



**UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

EDSON MATIAS DOS SANTOS

**ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS DAS NUVENS CONVECTIVAS
GERADORAS E NÃO GERADORAS DE DESCARGAS ELÉTRICAS
ATMOSFÉRICAS NO ESTADO DE ALAGOAS.**

**MACEIÓ-AL
MARÇO, 2020.**

EDSON MATIAS DOS SANTOS

ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS DAS NUVENS CONVECTIVAS
GERADORAS E NÃO GERADORAS DE DESCARGAS ELÉTRICAS
ATMOSFÉRICAS NO ESTADO DE ALAGOAS.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Instituto de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal de Alagoas, como parte dos requisitos para a defesa da dissertação.

Orientador: Prof. Dr. Humberto Alves Barbosa

MACEIÓ-AL
MARÇO, 2020.

Catálogo na fonte
Universidade Federal de Alagoas
Biblioteca Central
Divisão de Tratamento Técnico

Bibliotecário: Marcelino de Carvalho Freitas Neto – CRB-4 - 1767

S237a Santos, Edson Matias dos.
Análise das características das nuvens convectivas geradoras e não geradoras de descargas elétricas atmosféricas no estado de Alagoas / Edson Matias dos Santos. – 2020.
68 f. : il.

Orientador: Humberto Alves Barbosa.
Dissertação (mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Alagoas. Instituto de Ciências Atmosféricas. Maceió, 2020.

Bibliografia: f. 64-68.

1. Relâmpago. 2. Meteosat. 3. Convecção - Alagoas. 4. Nuvens. 5. Descargas elétricas através de gases. I. Título.

CDU: 551.558.1 (813.5)



UNIVERSIDADE FEDERAL DE ALAGOAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

CERTIFICADO DE APRESENTAÇÃO

N.º de ordem: MET-UFAL-MS-169.

***“ANÁLISE DAS CARACTERÍSTICAS DAS NUVENS CONVECTIVAS
GERADORAS E NÃO GERADORAS DE DESCARGAS ELÉTRICAS
ATMOSFÉRICAS NO ESTADO DE ALAGOAS.”***

Edson Matias dos Santos

Dissertação submetida ao colegiado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Alagoas - UFAL, como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Meteorologia.

Aprovado pela Banca Examinadora composta por:

Prof. Dr. Humberto Alves Barbosa
(Orientador)

Profª. Dra. Maria Luciene Dias de Melo
(Membro Interno)

Profª. Dra. Catarina de Oliveira Buriti
(Membro Externo)

Março/2020

DEDICATÓRIA

A Deus autor de todas as coisas existentes,
aos meus familiares e amigos...

AGRADECIMENTOS

A Deus, pelas oportunidades e bênçãos,

Às minhas mães e aos meus pais, pelo incentivo financeiro e emocional,

Ao prof. Dr. Humberto Alves Barbosa pela aprendizagem concedida,

Ao Dr. Ivon Wilson, por toda ajuda dada,

A Thallita Barros, por todo apoio e carinho,

A minha amiga Natália, pelo apoio dado,

A minha amiga Luana, por todo apoio e ajuda,

Aos colegas do Laboratório de Análise e Processamento de Imagens de Satélites,

Aos meus amigos em geral,

A todos os professores do programa de pós graduação em meteorologia do ICAT.

EPÍGRAFE

“De sorte que haja em vós o mesmo sentimento que houve também em Cristo
Jesus,
Que, sendo em forma de Deus, não teve por usurpação ser igual a Deus,
Mas esvaziou-se a si mesmo, tomando a forma de servo, fazendo-se semelhante
aos homens;
E, achado na forma de homem, humilhou-se a si mesmo, sendo obediente até à
morte, e morte de cruz.
Por isso, também Deus o exaltou soberanamente, e lhe deu um nome que é sobre
todo o nome;
Para que ao nome de Jesus se dobre todo o joelho dos que estão nos céus, e na
terra, e debaixo da terra,
E toda a língua confesse que Jesus Cristo é o Senhor, para glória de Deus Pai.”
Filipenses 2:5-11

RESUMO

O presente estudo teve como objetivo analisar as diferenças entre nuvens convectivas geradoras e não geradoras de relâmpagos no estado de Alagoas, utilizando dados do Meteosat e dados de localização de relâmpagos da WWLLN (World Wide Lightning Location Network). Para isto, foi utilizada a diferença da temperatura de brilho entre os canais 6.2 e 10.8 do Meteosat para analisar a profundidade de convecção das nuvens nos dias estudados, e a diferença de temperatura de brilho entre os canais 8.7 e 10.8 para analisar a formação de gelo, assim como também a Temperatura de brilho do canal 10.8. A partir disto, foram encontrados, como características das nuvens geradoras, limiares de valores acima de -5 K para a diferença entre os canais 6.2 e 10.8, valores abaixo de 240K para temperatura de brilho do canal 10.8 e diferenças próximas de 0 K entre os canais 8.7 e 10.8, sendo que a diferença entre o canal de vapor d'água e o infravermelho foram mais característicos na distinção entre as nuvens geradoras e não geradoras de relâmpagos. Para a presença ou formação de gelo no topo das nuvens, foi observado que tanto as nuvens geradoras quanto as não geradoras possuíam não só gelo como também água super-resfriada, não sendo um fator tão distinto para estas duas situações. Também foi observado que quanto maior a quantidade de gelo em relação à água super resfriadas era observado, uma menor frequência de descargas nas nuvens com relâmpagos.

Palavra chaves: Relâmpagos. Meteosat. Convecção. Alagoas.

ABSTRACT

This study aimed to analyze the differences between generating and nonlightning clouds in the state of Alagoas, using data from Meteosat and lightning location data from WWLLN (World Wide Lightning Location Network). For this, the difference in brightness temperature between channels 6.2 and 10.8 of Meteosat was used to analyze the depth of convection of the clouds on the days studied, and the difference in brightness temperature between channels 8.7 and 10.8 to analyze ice formation, as well as the 10.8 channel brightness temperature. From this, thresholds of values above -5 K were found as characteristics of the generating clouds for the difference between channels 6.2 and 10.8, values below 240K for brightness temperature of channel 10.8 and differences close to 0 K between the channels 8.7 and 10.8, the difference between the water vapor channel and the infrared channel being more characteristic in the distinction between the lightning and nonlightning clouds. For the presence or formation of ice at the top of the clouds, it was observed that both the lightning and nonlightning clouds had not only ice but also super-cooled water, which is not so different for these two situations. It was also observed that the greater the amount of ice in relation to super-cooled water was observed, the less frequency of lightning clouds discharged.

Key words: Lightning. Meteosat. Convection. Alagoas.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Frequência de nuvens com gotas de água completamente líquidas. As curvas curtas são parte das observações de Pepler (1940), a curva pontilhada uma das observações de Borovikov et al. (1963). Os Dados foram adaptados de Pruppacher e Klett (1997). A curva sólida representa um ajuste dos valores médios desses dois conjuntos de observações.....	22
Figura 2. Microestrutura de uma nuvem cumulus. Esquerda: Concentração total de gotículas variando com a altura acima da base da nuvem. A direita: espectros do tamanho de gotas em cada nível. Os pontos conectados por uma linha pontilhada mostram os diâmetros médios das gotas em cada nível. Figura derivada do trabalho de Schemenauer et al (1980) e adaptado por Rogers e Yau (1989).....	24
Figura 3. Ilustração do processo de colisão-coalescência de uma gotícula de água na nuvem.	26
Figura 4. Ilustração do processo de Bergeron, onde um cristal de gelo aumenta de tamanho a partir da evaporação das gotas superesfriadas.....	27
Figura 5. Representação esquemática da evolução simultânea de nuvens (parte superior) e campos elétricos (parte inferior) em uma pequena tempestade. Círculos no painel superior representam graupel, retângulos representam cristais de gelo. O tempo é dado em relação ao início da convecção organizada.....	28
Figura 6. Desenho ilustrando as principais etapas do carregamento por convecção.	30
Figura 7. Carregamento indutivo (círculos representam quaisquer tipos de partículas em colisão).....	31
Figura 8. Carregamento não indutivo, no qual os círculos representam partículas de graupel e os retângulos cristais de gelo.....	32
Figura 9. Esquema da avalanche de elétron.	33
Figura 10. Esquema da descarga do líder escalonado e a de retorno.	34
Figura 11. Diferentes tipos de relâmpagos que podem ocorrer em uma tempestade e seus centros de cargas.	35
Figura 12. Mapa da Região Nordeste do Brasil (NEB) e em destaque o Estado de Alagoas.	36

Figura 13. Frequência de descargas elétricas atmosféricas obtida através dos dados da World Wide Lightning Location Network, entre o período de maio de 2009 a dezembro de 2016 para Alagoas.	37
Figura 14. Esquema de recepção dos dados das estações para localização da descarga, em que é simulado o sinal emitido por um relâmpago que acaba sendo detectado pelas estações próximas e enviado através da internet para uma central.	38
Figura 15. Exemplo de como funciona a extração dos valores das camadas (Em amarelo) de um arquivo raster através de pontos georreferenciados (Em vermelho).	45
Figura 16. Fluxograma de resumo da metodologia para geração da densidade de relâmpagos.....	47
Figura 17. Gráfico da frequência diária de relâmpagos em Alagoas para os casos selecionados no ano de 2016.....	48
Figura 18. Distribuição dos dias selecionados com convecção no ano de 2016 em Alagoas, que apresentam ou não a incidência de relâmpagos, distribuídos nas estações: Verão (Dezembro, Janeiro e Fevereiro), Outono (Março, Abril e Maio), Inverno (Junho, Julho e Agosto) e Primavera (Setembro, Outubro e Novembro).	49
Figura 19. Gráfico da distribuição dos dados da diferença entre o canal 6.2 e 10.8 do MSG em Kelvin (eixo das ordenadas) para os casos dos dias convectivos com relâmpagos no ano de 2016. Pontos pretos – todos os dados extraídos para cada dia que foi selecionado (eixo das abscissas). Linha vermelha – Limiar de -15 K (Machado et al, 2007).	50
Figura 20. Histograma da distribuição da frequência da diferença de temperatura de brilho entre os canais 6.2 e 10.8 do Meteosat para os eventos dos dias que ocorreram relâmpagos.....	51
Figura 21. Gráfico da distribuição dos dados do canal 10.8 do MSG em Kelvin (eixo das ordenadas) para os casos dos dias convectivos com relâmpagos no ano de 2016. Pontos pretos – todos os dados extraídos para cada dia que foi selecionado (eixo das abscissas). Linha vermelha – Limiar de 233K (Carlos et al, 2016).....	51
Figura 22. Histograma da distribuição da frequência da temperatura de brilho do canal infravermelho 10.8 do Meteosat para os eventos dos dias que ocorreram relâmpagos.	53

Figura 23. Gráfico da distribuição dos dados da diferença entre o canal 8.7 e 10.8 do MSG em Kelvin (eixo das ordenadas) para os casos dos dias convectivos com relâmpagos no ano de 2016. Pontos pretos – todos os dados extraídos para cada dia que foi selecionado (eixo das abscissas). Linha vermelha – Limiar de 0 K (Matthee & Mecikalski, 2013).....	54
Figura 24. Histograma da distribuição da frequência da diferença de temperatura de brilho entre os canais 8.7 e 10.8 do Meteosat para os eventos dos dias em que ocorreram relâmpagos.	55
Figura 25. Gráfico da distribuição dos dados da diferença entre o canal 6.2 e 10.8 do MSG em Kelvin (eixo das ordenadas) para os casos dos dias convectivos sem relâmpagos no ano de 2016 e com valores acima de -15K (Machado et al, 2007)...	56
Figura 26. Gráfico da distribuição dos dados do canal 10.8 do MSG em Kelvin (eixo das ordenadas) para os casos dos dias convectivos com relâmpagos no ano de 2016 e com valores abaixo de 233K (Carlos et al, 2016).....	57
Figura 27. Gráfico da distribuição dos dados da diferença entre o canal 8.7 e 10.8 do MSG em Kelvin (eixo das ordenadas) para os casos dos dias convectivos com relâmpagos no ano de 2016 e com valores acima de 0 K (Matthee & Mecikalski, 2013).	58
Figura 28.. Pressão a nível do mar em hPa (Primeira linha), linhas de correntes em 500 hPA (segunda linha) e Linhas de correntes em 200 hPA (terceira linha). Os dados foram plotados para o dia 29 de janeiro de 2016 nos horários de 00 UTC (primeira coluna), 06 UTC (segunda coluna), 12 UTC (terceira coluna), 18 UTC (quarta coluna). Seta azul destacando a localização do estado de Alagoas.....	59
Figura 29. Densidade de Relâmpagos (relâmpagos / km ²) no Estado de Alagoas para o dia 29 de janeiro de 2016.	60
Figura 30. Gráfico da frequência de relâmpagos a cada 15 minutos no Estado de Alagoas para o dia 29 de janeiro de 2016.	60
Figura 31. Imagem do canal Infravermelho 10.8 do MSG para o horário de 15:15 UTC no dia 29 de janeiro de 2016.	61
Figura 32. Mapa da diferença de Temperatura de brilho entre o canal 6.2 e 10.8 do MSG para Alagoas no horário de 15:15 UTC para o dia 29 de janeiro de 2016.	62
Figura 33. Mapa da Temperatura de brilho do canal 10.8 do MSG para Alagoas no horário de 15:15 UTC para o dia 29 de janeiro de 2016.	62

Figura 34. Mapa da diferença de Temperatura de brilho entre o canal 8.7 e 10.8 do MSG para Alagoas no horário de 15:15 UTC para o dia 29 de janeiro de 2016.63

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Um exemplo do arquivo de localização de relâmpagos. O registro obtido em 03 de janeiro de 2016 apresenta descargas que foram observadas simultaneamente por diferentes estações. As colunas mostram a data, horário, localização geográfica, erro residual e o número de estações que detectaram a descarga atmosférica.39

Tabela 2. Características do canal espectral de SEVIRI, com os comprimentos de onda central, mínimo e máximo dos canais e se o canal é um canal de absorção ou de janela atmosférica.40

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

BrasilDAT	Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CSV	Comma-separated values
ELAT	Grupo de Eletricidade Atmosférica
GPS	Global Position System
HRIT	High Rate Information Transmission
IN	Intra-nuvem
INPE	Instituto de Pesquisas Espaciais
IR	Infrared
MSG	Meteosat Second Generation
NA	Nuvem para o ar
NEB	Nordeste do Brasil
NIR	Near-Infrared
NN	Nuvem para nuvem
NS	Nuvem e o solo
OMM	Organização Mundial Meteorológica
OSGEO	Open Source Geospatial Foundation
PA	Pré-amplificador
QGIS	Quantum GIS
SEVIRI	Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
SIG	Sistema de Informações Geográficas
SN	Solo para nuvem
SU	Unidade de Serviço
TOA	Time of Arrival
TOGA	Lightning Location by Time of Group Arrival
UTC	Coordinated Universal Time
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis
VLF	Very Low Frequency
WV	Water Vapour
WWLLN	World Wide Lightning Location Network
ZCIT	Zona de convergência intertropical

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
1.1	OBJETIVOS	19
1.1.1	Geral.....	19
1.1.2	Específicos.....	19
2	REVISÃO DE LITERATURA.....	20
2.1	Histórico	20
2.2	Formação de nuvens	20
2.3	Precipitação	25
2.4	Eletricidade nas nuvens	27
2.5	Relâmpagos.....	32
3	MATERIAIS E MÉTODOS	36
3.1	Área de Estudo	36
3.2	Dados de localização de Relâmpagos	37
3.3	Dados do MSG.....	40
3.5	Seleção dos dias para análise	42
3.6	Parâmetros para análise	43
3.7	Processamento dos dados.....	44
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	48
4.1	Dias com relâmpagos.....	50
4.1.1	Análise da profundidade de convecção.....	50
4.1.2	Análise da formação de gelo no topo da nuvem.....	51
4.2	Dias sem relâmpagos – Comparação	55
4.2.1	Análise da profundidade de convecção.....	55
4.2.3	Análise da formação de gelo no topo da nuvem	56
4.3	Estudo de Caso: Dia 29 de Janeiro de 2016.....	58
4.3.1	Condições atmosféricas no dia estudado.....	58
4.3.2	Análise com os dados do MSG	60
5.	CONCLUSÕES	64
5	REFERÊNCIAS.....	66

1 INTRODUÇÃO

Os relâmpagos têm sido frequentemente estudados nas últimas décadas devido ao seu grande impacto no meio populacional, tais como perdas materiais e de vida. De acordo com Lang et al. (2017), o relâmpago é definido, conforme o glossário da The American Meteorological Society com sugestões do comitê de avaliação do Arquivo de Clima e Extremos Climáticos da OMM (Organização Mundial Meteorológica), como uma série de processos elétricos que ocorrem continuamente no qual as cargas elétricas são transferidas por canais entre centros de cargas de sinais opostos dentro de uma nuvem, entre uma nuvem e o solo, entre duas nuvens ou entre a nuvem e o ar.

As áreas mais atingidas por relâmpagos são as tropicais e subtropicais, já a distribuição de danos causados à sociedade por este evento varia com a densidade de relâmpagos, com a densidade populacional e com o risco da exposição. O número de mortes e feridos por este fenômeno tem diminuído em países desenvolvidos, porém nos menos desenvolvidos não há diminuição devido à grande exposição de pessoas por meio de trabalho ao ar livre na agricultura familiar ou em pequena escala, entre outros fatores socioeconômicos (Cooper & Holle, 2018).

No globo terrestre, a cada segundo, ocorrem mais de 50 relâmpagos, em que essas descargas produzem ondas eletromagnéticas de baixa frequência, conhecidas como VLF (Very Low Frequency), que são emitidas para a atmosfera e se propagam através do guia de ondas da Terra-ionosfera (Mcmahon et al., 2016). Segundo Lang et al. (2017), um dos sistemas mais utilizados para detecção e monitoramento de relâmpagos é através do VLF que é utilizado pela Word Wide Lightning Location Network (WWLLN), uma rede de detecção de descargas atmosféricas que foi criada pelo professor Dr. Robert Holzworth, e conta com um acervo de dados de 2004 até o presente momento que são disponibilizados a cada 10 minutos para a central da Universidade de Washington via internet e para as demais estações da rede WWLLN, diariamente.

De acordo com os dados da BrasilDAT (Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas) operada com exclusividade pelo Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do INPE, o estado de Alagoas ocupa o vigésimo terceiro lugar, com média de 100.000 relâmpagos anuais, no ranking de incidência anual de relâmpagos por estado, no Brasil. Apesar de Alagoas estar tão abaixo neste ranking,

de 2000 a 2009, foram registradas 10 mortes por descargas elétricas atmosféricas segundo o ELAT/INPE, sendo que só entre fevereiro e março de 2008, ocorreram 5 mortes de acordo com De Brito et al. (2011).

Entretanto, há pouquíssimos estudos sobre relâmpagos no estado de Alagoas, acarretando numa carência de entendimento destes fenômenos nesta área, dificultando o monitoramento e previsão dos mesmos.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Geral

ANALISAR diferenças entre nuvens convectivas geradoras e não geradoras de relâmpagos no estado de Alagoas através dos dados do satélite Meteosat no ano de 2016.

1.1.2 Específicos

- **ENCONTRAR** limiares quantitativos mínimos dos dados do METEOSAT para os dias com relâmpagos, buscando identificar norteadores que sirvam de referências para caracterização de nuvens geradoras de relâmpagos;
- **EXTRAIR** valores nos dados analisados de nuvens não geradoras, para comparação com os limiares encontrados para nuvens geradoras;
- **ANALISAR** possíveis características que definam as diferenças entre as nuvens geradoras e não geradoras de relâmpago.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Histórico

Os estudos sobre eletricidade se deram inicialmente na Grécia Antiga através da observação dos efeitos da eletrização causados por uma resina fóssil chamada âmbar. Esta ciência vem evoluindo a cada década que se passa e segundo Oka (2000) já houveram vários grandes cientistas que contribuíram no desenrolar da física desta natureza como William Gilbert, que distinguiu pela primeira vez entre efeitos elétricos e magnéticos, Stephen Gray que pôde observar que havia dois tipos de objetos, isolantes e condutores, Charles du Faye que propôs que os corpos eletrizados podem possuir dois tipos de cargas, Benjamim Franklin que descreveu o princípio de conservação da carga, Jhon Canton que descobriu o fenômeno da indução, Georg Simon Ohm , Michael Faraday , Heinrich Hertz , entre outros.

A natureza elétrica dos relâmpagos foi descrita por Benjamin Franklin até muito antes de seu experimento famoso da pipa. Na carta escrita para Collinson de 19 de outubro de 1752, onde descreve este experimento, Franklin não afirma ter executado tal ideia, porém muitas pessoas tentaram reproduzir e morreram. Franklin também descreveu a ideia que originou o para-raios. (Silva & Pimentel, 2008).

2.2 Formação de nuvens

A atmosfera é composta por 78% de Nitrogênio, 20% de Oxigênio, 0,9% de Argônio, aproximadamente 0,4% de vapor d'água entre outros gases. Porém, a concentração de vapor d'água é bastante variável de local para local, podendo representar até 4% da composição da atmosfera em algumas regiões tropicais, sendo variável também com a altura, se concentrando mais próximo à superfície. Também, quando condensado, pode se encontrar na forma sólida e líquida na atmosfera.

Uma nuvem é um hidrometeoro que consiste em minúsculas partículas de água líquida ou gelo, ou de ambas, suspensas na atmosfera e geralmente não tocando o solo. Pode também incluir partículas maiores de água líquida ou gelo, bem como partículas líquidas ou sólidas não aquosas, tais como as presentes em vapor, fumaça ou poeira. (WMO, 2017)

Para a formação de nuvens é necessário que a atmosfera esteja nas condições necessárias, como a presença de vapor d'água para criação das partículas de água das nuvens, aerossol para a condensação do vapor d'água e temperaturas ideais para

que aconteça todo o processo físico necessário, sendo preciso, eventos de micro e macro escalas para a formação. Em macro escala, tem-se os movimentos do ar, devido às diferenças de pressões, que contribuem para concentração de vapor d'água e partículas de aerossol. Nos processos microfísicos tem-se os mecanismos de resfriamento responsáveis para que haja um desequilíbrio, fazendo com que o fluxo de condensação exceda o de evaporação, aumentando assim a condensação do vapor d'água. Esses micros processos podem ser classificados como: por levantamento, radiação, condução ou mistura. Condições favoráveis podem surgir também através do encontro de duas massas de ar distintas subsaturadas que podem acabar se misturando e assim esfriar a ponto de ficar saturada. No entanto, a maioria das nuvens surgem através do levantamento do ar úmido, pois essa elevação faz com que a temperatura dessa parcela de ar acabe diminuindo através da expansão adiabática, aumentando assim a taxa de saturação com a altura (Lamb & Verlinde, 2011).

2.2.1 Classificação de nuvens

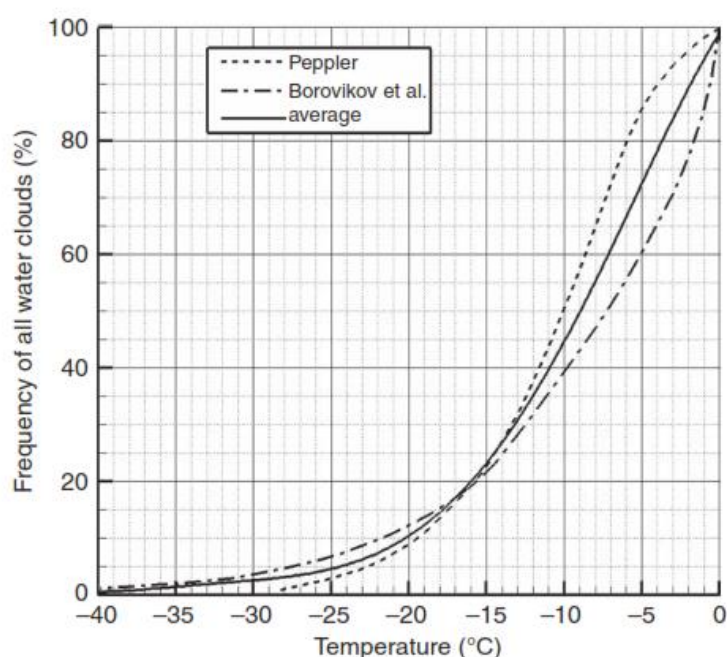
As nuvens, comumente, são classificadas por sua textura visual (cumuliformes, estratiformes e cirruiformes) e pela altura de sua base (altos, médios e baixos níveis). As nuvens de altos níveis, como cirrus(Ci), cirrostratus(Cs) e cirrocumulus (Cc), são formadas por cristais de gelos. As de médios níveis, altocumulus(Ac) e altostratus(As), são formadas por gotas de água ou mistura entre as gotas de água e partículas de gelo. Em baixos níveis temos as nuvens Stratus(St), Stratocumulos(Sc) e Nimbostratus(Ns), essas nuvens são compostas por gotas de água, apesar de que algumas observações recentes mostraram que podem haver partículas de gelo nessas nuvens quando a temperatura ambiente é muito baixa. Dentre estas tem-se as nuvens de desenvolvimento vertical, elas se formam através de correntes ascendentes e são chamadas também de nuvens convectivas. Neste grupo de nuvens (Cumulus (Cu) e Cumulonimbus (Cb)), as nuvens cúmulos ainda possuem subclassificações, um exemplo são as nuvens Cumulus Congestus que são nuvens de grande desenvolvimento vertical capazes de precipitar e evoluir para nuvem Cb. As nuvens podem ser classificadas de acordo com a fase da água: Nuvens de água líquida – são constituídas totalmente por partículas líquidas e geralmente são chamadas de nuvens quentes; Nuvens de gelo – são formadas totalmente por

partículas de gelo; Nuvens de fase-mista - possuem tanto partículas líquidas quanto de gelo, como é o caso da Cb (Wang, 2013).

2.2.2 Partículas de Nuvens

As nuvens com água na fase líquida remetemos a nuvens com temperaturas acima de 0°C, porém é possível ter água líquida possuem temperaturas abaixo de 0°C, denominada de água super-resfriada. Estudos como de Peppler (1940) e Borovikov et al. (1963) (Figura 1), mostram que mesmo com a diminuição da temperatura abaixo de 0°C ainda pode haver nuvens de água líquida. Hu et al. (2010) demonstram que a maior parte das nuvens com água super-resfriadas estão nas regiões de alta latitude e que mais de 95% das nuvens com temperaturas entre -15 °C e 0 °C apresentam fase líquida, sendo que a maioria destas nuvens de água super-resfriada estão intimamente associadas com tempestade. Segundo Ferreira (2000) nuvens com certa quantidade de gotículas grandes de água líquida super-resfriadas podem até causar danos às aeronaves.

Figura 1. Frequência de nuvens com gotas de água completamente líquidas. As curvas curtas são parte das observações de Peppler (1940), a curva pontilhada uma das observações de Borovikov et al. (1963). Os Dados foram adaptados de Pruppacher e Klett (1997). A curva sólida representa um ajuste dos valores médios desses dois conjuntos de observações



Fonte: (WANG, 2013).

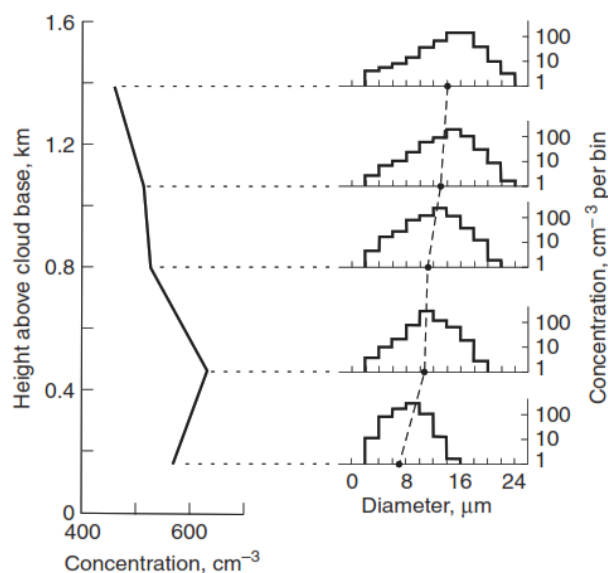
Dentro da nuvem existem vários tipos de partículas sólidas e líquidas. Sendo seis tipos segundo Wang (2013):

- Gotas de nuvens – são gotas de água com raio variando de alguns micrômetros até aproximadamente 400 μm ;
- Gotas de chuva – gotas que precipitam da nuvem para o solo com raio entre centenas de micrômetros até 3 mm;
- Cristais de Gelo – partículas de gelo cristalino geralmente com formato hexagonal e possuem raio entre algumas dezenas até centenas de micrômetros;
- Flocos de Neve – são partículas de gelo relativamente grandes com raio de centenas de micrômetros a alguns centímetros para grandes flocos de neve;
- Graupel – partícula de gelo com formato cônico e por convenção deve ter um diâmetro menor que 5 mm;
- Granizos – São as maiores partículas num sistema de precipitação que por convenção, deve ser maior que 5 mm, mas pode chegar até mais que 15 mm.

2.2.3 Distribuição do tamanho de gotas nas nuvens

As gotas de nuvens são esfericamente quase perfeitas, elas se encontram numa pressão em equilíbrio entre a taxa de evaporação e a taxa de condensação. Esta pressão depende do diâmetro da gota, quanto menor a gota, maior a pressão de vapor, se a pressão de vapor for mantida em uma certa situação e a gota for maior que o diâmetro de equilíbrio ela continua a crescer, se for menor, ela acaba evaporando. Geralmente a distribuição de tamanhos das gotas de nuvens é expressa graficamente através da variação do tamanho e quantidade de gotas por unidade de volume. Na figura 2, através do trabalho de Schemenaueretal (1980), tem-se um exemplo desta distribuição, em que é possível perceber que a concentração de gotas da base da nuvem aumenta até 0.4km e a partir desta altura começa a diminuir, assim como a concentração de tamanho de gotas maiores aumentam com a altura.

Figura 2. Microestrutura de uma nuvem cumulus. Esquerda: Concentração total de gotículas variando com a altura acima da base da nuvem. A direita: espectros do tamanho de gotas em cada nível. Os pontos conectados por uma linha pontilhada mostram os diâmetros médios das gotas em cada nível. Figura derivada do trabalho de Schemenauer et al (1980) e adaptado por Rogers e Yau (1989).



Fonte: (Lamb & Verlinde, 2011).

2.2.4 Influência dos aerossóis nas nuvens

Os aerossóis são minúsculas partículas suspensas no ar geradas através de processos naturais e antropogênicos. Em 1875, Paul Jean Coulier descobriu que o vapor de água não se condensava sem a presença de partículas de poeira no ar, mesmo saturando, sem os núcleos de condensação não era possível a condensação. Um dos aerossóis abundantes na atmosfera que serve como núcleo de condensação das gotas de nuvens é o sal marinho. Khain et al.(2005) mostra em seu estudo que o aumento da concentração de aerossóis na nuvem sob condições secas continentais, causa diminuição da precipitação, já em nuvens sob condições marítimas aumenta a quantidade de precipitação. Também esse aumento influencia no tipo de precipitação, diminuindo a precipitação de gotas líquidas e aumentando a precipitação de gelo. Li (2011), afirma que mais aerossóis retardam a iniciação da precipitação, devido ao número maior de gotas menores formadas pela abundância de núcleos de condensação, além de aumentar a formação de gelo em decorrência do retardo. A liberação do calor latente, neste caso, pode aumentar a precipitação e o desenvolvimento vertical da nuvem.

2.2.5 Nuvens convectivas

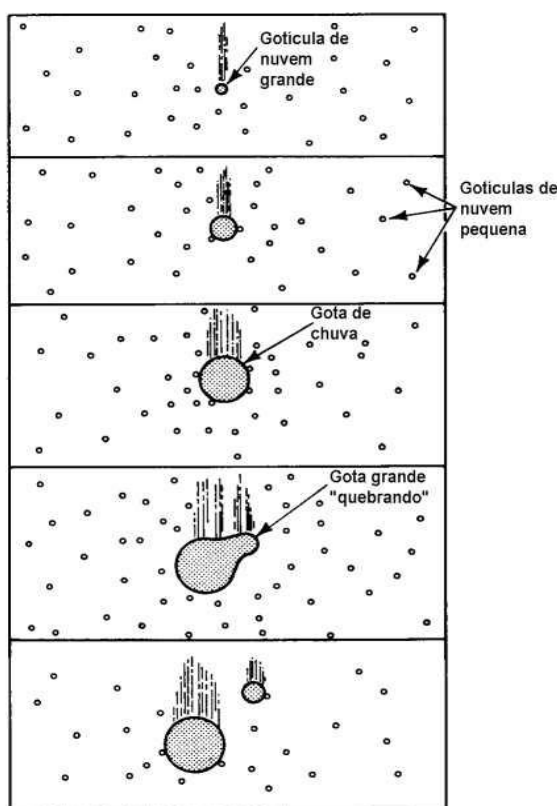
O ar próximo a superfície é aquecido e por se tornar menos denso que o ar circunvizinho acaba flutuando, formando as correntes de convecção (Reboita et al., 2012). Isso ocorre quando a atmosfera está instável, que é quando tem-se o ar mais quente na superfície e mais frio acima, causando um gradiente vertical de temperatura e esta instabilidade favorece a formação de nuvens convectivas (Ferreira et al, 2016). A orografia também intensifica a convecção (Houzem 2012). Essas nuvens se formam com correntes de ar ascendentes maiores que 1 cm/s e a altura de sua base pode variar entre 0m (precipitando) a mais ou menos 2 km e seu topo de algumas centenas de metros até mais do que 10km, que através de correntes ascendentes fortes podem fazer seu topo ficar acima da tropopausa, fenômeno conhecido como “overshooting” (Wang, 2013). Também podem ser classificadas, em ordem crescente, quanto ao seu desenvolvimento vertical como: Cumulus, Cumulus Humilis, Cumulus Congestus e Cumulonimbus. Possuem três estágios de desenvolvimento: jovem, madura e dissipação (Fedorova, 2008). As nuvens Cumulonimbus podem produzir chuvas fortes, relâmpagos, granizos grandes, fortes rajadas de ventos e tornados (Cotton, 2011).

2.3 Precipitação

Para que ocorra a precipitação nas nuvens é necessário que suas partículas cresçam de tal forma que superem as correntes de ar ascendente e possam precipitar. Para este crescimento há mecanismos para nuvens quentes: Colisão-Coalescência proposto por Reynolds (1876) e para nuvens frias: Processo de Bergeron (descoberto pelo meteorologista sueco Tor Bergeron).

Dentro da nuvem existem várias gotas de diversos tamanhos, as gotas maiores começam a cair em uma velocidade maior que as menores, desta forma acabam colidindo com elas e coalescem, como pode ser visto na Figura 3. Estas gotas maiores podem acabar se dividindo quando a tensão superficial da água da gota é superada pela resistência imposta pelo ar, formando assim mais gotas que podem reproduzir o mesmo processo, dando origem a mais gotas dentro da nuvem com diâmetros maiores podendo atingir um tamanho crítico no qual supere as correntes ascendentes e precipite na nuvem.

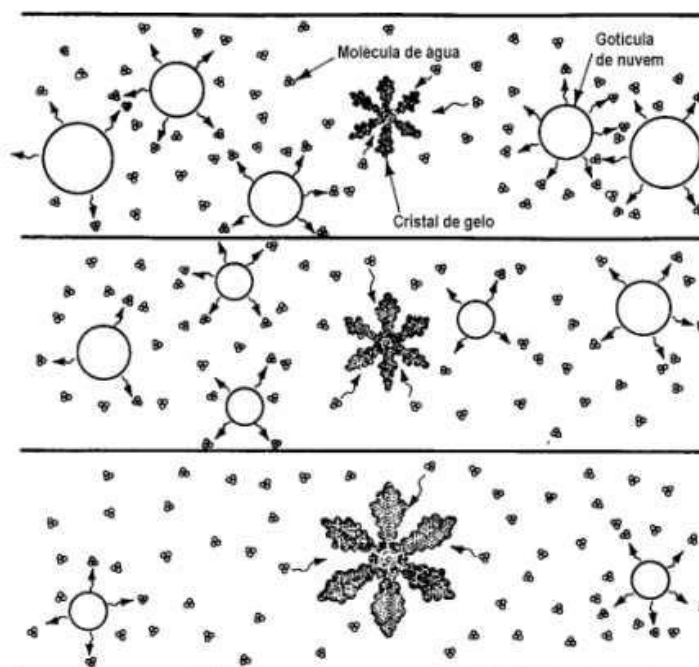
Figura 3. Ilustração do processo de colisão-coalescência de uma gotícula de água na nuvem.



Fonte: Grimm, 1999.

Para a formação de cristais de gelo, é necessário que estejam presentes os núcleos de congelamento que dependendo da temperatura, menor que -10°C , ficam ativos para iniciar a formação dos cristais através das gotas super-resfriadas que aglutinam e congelam em sua superfície. A pressão de vapor de saturação é maior nas gotas super-resfriadas do que nos cristais de gelo, portanto, quando o ar está saturado em relação a gotas líquidas, estará supersaturada em relação aos cristais de gelos. Nestas condições os cristais de gelos ganham mais moléculas de águas provindas das gotas super-resfriadas do que perdem pelo processo de sublimação. Ocorrendo este processo haverá diminuição da umidade, caindo para menos de 100%, fazendo com que as gotas super-resfriadas evaporem, aumentando mais ainda a deposição nos cristais de gelo, como podemos ver na Figura 4. Quando estes estão em um dado tamanho, começam a cair, podendo colidir em gotas super-resfriadas que acabam congelando neles, processo chamado de acreção, que forma os granizos. Os cristais de gelo podem também colidirem entre si e se unirem, processo chamado de agregação, formando os flocos de neves.

Figura 4. Ilustração do processo de Bergeron, onde um cristal de gelo aumenta de tamanho a partir da evaporação das gotas super resfriadas.



Fonte: Grimm, 1999.

Temperaturas inferiores a 0°C na atmosfera desde o solo, fazem com que a precipitação superficial apareça como neve (Lamb & Verlinde, 2011). Quando o graupel e o granizo descem para níveis mais baixos das nuvens com temperaturas mais altas, podem acabar derretendo, assim como também os cristais de gelo podem descamar, ocorrendo a precipitação superficial em forma de neve ou de gotas de chuvas (Wang, 2013).

2.4 Eletricidade nas nuvens

O ar é dielétrico, porém em toda atmosfera, as moléculas presentes são ionizadas de maneira que afetam a condutividade elétrica do ar. Os raios cósmicos entram na atmosfera e colidem com as moléculas, liberando alguns elétrons, sendo a radiação ultravioleta a principal causa da ionização na alta atmosfera acima de 60km, chamada de ionosfera. Na crosta terrestre há emissão de raios gamas que ionizam as moléculas de ar próximo a superfície, porém este processo é responsável apenas por metade das cargas próximo a superfície, a outra metade se dá pelos raios cósmicos, sendo que acima de 1km, os íons são produzidos através da interação apenas dos

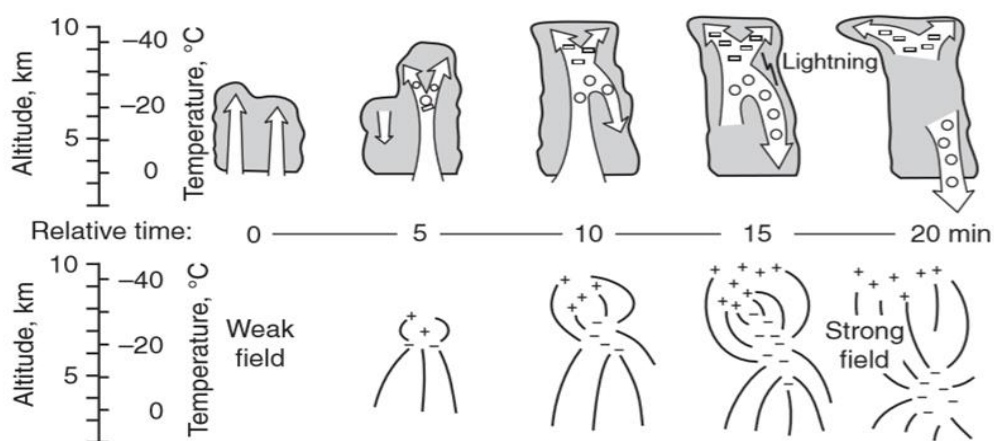
raios cósmicos. Segundo Wang (2013) são geradas 20% a mais cargas positivas comparada as negativas.

Num dia claro, existe um campo elétrico na atmosfera, chamado de Campo Elétrico de Bom Tempo, este campo sofre variações na superfície terrestre, sendo maior na terra do que no oceano. Se não houvesse um mecanismo de suprimento de cargas negativas na superfície da terra, se tornaria neutra, e não haveria campo elétrico de bom tempo. Estes mecanismos são as atividades das tempestades em todo mundo. Wilson (1920) propôs que as estimadas 1800 tempestades que acontecem no mundo, são na verdade geradores elétricos que fornecem carga positiva para a eletrosfera e carga negativa para a terra.

Um estudo desenvolvido por Dye et al, (1986) em Montana do sudeste, utilizando radares e aeronaves, mostraram o desenvolvimento de uma tempestade (Figura 5). Inicialmente a nuvem tem apenas movimentos ascendentes, sendo dominada pelo campo elétrico de bom tempo. Após 5 minutos, graupel e gelos cristalinos já tinham sido formados em altitudes entre 7 e 8 km, assim como um campo elétrico na nuvem. A partir dos 10 minutos, é formada uma corrente descendente e as cargas se separam formando um dipolo elétrico na nuvem, aumentando o campo elétrico cada vez mais a partir daí.

De acordo com Wang (2013), mesmo nuvens pequenas podem ser eletrificadas e mostrar uma estrutura elétrica, porém seu campo elétrico não é grande.

Figura 5. Representação esquemática da evolução simultânea de nuvens (parte superior) e campos elétricos (parte inferior) em uma pequena tempestade. Círculos no painel superior representam graupel e retângulos cristais de gelo. O tempo é dado em relação ao início da convecção organizada.



Fonte: Adaptado de Dye et al. (1986)

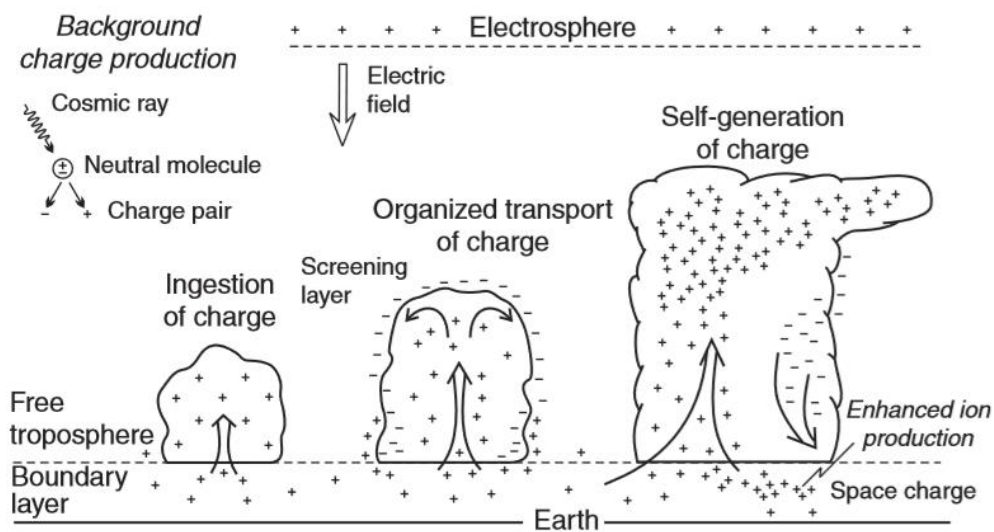
De acordo com Lamb & Verlinde (2011), a bigorna de uma tempestade contém excesso de carga positiva nas partículas de gelo transportadas para cima através de convecção. No corpo há um centro de cargas negativas onde há temperaturas entre -10°C a 20°C . Também pode haver uma pequena região de carga positiva próximo a base da nuvem, sendo assim uma estrutura tripolar. Porém, Wang (2013), afirma que já foram observadas tempestades com estruturas elétricas inversas, ou seja, com centro de carga negativa acima de um centro positivo. Em grandes tempestades com movimentos verticais complexos, pode haver mais que apenas dois ou três centros de cargas.

O graupel e cristais de gelo são os possíveis geradores e transportadores de cargas dentro da nuvem. A geração de cargas se dá pela colisão das partículas, este processo de colisões, como falado anteriormente, faz parte da formação de precipitação, mas para geração das cargas é necessário que após a colisão não haja coalescência ou agregação, mas que haja um ricocheteamento, que culmina num típico carregamento positivo na partícula menor e carregamento negativo na maior. Os movimentos dentro da nuvem levam cada partícula para lugares distintos das nuvens, esta separação é que permite o desenvolvimento do dipolo elétrico dentro da nuvem. As partículas menores, carregadas positivamente, são levadas para o topo da nuvem através das correntes ascendentes, já as partículas maiores, carregadas negativamente, acabam ficando em altitudes mais baixas nas nuvens.

A troca das cargas durante a colisão é muito discutida, grande parte dos estudos se enquadram em mecanismos indutivos e não indutivos, há também ideias sobre questões da química atmosférica que interferem nesta troca de cargas. Neste contexto, é possível destacar um processo chamado de carga convectiva, no sentido da dinâmica da nuvem, e também carga colisional, parte microfísica da nuvem, que ainda pode ser dividido em carga colisional indutivo e não indutivo.

No processo de carga convectivo, os íons positivos dentro da nuvem atraem os íons negativos presentes no ar, formando uma “casca” negativa ao redor da nuvem como é possível visualizar na Figura 6. Esta camada negativa é levada para baixo da nuvem através das correntes descendentes. Os centros de cargas positivos encontrados na parte baixa das nuvens têm sido considerados por alguns autores como resultado da advecção de íons positivos através das correntes ascendentes.

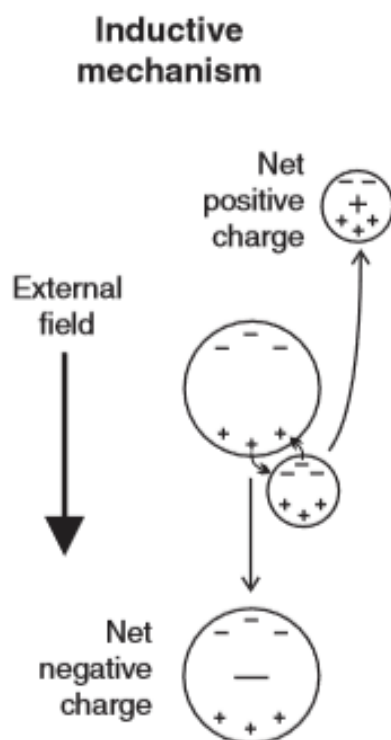
Figura 6. Desenho ilustrando as principais etapas do carregamento por convecção.



Fonte: Lamb & Verlinde (2011)

As características de processos indutivos foram desenvolvidas em 1885 por Elster e Geitel, em que propõem que qualquer objeto condutor se tornará polarizado quando submetido a um campo elétrico externo. No campo elétrico de bom tempo, sua orientação aponta para baixo, desta maneira fazendo com que as cargas positivas de uma partícula dentro deste campo migrem para o fundo da partícula, enquanto as cargas negativas irão para o topo. Como mostrado na figura 7, as duas partículas se tornam polarizadas ao serem submetidas a um campo externo, de forma que na colisão, serão transferidas as cargas que estavam onde ocorreu a colisão nas partículas, tornando uma delas positiva e a outra negativa. Quanto mais forte o campo, maior a quantidade de carga separada por colisão e assim ainda mais se desenvolverá o campo.

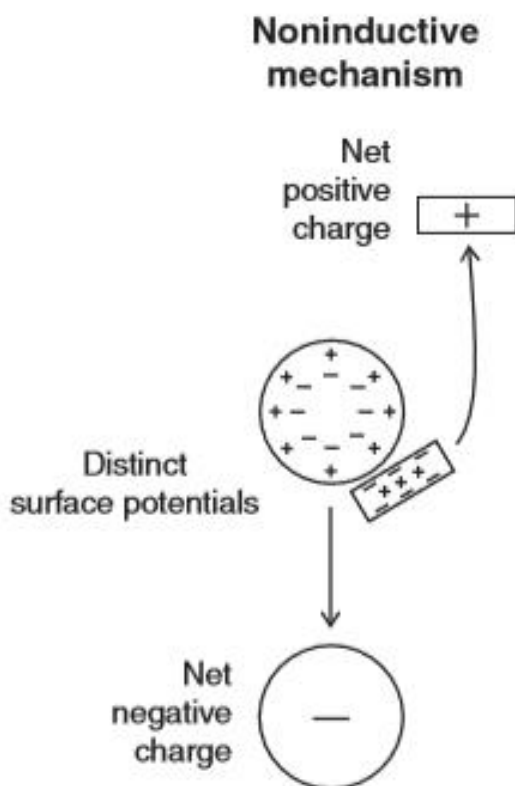
Figura 7. Carregamento indutivo (círculos representam quaisquer tipos de partículas em colisão).



Fonte: Lamb & Verlinde (2011)

Num processo colisional não indutivo, o fator preponderante é a diferença entre as partículas que colidem entre si, ambas são gelo, porém seu crescimento dentro da nuvem é por processos diferentes, assim como sua dinâmica é distinta dentro da nuvem. Os cristais de gelo crescem por deposição de vapor e sobem através das correntes de ar ascendente, já o graupel cresce por acreção e são maiores, tendendo a ficar em mesma altitude ou descer. Desta forma as partículas de graupel colidem de cima para baixo nas partículas de gelo que colidem de baixo para cima, carregando o graupel negativamente e os cristais de gelo positivamente (Figura 8).

Figura 8. Carregamento não indutivo, no qual os círculos representam partículas de graupel e os retângulos cristas de gelo.



Fonte: Lamb & Verlinde (2011)

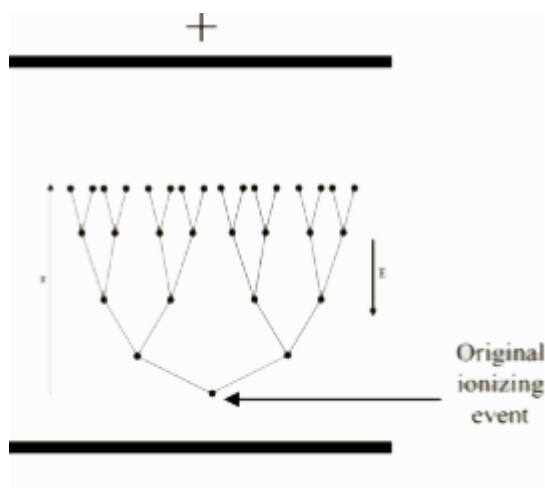
2.5 Relâmpagos

Segundo Wang (2013), grandes correntes ascendentes produzem nuvens com grande desenvolvimento vertical, de forma a ultrapassar o nível de congelamento. Desta forma, há uma maior produção de gelo e conseqüentemente aumenta a frequência de relâmpagos como mostrado em observações recentes nas quais a frequência destas descargas está fortemente correlacionada positivamente com máxima refletividade do radar e com a máxima altitude do eco do radar, sugerindo que as ocorrências de relâmpagos estejam relacionadas à formação de gelo.

Segundo Cooray (2015), devido à radiação cósmica, em um dado momento próximo a superfície, existem 10 elétrons livres em um centímetro cúbico do ar, porém não ficam livres por muito tempo, pois acabam se anexando às moléculas presentes no ar, no entanto são gerados continuamente. Quando se é aplicado um campo elétrico orientado em direção à superfície, tais elétrons livres se movimentam em direção inversa ao campo elétrico, mas com velocidade proporcional, colidindo com

outras partículas presentes no ar, transferindo energia. Quando aumentamos este campo elétrico, esses elétrons ganham mais velocidade e começam a colidir com as moléculas arrancando elétrons delas, desta maneira um novo elétron livre ganha velocidade, já que se encontra sob a influência do mesmo campo e repete o processo colidindo com outras moléculas e gerando outros elétrons livres, dando início a uma avalanche de elétrons representada na Figura 9. Porém, ao mesmo tempo que ocorre a avalanche, as moléculas presentes no ar continuam com o processo de anexação dos elétrons, impedindo a ionização do ar, mas para que a velocidade de elétrons supere este processo e o ar consiga ser ionizado o campo elétrico deve ser maior ou igual a 3×10^6 V/m.

Figura 9. Esquema da avalanche de elétron.

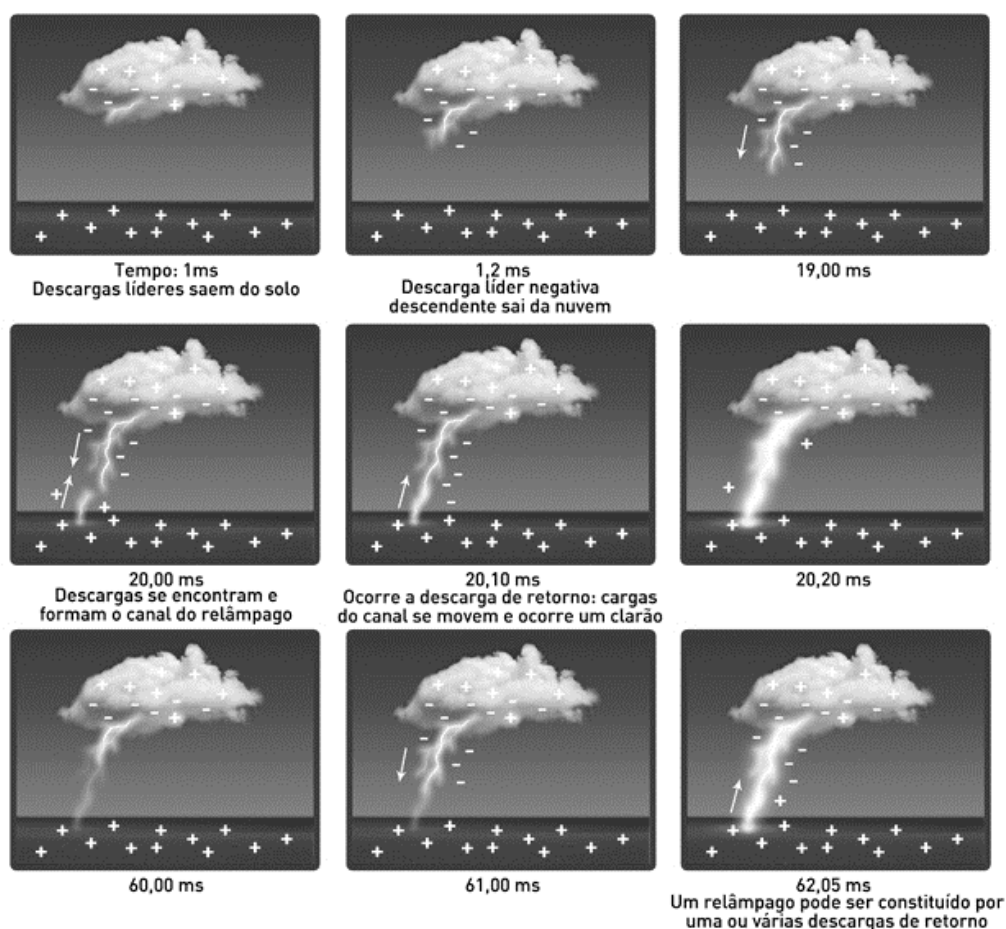


Fonte: Cooray (2015)

Considerando um modelo simples de um dipolo na nuvem, o centro de cargas negativa na base da nuvem induz cargas positivas próximas ao solo formando um campo elétrico entre esses centros de cargas. Para quebra da rigidez elétrica do ar, ao nível do mar, é necessário um campo elétrico na ordem de 3×10^6 V/m como falado anteriormente, porém este valor decresce com a altitude, a 5 km de altura a rigidez do ar pode ser quebrada com um campo elétrico de $1,5 \times 10^6$ V/m, isto ocorre devido à não homogeneidade do ar. O ar estando ionizado, é dado início da formação do canal da descarga. A partir da nuvem, uma descarga denominada de líder escalonado, mostrado na Figura 10, desce em direção ao solo, que de acordo com Pinto & Iara (2008), segue um caminho tortuoso tendo seu trajeto por etapas de aproximadamente 50m e com duração de 500 μ s, tendo pausas de avanço de aproximadamente 50 μ s

entre cada etapa. Se ramifica em várias direções com velocidade média de 3×10^5 m/s, sendo que nem todas ramificações atingem o solo. A total duração do líder escalonado é em torno de 20 milissegundos, tendo seu canal carregado com aproximadamente 5C. Na superfície abaixo das nuvens em que foi formado o centro de carga positivo induzido, objetos presentes, principalmente pontiagudos, concentram grande número de cargas em suas pontas, o que faz com quem uma nova corrente saia das pontas deste objeto em direção ao líder escalonado até que se conectem e formem um canal completo entre a nuvem e o solo. A partir daí, acontece uma descarga denominada de descarga de retorno que vai do solo para a nuvem através do canal formado. É comum acontecer mais de uma descarga de retorno, durando em média $100 \mu\text{s}$, com velocidade média de 30.000 km/s e com correntes que variam entre 2000 a 200.000 A, porém já foram registrados casos maiores que 270.000 A.

Figura 10. Esquema da descarga do líder escalonado e a de retorno.

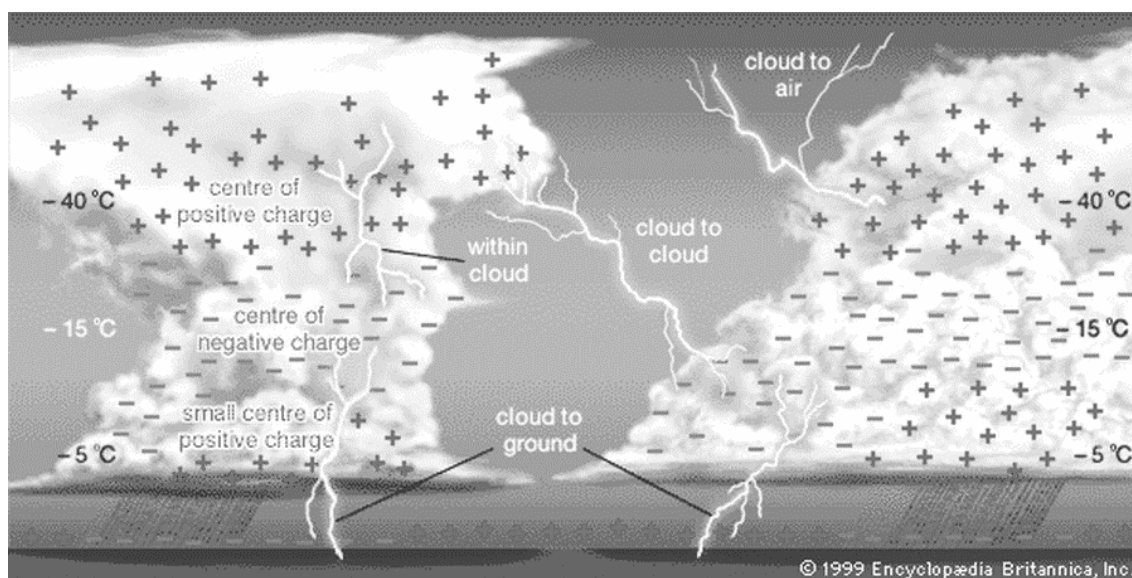


Fonte: Adaptado de Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE.

2.5.1 Tipos de Relâmpagos

Os relâmpagos são classificados a partir de onde se originam e onde terminam. Como mostrado na figura 11, existem relâmpagos entre a nuvem e o solo (NS), intra-nuvem (IN), da nuvem para o ar (NA), de nuvem para nuvem (NN) e do solo para nuvem (SN).

Figura 11. Diferentes tipos de relâmpagos que podem ocorrer em uma tempestade e seus centros de cargas.



Fonte: Adaptado de Enciclopédia Britânica online.

Os relâmpagos nuvem-solo ainda podem ser subclassificados entre positivos e negativos, sendo que os negativos se originam do centro negativo da base da nuvem para solo, enquanto os positivos originam-se do centro de cargas positivas das nuvens. Apesar das descargas NS negativas representarem 90% das descargas da nuvem para o solo, o poder de destruição da NS positiva é maior, porque em média a sua corrente é de 200.000 A. Acredita-se que os relâmpagos NN e NA tenham características parecidas aos IN (Pinto & Iara (2008)). Cerca de 80% das descargas ocorridas são do tipo intra-nuvem (essa porcentagem varia com a latitude) que ocorrem entre os centros de cargas da nuvem, onde a descarga segue em direção do centro negativo para o positivo, tendo uma duração média de 0,2 segundos não ocorrendo nenhuma descarga de retorno. Já os relâmpagos solo-nuvem são muito mais raros, e ocorrem geralmente a partir de estruturas metálicas a uma altura

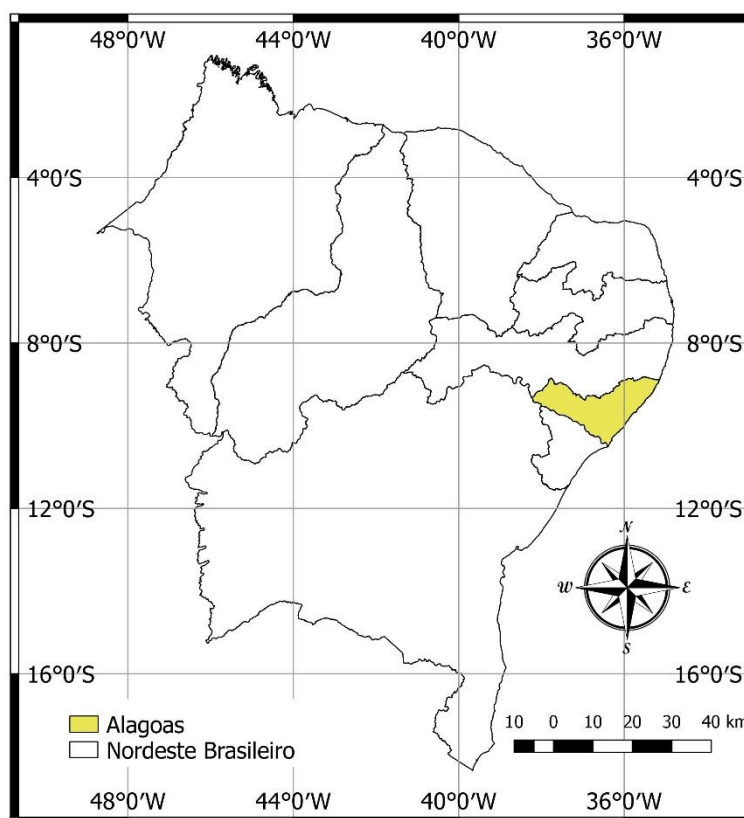
superior a 100 metros, em que se ramificam a partir dessas estruturas até as nuvens, e também podem ser subdivididos em descargas SN positivas e negativas.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Área de Estudo

O Estado de Alagoas ocupa uma área de 27.848,140 km². Segundo o IBGE (2017), possui uma população de 3 358 963 habitantes e localiza-se no nordeste do Brasil entre as longitudes de 35° 9' 7.2" W a 38° 14' 15.36" W e latitudes de 8° 48' 47.268" S a 10° 30' 4.32" S.

Figura 12. Mapa da Região Nordeste do Brasil (NEB) e em destaque o Estado de Alagoas.

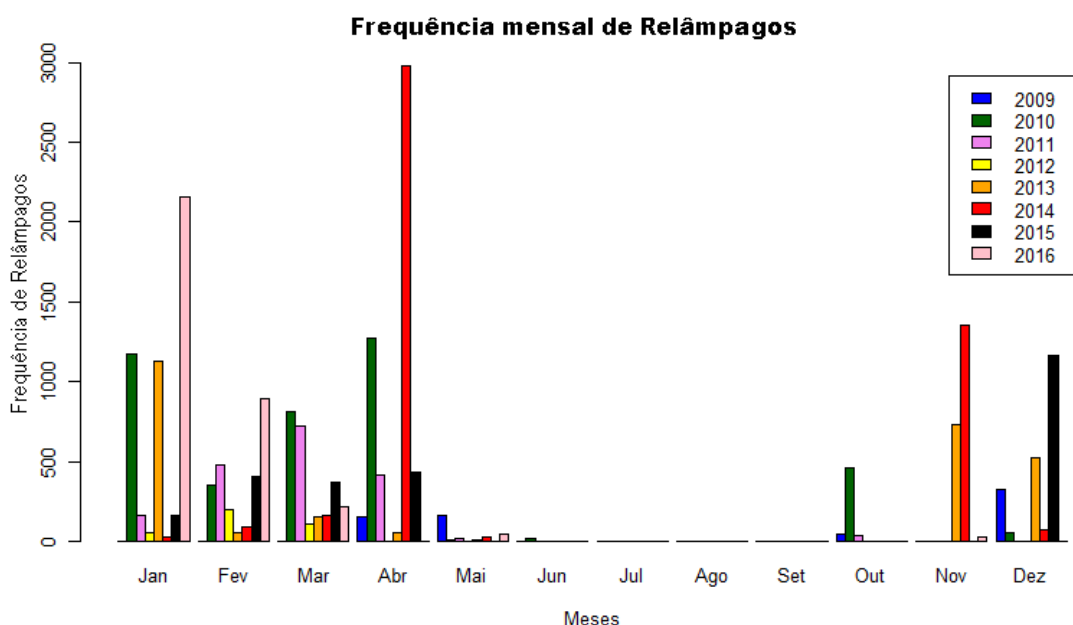


Segundo De Brito et al.(2011), no nordeste brasileiro os principais sistemas que determinam o tempo são: Zona de Convergência Intertropical (apud Frank, 1983; apud Uvo e Nobre, 1989; apud Xavier et al., 2000), Ventos Alísios e Perturbações Ondulatórias no Campo dos Alísios (apud Molion e Bernardo, 2000), Anticiclone

Subtropical, Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (apud Kousky e Gan, 1981; Ramirez, 1996), Vórtices Ciclônicos em Médios Níveis (apud Anjos, 1995; apud Fedorova et al., 2006), Zonas Frontais (apud Kousky, 1979; apud Satyamurty et al., 1998), Ondas de Leste (apud Chan, 1990; apud Mota e Gandu, 1998), Alta da Bolívia, Zona de Convergência do Atlântico Sul (apud Quadro, 1994; apud Satyamurty et al., 1998), Linhas de Instabilidade (apud Cohen, 1989) e Complexos Convectivos de Mesoescala (apud Reeder e Smith, 1998; apud Veltishev, 1990).

Alagoas possui maior frequência de relâmpagos de janeiro a abril e nos meses de novembro e dezembro, como pode ser visto na Figura 13. A estação do verão é um tanto quanto semelhante ao outono, em relação à frequência de relâmpagos, já o inverno e a primavera apresentaram pouquíssimas descargas elétricas atmosféricas.

Figura 13. Frequência de descargas elétricas atmosféricas obtida através dos dados da World Wide Lightning Location Network, entre o período de maio de 2009 a dezembro de 2016 para Alagoas.



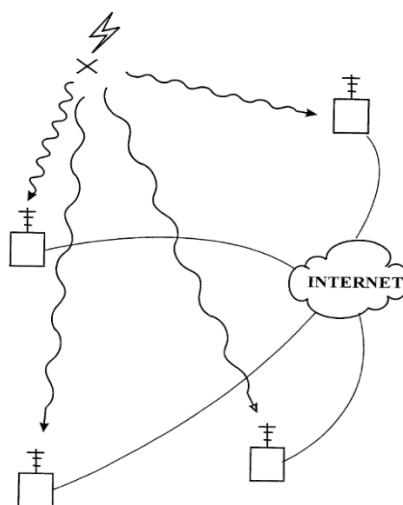
Fonte: Autor

3.2 Dados de localização de Relâmpagos

As descargas elétricas atmosféricas produzem radiação eletromagnética em várias frequências, parte dessas ondas são produzidas na frequência de rádio conhecida como VLF (Very Low Frequency - que varia de 3 – 30 kHz) e conseguem viajar a longa distância através do guia de onda formado entre a terra e a ionosfera

que refletem essas ondas com pouca perda de sinal (McMahon et al., 2016). Os pulsos de energia de muito baixa frequência produzidos pelas descargas são denominados de sinal rádio atmosférico ou “Sferics” e é através desses pulsos que é possível determinar a localização destas descargas. A WWLLN é uma rede de monitoramento de relâmpagos, onde cada estação mede os sinais (Sferics). Quando o valor deste sinal excede certo limiar, envia este tempo de chegada em cada estação para a central, que utiliza o método TOGA (Lightning Location by Time of Group Arrival) descrito por Dowden e Brudell (2002), que se baseia no método TOA (Time of Arrival), sendo um aprimoramento para redes do tipo VLF utilizando a diferença de tempo dos pulsos eletromagnéticos gerados pelas descargas atmosféricas, ao chegarem nas estações que conseguirem detectar. Porém, levando em conta a velocidade de grupo da onda, agrupando em pares as estações e se 4 ou mais estações receberam o sinal da mesma descarga, é calculada a localização do relâmpago. Esta rede de monitoramento conta com 40 estações operando na faixa de 1 a 24 kHz, sendo compostas por uma Unidade de Serviço (SU), Pré-amplificador (PA), uma antena GPS e um cabo coaxial de 15 metros, uma antena de rádio de baixa frequência, placa de som Audigy e acesso à rede de internet para disponibilização dos dados para a central. A precisão da localização desta rede é de aproximadamente 10 km (Rodger et al. 2009; Rudlosky e Shea 2013).

Figura 14. Esquema de recepção dos dados das estações para localização da descarga, em que é simulado o sinal emitido por um relâmpago que acaba sendo detectado pelas estações próximas e enviado através da internet para uma central.



Fonte: Dowden e Brudell (2000).

Os dados que serão utilizados são do ano de 2016, isto porque foi o ano mais recente que possuímos os dados para cada dia sem nenhuma falha. Estes dados contêm informações das descargas detectadas a partir do sistema de rede de monitoramento WWLLN. Tais dados são padronizados conforme estrutura descrita a seguir:

- Os arquivos possuem a extensão (.loc) e são armazenados como arquivo de texto ASCII, separados por vírgula;
- A nomenclatura do arquivo segue o padrão, (A*****.loc). Os asteriscos indicam a data na qual foi realizada a obtenção do arquivo (ex: A20100905.loc);
- O arquivo é estruturado por meio de seis colunas de dados, as quais são separadas pela vírgula;
- Na primeira coluna encontramos a data no formato: Ano/Mês/Dia. Na segunda coluna encontramos o instante em que ocorreu a descarga atmosférica no formato: Hora:Minuto:Segundo;
- A terceira e a quarta coluna contém a localização geográfica e indicam a latitude e a longitude do relâmpago detectado;
- Na quinta coluna está o erro de ajuste residual em microssegundos (sempre menor que 30 microssegundos) calculado pelo sistema TOGA para determinar da localização do relâmpago detectado;
- Na última coluna se tem a quantidade de estações que detectaram a descarga atmosférica (sempre maior que 5).

Tabela 1. Um exemplo do arquivo de localização de relâmpagos. O registro obtido em 03 de janeiro de 2016 apresenta descargas que foram observadas simultaneamente por diferentes estações. As colunas mostram a data, horário, localização geográfica, erro residual e o número de estações que detectaram a descarga atmosférica.

03/01/2016	00:00:00.039216	28.9039	-137.258	12.3	7
03/01/2016	00:00:00.052136	28.9097	-137.243	11.2	8
03/01/2016	00:00:00.585477	6.632	-73.2042	12	10
03/01/2016	00:00:00.585562	6.9105	-73.1572	1.9	5
03/01/2016	00:00:00.683626	6.6719	-73.2298	7.5	8
...

3.3 Dados do MSG

Os dados de satélites que foram usados neste trabalho são do MSG (Meteosat Second Generation) que possui o sensor SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) com 3 canais solares, 8 canais térmicos infravermelhos e um canal visível de banda larga com alta resolução, como descritos na tabela 2. Os canais de banda estreita possuem uma resolução de 3 km, já o de banda larga possui resolução de 1 km. (TARAVAT et al.2015; SCHMETZ et al. 2002).

Tabela 2. Características do canal espectral de SEVIRI, com os comprimentos de onda central, mínimo e máximo dos canais e se o canal é um canal de absorção ou de janela atmosférica.

Número do Canal		Características da Banda Espectral (μm)			Principal Absorvedor gasoso ou Janela Atmosférica
		λ cen	λ min	λ max	
1	VIS0.6	0.635	0.56	0.71	Janela Atmosférica
2	VIS0.8	0.81	0.74	0.88	Janela Atmosférica
3	NIR1.6	1.64	1.50	1.78	Janela Atmosférica
4	IR3.9	3.90	3.48	4.36	Janela Atmosférica
5	WV6.2	6.25	5.35	7.15	Vapor d'água
6	WV7.3	7.35	6.85	7.85	Vapor d'água
7	IR8.7	8.70	8.30	9.10	Janela Atmosférica
8	IR9.7	9.66	9.38	9.94	Ozônio
9	IR 10.8	10.80	9.80	11.80	Janela Atmosférica
10	IR 12.0	12.00	11.00	13.00	Janela Atmosférica
11	IR13.4	13.40	12.40	14.40	Dióxido de Carbono
12	HRV	Banda Larga(cerca de 0.4 - 1.1)			Janela Atmosférica / Vapor d'água

Fonte: SCHMETZ et al. (2002).

De acordo com SCHMETZ et al. (2002), através desses canais é possível observar algumas características das nuvens como:

- VIS0.6 e VIS0.8: Detecção e identificação de nuvens, aerossol e monitoramento da superfície e vegetação;
- NIR1.6: Diferenciar nuvens de neve, gelo e água, fornecendo informações também sobre os aerossóis;
- IR3.9: Identificação de nuvens baixas e de neblina. Além de também dar suporte na estimativa da temperatura da terra e mar;
- WV6.2 e WV7.3: Observação do vapor de água e do vento;
- IR8.7: Fornece informações sobre nuvens cirrus e dá suporte na diferenciação das nuvens de água e gelo;
- IR9.7: Auxilia no monitoramento do Ozônio;
- IR10.8 e IR12.0: Ótimo para medidas da temperatura da superfície do mar e da terra, além da temperatura de topo de nuvem. Auxilia ainda na detecção de nuvens cirrus e nuvens de cinzas vulcânicas;
- IR13.4: Auxilia na estimativa da temperatura em baixa troposfera em áreas de céu limpo;

Estes dados foram obtidos através do Earth Observation Portal (<https://eoportal.eumetsat.int/userMgmt/login.faces>) e possuem resolução temporal de 15 min e se encontram no formato HRIT (High Rate Information Transmission).

3.4 Softwares, bibliotecas e linguagens de programação utilizadas

Python é uma linguagem de programação de alto nível, orientada a objetos e de código aberto. Segundo Magnum (2014) esta linguagem foi lançada em 1991 por seu criador Guido Van Rasmus, atualmente é gerenciada pela Python Software Foundation, uma organização sem fins lucrativos. O nome Python se originou de um programa de comédia britânica chamada Monty Python. Esta linguagem tem uma biblioteca interna vasta, isto a torna bem relevante no tratamento de dados e por este motivo é bastante usada no meio científico, além de possuir seu desenvolvimento comunitário, o que possibilita a criação de várias bibliotecas criadas por diferentes desenvolvedores, tornando ainda mais fácil o seu uso. Por essa imensidão de utilidades, esta linguagem é bastante utilizada em ferramentas de Sistema de Informações Geográficas (SIG), dispondo de uma gama de bibliotecas para análise, uso e edição de dados georreferenciados.

GDAL é uma biblioteca que possui um conjunto de ferramentas para tratamento de dados SIG, é executado através de linhas de comandos, sendo muito utilizado em softwares de geoprocessamento pelos seus recursos avançados. Nesta sua biblioteca também é encontrada a OGR, outra biblioteca, open source, escrita em C++ que oferece ferramentas para tratamento de dados vetoriais.

Software "R" (A Language and Environment for Statistical Computing) é uma linguagem de programação voltada para estatística e geração de gráficos desenvolvido nos Laboratórios Bell (anteriormente AT&T, agora Lucent Technologies) (R CORE TEAM, 2018).

QGIS é um software SIG, open source, que disponibiliza ferramentas para criação, edição e análise de dados georreferenciados. Possui suporte para integração de plugins desenvolvidos em C++ ou Python, tornando ainda mais vasta a sua biblioteca de ferramentas.

3.5 Seleção dos dias para análise

- Dias convectivos com relâmpagos:

A seleção foi feita através da frequência de relâmpagos diária para Alagoas. Esta frequência foi obtida através de um algoritmo na linguagem Python. Em primeiro momento é feita a leitura do dado bruto e para diminuição do uso de recurso computacional, otimizando o fluxo de dados durante o processo, é feita uma filtragem horária e também por extensão através de um retângulo envolvente da área de estudo, compreendido entre as latitudes 8° 48' 0" S e 10° 32' 24" S e entre as longitudes 35° 6' 36" W e 38° 16' 12" W , eliminando qualquer dado fora desta área. Após a filtragem, os dados são salvos em tabela no formato CSV (Comma-separated values), em que posteriormente serão convertidos através da biblioteca OSGEO para o formato ESRI Shapefile. A partir destes arquivos, é feito um corte utilizando um Shapefile da área de estudo por meio da biblioteca Ogr2ogr, obtendo assim os dados unicamente dentro da área estudada, fazendo a contagem de relâmpagos detectados naquele dia processado e salvando em uma tabela no formato CSV contendo o dia, mês, ano e a frequência de relâmpagos para o dia processado. Escolheu-se apenas os dias em que houve incidência de relâmpagos em Alagoas. Ao total foram escolhidos 35 casos.

- Dias convectivos sem relâmpagos:

Para a seleção dos dias convectivos sem relâmpagos foram utilizados os dados do canal Infravermelho 10.8 do Meteosat através do acervo de imagens do CPTEC/INPE (<http://satellite.cptec.inpe.br/acervo/meteosat.formulario.logic?i=br>). A identificação desses dias convectivos foi feita através da metodologia de caracterização das nuvens descrita por Fedorova (2008) observando o brilho e textura das nuvens, onde as nuvens convectivas possuem brilho cinza claro ou branco e textura granulosa e filamentosa. Foram analisados dia a dia do ano de 2016, excluindo da análise os dias em que foram caracterizados com relâmpagos. Sendo assim, foram identificados 31 casos.

3.6 Parâmetros para análise

Para análise foram considerados dois fatores físicos das nuvens analisadas, a profundidade da convecção que nos indica o desenvolvimento vertical da nuvem e a formação de gelo no topo da nuvem, fator físico importante para eletrização das mesmas. Para análise de tais fatores foram considerados os seguintes indicativos:

- Profundidade da convecção:

Machado et al (2007) em seu estudo teve como objetivo testar a hipótese de que a diferença entre o canal de vapor d'água e o infravermelho, como indicador de nuvens convectivas, está relacionado a ocorrência de relâmpagos nuvem-solo no estado de São Paulo. Para tal, fez-se uso do estudo de Schmetz et al. (1997), que sugeriu que a diferença entre os canais de vapor d'água e Infravermelho é comumente negativa devido à baixa absorção do Infravermelho (Janela Atmosférica) e a grande absorção do canal do Vapor d'água, exceto quando as nuvens ultrapassam a tropopausa umedecendo a estratosfera e dessa forma teremos diferenças positivas entre esses dois canais. Como resultado, Machado et al (2007), sugere que a diferença desses canais acima de -15K está associada a nuvens com convecção profunda próximas a tropopausas ou a topo de nuvens que penetraram a estratosfera.

Então, para análise da profundidade de convecção das nuvens neste estudo, considerou-se as diferenças entre o canal de Vapor d'água (6.2 μm) e

o infravermelho (10.8 μm) do Meteosat, levando-se em conta o indicador de -15K sugerido por Machado et al (2007).

- Formação de Gelo no topo da nuvem

Um dos fatores importantes para a eletrização das nuvens é a presença de gelo formada em seu topo. Carlos et al (2016) considerou, em seu estudo para determinar nuvens com topos formados apenas com cristais de gelo valores abaixo de um limiar de 233K da temperatura de brilho do canal 10.8 do Meteosat, considerando este valor seguro para tal. Matthee & Mecikalski (2013) fez um estudo para determinação de limiares dos valores dos canais do MSG e da diferença entre alguns deles para nuvens com relâmpagos nuvem-solo e para nuvens que não produziram relâmpagos. Um dos parâmetros analisados foi a diferença entre os canais infravermelho do 8.7 μm e 10.8 μm que indicam formação de gelo no topo da nuvem para valores, da diferença destes canais, maiores que 0 K.

Para analisar a formação de gelo no topo da nuvem, foram então adotados esses dois limiares: temperaturas de brilho abaixo de 233K e valores positivos da diferença entre o canal infravermelho 8.7 μm e 10.8 μm .

3.7 Processamento dos dados

Para leitura e processamento dos dados do MSG é necessária a conversão do formato HRIT para um conhecido, lido de maneira fácil por linguagens de programação e softwares SIG (Sistema de informação geográfica). Desse modo, foram convertidos para o formato GeoTiff através da biblioteca GDAL todos os dados dos dias convectivos selecionados com e sem relâmpagos, posteriormente foi feito o recorte para área de interesse, utilizando um Shapefile do estado de Alagoas, através da biblioteca Ogr2ogr. Os dados aqui mencionados são dos canais do Infravermelho 8.7 μm e 10.8 μm e do vapor d'água 6.2 μm . Então foi calculada, utilizando o GDAL, a diferença entre os canais (8.7 μm - 10.8 μm e 6.2 μm - 10.8 μm), gerando assim um novo arquivo GeoTiff contendo o valor resultante dessas diferenças para cada dado processado. Quanto aos dados de localização de relâmpagos foi feita a conversão do formato de texto ASCII para o formato de Shapefile de pontos, sendo assim, os dados foram gerados para uma frequência de 15 em 15 minutos no intuito de haver alinhamento com a resolução temporal dos dados do MSG. Cada dado deste possui

a localização dos relâmpagos que ocorreram nos últimos 15 minutos até a hora e minuto que o dado representa.

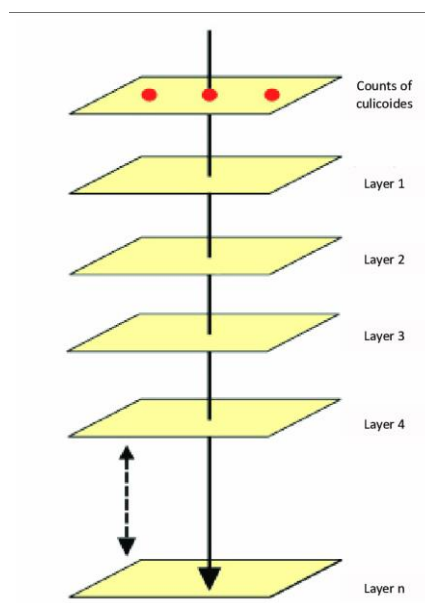
Através da linguagem de programação Python, os dados do MSG para os dias sem relâmpagos foram filtrados para cada horário da seguinte forma:

- IR 8.7 μm – IR 10.8 μm : Valores maiores que 0 K;
- WV 6.2 μm - IR 10.8 μm : Valores maiores que -15 K;
- IR 10.8 μm : Valores menores que 233 K;

Posteriormente, os dados filtrados foram armazenados em arquivos no formato CSV contendo a data e todos os dados filtrados dos horários para aquele dia.

Para os dias com relâmpagos, os dados obtidos tanto do canal IR 10.8 μm quanto das diferenças se deram através da extração dos valores do pixel por meio dos Shapefile de pontos da localização de relâmpagos, utilizando a linguagem Python, como ilustrado na figura 15. Desta forma, foram geradas tabelas no formato CSV com a data e os valores dos dados aqui analisados que fazem intersecção com a localização do relâmpago para o mesmo dia e horário.

Figura 15. Exemplo de como funciona a extração dos valores das camadas (Em amarelo) de um arquivo raster através de pontos georreferenciados (Em vermelho).



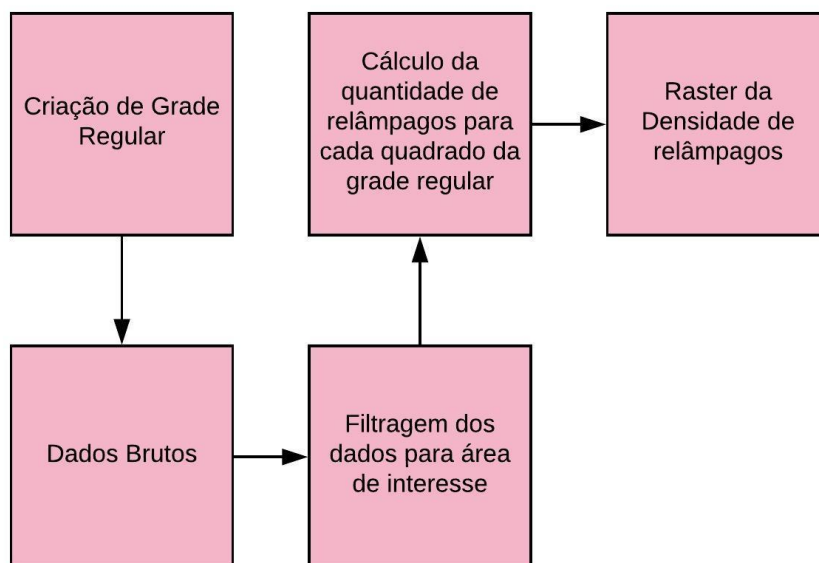
Eksteen & Breetzke (2011)

No presente trabalho também foi feito um estudo de caso voltado para uma análise espacial de um horário em um dia convectivo com relâmpagos. A escolha do caso se deu usado o seguinte critério: O horário com maior frequência de relâmpago

no dia com mais ocorrência de descargas no período aqui analisados. Desta forma buscando ser um melhor caso representativo para análise de nebulosidade geradora de relâmpagos.

Para esta análise foi utilizado também a densidade de relâmpagos, obtida como mostrado no fluxograma da Figura 16 e descrito a seguir: Através do software QGIS foi feito a criação de um arquivo no formato ESRI Shapefile do tipo grade regular, com cada quadrado medindo 1 x 1 km (Isto define a resolução do arquivo final, sendo o tamanho do pixel do raster). Posteriormente as coordenadas geográficas do arquivo shapefile construído, foram extraídas e armazenadas em um arquivo de texto contendo as latitudes e longitudes, máximas e mínimas, que descrevem cada quadrado da grade regular gerada. Criou-se então um algoritmo, na linguagem Python, pelo qual fez-se acesso aos dados brutos da localização de relâmpagos e se realizou uma filtragem por latitude e longitude na área de interesse delimitada pelas coordenadas geográficas (6°00' a 37°00' S e 33°00' a 75°00' O). Esta etapa teve a finalidade de otimizar o processamento ao diminuir a quantidade de dados manejados, no término, um novo arquivo de dados menor e com formato ajustado é produzido. A partir das coordenadas geográficas de cada quadrado da grade regular gerada pelo QGIS, calculou-se a quantidade total de relâmpagos por quadrado da grade. Para isso foi realizada uma filtragem a partir das coordenadas das descargas atmosféricas detectadas no arquivo de dados ajustado na etapa anterior. Assim um novo arquivo matricial, no formato ASCII Gridded XYZ é produzido. Ele contém as coordenadas do centro do quadrado na grade regular e a quantidade de relâmpagos em seu interior, obtendo-se, desta maneira, a densidade de relâmpagos.

Figura 16. Fluxograma de resumo da metodologia para geração da densidade de relâmpagos.

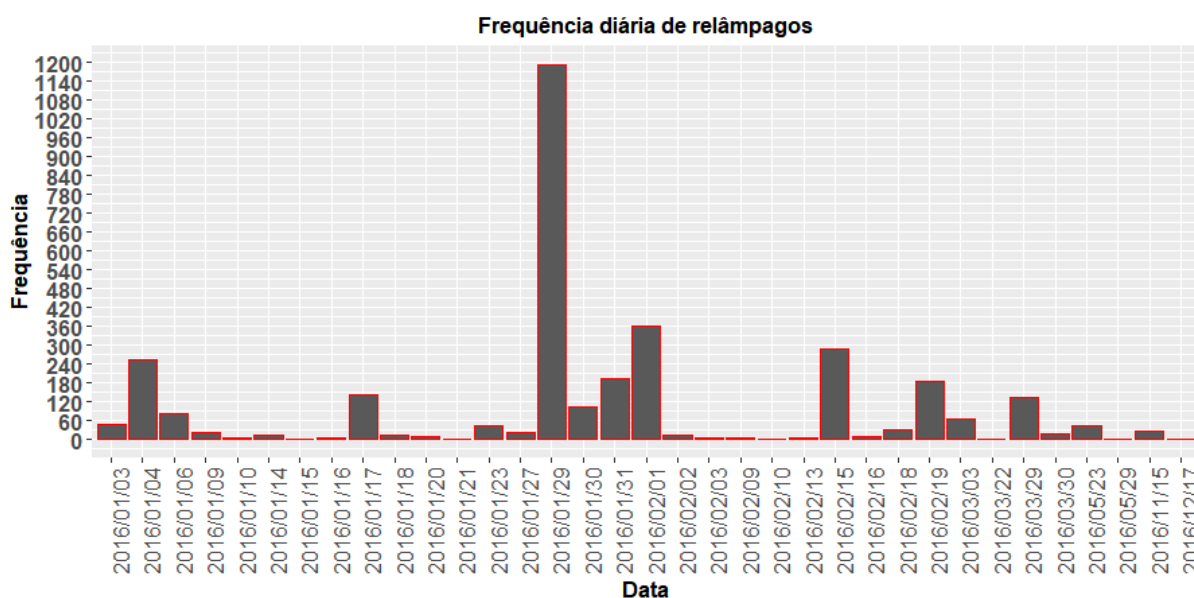


Para plotagem dos gráficos foi utilizado a biblioteca ggplot2 do software R, sendo usado como dados as tabelas geradas anteriormente e para a criação dos gráficos foi utilizado o software QGIS.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Na figura 17 é observada a quantidade diária de relâmpagos detectados pela rede WWLLN no ano de 2016 no estado de Alagoas. Pode-se destacar para o dia 29 de janeiro de 2016, que apresenta maior quantidade diária de relâmpagos para o ano em análise. Com 1193 relâmpagos detectados pela rede, este dia tem grande discrepância em relação aos demais, principalmente por haver dias em que foram detectados apenas 1 relâmpago, como é o caso dos dias 21 de janeiro, 10 de fevereiro e 22 de março.

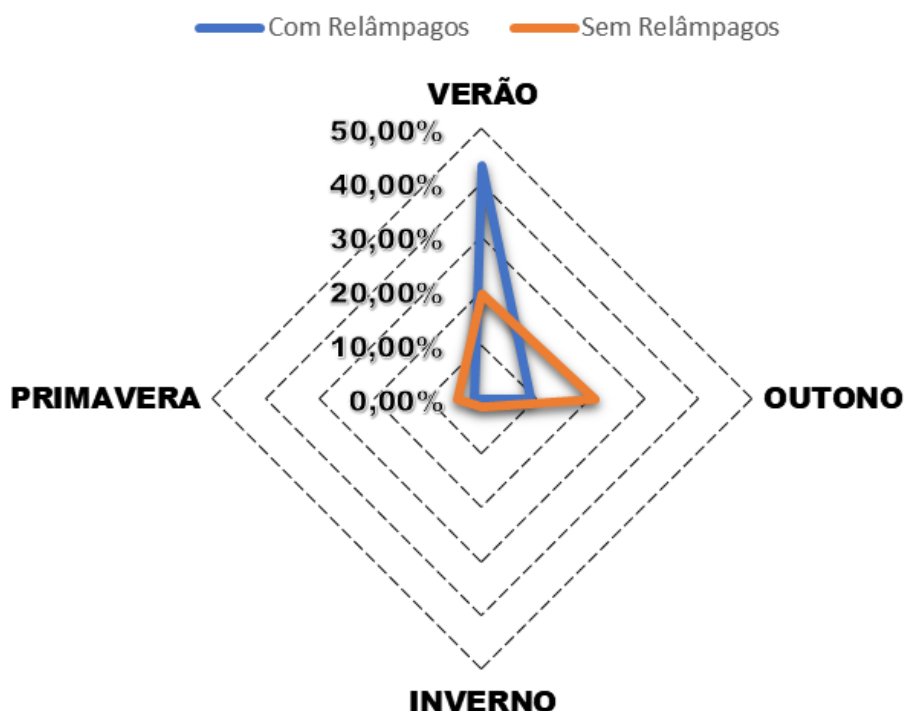
Figura 17. Gráfico da frequência diária de relâmpagos em Alagoas para os casos selecionados no ano de 2016.



Na figura 18 é observada a distribuição, em relação às estações do ano, dos casos de dias com nuvens convectivas selecionados neste estudo. Nota-se que tanto os dias com incidência de relâmpagos, quanto os dias que não houveram, ocorreram em sua maioria no verão e outono, principalmente os dias sem relâmpagos que mostram semelhança na distribuição entre essas duas estações, diferentemente dos dias com relâmpagos que em sua maioria ocorreram no verão. Fenômenos como

VCAN (Vórtice Ciclônico de Altos Níveis), ZCIT e Cavados béricos são comuns nestas estações do ano no NEB (Cordeiro, 2014). Esses sistemas sinóticos favorecem a formação de nuvens convectivas na região. O VCAN na região do NEB possui uma estrutura dinâmica onde em seu centro temos movimentos subsidentes e, na sua extremidade, movimentos ascendentes que favorecem a formação de nuvens cumulonimbus (Kousky & Gan, 1981). A Zona de Convergência Intertropical é uma banda de nebulosidade convectiva na zona equatorial formada pela confluência dos alísios. Parte dessa nebulosidade pode se desprender e atingir o estado de Alagoas (Silva et al, 2011). Cavados béricos se trata de uma área de baixa pressão, estando associado a sistemas adversos. Estes cavados são observados durante todo o ano, e quando associados ao VCAN podem modificar a estrutura desse, intensificando as correntes ascendentes, aumentando o fluxo de umidade e favorecendo assim a formação de nuvens convectivas (Rodrigues et al, 2006; Rodrigues et al, 2008).

Figura 18. Distribuição dos dias selecionados com convecção no ano de 2016 em Alagoas, que apresentam ou não a incidência de relâmpagos, distribuídos nas estações: Verão (Dezembro, Janeiro e Fevereiro), Outono (Março, Abril e Maio), Inverno (Junho, Julho e Agosto) e Primavera (Setembro, Outubro e Novembro).

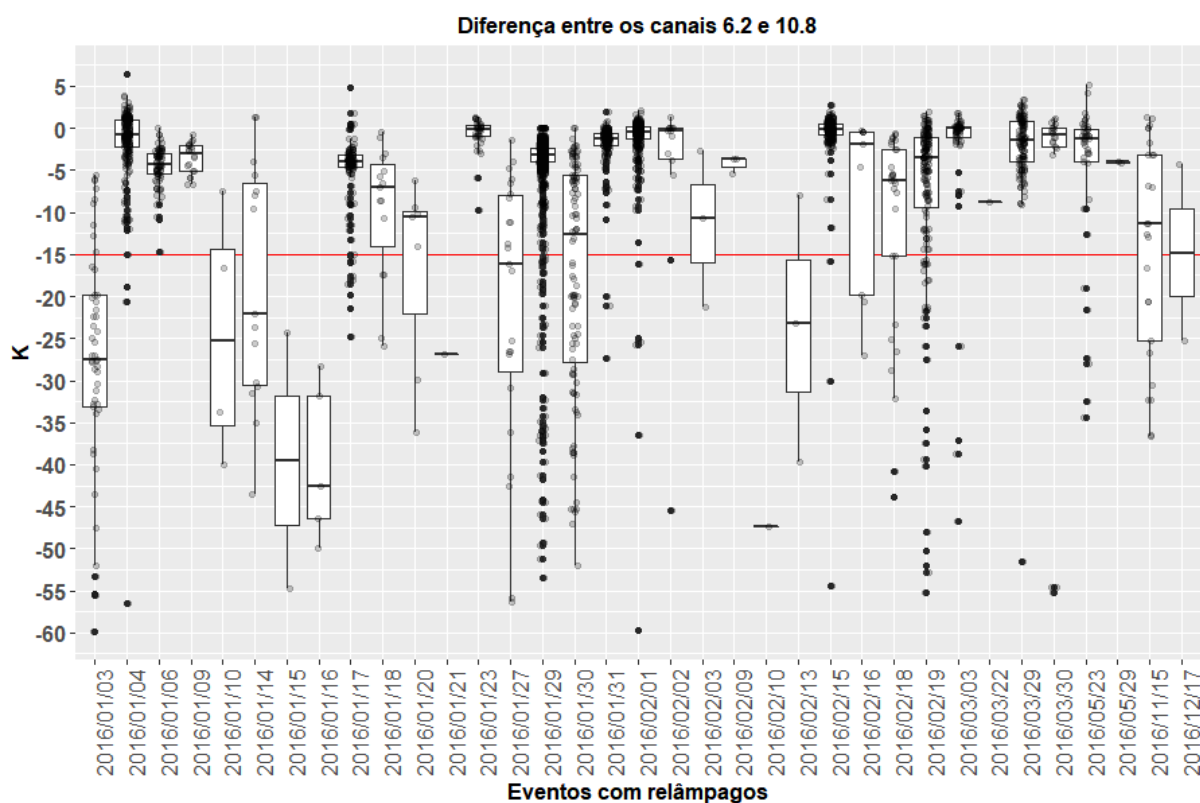


4.1 Dias com relâmpagos

4.1.1 Análise da profundidade de convecção

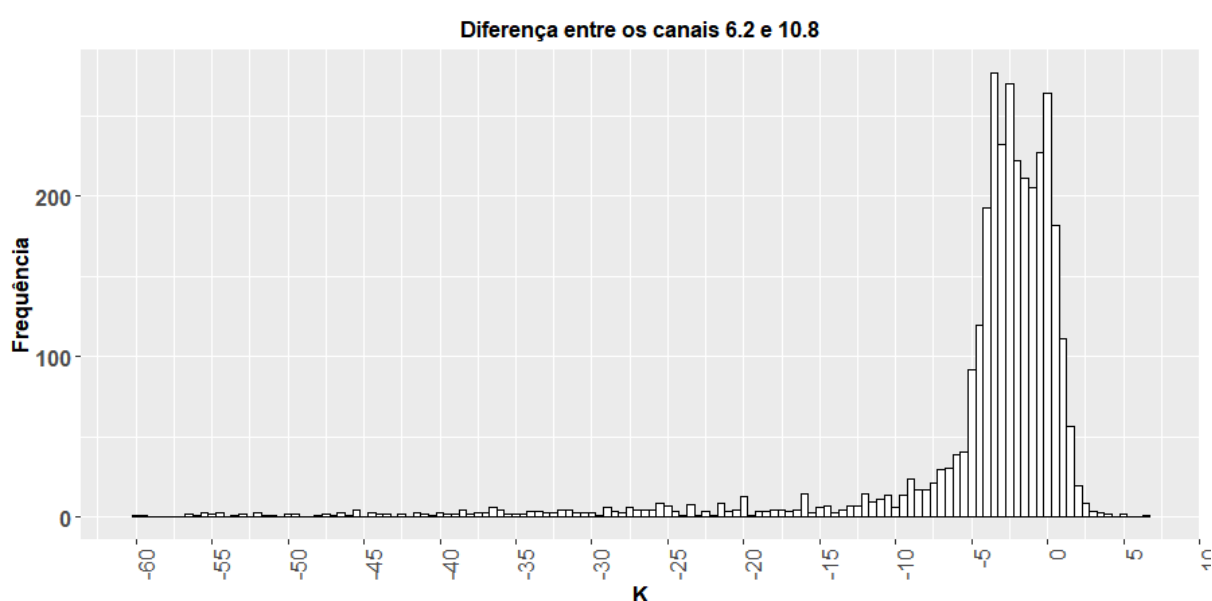
Observa-se na figura 19 que houvera, nos dias analisados, casos com valores menores que -15 K da diferença entre os canais 6.2 e 10.8 do Meteosat, como por exemplo os dias 15, 16 e 21 de janeiro e o dia 10 de fevereiro que apresentaram apenas valores abaixo do limiar, apesar de que apenas 1-5 descargas foram detectadas nestes dias. O valor máximo obtido nos resultados ocorreu no dia 4 de janeiro com a diferença de 6,5 K, já o mínimo, de -59,9 K, ocorreu no dia 3 de janeiro. A maioria dos dias analisados tem a maior parte de seus dados distribuídos acima de -15 K, mostrando grande convecção nestes dias com possível entrada do topo da nuvem próximo ou acima da tropopausa.

Figura 19. Gráfico da distribuição dos dados da diferença entre o canal 6.2 e 10.8 do MSG em Kelvin (eixo das ordenadas) para os casos dos dias convectivos com relâmpagos no ano de 2016. Pontos pretos – todos os dados extraídos para cada dia que foi selecionado (eixo das abscissas). Linha vermelha – Limiar de -15 K (Machado et al, 2007).



A figura 20 corrobora com os resultados de Machado et al (2007), pois a maior parte dos relâmpagos ocorreu quando as nuvens apresentaram diferença da temperatura de brilho (6.2 – 10.8) maiores que -15 K, sendo que podemos refinar mais ainda neste caso, para um intervalo entre - 5K e 1,5K. Dessa forma quanto mais profunda a nuvem, ou seja, quanto maior o seu desenvolvimento vertical, maior é a chance de ocorrer o relâmpago.

Figura 20. Histograma da distribuição da frequência da diferença de temperatura de brilho entre os canais 6.2 e 10.8 do Meteosat para os eventos dos dias que ocorreram relâmpagos.

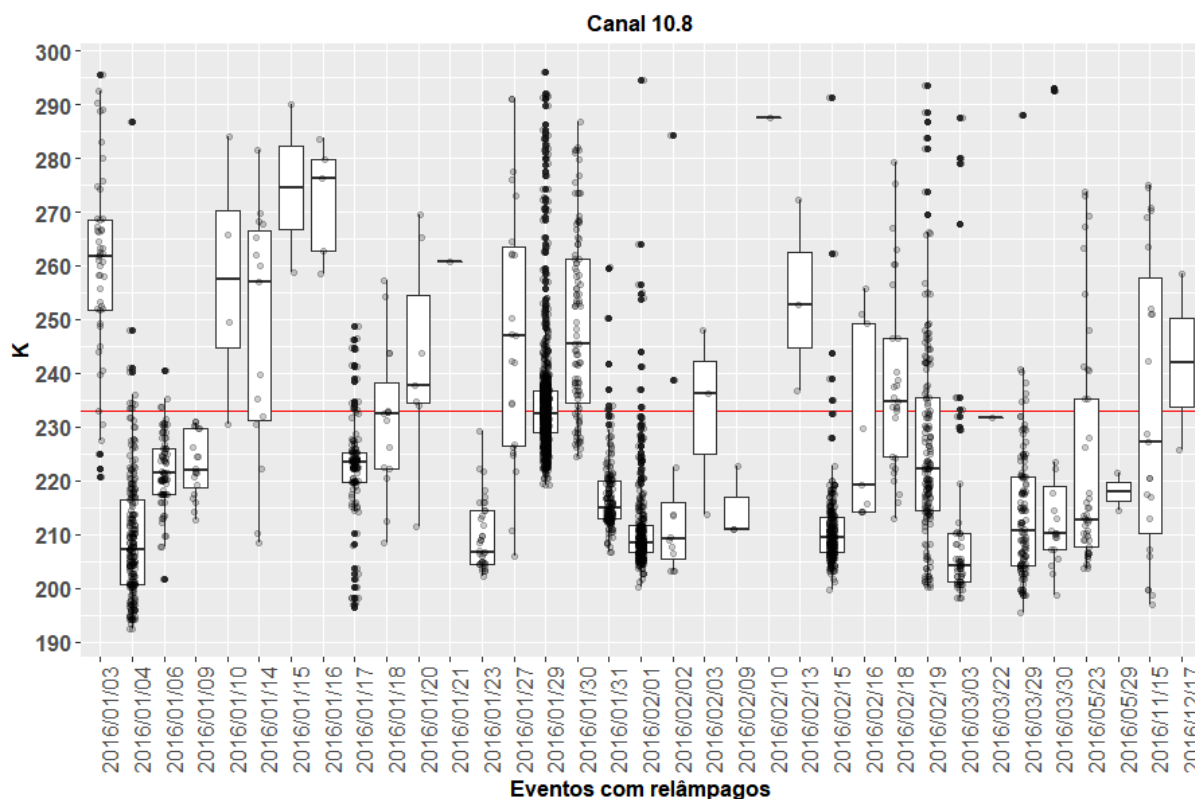


4.1.2 Análise da formação de gelo no topo da nuvem

Na Figura 21, observa-se que houve eventos de relâmpagos com temperaturas de brilho do canal IR 10.8 acima dos limiares 233K, como no dia 03 de janeiro, no qual maior parte dos dados se localizam acima do limiar estabelecido por Carlos et al, 2016. Já no dia 29 de janeiro, em que ocorreu a maior frequência de relâmpagos em 2016, houve casos tanto acima quanto abaixo do limiar de 233k. O maior valor encontrado é no dia 29 de janeiro, com 296 K, e o menor valor no dia 04 de janeiro, com 192 K.

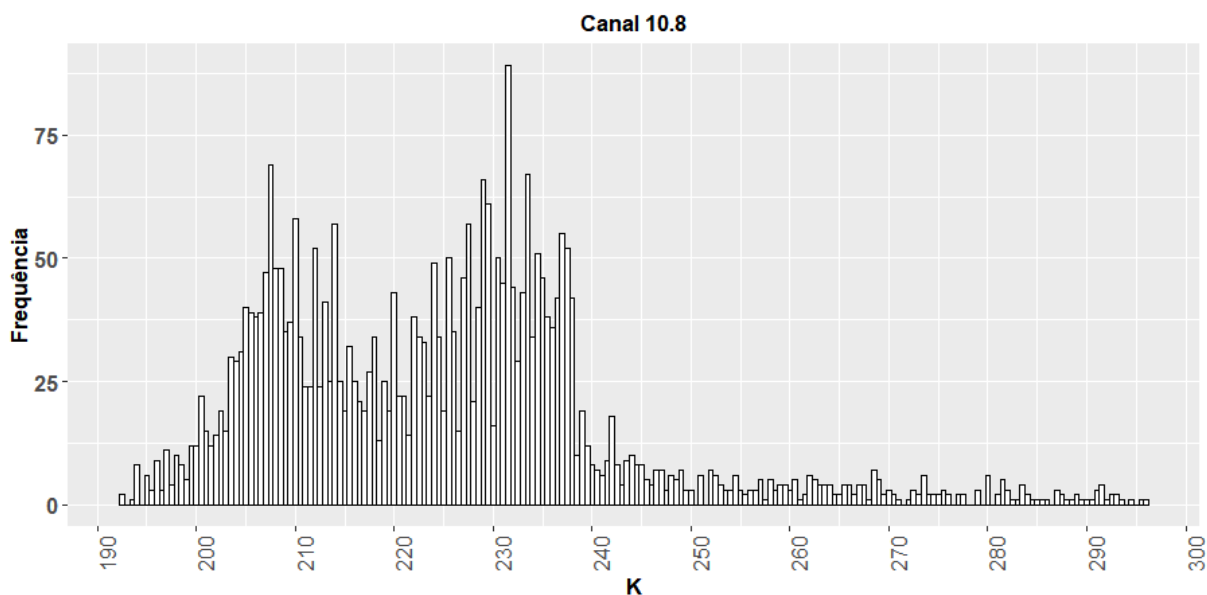
Figura 21. Gráfico da distribuição dos dados do canal 10.8 do MSG em Kelvin (eixo das ordenadas) para os casos dos dias convectivos com relâmpagos no ano de 2016.

Pontos pretos – todos os dados extraídos para cada dia que foi selecionado (eixo das abscissas). Linha vermelha – Limiar de 233K (Carlos et al, 2016).



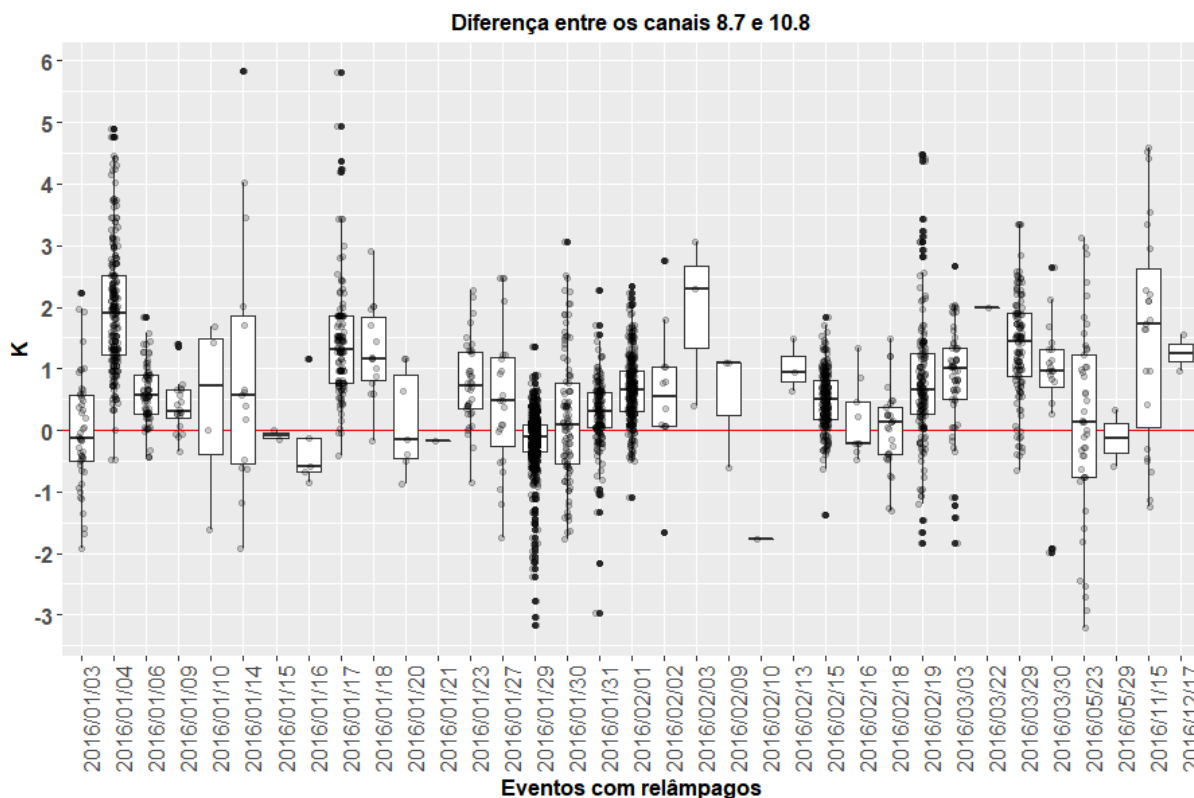
Analisando a distribuição de frequência desses dados no histograma da figura 22, nota-se que a maior parte dos eventos ocorreu com temperatura de brilho do topo da nuvem entre 200 K e 240 K, tendo dois picos de frequência, um com eventos próximos de 215,5 K e outro com eventos próximos a 231 K. Segundo Carlos et al (2016), gotas super-resfriadas são encontradas em nuvens com temperatura de brilho abaixo de 240 K, isso significa que a maior parte dos relâmpagos neste estudo ocorreu em nuvens não só com topos formadas por cristais de gelos como também por gotas super-resfriadas. A presença de água super-resfriada é muito importante para a transferência de cargas dentro da nuvem, visto que sem ela há uma diminuição dessa eletrização (Zhang et al, 2013).

Figura 22. Histograma da distribuição da frequência da temperatura de brilho do canal infravermelho 10.8 do Meteosat para os eventos dos dias que ocorreram relâmpagos.



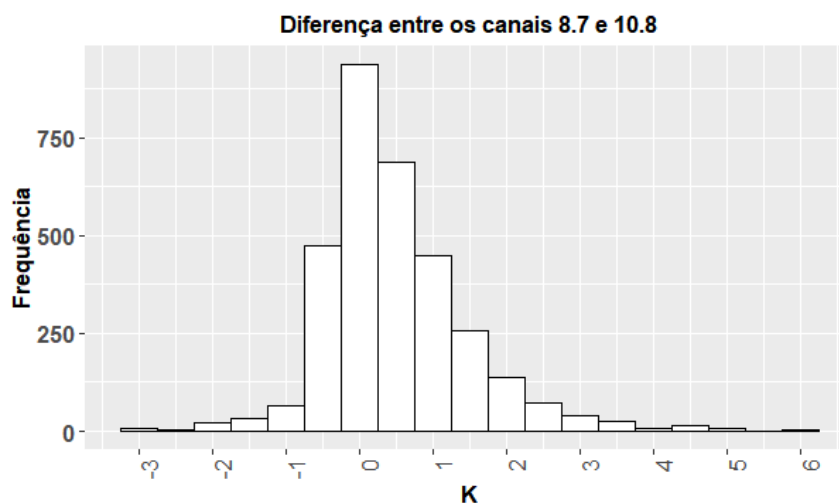
Na Figura 23, são apresentados os dados da diferença entre os canais 8.7 e 10.8 do MSG para os dias selecionados. A maioria desses dias apresenta, em sua maior parte, valores acima de 0 K, com máximo chegando a 5,8 k no dia 14 de janeiro e mínimo de -3,2 K no dia 23 de maio. Já no dia 29 de janeiro, a maioria dos relâmpagos ocorreu com diferenças de temperatura de brilho menores que 0 K. É interessante observar que alguns dias, como 04, 17, 23 e 31 de janeiro, 01 e 15 de fevereiro e 29 de março apresentam de modo predominante, valores abaixo de 233k de TB no Canal 10.8 e possuem diferenças positivas (IR 8.7 – IR 10.8) na maior parte dos dados, o que corrobora mais ainda com a ideia da presença de cristais de gelo nas nuvens dos eventos analisados. Apenas os dias 21 de janeiro e 10 de fevereiro não apresentaram diferenças positivas, porém só foi observado uma descarga em cada dia.

Figura 23. Gráfico da distribuição dos dados da diferença entre o canal 8.7 e 10.8 do MSG em Kelvin (eixo das ordenadas) para os casos dos dias convectivos com relâmpagos no ano de 2016. Pontos pretos – todos os dados extraídos para cada dia que foi selecionado (eixo das abscissas). Linha vermelha – Limiar de 0 K (Matthee & Mecikalski, 2013).



A maior parte dos relâmpagos aqui analisados ocorreram quando valores da diferença entre os canais 8.7 e 10.8 do Meteosat estavam próximos ou maior que 0 K (Figura 24). Destaca-se a diminuição da ocorrência de relâmpagos quando os valores dessa diferença tendem a se distanciar positivamente do 0. Ou seja, quanto maior a quantidade de gelo no topo da nuvem em relação à água líquida, menor é a possibilidade de descarga, mostrando o quanto é importante a presença de água líquida para a eletrização da nuvem.

Figura 24. Histograma da distribuição da frequência da diferença de temperatura de brilho entre os canais 8.7 e 10.8 do Meteosat para os eventos dos dias em que ocorreram relâmpagos.

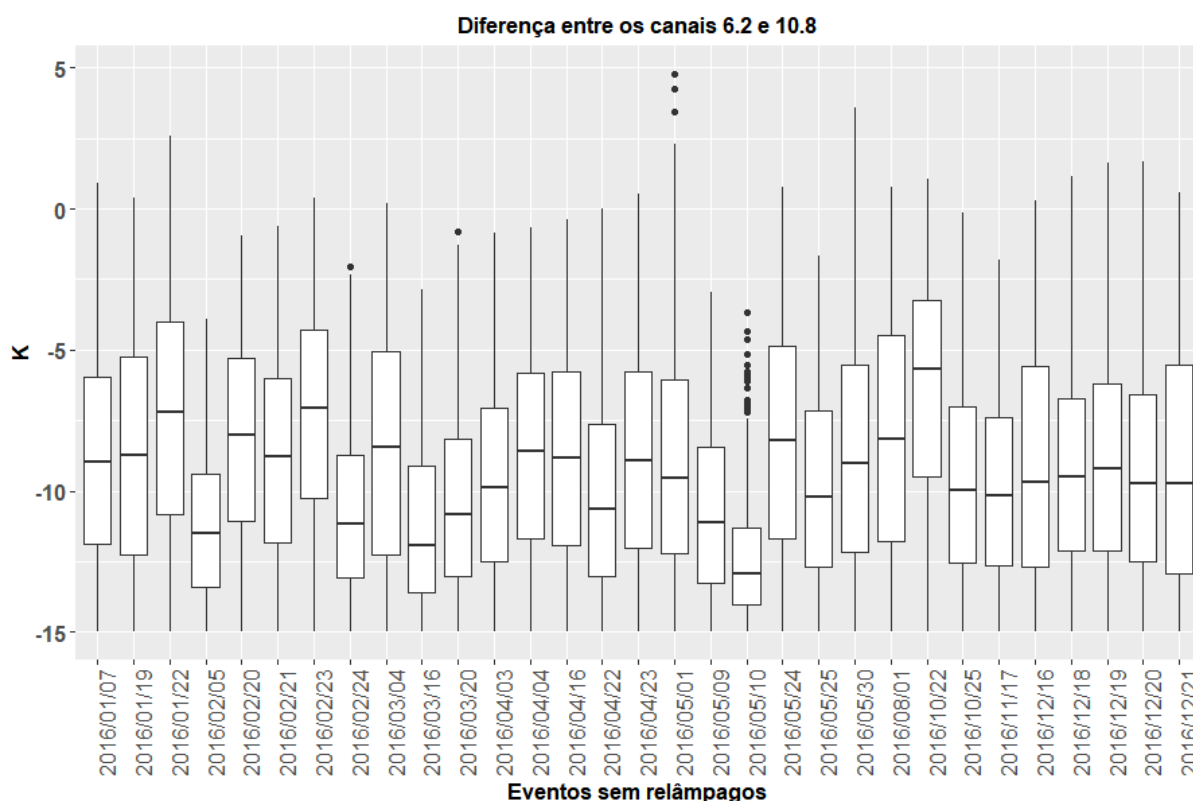


4.2 Dias sem relâmpagos – Comparação

4.2.1 Análise da profundidade de convecção

Para os dias sem relâmpagos, é observado que há valores da diferença do canal 6.2 e 10.8 maiores que -15 K (Figura 25), no entanto, como foi visto anteriormente, a maior parte das ocorrências de descargas elétricas se deram a partir de valores entre -5 K e $1,5$ K. Apesar de notarmos valores entre essa faixa, como por exemplo o pixel com maior diferença positiva de $4,8$ K do dia 01 de maio de 2016, a maior quantidade de dados observadas em todos os dias ainda continua com valores inferiores a este limiar, diminuindo a probabilidade da ocorrência de relâmpagos em tais condições. Em outras palavras, apesar de as nuvens convectivas nestes dias apresentarem um bom desenvolvimento vertical, ainda não é o suficiente para criar condições favoráveis ao ponto de ocorrer uma descarga elétrica atmosférica.

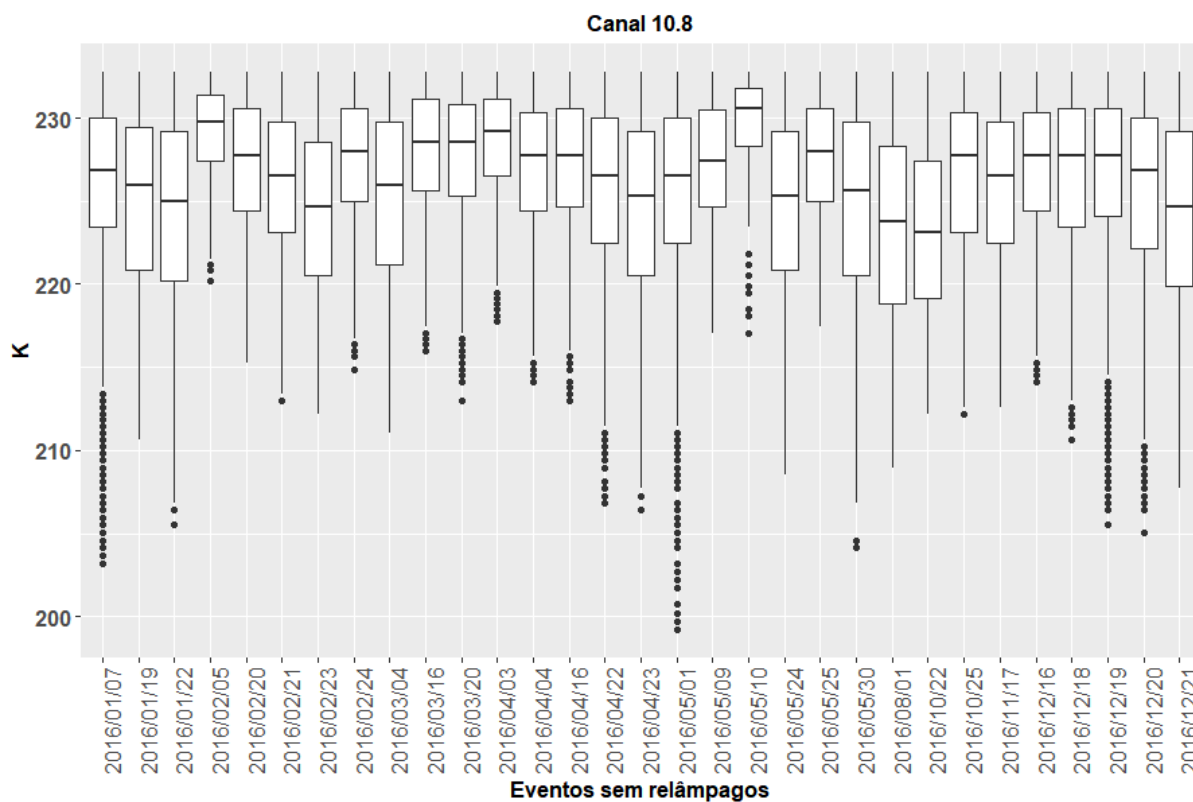
Figura 25. Gráfico da distribuição dos dados da diferença entre o canal 6.2 e 10.8 do MSG em Kelvin (eixo das ordenadas) para os casos dos dias convectivos sem relâmpagos no ano de 2016 e com valores acima de -15K (Machado et al, 2007).



4.2.3 Análise da formação de gelo no topo da nuvem

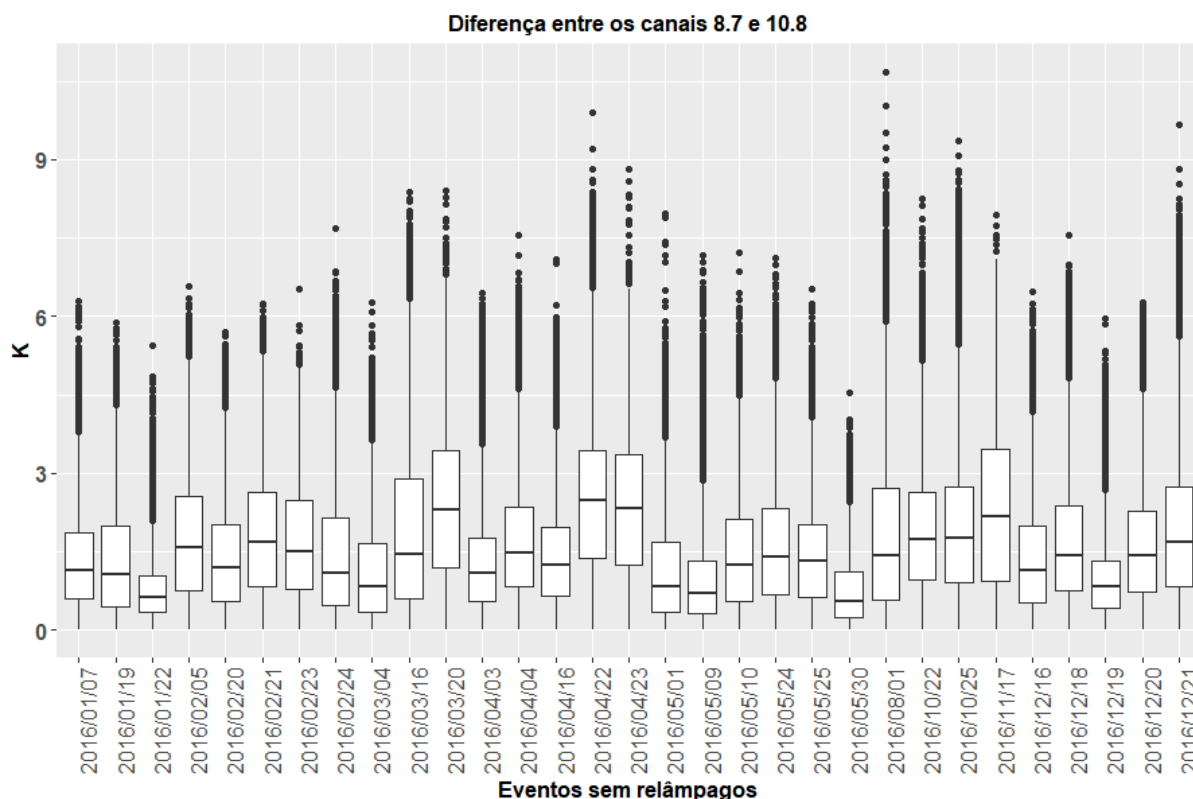
No canal do infravermelho 10.8 na figura 26 é observado que a maior concentração dos dados se detém entre o limiar de 233 K e 220 K. Se encontrando também na faixa analisada dos dias com relâmpagos que foi abaixo de 240K. Os dias sem relâmpagos não atingiram valores tão baixos quanto os com relâmpagos, como podemos ver, apenas poucos pixels atingiram valores abaixo de 220K. O valor mais baixo atingido foi de 199,2K ocorrido no dia 1 de maio, porém a maioria dos valores dos pixels para esses dias estão concentrados acima de 220K.

Figura 26. Gráfico da distribuição dos dados do canal 10.8 do MSG em Kelvin (eixo das ordenadas) para os casos dos dias convectivos com relâmpagos no ano de 2016 e com valores abaixo de 233K (Carlos et al, 2016).



Quanto a diferença entre os canais 8.7 e 10.8 (Figura 27) para os dias sem relâmpagos é observado maior concentração dos pixels com valores de diferença de até 3 K, comparado ao dias com relâmpagos onde a concentração foi entre -0,5K e 2K, os dias sem relâmpagos encontram-se dentro deste limiar, ou seja, há formação de gelo nas nuvens, porém isto não se torna um fator preponderante para condições ideais de geração de relâmpagos. Desta forma, também não há uma distinção clara neste campo analisado, entre as nuvens geradoras e as não geradoras de descargas elétricas atmosféricas.

Figura 27. Gráfico da distribuição dos dados da diferença entre o canal 8.7 e 10.8 do MSG em Kelvin (eixo das ordenadas) para os casos dos dias convectivos com relâmpagos no ano de 2016 e com valores acima de 0 K (Matthee & Mecikalski, 2013).

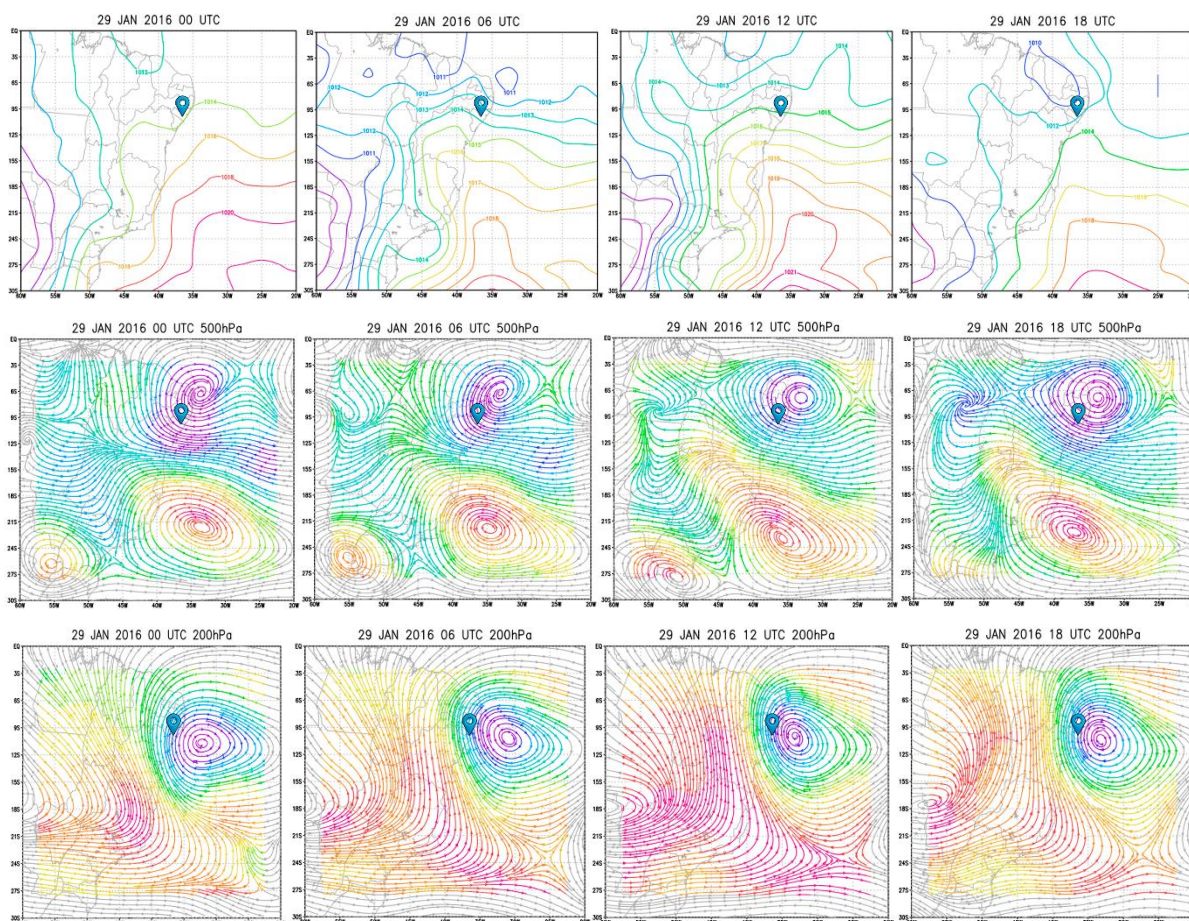


4.3 Estudo de Caso: Dia 29 de Janeiro de 2016

4.3.1 Condições atmosféricas no dia estudado

Para o estudo de caso foi selecionado o dia 29 de janeiro, visto que foi o dia que apresentou maior quantidade de relâmpagos em 2016, tornando-se o mais representativo. Para este dia, através dos campos de pressão na Figura 28, é observado um cavado a sudoeste do estado e uma crista a leste para o horário de 00 UTC, já para o horário de 06 UTC o cavado se estende na costa do estado e a crista a oeste. A partir das 12 horas o cavado desintensifica, porém as 18 UTC é observada a noroeste do estado uma isóbara fechada de 1010hPa, assim como um cavado a leste. Através dos campos de linhas de correntes de médios (500 hPa) e altos níveis (200 hPa), é possível observar um Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN) sobre o nordeste brasileiro, presente ao longo do dia nos horários aqui analisados, e de grande profundidade se estendendo de altos a médios níveis com seu eixo inclinado.

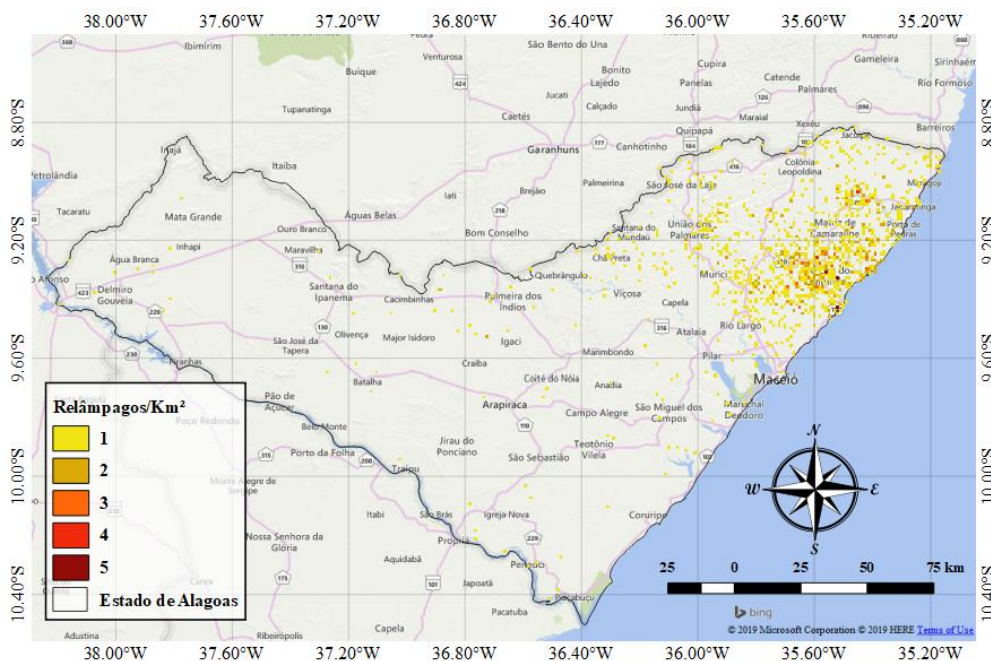
Figura 28. Pressão a nível do mar em hPa (Primeira linha), linhas de correntes em 500 hPa (segunda linha) e Linhas de correntes em 200 hPa (terceira linha). Os dados foram plotados para o dia 29 de janeiro de 2016 nos horários de 00 UTC (primeira coluna), 06 UTC (segunda coluna), 12 UTC (terceira coluna), 18 UTC (quarta coluna). Seta azul destacando a localização do estado de Alagoas.



O VCAN, de acordo com Cordeiro (2014), é o principal fenômeno associado com trovoadas no estado de Alagoas. Dessa maneira, o cavado em conjunto com o VCAN no dia 29 de janeiro de 2016, foram os sistemas sinóticos que causaram a nebulosidade para este dia e, conseqüentemente, condições favoráveis para a ocorrência das descargas elétricas atmosféricas em Alagoas.

Através da densidade de relâmpagos, na Figura 29, é possível observar a distribuição espacial das descargas que ocorreram no dia 29 de janeiro. Foram detectados relâmpagos em grande parte do estado de Alagoas, porém há uma maior concentração na região leste do estado próximo à região litorânea. Municípios como Barra de Santo Antônio e São Luís do Quitunde apresentam valores de até 5 relâmpagos por km².

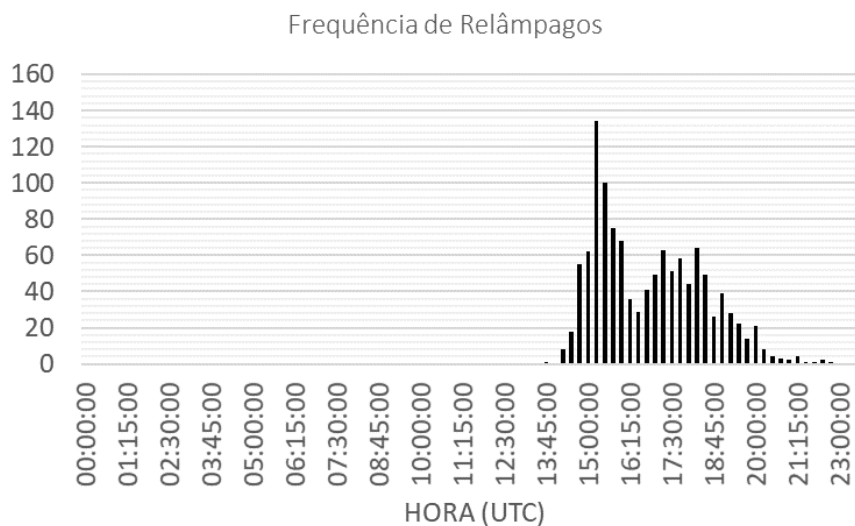
Figura 29. Densidade de Relâmpagos (relâmpagos / km²) no Estado de Alagoas para o dia 29 de janeiro de 2016.



4.3.2 Análise com os dados do MSG

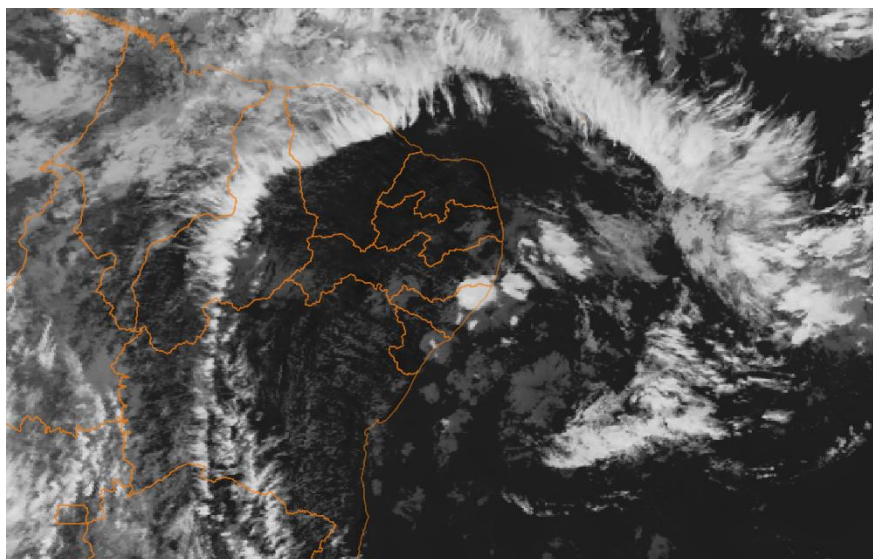
Para a análise, foi escolhido o horário de 15:15 UTC, pois foi o horário em que mais houve ocorrência de relâmpagos. Nota-se na figura 30 que as ocorrências iniciaram desde 13:45 UTC até as 22:45 UTC, porém a maior frequência foi de 134 relâmpagos detectados neste horário de 15:15 UTC.

Figura 30. Gráfico da frequência de relâmpagos a cada 15 minutos no Estado de Alagoas para o dia 29 de janeiro de 2016.



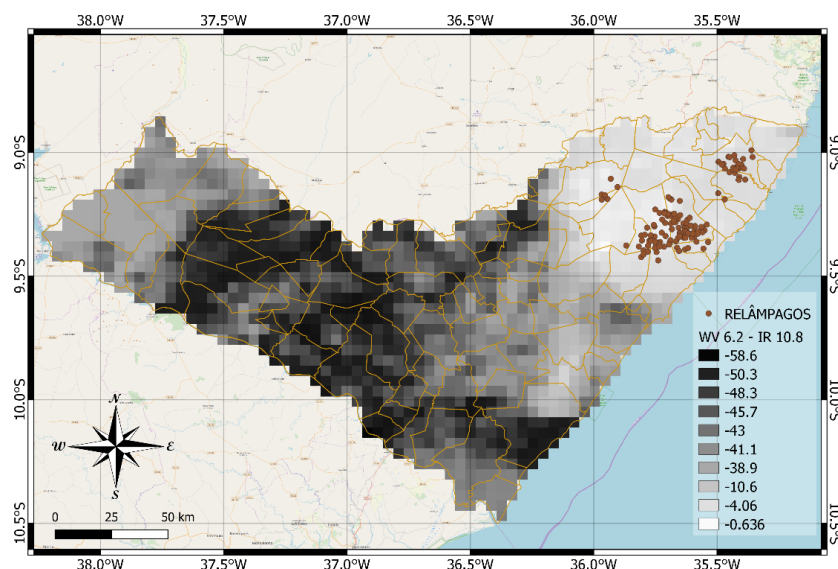
Na figura 31, podemos observar que às 15:15 UTC havia nebulosidade formada devido ao VCAN, principalmente nas áreas de sua extremidade (Figura 28). Em Alagoas, há nebulosidade em grande parte do estado, mas é notável a nebulosidade convectiva na costa leste do estado de Alagoas, que também se estende até o estado de Pernambuco.

Figura 31. Imagem do canal Infravermelho 10.8 do MSG para o horário de 15:15 UTC no dia 29 de janeiro de 2016.



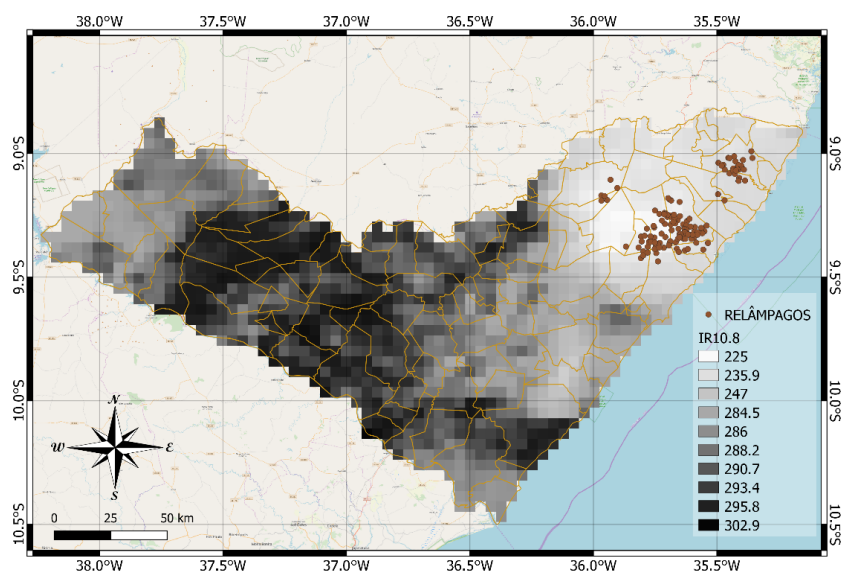
Na diferença entre os canais 6.2 e 10.8 do MSG para este horário (Figura 32), nota-se na região leste do estado de Alagoas que há uma concentração de valores acima de -5K, justamente na área da nebulosidade observada anteriormente. Ou seja, a nebulosidade observada apresenta grande desenvolvimento vertical, condições favoráveis para descargas elétricas, as quais foram detectadas apenas nesta região para as 15:15 UTC. Entre a região de Coruripe e São Miguel dos Campos também são observados alguns valores acima de -5K, porém em uma área menor e não houve relâmpago detectados para esta região neste horário.

Figura 32. Mapa da diferença de Temperatura de brilho entre o canal 6.2 e 10.8 do MSG para Alagoas no horário de 15:15 UTC para o dia 29 de janeiro de 2016.



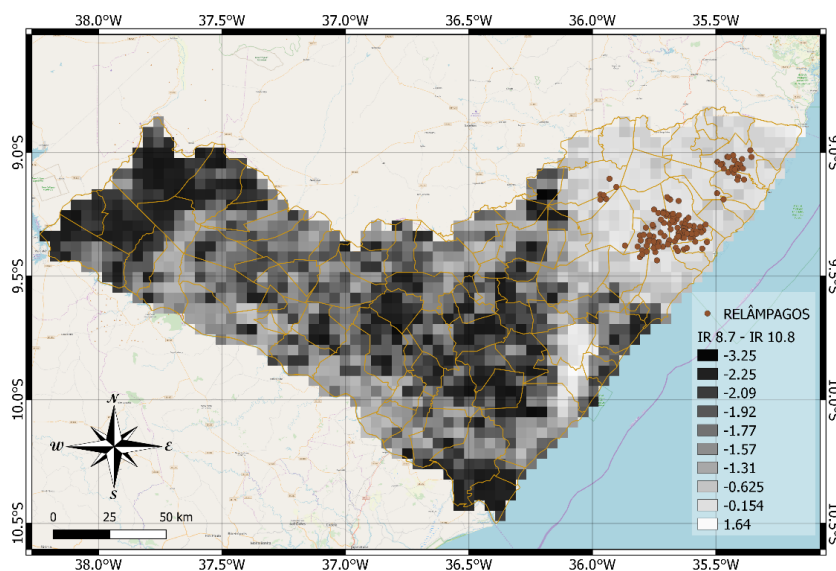
Na Temperatura de brilho do canal 10.8 (Imagem 33), há uma concentração de valores abaixo de 236K na região onde ocorreram os relâmpagos. Então a nebulosidade no leste de Alagoas observada apresentou formação de gelo em seu topo. As demais regiões que não apresentaram descargas elétricas tiveram em sua maioria, temperaturas acima de 247K, exceto na região mencionada anteriormente (entre Coruripe e São Miguel dos Campos) onde também houve temperaturas abaixo de 236K.

Figura 33. Mapa da Temperatura de brilho do canal 10.8 do MSG para Alagoas no horário de 15:15 UTC para o dia 29 de janeiro de 2016.



Para a diferença de temperatura de brilho entre os canais 8.7 e 10.8 do MSG (Figura 34), nota-se grande concentração de pixels com valores maiores que $-0,5K$ nas regiões onde ocorreram os relâmpagos, e entre Coruripe e São Miguel dos Campos são observados valores até positivos, desta forma, há formação de gelo no topo das nuvens nesta região, apesar de não ocorrer nenhuma descarga, é destacável o fato desta região apresentar nuvens com topos frios, formação de gelo e grande desenvolvimento vertical.

Figura 34. Mapa da diferença de Temperatura de brilho entre o canal 8.7 e 10.8 do MSG para Alagoas no horário de 15:15 UTC para o dia 29 de janeiro de 2016.



5. CONCLUSÕES

A partir das análises dos resultados, verificou-se que a metodologia adotada foi suficiente para alcançar os objetivos propostos concluindo-se:

- O desenvolvimento vertical das nuvens analisadas através da diferença entre o canal 6.2 e 10.8 tiveram resposta significativas quanto as nuvens geradoras de relâmpagos, corroborando com resultados de Machado et al (2007), porém através dos resultados deste trabalho é possível adaptar, para o estado de Alagoas, o limiar de -15 K proposto, para valores maiores que -5 K que se mostraram mais representativos nos casos aqui analisados. Já para o limiar de temperatura de brilho do canal 10.8 do MSG proposto por Carlos et al (2016) não se mostrou tão significativo já que os valores das nuvens geradoras de relâmpagos estiveram concentrados a partir de 240 K e não de 233 K. Para a diferença de temperatura de brilho do canal 8.7 e 10.8 em Alagoas foi notório que não só valores acima de 0 K , como proposto por Matthee & Mecikalski (2013) , mas sim, valores próximos deste limiar que foram mais característicos nas nuvens geradoras de relâmpagos analisadas
- A melhor característica aqui analisada que representou a diferença entre as nuvens geradoras e as não geradoras foi o desenvolvimento vertical das nuvens observadas através da diferença entre o canal de vapor d'água 6.2 e do Infravermelho 10.8. Foi possível observar que apesar das nuvens não geradoras serem convectivas, não tinham tanto desenvolvimento quanto as que eram geradoras. Desta forma a profundidade de convecção se mostrou uma característica forte para identificação de nuvens geradoras de descargas elétricas atmosféricas para o estado de Alagoas.
- Quanto a presença ou formação de gelo das nuvens, notou-se que as descargas ocorreram em nuvens que possuíam não só gelo em seu topo, mas também água super-resfriada e que quanto maior a quantidade de gelo em relação a água super resfriadas (Valores positivos mais distante de 0 K da diferença entre os canais do infravermelho 8.7 e 10.8), decresce o potencial desta nuvem ser geradora de relâmpago. Apesar disto não houve uma diferença clara, quanto apenas este fator, entre as nuvens geradoras e não geradoras, já que o topo das nuvens convectivas em que não houveram descargas também possuíam formação de gelo.

- Já no estudo de caso feito para o dia 29 de janeiro de 2016, mostrou que a nebulosidade geradora de descargas elétricas possuía toda as características encontradas neste estudo, porém uma nebulosidade entre os municípios de Coruripe e São Miguel dos Campos também possuía, mas não houve descargas. O fator característico da diferença entre essas nebulosidades foi sua extensão, conseqüentemente também a densidade de pixel com valores dentro dos limiares aqui encontrados. Desta maneira o diâmetro da nebulosidade com valores característicos de nuvem geradoras de relâmpago pode vir a ser um outro fator a ser levado em consideração.
- Os resultados aqui encontrados podem auxiliar o desenvolvimento de ferramentas, assim como suporte para análise e monitoramento de nuvens que tenham potencial de serem geradoras de relâmpagos no estado de Alagoas e que representam um risco a sociedade de forma geral, seja por dano de vida ou econômico.

5 REFERÊNCIAS

COOPER, Mary Ann; HOLLE, Ronald L. **Reducing lightning injuries worldwide**. Springer International Publishing, 2019.

COORAY, V. **An Introduction to Lightning**. Uppsala: Springer, 2015.

CORDEIRO, Edwans Silva. **Análise sinótica dos eventos com trovoadas para o estado de Alagoas dentre o período de 15 anos (1998-2012)**. Dissertação – UFAL. 2014.

COTTON, William R.; BRYAN, George; VAN DEN HEEVER, Susan C. Cumulonimbus clouds and severe convective storms. In: **International Geophysics**. Academic Press, 2011. p. 315-454.

DE BRITO, B. M. et al. Análise do comportamento das trovoadas no estado de alagoas, previsão à curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 2, p. 243-256, 2011.

DOWDEN, R. L.; BRUNDELL, J. B. Improvements relating to the location of lightning discharges. **Australia Patent**, v. 749713, p. 200071483, 2000.

DOWDEN, R. L.; BRUNDELL, J. B.; RODGER, C. J. VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 64, n. 7, p. 817-830, 2002.

DYE, J. E. et al. Early electrification and precipitation development in a small, isolated Montana cumulonimbus. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 91, n. D1, p. 1231-1247, 1986.

FEDOROVA, NATALIA. Sinótica I: Fenômenos atmosféricos dados sinóticos e massas de ar. **Maceió: EDUFAL**, 2008.

FERREIRA, Nelson Jesus et al. Monitoramento de nuvens de gelo e de água líquida super-resfriada sobre as regiões Sul e Sudeste do Brasil utilizando-se imagens multiespectrais do GOES-8. In: **XI Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2000, Rio de Janeiro. CD-ROM, 2000.

FERREIRA, R. et al. Tendência dos índices de instabilidade na América do Sul. **Ciência e Natura**, v. 38, p. 164-169, 2016.

GRIMM, Marlene. O processo de Bergeron. Meteorologia básica. **UFPR**, 1999. Disponível em: <<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo/>>.

HOUZE, Robert A. Orographic effects on precipitating clouds. **Reviews of Geophysics**, v. 50, n. 1, 2012.

HU, Yongxiang et al. Occurrence, liquid water content, and fraction of supercooled water clouds from combined CALIOP/IIR/MODIS measurements. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 115, n. D4, 2010.

KHAIN, A.; ROSENFELD, D.; POKROVSKY, A. Aerosol impact on the dynamics and microphysics of deep convective clouds. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology and physical oceanography**, v. 131, n. 611, p. 2639-2663, 2005.

LAMB, Dennis; VERLINDE, Johannes. **Physics and chemistry of clouds**. Cambridge University Press, 2011.

LANG, Timothy J. et al. WMO world record lightning extremes: Longest reported flash distance and longest reported flash duration. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 6, p. 1153-1168, 2017.

LI, Zhanqing et al. Long-term impacts of aerosols on the vertical development of clouds and precipitation. **Nature Geoscience**, v. 4, n. 12, p. 888, 2011.

MAGNUM. A História do Python, 2014. Disponível em: < <http://mindbending.org/pt/a-historia-do-python>>.

MACHADO, Luiz AT et al. Relationship between Cloud-Ground Lightning and Penetrative Clouds: A Multi-channel Satellite Application. 2007. Disponível em: <<http://mtc-m16b.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2007/12.13.17.25/doc/v1.pdf>>

MATTHEE, Retha; MECIKALSKI, John R. Geostationary infrared methods for detecting lightning-producing cumulonimbus clouds. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 118, n. 12, p. 6580-6592, 2013.

MCMAHON, Breonna et al. An Observation of Very Low Frequency (VLF) Electromagnetic Waves Generated by Lightning Strikes via RockSat-X. In: **Proceedings of the Wisconsin Space Conference**. 2016.

OKA, Mauricio Massazumi. História da eletricidade. **Universidade de São Paulo**, 2000. Disponível em: <<http://www.lsi.usp.br/~dmi/manuais/HistoriaDaEletricidade.pdf>>.

PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A. **Relâmpagos**. 2. ed. São Paulo: Ed. Brasiliense, 2008.

REBOITA, Michelle Simões et al. Entendendo o Tempo e o Clima na América do Sul. **FURG**, 2012. Disponível em: < <http://repositorio.furg.br/bitstream/handle/1/4742/Entendendo%20o%20tempo%20e%20o%20clima%20na%20América%20do%20Sul.pdf?sequence=1>> .

RODGER, C. J. et al. Growing detection efficiency of the world wide lightning location network. In: **AIP Conference Proceedings**. AIP, 2009. p. 15-20.

RODRIGUES, L. R. L.; FEDOROVA, N.; LEVIT, V. Cavados Béricos Atuantes no Estado de Alagoas e Fenômenoss Adversos Associados. CONGRESSO

BRASILEIRO DE METEOROLOGIA (CBMET), 14., 2006. Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: [s.n.], 2008.

RODRIGUES, Luis Ricardo Lage; FEDOROVA, Natalia; LEVIT, Vladimir. Trovoadas na costa leste do nordeste do Brasil associadas a interação entre ondas nos ventos de leste e VCAN. In: **XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia**. 2006.

RUDLOSKY, Scott D.; SHEA, Dustin T. Evaluating WWLLN performance relative to TRMM/LIS. **Geophysical Research Letters**, v. 40, n. 10, p. 2344-2348, 2013.

SCHMETZ, Johannes et al. An introduction to Meteosat second generation (MSG). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 7, p. 977-992, 2002.

SILVA, Bruce Francisco Pontes da et al. Synoptic systems associated to heavy precipitation in the state of Alagoas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 26, n. 3, p. 323-338, 2011.

SILVA, Cibelle Celestino; PIMENTEL, Ana Carolina. Uma análise da história da eletricidade presente em livros didáticos: o caso de Benjamin Franklin. **Caderno Brasileiro de Ensino de Física**, v. 25, n. 1, p. 141-159, 2008.

TARAVAT, Alireza et al. Multilayer perceptron neural networks model for meteosat second generation SEVIRI daytime cloud masking. **Remote Sensing**, v. 7, n. 2, p. 1529-1539, 2015.

WANG, Pao K. **Physics and dynamics of clouds and precipitation**. Cambridge University Press, 2013.

World Meteorological Organization. International Cloud Atlas Manual on the Observation of Clouds and Other Meteors (WMO-No. 407). **WMO**, 2017. Disponível em: < <https://cloudatlas.wmo.int/home.html>>.

EKSTEEN, Sanet; BREETZKE, Gregory D. Predicting the abundance of African horse sickness vectors in South Africa using GIS and artificial neural networks. **South African Journal of Science**, v. 107, n. 7-8, p. 20-28, 2011.

Kousky, V. E. and M. A. Gan, 1981. Upper tropospheric cyclone vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, 33, 538-551.

Zhang, W., Zhang, Y., & Zhou, X. (2013). Lightning activity and precipitation characteristics of Typhoon Molave (2009) around its landfall. **Acta Meteorologica Sinica**, 27(5), 742–757. doi:10.1007/s13351-013-0510-3.