O.; NACCARATO, K.P. 2014. Improvements on lightning density estimation based on analysis of lightning location system performance parameters: Brazilian case. **IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.** v. 52, p. 1648–1657.
- BRAGA, M F S; KRUSCHE, N. Padrão de Ventos em Rio Grande, RS, no período de 1992 a 1995. **Revista Atlântica**, Rio Grande, v. 22, p. 27-40, 2000.
- BROOKS, C. E. P. The distribution of thunderstorms over the globe. **Geophysical Memoirs**, v. 3, n. 24, p. 147–164, 1925.
- BUECHLER, D. E.; GOODMAN, S. J. Echo size and asymmetry: Impact on NEXRAD storm identification. **Journal of Applied Meteorology**, v. 29, n. 9, p. 962-969, 1990.
- BÜRGESESSER, R. E.; NICORA, M. G.; ÁVILA, E. E. Characterization of the lightning activity of “Relámpago del Catatumbo”, **J. Atmos. Sol. Terr. Phys.**, v. 77, p. 241–247, 2012.
- CARDOSO, I.; PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A.; HOLLE, R. L. Lightning casualty demographics in Brazil and their implications for safety rules. **Atmos. Res.**, 135–136, p. 374–379, 2014.
- CARVALHO, A. M.; DINIZ, J. H.; CHERCHIGLIA, L. C. L. Obtenção de densidade de descargas atmosféricas para a Terra através de contadores de descargas, dias de trovoadas ouvidas e Sistema de Localização de Tempestades – SLT. In: II SEMINÁRIO INTERNACIONAL DE PROTEÇÃO

CONTRA DESCARGAS ATMOSFÉRICAS, 1992. **Anais...** Guaratinguetá, São Paulo, 1992.

CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. 1982. 133 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982.

CECIL, D. J.; GOODMAN, S. J.; BOCCIPPIO, D. J.; ZIPSER, E. J.; NESBITT, S. W. Three years of TRMM precipitation features. part I: Radar, radiometric and lightning characteristics. **Mon. Weather 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. **Atmos. Res.**, v. 135–136, p. 404–414, 2014.

CHRISTIAN, H. J.; BLAKESLEE, R. J.; BOCCIPPIO, D. J.; BOECK, W. L.; BUECHLER, D. E.; DRISCOLL, K. T.; GOODMAN, S. J.; HALL, J. M.; KOSHAK, W. J.; MACH, D. M.; STEWART, M. F. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector. **J. Geophys. Res.**, v. 108, p. 4005, 2003.

COEHN, J.C.P.; SILVA DIAS, M.A.F.; NOBRE, C.A. Aspectos climatológicos das linhas de instabilidade na Amazônia. **Climanálise - Boletim de Monitoramento e Análise Climática**, v. 4(11), p. 34 - 40, 1989.

COORAY, V.; JAYARATNE, R.; CUMMINS, K. L. On the peak amplitude of lightning return stroke currents striking the sea. **Atmos. Res.**, v. 149, p. 372–376, 2014.

CUSTÓDIO, M. A. M.; HERDIES, D. L. O jato de baixos níveis a leste da Cordilheira dos Andes – um estudo de caso. In: VIII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, SBMET, 1994. **Anais...** 2, p. 617-619, 1994.

DA ROCHA, R. P.; MORALES, C. A.; CUADRA, S. V.; AMBRIZZI, T. Precipitation diurnal cycle and summer climatology assessment over South America: An evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. **Journal of Geophysical Research**, v. 114, n.10, 2009.

DA SILVA, M. V.; DE CAMPOS, C. R. J. Anomalias decadais do regime hídrico do RS no período de 1977 a 2006. **Ciência e Natura**, v. 33, n. 1, p. 75-89, 2011.

DA SILVA, M. V. **Propriedades Físicas E Elétricas De Relâmpagos Estimadas Por Lightning Mapping Array**, 2018. 61f. Dissertação (Monografia de Graduação em Ciências Atmosféricas) – Instituto de Recursos Naturais, Universidade Federal de Itajubá, Itajubá.

DE MORAES, B. C.; DA COSTA, J. M. N.; DA COSTA, A. C. L.; Costa, M. H. Variação espacial e temporal da precipitação no estado do Pará. **Acta Amazon**, v. 35, p. 207-217, 2005.

DEGOLA, T. S. D. 2013. **Impactos e variabilidade do anticiclone subtropical do Atlântico Sul sobre o Brasil no clima presente e em cenários futuros**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Departamento de Ciências Atmosféricas, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo.

DEWAN, A.; ONGEE, E. T.; RAHMAN, M. M.; MAHMOOD, R.; YAMANE, Y. Spatial and temporal analysis of a 17-year lightning climatology over Bangladesh with LIS data. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 134, p. 347–362, 2017.

DINIZ, J. H.; CARVALHO, A. M.; CHERCHIGLIA, L. C.L. Lightning research carried out by Companhia Energética de Minas Gerais – Brazil. In: 5th INTERNATIONAL CONGRESS OF THE BRAZILIAN GEOPHYSICAL SOCIETY. 1996. **Anais...** Firenze, Italy, 1996.

DOS REIS, R. J. 2005. Mapeando a climatologia das descargas atmosféricas em Minas Gerais, utilizando dados de 1989 a 2002- uma análise exploratória. Dissertação (Doutorado). Belo Horizonte: Pontifícia Universidade Católica De Minas Gerais.

FERNANDES, J. C.; CARMO, R. M.; LIMA, S. T. Ocorrência de relâmpagos sobre a região Sul e Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Brasília, 1998. **Anais...** Brasília: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 1998.

FISCH, G.; MARENGO, J. A.; NOBRE, C. A. Uma revisão geral sobre o clima da Amazônia. **Acta amazônica**, v. 28, n. 2, p. 101-101, 1998.

FURLAN, D. N. **Variabilidade temporal e espacial das chuvas e do balanço hídrico no estado de Rondônia**: caracterização e análise de tendência. 2009. Dissertação (Mestrado em Física do Ambiente Agrícola) - Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2009.

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 19, p. 1293-1302, 1991.

GARREAUD, R. D.; WALLACE J. M. The diurnal of convective cloudiness over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 3157-3171, 1997.

GIN, R.B.B. 1997. Estudo das Características dos Relâmpagos Nuvem-Solo em Minas Gerais no Verão de 1993. INPE, São José dos Campos, SP.

GIN, R. B. B.; PEREIRA FILHO, A. J.; DIAS, M. A. F. S. Estudo das Descargas Elétricas Atmosféricas em Sistemas Convectivos Organizados: análise preliminar. In: X CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Brasília, 1998. **Anais...** Brasília, 1998.

GIN, R. B. B.; GUEDES, R. L. Climatologia de relâmpagos no Brasil: Análise preliminar. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, Brasília, 2000. **Anais...** Rio de Janeiro, 2000.

GOODMAN, S. J.; MACH, D.; KOSHAK, W.; BLAKESLEE, R. 2012. GLM Lightning Cluster-Filter Algorithm. **Algorithm theoretical basis document**. NOAA. Version 3.0.

GOODMAN, S. J. Predicting thunderstorm evolution using ground-based lightning detection networks. **NASA Tech. Memo**. TM-103521, p. 210, 1990.

GOODMAN, S. J.; BLAKESLEE, R. J.; KOSHAK, W. J.; MACH, D.; BAILEY, J.; BUECHLER, D.; CAREY, L.; SCHULTZ, C.; BATEMAN, M.; MC CAUL JR., E.; STANO, G. The GOES-R Geostationary Lightning Mapper (GLM), **Atmos. Res.**, v. 125, p. 34–49, 2013.

HASTENRATH, S. **Climate Dynamics of the Tropics**. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Netherlands, 488 p., 1991.

HUTCHINS, M. L.; HOLZWORTH, R. H.; VIRTS, K. S.; WALLACE, J. M.; S. HECKMAN. Radiated VLF energy differences of land and oceanic lightning. **Geophys. Res. Lett.**, v. 40, p. 1-5, 2013.

JUSTO, L. A. J.; DE ALMEIDA FRANÇA, J. R. Comparação das Propriedades Microfísicas de Diferentes Tipos de Nuvens em Duas Regiões Tropicais com Ecossistemas Distintos Usando Dados do Satélite CloudSat. **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 39, n. 1, p. 111-126, 2016.

KANDALGAONKAR, S. S.; TINMAKER, M. I. R.; KULKARNI, J. R.; NATH, A.; KULKARNI, M. K.; TRIMBAKE, H. K. Spatio-temporal variability of lightning activity over the Indian region. **J. Geophys. Res.**, v. 110, 2005.

KINZER, Gilbert D. Cloud-to-ground lightning versus radar reflectivity in Oklahoma thunderstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 3, p. 787-799, 1974.

KODAMA, Y. M.; OHTA, A.; KATSUMATA, M.; MORI, S.; SATOH, S. Seasonal transition of predominant type and lightning activity over tropical monsoon areas derived from TRMM observations. **J. Geophys. Res.**, v. 32, 2005.

KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.**, Boston, v.107, p. 1140-1153, 1979.

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

LIU, C.; CECIL, D.; ZIPSER, E. J. Relationships between lightning flash rates and passive microwave brightness temperatures at 85 and 37 GHz over the tropics and subtropics. **J. Geophys. Res.**, v. 116, 2011.

MACH, D.; CHRISTIAN, H.; BLAKESLEE, R.; BOCCIPPIO, D.; GOODMAN, S.; BOECK, W. 2007. Performance assessment of the Optical Transient Detector and Lightning Imaging Sensor. Part II: Clustering algorithm, **J. Geophys. Res.**, v. 112.

MANLY, B. J. F. **Métodos Estatísticos Multivariados**: uma introdução. Tradução de Sara Ianda Carmona. Porto Alegre: Bookman, 3 ed, 2008.

MATTOS, E. V. 2016. **Relações entre assinaturas Polarimétricas de radar e atividade Elétrica das tempestades**. Dissertação (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T. Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective Systems. **Atmospheric Research**. v. 99, p. 377-390, 2011.

MECIKALSKI, R. M.; BAIN, A. L.; CAREY L. D. Radar and lightning observations of deep moist convection across Northern Alabama during DC3: 21 May 2012. **Monthly Weather Review**, v. 143, p. 2774-2794, 2015.

MEDEIROS, R. M. Variabilidade decadal da precipitação em microrregiões do Piauí–Brasil. **Revista de Geografia (Recife)** V, v. 34, 2017.

MENDES JR., O.; DOMINGUES, M. O. Introdução à eletrodinâmica atmosférica. **Rev. Bras. Ensino Fís.**, São Paulo, v. 24, n. 1, p. 3-19, mar., 2002.

MORALES, C. A. R.; DA ROCHA, R. P.; BOMBARDI, R. J. On the development of summer thunderstorms in the city of São Paulo: Mean Meteorological Characteristics and Pollution Effect. **Atmospheric Research**, 2009.

MOSCATI, M. C. L.; GAN, M. A. Rainfall variability in the rainy season of semiarid zone of Northeast Brazil (NEB) and its relation to wind regime. **International Journal of Climatology**, n. 27, p. 493-512, 2007.

NACCARATO, K. P. 2001. **Estudo de relâmpagos no Brasil com base na análise de desempenho do Sistema de Localização de Tempestades**. Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP.

NACCARATO, K. P.; PINTO, O. Lightning detection in Southeastern Brazil from the new Brazilian Total Lightning Network (BrasilDAT). In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PROTECTION (ICLP), 2012. **Anais...** p.1–9, 2012.

NACCARATO, K. P.; PINTO, O.; SLOOP, C. D.; HECKMAN, S.; LIU, C. Evaluation of BrasilDAT relative detection efficiency based on LIS observations and a numeric model. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PROTECTION (ICLP), 2014. **Anais....** p. 1814–1819, 2014.

NIETO FERREIRA, R.; SCHUBERT, W. H. Barotropic Aspects of ITCZ Breakdown. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 54, p. 261-285, 1997.

NOAA/NESDIS. **National Environmental Satellite, Data, and Information Service**: NASA, NOAA Convene GOES-17 Mishap Investigation Board, 2018. Disponível em: < <https://www.nesdis.noaa.gov/GOES-R-Series-Satellites> >. Acesso em: jul., 2019.

NOBRE, C.A. Tropical heat sources and their associated large-scale atmospheric circulation. In: First Conference on Southern hemisphere meteorology, São José dos Campos, 1983. **Anais....** Preprint Volume. São José dos Campos/SP, p. 104-107, 1983.

OLIVEIRA, A. P. de; FITZJARRALD, D. R. The Amazon River Breeze and the Local Boundary Layer: I – Observations. **Boundary Layer Meteorology**, v. 63, n. 1-2, p. 141-162, 1993.

OGAWA, T. Lightning currents. IN: VOLLAND, H. ED. HANDBOOK OF ATMOSPHERIC ELECTRODYNAMICS, 1995. **Boca Raton: CRC Press**, v.1, cap. 4, p. 93-136, 1995.

PALHARINI, R. S. A.; VILA, D. A. Climatological Behavior of Precipitating Clouds in the Northeast Region of Brazil. **Advances in Meteorology**, v. 2017, 2017.

PEREIRA FILHO, A. J.; HAAS, R.; AMBRIZZI, T. Caracterização de eventos de enchentes na bacia do Alto Tietê por meio do radar meteorológico e da modelagem numérica de mesoescala. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, v. 12, 2002, Foz do Iguaçu, PR, CD-ROM.

PETERSEN, W. A.; CHRISTIAN, H. J.; RUTLEDGE, S. A. TRMM observations of the global relationship between ice water content and lightning. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 14, 2005.

PETERSON, M. J.; LIU, C. Characteristics of lightning flashes with exceptional illuminated areas, durations, and optical powers and surrounding storm properties in the tropics and inner subtropics. **J. Geophys. Res. Atmos.**, Ed. 118, v. 11, p. 727–11, 2013.

PETERSON, M.; DEIERLING, W.; LIU, C.; MACH, D.; KALB, C. The properties of optical lightning flashes and the clouds they illuminate. **J. Geophys. Res. Atmos.**, v. 122, p. 423–442, 2017.

PINTO, I. R. C. A.; PINTO JR., O. Cloud-to-ground lightning distribution in Brazil. **Journal of atmospheric and solar-terrestrial physics**, v. 65, p. 733-737, 2003.

PINTO JR., O. Recent research on South Atlantic magnetic anomaly. **Trends in Geophysical Research**, v. 2, p. 45-54, 1993.

PINTO Jr., O.; PINTO, I.R.C.A. **Relâmpagos**. INPE, São Paulo, SP, Ed. Brasiliense, 1996.

PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A. **Tempestades e relâmpagos no Brasil** - São José dos Campos: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, p.193, 2000.

PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A.; FARIA, H. H. A comparative analysis of lightning data from lightning networks and LIS sensor in the North and Southeast of Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 2, p. 45-1 – 45-4, Jan., 2003.

PINTO JR., O.; NACCARATO, K. P.; PINTO, I. R. C. A.; FERNANDES, W. A.; PINTO NETO, O. Monthly distribution of cloud-to-ground lightning flashes as observed by lightning location systems. **Geophysical Research Letters**, v. 33, 2006.

PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A.; NACCARATO, K. P. Maximum cloud-to-ground lightning flash densities observed by lightning location systems in the tropical region: A review. **Atmospheric Research**, v. 84, p. 189-200, 2007.

PRUPPACHER, H. R.; KLETT, J. D. Microfísica de nuvens e precipitação. **Nature**, v. 284, n. 5751, p. 88-88, 1980.

QIE, X.; TOUMI, R.; YUAN, T. Lightning activities on the Tibetan Plateau as observed by the lightning imaging sensor. **J. Geophys. Res.**, v. 108, p. 4551, 2003.

QUADRO, M.F.L.; ABREU, M.L. Estudos de episódios de Zonas de Convergência do Atlântico Sul sobre a América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA. **Anais...** Belo Horizonte, MG. v. 8, p. 620-623, 1994.

RANALKAR, M. R.; CHAUDHARI, H. S. Seasonal variation of lightning activity over the Indian subcontinent. **Meteorog. Atmos. Phys.**, v. 104, p. 125–134, 2009.

RASMUSSEN, K. L.; HOUZE JR., R. A. Orographic convection in subtropical south America as seen by the TRMM satellite. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 8, p. 2399–2420, 2011.

RASMUSSEN, K. L.; ZULUAGA, M. D.; HOUZE JR, R. A. Severe convection and lightning in subtropical South America. **Geophysical Research Letters**, v. 41, n. 20, p. 7359-7366, 2014.

REBOITA, M. S. 2008. **Ciclones Extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação Climática e Experimentos de Sensibilidade**. Dissertação (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, IAG, USP.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25, n.2, p. 185 - 204, 2010

REYNOLDS, S. E.; BROOK M.; GOURLEY, M. F. Thunderstorm charge separation. **Journal of Meteorology**, v.14, p.426-436, 1957.

RINDAT. Rede integrada de detecção de descargas atmosféricas - Institucional. Disponível em: <www.rindat.com.br>. Acesso em: 18/08/2019.

ROCKWOOD, A. A.; MADDOX, R. A. Mesoscale and synoptic scale interactions leading to intense convection: The case of 7 June 1982. **Weather and Forecasting**, v. 3, n. 1, p. 51-68, 1988.

RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. **Rev. Bras. Geof.**, São Paulo, v. 22, n. 2, p. 135-151, 2004.

RODRIGUES, D.T.; GONÇALVES, W.A.; SPYRIDES, M.H.C.; SANTOS e SILVA, C.M. 2019. Avaliação espacial e temporal da precipitação extrema e diária do satélite da Missão de Medição de Chuva Tropical no Nordeste do Brasil. **International Journal of Remote Sensing**, v. 41, p. 549-572.

ROSS, J. L. S. O relevo brasileiro no contexto da América do Sul. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 61, n. 1, p. 21-58, 2016.

RUDLOSKY, S. D.; FUELBERG, H. E. 2010: Pre- and postupgrade distributions of NLDN reported cloud-to-ground lightning characteristics in the contiguous United States. **Mon. Wea. Rev.**, v. 138, p. 3623–3633.

RUDLOSKY, S. D.; GOODMAN, S. J.; VIRTS, K. S.; BRUNING, E. C. Initial Geostationary Lightning Mapper Observations. **American Geophysical Union.**, v. 46, p. 1097-1104, 2019.

SAID, R. K.; COHEN, M. B.; INAN, U. S. Highly intense lightning over the oceans: Estimated peak currents from global GLD360 observations, **J. Geophys. Res. Atmos.**, v. 118, p. 6905–6915, 2013.

SALIO, P., NICOLINI, M.; ZIPSER, J. Mesoscale convective systems over southeastern South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, p. 1290-1309, 2007.

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L. F. Climatological Lower Tropospheric Frontogenesis in the Midlatitudes Due to Horizontal Deformation and Divergence. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 1355-1364, 1989.

SAUNDERS, C. P. R. Thunderstorm Electrification. In: VOLLAND, H. ed. **Handbook of atmospheric electrodynamics**. Boca Raton: CRC Press. v. 1, Cap. 3, p. 61-92, 1995.

SCHULTZ, C. J.; PETERSEN, W. A.; CAREY, L. D. 2009: Preliminary development and evaluation of lightning jump algorithms for the real-time detection of severe weather. **J. Appl. Meteor. Climatol.**, v.48, p. 2543–2563

SILVA, E. S. **A física dos relâmpagos e dos raios**. 2007. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em física) – Universidade Católica de Brasília, Brasília.

SILVA, F. B.; SANTOS, J.; ARAÚJO, M.; SILVA JUNIOR, C. Análise espaço-temporal da precipitação no estado do Maranhão no período de 2003 a 2012. In: **Proceedings of Safety, Health and Environment World Congress**. 2014. v. 14. p. 123-125.

SILVA, E. S.; TRINCA, L. A.; NERY, J. T. Áreas espacialmente homogêneas de níveis de precipitação nas regiões sudeste e sul do Brasil. **Revista Energia na Agricultura, Botucatu**, v. 24, n. 3, p. 34-59, 2009.

SILVEIRA, V.; FIGUEROA, S. N.; CAVALCANTI, I. F. A. Estudo do ciclo anual e diurno da precipitação tropical e subtropical usando dados de TRMM. Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), São José dos Campos, SP, 2019.

SONNADARA, U.; JAYAWARDENA, W.; FERNANDO, M. Climatology of lightning flash activities over Sri Lanka. **Theoretical and Applied Climatology**, 2019.

SOULA, S.; CHAUZY, S. Some aspects of the correlation between lightning and rain activities in thunderstorms. **Atmospheric research**, v. 56, n. 1, p. 355-373, 2001.

STARNET. **Localização dos receptores VLF**. Disponível em: <<http://www.zeus.iag.usp.br/sites.php>>. Acesso em: 11/07/2019.

TAPIA, A.; SMITH, J. A.; DIXON, M. Estimation of convective rainfall from lightning observations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 37, n. 11, p. 1497-1509, 1998.

TOST, H.; JOCKEL, P.; KERKWEIG, A.; POZZER, A.; SANDER, R.; LELIEVELD, J. Global cloud and precipitation chemistry and wet deposition: tropospheric model simulations with ECHAM5/MESSy1. **Atmos. Chem. Phys.**, European Geosciences Union, v. 7, p. 2733-2757, 2007.

UMAN, M. A. **The Lightning Discharge**. 1a ed. Sand Diego, CA: Academic Press, 1987.

UVO, C. R. B.; BERNDTSSON, R. Regionalization and Spatial Properties of Ceará State Rainfall in Northeast Brazil. **J. Geoph. Res.**, v. 101, p. 4221-4233, 1996.

WATSON, R. A. W.; HERD, J. F. An instantaneous direct-reading radio goniometer. **Journal of Institution Electrical Engineers**, v. 64, p. 611-622, 1926.

WILLIAMS, E. R. et al. A radar and electrical study of tropical “hot towers”. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 49, n. 15, p. 1386-1395, 1992.

WILLIAMS, E. R. The electrification of severe storms. In: DOSWELL III, C. A. **Severe Convective Storms**, Meteorological Monographs, Ed. Amer. Meteor. Soc., vol. 28, n. 50, Boston, Mass., 2001.

YOU, J.; ZHENG, D.; ZHANG, J.; YAO, W.; MENG, Q. Duration, spatial size and radiance of lightning flashes over the Asia-Pacific region based on TRMM/LIS observations. **Atmospheric Research**, 2019.

YUAN, T.; DI, Y.; QIE, K. Variability of lightning flash and thunderstorm over East/Southeast Asia on the ENSO time scales. **Atmos. Res.**, v. 169, p. 377–390, 2016.

ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; LIU, C.; NESBITT, S. W.; YORTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on Earth? **Bull. Am. Meteorol. Soc.** v. 87, p. 1057–1072, 2006.