



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/04.23.13.25-TDI

## **CARACTERIZAÇÃO DOS RAIOS POSITIVOS ATRAVÉS DE CÂMERAS DE ALTA VELOCIDADE E SENSORES DE CAMPO ELÉTRICO**

Carina Schumann

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelo Dr. Marcelo Magalhães Fares Saba, aprovada em 23 de maio de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BPDNCS>>

INPE  
São José dos Campos  
2012

## **PUBLICADO POR:**

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

## **CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**

### **Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

### **Membros:**

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr<sup>a</sup> Regina Célia dos Santos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Horácio Hideki Yanasse - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Deicy Farabello - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Vivéca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2012/04.23.13.25-TDI

## **CARACTERIZAÇÃO DOS RAIOS POSITIVOS ATRAVÉS DE CÂMERAS DE ALTA VELOCIDADE E SENSORES DE CAMPO ELÉTRICO**

Carina Schumann

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelo Dr. Marcelo Magalhães Fares Saba, aprovada em 23 de maio de 2012.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BPDNCS>>

INPE  
São José dos Campos  
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Sc43c Schumann, Carina.  
Caracterização dos raios positivos através de câmeras de alta velocidade e sensores de campo elétrico / Carina Schumann. – São José dos Campos : INPE, 2012.  
xxvii + 98 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2012/04.23.13.25-TDI)

Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012.

Orientador : Dr. Marcelo Magalhães Fares Saba.

1. relâmpagos positivos. 2. raios positivos. 3. sensores de campo elétrico. 4. corrente contínua. 5. relâmpagos bipolares. I.Título.

CDU 551.594.22

---

Copyright © 2012 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2012 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

## ERRATA

Página ix

Onde se lê:

Relâmpagos positivos correspondem em média a somente 10% do número total de relâmpagos nuvem-solo produzidos durante uma tempestade. Apesar de sua baixa ocorrência, as descargas positivas são responsáveis por danos mais intensos do que as descargas negativas. Isso se deve ao fato de as descargas de retorno positivas combinarem intensidades altas de pico de corrente com intensas correntes contínuas de longa duração.

Leia se:

De todos os relâmpagos que ocorrem durante uma tempestade, em média 10%, são de polaridade positiva. Apesar de sua baixa ocorrência, sua intensidade causa danos maiores do que os raios negativos. Esses danos são associados à combinação de pico de corrente de alta intensidade e a presença de corrente contínua de longa duração.

Página 1

Onde se lê:

As nuvens cúmulos-nimbos, também conhecidas como nuvens de tempestade, são nuvens em forma de torre, que se expandem lateralmente na parte superior, assumindo a forma de uma “bigorna”. A base de uma nuvem cúmulo nimbos pode situar-se entre 300 e 3.000 m de altura, dependendo da umidade relativa do ar. Esta nuvem apresenta uma considerável extensão vertical, cujo topo usualmente atinge alturas entre 9 e 18 km. As nuvens com topos mais altos localizam-se nos trópicos ou, também, nas latitudes médias durante o verão. Durante o processo de desenvolvimento, as velocidades verticais dentro da nuvem podem atingir valores de aproximadamente 100 km/h. O grande desenvolvimento das cúmulos-nimbos, e conseqüentemente das tempestades

locais, encontra-se associado à presença de ar quente, úmido e instável.

Leia-se:

A nuvem Cumulonimbus, também conhecida como nuvem de tempestade, é uma nuvem em forma de torre, que se expande lateralmente no topo, assumindo a configuração de uma “bigorna”. A base de um Cumulonimbus pode situar-se entre 300 e 3.000m de altura, dependendo da umidade relativa do ar próximo ao solo. Esta nuvem apresenta uma considerável extensão vertical, cujo topo usualmente atinge alturas entre 9.000 e 18.000m. As nuvens com topos mais altos localizam-se nos trópicos ou, também, nas latitudes médias durante o verão. Durante o processo de desenvolvimento, as velocidades verticais dentro da nuvem podem atingir valores de aproximadamente 100km/h. O grande desenvolvimento das Cumulonimbus, e conseqüentemente das tempestades locais, encontra-se associado à presença de ar quente, úmido e instável. (LIMA, 2005 p.4).

Página 1

Onde se lê:

Uma nuvem cúmulo-nimbos isolada passa por três fases na evolução visualizadas na Figura 1.1.

Leia-se:

Uma nuvem cúmulo-nimbos isolada passa por três fases na evolução visualizadas na Figura 1.1 (BYERS; BRAHAM, 1949).

Páginas 2 e 3

Onde se lê:

Na fase de formação, conhecida também por estágio de desenvolvimento, os movimentos verticais são predominantemente ascendentes, arrastando assim partículas de gelo e gotas de água para cima. Nesta fase, o diâmetro da nuvem pode chegar a 10 km, estando sua base situada a uma altura de 1,5 km e seu topo a 8 km, podendo variar com a latitude geográfica.

Na fase de maturação os movimentos ascendentes e descendentes fazem com que ocorra a precipitação mais forte. As partículas de gelo e as gotas de água

que, no primeiro estágio, eram arrastadas para cima, tornam-se maiores e mais numerosas, iniciando-se a chuva. O movimento descendente que, no início desta fase, era apenas a partir da base, passa a se intensificar horizontalmente e verticalmente. A temperatura dentro da nuvem irá depender da região. Para uma dada altura, as regiões onde o movimento do ar é ascendente, a temperatura no interior será maior que no exterior e, para regiões de movimentos descendentes, a temperatura no interior é menor que a temperatura no exterior da célula de tempestade. A duração desta fase é de aproximadamente 30 minutos e a extensão vertical da nuvem pode ser de 10 a 18 km.

A fase de dissipação constitui um último estágio, caracterizado por movimentos predominantemente descendentes. Nesta fase, a temperatura do interior da nuvem é menor que a do seu exterior. A nuvem se dissipa até que as temperaturas do interior e do exterior sejam iguais. Esta fase tem duração de aproximadamente alguns minutos.

Leia-se:

A primeira fase é considerada a “fase de formação”, ou também “estágio de desenvolvimento”. Durante essa fase o movimento de ar dentro da nuvem é predominantemente vertical e ascendente, no qual as partículas de gelo e gotas de água são carregadas para cima. A nuvem se expande chegando até 10 km de diâmetro, sua base a uma altura de 1,5km e altura de seu topo depende da latitude geográfica, que, em média, atinge a 8 km de altura. (LIMA, 2005)

A segunda fase é conhecida como “fase de maturação”, onde o movimento de ar dentro da nuvem é tanto descendente como ascendente, ocorrendo assim forte precipitação. No início da fase, o movimento descendente se situa principalmente na base da nuvem e, no decorrer da fase, os ventos intensificam horizontalmente e verticalmente. A variação de temperatura varia com a região da nuvem. Para as regiões onde os ventos ascendentes são presentes, a temperatura é menor externamente do que no interiormente. Onde os ventos são predominantemente descendentes a temperatura menor estará no interior da região. A dimensão vertical pode atingir de 10 a 18 km e sua duração é de aproximadamente 30 minutos. (LIMA, 2005)

Na terceira e última fase, denominada “fase de dissipação”, é predominante os ventos descendentes e a temperatura no interior da nuvem é menor do que no exterior. Durante essa fase a nuvem se dissipa em uma chuva fina, até que as temperaturas se igualem. A duração é de alguns minutos. (LIMA, 2005)

Página 3

Onde se lê:

Devido à complexidade da estrutura elétrica das nuvens, o processo de eletrização das mesmas não é bem conhecido. Acredita-se que a geração e a separação de cargas dentro da nuvem de tempestade tenham origem em processos microfísicos e microfísicos que ocorrem simultaneamente dentro da nuvem (PINTO JR.; PINTO, 2000).

Nos processos de eletrificação, há a participação de partículas grandes e pequenas. Se a água estiver no estado líquido, a partícula maior corresponde à gota de chuva e a menor à gotícula de nuvem. No caso de a água se encontrar em estado sólido, a partícula maior corresponderá ao granizo e a menor, ao cristal de gelo. Na descrição dos processos abaixo, será considerado que a partícula maior se encontra no estado sólido (granizo). Porém, processos análogos ocorrem para a partícula no estado líquido (PINTO JR.; PINTO, 2000).

O processo microfísico mais aceito para a geração de cargas é o colisional (Figura 1.2 (a)), onde a colisão ocorre entre partículas de tamanhos diferentes transfere cargas entre elas durante a colisão. Não se sabe ao certo como ocorre a transferência de cargas durante a colisão. Se o campo elétrico atmosférico tiver um papel predominante na separação de cargas nas partículas, o processo será chamado de processo colisional indutivo. O outro processo é o colisional termoelétrico (Figura 1.2(b)), onde a temperatura é predominante para determinar a polaridade das cargas em cada partícula após a colisão.

Leia-se:

Os processos de eletrificação das nuvens ainda não estão bem compreendidos. Devido à complexidade do assunto podemos encontrar na literatura diversas hipóteses de processos de eletrificação. E, devido às limitações de cada uma, não há um processo que explique todas as situações possíveis. O processo de geração e separação de cargas dentro de uma nuvem de tempestade depende de processos microfísicos e macrofísicos que ocorrem simultaneamente.

Nas hipóteses de processos de eletrificação encontradas na literatura, os componentes necessários são partículas de diferentes tamanhos e nos diversos estados físicos da água (gota, gotícula, granizo, cristais de gelo). Para a descrição de dois processos de eletrificação nesse capítulo, será considerada como partícula maior o granizo, e como partícula menor o cristal de gelo.

A hipótese apresentada por Williams (1988), ainda é a mais aceita para a explicação da eletrificação da nuvem. O processo descrito nesta hipótese é conhecido como “processo colisional”. Essa hipótese considera duas situações favoráveis para a definição das cargas em cada partícula após colisão. A primeira situação se dá onde o campo elétrico atmosférico no local da colisão é o fator responsável, e esse processo é chamado de colisional indutivo (Figura 1.2 (a)) A segunda situação considera a região onde a temperatura na região da colisão é o fator determinante e é denominado colisional termoelétrico (Figura 1.2(b)).

Página 4

Onde se lê:

Figura 1.3 (a) Representação do transporte de cargas segundo a teoria gravitacional (b) Representação do transporte de cargas segundo a teoria convectiva.

Leia- se: Figura 1.3 (a) Representação do transporte de cargas segundo a teoria gravitacional (b) Representação do transporte de cargas segundo a teoria convectiva. (adaptada de WILLIAMS, 1988)

Onde se lê:

No século passado, Elster e Geitel propuseram pela primeira vez, a teoria do processo colisional indutivo de eletrificação de uma nuvem de tempestade. É uma teoria simples e fundamentada em princípios básicos da física.

Neste processo o granizo, partícula mais pesada, é polarizado devido ao campo elétrico externo ( $\vec{E}$ ) apresentado na Figura 4. Desta maneira, a parte inferior do granizo fica positivamente carregada enquanto que a parte superior fica negativamente carregada. Quando este granizo colide, na sua parte inferior, com cristais de gelo, que são partículas menores, ocorre uma transferência de cargas, ficando o granizo negativamente carregado e o cristal de gelo positivamente carregado. Desta maneira ocorre a separação de cargas no processo indutivo, que é assim chamado porque o campo elétrico ambiente induz a geração de cargas através da polarização do granizo. À medida que as partículas de cristal de gelo e de granizo ficam carregadas, elas são separadas por processos macrofísicos. A teoria do processo colisional indutivo tem sido utilizada como um mecanismo primário de geração de cargas para as tempestades (MASON, 1988). Experimentos de laboratório têm mostrado que apenas na presença de fortes campos elétricos, da ordem de 10kV/m ou mais, o processo indutivo torna-se importante (VOLLAND, 1982), indicando que o campo elétrico atmosférico de tempo bom (campo elétrico existente na atmosfera quando não há nuvens eletrificadas) não é suficiente para que ocorra a geração de cargas. Portanto, este processo apenas passa a ser efetivo no estágio maduro de uma tempestade, não podendo ser responsável pela formação das cargas no início da tempestade.

Leia- se:

No século passado, Elster e Geitel propuseram pela primeira vez, a teoria do processo colisional indutivo de eletrificação de uma nuvem de tempestade. É uma teoria simples e fundamentada em princípios básicos da física.

Neste processo o granizo, partícula mais pesada, é polarizado devido ao campo elétrico externo ( $\vec{E}$ ) apresentado na Figura 4. Desta maneira, a parte inferior do granizo fica positivamente carregada enquanto que a parte superior fica negativamente carregada. Quando este granizo colide, na sua parte inferior, com cristais de gelo, que são partículas menores, ocorre uma transferência de cargas, ficando o granizo negativamente carregado e o cristal de gelo positivamente carregado. Desta maneira ocorre a separação de cargas no processo indutivo, que é assim chamado porque o campo elétrico ambiente induz a geração de cargas através da polarização do granizo. À medida que as

partículas de cristal de gelo e de granizo ficam carregadas, elas são separadas por processos macrofísicos. A teoria do processo colisional indutivo tem sido utilizada como um mecanismo primário de geração de cargas para as tempestades (MASON, 1988). Experimentos de laboratório têm mostrado que apenas na presença de fortes campos elétricos, da ordem de 10kV/m ou mais, o processo indutivo torna-se importante (VOLLAND, 1982), indicando que o campo elétrico atmosférico de tempo bom (campo elétrico existente na atmosfera quando não há nuvens eletrificadas) não é suficiente para que ocorra a geração de cargas. Portanto, este processo apenas passa a ser efetivo no estágio maduro de uma tempestade, não podendo ser responsável pela formação das cargas no início da tempestade. (LIMA, 2005, p11-12)

## Página 5

Onde se lê:

No processo colisional termoelétrico, ilustrado na Figura 1.2, a transferência de cargas está relacionada com a temperatura em que ocorre a colisão entre as partículas (WILLIAMS, 1988). Esta temperatura é chamada de Temperatura de Inversão (TI), a qual é de aproximadamente  $-15^{\circ}\text{C}$ , e está a uma altitude aproximada de 6 km (PINTO JR.; PINTO, 2000). Se a colisão entre o granizo (partícula pesada) e o cristal de gelo (partícula leve) ocorrer à temperaturas superiores à TI, o granizo ficará positivamente carregado e o cristal de gelo negativamente carregado. Devido aos movimentos ascendentes do ar o cristal de gelo subirá, criando assim uma grande concentração de granizos com cargas positivas na parte inferior da nuvem. Quando a colisão ocorre a temperaturas inferiores à TI, o granizo fica negativamente carregado e o cristal de gelo positivamente carregado, criando assim dois centros de cargas, um positivo e um negativo, ambos acima da Temperatura de Inversão.

Leia- se:

Segundo Williams (1988) no processo colisional termoelétrico, ilustrado na Figura 1.2, o fator que determina qual partícula se tornará positiva ou negativa é a temperatura na região da colisão. As regiões dentro da nuvem podem ser divididas por uma região chamada de "Temperatura de inversão" a qual está em  $15^{\circ}\text{C}$  e se localiza a uma altitude média de 6km (PINTO JR; PINTO, 2000). Se a região da colisão for mais quente, isto é, a temperatura for superior a temperatura de inversão, as partículas maiores (granizos) ficarão positivas e as partículas menores (cristais de gelo) ficarão negativas. O oposto ocorre em regiões com

temperaturas inferiores a temperatura de inversão: partículas maiores ficaram carregadas negativamente e partículas menores carregadas positivamente. Assim as partículas positivas descem para regiões com temperaturas elevadas criando o centro de cargas na base da nuvem.

Página 5

Onde se lê:

Dentro das nuvens as cargas são separadas por processos microfísicos, e os mais aceitos são o processo gravitacional e o processo convectivo.

O processo gravitacional descrito por Williams (1988), mostrado na Figura 1.3 (a), também é conhecido como a teoria de precipitação. No processo de separação de cargas, as cargas negativas são aprisionadas nos granizos e as cargas positivas se associam aos cristais de gelo que são partículas menores. Por processos gravitacionais, as partículas carregadas negativamente caem e as partículas carregadas positivamente ficam suspensas na parte superior da nuvem, formando assim centros de cargas.

Leia- se:

Dentre as hipóteses de separação de cargas por processos microfísicos dentro da nuvem, os mais aceitos são os processos gravitacional e o convectivo.

Williams (1988) apresenta a hipótese de separação de cargas chamado processo gravitacional, também conhecido com teoria de precipitação (Figura 1.3(a)). Nesse processo as partículas carregadas negativamente que estão aprisionadas nos granizos (partículas mais pesadas) caem e as partículas carregadas positivamente em cristais de gelo ( partículas mais leves) ficam na parte superior da nuvem.

Onde se lê:

O processo convectivo (WILLIAMS, 1988) ilustrado na Figura 1.3 (b), representa tanto o processo microfísico quanto o macrofísico. Na etapa microfísica do processo convectivo, as cargas positivas geradas pelas correntes corona são carregadas para dentro da nuvem por correntes de ar aquecidas na superfície da Terra, e as cargas negativas são geradas pela interação com a atmosfera dos raios altamente energéticos que atravessam o universo, conhecidos como raios cósmicos. Na etapa macrofísica as cargas negativas, associadas aos granizos (partículas pesadas), são arrastadas para a parte inferior da nuvem por movimentos descendentes e as positivas, associadas aos cristais de gelo (partículas leves), passam a ocupar a parte superior da nuvem, arrastadas pelos movimentos ascendentes.

Leia-se:

O processo convectivo é uma combinação de processos microfísicos e macrofísicos na atmosfera. O processo microfísico dessa hipótese é a geração de cargas através da descarga corona. Estas descargas geram cargas positivas e são transportadas para dentro da nuvem pelas correntes de ar aquecidas. As cargas negativas são associadas com a interação da atmosfera com os raios altamente energéticos conhecidos como raios cósmicos. A etapa microfísica da hipótese é a separação de cargas pelos movimentos do ar descendentes e ascendentes que transportam as partículas mais pesadas (granizos) carregadas negativamente para parte inferior e as partículas mais leves (cristais de gelo) carregadas positivamente para a parte superior.

Página 6

Onde se lê:

Figura 1.2 (a) Representação do processo colisional indutivo de separação de cargas (b) Representação do processo termoelétrico de separação de cargas.

Leia- se:

Figura 1.2 (a) Representação do processo colisional indutivo de separação de cargas (b) Representação do processo termoelétrico de separação de cargas (adaptada de WILLIAMS, 1988).

Página 9

Onde se lê:

(...) O período de alta densidade de descargas positivas persistiu em média por 4 horas, ou seja, tempo maior que uma tempestade individual típica. As observações mostraram que as descargas elétricas positivas foram dominantes nas fases inicial e dissipativa dos sistemas, enquanto que as descargas elétricas negativas prevaleceram na fase madura. Os autores sugerem que a produção de alta porcentagem de relâmpagos positivos pode estar associada a tempestades com extensão vertical muito elevada.

Leia- se:

Durante este período, foi notada uma alta densidade de descargas positivas com duração média de 4 horas, maior do que em uma tempestade individual típica. As análises quanto às fases da tempestade em que ocorreram essas descargas positivas, observaram que as descargas positivas ocorrem nas fases de formação e na fase de dissipação sendo que durante a fase de maturação, prevaleceu a ocorrência de descargas negativas. Os autores sugerem que a alta frequência de raios positivos nas tempestades podem estar associadas as nuvens com extensões verticais maiores do que as outras (LIMA, 2005)

Página 10

Onde se lê:

Os dados obtidos da rede de detecção de relâmpagos dos EUA (NLDN – National Lightning Detection Network), mostraram que durante dois meses meio milhão de relâmpagos foram detectados, apresentando um percentual de raios positivos o triplo do normal.

Leia-se:

Em aproximadamente 500 mil relâmpagos detectados pela rede de detecção de relâmpagos dos EUA (NLDN – National Lightning Detection Network) em dois meses, notou-se o triplo do percentual de raios positivos.

Página 11

Onde se lê:

Os relâmpagos, predominantemente associados a nuvens de tempestades, podem também ocorrer durante erupções vulcânicas, em tempestades de areia e de neve ou, ainda, em outros tipos de nuvens. Porém, nestes outros casos, geralmente apresentam extensão e intensidade menores. Nesta pesquisa serão analisadas apenas as descargas elétricas que ocorrem em nuvens de tempestades.

Leia-se:

Os relâmpagos, predominantemente associados a nuvens de tempestades, podem também ocorrer durante erupções vulcânicas, em tempestades de areia e de neve ou, ainda, em outros tipos de nuvens. Porém, nestes outros casos, geralmente apresentam extensão e intensidade menores. Nesta pesquisa serão analisadas apenas as descargas elétricas que ocorrem em nuvens de tempestades. (LIMA, 2005,p.9)

Onde se lê:

A emissão de radiação eletromagnética associada aos relâmpagos ocorre sobre todo espectro de radiofrequência, visto que ao longo da formação do relâmpago (desde a quebra de rigidez preliminar até a descarga de retorno), diferentes acelerações são impostas aos elétrons em deslocamento devido as variações no campo elétrico e na condutividade nas regiões onde esses processos ocorrem. Isto porque o relâmpago não é composto de um processo contínuo e estável, mas ocorre em etapas com características distintas. A amplitude da radiação eletromagnética emitida varia em função do comprimento do canal do relâmpago em cada umas dessas etapas. Emissões em VLF e LF, por exemplo, tem seu pico durante a ocorrência da descarga de retorno (maior comprimento do canal), associado as grandes variações de corrente, e onde os intervalos entre as descargas são da ordem de dezenas de milissegundos. As emissões em VHF resultam dos processos iniciais da descarga (pulsos curtos associados à quebra de rigidez preliminar em cada pulso), que ocorrem em intervalos muito curtos (microssegundos).

**Leia-se:**

A emissão de radiação eletromagnética associada aos relâmpagos ocorre sobre todo espectro de radiofrequência, visto que ao longo da formação do relâmpago (desde a quebra de rigidez preliminar até a descarga de retorno), diferentes acelerações são impostas aos elétrons em deslocamento devido as variações no campo elétrico e na condutividade nas regiões onde esses processos ocorrem. Isto porque o relâmpago não é composto de um processo contínuo e estável, mas ocorre em etapas com características distintas. A amplitude da radiação eletromagnética emitida varia em função do comprimento do canal do relâmpago em cada umas dessas etapas. Emissões em VLF e LF, por exemplo, tem seu pico durante a ocorrência da descarga de retorno (maior comprimento do canal), associado as grandes variações de corrente, e onde os intervalos entre as descargas são da ordem de dezenas de milissegundos. As emissões em VHF resultam dos processos iniciais da descarga (pulsos curtos associados à quebra de rigidez preliminar em cada pulso), que ocorrem em intervalos muito curtos (microssegundos). (BOURSCHEIDT 2012, p. 12-13)

Página 35

Onde se lê:

Relâmpagos positivos correspondem em média a somente 10% do número total de relâmpagos nuvem-solo produzidos durante uma tempestade. Apesar de sua baixa ocorrência, as descargas positivas são responsáveis por danos mais intensos do que as descargas negativas. Isso se deve ao fato de as descargas de retorno positivas combinarem intensidades altas de pico de corrente com intensas correntes contínuas de longa duração.

Leia-se:

De todos os relâmpagos que ocorrem durante uma tempestade em média 10% são de polaridade positiva. Apesar de sua baixa ocorrência, sua intensidade causa danos maiores do que os raios negativos. Esses danos são associados à combinação de picos de corrente de alta intensidade e a presença de corrente contínua de longa duração.

Página 64

Onde se lê:

Um trem de pulsos bipolares ocorre alguns milissegundos antes da primeira descarga de retorno num relâmpago nuvem-solo. A forma de onda típica dos pulsos de quebra de rigidez é apresentada na Figura 3.13.

Leia-se:

Nos registros de forma de onda da variação do campo elétrico pode-se observar uma sequência de pulsos bipolares que ocorrem alguns milissegundos antes da primeira descarga de retorno de um raio nuvem-solo. O resultado dessas observações e desse capítulo foi publicado no congresso ICAE (SILVA ET AL. 2011 e SCHUMANN ET AL 2011 no evento: *International Conference on Atmospheric Electricity*, em 2011)

Página 65

Onde se lê:

Figura 3.13 Forma de onda de um pulso de quebra de rigidez dielétrica

Leia-se:

Figura 3.13 Forma de onda de um pulso de quebra de rigidez dielétrica (SILVA ET AL., 2011)

Página 69

Onde se lê:

Em sua pesquisa, Nag et al. (2008) relatam que quase todas as descargas positivas na Florida (47 de 51) não apresentam trem de pulsos precedendo a descarga de retorno. Neste trabalho, apenas 6 dos 80 casos analisados não apresentaram trem de pulsos. Nestes 6 casos apenas um único pulso bipolar precedeu a descarga de retorno. Um exemplo de trem de pulso pode ser visto na Figura 3.18.

Leia-se:

Segundo Nag et al. (2008), na grande maioria das descargas positivas observadas na Florida (47 de 51) não foram registrados trem de pulsos precedendo a descarga de retorno. Na análise dos dados aqui no Brasil, em apenas 6 dos 80 casos analisados não foram encontrados trem de pulsos. Nestes 6 casos apenas o registro de um único pulso bipolar precedeu a descarga de retorno. A Figura 3.18 mostra um exemplo de trem de pulso registrado pelos sensores. (SILVA ET AL., 2011)

Página 69

Onde se lê:

Figura 3.18 - Trem de pulsos

Leia-se:

Figura 3.18 - Trem de pulsos (SILVA ET AL., 2011)

Página 70

Onde se lê:

O tempo entre os pulsos foi obtido medindo o intervalo de tempo entre cinco pulsos bipolares consecutivos pertencentes ao mesmo trem de pulsos em 74 raios nuvem-solo. O tempo entre pulsos variou de 16,8 a 1554,0  $\mu\text{s}$ . A figura 3.20 mostra a distribuição da duração do intervalo de tempo entre pulsos.

Leia-se:

O tempo entre pulsos característico em um trem de pulso foi analisado para 74 raios nuvem-solo positivos. Este tempo foi obtido através da medição, num mesmo trem de pulso, do intervalo de tempo entre cinco pulsos bipolares consecutivos. A variação do tempo entre pulsos foi de 16,8 a 1554,0  $\mu\text{s}$  (SILVA ET AL., 2011). A figura 3.20 mostra o histograma da distribuição da duração do intervalo de tempo entre pulsos.

BYERS, H. R., BRAHAM, JR. The Thunderstorm. U. S. Government Printing Office, 287p., Washington, 1949.

LIMA, K. C. Descargas elétricas atmosféricas em sistemas convectivos de mesoescala no sul da América do Sul , 2005. Dissertação (Mestrado). Programa de Pós-Graduação em Meteorologia. Faculdade de Meteorologia. Universidade Federal de Pelotas. Pelotas, 2005. Disponível em:  
<[http://www.ufpel.edu.br/meteorologia/pos-graduacao/dissertacoes/dissertacoes\\_completas/kellen\\_lima.pdf](http://www.ufpel.edu.br/meteorologia/pos-graduacao/dissertacoes/dissertacoes_completas/kellen_lima.pdf)>. Acesso em:02 ago.2013

SCHUMANN, C., SABA, M. M. F., SCHULZ, W., SILVA, R. G. B., Electric field waveforms of positive return strokes. In: Proceedings of the 14th International Conference on Atmospheric Electricity – ICAE, 2011, Rio de Janeiro Proceedings of the 14th International Conference on Atmospheric Electricity - ICAE

SILVA, R. B. G., SABA, M. M. F., SCHUMANN, Characterization of intracloud discharges preceding positive cloud-to-ground lightning strokes. In: 14th International Conference on Atmospheric Electricity – ICAE, 2011, Rio de Janeiro, Proceedings of the 14th International Conference on Atmospheric Electricity - ICAE

SILVA, R. B. G.; SABA, M. M. F. Estudo dos intervalos de tempo entre a quebra de rigidez dielétrica e a descarga de retorno dos raios positivos. In: SEMINÁRIO DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DO INPE (SICINPE), 2011, São José dos Campos. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2011. p. 22. CD-ROM; Papel; On-line. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3AHK4ML>>. Acesso em: 02 ago. 2013.

BOURSCHEIDT, V. Singularidades da distribuição espacial e temporal de relâmpagos nuvem-solo a partir de dados de sistemas de detecção. 2012. 159 p. ([sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.13.23.12-TDI](http://sid.inpe.br/mtc-m19/2012/03.13.23.12-TDI)). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2012. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3BGQHEB>>. Acesso em: 02 ago. 2013.

Aprovado (a) pela Banca Examinadora  
em cumprimento ao requisito exigido para  
obtenção do Título de Mestre em  
Geofísica Espacial

Dr. Ezequiel Echer

Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Plínio Carlos Alvalá

Vice-Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Marcelo Magalhães Fares Saba

Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. Dailton Gilberto Guedes

Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

Dr. Moacir Lacerda

Convidado(a) / UFMS / Campo Grande - MS

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Aluno (a): Carina Schumann

São José dos Campos, 23 de maio de 2012



*“Sucesso é a soma de pequenos esforços, repetidos o tempo todo.”*

*Robert Collier*



## AGRADECIMENTOS

A Deus que sempre está comigo no caminho da vida, às vezes de maneira tão evidente.

A meus pais, não por hoje, ou por esses anos difíceis, mas pelo sempre. Pelo apoio em todos os momentos, pelas conversas à mesa, de maneira sempre a acrescentar os fundamentos da vida e da física. A minha mãe agradeço especialmente as preocupações de eu estar enfrentando relâmpagos – seu maior medo - preocupação de voltar tarde e o esforço de mandar as "marmitinhas" para a hora do almoço e do jantar. A meu pai, tenho muito que agradecer todo o encorajamento e todas as saídas para os problemas físicos e eletrônicos que encontrei durante a pesquisa.

Meu irmão que em nossas caminhadas me ajudava a olhar com outro ponto de vista as situações que embaçavam o meu caminho. Minha irmã pela preocupação e encorajamento.

Ao meu orientador, Dr. Marcelo Magalhães Fares Saba, possuidor de uma paciência incrível – altamente requerida em alguns momentos - e uma humildade quase infinita, pela orientação deste trabalho e principalmente pela amizade e motivação diária. Por me mostrar os caminhos e demonstrar o correto. Pelo compartilhamento de informações, levantamento de questionamentos e oportunidades concedidas. Pela transmissão de atividade sem palavras, somente via pensamentos. Pela preocupação em todos os âmbitos. Por confiar e acreditar, muitas vezes mais do que eu, em meu potencial.

Aos amigos do Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) pelo apoio recebido. Aos alunos de iniciação, mestrado e doutorado que de alguma forma ajudaram.

A todos os amigos que me apoiaram e me ajudaram com ferramentas cruciais para a elaboração deste trabalho.

À grande amiga Jacqueline Nishizuka pela extrema dedicação em me ajudar nos momentos mais críticos e sempre estar lá, pra me acalmar, ouvir, treinar, treinar, e treinar. Ao amigo Tiago Buzato pela ajuda em todos os momentos, independentemente do horário e da complexidade das situações, fossem elas debaixo de chuva ou de sol. Às amigas, Amanda Romão, Luciana Militão, Ingrid Masseli, Lidiane Gomes que tanto me ouviram falar sobre raios e se

encantavam com as fotos e histórias! Ao novo amigo, Hugh Hunt, que exerceu um magnífico papel, mesmo longe com um idioma diferente, com um fuso horário não favorável, soube dispendir tempo para ajudar. À amiga Mirtes que abriu sua casa pra me acolher e cuidou de mim como uma mãe —corujã cuida de sua filha, incrivelmente bem.

Aos amigos pesquisadores Dr. Marco A. Ferro por toda atenção e colaboração dada e também pela descontração na dança de salão, e ao Dr. Moacir Lacerda pelas conversas científicas e histórias de vida que são muito divertidas.

Ao serviço de pós-graduação do INPE, pelos recursos concedidos, juntamente ao CNPq pela concessão da bolsa de pesquisa (147925/2010-0).

Aos pesquisadores Dr. Ken Cummins e Dr. Philip Krider pela colaboração na pesquisa. Ao pesquisador Dr. Wolfgang Schulz que além da colaboração, contribuiu com dedicação a muitas questões acerca dos equipamentos. Ao Pesquisador Tom Warner que na colaboração à pesquisa proporcionou conhecimentos e agradável convivência.

Aos professores do INPE, que compartilham suas experiências e conhecimentos. Ao DCTA que disponibilizou a torre de ciências atmosféricas para o uso. Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), por disponibilizar toda sua estrutura física e administrativa.

Aos membros da banca examinadora que se colocaram à disposição, e a favor deste trabalho, contribuindo de maneira a valorizar e a enriquecer a pesquisa feita.

## RESUMO

Relâmpagos positivos correspondem em média a somente 10% do número total de relâmpagos nuvem-solo produzidos durante uma tempestade. Apesar de sua baixa ocorrência, as descargas positivas são responsáveis por danos mais intensos do que as descargas negativas. Isso se deve ao fato de as descargas de retorno positivas combinarem intensidades altas de pico de corrente com intensas correntes contínuas de longa duração. A união destas características não acontece nos raios negativos. Raios positivos também são um grande desafio para os sistemas de localização de relâmpagos porque suas formas de onda eletromagnética são frequentemente de longa duração e de alta complexidade. Esta dissertação de mestrado caracteriza os raios positivos nas suas componentes mais peculiares, tais como: a descarga de retorno, a corrente contínua, e a longa atividade que precede a descarga de retorno. Entre as características mais marcantes, podemos citar: o fato de os raios positivos apresentarem em média apenas 1.2 descargas por raio e em raríssimas ocasiões terem mais de uma descarga seguindo o mesmo canal; os picos de corrente destes serem bem superiores à média do pico de corrente dos raios negativos; os raios positivos possuem quase sempre corrente contínua longa e de grande intensidade e possuem uma longa atividade elétrica precedendo as descargas de retorno. Este estudo apresenta também o estudo de dois casos de relâmpagos bipolares descendentes. Estes casos são os únicos casos de raios bipolares usando apenas um canal e registrados com câmeras de alta velocidade na comunidade científica. A extensiva caracterização dos raios positivos feita neste estudo será útil a todos os que trabalham com proteção de sistemas contra descargas atmosféricas, que desenvolvem sistemas de detecção e localização de raios, bem como aqueles que pesquisam a física das descargas e das nuvens que as geram.



# **CHARACTERIZATION OF POSITIVE LIGHTNING BY HIGH SPEED CAMERAS AND ELECTRIC FIELD SENSORS**

## **ABSTRACT**

Positive lightning corresponds on average to approximately only 10% of the total number of cloud-to-ground lightning produced by a thunderstorm. Despite its low occurrence, positive flashes are responsible for more intense damages than the negative flashes. This is due to the fact that positive return strokes combine high intensity peak current with intense and long duration continuing currents. This combination does not occur in negative flashes. Positive flashes are also a major concern for designers of lightning locating systems because their electromagnetic waveforms are frequently very large and often have a complex structure. This dissertation characterizes the positive flashes in its most distinctive components, such as the return stroke, the continuing current and long activity that precedes the return stroke. Among the most striking features, we can mention: the fact that the positive flashes have on average only 1.2 discharges and on very rare occasions have more than one discharge following the same channel to ground; the peak current of these discharges are well above the average peak current in negative flashes, the positive flashes almost always have long and intensive continuing current and have a long electrical activity preceding the return stroke. This study also presents the study of two cases of bipolar lightning flashes. These cases are the only cases reported in the literature of bipolar flashes using only one channel to ground recorded with high-speed cameras. The extensive characterization of positive flashes presented will be useful to all who work with lightning protection systems, with development of lightning detection and location, and for those researching the physics of lightning flashes and the storms that produce them.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.1 Representação dos estágios do ciclo de vida de uma nuvem cúmulo-nimbos.....	2
Figura 1.2 (a) Representação do processo colisional indutivo de separação de cargas (b) Representação do processo termoelétrico de separação de cargas. ....	4
Figura 1.3 (a) Representação do transporte de cargas segundo a teoria gravitacional (b) Representação do transporte de cargas segundo a teoria convectiva. ....	6
Figura 1.4 Classificação dos relâmpagos em função dos locais de origem e término .....	12
Figura 1.5 Imagens de diversos tipos de relâmpagos: (a) relâmpago intranuvem (b) relâmpago nuvem-solo (c) relâmpago solo- nuvem.....	13
Figura 1.6 Líder escalonado .....	14
Figura 1.7 Descarga Conectante .....	14
Figura 1.8 (a) Descarga conectante no momento que conecta ao líder (b) Descarga de retorno (c) transferência de carga contínua .....	15
Figura 1.9 (a) Canal Ionizado (b) Líder contínuo (c) descarga de retorno subsequente.....	16
Figura 2.1 Esquema do sistema de gravação tipo Fila Circular. Neste exemplo de configuração de trigger em 50%, a memória interna é ajustada para 1 segundo de intervalo de pré-trigger e 1 segundo de pós-trigger. Tempo total de vídeo 2 segundos. ....	21
Figura 2.2 Modelos das câmeras utilizadas (a) Photron Fastcam 512 PCI (b) câmera Red Lake 8000S Motion Scope (c) Phantom V310 , (d) Phantom V7.1, (e) Phantom V12.1 e (f) Basler piloto piA640-210gm. ....	22
Figura 2.3 Sequência de imagens obtidas com a câmera Phantom V310 .....	23
Figura 2.4 Localização do ponto de contato de uma descarga de retorno com o solo através do método da direção magnética, utilizando-se 3 sensores. L12, L13 e L23 são as intersecções das direções indicadas pelos sensores.....	25
Figura 2.5 – Localização do ponto de contato de uma descarga de retorno com o solo através do método do tempo de chegada, utilizando-se 4 sensores (a) Devido a distância cada sensor recebe a mesma informação em tempos diferentes (b) Sucessivas triangulações determinam a posição da descarga. ....	26
Figura 2.6 As descargas 1, 3, 4 e 5 serão associadas a um relâmpago enquanto as descargas 2, 6 e 7 serão atribuídas a outros relâmpagos.....	27
Figura 2.7 Esquema de montagem do campo elétrico rápido .....	29
Figura 2.8 Esquema de montagem do campo elétrico lento.....	30
Figura 2.9 Exemplo de forma de onda de campo elétrico rápido (acima) e lento (abaixo) de um raio positivo da base de dados deste trabalho.....	31
Figura 2.10 (a) Câmera e espelho usado na gravação de imagens da câmera allsky (b) Raio positivo registrado pela allsky. A sua grande extensão horizontal exemplifica a dificuldade que as câmeras normais têm de filmar a descarga completa. ....	32
Figura 2.11 Esquema de montagem do sistema de áudio.....	33
Figura 3.1 Distribuição de multiplicidade dos raios positivos.....	40
Figura 3.2 Exemplo de um raio positivo que utiliza um novo canal. ....	41
Figura 3.3 exemplo de raio múltiplo que utilizou o mesmo canal para se conectar ao solo. ....	42
Figura 3.4 Distância entre descargas em raios positivos .....	43
Figura 3.5 Distribuição do tempo entre descargas positivas .....	44
Figura 3.6 Histograma das estimativas de correntes de pico para raios positivos.....	46

Figura 3.7 (a) Relâmpagos classificados nas diferentes categorias de corrente contínua (b) Histograma da duração de 201 descargas positivas. ....	49
Figura 3.8 Gráfico de corrente de pico versus a duração da corrente contínua .....	50
Figura 3.9 Histograma da duração total de raios positivos. ....	51
Figura 3.10 Representação gráfica do campo eletrostático que se desenvolve sobre o sensor, devido a uma carga espacial transferida +Q. ....	57
Figura 3.11 Variação de Campo Elétrico. Para cada segmento é mostrado o intervalo de tempo e a corrente média.....	58
Figura 3.12 Forma de onda de um pulso de quebra de rigidez dielétrica.....	64
Figura 3.13 Forma de onda de um pulso de quebra de rigidez dielétrica.....	65
Figura 3.14 (a) Trem de pulsos (b) descarga de retorno posterior. ....	66
Figura 3.15 Representação do processo de determinação do Tempo 0-100% e Tempo 10-90% .....	66
Figura 3.16 Histograma do tempo de subida do pulso de PB .....	67
Figura 3.17 (a) típico pulso PB (b) T1: Primeira parcela do pulso (c) T2: segunda parcela do pulso (d) T1+T2 duração total do pulso. ....	68
Figura 3.18 Trem de pulsos .....	69
Figura 3.19 Histograma da duração do trem de pulsos.....	70
Figura 3.20 Histograma do intervalo de tempo entre pulsos.....	71
Figura 3.21 Histograma do intervalo de tempo entre o primeiro PB e a descarga de retorno ....	72
Figura 3.22 (a) forma de onda, do campo elétrico de uma descarga de retorno positiva, (b) distribuição do pico normalizado a 100 km.....	73
Figura 3.23 (a) Histograma do 0-100% do tempo de subida (b) histograma do 10-90% do tempo de subida para 72 descargas de retorno. ....	74
Figura 3.24 Categorias de Bipolares encontrados na literatura. ....	77
Figura 3.25 Imagens das câmeras de alta velocidade dos casos de bipolares que utilizam o mesmo canal. ....	79
Figura 3.26 Campo elétrico dos raios bipolares .....	80
Figura 3.27 Esquemático da hipótese de raios bipolares que usam o mesmo canal .....	82

## LISTA DE TABELAS

	<b><u>Pág.</u></b>
Tabela 3.1 Resumo dos relâmpagos Nuvem Solo Positivos .....	38
Tabela 3.2 Resumo dos intervalos de tempo entre descargas em relâmpagos positivos. ....	44
Tabela 3.3 Comparação das correntes de pico estimada de descargas iniciais e subsequentes em relâmpagos positivos. ....	47
Tabela 3.4 Resumo de trabalhos anteriores sobre transferência de cargas por correntes contínuas. ....	55
Tabela 3.5 Casos analisados de intensidade de corrente contínua .....	60
Tabela 3.6 Primeiros intervalos calculados de intensidade de corrente contínua.....	61
Tabela 3.7 Análise da duração do pulso de PB.....	68
Tabela 3.8 Resumo das médias aritméticas de alguns valores mencionados acima e sua comparação com outros estudos. ....	72
Tabela 3.9 Comparativo entre estudos anteriores.....	74
Tabela 3.10 Descrição dos casos de raios bipolares. ....	80



## SUMÁRIO:

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Nuvens .....	1
1.2. Relâmpagos .....	11
2. LOCAIS DE ESTUDO E EQUIPAMENTOS UTILIZADOS.....	19
2.1. Locais de estudo .....	19
2.2. Câmeras de alta velocidade .....	20
2.3. Sistemas de localização de relâmpagos .....	23
2.4. Sistema de medição de campo elétrico rápido.....	28
2.5. Sistema de medição de campo elétrico lento .....	29
2.6. ALLSKY.....	31
2.7. Sistema de áudio .....	32
3. TÓPICOS DE ESTUDO.....	35
3.1. PARTE 1: Análises estatísticas de relâmpagos registrados entre 2003 e 2012.....	35
3.1.1. Histórico.....	35
3.1.2. Metodologia .....	38
3.1.3. Resultados.....	39
3.1.4. Discussão dos resultados.....	51
3.2. PARTE 2: Estimativa de carga transferida pela corrente contínua em raios positivos .....	53
3.2.1. Histórico.....	53
3.2.2. Metodologia .....	55
3.2.3. Resultados.....	58
3.2.4. Discussão dos resultados.....	61
3.3. PARTE 3: Atividade elétrica que precede a descarga de retorno. ....	62
3.3.1. Histórico.....	62
3.3.2. Metodologia .....	63
3.3.3. Resultados.....	64
3.3.4. Discussão dos resultados.....	75
3.4. PARTE 4: Estudo de casos de relâmpagos bipolares.....	76

3.4.1. Histórico.....	76
3.4.2. Metodologia .....	78
3.4.3. Resultados.....	79
3.4.4. Discussão dos resultados.....	81
4. CONCLUSÕES.....	83
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	91

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1. Nuvens

O relâmpago é uma descarga elétrica que ocorre na atmosfera dentro da nuvem, entre nuvens ou entre nuvem e solo. A descarga é visível a olho nu, com trajetórias sinuosas e de ramificações irregulares. O tipo de nuvem que é cenário da ocorrência de descargas elétricas são as nuvens cúmulos-nimbos. Nestas nuvens processos de eletrificação criam um acúmulo de cargas suficiente para gerar um campo elétrico intenso que produz a quebra da rigidez dielétrica do ar.

As nuvens cúmulos-nimbos, também conhecidas como nuvens de tempestade, são nuvens em forma de torre, que se expandem lateralmente na parte superior, assumindo a forma de uma “bigorna”. A base de uma nuvem cúmulo-nimbos pode situar-se entre 300 e 3.000 m de altura, dependendo da umidade relativa do ar. Esta nuvem apresenta uma considerável extensão vertical, cujo topo usualmente atinge alturas entre 9 e 18 km. As nuvens com topos mais altos localizam-se nos trópicos ou, também, nas latitudes médias durante o verão. Durante o processo de desenvolvimento, as velocidades verticais dentro da nuvem podem atingir valores de aproximadamente 100 km/h. O grande desenvolvimento das cúmulos-nimbos, e conseqüentemente das tempestades locais, encontra-se associado à presença de ar quente, úmido e instável.

Uma nuvem cúmulo-nimbos isolada passa por três fases na evolução visualizadas na Figura 1.1.

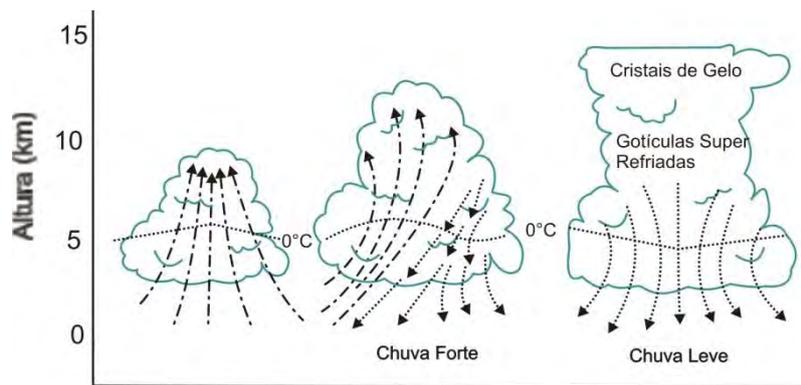


Figura 1.1 Representação dos estágios do ciclo de vida de uma nuvem cúmulo-nimbo

Fonte: Adaptada de Faria (2002)

Na *fase de formação*, conhecida também por estágio de desenvolvimento, os movimentos verticais são predominantemente ascendentes, arrastando assim partículas de gelo e gotas de água para cima. Nesta fase, o diâmetro da nuvem pode chegar a 10 km, estando sua base situada a uma altura de 1,5 km e seu topo a 8 km, podendo variar com a latitude geográfica.

Na *fase de maturação* os movimentos ascendentes e descendentes fazem com que ocorra a precipitação mais forte. As partículas de gelo e as gotas de água que, no primeiro estágio, eram arrastadas para cima, tornam-se maiores e mais numerosas, iniciando-se a chuva. O movimento descendente que, no início desta fase, era apenas a partir da base, passa a se intensificar horizontalmente e verticalmente. A temperatura dentro da nuvem irá depender da região. Para uma dada altura, as regiões onde o movimento do ar é ascendente, a temperatura no interior será maior que no exterior e, para regiões de movimentos descendentes, a temperatura no interior é menor que a temperatura no exterior da célula de tempestade. A duração desta fase é de aproximadamente 30 minutos e a extensão vertical da nuvem pode ser de 10 a 18 km.

A *fase de dissipação* constitui um último estágio, caracterizado por movimentos predominantemente descendentes. Nesta fase, a temperatura do interior da nuvem é menor que a do seu exterior. A nuvem se dissipa até que as temperaturas do interior e do exterior sejam iguais. Esta fase tem duração de aproximadamente alguns minutos.

Devido à complexidade da estrutura elétrica das nuvens, o processo de eletrização das mesmas não é bem conhecido. Acredita-se que a geração e a separação de cargas dentro da nuvem de tempestade tenham origem em processos microfísicos e microfísicos que ocorrem simultaneamente dentro da nuvem (PINTO JR.; PINTO, 2000).

Nos processos de eletrificação, há a participação de partículas grandes e pequenas. Se a água estiver no estado líquido, a partícula maior corresponde à gota de chuva e a menor à gotícula de nuvem. No caso de a água se encontrar em estado sólido, a partícula maior corresponderá ao granizo e a menor, ao cristal de gelo. Na descrição dos processos abaixo, será considerado que a partícula maior se encontra no estado sólido (granizo). Porém, processos análogos ocorrem para a partícula no estado líquido (PINTO JR.; E PINTO, 2000).

O processo microfísico mais aceito para a geração de cargas é o *colisional* (Figura 1.2 (a)), onde a colisão ocorre entre partículas de tamanhos diferentes transfere cargas entre elas durante a colisão. Não se sabe ao certo como ocorre a transferência de cargas durante a colisão. Se o campo elétrico atmosférico tiver um papel predominante na separação de cargas nas partículas, o processo será chamado de processo colisional indutivo. O outro processo é o *colisional termoelétrico* (Figura 1.2(b)), onde a temperatura é predominante para determinar a polaridade das cargas em cada partícula após a colisão.

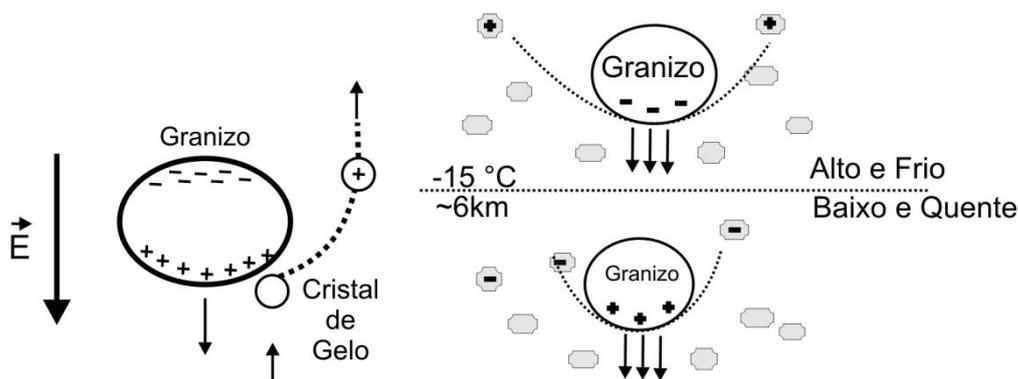


Figura 1.2 (a) Representação do processo colisional indutivo de separação de cargas (b) Representação do processo termoeletrico de separação de cargas.

*Processo Microfísico Colisional Indutivo:*

No século passado, Elster e Geitel propuseram pela primeira vez, a teoria do processo colisional indutivo de eletrificação de uma nuvem de tempestade. É uma teoria simples e fundamentada em princípios básicos da física.

Neste processo o granizo, partícula mais pesada, é polarizado devido ao campo elétrico externo ( $\vec{E}$ ) apresentado na Figura 4. Desta maneira, a parte inferior do granizo fica positivamente carregada enquanto que a parte superior fica negativamente carregada. Quando este granizo colide, na sua parte inferior, com cristais de gelo, que são partículas menores, ocorre uma transferência de cargas, ficando o granizo negativamente carregado e o cristal de gelo positivamente carregado. Desta maneira ocorre a separação de cargas no processo indutivo, que é assim chamado porque o campo elétrico ambiente induz a geração de cargas através da polarização do granizo. À medida que as partículas de cristal de gelo e de granizo ficam carregadas, elas são separadas por processos microfísicos. A teoria do processo colisional indutivo tem sido utilizada como um mecanismo primário de geração de cargas para as tempestades (MASON, 1988). Experimentos de laboratório têm mostrado que

apenas na presença de fortes campos elétricos, da ordem de 10kV/m ou mais, o processo indutivo torna-se importante (VOLLAND, 1982), indicando que o campo elétrico atmosférico de tempo bom (campo elétrico existente na atmosfera quando não há nuvens eletrificadas) não é suficiente para que ocorra a geração de cargas. Portanto, este processo apenas passa a ser efetivo no estágio maduro de uma tempestade, não podendo ser responsável pela formação das cargas no início da tempestade.

*Processo Microfísico Colisional Termoelétrico:*

No processo colisional termoelétrico, ilustrado na Figura 1.2, a transferência de cargas está relacionada com a temperatura em que ocorre a colisão entre as partículas (WILLIAMS, 1988). Esta temperatura é chamada de Temperatura de Inversão (TI), a qual é de aproximadamente  $-15^{\circ}\text{C}$ , e está a uma altitude aproximada de 6 km (PINTO JR.; PINTO, 2000). Se a colisão entre o granizo (partícula pesada) e o cristal de gelo (partícula leve) ocorrer à temperaturas superiores à TI, o granizo ficará positivamente carregado e o cristal de gelo negativamente carregado. Devido aos movimentos ascendentes do ar o cristal de gelo subirá, criando assim uma grande concentração de granizos com cargas positivas na parte inferior da nuvem. Quando a colisão ocorre a temperaturas inferiores à TI, o granizo fica negativamente carregado e o cristal de gelo positivamente carregado, criando assim dois centros de cargas, um positivo e um negativo, ambos acima da Temperatura de Inversão.

Dentro das nuvens as cargas são separadas por processos microfísicos, e os mais aceitos são o processo gravitacional e o processo convectivo.

O *processo gravitacional* descrito por Williams (1988), mostrado na Figura 1.3 (a), também é conhecido como a teoria de precipitação. No processo de separação de cargas, as cargas negativas são aprisionadas nos granizos e as cargas positivas se associam aos cristais de gelo que são partículas menores. Por processos gravitacionais, as partículas carregadas negativamente caem e

as partículas carregadas positivamente ficam suspensas na parte superior da nuvem, formando assim centros de cargas.

O *processo convectivo* (WILLIAMS, 1988) ilustrado na Figura 1.3 (b), representa tanto o processo microfísico quanto o macrofísico. Na etapa microfísica do processo convectivo, as cargas positivas geradas pelas correntes corona são carregadas para dentro da nuvem por correntes de ar aquecidas na superfície da Terra, e as cargas negativas são geradas pela interação com a atmosfera dos raios altamente energéticos que atravessam o universo, conhecidos como raios cósmicos. Na etapa macrofísica as cargas negativas, associadas aos granizos (partículas pesadas), são arrastadas para a parte inferior da nuvem por movimentos descendentes e as positivas, associadas aos cristais de gelo (partículas leves), passam a ocupar a parte superior da nuvem, arrastadas pelos movimentos ascendentes.

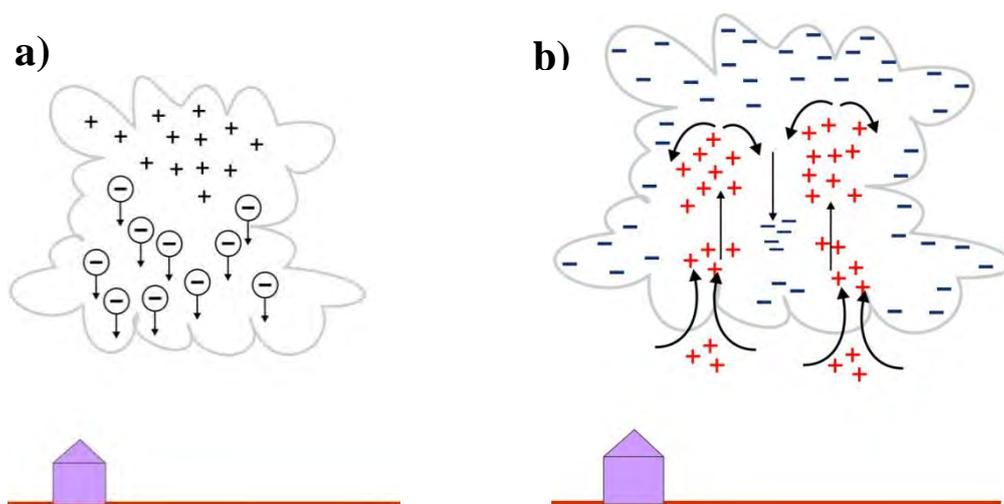


Figura 1.3 (a) Representação do transporte de cargas segundo a teoria gravitacional (b) Representação do transporte de cargas segundo a teoria convectiva.

Williams (1988) descreve uma disposição de cargas, provinda de discussões mais antigas (UMAN, 1987), que é aceita por uma grande parte da comunidade científica onde considera a nuvem como tripolar que consiste em 3 regiões de

cargas: um centro positivo maior no topo, outro centro negativo no meio e na base da nuvem um centro positivo menor abaixo do negativo. As variações da localização dos centros de cargas influenciam muito na ocorrência dos diferentes tipos de relâmpagos.

Quando o campo elétrico produzido pelas cargas presentes dentro das nuvens de tempestades supera a rigidez dielétrica do ar, a região fica propensa a ocorrência de descargas elétricas.

O canal de uma descarga elétrica possui um diâmetro estimado de 2 a 5 cm e é capaz de aquecer o ar até 30.000 °C em alguns milissegundos. O relâmpago é uma manifestação de plasma, no qual sua condutividade permite o escoamento da eletricidade entre as áreas de contato (entre nuvens ou entre a nuvem e o solo). Estima-se que 75% do total energético da descarga é convertido em energia térmica e acústica, sendo que o restante (25%) da energia pode ser observada sob a forma de luz (PINTO JR.; PINTO, 2000).

A maioria dos relâmpagos que tocam o solo são negativos (aproximadamente 90% do total). Os 10% restantes podemos dividir em 9% positivos e 1% bipolar. (PINTO JR. E PINTO, 2000).

Apesar de os raios positivos serem menos frequentes que os raios negativos, eles possuem características que os tornam mais perigosos e destrutivos que os relâmpagos negativos. Devido a estas propriedades e à complexidade destas descargas, o tema do presente estudo se apresenta relevante para a comunidade científica.

A frequência dos relâmpagos positivos é variável e alguns dos fatores que exercem maior influência são: a altura do centro de cargas positivas e a variação dos ventos horizontais com a altura - ou taxa de cisalhamento vertical (ETB, 2011). O primeiro fator citado está relacionado com a latitude geográfica e a estação do ano, o segundo fator está relacionado com as condições meteorológicas. Estas características fazem com que a frequência dos

relâmpagos positivos seja diretamente ligada a: (1) algumas tempestades de inverno, (2) na região estratiforme de sistemas convectivos de mesoscala, (3) em algumas tempestades relativamente fracas de qualquer tipo, (4) em algumas tempestades severas, e (5) durante a fase dissipativa de tempestades isoladas (6) tempestades com presença de fumaças (NAG, 2010; FERNANDES, 2006).

De modo simplificado, podemos identificar quatro tipos de configurações elétricas que propiciam a ocorrência de relâmpagos positivos: os dipolos positivos inclinados, os monopólos positivos, os dipolos invertidos e menos frequente, a presença de um centro positivo maior na base da nuvem.

O dipolo positivo inclinado existe quando um centro de cargas positivo grande se situa na parte superior da nuvem, acima de um centro de cargas negativas deslocado verticalmente em relação ao centro positivo. Essa configuração se forma pela diferenciação da intensidade do vento com a altitude. O centro de cargas positivo na parte superior da nuvem, fica exposto ao solo e desta maneira raios positivos ocorrem mais facilmente. (BROOK et al., 1982)

A estrutura elétrica de um monopólo positivo foi observada por Kitagawa e Michimoto (1994) através de uma rede sensores de campo elétrico no solo e pela observação por radar da fase de dissipação da nuvem durante o inverno no Japão. Durante a fase de desenvolvimento a nuvem possui a forma de um dipolo positivo e, na fase de maturação, uma estrutura tripolar como apresentada por Williams (1988). Na fase de dissipação, que é bem mais duradoura, a ausência de cargas negativas propicia o domínio da nuvem pelas cargas positivas nos cristais de gelo e flocos de neve.

Orville e Huffines (2001) e Lang et al (2004), em regiões planas nos Estados Unidos, encontraram uma grande incidência de nuvens que apresentam uma região de cargas positivas abaixo de um centro de cargas negativos, sendo ambas de mesma dimensão. As alturas destes centros de cargas estão nas mesmas alturas dos centros de cargas maiores de uma estrutura dipolar

normal, porém como as polaridades são invertidas, motivo pelo qual a denominaram de dipolo invertido. Esta configuração também foi registrada por Rust et al (2005) que a mapeou através de radiação VHF ( Very High Frequency) e por balões.

Williams e Yair (2006) sugerem que esta estrutura de dipolo invertido é frequentemente dominante durante a dissipação de tempestades comuns na região estratiforme de precipitação em sistemas convectivos de mesoescala, com as cargas positivas perto da curva isotérmica de 0°C.

A estrutura elétrica que possui somente um grande centro de cargas positivas pode ser encontrada nos sistemas convectivos de mesoescala que são aglomerados de nuvens cúmulo-nimbos que produzem uma área de precipitação, de aproximadamente 100 km ou mais (COTTON; ANTHES, 1989; HOUZE, 1993).

Stolzenburg (1994) e Nielsen et al. (1994) fizeram observações de sistemas convectivos de mesoescala com alta densidade de descargas elétricas atmosféricas positivas durante o verão nos Estados Unidos da América. O período de alta densidade de descargas positivas persistiu em média por 4 horas, ou seja, tempo maior que uma tempestade individual típica. As observações mostraram que as descargas elétricas positivas foram dominantes nas fases inicial e dissipativa dos sistemas, enquanto que as descargas elétricas negativas prevaleceram na fase madura. Os autores sugerem que a produção de alta porcentagem de relâmpagos positivos pode estar associada a tempestades com extensão vertical muito elevada.

Estudos de relâmpagos em períodos com queimadas em florestas, realizados nos EUA e no Brasil tem mostrado que os relâmpagos gerados por nuvens de tempestades que se desenvolveram sob a influência das fumaças, tiveram intensidade de corrente significativamente diferentes quando comparadas com as nuvens em ambientes limpos. Foi observado também um aumento no percentual de raios positivos. Esses estudos mostram que o efeito do aumento

na quantidade dos núcleos de condensação, pode realmente estar ocorrendo, porém, durante o período de queimadas as condições meteorológicas são tais que a participação dos aerossóis é indiscutível. No período de abril e junho de 1998, fumaças provenientes de queimadas na América Central e no México influenciaram as tempestades em grande parte dos EUA, produzindo grandes quantidades de raios positivos. Os dados obtidos da rede de detecção de relâmpagos dos EUA (NLDN – *National Lightning Detection Network*), mostraram que durante dois meses meio milhão de relâmpagos foram detectados, apresentando um percentual de raios positivos o triplo do normal. No Brasil tempestades sob a influência de grande quantidade de queimadas entre maio e outubro principalmente nas regiões norte e centro-oeste ocorridas todos os anos foram estudadas. As principais diferenças entre os períodos poluídos e limpos observados foram que o percentual de raios positivos e a intensidade do pico de corrente destes aumentaram com a concentração de aerossóis, enquanto que a intensidade do pico de corrente dos raios negativos diminuiu (FERNANDES et al., 2006).

Além da observação de que queimadas produzem um aumento percentual de raios positivos em uma tempestade, alguns autores afirmam que o raio positivo, por serem quase sempre acompanhados de uma corrente de longa duração (acima de 40ms), podem ser os iniciadores de queimadas (ANDERSON, 2002).

## 1.2. Relâmpagos

As descargas elétricas atmosféricas são fenômenos que ocorrem devido ao acúmulo de cargas elétricas em regiões localizadas da atmosfera. A descarga inicia quando o campo elétrico produzido por estas cargas excede a capacidade isolante do ar em um dado local da atmosfera.

Os relâmpagos, predominantemente associados a nuvens de tempestades, podem também ocorrer durante erupções vulcânicas, em tempestades de areia e de neve ou, ainda, em outros tipos de nuvens. Porém, nestes outros casos, geralmente apresentam extensão e intensidade menores. Nesta pesquisa serão analisadas apenas as descargas elétricas que ocorrem em nuvens de tempestades.

Os relâmpagos são classificados em aqueles que possuem ou não contato com o solo, como mostram as Figuras 1.4 e 1.5. A grande maioria dos relâmpagos, cerca de 80% a 90% (PINTO E PINTO JR., 2000), não têm contato com o solo, e são chamados de relâmpagos intranuvem. Nestes casos, devido a pouca transparência das nuvens, a maioria destes relâmpagos aparece apenas como clarões dentro da nuvem, não sendo possível visualizar a trajetória da descarga.

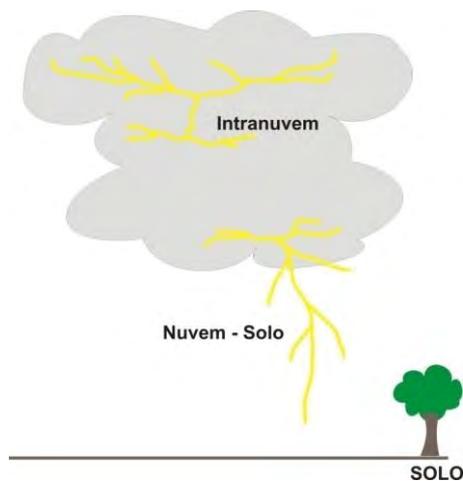


Figura 1.4 Classificação dos relâmpagos em função dos locais de origem e término

Por outro lado, os relâmpagos que têm contato com o solo, são denominados raios, e correspondem em torno de 10% a 20% das ocorrências. Dentre os raios, os que ocorrem no sentido da nuvem ao solo (chamados de nuvem-solo) são os mais frequentes e os mais estudados devido aos seus efeitos sobre o ambiente e o ser humano. Os que ocorrem no outro sentido, isto é, do solo para nuvem (solo-nuvem) são os menos comuns, ocorrendo normalmente a partir de estruturas altas no solo. Durante a campanha do último verão, observamos os primeiros raios ascendentes no Brasil. Eles ocorreram a partir de torres no Pico do Jaraguá na cidade de São Paulo no dia 15 de janeiro de 2012 (Figura 1.2c).



Figura 1.5 Imagens de diversos tipos de relâmpagos: (a) relâmpago intranuvem (b) relâmpago nuvem-solo (c) relâmpago solo- nuvem

Fontes: (a) Robson (2009); (b) Warner (2008)

Os raios nuvem-solo podem ser subdivididos em nuvem-solo negativos e em nuvem-solo positivos, de acordo com a polaridade da carga que transferem para solo no momento da sua ocorrência. Um raio nuvem-solo negativo transfere para o solo cargas negativas, enquanto que o raio nuvem-solo positivo transfere elétrons do solo para a nuvem. Como mencionado anteriormente, ainda que raros, existem casos em que um raio é composto por descargas de ambas as polaridades. Estes raios são chamados bipolares e as descargas de que são formados podem seguir ou não a mesma trajetória da nuvem ao solo.

Cerca de 90% dos raios nuvem-solo são negativos. Isso pode encontrar explicação no fato de que as cargas negativas concentram-se próximas à base da nuvem, estando, portanto, a uma menor distância do solo em relação ao

centro superior de carga positiva. Sendo sua distância em relação ao solo menor, o caminho a ser vencido pela descarga será menor, logo a probabilidade de ocorrer uma descarga negativa é maior.

As etapas de um relâmpago negativo serão descritas a seguir com o auxílio das figuras abaixo:

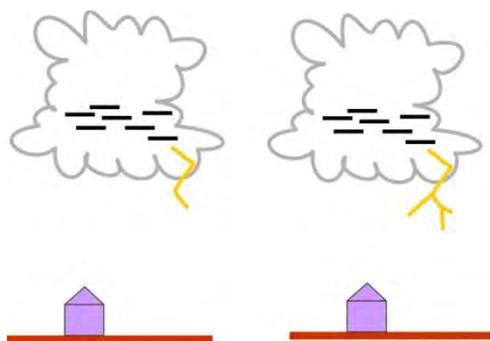


Figura 1.6 Líder escalonado

Um Líder Escalonado (figura 1.6) parte da região de cargas negativas da nuvem em direção ao solo. O líder escalonado propaga-se em passos que tem um comprimento médio de 50m cada e uma velocidade média de  $10^5$ m/s. Apesar de ocorrerem ramificações no líder escalonado, não significa que todos irão alcançar o solo. Estas ramificações decorrem da tentativa de se buscar os lugares que são mais favoráveis para atingir o solo.



Figura 1.7 Descarga Conectante

O Líder escalonado possui uma intensidade de corrente em torno de 100A (RAKOV, 2003) e seu canal de ionização tem de 1 a 10 m de diâmetro, propagando-se até uma distância de 10 a 100m do solo. Do solo iniciam-se descargas dos pontos mais altos, chamadas de descargas conectantes (figura 1.7), em direção ao líder escalonado.

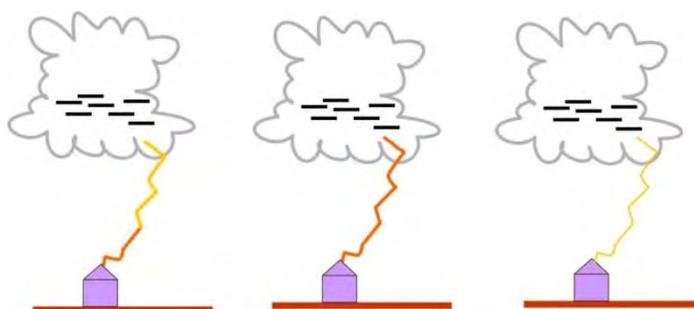


Figura 1.8 (a) Descarga conectante no momento que conecta ao líder (b) Descarga de retorno (c) transferência de carga contínua

Essa descarga conectante se conecta ao líder escalonado e à rápida transferência das cargas presentes no canal em direção a solo, chamamos de descarga de retorno (DR – abreviação para Descarga de Retorno). Ela estabelece o canal da descarga entre a nuvem e o solo, tem a duração média de 100 microssegundos e uma corrente de média de 30 mil ampères. Neste momento a maior luminosidade do canal pode ser vista (Figura 1.8) (PINTO JR; PINTO 2000).

Se o relâmpago permanecer conectado ao solo por um tempo maior que 3 milissegundos dizemos que a descarga possui uma corrente contínua (BALLAROTTI et al. 2005). Ela pode ser classificada em corrente contínua muito curta (duração entre 3 ms até 10 ms), curta (duração entre 10 ms até 40 ms) e longa (duração maior que 40 ms).

O relâmpago pode terminar após esta descarga de retorno e assim termos um relâmpago simples, isto é, de multiplicidade um. No entanto, raios negativos apresentam em 80% das vezes outras descargas subsequentes, e estes raios são denominados múltiplos.

Após o término da corrente de uma descarga de retorno, se o canal utilizado pela descarga permanecer suficientemente ionizado, um líder que chamamos de líder contínuo pode reutilizar o mesmo canal. Estes líderes percorrem o canal já utilizado com uma velocidade maior e não possuem as ramificações que apresentam um líder escalonado. (Figura 1.9).



Figura 1.9 (a) Canal Ionizado (b) Líder contínuo (c) descarga de retorno subsequente

Há um grande contraste entre raios positivos e negativos. Como mostraremos neste trabalho, os nossos resultados mostram que os raios positivos em apenas 20% dos casos são múltiplos e a maior multiplicidade encontrada foi de apenas 3 descargas de retorno, sendo que nos raios negativos, multiplicidades de até 22 descargas já foram evidenciadas. As descargas positivas subsequentes geralmente iniciam outro canal em direção ao solo atingindo assim um novo ponto de contato no solo (SABA et al., 2010). Em raríssimas ocasiões uma descarga subsequente positiva utiliza o mesmo canal de uma

descarga precedente. Já nos raios negativos é muito comum que uma descarga subsequente siga o mesmo canal da descarga anterior. Em 50% dos raios negativos múltiplos todas as descargas utilizam apenas um mesmo canal.

Outro fator de contraste está na presença de corrente contínua longa. Nos raios negativos ela aparece em apenas 30% dos casos. Já nos raios positivos, está presente em quase 70% dos casos. (SABA et al., 2010)

As descargas negativas quando têm pico de corrente alto não possuem corrente contínua longa e as que têm corrente contínua longa não possuem pico de corrente alto (SABA et al., 2010). Já as descargas de retorno positivas podem combinar altas intensidades de pico de corrente com longas durações de corrente contínua. Essa união de características potencializadas é o que torna o raio positivo mais destrutivo. Essas e outras características serão estudadas a partir de equipamentos que serão descritos no próximo capítulo.



## 2. LOCAIS DE ESTUDO E EQUIPAMENTOS UTILIZADOS

### 2.1. Locais de estudo

Os dados a serem analisados nesta pesquisa foram coletados Brasil (região Sul e Sudeste) em duas regiões do país, na Áustria e em diferentes regiões dos Estados Unidos.

No Brasil temos dados de relâmpagos coletados em São José dos Campos. Utilizamos para isso uma torre com 23m de altura pertencente ao IAE/DCTA e utilizada pelo ELAT/INPE através de um convênio de cooperação em pesquisa iniciado em 1995. O local, que é naturalmente alto em relação à topografia circunvizinha, foi adaptado às necessidades de registro de descargas atmosféricas e seu uso foi de fundamental importância para os estudos de relâmpagos realizados pelo grupo. A estrutura dispõe de equipamentos de registro visual: câmeras de alta velocidade, câmeras fotográficas e filmadoras, possui sensores de campo elétrico e também registro de áudio.

Na região sul do Brasil os dados foram adquiridos no Observatório Espacial do Sul – INPE, localizado na cidade de São Martinho no Rio Grande do Sul. O local foi equipado com as câmeras de alta velocidade do ELAT, câmera tipo *allsky* e sensores de campo elétrico. A especial relevância deste ponto de observação está na alta incidência de raios positivos na região.

Em colaboração com o pesquisador Dr. Wolfgang Schulz, os dados de raios positivos das câmeras de alta velocidade e sensores de campo elétrico adquiridos em Viena na Áustria desde 2008 entraram no banco de dados desta pesquisa.

Nos Estados Unidos, durante o verão de 2007 foram adquirido 10 raios positivos em um projeto de colaboração com os pesquisadores Kenneth L. Cummins e E. Philip Krider da Universidade do Arizona, em Tucson.

Em colaboração com o pesquisador Tom Warner, uma recente campanha em Dakota do Sul, foi realizada nos meses de junho e julho de 2011. Dados de câmeras rápidas com alta taxa de aquisição do pesquisador norte americano foram integrados a dados de campo elétrico obtidos com equipamentos do grupo ELAT. Dados de raios positivos de anos anteriores obtidos em Dakota do Sul também foram adicionados ao banco de dados analisado. Os equipamentos utilizados na confecção do banco de dados de raios positivos serão descritos a seguir.

## **2.2. Câmeras de alta velocidade**

Para a aquisição das imagens de raios utilizamos o Sistema de Imageamento Digital de Alta Velocidade. Este sistema adquire e grava uma sequência de imagens digitais a uma taxa ajustável de quadros por segundo com sincronização de tempo via GPS.

O sistema de gravação da câmera de alta velocidade utilizado no estudo de relâmpagos grava os dados continuamente em uma determinada região de memória interna da câmera. O usuário ao ver a descarga aciona manualmente o *trigger* para a finalização do processo de gravação. O recurso computacional chamado Fila Circular permite que a memória ao completar sua capacidade, o primeiro quadro da memória seja apagado liberando espaço para um quadro recente. Desta forma, na memória da câmera, é mantido sempre o último intervalo de tempo ajustado de pré-trigger. A Figura 2.1 exemplifica o sistema de fila circular com uma memória com capacidade de 1 segundo. Assim, ao se acionar o pulso de trigger, as imagens serão gravadas por mais um intervalo de 1 segundo. Com isso, o vídeo gravado fica com as imagens adquiridas tanto antes como depois de acionado o trigger com o total do arquivo de vídeo de 2 segundos.

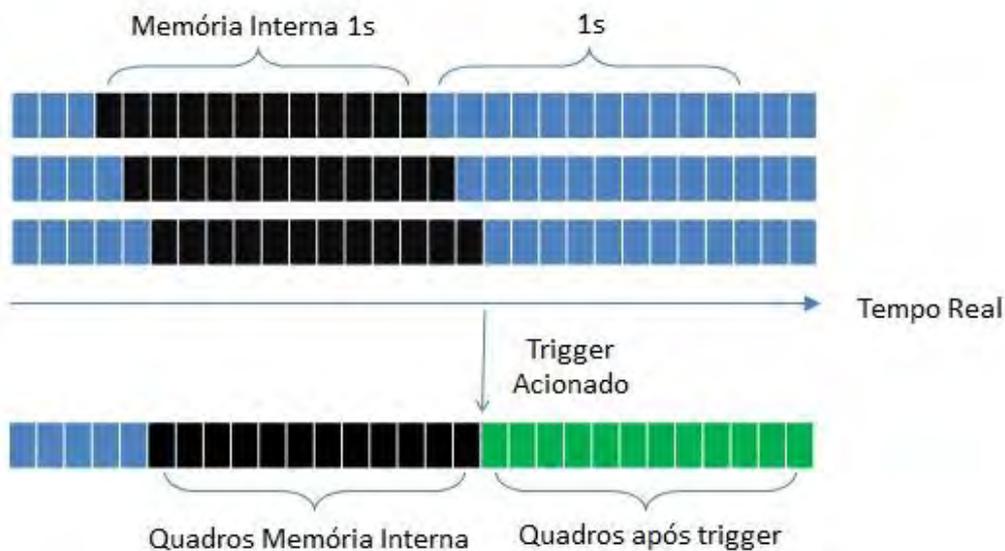


Figura 2.1 Esquema do sistema de gravação tipo Fila Circular. Neste exemplo de configuração de trigger em 50%, a memória interna é ajustada para 1 segundo de intervalo de pré-trigger e 1 segundo de pós-trigger. Tempo total de vídeo 2 segundos.

Seis diferentes câmeras de vídeo de alta velocidade fizeram as gravações das descargas analisadas nesta pesquisa. No Brasil foram utilizadas a Photron Fastcam 512 PCI e a câmera Red Lake 8000S Motion Scope . Nos Estados Unidos os registros são das câmeras Phantom versões V7.1, V310, V12.1 e na Áustria a câmera Basler piloto piA640-210gm. A Figura 2.2 apresenta todos os modelos das câmeras utilizadas.

As câmeras de alta velocidade citadas trabalharam com tempo de resolução e tempos de exposição variando de 83 microssegundos (11.800 quadros por segundo) a 10 milissegundos (100 quadros por segundo). A duração mínima de gravação de todas as câmeras foi de 2 segundos; SARAIVA et al. (2010), em um estudo com múltiplas câmeras, relatou uma duração máxima dos relâmpagos negativos de 1,4 s, sendo que em 99% de 400 casos a duração foi inferior a 1s.

Uma sequência de imagens obtidas com a câmera Phantom V310 de um líder em direção ao solo pode ser visualizada na Figura 2.3.

Detalhamentos sobre a precisão da tecnologia usada nas câmeras de alta velocidade para observações de raios e outros detalhes sobre os sistemas de medição, podem ser encontrados nos trabalhos de Saba et al. (2006a), Schulz e Saba (2009) e Warner e Orville (2009).

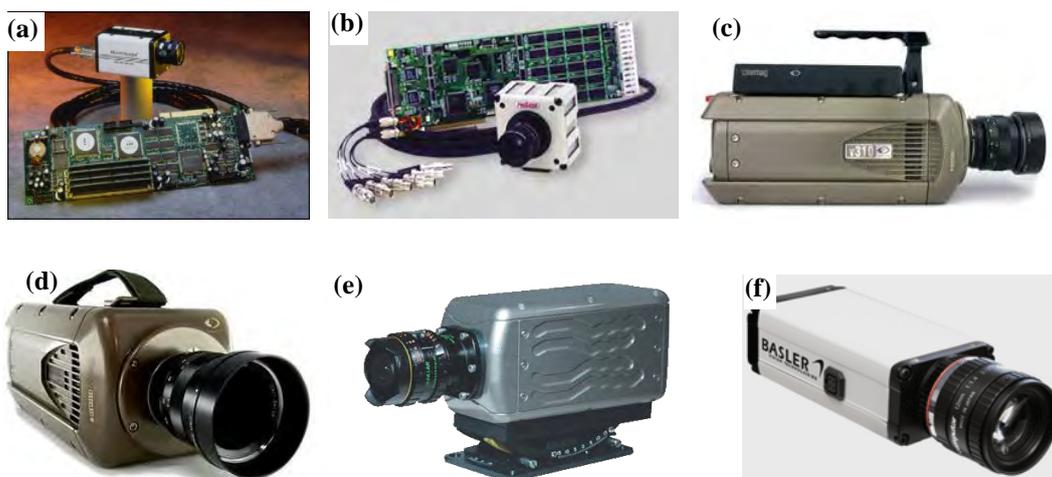


Figura 2.2 Modelos das câmeras utilizadas (a) Photron Fastcam 512 PCI (b) câmera Red Lake 8000S Motion Scope (c) Phantom V310 , (d) Phantom V7.1, (e) Phantom V12.1 e (f) Basler piloto piA640-210gm.

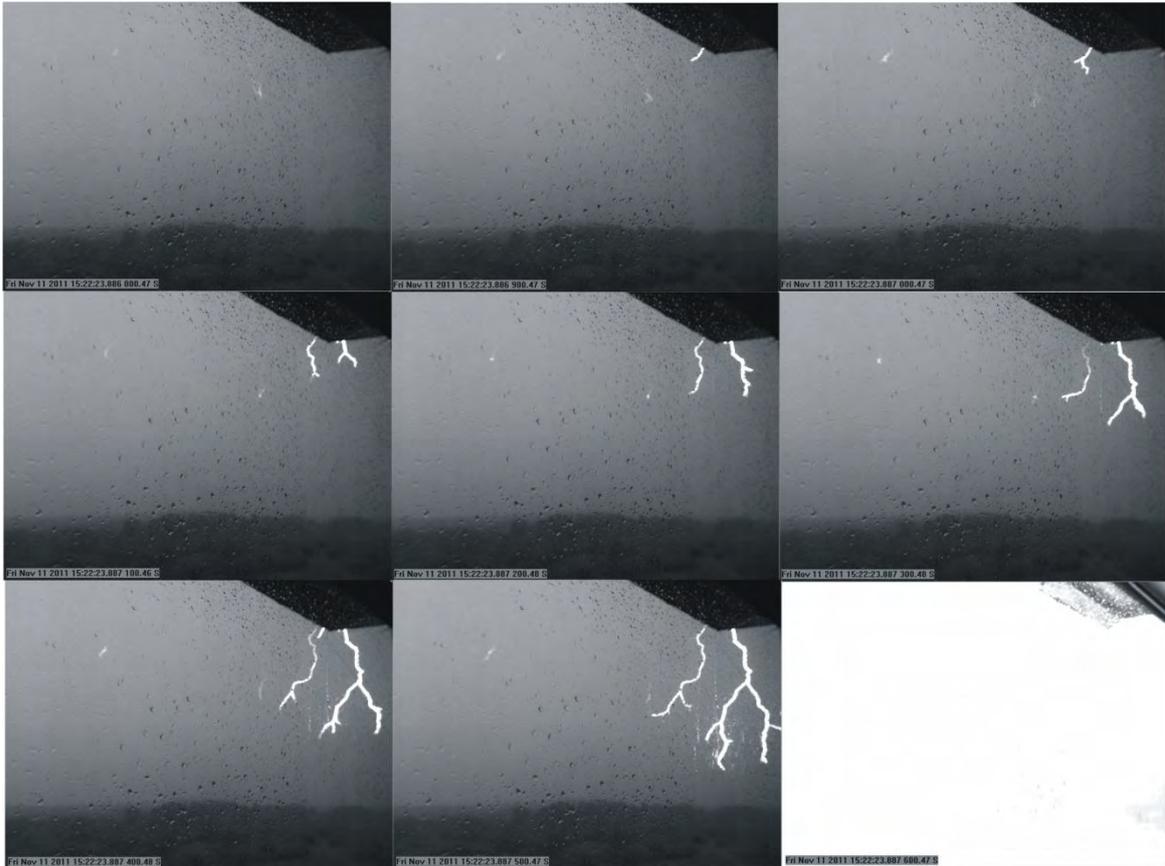


Figura 2.3 Sequência de imagens obtidas com a câmera Phantom V310

### 2.3. Sistemas de localização de relâmpagos

Os sistemas de detecção de relâmpagos se baseiam na medida da radiação eletromagnética gerada pelo fenômeno por um conjunto de sensores adequadamente distribuídos no solo.

A emissão de radiação eletromagnética associada aos relâmpagos ocorre sobre todo espectro de radiofrequência, visto que ao longo da formação do relâmpago (desde a quebra de rigidez preliminar até a descarga de retorno), diferentes acelerações são impostas aos elétrons em deslocamento devido as variações no campo elétrico e na condutividade nas regiões onde esses processos ocorrem. Isto porque o relâmpago não é composto de um processo

contínuo e estável, mas ocorre em etapas com características distintas. A amplitude da radiação eletromagnética emitida varia em função do comprimento do canal do relâmpago em cada uma dessas etapas. Emissões em VLF e LF, por exemplo, tem seu pico durante a ocorrência da descarga de retorno (maior comprimento do canal), associado as grandes variações de corrente, e onde os intervalos entre as descargas são da ordem de dezenas de milissegundos. As emissões em VHF resultam dos processos iniciais da descarga (pulsos curtos associados à quebra de rigidez preliminar em cada pulso), que ocorrem em intervalos muito curtos ( microssegundos).

Dependendo da frequência da radiação medida, diferentes aspectos dos relâmpagos podem ser investigados. Após o registro desses sinais pelos sensores, uma central reúne essas informações e determinam a posição (latitude e longitude) e o horário da ocorrência das descargas. Os sistemas de detecção de relâmpagos utilizam como técnicas de localização da descarga o método da direção magnética e o método do tempo de chegada.

O Método da Direção Magnética (*MDF - Magnetic Direction Finding*) baseia-se na detecção da componente magnética da radiação eletromagnética. Utiliza em seus sensores duas bobinas cruzadas e ortogonais entre si. Essas bobinas atuam como antenas que identificam a componente magnética em LF gerada pelo raio. Em função da intensidade da radiação recebida em cada bobina, determina-se a direção aproximada da ocorrência do raio, mais precisamente o azimute (ângulo em relação ao norte geográfico). Empregando-se três sensores compostos pelo par de bobinas, o erro na localização do ponto de contato da descarga de retorno com o solo é minimizado pelo processo de triangulação, conforme esquematizado na Figura 2.4.

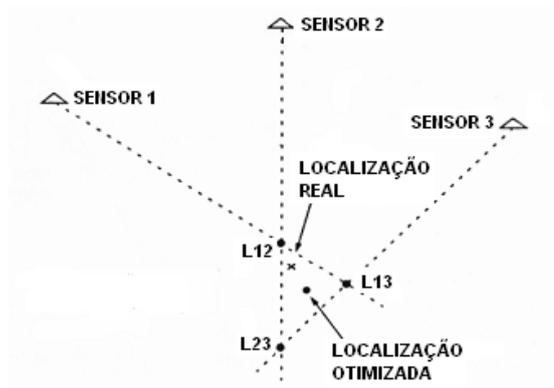


Figura 2.4 Localização do ponto de contato de uma descarga de retorno com o solo através do método da direção magnética, utilizando-se 3 sensores. L12, L13 e L23 são as intersecções das direções indicadas pelos sensores.

Fonte: Adaptada de Pinto Júnior (2005).

O Método do Tempo de Chegada (*TOA - Time of Arrival*) compara o instante em que o pulso é registrado por diferentes sensores dispostos em diferentes distâncias do local de contato da descarga com o solo. A precisão temporal é obtida incorporando um sistema de sincronização de tempo GPS. As distâncias representam os raios de círculos a partir do sensor correspondente até a possível localização do raio naquele instante. Com o uso de quatro sensores é possível, a partir da intersecção destes círculos, determinar a localização mais provável do ponto de contato da descarga com o solo. A Figura 2.5 ilustra este método.

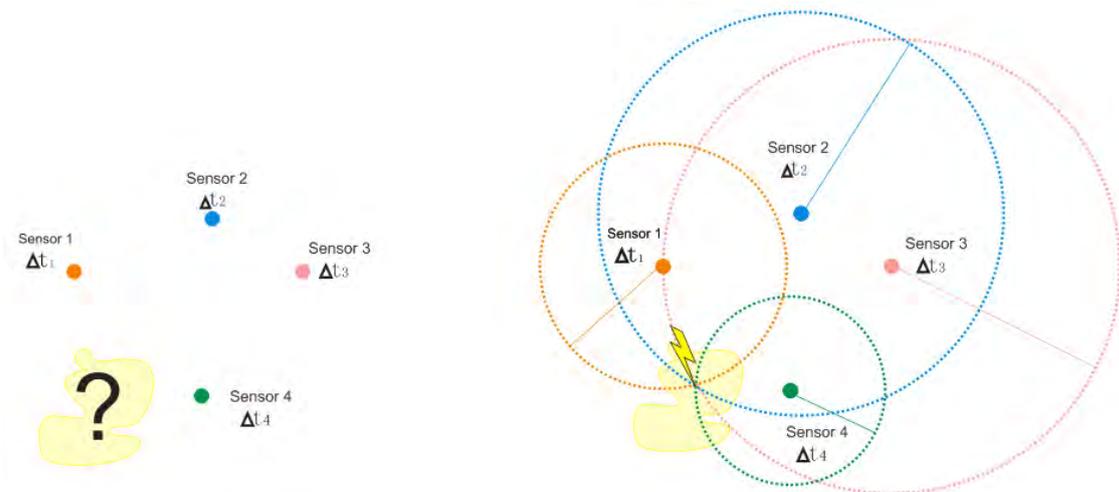


Figura 2.5 – Localização do ponto de contato de uma descarga de retorno com o solo através do método do tempo de chegada, utilizando-se 4 sensores (a) Devido a distância cada sensor recebe a mesma informação em tempos diferentes (b) Sucessivas triangulações determinam a posição da descarga.

Uma estimativa da localização da descarga é feita pela rede de detecção através de um algoritmo que determina também os erros desta localização. O Modelo de Eficiência para Detecção usado em sistemas de localização TOA-MDF e descrito por Cummins et al. (1998), indica uma elipse de erro centrada na mais provável localização e compreendendo em sua área a região onde o verdadeiro evento tem 50% de probabilidade de ser encontrado em seu interior.

A figura 2.3.3 apresenta os critérios espaciais de para que o algoritmo agrupe as descargas de retorno como pertencentes a um único relâmpago. Nota-se que mesmo se uma descarga estiver compreendida em uma região com até 50 km de distância da primeira descarga e sua elipse de erro estiver contida em uma região que dista 10 km da primeira descarga (descarga número 5 da Figura 2.6), esta é agrupada com a primeira como pertencente a um único relâmpago.

O sistema identifica a multiplicidade considerando que: o evento total não ultrapassa o intervalo de 1 s, uma descarga de retorno subsequente deverá ocorrer após no máximo 500 ms e ser localizada com distância de até 10 km da descarga anterior.

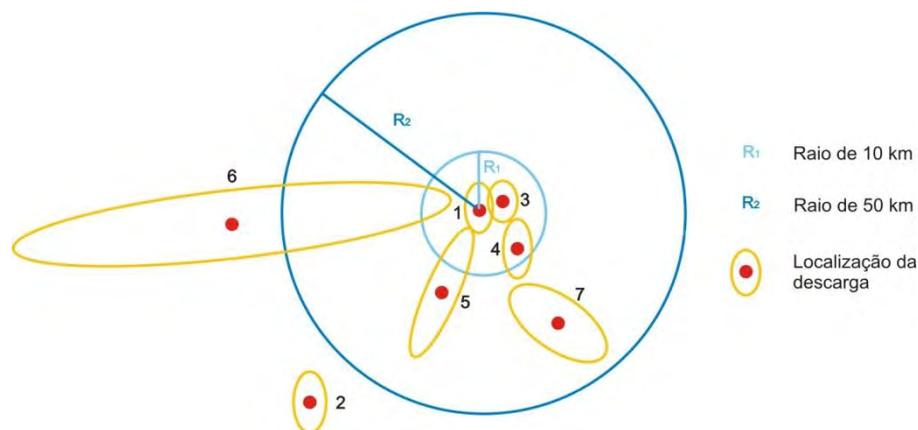


Figura 2.6 As descargas 1, 3, 4 e 5 serão associadas a um relâmpago enquanto as descargas 2, 6 e 7 serão atribuídas a outros relâmpagos

Fonte: adaptada de cummins et al. (1998).

Todos os registros de raios utilizados até agora foram obtidos em regiões geográficas cobertas por sistemas de localização de relâmpago com sensores da Vaisala (BrasilDat no Brasil, o NLDN nos EUA, e ALDIS na Áustria). Mais informações sobre o seu desempenho destes sistemas podem ser encontradas em Schulz et al. (2005a), Cummins e Murphy (2009), e Naccarato e Pinto Jr.(2009). Dados dos sistemas de localização de raios foram usados para obter a polaridade da descarga, a estimativa da corrente de pico em cada descarga, e as localizações dos pontos de contato. A identificação da polaridade, neste trabalho, também foi confirmada em aproximadamente 40% dos relâmpagos com a ajuda de medições de campo elétrico e nenhuma contradição foi observada nos dados analisados.

## 2.4. Sistema de medição de campo elétrico rápido

O sistema de medição do campo elétrico consiste em uma antena de placas paralelas acoplada a um integrador e amplificador, um receptor GPS e um computador com dois cartões (o cartão de GPS Meinberg GPS168PCI para a sincronização no tempo e uma placa para aquisição de dados NI PCI-6110).

Esse sistema de medição possibilita a gravação de forma contínua do campo elétrico da atividade elétrica durante as tempestades. A duração total de gravação está limitada apenas pela capacidade de armazenamento de memória do disco rígido. Os dados de campo elétrico gravados são sincronizados com o sistema GPS de forma que cada arquivo inicia-se e termina exatamente em um segundo.

O sistema de medição tem dois canais e está configurado para operar com taxa de aquisição de 5 milhões de leituras por segundo (5 Mega Samples/s) para cada canal, sendo a faixa de frequência limitada pelo integrador / amplificador entre 306 Hz e 1,5 MHz. A resolução do conversor analógico-digital é de 12 bits.

Para minimizar o ruído no sinal de campo elétrico, utilizamos um *link* de fibra óptica entre o integrador e o sistema de aquisição, conforme ilustrado na Figura 2.4.1. Um exemplo de forma de onda de campo elétrico obtido por este sistema é ilustrado na Figura 2.7.

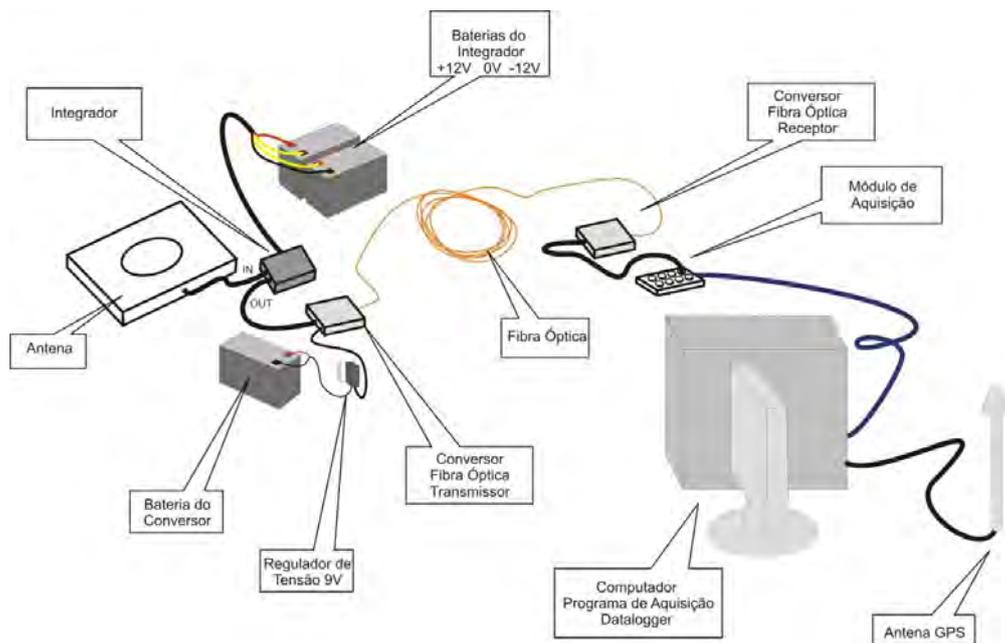


Figura 2.7 Esquema de montagem do campo elétrico rápido

## 2.5. Sistema de medição de campo elétrico lento

O sensor de campo elétrico lento utilizado foi o mesmo empregado por Ferraz (2009). Este sensor mede a radiação emitida pela corrente contínua dos raios. A corrente contínua presente em quase todos os raios positivos possui longa duração (acima de 40 ms), baixa intensidade de corrente e baixa frequência. Assim, essas correntes contínuas não produzem campos eletromagnéticos irradiados de grandes amplitudes, e são de difícil detecção, mesmo quando acontecem em regiões próximas. O equipamento em questão é capaz de medir os sinais induzidos extremamente fracos e separá-los dos sinais de amplitudes algumas ordens de grandezas superiores, que são produzidos pelas descargas de retorno.

O sensor de campo lento possui uma antena plana capacitiva com uma eletrônica constituída de dois estágios: um integrador com alto ganho e

constante de tempo de aproximadamente 1,5 s e um amplificador casador. Este sistema tem a eletrônica baseada em um circuito resistor-capacitor (RC). Nesta configuração o circuito é capaz de bloquear certas frequências e deixar passar outras.

Durante as tempestades a saída analógica do sensor é ligada ao mesmo módulo de aquisição utilizado pelo sensor de campo elétrico rápido, conforme ilustrado na Figura 2.8. O sinal também é monitorado via osciloscópio para reduzir os casos de saturação. Um exemplo de forma de onda de campo elétrico obtido por este sistema é ilustrado na Figura 2.9.

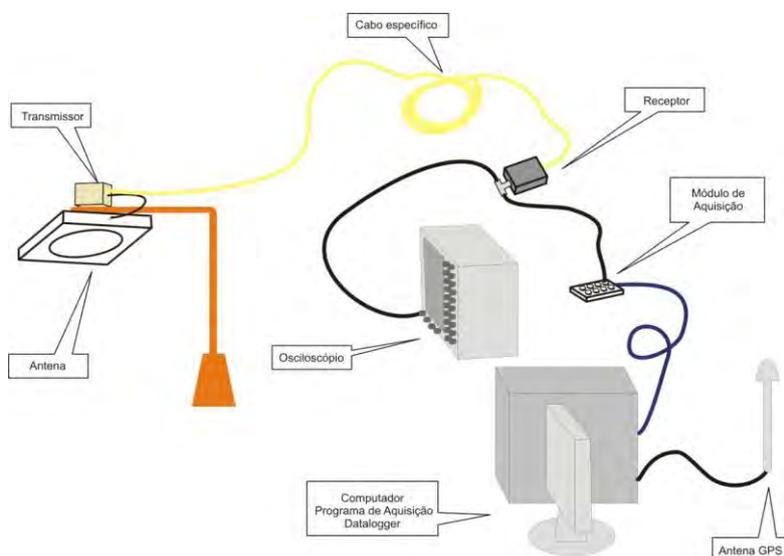


Figura 2.8 Esquema de montagem do campo elétrico lento

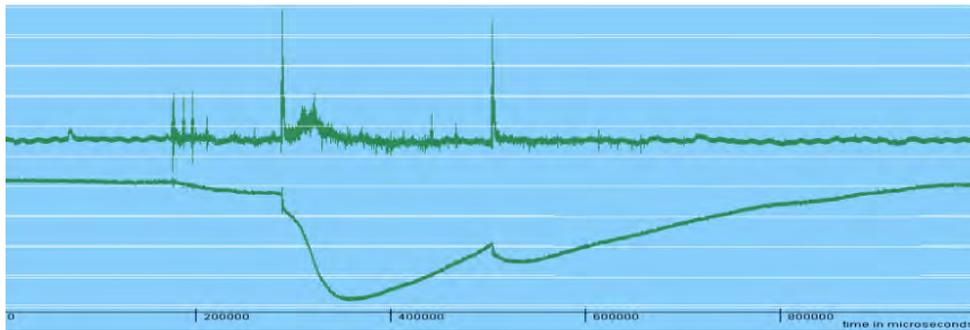


Figura 2.9 Exemplo de forma de onda de campo elétrico rápido (acima) e lento (abaixo) de um raio positivo da base de dados deste trabalho.

## 2.6. ALLSKY

Desenvolvido pela autora como trabalho de conclusão de graduação em 2008, esta câmera filma 30 quadros por segundo sobre um espelho convexo permitindo observar todo o céu durante a ocorrência do raio (Figura 2.10(a)). Acoplada a ela, um *GPS* permite incluir em cada imagem a hora (GMT) com precisão de milissegundos. É um instrumento muito útil na observação de processos de longa extensão horizontal (figura 2.10(b)) que são muito comuns nos raios positivos. Os raios positivos podem ocorrer ou se propagar sobre a torre e não serem observados pelas câmeras de alta velocidade.

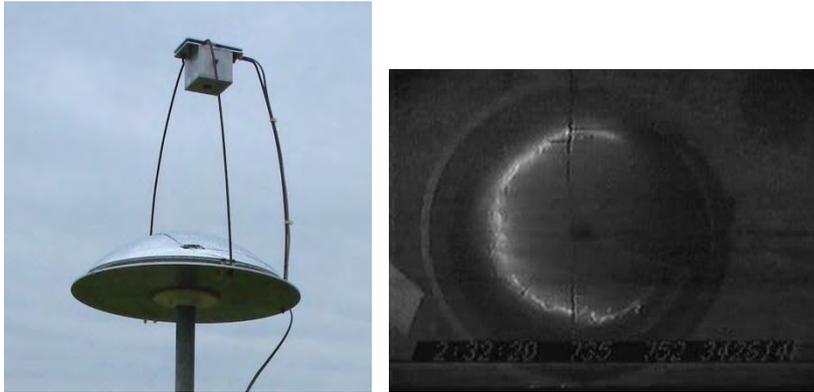


Figura 2.10 (a) Câmera e espelho usado na gravação de imagens da câmera allsky (b) Raio positivo registrado pela allsky. A sua grande extensão horizontal exemplifica a dificuldade que as câmeras normais têm de filmar a descarga completa.

## 2.7. Sistema de áudio

Como o erro do sistema de localização de relâmpagos (item 2.3) é em média de 1 ou 2 km, a determinação da distancia de raios para casos próximos (por exemplo, abaixo de 5 km) irá incluir um erro percentual significativo. Assim, um sistema de gravação de som foi implementado junto a uma câmera tipo *allsky* (Figura 2.11) para estimarmos as distâncias dos raios próximos. Um microfone de sensibilidade a sinais de áudio de baixa frequência é utilizado para registrar o som gerado pelas descargas. Este sinal de áudio é amplificado e gravado junto com as imagens provenientes da câmera *allsky* em fitas magnéticas de vídeo (VHS). Através da diferença de tempo entre o registro de imagem do raio e o início do seu trovão é possível estimar a distância de ocorrência do raio em relação ao sensor. Conhecendo-se o instante preciso de ocorrência do raio através do tempo GPS registrado na imagem da fita de vídeo, pode-se então comparar esta distância estimada com a distância fornecida pelo sistema de localização de descargas para o mesmo raio (item 2.3). Durante a execução

deste trabalho este sistema foi testado para 20 raios detectados pelo sistema de detecção e a correlação se mostrou muito boa.

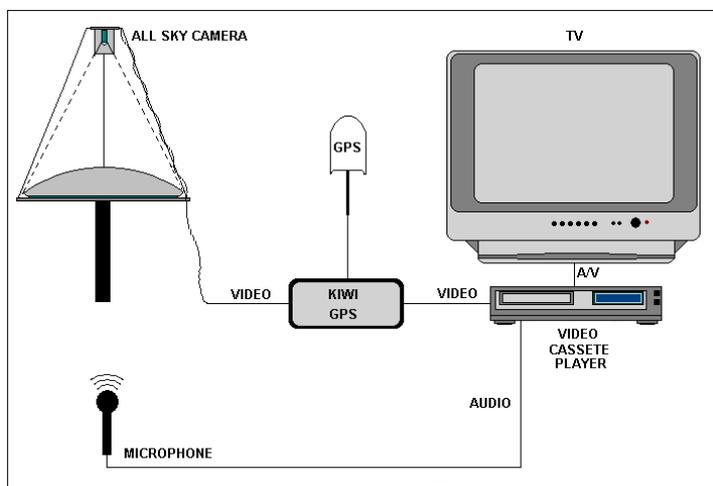


Figura 2.11 Esquema de montagem do sistema de áudio



### **3. TÓPICOS DE ESTUDO**

Os tópicos analisados foram divididos em 4 partes. A divisão foi feita por serem diferentes as metodologias e também a contextualização histórica para cada parte:

*Parte 1:* Análises estatísticas de relâmpagos registrados entre 2003 e 2012;

*Parte 2:* Estimativa de carga transferida pela corrente contínua;

*Parte 3:* Atividade elétrica que precede a descarga de retorno (pulsos de quebra de rigidez dielétrica);

*Parte 4:* Estudo de casos de relâmpagos bipolares.

#### **3.1. PARTE 1: Análises estatísticas de relâmpagos registrados entre 2003 e 2012**

##### **3.1.1. Histórico**

Relâmpagos positivos correspondem em média a somente 10% do número total de relâmpagos nuvem-solo produzidos durante uma tempestade. Apesar de sua baixa ocorrência, as descargas positivas são responsáveis por danos mais intensos do que as descargas negativas. Isso se deve ao fato de as descargas de retorno positivas combinarem intensidades altas de pico de corrente com intensas correntes contínuas de longa duração. Essa união de características não acontece nos raios negativos. Raios positivos também são um grande desafio para os sistemas de localização de relâmpagos porque suas formas de onda eletromagnética são frequentemente de longa duração e de alta complexidade.

Há uma grande dificuldade em coletar dados de raios positivos com a utilização de câmeras de alta velocidade. Geralmente esse fenômeno se propaga em grandes extensões horizontais no céu deixando parte do seu canal fora do

campo de visada da câmera. Com o desenvolvimento de instrumentos como a câmera allsky, que possibilita ver todo o percurso feito pelo o raio no céu, e com o sistema de gravação de som, como ferramenta para determinação da distância do relâmpago, complementaremos o uso das câmeras rápidas e sensores de campo elétrico neste estudo de raios positivos.

Embora as descargas positivas tenham recebido mais atenção nos últimos anos, o conhecimento sobre os parâmetros físicos dos relâmpagos positivos ainda fica atrás das pesquisas de relâmpagos negativos, e assim muitas questões permanecem abertas.

O primeiro estudo abrangente de dados estatísticos sobre as características dos relâmpagos positivos foi apresentado por Berger et al. (1975) que mediu as correntes em 26 descargas positivas que atingiram uma torre em Lugano (Suíça). Embora mais de 30 anos se passaram desde que essas medições foram realizadas, o próprio Berger não tinha certeza se os relâmpagos foram iniciados por líderes de propagação ascendentes ou descendentes (Berger, 1977), mesmo assim esses dados ainda são utilizados em praticamente todas as normas de engenharia para proteção contra raios.

A partir da década de 1980, os relâmpagos positivos têm sido estudados através de medições de campo elétrico em conjunto com as gravações de vídeo. Rust et al. (1981) mediram o tempo de subida do pico, a duração da corrente contínua, e a duração total de 31 raios positivos. Fuquay (1982) mediu a duração da corrente contínua em 75 raios positivos que foram gravadas durante 48 tempestades. Beasley et al. (1983) relataram os dados de 3 raios que foram claramente identificadas como descargas positivas e Ishii et al. (1998) utilizaram estações múltiplas de medições de campo elétrico para determinar a localização dos pontos de contato em 14 descargas positivas, o número de pontos de contato diferentes, e as distâncias horizontais entre os pontos de contato.

Recentemente, Fleenor et al. (2009) analisaram 204 relâmpagos nuvem-solo positivos gravados no Central Great Plains (EUA), utilizando câmeras de vídeo padrão (30 quadros por segundo) em conjunto com os dados fornecidos pelo National Lightning Detection Network (NLDN) e medições de campo elétrico. Fleenor et al. constataram que a multiplicidade média dos relâmpagos positivos foi de apenas 1,04 descargas por relâmpago e que os intervalos entre 9 descargas de raios positivos múltiplos tiveram uma média de 50 ms. Esses autores também foram os primeiros a documentar evidências claras de que as descargas subsequentes de descargas nuvem-solo positivas pode seguir o mesmo canal que outra descarga anterior. O desenvolvimento das câmeras de vídeo de alta velocidade e de técnicas de sincronismo de tempo por GPS, permitiram que as propriedades luminosas dos relâmpagos pudessem ser gravadas com o tempo de resolução muito elevado e esses procedimentos foram descritos em trabalhos anteriores (SABA et al., 2006A, 2006B, 2008, 2009; CAMPOS et. al., 2007, 2009; CAMPOS; SABA, 2009; SARAIVA et. al., 2010). Com as câmeras de alta velocidade, detalhes do desenvolvimento geométrico dos líderes, das ramificações e de outros processos puderam ser gravados com relativa facilidade.

Saba et al. (2009) documentou que relâmpagos positivos podem ser iniciados por descargas intranuvem de ambas polaridades. Este comportamento nos ajuda a entender porque as descargas extensas dentro da nuvem frequentemente precedem os relâmpagos positivos. A associação de descargas extensas dentro da nuvem relâmpagos positivos implica que as alterações do campo de descargas positivas nem sempre podem ser modelados como a neutralização de um simples modelo de cargas empilhadas verticalmente (RAKOV, 2003). Além disso, esta estrutura complexa de uma descarga positiva é associada e pode explicar a morfologia de certos tipos de sprites na atmosfera média (MIKA; HALDOUPIS, 2008; ASANO et al., 2009; CAMPOS; SABA, 2009; LANG et al., 2010).

### 3.1.2. Metodologia

As análises apresentadas a seguir foram feitas com dados obtidos desde 2003 até a campanha do verão 2012, contando com colaboração de pesquisadores da Áustria e Estados Unidos. Em Saba et al. (2010), na qual a autora desta dissertação é co-autora da publicação, é apresentada uma análise semelhante à realizada nesta primeira parte. A publicação Saba et al. (2010) teve grande repercussão na comunidade científica sendo que sua base de dados era cerca de 45% do total deste trabalho.

Nesta seção os dados analisados são obtidos de câmeras de alta velocidade e de registros dos sistemas de localização de relâmpagos. O total de 231 relâmpagos nuvem-solo positivos (contendo 272 descargas de retorno) foram registrados nos locais indicados na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 Resumo dos relâmpagos Nuvem Solo Positivos

País	Localização	Latitude / Longitude	Dias de Tempestades	Número de raios	Taxa de aquisição (quadros por segundo)
Austria	Vienna	48.1400°N / 16.1258°E	6	54	100 e 200
Brasil	S. José dos Campos	23.2125°S / 45.8670°W	23	72	1000 e 4000
	S. Martinho	29.4439°S / 53.8230°W	6	34	1000 e 4000
	Uruguaiana	29.7587°S / 57.0721°W	1	1	1000
EUA	Tucson	32.2144°N / 110.9181°W	6	9	1000 e 4000
	Rapid City	44.0468°N / 102.8291°W	19	61	11800
<i>TOTAL</i>			<i>61</i>	<i>231</i>	<i>100 a 11800</i>

As características observadas foram: multiplicidade, número de pontos de contato, intervalo entre descargas, estimativa da corrente de pico, corrente contínua e a duração total do raio.

Durante a apresentação dos resultados pode-se notar uma variação na quantidade de casos considerados para cada característica observada. Essa variação se deve à dificuldade de obtermos para todos os raios registros de todas as características observadas.

### **3.1.3. Resultados**

#### *Multiplicidade*

Em trabalhos anteriores os estudos de multiplicidade de raios positivos são feitos através de análise da latitude e longitude, juntamente com o tempo entre as descargas. O agrupamento das descargas foi descrito anteriormente na seção 2.3. A Figura 3.1 mostra um histograma do número de descargas por raio para 231 relâmpagos positivos. Nos dados analisados, 31 raios tiveram duas descargas e 5 tiveram três descargas. Embora existam alguns relatos de descargas nuvem-solo positivas com mais de duas descargas subsequentes, por exemplo, em Heidler e Hopf (1998) que utiliza medições de campo elétrico de 45 relâmpagos positivos na Alemanha, não há registros de vídeo de relâmpagos positivos com mais de duas descargas.

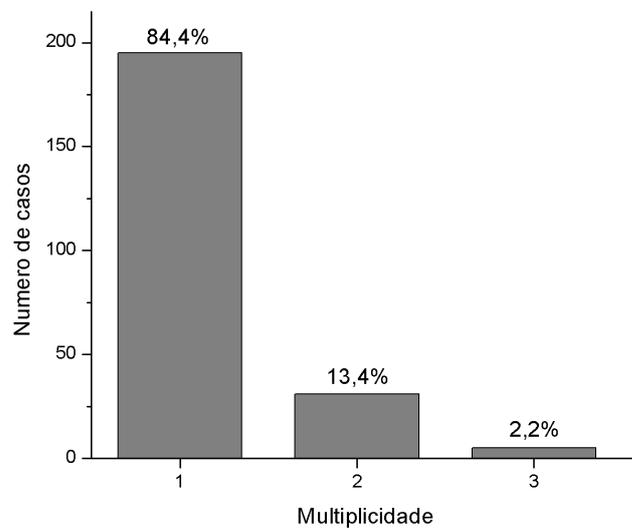


Figura 3.1 Distribuição de multiplicidade dos raios positivos

A média do número de descargas positivas por relâmpago para o dados analisados em todos os países na Figura 3.1 é de 1,18. A porcentagem de raios com uma única descarga é de 84%, um valor que é 12% maior que os 75% relatados por Heidler e Hopf (1998), com base nas medições de campo elétrico.

#### *Número de Pontos de Contato*

Não há na literatura relatos anteriores acerca deste parâmetro baseados no uso de câmeras. Apenas estudos com campo elétrico (NAG, 2010; FLEENOR et al., 2009) foram publicados, e estes analisam a formação de um novo ponto de contato no solo através de três fatores: a forma de onda do campo elétrico, a distância entre os pontos de contato baseado nos sistemas de detecção e o tempo entre as descargas.

Neste estudo, a análise com câmeras rápidas mostrou que as descargas subsequentes dos raios positivos em sua maioria utilizam um novo canal ao conectarem o solo. A figura 3.2 mostra um exemplo de um raio positivo que utiliza um novo canal.

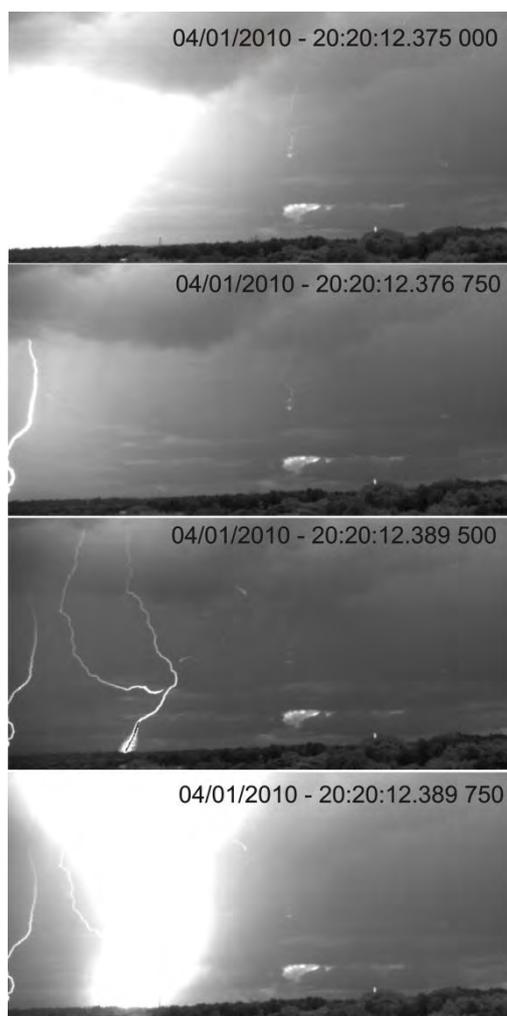


Figura 3.2 Exemplo de um raio positivo que utiliza um novo canal.

Foi possível ver a localização dos pontos de contato em 226 do total de 231 raios positivos, os outros não estavam no campo de visão e/ou não foram detectados pelo sistema de localização de relâmpagos. O número total de pontos diferentes foi de 251, portanto, o número médio de pontos de contato

por evento foi de 1,11. É importante notar que 11 descargas subsequentes do total de 36 relâmpagos positivos múltiplos utilizaram a mesmo canal para se conectar ao solo. A figura 3.3 é um exemplo de raio múltiplo que utilizou o mesmo canal para se conectar ao solo.



Figura 3.3 exemplo de raio múltiplo que utilizou o mesmo canal para se conectar ao solo.

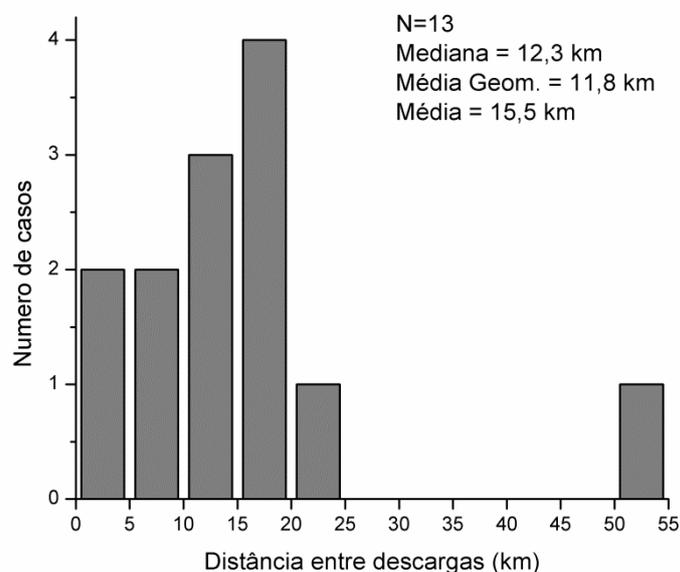


Figura 3.4 Distância entre descargas em raios positivos

Para os relâmpagos positivos múltiplos, foi estimada as distâncias horizontais entre os pontos de contato diferentes para cada descarga registrada pelo sistema de detecção, (Figura 3.4). As distâncias apresentadas na Figura 3.1.2 estão entre 2 e 53 km sendo que a maioria (70%) são maiores do que 10 km, que é a distancia padrão utilizada pelo LLSs como um dos critérios para afirmar que diferentes descargas pertencem ao mesmo raio (CUMMINS; MURPHY, 2009). Note-se que para os relâmpagos negativos que foram analisados por Thottappillil et al. (1992) (22 casos) e por Stall et al. (2009) (59 casos), todas as distâncias entre os diferentes pontos de contatos no solo encontrados foram menores de 10 km.

#### *Intervalo entre Descargas*

Existem apenas três publicações acerca dos intervalos de tempo entre descargas em relâmpagos positivos: Cooray e Perez (1994), na Suécia, Heidler e Hopf (1998) na Alemanha, e Fleenor et al. (2009) nos EUA. A Figura 3.5

mostra a distribuição dos valores obtidos nesse trabalho e a Tabela 3.2 compara os valores com os relatados previamente. A média aritmética e a média geométrica de 39 intervalos de tempo entre as descargas de raios múltiplos são de 113 ms e 68 ms, respectivamente. O menor e o maior intervalo são 2,3 ms e 439 ms respectivamente.

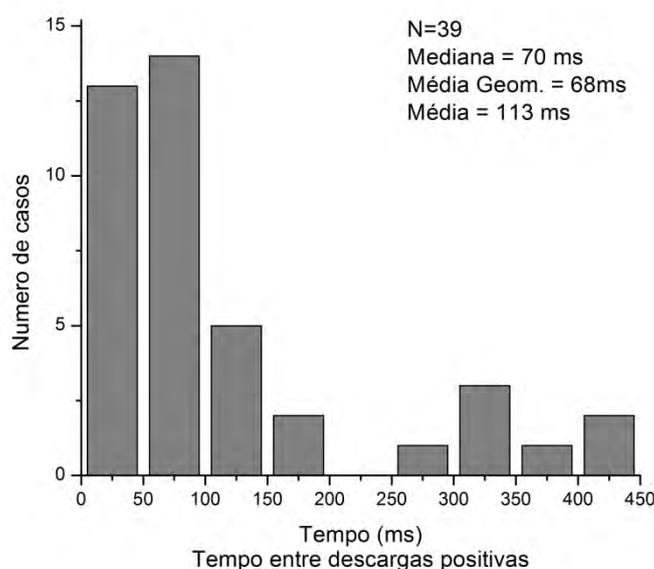


Figura 3.5 Distribuição do tempo entre descargas positivas

Tabela 3.2 Resumo dos intervalos de tempo entre descargas em relâmpagos positivos.

	N	GM (ms)	AM (ms)	SD (ms)
Este trabalho	39	68	113	117
EUA (FLEENOR et al., 2009)	9	27	50	54
Alemanha (HEIDLER E HOPF, 1998)	16	101	120	97
Suécia (COORAY E PEREZ, 1994)	29	92	64	-

Por causa de os relâmpagos positivos raramente produzirem mais do que uma descarga, o número de intervalos entre descargas da Tabela 3.2 são pequenos em relação aos estudos de raios negativos.

#### *Estimativa da Corrente de Pico*

A Figura 3.6 mostra a distribuição das estimativas de correntes de pico para as 167 descargas positivas (167 do total de 272, isto é, 105 descargas de retorno não tiveram seus picos quantificados pelos sistemas de localização) que foram gravados usando cameras de alta de velocidade e registradas pelo sistema de detecção. Convém notar que os valores de correntes de pico fornecidos pelos sistemas de detecção nunca foram validadas por medição direta tanto para as primeiras descargas quanto as subseqüentes. Assim, os fatores de conversão de pico de campo elétrico para pico de corrente que os sistemas usam para descargas positivas são os mesmos que para as descargas negativas.

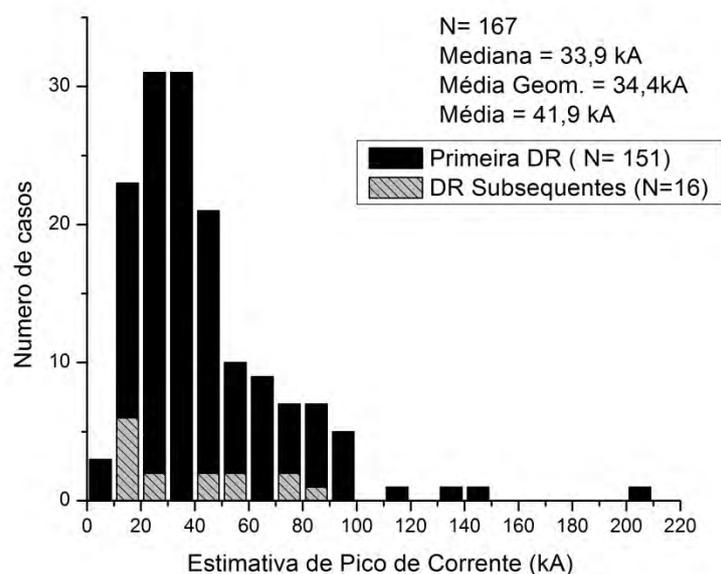


Figura 3.6 Histograma das estimativas de correntes de pico para raios positivos.

O valor médio de correntes de pico para as 167 descargas positivas foi de 41,9 kA (Figura 3.6), e os valores mínimos e máximos foram de 4,8 kA e 207,6 kA, respectivamente. Convém notar ainda que os baixos valores de correntes de pico observados são de fato gerados por descargas positivas nuvem-solo conforme observado nas gravações de vídeo. Normalmente, descargas com pico de corrente positivo de baixa intensidade observadas por sistemas de detecção são provenientes de descargas intranuvem classificadas erroneamente como relâmpagos nuvem-solo. 20% dos relâmpagos positivos registrados em vídeo, tinham correntes de pico inferior a 20 kA, das quais quase metade foram descargas subsequentes.

A Tabela 3.3 mostra as estatísticas dos valores de correntes de pico para primeiras descargas e para descargas subsequentes positivas, juntamente com os valores obtidos por Fleenor et al. (2009). A comparação dos dados com Fleenor et al., foi feita porque os autores também usaram dados do NLDN para determinar os valores de correntes de pico.

Tabela 3.3 Comparação das correntes de pico estimada de descargas iniciais e subsequentes em relâmpagos positivos.

			Número	Correntes de pico Média Aritmética (kA)	Desvio Padrão (kA)	Mediana (kA)	Média geométrica (kA)
Primeira Descarga	positiva	Este trabalho	151	42,9	28,7	34,0	35,1
		Fleenor et al. (2009)	204	48,8	24,2	44,8	
	negativa	Fleenor et al. (2009)	91	23,3	13,6	19,6	
Descarga Subsequente	positiva	Este trabalho	16	35,9	24,6	27,7	28,4
		Fleenor et al. (2009)	9	36,1	19,9	26,6	
Subsequente NCS*	Positiva	Este trabalho	15	37,6	24,5	28,3	30,2
	negativa	Fleenor et al. (2009)	50	19,4	8,6	17,8	

\* NCS significa novo contato no solo

Pode ser notado na Tabela 3.3 que as descargas positivas que tocam a primeira vez o solo possuem valores de média e mediana de corrente de pico cerca de duas vezes maior do que as primeiras descargas negativas como pode ser vista em Fleenor et al. (2009). Os valores de pico de corrente para as descargas positivas subsequentes também são maiores do que para as descargas subsequentes negativas (ver Tabela 3.3).

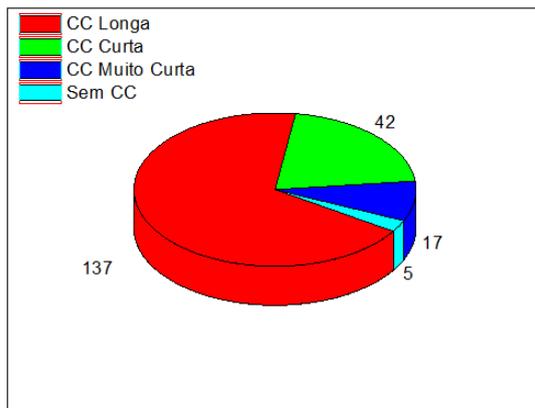
### Corrente Contínua

A medição da duração da corrente contínua foi realizada através análise da persistência do canal luminoso conectado do solo no vídeo. Para estas medidas, o brilho do vídeo foi ajustado nas configurações de imagem do software conforme a necessidade de contraste do canal. Embora as câmeras

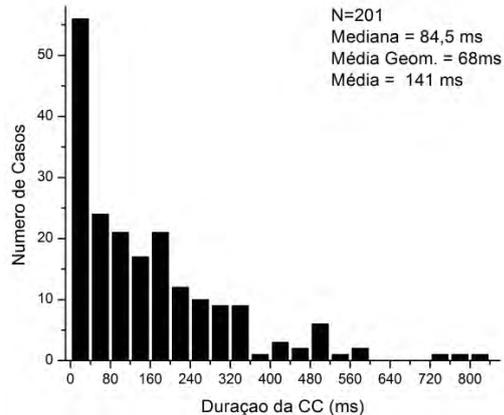
que foram utilizadas para registrar a luminosidade do canal estivessem a diferentes distâncias e condições de visibilidade, todas as câmeras aparentemente gravaram as correntes contínuas fracas desde que os eventos não ocorressem muito longe do local de gravação. Para evitar variações significativas devido à sensibilidade das câmeras individuais, apenas os relâmpagos que ocorreram a menos de 50 km dos locais de gravação foram examinados. Devido ao menor tempo de resolução da câmera os relâmpagos positivos que apresentaram corrente contínua na Áustria não foram considerados nesta análise, desta maneira o total de casos analisados nesta categoria não é o total da base de dados.

As categorias para classificação da corrente contínua foram: muito curta (duração entre 3 ms até 10 ms), curta (duração entre 10 ms até 40 ms) e longa (duração maior que 40 ms). Valores menores de 3 ms foram considerados processos ligados a descarga de retorno.

Apenas 5 relâmpagos positivos de um total de 201 não produziram qualquer corrente contínua, e pelo menos uma corrente contínua longa (> 40ms) esteve presente em 68% dos raios. As categorias de corrente contínua para os 201 relâmpagos positivos são mostradas na Figura 3.7 (a). 143 (61%) dos 233 descargas positivas foram seguidas por uma corrente contínua longa. A menor e a maior correntes contínuas tiveram uma duração de 3 ms e 800 ms, respectivamente. A Figura 3.7 (b) mostra a distribuição das durações de correntes contínuas em 233 primeiras e subseqüentes descargas positivas. A média aritmética e a média geométrica são 141 ms e 68 ms respectivamente.



(a)



(b)

Figura 3.7 (a) Relâmpagos classificados nas diferentes categorias de corrente contínua (b) Histograma da duração de 201 descargas positivas.

A Figura 3.8 mostra um gráfico de corrente de pico versus a duração da corrente contínua para as 70 descargas positivas de dados que produziram uma corrente contínua. Observe que a Figura 3.8 corrobora a conclusão prévia de Saba et al. (2006b) com base em uma amostra menor (9 casos), de que raios positivos podem produzir uma corrente de pico alta (> 20 kA) junto com uma corrente contínua longa (> 40 ms), um resultado que não foi encontrado em nenhum raio negativo. A Figura 3.1.6 inclui 586 raios negativos recém-analisados no grupo para efeitos de comparação (SABA et al.,2010). Note-se também na Figura 3.1.6 que o raio com o maior pico de corrente estimado (142 kA) foi seguido pela maior corrente contínua (800 ms), esse evento está marcado com uma seta no canto superior direito do gráfico.

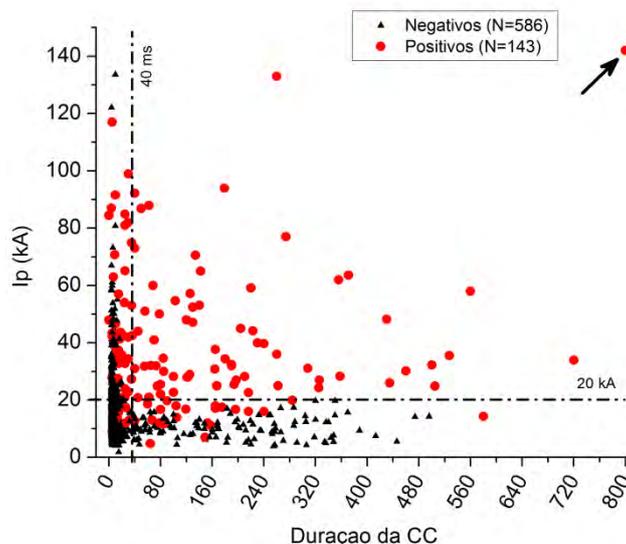


Figura 3.8 Gráfico de corrente de pico versus a duração da corrente contínua

### *Duração do Raio*

Nesse trabalho, a duração total de um raio foi definida como o tempo entre a ocorrência da primeira descarga de retorno até término da corrente contínua após a última descarga, se houver. Se possuir apenas uma descarga, então a sua duração total é a mesma que a duração da corrente contínua que a segue.

A Figura 3.9 mostra um histograma da duração total de 196 raios positivos. As médias geométrica e aritmética são 97 ms e 176 ms, respectivamente. A duração máxima (912 ms) corresponde a um raio que atingiu três vezes o solo, sendo que a última descarga foi seguida por uma corrente contínua que teve duração de 165 ms. Embora a maioria dos raios positivos produza apenas uma única descarga, a duração média dos raios positivos (176 ms) é semelhante à duração média dos raios negativos que é de 163 ms para 233 raios negativos (SABA et al. 2006b). Essa semelhança se deve provavelmente ao fato de que 57% dos raios positivos que possuem uma única descarga são seguidos por

uma corrente contínua longa e também ao fato de que os intervalos entre descargas nos raios positivos múltiplos são longos.

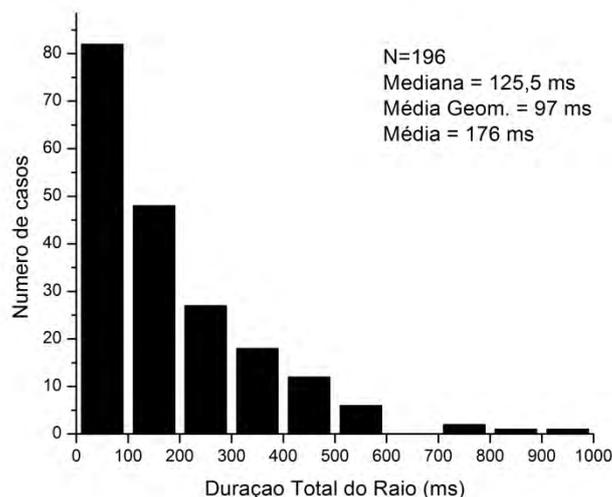


Figura 3.9 Histograma da duração total de raios positivos.

### 3.1.4. Discussão dos resultados

Há uma grande dificuldade em coletar dados de raios positivos com a utilização de câmeras de alta velocidade. Geralmente esse fenômeno se propaga em grandes extensões horizontais no céu deixando parte do seu canal fora do campo de visada da câmera. Raios positivos também são um grande desafio para os sistemas de localização de relâmpagos porque suas formas de onda eletromagnética são frequentemente de longa duração e de alta complexidade. O estudo estatístico possibilitou um avanço na determinação de características que só haviam sido estudados via campo elétrico ou outras técnicas sem confirmações visuais.

Em estudos anteriores, a multiplicidade dos raios positivos era definida pelos critérios de agrupamento dos sistemas de localização ou pela semelhança entre as formas de onda do campo elétrico (NAG et al., 2010). Heidler e Hopf (1998) em sua base de dados não encontrou raios positivos com mais de 2

descargas. Neste trabalho, 5 raios positivos tiveram 3 descargas. A multiplicidade dos raios positivos ainda em sua maioria (84,4%) é de apenas 1 descarga.

Em Saba et al. (2010) apenas 1 descarga subsequente utilizou o mesmo canal preexistente. Já nesta nova análise este resultado foi de 11 descargas subsequentes que utilizaram o mesmo canal, inclusive foi registrado dois raios de multiplicidade 3 que utilizaram em todas suas conexões o mesmo canal.

Um dos parâmetros de agrupamento nos sistemas de localização é o tempo entre a primeira descarga e uma subsequente ser de até 500ms. O valor máximo encontrado para o intervalo entre descargas foi de 439ms, o que corrobora o valor utilizado pelos sistemas de localização. Os valores de intervalo encontrados na literatura (FLEENOR et al, 2009, COORAY; PEREZ, 1994) é cerca de metade dos registrados neste estudo.

Uma classificação importante a ser feita nos relâmpagos registrados pelos sistemas de localização é a diferenciação entre relâmpago nuvem-solo e relâmpago intranuvem. Quando da análise dos raios detectados pelos sistemas de detecção, alguns estudos evitam incluir relâmpagos com pico de corrente abaixo de 20 kA como sendo positivos devido à possibilidade de que sejam apenas relâmpagos intranuvem classificados erroneamente como nuvem-solo positivos. Com o estudo de câmeras, foi possível certificar que cerca de 20% dos relâmpagos nuvem solo tiveram seus picos de corrente estimado abaixo deste valor. Esta porcentagem indica o quanto se pode perder da amostragem de raios positivos reais ao filtrarem apenas os raios positivos com pico de corrente acima de 20 kA.

Os valores dos picos de corrente estimados para descargas subsequentes de raios positivos são 2 vezes maiores do que os valores para as descargas subsequentes de raios negativos.

O valor da duração total dos raios positivos é, em média, próximo aos dos raios negativos. Como a multiplicidade média dos raios negativos é de 4,6 (SABA et al., 2008) e para os raios positivos de 1,1, conclui-se que o raio positivo tem sua conexão com o solo durante maior tempo, fato este confirmado pela alta presença de corrente contínua longa.

Uma das características que tornam os raios positivos destrutivos é o elevado tempo de permanência de conexão com o solo, devido a uma corrente contínua usualmente longa. A essa característica destrutiva, frequentemente soma-se outra, que é um alto valor de pico de corrente. Como veremos na próxima seção, os próprios valores das correntes contínuas em raios positivos são bem mais elevados do que nas correntes contínuas dos raios negativos. Este fato constitui mais um fator que se soma à periculosidade dos raios positivos.

### **3.2. PARTE 2: Estimativa de carga transferida pela corrente contínua em raios positivos**

#### **3.2.1. Histórico**

A maioria das medidas de intensidade de corrente e transferência de carga por correntes contínuas está relacionada a corrente contínua em relâmpagos negativos. Em trabalhos anteriores, diferentes métodos de cálculo da intensidade foram utilizados e um breve resumo de suas conclusões para raios negativos é apresentado a seguir.

Brook et al. (1962) e Kitagawa et al. (1962), utilizando sensores de campo elétrico no Novo México, encontraram corrente contínua com duração de até 500ms (média de 150 ms). As cargas transferidas pelas correntes contínuas foram entre 3,4 C e 29,2 C, sendo a média de 12 C.

Williams e Brook (1963), no Novo México, utilizaram um magnetômetro para medir o campo magnético gerado pela corrente contínua e assim inferir a sua

intensidade. Eles encontraram uma média de 184 A, e uma transferência de carga média de 31 C com uma duração média de 184 ms.

As correntes contínuas medidas por Berger e Vogelsanger (1965) na Suíça após descargas negativas que atingiram a torre são da ordem de 100 A a 300 A. Concluíram também que a metade dos relâmpagos contendo corrente contínua transfere mais de 25 C, e que a carga transferida máxima foi de 80C. Estes valores são muito maiores do que a carga transferida pelas descargas de retorno.

Krehbiel et al. (1979) usando múltiplas estações de medição de campo elétrico no Novo México, encontraram várias descargas de retorno que progredindo horizontalmente dentro da nuvem sustentaram correntes contínuas na faixa de 50A a 580A.

Ferraz et al. (2009) usando um sensor de campo elétrico encontraram valores altos de corrente contínua para raios negativos no Brasil. As cargas transferidas pela corrente contínua encontradas foram entre 1 e 370 C. A intensidade estimada foi de aproximadamente 200 A, variando dentro de uma faixa de 30 a 1000A.

Os mesmos sensores de campo elétrico utilizados por Ferraz (2009) foram utilizados nesta pesquisa para estimar pela primeira vez a intensidade de corrente e a transferências de carga devido à corrente contínua em raios positivos no Brasil.

O fato de corrente continua ser um fenômeno destrutivo e estar presente em 97% das descargas positivas analisadas até agora, mostra o quanto o conhecimento deste evento é de extrema importância para aprimorar, por exemplo, a performance dos equipamentos de proteção.

Os resultados são comparados com os valores de corrente contínua de relâmpagos positivos obtidos por Matsumoto et al. (1996) através de medidas

diretas em torres e também com Miyake et al.(1992) obtidos através de medidas diretas em torres altas ( 88 e 200 metros).

Na tabela 3.4 é apresentado um resumo dos estudos anteriores de transferência de carga de relâmpagos negativos e de relâmpagos positivos

Tabela 3.4 Resumo de trabalhos anteriores sobre transferência de cargas por correntes contínuas.

<b>Autores</b>	<b>País</b>	<b>Instrumento</b>	<b>Valores Encontrados</b>
<b>Negativos</b>			
Brook et al. (1962) Kitagawa et al. (1962)	Novo México	Sensores de campo elétrico	De 3,4C até 29,2 C Média de 12C
Williams e Brook (1963)	Novo México	Magnetômetro	Carga Transf. Média de 31C Corrente Média de 184A
Berger e Vogelsanger (1965)	Suíça	Medida direta em torre	50% dos casos transferem mais de 25C Corrente de 100A a 300A
Krehbiel et al. (1979)	Novo México	Múltiplas estações de campo elétrico	Correntes de 50A a 580A
Ferraz et al. (2009)	Brasil	Sensor de campo elétrico	Carga transf. 1 a 370C Corrente de 30 a 1000A
<b>Positivos</b>			
Miyake et al. (1992)	Japão	Medida direta em torre	Valores na ordem de 1000C
Matsumoto et al. (1996)	Japão	Medida direta em torres de linhas de transmissão	Valores na ordem de 10kA com duração média de 35ms

### 3.2.2. Metodologia

O procedimento para o cálculo de corrente contínua leva em conta: a altura do centro de cargas (H), a distância do raio ao sensor (D), a variação e duração do campo elétrico (E). O registro da variação do campo foi realizado com o sistema de campo elétrico lento. Para o cálculo da distância utilizamos os dados do sistema de localização de descargas elétricas - BrasilDAT, ou na

ausência deste, o valor dado pelo sistema de áudio. Para a altura do centro de cargas foi utilizado 9 km um valor normalmente aceito na literatura (Rakov, 2003).

A teoria utilizada para o cálculo da carga transferida pela corrente contínua é esquematizada na figura 3.10. A figura 3.10 é uma representação gráfica do campo eletrostático que se desenvolve sobre o sensor, quando uma carga espacial  $+Q$ , representando a carga positiva no interior da nuvem, é transferida pela corrente contínua do raio ao solo. A carga  $-Q$  representa uma concentração de cargas negativas que, pelo método das imagens se comporta como uma única carga negativa de mesma intensidade e distância que a  $+Q$  em relação ao solo. O ponto “S” é a localização do sensor de campo lento. O vetor  $E_T$  é o campo elétrico vertical resultante no ponto “S”. A altura  $H$  é a posição estimada do centro de cargas positivo. Por último,  $D$  é a distância entre o sensor e o ponto de contato do raio com o solo, calculado pelo sistema de som ou a partir dos dados do BrasilDAT utilizando a equação trigonométrica que considera a esfericidade da Terra (FERRAZ, 2009).

No desenvolvimento matemático assumiu-se que o solo é perfeitamente condutor, o canal do raio é vertical e a dimensão da região de carga transferida é pequena em relação a “D”.

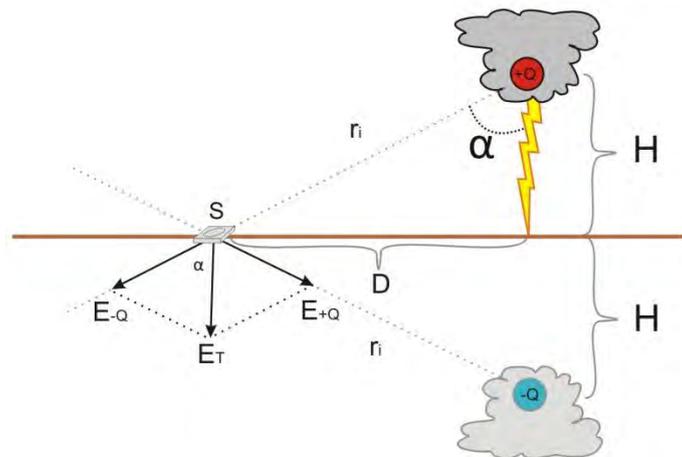


Figura 3.10 Representação gráfica do campo eletrostático que se desenvolve sobre o sensor, devido a uma carga espacial transferida +Q.

$$E_T = 2E_Q \cos \alpha \quad \cos \alpha = \frac{H}{r_i}$$

Substituindo  $\cos \alpha$  e  $r_i$ , temos:

$$E_T = \frac{2Q}{4\pi\epsilon_0} \frac{H}{r_i^3} \implies \Delta E_T = \frac{1}{2\pi\epsilon_0} \frac{\Delta Q H}{[H^2 + D^2]^{3/2}} \quad (\text{Equação 1})$$

$$\Delta Q = \frac{2\pi\epsilon_0 [H^2 + D^2]^{3/2}}{H} \Delta E_T \quad I_{med} = \frac{\Delta Q}{\Delta t}$$

Os campos elétricos foram registrados pela antena lenta que, por sua configuração, é capaz de registrar as variações de maior duração e menor intensidade. No entanto como o sensor possui um tempo de decaimento próprio para um sinal de entrada, para restaurar a forma de onda da variação

do campo original, isto é, obter a forma de onda que seria obtida caso o tempo de decaimento do circuito fosse infinito, utilizou-se um algoritmo em IDL™ (Interactive Data Language) desenvolvido por Ferraz (2009) e atualizado para este estudo.

Para o cálculo da carga transferida pela corrente contínua, o programa desenvolvido aproxima a curva do campo elétrico por até 15 segmentos de reta a serem definidos pelo usuário. O programa calcula a corrente devido a variação do campo elétrico e ao tempo associado a cada segmento. O resultado é expresso para cada segmento de reta conforme a figura 3.11.

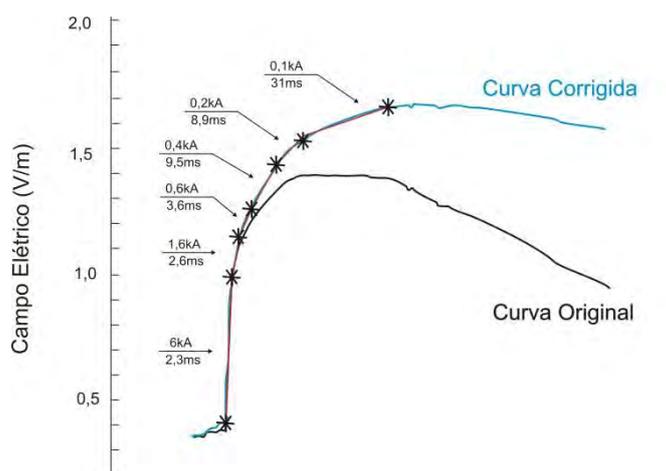


Figura 3.11 Variação de Campo Elétrico. Para cada segmento é mostrado o intervalo de tempo e a corrente média.

### 3.2.3. Resultados

O cálculo da intensidade de corrente contínua foi realizado para 13 descargas de retorno. Os casos ocorreram a distâncias de 2,3 a 39 km, todos eles registrados com câmeras de alta velocidade. Parte dos casos analisados (5 de 13 casos) foram apresentados no International Conference on Grounding and Earthing em novembro de 2010 (SCHUMANN et al., 2010).

O número de casos analisado é reduzido devido a baixa ocorrência de raios positivos e baixa eficiência de detecção do sistema de localização BrasilDAT no verão de 2010-2011. Sem o valor da distância do raio ao sensor, não é possível calcular a carga transferida (Equação 1).

Os resultados se encontram na Tabela 3.5. Uma variação de 18 C a 3070 C foi encontrada para a carga transferida pela corrente contínua nos raios positivos.

Tabela 3.5 Casos analisados de intensidade de corrente contínua

Descarga de Retorno			CC	
Caso	$I_p$ (kA)	Distância (km)	Duração (ms)	Carga Transferida (C)
+65	31	12,4	488	515
+67	92	5,8	177	118
+85	30	19,0	85	30
+88	25	39,8	262	576
+90	26	37,5	435	3070
+93 1ªDR	94	38	179	2046
+93 2ªDR	77	12,9	9	79
+98	27	12,0	439	95
+108	--	2,3	90	34
+109	--	4,3	251	18
+110	63	4,0	312	50
+111	29	4,0	643	44
+112	28	3,6	226	18

Os valores de corrente contínua durante os primeiros seis intervalos de tempo definidos para cada descarga são apresentados da tabela 3.6. Para as curvas de campo elétrico com maiores complexidade foram utilizadas até 15 intervalos. Os valores altos no início de cada descarga são afetados pela descarga de retorno, porém esses altos valores são por tempos tão pequenos que não interferem no valor total da carga. A média da corrente contínua para o intervalo de tempo correspondente ao tempo total também é indicada na tabela 3.6.

Tabela 3.6 Primeiros intervalos calculados de intensidade de corrente contínua

DR	+65	+67	+85	+88	+90	+93 1 <sup>st</sup>	+93 2 <sup>nd</sup>	+98	+108	+109	+110	+111	+112
<b>I<sub>med</sub> (kA)</b>	<b>1,0</b>	<b>0,3</b>	<b>0,4</b>	<b>2,2</b>	<b>7,0</b>	<b>11,4</b>	<b>8,7</b>	<b>0,2</b>	<b>0,4</b>	<b>0,1</b>	<b>0,2</b>	<b>0,1</b>	<b>0,1</b>
I <sub>1</sub> (kA)	4,4	19,2	6,0	22,1	29,3	92,0	21	2,1	7,5	1,5	2,7	0,3	0,3
Δt <sub>1</sub> (ms)	9,8	4,9	2,3	10,8	7,9	0,9	0,7	28,7	1,9	8,2	6,5	65,7	8,2
I <sub>2</sub> (kA)	4,2	0,1	1,5	10,4	43,9	8,9	34	1,9	0,6	0,1	0,1	0,01	0,1
Δt <sub>2</sub> (ms)	25,6	5,0	2,6	16,7	32	25,9	0,9	4,1	3,0	18	6,6	59,1	41
I <sub>3</sub> (kA)	13,6	0,3	0,6	1,0	13,9	35,6	17,8	0,9	0,02	0,1	0,1	0,4	0,3
Δt <sub>3</sub> (ms)	9,8	3,9	4,6	17,7	14,4	9,2	1,1	4,1	6,9	19	11,4	13	20,5
I <sub>4</sub> (kA)	5,3	0,7	0,4	1,1	6,5	55,8	7,6	0,1	0,2	0,04	0,1	0,04	0,1
Δt <sub>4</sub> (ms)	11,8	5,9	9,0	22,6	15,8	7,6	1,2	20	8,9	29,5	11,5	91,5	12,3
I <sub>5</sub> (kA)	3,0	0,2	0,2	1,1	1,4	73,1	3,3	0,1	0,2	0,02	0,6	0,03	0,3
Δt <sub>5</sub> (ms)	21,6	14,8	10	22,6	23,6	7,2	2,2	20,5	26,6	49,2	19,7	112	4,1
I <sub>6</sub> (kA)	0,2	0,05	0,1	0,4	3,6	71,4	0,9	0,1	0,3	0,1	0,3	0,01	0,02
Δt <sub>6</sub> (ms)	11,8	21,7	31,0	33,0	40,7	6,2	3,0	36	11,8	29,5	26,3	91	41,2

### 3.2.4. Discussão dos resultados

O registro de campo elétrico de um raio é detectável a distâncias de dezenas de quilômetros, porém, o método de análise do decaimento do campo com a distância ao cubo ao dipolo criado com a imagem no solo é limitado. Segundo um estudo realizado por Ross et al. (2008), o método das imagens para o cálculo da corrente contínua é válido para distâncias de até 100km. Para distâncias maiores outras componentes devem ser adicionadas no equacionamento (mais informações em ROSS et al., 2008).

Na expressão de cálculo considera-se que a geometria do canal do raio é uma reta perpendicular ao ponto de contato no solo. Esta associação é mais próxima do real quanto maior for a distância relativa ao sensor.

Os valores das cargas transferidas nos raios positivos são maiores do que a média dos valores encontrados por Brook et al. (1962), Shindo e Uman (1989) e Ferraz (2009) para os raios negativos. Os valores são comparáveis com os resultados encontrados por Miyake et al. (1992) para raios positivos medidos diretamente em torres no Japão (na ordem de milhares de coulombs).

### **3.3. PARTE 3: Atividade elétrica que precede a descarga de retorno.**

#### **3.3.1. Histórico**

Medidas de campo elétrico dentro de nuvens de tempestade indicam valores máximos entre 100 e 400 kV/m, que são bastante inferiores ao que seria esperado como necessário para a quebra da rigidez dielétrica do ar e o início do relâmpago. Na altura da nuvem, o valor de campo necessário é estimado em 1 MV/m (PINTO; PINTO, 2000). Este fato é bastante intrigante e tem levado a diversas especulações, envolvendo desde a polarização de gotículas de água pelo campo no local (causando uma diminuição na intensidade mínima do campo elétrico para causar a quebra de rigidez dielétrica do ar) até a influência de radiação cósmica, ou mesmo uma união das duas possibilidades.

A atividade elétrica que precede uma descarga atmosférica está presente tanto em relâmpagos que tocam o solo quanto nas descargas intranuvem. As formas de ondas do campo elétrico de todo este processo geralmente apresentam um trem de pulsos bipolares (WEIDMAN; KRIDER, 1979; USHIO et al., 1998; QIE et al., 2002; GOMES; COORAY, 2004).

Os registros de campo elétrico para relâmpagos nuvem-solo positivos apresentam uma atividade intranuvem que precede em mais de 100ms o momento em que toca o solo (FUQUAY, 1982; RUST et al. 1981; SABA et al, 2008). As perturbações de campo elétrico causadas por um relâmpago iniciam-se normalmente com os pulsos de quebra de rigidez dielétrica do ar (PB, abreviação do inglês *preliminary breakdown pulses*).

Os PB são descargas de baixa intensidade que ocorrem dentro da nuvem, durante períodos que variam de dezenas a centenas milissegundos precedendo o líder escalonado do relâmpago (RAKOV; UMAN, 2003).

Elas aparecem nas medições de campo elétrico de raios negativos como pulsos normalmente bipolares com uma duração média de 40  $\mu$ s e um intervalo de tempo de cerca de 130  $\mu$ s entre eles (WEIDMAN; KRIDER, 1979). Os detalhes quanto à sua origem ainda não são bem conhecidos.

Suas características, ocorrência e influência sobre a descarga de retorno que as seguem ainda não são bem compreendidas, o que justifica uma série de estudos mais aprofundados que permitiriam uma melhor compreensão do processo envolvido na iniciação de um relâmpago.

### **3.3.2. Metodologia**

Nesta seção os dados analisados são provenientes dos sistemas de campo elétrico. Nos sistema de campo rápido foram registrados os pulsos de alta frequência. O sistema de campo elétrico lento foi capaz de registrar a variação do campo elétrico ambiente pelo líder, desde a quebra de rigidez até a descarga de retorno, como podemos ver na Figura 3.12. No presente estudo, a pioneira utilização simultânea destes dois campos elétricos facilitou muito a definição dos parâmetros que foram analisados.

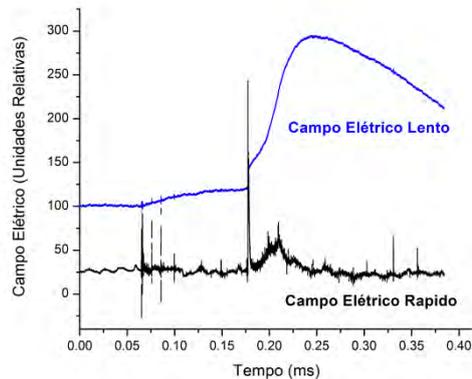


Figura 3.12 Forma de onda de um pulso de quebra de rigidez dielétrica

A análise de 80 formas de onda dos sistemas de campo elétrico, gravados nos verões de 2009 a 2011, juntamente com os dados do sistema de localização BrasilDAT, foram os objetos de estudo desta seção. As características analisadas da atividade elétrica que precede a descarga de retorno foram: a forma de onda, tempo de subida, duração dos pulsos, existência do trem de pulso, intervalo de tempo entre os pulsos de um trem de pulsos, intervalo de tempo entre o principal pulso de quebra de rigidez e a descarga de retorno e, finalmente, o tempo de subida da própria descarga de retorno. Uma parte dos resultados foi apresentado em dois artigos no congresso *International Conference on Atmospheric Electricity* em agosto de 2011 (SCHUMANN et al., 2011 e SILVA et al., 2011).

### 3.3.3. Resultados

#### *Características Gerais:*

Um trem de pulsos bipolares ocorre alguns milissegundos antes da primeira descarga de retorno num relâmpago nuvem-solo. A forma de onda típica dos pulsos de quebra de rigidez é apresentada na Figura 3.13.

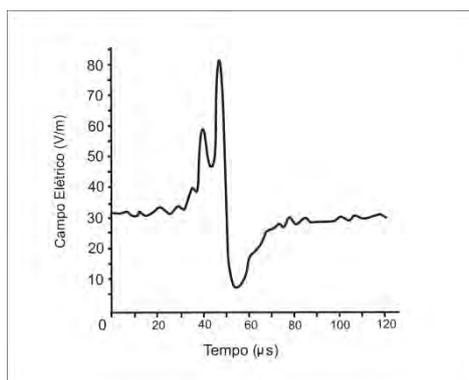


Figura 3.13 Forma de onda de um pulso de quebra de rigidez dielétrica

Ao contrário do que foi encontrado por Gomes e Cooray (2004), em 76 dos 80 casos analisados (95%) os pulsos bipolares presentes nos trens de pulsos têm a polaridade inicial igual ao da descarga de retorno que o sucede (Figura 3.14(a) e 3.14(b)). Apenas 4 casos apresentam a polaridade inicial diferentes da descarga de retorno que o sucede.

Segundo Weidman e Krider (1979), essa sequência de pulsos dentro da nuvem que preservam a mesma polaridade inicial das formas de onda obtidas pelos sensores de campo elétrico, afigura-se como a radiação da corrente transferindo carga de uma mesma polaridade em uma direção de maneira intermitente, porém sistemática.

Em 64 dos 80 casos, o primeiro pulso, apresenta dois ou mais pulsos de menor amplitude sobrepostas na parte inicial crescente deste (como na Figura 3.13). Os outros 16 casos que não apresentaram estes dois pulsos menores, apresentaram-nos em seus pulsos de maior intensidade.

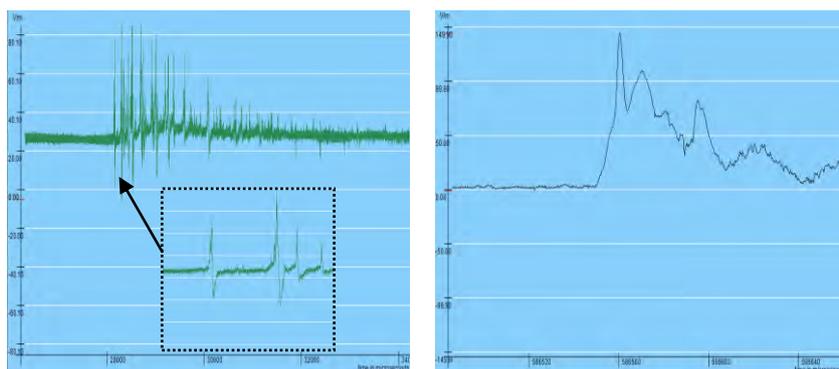


Figura 3.14 (a) Trem de pulsos (b) descarga de retorno posterior.

*Tempo de subida do pulso de quebra de rigidez dielétrica*

O parâmetro tempo de subida do pulso é o intervalo de tempo entre 0 a 100% do valor do pico do campo elétrico ou entre 10 a 90% do valor deste. O uso do intervalo de tempo entre 10 e 90% do valor do pico ( $T_{10-90}$ ) é mais usual já que devido ao ruído do sinal, não podemos afirmar com certeza o ponto de início e fim dos pulsos. (Figura 3.15)

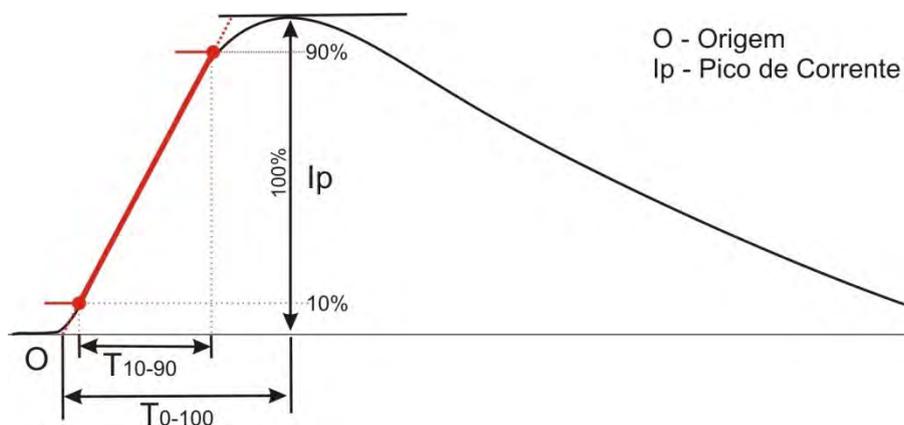


Figura 3.15 Representação do processo de determinação do Tempo 0-100% e Tempo 10-90%

O tempo de subida 10-90% dos casos analisados variou de 0.6 a 22  $\mu$ s. A figura 3.16 mostra a distribuição do tempo de subida do pulso de quebra de rigidez dielétrica.

A importância de análise do parâmetro de tempo de subida nos pulsos de quebra de rigidez fica realçada em casos observados no Brasil e na Áustria onde estes pulsos foram detectados erroneamente pelos sistemas de detecção como descargas de retorno nuvem-solo positivas. Espera-se que um melhor conhecimento das características destes pulsos evite a classificação errônea da descarga.

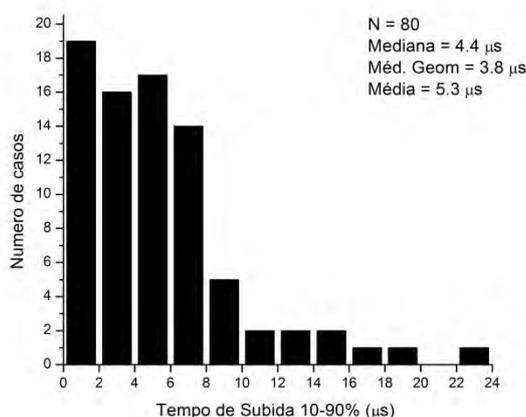


Figura 3.16 Histograma do tempo de subida do pulso de PB

#### *Duração do Pulso de quebra de rigidez dielétrica*

Gomes e Cooray (2004) analisaram detalhadamente a forma de pulso. Os autores definem nos pulsos bipolares T1 como a duração aproximada da primeira parcela do ciclo da descarga e T2 a duração da segunda parcela do ciclo. Assim, T1 + T2 é igual a largura total do pulso. A Figura 3.17 apresenta a definição de T1 e T2, bem como suas distribuições. A Tabela 3.7 apresenta uma comparação com outros estudos.

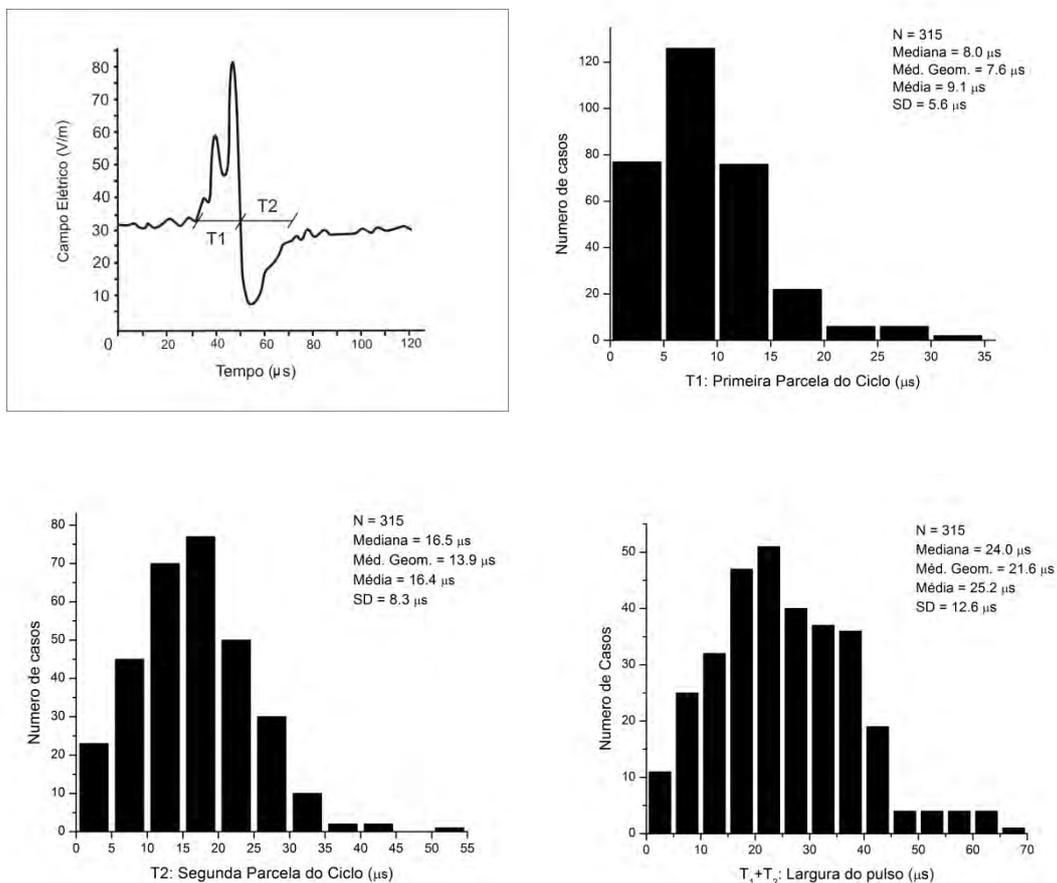


Figura 3.17 (a) - típico pulso PB (b) T1: Primeira parcela do pulso (c) T2: segunda parcela do pulso (d) T1+T2 duração total do pulso.

Tabela 3.7- Análise da duração do pulso de PB

Valores Médios	Esse Trabalho	Weidman e Krider (1979)	Ushio et al. (1998)	Qie et al. (2002)	Gomes e Cooray (2004)
Primeiro Ciclo na mesma Polaridade da DR	95% (80)	-	89% (19)	-	7% (71)
Primeira metade do ciclo - T <sub>1</sub> (μs)	9.1 (315)	7.8 (66)	-	-	16 (25)
Segunda metade do ciclo - T <sub>2</sub> (μs)	16.4 (315)	-	-	-	15 (25)
T <sub>1</sub> + T <sub>2</sub> (μs)	25.2 (315)	41 (117)	18.8 (132)	27 (50)	31 (25)

### *Existência de Trem de pulsos*

Em sua pesquisa, Nag et al. (2008) relatam que quase todas as descargas positivas na Florida (47 de 51) não apresentam trem de pulsos precedendo a descarga de retorno. Neste trabalho, apenas 6 dos 80 casos analisados não apresentaram trem de pulsos. Nestes 6 casos apenas um único pulso bipolar precedeu a descarga de retorno. Um exemplo de trem de pulso pode ser visto na Figura 3.18.

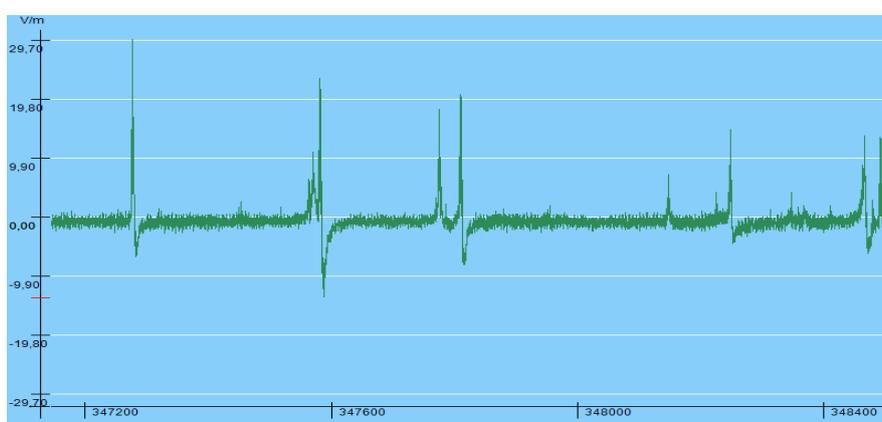


Figura 3.18 - Trem de pulsos

### *Duração do trem de pulso*

Segundo o trabalho de Gomes e Cooray (2004), a duração do trem de pulso foi definida como o tempo entre o primeiro e último pulso que possua amplitude igual ou maior do que 10% da amplitude máxima. Ushio et al. (1998) não utiliza uma definição específica e somente fornece o valor estimado de 1ms. Para os raios positivos deste trabalho a duração do trem de pulsos variou de 0,5 a 8,4 ms, com média 3,1ms. A figura 3.3.8 mostra a distribuição da duração do trem de pulsos.

Segundo Gomes e Cooray (2004), em 9% dos casos analisados, mais de um trem de pulsos precede a descarga de retorno. No presente trabalho, nenhum

dos casos analisados apresentou mais de 1 trem de pulsos precedendo a descarga de retorno.

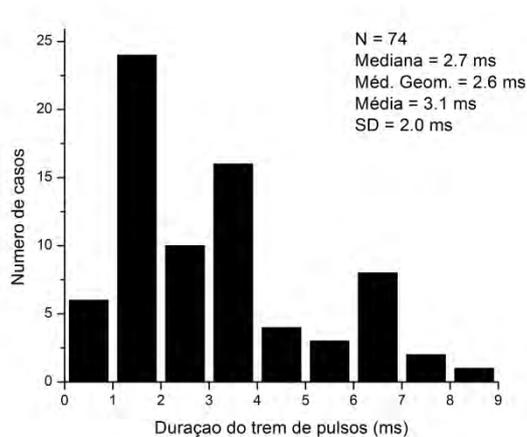


Figura 3.19 - Histograma da duração do trem de pulsos

#### *Intervalo de tempo entre pulsos no trem de pulsos*

O tempo entre os pulsos foi obtido medindo o intervalo de tempo entre cinco pulsos bipolares consecutivos pertencentes ao mesmo trem de pulsos em 74 raios nuvem-solo. O tempo entre pulsos variou de 16,8 a 1554,0  $\mu$ s. A figura 3.20 mostra a distribuição da duração do intervalo de tempo entre pulsos.

A média do intervalo entre pulsos no trem de pulso é duas vezes maior que o valor encontrado por Weidman e Krider (1979).

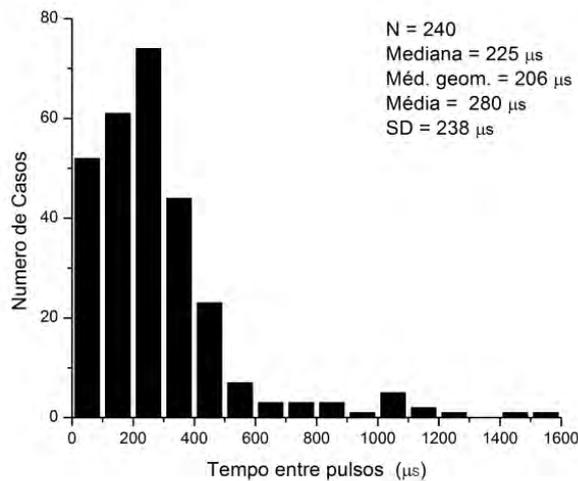


Figura 3.20 - Histograma do intervalo de tempo entre pulsos no trem de pulsos

*Intervalo de tempo entre o primeiro pulso de PB e a descarga de retorno*

Os líderes dos relâmpagos positivos costumam apresentar uma longa propagação dentro da nuvem antes de tocarem o solo (SABA et al., 2009). Em alguns vídeos, é possível observar os primeiros pulsos de quebra de rigidez dielétrica e uma propagação do líder por um caminho de longa extensão até a ocorrência da descarga de retorno.

O tempo entre o primeiro pulso de quebra de rigidez dielétrica e a descarga de retorno variou de 9,3 a 653,5ms. A figura 3.21 mostra a distribuição do intervalo de tempo entre o PB e a descarga de retorno.

Na Tabela 3.8 apresentamos um resumo das médias aritméticas de alguns valores mencionados anteriormente e sua comparação com outros estudos. Como se pode observar, o intervalo de tempo entre o PB e a descarga de retorno encontrado foi bem maior do que o observado no Japão e na Suécia por Ushio et al. (1997) e Gomes e Cooray (2004). O intervalo de tempo entre pulsos no trem de pulsos neste estudo também apresentou valores maiores do

que os encontrados no Japão, na Suécia e na Flórida (NAG et al., 2008). É ainda difícil saber qual seriam as causas de tais diferenças. Talvez corresponda a uma diferença de altitude nos centros de cargas da nuvem que originam as descargas. Essa diferença de altitude pode estar por sua vez associada à diversidade de estruturas de nuvens de tempestade produzindo raios positivos.

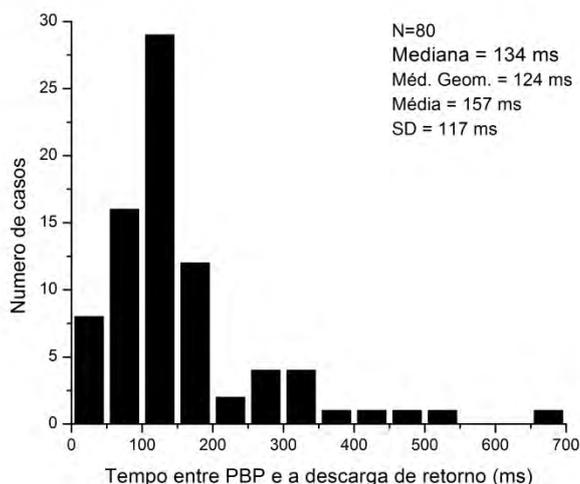


Figura 3.21 - Histograma do intervalo de tempo entre o primeiro PB e a descarga de retorno.

Tabela 3.8 - Resumo das médias aritméticas de alguns valores mencionados acima e sua comparação com outros estudos.

	Este estudo	Ushio et al. (1997)	Gomes e Cooray (2004)	Nag et al. (2008)	Qie et al. (2002)
Duração do trem de pulsos (ms)	3.1	1	3		
Intervalo de tempo entre o PB e a descarga de retorno (ms)	157	12	56		
Intervalo de tempo entre pulsos no trem de pulsos ( $\mu$ s)	336	52	96	160	165

### Tempo de subida das descargas de retorno

As amplitudes do pico de campo elétrico das descargas de retorno positivas, quando normalizada para a distância 100 km estão distribuídos na faixa de 3.1 a 39.2V/m com média, mediana geométrica e média aritmética igual 10,8 V/m, 11,0 V/m e 12,8 V/m, respectivamente (Figura 3.22). Os valores encontrado por Nag et al. (2010) na Flórida (média aritmética e a média geométrica igual 21,7 e 18,1 V/m, respectivamente), são superiores aos valores encontrados na presente análise

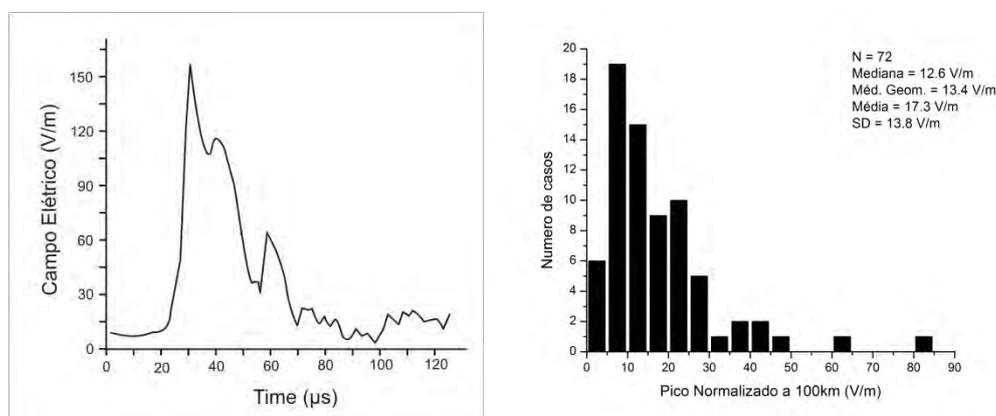


Figura 3.22 (a) - forma de onda, do campo elétrico de uma descarga de retorno positiva, (b) distribuição do pico normalizado a 100 km.

A distribuição 0-100% do tempo de subida observada é mostrada na figura 3.23 (a). Os dados estão distribuídos ao longo da faixa de 2,0 a 17,2µs, sendo a média aritmética e a média geométrica de 9,6 e 9,0 ms respectivamente. Nag et al. (2010) encontraram valores parecidos (7,77 e 6,92 ms, média aritmética e a média geométrica respectivamente). Na tabela 3.9 os estudos de Nag et al. (2010) e Cooray (1986) são dispostos para comparação.

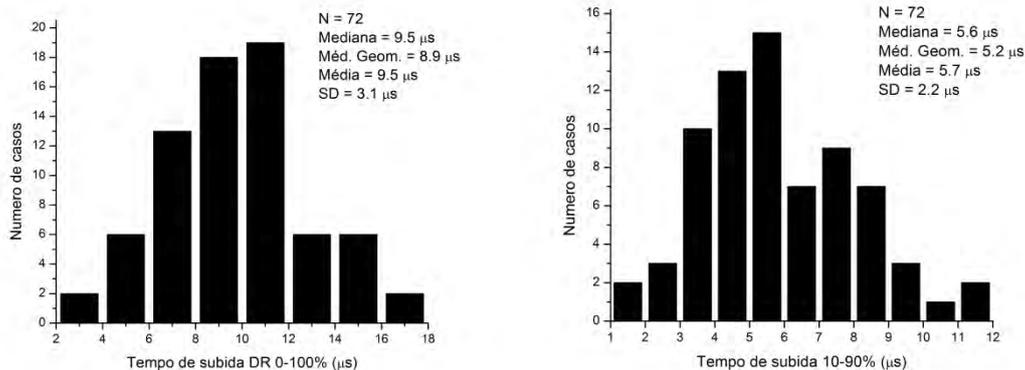


Figura 3.23 (a) - Histograma do 0-100% do tempo de subida (b) histograma do 10-90% do tempo de subida para 72 descargas de retorno.

Tabela 3.9 - Comparativo entre estudos anteriores

	Casos	Mediana	Média Geométrica	Média Aritmética	Desvio Padrão
<i>0-100% Tempo de subida (µs)</i>					
Este trabalho	72	9,5	8,9	9,5	3,1
Nag et al. (2010)	62	7,19	6,92	7,77	3,76
Cooray (1986)	20	--	--	8,9	1,7
<i>10-90% Tempo de subida (µs)</i>					
Este trabalho	72	5,6	5,2	5,7	2,2
Nag et al. (2010)	62	3,71	3,4	4,02	2,12
Cooray (1986)	15	--	--	6,2	1,4
<i>Amplitude do Pico Normalizado a 100km (V/m)</i>					
Este trabalho	66	12,6	13,4	17,0	12,3
Nag et al. (2010)	48	--	18,1	21,7	--
Cooray et al. (2004)	46	--	--	11,5	6,7

Percebe-se pela comparação que apesar de na Flórida (NAG et al., 2010) os picos serem mais intensos, os tempos de subida são similares.

### **3.3.4. Discussão dos resultados**

As variações de campo elétrico para os raios nuvem-solo positivos apresentam formas de ondas similares. Duas regiões de pulsos de alta frequência, uma relacionada com os pulsos de quebra de rigidez dielétrica e a outra com a descarga de retorno foram analisadas.

Os pulsos de quebra de rigidez dielétrica com a mesma polaridade da descarga de retorno foram observados em 95% dos casos. Os valores da duração dos pulsos são similares no Brasil, na Suécia e na China, porém maiores do que a duração no Japão.

O tempo de subida destes pulsos de quebra de rigidez tiveram seus valores de 10-90% similares às variações no campo elétrico causadas pelas descargas de retorno (9,5 $\mu$ s). Esse resultado juntamente com o resultado encontrado para a largura do pulso pode ser um dos motivos que os sistemas de localização classifiquem erroneamente com descargas de retorno.

O resultado encontrado neste trabalho para média de tempo entre dois pulsos consecutivos em um trem de pulso é maior do que a média encontrada (165  $\mu$ s) no estudo de Qie et al (2002).

Os critérios para definir a duração do trem de pulsos foram os mesmos utilizados por Gomes e Cooray (2004) e tiveram uma boa correlação com os valores encontrados nesta análise.

A média encontrada do intervalo entre PB e a descarga de retorno (157ms) foi similar ao intervalo encontrado na China e muito maior dos valores encontrados no Japão e Suíça.

Os valores de amplitudes dos picos da descarga de retorno quando normalizados para 100km foi de 13,4 V/m. Cooray et al (2004) encontrou valores médios 50% menores.

### **3.4. PARTE 4: Estudo de casos de relâmpagos bipolares.**

#### **3.4.1. Histórico**

Formas de onda de descargas de retorno exibindo polaridades opostas dentro de um mesmo relâmpago foram primeiramente estudado no Empire State Building, em Nova York por McEachron (1939, 1941). De acordo com Hagenguth e Anderson (1952), o número de relâmpagos bipolares observados em 10 anos foi de 11 (14%) de 80 casos em que a polaridade pôde ser determinada.

Berger (1978) em seus estudos encontrou 72 (6%) descargas bipolares do total de 1196 descargas observadas no período de 1963 a 1973 em Monte San Salvatore (Suíça), sendo 68 delas do tipo ascendente. Para 30 descargas bipolares, Berger encontrou valores médios de 350A e 1,5kA para os picos de corrente para as partes negativas e positivas da forma de onda, respectivamente. A mediana correspondente para a carga transferida foi de 12 e 25C. Gorin e Skilev (1984) relataram que 6 (6,7%) de 90 descargas ascendentes iniciadas da torre Ostankino em Moscou (Russia) eram bipolares. Todos os raios bipolares iniciaram transferindo cargas negativas ao solo.

Dois dos relâmpagos observados na Torre Peissenberg na Alemanha, eram bipolares (HEIDLER et al., 2000), ambas iniciaram com uma transferência de carga negativa ao solo. Diversas formas de ondas de relâmpagos bipolares têm sido observadas no inverno do Japão, com frequência de 5% a 33%.

Os relâmpagos bipolares são normalmente divididos em 3 diferentes categorias (RAKOV; UMAN, 2003). A primeira é associada a uma descarga ascendente na qual a corrente inicial muda de polaridade. A segunda categoria também engloba as descargas ascendentes, mas nestes casos, a polaridade da corrente inicial é diferente da polaridade das descargas de retorno. O terceiro

tipo se refere aos relâmpagos ascendentes e descendentes que possuem descargas de retorno com polaridades diferentes.

Ainda na categoria 3, as descargas com polaridades diferentes podem ocorrer em um mesmo canal ou em canais diferentes. No entanto, quando as descargas de diferentes polaridades ocorrem em canais diferentes é difícil dizer com certeza se o raio é realmente bipolar ou se são dois raios diferentes (Figura 3.24).

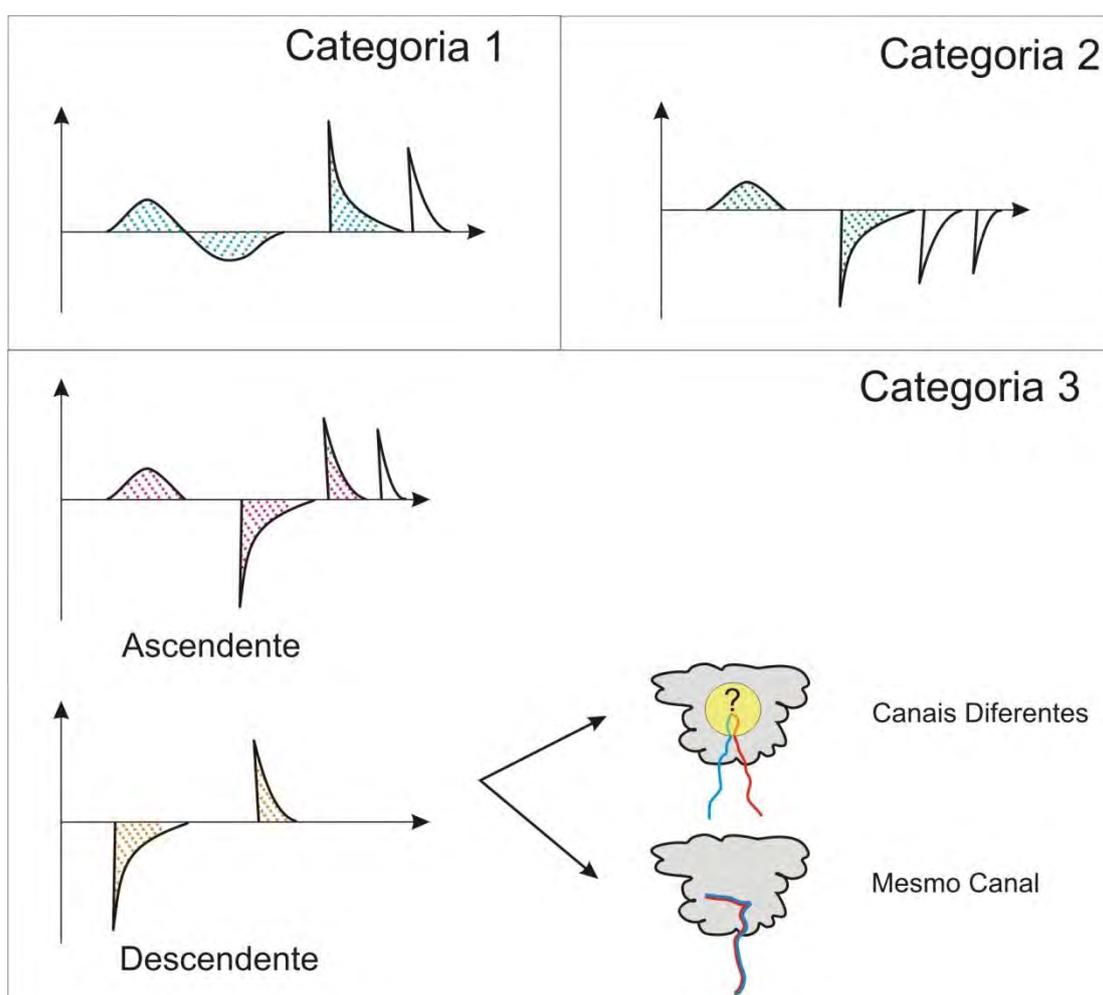


Figura 3.24 - Categorias de Bipolares encontrados na literatura.

Todos os relâmpagos bipolares da categoria 3 documentados na literatura até agora foram ascendentes. Exemplos da forma de onda produzida por essas descargas podem ser encontrados em McEachron (1939) e em Berger e Vogelsanger (1965). Janischewskyi et al. (1999) observou três descargas de retorno em um raio ascendente iniciado da torre CN em Toronto no Canadá, com picos de correntes de -10,6 e +6.5 e -8.9kA. O tempo entre a primeira e a segunda descarga de retorno foi de 300ms e entre o segundo e o terceiro foi de 335ms. Todas as três descargas seguiram o mesmo canal e a forma da onda das três descargas possuem características semelhantes.

a existência de raios bipolares ascendentes é mais fácil entender, já que no desenvolvimento do líder ascendente as suas ramificações podem entrar em contato com regiões da nuvem com diferentes polaridades. No entanto, ainda não se sabe como correntes de diferentes polaridades podem fluir por um mesmo canal em um raio descendente.

### **3.4.2. Metodologia**

Durante a pesquisa foram encontrados apenas 2 casos de raios bipolares em um banco de dados de aproximadamente 3000 relâmpagos naturais filmados com câmera de alta velocidade. Esses dois casos pertencem à terceira categoria exposta anteriormente: 2 ou mais descargas de retorno de polaridades diferentes em um mesmo canal.

Na literatura, registros de relâmpagos bipolares pertencentes à terceira categoria são baseados em dados obtidos pelos sistemas de localização e pelas formas de onda dos sensores de campo elétrico (FLEENOR et al., 2009; NAG et al., 2010). Como nestes documentos não há imagens do canal, a afirmação de que as DRs ocorreram em um mesmo canal são baseadas na semelhança entre as formas de onda do campo elétrico geradas pelas DRs ou pela proximidade da localização dos pontos de contato no solo encontrados

pelos sistemas de localização, o que leva consigo sempre uma grande incerteza.

Os casos apresentados neste documento são os únicos raios bipolares descendentes documentados com câmera até o presente (Figura 3.24). As imagens garantem que as descargas de polaridade contrária seguiram o mesmo canal para o solo. Além disso, obtivemos o registro de campo elétrico para as DRs.

### 3.4.3. Resultados

As Figuras 3.25 (a) e (b) ilustram as descargas de retorno dos dois casos de raios bipolares observados. O caso da Figura (a) foi obtido na cidade de São José dos Campos e o caso da Figura (b) foi registrado em Rapid City - EUA. A Tabela 3.10 apresenta os dados de campo elétrico e de pico de corrente de ambos os casos.

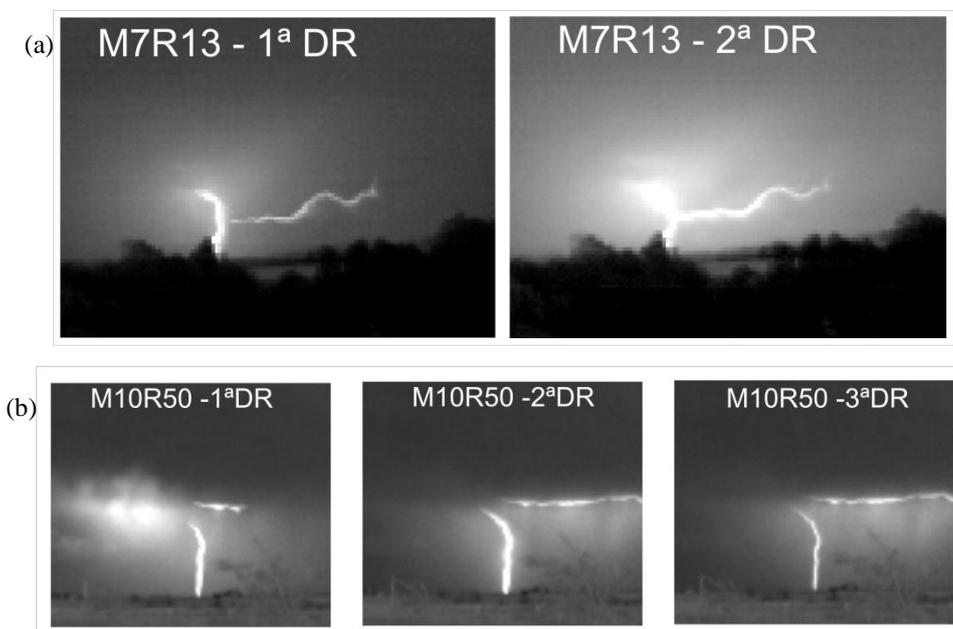


Figura 3.25 - Imagens das câmeras de alta velocidade dos casos de bipolares que utilizam o mesmo canal.

Tabela 3.10 - Descrição dos casos de raios bipolares.

1	<i>Local</i>	<i>São José dos Campos – Brasil</i>		
	Quantidade de DRs	2		
	Pico de corrente	1ºDR {+2.7kA}	2ºDR {-10kA}	
	Campo elétrico	1ºDR {+18V/m}	2ºDR {-30.6V/m}	
	Intervalo entre RS	241ms		
2	<i>Local</i>	<i>Rapid City - EUA</i>		
	Quantidade de DRs	3		
	Pico de corrente	1ºDR {+79,9kA}	2ºDR {-5,8kA}	3ºDR Não det.
	Campo elétrico	1ºDR {+30V/m}	2ºDR {-1.3V/m}	3ºDR {-3.6V/m}
	Intervalo entre DRs	1ºe 2º DRs = 197ms	2ºe 3º DRs = 43ms	

Os sensores de campo elétrico rápido obtiveram as assinaturas de cada uma das descargas de retorno dos raios e como se pode ver na Figura 3.26 as assinaturas do campo elétrico confirmam o caráter bipolar dos mesmos.

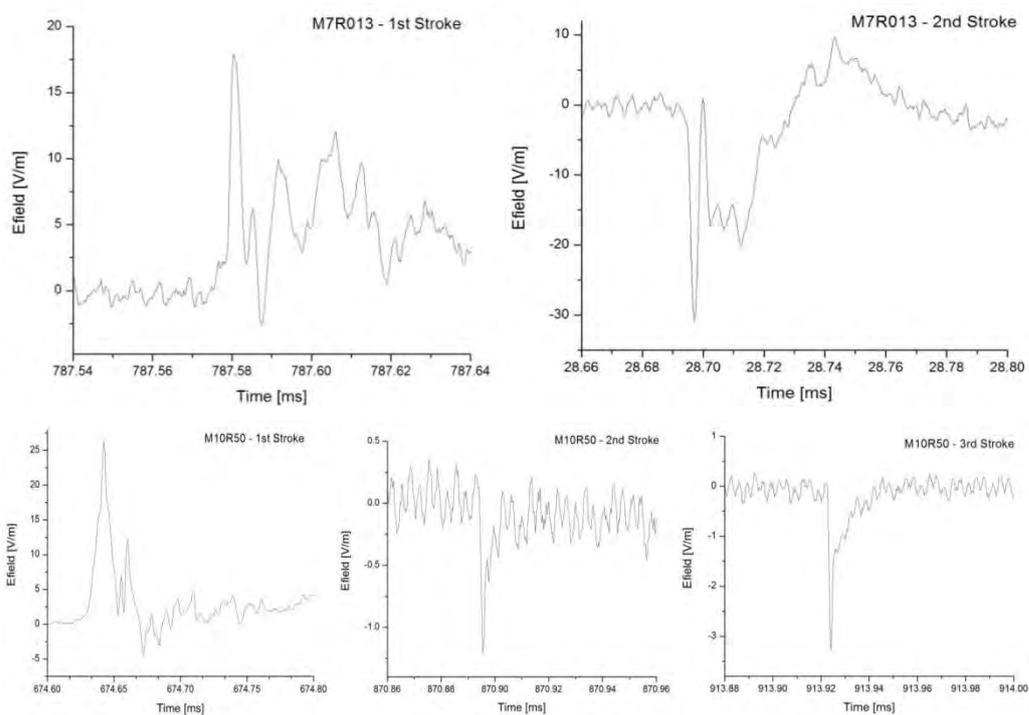


Figura 3.26 Campo elétrico dos raios bipolares

#### **3.4.4. Discussão dos resultados**

Os registros de campo elétrico indicam polaridades reversas nas descargas de retorno nos momentos coincidentes aos horários das DR registrados pelas câmeras de alta velocidade. Nos dois casos as polaridades reversas também são confirmadas pelo sistema de detecção.

Uma hipótese que explicaria a ocorrência de uma descarga subsequente de polaridade contrária pelo mesmo canal seria:

- A primeira descarga sendo positiva ela apresenta líderes que além de irem em direção ao solo se propagam horizontalmente

- Após a DR positiva, por algum dos canais formados pelos líderes horizontais pode ser retraçado por uma descarga negativa em forma de um líder contínuo. Isto é bem documentado em relâmpagos positivos quando da propagação do líder positivo (SABA et al., 2008). O decaimento da condutividade do canal propicia a formação de um líder negativo que caminha pelo canal iniciado pelo líder positivo, mas no sentido contrário (conhecido como líder de recuo, ou recoil leader, RL)

- Este líder de recuo pode então, conectar-se ao canal inicial da primeira descarga positiva e usá-lo para conectar-se ao solo gerando uma DR negativa (Figura 3.27).

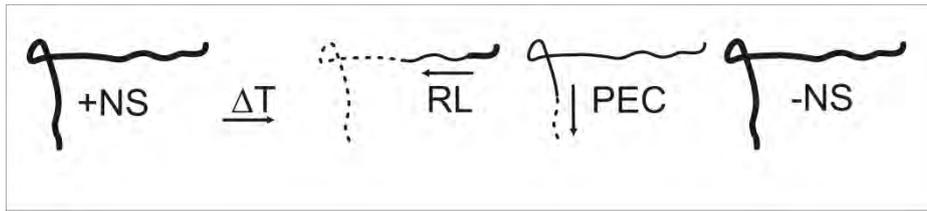


Figura 3.27 Esquemático da hipótese de raios bipolares que usam o mesmo canal

(Legenda: +NS – Descarga de retorno positiva, PEC – Canal pré-existente, RL – Líder de recuo, -NS – Descarga de retorno negativa).

Como na literatura as descargas de polaridade reversas são determinadas e agrupadas apenas pelos sensores de campo elétrico e pelos sistemas de detecção, estes resultados obtidos pela primeira vez com câmera e a hipótese aqui sugerida devem ser discutidas na comunidade científica nos próximos congressos e artigos científicos.

#### 4. CONCLUSÕES

O objetivo deste trabalho era a caracterização do raio positivo. Segundo os autores Berger e Vogelsanger (1969) –“Devido às grandes quantidades de cargas envolvidas, as descargas positivas são de primordial importância para os sistemas de proteção contra descargas atmosféricas” (*On account of the heavy charges involved, the positive strokes are of primary importance in relation to protection against lightning, K. Berger and E. Vogelsanger, 1969.*)

A caracterização desses raios positivos foi sempre um desafio devido a sua dificuldade de registro, sendo essas dificuldades presentes em diversos equipamentos como por exemplo: (1) câmeras de vídeo – a grande extensão horizontal dos raios positivos não permite muitas vezes que se registre todo o canal do raio; (2) sensores de campo elétrico – os intensos picos de corrente muitas vezes saturam as formas de onda dos registros de campo elétrico; (3) sistemas de localização de relâmpagos – a complexa forma de onda dos raios positivos gera às vezes uma classificação equivocada entre relâmpagos nuvem-solo e intranuvem. Essas dificuldades (itens 1 e 2 principalmente) causaram uma flutuação no número de casos analisados para cada parâmetro.

Este trabalho foi dividido em 4 partes. A divisão foi realizada considerando o equipamento utilizado para analisar cada parâmetro. A primeira parte se refere ao estudo feito com o uso de câmeras de alta velocidade. O banco de dados analisado neste trabalho teve contribuições de 3 países diferentes, Brasil, Estados Unidos e Áustria, perfazendo assim o maior banco de dados de raios positivos do mundo.

Os parâmetros analisados foram: multiplicidade, número de pontos de contatos, intervalo entre descargas, estimativa de pico de corrente, corrente contínua e duração de raio.

Com relação à multiplicidade, 84,4% dos raios positivos tocaram o solo somente uma vez, isto é, tiveram somente uma descarga de retorno. Dos

casos restantes (15,6%), 32 raios apresentaram 2 descargas de retorno e somente 4 casos com 3 descargas de retorno. Assim a multiplicidade dos raios positivos foi de 1,18. Ela é muito menor do que a multiplicidade média dos raios negativos, que é de 4,6 descargas de retorno (SABA et al. 2006).

Entre os registros de vídeo das câmeras rápidas, foi possível ver a localização dos pontos de contato do raio com o solo em 237 do total de 272 descargas positivas. Do total de 36 raios múltiplos, 11 descargas subsequentes percorreram o mesmo canal da descarga anterior. O único trabalho feito anteriormente com câmeras de alta velocidade (SABA et al. 2010) havia observado apenas 1 descarga subsequente percorrendo o mesmo canal da descarga anterior. Outros trabalhos anteriores analisaram dados provenientes de sistema de localização e registro de campo elétrico para determinação da utilização ou não do mesmo canal. Estas técnicas possuem uma incerteza que somente o uso de câmeras pode reduzir e sanar.

Os valores encontrados para as distancias entre duas descargas de retorno de um mesmo raio foram de 2 a 53 km. A média dos tempos entre descargas de um mesmo raio foi de 113ms com valores encontrados que variaram de 2,3 a 439 ms. Como pode ser visto no Capítulo 2.1.2, os critérios de agrupamentos de descargas em um mesmo raio para os sistemas de localização são: (1- critério temporal) descargas que aconteçam com um tempo de até 500ms após a ocorrência de uma descarga anterior desde que (2 – critérios espaciais) elas ocorram a uma distância de até 50 quilômetros e sua elipse de erro esteja dentro de um raio de 10 km da primeira descarga. Para os raios positivos, 70% das distâncias entre descargas tiveram valores maiores do que 10km. Assim, ou os critérios de agrupamento utilizados pelos sistemas de localização não são válidos para raios positivos ou a definição de multiplicidade em raios positivos deve ser reconsiderada e considerarmos cada descarga como um raio.

O valor médio estimado do pico de corrente foi de 41,9 kA com variação de 4,8 kA a 207,6 kA. Alguns estudos consideram como sendo raios positivos apenas aqueles que possuem pico de corrente acima de 20kA. Fazem isto para evitar que a rede de detecção inclua como raios positivos, descargas intranuvens. Encontramos 20% dos positivos com picos de correntes abaixo desse valor. Entre esses valores, quase metade foram descargas subsequentes. Assim estudos que não contabilizam descargas com pico abaixo de 20 kA podem estar perdendo uma quantidade substancial de eventos de raios positivos.

A duração da corrente continua quando estudada por imagens de câmera, é considerada como o tempo em que o canal do raio conectado ao solo permanece luminoso. Nos raios positivos somente 5 casos não possuíram nenhum tipo de corrente continua. E a variação da duração foi de 3 a 800ms, com uma média de 141ms. Este parâmetro tem uma elevada importância, pois, o dano causado pelo aquecimento gerado pela corrente contínua é grande. Além disso, os raios positivos combinam em uma só descarga altos picos de corrente (rápida transferência de grande quantidade de carga) e corrente contínuas longas (longo período de transferência de carga ao solo).

O último parâmetro observado na primeira parte do trabalho foi a duração total dos raios positivos. Consideramos a duração total do raio como o intervalo de tempo desde o momento da descarga de retorno até o último momento que permaneceu conectado ao solo. Assim, caso o raio possua somente uma descarga a sua duração se iguala à duração da corrente contínua. Quando possui mais de uma descarga, a duração do raio consiste no intervalo de tempo entre a primeira descarga e o final da corrente contínua da última descarga de retorno subsequente. A duração média dos raios positivos foi de 176ms que é um valor maior do que a dos raios negativos (163ms). Isso nos revela que, em média, os raios positivos permanecem conectados ao solo por mais tempo, já que eles possuem uma multiplicidade menor e duração maior. Já os raios negativos tocam mais vezes o solo (multiplicidade mais alta) em um tempo total menor.

Na segunda parte do trabalho foi realizado um estudo de uma componente muito frequente nos raios positivos que são as correntes contínuas. O estudo foi realizado com o sistema de campo elétrico lento situado em até 40 km dos raios analisados. Os dados encontrados de carga transferida pela corrente contínua variou de 18C a 3070C. Valores de corrente média variaram entre 0,1kA e 11,4kA. Esses resultados suscitam relevantes questões, entre elas: Onde se encontrariam as cargas transferidas pela corrente contínua? Qual a distância limite para a técnica utilizada? Que o tipo de nuvem gerou os raios com altos valores de carga transferida? Para responder cabalmente a estas questões será necessário o estudo de um número maior de casos e o uso simultâneo de técnicas de medidas diferentes.

Na terceira parte do trabalho analisamos a atividade elétrica que acontece antes do raio tocar o solo para os raios observados em São José dos Campos. Foram analisadas as características dos pulsos, do trem de pulso e destes pulsos em relação à descarga de retorno.

Através da gravação simultânea de campo elétrico rápido e lento pudemos perceber nitidamente através do campo lento o período correspondente ao líder descendo em direção ao solo. Nos registros de campo elétrico rápido era registrado os pulsos de alta frequência referentes a quebra de rigidez e à descarga de retorno.

Estes pulsos de alta frequência são pulsos bipolares que nos 64 dos 80 casos possuem pulsos sobrepostos na primeira parcela do ciclo. Em 95% dos casos eles tiveram a primeira parte do ciclo com a mesma polaridade da descarga de retorno. O tempo de subida destes pulsos foi de no máximo 22 microssegundos e seu valor médio de 9,1 microssegundos. Esse menor valor encontrado para a primeira parcela pode explicar a eventual ocorrência de classificação errônea do pulso como uma descarga de retorno pelos sistemas de localização. A duração média do pulso bipolar (considerando as duas parcelas) foi de 25,2 microssegundos.

Na maioria das vezes estes pulsos de quebra de rigidez se apresentam de forma repetida, como um trem de pulsos. Neste estudo em somente 6 dos 80 casos registrados apresentaram somente um pulso e não um trem de pulsos.

Neste trabalho as descargas de retorno são precedidas por apenas um trem de pulso e o intervalo entre o primeiro pulso do trem até a descarga de retorno foi de, em média, 157ms. Em Cooray et al. (2004), em 9% dos casos foram observados mais de um trem de pulso.

A duração total média dos trens de pulso variou entre 0,25 a 8,4 ms, com um valor médio de 3,1ms. Já a média de tempo entre pulsos nesses trens de pulsos foi 280 microssegundos.

Se comparados com a literatura temos que, os parâmetros de intervalo de tempo entre a atividade de quebra de rigidez e a descarga de retorno bem como o tempo entre os pulsos de quebra de rigidez apresentaram valores muito maiores que em outros países. Essas diferenças podem estar associadas com possíveis diferenças nos processos de eletrização das nuvens de tempestade nos diferentes locais de estudo.

O valor médio do tempo de subida 0-100% do campo elétrico causado por descargas nuvem-solo positivas foi de 9,5 microssegundos, valor semelhante ao tempo de subida dos pulsos de quebra de rigidez. Este valor encontrado foi muito menor do que o observado por Hojo et al. (1985) e Ushio et al. (1998). No entanto, foi semelhante ao Cooray (1986). A razão desta variação pode ter sua origem na diferença de ruído ambiente nos locais de medição. Já o valor de tempo de subida 10-90% para a descarga de retorno positiva foi de 5,7 microssegundos e é semelhante aos valores encontrados na literatura.

O valor médio do pico do campo elétrico devido a descargas de retorno positivas, quando normalizadas é de 13,4 V/m. Cooray et al. (2004) encontraram um valor médio 50% mais baixo.

Todos os resultados aqui apresentados foram obtidos a partir de tempestades convectivas de verão no Brasil. Os valores médios apresentados por Qie et al. (2002) provém de descargas observadas durante as tempestades de verão na região de planalto no interior da China e, segundo os autores, os raios nesta região apresentam algumas características especiais se comparado com as tempestades de verão típicas. As medições realizadas por Gomes e Cooray (2004) foram feitas na Suécia, durante as tempestades frontais que têm distribuições de carga diferentes do que as habituais tempestades convectivas no Brasil. Finalmente, os resultados obtidos por Ushio et al. (1998) no Japão provém de raios positivos produzidos por tempestades de inverno, que segundo os autores, a quebra de rigidez pode ter um local de origem bem diferente do esperado em tempestades de verão.

Para entender a física por trás da atividade elétrica que precede as descargas positivas nuvem-solo, mais investigações serão necessárias. Uma combinação de técnicas de medidas como: mapeamento por VHF, a observação simultânea da descarga por vários sensores de campo elétrico, da estrutura da nuvem por radar, e a observação por câmeras de vídeo de alta velocidade, seria desejável para interpretar a física destes processos.

A quarta parte do trabalho foi dedicada a dois casos especiais de raios positivos que tiveram suas descargas subsequentes de polaridade negativas. Estes raios são conhecidos como raios bipolares. Foram 2 casos em um banco de dados de mais de 3000 relâmpagos naturais registrados. Estes casos são os únicos casos de raios bipolares descendentes registrados com câmeras de alta velocidade na comunidade científica.

Os casos foram registrados em São José dos Campos e em Rapid City. As observações feitas com câmera e registros de campo elétrico apresentaram características semelhantes. Uma hipótese para explicar a ocorrência de bipolares seria: (1) a primeira descarga sendo positiva apresenta líderes que além de irem em direção ao solo se propagam horizontalmente, (2) o

decaimento da condutividade do canal propicia a formação de um líder negativo que caminha pelo canal iniciado pelo líder positivo no sentido contrário ao deste líder (um fenômeno conhecido como líder de recuo, ou recoil leader, RL); (3) este líder de recuo pode então, conectar-se ao canal inicial da primeira descarga positiva e usá-lo para conectar-se ao solo gerando uma DR negativa.

Este trabalho realizou uma extensiva caracterização dos raios positivos que será útil a todos os que trabalham com proteção de sistemas contra descargas atmosféricas, que desenvolvem sistemas de detecção e localização de raios, bem como aqueles que pesquisam a física das descargas e das nuvens que as geram. Apesar dos raios positivos não serem tão frequentes quanto os raios negativos, a amplitude dos seus processos e o seu caráter destrutivo tornam importante a sua melhor caracterização.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDERSON, K. A model to predict lightning-caused fire occurrences. *International Journal of Wildland Fire*, v. 11, p. 163-172, 2002.
- ASANO, T.; SUZUKI, T.; HIRAKI, Y.; MAREEV, E.; CHO, M. G.; HAYAKAWA, M. Computer simulations on sprite initiation for realistic lightning models with higher-frequency surges, *J. Geophys. Res.*, v.114, A02310, doi:10.1029/2008JA013651, 2009.
- BALLAROTTI, M.G.; SABA, M.M.F; PINTO JR. O. High speed camera observations of negative ground flashes on a milisecond-scale. *Geophysical Research Letters*, v. 32, 2005.
- BEASLEY, W. H.; UMAN, M. A.; JORDAN, D. M.; GANESH, C., Positive cloud to ground lightning return strokes, *J. Geophys. Res.*, 88, 8475-8482, 1983.
- BERGER, K.; VOGELSANGER, E. Messungen und Resultate der Blitzforschung der Jahre 1955–1963 auf dem Monte San Salvatore. *Bull. Schweiz. Elektrotech. Ver.*, v.56, p. 2–22, 1965.
- BERGER, K.; ANDERSON, R. B.; KRÖNINGER, H. Parameters of lightning flashes, *Electra*, 41, 23-37, 1975.
- BERGER, K. The earth flash. In: Golde R. (ed.). *Lightning*. v. 1 physics of lightning., New York: Academic Press, 1977. p. 119-190.
- BROOK, M.; KITAGAWA N.; WORKMAN, E.J.Quantitative study of strokes and continuing currents in lightning discharges to ground. *J. Geophys. Res.* V.67, p. 649–659, 1962.
- BROOK, M.; NAKANO, M.; KREHBIEL, P.; TAKEUTI, T. The electrical structure of the Hokuriku winter thunderstorms. *J. Geophys. Res.*,v. 87, p. 1207{15, 1982.
- CAMPOS, L. Z. S.; SABA, M. M. F.; PINTO JÚNIOR, O.; BALLAROTTI, M. G. Waveshapes of continuing currents and properties of M-components in natural negative cloud-to-ground lightning from high-speed video observations. *Atmospheric Research*, v. 84, p. 302-310, 2007.
- CAMPOS, L. Z. S.; SABA, M. M. F.; PINTO JÚNIOR, O.; BALLAROTTI, M. G. Waveshapes of continuing currents and properties of M-components in natural positive cloud-to-ground lightning. *Atmospheric Research*, v. 91, p. 416-424, 2009.

CAMPOS, L. Z. S.; SABA M. M. F. Comment on —“Computer simulations on sprite initiation for realistic lightning models with higher-frequency surges” by T. Asano, T. Suzuki, Y. Hiraki, E. Mareev, M. G. Cho, and M. Hayakawa, *Journal of Geophysical Research*, v. 114, A12324, doi:10.1029/2009JA014335 , 2009.

COORAY, V.; PEREZ, H. Some features of lightning flashes observed in Sweden, *J. Geophys. Res.*, v. 99, 5, pp. 10,683- 10,688, May 20, 1994.

COORAY, V. A novel method to identify the radiation fields produced by positive return strokes and their submicrosecond structure. *Journal of Geophysical Research* , v. 91(D7): doi: 10.1029/JGREA0000910000D7007907000001. issn: 0148-0227, 1986.

COORAY, V.; MONTANO, R.; RAKOV, V. A model to represent negative and Positive lightnings first strokes with connectins leaders *Journal of Electrostatics* 60 (2004) 97-109 doi:20.1016/j.elstat.2004.01.016

COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. *Storm and cloud dynamics*. San Diego: Academic Press, 1989. 883p.

CUMMINS, K. L.; MURPHY, M. J. An overview of lightning locating systems: History, techniques, and data uses, with an in-depth look at the U.S. NLDN. *IEEE Trans. Electromagn. Compat.*, v. 51, p. 499–518, doi:10.1109/TEMC.2009.2023450, 2009.

CUMMINS, K. L.; MURPHY, M. J.; BARDO, E. A.; HISCOX, W. L.; PYLE, R. B.; PIFER, A. E. A combined TOA/MDF technology upgrade of the U. S. National Lightning Detection Network. *J. Geophys. Res.*, v. 103, p. 9035-9044, 1998.

ESCOLA TÉCNICA DE BRASÍLIA (ETB)– Website:  
<http://www.fpcolumbofilia.pt/meteo/main0610.htm> Acesso em: 20 ago. 2011.

FARIA, H. H. *Estudo comparativo da atividade e características dos relâmpagos nas regiões de Rondônia e sudeste, no período de outubro de 1999 a março de 2000*. 2002. 224 p. (INPE-9779-TDI/861). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002.

FERNANDES, W. A.; PINTO, I. R. C. A.; PINTO JUNIOR, O.; LONGO, K. M.; FREITAS, S. R. New findings about the influence of smoke from fires on the cloud-to-group lightning characteristics in the Amazon region. *Geophysical Research Letters*, v. 33, n. 20, p. L20810, Oct. 2006. doi: 10.1029/2006GL027744. (INPE-14257-PRE/9345).

FERRAZ, E. C. *Medidas de corrente contínua em raios nuvem-solo negativos naturais no Brasil: desenvolvimento de instrumentação e primeiros resultados*. 2009. 133 p. (INPE-15786-TDI/1529). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

FLEENOR, S. A.; BIAGI, C. J.; CUMMINS, K. L.; KRIDER, E. P. ; SHAO, X. M. Characteristics of cloud-to-ground lightning in warm-season thunderstorms in the Central Great Plains. *Atmos. Res.*, v. 91, p. 333-352, 2009.  
doi:10.1016/j.atmosres.2008.08.011,

FUQUAY, M. D. Positive cloud-to-ground lightning in summer thunderstorms. *J. Geophys. Res.*, v.87, p.7131-7140, 1982.

GOMES, C.; COORAY, V. Radiation field pulses associated with the initiation of positive cloud to ground lightning flashes. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 66 , p.1047 – 1055, 2004.

GORIN, B. N.; SHKILEV, A. V., Measurements of lightning currents at the Oostankino tower. *Elektrichestvo*, v.8, p.64–65, 1984.

HAGENGUTH, J. H.; ANDERSON, J. G. Lightning to the Empire State Building—Part III. *AIEE Trans.*, v. 71, p. 641–649, 1952.

HEIDLER, F.; HOPF, C. Measurement results of the electric fields in cloud-to-ground lightning in nearby Munich, Germany. *IEEE Transactions on Electromag Compatibility*, v. 40, 4, Nov. 1998.

HEIDLER, F.; ZISCHANK, W.; WIESINGER, J. Statistics of lightning current parameters and related nearby magnetic fields measured at the Peissenberg tower. In: INT. CONF. ON LIGHTNING PROTECTION, 25., 2000, Rhodes, Greece. *Proceedings...* University of Patras, 2000. p.78–83.

HOUZE JR., R. A. *Cloud Dynamics*. San Diego, Academic Press , 1993. 570p.

ISHII, M.; SHIMIZU, K.; HOJO, J.; SHINJO, K. Termination of multiple-stroke flashes observed by electromagnetic field. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PROTECTION, 24., 1988, Birmingham, UK. *Proceedings...* Birmingham, 1988.

JANISCHEWSKYI , W.; SHOSTAK, V.; HUSSEIN, A. M.; KORDI, B. A lightning flash containing strokes of opposite polarities. Int. Council on Large Electric Systems(CIGRE), SC 33.99 (COLL), 2 pp, 1999.

KITAGAWA, N.; MICHIMOTO, K. Meteorological and electrical aspects of winter thunderclouds. *J. Geophys. Res.* v.99, D5, p.10,713 – 10,721, 1994.

KITAGAWA, N.; BROOK, M.; WORKMAN, E. J. Continuing currents in cloud-to-ground lightning discharges. *J. Geophys. Res.*, v.67, p.637-647, 1962.

KREHBIEL, P.R.; BROOK, M.; MCCRORY, R. An analysis of the charge structure of lightning discharges to the ground. *J. Geophys. Res.*, v. 84, n. NC5, p. 2432-56, 1979.

LANG, T. J.; LYONS, W. A.; RUTLEDGE, S. A.; MEYER, J. D.; MACGORMAN, D. R.; CUMMER, S. A. Transient luminous events above two mesoscale convective systems: Storm structure and evolution. *J. Geophys. Res.*, v.115, A00E22, doi:10.1029/2009JA014500, 2010.

LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A.; WIENS, K. C. Origins of positive cloud-to-ground lightning flashes in the stratiform region of a mesoscale convective system. *Geophys. Res. Lett.*, v.31, L10105, doi:10.1029/2004GL019823, 2004.

MATSUMOTO, Y.; SAKUMA, O.; SHINJO, K.; SAIKI, M.; WAKAI, T.; SAKAI, T.; NAGASAKA, H.; MOTOYAMA, H.; ISHII, M. Measurement of lightning surges on test transmission line equipped with arresters struck by natural and triggered lightning. *IEEE Transactions on Power Delivery*, v. 11, n. 2, Apr. 1996.

MCEACHRON, K. B. Lightning to the Empire State Building. *J. Franklin Inst.*, v.227, p. 149–217, 1939.

MCEACHRON, K. B. Lightning to the Empire State Building. *AIEE Trans.* v. 60, p. 885–890, 1941.

MIKA, Á.; HALDOUPIS, C. VLF studies during TLE occurrences in Europe: A summary of new findings. *Space Sci. Rev.*, v.137, 489-510, doi:10.1007/s11214-008-9382-8, 2008.

MIYAKE, K.; SUZUKI, T.; SHINJOU, K. Characteristics of winter lightning current on Japan Sea coast. *IEEE Trans. Pow. Del.* v. 5, p.1370-6, 1992.

NACCARATO, K. P.; PINTO JÚNIOR, O. Improvements in the detection efficiency model for the Brazilian lightning detection network (Brasil- DAT). *Atmos. Res.* v. 91, p. 546–563, doi:10.1016/j.atmosres.2008.06.019, 2009.

NAG, A.; RAKOV, V. A.; TSALIKIS, D.; CRAMER, J. A. Characterization of positive cloud-to-ground lightning discharges. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PROTECTION (ICLP), 30., 2010, Caligari – Italy. *Proceedings... Caligari*, 2010.

NIELSEN, K. E.; MADDOX, R. A.; VASILOFF, S. V. The evolution of cloud-to-ground lightning within a portion of the 10-11 June 1985 squall line. *Monthly Weather Review*, v. 122, n. 8, p. 1809-1817, 1994

ORVILLE, R. E.; HUFFINES, G. R. Cloud-to-Ground Lightning in the United States: NLDN Results in the First Decade, 1989–98. *American Meteorological Society*. v. 129, p. 1179-1193, 2001.

PINTO JÚNIOR, O.; PINTO, I. R. C. A.; SABA, M. M. F.; SOLÓRZANO, N. N.; GUEDES, D. Lightning current observation of an altitude-triggered flash. *Atmospheric Research*, v. 76, p. 493-502, doi:10.1016/j.atmosres.2004.11.015, 2005.

PINTO JÚNIOR, O.; PINTO, I. R. C. A. Tempestades e Relâmpagos no Brasil. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 196p., São Paulo, 2000.

QIE, X.; YU, Y.; WANG D.; WANG H.; CHU, R. Characteristics of cloud-to-ground lightning in Chinese Inland Plateau. *Journal of Meteorological Society of Japan*. v. 80, n.4, p. 745-754, 2002.

RAKOV, V.A.; UMAN, M.A. Lightning: physics and effects. New York: Cambridge Univ. Press, 2003. 687p.

ROBSON, D. *Imagens de diversos tipos de relâmpagos – relâmpago intranuvem*. [S.l.: s.n]. Disponível em <http://www.wvlightning.com/types.shtml>. Acesso em 18/9/2011.

ROSS, M.; CUMMER, S. A.; NIELSEN, T. K.; ZHANG, Y. Simultaneous remote electric and magnetic field measurements of lightning continuing currents. *J. Geophys. Res.*, v.113, D20125, doi:10.1029/2008JD010294, 2008.

RUST, W. D.; MACGORMAN, D. R.; BRUNING, E. C.; WEISS, S. A.; KREHBIEL, P. R.; THOMAS, R. J.; RISON, W.; HAMLIN, T.; HARLIN, J. Inverted-polarity electrical structures in thunderstorms in the Severe Thunderstorm Electrification and Precipitation Study (STEPS). *Atmos. Res.*, v. 76, p. 247–271, 2005.

RUST, W. D.; MACGORMAN, D. R.; ARNOLD, R. T., Positive cloud to ground lightning flashes in severe storms. *Geophys. Res. Lett.*, v. 8, p. 791-794, 1981.

SABA, M. M. F.; BALLAROTTI, M. G.; PINTO JUNIOR, O. Negative cloud-to-ground lightning properties from high-speed video observations. *Journal of Geophysical Research*, v. 111, n. D3, D03101, doi:10.1029/2005JD006415, Feb., 2006a.

SABA, M. M. F.; PINTO JÚNIOR, O.; BALLAROTTI, M. G. Relation between lightning return stroke peak current and following continuing current. *Geophysical Research Letters*, v. 33, 2006b.

SABA, M. M. F.; CUMMINS, K. L.; WARNER, T. A.; KRIDER, E. P.; CAMPOS, L. Z. S.; BALLAROTTI, M. G.; PINTO JÚNIOR, O.; FLEENOR, S. A. Positive leader characteristics from high-speed video observations. *Geophysical Research Letters*, v. 35, n. L07802, 2008. doi: <10.1029/2007GL033000>.

SABA, M. M. F.; CAMPOS, L. Z. S.; KRIDER, E. P.; PINTO JR., O. High-speed video observations of positive ground flashes produced by intracloud lightning. *Geophysical Research Letters*, v. 36, n. L12811, Jun. 2009. doi: <10.1029/2009GL038791>.

SABA, M. M. F.; SCHULZ, W.; WARNER, T. A.; CAMPOS, L. Z. S.; SCHUMANN, C.; KRIDER, E. P.; CUMMINS, K. L.; ORVILLE, R. E., High-speed video observations of positive lightning flashes to ground. *J. Geophys. Res.*, 115, doi:10.1029/2010JD014330, 2010.

SARAIVA, A. C. V.; SABA, M. M. F.; PINTO JÚNIOR, O.; CUMMINS, K. L.; KRIDER, E. P.; CAMPOS, L. Z. S., A comparative study of negative cloud-to-ground lightning characteristics in São Paulo (Brazil) and Arizona (United States) based on high-speed video observations. *Journal of Geophysical Research*, 115, D11102, doi:10.1029/2009JD012604, 2010.

SCHULZ, W.; CUMMINS, K.; DIENDORFER G.; DORNINGER M., Cloud-to-ground lightning in Austria: A 10-year study using data from a lightning location system. *J. Geophys. Res.*, 110, D09101, doi:10.1029/2004JD005332, 2005.

SCHULZ, W.; SABA, M. M. F. First results of correlated lightning video images and electric field measurements in Austria. INT. SYMPOSIUM ON LIGHTNING PROTECTION, INST. OF ELECTROTECH. AND ENERGY, 10., 2009. Curitiba, Brasil. *Proceedings...* Curitiba, 2009.

SCHUMANN, C.; SABA, M. M. F.; SCHULZ, W.; G, D. S. R. B. Electric field waveforms of positive return strokes. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY, 14., 2011, Rio de Janeiro. *Proceedings...* 2011.

SCHUMANN, C., SABA, M. M. F. ; MEDEIROS, C., First measurements of continuing current intensity in positive ground flashes. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUNDING AND EARTHING & INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PHYSICS AND EFFECTS, 4., 2010, Salvador. *Proceedings...* Salvador, 2010.

SILVA, R. B. G.; SABA, M. M. F.; SCHUMANN, C. Characterization of intracloud discharges preceding positive cloud-to-ground lightning strokes in Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY, 14., Rio de Janeiro. *Proceedings...* Rio de Janeiro, 2011.

SHINDO, T.; UMAN, M.A. Continuing current in negative cloud-to-ground lightning. *J. Geophys. Res.* v. 94, p. 5189–5198, 1989.

STALL, C.A.; CUMMINS, K.L.; KRIDER, E.P.; CRAMER, J.A., Detecting multiple ground contacts in cloud-to-ground lightning flashes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, v. 26, p. 2392-2402, 2009.

STOLZENBURG, M. Observations of high ground flash densities of positive lightning in summertime thunderstorms. *Monthly Weather Review*, v. 122, n. 8, p. 1740-1750, 1994.

THOTTAPPILLIL, R.; RAKOV, V. A.; UMAN, M. A.; BEASLEY, W. H.; MASTER, M. J.; SHELUKHIN, D. V., Lightning subsequent stroke electric field peak greater than the first stroke peak and multiple ground terminations. *J. Geophys. Res.*, v. 97, p. 77503-77509, 1992.

USHIO, T.; KAWASAKI, Z.; MATSU-URA, K; WANG, D. Electric fields of initial breakdown in positive ground flash. *American Geophysical Union*. Paper number 97d01975 – 0148-0227/97/97JD-01975, 1998.

WARNER, T. A. *Imagens de diversos tipos de relâmpagos – relâmpago nuvem-solo*. [S.l.: s.n]. Disponível em <[http://www.warnerimages.com/gallery/lg2007/content/lgd1144v\\_large.html](http://www.warnerimages.com/gallery/lg2007/content/lgd1144v_large.html)> . Acesso: em 18 de outubro de 2011.

WARNER, T. A. *Relâmpago nuvem-solo negativo e sua descarga conectante*. 2008 (b).

WARNER, T. A.; ORVILLE R. E. High-speed observations of faint positive lightning leaders and lightning spectra. *Eos Transactions AGU*, v. 90, n.52, Fall Meeting Supplement, Abstract AE41A-02, 2009.

WILLIAMS, D.P.; BROOK, M. Magnetic measurements of thunderstorms currents, 1, Continuing currents in lightning. *J. Geophys. Res.* v.68, p. 3243–3247, 1963.

WILLIAMS, E. R. The electrification of thunderstorms. *Scientific American*, v. 259, n.5, p. 48-65, 1988.

WILLIAMS, E. R.; YAIR Y., The microphysical and electrical properties of sprite producing thunderstorms. In: FULLEKRUG, M.; MAREEV, E. A.; RYCROFT, M. J. (eds.). *Sprites, elves and intense lightning discharges*. Netherlands: Springer, , 2006. v. 225., NATO Science Series, Mathematics, Physics and Chemistry .

WEIDMAN, C. D.; KRIDER, E.P. The radiation field wave forms produced by intracloud lightning discharge processes. *J. Geophys. Res.*, v. 84, n. C6, p. 3159-3164., 1979. (Paper number 9C0316)

WORKMAN, E. J.; BROOK, M.; KITAGAWA, N. Lightning and charge storage, *J. Geophys. Res.* v. 65, n. 5, p. 1513–1517, doi:10.1029/JZ065i005p01513, 1960.