



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**PESQUISA SOBRE AS TEMPESTADES PRODUTORAS DE FADAS  
DETECTADAS COM A REDE COLABORATIVA LEONA.**

Ighia Gandra Linares

Relatório de Iniciação Científica do  
programa PIBIC, orientado por Dra. Eliah  
Fernanda de Maria São Sabbas Tavares.

INPE

São José dos Campos

Agosto, 2023





MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**PESQUISA SOBRE AS TEMPESTADES PRODUTORAS DE FADAS  
DETECTADAS COM A REDE COLABORATIVA LEONA.**

Ighia Gandra Linares

Relatório de Iniciação Científica do  
programa PIBIC, orientado por Dra. Eliah  
Fernanda de Maria São Sabbas Tavares.

INPE

São José dos Campos

Agosto, 2023



## RESUMO

‘Efeitos Sinalizadores do Acoplamento Eletrodinâmico Atmosférico e Espacial (FADAS)’ são um conjunto de fenômenos atmosférico-espaciais produzidos por campos elétricos de nuvens de tempestades e de relâmpagos que se divide em dois tipos principais: as Emissões de Alta Energia de Tempestades (ALETs) e os Eventos Luminosos Transientes (ELTs). As ALETs são a subcategoria das FADAS que inclui os Flashes de Raios Gama Terrestres (FGTs), os feixes de elétrons e pósitrons gerados a partir desses FGTs, e também as emissões de nêutrons de 10 a 30 MeV geradas a partir da radiação gama. A duração desses fenômenos é de décimos de milissegundos e faixa de energia dos FGTs atinge 100MeV. A teoria mais aceita para o mecanismo de geração das ALETs diz que ele se inicia com as Avalanches de Elétrons Fugitivos Relativísticos (AEFR). As AEFR são geradas por campos elétricos da nuvem de tempestade ou de relâmpagos nos quais elétrons são acelerados, produzindo uma avalanche eletrônica, e interagem com átomos da atmosfera via Bressmtrahlung, gerando os fótons dos FGTs. Esses fótons podem interagir criando pares elétron-pósitron e emissões de nêutrons energéticos. Os ELTs compõem a outra categoria das ALETs. Eles são emissões de natureza eletromagnética de curta duração e baixa luminosidade observadas na média atmosfera. Fazem parte desse grupo os sprites e halos, produzidos a partir de campos quase-eletrostáticos das nuvens de tempestades estabelecidos após as descargas elétricas dos relâmpagos com intensidade suficiente para gerá-los; jatos azuis, jatos gigantes e precursores azuis, cujos mecanismos de geração se assemelham aos da formação de relâmpagos; e elves, que são resultado da interação de pulsos eletromagnéticos de relâmpagos com a base da ionosfera. Na etapa concluída da Iniciação Científica foi realizada uma revisão das FADAS, seus mecanismos de geração e as estruturas-chaves do circuito elétrico global na produção de ALETs e ELTs.

**PALAVRAS-CHAVE:** Efeitos Sinalizadores do Acoplamento Eletrodinâmico Atmosférico e Espacial (FADAS). Tempestades. Sistemas Convectivos de Mesoescala. Atividade Elétrica. Relâmpagos.

## LISTA DE FIGURAS

	Pág.
1.1 - Perfil vertical de temperatura média da atmosfera	3
1.2 - Perfil vertical de pressão e densidade médias da atmosfera	4
1.3 - Circuito elétrico global	6
1.4 - Variação no perfil vertical da ionosfera em regiões intertropicais ao longo de um dia	7
2.1 - Distribuição de ozônio nas troposfera e estratosfera	9
2.2 - Uma nuvem bigorna clássica sobre a europa	9
2.3 - Movimentação de cargas dentro de uma partícula de gelo influenciada por distintos gradientes de temperatura e umidade do meio	11
3.1 - Representação simplificada da evolução do mecanismo de Townsend para regime de streamer	13
3.2 - Comparação entre a propagação de líderes positivos (esquerda) e negativos (direita)	15
4.1 - Tipos de raios produzidos por uma nuvem de tempestade	16
4.2 - Etapas de um raio NS-	18
5.1 - Primeira imagem colorida de um sprite	19
5.2 - Estudo da estrutura de um sprite	20
5.3 - Registro de elve acima de uma tempestade sobre a Rússia com uma câmera de vídeo de baixa luminosidade	21
5.4 - Registro de um elve (a), um sprite acima de uma tempestade ativa (b) e um halo acima de uma tempestade ativa (c).	22
5.5 - Registro de um precursor azul	23
5.6 - Registro de um jato azul	23
5.7 - Registro de um jato gigante	23
5.8 - Estrutura elétrica (simplificada) de uma nuvem de tempestade	24
5.9 - Comparação entre um relâmpago IN bipolar, um relâmpago NS-, um JA+ e um JG-	25

## SUMÁRIO

	Pág.
1. INTRODUÇÃO	1
1.1. PERFIS PARA A ANÁLISE DA ATMOSFERA	1
1.1.1 PERFIL VERTICAL DE TEMPERATURA	1
1.1.2 PERFIL VERTICAL DE PRESSÃO E DENSIDADE	3
1.1.3 PERFIL DE CONDUTIVIDADE	5
2. FORMAÇÃO E ELETRIFICAÇÃO DE NUVENS DE TEMPESTADE	8
2.1 PROCESSOS MECÂNICOS E TERMODINÂMICOS	8
2.2 PROCESSOS DE ELETRIFICAÇÃO	9
3. QUEBRA DA RIGIDEZ DIELÉTRICA DO AR E FORMAÇÃO DE PLASMAS ATMOSFÉRICOS	12
3.1 MECANISMO DE TOWNSEND	12
3.2 FORMAÇÃO DE STREAMERS	13
3.3 FORMAÇÃO DE LÍDERES	14
4. RELÂMPAGOS	16
5. EVENTOS LUMINOSOS TRANSIENTES E EMISSÕES DE ALTA ENERGIA DE TEMPESTADES	19
5.1 EVENTOS LUMINOSOS TRANSIENTES	19
5.1.1 SPRITES E HALOS	20
5.1.2 EMISSIONS OF LIGHT AND VLF PERTURBATIONS FROM ELECTROMAGNETIC PULSE SOURCE: ELVES	21
5.1.3 JATOS AZUIS, JATOS GIGANTES E PRECURSORES AZUIS	22
5.2 EMISSÕES DE ALTA ENERGIA DE TEMPESTADES	26
6. CONCLUSÕES	27
7. REFERÊNCIAS	28

## 1. INTRODUÇÃO

Há pelo menos três décadas observa-se um acoplamento das distintas regiões da atmosfera através de sua atividade elétrica. Na atmosfera inferior, formam-se tempestades por processos mecânicos que explicam a eletrificação das nuvens. O tipo mais comum de nuvem de tempestade geradora de relâmpagos é a cumulonimbus. A agregação de nuvens cumulonimbus isoladas pode originar uma tempestade maior que alcança extensões horizontais capazes de ultrapassar de 10 a 20 vezes sua altura. Tais tempestades são conhecidas como Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM). Os SCMs são os principais produtores das emissões de curta duração e baixa luminosidade na média atmosfera conhecidas como Eventos Luminosos Transientes (ELTs), que incluem *jatos*, *elves*, *halos* e *sprites* ([DA SILVA, 2011](#); [OLIVEIRA, 2023](#)). Além dos ELTs, emissões de fótons altamente energizados já foram observadas na atmosfera superior com origem em tempestades da baixa atmosfera ([FISHMAN et al., 1994](#)). Flashes de Raios Gama Terrestres (FGTs), feixes de pares elétron- pósitron, emissões de nêutrons de 10 a 30 MeV compõem as Emissões de Alta Energia de Tempestades (ALETs) ([SÃO SABBAS, 2013](#); [DINIZ, 2016](#)). O conjunto de ALETs e ELTs, fenômenos atmosférico-espaciais produzidos por campos elétricos de nuvens de tempestades e de relâmpagos, denomina-se: ‘Efeitos sinalizadores do Acoplamento eletrodinâmico Atmosférico e Espacial’, comumente abreviado por ‘FADAS’ ([SÃO SABBAS et al., 2019](#)).

### 1.1. PERFIS PARA A ANÁLISE DA ATMOSFERA

A atmosfera terrestre pode ser estudada a partir de diferentes aspectos e, para tal, ser separada em camadas para meros fins didáticos. Uma das possibilidades envolve como o gradiente térmico vertical médio atmosférico. Outras divisões baseiam-se em sua composição química e em seu perfil de condutividade elétrica, por exemplo. São exploradas nas subseções seguintes essas três categorizações, mas utilizaremos como base comum uma divisão em 3 grandes regiões: a *atmosfera inferior*, a *média atmosfera* e a *atmosfera superior*.

#### 1.1.1 PERFIL VERTICAL DE TEMPERATURA

A atmosfera inferior, que neste contexto é sinônimo de *troposfera*, se estende do solo até a *tropopausa*. Na tropopausa, o gradiente originalmente negativo de temperatura muda de positividade. Esse limite localiza-se em altitudes próximas de 17 km entre os trópicos e em altitudes próximas de 10 km nas regiões extratropicais. O mínimo de temperatura média na tropopausa tropical pode atingir valores tão baixos quanto  $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$  ([WALLACE e HOBBS, 2006](#), Cap 1.3.4).



A média atmosfera é a camada que se inicia acima da tropopausa e inclui a *estratosfera* e a *mesosfera*. O ar estratosférico retém a maior parte da camada de ozônio. Devido à absorção de radiação ultravioleta solar pelas moléculas de ozônio, a estratosfera é caracterizada por um gradiente positivo de temperatura e se estende desde a tropopausa até aproximados 50 km de altitude, onde é atingido o máximo local de temperatura, entorno de 0 °C. Esse máximo delimita a estratosfera, representando a *estratopausa*. Após a estratopausa, a temperatura média atmosférica decai novamente. Essa região é conhecida como *mesosfera*. A temperatura vai sendo reduzida até um valor mínimo, próximo de -90 °C, o que denota a *mesopausa*. A mesopausa por si só atualmente pode ser encarada como uma camada de transição, com limite inferior em ~80 km e superior em ~100 km de altitude ([XU et al, 2007](#)). Acima da mesopausa, o gradiente de temperatura torna-se positivo, caracterizando o início da *termosfera*. A base da termosfera retoma o aumento na temperatura média do ar principalmente devido a processos de fotodissociação das moléculas de oxigênio e nitrogênio diatômico e de fotoionização por conta da absorção da radiação solar direta ([WALLACE e HOBBS, 2006](#), Cap 1.3.4).

A atmosfera superior é definida pela termosfera e pela *exosfera*. Essa classificação serve para indicar a região de transição entre a Terra e o espaço. As moléculas atmosféricas mais leves já não são suficientemente presas pela gravidade terrestre e acabam se desligando do planeta devido a ação de outras forças. Por este motivo, torna-se difícil analisar o perfil vertical de temperatura da atmosfera superior, dado que o livre caminho médio de colisão intermolecular excede 1 m ([WALLACE e HOBBS, 2006](#), Cap 1.3.4).

A Figura 1.1 resume através de uma representação simplificada o perfil de temperatura média da atmosfera de acordo com a altitude, sendo indicadas as pausas respectivas de cada camada.

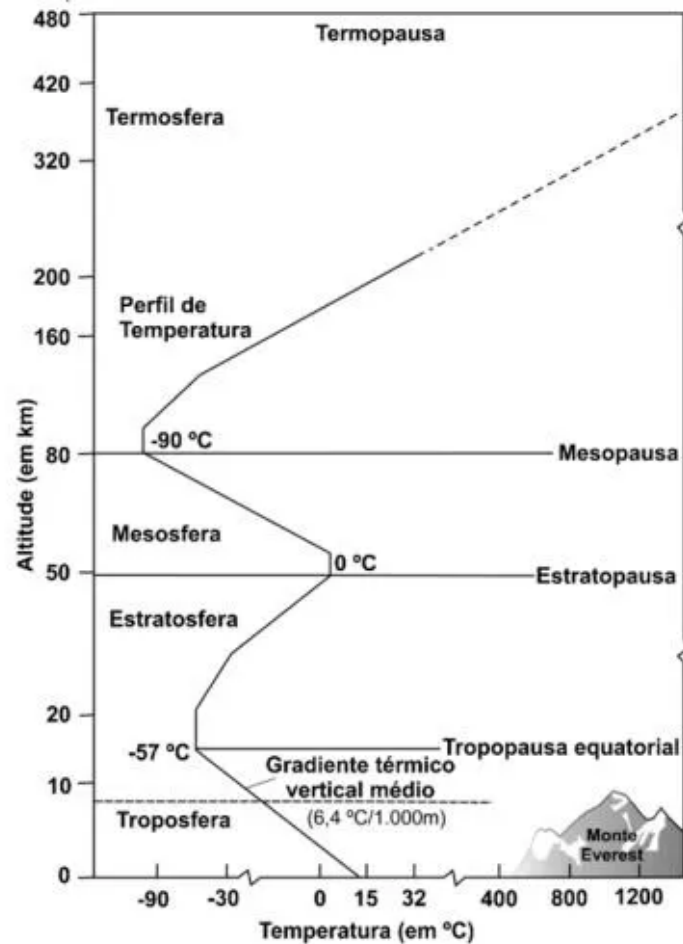


Figura 1.1 - Perfil vertical de temperatura média da atmosfera. A linha tracejada representa a impossibilidade de se estipular uma temperatura média para regiões de ar extremamente rarefeito.

Fonte: Adaptado de [CHRISTOPERSON \(2012\)](#).

### 1.1.2 PERFIL VERTICAL DE PRESSÃO E DENSIDADE

A partir da distribuição vertical de sua composição química média, podemos repartir a atmosfera em duas outras camadas alternativas.

A região inferior, denominada *homosfera*, vai do solo até o que chamamos de *turbopausa*, a ~105 km de altitude. Essa primeira camada é caracterizada pela distribuição praticamente homogênea dos gases atmosféricos de acordo com a altitude. Gases mais densos, como compostos de oxigênio e nitrogênio (O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>), se acumulam nos primeiros 80km-100km a partir do solo e representam cerca de 99% da massa atmosférica. Por se tratarem de moléculas mais pesadas, elas são mais fortemente atraídas para o solo pela ação da gravidade do planeta. Gases mais leves, como hidrogênio e hélio (H, H<sub>2</sub>, He), podem se distribuir em uma região maior da atmosfera, ocupando tanto a homosfera

quanto a camada acima dela, a *heterosfera*. A turbopausa tem esse nome pois indica o limite da região em que um regime turbulento influencia predominantemente a distribuição dos gases na atmosfera. Assim, ela simboliza a transição entre as camadas da homosfera e da heterosfera (WALLACE e HOBBS, 2006, Cap 1.3.4 e 3.2.2).

Na homosfera, o ar como um todo sofre um decaimento exponencial da densidade e da pressão média de acordo com a altitude, como ilustrado na Figura 1.2 (observe a escala utilizada):

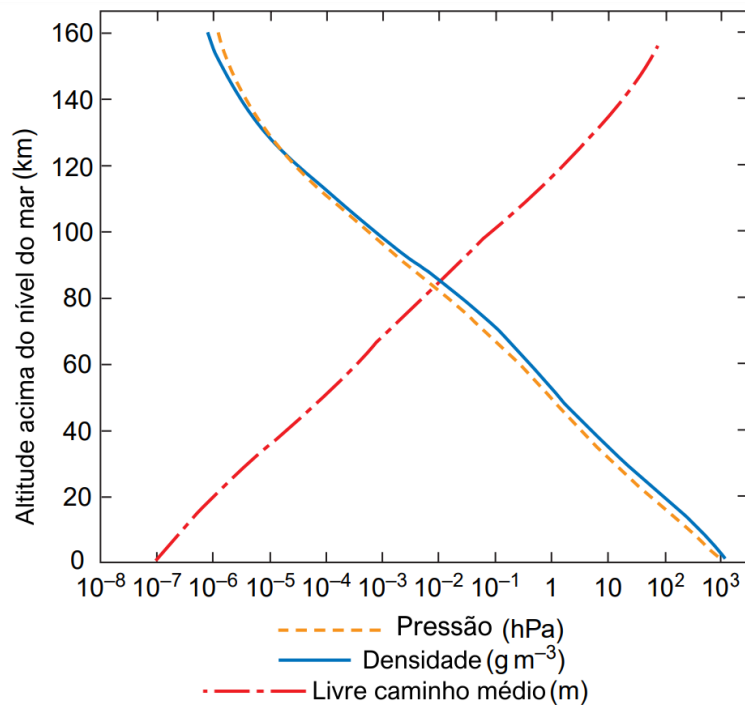


Figura 1.2 - Perfil vertical de pressão e densidade médias da atmosfera. A redução da força de atração gravitacional conforme maiores altitudes são atingidas permite às moléculas um crescente livre caminho médio. Acima de ~105 km, na homosfera, ele supera 1 m.

Fonte: Adaptado de [Wallace e Hobbs \(2006\)](#)

A heterosfera, região acima da mesopausa, as espécies moleculares presentes são suficientemente móveis para que seu comportamento possa ser aproximado como se elas estivessem isoladas. Diferentemente da homosfera, nessa camada os gases não são mais homogeneamente distribuídos. A partir da turbopausa, a densidade dos gases se torna um fator mais relevante para a separação das espécies moleculares de acordo com a altitude, e a distribuição deles na atmosfera deve ser analisada individualmente ([WALLACE e HOBBS, 2006](#), Cap 1.3.4 e 3.2.2).

A distribuição dos gases ao longo dessas camadas é um fator relevante para o entendimento de como campos elétricos gerados por relâmpagos e nuvens de tempestade

induzem ELTs na média atmosfera e afetam na propagação de ALETs. Devido ao aumento do livre caminho médio com a altitude, as moléculas de gases na média atmosfera encontram-se cada vez mais livres para deslocarem-se e blindarem mais rapidamente os efeitos gerados na troposfera. Isso por exemplo influencia diretamente o mecanismo de iniciação de sprites e halos, assunto melhor explorado na seção 5.1.

### 1.1.3 PERFIL DE CONDUTIVIDADE

Os fenômenos elétricos atmosféricos não estão isolados em nuvens de tempestade. A existência de um campo elétrico de tempo bom é apontada desde o século XVIII por [Le Monnier \(1752\)](#) e confirmada até hoje por estudos mais recentes ([HARRISON, 2011](#)). Esse campo, que quando próximo à superfície possui valor  $\sim 100$  V/m apontando para o solo, é um indicador de que há uma eletrificação permanente do ar independentemente da existência de uma tempestade sobre o local de medição do campo ([ROBLE. e TZUR, 1986](#)).

Segundo [Muir e Smart \(1981\)](#), tempestades locais mantêm o campo de tempo bom em escala global. Isso porque a conversão de energia mecânica, termodinâmica e química em energia elétrica por nuvens gera correntes no solo e na atmosfera. A partir de  $\sim 50$  km de altitude, a condutividade atmosférica se torna tão alta que essa região pode ser comparada a uma superfície equipotencial aproximadamente concêntrica com a Terra. A observação de que esse sistema se assimilava a estrutura de um capacitor esférico foi primeiramente realizada por [Wilson \(1929\)](#), sugerindo a comparação do solo e da região de alta condutividade na atmosfera com duas placas concêntricas separadas por uma diferença de potencial (DDP) de 200 kV. Devido à alta condutividade dessa região da atmosfera conhecida como *ionosfera*, o aumento do potencial elétrico nas proximidades da nuvem é quase imediatamente comunicado às regiões de tempo bom da Terra através de correntes de fuga que se propagam na ionosfera. Isso eleva o potencial da ionosfera e permite a manutenção de uma DDP significativa entre ela e o solo em todo o planeta. Uma representação esquemática desse mecanismo se encontra apresentada na Figura 1.3.

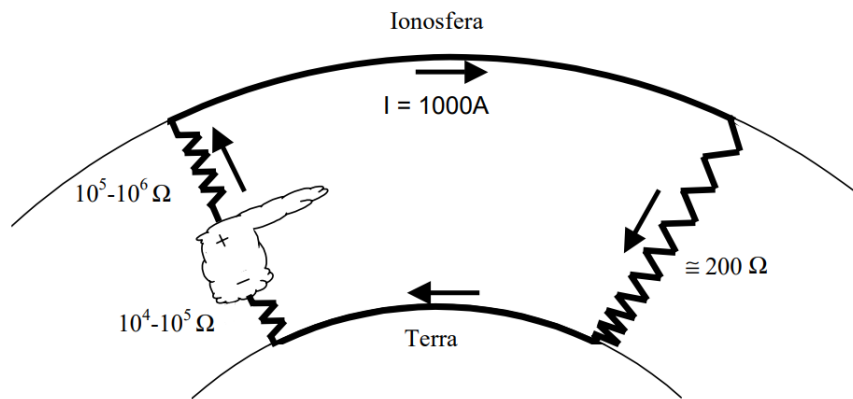


Figura 1.3 - Circuito elétrico global. As correntes de fuga positivas, geradas por nuvens de tempestade, se deslocam na ionosfera devido à sua alta condutividade. Elas atraem cargas negativas do solo, que haviam sido levadas à superfície por meio de relâmpagos e outros mecanismos.

Fonte: [Rycroft et al. \(2000\)](#), adaptado por [Medina \(2006\)](#).

O potencial da ionosfera é um dos fatores que por si só determina o campo elétrico na atmosfera ao nível do solo, especialmente se na ausência de influências perturbadoras locais como poluição, a nebulosidade e a turbulência atmosférica. Outros agentes também têm grande influência na condutividade elétrica atmosférica global, no entanto. Alguns deles são mudanças na ionosfera percebidas ao longo de um dia ou devido à sazonalidade, devido à redução da interação da radiação solar direta com a atmosfera, e mudanças devido à latitude onde é realizada a medição. O ângulo de incidência solar e a direção do campo magnético terrestre são fatores decisivos para essas alterações ([MEDINA, 2006](#)).

Em regiões intertropicais, por exemplo, o perfil vertical da ionosfera costuma apresentar variações significativas entre os períodos diurno e noturno. Nessas baixas latitudes, uma *redução* da condutividade atmosférica é observada com o início da noite. A diminuição da incidência de luz faz com que partículas do ar atmosférico deixem de ser ionizadas por radiação solar. Essa incidência solar é uma das principais fontes de ionização natural em tais regiões. Com isso, os processos de ionização passam a ser iniciados apenas por meio de reações eletroquímicas, reduzindo consideravelmente a quantidade de íons e elétrons livres formados. Isso é um dos fatores responsáveis pela redução do tamanho da ionosfera durante a noite em tais regiões ([MEDINA, 2006](#)).

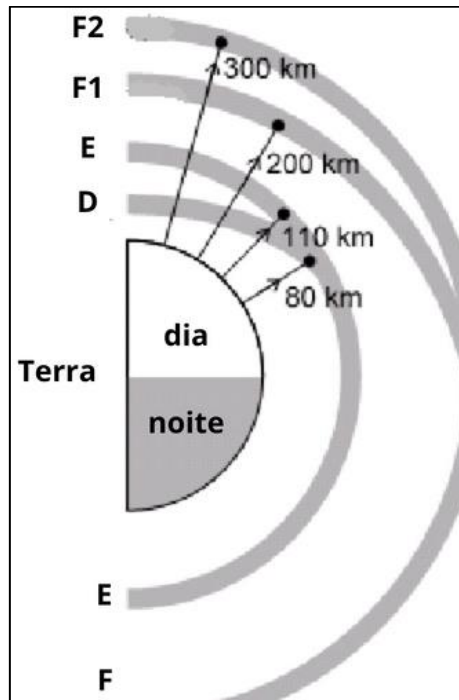


Figura 1.4 - Variação no perfil vertical da ionosfera em regiões intertropicais ao longo de um dia. A ionosfera é dividida em camadas que variam de acordo com o momento do dia, a sazonalidade e condições solares. São formadas tipicamente quatro grandes camadas durante o dia (D, E, F1 e F2), e elas se reduzem a apenas duas durante a noite (E e F). Uma análise detalhada sobre o tema pode ser encontrada em [Bradley e Dudeney \(1973\)](#).

Fonte: Adaptado de [K. Nagarajoo \(2009\)](#)

## 2. FORMAÇÃO E ELETRIFICAÇÃO DE NUVENS DE TEMPESTADE

A eletrificação das nuvens de tempestade desempenha o papel de preservar a DDP do capacitor esférico global resultante da interação entre a superfície da Terra e a ionosfera. Dessa forma, por mais que as cumulonimbus e SCMs se localizem na baixa atmosfera, seus efeitos não são isolados das demais camadas atmosféricas.

No presente capítulo, a dinâmica de formação e eletrificação de uma nuvem de tempestade.

### 2.1. PROCESSOS MECÂNICOS E TERMODINÂMICOS

Qualquer nuvem precisa de dois elementos básicos para se formar, e são eles calor e água. A agitação das moléculas do ar atmosférico é aumentada ao interagir com a radiação solar. Essa radiação permite também a evaporação de corpos d'água e a transpiração de plantas, gerando umidade. Próximo ao solo, onde há maior concentração de partículas, a superfície reflete mais calor, aumentando ainda mais a temperatura da baixa atmosfera. Quanto mais próximo ao solo, mais calor recebem os gases que compõem a região da troposfera e com isso ocorre a expansão do ar. Uma mesma massa de gases passa a ocupar um volume maior, tornando-se menos densa. Assim, o ar quente vai sendo resfriado de forma adiabática conforme sobe. Enquanto ainda está com mais energia que o meio, o processo de convecção continua, buscando estabelecer o equilíbrio termodinâmico. Nesse processo, o vapor acaba sendo condensado em gotículas e gelo, sustentados pela própria corrente ascendente ([WALLACE e HOBBS, 2006](#), Cap 6).

Uma típica nuvem de tempestade pode atingir 18km de altitude nos trópicos e assume em seu topo o formato de bigorna (*anvil*). A camada de ozônio é a principal responsável por esse fenômeno, uma vez que causa uma inversão no gradiente de temperatura com a altitude. Como mostrado na Figura 2.1, ela se localiza na porção inferior da estratosfera e absorve e reflete para cima uma quantidade considerável de radiação solar, fazendo aumentar a temperatura a partir da tropopausa (ver Figura 1.1). Dessa maneira, a parcela de ar quente em ascensão atinge gradativamente um equilíbrio térmico com o entorno, reduzindo o empuxo que forçava a corrente a subir. Nesse cenário, os gases da corrente ainda se encontram com energia cinética. A corrente, no entanto, não possui mais as condições propícias para ascender. Por esse motivo e graças à conservação de energia, ocorre então um escoamento do ar quente para os lados, motivo pelo qual a nuvem admite formato de bigorna em seu topo. A Figura 2.2 traz um registro de uma cumulonimbus que segue esse padrão em sua estrutura ([WALLACE e HOBBS, 2006](#), Cap 1.3).

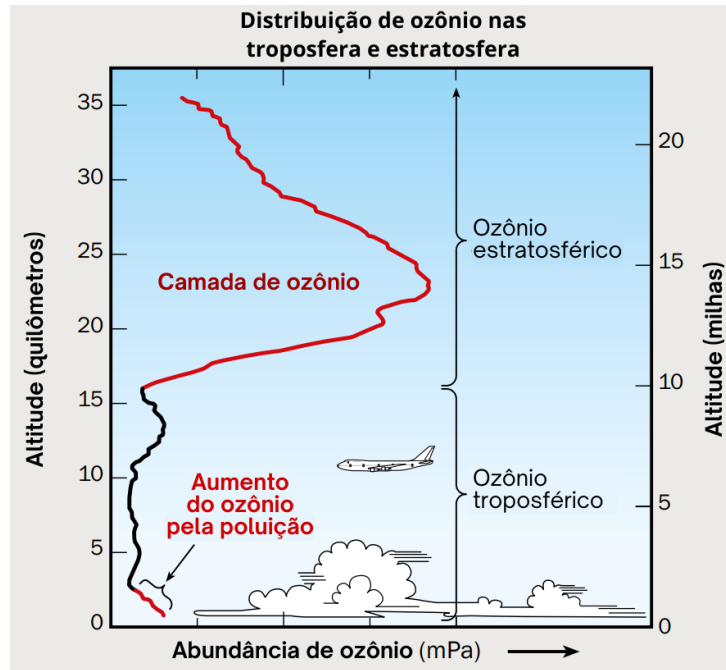


Figura 2.1 - Distribuição de ozônio nas troposfera e estratosfera. Observe que o início da camada de ozônio demarca o início da estratosfera, caracterizando a inversão do gradiente de temperatura, inicialmente negativo na troposfera.

Fonte: Adaptado de [Hegglin e Fahey \(2010\)](#).



Figura 2.2 - Uma nuvem bigorna clássica sobre a Europa. Foto tirada por Hussein Kefel em 23 de junho de 2008, às 05:54:11. Registro realizado em viagem de Dubai para Londres. Câmera utilizada: Sony DSC-R1. Fonte: [Wikimedia Commons](#).

## 2.2 PROCESSOS DE ELETRIFICAÇÃO



Um agente determinante para a eletrificação de uma nuvem é a *precipitação e ascensão de hidrometeoros*. A competição entre as correntes ascendentes e a gravidade desencadeia a colisão entre eles, que gera a separação de cargas. Essa teoria é uma das mais aceitas para justificar a taxa de geração de cargas em uma nuvem ([RAKOV e UMAN, 2003](#); [WALLACE, J. M. e HOBBS, P. V., 2006](#), Cap 6). A formação da estrutura elétrica da nuvem pode, ou não, ser norteadada pela atuação de um campo elétrico ambiente, externo. Há teorias que defendem que esse campo elétrico é determinante na separação de cargas por parte dos hidrometeoros, o que caracterizaria o processo de *precipitação indutiva*. Se a influência do campo for considerada secundária, o processo em questão é dito *precipitação não-indutiva* ([KUETTNER et al., 1981](#)).

Hidrometeoros são, basicamente, partículas de gelo e água geradas durante a formação de uma tempestade. Conforme o vapor quente é deslocado pelas correntes ascendentes, ele condensa em gotículas de água e solidifica-se em cristais de gelo. Dependendo da força dessas correntes, a nuvem de tempestade atinge altitudes elevadas caracterizadas por isotermas cada vez mais frias. Isso dá origem a formações maiores e mais pesadas, como aglomerados de cristais de neve cobertos por gelo (*graupel*) e pedras irregulares de gelo conhecidas como granizo (*hailstones*). Sendo gradualmente mais difíceis de se sustentar pelas correntes ascendentes, eles precipitam com diferentes velocidades de queda de acordo com seu peso ([WALLACE E HOBBS, 2006](#), Cap 6).

A microfísica por trás do processo de eletrificação da nuvem se inicia na dissociação da água em íons  $H^+$  e  $OH^-$ . Diferentes análises podem ser realizadas partindo dessa observação ([SCHECHTER et al., 1998](#); [HE et al., 2018](#)). A condensação do vapor na superfície dos hidrometeoros transfere calor latente, o que gera um gradiente de temperatura da parte interna à externa do hidrometeoro. Por seu tamanho e peso serem menores que os de hidroxilas  $OH^-$ , os prótons  $H^+$  têm maior mobilidade. Dado o aumento de temperatura na superfície, eles migram para a região com menor concentração e agitação do hidrometeoro, neste caso, a região interna ([HE et al., 2018](#)).

A Figura 2.3 ilustra essa situação descrita. Nela, observa-se em (a) a condensação de vapor na superfície do hidrometeoro aquece essa camada externa e promove a separação dos íons  $H^+$  e  $OH^-$ , retornando um saldo negativo na superfície da partícula. A imagem (b) indica o processo análogo, porém considerando o ar como seco. A pouca umidade faz com que o hidrometeoro em questão perca calor por sua superfície através da evaporação. Isso resfria sua camada externa, induzindo a migração dos prótons  $H^+$  para ela, deixando-a com saldo positivo de cargas ([HE et al., 2018](#)).



Figura 2.3 - Movimentação de cargas dentro de uma partícula de gelo influenciada por distintos gradientes de temperatura e umidade do meio.

Fonte: Adaptado de [HE et al., 2018](#).

O processo de eletrificação da nuvem se inicia nas regiões de transição, onde todos os tipos de hidrometeoros coexistem ([SCHECHTER et al., 1998](#); [GRACIAA et al., 2001](#); [BAKER et al., 2007](#); [HE et al., 2018](#)). Cristais de gelo e gotículas arrastados para cima pelas correntes ascendentes conseguem manter uma taxa de crescimento maior (através da condensação do vapor) que graupel e granizo. Isso ocorre pois hidrometeoros mais pesados apresentam um aumento da temperatura na superfície quando em queda, dificultando a deposição do vapor. As diferenças de temperatura, potencial químico, tamanho, peso, tensão superficial, entre outros fatores induzem a transferência de carga entre os hidrometeoros quando colidem. Conforme caem de altitudes maiores, a superfície de graupel e granizo vai diminuindo seu saldo negativo. Ao interagirem com cristais de gelo externamente mais negativamente carregados, isso induz a absorção dos íons OH- pelas partículas em queda. Assim, granizo e graupel em precipitação originam o centro inferior negativo da nuvem, enquanto cristais de gelo em ascensão se tornam portadores de carga positiva, dando origem ao centro superior positivo dela ([WALLACE E HOBBS, 2006](#), Cap. 6.7; [HE et al., 2018](#)).

### 3. QUEBRA DA RIGIDEZ DIELÉTRICA DO AR E FORMAÇÃO DE PLASMAS ATMOSFÉRICOS

O ar atmosférico é um meio isolante elétrico. Para que ocorra um relâmpago, inicialmente é necessária a quebra da rigidez dielétrica (QRD) do ar. Com a QRD, forma-se um caminho condutor para a passagem de elétrons que pode evoluir para uma descarga elétrica (DE) que se auto-sustenta. Uma DE se auto-sustenta quando passa a crescer, aumentando sua propagação, através de seus mecanismos físicos próprios, como raios-X gerados durante o processo da descarga que criam ionização extra e pares elétron-pósitron (DWYER, [2003](#); [2012](#)).

Todos os mecanismos que determinam o tipo de QRD dependem da pressão atmosférica local,  $p$ , e da distância entre ânodo e cátodo a serem unidos pela descarga elétrica,  $d$ . A pressão é proporcional à quantidade de partículas presentes em uma unidade de volume da região, ou seja, à densidade volumétrica de partículas,  $N$ . O módulo do  $E_{ext}$  aplicado é também relevante para que se compreendam os processos envolvendo a QRD. Cada mecanismo acontecerá na presença de valores mínimos de  $E_{ext}$  que são distintos entre si (DA SILVA, [2011](#)).

Alguns mecanismos possíveis podem ocorrer a partir da formação de uma avalanche eletrônica. São eles: o *mecanismo de Townsend* (1), a formação de *streamers* (2) e de *líderes* (3) (DWYER e UMAN, [2014](#)).

#### 3.1 MECANISMO DE TOWNSEND

O mecanismo de Townsend se inicia com no mínimo um elétron livre, conhecido como elétron-semente (*seed electron*). Esse elétron-semente sofre a influência de um  $E_{ext}$  forte o suficiente para acelerá-lo, fazendo com que colida com outras partículas. A colisão entre esse elétron acelerado e uma molécula neutra arranca dela um outro elétron, transformando-a num par elétron-íon positivo. Sendo  $E_{ext}$  forte o suficiente para sustentar o processo, mais elétrons se tornam livres, são acelerados e seguem ionizando o meio, gerando o que chamamos de *avalanche eletrônica*. Avalanches eletrônicas também podem ser sustentadas por outros meios de ionização, como a fotoionização, por exemplo. A formação de avalanches via ionização colisional por impacto de elétrons, no entanto, é a que caracteriza esse mecanismo (DWYER e UMAN, [2014](#)).

A partir do valor crítico  $\sim 10^8$  para a densidade volumétrica de elétrons no foco da avalanche ( $N_a$ ), o campo elétrico gerado por eles ( $E_a$ ) torna-se da ordem de  $E_{ext}$ .  $E_a$  costuma superar de 4 a 7 vezes o valor mínimo necessário para a QRD, permitindo que

ela ocorra muito mais rapidamente. Durante tal transição, avalanches eletrônicas vão evoluindo para streamers, esses se tornando o mecanismo majoritariamente responsável pela DE ([DA SILVA, 2011](#)). A Figura 3.1 traz uma representação esquemática dessa transição.

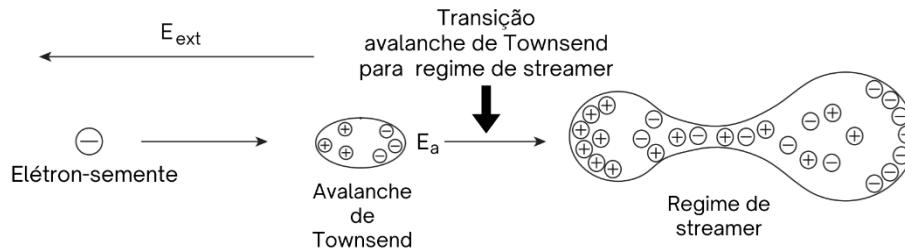


Figura 3.1 - Representação simplificada da evolução do mecanismo de Townsend para regime de streamer. Fonte: Adaptado de [Cai, Q. \(2018\)](#).

### 3.2 FORMAÇÃO DE STREAMERS

No regime de streamer é formado então um estreito canal de plasma quase-neutro, fracamente ionizado e a temperatura ambiente ([DA SILVA, 2011](#)). Por “quase-neutro” entende-se que há um certo equilíbrio entre a quantidade de cargas positivas e negativas ao longo do canal, mas não de forma exata. Ser “fracamente ionizado” indica que a quantidade de partículas neutras é superior a de íons e elétrons livres, ainda que os efeitos deles sejam relevantes. O plasma se encontrar “a temperatura ambiente” reforça a ideia de que as ionizações do ar atmosférico foram dadas a partir da atuação do  $E_{ext}$ . Para maiores esclarecimentos, a expressão não se refere à temperatura do próprio canal de plasma, e sim a do entorno.

É possível que o canal se propague de duas formas distintas, ou ambas ao mesmo tempo, sendo então classificado o streamer como negativo, positivo ou bipolar, respectivamente.

Streamers negativos propagam-se no sentido oposto a  $E_{ext}$ . A partir do foco de cargas do streamer, são produzidas novas avalanches eletrônicas, iniciadas por fotoionização. O nível de agitação das partículas do canal de plasma é suficiente para a liberação de fótons. De acordo com a energia deles, esses fótons são capazes de arrancar elétrons das moléculas ao entorno, ionizando-as. Os elétrons livres se propagam à frente do streamer, no mesmo sentido dele, pois são repelidos para frente por conta do campo gerado pelo centro de cargas negativas do streamer,  $E_{cr^-}$ . Com isso, as novas avalanches abrem caminho para a propagação do canal do streamer, que avança em etapas ([DA SILVA, 2011](#)).

Streamers positivos propagam-se no mesmo sentido de  $E_{ext}$ . Seu foco de cargas positivas também produz avalanches eletrônicas por fotoionização, que são absorvidas pelo canal do streamer seguindo o mesmo sentido de  $E_{ext}$ . O trecho imediatamente seguinte pelo qual um streamer positivo avança sempre está pronto graças às avalanches absorvidas. Ao ocorrer a conexão entre elas e o canal, isso permite que o streamer avance sem a necessidade de possuir um campo tão intenso quanto  $E_{cr^-}$ . A soma entre o campo gerado pelo foco do streamer positivo,  $E_{cr^+}$ , com os  $E_a$  das avalanches absorvidas compensa a diferença entre  $E_{cr^-}$  e  $E_{cr^+}$ . Isso permite que o campo elétrico mínimo necessário para a formação de um streamer positivo seja inferior ao necessário para a formação de um streamer negativo,  $E_{cr^+} < E_{cr^-}$  ([DA SILVA, 2011](#)).

Streamers bipolares, como o próprio nome indica, são compostos por ambas as polaridades. O canal avança concomitantemente em ambos os sentidos. Pelo foco de carga líquida positiva, uma extremidade avança conforme o sentido de  $E_{ext}$ , pois absorve avalanches eletrônicas. Ao mesmo tempo, a outra extremidade promove diretamente a QRD do ar através de seu foco de cargas negativas, propagando esse foco contra o sentido de  $E_{ext}$  conforme abre caminho. Nada impede que um streamer bipolar adquira um sentido de propagação preferencial ([DA SILVA, 2011](#)).

A transição de streamer para líder ocorre quando é observado um aumento no comprimento do canal, bem como de sua condutividade elétrica e temperatura. Tipicamente, quando o produto entre a pressão do canal e a abertura da fenda é maior que  $133 \times 10^3 \text{ Pa} \times \text{m}$ , a QRD passa a admitir o mecanismo de líderes como principal agente ([DA SILVA, 2011](#)).

### 3.3 FORMAÇÃO DE LÍDERES

Um líder pode apresentar as mesmas polaridades que um streamer.

Líderes positivos se propagam no mesmo sentido de  $E_{ext}$  e possuem uma região difusa logo a frente do canal. Essa região se forma pela junção de vários streamers positivos, absorvidos pelo líder. Ela é comumente conhecida como “coroa de streamers”, pois trata-se de uma descarga corona. Devido à presença da coroa, o líder se propaga de forma mais suave pois a QRD do ar por onde o líder avança já foi iniciada pelos streamers que vêm ao seu encontro ([DA SILVA, 2011](#)).

A configuração dos líderes negativos é mais complexa. Para que o canal avance contra o sentido de  $E_{ext}$ , em sua ponta ele é precedido por três estruturas. Elas são, em ordem a partir do líder negativo: uma coroa de streamers positivos, um *líder espacial* (*space*

*leader*), e uma coroa de streamers negativos. A coroa de streamers negativos é quem inicia a QRD do ar. Tendo um caminho formado para a passagem da corrente, uma parte avança (o líder espacial), mas a QRD não é suficiente para a propagação de todo o líder negativo. Além disso, por conta da alta concentração de elétrons do líder espacial, ele repele o líder negativo num primeiro momento. Após uma ionização suficiente do ar pela coroa negativa, o foco de elétrons do líder espacial se distancia da ponta do líder negativo. Com o caminho à frente ionizado e faltando elétrons, forma-se a descarga corona conectando o líder negativo ao espacial. Essa coroa de streamers é considerada “positiva” a partir do referencial do líder espacial, que é tido como um líder bipolar de menor dimensão. Ao ter seus elétrons atraídos pela coroa positiva, o líder negativo “dá um passo”, avançando ao encontro de onde antes estava o líder espacial, o que reinicia o processo ([DA SILVA, 2011](#)).

Líderes bipolares, assim como streamers bipolares, possuem ambas as polaridades e se propagam contra e a favor do sentido de  $E_{ext}$  ao mesmo tempo. Nada impede que um líder bipolar adquira um sentido de propagação preferencial.

[Gallimberti et al. \(2002\)](#) trouxe uma breve análise comparativa do tipo de propagação do líder (negativo ou positivo) através de registros fotográficos reunidos na Figura 3.2.

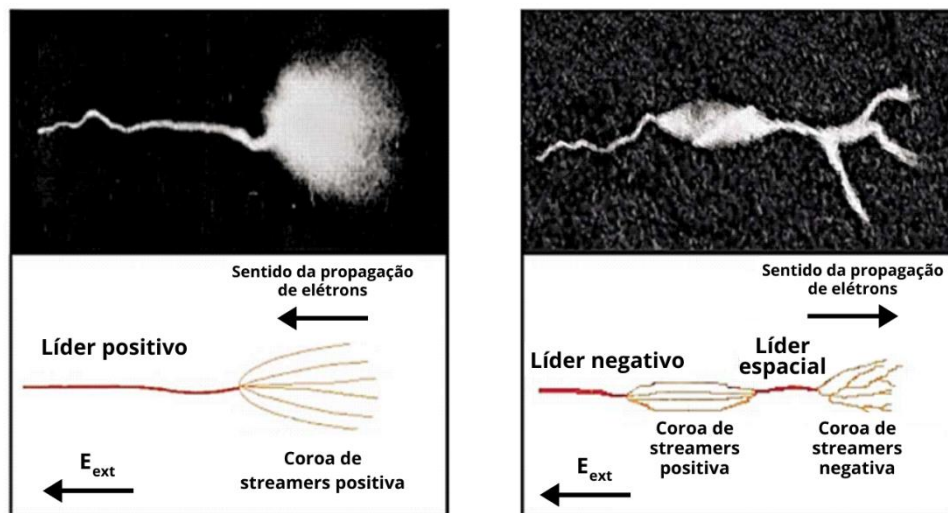


Figura 3.2 - Comparação entre a propagação de líderes positivos (esquerda) e negativos (direita).  
 Fonte: Adaptado de [Gallimberti et al. \(2002\)](#).

O surgimento de líderes é tipicamente observado em relâmpagos e os três mecanismos de QRD acima mencionados são essenciais para a compreensão de tal fenômeno.

## 4. RELÂMPAGOS

Segundo [Dwyer e Uman \(2014\)](#), os relâmpagos podem ser definidos como faíscas elétricas muito extensas, sendo "muito extensas" significando maiores que aproximadamente 1 km. Um relâmpago tem duração típica de dezenas a poucas centenas de microssegundos ([MARSHALL, R. A., 2009](#)). O termo também é comumente associado a descargas produzidas e propagadas na baixa atmosfera.

A maioria dos relâmpagos pode ser separada em duas grandes categorias: as descargas que conectam a nuvem de tempestade com o solo e as que não fazem essa conexão. As primeiras são comumente chamadas de *raios* e estão ilustradas na Figura 4.1. A depender do sentido da corrente elétrica e do local onde ela se inicia, os raios recebem o nome de nuvem-solo positivos (NS+), nuvem-solo negativos (NS-), solo-nuvem positivos (SN+) e solo-nuvem negativos (SN-). Essas duas últimas classificações são normalmente referidas pelo nome de *raios ascendentes*. Relâmpagos que não realizam a conexão entre a nuvem de tempestade e o solo podem ocorrer descarregando uma região de uma nuvem em outra nuvem, descarregando uma região de uma nuvem em outra região da mesma nuvem, ou ainda descarregando uma região de uma nuvem no ar que a rodeia. Respectivamente, esses grupos são conhecidos por relâmpagos intranuvem (IN), relâmpagos nuvem-nuvem (NN) e relâmpagos nuvem-ar (NA) ([DWYER e UMAN, 2014](#)).

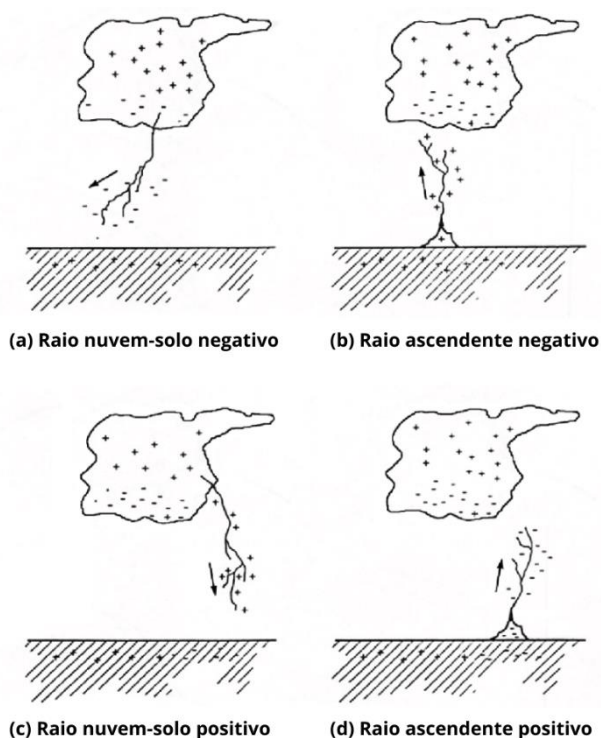


Figura 4.1 - Tipos de raios produzidos por uma nuvem de tempestade.

Fonte: Adaptado de [Rakov et al. \(2010\)](#).

A polaridade de um relâmpago ser positiva significa que a o sentido da corrente elétrica é o sentido que for convencionado como sendo positivo. Raios NS+ são relâmpagos que se iniciam em uma região com um acúmulo de cargas positivas na nuvem. Essa região é responsável pela atração de elétrons livres do entorno. O canal do relâmpago é iniciado por uma QRD do ar ao redor que evolui em uma estrutura de líderes positivos. A corrente elétrica flui em direção ao solo, no sentido oposto à propagação dos elétrons. Esse canal em construção se propaga formando um caminho para a passagem de cada vez mais elétrons do ar até que ocorra a conexão com o líder conectante de polaridade oposta que sai do solo em direção ao líder que se propaga da nuvem para o solo, fechando assim o canal.

Um modelo simplificado para descrição das etapas de propagação da corrente no canal de um raio é composto por três estágios principais, conforme indicado na Figura 4.2.

Para raios NS-, a QRD do ar é estabelecida no regime de líderes negativos, o que faz com que ela seja propagada de forma intermitente pela atmosfera. Essa primeira etapa é conhecida como *líder escalonado* e cada passo (*step*) do líder costuma durar uma média de 1  $\mu$ s, demorando  $\sim 50$   $\mu$ s para avançar mais. Cargas na atmosfera ao redor do canal influenciam a direção da QRD, levando o canal a formar as ramificações. As cargas no canal deslocam-se em direção ao solo em etapas a uma velocidade média de aproximadamente 100 km/s, gerando uma luminosidade fraca em uma região de 1 a 10 metros de diâmetro, onde a carga é depositada. Durante as etapas de 1  $\mu$ s a maior parte da luminosidade é produzida, enquanto nas pausas praticamente não há geração de luz ([Dwyer e Uman, 2014](#)).

Conforme o líder escalonado se aproxima do solo, a carga elétrica do canal gera um campo elétrico intenso entre a ponta do líder e o solo. Isso repele elétrons livres locais da superfície, gerando uma descarga corona positiva. A manutenção crescente do campo induz a QRD do ar próximo ao solo, resultando em descargas positivas ascendentes que se originam normalmente a partir de estruturas condutoras que se sobressaiam na superfície. Essas correntes ascendentes são chamadas de *líderes conectantes* e atingem normalmente entre 10 e 100 m de altitude ([Dwyer e Uman, 2014](#)).

A união do líder escalonado com um líder conectante faz com que seja produzida uma *descarga de retorno*. Em certas situações, a corrente da descarga de retorno pode alcançar valores na faixa de 100 a 300 kA. Este é o estágio mais intenso de um relâmpago, momento em que ocorre a emissão de energia eletromagnética em sua máxima potência ([Dwyer e Uman, 2014](#)).



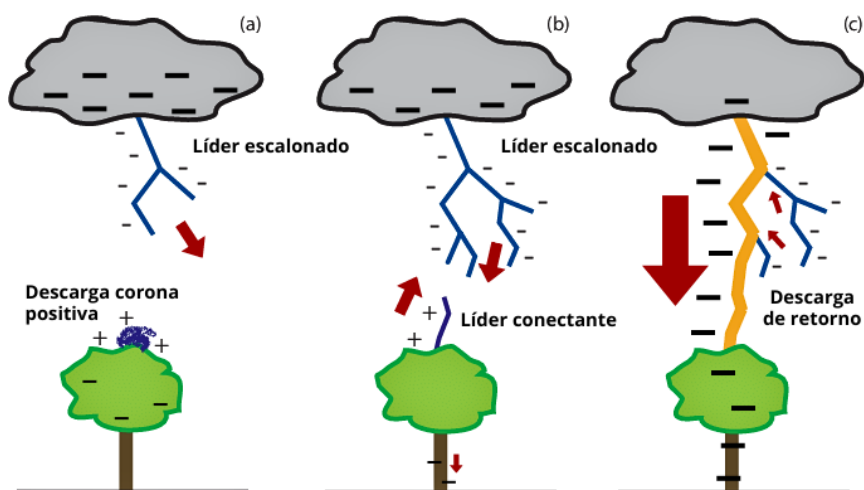


Figura 4.2 - Etapas de um raio NS-. Em (a), o líder escalonado avança em direção ao solo gerando a repulsão de cargas negativas pela superfície próxima. Em (b), com a aproximação do líder escalonado, o campo gerado faz com que a descarga corona assuma uma direção preferencial, tornando-se um líder conectante que, em (c), liga-se ao líder escalonado formando uma descarga de retorno. Note que, estabelecida a conexão dos líderes, ramificações criadas anteriormente pelo líder escalonado deixam de se propagar, tendo suas cargas concentradas no caminho principal ditado pela descarga de retorno.

Fonte: Adaptado de [Kasparian et al. \(2008\)](#).

O relâmpago pode terminar após a descarga de retorno concluir-se, caracterizando um *relâmpago simples*, ou apresentar descargas múltiplas subsequentes. Quando há um percurso já ionizado pelo líder escalonado, outros líderes podem avançar em direção ao solo pelo canal. Esse reaproveitamento do canal denomina-se *líder subsequente*, ou *dart leader* em inglês. Durante esse estágio, a corrente costuma avançar sem pausas, caracterizando um *líder contínuo* ([DWYER e UMAN, 2014](#)).

Normalmente, no caso de raios NS+, a propagação se dá por meio de líderes contínuos desde o princípio ao invés de líderes escalonados. Isso pois tratam-se de líderes positivos, que estabelecem um regime de QRD de forma mais direta que líderes negativos (veja seção 3.3). Geralmente, raios positivos são relâmpagos simples.

Relâmpagos também podem assumir duas polaridades em seu canal de propagação, sendo chamados de *bipolares*. Estruturas como essa são observadas em JAs e JGs, por exemplo ([KREHBIEL et al., 2008](#)).

## 5. EVENTOS LUMINOSOS TRANSIENTES E EMISSÕES DE ALTA ENERGIA DE TEMPESTADES

### 5.1 - EVENTOS LUMINOSOS TRANSIENTES

Eventos Luminosos Transientes (ELTs) são emissões de curta duração e baixa luminosidade observadas na média e alta atmosfera. [Wilson \(1924\)](#) foi quem trouxe à comunidade científica a primeira análise teórica a respeito da atividade elétrica da média e alta atmosfera. O tema ganhou maior atenção apenas a partir da década de 90, graças à descoberta dos Sprites por [Franz et al. \(1990\)](#). Segundo [Lyons \(1994\)](#): “O termo ‘sprite’ foi sugerido por D. Sentman (comunicação pessoal, 1993). Ele é adequado para descrever sua aparência e é imparcial quanto à física do fenômeno, que ainda está para ser apurada.”

A tradução literal da palavra sprite para o português é duende. São Sabbas (1999), que realizou o primeiro trabalho sobre esses fenômenos no Brasil, optou por não traduzir o termo, uma vez que ele tinha ganhado um significado próprio, científico, diferente do original, e cunhou o termo sprite na língua portuguesa para designar esse fenômeno. A Figura 5.1 traz o primeiro registro em cores do fenômeno. Os ELTs mais conhecidos atualmente são os sprites, halos, jatos azuis, jatos gigantes e elves. A produção de ELTs não é um fenômeno isolado e sim uma consequência da atividade elétrica das nuvens de tempestade da troposfera.

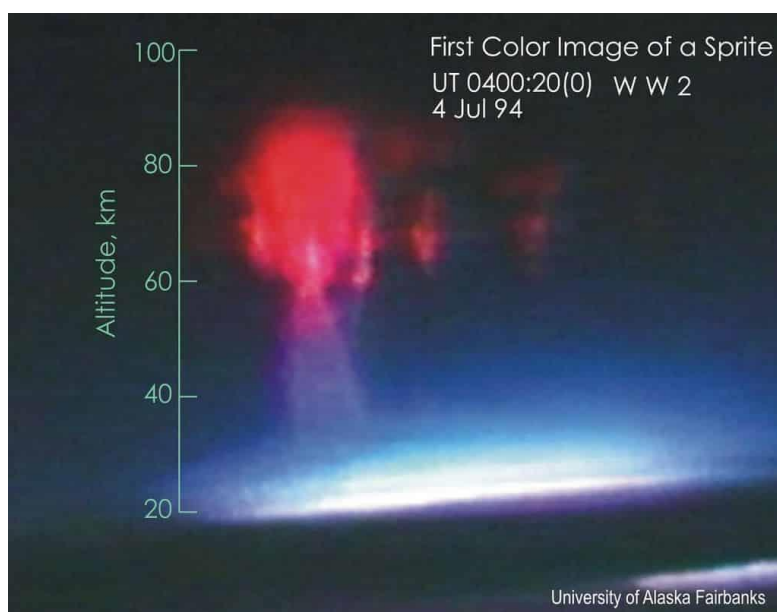


Figura 5.1 - Primeira imagem com cores reais de um sprite.

Fonte: [Sentman et al. \(1995\)](#).

### 5.1.1 SPRITES E HALOS

Sprites são eventos ópticos de curta duração (aproximadamente 50 ms) que podem perfurar a base da ionosfera, chegando até ~105 km de altitude, e sua base se encontra em ~40-50 km de altitude. Pode ter de centenas de metros até ~50 km de extensão horizontal. Halos são discos de luminosidade difusa que ocorrem entre 60 e 90 km, chegam a ter 100 km de diâmetro, alguns km de extensão vertical e podem acontecer junto com sprites ou isoladamente. Sua duração varia entre 2 e 10 ms ([DA SILVA, C. L., 2011](#)). Sprites e halos se iniciam entre 70 e 90 km de altitude.

Os sprites podem ser do tipo coluna ou cenoura. Os sprites cenoura geralmente apresentam três regiões com características próprias. A parte superior (cabelo) é difusa e se assemelha a estrutura de halos. Há logo abaixo uma região de transição intermediária (cabeça) e após ela uma região denominada de tentáculos. A Figura 5.2 traz uma representação dessa estrutura. A maioria dos sprites é gerada por relâmpagos NS+ ([DA SILVA, 2011](#)).

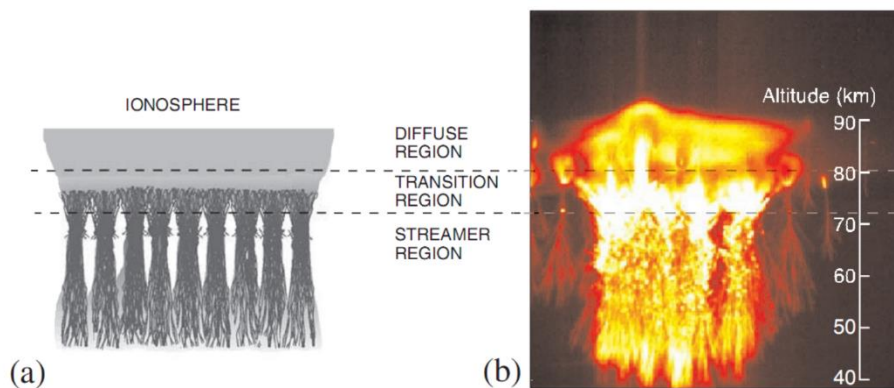


Figura 5.2 - Estudo da estrutura de um sprite.  
Fonte: [Pasko e Stenbaek-nielsen \(2002\)](#).

O mecanismo de geração de halos é o muito semelhante ao que dá início aos sprites e se baseia na formação de um campo quase-eletrostático na atmosfera em cima da nuvem em função da carga que é extinta no interior da nuvem com a ocorrência de um relâmpago. [Miyasato et al. \(2002\)](#) observou que 71% dos halos estudados por ela foram sucedidos por sprites. Isso sugere que sprite-halos ocorrem com tanta frequência quanto, ou possivelmente mais do que, halos individuais.

A formação de uma célula de tempestade clássica dura em média 30 minutos. A separação das cargas elétricas na nuvem evolui devagar o suficiente para que a atmosfera ao redor se reorganize, blindando o campo produzido pela tempestade,  $E_{ext}$ . Pode-se mesmo afirmar que, devido à blindagem, o  $E_{ext}$  deixa de ser sentido a partir de 20 km acima caso

não haja variações significativas nele. O tempo de reorganização das cargas que compõem a blindagem depende de  $N$  e varia com a altitude. Quanto mais alto, de um modo geral, menor é o valor de  $N$ , o que permite uma maior mobilidade aos elétrons livres. Isso leva a restaurar o equilíbrio eletrostático da região prontamente, blindando  $E_{ext}$ , que sequer afeta o campo da média e alta atmosfera,  $E$ . Devido a curta duração de um relâmpago, o transporte de cargas que ele promove pode gerar alterações difíceis de serem blindadas prontamente pela atmosfera superior, acima da nuvem. Com isso, um  $E_{ext}$  é estabelecido nessa região, caso a variação de cargas na nuvem seja considerável e mais rápida que a capacidade da atmosfera de se reorganizar. Tais efeitos podem ser aproximados por campos QEs pois, em comparação à rapidez de propagação de um PEM, a variação promovida por  $E_{ext}$  é consideravelmente lenta. Dependendo da amplitude da variação produzida por  $E_{ext}$  na média atmosfera,  $E$  pode superar o campo mínimo local para a QRD,  $E_k$ . Essa situação caracteriza as condições ideais para o surgimento de sprites e halos.

### 5.1.2 EMISSIONS OF LIGHT AND VLF PERTURBATIONS FROM ELECTROMAGNETIC PULSE SOURCE: ELVES

Em português, Emissões de Luz e Perturbações de Frequência Muito Baixa de Fontes de Radiação Eletromagnética, ou elves são emissões de luz de baixíssima luminosidade, quando vistos do solo, que apresentam uma forma de anel na base da ionosfera e podem atingir até ~600 km. Elves são resultado direto do PEM dos relâmpagos. Um PEM, ao ser produzido e se propagar para cima, interage com o plasma da porção inferior da ionosfera ([MARSHALL, R. A., 2009](#)).

A Figura 5.3 ilustra um elve em comparação a dois sprites observados em Irbit, na Rússia. O registro foi realizado em 16 de agosto de 2018 e indica um elve de ~300 km de extensão.



Figura 5.3 - Registro de elve acima de uma tempestade sobre a Rússia com uma câmera de vídeo de baixa luminosidade.

Direitos autorais da imagem: Ilya Jankowski. Disponível em: [spaceweather.com](http://spaceweather.com).

A Figura 5.4 ilustra os três ELTs mencionados. O conjunto de observações foi realizado pelo instrumento ISUAL (Imager of Sprites and Upper Atmospheric Lightnings) a bordo do satélite FORMOSAT-2.

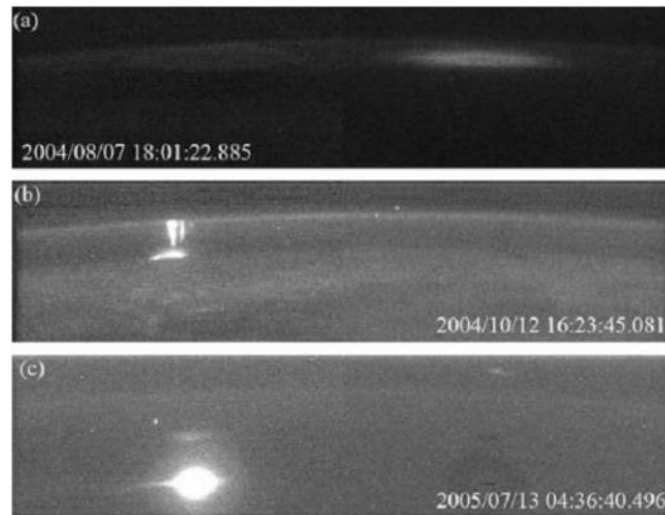


Figura 5.4 - Registro de um elve (a), um sprite acima de uma tempestade ativa (b) e um halo acima de uma tempestade ativa (c). O clarão em (c) é proveniente de um relâmpago, sendo o halo o brilho difuso logo acima.

Fonte: [Chen et al. \(2008\)](#).

### 5.1.3 JATOS AZUIS, JATOS GIGANTES E PRECURSORES AZUIS

Os Jatos Azuis (JAs), Jatos Gigantes (JGs) e Precursores Azuis (PAs) são ELTs gerados a partir da própria nuvem de tempestade por um mecanismo similar ao da produção de relâmpagos. Eles se propagam para fora do topo da tempestade para cima, em direção à ionosfera, sendo os JGs capazes de atingi-la. As Figuras 5.5, 5.6 e 5.7 ilustram cada um dos fenômenos citados.



Figura 5.5 - Registro de um precursor azul.

Fonte: [Edens, H. E. \(2011\)](#).



Figura 5.6 - Registro de um jato azul.

Fonte: [Wescott et al. \(2001\)](#).



Figura 5.7 - Registro de um jato gigante. Em imagens anteriores, capturadas por câmeras no solo, quase sempre é impossível ver o jato além da borda da nuvem de tempestade. O vídeo mostra claramente a parte superior da nuvem onde o jato emerge, o que geralmente fica oculto da vista.

Fonte: [Chris Holmes](#).

A porção dos JAs, PAs e JGs mais próxima do ambiente da tempestade se assemelha à estrutura de relâmpagos convencionais. Conforme JAs e JGs ganham altitude, por conta das alterações no perfil vertical de densidade e pressão (ver seção 2), o meio não é capaz

de infringir pressão o suficiente no canal de plasma para a formação de líderes. Isso impõe aos jatos que alcançam altitudes mesosféricas presente uma transição no regime de plasma, que passa a ser de streamers ([KREHBIEL, P. et al., 2008](#); [DA SILVA, C. L., 2011](#)). Algumas são as diferenças entre os três fenômenos, iniciando na nuvem de tempestade, JAs têm altitude terminal de 40-50 km, JGs podem chegar a 70 km e PAs normalmente ficam restritos aos limites da tropopausa, a 20 km de altitude ([DA SILVA, C. L., 2011](#)).

Há algumas diferenças no processo de iniciação de cada um deles. Geralmente, tempestades têm uma estrutura elétrica dipolar dominante, com um centro de cargas negativas em níveis médios e um centro de cargas positivas em níveis superiores. Esses centros costumam estar acompanhados por camadas de blindagem (*screening layers*) que isolam a nuvem do meio exterior. Usualmente, observa-se uma camada de cargas positivas abaixo do centro negativo e uma camada de cargas negativas na borda superior da nuvem ([NATIONAL RESEARCH COUNCIL, & GEOPHYSICS STUDY COMMITTEE, 1986](#), p. 90-113). A Figura 5.8 traz um esboço do perfil descrito.

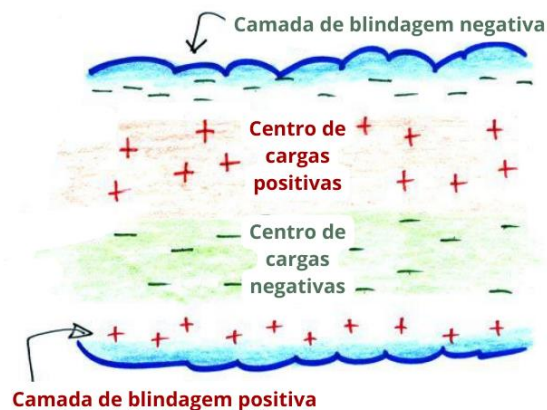


Figura 5.8 - Estrutura elétrica (simplificada) de uma nuvem de tempestade. O desenho ilustra o modelo dipolar de distribuição de carga, com dois centros principais de carga isolados do exterior da nuvem por camadas de blindagem elétrica.

Fonte: [Department of Hydrology and Atmospheric Sciences of The University of Arizona](#).

Quando o campo elétrico atinge limiares críticos para o início da QRD, diversas modalidades de descargas atmosféricas podem ocorrer, com base na localização do gatilho dentro da nuvem. A influência predominante de um raio NS- é a alteração abrupta da carga líquida na nuvem de tempestade, de negativa para positiva. Consequentemente, ocorre uma rápida mudança no potencial da nuvem para valores positivos, acompanhada pela intensificação do campo elétrico na região superior da tempestade. Esse mecanismo pode desencadear a QRD na porção superior da nuvem em questão de segundos, originando uma descarga que se propaga para cima. Caso a propagação logo se

interrompa, um PA pode se formar. Ao atingir altitudes mais elevadas, tal evento pode ser interpretado como um JA, comumente de polaridade positiva. Embora jatos negativos também sejam concebíveis, sua ocorrência é esperada em nuvens de estrutura elétrica invertida. Uma hipótese que busca explicar a escassez de observações de JAs sugere que a frequência de processos de mistura nas regiões superiores de tempestades ativas seja grande. Isso se dá pelo fato de que turbulências podem promover uma mesclagem intensa entre a carga de blindagem e a região central de cargas positivas, potencialmente inibindo ou comprometendo o desenvolvimento da QRD e formação de líderes e streamers (KREHBIEL, P. et al., 2008).

Os jatos gigantes são iniciados como relâmpagos IN bipolares entre os centros de carga da nuvem. Segundo Krehbiel (2008), o processo de JGs pode ser comparado ao dos conhecidos *bolt from the blue*, *BFB* ("relâmpago vindo do azul", em português). Um BFB é um relâmpago que parece se originar de uma área aparentemente sem nuvens, situada a uma distância considerável da tempestade. Mais detalhes sobre JGs e BFBs são explorados em Krehbiel (2008).

A Figura 5.9 traz uma comparação entre 4 tipos de descargas elétricas produzidas por uma nuvem de tempestade que segue o modelo dipolo convencional de distribuição de cargas. Em (a), (b) e (c), temos no topo da nuvem uma camada de blindagem formada por cargas negativas (azul) seguida pelo centro positivo de cargas (vermelho), o centro negativo de cargas (azul) e a camada de blindagem positiva (vermelho). Em (d), a nuvem segue a mesma distribuição de cargas com uma camada de blindagem negativa muito pequena, indicada apenas na legenda lateral. As descargas em azul são formadas por líderes negativos e as em vermelho por líderes positivos. A altitude terminal ilustrada na Figura não corresponde necessariamente a altitude terminal de JAs e JGs. Um estudo dessas descargas geradas por nuvens com polaridade invertida se encontra em da Silva (2011).

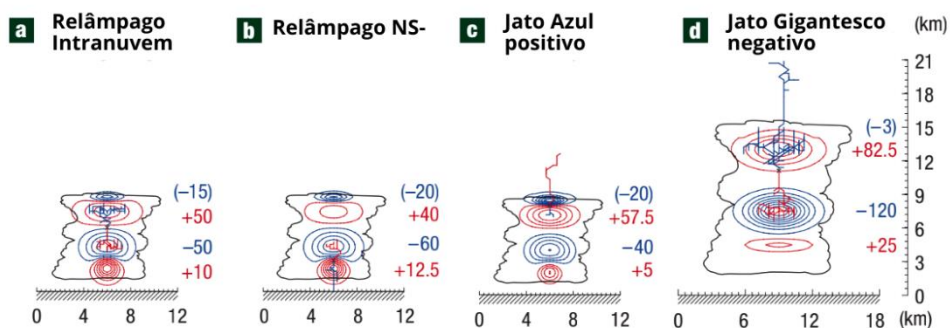


Figura 5.9 - Comparação entre um relâmpago IN bipolar, um relâmpago NS-, um JA+ e um JG-.  
 Fonte: Adaptado de Krehbiel et al. (2008).



## 5.2 EMISSÕES DE ALTA ENERGIA DE TEMPESTADES

A atividade elétrica de tempestades também pode resultar na emissão de partículas e fótons altamente energizados. Essa classe de fenômeno é denominada Emissões de Alta Energia de Tempestades, ALETs (ou em inglês, *HEETs*) e inclui a produção de raios-X, raios gama, emissões de nêutrons e pares elétron-pósitron ([DINIZ, 2016](#)).

Flashes de Raios Gama Terrestres (FGTs) são a subcategoria das ALETs mais estudada ao longo das últimas décadas. De acordo com teorias atuais, eles se originam no interior de nuvens de tempestade, a uma altitude de 11-15 km, em associação com descargas IN+. Seu espectro de energia vai de ~20 keV a ~100 MeV, e possuem duração de décimos de milissegundos. Os Campos elétricos de nuvens de tempestade e de relâmpagos revelaram-se aceleradores de elétrons livres altamente eficientes em nossa atmosfera, de modo que ganham energia suficiente para gerar avalanches eletrônicas que produzem FGTs e as outras ALETs. São estimados entre 100 a 1000 FGTs por dia no planeta ([TAVANI, et al., 2011](#); [SÃO SABBAS., 2013](#)).

Emissões de raios-X a partir de líderes negativos sugerem que os elétrons são acelerados por Avalanches de Elétrons Fugitivos Relativísticos, AEFR (ou em inglês, *RREA*) ([SÃO SABBAS, 2013](#)). As AEFR são geradas por campos elétricos da nuvem de tempestade ou de relâmpagos. Os elétrons são acelerados, produzindo uma avalanche eletrônica, e interagem com átomos da atmosfera via Bressmtrahlung, gerando os fótons dos FGTs. Esses fótons podem interagir criando pares elétron-pósitron e emissões de nêutrons energéticos ([DWYER, 2012](#)), se tiverem energia na faixa de 10-30 MeV \* Devido à trajetória dos fótons altamente energizados ser longa até o solo ou a atmosfera superior, há uma alta probabilidade de colisão e, portanto, de produção de pares, bem como geração de nêutrons ([DINIZ, 2016](#)). Esses fótons também se encontram sujeitos a outros processos de espalhamento, como Efeito Compton e espalhamento Möller, produzindo novos elétrons livres que geram novas AEFR. Isso cria um mecanismo de retroalimentação, conhecido como modelo de descarga de retroalimentação relativística, ou originalmente, *relativistic feedback discharge model* ([DWYER, 2012](#); [DWYER e UMAN, 2014](#)).

## 6. CONCLUSÕES

Neste trabalho, foi apresentada uma revisão das FADAS e contextualização dos fenômenos a partir de um estudo da composição e divisão da atmosfera por parâmetros de temperatura, densidade, pressão e condutividade. As variações no perfil vertical da atmosfera surtem em efeitos diretos no desenvolvimento dos ELTs e das ALETs, bem como de suas nuvens de tempestade geradoras.

A transição na estrutura dos canais de plasma de jatos, que se propagam via líderes em menores altitudes e logo adequam-se ao regime de streamers, ou a mudança no padrão difuso da cabeça de um sprite para seus tentáculos, por exemplo, são explicadas pelo decaimento exponencial da densidade e da pressão média de acordo com a altitude, como visto ao longo deste trabalho. Outros fatos observacionais, como a altitude terminal de JGs e sprites, bem como o movimento descendente de elves e halos, são explicados pelo perfil de condutividade atmosférico, mais especificamente pela blindagem elétrica gerada pela ionosfera, conforme seções anteriores.

Os mecanismos de iniciação dos ELTs e ALETs são decorrentes, em sua maioria, de gatilhos gerados por relâmpagos e impactos da atividade elétrica de nuvens de tempestade na média atmosfera. Os modelos PEM e QE geradores desses fenômenos são amplamente discutidos ao longo da seção 5.1.1 e os tipos mais frequentes de relâmpagos associados com as FADAS são abordados na seção 4. Um estudo do processo de formação da estrutura de um relâmpago, necessário para a identificação do gatilho exato de geração de ALETs envolvendo energias  $\sim 100$  MeV de origem ainda desconhecida, é apresentado ao longo das seções 3 e 4.

Em trabalhos futuros, será de grande interesse explorar os impactos das FADAS no circuito elétrico global, na composição da atmosfera e na vida humana, considerando alterações causadas pelo aquecimento global e o aumento da incidência de tempestades no planeta.

## 7. REFERÊNCIAS

BAKER, B., et al., 1987 The Influence of Diffusional Growth Rates On the Charge Transfer Accompanying Rebounding Collisions Between Ice Crystals and Soft Hailstones.  
Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 2007.

BARRINGTON-LEIGH, C. P.; INAN, U. S. Elves triggered by positive and negative lightning discharges.  
Geophysical Research Letters, 1999.

BARRINGTON-LEIGH, C. P., et al. Identification of sprites and elves with intensified video and broadband array photometry.  
Journal of Geophysical Research: Space Physics, 2001.

BLANC, E. Space observations of Transient Luminous Events and associated emissions in the upper atmosphere above thunderstorm areas.  
Comptes Rendus Geoscience, 2010.

BRADLEY, P. A. e DUDENEY, J. R. A simple model of the vertical distribution of electron concentration in the ionosphere.  
Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, v. 35, n. 12, p. 2131-2146, 1973.

CAI, Q. Lightning initiation due to hydrometeor collisions in thunderclouds.  
Dissertação (Doutorado) — The Pennsylvania State University, 2018.

CHEN, A. B. et al. Global distributions and occurrence rates of transient luminous events.  
J. Geophys. Res., v. 113, n. A08306, 2008.

CHRISTOPHERSON, R. W. Geossistemas: Uma Introdução à Geografia Física.  
Bookman Editora, 2012.

DINIZ, G. S. High Energy Emissions from Thunderstorms: HEETs, from photons to neutrons toward the ground.  
Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016.

DWYER, J. R. A fundamental limit on electric fields in air.  
Geophysical Research Letters, v. 30, n. 20, 2003.

DWYER, J. R. The relativistic feedback discharge model of terrestrial gamma ray flashes.

Journal of Geophysical Research: Space Physics, v. 117, n. A2, 2012.

DWYER, J. R. e UMAN, M. A. The physics of lightning.  
Physics Reports, v. 534, n. 4, p. 147-241, 2014.

EDENS, H. E. Photographic and lightning mapping observations of a bluestarter over a New Mexico thunderstorm.  
Geophys. Res. Lett.,38, L17804, 2011.

FISHMAN, G. J. et al. Discovery of intense gamma-ray flashes of atmospheric origin.  
Science, v. 264, n. 5163, p. 1313-1316, 1994.

FRANZ, R. C. et al. Television image of a large upward electrical discharge above a thunderstorm system.  
Science, 1990.

FUKUNISHI, H., et al. Elves: Lightning-induced transient luminous events in the lower ionosphere.  
Geophysical Research Letters, 1996.

GALLIMBERTI, I. et al. Fundamental processes in long air gap discharges.  
Comptes rendus. Physique, v. 3, n. 10, p. 1335-1359, 2002.

GRACIAA, A., et al. Charge transfer between colliding hydrometeors: Role of surface tension gradient.  
Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2001.

HARRISON, R. G. Fair weather atmospheric electricity.  
Journal of Physics: Conference Series. IOP Publishing, vol. 301, n° 1, p. 012001, 2011.

HE, Y. et al. Towards the Understanding of Ice Crystal-Graupel Collision Charging in Thunderstorm Electrification.  
Preprints, 2018.

HEGGLIN, M. I. e FAHEY, D. W. Twenty questions and answers about the ozone layer: 2010 update.  
Scientific assessment of ozone depletion, p. 4.1-4.64, 2010.

KASPARIAN, J. et al. Progress towards lightning control using lasers.  
Journal of the European Optical Society-Rapid publications, v. 3, 2008.

KREHBIEL, P. et al. Upward electrical discharges from thunderstorms.  
Nature Geosci 1, p. 233–237, 2008.

KUETTNER, J. P., et al. Thunderstorm Electrification — Inductive or Non-Inductive?  
Journal of the Atmospheric Sciences, 1981.

LE MONNIER, L. G. Observations sur l'électricité de l'air.  
Mem. Acad. Sci., 2: 223, 1752.

LIN, Y. T. et al. Lightning return stroke models.  
Journal of Geophysical Research: Oceans, v. 85, n. C3, p. 1571-1583, 1980.

LYONS, W. A. Characteristics of luminous structures in the stratosphere above  
thunderstorms as imaged by low-light video.  
Geophysical Research Letters, 1994.

MARSHALL, R. A. Very low frequency radio signatures of transient luminous events  
above thunderstorms.  
Stanford University, 2009.

MEDINA, R. L. R. Construção de um instrumento para a medida e estudo do campo  
elétrico da atmosfera.  
Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal de Pelotas, 2006.

MIYASATO, R. et al. Statistical characteristics of sprite halo events using coincident  
photometric and imaging data.  
Geophys. Res. Lett., v. 29, n. 21, p. 2033, 2002.

MUIR, M. S. e SMART, C. A. Diurnal variations in the atmospheric electric field on the  
South Polar ice-cap.  
Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, v. 43, n. 2, p. 171-177, 1981.

NAGARAJOO, K. GPS Ray Tracing to show the effect of ionospheric horizontal gradient  
to L 1 and L 2 at ionospheric pierce point.  
2009 International Conference on Space Science and Communication. IEEE, p. 216-220,  
2009.

NATIONAL RESEARCH COUNCIL & GEOPHYSICS STUDY COMMITTEE.  
The Earth's electrical environment. National Academies Press, 1986.

OLIVEIRA, C. L. T. F. Pesquisas sobre as tempestades produtoras de fadas detectadas com a rede colaborativa LEONA.

Relatório de pesquisa (Iniciação Científica) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2023.

PASKO, V. P., et al. Sprites produced by quasi-electrostatic heating and ionization in the lower ionosphere.

Journal of Geophysical Research: Space Physics, 1997.

PASKO, V. P. e STENBAEK-NIELSEN, H. C. Diffuse and streamer regions of sprites.

Geophysical research letters, v. 29, n. 10, p. 82-1-82-4, 2002.

RAKOV, V. A. e UMAN, M. A. Lightning: physics and effects.

Cambridge university press, 2003.

RAKOV, V. A., et al. Lightning parameters for engineering applications (keynote speech).

2010 Asia-Pacific international symposium on electromagnetic compatibility. IEEE, p. 1120-1123, 2010.

RYCROFT, M. J. et al. The global atmospheric electric circuit, solar activity and climate change.

Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, v. 62, n. 17-18, p. 1563-1576, 2000.

SÃO SABBAS, E. F. M. T., et al. TLEs Detected with LEONA Network during RELAMPAGO Campaign: Preliminary Results.

AGU Fall Meeting Abstracts, v. 2019, p. AE31B-3099, 2019.

SÃO SABBAS, E. F. M. T. ACATMOS Group in Brazil and LEONA Team in South America for Collaborative Research of TLEs and HEETs in South America.

International Cosmic Ray Conference, v. 33, p. 1377, 2013.

SCHECHTER, R.S.; GRACIAA, A. e LACHAISE, J. The Electrical State of a Gas/Water Interface.

Journal Of Colloid And Interface Science, 1998.

SENTMAN, D. D. e WESCOTT, E. M. Observations of upper atmospheric optical flashes recorded from an aircraft.

Geophysical Research Letters, 1993.

SENTMAN, D. D. et al. Preliminary results from the Sprites94 aircraft campaign: 1. Red sprites.

Geophysical Research Letters, v. 22, n. 10, p. 1205-1208, 1995.

TAVANI, M. et al. Terrestrial Gamma-Ray Flashes as powerful particle accelerators.

Physical Review Letters, 106 (1) : 018501, 2011.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. Atmospheric science: an introductory survey.

Elsevier, v. 92, 2006.

WESCOTT, E. M. et al. New evidence for the brightness and ionization of blue starters and blue jets.

Journal of Geophysical Research: Space Physics, v. 106, n. A10, p. 21549-21554, 2001.

WILSON, C. T. R. The electric field of a thundercloud and some of its effects.

Proceedings of the Physical Society of London, 1924.

WILSON, C. T. R. et al. Some thundercloud problems.

Journal of the Franklin Institute, v. 208, n. 1, p. 1-12, 1929.

XU, J. et al. Mesopause structure from Thermosphere, Ionosphere, Mesosphere, Energetics, and Dynamics (TIMED)/Sounding of the Atmosphere Using Broadband Emission Radiometry (SABER) observations.

Journal of Geophysical Research 112, 2007.