

Revista Brasileira de Geografia Física



Homepage: https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe

Relâmpagos: gênese, tipos e impactos

Enrique Vieira Mattos¹, João Gabriel Martins Ribeiro², Raquel Gonçalves Pereira³, Diego Rhamon Reis da Silva⁴ e Michelle Simões Reboita⁵

¹ Dr. em Meteorologia, Professor na Universidade Federal de Itajubá (UNIFEI), Av. BPS, 1303, CEP: 37500-903, Itajubá, MG, <u>enrique@unifei.edu.br</u>; ² Doutorando no Programa de Meio Ambiente e Recursos Hídricos da UNIFEI, <u>gabrielmr472@unifei.edu.br</u>, ³ Mestre em Meio Ambiente e Recursos Hídricos pela UNIFEI, <u>raquelgpereira10@gmail.com</u>, ⁴ Pós-Graduação em Geofísica no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo, diego.silva@inpe.br e Dra. em Meteorologia, Professora na UNIFEI, <u>reboita@unifei.edu.br</u> (autor correspondente). Artigo recebido em 18/12/2023 e aceito em 25/05/2024

RESUMO

Os relâmpagos são um dos mais importantes e impactantes fenômenos meteorológicos da Terra. Eles são capazes de produzir impactos benéficos para o clima, como a produção de óxido de nitrogênio (NO_X) e contribuir como fonte de manutenção do Circuito Elétrico Atmosférico Global. Em contrapartida, em termos de tempo, os relâmpagos estão associados a diversos prejuízos para o setor de energia e telefonia, além disso, podem levar ao óbito pessoas e animais. Estima-se que aproximadamente 120 pessoas morrem por ano no Brasil em consequência dos relâmpagos. A sua formação ocorre no interior de nuvens de tempestades, conhecidas como Cumulonimbus (Cb). Estas nuvens possuem potencial de produzir fortes ventos em superfície, queda de granizo, grande volume de precipitação e relâmpagos. Nesse contexto, compreender o que são os relâmpagos e como são formados pode contribuir para o desenvolvimento de ferramentas de previsão de tempo de curtíssimo prazo de tempo, tornando-se assim um importante subsídio para reduzir os impactos dos relâmpagos na sociedade. Ao longo das últimas décadas, estudos observacionais, de laboratório e de modelagem de eletrificação de nuvens têm proporcionado um avanço profundo do entendimento sobre a ciência da eletricidade atmosférica. Com o intuito de aprofundar a compreensão sobre os relâmpagos, este estudo tem como objetivo descrever os princípios físicos associados à formação dos relâmpagos, tipo de estrutura elétrica das nuvens, mecanismos de eletrificação e tipos de relâmpagos. Além disso, é apresentada a avaliação da distribuição espacial-temporal de relâmpagos no Brasil usando satélite; e um estudo de tempestade mapeada por radar meteorológico e rede de superfície de monitoramento de relâmpagos.

Palavras-chave: eletricidade atmosférica, Cumulonimbus, microfísica de nuvens, radar meteorológico

Lightning: genesis, types and impacts

A B S T R A C T

Lightning is one of the most important and impactful meteorological phenomena on Earth. It is capable of producing beneficial impacts on the climate, such as the production of nitrogen oxide (NO_X), and contributes as a source in maintaining the global atmospheric electrical circuit. On the other hand, in terms of weather, lightning is associated with various damages to the energy and telecommunication sectors, and can also result in the loss of human and animal lives. It is estimated that approximately 120 people die each year in Brazil as a result of lightning. Their formation occurs within storm clouds known as Cumulonimbus (Cb). These clouds have the potential to generate strong surface winds, hailstorms, heavy precipitation, and lightning. In this context, understanding what lightning is and how it forms can contribute to the development of very short-term weather forecasting tools and become an important resource for reducing the impacts of lightning on society. Over the past decades, observational, laboratory, and cloud electrification modeling studies have provided a profound advancement in understanding atmospheric electricity science. With the aim of deepening the understanding of lightning, this study aims to describe the physical principles associated with lightning formation, the type of electrical structure of clouds, electrification mechanisms, and types of lightning. Additionally, the study presents an assessment of the spatial-temporal distribution of lightning in Brazil using satellite data, along with a storm study mapped by meteorological radar and a surface lightning monitoring network.

Keywords: atmospheric electricity, Cumulonimbus, cloud microphysics, weather radar

Entendendo os Relâmpagos

Uma breve História Sobre Relâmpagos A eletricidade atmosférica é o ramo da ciência que estuda os fenômenos elétricos que ocorrem na atmosférica (até 400 km de altura). Dentre esses fenômenos, os relâmpagos recebem especial interesse da comunidade científica. Basicamente, os relâmpagos são movimentos de cargas elétricas intensas na atmosfera. Existem diversas terminologias utilizadas no campo de eletricidade atmosférica relacionada aos relâmpagos. Doravante, o termo relâmpago (do inglês, *flash*) será utilizado para designar o fenômeno completo, contemplando desde seu início até o seu momento final, sendo composto de várias descargas elétricas individuais. Essas descargas elétricas individuais são denominadas descarga de retorno (do inglês, *return stroke*).

Os relâmpagos são fenômenos atmosféricos que há séculos impressionam e encantam visualmente a humanidade. O fascinante clarão e ruído sonoro produzido pelos relâmpagos sempre indagou a humanidade em busca de explicações para sua ocorrência. Os relâmpagos representavam um fogo mágico que ocorria no céu, e com isso aumentava as superstições na mente do homem primitivo. As primeiras tentativas de explicar a sua existência estavam associadas as civilizações ancestrais que relacionavam os relâmpagos a manifestações de deuses, como, por exemplo: trovões e relâmpagos produzidos pelo martelo de Thor na mitologia Nórdica, relâmpagos produzidos por Zeus na mitologia grega e diversos deuses na mitologia chinesa (MacGorman e Rust, 1998). Com o avanco nos estudos da filosofia natural, começaram a surgir explicações racionais para a existência dos relâmpagos. Por exemplo, o filósofo grego Aristóteles (384-322 A.C.) sugeriu que os trovões e relâmpagos seriam gerados pelas interações das exalações úmidas e secas no interior das nuvens. Nessa tentativa de explicação sugerida por Aristóteles, o trovão seria o som gerado devido ao impacto entre as nuvens, e os relâmpagos seria um vento em chamas produzido pelo impacto da exalação seca nas nuvens. Já em 1600, René Descartes (1596-1650), especialista em filosofia moderna e conhecido como o pai da matemática. propõe que o trovão seria o resultado da ressonância do ar entre as nuvens, quando uma nuvem descendia sobre a outra.

Com o passar dos séculos alguns cientistas começaram a observar algumas relações entre o som e as fagulhas produzidas pelas propriedades elétricas de alguns materiais com aquelas dos relâmpagos. No entanto apenas a partir de 1750 que experimentos produzidos por Benjamin Franklin (1706-1790) começaram a mostrar a natureza elétrica dos relâmpagos. Em julho de 1750, Franklin propõe um experimento onde uma haste metálica isolada no chão seria conectada ao teto de uma caixa sentinela. Um observador no solo da caixa segurando um fio condutor, ao se aproximar da haste metálica seriam produzidas fagulhas entre a haste metálica e a extremidade do fio quando uma nuvem eletrificada passasse acima da casa sentinela (Figura 1a) (MacGorman e Rust, 1998). Em setembro de 1752, Franklin projeta um experimento novo experimento, agora para determinar a polaridade das tempestades (Figura 1b).



Figura 1 Experimentos realizados por Benjamin Franklin que (a) demonstraram que as nuvens eram eletrificadas e (b) determinou a polaridade das tempestades. Fonte: adaptada de Uman (1987) e MacGorman e Rust (1998).

Franklin instalou uma haste metálica de 3 metros conectando o teto da sua casa, e na outra extremidade um sino; e uma segunda haste conectada ao solo que possuía na outra extremidade um sino. Entre as hastes metálicas foi instalado um pêndulo com uma bola metálica suspensa livremente. Quando uma nuvem eletrificada passava acima da casa, induziria cargas no topo da haste da direita, e consequentemente cargas de sinal oposto surgia na bola suspensa. Ao colidir com o sino direito a bola suspensa removeria as cargas desse sino, ficando a bola com a mesma carga do sino. Apresentando a mesma carga do sino, a bola seria repelida pelo sino, e iria ao encontro do sino esquerdo, e assim por diante. Ao comparar a carga da bola suspensa com uma carga de prova positiva, o experimento de Franklin indicou que as nuvens possuíam cargas negativas. Posteriormente, grandes avanços no entendimento sobre relâmpagos ocorreram apenas no século 19 e 20, com o desenvolvimento de fotografias e instrumentos elétricos capazes de estimar as características dos relâmpagos. Atualmente, os relâmpagos podem ser estudados através de uma grande gama de instrumentos como: filmagens de câmera rápida, field mill (moinho de campo elétrico), sensores de relâmpagos em solo e a bordo de satélites, sondagens verticais de campo elétrico, experimentos de laboratórios, modelos de eletrificação de nuvens entre outros.

Estrutura Elétrica das Nuvens de Tempestade

A nomenclatura "tempestades" pode ser empregada para designar uma nuvem capaz de produzir trovões. Como trovões são produzidos por relâmpagos, uma tempestade é uma nuvem eletrificada suficiente capaz de produzir relâmpagos (MacGorman e Rust, 1998). Os experimentos de Franklin indicaram a existência de cargas elétricas negativas nas nuvens, porém estudos sobre a distribuição de cargas elétricas dentro das nuvens só evoluíram durante o início do século 20. A disposição das regiões com cargas elétricas separadas verticalmente com cargas de sinal oposto, é conhecido como modelos de estrutura elétrica das nuvens.

O primeiro modelo de cargas elétricas das tempestades foi denominado modelo dipolar. Esse modelo foi proposto por Wilson (1916) e Simpson (1909) e propunha a existência de um centro positivo de cargas acima de um centro negativo (Figura 2a). O centro positivo está localizado a 1 km abaixo do topo da nuvem, e possui dependência da extensão vertical da nuvem; e o centro negativo situa-se próximo das isotermas de -10 e -15°C. Estudos com tempestades na Flórida, Novo México e tempestades de inverno no Japão (Figura 3) mostraram que o centro negativo permanece próximo da mesma isoterma em -10 e -20°C, onde água super-resfriada e gelo coexistem (Krehbiel, 1986). Algumas tempestades também podem apresentar um dipolo invertido (Wormell, 1930), isto é: centro negativo acima de um centro positivo de cargas elétricas (Figura 2c).

O segundo modelo de cargas proposto foi o modelo tripolar de cargas elétricas (Figura 2b) (Williams, 1989). Nesse modelo existe um centro principal de cargas negativas em médios níveis, entre um centro positivo superior e outro inferior menos intenso. O centro principal negativo está localizado em aproximadamente -15°C, com grande extensão horizontal, e vertical reduzida. As intensidades mais altas do campo elétrico ocorrem próximo aos limites inferior e superior do centro negativo de cargas. Esses resultados indicam que esta região é favorável a formação dos relâmpagos que propagam da nuvem para o solo (conhecidos como relâmpagos nuvem-solo, NS) e que transportam cargas negativas (são os tipos de relâmpagos NS mais comuns). O centro positivo

superior de cargas positivas é mais difusivo na vertical, enquanto o centro inferior positivo (próxima a base da nuvem) possui extensão reduzida. Observações através de sondagens campo elétrico vertical mostram a existência também de estrutura tripolar invertida (Figura 2d) ou seja, um centro positivo de cargas entre um centro negativo superior e outro inferior (Marshall et al., 1995).



Figura 2 Modelo conceitual da estrutura de cargas elétricas de uma tempestade. (a) modelo dipolar normal, (b) modelo tripolar normal, (c) modelo dipolar invertido e (d) modelo tripolar invertido. Fonte: Kuhlman et al. (2006).

Na década de 90 estudos mostraram que a estrutura elétrica das tempestades seriam mais complexas do que um simples dipolo e tripolo. Nesse contexto, as tempestades poderiam apresentar vários centros de cargas elétricas; modelo conhecido como multipolar (Figura 4) (Marshall e Rust, 1991; Stolzenburg et al., 1998). Stolzenburg et al. (1998) analisaram 50 sondagens de campo elétrico no interior das nuvens para diferentes tipos de tempestades (Sistema Convectivo de Mesoescala, super-célula e tempestade isolada). A Figura 4 mostra a existência de quatro camadas de cargas de polaridade alternada na região convectiva de correntes ascendentes e seis camadas na região de correntes descendentes. A densidade de sinais na imagem é proporcional a quantidade de cargas elétricas positivas e negativas. Podemos notar que o modelo multipolar contém também o modelo tripolar, representado pelas camadas inferiores na Figura 4. O entendimento dos tipos de estrutura elétricas das nuvens é dinâmico e conforme as tecnologias de medição de relâmpagos estão sendo desenvolvidas aprimoradas, este entendimento está em e constante aprimoramento.



Figura 3 Exemplo de tempestades com estrutura dipolar. É ilustrado também como o centro de cargas negativas estão em similar temperaturas para as tempestades do Novo México e Flórida. Estudos preliminares em tempestades de inverno no Japão, sugeriram que a carga negativa está em mais baixa altitude, porém em similar valor de temperatura que as tempestades de verão. Fonte: adaptada de Krehbiel (1986).



Figura 4 Modelo conceitual da estrutura de cargas elétricas multipolar de uma tempestade. Sinais positivos (negativos) indicam cargas positivas (negativas). Fonte: adaptada de NSSL/NOAA: https://www.nssl.noaa.gov/education/svrwx101/lightning/types/

Mecanismos de Eletrificação

A formação dos relâmpagos ocorre no interior das nuvens de tempestades. Então a sua formação está intrinsicamente relacionada com as

propriedades das partículas de água líquida e congeladas e a própria dinâmica do interior das nuvens. O aspecto mais aceito na literatura é que a colisão entre *graupel* e cristais de gelo numa região com fortes correntes ascendentes seja fundamental para e eletrificação inicial das nuvens (Reynolds et al., 1957). Entretanto, a formação da estrutura elétrica da nuvem pode receber a contribuição de vários mecanismos de eletrificação. Dentre os principais mecanismos responsáveis pela formação das cargas elétricas dentro das nuvens estão: i) carregamento convectivo, ii) carregamento indutivo e iii) carregamento não indutivo.

O carregamento convectivo é influenciado pelas correntes ascendentes (Figura 5) (Grenet, 1947). Neste tipo de carregamento as cargas elétricas são provenientes dos raios cósmicos (produção de íons negativos) e efeito corona (produção de íons positivos).



Figura 5 Mecanismo de carregamento convectivo. (a) Através das correntes ascendentes as cargas positivas são injetadas para o interior da nuvem, (b) uma camada de blindagem de cargas negativas é formada na parte externa da nuvem e descende até a base da nuvem, e (c) o acúmulo de cargas negativas aumenta a intensidade do campo elétrico para uma magnitude suficiente para gerar descargas corona a partir de objetos no solo. Fonte: Saunders (2008).

No estágio inicial da nuvem, as correntes ascendentes transportam os íons positivos para o interior da nuvem (Figura 5a). Ao adentrar a nuvem os íons são capturados por gotículas de água líquida e transportadas até o topo da nuvem. Próximo ao topo da nuvem essas cargas positivas atraem íons aprisionados negativos, que são pelos hidrometeoros na fronteira da nuvem. Essa camada de blindagem negativa (Figura 5b) descende através do entranhamento lateral até a base da nuvem. A acumulação de cargas positivas próximo ao topo da nuvem, e negativas na base da nuvem intensificam o campo elétrico, fornecendo condições para formar descargas coronas. Descargas coronas formadas em objetos altos na superfície tornam-se fontes adicionais de íons positivos, realimentando as cargas positivas para o interior da nuvem (Figura 5c).

O carregamento convectivo sofre com duas deficiências: i) o processo de penetração de cargas positivas (criado por efeito corona) na base da nuvem parece ser lento para fomentar quantidade suficientes de cargas, e ii) porque um campo elétrico tão intenso que gera o efeito corona, não seja capaz de romper a rigidez dielétrica da nuvem. Baseado nessas observações, a literatura denota que esse carregamento seja um mecanismo secundário. Nesse contexto foram propostos dois mecanismos relacionados ao caráter precipitativo dos hidrometeororos: i) indutivo e ii) não indutivo. Estes mecanismos consideram a gravidade como fator fundamental e propõe que a eletrificação decorre da colisão entre partículas como gelo/graupel/gotículas de água líquida. Daremos ênfase para os processos envolvendo a colisão entre partículas sólidas, ou seja, graupel/cristal de gelo.

O carregamento indutivo foi proposto por Elster e Geitel (1913). É o mecanismo no qual um *graupel* neutro está em queda num ambiente que possui um campo elétrico externo (como o campo elétrico de tempo bom, que por convenção é negativo e direcionado de norte para sul) (Figura 6).



Figura 6 Mecanismo de carregamento indutivo. O *graupel* está inserido num ambiente com campo elétrico vertical externo. O campo elétrico externo induz a separação de cargas positivas e negativas no *graupel*. A colisão com um cristal de gelo removerá as cargas positivas do *graupel*, ficando o *graupel* (cristal) negativamente (positivamente) carregado.

Este campo elétrico é capaz de polarizar as cargas do *graupel*, ficando as cargas positivas na parte inferior e negativas na parte superior do *graupel*. Um cristal de gelo, ao colidir com o *graupel*, o faz na parte inferior do mesmo. Assim, será removido cargas positivas do *graupel*, tornando-o carregado negativamente, e o cristal de

gelo positivamente. O processo gravitacional, segregará as cargas mais leves e pesadas, de forma que um centro negativo (positivo) é formado na parte mais baixa (alta) da nuvem; formando uma estrutura do tipo dipolo normal. Alguns questionamentos sobre este carregamento como: i) como um campo elétrico indutivo tão intenso não seja capaz de produzir relâmpagos na fase inicial da nuvem, ii) breve tempo de colisão que impediria uma completa transferência de carga, iii) baixa condutividade do gelo, entre outras indagações indicam que este seja um processo secundário de eletrificação.

O terceiro tipo de carregamento é o denominado carregamento não indutivo. Este carregamento tem como premissa a colisão entre partículas na ausência de um campo elétrico externo. Dentro desse carregamento será explicado aquele chamado de termoelétrico (Reynolds et al., 1957), envolvendo a colisão entre graupel/cristal de gelo (Figura 7). A explicação desse mecanismo é baseada na temperatura de inversão (T_{IV} , -15°C) e temperatura do local da colisão. Quando a colisão ocorre em temperaturas menores que T_{IV}, o graupel positivamente (cristal) ficará carregado (negativamente); enquanto colisões em temperaturas maiores que T_{IV}, o *graupel* (cristal) ficará positivo (negativo). Devido a segregação formada uma estrutura gravitacional. será tipicamente tripolar. Outros tipos de mecanismos envolvendo o conceito de carregamento não indutivo são: congelamento de Workman-Reynolds, taxa de crescimento relativa e camada quase-líquida e superfície de gelo em crescimento ou evaporação (maiores detalhes sobre estes mecanismos são encontrados em Pruppacher e Klett, 1997), porém não serão tratados nesse trabalho.

Tipos mais comuns de relâmpagos e suas características

Os relâmpagos podem ser divididos em relâmpagos: i) no solo e ii) nas nuvens. Os relâmpagos no solo, são subdivididos em: aqueles que propagam da nuvem para o solo (conhecidos como nuvem-solo ou raios, NS) ou do solo para nuvem (conhecidos como solo-nuvem, SN). Os relâmpagos NS são ainda separados em negativos e positivos. Relâmpagos NS negativos (positivos) são aqueles que transportam cargas negativas (positivas) para o solo (Figura 8a-b). A Figura 9 mostra fotografias de relâmpagos NS negativo (esquerda, -CG: do inglês significa negative cloudto-ground) e positivo (direita, +CG: do inglês significa positive cloud-to-ground). Os relâmpagos NS negativos são mais frequentes que os NS positivos, porém possuem pico de corrente médio menor. Relâmpagos SN (Figura 8d-e) são definidos em termos da polaridade da carga que será neutralizada na nuvem. Por exemplo, relâmpagos SN negativos (positivos) são aqueles que conduzem cargas positivas (negativas) em direção ao centro negativo (positivo). Este tipo de relâmpago é menos frequente que os relâmpagos NS, porém estudos recentes no Brasil (Schumann et al., 2019; Saba et al, 2020) tem mostrado características interessantes sobre este tipo de relâmpago. Os relâmpagos nas nuvens, são separados em: relâmpagos intranuvem (IN, Figura 8c), aqueles que ocorrem da nuvem para a atmosfera (NA, Figura 8f) e entre nuvens (EN, Figura 8g). Os mais comuns são os relâmpagos IN e dominam a eletrificação inicial das nuvens (Williams, 1988; Mattos et al., 2017). Os relâmpagos IN são iniciam sua formação no centro de cargas negativa inferior da nuvem ramificandose e propagando para cima em direção centro positivo de cargas superior.



Figura 7 Mecanismo de carregamento não indutivo. A colisão acima da temperatura de inversão tornará o *graupel* (cristal) carregado negativamente (positivamente). Fonte: adaptada de Williams (1988).



(g) Relâmpago EN

Figura 8 Tipos de relâmpagos: relâmpagos nuvem-solo (a) negativo e (b) positivo; (c) relâmpagos intranuvem; relâmpagos solo-nuvem (d) negativo e (e) positivo; (f) relâmpago nuvem para atmosfera e (f) relâmpago entre nuvens.



Figura 9 Fotografia de um relâmpago nuvem-solo negativo (a esquerda, do inglês denominado *negative cloud-to-ground*, -CG) e positivo (a direita, do inglês denominado *positive cloud-toground*, +CG) usando uma câmera com 10 segundos de exposição. Fonte: International Commission on Atmospheric Electricity (ICAE, 2012). Foto fornecida por Tom A. Warner, South Dakota School of Mines and Technology: http://www.icae-iamas.org/newsletter/46.html

Embora os relâmpagos IN ocorram de maneira mais frequente em relação aos demais tipos de relâmpagos, são os relâmpagos NS (devido ao seu alto poder destrutivo) que são mais estudados. Devido a estes fatores, será explicado a formação e propagação de um típico relâmpago NS negativo. A formação e propagação de um relâmpago NS negativo pode ser dividida em quatro etapas: Primeira etapa: os relâmpagos são formados através da ocorrência de diversas descargas elétricas dentro da nuvem em 3-5 km de altura. Eles se deslocam entre o centro positivo inferior da nuvem e a região de cargas negativas, durante 10 a 100 milissegundos, período conhecido como quebra da rigidez preliminar (Figura 10b). Elétrons são liberados das partículas de precipitação que estão próximo a região de cargas negativas. Os elétrons neutralizam parte das cargas negativas na base da nuvem e movem para fora da base da nuvem (Figura 10c-d). O movimento de cargas fora da nuvem é denominado de líder escalonado e propaga em passos de 30 a 100 m de extensão, com pausas de 50 s entre os passos.

Segunda etapa: nessa etapa o líder escalonado propaga em direção ao solo, e ramifica-se buscando regiões de melhor condutividade elétrica (Figura 10e). Ao chegar numa distância de 100-200 m do solo, as cargas elétricas intensificam o campo elétrico próximo de objetos altos, suficiente para romper a rigidez dielétrica do ar, propiciando a formado de cargas positivas denominadas líder conectante (Figura 10f). Terceira etapa: quando o líder escalonado encontra o líder conectante, cargas negativas são transportadas para o solo, e uma intensa luminosidade propaga para cima do canal. (Figura 10g-h). Conhecida como descarga de retorno, produz a maior parte da luz emitida pelo relâmpago e dura aproximadamente 100 µs. Relâmpagos que possuem mais de uma descarga de retorno, são bastante comuns, e são chamados de relâmpagos NS múltiplos. Quarta etapa: a ocorrência de descargas subsequentes é possível desde que novas cargas elétricas seiam transportadas dentro da nuvem para o local que o líder escalonado iniciou; este processo começa com pequenas descargas dentro da nuvem (Figura 10i). Se este processo ocorre, uma descarga chamada líder contínuo pode ser formada. Ele inicia no local onde o líder escalonado formou e propaga pelo canal previamente ionizado, sem apresentar ramificações (Figura 10j). Ao se aproximar do solo, surge um líder conectante, produzindo assim uma descarga de retorno subsequente (Figura 10ki). Se o líder contínuo sofre um desvio espacial, o líder conectando será formado em um ponto diferente da superfície, formando assim um relâmpago denominado bifurcado (Wallace e Hobbs, 2006).

A Figura 11 mostra a sequência de imagens fotográficas de um relâmpago NS filmado na cidade de São José dos Campos no dia 3 de março de 2021. É observado o início do líder na imagem 1, sua propagação nas imagens seguintes (2 a 5). Na imagem 5 o líder se aproxima do solo, e na imagem 6 ocorre a descarga de retorno, onde uma intensa luminosidade é perceptível. Nas imagens 8 a 10, é notada o processo de corrente contínua do relâmpago. Revista Brasileira de Geografia Física v.17, n.05 (2024) 3876-3905.



Figura 10 Modelo conceitual da propagação de um relâmpago nuvem-solo negativo. (a-f) Representa a formação do líder escalonado, (g-h) a primeira descarga de retorno, (i) a pré-formação da subsequente descarga de retorno, (j-k) o líder contínuo e (i) a segunda descarga de retorno. Fonte: Wallace e Hobbs (2006).



Figura 11 Sequência de fotografías de câmera de alta velocidade de um relâmpago nuvem-solo filmado na cidade de São José dos Campos no dia 3 de março de 2021 a 1 hora, 10 minutos e 30 segundos daquele dia. O tempo indicado nas imagens representa o intervalo de tempo em milissegundos a partir do tempo supracitado. Fonte: Silva (2022).

A Figura 12 mostra as fontes de Very High Frequency (VHF) de um relâmpago mapeado pela rede São Paulo Lightning Mapper Array (SPLMA) durante a campanha CHUVA-Vale (Machado et al., 2014). A rede SPLMA detectava radiação emitida pelos relâmpagos na frequência de 180-186 MHz e 192-198 MHz na Região Metropolitana de São Paulo. A vantagem desse tipo de rede é o mapeamento em três dimensões de um relâmpago. O relâmpago mostrado na Figura 12 possui uma área de 1244,7 km² e duração de 1,13s, sendo um extenso e duradouro relâmpago (Figura 12a). O relâmpago forma-se em aproximadamente 9 km de altura, e aparenta atingir o solo em dois momentos (0,43 e 0,64 segundos) (Figura 12a). A Figura 12d mostra a distribuição espacial das fontes de VHF do relâmpago, indicando uma propagação bastante sinuosa.



Figura 12 Distribuição de fontes em *Very High Frequency* (VHF) de um relâmpago ocorrido no dia 25 de fevereiro de 2012 mapeado pela rede São Paulo *Lightning Mapping Array* (SPLMA) durante a campanha CHUVA-Vale que apresentou duração de 1,13 segundos e comprimento de 35,28 km². (a) Altitude x tempo, (b) altitude versus longitude, (c) histograma, (d) latitude versus longitude e (e) latitude versus altitude. As cores indicam o tempo das fontes. Os dados são provenientes do projeto CHUVA e podem ser baixados de: http://ftp.cptec.inpe.br/chuva/glm_vale_paraiba/experimental/level_2/eq_lightning_detector/.

Eventos Luminosos Transientes

Os relâmpagos e as nuvens de tempestade podem influenciar regiões mais altas na atmosfera. Eles podem desencadear os chamados Eventos Luminosos Transientes (do inglês, *Transient* *Luminous Events* - TLEs). Os TLEs são emissões ópticas de curta duração (entre microssegundos e pouco mais de 1 segundo) que ocorrem acima das nuvens de tempestade. O conhecimento a respeito dos TLEs se limitava a poucos relatos visuais até 1989, quando ocorreu o primeiro registro documentado de um TLE, através de uma câmera de TV sensível à luz (Franz et al., 1990). Este registro foi nomeado como *sprite*, sendo um dos diversos tipos de TLEs que foram documentados e estudados nos anos seguintes (Figura 13).



Figura 13 Ilustração dos Eventos Luminosos Transientes (TLEs) conhecidos atualmente. Fonte: adaptada de Spaceweather.com (2020).

Sprites são os TLEs mais comuns, normalmente surgindo após a ocorrência de relâmpagos NS, geralmente de polaridade positiva (Boccipio et al., 1995). Em sua aparência, podem ser divididos em tipo "coluna" (C-type) e tipo "cenoura" (carrot-type), ambos possuindo ramificações em sua parte inferior (Stenbaeknielsen et al., 2013). Eles duram dezenas ou algumas centenas de milissegundos, geralmente alcançam 90 km de altitude e normalmente possuem coloração avermelhada (Gerken et al., 2000; Hampton et al., 1996; Sentman et al., 1995; Stenbaek-nielsen et al., 2000).

Halos são TLEs em forma de anel horizontal que apresentam um brilho avermelhado e ocorrem entre 65 a 80 km de altitude, possuindo um diâmetro horizontal de 50 a 100 km (Miyasato et al., 2003; Soula et al., 2010). Eles podem preceder um *sprite* após um relâmpago NS positivo ou podem aparecer isoladamente, acompanhando um relâmpago NS de qualquer polaridade (Bering III et al., 2004; Miyasato et al., 2002, 2003).

Elves são semelhantes aos halos, porém possuem extensão horizontal maior (300 a 700 km de diâmetro), ocorrem em altitudes mais elevadas (90 a 100 km) e possuem uma duração bastante curta, inferior a 0,1 ms (Boeck et al., 1992; Chen et al., 2007; Fukunishi et al., 1996; Inan et al., 1996, 1997).

Ghosts são tênues brilhos verdes que aparecem acima de grandes *sprites* logo após sua ocorrência, durando menos de 1 segundo (Stenbaek-nielsen et al., 2020). Análises indicaram que o brilho verde é ocasionado pela excitação de átomos de oxigênio (Stenbaek-nielsen et al., 2020).

Trolls são manchas vermelhas que surgem após um *sprite* extremamente forte, na sua região mais baixa (Lyons et al., 2000). Os *trolls* consistem em uma série de eventos rápidos, onde cada evento começa com o aparecimento de uma mancha vermelha com "caudas" tênues, que "drena" para baixo. Cada evento seguinte começa mais alto que o anterior, produzindo uma espécie de "borrão" se propagando para cima até 40-50 km de altitude (Surkov e Hayakawa, 2020).

Gnomes são pequenos pontos de luz branca que aparecem do topo de uma nuvem de tempestade. Eles duram apenas alguns microssegundos, e têm cerca de 200 metros de largura e no máximo 1 km de altura. Não foi encontrada uma associação espacial ou temporal direta entre *gnomes* e relâmpagos dentro de uma nuvem de tempestade (Lyons et al., 2003).

Pixies são semelhantes aos *gnomes*, porém são ainda menores (cerca de 100 metros de diâmetro) e aparecem restritos ao *overshooting top* (topo sobressalente, correspondente à parte do topo de uma nuvem de tempestade que ultrapassa a tropopausa) de uma nuvem de tempestade. Eles também não parecem estar associados a um relâmpago específico (Surkov e Hayakawa, 2020).

Os jatos azuis (*blue jets* - BJs) são emissões de cor azulada e com formato cônico que se movem para cima a partir do topo de uma nuvem de tempestade até altitudes entre 18 e 40 km, e duram entre 200 e 300 ms (Lyons et al., 2000; Surkov e Hayakawa, 2020; Wescott et al., 1995, 1998). Eles também não aparecem estar associados a um relâmpago específico; porém, a atividade de relâmpagos NS parece cessar por vários segundos em uma área de 15 km após cada ocorrência de BJ (Wescott et al., 1998).

Os *blue starters* (BSs) são um tipo de BJs, porém que se propagam por apenas alguns quilômetros sobre o topo de uma nuvem de tempestade e terminam em altitudes abaixo de 25 km (Wescott et al., 1996; Heavner et al., 2000).

Os jatos gigantes (*gigantic jets* - GJs) são os TLEs mais raramente observados (Chen et al., 2008). Consistem em descargas intensas de polaridade geralmente negativa que duram menos de 1 segundo e se propagam do topo de uma nuvem de tempestade até uma altitude que varia entre 70 e 100 km (Figura 14), formando uma conexão

elétrica direta entre o topo da nuvem e a ionosfera (Pasko et al., 2002; Soula et al., 2011; Su et al., 2003; Van der velde et al., 2007). Na maioria das vezes eles são observados como um evento único em uma tempestade, mas já foram relatados casos com múltiplos GJs em uma mesma tempestade.



Figura 14 Sequência de quadros do registro em vídeo do primeiro jato gigante observado no Brasil. O evento foi registrado na cidade de Campina Grande, Paraíba em 13/03/2017 (horário em UTC). Fonte: Silva (2022).

A Figura 15 mostra a imagem do canal infravermelho do satélite GOES-16 indicando a tempestade que produziu o jato gigante mostrado na Figura 14. A cruz na cor branca indica o local de ocorrência de um relâmpago NS detectado pela rede STARNET, CPV indica o local da câmera e a reta na cor preta representa o azimute a partir da câmera. Pela localização do relâmpago e azimute da câmera, indica-se que o jato gigante possivelmente esteja localizado numa região fria da tempestade (~75°C), sugerindo alta atividade convectiva.



Figura 15 Imagem do canal 13 (10,3 µm) do sensor Advanced Baseline Imager (ABI) a bordo do satélite Geoestationary Operational Environmental Satellite (GOES-16) correspondente ao momento do gigantic jet. O círculo ao lado da sigla "CPV" indica o local do registro do gigantic jet; a reta traçada a partir do local do registro representa azimute 0 correspondente à base do gigantic jet e o símbolo de "+" representa o ponto geográfico obtido através da detecção de relâmpagos por sensores da rede Sferics Timing And Ranging **NETwork** (STARNET). Fonte: Silva (2022).

Distribuição espacial e temporal dos relâmpagos no Brasil

O Brasil é um dos países com maior incidência de relâmpagos no mundo. Devido à sua extensão territorial e posição geográfica predominantemente tropical, são registrados aproximadamente 96 milhões de relâmpagos por ano (Oda et al., 2022). O Brasil também é o país que mais registra mortes associadas a relâmpagos.

Mattos, E. V.; Ribeiro, J. G. M.; Pereira, R. G; Silva, D. R. R. e Reboita, M. S.

A cada 50 mortes no mundo relacionado a relâmpagos. uma acontece no Brasil. e aproximadamente 120 pessoas morrem anualmente no país (Cardoso et al., 2014). Os relâmpagos também provocam prejuízos associados a queda de energia elétrica e incêndios florestais, e somam prejuízos da ordem de milhões de reais por ano aos setores industrial, elétrico e de telecomunicações. Desta maneira, estudos sobre a distribuição espacial e temporal de relâmpagos no Brasil são importantes como subsídio para tomada de decisões relacionadas a prevenção e proteção de vidas. O monitoramento de relâmpagos no Brasil pode ser realizado por redes de deteccão de relâmpagos em superfície e através de sensores a bordo de satélites meteorológicos. A seguir serão abordadas as duas formas de monitoramento (redes de superfície e satélite) de relâmpagos, e será realizado uma análise da distribuição espacial e temporal dos relâmpagos no Brasil utilizando dados de satélites.

Monitoramento de relâmpagos por redes de superfície

Os relâmpagos ao se propagarem na atmosfera emitem radiação eletromagnética em diferentes frequências do espectro eletromagnético como: Extremely Low Frequency (ELF, ~1 KHz), Very Low Frequency (VLF, 3-30 KHz), Low Frequency (LF, 30-300 KHz), High Frequency (HF, 3-30 MHz) e Very High Frequency (VHF, 30-300 MHz). Atualmente seis redes de superfície atuam no Brasil: i) Rede Brasileira de Deteção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) (Naccarato et al., 2014), ii) Rede Integrada Nacional de Descargas Atmosféricas (RINDAT) (Bourscheidt et al., 2014), iii) Sferics Timing And Ranging NETwork (STARNET) (Morales et al., 2014), iv) Lightning Network (LINET) (Morales et al., 2018), v) Vaisala Global Lightning Dataset 360 (GLD360) (Said et al., 2013) e vi) Worlwide Lightning Location Network (WWLLN) (Burgesser, 2017). Será comentado em maiores detalhes as redes BrasilDAT, RINDAT e STARNET.

A rede BrasilDAT é uma rede de superfície de monitoramento de relâmpagos operada pelo Grupo de Eletricidade Atmosférica do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (ELAT/INPE) em parceria com a rede de detecção global *Earth Networks*. A rede conta com aproximadamente 58 sensores, abrangendo as regiões Sul, Sudeste, Centro-Oeste e parte do Nordeste do país. É uma rede que detecta a radiação eletromagnética nas frequências entre 1 Hz e 12 MHz, sendo capaz de detectar relâmpagos NS e IN com eficiência de detecção de 90% para descargas NS e precisão de 500 metros. Além disso, essa rede é capaz de registrar as características físicas dos relâmpagos, como a intensidade, pico de corrente e polaridade (Naccarato et al., 2014). A RINDAT é uma rede que está em operação no Brasil desde 1998, atuando na faixa de LF (100 kHz e 400 kHz) com cobertura de detecções de relâmpagos na região centro-sul do Brasil. A rede opera mediante uma parceria entre FURNAS (Grupo Eletrobrás), INPE, CEMIG (Companhia Energética de Minas Gerais) e SIMEPAR (Sistema Meteorológico do Paraná). Essa rede é composta de sensores especializados e centrais de processamento que permitem detectar em tempo real os relâmpagos NS.

A STARNET é uma rede de detecção de superficie na faixa de VLF cujo órgão responsável é o Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG/USP). É uma rede de detecção em escala continental, possui atualmente 14 sensores operando na América Latina, algumas regiões da América Central e África. Esta rede possibilita o monitoramento de tempestades severas com resolução temporal atualizada a cada 5 minutos e permite o monitoramento de modo contínuo dos relâmpagos NS nas regiões em que está presente (Morales et al., 2011).

Monitoramento de relâmpagos por satélites

A detecção de relâmpagos através de redes de sensores em superfície possui limitações em relação a sua implementação, localização e manutenção/calibração dos sensores. Dependendo da distribuição espacial dos sensores, a eficiência de detecção de uma rede de superfície pode variar entre regiões. Uma alternativa a redes de relâmpagos, é o monitoramento de relâmpagos através de sensores a bordo de satélites meteorológicos. Os satélites podem estimar a ocorrência dos relâmpagos em regiões remotas, de difícil acesso e com uma abrangência espacial maior quando comparado as redes de relâmpagos em superfície.

Em 3 de abril de 1995 foi lançado o primeiro sensor dedicado ao monitoramento de relâmpagos chamado *Optical Transient Detector* (OTD) a bordo do satélite MicroLab-1. O sensor ODT ficou em operação por quase 5 anos e operou em uma órbita polar a 735 km de altitude com 70°

de inclinação e cobertura espacial de 1300 x 1300 km (Christian et al., 1996). A ocorrência dos relâmpagos era obtida através da deteccão de mudanças momentâneas de luminosidades nas nuvens indicando a ocorrência de relâmpagos (IN e NS) captadas por elementos ópticos e eletrônicos. O OTD contribuiu para a descoberta de potenciais indicadores de relâmpagos para aplicação em alertas de tempestades e para melhorar o gerenciamento de incêndios florestais e produção dos mapas mais completos e detalhados da distribuição global de relâmpagos. Através do mapeamento dos relâmpagos pelo OTD, estimouse na época que mais de 1.2 bilhões de relâmpagos (IN e NS) ocorreriam em todo o mundo a cada ano (Christian et al., 2003).

Anos depois, em novembro de 1997 foi lançado o satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), que possuía a bordo o sensor Lightning Imaging Sensor (LIS) capaz de localizar e detectar relâmpagos pela luminosidade produzida durante as tempestades sendo uma evolução do sistema OTD. O Satélite TRMM possuía uma órbita equatorial e esteve localizado a uma altura de 350 km e 35° de inclinação. O sensor era capaz de monitorar relâmpagos sobre as regiões tropicais entre +/- 35 graus de latitude do globo e operou por mais de 17 anos (Christian et al., 2003). A obtenção das imagens era realizada da mesma forma do sensor OTD, ou seja, utilizando uma lente óptica expandida de amplo campo de visão com um filtro de banda estreita (em 777 nm) em conjunto com uma matriz de detecção charge-coupled device (CCD) de alta velocidade (2 ms), tendo uma eficiência de detecção de até 90% (Blakeslee, 2021).

No dia 19 de novembro de 2016 foi lançado o primeiro sensor de relâmpagos a bordo de um satélite geoestacionário. Denominado Geostationary Lightning Mapper (GLM), esse sensor foi lancado a bordo do satélite Geostationary **Operational** Environmental Satellite - 16 (GOES-16) através de uma parceria entre a National Aeronautics and Space Administration (NASA) e a National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). O GLM possui resolução espacial de 8 km no nadir e registra relâmpagos a cada 2 ms. Possui um sensor de alta resolução e uma matriz de detecção CCD (1372 x 1300 pixels) com um filtro de interferência de banda estreita operando na faixa do infravermelho próximo (777,4 nm) e coleta informações como: frequência, localização e extensão dos relâmpagos (Goodman et al., 2013).

Sua cobertura espacial abrange a maior parte do hemisfério ocidental. possibilitando 0 monitoramento dos relâmpagos em tempo real de todo território brasileiro. O instrumento estima relâmpagos dia e noite, tanto na nuvem quanto na atmosfera (isto é, relâmpagos NS + IN, denominados como relâmpagos totais), suas informações podem auxiliar na previsão de tempestades severas em desenvolvimento e uma ampla gama de fenômenos ambientais de alto impacto (tempestades de granizo, microexplosões, tornados. furações, inundações repentinas. tempestades de neve e incêndios). As taxas de relâmpagos estão intimamente ligadas à evolução do ciclo de vida das tempestades e das respectivas correntes ascendentes, podendo ser útil para indicar a localização dos sistemas e regiões preferenciais de tempestades.

As principais informações fornecidas pelo sensor GLM (Nível 2) são: eventos, grupos e relâmpagos (Figura 16):

Eventos (do inglês, *events*): representam a ocorrência de um único pixel iluminado (excedendo o limite de detecção) durante um único quadro de 2 ms;

Grupos (do inglês, *groups*): um ou mais eventos simultâneos observados em pixels vizinhos/diagonais;

Relâmpagos (do inglês, *flashes*): um ou mais grupos sequenciais separados temporalmente e espacialmente de 330 ms e 16,5 km, respectivamente.



Figura 16 Explicação dos dados fornecidos pelo sensor *Geoestationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo do satélite *Geoestationary Operational Environmental Satellite - 16* (GOES-16). Fonte: adaptada de Goodman et al. (2013).

Distribuição Anual de Relâmpagos no Brasil

Para a elaboração das figuras seguintes foram utilizadas as informações de relâmpagos

totais (em inglês, conhecido como flashes) do sensor GLM a bordo do satélite GOES-16 para o período de 01 de janeiro a 31 de dezembro de 2021. Os dados são reprocessados para uma grade retangular, em uma frequência temporal de 5 minutos e resolução espacial de 8 km. Os dados são reprocessados e disponibilizados pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) seguinte repositório: no <http://ftp.cptec.inpe.br/goes/goes16/goes16 web/ glm acumulado nc/>.

O acumulado anual de relâmpagos no Brasil em 2021 é mostrado na Figura 17, onde é possível observar os locais de máximas e mínimas ocorrências. Os maiores valores de relâmpagos no Brasil são encontrados próximo a região norte do Estado do Pará (acima de 40 fl. km⁻² ano⁻¹), na Brasil e Argentina fronteira entre com aproximadamente 20-30 fl. km⁻² ano⁻¹ e na região centro-noroeste do país com valores superiores a 30 fl. km⁻² ano⁻¹. Valores superiores a 30 fl. km⁻² ano⁻¹ também são encontrados entre os Estados de Minas Gerais, São Paulo e ao sul do Rio de Janeiro. Em geral é possível observar uma maior frequência de relâmpagos na porção oeste do país e uma menor frequência na porção leste/nordeste do país. Resultados semelhantes foram documentados por outros autores, através da análise de climatologias globais (utilizando dados do sensor OTD: Christian et al., 2003 e LIS: Albrecht et al., 2016).



Figura 17 Distribuição anual (fl. km⁻² ano⁻¹) de relâmpagos em 2021 para o Brasil com dados provenientes do sensor *Geoestationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo do satélite *Geoestationary*

Operational Environmental Satellite - 16 (GOES-16).

Distribuição Mensal de Relâmpagos no Brasil

Ao analisar a distribuição mensal de relâmpagos no Brasil em 2021 (Figura 18), nota-se que os meses de majores ocorrências de relâmpagos estão entre novembro e março (regiões Sudeste Nordeste): Sul. e em outubro/novembro/janeiro (região Centro-Oeste) e de agosto a setembro (região Norte) com acumulados mensais próximos a 10 fl km⁻² mês⁻¹ O comportamento mensal dos relâmpagos no Brasil segue um padrão menos uniforme nas regiões norte e nordeste e um padrão mais sazonal entre as regiões Sul e Sudeste.

Distribuição Sazonal de Relâmpagos no Brasil

O comportamento sazonal dos relâmpagos no Brasil em 2021 é mostrado na Figura 19. Do total de relâmpagos anuais, é possível observar que a maior parte dos relâmpagos no Brasil central ocorreram na primavera (SON) (37,86 %), seguido pelo verão (DJF) (29,40%), outono (MAM) (18,90 %) e inverno (13.83 %). Os menores acumulados sazonais ocorreram nos meses de inverno na região central do Brasil, parte do norte do Sudeste e nordeste brasileiro. Nesta estação os maiores acumulados são observados nos extremos norte e sul do país, com valores de aproximadamente 14 fl km⁻² estação⁻¹. Na primavera é possível observar os maiores valores de relâmpagos (valores acima de 15 fl km⁻² estação⁻¹) na região amazônica. Esses valores ocorrem devido a intensificação do aquecimento na região e consequentemente aumento da atividade convectiva (Gin e Guedes, 2000).

Os meses de verão apresentam maiores acumulados nas regiões Centro-Oeste, Sudeste e Sul do país, com valores superiores a 15 fl km⁻² estação⁻¹, nestes meses a atividade convectiva é influenciada pela posição da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), abrangendo boa parte do Sudeste e Centro-Oeste brasileiro. Por fim, no outono o comportamento espacial dos relâmpagos no Brasil apresenta maior homogeneidade, com os valores máximos atingindo aproximadamente 12 fl. km⁻² estação⁻¹. Isso ocorre devido a uma diminuição de tempestades com a aproximação do inverno.



Figura 18 Distribuição mensal de relâmpagos (fl. km⁻² mês⁻¹) para 2021 para o Brasil com dados provenientes do sensor *Geoestationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo do satélite *Geoestationary Operational Environmental Satellite - 16* (GOES-16).



Figura 19 Distribuição sazonal (fl. km⁻² estação⁻¹) de relâmpagos para 2021 para o Brasil com dados provenientes do sensor *Geoestationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo do satélite *Geoestationary Operational Environmental Satellite - 16* (GOES-16): a) verão, b) outono, c) primavera e d) inverno.

Combinação de Imagens de Satélite e Relâmpagos

Uma maneira interessante de analisar o comportamento dos relâmpagos é através da combinação dos produtos fornecidos pelo sensor GLM juntamente com outras informações de satélite. Na Figura 20 são sobrepostos a imagem de temperatura de brilho do canal infravermelho (CH13, 10,35 µm) do sensor Advanced Baseline Imager (ABI) do GOES-16 (disponível em: <http://ftp.cptec.inpe.br/goes/goes16/retangular/ch 13/>) e relâmpagos do GLM acumulados em 10 minutos (disponível em: <http://ftp.cptec.inpe.br/goes/goes16/goes16 web/ glm acumulado nc/>) para o dia 06 de março de 2022 às 17:30 UTC. Maiores informações sobre o satélite GOES-16 podem ser encontradas em: <https://space.oscar.wmo.int/satellites/view/goes 16>.

Este tipo de análise fornece informações sobre quais sistemas meteorológicos são capazes de produzir mais relâmpagos, as características destes sistemas e o deslocamento dos mesmos. É possível observar na Figura 20 a ocorrência de sistemas convectivos nas regiões norte/nordeste, associados a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Pode-se observar a ocorrência de intensas tempestades (temperaturas de -60°C) e alta atividade elétrica no sul do Brasil. Juntamente com essas informações de temperatura de brilho do canal infravermelho é possível observar que as regiões preferenciais de ocorrência de relâmpagos são principalmente as regiões convectivas (regiões entre -60 e -70°C, cores vermelhas). Portanto a combinação de informações de relâmpagos estimado por satélites e distribuição espacial das nuvens pode ser uma ferramenta útil para o monitoramento e visualização dos eventos de tempestades.



Figura 20 Combinação da temperatura de brilho (em °C) do canal infravermelho do GOES-16 (CH13, 10,35 μ m) e acumulado de relâmpagos totais em 10 minutos (pontos na cor rosa) do sensor *Geoestationary Lightning Mapper* (GLM) a bordo do satélite *Geoestationary Operational Environmental Satellite - 16* (GOES-16) para o dia 6 de março de 2022 às 17:30 UTC.

Relação entre os relâmpagos e as tempestades

Radar Meteorológico

Radares meteorológicos têm sido utilizados amplamente para a avaliação das tempestades que produzem relâmpagos. Os radares possuem a grande vantagem de estimar as características da estrutura tridimensional das nuvens precipitantes, como taxa de precipitação, tamanho, quantidade, orientação, formato, tipo dos hidrometeoros numa grande extensão (radares banda S possuem alcance de 240 km). Nessa seção abordaremos os conceitos básicos sobre radares, e mostraremos uma aplicação de dados de radar e relâmpagos de rede em superfície para uma tempestade que produziu relâmpagos.

Na década de 1930, quando a Inglaterra se preparava para a Segunda Guerra Mundial, o radar teve seu principal desenvolvimento, sendo utilizado para monitorar navios e aviões de guerra. Assim, a precipitação produzida por nuvens era um obstáculo, que atrapalhava a visão dos operadores dos radares militares (Battan, 1962). Após o fim da Segunda Guerra Mundial, o radar passou a ser empregado em outras áreas. O primeiro radar meteorológico operacional foi instalado no Panamá em 1943. No Brasil. o primeiro radar meteorológico foi instalado no IPMet na cidade de Bauru em 1974, atualmente existem diversos radares no Brasil operados por centros nacionais e regionais de meteorologia, e aqueles radares utilizados por tempo determinado em campanhas de campo, como do projeto CHUVA (Machado et al., 2014) entre outros.

O termo RADAR é um acrônimo de Radio Detection and Ranging, significando detecção de alvos através de ondas de rádio. Nesse contexto, o radar é um equipamento utilizado como ferramenta para detectar, localizar, monitorar e caracterizar alvos meteorológicos por meio de ecos de ondas eletromagnéticas. Através da radiação retroespalhada pelo mesmo, o radar tem a capacidade de estimar a configuração, quantidade, tamanho e orientação das partículas das nuvens (Rinehart, 2010). O radar contribui para estimativas de precipitação mais realistas e compreende mais detalhadamente a microfísica de nuvens e como consequência, auxilia nas previsões de tempo e nowcasting, que é previsão de curtíssimo prazo de tempo. Além de colaborar para estimativas de vento, deteccão de turbulência e cisalhamento, classificação do tipo de partículas das nuvens e a detecção de granizo e gelo em aviões.

Usualmente, os radares possuem cinco componentes básicos (Figura 21). O transmissor, que é o componente responsável pela radiação emitida. O <u>transmissor</u> gera pulsos de ondas eletromagnéticas de alta potência e frequência e que possuem uma determinada largura e uma dada frequência (PRF - *Pulse Repetition Frequency*). Esses pulsos são direcionados ao <u>duplexador</u> (protege o receptor da alta potência emitida pelo transmissor) que envia o sinal transmitido para a antena. A função da <u>antena</u> do radar é de retransmitir o feixe no momento da emissão e concentrar o feixe num ponto da antena no momento da recepção. Quando o pulso deixa a mesma, ele interage com os hidrometeoros e espalha uma certa energia. Parte desta energia espalhada pelos hidrometeoros volta à antena do radar e o duplexador envia os sinais retroespalhados para o <u>receptor</u>, amplificando-os. Visto que o sinal foi detectado e amplificado no receptor, o sinal vai para o <u>indicador</u> que apresenta uma forma que o cérebro humano consiga interpretar. A partir da energia que retorna ao radar (potência recebida) é calculado através de uma equação a distribuição do tamanho dos hidrometeoros e então, calculada a quantidade de precipitação relacionada àquela nuvem precipitante.



Figura 21 Diagrama básico dos componentes do radar. Fonte: adaptada de Rinehart (2010).

Os hidrometeoros que o radar detecta se formam na atmosfera e recebem diferentes nomes em função de seu estágio/tamanho de desenvolvimento: i) Cristais de Gelo (Ice Crystal): Partículas sub-micrométricas geradas a partir da deposição de vapor nos núcleos de gelo ou gotículas congeladas, que representa o primeiro estágio; ii) Grãos de Gelo (Graupel): Partículas micrométricas que são geradas em um processo chamado incrustação (riming), que é a agregação de cristais de gelo e gotículas de água superresfriada em sua superfície (segundo estágio de crescimento) iii) Granizo (Hail): Partículas milimétricas formadas a partir do crescimento dos grãos de gelo em condições específicas da nuvem, é estágio mais difícil de alcançar.

Os radares podem fornecer alguns produtos gerados durante a sua estratégia de varredura e diversos subprodutos produzidos a partir dos dados da varredura. A preferência para cada produto e subproduto vai depender da aplicação que será empregada. Entre os produtos, os mais utilizados são: o *Plan Position Indicator* (PPI) e o *Range Height Indicator* (RHI). E quantos aos subprodutos, os mais utilizados são: *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI), *Max CAPPI* (MAXCAPPI), *Vertically Integrated Liquid Water Content* (VIL), Altura de *Waldvogel* (AW) e *EchoTop20dBZ*, entre outros.

O PPI é um produto que fornece a projeção um plano horizontal dos ecos em recebidos pelo radar, e é obtido fixando-se uma elevação em relação ao solo e rotacionando uma vez em torno do seu próprio eixo de rotação. O RHI é obtido fixando-se um ângulo azimute e variando os ângulos de elevação em relação ao solo, e sua função é avaliar a estrutura vertical de uma nuvem de tempestade e também pode indicar a extensão horizontal e vertical, assim como a intensidade da tempestade numa certa região.

O CAPPI é subproduto que é representado pelos ecos das tempestades para uma mesma altura, por exemplo em uma imagem de CAPPI todas as tempestades estão na mesma altura. Para o monitoramento da precipitação próxima a superfície, a altura do CAPPI mais utilizada é a de 3 km. O MAXCAPPI representa o maior valor da refletividade presente em toda a coluna atmosférica, e é utilizado para uma visualização 3D das nuvens.

O VIL é um parâmetro que está associado a quantidade de água líquida de uma nuvem (Greene e Clark, 1972). O VIL representa a massa (em kg) de água líquida total de toda a coluna reprojetada num quadrado de 1 km² de área. O subproduto AW é definido como a altura no nível de 45 dBZ acima da camada de derretimento que pode conter granizo (Waldvogel et al., 1979). O eco top é o eco do topo da nuvem e representa a altura máxima (em km) dos ecos de 20 dBZ e assim profundidade apresenta dos sistemas а precipitantes.

Análise da tempestade do dia 9 de janeiro de 2012

Durante as últimas décadas houve um crescente interesse em avaliar a relação entre a microfísica de nuvens e os relâmpagos por meio de radares e sistemas de localização de relâmpagos (Goodman et al., 1989; Carey e Rutledge, 1996; Bruning et al., 2007; Ventura et al., 2013). Estes

estudos em geral têm demonstrado que um aumento na concentração de graupel e partículas de gelo em regiões com fortes correntes ascendentes são elementos fundamentais para a eletrificação das tempestades e para a ocorrência dos relâmpagos. Portanto, esta seção tem como objetivo mostrar a aplicação de dados de radar meteorológico e relâmpagos para uma tempestade. A base de dados utilizada é proveniente da campanha CHUVA-Vale do Paraíba (CHUVA-Vale) que ocorreu entre novembro de 2011 e marco de 2012 abrangendo a região do Vale do Paraíba, Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) e cidades vizinhas (maiores detalhes veia em Machado et al., 2014). Esta campanha teve como principal motivação entender como as nuvens evoluem para tempestades (nuvens que produzem relâmpagos). Dentre os dados obtidos durante a campanha CHUVA-Vale serão utilizados: i) refletividade de radar banda S, ii) fontes de VHF provenientes da rede São Paulo Lightning Mapper Array (SPLMA) e iii) descargas de retorno fornecida pela rede BrasilDAT.

A tempestade analisada ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012 entre 17:03 e 18:53 UTC, apresentando um ciclo de vida de 1 hora e 50 minutos. A Figura 22 exibe a evolução do CAPPI de 3 km da refletividade, e a quantidade de relâmpagos e fontes de VHF das redes SPLMA e BrasilDAT, respectivamente, desde o momento da primeira detecção da tempestade até o momento de sua dissipação. Ao longo do ciclo de vida da tempestade, nota-se a presença de um núcleo convectivo mais intenso (com valores de refletividade de aproximadamente 60 dBZ), entre 17:43 e 18:03 UTC, e nesse momento ocorre uma alta quantidade de relâmpagos, ocorrendo um máximo às 17:43 UTC. A Figura 23 mostra a evolução da refletividade máxima para cada nível de altura. Observa-se um núcleo máximo entre as 17:43 UTC e 17:48 UTC, com valores ultrapassando os 60 dBZ próximo a isoterma de -10°C, aproximadamente em 7 km de altura. Esta altura associada aproximadamente a isoterma de -10°C é uma boa aproximação da localização do centro de cargas negativas encontrado nas tempestades (Krehbiel, 1986).



Figura 22 Imagens de *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) de 3 km de altura de refletividade para uma tempestade que ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012 das 17:03 às 18:53 UTC. Relâmpagos (intranuvem + nuvem-solo) da rede BrasilDAT estão representados pelos pontos na cor azul, enquanto as fontes de *Very High Frequency* (VHF) dos relâmpagos da rede SPLMA são representados por pontos na cor vermelha.



Figura 23 Série temporal do perfil de refletividade máxima para a tempestade que ocorreu no 9 de janeiro de 2012 das 1703 às 1853 UTC.

A Figura 24 apresenta a evolução temporal das propriedades microfísicas e elétricas da tempestade, desde seu nascimento até sua dissipação. A Figura 24a mostra a evolução temporal das propriedades elétricas dos relâmpagos. Podemos observar que a tempestade começa a apresentar relâmpagos por volta das 17:13 (BrasilDAT), o qual aumenta até chegar no seu pico aproximadamente às 17:43 UTC, apresentado aproximadamente 210 relâmpagos para a rede BrasilDAT e aproximadamente 60 relâmpagos com a rede SPLMA. O mesmo ocorre com o número de fontes, que aumenta desde o início da tempestade e atinge seu máximo por volta das 17:43 UTC, ultrapassando o número de 1500 fontes. Em relação ao comprimento e duração, nota-se que após as 18:03 UTC, essas variáveis seguem o mesmo comportamento e atingem seus valores máximos durante a fase de dissipação da tempestade. Um importante destaque, é notar que quando o comprimento atinge o seu máximo (aproximadamente 13 km), é o momento que a taxa de relâmpagos diminui. Portanto, quando a frequência aumenta, o tamanho do relâmpago diminui, seguindo uma relação inversamente proporcional. Esse resultado está em concordância com o estudo encontrado por Mecikalski et al. (2015). Chronis et al. (2015) também mostraram que grande parte dos relâmpagos que ocorrem durante a convecção do período da tarde possuem um comprimento menor.

A Figura 24b apresenta as informações com relação as propriedades microfísicas da tempestade. A partir das 17:38 UTC, é possível observar que as variáveis VIL, VII e a massa de *graupel* começam a apresentar valores crescentes, e atingem seu máximo entre as 17:43 e 17:48, e posteriormente voltam a decair. Os valores máximos foram: VIL de aproximadamente 58

km/m²; VII aproximadamente 45 kg/m² e a massa de graupel 0,02 kg/m². A variação nos valores de VIL e VII ao longo do ciclo de vida das tempestades, indica um rápido aumento na disponibilidade de água liquida e gelo, o que colabora para a formação dos hidrometeoros. A massa de cristal de gelo apresentou seu máximo as 17:13 UTC (aproximadamente 0,07 kg/m²), e depois seu pico coincidiu com os valores máximos das variáveis citadas anteriormente. Relacionando a microfísica com as propriedades dos relâmpagos, destaca-se que o pico da taxa de relâmpagos (Figura 24a), que aconteceu aproximadamente as 17:34 UTC, ocorre simultaneamente ao aumento dos hidrometeoros (Figura 24b). A explicação física reside no fato que correntes ascendentes promovem o choque e a separação de cargas nos hidrometeoros glaciados (graupel e cristais de gelo) gerando um pico nas taxas de relâmpago (Williams et al., 1999). Isso se deve ao fato, que um aumento na quantidade de cristal de gelo dentro da nuvem, aumenta a taxa de colisões entre as partículas de gelo, aumentando assim а probabilidade de ocorrência de relâmpagos. Caso o graupel começa a decrescer, os relâmpagos consequentemente diminuem. Nota-se também que quando a duração e o comprimento atingem maiores valores na fase de dissipação da tempestade, aproximadamente 0,25 s e 13 km, respectivamente (Figura 24a), ocorre um decréscimo na massa de hidrometeoros (Figura 24b), parecido ao demostrado no estudo de Mecikalski et al. (2015).

Na Figura 24c destaca-se novamente o horário entre 17:43 e 17:58, onde os valores de precipitação, EcoTop (aproximadamente 15 km), AW (aproximadamente 6,5 km) e refletividade máxima (> 60 dBZ), apresentam os maiores valores ao longo do ciclo de vida da tempestade. A altura da nuvem encontra seu maior valor em 15 km, indicada pela variável EcoTop, já o parâmetro AW que é a espessura onde pode conter granizo, seu máximo valor é encontrado na altura de aproximadamente 7 km, em concordância com a Figura 22, onde observa-se o núcleo mais intenso (60 dBZ) por volta dessa altura também. Todas as quatro variáveis da Figura 24c, possuem similarmente o mesmo comportamento, ou seja, no início do ciclo de vida, elas estão com valores menores, depois atingem seu pico, e vão diminuindo até a dissipação da tempestade.



Figura 24 Ciclo de vida da tempestade que ocorreu no dia 9 de janeiro de 2012. (a) relâmpagos da rede SPLMA (ocorrência a cada 5 minutos, linha contínua preta), relâmpagos da rede BrasilDAT (ocorrência a cada 5 minutos, linha tracejada preta), fontes de Verv High Frequency (VHF) (ocorrência a cada 5 minutos, linha contínua cinza), duração (em segundos, linha contínua azul) e comprimento dos relâmpagos fornecidos pela rede SPLMA (km, linha contínua laranja). (b) Conteúdo integrado verticalmente de água líquida (VIL, kg/m², linha contínua preta), conteúdo integrado de gelo (VII, kg/m², linha contínua cinza), massa de graupel (kg/m², linha contínua azul) e massa de cristal de gelo (kg/m², linha contínua cinza). (c) Precipitação (mm/h, linha contínua preta), echotop (km, linha contínua cinza), Altura de waldvogel (WW, km, linha contínua azul) e refletividade máxima (dBZ, linha contínua laranja).

Na Figura 25 será analisado a evolução da estrutura elétrica da tempestade ao longo de seu ciclo de vida. Ao analisar a figura observa-se que a tempestade produz alta taxa de relâmpagos aproximadamente entre 17:38 e 17:43 UTC (linhas em negrito contínua e tracejada, e linha tracejada na cor azul). A alta ocorrência de fontes de VHF próximo de 10 km de altura (-40°C) indica a existência de um centro positivo de cargas

elétricas. Estudos anteriores mostraram que o centro positivo dominante reside próximo de 11-12 km (Bruning et al., 2007; Saraiva et al., 2014). Já o centro de carga negativo não é possível visualizálo, porém pode-se afirmar que temos um modelo dipolar, que foi o primeiro modelo proposto de estrutura elétrica de nuvens de tempestade (Simpson, 1909; Wilson, 1916). Esse modelo estabelece a existência de um centro de cargas positivas no topo da nuvem e outro negativo na sua base de mesma magnitude. A extensão vertical da nuvem interfere na localização do centro positivo, que geralmente se encontra em torno de 1 km abaixo do topo, já o centro negativo encontra-se entre as isotermas de aproximadamente -10 °C e -15 °C.



Figura 25 Evolução da estrutura elétrica da tempestade do dia 9 de janeiro de 2012. Relâmpagos da rede SPLMA (ocorrências/5min, linha contínua preta), fontes de *Very High Frequency* (VHF) (ocorrências/5min, linha tracejada preta) e relâmpagos totais (intranuvem + nuvem-solo) da rede BrasilDAT (ocorrências/5 min, linha tracejada azul). A região colorida indica a ocorrência de fontes de VHF para cada horário e nível de altura. A resolução espacial vertical utilizada foi de 500 m.

Na Figura 26 é apresentado a distribuição vertical das fontes de VHF emitidas pelos relâmpagos acumuladas no horário em que houve a maior quantidade de relâmpagos durante o ciclo de vida da tempestade analisada (17:43 UTC). Para isto, foram utilizadas as fontes de VHF acumuladas durante o intervalo de tempo da imagem, isto é, acumuladas das 17:43 às 17: 18:48 UTC. Importante salientar que a principal vantagem da rede SPLMA é a capacidade de mapear os relâmpagos em três dimensões (latitude, longitude e altura). Sendo capaz de monitorar e mapear detalhadamente os relâmpagos, assim como inferir

a estrutura de cargas elétricas e também as regiões onde as descargas elétricas são formadas no interior das tempestades (Wiens et al., 2005; Bruning et al., 2007).

Na Figura 26a é possível observar as fontes no intervalo de 300 segundos, ou seja, 5 minutos que é o intervalo da imagem de radar. As fontes de VHF na Figura 26a são representadas pelos pontos, onde os azuis são o início e os vermelhos o tempo final. Portanto, pontos alinhados na vertical (fontes alinhadas), indica a ocorrência de um relâmpago. Em contrapartida, os pontos na cor cinza, representam os relâmpagos IN e NS da rede BrasilDAT. Interessante notar, que eles foram plotados em uma altura constante nos gráficos em que a altura é um dos eixos, isso ocorreu, pois essa rede não fornece essa informação, diferentemente da SPLMA. Na Figura 26c observa-se no histograma, que o máximo de fontes ocorre aproximadamente na altura de 10 km, que é o centro de carga positivo, esta disposição das cargas elétricas na nuvem define o tipo de estrutura elétrica da tempestade, que afeta também a região preferencial de

Na figura anterior foi plotado todos os relâmpagos que ocorreram naquele intervalo de tempo. Na Figura 27, será apresentado as fontes de VHF de um único relâmpago, com o objetivo de obter um maior detalhamento do mesmo. A Figura 27a mostra a quantidade de fontes (38), a área (18,93 km²), a duração (0,26s) e o comprimento (4.35)km). 0 relâmpago iniciou em aproximadamente 5 km de altura, e após sua iniciação percorreu praticamente todo o percurso próxima à altura de 10 km, o que é perceptível também pelo histograma (Figura 27c). Pode-se

dizer que foi um relâmpago NS, pois entre os 0,20 e 0,25 segundos uma fonte chega próximo ao solo (Figura 27a). Nas Figuras 27b e 27e, é mais fácil identificar essa fonte na cor laranja que está mais isolada das outras e mais próxima do solo. A Figura 27d apresenta nos eixos x e y, as longitudes e latitudes das fontes, e seguindo a metodologia proposta por Bruning e MacGorman (2013), a área (em km²) do relâmpago é definida com a área do polígono que conecta as fontes de VHF mais externas, definida como *convex hull* (casco convexo), que é demostrada na Figura 27d. E como consequência o comprimento dos relâmpagos (em km) é calculado como a raiz quadrada da área deste polígono.

A Figura 28 mostra o corte vertical realizado na tempestade no horário das 17:43 UTC. Os pontos em preto representam a localização da primeira fonte de um relâmpago detectado pela rede SPLMA e os azuis a localização dos relâmpagos da rede BrasilDAT. O sistema precipitante mostra-se bastante compacto e isolado, apresentando um tamanho de aproximadamente 14 km. Nota-se que o centro convectivo apresenta altos valores de refletividade (> 50 dBZ). Observase pelas fontes dos relâmpagos mapeados pela rede SPLMA, sua concentração perto do topo da nuvem acima do centro convectivo com alta е refletividade. Nota-se a existência de uma coluna com alta refletividade estendendo-se até aproximadamente 9 km de altura. Esses resultados indicam a existência de gotas grandes e/ou gelo nas camadas mais inferiores da atmosfera (Rinehart, 2010; Mattos et al., 2017).



Acumulado de relâmpagos da SPLMA e BrasilDAT - 20120109 às 17:43 UTC

Figura 26 Distribuição de fontes de *Very High Frequency* (VHF) para a imagem do radar do dia 9 de janeiro de 2012 das 17:43 UTC. (a) Altitude x tempo, (b) altitude versus longitude, (c) histograma, (d) latitude versus longitude e (e) latitude versus altitude. As cores indicam o tempo das fontes de VHF da rede SPLMA, com o tempo aumentando do azul para o vermelho. Os relâmpagos intranuvem e nuvem-solo da rede BrasilDAT são representados por círculos fechados na cor cinza e cruzes na cor preta, respectivamente. Os dados são provenientes do projeto CHUVA.



Relâmpago da SPLMA - 2012-01-09 às 17:45:50.895947 UTC

Figura 27 Distribuição de fontes de *Very High Frequency* (VHF) do relâmpago que ocorreu na imagem do radar do dia 9 de janeiro de 2012 das 17:43 UTC. Este relâmpago apresentou 38 fontes de VHF, duração de 0,26 s e área de 18,93 km². (a) Altitude x tempo, (b) altitude versus longitude, (c) histograma, (d) latitude versus longitude e (e) latitude versus altitude. As cores indicam o tempo das fontes de VHF da rede SPLMA, com o tempo aumentando do azul para o vermelho. Os dados são provenientes do projeto CHUVA.



Figura 28 (a) *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI) de refletividade (dBZ) em 3 km de altura para a tempestade do dia 9 de janeiro de 2012 às 17:43 UTC. Linhas tracejadas na cor vermelha representam a seção transversal vertical realizada na latitude (-22,9°) e longitude (-47,0°). Seção transversal vertical realizada em (b) latitude e (c) longitude. Nas três figuras os relâmpagos da rede SPLMA e BrasilDAT são representados por círculos fechados na cor preta e cruzes na cor azul, respectivamente. A localização dos relâmpagos da rede SPLMA (círculos fechados na cor preta) representam a localização da primeira fonte de VHF dos relâmpagos, denominado como local de iniciação do relâmpago.

Considerações Finais

O presente estudo teve como objetivo apresentar os conceitos teóricos sobre a formação e ocorrência dos relâmpagos. Além disso, mostrouse uma análise da distribuição espacial-temporal relâmpagos, utilizando informações de dos relâmpagos mapeados por satélite meteorológico, e um estudo sobre tempestades utilizando informações de radar meteorológico combinado com informações de relâmpagos de rede de monitoramento em superfície. Com base nos conceitos teóricos e práticos apresentados o leitor terá a capacidade de obter e analisar dados de relâmpagos e satélites, assim como expandir as análises para qualquer região de interesse e diferente período de estudo. Os dados e códigos utilizados para construir as análises são livres e estão disponíveis no seguinte repositório: <https://github.com/LivroRelampagos>. Os códigos foram construídos na linguagem Python, e são processados através do Google Colaboratory.

Agradecimentos

Agradecemos ao suporte financeiro do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq, processo: 427673/2018-6), à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de Minas Gerais (FAPEMIG), a campanha CHUVA-Vale financiada pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) projeto número 2011/13673-8 e a Universidade Federal de Itajubá (UNIFEI/DPI e UNIFEI/PROEX). Agradecemos também ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas pelo Espaciais (INPE) fornecimento e reprocessamento dos dados de relâmpagos e imagens de satélite do GOES-16.

Referências

- Albrecht, I.R., Goodman, S., Buechler, D., Blakeslee, R., Christian, H., 2016. Where are the lightning hotspots on Earth? Bulletin of the American Meteorological Society 97, 2051-2068. doi: https://doi.org/10.1175/BAMS-D-14-00193.1
- Battan, L.J., 1962. Radar Observes the Weather. 18 ed. Garden City: Anchoor Books, p. 158.
- Bering, E., Benbrook, J., Bhusal, L., Garret, J.A., Paredes, A.M., Wescott, E., Moudry, D., Sentman, D.D., Stenbaek-Nielsen, H., Lysons, W., 2004. Observations of transient luminous events (TLEs) associated with negative cloud to ground (-CG) lightning strokes. Geophysical Research Letters 31, 5.
- Blakeslee, R.J., 2021. NRT Lightning Imaging Sensor (LIS) on International Space Station

(ISS) Science Data. Dataset available online from the NASA Global Hydrometeorology Resource Center DAAC, Huntsville, Alabama, U.S.A.

- Bruning, E.C., Macgorman, D.R., 2013. Theory and observations of controls on lightning flash size spectra. Journal of the Atmospheric Sciences 70, 4012-4029.
- Bruning, E.C., Rust, W.D., Schuur, T.J., Macgorman, D.R., Krehbiel, P.R., Rison, W., 2007. Electrical and polarimetric radar observations of a multicell storm in TELEX. Monthly Weather Review 135, 2525-2544. doi: https://doi.org/10.1175/MWR3421.1
- Boccippio, D.J., Williams, E.R., Heckman, S.J., Lyons, W.A., Bakerand, I.T., Boldi, R., 1995.
 Sprites, ELF transients, and positive ground strokes. Science 269, 5227, 1088-1091. doi: 10.1126/science.269.5227.1088.
- Boeck, W.L., Vaughan, O.H., Blakeslee, J. R., Vonnegut, B., Brook, M., 1992. Lightning induced brightening in the airglow layer. Geophysical Research Letters 19, 2, 99-102. doi: 10.1029/91GL03168.
- Bourscheidt, V., Pinto, O., Naccarato, K.P., 2014. Improvements on lightning density estimation based on analysis of lightning location system performance parameters: Brazilian case. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing 52, 3, 1648-1657. doi: https://doi.org/10.1109/TGRS0.2013.225310.
- Burgesser, R.E., 2017. Assessment of the World Wide Lightning Location Network (WWLLN) detection efficiency by comparison to the Lightning Imaging Sensor (LIS). Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society 143, 708, 2809-2817. doi: https://doi.org/10.1002/qj.3129.
- Cardoso, I., Pinto Jr. O., Pinto, I.R.C.A., Holle, R., 2014. Lightning casualty demographics in Brazil and their implications for safety rules. Atmospheric Research 135-136, 374-379.
- Carey, L.D., Rutledge, S.A., 1996. A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm. Meteorology and Atmospheric Physics 59, 33-64.
- Chein, A.B. et al., 2008. Global distributions and occurrence rates of transient luminous events. Journal of Geophysical Research: Space Physics 113, A8. doi: https://doi.org/10.1029/2008JA013101.
- Cheng, Z. et al., 2007. Broadband very low frequency measurement of D region ionospheric

perturbations caused by lightning electromagnetic pulses. Journal of Geophysical Research: Space Physics 112, A6. doi:https://doi.org/10.1029/2006JA011840.

- Christian, H.J., Blakeslee, R.J., Boccippio, D. J., Boeck, W. L., Buechler, D.E., Driscoll, K.T., Goodman, S.J., Hall, J.M., Koshak, W.J., Mach, D.M., Stewart, M.F.G., 2003. Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the optical transient detector Journal of Geophysical Research: Atmospheres 108. doi: https://doi.org/10.1029/2002JD002347.
- Christian, H.J., Goodman, K.D., Blakeslee, S.R., Mach, D., Buechler, D., Buechler, D.E., Driscoll, K.T., Goodman, S.J., Hall, J.M., Mach, D.A., Stewart, M.F., 1996. The Optical Transient Detector (OTD). Proc. 10th Int. Conf. on Atmospheric Electricity, Osaka, Japan, ICAE 368–371.
- Chronis, T., Lang, T., Koshak, W., Blakeslee, R., Christian, H., Maccaul, E., Bailey, J., 2015. Diurnal characteristics of lightning flashes detected over the são paulo lightning mapping array, Journal of Geophysical Research: Atmospheres 120, 11799–11808.
- Elster, J., Geitel, H., 1913. Zur Influenztheorie de Niederschlagselektrizitat. Phys.Z. 1287-1292.
- Fukunishi, H., Takahashi Y., Kubota, M., Sakanoi K., Inan, U.S., Lyons, W.A., 1996. Elves: Lightning-induced transient luminous events in the lower ionosphere. Geophysical Research Letters 23, 16, 2157-2160. doi: https://doi.org/10.1029/96GL01979
- Franz, R.C., Nemzek, R.J., winckler, J.R., 1990. Television image of a large upward electrical discharge above a thunderstorm system. Science 249, 4964, 48-51. doi: 10.1126/science.249.4964.48.
- Gerken, E.A., Inan, U.S., Barrington-Leigh, C.P. 2000, Telescopic imaging of sprites. Geophysical Research Letters 27, 17, 2637-2640.
- Gin, R., Guedes, R., 2000. Climatologia de Relâmpagos No Brasil: Análise Preliminar, In: XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro.
- Goodman, S., Blakeslee, R., Koshak, W., Mach,
 D., Bailey, J., Buechler, D., Carey, D., Schultz,
 C., Bateman, M., Mccaul, E., Stano, G., 2013.
 The GOES-R Geostationary Lightning Mapper (GLM). Atmospheric Research 125, 34-49.
- Goodman, S.J., Buechler, D.E., Wright, P.D., 1989. Polarization radar and electrical observations of microburst producing storms

during COHMEX. In: CONFERÊNCIA DE RADAR METEOROLÓGICO, Tallahassee. Proceedings... Am. Meteorol. Soc.

- Greene, D.R., Clark, R.A. Vertically Integrated Liquid Water. A New Analysis Tool. Monthly Weather Review 100, 548-552.
- Grenet, G., 1947. Essai d'explication de la charge electrique des nuages d'orages. Extrait. Ann. Geophys. 3, 306-307.
- Hampton, D.L. et al., 1996. Optical spectral characteristics of sprites. Geophysical Research Letters 23, 1, 89-92. doi: 10.1029/95GL03587.
- Heavner, M.J. et al., 2000. Sprites, blue jets and elves: optical evidence of energy transport across the stratopause. Geophysical Monograph
 American Geophysical Union 123, 69-82. doi: https://doi.org/10.1029/GM123p0069.
- Inan, U.S. et al., 1996. Space-time structure of optical flashes and ionization changes produced by lighting-EMP. Geophysical Research Letters 23, 2, 133-136. doi: https://doi.org/10.1029/95GL03816.
- Inan, U. S. et al., 1997. Rapid lateral expansion of optical luminosity in lightning-induced ionospheric flashes referred to as 'elves'. Geophysical Research Letters 24, 5, 583-586. doi: https://doi.org/10.1029/97GL00404.
- Krehbiel, P.R., 1986. The electrical structure of thunderstorms, in the Earth"s electrical Environment, edited by E. P. Krider e R. G. Roble, 90-113, Natl. Acad. Press. Washington, D. C.
- Kuhlman, K.M., Ziegler, C.L., Mansell, E.R., Macgorman, D.R., Straka, J.M., 2006.
 Numerically simulated electrification and lightning of the 29 June 2000 STEPS supercell storm. Monthly Weather Review 134, 2734-2757. doi:

https://doi.org/10.1175/MWR3217.1.

- Lyons, W.A. et al., 2000. Sprites, elves, halos, trolls, and blue starters above the STEPS domain. Eos, Transactions American Geophysical Union 81, 48.
- Lyons, W.A. et al., 2003. Upward electrical discharges from thunderstorm tops. Bulletin of the American Meteorological Society 84, 4, 445-454. Doi: https://journals.ametsoc.org/view/journals/bam s/84/4/bams-84-4-445.xml.
- Macgorman, D.R., Rust, W.D., 1998. The electrical nature of storms. Oxford University Press New York, p. 422.
- Machado, L.A.T., Silva Dias, M.A.F., Morales, C., Fisch, G., Vila, D., Albrecht, R., Goodman, S.J.,

Calheiros, A., Biscaro, T., Kummerow, C., Cohen, J., Fitzjarrald, D., Nascimento, E., Sakamoto, M., Cunningham, C., Chaboureau, J-P., Petersen, W.A., Adams, D., Baldini, L., Angelis, C.F., Sapucci, L. F., Salio, P., Barbosa, H. M.J., Landulfo, E., Souza, R.F., Blakeslee, R., Bailey, J., Freitas, S., Lima, W.F.A., Tokay, A., 2014. Project - how does convection vary across the Brazil? Bulletin of the American Meteorological Society 95, 1365-1380. doi: https://doi.org/10.1175/BAMS-D-13-00084.1.

- Marshall, T.C., Rison, W., Rust, W.D., Stolzenburg, M., Willet, J.C., Winn, W.P., 1995. Rocket and balloon observations of electric field in two thunderstorms. Journal of Geophysical Research 100, 20, 815-20, 828. doi: https://doi.org/10.1029/95JD01877.
- Marshall, T.C.; Rust, W.D., 1991. Electric field soundings through thunderstorms. Journal of Geophysical Research 96, 22, 297-22, 306. doi: https://doi.org/10.1029/91JD02486.
- Mattos, E.V., Machado, L.A.T., Williams, E.R., Goodman, S.J., Blakeslee, R.J., Bailey, J.C., 2017. Electrification life cycle of incipient thunderstorms. Journal of Geophysical Research 122, 4670–4697. doi: 10.1002/2016JD025772.
- Mecikalski, R.M., Bain, A.L., Carey, L.D., 2015. Radar and lightning observations of deepmoist convection across Northern Alabama during DC3: 21 May 2012. Monthly Weather Review 143, 2774-2794. doi: https://doi.org/10.1175/MWR-D-14-00250.1.
- Miyasato, R. et al., 2002. Statistical characteristics of sprite halo events using coincident photometric and imaging data. Geophysical Research Letters 29, 21, 29-1-29-4. doi: https://doi.org/10.1029/2001GL014480.
- Miyasato, R. et al., 2003. Energy estimation of electrons producing sprite halos using array photometer data. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. 65, 5, 573-581. doi: https://doi.org/10.1016/S1364-6826(02)00322-X.
- Morales, C.A., Neves, J.R, Anselmo, E., 2011. Sferics Timing and Ranging Network -STARNET: Evaluation over South America, Proceedings of the 14th International Conference on Atmospheric Electricity - ICAE, Rio de Janeiro, Brazil.
- Morales, C.A., Neves, J.R., Moimaz, E.A., Camara, K.S., 2014. Sferics timing and ranging network—STARNET: 8 Years of measurements in South America. In

International conference on atmospheric electricity, ICAE. International Commission on Atmospheric Electricity, ICAE.

- Morales, C., 2018. Electrical thunderstorms in South America: Monitoring, climatology and physical properties (Associate Professorship thesis). Instituto de Astronomia, Geofisica e Ciencias Atmosfericas da Universidade de São Paulo.
- Naccarato, K.P., Pinto Jr., O., Sloop, C.D., Heckman, S., Liu, C., 2014. Evaluation of BrasilDAT relative detection efficiency based on LIS observations and a numeric model. 2014 International Conference on Lightning Protection (ICLP), 1814-1819. doi: 10.1109/ICLP.2014.6973423.
- Naccarato, K.P., Campos, D.R., Meireles, V.H.P., 2014. Lightning urban effect over major large cities in Brazil. In International conference on atmospheric electricity, ICAE. International Commission on Atmospheric Electricity, ICAE.
- Oda, P.S.S., Enoré, D.P., Mattos, E.V., Gonçalves, W.A., Albrecht, R.I., 2022. An initial assessment of the distribution of total Flash Rate Density (FRD) in Brazil from GOES-16 Geostationary Lightning Mapper (GLM) observations. Atmospheric Research 270, 106081.doi:

https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106081

- Pasko, V.P. et al., 2002. Electrical discharge from a thundercloud top to the lower ionosphere. Nature 416, 6877, 152-154.
- Pruppacher, H.R., Klett, J.D., 1997. Microphysics of clouds and precipitation. Kluwer Academic Publishers 2, p. 955.
- Reynolds, S.E., Brook, M., Gourley, M.F., 1957. Thunderstorm charge separation. Journal of Meteorology 14, 426-436. doi: 10.1175/1520-0469(1957)014<0426:TCS>2.0.CO;2.
- Rinehart, R.E., 2010. Radar for Meteorologists. Quinta edição, Rinehart Publications, p.482.
- Rison, W., Thomas, R.J., Krehbiel, P.R., Hamlin, T., Harlin, J.A., 1999. GPS-based threedimensional lightning mapping system: Initial observations in central New Mexico. Geophysical Research Letters 26, p. 3573-3576.
- Saba, M.M.F., De Paiva, A.R., Concollato L.C., Warner, T.A., Schumann, C., 2020. Optical observation of needles in upward lightning flashes. Scientific Reports 10, 17460.
- Said, R.K., Cohen, M.B., Inan, U.S., 2013. Highly intense lightning over the oceans: Estimated peak currents from global GLD360

observations. Journal of Geophysical Research Atmospheres 118, 13, 6905-6915. doi: https://doi.org/10.1002/jgrd.50508.

- Saraiva, A.C.V., Campos, L.Z.S., Williams, E.R., Zepka, G.S., Alves, J., Pinto Jr., O., Heckman, S., Buzato, T.S., Bailey, J.C., Morales, C.A., Blakeslee, R.J., 2014. High-speed video and electromagnetic analysis of two natural bipolar cloud-to-ground lightning flashes. Journal of Geophysical Research 119, 6105-6127. doi: https://doi.org/10.1002/2013JD020974.
- Saunders, C., 2008. Charge separation mechanisms in clouds. Space Science Review 137, 335-353. doi: 10.1007/s11214-008-9345-0.
- Schumann, C., saba, M.M.F., Warner, T.A., Ferro, M.A.S., Helsdon, J.H., Thomas, R., Orville, R.E., 2019. On the triggering mechanisms of upward lightning. Scientific Reports 9, 9576.
- Sentman, D.D. et al., 1995. Preliminary results from the Sprites94 aircraft campaign: 1. Red sprites. Geophysical Research Letters 22, 10, 1205-1208.

doi:https://doi.org/10.1029/95GL00583.

Soula, S. et al., 2010. Characteristics and conditions of production of transient luminous events observed over a maritime storm. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 115, D16. doi:

https://doi.org/10.1029/2009JD012066.

- Soula, S. et al., 2011. Gigantic jets produced by an isolated tropical thunderstorm near Réunion Island. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 116, D19. doi: https://doi.org/10.1029/2010JD015581.
- Silva, D.R.R., 2022. Observação de jatos gigantes no Brasil e condições meteorológicas associadas. 2022. 150 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- Simpson, G.C., 1909. On the electricity of rain and its origin in thunderstorms. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A 209, 379-413. doi: https://doi.org/10.1098/rspa.1909.0020.
- Stenbaek-nielsen, H.C. et al., 2000. Sprites and possible mesospheric effects. Geophysical Research Letters 27, 23, 3829-3832. doi: https://doi.org/10.1029/2000GL003827.
- Stenbaek-nielsen, H.C. et al., 2013. High-speed observations of sprite streamers. Surveys in Geophysics 34, 6, 769-795.
- Stenbaek-nielsen, H.C. et al., 2020. Analysis and modeling of sprite green ghosts. In: AGU FALL MEETING 101. Proceedings... AGU, 2020.

- Stolzenburg, M., Rust, W.D., Marshall, T.C., 1998.
 Electrical structure in thunderstorm convective regions 3. Synthesis. Journal of Geophysical Research 103, 14,097-14, 108. doi: https://doi.org/10.1029/97JD03545.
- Su, H. et al., 2003. Gigantic jets between a thundercloud and the ionosphere. Nature 423, 6943, 974-976.
- Surkov, V.V., Hayakawa, M., 2020. Progress in the study of transient luminous and atmospheric events: a review. Surveys in Geophysics 41, 1101-1142.
- Uman, M.A., 1987. The Lightning Discharge. 1a ed. Sand Diego, CA. Academic Press.
- Van Der Velde, O.A. et al., 2007. Analysis of the first gigantic jet recorded over continental North America. Journal of Geophysical Research: Atmospheres 112, D20. doi: https://doi.org/10.1029/2007JD008575.
- Ventura, J.F., Honoré, F., Tabary, P., 2013. X-band polarimetric weather radar observations of a hailstorm. Journal of Atmospheric and Oceanic Technolog, v.30, p.2143-2151, 2013. doi: https://doi.org/10.1175/JTECH-D-12-00243.
- Waldvogel, A., Federer, B., Grimm, P., 1979. Criteria for the detection of hails cells. Journal of Applied Meteorology 18, 12, 1521-1525. doi: https://doi.org/10.1175/1520-0450(1979)018<1521:CFTDOH>2.0.CO;2.
- Wallace, J.M., Hobbs, P.V., 2006. Atmospheric science: an introductory survey. Academic Press, New York, Inc. Segunda Edição, p. 505.
- Wescott, E.M. et al., 1995. Preliminary results from the Sprites94 aircraft campaign: 2. Blue jets. Geophysical Research Letters 22, 10, 1209-1212. doi: https://doi.org/10.1029/95GL00582.
- Wescott, E.M. et al., 1996. Blue starters: brief upward discharges from an intense Arkansas thunderstorm. Geophysical Research Letters 23, 16, 2153-2156. doi: https://doi.org/10.1029/96GL01969.

- Wescott, E.M. et al., 1998. Blue jets: their relationship to lightning and very large hailfall,and their physical mechanisms for theirproduction. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 60, 7-9, 713-724. Doi <u>https://doi.org/10.1016/S1364-6826(98)00018-</u>2.
- Wiens, K.C., Rutledge, S.A., Tessendorf, S.A., 2005. The june 2000 Supercell observed duringSTEPS. Part II: Lightning and charge structure. Journal of the Atmospheric Sciences 62, 4151-4177. doi: https://doi.org/10.1175/JAS3615.1.
- Williams, E.R., 1998. The electrification of thunderstorms. Scientific American 259, 5, 48-65.
- Williams, E.R., 1989. The tripole structure of thunderstorms. Journal of Geophysical Research 94, 13,151-13, 167. doi: https://doi.org/10.1029/JD094iD11p13151.
- Williams, E.R., Boldi, B., Matlin, A., Weber, M., Hodanish, S., Sharp, D., Goodman, S., Raghavan, R., Buechler, D., 1999. The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms. Atmospheric Research 51, 4, 245–265. doi: https://doi.org/10.1016/S0169-8095(99)00011-3.
- Wilson, C.T.R., 1916. On some determinations of the sign and magnitude of electric discharges in lightning flashes. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences 92, 555-574. doi: https://doi.org/10.1098/rspa.1916.0040.
- Wormell, T.W., 1930. Vertical electric currents below thunderstorms and showers. Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences 127, 567-590. doi:

https://doi.org/10.1098/rspa.1930.0077.