



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA- CCET
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS E CLIMÁTICAS - DCAC

Samuel Amorim Silva

Avaliação dos Relâmpagos Totais na Bacia do Rio São Francisco com o Uso do Sensoriamento Remoto

Natal / RN
2023

Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Samuel Amorim Silva

Avaliação dos Relâmpagos Totais na Bacia do Rio São Francisco com o Uso do Sensoriamento Remoto

Trabalho de Conclusão de Curso do
Departamento de Ciências Atmosféricas e
Climáticas da Universidade Federal do Rio
Grande do Norte. Realizado sob
Orientação do Professor Doutor Weber
Andrade Gonçalves

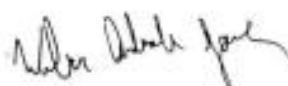
**NATAL/RN
2023**

Samuel Amorim Silva

AVALIAÇÃO DOS RELÂMPAGOS TOTAIS NA BACIA DO RIO SÃO FRANCISCO COM O USO DE SENSORIAMENTO REMOTO

Monografia apresentada ao curso de
Bacharelado em Meteorologia da Universidade
Federal do Rio Grande do Norte como requisito
parcial para obtenção do título de Bacharel em
Meteorologia

BANCA EXAMINADORA



Dr. Weber Andrade Gonçalves (Orientador)
Universidade Federal do Rio Grande do Norte



Dr. Lizandro Pereira de Abreu
Instituto Federal do Piauí



Me. Douglas Leonardo Sales Pedrosa
Universidade Federal do Rio Grande do Norte

Aprovada em 15/12/2023

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar a Deus, por me dar força e perseverança ao longo dessa jornada acadêmica, e por guiar meu caminho.

Aos meus pais, família, amigos e companheiro de vida, por seu amor incondicional, em especial a Lúcia de Fátima, Katiuscia Ferreira e a Bruno Felipe pelo apoio emocional e incentivo constante. Vocês foram uma fonte inesgotável de inspiração.

Ao meu orientador Dr. Weber Andrade Gonçalves, por sua orientação sábia, paciência e comprometimento. Suas sugestões e feedbacks foram cruciais para o sucesso deste trabalho.

Aos professores e corpo docente do Departamento de Ciências Atmosféricas e Climáticas da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, em especial ao professor Dr. Bergson Bezerra pelo qual fui orientado durante três anos na iniciação científica, por compartilharem seu conhecimento e paixão pela meteorologia. Suas aulas e mentoria foram fundamentais para meu crescimento acadêmico.

Aos colegas de turma, por compartilhar desafios, aprendizados e memórias inesquecíveis. Nossas discussões e colaborações tornaram esta jornada mais rica.

Finalmente, agradeço a todos aqueles que acreditaram em mim, mesmo nos momentos em que duvidei de mim mesmo. Este trabalho é dedicado a todos vocês.

[...]
Mama said: Don't give up
It's a little complicated
All tied up, no more love
And I'd hate to see you waiting

Had to have high, high hopes for a living
Shooting for the stars when I couldn't make a killing
Didn't have a dime, but I always had a vision
Always had high, high hopes
[...]

High Hopes - Panic! At The Disco

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Central Zila Mamede

Silva, Samuel Amorim.

Avaliação dos relâmpagos totais na bacia do Rio São Francisco com o uso do sensoriamento remoto / Samuel Amorim Silva. - 2023. 57 f.: il.

Monografia (graduação) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Curso de Bacharelado em Meteorologia. Natal, RN, 2023.

Orientação: Prof. Dr. Weber Andrade Gonçalves.

1. Nuvens de Tempestade - Monografia. 2. Eletricidade atmosférica - Monografia. 3. Descargas elétricas - Monografia. 4. LIS - Monografia. 5. CLUSTER - Monografia. I. Gonçalves, Weber Andrade. II. Título.

RN/UF/BCZM

CDU 551.594.22

Sumário

LISTA DE ABREVIACÕES.....	8
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	9
LISTA DE TABELAS	11
RESUMO.....	12
ABSTRACT.....	13
1 INTRODUÇÃO	14
2 REFERENCIAL TEÓRICO.....	16
2.1 Estrutura Elétrica de uma Nuvem de Tempestade.....	16
2.2 Processos de Eletrificação das Nuvens	18
2.3 Classificação dos Relâmpagos.....	21
2.4 Revisão da Literatura.....	23
2.5 Sistemas de Detecção e Monitoramento	30
3 MATERIAL E MÉTODOS	34
3.1 Área de Estudo.....	34
3.2 Topografia e Precipitação	36
3.3 Dados LIS	36
3.4 Cluster.....	38
4 RESULTADOS.....	39
5 CONCLUSÃO	48
6 REFERÊNCIAS.....	50

LISTA DE ABREVIACÕES

AOD	Profundidade Óptica de Aerossóis
AR	Relâmpago no Ar
ASF	Alto São Francisco
BHSF	Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco
BRASILDAT	Rede Brasileira de Descargas Atmosféricas
BSF	Baixo São Francisco
Cb	Cumulonimbus
CGIAE	Departamento de Informações e Análise Epidemiológica
DGT	Departamento de Gestão de Terras
DOL	Distúrbio Ondulatório de Leste
ELAT	Grupo de Eletricidade Atmosférica
EN	Entre Nuvem
ERAAH	Experimento de Resposta Acoplada à Atmosfera e Hidrosfera
EUA	Estados Unidos da América
FRD	Densidade da Taxa de Relâmpago
GIM	Gerador de Imagens de Microondas
HN	Hemisfério Norte
HS	Hemisfério Sul
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IN	IntraNuvem
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LIS	Lightning Imaging Sensor
MODIS	Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
MSF	Médio São Francisco
NLDN	Rede Nacional de Detecção de Raios
NS	Nuvem Solo
RACPNS	Raios com Alta Corrente de Pico Nuvem-Solo
RINDAT	Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas
RMLR	Rede Mundial de Localização de Raios
RP	Radar de Precipitação
SAIDR	Sistema Austríaco de Informação de Detecção de Raios
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
SDRS	Sistema de Detecção de Raios no Solo
SMSF	Submedio São Francisco
SN	Solo Nuvem
SPRR	Sistema de Posicionamento e Rastreamento de Relâmpagos
SRTM	Shuttle Radar Topography Mission
STARNET	Sferics Timing And Ranging NETwork
Tic	Temperatura de Inversão de Carga
TOA	Tempo de Chegada
TOGA	Tropical Ocean Global Atmosphere

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 2.1** Modelo dipolar da estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade
- Figura 2.2** Modelo tripolar da estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade
- Figura 2.3** Modelo multipolar ou modelo de Stolzenburg da estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade
- Figura 2.4** Processo de colisão indutivo
- Figura 2.5** Representação do processo de colisão termoelétrico
- Figura 2.6** Ilustração do processo de transporte de carga segundo a teoria gravitacional ou de precipitação
- Figura 2.7** Distribuição de cargas em uma nuvem de tempestade
- Figura 2.8** Relâmpagos intranuvem (IN), entre nuvens (EN), nuvem-solo (NS) ou solo-nuvem (SN) e (AR)
- Figura 2.9** Desenho esquemático e simplificado dos tipos de relâmpagos que atingem o solo: (a) NS positivo; (b) NS negativo; (c) SN positivo; (d) SN negativo
- Figura 2.10** Números de relâmpagos em 1989 nos EUA
- Figura 2.11** Números de relâmpagos positivos e negativos ocorridos nos meses de verão de 1991 a 1995 por hora nos EUA
- Figura 2.12** Variação diurna da frequência relativa dos relâmpagos NS para duas regiões: altitudes até 500 m (quadrados) e altitudes acima de 900 m (triângulos).
- Figura 2.13** Relação entre o número de relâmpagos entre 12 e 22 horas e Aerossol óptico em 550 nm para as estações secas na Amazônia para o ano de 2006 (azul), 2007 (vermelho), 2008 (verde) e preto (2009)
- Figura 2.14** Mapa de densidade de Relâmpago sobreposto à elevação o em duas regiões nos estados de São Paulo e Minas Gerais. Cores mais quentes indicam maior densidade
- Figura 2.15** Correlação entre densidade de relâmpagos e carga de aerossóis sobre a China. (a) Junho, (b) Julho, (c) Agosto, (d) Setembro
- Figura 2.16** Distribuição dos sensores das redes de detecção de relâmpagos no Brasil. (a) BrasilDAT – os pontos verdes representam sensores em operação e os vermelhos sensores a serem instalados, (b) RINDAT e (c) STARNET.
- Figura 2.17** Diagrama da transmissão de dados de relâmpagos do RINDAT e a implementação do sensor VHF, que será capaz de detectar relâmpagos IN
- Figura 3.1** Fluxograma dos processos metodológicos
- Figura 3.2** Área de estudo
- Figura 3.3** Climatologia de relâmpagos de 1998 a 2013 captadas pelo LIS: (a) climatologia total, (b) comportamento horário e (c) comportamento mensal
- Figura 3.4** Número ideal de agrupamentos
- Figura 4.1** Densidade total da taxa de relâmpagos na BHSF (1998 a 2013)

- Figura 4.2** Agrupamentos por K-means e topografia da BHSF
- Figura 4.3** Precipitação mensal (mm) para os meses de janeiro (a), abril (b), julho (c), outubro (d), novembro (e) e dezembro (f) e hotspots de relâmpagos da BHSF
- Figura 4.4** Agrupamentos de relâmpagos na BHSF
- Figura 4.5** Variação Mensal de relâmpagos da BHSF
- Figura 4.6** Variação mensal de relâmpagos por agrupamentos na BHSF
- Figura 4.7** Variação diurna dos relâmpagos por agrupamentos na BHSF

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 Parâmetros de densidade de relâmpagos disponibilizados pelo VHRGC

Tabela 4.1 Hotspots de relâmpagos da BHSF

RESUMO

O Brasil detém o título de ser o país com a maior incidência de raios no mundo, registrando anualmente aproximadamente 77,8 milhões de ocorrências. A quantidade anual de vítimas de raios no país é de cerca de 0,8 por cada um milhão de habitantes. Na Bacia Hidrográfica do São Francisco, ocorrem em média $7,36 \text{ flash km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Um exemplo notável é a cidade de São Desiderio, na Bahia, onde a incidência é de $39,9 \text{ flash km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, sendo este local um dos hotspots mais intensos do Brasil. Diante desse cenário, o objetivo central desta monografia é realizar uma análise detalhada da distribuição temporal e espacial dos relâmpagos na Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco. Além disso, avaliou-se a relação desses padrões com a topografia da região estudada. Para alcançar esses objetivos, foram utilizados dados de relâmpagos do sensor LIS no período de 1998 a 2013, dados do Modelo Digital de Elevação fornecidos pelo ASTER e dados de precipitação do WorldClim, obtidas com a plataforma do satélite MODIS em um período de 30 anos de observação. A análise dos dados de densidade total da taxa de relâmpagos foi inserida na metodologia de cluster por k-means, buscando pixels que apresentassem características semelhantes. Os resultados obtidos permitiram observar que a topografia exerce uma influência no comportamento desses fenômenos na região durante os meses de abril a setembro. Os sistemas atmosféricos atuam como intensificadores dos relâmpagos, especialmente durante o verão, quando se observam valores mais elevados no final da tarde e início da noite, atingindo valores como $37 \text{ flash km}^{-2} \text{ hora}^{-1} 10^{-3}$, e valores mais baixos durante a manhã.

Palavras-Chave: Nuvens de Tempestade, LIS, Cluster

ABSTRACT

Brazil holds the title of being the country with the highest incidence of lightning in the world, registering approximately 77.8 million occurrences annually. The annual number of lightning victims in the country is about 0.8 per one million inhabitants. In the São Francisco Watershed, an average of $7,36 \text{ flash km}^{-2}\text{ano}^{-1}$. A notable example is the city of São Desiderio in Bahia, where the incidence is $39,9 \text{ flash km}^{-2}\text{ano}^{-1}$, making this location one of the most intense hotspots in Brazil. Given this scenario, the central objective of this monograph is to conduct a detailed analysis of the temporal and spatial distribution of lightning in the São Francisco River Watershed. Additionally, the relationship of these patterns with the topography of the studied region was evaluated. To achieve these objectives, lightning data from the LIS sensor from 1998 to 2013, Digital Elevation Model data provided by ASTER, and precipitation data from WorldClim obtained through the MODIS satellite platform over a 30-year observation period were used. The analysis of total lightning rate density data was incorporated into the k-means clustering methodology, aiming to identify pixels with similar characteristics. The results obtained allowed observing that the topography influences the behavior of these phenomena in the region during the months of April to September. Atmospheric systems act as intensifiers of lightning, especially during the summer when higher values are observed in the late afternoon and early evening, reaching values like $37 \text{ flash km}^{-2}\text{hora}^{-1}10^{-3}$, and lower values during the morning.

Keywords: Storm Clouds, LIS, Cluster

1 INTRODUÇÃO

As descargas atmosféricas, conhecidas como raios, são fenômenos elétricos resultantes do acúmulo e liberação abrupta de cargas elétricas entre nuvens e a superfície terrestre (COORAY, 2015). Acompanhados pelo trovão, esses eventos ocorrem globalmente a uma taxa de 30 a 100 relâmpagos por segundo, totalizando aproximadamente 9 milhões por dia ou $6 \text{ flash km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (ABREU et al., 2020; DWYER; UMAN, 2014).

Apesar de sua beleza, os raios têm potencial devastador, desencadeando incêndios, causando danos a estruturas, sistemas elétricos e representando ameaças à vida humana e animal (COORAY, 2015). O Brasil lidera em incidência de raios, registrando anualmente cerca de 77,8 milhões de ocorrências (ABREU et al., 2018), com uma taxa de 0,8 mortes por milhão de habitantes, consideravelmente superior à média de 0,2 em países desenvolvidos (CARDOSO et al., 2014; HOLLE et al., 2019).

A relação entre o efeito topográfico e a intensificação dos relâmpagos devido à precipitação pode ser inferida de maneira simplificada, sem considerar outras variáveis que podem influenciar trovoadas e precipitações simultaneamente (BOURSCHEIDT et al., 2009). Estudos mostram que a inclinação do terreno contribui para o aumento da atividade de relâmpagos, especialmente em combinação com a proximidade do litoral (BOCCIPPIO; KOSHAK; BLAKESLEE, 2002; EZCURRA; AREITIO; HERRERO, 2002; JAYARATNE; KULESHOV, 2006; SMITH, 1979). Compreender e monitorar esses fenômenos é crucial para garantir a segurança e o bem-estar da sociedade (COORAY, 2015).

A Bacia Hidrográfica do São Francisco (BHSF) é única no Brasil devido à sua combinação distinta de características climáticas e topográficas (FONSECA et al., 2020). Estendendo-se por vários estados do Nordeste e Sudeste, a BHSF abrange desde áreas semiáridas até climas tropicais, com variação marcante na precipitação ao longo do ano, concentrada na estação chuvosa entre novembro e abril (ROCHA et al., 2022). Essa sazonalidade influencia diretamente a disponibilidade hídrica na região (DANTAS; OLIVEIRA, 2021).

A topografia diversificada da BHSF inclui planícies nas proximidades da foz do rio e áreas de serras, cânions e desfiladeiros, como a Serra da Canastra, importante para a recarga de água do rio (PANTA; NASCIMENTO; MONTEIRO, 2022). O relevo acidentado em algumas áreas contribui para a formação de cachoeiras e corredeiras, tornando o São Francisco um rio cênico. A variedade da BHSF a torna uma área de estudo ideal para compreender a relação dos relâmpagos com fatores complexos (PANTA; NASCIMENTO; MONTEIRO, 2022).

A combinação das características climáticas e topográficas da Bacia do São Francisco a torna uma região desafiadora para o manejo da água e para a convivência com secas periódicas (PANTA; NASCIMENTO; MONTEIRO, 2022). A preservação do ecossistema, a gestão sustentável dos recursos hídricos e a adaptação às condições climáticas são questões cruciais para garantir a sustentabilidade da região e a qualidade de vida das comunidades locais. Esta bacia engloba diversos aspectos distintos, sendo uma área de estudo ideal para

entender o comportamento dos relâmpagos e sua variabilidade com fatores complexos (PANTA; NASCIMENTO; MONTEIRO, 2022).

O monitoramento de relâmpagos por sensores em solo é comum, mas a observação de grandes áreas exige uma rede densa de sensores, o que pode ser economicamente inviável (ABREU et al., 2020). Em regiões de difícil acesso, como oceânicas e florestas tropicais, a infraestrutura de monitoramento é frequentemente inexistente. Uma alternativa viável é o uso de sensores de alta tecnologia, como o Lightning Imaging Sensor (LIS) a bordo do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), que permite monitoramento global de relâmpagos em áreas anteriormente inacessíveis (ABREU et al., 2020).

No Brasil, opções de sensores terrestres de relâmpagos são limitadas, destacando-se a BrasilDAT, RINDAT e STARNET. A BrasilDAT possui sensores na região Nordeste da BHSF, mas em quantidade limitada, o que afeta sua precisão (NACCARATO; PINTO, 2009). Em contraste, sensores orbitais como o LIS são usados em regiões com poucas medições terrestres (BLAKESLEE et al., 2020; BOCCIPPIO; KOSHAK; BLAKESLEE, 2002; CHRISTIAN, 2000; ABREU et al., 2018; MACH et al., 2007; QIE; TOUMI; YUAN, 2003; ZHANG et al., 2019). Os dados do LIS estão disponíveis de 1998 a 2013, período em que o TRMM declinou, afetando a qualidade dos dados (CHRISTIAN, 2000).

A utilização de sensores orbitais é crucial em regiões sem redes terrestres robustas, como na área estudada. Além disso, há escassez de pesquisas sobre os fatores que influenciam a ocorrência de relâmpagos nessa região. Identificar esses elementos pode aprimorar sistemas de alerta, contribuindo para a redução de fatalidades associadas a esse fenômeno natural.

Com base nos conceitos e apresentações anteriormente mencionados, este estudo suscita uma série de indagações, a saber: 1) Qual é o comportamento dos relâmpagos em uma Bacia Hidrográfica que exhibe múltiplas características distintas? 2) Qual seria a abordagem mais eficaz para a observação desses eventos? 3) Onde estão localizados os hotspots de relâmpagos em uma bacia hidrográfica? 4) É viável categorizar os relâmpagos com base em sua frequência? Além disso, como a topografia atua, sendo um agente intensificador ou um agente de surgimento?

Para elucidar os questionamentos, este trabalho tem como objetivo analisar a distribuição temporal e espacial dos relâmpagos na BHSF e na avaliação da relação desses padrões com a topografia da região estudada, com o uso dos dados do sensor LIS. Para alcançar o objetivo geral, são delineados os seguintes objetivos secundários: a) Aplicar a clusterização utilizando os dados de relâmpagos; b) Identificar os hotspots de relâmpagos na área de estudo, a fim de elucidar os fatores que contribuem para uma maior ocorrência desses fenômenos atmosféricos; c) Avaliar a sazonalidade e o ciclo diário dos relâmpagos na área de estudo.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

Neste tópico, são abordados conceitos e informações encontrados na literatura que se relacionam com os processos de formação e eletrificação das nuvens, quais são os fatores climáticos que a influenciam e uma revisão da literatura relacionada a evolução dos processos da compreensão e evolução deste assunto. Além disso, discutiremos a ocorrência, espacialização e métodos de monitoramento de relâmpagos.

As nuvens de tempestade, também conhecidas como Cumulonimbus (cb), são caracterizadas pelo seu movimento convectivo de grande extensão vertical e são a principal fonte de descargas elétricas na atmosfera. O ciclo de vida dessas nuvens pode ser dividido em três estágios: formação, maturação e dissipação, os quais são determinados com base no sentido predominante do movimento vertical das correntes de ar em seu interior. Geralmente, o ciclo de vida de uma nuvem de tempestade dura de uma a duas horas (WALLACE, HOBBS, 2006).

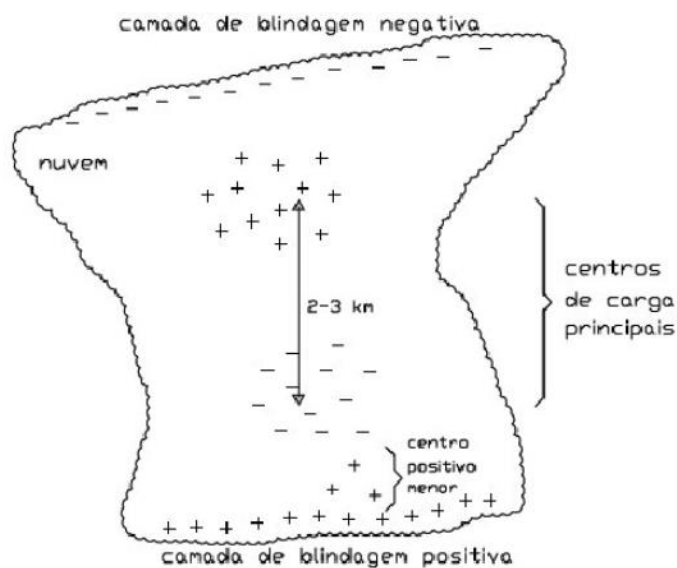
Os relâmpagos são fenômenos elétricos de curta duração na atmosfera, comumente com uma duração típica de meio segundo. Essa ocorrência resulta do deslocamento rápido de elétrons entre duas áreas da atmosfera onde há um desequilíbrio nas cargas elétricas. Esses eventos são conhecidos por serem correntes elétricas de alta intensidade.

Podem se formar através do forte aquecimento da superfície associado com a alta umidade ou em uma região com grande instabilidade atmosférica. Em dias quentes, o aquecimento da parcela de ar junto à superfície gera uma corrente ascendente formando nuvens do tipo Cumulus, com sua base em torno de 1km de altura. Na literatura pode-se encontrar três principais modelos de eletrificação da nuvem: dipolar, tripolar e multipolar.

2.1 Estrutura Elétrica de uma Nuvem de Tempestade

A primeira representação sugerida por Simpson (1909) e Wilson (1921) partiu da perspectiva de um observador externo, apresentando a estrutura dipolar, que envolve dois principais centros de carga elétrica, um positivo e um negativo, localizado no topo da nuvem e na base da nuvem, respectivamente (GIN, 1996). Devido à captura de íons na atmosfera pelas gotículas de água e cristais de gelo, existe uma camada de blindagem negativa e uma positiva, no topo e na base da nuvem, respectivamente. A localização do centro positivo depende da extensão vertical da nuvem e geralmente está em torno de 1 km abaixo do topo e o centro negativo situa-se entre as isotermas de aproximadamente -10°C e -15°C . A localização do centro positivo depende da extensão vertical da nuvem e geralmente está em torno de 1 km abaixo do topo e o centro negativo situa-se entre as isotermas de aproximadamente -10°C e -15°C (WILLIAMS, 1989) (Ver figura 2.1).

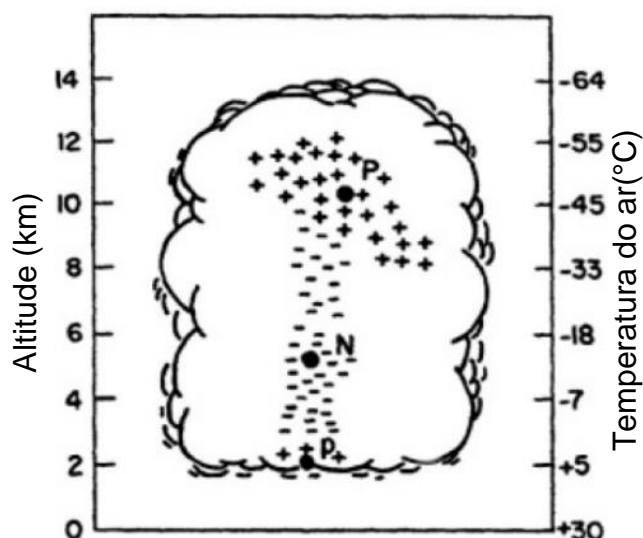
Figura 2.1 – Modelo dipolar da estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade



Fonte: FERRO et al., 2004

Com o desenvolvimento dos estudos relacionados aos modelos de eletrificação, no final da década de 30 foi apresentado um novo centro de carga, caracterizando agora um modelo tripolar, sendo dois centros de carga positiva e uma negativa, entre os centros de cargas positivo próximo as isotermas de -10 a -15°C . No topo destas nuvens existe uma camada de blindagem carregada negativamente, como demonstrado na figura 2.2 (WILLIAMS, 1989, 2001).

Figura 2.2 - Modelo tripolar da estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade

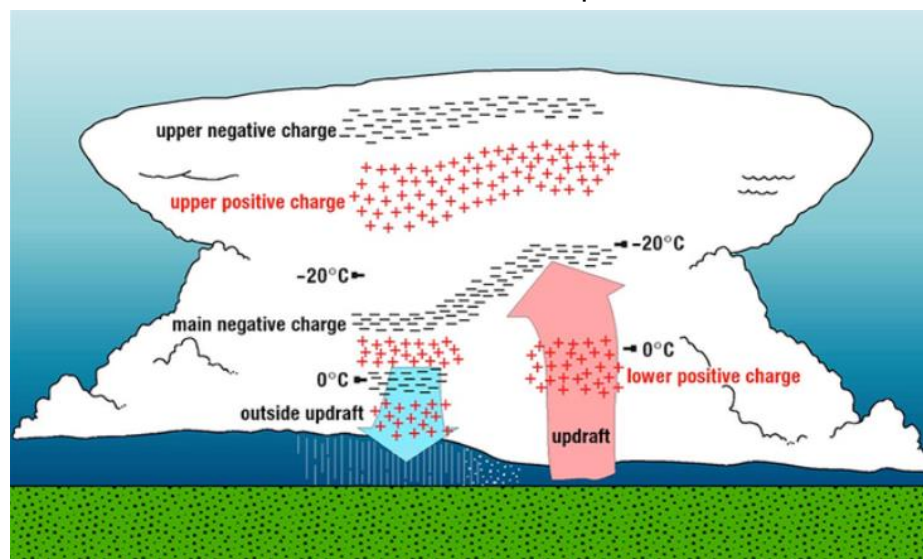


Fonte: Adaptado (RAKOV e UMAN, 2003).

Estudos atuais, utilizando dados de observações de balões meteorológicos lançados em dias de tempestade, propõe uma maior

complexidade em relação a estruturação elétrica. Para o entendimento deste modelo é necessário segregá-lo em duas etapas: a) regiões com movimentos ascendentes b) regiões com movimentos descendentes (WILLIAMS, 1989). Em um dia de tempestade em uma determinada nuvem, na região a é observado quatro centros de cargas, respectivamente: base positiva, centro negativo, centro positivo e topo negativo, na região b é observado seis centros de carga, respectivamente: topo negativo, topo positivo, centro negativo, centro positivo, base negativa e base positiva. Este modelo é apresentado na figura 2.3.

Figura 2.3 - Modelo multipolar ou modelo de Stolzenburg da estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade



Fonte: Adaptado (STOLZENBURG, RUST e MARSHALL, 1998).

No entanto, embora tenham sido apresentados vários modelos para elucidar o processo pelo qual as nuvens adquirem carga e para descrever a configuração de sua estrutura elétrica, permanece incompleto o entendimento sobre esses fenômenos.

2.2 Processos de Eletrificação das Nuvens

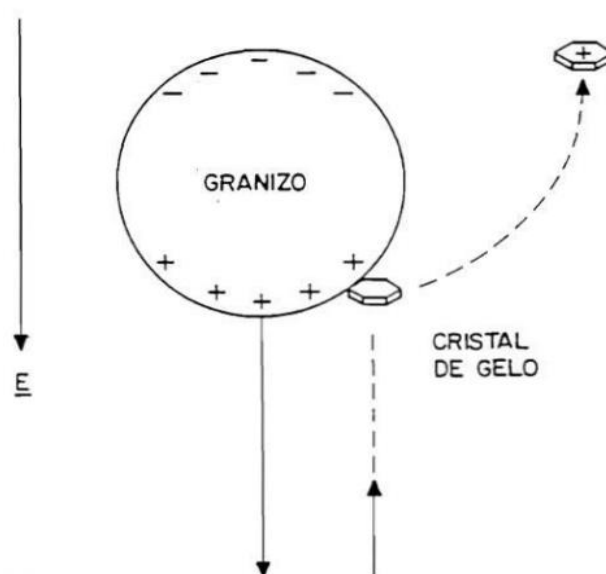
Os centros de cargas apresentados no tópico anterior, estão localizados entre as isotermas de -10°C a -15°C , sua localização sugere que a presença do gelo seja um fator primordial para os processos de eletrização das nuvens.

A influência da precipitação no processo de separação de cargas é amplamente reconhecida e foi inicialmente proposta por Elster e Geitel em 1888. No entanto, até o momento, não existe uma teoria coesa que explique de maneira abrangente a separação de cargas em nível microfísico. Duas abordagens principais buscam fornecer explicações para a geração de carga nesse contexto: os modelos indutivos e os modelos não indutivos.

No Modelo de colisão indutivo, ou apenas modelo indutivo, é possível inferir que o campo elétrico natural da Terra, direcionado para baixo, provoca a indução de dipolos em partículas de gelo de maior porte, como o granizo (Wilson, 1929).

Esse processo resulta na acumulação de cargas positivas na região inferior e de cargas negativas na região superior, conforme demonstrado na Figura 2.4. Quando um pequeno cristal de gelo, inicialmente neutro, ascende e colide com a face positiva do granizo, ocorre a transferência de carga. Consequentemente, o cristal de gelo adquire carga positiva enquanto o granizo fica com carga negativa, como ilustrado na Figura 2.4 (Rodrigues, 2019). Sendo o granizo mais massivo, ele se deposita na base da nuvem, enquanto o cristal de gelo fica suspenso na nuvem, criando assim uma configuração de um dipolo (cargas positivas no topo da nuvem e negativas na base), reforçando deste modo o campo elétrico no interior da nuvem. Experimentos de laboratório indicam que os processos indutivos ganham relevância quando expostos a campos elétricos da ordem de 10 kV/m (Volland, 2013).

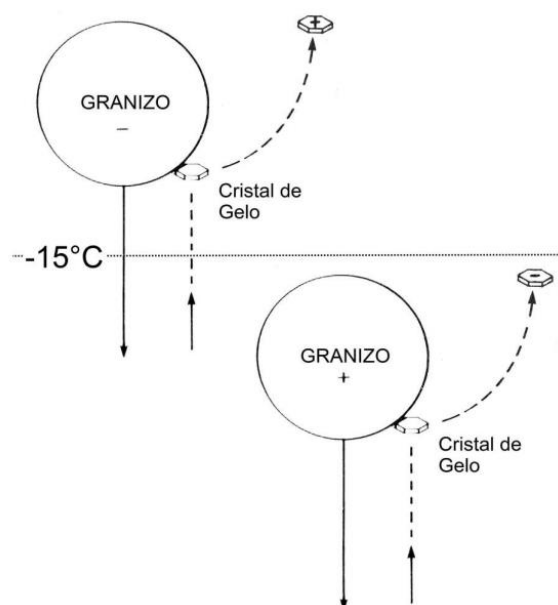
Figura 2.4 - Processo de colisão indutivo



Fonte: (IRIBARNE; CHO, 1980)

No modelo de colisão termoelétrico, ou apenas modelo termoelétrico, consiste na transferência de carga associada a temperatura resultante da colisão do granizo e cristal de gelo. A transferência dependendo da temperatura limite denominada de temperatura de inversão de carga (Tic). A Tic é estimada em torno de -15°C , a qual coincide com a temperatura do centro de carga negativa (WILLIAMS, 1988), demonstrado na figura 2.3. Se durante a colisão a temperatura for menor do que a Tic, o granizo irá transferir carga positiva, essa transferência irá fazer com que o granizo se torne carregado eletricamente de forma negativa. Se a colisão ocorrer a uma temperatura superior a Tic, o granizo transfere carga negativa tornando-se positivamente carregado (Gin, 1996).

Figura 2.5 – Representação do processo de colisão termoelétrica

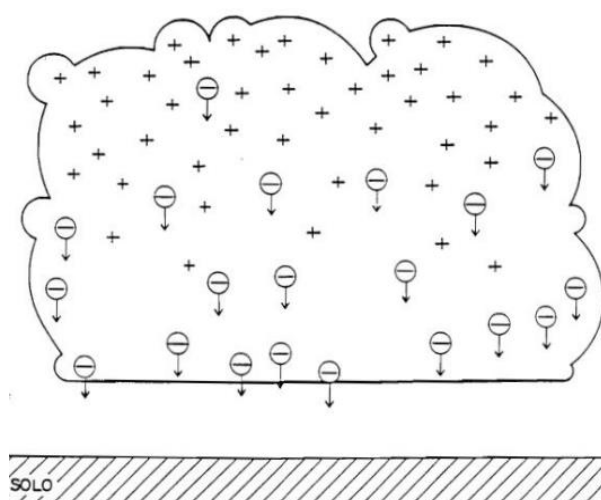


Fonte: Adaptado (PINTO JR. e PINTO, 2000)

Se durante a colisão a temperatura for menor do que a T_{ic} , o granizo irá transferir carga positiva, essa transferência irá fazer com que o granizo se torne carregado eletricamente de forma negativa. Se a colisão ocorrer a uma temperatura superior a T_{ic} , o granizo transfere carga negativa tornando-se positivamente carregado (GIN, 1996).

Após a separação das cargas elétricas conforme os processos anteriormente descritos, entram em cena outros procedimentos destinados a agrupar os centros de carga no interior da nuvem, estes procedimentos são denominados como processos: gravitacional ou convectivo.

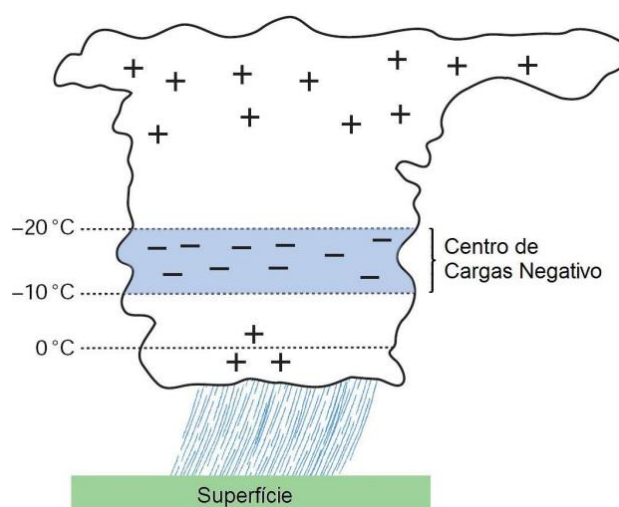
Figura 2.6 – Ilustração do processo de transporte de carga segundo a teoria gravitacional ou de precipitação



Fonte: (WILLIAMS, 1988)

No processo gravitacional, ou de precipitação (ver figura 2.6), parte do princípio da massa dos cristais de gelo. Como a massa dos granizos são superiores comparadas aos cristais de gelo e mais carregados negativamente devido aos processos de colisão (Indutivo e termoelétrico) que ocorreu na região em que a temperatura está próxima dos -15°C , estes granizos tendem a permanecer na porção inferior da nuvem (ver figura 2.7) para o modelo de estrutura elétrica das nuvens do tipo tripolar, sendo que o pequeno centro de cargas positivo na parte inferior da nuvem está associado ao efeito corona da superfície da Terra.

Figura 2.7 – Distribuição de cargas em uma nuvem de tempestade



Fonte: (WALLACE e HOBBS, 2006)

O processo convectivo foi formulado primeiramente por Vonnegut em 1953, é neste modelo que ocorre a separação e a geração de cargas. Ventos ascendentes conduzem cargas positivas do solo para a nuvem, formando um centro de cargas positivas na parte inferior. Na parte superior, a interação com a ionosfera e os raios cósmicos e pelo forte campo elétrico associado a objetos pontiagudos, resulta em uma camada de blindagem de carga negativa. As correntes de ar ascendentes e descendentes predominantes no interior da nuvem reorganizam essas cargas, dando origem a uma estrutura elétrica do tipo multipolar, conforme ilustrado na Figura 2.3 (NACCARATO, 2006; WILLIAMS, 1988).

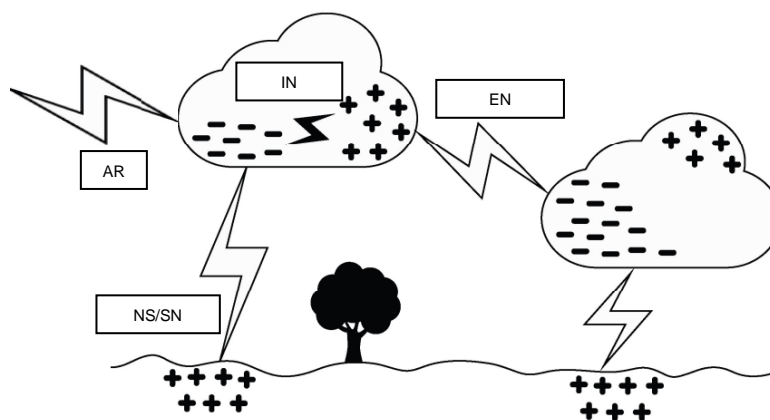
2.3 Classificação dos Relâmpagos

Para a classificação dos relâmpagos, foi segregado sua ocorrência pelo fator destino, ou seja, o destino a qual o raio se desloca após a sua descarga de origem, por exemplo, descargas atmosféricas que atingem o solo e descargas atmosféricas que se deslocam para o céu (NACCARATO, 2005).

De acordo com Gin (1996), é possível classificar os relâmpagos que atingem o céu como: intranuvem (IN), que ocorrem no interior de uma mesma nuvem de tempestade e a mais frequente; relâmpagos entrenuvem (EN), que ocorrem entre nuvens diferentes; e relâmpagos no ar (AR), que partem de uma

nuvem e terminam na própria atmosfera, sem alcançar outra nuvem ou o solo. (OGAWA, 1995). Todas as classificações podem ser observadas na figura 2.8.

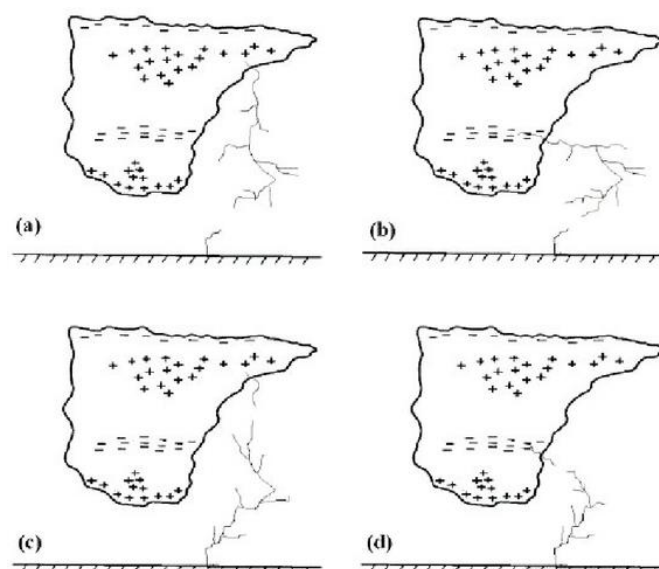
Figura 2.8 – Relâmpagos intranuvem (IN), entre nuvens (EN), nuvem-solo (NS) ou solo-nuvem (SN) e (AR)



Fonte: Adaptado (NACARATO, 2001)

Os relâmpagos que atingem o solo correspondem 20% a 25% de todos os raios que são formados, e são classificados em dois tipos básicos: relâmpagos nuvem-solo (NS), caracterizados por descargas que, partindo de uma nuvem, atingem a superfície da Terra, este tipo de relâmpagos são os mais estudados devido ao seu alto poder destrutivo e facilidade em ser analisados; e relâmpagos solo-nuvem (SN), que ocorrem a partir do solo em direção à nuvem. Os relâmpagos NS e SN também são classificados pela polaridade das cargas transferidas ao solo ou neutralizadas na nuvem, originando relâmpagos positivos e negativos, conforme ilustrado na Figura 2.7.

Figura 2.9 – Desenho esquemático e simplificado dos tipos de relâmpagos que atingem o solo: (a) NS positivo; (b) NS negativo; (c) SN positivo; (d) SN negativo



Fonte: (NACARATO, 2001)

2.4 Revisão da Literatura

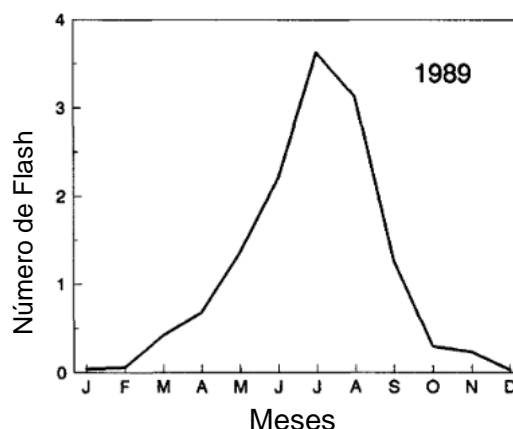
Nesta seção, realizamos uma revisão dos principais estudos da literatura científica que, ao longo do tempo, empregaram diversas metodologias de Sensoriamento Remoto Sistema de Detecção de Raios no Solo (SDRS) em diversas regiões do mundo com o intuito de compreender melhor este evento atmosférico e buscar metodologias que traga maior confiabilidade e qualidade no que se diz respeito aos dados de descargas elétricas, em destaque para aquelas que buscam entender o comportamento dos relâmpagos com a topografia.

Em 1986, foi conduzido um estudo utilizando dados de localização de raios coletados no nordeste do Colorado e na região central da Flórida, nos EUA, avaliando dados obtidos durante os meses do verão de 1983. Foi encontrada uma influência claramente identificável da topografia subjacente e das circulações diurnas resultantes na hora e local de ocorrência dos raios. (LOPEZ; HOLLE, 1986).

Em 1989, foi realizado uma pesquisa sobre raios NS com ambas as polaridades na região costeira do Mar do Japão avaliando dados obtidos durante os verões e invernos de 1984 e 1985. Isso permitiu que eles investigassem as variações sazonais na ocorrência de raios. Como resultado, Hojo (1989) observou que no inverno, a atividade dos relâmpagos não se desloca para o interior do país, mas sim sobre o oceano, onde a maioria dos relâmpagos é detectada no mar (HOJO et al., 1989).

Em 1991, fez-se uso da rede de detecção National Lightning Detection Network (NLDN) para identificar a localização de 13,4 milhões de raios NS em todo o território dos EUA avaliando registros referente ao ano de 1989. Esses dados resultaram na criação de um produto de densidade de raios, com resolução de 50 km na direção zonal e 30 km na direção meridional, possibilitando a análise das áreas de maior e menor ocorrência de raios, como resultado, o autor observou que os meses de maior ocorrência de relâmpagos na região são: junho, julho e agosto como mostrado na figura 2.10 (ORVILLE, 1991).

Figura 2.10 – Números de relâmpagos em 1989 nos EUA



Fonte: Adaptado (ORVILLE, 1991)

Em 1993, na região onde o projeto TOGA-ERAH, foi realizado próximo à costa de Papua Nova Guiné, Orville et al. (1997) apresentaram uma análise dos raios NS. Observou-se que 5,6% deles eram de polaridade positiva. Além disso, notou-se que, nos meses de janeiro e fevereiro, ocorreu 40% da atividade elétrica anual, comportamento semelhante ao encontrado em outras áreas tropicais do Hemisfério Sul (HS), como o Brasil, que também têm um verão chuvoso. Nessa região, foi possível identificar dois picos na distribuição diurna da atividade elétrica, ocorrendo às 05:00 UTC e às 16:00 UTC. Isso indicou um comportamento peculiar, atribuído ao efeito da convergência da brisa terrestre noturna ao longo da costa de Nova Bretanha (ORVILLE et al., 1997).

Watson et al. (1994) realizaram a coleta de dados sobre a variabilidade diurna dos raios NS de um SDRS denominado Bureau of Land Management (DGT) no estado do Arizona, EUA, abrangendo o período de 1985 a 1990 durante a temporada de monção do sudoeste. Durante essa investigação, identificaram que a presença de umidade, a posição do eixo da crista subtropical, cavados transitórios e a umidade de baixos níveis provenientes do Golfo da Califórnia podem exercer influência na ocorrência de tempestades.

Neste ano, também foi realizada uma análise da distribuição espacial e temporal da atividade elétrica associada a regimes sinóticos específicos do fluxo de vento em baixos níveis. Seu estudo teve como objetivo melhorar as previsões estatísticas de tempestades na Flórida, EUA, usando dados de raios coletados durante as estações quentes no período de 1987 a 1990. Eles identificaram que a máxima ocorrência de descargas elétricas na costa estava relacionada às zonas de convergência da brisa marítima-terrestre, que se formavam em resposta direta ao fluxo de ventos em baixos níveis (REAP, 1994).

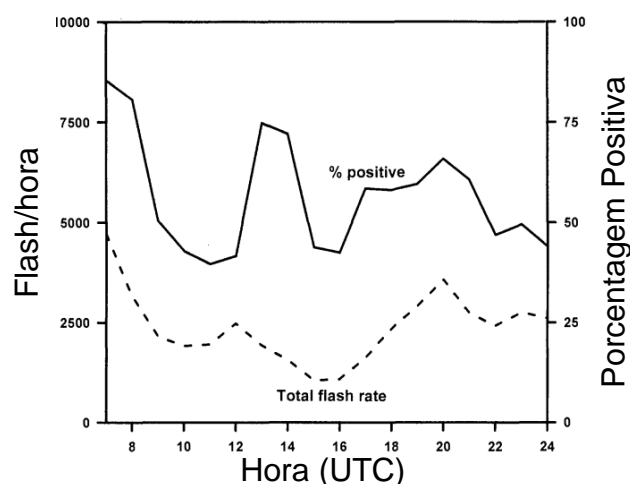
Rocha et al. (1997) conduziram um estudo das características dos raios na região sudeste do Brasil, durante a estação de inverno. Eles analisaram dados do SPRR, abordando a polaridade, multiplicidade e corrente de pico do primeiro Strokes. Em seu estudo, compararam essas características com dados da mesma região coletados na estação de verão, conforme publicado por Pinto et al. (1996) e Gin (1996). Entre os resultados apresentados, o estudo concluiu que a distribuição dos raios em termos de polaridade é praticamente a mesma em ambas as estações. No entanto, observou-se que a porcentagem de raios "single stroke" durante o inverno é maior do que durante o verão. Além disso, constataram que os valores médios de corrente de pico para raios positivos e negativos durante o inverno são menores do que os obtidos durante o verão, especialmente no caso dos raios negativos.

Em 1997, foram calculados valores médios de densidade de raios NS para a Flórida/EUA referente a um período de 10 anos, de 1986 a 1995. Eles construíram um mapa anual médio e mapas mensais médios a partir de uma base de dados que excede 25 milhões de raios. Esses mapas representaram uma climatologia da distribuição geográfica, proporcionando uma visão sobre a distribuição de tempestades na Flórida. Também foi observado que, durante a

estação fria (novembro a fevereiro), as maiores densidades estão associadas a sistemas de escala sinótica em latitudes médias (HODANISH et al., 1997).

Lyons et al. (1998) coletou todos os meses de verão de 1991 a 1995, correspondendo a 14 meses. Realizaram uma climatologia de raios com alta corrente de pico nuvem-solo (RACPNS), arbitrariamente definidos como raios NS com corrente de pico acima de 75 kA, sobre o território dos EUA, utilizando dados do NLDN. Os resultados revelaram grande concentração de raios RACPNS positivos na região das altas planícies da região centro-oeste e de raios RACPNS negativos sobre águas costeiras do Golfo do México e sudeste dos EUA, além de diferenças geográficas distintas na distribuição desse tipo de raio com polaridades positivas e negativas. Dos 1,46 milhões de raios RACPNS analisados, 13,7% são positivos (ver figura 2.11).

Figura 2.11 – Números de relâmpagos positivos e negativos ocorridos nos meses de verão de 1991 a 1995 por hora nos EUA



Fonte: Adaptado (LYONS et al., 1998)

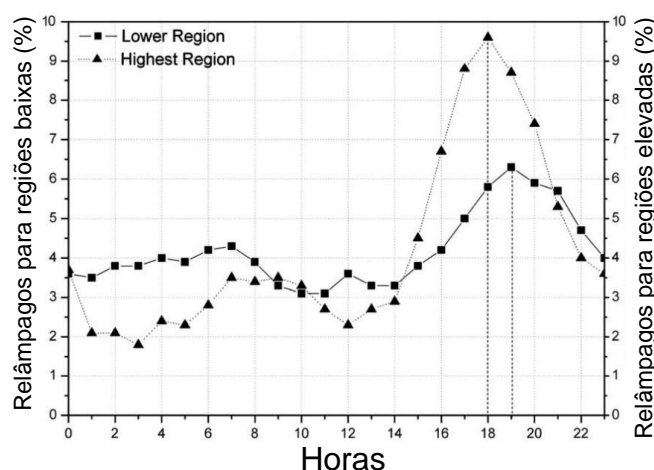
No estudo realizado por Burrows et al. (2002), foram analisados aproximadamente 21 milhões de raios NS e IN que ocorreram na região do Canadá e adjacentes aos EUA durante o período de fevereiro de 1998 até dezembro de 2000. A pesquisa se concentrou na investigação dos principais padrões de ocorrência de raios, densidade espacial de raios, fração de raios NN, fração de raios noturnos e matutinos, duração, razão de raios NS positivos/negativos, corrente de pico e multiplicidade média. Os resultados revelaram diversas dependências sazonais, diurnas e regionais, além de destacar a influência das características da elevação do terreno e o contato continente/oceano. Para maior contexto, esses resultados também foram comparados com estudos anteriores realizados na região do norte dos EUA (HUFFINES; ORVILLE, 1999).

Em 2005, Schulz et al., apresentaram um artigo que abordou estatísticas de raios NS localizados na Áustria ao longo de 10 anos, de 1992 a 2001, com um total de mais de 3 milhões de ocorrências, coletados pelo sistema SAIDR (Austrian Lightning Detection Information System). As densidades de descargas na Áustria variam anualmente de 0,5 a 4 raios por quilômetro quadrado,

dependendo do terreno. Em contraste com o comportamento típico encontrado em regiões do hemisfério sul, a maior parte da atividade elétrica ocorre durante os meses de maio a agosto, correspondendo ao verão do hemisfério norte. A variação diurna dos raios na Áustria revela um pico às 16h, horário local. O que é comum em diversas regiões devido à maior frequência de tempestades no período da tarde (SCHULZ et al., 2005).

Soriano et al. (2005) fizeram uma climatologia de 10 anos das características dos relâmpagos NS na Península Ibérica para o período 1992 a 2001. Como resultado, o autor observou que o ciclo diurno médio mostrou valores máximos às 17:00 horário local e mínimos às 10 horas. A densidade média encontrada é $2,1 \text{ flash km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, as regiões de maior atividade estão relacionadas com áreas montanhosas e pode ser visto o efeito do Mar Mediterrâneo.

Figura 2.12 – Variação diurna da frequência relativa dos relâmpagos NS para duas regiões: altitudes até 500 m (quadrados) e altitudes acima de 900 m (triângulos).



Fonte: Adaptado (BOURSCHEIDT et al., 2009)

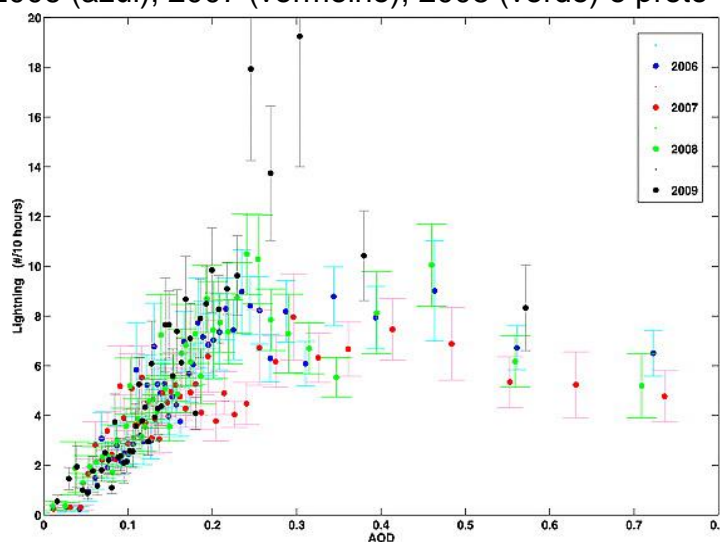
Bourscheidt et al. (2009) realizaram uma análise comparativa na região sul do Brasil, utilizando dados do BrasilDAT de junho de 2005 a maio de 2007 e o modelo de elevação digital Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). A análise teve como foco a densidade espacial de raios NS e sua relação com parâmetros do terreno, como inclinação do terreno e altitude semelhante ao proposto desta monografia. Os resultados revelaram que, devido à topografia contrastante da região, a densidade de raios NS possui uma correlação mais significativa com a inclinação do terreno do que com a altitude. Isso sugere que a inclinação do terreno exerce uma influência mais acentuada na ocorrência de tempestades e atividade elétrica. Além disso, a análise temporal indicou que em regiões de maior altitude, a variação diurna da atividade elétrica é mais ampla, com o pico ocorrendo uma hora antes em comparação com as regiões de baixa altitude como observado na figura 2.12 (BOURSCHEIDT et al., 2009).

Ainda em 2009, Pinto et al. apresentaram a primeira climatologia da região sudeste do Brasil em termos de densidade de raios RACPNS, porcentagem de

RACPNS positivos, corrente de pico e distribuição diurna. Eles baseiam sua análise em dados do BrasilDAT de 1999 a 2006, concentrando-se nas descargas detectadas nos meses de dezembro, janeiro, fevereiro e março, aproximadamente durante o verão do HS. Os pesquisadores também observaram que a distribuição espacial dos raios RACPNS estavam relacionadas à ocorrência de SCM.

Altaratz et al. (2010) Utilizando dados dos sensores de solo do World Wide Lightning Location Network (RMLR), juntamente com as informações sobre aerossóis e nuvens fornecidas pelo Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), realizou-se uma investigação para analisar as relações entre as dimensões das nuvens e sua atividade elétrica, além de estudar o impacto complexo dos aerossóis de fumaça nas nuvens de tempestade. Os resultados obtidos por Altaratz, apresentado na figura 2.13, revelaram que nuvens maiores, com uma maior cobertura ou dimensão vertical mais profunda, estão associadas a uma maior incidência de relâmpagos. Ao examinar a relação entre a carga de aerossol e a atividade elétrica, foi observado que, para baixas cargas de aerossol, o aumento na concentração de CCN promove o fortalecimento das nuvens e sua atividade elétrica, enquanto, para valores mais elevados de carga de aerossol, o efeito de absorção passa a predominar. Ao mesmo tempo em que a poluição tem o potencial de saturar a intensificação das tempestades e da atividade do raio em um nível específico.

Figura 2.13 – Relação entre o número de relâmpagos entre 12 e 22 horas e Aerossol óptico em 550 nm para as estações secas na Amazônia para o ano de 2006 (azul), 2007 (vermelho), 2008 (verde) e preto (2009)



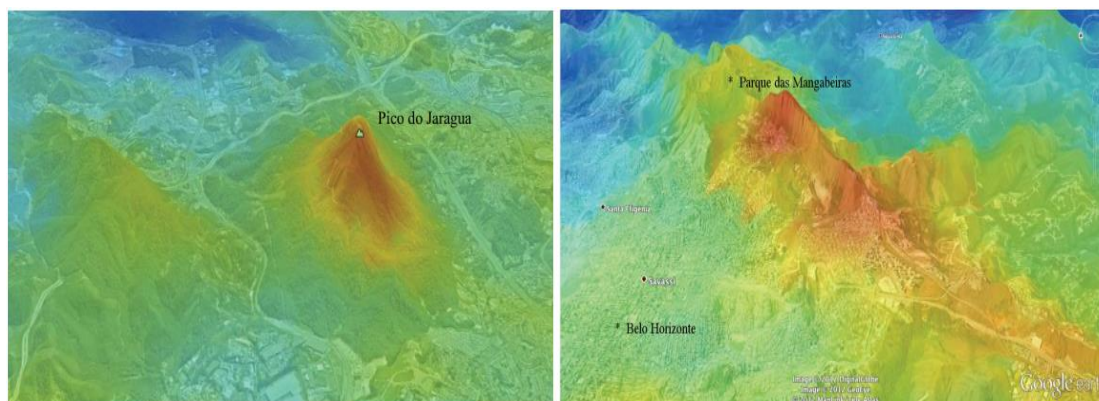
Fonte: (ALTARATZ et al., 2010)

Em sua pesquisa realizada em 2013, Pinto Jr., Pinto e Pinto Neto analisaram as alterações no comportamento da atividade de raios na cidade de Manaus. Os resultados revelaram que a incidência de raios sobre a cidade é significativamente superior em comparação com as áreas circundantes, evidenciando um aumento ao longo das últimas quatro décadas. Este

crescimento na atividade de raios corresponde diretamente à expansão urbana observada no mesmo período e as ilhas de calor urbana.

Bourscheidt, Pinto e Naccarato (2014) utilizando 11 anos de dados (janeiro de 1999 a dezembro de 2009) da Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT) na região centro-sul do Brasil, especificamente nas linhas de transmissão de energia da hidrelétrica de Itaipu. Com o objetivo de melhorar a estimativa da densidade de raios utilizando a modelagem de nome RDEM, mais recente do RINDAT, e as elipses de confiança como um método semelhante ao kernel de suavização. Os autores concluíram que a alta incidência de relâmpagos na região está associada a orografia local. Como exemplo em seu artigo, os autores citaram o Pico do Jaraguá, que está a 1.135 metros acima do nível do mar, e o Parque das mangabeiras (ver figura 2.14).

Figura 2.14 – Mapa de densidade de Relâmpago sobreposto à elevação o em duas regiões nos estados de São Paulo e Minas Gerais. Cores mais quentes indicam maior densidade



Fonte: Adaptado (BOURSCHEIDT et al., 2014)

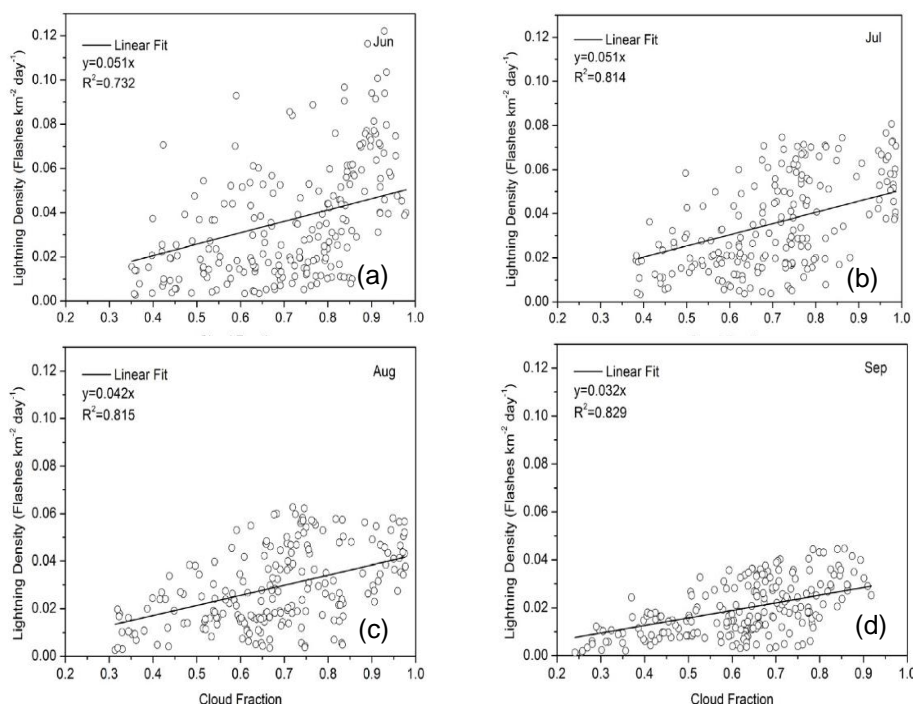
Utilizando os dados dos sensores Transient Detector (OTD) e Lightning Imaging Sensor (LIS), Cecil, Buechler e Blakeslee (2014) elaboraram climatologias de ocorrência global de relâmpagos. Criaram duas resoluções: 0,5° e 2,5°. Os autores concluíram que há uma marcante oscilação sazonal, variando de 35 Relâmpagos/s em fevereiro a 60 Relâmpagos/s em agosto, com baixas taxas de relâmpagos no verão do hemisfério sul e altas taxas no verão do hemisfério norte, os autores apontaram que essa diferença existe devido a quantidade de massa continental, maior no hemisfério norte em comparação com o hemisfério sul, que em grande maioria é constituído por oceanos. Observou-se também variabilidade interanual, mas sem tendência significativa aparente. A taxa mínima de relâmpagos observada foi de aproximadamente 30 relâmpagos/s durante o verão de 2006 a 2007 (CECIL; BUECHLER; BLAKESLEE, 2014).

Os autores Albrecht et al. (2016) analisaram a climatologia dos relâmpagos registrados pelo sensor LIS, ordenando por hora do dia e dia do ano com alta resolução (0,1°) em todas as órbitas, disponibilizando uma biblioteca

com dados horários, diários, mensais, sazonais e anuais. A partir dos dados coletados, os autores estudaram as regiões com as maiores incidências de relâmpagos em toda a faixa observada pela órbita do TRMM.

Analisando dados de 12 anos (de 2001 a 2012) relativos à profundidade óptica de aerossóis (AOD), fração de nuvens, altura do topo das nuvens, espessura óptica de nuvens de gelo e densidade de relâmpagos, Zhao et al. (2017) investigou o impacto dos aerossóis na atividade elétrica em uma região da China. Os pesquisadores constataram que o aumento na carga de aerossol intensifica a atividade convectiva das nuvens, resultando em um aumento subsequente na densidade de relâmpagos. As áreas de alta correlação evidenciam o efeito microfísico positivo dos aerossóis na intensidade da atividade elétrica, ao passo que os processos em larga escala podem desempenhar um papel predominante no desenvolvimento da convecção e na geração de raios em regiões de baixa correlação (ver figura 2.15).

Figura 2.15 – Correlação entre densidade de relâmpagos e carga de aerossóis sobre a China. (a) Junho, (b) Julho, (c) Agosto, (d) Setembro



Fonte: Adaptado (ZHAO et al., 2017)

Em 2020, Abreu et al. estudou a avaliação da densidade total da taxa de descarga atmosférica no nordeste do Brasil baseado em dados orbitais TRMM de 1998 a 2013. Foi utilizado dados do LIS no TRMM para registrar relâmpagos e dados de elevação do terreno do sensor Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) no satélite TERRA para verificar a influência da topografia na densidade da taxa de Relâmpago (FRD). Foram identificados hotspots em cidades com maior FRD com base na distribuição completa, enquanto a distribuição mensal auxiliou na análise de clusters. O NEB apresentou variações espaciais e temporais significativas nas taxas de raios,

com média de 0 a $44,5 \text{ flash km}^{-2}\text{ano}^{-1}$. As regiões com taxas mais altas estão no Piauí, Maranhão e oeste da Bahia, onde a topografia parece favorecer o processo convectivo e a formação de intensas correntes ascendentes, essenciais para a geração de cargas elétricas em tempestades. Os valores do CAPE estão correlacionados com a ocorrência de raios na região. O cluster com maior ocorrência de raios e hotspots está na área de influência da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), indicando uma relação importante com grandes sistemas de nuvens organizados (ABREU et al., 2020).

No ano de 2021, Abreu et al. realizaram uma análise das características microfísicas de nuvens, considerando a presença ou ausência de ocorrência de raios totais. A investigação utilizou dados provenientes do Lightning Imaging Sensor (LIS), Microwave Imager (GIM) e Precipitation Radar (RP), todos a bordo do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), no período de 1998 a 2013. A avaliação dos dados do TRMM teve como objetivo estabelecer relações entre a incidência de raios e as características microfísicas das nuvens, comparando-as com base nas classes de ocorrência de raios, na localização espacial e nos perfis atmosféricos. Os resultados obtidos por Abreu indicaram uma maior ocorrência de raios associada a valores mais elevados de trajetória de água gelada ($> 38,9 \text{ kg m}^{-2}$), trajetória de água pluvial ($> 2 \text{ kg m}^{-2}$), precipitação convectiva ($> 5 \text{ mm h}^{-1}$) e precipitação superficial ($> 7 \text{ mm h}^{-1}$), além de valores ligeiramente superiores da altura do nível de congelamento. Observou-se que as observações de refletividade ($> 36 \text{ dBZ}$) apresentaram curvas típicas de perfil convectivo, com valores mais elevados associados a classes com maiores densidades de relâmpagos (classe com mais de $6,8 \text{ flash km}^{-2}\text{ano}^{-1}$).

2.5 Sistemas de Detecção e Monitoramento

O monitoramento de relâmpagos é crucial para antecipar eventos climáticos extremos, fornecendo dados em tempo real sobre a atividade elétrica na atmosfera. Smith et al. (2021) destacam que a detecção precoce de relâmpagos pode ser um indicador vital para prever tempestades intensas. O sistema de monitoramento fornece informações valiosas que permitem alertas antecipados, possibilitando evacuações coordenadas e reduzindo os riscos associados a inundações, incêndios e outros eventos adversos.

Além disso, a pesquisa de Oliveira e Santos (2022) enfatiza a importância do monitoramento de relâmpagos na segurança de infraestruturas críticas, como usinas elétricas, aeroportos e hospitais. A capacidade de prever a ocorrência de relâmpagos permite a implementação de protocolos de segurança específicos, minimizando o impacto potencial sobre essas instalações essenciais.

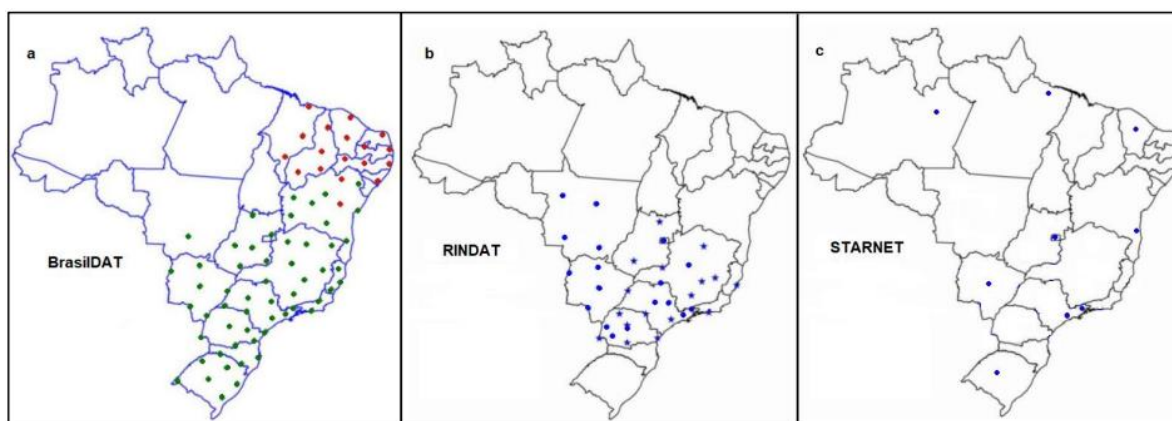
A mitigação de riscos ambientais também é um aspecto destacado em estudos recentes. García et al. (2023) destaca a relevância do monitoramento de relâmpagos na compreensão dos padrões climáticos extremos associados a eventos elétricos. Isso não apenas contribui para uma melhor compreensão

científica, mas também facilita o desenvolvimento de estratégias de adaptação e resiliência em face das mudanças climáticas.

Os sensores terrestres, estão localizados na superfície da Terra e podem fornecer dados de alta resolução em áreas específicas. Esses sensores podem ser instalados em estações meteorológicas, estações de monitoramento ambiental ou em dispositivos móveis, oferecendo uma visão mais detalhada de características locais. Enquanto os satélites de sensoriamento remoto orbitam a Terra, capturando imagens e dados em várias faixas espectrais, desde o infravermelho até o ultravioleta. Essas informações permitem uma análise detalhada de fenômenos naturais, mudanças climáticas, uso do solo, recursos hídricos e outros aspectos cruciais para a compreensão do nosso ambiente.

No mundo, estão espalhados inúmeros Sensoriamento Remoto por Detecção de Descargas Elétricas. No Brasil, três redes são amplamente utilizadas e validados, são eles: a) Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT), b) Rede Integrada Nacional de Detecção de Descargas Atmosféricas (RINDAT), c) STARNET (ver figura 2.16).

Figura 2.16 – Distribuição dos sensores das redes de detecção de relâmpagos no Brasil. (a) BrasilDAT – os pontos verdes representam sensores em operação e os vermelhos sensores a serem instalados, (b) RINDAT e (c) STARNET



Fonte: ABREU et al. (2018) Adaptado de (NACCARATO et al. (2014); PAIVA (2015), RINDAT (2017) e STARNET (2017)).

No Brasil, o sistema de detecção de descargas atmosféricas em tempo real denominado RINDAT (figura 2.16(b)), constituindo-se como uma rede híbrida de sensores composta por quatro unidades: SPRR III/IV, IMPACT, LS700x e LS8000. Estes dispositivos fazem uso das tecnologias "Tempo de Chegada" (TOA) e "Localização da Direção Magnética" (MDF), operando na faixa de LF entre 100 kHz e 400 kHz (MATTOS, 2015). A precisão média das informações de localização de raios no sistema é de 500 metros, delimitada pelo posicionamento das estações remotas de recepção.

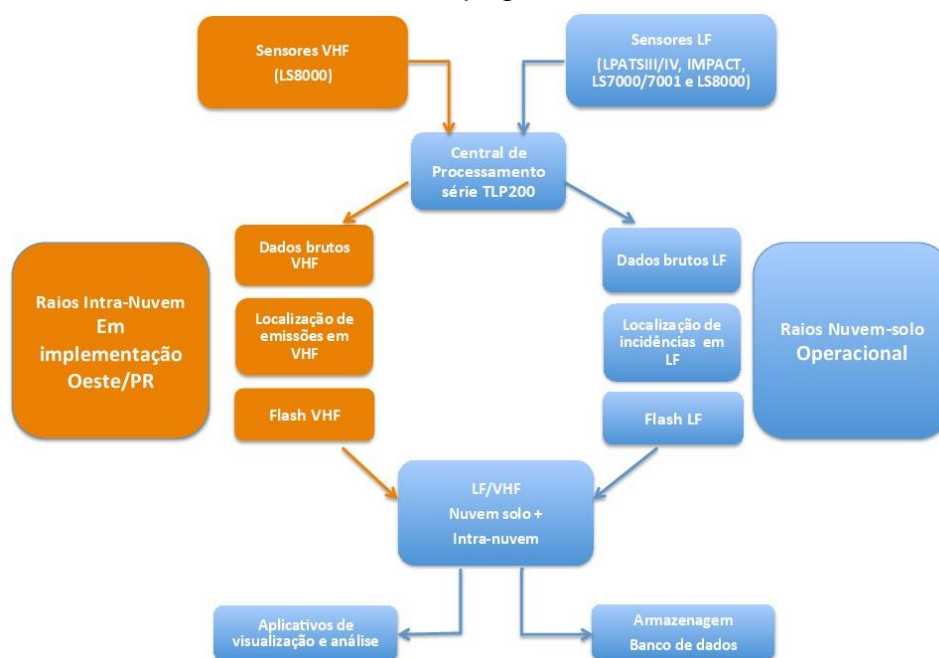
O RINDAT opera em conjunto com o Sistema de Posicionamento Global (GPS), fornecendo dados de temporização de raios com resoluções de até 300 nanossegundos. Este sistema oferece, assim, informações espaço-temporais

sobre raios NS, juntamente com os valores de pico da corrente de retorno e sua polaridade. Em relação à distribuição geográfica dos sensores, estes estão predominantemente localizados nas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil, totalizando 35 sensores dispostos estrategicamente com eficiência de 70% a 90%. (RINDAT, 2017).

Após a detecção dos sinais provenientes das descargas pelos sensores, estes dados são encaminhados para as centrais de processamento. Nesse ponto, passam por um processo de análise que visa obter informações acerca da localização e das características das descargas. Essas informações são então disponibilizadas em tempo real para visualização ou armazenadas para futuras análises históricas. O RINDAT opera com quatro centrais localizadas em Belo Horizonte, Curitiba, Rio de Janeiro e São José dos Campos (RINDAT, 2017).

Os sinais captados pelos sensores são transmitidos através de um canal de comunicação dedicado com destino às centrais de processamento. Nesse ambiente, os dados são submetidos a uma segunda etapa de processamento e, posteriormente, distribuídos para unidades especializadas em visualização e armazenamento de dados, disponibilizados em (<http://www.rindat.com.br/>). (RINDAT, 2017), conforme ilustrado na figura 2.17.

Figura 2.17 – Diagrama da transmissão de dados de relâmpagos do RINDAT e a implementação do sensor VHF, que será capaz de detectar relâmpagos IN



Fonte: (RINDAT et al., 2017)

Além do RINDAT, o Brasil conta com alternativas para o monitoramento destes eventos, como é o caso do BrasilDAT. Este último constitui o maior conjunto de sensores dedicados à captação de dados de relâmpagos em solo atualmente em operação no Brasil. A BrasilDAT mantém uma rede composta por

mais de 100 sensores ativos, distribuídos ao longo da costa leste e centro-leste do país (figura 2.16(a)) (MATTOS, 2015).

Essa extensa rede de sensores coleta informações sobre relâmpagos por meio da radiação eletromagnética emitida pelos relâmpagos. Essa abordagem permite a construção de uma base de dados integrada por meio de um algoritmo próprio, consolidando informações provenientes de diversas tecnologias que detectam descargas em Very Low Frequency (VLF), Low Frequency (LF) e Very High Frequency (VHF). Essa abordagem confere à BrasilDAT um desempenho superior em comparação com outras redes de detecção (MATTOS, 2015).

Os sensores desta rede empregam o método TOA para detectar descargas de retorno e operam na faixa de frequência entre 1 Hz e 12 MHz (MATTOS, 2015). O sistema registra com precisão o momento exato da ocorrência, a localização do ponto de impacto e características físicas, como intensidade e polaridade. Esses dados são armazenados em bancos de dados específicos, possibilitando consultas futuras às soluções determinadas em tempo real e o reprocessamento das informações.

Possuindo o menor número de sensores entre os SDRS citados (figura 2.16(c)), a Sferics Timing And Ranging NETwork (STARNET) consiste em um conjunto de nove antenas receptoras que operam na frequência VLF, de 7 a 15 kHz localizadas no Brasil, e detectam ruídos de rádio emitidos por descargas elétricas na atmosfera. Esses ruídos são denominados sferics e podem alcançar milhares de quilômetros nesse intervalo de frequência, se propagando no guia de onda delimitado pela superfície da terra e pela ionosfera. Operando em conjunto esse sistema localiza as descargas elétricas em sua área de cobertura através de um conceito desenvolvido por Lee (1986) chamado ATD (Arrival Time Difference), ou diferença do tempo de chegada (DENTEL et al., 2013).

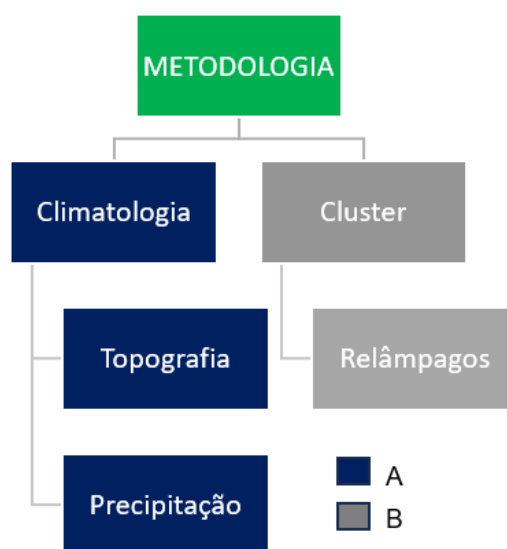
Para calcular a posição de um raio, o STARNET requer um mínimo de quatro e um máximo de sete sensores. O banco de dados STARNET fornece informações sobre a hora e a posição de um raio no solo. Morales, Neves e Anselmo (2011) estimaram a mediana do erro de posição do raio na distância em relação à sua verdadeira posição de impacto entre 6 e 12 km e a porcentagem de raios detectados pela rede em relação ao número real de eventos em uma determinada área de 50 e 60% na maior parte do sudeste do Brasil, com base na comparação com o RINDAT (DENTEL et al., 2013).

O Lightning Imaging Sensor (LIS) se apresenta como uma alternativa aos SDRS, destacando-se como uma opção de monitoramento via satélite em contraposição aos sensores mencionados anteriormente (ALBRECHT et al., 2016). Foi lançado em 27 de novembro de 1997, integrado ao satélite Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM), que opera em uma órbita inclinada a 35° e a uma altitude de 350 km. Sua missão é detectar assinaturas ópticas de relâmpagos, para tal, utiliza uma matriz de pixels CCD de 128 x 128, com uma banda de filtro de aproximadamente 1 nm, centrada no trio de emissões de oxigênio relâmpago no infravermelho próximo a 777,4 nm (ALBRECHT et al., 2016).

3 MATERIAL E MÉTODOS

Este capítulo apresenta os materiais e métodos utilizados na pesquisa em questão, oferecendo uma delimitação e caracterização da área de estudo, incluindo suas características físicas e meteorológicas. Além disso, são detalhados estes procedimentos que serão empregados para atingir os objetivos estabelecidos e obter os resultados desejados. Para facilitar a compreensão, foi elaborado um fluxograma (consulte a figura 3.1), que representa a sequência de processos necessários para alcançar os resultados propostos nos objetivos.

Figura 3.1 – Fluxograma dos processos metodológicos



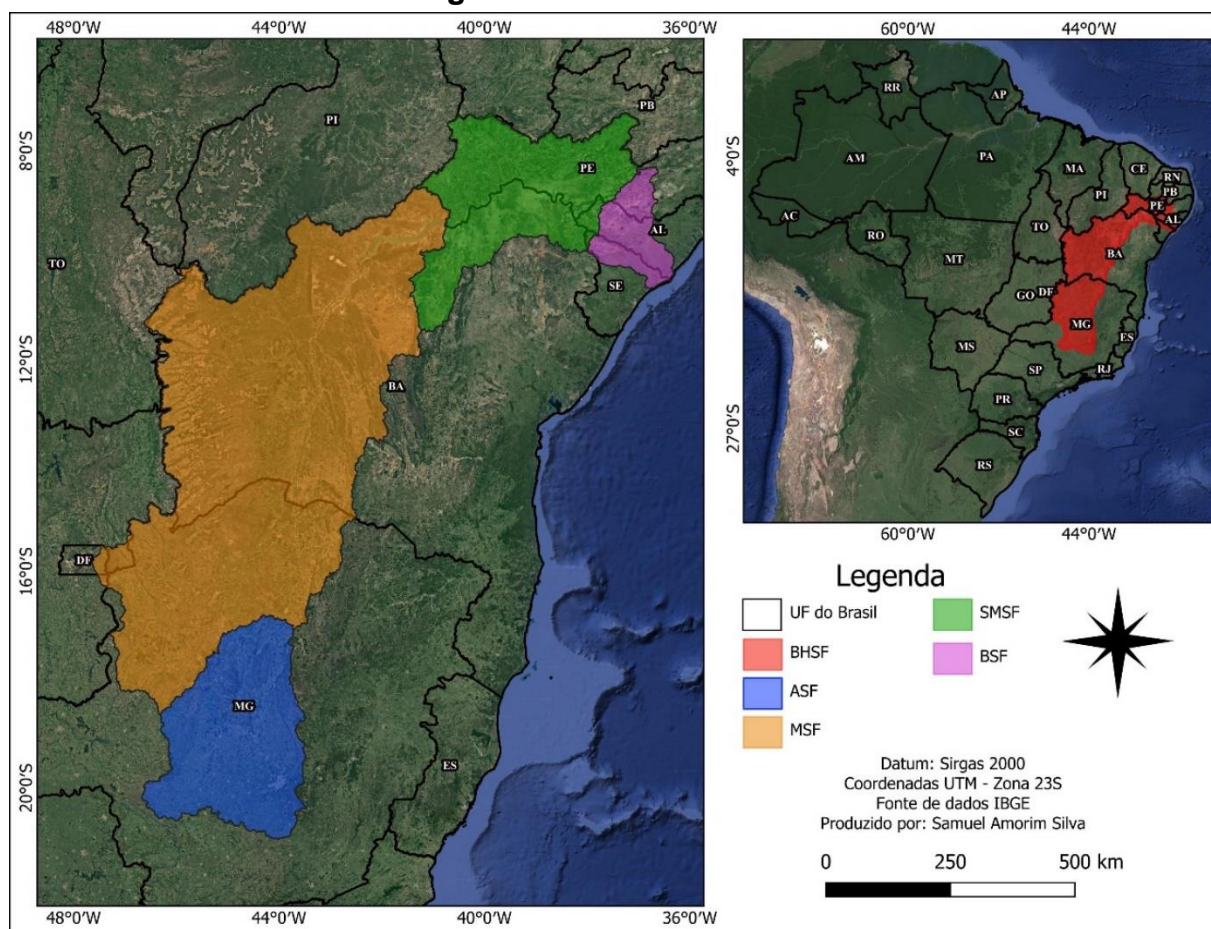
Fonte: Autor

O trabalho foi dividido em dois momentos distintos: A) Climatologia e B) Cluster. A obtenção dos resultados referentes ao ponto A requer, primeiramente, a coleta de dados relacionados à topografia e precipitação. Por outro lado, para o ponto B, são essenciais exclusivamente os dados relacionados a relâmpagos. Os processos envolvidos em cada momento serão elucidados ao longo deste capítulo.

3.1 Área de Estudo

A Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco (BHSF) corresponde a 8% do território nacional brasileiro. Com uma extensão 2.863 km e uma área de drenagem de mais de 639.219 km², estende-se desde Minas Gerais, onde o rio nasce, na Serra da Canastra, até o Oceano Atlântico, onde deságua, na divisa dos estados de Alagoas e de Sergipe (ver Figura 3.2). Essa vasta área integra as regiões Nordeste, Sudeste e Centro-Oeste do país, percorrendo 505 municípios, em seis estados, sendo eles: Minas Gerais (MG), Goiás (GO), Bahia (BH), Pernambuco (PE), Alagoas (AL) e Sergipe (SE), além do Distrito Federal. Para fins de planejamento, a bacia do São Francisco foi dividida em quatro unidades: Alto (ASF), Médio (MSF), Submédio (SMSF) e Baixo São Francisco (BSF). Essas unidades foram caracterizadas com base em critérios de homogeneidade geológica, geomorfologia, hidrográficos e climáticos.

Figura 3.2 – Área de estudo



Fonte: Autor

Ao longo da bacia, esta área é composta por diferentes biomas e igualmente por diversos sistemas meteorológicos que se associam para formar os diferentes regimes de precipitação. Uma vez que a região possui grande irregularidade temporal e espacial de chuva, apresenta grande variabilidade espaço-temporal no campo da precipitação, visto que a bacia possui uma área majoritariamente inserida em clima semiárido (MARENGO et al., 2011).

O cerrado cobre, praticamente, metade da área da bacia de Minas Gerais ao oeste e sul da Bahia, enquanto a caatinga predomina no nordeste baiano, onde as condições climáticas são mais severas. Um exemplar da floresta atlântica, devastada pelo uso agrícola e pastagens, ocorre no Alto São Francisco, principalmente nas cabeceiras. Margeando os rios, onde a umidade é mais elevada, observam-se regiões de mata seca.

Localizado em parte do território do São Francisco, o polígono das secas é reconhecido pela legislação como sujeito a períodos críticos de prolongadas estiagens, com várias zonas geográficas e diferentes índices de aridez. Situa-se majoritariamente na região Nordeste, porém estende-se até o norte de Minas Gerais. A Bacia do São Francisco possui 58% da área do polígono, além de 270 de seus municípios ali inscritos.

O clima apresenta uma variabilidade associada à transição do úmido para o árido, com temperatura média anual variando de 18 °C á 27 °C, baixo índice de nebulosidade e grande incidência de radiação solar (MARENGO et al., 2011).

Na porção sul e sudeste da bacia que se observa maiores valores de precipitação, variando entre 800 e 1700 mm/ano, enquanto as demais porções apresentam valores bem mais baixos, entre 300 a 1000 mm/ano. Quanto à evapotranspiração, as regiões do norte e nordeste da bacia registram os maiores valores, em função das elevadas temperaturas, da localização geográfica intertropical e da reduzida nebulosidade na maior parte do ano (SIMÕES, 2023).

3.2 Topografia e Precipitação

Para isso, foi empregada uma metodologia semelhante à aplicada por Bourscheidt et al. (2009) e Abreu (2022), na qual foram analisados os parâmetros da morfologia do terreno e precipitação. O primeiro conjunto de informações utilizado consistiu nos dados orbitais provenientes do sensor ASTER, que, por meio de um levantamento estereoscópico (~30m), permitiu a construção de um Modelo Digital de Elevação (MDE) com o objetivo de compreender a morfologia do local. Com o intuito de compreender os padrões de precipitação medidos pelo TRMM, Biasutti et al. (2012) também desenvolveram um MDS para reproduzir a morfologia das áreas de interesse (ABREU ET AL., 2018).

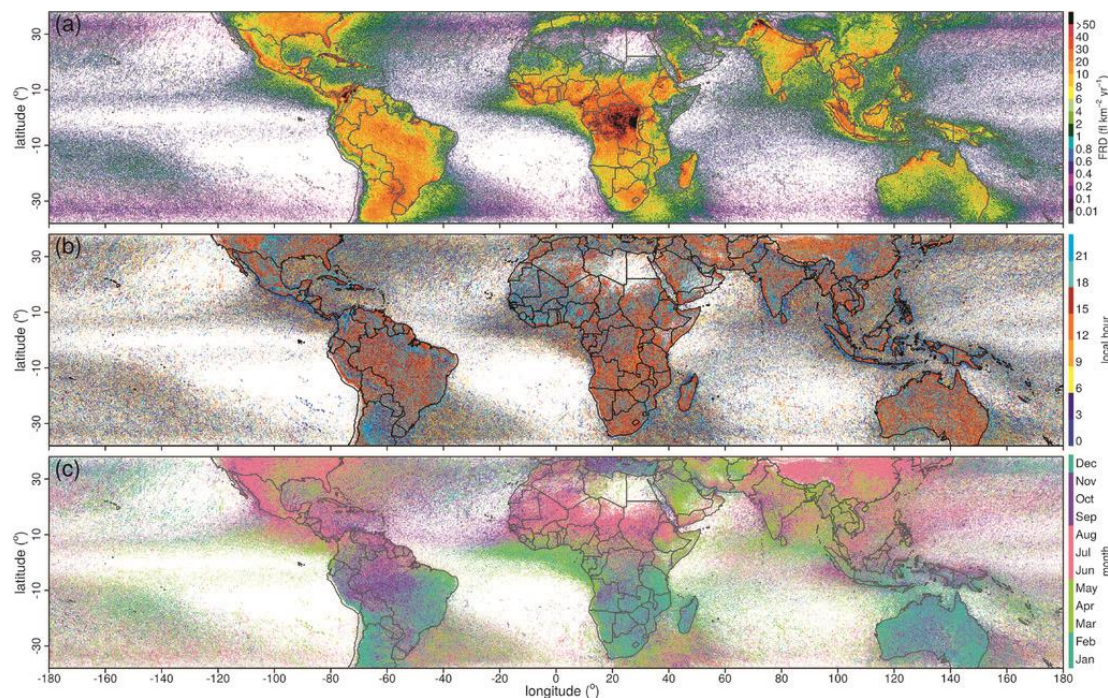
Para obter os dados de precipitação referentes ao período de 1970 a 2000, foram utilizados dados do WordClim, que é um conjunto de dados climáticos mensais interpolados espacialmente para áreas terrestres globais em uma resolução espacial muito alta, obtidas com a plataforma do satélite MODIS (disponível em: www.worldclim.com/version2) com resolução de 30 segundos (~1 km²) (FICK; HIJMAN, 2017). Neste site é disponibilizado um arquivo no formato 'zip' contendo 12 arquivos GeoTiff (.tif), um para cada mês do ano (BOURSCHEIDT ET AL., 2009). Dados mensais foram extraídos para o hotspot de cada cluster, usando o aplicativo de sistema de informações geográficas desktop de plataforma cruzada gratuito e de código aberto QGIS (<https://www.qgis.org>). Os arquivos GeoTiff foram carregados no QGIS e os dados mensais dos dois locais foram extraídos das superfícies (BOURSCHEIDT ET AL., 2009).

3.3 Dados LIS

A utilização dos dados do TRMM providos do sensor LIS deve-se ao receio de que o espaçamento entre os sensores de solo cause diferença na precisão da localização dos relâmpagos, assim como idealizado por Naccarato (2014) e Bourscheidt, Pinto Jr e Naccarato (2014). Uma problemática semelhante também é identificada quando utilizado dados do LIS, pois, este sensor está a bordo de um de um satélite com órbita polar, o que implica que o LIS observa a superfície da Terra de forma diferente em cada órbita. (CHRISTIAN et al., 2003), causando perda das informações entre as observações. Porém sua utilização ainda é de grande importância, devido à abrangência do tempo de observação, já que o LIS coleta dados de 1998 a 2015, sendo o maior banco de dados de relâmpagos disponível (ALBRECHT et al.,

2016), porém, no ano de 2014 o TRMM começou o processo de descomissionamento, havendo diversas interrupções dos instrumentos, inserindo diversas incertezas nas observações deste ano, por tanto, não foi utilizado neste trabalho os dados de 2014 e 2015 (CHRISTIAN et al., 2003; CECIL et al., 2014; ABREU et al., 2020).

Figura 3.3 – Climatologia de relâmpagos de 1998 a 2013 captadas pelo LIS: (a) climatologia total, (b) comportamento horário e (c) comportamento mensal



Fonte: (ALBRECHT et al., 2016)

Neste estudo, empregou-se uma climatologia de dados de relâmpagos com resolução de $0,1^\circ$ (ver figura 3.3). Dado que a proposta central deste trabalho é compreender o comportamento dos relâmpagos em uma determinada região, optou-se por utilizar os valores máximos. Nesse sentido, nenhuma suavização temporal ou espacial foi aplicada à climatologia dos relâmpagos, a fim de evidenciar de maneira mais precisa a localização específica dos pontos críticos de raios associados às características orográficas.

A metodologia para a climatologia neste estudo é semelhante àquela usada por Christian et al. (2003), Cecil et al. (2014), e Abreu et al. (2020). Esta climatologia é chamada de climatologia de altíssima resolução do LIS e é composta por cinco conjuntos de dados (<https://dx.doi.org/10.5067/LIS/LIS/DATA306>), apresentados na tabela 3.1, com dados horário, diário, mensal, sazonal e total. Essa variedade engloba distintas unidades de dados disponibilizados, tornando inviável a comparação direta entre, por exemplo, os dados provenientes do VHRFC e aqueles originários do VHRDC (conferir tabela 3.1). Para otimizar a compreensão dos resultados, em determinadas instâncias, torna-se imperativo apresentar os dados utilizando notação científica e legenda distinta. Desta forma, é crucial que o leitor esteja atento a esses aspectos para uma interpretação precisa.

Tabela 3.1 – Parâmetros de densidade de relâmpagos disponibilizados pelo VHRGC

Identificador	Conjunto	Densidade	Unidades
VHRFC	VHRFC_LIS_FRD	Total	flash/km ² /ano
VHRAC	VHRAC_LIS_FRD	Anual	flash /km ² /ano
VHRDC	VHRDC_LIS_FRD	Horaria	flash /km ² /hora
VHRMC	VHRMC_LIS_FRD	Mensal	flash /km ² /dia
VHRSC	VHRSC_LIS_FRD	Sazonal	flash /km ² /dia

Fonte: Autor

Uma vez estabelecida a distribuição da incidência de descargas elétricas na BHSF durante o intervalo de 1998 a 2013, essas informações foram dispostas em ordem decrescente, com o intuito de identificar os pontos de maior atividade de relâmpagos na BHSF. As localidades com maior frequência foram examinadas de forma individual, viabilizando a descrição de suas particularidades e proporcionando discussões sobre os motivos da elevada incidência de relâmpagos.

3.4 Cluster

O algoritmo de cluster K-means é um de agrupamento de classificação iterativa comumente utilizado (PEÑA; LOZANO; LARRAÑAGA, 1999). Esta metodologia continua sendo utilizada em trabalhos mais recentes que também tem relâmpago como sua variável (GAO et al., 2022). Parte do princípio em que K-means divide n amostras em k categorias, e a distância de cada amostra ao centro de seu centróide de cluster é a menor. Conjunto de dados, $X = \{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ onde $x_i \in X \subseteq R^n$ é um autovetor do conjunto de dados de amostra, $i = 1, 2, \dots, n$. A partição atual do banco de dados é $\{c_1, c_2, \dots, c_k\}$, onde $c_i \cap c_j = \emptyset$, $\bigcup_{i=1}^k c_i = X$. O método de clusterização por K-means seleciona o resultado ideal de agrupamento minimizando a função objetivo.

A distribuição total foi analisada de forma que foram feitos testes para determinar a quantidade de clusters que melhor explicaria as regiões de ocorrência de relâmpagos. Assim foi verificada a distribuição de dois a dez agrupamentos, optando-se pela alternativa composta por quatro clusters. Procedimento análogo foi adotado para a medida de dissimilaridade, em que foram testadas a distância euclidiana e distância euclidiana quadrática, sendo a escolhida a primeira metodologia.

Em primeiro lugar, o quadrado da distância euclidiana é usado como a distância entre amostras $d(x_i, x_j)$.

$$d(x_i, x_j) = ||x_i, x_j||_2^2 = \sum_{l=1}^m |x_i^{(l)} x_j^{(l)}|^2$$

Então, a soma da distância entre a amostra e o centro do centróide do cluster é definida como a função objetivo:

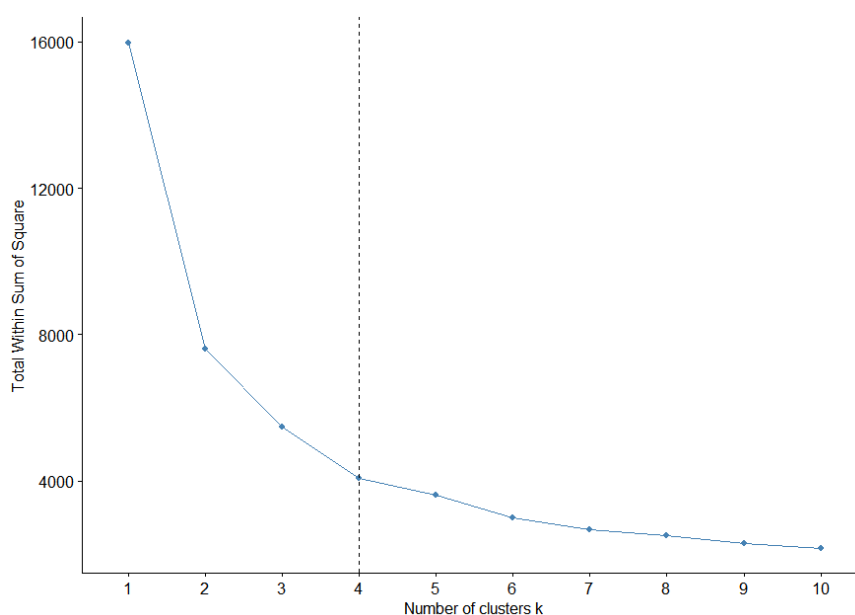
$$E = \sum_{i=1}^k \sum_{x \in c_i} d(x_i, x_j)$$

onde x_i é o centróide do cluster da categoria i :

$$x_i = \frac{1}{|c_1|} \sum_{x \in c_i} x$$

Os resultados da análise de agrupamentos mostraram quatro grupos bem delimitados (ver Figura 3.4). Os agrupamentos obtidos pelo algoritmo K-means dependem muito da seleção do valor k e centróides iniciais do cluster. No entanto, o valor de k e os centróides iniciais do cluster devem ser fornecidos antecipadamente, e os resultados do agrupamento são afetados pela seleção, neste trabalho o valor de k é a densidade total de todos os pixels de relâmpago presentes dentro da BHSF (RODRIGUEZ; LAIO, 2014).

Figura 3.4 – Número ideal de agrupamentos

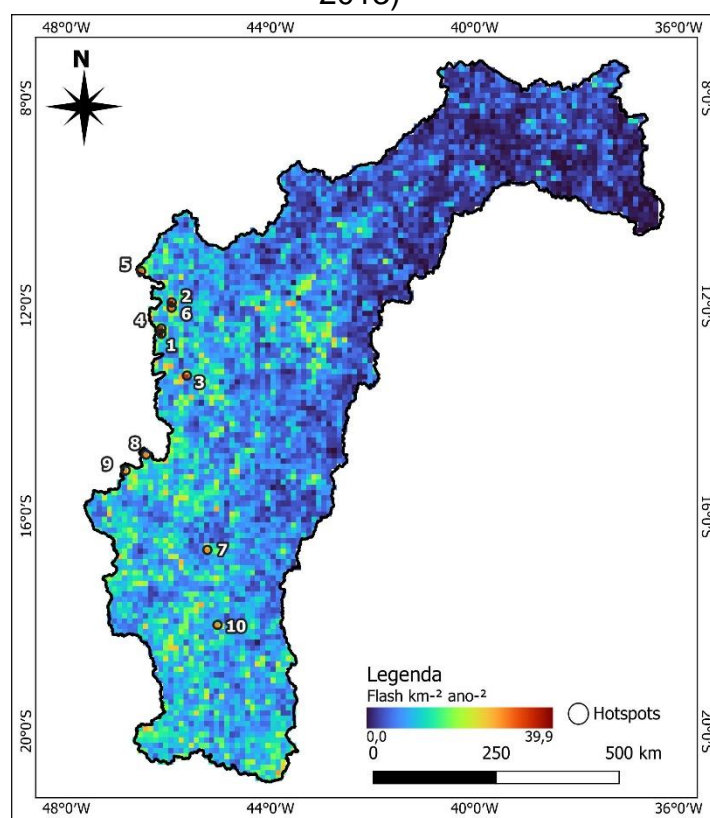


Fonte: Autor

4 RESULTADOS

Neste segmento, serão expostos os resultados alcançados por este estudo. Inicialmente, será apresentada a distribuição total dos relâmpagos somado as estatísticas totais, a distribuição sazonal e diurna, buscando uma associação com os sistemas atmosféricos que ocorrem em cada região e período, além dos resultados associados à análise de agrupamentos que traz informações relativas às relações entre o relevo, precipitação e a ocorrência de relâmpagos na BHSF.

Figura 4.1 – Densidade total da taxa de relâmpagos na BHSF (1998 a 2013)



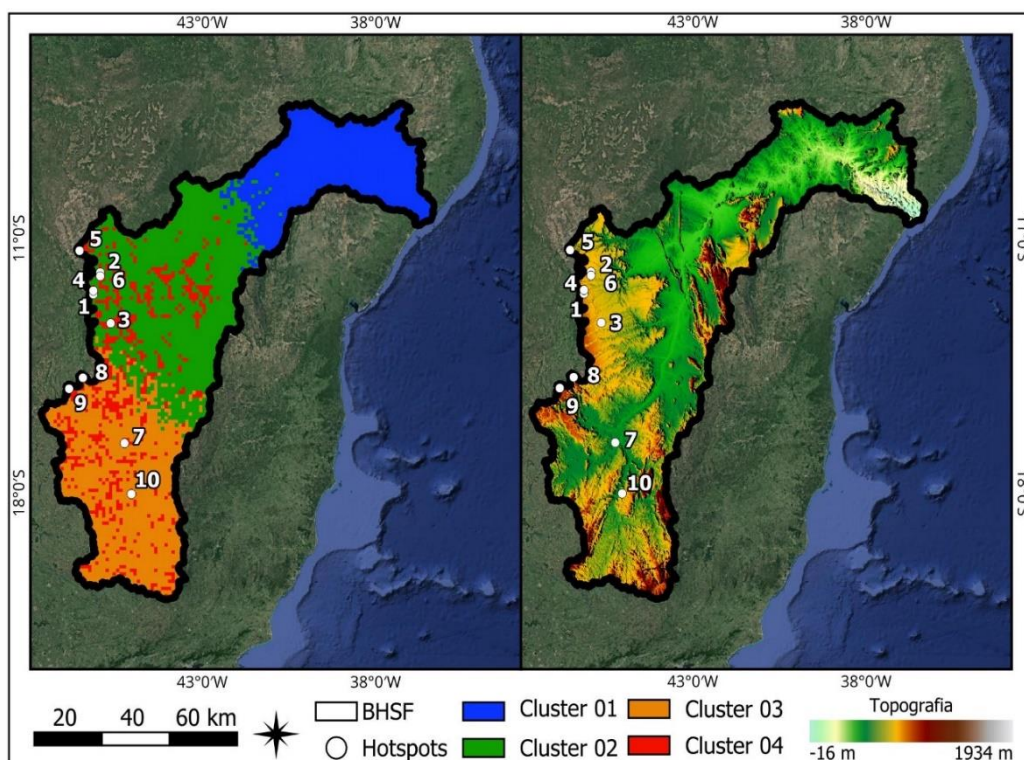
Fonte: Autor

O mapa de Ocorrência de Relâmpago (Figura 4.1) evidencia a distribuição média da ocorrência de relâmpagos de 16 anos em razão da área do centro do Relâmpago a partir do sensor LIS do satélite TRMM, com resolução de 0,1°. Essas informações foram desenvolvidas por Albrecht et al. (2016) com o propósito de examinar os relâmpagos ocorridos em toda a faixa intertropical. No entanto, este trabalho monográfico possui uma abordagem distinta, com o intuito de analisar as propriedades inerentes à área da BHSF.

A partir dos dados inferidos, nota-se uma distribuição marcante na porção sudoeste e sul da bacia, de forma que a atividade elétrica parece aumentar a proporção em regiões mais centrais do continente. Indicando que a atividade elétrica tende a se intensificar à medida que nos deslocamos para áreas mais centrais do continente.

Observa-se uma semelhança entre as regiões hidrográficas da BHSF e a divisão dos agrupamentos. Vale ressaltar que o agrupamento realizado pelo método k-means baseou-se exclusivamente na densidade total de descargas elétricas como parâmetro de entrada (ver figura 4.2). A similaridade entre as regiões hidrográficas e o agrupamento por cluster ocorre devido ao fato de que uma bacia hidrográfica é subdividida em regiões que compartilham características naturais, sociais e econômicas similares.

Figura 4.2 – Agrupamentos por K-means e topografia da BHSF

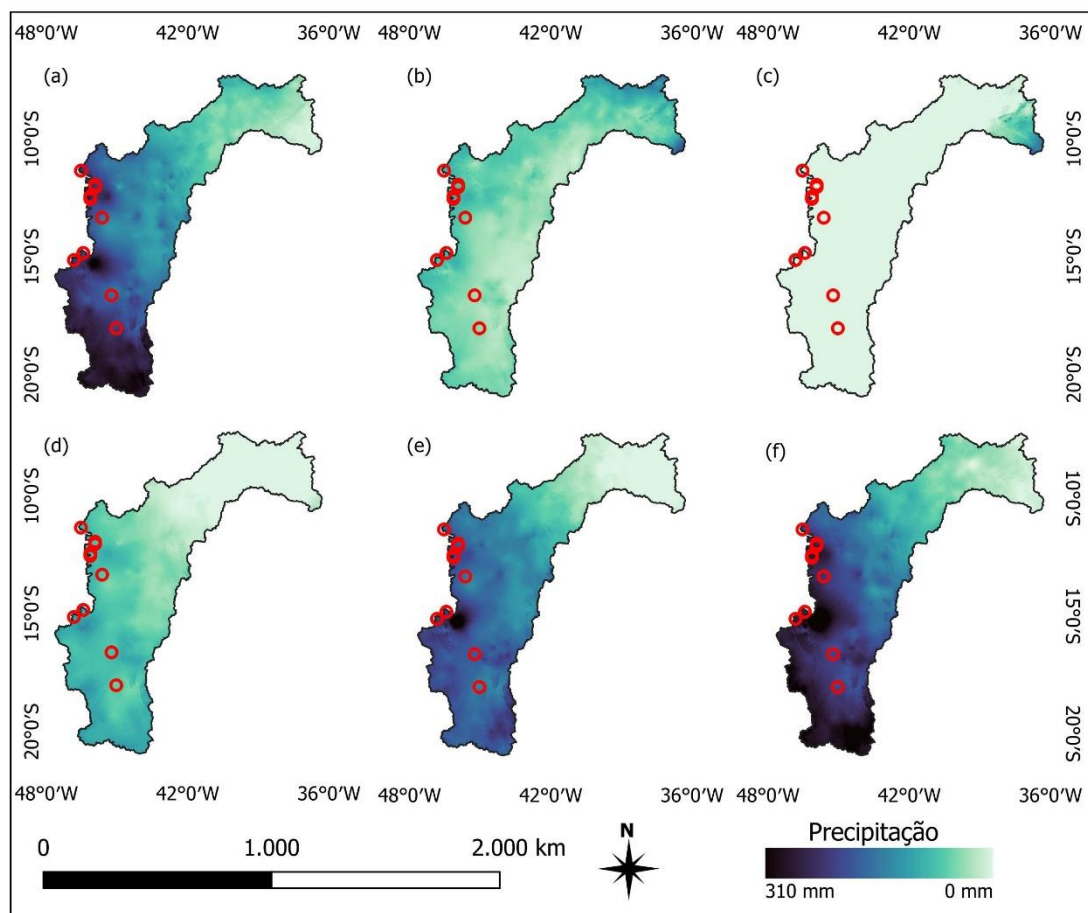


Fonte: Autor

Assim, a clusterização por meio do algoritmo k-means demonstrou eficiência ao identificar que as áreas com maior intensidade de precipitação e características morfológicas semelhantes, como a topografia, pertencem ao mesmo agrupamento, mesmo na ausência específica dos dados de precipitação e topografia na metodologia de clusterização. Notavelmente, o cluster 4 destacou-se por apresentar uma distribuição espacial de forma menos homogênea. Essa particularidade é atribuída ao fato de que durante o inverno, esse cluster assumiu os valores mais intensos na bacia, coincidindo com regiões de maior altitude nesse contexto.

Na Figura 4.3, observa-se a concentração da precipitação entre os meses de novembro e janeiro na bacia. As regiões de maior intensidade de precipitação estão localizadas quase que inteiramente na porção sudoeste em todos os períodos do ano, em concordância com a ocorrência de relâmpagos e a localização dos hotspots. Dessa forma, propõe-se que na parte oriental da Bacia, a atividade convectiva seja reduzida, resultando em uma menor incidência de relâmpagos, toda vida, os hotspots estão sobrepostas a regiões que apresenta precipitação durante a maior parte do ano, na porção ocidental. Além disso, destaca-se a prevalência de nuvens quentes nessa região, conforme indicado por Araújo, Palharini e Vila (2017).

Figura 4.3 – Precipitação mensal (mm) para os meses de janeiro (a), abril (b), julho (c), outubro (d), novembro (e) e dezembro (f) e hotspots de relâmpagos da BHSF



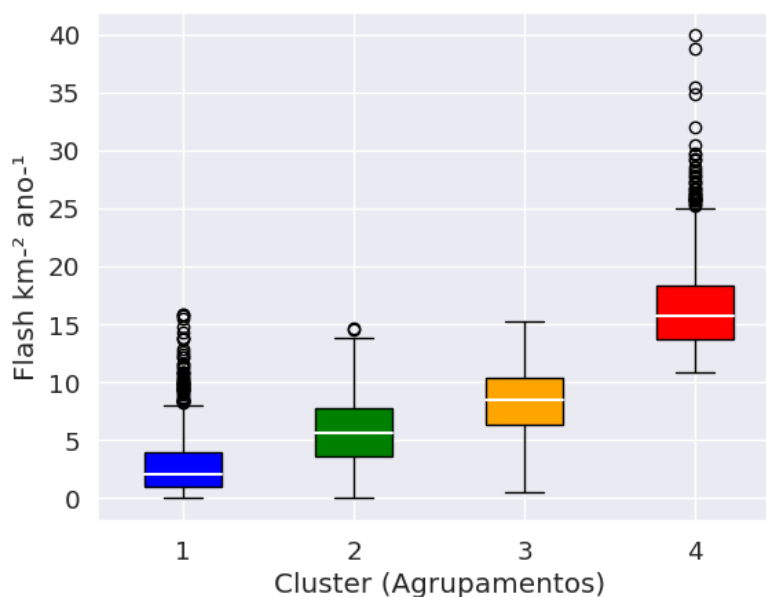
Fonte: Autor

Rasmussen et al. (2014), ao examinarem a relação entre atividade convectiva e atividade elétrica na região sul-americana, definiram dois tipos de centros convectivos: a) Núcleo convectivo profundo como uma extensão contígua de eco convectivo superior a 40 dBZ e com altura ≥ 10 km, indicando convecção local mais profunda e vigorosa; b) um núcleo convectivo amplo como uma extensão contígua de eco com 40 dBZ ≥ 1000 km², indicando a presença de convecção intensa localizada em uma área horizontalmente extensa; sugerindo a formação de sistemas convectivos robustos organizados em mesoescala. Segundo os pesquisadores, essas regiões contíguas são altamente propensas à ocorrência de precipitação intensa. Ao mapear espacialmente esses núcleos convectivos na América do Sul, alguns pontos se destacam por coincidirem com os hotspots mencionados neste estudo, reforçando a relação existente entre as duas variáveis.

Após a determinação dos clusters, observa-se na Figura 4.4 que o cluster 4 armazena os maiores valores de relâmpagos, porém, representa 14% do total. É relevante notar que este cluster contém diversos outliers, ou seja, neste cluster

estão inseridos os eventos de relâmpagos mais intensos em toda área de estudo. Em contraste, o cluster 1 apresenta os menores valores, correspondendo a 24% do total de relâmpagos, porém, também possui outliers. Os clusters 2 e 3 são os mais semelhantes em termos de resultado total. No decorrer do trabalho será possível analisar que a diferença entre estes clusters se dará a respeito da distribuição diurna, onde percebe-se que o cluster 3 está mais próximo do cluster 4 do que o cluster 2. O cluster 2 abriga a maior quantidade de relâmpagos, representando 34%, seguido pelo cluster 3, com 27%.

Figura 4.4 – Agrupamentos de relâmpagos na BHSF



Fonte: Autor

O primeiro agrupamento corresponde aos locais onde foram registradas as menores taxas de relâmpagos, em média $2,86 \text{ flash km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, tem sua maior parte localizado na região norte da bacia. O agrupamento 2, registrou valores médios de $5,86 \text{ flash km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. O agrupamento 3 já apresenta valores mais elevados em relação aos agrupamentos 1 e 2, chegando a $8,37 \text{ flash km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. Os valores mais altos foram registrados no agrupamento 4, com a taxa de ocorrência média de $16,68 \text{ flash km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$, toda via, foi o cluster que apresentou o desvio padrão (σ) de 4,10 sendo o mais elevado em comparação com 2,5 do primeiro cluster, 2,82 do cluster 2 e 2,73 do cluster 3. O cluster 1 e 4 foram aqueles que apresentam uma quantidade de outliers significativas, isso deve-se ao fato de que, estes cluster atribui a si os dados extremos, quanto máximos quanto mínimos, e estes valores são valores de transição entre agrupamentos do cluster 1 ao 2 e do cluster 4 ao 3. No cluster 4 estão situados os principais hotspots de toda a bacia, em destaque para a cidade de Luís Eduardo Magalhães na Bahia com a média de $39,9 \text{ flash km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ (Ver tabela 4.1), e todos os dez pontos mais intensos estão inseridos no outlier do cluster 4.

Tabela 4.1 – Hotspots de relâmpagos da BHSF

Classificação	Cidade	Estado	Coordenada do Ponto	$\frac{flash\ km^{-2}}{ano}$	Cluster	Topografia (m)
1	São Desidério	BA	12°31'48.0"S 46°07'48.0"W	39,9	4	515,0
2	Luís Eduardo Magalhães	BA	11°55'48.0"S 45°55'48.0"W	38,8	4	542,5
3	Correntina	BA	13°19'48.0"S 45°37'48.0"W	35,4	4	419,3
4	Luís Eduardo Magalhães	BA	12°25'48.0"S 46°07'48.0"W	34,9	4	517,2
5	Formosa do Rio Preto	BA	11°19'48.0"S 46°31'48.0"W	32,0	4	677,8
6	Luís Eduardo Magalhães	BA	12°01'48.0"S 45°55'48.0"W	30,5	4	507,1
7	Formoso	MG	14°49'48.0"S 46°25'48.0"W	29,7	4	1182,4
8	Santa Fé de Minas	MG	16°37'12.0"S 45°13'48.0"W	29,6	4	479,9
9	Buritit	MG	15°07'48.0"S 46°49'48.0"W	29,2	4	454,8
10	Três Marias	MG	18°01'12.0"S 45°01'48.0"W	29,2	4	603,0

Fonte: Autor

A marcante presença de raios e precipitação no cluster 4 pode ser justificada pelo relevo característico da área. A Serra da Canastra representa uma elevação geográfica, apresentando uma altitude que alcança 1.494 m. A topografia também parece exercer influência na região central do estado da Bahia, que apresenta atividade elétrica intensa e conta com a Chapada Diamantina como uma proeminente barreira orográfica, cujas elevações podem ultrapassar os dois mil metros.

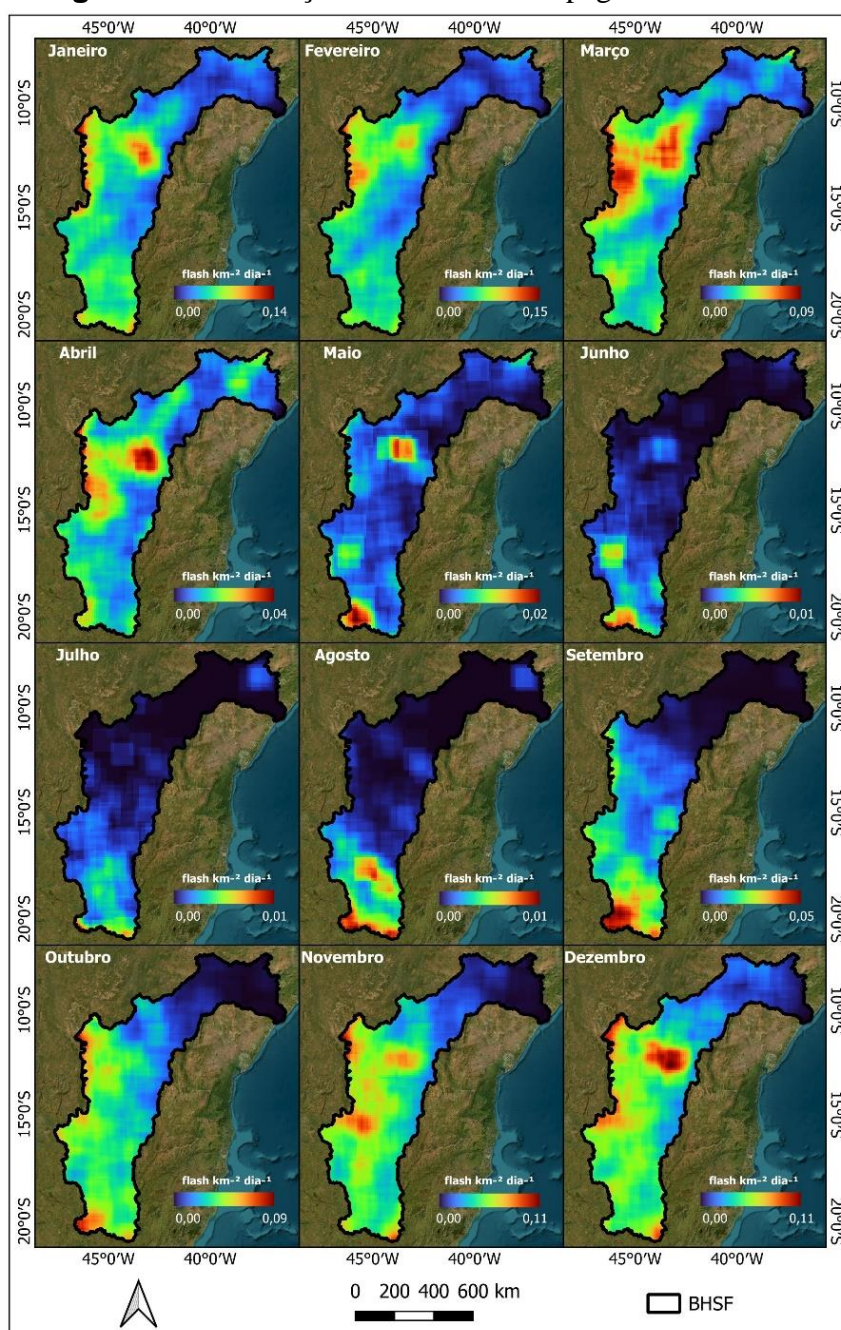
A região de maior altimetria é a Serra Geral de Goiás, sendo o local de maior altimetria do estado da BA, com aproximadamente 1.934m. É nessa região que se encontram os seis primeiros pontos de maior incidência de raios da bacia. Nesse contexto, sugere-se que os ventos provenientes de leste, ao encontrar a orografia, elevam-se, promovendo, assim, a ocorrência de precipitação orográfica no flanco oriental da elevação. Entre os 10 pontos destacados, 8 estão nessa área específica (ver Tabela 4.1). Adicionalmente, ao longo dessas

barreiras naturais, podem ocorrer movimentos convectivos que favorecem a formação de nuvens convectivas.

Os hotspots indicam a influência de SCM, pois conforme indicado por Rasmussen et al. (2014), a área apresenta uma elevada incidência de descargas elétricas relacionadas a núcleos de convecção, tanto os profundos quanto os extensos, sobretudo durante o verão. Pesquisas prévias, como a de Machado e Rossow (1993), já apontavam a presença de sistemas convectivos nessa localidade, sendo possível observar na Figura 4.6, onde apresenta o comportamento dos relâmpagos em consonância com a sazonalidade.

Nota-se que a distribuição das médias nas quatro zonas é bastante análoga, apresentando os valores mínimos nos meses de maio a agosto e os valores máximos registrados de outubro a fevereiro, sendo bem distribuído pelo cluster (ver Figura 4.5). A característica comum entre os grupos é precisamente a quantidade de registros de descargas elétricas por quilômetro quadrado.

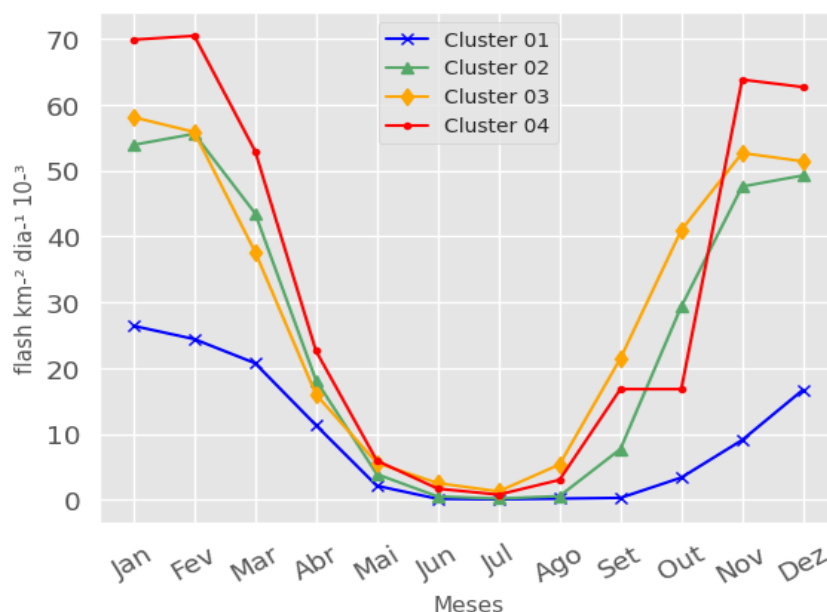
Figura 4.5 – Variação Mensal de relâmpagos da BHSF



Fonte: Autor

Observou-se uma sazonalidade marcante, com o pico de ocorrência no verão e o mínimo no inverno. Com variações entre $10,88 \text{ flash km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ e $39,9 \text{ flash km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ para o cluster 4, por exemplo (ver Figura 4.6). Nota-se ainda que o cluster 4 apresenta maior ocorrência de Relâmpagos durante quase todo o ano, a não ser durante a primavera, onde predominam o cluster 2 e 3, quando sistemas atmosféricos, por exemplo, a ZCAS atua de forma mais homogenia sobre a área de estudo, fazendo com que o fator topográfico não se torne tão relevante durante esta estação, comportamento semelhante sob a região também pode ser observado com outros sistemas como sistemas frontais, Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), Distúrbios Ondulatórios de Leste (DOL), e VCAN.

Figura 4.6 – Variação mensal de relâmpagos por agrupamentos na BHSF



Fonte: Autor

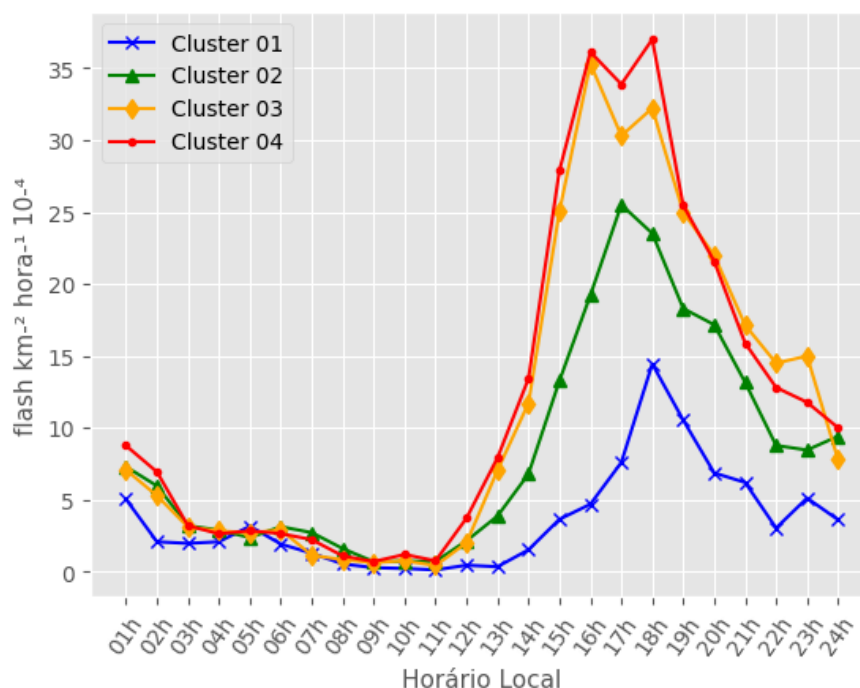
Ao longo do verão, a presença de descargas elétricas varia em todas as coordenadas geográficas, sendo os valores mínimos registrados nas proximidades das regiões litorâneas e os máximos no estado da Bahia. O inverno foi a estação que revelou menor atividade elétrica, com praticamente toda a extensão da BHSF não apresentando registros de relâmpagos, com exceção da porção meridional da bacia.

Pinto et al. (2006) constataram uma contagem superior de descargas elétricas entre junho e setembro; contudo, a divergência com a presente pesquisa está relacionada à área de estudo, uma vez que o estudo foi conduzido

na cobertura da rede RINDAT, que possui maior densidade na região sudeste do Brasil, além de não dispor de sensores no nordeste brasileiro, abrangendo apenas uma pequena parte da bacia, e identificar exclusivamente descargas elétricas NS. No entanto, os resultados são congruentes com os de Rasmussen et al. (2014), que indicaram uma maior ocorrência de relâmpagos durante o verão (DJF), tanto associados a amplos núcleos de convecção quanto a núcleos de convecção profunda, assim como Abreu et al. (2020).

Quanto à distribuição diurna, observa-se uma flutuação característica ao longo do dia, com picos mais elevados no final da tarde e início da noite, e valores mais baixos durante a manhã. Nas primeiras horas, nota-se uma predominância de relâmpagos nas regiões dos clusters 2 e 3 (ver Figura 4.7). Ao longo do dia, o comportamento do cluster 3 segue o padrão do cluster 4, enquanto o cluster 2 não acompanha o crescimento dos agrupamentos anteriormente mencionados. Essa relação é atribuída ao fato de que alguns pixels do cluster 4 estão predominantemente localizados em uma região do cluster 3 e compartilham eventos meteorológicos atuando em um mesmo intervalo de tempo.

Figura 4.7 – Variação diurna dos relâmpagos por agrupamentos na BHSF



Fonte: Autor

O período de maior incidência de raios ocorre entre as 14h e as 20h (horário local). Essa constatação é corroborada por estudos anteriores realizados por Pinto et al. (2008), Pinto et al. (1999) e Bourscheidt et al. (2009) em diferentes contextos geográficos, abrangendo o município de São Paulo/SP, a região sudeste e a região sul do Brasil, respectivamente.

5 CONCLUSÃO

Os propósitos delineados por este estudo consistiram em analisar o padrão da distribuição espaço-temporal dos raios na BHSF, identificar os pontos de maior incidência desses fenômenos elétricos, com o intuito de esclarecer os elementos que contribuem para a intensificação de tais eventos.

Devido à sua vasta extensão territorial e diversidade climática, a BHSF apresenta considerável heterogeneidade espacial e temporal nas taxas de ocorrência de descargas elétricas em seu território, com médias oscilando de 0 a $39,9 \text{ flash km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ em toda a bacia hidrográfica. As áreas em que foram observados os mais altos índices de raios estão localizadas nos estados da Bahia e Minas Gerais, abrangendo todos os 10 pontos de maior incidência na região de estudo, enquanto as regiões costeiras e centrais estão associadas aos menores índices.

A variabilidade horária de descargas elétricas sobre a BHSF tem um grande pico associado com o máximo de convecção no período da tarde. Além disso, a variabilidade sazonal entre as estações de verão e inverno é bem documentada, com um máximo de atividade no verão e mínima no inverno. A variabilidade interanual da atividade elétrica é pouco estudada devido à falta de estudos com um grande período de dados, mas Pinto Jr. et al. (2003) tentou encontrar uma relação com o número anual de sistemas frontais e ZCAS, indicando a necessidade de análises mais específicas para entender as variações anuais.

Áreas com elevadas taxas relâmpagos apresentam terrenos mais elevados, uma característica que ficou evidente nos pontos de maior incidência, este comportamento demonstra que a topografia desempenha um papel intensificador no processo convectivo durante quase todo o ano, com exceção da primavera. Isso ocorre especialmente quando combinado com outros elementos atmosféricos, como convecção e convergência em baixos níveis, favorecendo a formação de correntes ascendentes cruciais para a geração de cargas elétricas no interior das nuvens de tempestade e, conseqüentemente, para a ocorrência de relâmpagos. Entretanto, a relação entre topografia e ocorrência de relâmpagos ainda requer uma análise mais aprofundada, especialmente no que diz respeito à inclinação do terreno.

Essa proposição está em consonância com as correlações entre a topografia e a incidência de descargas elétricas mencionadas no estado do Paraná (BENETI et al., 2002), Rio Grande do Sul (BOURSCHEIDT et al., 2009) e São Paulo (MATTOS, 2009), na região central dos Estados Unidos (KASTMAN et al., 2017), na Pensilvânia (BARROS, KULIGOWSKI, 1998), no Arizona (LÓPEZ et al., 1997), na Índia (KANDALGAONKAR et al., 2005) e no Nordeste Brasileiro (ABREU et al., 2022).

Estudar a influência da topografia como um agente intensificador de relâmpagos é de extrema importância para o entendimento deste fenômeno em todo o mundo. Compreender de fato a relevância da topografia é necessário investigar outros fatores determinísticos para a ocorrência, para isso estudar sistemas como: Sistemas frontais, ZCIT, SCM, DOL, VCAN e ZCAS, seja tão primoroso para projetos futuros.

Destaca-se que o presente estudo foi conduzido com base nos dados de um satélite de órbita tropical, realizando aproximadamente duas passagens diárias sobre uma mesma região, o que pode resultar na subestimação das incidências de descargas elétricas atmosféricas. As informações relativas a raios provenientes do sensor GLM, aliadas à análise de múltiplos canais do Advanced Baseline Imager (ABI) do satélite geoestacionário GOES-16, têm o potencial de aprimorar as avaliações espaço-temporais, assim como enfatizado por Abreu et al. (2022). Adicionalmente, esse conjunto de dados pode contribuir para pesquisas que investiguem a relação entre descargas elétricas, considerando cada tipo específico de sistema presente na Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco.

6 REFERÊNCIAS

ABREU, L. Relâmpagos no Nordeste do Brasil: ocorrência, variabilidade espaço-temporal e relação com microfísica das nuvens. **Dissertação**—UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE: [s.n.].

ABREU, L. P. et al. Assessment of the total lightning Relâmpago rate density (FRD) in northeast Brazil (NEB) based on TRMM orbital data from 1998 to 2013. **International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation**, v. 93, p. 1, dez. 2020.

ABREU, L. P. et al. Clouds' Microphysical Properties and Their Relationship with Lightning Activity in Northeast Brazil. **Remote Sensing**, v. 13, n. 21, p. 4491–4491, 8 nov. 2021.

ALBRECHT, R. et al. LIS 0.1 Degree Very High-Resolution Gridded Lightning Climatology Data Collection. Data sets available online [<https://ghrc.nsstc.nasa.gov/pub/lis/climatology/LIS/>] from the **NASA Global Hydrology Resource Center DAAC**, Huntsville, Alabama, U.S.A. doi: <http://dx.doi.org/10.5067/LIS/LIS/DATA306>. 2016.

ALTARATZ, O. et al. Lightning response to smoke from Amazonian fires. **Geophysical Research Letters**, v. 37, n. 7, abr. 2010.

BLAKESLEE, R. J. et al. Three Years of the Lightning Imaging Sensor Onboard the International Space Station: Expanded Global Coverage and Enhanced Applications. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 125, n. 16, 27 ago. 2020.

BOCCIPPIO, D. J.; KOSHAK, W. J.; BLAKESLEE, R. J. Performance Assessment of the Optical Transient Detector and Lightning Imaging Sensor. Part I: Predicted Diurnal Variability. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 19, n. x9, p. 1318–1332, set. 2002.

BOURSCHEIDT, V. et al. The influence of topography on the cloud-to-ground lightning density in South Brazil. **Atmospheric Research**, v. 91, n. 2–4, p. 508–513, fev. 2009.

BOURSCHEIDT, V.; PINTO, O.; NACCARATO, K. P. Improvements on Lightning Density Estimation Based on Analysis of Lightning Location System Performance Parameters: Brazilian Case. **IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing**, v. 52, n. 3, p. 1648–1657, mar. 2014.

CARDOSO, I. et al. Lightning casualty demographics in Brazil and their implications for safety rules. **Atmospheric Research**, v. 135–136, p. 374–379, jan. 2014.

CECIL, D. J. et al. Gridded lightning climatology from TRMM-LIS and OTD: Dataset description. **Atmospheric Research**, v. 135–136, p. 404–414, jan. 2014.

CECIL, D.J. et al. LIS/OTD Gridded Lightning Climatology Data Collection. Data set available online from the **NASA Global Hydrometeorology Resource Center DAAC**, Huntsville, Alabama, U.S.A. doi: <https://dx.doi.org/10.5067/LIS/LIS-OTD/DATA311>. 2014.

CHOJI MAGONO. Thunderstorms. [s.l.] **Elsevier Scientific Pub. Co.**, 1980.

CHRISTIAN, H. J. Lightning Imaging Sensor (LIS) for the **International Space Station**. AIP Conference Proceedings. Anais...AIP, 2000.

CHRISTIAN, H. J.; BLAKESLEE, R. J.; GOODMAN, S. J. Lightning Imaging Sensor (LIS) for the Earth Observing System. **NASA Technical Memorandum** 4350 NASA, , 1992.

COORAY, V. An Introduction to Lightning. **Dordrecht: Springer Netherlands**, 2015. v. 1.

COTTON, W. R.; BYRAM, G. H.; VAN DEN HEEVER, S. C. Storm and Cloud Dynamics. 2º ed. Londres: Academic Press, 2011.

COUTINHO, E.C.; FISCH, G. Distúrbios ondulatórios de leste (DOLs) na região do centro de lançamento de Alcântara-MA. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 22, n. 2, p. 193-203, 2007.

DANTAS, G. D.; OLIVEIRA, L. A. Análise Da Continuidade Espacial Da Precipitação Na Bacia Hidrográfica Do Rio São Francisco Em Sua Área De Ocorrência No Estado De Minas Gerais-Brasil, Série Histórica 2004 A 2017. **Brazilian Journal of Development**, v. 7, n. 3, p. 23585–23595, 2021.

DWYER, J. R.; UMAN, M. A. The physics of lightning. **Physics Reports**, 30 jan. 2014.

EGGER, J.; HOINKA, K. P. Fronts and orography. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 48, n. 1–4, p. 3–36, 1992.

EZCURRA, A.; AREITIO, J.; HERRERO, I. Relationships between cloud-to-ground lightning and surface rainfall during 1992–1996 in the Spanish Basque Country area. **Atmospheric Research**, v. 61, n. 3, p. 239–250, mar. 2002.

F. A. BERRY; E. BOLLAY; NORMAN R BEERS. **Handbook of Meteorology**. 1. ed. New York: McGraw Hill Book Co., 1945.

FARIAS, W. R. G. et al. The influence of urban effect on lightning activity: Evidence of a weekly cycle. **Atmospheric Research**, v. 135–136, p. 370–373, jan. 2014.

Ferro, M. A. S. Monitoramento da Atividade Elétrica Atmosférica do Centro de Lançamento de Alcântara. Dissertação de Mestrado no Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial. **INPE**, Agosto de 2004.

FONSECA, E. R. et al. Conflitos pelo uso da água na Bacia Hidrográfica do rio São Francisco – Estudos de caso no Estado da Bahia. **Research, Society and Development**, v. 9, n. 9

FICK, S. E.; HIJMANS, R. J. WorldClim 2: new 1-km spatial resolution climate surfaces for global land areas. **International Journal of Climatology**, v. 37, n. 12, p. 4302–4315, 15 out. 2017.

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E. Vórtices Ciclônicos da Alta Troposfera no Oceano Atlântico Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 1, p. 19–28, 1986.

GARCÍA, M., et al. (2023). "Understanding Extreme Climatic Patterns Through Lightning Monitoring." **Natural Hazards and Earth System Sciences**, 25(3), 567-580.

GAO, Z.-Y. et al. Global Relâmpago clustering and infrared radiance characteristics: Analysis of TRMM/LIS data. **Infrared Physics & Technology**, v. 123, p. 104202, jun. 2022.

GIN, R. B. B. Estudo das características dos relâmpagos nuvem-solo em Minas Gerais no verão de 1993. (Dissertação de Doutorado em Ciência Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, julho 1996 (INPE).

HABERLIE, A. M.; ASHLEY, W. S.; PINGEL, T. J. The effect of urbanization on the climatology of thunderstorm initiation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 141, n. 688, p. 663–675, 7 abr. 2015.

HODANISH, S. et al. A 10-yr Monthly Lightning Climatology of Florida: 1986–95. **Weather and Forecasting**, v. 12, n. 3, p. 439–448, set. 1997.

HOJO, J. et al. Seasonal variation of cloud-to-ground lightning Relâmpago characteristics in the coastal area of the Sea of Japan. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 94, n. D11, p. 13207–13212, 30 set. 1989.

HOLLE, R. L. et al. Fatalities related to lightning occurrence and agriculture in Bangladesh. **International Journal of Disaster Risk Reduction**, v. 41, 1 dez. 2019.

HOLLE, R. L.; MURPHY, M. J. Lightning over three large tropical lakes and the strait of Malacca: Exploratory analyses. **Monthly Weather Review**, v. 145, n. 11, p. 4559–4573, 1 nov. 2017.

HEYMSFIELD, A. J., A. BANSEMER, and M. POELLOT. 2014. GPM Ground Validation NCAR Cloud Microphysics Particle Probes GCPEX [indicate subset used]. Dataset available online from the NASA **Global Hydrometeorology Resource Center DAAC**, Huntsville, Alabama, U.S.A. doi: <https://dx.doi.org/10.5067/GPMGV/GCPEX/MUTIPLE/DATA201>

HUFFINES, G. R.; ORVILLE, R. E. Lightning Ground Relâmpago Density and Thunderstorm Duration in the Continental United States: 1989–96. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, n. 7, p. 1013–1019, jul. 1999.

IRIBARNE; CHO. **Atmospheric Physics**. 1st ed. 1980 ed. [s.l.] Springer, 1980.

JAYARATNE, E. R.; KULESHOV, Y. Geographical and seasonal characteristics of the relationship between lightning ground Relâmpago density and rainfall

within the continent of Australia. **Atmospheric Research**, v. 79, n. 1, p. 1–14, jan. 2006.

KOUSHAK, W. J. et al. Laboratory Calibration of the Optical Transient Detector and the Lightning Imaging Sensor. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 17, n. 7, p. 905–915, jul. 2000.

LAL, D. M.; PAWAR, S. D. Effect of urbanization on lightning over four metropolitan cities of India. *Atmospheric Environment*, v. 45, n. 1, p. 191–196, jan. 2011.

LIU, Y. et al. Physical and observable characteristics of cloud-to-ground lightning over the Pearl River Delta region of South China. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, n. 10, p. 5986–5999, 27 maio 2014.

LOPEZ, R. E.; HOLLE, R. L. Diurnal and Spatial Variability of Lightning Activity in Northeastern Colorado and Central Florida during the Summer. **Monthly Weather Review**, v. 114, n. 7, p. 1288–1312, jul. 1986.

LYONS, W. A. et al. Enhanced Positive Cloud-to-Ground Lightning in Thunderstorms Ingesting Smoke from Fires. **Science**, v. 282, n. 5386, p. 77–80, 2 out. 1998.

LYRA, M. J. A. et al. Características dos Complexos Convectivos de Mesoescala no Nordeste Brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 35, n. spe, p. 727–734, dez. 2020.

MACH, D. M. et al. Performance assessment of the Optical Transient Detector and Lightning Imaging Sensor. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 112, n. D9, 16 maio 2007.

MACHADO, L. A. T.; ROSSOW, W. B. Structural Characteristics and Radiative Properties of Tropical Cloud Clusters. **Monthly Weather Review**, 1993. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10>

MATTOS, E. V. Relações das propriedades físicas das nuvens convectivas com as descargas elétricas. **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**, 2009.

MATTOS, E. V. Relações entre assinaturas polarimétricas de radar e atividade elétrica das tempestades. **Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais**, 2015.

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T. Relações das Propriedades Físicas das Nuvens Convectivas com as Descargas Elétricas. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, 2009

MITCHARD, D. et al. Method for Recording Broadband High-Resolution Emission Spectra of Laboratory Lightning Arcs. **Journal of Visualized Experiments**, n. 150, 27 ago. 2019.

NACCARATO, K. P. et al. Lightning Characteristics In The Southeastern Region Of Brazil: 1999-2000. In: **7th International Congress of the Brazilian Geophysical Society**. Anais... European Association of Geoscientists & Engineers, 2001.

NACCARATO, K. P.; PINTO, O. Improvements in the detection efficiency model for the Brazilian lightning detection network (BrasilDAT). **Atmospheric Research**, v. 91, n. 2–4, p. 546–563, fev. 2009.

NACCARATO, K. P.; PINTO, O.; PINTO, I. R. C. A. Evidence of thermal and aerosol effects on the cloud-to-ground lightning density and polarity over large urban areas of Southeastern Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 13, 2 jul. 2003.

NAG, A. et al. Lightning Locating Systems: Insights on Characteristics and Validation Techniques. **Earth and Space Science**, v. 2, n. 4, p. 65–93, 18 abr. 2015.

OLIVEIRA, A.; SANTOS, P. "Lightning Monitoring for Critical Infrastructure Safety." **International Journal of Environmental Research and Public Health**, v. 18, n. 4, p. 1892, 2022.

ORVILLE, R. E. Lightning Ground Relâmpago Density in the Contiguous United States-1989. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 2, p. 573–577, fev. 1991.

ORVILLE, R. E. et al. Lightning in the Region of the TOGA ERAAH. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 6, p. 1055–1067, jun. 1997.

ORVILLE, R. E.; HENDERSON, R. W. Global Distribution of Midnight Lightning: September 1977 to August 1978. **Monthly Weather Review**, v. 114, n. 12, p. 2640–2653, dez. 1986.

ORVILLE, R. E.; HUFFINES, G. R. Cloud-to-Ground Lightning in the United States: NLDN Results in the First Decade, 1989–98. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 5, p. 1179–1193, maio 2001.

ORVILLE, R. E.; HENDERSON, R. W. Absolute Spectral Irradiance Measurements of Lightning from 375 to 880 nm. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 21, p. 3180–3187, nov. 1984.

PANTA, G.; NASCIMENTO, J. P. DA H.; MONTEIRO, K. DE A. Eroded Topography in Proterozoic Basement: The Case of Capiá River Watershed, Semi-Arid Northeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 23, n. 4, p. 1929–1946, 1 out. 2022.

PEÑA, J. M.; LOZANO, J. A.; LARRAÑAGA, P. An Empirical Comparison of Four Initialization Methods for the K-Means Algorithm. **Pattern Recognition Letters**, v. 20, n. 10, p. 1027–1040, out. 1999.

PINTO, I. R. C. A. et al. Urban Effect on the Characteristics of Cloud-to-Ground Lightning over Belo Horizonte-Brazil. **Annales Geophysicae**, v. 22, n. 2, p. 697–700, 1 jan. 2004.

PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. DE A.; NETO, O. P. Lightning Enhancement in the Amazon Region Due to Urban Activity. **American Journal of Climate Change**, v. 02, n. 04, p. 270–274, 2013.

PINTO, O. et al. Cloud-to-Ground Lightning Relâmpago Characteristics in Southeastern Brazil for the 1992–1993 Summer Season. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 101, n. D23, p. 29627–29635, 27 dez. 1996.

QIE, X.; TOUMI, R.; YUAN, T. Lightning Activities on the Tibetan Plateau as Observed by the Lightning Imaging Sensor. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 108, n. D17, 16 set. 2003.

REAP, R. M. Analysis and Prediction of Lightning Strike Distributions Associated with Synoptic Map Types over Florida. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 8, p. 1698–1715, ago. 1994.

REBOITA, M. S.; KRUSCHE, N.; AMBRIZZI, T.; PORFÍRIO, R.; ROCHA, D. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul O Sol como Fonte de Energia. **Terrae Didactica**, v. 8, n. 1, p. 34–50, 2012.

ROCHA, L. H. DOS S. et al. Homogeneidade, Eventos Extremos e Suas Causas Climáticas: Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 37, n. 2, p. 199–212, jun. 2022.

Rocha, R. M. L.; I. R. C. A. Pinto; O. Pinto Jr. Cloud-to Ground Lightning Relâmpago Characteristics in Southeastern Brazil in the Winter Season. In: **5th International Congress of the Brazilian Geophysical Society**, 1997.

RODRIGUEZ, A.; LAIO, A. Clustering by Fast Search and Find of Density Peaks. **Science**, v. 344, n. 6191, p. 1492–1496, 27 jun. 2014.

ROSENFELD, D.; LENSKEY, I. M. Satellite–Based Insights into Precipitation Formation Processes in Continental and Maritime Convective Clouds. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 11, p. 2457–2476, nov. 1998.

SAUNDERS, C. P. R.; KEITH, W. D.; MITZEVA, R. P. The Effect of Liquid Water on Thunderstorm Charging. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 96, n. D6, p. 11007–11017, 20 jun. 1991.

SCHULZ, W. et al. Cloud-to-Ground Lightning in Austria: A 10-Year Study Using Data from a Lightning Location System. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 110, n. D9, 16 maio 2005.

SIMÕES, F. T. A. Sensibilidade da Vazão Média Anual ao Clima na Bacia Hidrográfica do Rio São Francisco. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Engenharia Ambiental) — Brasília: Universidade de Brasília, 2023.

SMITH, R. B. The Influence of Mountains on the Atmosphere. Em: [s.l: s.n.]. p. 87–230.

Smith, J., et al. "Early Lightning Detection as an Indicator of Severe Storms." **Journal of Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 2, p. 201–215, 2021.

SORIANO, L. R.; DE PABLO, F.; DÍEZ, E. G. Cloud-to-Ground Lightning Activity in the Iberian Peninsula: 1992–1994. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 106, n. D11, p. 11891–11901, 16 jun. 2001.

THOMPSON, K. B.; BATEMAN, M. G.; CAREY, L. D. A Comparison of Two Ground-Based Lightning Detection Networks against the Satellite-Based Lightning Imaging Sensor (LIS). **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 31, n. 10, p. 2191–2205, 1 out. 2014.

TALES BERNARDES PAULUCCI. Caracterização Espaço-Temporal de Descargas Atmosféricas e Tempestades Elétricas na Região Metropolitana do Rio de Janeiro entre 2001 e 2016. [s.l: s.n.].

TAKAGI, I. Point-Condensation for a Reaction-Diffusion System. **Journal of Differential Equations**, v. 61, n. 2, p. 208–249, fev. 1986.

VOLLAND, H. Atmospheric Electrodynamics. Berlin, Heidelberg: **Springer Berlin Heidelberg**, 1984. v. 11.

VAREJÃO-SILVA, M. A. **Meteorologia e Climatologia**. 2º ed. Recife-PE, 2006.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. **Atmospheric Science: An Introductory Survey**. Second ed. San Diego-CA: Academic Press, 2006.

WATSON, A. I.; LÓPEZ, R. E.; HOLLE, R. L. Diurnal Cloud-to-Ground Lightning Patterns in Arizona during the Southwest Monsoon. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 8, p. 1716–1725, ago. 1994.

Wentz, F.J., K. Hilburn and D.K. Smith. 2012. RSS SSM/I Ocean Product Grids 3-Day Average from DMSP F11 netCDF [indicate subset used]. Data set available online from the NASA **Global Hydrometeorology Resource Center DAAC**, Huntsville, Alabama, U.S.A. doi: <https://dx.doi.org/10.5067/MEASURES/DMSP-F11/SSMI/DATA302>.

WILLIAMS, E. et al. Thermodynamic Conditions Favorable to Superlative Thunderstorm Updraft, Mixed Phase Microphysics and Lightning Relâmpago Rate. **Atmospheric Research**, v. 76, n. 1–4, p. 288–306, jul. 2005.

WMO - WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION. **International Cloud Atlas**. 3o ed. Geneva - SUI: World Meteorological Organization, 1975.

YAMAZAKI, Y.; RAO, V. B. Tropical Cloudiness over the South Atlantic Ocean. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 55, n. 2, p. 205–207, 1977.

ZHANG, D. et al. Evaluation of the Performance Characteristics of the Lightning Imaging Sensor. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 36, n. 6, p. 1015–1031, jun. 2019.

ZHAO, P. et al. Total Lightning Relâmpago Activity Response to Aerosol over China Area. **Atmosphere**, v. 8, n. 2, p. 26, 26 jan. 2017.

ZIPSER, E. J.; LUTZ, K. R. The Vertical Profile of Radar Reflectivity of Convective Cells: A Strong Indicator of Storm Intensity and Lightning Probability? *Monthly Weather Review*, v. 122, n. 8, p. 1751–1759, ago. 1994.

.