

Meteorologia em tópicos – Volume 9

Meteorologia em tópicos:

Volume 9

1ªEdição

Organizadores:

Rose Ane Pereira de Freitas

Glauber Lopes Mariano

Maceió-AL – novembro de 2023

DR LTDA

Dados internacionais de Catalogação na Publicação:

M589 Meteorologia em Tópicos: volume 9 /
Organizado por Rose Ane Pereira de Freitas e
Glauber Lopes Mariano. – Maceió: Clube dos
Autores, 2023.

453p.: il. color.

Vários autores/colaboradores

ISBN 978-65-991641-2-5

1. descargas elétricas. 2. storm track.
3. energética. 4. ciclo hidrológico. 5. dinâmica costeira.
6. poluição I. Freitas, Rose Ane e Mariano Glauber
Lopes; organizadores.

CDD 551.5

Meteorologia em tópicos:

Volume 9

1ª Edição

Organizadores:

Rose Ane Pereira de Freitas

Glauber Lopes Mariano

Autores /colaboradores:

Anderson Spohr Nedel

André Becker Nunes

Artur Xavier Pimentel

Daniel Ricardo Arsand

Danilo Siden Batista Santos Silva

Débora de Souza Simões

Djane Fonseca da Silva

Douglas da Silva Lindemann

Érico Kunde Correa

Erika Matte Peralta

Everton Holz Brignol

Fabrício Daniel dos Santos Silva

Felipe Freitas Costa

Fernanda Casagrande

Fernanda Liz Lima de Araújo

Glauber Lopes Mariano

Graciela Redies Fischer

Heliofábio Barros Gomes

Henrique Nornberg da Silva

Henrique Ravi Rocha de Carvalho Almeida

João Otavio Alves Accioly

Jonas da Costa Carvalho

José Clenio Ferreira de oliveira

Jose Francisco de Oliveira Junior

Kleymerson Pereira Lins

Leonardo José Gonçalves Aguiar

Luciana Cardoso Neta

Luís Felipe Ferreira de Mendonça

Maiane Rodrigues do Nascimento

Marcelo Felix Alonso

Marcelo Queiroz de Assis Oliveira

Marcio Francisco Denzer Kruger

Maria Luciene Dias de Melo

Mateus da Silva Teixeira

Mathias Oliveira Portela Vieira

Mayara Rodrigues Nascimento

Morgana Vaz da Silva

Pedro Fernandes de Souza Neto

Ricardo Victor Rodrigues Barbosa

Rose Ane Pereira de Freitas

Vinícius de Lima Lopes

Yuri da Cruz Brizolara

Maceió-AL – novembro de 2023

DR LTDA

Sumário

APRESENTAÇÃO 10

CAPÍTULO 1 - Descargas elétricas atmosféricas associadas a tempestades 13

Luciana Cardoso Neta
Morgana Vaz da Silva

CAPÍTULO 2 - Storm tracks no hemisfério sul: da gênese aos cenários futuros e impactos na saúde humana..... 58

Rose Ane Pereira de Freitas
Fernanda Casagrande
Luís Felipe Ferreira de Mendonça
Douglas da Silva Lindemann
Erika Matte Peralta
Everton Holz Brignol
Anderson Spohr Nedel
Marcelo Felix Alonso

CAPÍTULO 3 - Introdução a energética de área limitada 104

Leonardo José Gonçalves Aguiar
Mateus da Silva Teixeira
André Becker Nunes
Graciela Redies Fischer
Yuri da Cruz Brizolara

Henrique Nornberg da Silva
Felipe Freitas Costa
Vinicius de Lima Lopes

CAPÍTULO 4 - Dinâmica hidrológica: processos e componentes do ciclo da água..... 152

Erika Matte Peralta
Débora de Souza Simões
Vinicius de Lima Lopes
Artur Xavier Pimentel
Rose Ane Pereira de Freitas

CAPÍTULO 5 - Influência da variabilidade climática na dinâmica costeira de regiões litorâneas..... 190

Maiane Rodrigues do Nascimento
Henrique Ravi Rocha de Carvalho Almeida
Djane Fonseca da Silva
Pedro Fernandes de Souza Neto
Mayara Rodrigues Nascimento

CAPÍTULO 6 - Poluição atmosférica urbana: abordagem interdisciplinar 248

Marcio Francisco Denzer Kruger
Marcelo Felix Alonso
Érico Kunde Correa
Jonas da Costa Carvalho
Daniel Ricardo Arsand

CAPÍTULO 7 - Climas de montanha, de floresta, marítimo e urbano: um específico conceito de clima em biometeorologia..... 289

José Clenio Ferreira de oliveira
Mathias Oliveira Portela Vieira
Glauber Lopes Mariano

CAPÍTULO 8 - Sensoriamento remoto para análise do espaço urbano e ambiental..... 369

Heliofábio Barros Gomes
João Otavio Alves Accioly
Glauber Lopes Mariano
Fabrício Daniel dos Santos Silva
Jose Francisco de Oliveira Junior
Ricardo Victor Rodrigues Barbosa

CAPÍTULO 9 - Radar Meteorológico: Definição, principais características e importância para ciência e sociedade 405

Maria Luciene Dias de Melo
Kleymerson Pereira Lins
Marcelo Queiroz de Assis Oliveira
Fernanda Liz Lima de Araújo
Danilo Siden Batista Santos Silva

SOBRE OS AUTORES..... 432

CRÉDITOS / EXPEDIENTE..... 453

APRESENTAÇÃO

Neste nono volume da série "Meteorologia em Tópicos", mantemos nosso compromisso original de fornecer material didático de meteorologia em língua portuguesa. Destinado a graduandos e interessados em meteorologia e áreas correlatas, o livro destaca as experiências de professores dos cursos de meteorologia da Universidade Federal de Alagoas e Universidade Federal de Pelotas. Cada capítulo aborda diversos temas e áreas do conhecimento, proporcionando uma visão abrangente e enriquecedora.

Ao explorar as páginas deste livro, você será guiado por conceitos fundamentais e desafios contemporâneos da meteorologia. Seja você um estudante em busca de conhecimento acadêmico, um pesquisador procurando informações específicas ou um entusiasta apaixonado por meteorologia, esta edição oferece uma leitura cativante e informativa. Aprofunde-se nas complexidades atmosféricas e aprimore seu entendimento sobre os fenômenos meteorológicos que moldam nosso ambiente.

Nesta edição, destacamos a diversidade de temas abordados por especialistas renomados na área da meteorologia. Os capítulos abrangem desde os fundamentos da Biometeorologia e Índices de Conforto Térmico até a aplicação prática da modelagem meteorológica e a análise de fenômenos adversos na agricultura.

Explorando questões específicas, como a influência das condições meteorológicas em Pelotas/RS e os bloqueios atmosféricos na América do Sul, a série oferece uma visão abrangente e especializada. Cada capítulo proporciona uma leitura envolvente, contribuindo para uma compreensão mais profunda da meteorologia e seus impactos.

Este nono volume mantém o compromisso da série em fornecer conhecimentos relevantes e atualizados sendo uma rica fonte de informações para explorar o fascinante mundo da atmosfera e suas interações.

Rose Ane Pereira de Freitas

Professora da Faculdade de Meteorologia
Universidade Federal de Pelotas

Glauber Lopes Mariano

Professor do Instituto de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Alagoas

Política editorial: Os dados, conceitos e textos publicados, bem como a exatidão das referências bibliográficas, são de inteira responsabilidade dos autores

CAPÍTULO 1

DESCARGAS ELÉTRICAS ATMOSFÉRICAS ASSOCIADAS A TEMPESTADES

**Luciana Cardoso Neta
Morgana Vaz da Silva**

1.1 Introdução

As descargas elétricas atmosféricas (DEA) ocorrem geralmente em tempestades, devido ao acúmulo de cargas elétricas em regiões localizadas na atmosfera (RAKOV; UMAN, 2003). Estas descargas iniciam quando o campo elétrico, que é produzido por estas descargas, excede a rigidez dielétrica ou capacidade isolante do ar em um determinado local da atmosfera.

Segundo um estudo de Pinto Jr. (2009), no Brasil ocorrem anualmente de 50 a 70 milhões de raios que produzem em média uma centena de mortos. No biênio 2018-2019, foram registrados entre 88 e 472 mil DEA, na região Sul e Sudeste do Brasil segundo o grupo de eletricidade atmosférica do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE/ELAT, 2023).

Quando um relâmpago ocorre, devido a sua grande intensidade, ele é capaz de literalmente quebrar as moléculas de nitrogênio e oxigênio dentro do seu canal. Os

átomos resultantes podem ser incorporados a outras moléculas ou agruparem-se formando novas moléculas, alterando, com isto, a química da atmosfera na região em torno do canal (ROCHA; CARDOSO, 2021).

Neste capítulo apresentaremos os tipos de tempestades e descargas elétricas atmosféricas e os principais mecanismos onde as DEA se desenvolvem. Além disso discutiremos as principais hipóteses de formação das descargas.

1.2 Tipos de tempestade

As tempestades podem ser subdivididas em unicelulares (também chamadas massas de ar ou células ordinárias), multicelulares e supercelulares. A distinção entre estes tipos de tempestades é, em grande parte, controlada pelo cisalhamento vertical do vento (BLUESTEIN, 2007; LIN, 2007).

1.2.1 Tempestades unicelulares

As tempestades unicelulares ocorrem de forma isolada (uma única nuvem Cumulonimbus - Cb) e são produzidas por convecção local numa massa de ar instável. Ao longo do seu ciclo de vida, que tem duração típica de 45 a 60 minutos, apresentam três estágios de evolução, identificados por Byers e Braham (1949) em virtude dos dados obtidos durante o Projeto Thunderstorm, ocorrido na Flórida e em

Ohio. Os três estágios do ciclo de vida de uma tempestade unicelular, mostrados na Figura 1, são:

(a) estágio inicial (Figura 1a), caracterizado por “torres” de nuvens Cumulus. Predominam as correntes de ar ascendentes dentro da nuvem que arrastam, assim, partículas de gelo e gotas de água para cima.

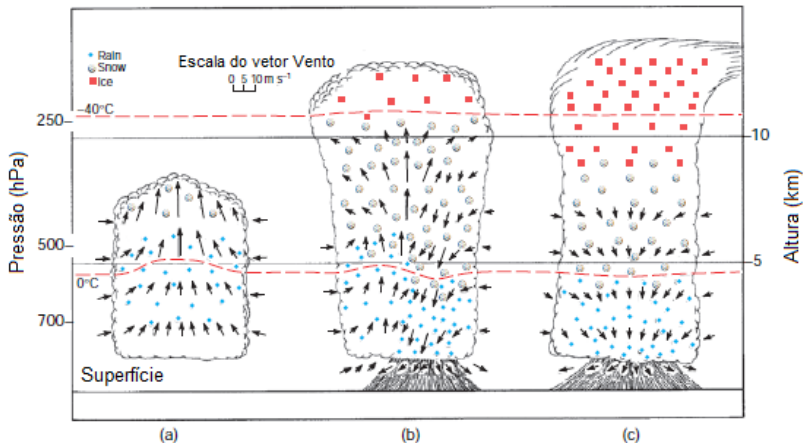


Figura 1. Esquema ilustrativo da evolução de uma tempestade unicelular que mostra os diferentes estágios do ciclo de vida: (a) estágio Cumulus, (b) estágio de maturação e (c) estágio de dissipação.

Fonte: Modificado de WALLACE e HOBBS (2006).

Estas correntes são alimentadas pela convergência de vapor d’água na camada limite em uma região de convergência de ar quente e úmido em superfície (DJURIĆ, 1994).

Estas correntes ascendentes ocorrem em um ambiente de fraco cisalhamento vertical do vento e sua velocidade

não excede 10 m/s (LIN, 2007). Neste estágio, o nível de eletrificação é praticamente inexistente (FRENCH et al., 1996) e o diâmetro da nuvem pode chegar a 10km, estando sua base situada a uma altura de 1,5km e seu topo a 8km, aproximadamente.

(b) O estágio de maturação (Figura 1b) é caracterizado pela presença de correntes de ar ascendentes e descendentes na nuvem, chamada de Cumulonimbus (Cb). As partículas de gelo e gotas d'água que, no primeiro estágio eram arrastadas para cima, tornam-se maiores e mais numerosas.

As correntes descendentes se formam acima do nível de congelamento e as ascendentes permanecem fortes, com maior intensidade nos níveis mais altos da célula. À medida que a profundidade da nuvem aumenta e atinge níveis próximos da tropopausa, o seu topo se espalha, resultando na formação da bigorna da nuvem que aponta na direção dos ventos presentes nesta altitude (TRAPP, 2013).

Neste estágio, as gotas d'água no interior da nuvem tornam-se pesadas para serem sustentadas pelas correntes ascendentes e atingem a superfície, na forma de precipitação. O ar frio descendente forma uma piscina de ar frio. A frente de rajada associada com a piscina fria se espalha quando atinge a superfície (WAKIMOTO, 1982).

Desta forma, este estágio pode ser caracterizado por condições adversas de tempo em superfície como intensa precipitação, ventos fortes, granizo, descargas elétricas atmosféricas e até tornados (WALLACE e HOBBS, 2006).

Quando a frente de rajada se distancia do sistema, o levantamento do ar quente e úmido não entra mais na corrente ascendente, deixando de alimentar o sistema. A partir de então, este começa a se dissipar. Há diminuição na intensidade da chuva que adquire um caráter estratiforme (COTTON e ANTHES, 1989). No estágio de maturação, que tem duração de aproximadamente 30 minutos, a extensão vertical da nuvem pode atingir alturas entre 10 e 18km.

(c) No estágio de dissipação de uma tempestade unicelular (Figura 1c), as correntes de ar descendentes são predominantes. Neste estágio é encontrada uma quantidade significativa de cristais de gelo e neve acima do nível de congelamento. Próximo ao final deste estágio, as correntes de ar enfraquecem e as gotículas d'água não crescem mais e cessa a precipitação. Assim, ocorre a dissipação da nuvem Cb, restando apenas a bigorna composta de nuvens Cirrostratus e Altostratus.

1.2.2 Tempestades Multicelulares

Tempestades que se agrupam como aglomerados ou como linhas são chamadas tempestades multicelulares (COTTON e ANTHES, 1989). Estas tempestades ocorrem em um ambiente de moderado cisalhamento vertical do vento (10-18m/s, LIN, 2007) e são constituídas por nuvens Cb em diferentes estágios de desenvolvimento, simultaneamente.

A Figura 2 mostra a sequência de evolução de células individuais em uma tempestade multicelular. Na Figura 2a

nota-se a existência de 4 células em diferentes fases de desenvolvimento. A célula 1 está entrando em fase de dissipação, a célula 2 encontra-se na fase de maturação, a célula 3 ainda está em desenvolvimento e a célula 4 encontra-se em formação.

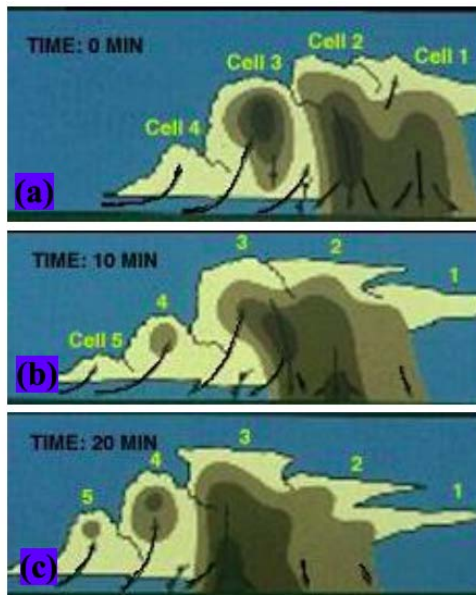


Figura 2. Sequência temporal de evolução de células individuais em uma tempestade multicelular, no (a) tempo inicial, (b) 10 minutos mais tarde e (c) 20 minutos mais tarde.

Fonte: DOSWELL III, 1985.

Dez minutos mais tarde (Figura 2b), todas as 4 células evoluíram e percebe-se a formação de uma quinta célula. Vinte minutos mais tarde (Figura 2c), observa-se o início de uma sexta célula, enquanto as 5 células anteriores passaram para novas etapas de desenvolvimento.

A intensidade do resfriamento atrás da frente de rajada depende da secura do ar, da profundidade da camada onde a evaporação ocorre e do tamanho das gotas e gotículas d'água (BLUESTEIN, 2007). Em geral, a profundidade da piscina fria atrás da frente de rajada varia desde várias centenas de metros até vários quilômetros. A frente de rajada é mantida pelas correntes descendentes frias e pode se estender até algumas dezenas de quilômetros na frente da tempestade, dependendo do seu estágio de evolução, como mostrou Wakimoto (1982).

A longevidade de tempestades multicelulares depende da interação entre a frente de rajada e o cisalhamento vertical do vento do ambiente em baixos níveis, como ilustrado na Figura 3. Na ausência de cisalhamento vertical do vento (Figura 3a), a piscina de ar frio se espalha à superfície e nenhuma célula convectiva é engatilhada ao longo da periferia desta, em resposta à ascensão do ar ambiente.

Mas, se houver cisalhamento vertical do vento sobre a profundidade da piscina de ar frio (Figura 3b), a possibilidade de o ar ser erguido o suficiente para atingir seu nível de condensação e engatilhar uma nova célula convectiva é aumentada. Isto porque, nestas condições, a

vorticidade horizontal gerada pela piscina de ar frio interage de forma construtiva com a vorticidade horizontal do ambiente, favorecendo o levantamento das parcelas de ar no limite dianteiro da piscina fria, corrente abaixo da direção do vetor cisalhamento do vento.

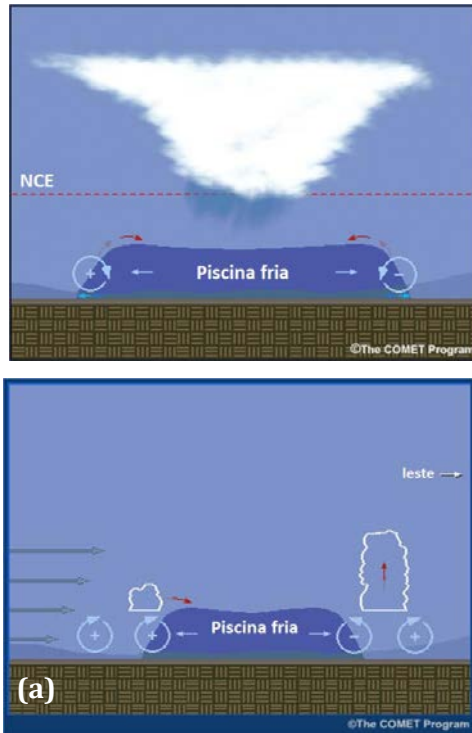


Figura 3. Frente de rajada na (a) ausência e (b) presença de cisalhamento vertical do vento. (NCE=nível de convecção espontânea).

Fonte: Modificado de The COMET Program

Esta teoria é conhecida como teoria RKW, devido a Rotunno, Klemp e Weisman, que a propuseram no final dos anos 1980 (ROTUNNO et al., 1988).

1.2.3 Tempestades Supercelulares

No final dos anos 1950 e início dos anos 1960, algumas tempestades, observadas com radar Doppler, persistiram por muito mais tempo do que aquelas estudadas até aquele momento. Além disto, estas tempestades apresentavam uma propagação à direita do vento médio da atmosfera e foram denominadas como “supercelulares”, segundo BROWNING e DONALDSON (1963), principalmente devido à sua longevidade. Sem o uso do radar Doppler, era difícil determinar precisamente como o campo de vento em supercélulas difere daquele de células ordinárias.

As tempestades supercelulares são as mais perigosas. Podem produzir ventos fortíssimos, grandes granizos e tornados. Na sua forma mais simples, apresentam uma corrente ascendente em rotação, quase estacionária e profunda. Estas correntes ascendentes em rotação geralmente ocorrem em conjunto com os mesociclones (KLEMP, 1987).

Um mesociclone é um sistema com rotação ciclônica (vorticidade da ordem de 10^{-2}s^{-1} ou maior), com 2 a 10km de diâmetro, localizado entre 4 e 6km de altura dentro da nuvem e com escala vertical de alguns quilômetros. A Figura 4 mostra uma tempestade supercelular, onde é possível ver

o aspecto em forma de “parafuso” da nuvem, induzido pelo mesociclone.



Figura 4. Ilustração de uma super célula de tempestade.

Fonte: METED/UCAR, 2023.

Considerando os resultados obtidos por pesquisadores em vários experimentos realizados desde os anos 1960, pode-se dizer que a maioria das tempestades supercelulares é caracterizada por:

a) se desenvolvem em ambiente com forte cisalhamento vertical do vento;

- b) um mesociclone associado com a corrente ascendente em rotação;
- c) quase sempre se propagam na direção do vento médio do ambiente;
- d) tendem a durar várias horas devido ao grande cisalhamento do vento ambiente;
- e) apesar de algumas supercélulas terem tamanho comparável com o de tempestades multicelulares, sua estrutura de nuvens, circulação e processos de formação da precipitação são organizados por um único par de correntes ascendentes/descendentes de grandes dimensões;
- f) algumas vezes duas supercélulas podem se formar pelo processo de divisão;
- g) as tempestades supercelulares tendem a produzir os tornados mais intensos e duradouros.

A corrente ascendente de uma supercélula é muito intensa, de 10 a 40 m/s, e é muito mais larga que a encontrada em tempestades unicelulares e multicelulares. Nestas condições, as gotículas de nuvem não têm tempo suficiente para crescer e, portanto, produzem valores baixos de refletividade, formando a chamada Bounded Weak Echo Region (BWER) (LIN, 2007).

A região BWER é envolvida por uma região com valores mais elevados de refletividade, que tem a forma de gancho, como mostrado na Figura 5. Uma região BWER é normalmente associada com fortes correntes ascendentes. O perfil vertical do vento é mostrado à direita, onde nota-se a

rotação dos ventos de baixos e médios níveis, relativamente aos níveis mais elevados. Com base nos padrões de precipitação e características das tempestades, as supercélulas podem ser classificadas em clássicas (mais estudadas), com muita precipitação e com pouca precipitação. Em uma supercélula clássica, a maioria da precipitação é observada corrente abaixo da corrente ascendente principal (o que também pode ser visto na Figura 5).

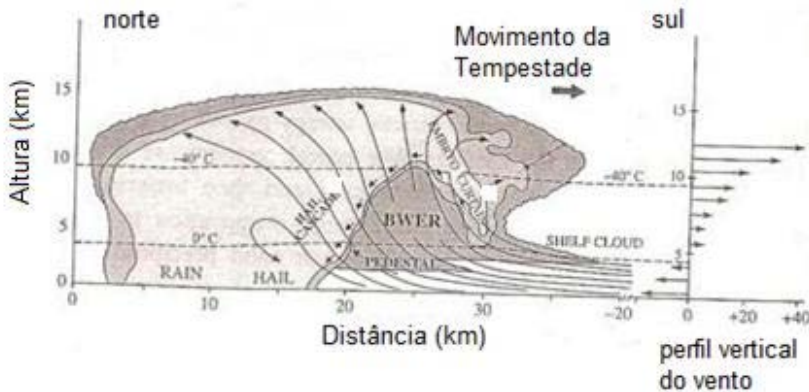


Figura 5. Secção vertical de uma tempestade supercelular.
Fonte: Modificado de LIN(2007).

1.3 Descargas Elétricas Atmosféricas

As descargas atmosféricas ocorrem geralmente em tempestades, o que implica na existência de fortes correntes

ascendentes (da ordem de 10m/s) e presença de gelo nas camadas mais altas. Isto favorece o acúmulo de cargas elétricas (positivas e negativas) em regiões localizadas na atmosfera, o que gera um campo elétrico. Eventualmente, se a intensidade deste campo elétrico for superior à rigidez dielétrica do ar, ocorre uma faísca – é a descarga atmosférica (RAKOV e UMAN, 2003).

As descargas atmosféricas podem ocorrer não apenas devido a nuvens de tempestades, que são as mais comuns, mas também podem ocorrer descargas em tempestades de areia e neve, e em erupções vulcânicas (UMAN, 1987), ou mesmo em outros tipos de nuvens, embora nestes casos possam ter menores extensões e intensidades.

1.3.1 Geração e Separação das Cargas Elétricas

A formação das cargas elétricas no interior das nuvens ainda é um fenômeno não totalmente conhecido e continua sendo alvo de investigação. Em parte, isto se deve ao fato da estrutura elétrica de uma tempestade ser muito complexa. Existem várias teorias a respeito. De acordo com a literatura, a geração de cargas dentro de uma tempestade ocorre devido a processos microfísicos e a sua separação, devido a processos macrofísicos (UMAN, 1987; WILLIAMS, 1988; MASON, 1988; SAUNDERS, 1995; RAKOV e UMAN, 2003).

Os processos microfísicos compreendem aqueles de geração das cargas no interior da nuvem (SAUNDERS, 1995)

a partir da colisão entre partículas de gelo de diferentes tamanhos e são classificados em:

(a) processo microfísico colisional indutivo: proposto no início dos anos 1910, conforme ilustrado na Figura 6. Neste processo os granizos, partículas maiores presentes, são polarizados pelo campo elétrico externo “E”, que é dirigido para a superfície. Desta maneira, a parte inferior do granizo fica positivamente carregada enquanto que a parte superior fica negativamente carregada. Esta é a maneira pela qual ocorre a geração de cargas no processo indutivo, que é assim chamado porque o campo elétrico ambiente induz a geração de cargas através da polarização do granizo.

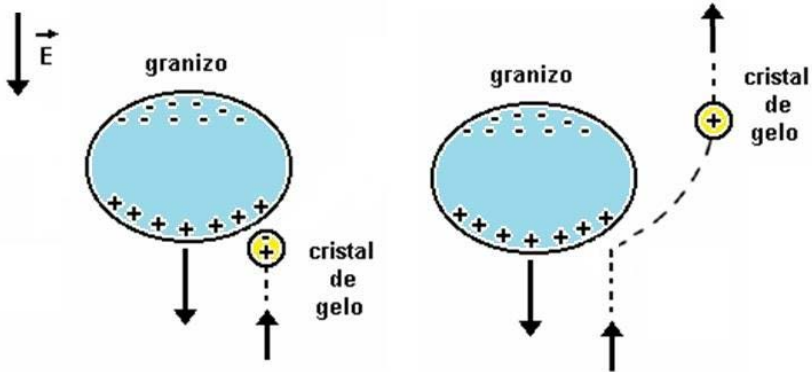


Figura 6. Representação do processo microfísico colisional indutivo de geração de cargas: (a) antes e (b) depois da colisão entre um granizo e um cristal de gelo.

Fonte: Modificado de IRIBARNE e CHO (1986).

(b) processo microfísico colisional termoelétrico: relaciona a polaridade das cargas transferidas durante colisões entre partículas de gelo com a temperatura. Esta temperatura é chamada de Temperatura de Inversão da carga (TI) (Figura. 7), estimada em torno de -15°C a aproximadamente 6km de altura. Estudos experimentais incluem um intervalo entre -10°C e -20°C (TAKAHASHI, 1973; JAYARANTE et al., 1985).

Se a colisão entre um granizo e um cristal de gelo ocorrer a temperaturas mais elevadas que TI, o granizo ficará positivamente carregado e o cristal de gelo negativamente carregado (parte inferior da Figura.7). No caso contrário, o granizo ficará negativamente carregado e o cristal de gelo, positivamente carregado.

À medida que os cristais de gelo e granizos ficam carregados, estas cargas são separadas por processos macrofísicos, que podem ser classificados em (WILLIAMS, 1988):

(a) processo macrofísico gravitacional: também chamado de teoria da precipitação, é ilustrado na Figura 7a. Os cristais de gelo, por serem menores e mais leves, são carregados para as partes mais altas dentro da nuvem pelas correntes ascendentes. Os granizos, ao contrário, por serem maiores e mais pesados, “precipitam” dentro da nuvem, ficando localizados na parte inferior da nuvem, devido à gravidade. Se os cristais de gelo estiverem carregados positivamente e os granizos estiverem carregados negativamente, haverá a

formação de um dipolo, ficando a parte superior da nuvem carregada positivamente e, a parte inferior da nuvem, carregada negativamente.

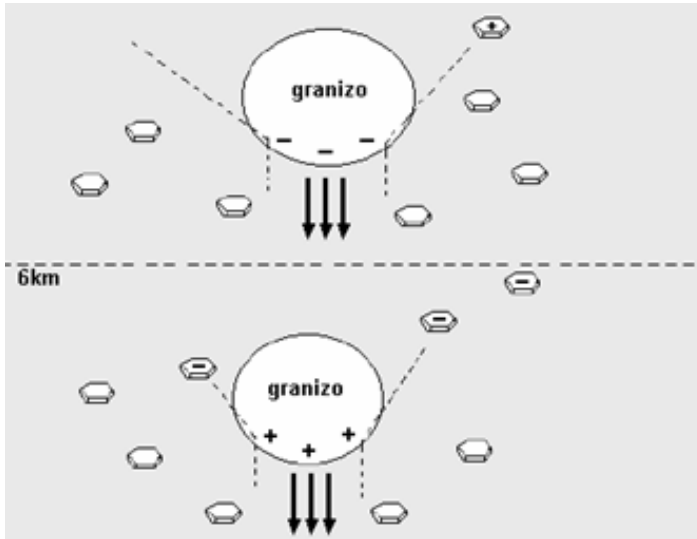


Figura 7. Representação do processo microfísico colisional termoelétrico de geração de cargas. (TI=temperatura de inversão da carga).

Fonte: Modificado de WILLIAMS (1988).

(b) processo macrofísico convectivo: neste processo, as correntes ascendentes e descendentes dentro das nuvens transportam as partículas carregadas e atuam de modo a manter as partículas menores suspensas na parte superior da nuvem (Figura 7b – repetida do item eletrificação de nuvens de tempestade).

1.4 Tipos de Descargas Elétricas Atmosféricas

As tempestades são responsáveis pelo surgimento da maioria das descargas elétricas atmosféricas, que são divididas em duas categorias: as que ocorrem no céu e as que atingem o solo (RAKOV; UMAN, 2003).

A primeira categoria, formada pelas descargas que ocorrem no céu, é subdividida em: intra-nuvem (IN), pois ocorrem no interior de uma nuvem de tempestade; entre-nuvens (EN), uma vez que ocorrem entre nuvens diferentes e a nuvem-ar (NA), são aquelas que partem de uma nuvem em direção à atmosfera, sem alcançar outra nuvem ou o solo (MACGORMAN; RUST, 1998).

As descargas atmosféricas que atingem o solo são classificadas em dois tipos, conforme ilustrado na Figura 8. São as descargas do tipo nuvem-solo (NS), que, partindo de uma nuvem, atingem a superfície da Terra e as do tipo o solo-nuvem (SN), que ocorrem a partir do solo em direção à nuvem. Podem ocorrer com mais frequência em lugares elevados, como topos das montanhas e grandes edificações (MACGORMAN; RUST, 1998).

As descargas NS e SN podem, ainda, serem classificadas de acordo com o tipo de carga neutralizada na nuvem, dando origem às descargas atmosféricas NS positiva (transferência de íons positivos) e negativa (transferência de íons negativos) e SN positiva e negativa (LANG et al., 2004).

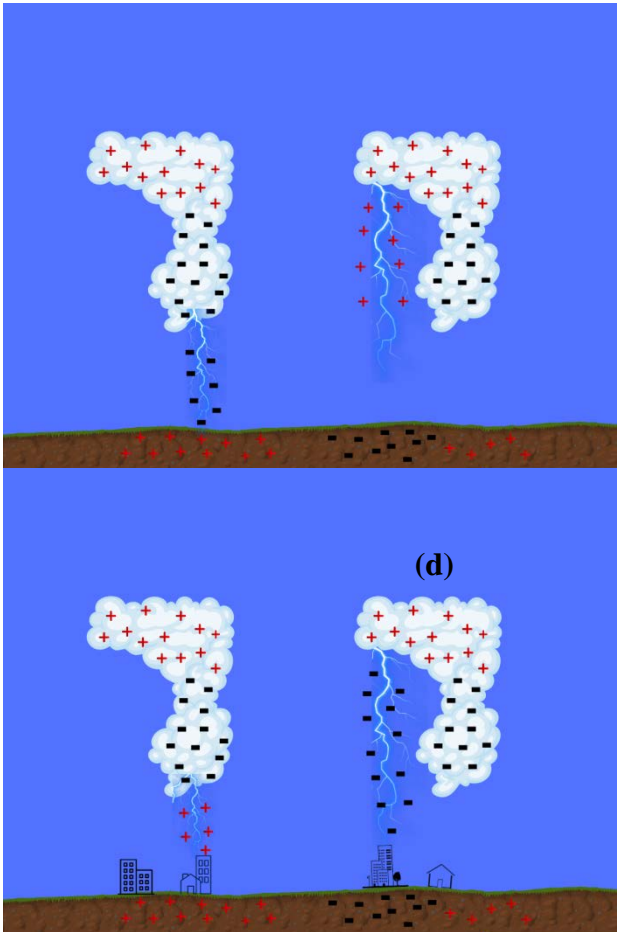


Figura 8 - Tipos de descargas elétricas atmosféricas que atingem o solo: (a) nuvem-solo negativas, (b) nuvem-solo positivas, (c) solo-nuvem positivas, (d) solo-nuvem negativas.

Fonte: Modificado de UMAN(1987).

Dentre todos os tipos citados acima, as mais frequentes são do tipo IN, com aproximadamente 70% do número total de descargas.

Isso ocorre porque a capacidade isolante do ar diminui com a altura (devido à diminuição da densidade do ar) e pela proximidade dos centros das cargas com polaridades opostas. O segundo tipo de descarga mais frequente é do tipo NS (RAKOV; UMAN, 2003).

1.5 Formação das Descargas Elétricas Atmosféricas Nuvem-solo

A Figura 9 ilustra o processo de formação de descarga elétrica atmosférica do tipo nuvem-solo. A nuvem carregada negativamente na sua base induz, no solo, um campo elétrico com cargas positivas que ocupam uma área correspondente ao tamanho da nuvem. Como a nuvem é arrastada pelo vento, a região com cargas positivas no solo acompanha o deslocamento da mesma, formando praticamente uma “sombra” de cargas positivas, que segue a nuvem (KINDERMANN, 1997).

Entre a nuvem e a Terra formam-se diferenças de potenciais que variam de 10.000 a 1.000.000kV. Entretanto, para a descarga ocorrer, não é necessário que o campo elétrico seja superior a rigidez dielétrica em toda a camada de ar entre a nuvem e o solo, porque o ar não é homogêneo, uma vez que contém grande quantidade de impurezas, umidade e íons que estão em constante agitação.

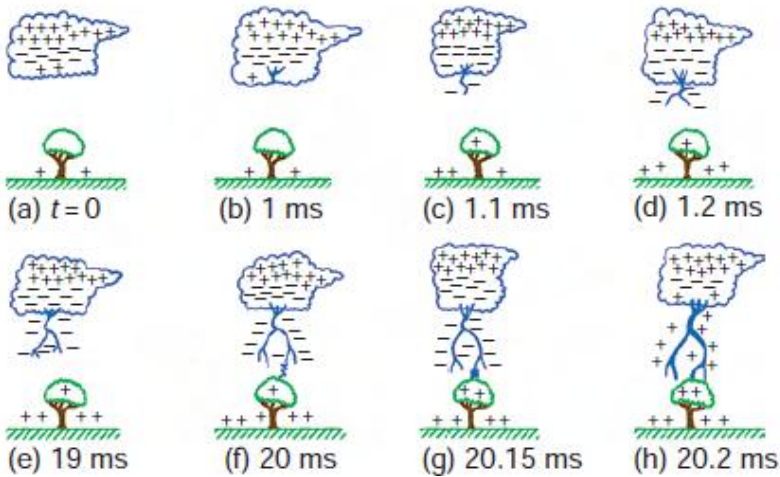


Figura 9. Ilustração da ocorrência de uma descarga elétrica atmosférica do tipo nuvem-solo.

Fonte: Modificado de UMAN (1987).

Após a formação de uma tempestade, as gotículas carregadas são separadas dentro da nuvem (Figura 9a - Figura 9b). Uma descarga NS negativa inicia quando o campo elétrico, gerado pelas cargas nas nuvens, quebra a rigidez dielétrica do ar.

Quando há essa quebra, uma primeira descarga chamada de breakdown tem início. Logo em seguida, uma segunda descarga, chamada de líder escalonado, sai de dentro da nuvem e se propaga pela atmosfera em direção ao solo (Figura 9c - Figura 9d). Durante este caminho, o líder escalonado procura um caminho que tenha maior

condutividade elétrica, provocando ramificações e tortuosidade nas descargas elétricas.

Após algumas dezenas de metros, o líder tem seu extremo inferior, com cargas negativas, próximo ao solo. Essas cargas causam a quebra da rigidez dielétrica do ar em alguns pontos do solo. Assim, uma descarga ascendente, denominada de descarga conectante, com carga oposta parte do solo em direção a parte inferior do líder escalonado (Figura 9f-9g) (RAKOV e UMAN, 2003).

Quando o líder escalonado entra em contato com a descarga conectante, ocorre uma quarta descarga, chamada descarga de retorno, de maior intensidade (Figura 9h). Seu valor médio de pico de corrente é de 30 kA, podendo atingir valores superiores a 100kA e leva aproximadamente 100ms para atingir a base da nuvem, com uma velocidade de propagação entre 10^7 m/s e 10^8 m/s.

O caminho ramificado e tortuoso, feito pelo líder escalonado é denominado de canal ionizado ou caminho condutor. Este canal é composto por gases ionizados (UMAN, 1987) e sua temperatura pode alcançar cerca de 30.000°C. Devido a esse alto aquecimento do canal, uma súbita expansão do ar dentro do canal, e em sua vizinhança, gera uma onda sonora, conhecida com trovão.

Durante a ocorrência e descargas elétricas atmosféricas NS, podem acontecer uma ou mais descargas de retorno. Quando ocorre a descarga de retorno e em seguida o fenômeno acaba, essa é denominada de descarga de retorno simples. Entretanto, se após alguns

milissegundos de pausa ocorrer uma nova descarga da nuvem em direção ao solo, aproveitando o caminho ionizado pelo líder escalonado, essa descarga é chamada de líder contínuo. Assim, haverá uma nova descarga de retorno, dando origem as descargas atmosféricas múltiplas (RAKOV e UMAN, 2003).

1.6 Distribuição de Polaridade

Em função da temperatura dentro da nuvem, foram desenvolvidos modelos de distribuição de polaridades (MACGORMAN e NIELSEN, 1991; WILLIAMS et al., 1991; CURRAN e RUST, 1992; ORVILLE e HUFFINES, 2001; LANG et al., 2004), dentre os quais: modelo dipolo clássico, modelo dipolo invertido e modelo dipolo inclinado, esquematizados na Figura 10. Estes modelos são aplicáveis a descargas atmosféricas NS.

Segundo o modelo dipolo clássico, duas regiões são dominantes na geração de cargas: uma região com cargas negativas, entre -10°C e -20°C , e outra com cargas positivas, onde a temperatura fica perto de -40°C . Esta condição é mostrada na Figura 10a. Entretanto, algumas tempestades podem apresentar polaridades invertidas, ou seja, as cargas positivas são geradas onde as temperaturas variam entre -10°C e -25°C e as negativas em regiões de temperatura mais baixa, mostrada na Figura 10b.

Esta distribuição de cargas na nuvem explicaria a maior incidência de cargas positivas em superfície. Williams

e Yair (2006) comentam que o modelo dipolo invertido é frequente durante a dissipação das tempestades na região estratiforme da precipitação em Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM), onde as cargas positivas estão próximas a curva isotérmica de 0°C.

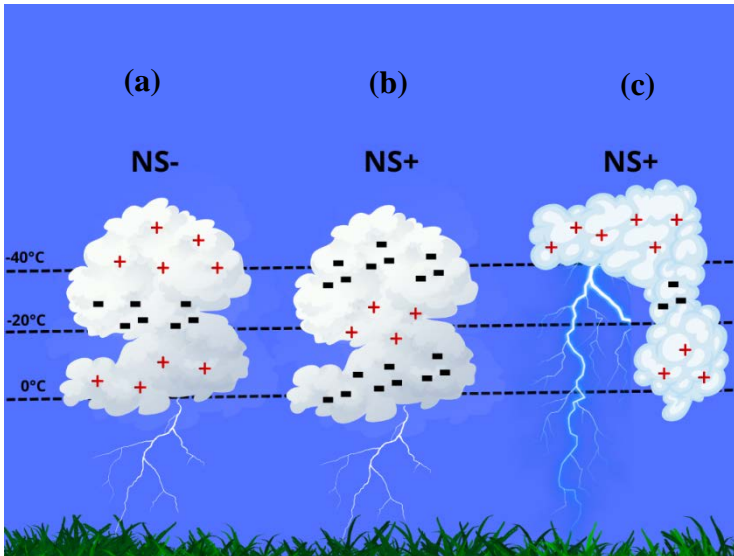


Figura 10. Modelos conceituais de distribuição de polaridade das descargas NS. (a) modelo dipolo clássico, (b) modelo dipolo invertido, (c) modelo dipolo inclinado. (NS- indica descarga nuvem-solo negativa; NS+ indica descarga nuvem-solo positiva).

Fonte: Modificado de DOTZEK et al. (2005).

Em situação de cisalhamento vertical do vento forte, típica em tempestades supercelulares, a nuvem se inclina e

permite que cargas positivas, se situam na parte superior da nuvem e atinjam a superfície. Esta situação, do modelo dipolo inclinado, é ilustrada na Figura 10c.

Ainda existe a possibilidade da geração de cargas positivas e negativas em regiões próximas da base da nuvem, onde as temperaturas encontram-se perto de 0°C . Neste caso, haveria uma estrutura elétrica tripolar (WILLIAMS, 1988) de cargas em nuvens de tempestade. Esta estrutura consiste em três centros de carga: dois positivos e um negativo (Figura 10a, Figura 10c) ou dois negativos e um positivo (Figura 10b).

A localização do centro positivo depende da extensão vertical da nuvem, que geralmente está em torno de 1 km abaixo do topo e o centro negativo entre as isotermas de aproximadamente -10°C e -15°C .

Zheng et al. (2010) analisaram a atividade e a estrutura elétrica de uma tempestade, que ocorreu em Hubei na China entre os dias 30 e 31 de maio de 2007 por mais de 24 horas e que produziu forte precipitação. Eles constataram que as regiões convectivas foram caracterizadas por uma estrutura elétrica tripolar e a região estratiforme, por uma estrutura dipolar (Figura 11).

Nas regiões convectivas observaram dois centros de cargas positivas distribuídas na parte superior (entre -30°C e -40°C) e na parte inferior (em torno de 0°C) da nuvem e um centro de carga negativa (entre -10°C e -20°C) no meio da nuvem (Figura 11).

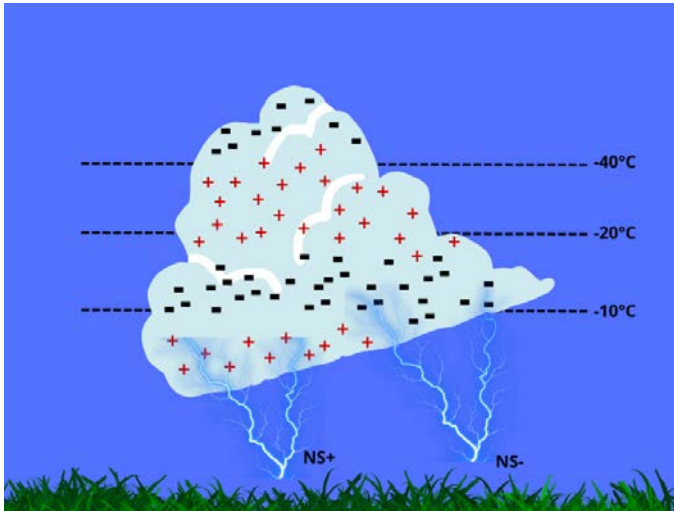


Figura 11. Estrutura elétrica de uma tempestade com as regiões convectivas do modelo tripolar, e regiões estratiformes do modelo dipolar.

Fonte: Modificado de ZHENG et. al. (2010).

Para a região estratiforme um centro de carga positiva entre -10°C e -20°C e um de carga negativa entre 0°C e -10°C . A diferença na estrutura elétrica entre as regiões convectivas e estratiformes pode ser explicada pela distribuição espacial das cargas negativas e positivas. Os autores comentam que as principais cargas negativas e positivas estão localizadas em regiões com maiores concentrações de graupel e cristais de gelo, respectivamente.

Segundo Rakov e Uman (2003), as regiões estratiformes dos SCM produzem maior quantidade de

descargas atmosféricas positivas devido à redução significativa da profundidade das nuvens.

Por outro lado, nas regiões com intensa convecção, onde as nuvens têm grande profundidade, existe maior quantidade de descargas negativas.

Ainda, estudos com medidas de campo elétrico com balões estratosféricos mostraram a existência de uma estrutura mais complexa no interior das nuvens Cb, denominada de modelo multipolar (MARSHALL; RUST, 1991) (Figura 12).

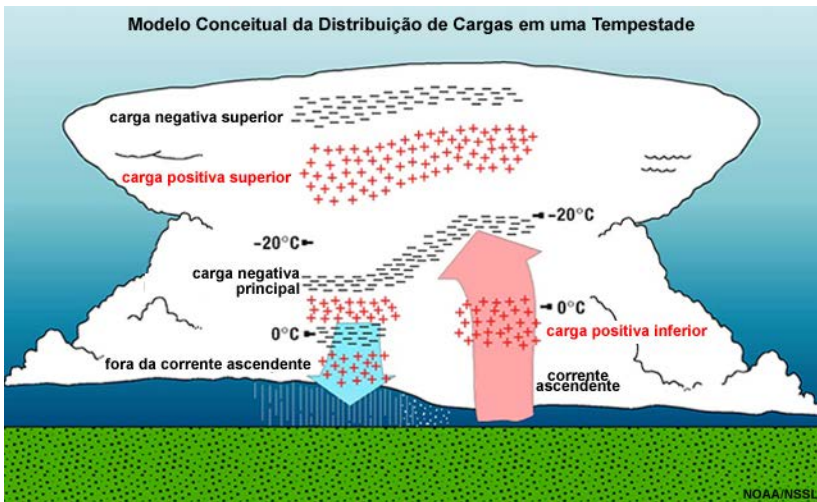


Figura 12 - Estrutura elétrica multipolar.

Fonte: Modificado de STOLZENBURG et al. (1998).

Neste modelo, múltiplas camadas de cargas negativas e positivas estão dispostas de maneira horizontal e alternadas,

em função da altitude. A região de corrente ascendente apresenta quatro centros de cargas, que aumentam à medida que a velocidade das correntes se intensifica, e a região de correntes descendente apresenta seis centros de cargas.

Além destes modelos, outros podem ser encontrados na literatura e resultam de aspectos diferenciados encontrados nos respectivos casos de estudo, principalmente. Apesar disto, ainda não se conhece completamente como ocorrem os processos que explicam a configuração da estrutura elétrica em tempestades.

1.7 Fenômenos elétricos da atmosfera (Eletrificação de nuvens de tempestade)

A determinação de como as nuvens de tempestades tornam-se eletrificadas têm sido o esforço de vários experimentos em laboratório e observações de campo por várias décadas (MACGORMAN e RUST, 1998). Até o presente momento, existem duas hipóteses que tentam explicar a eletrificação das nuvens de tempestades: hipótese da precipitação e hipótese da convecção.

A hipótese da precipitação proposta pelos físicos alemães Julius Elster e Hans F. Geitel em 1885 (MACGORMAN e RUST, 1998), não depende diretamente ou apenas dos movimentos convectivos de uma nuvem para obter a separação de cargas.

Tal hipótese depende indiretamente da estrutura dinâmica da nuvem para a distribuição dos elementos de

precipitação. A hipótese da precipitação é responsável pela separação de cargas no interior das nuvens.

Nesta hipótese (Figura 13a), os cristais de gelo, por serem menores e mais leves, são carregados para as partes mais altas dentro da nuvem pelas correntes ascendentes. Os granizos, ao contrário, por serem maiores e mais pesados, “precipitam” dentro da nuvem, ficando localizados na parte inferior da nuvem, devido à gravidade.

Se os cristais de gelo estiverem carregados positivamente e os granizos estiverem carregados negativamente, haverá a formação de um dipolo (WILLIAMS, 1989), ficando a parte superior da nuvem carregada positivamente e, a parte inferior da nuvem, carregada negativamente.

Os mecanismos de separação de cargas na hipótese da precipitação são de dois tipos: (a) indutivo (necessita de um campo elétrico) e (b) não-indutivo (não necessita de um campo elétrico). Nestes mecanismos, são necessárias as seguintes características para que haja a separação de cargas: colisão entre os hidrometeoros sem agregação, acreção ou coalescência; a carga é separada de acordo com o tamanho e temperatura da partícula, proporcionando assim uma estrutura de tripolo na tempestade e a transferência de carga durante a colisão deve ser rápida.

A hipótese da convecção, ilustrada na Figura 13b, foi proposta por Gaston Grenet (1947) e defendida por Bernad Vonnegut (1953) (SAUNDERS, 2008). Atualmente esta hipótese é a mais aceita pois explica a estrutura elétrica das

nuvens de tempestades sem a presença de um campo elétrico que reorienta a distribuição de cargas nos hidrometeoros.

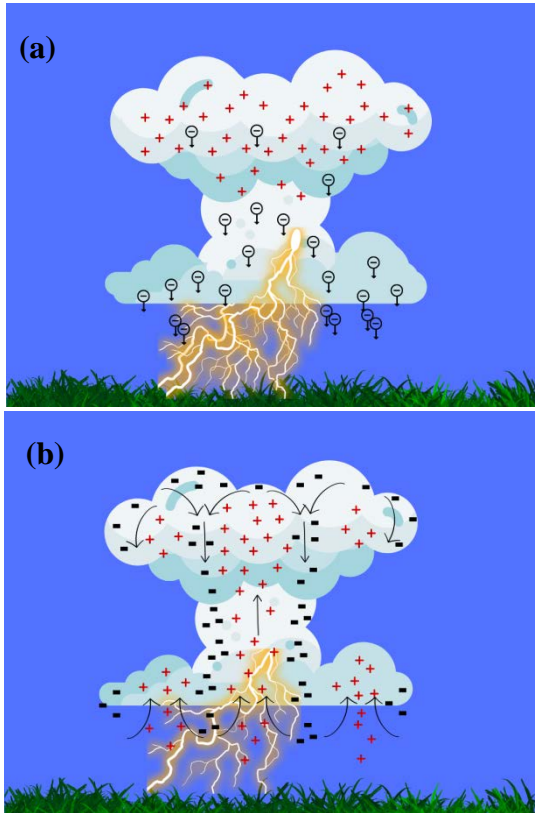


Figura 13. (a) Hipótese da Precipitação e (b) Hipótese da Convecção.

Fonte: Modificado de WILLIAMS (1989).

Nesta hipótese, as correntes ascendentes e descendentes dentro das nuvens transportam as partículas carregadas e atuam de modo a manter as partículas menores suspensas na parte superior da nuvem.

1.8 Características elétricas em tempestades

Os diferentes tipos de tempestades, severas e não severas, podem apresentar diferentes características elétricas. Os primeiros trabalhos sobre atividade elétrica em tempestades severas são atribuídos a Bernard Vonnegut e colaboradores, que iniciaram as pesquisas na década de 1950, nos Estados Unidos da América (UMAN, 1987).

Cabe acrescentar que os Estados Unidos da América possuem uma definição específica para tempo severo, estabelecida pelo National Weather Service (UMAN, 1987), segundo a qual precisam ser observados, pelo menos um, dos seguintes fenômenos: vento forte em superfície (superior a 25m/s), granizo no chão com diâmetro maior que 1,9cm e tornado(s).

As características elétricas de tempestades severas, ocorridas na Flórida, foram estudadas por Williams et al. (1999). Eles analisaram a quantidade total de descargas IN e NS utilizando uma base experimental composta por 3 anos (1996-1998) de dados.

Mostraram que o tempo severo em superfície ocorreu entre 5 e 20 minutos depois de um rápido aumento na taxa

de descargas total, denominado lightning jump pelos autores, ainda sem uma definição formal.

Cerca de 10 anos mais tarde, este termo foi definido de maneira objetiva (SCHULTZ et al., 2009; GATLIN e GOODMAN, 2010; SCHULTZ et. al., 2011), com o desenvolvimento de equações para cálculo da quantidade de descargas/minuto necessárias para que uma tempestade tivesse potencial de provocar tempo severo em superfície minutos mais tarde.

Schultz et al. (2011) desenvolveram um algoritmo, baseado no conceito do lightning jump, para fins de previsão da ocorrência de tempo severo em superfície. Mostraram que o cálculo deste parâmetro usando somente dados de descargas IN melhora a previsão de tempo severo em superfície, quando comparado aos resultados obtidos utilizando as descargas totais. Entretanto, nem todas as tempestades que produzem lightning jump geram tempo severo em superfície e nem todo tempo severo em superfície é precedido por lightning jump (SCHULTZ et al., 2009).

A variação temporal da quantidade de descargas geradas em uma tempestade e sua relação com a área das células internas foram estudadas por Keighton et al.(1991). Eles analisaram uma tempestade que se formou em Oklahoma, em maio de 1981. Durante o período de acompanhamento deste sistema, em torno de 5 horas, ocorreram duas transições, ambas com formação tornádica.

A atividade elétrica, em cada uma das fases desta tempestade, foi avaliada com a superposição das descargas

NS negativas sobre as imagens de radar, considerando 5 minutos. Durante a fase multicelular, pouca atividade elétrica foi detectada. Quando ocorreu a primeira transição, a quantidade de descargas aumentou e aumentou ainda mais quando houve a segunda transição.

Os autores mostraram que a geração das descargas nesta tempestade foi mais eficiente nos níveis médios, com correlação positiva entre a taxa de descargas atmosféricas e a área das células convectivas. Assim, quanto maior foi a célula, maior foi a região com geração de cargas e, portanto, mais eficiente o processo de separação de cargas devido às correntes ascendentes.

A observação de que a taxa de descargas foi melhor correlacionada com áreas onde a refletividade foi maior, sustenta a hipótese de que a geração de cargas é associada com precipitação mais intensa.

Para entender melhor a ocorrência de tempestades severas com predominância de descargas negativas ou positivas, Carey et al. (2003) analisaram 10 estações quentes (1989-1998) nos Estados Unidos. OS autores verificaram a distribuição mensal, variabilidade geográfica e condições meteorológicas de ocorrência das tempestades severas com predominância de descargas NS negativas e positivas.

Os resultados apontaram que em 61% das tempestades severas ocorridas, quase que a totalidade (90%) das descargas NS detectadas foram negativas. Estas tempestades ocorreram com mais frequência no leste dos Estados Unidos, seguido das planícies do sul. As tempestades

com mais descargas NS positivas, somente 15% dos casos, ocorreram com maior frequência nas planícies do norte.

Uma das explicações encontradas pelos autores foi relacionada às condições meteorológicas destas regiões, uma vez que a costa leste e o sul dos Estados Unidos têm influência de sistemas meteorológicos diferentes daqueles que atingem o Norte.

Na região central do país, a ocorrência de ambas foi semelhante, em torno de 5.000 durante o período de estudo. Tanto as condições ambientais de mesoescala quanto as de grande escala (SMITH et al., 2000) interferem na estrutura da tempestade e a geração de descargas, o que Carey et al. (2003) também evidenciaram neste estudo climatológico. Por fim, os autores mostraram que 80,5% dos registros de tempo severo que ocorreram nos estados das planícies do sul (Texas, Oklahoma e Kansas) estiveram associados a tempestades que geraram mais descargas NS negativas.

Por outro lado, apesar de menos numerosas, as tempestades severas que geraram mais descargas NS positivas estiveram associadas com os registros dos maiores granizos em superfície (até 8cm de diâmetro) e com tornados de intensidade F2 e F3.

Esta classificação para tornados foi proposta por Fujita (1971), numa escala que vai de 0 a 5, em função dos estragos causados pelos ventos perto da superfície. Os tornados F2 e F3 são caracterizados por apresentarem ventos entre 50-69m/s e 70-92m/s e causam estragos consideráveis e severos, respectivamente.