

INPE-5388-TDI/477

ESTUDO COORDENADO DE UM SISTEMA DE TEMPESTADE SOBRE A  
AMÉRICA DO SUL

Rosangela Barreto Biasi Gin

Dissertação de Mestrado em Ciência Espacial/  
Geofísica Espacial, orientada pela Dr<sup>a</sup>. Iara Regina Cardoso  
de Almeida Pinto e pelo Dr. Osmar Pinto Júnior, aprovada em  
setembro de 1991.

INPE  
São José dos Campos  
Abril de 1992

SECRETARIA DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-5388-TDI/477

ESTUDO COORDENADO DE UM SISTEMA DE TEMPESTADE SOBRE A  
AMÉRICA DO SUL

Rosângela Barreto Biasi Gin

Dissertação de Mestrado em Ciência Espacial/  
Geofísica Espacial, orientada pela Dr<sup>a</sup>. Iara Regina Cardoso  
de Almeida Pinto e pelo Dr. Osmar Pinto Júnior, aprovada em  
setembro de 1991.

INPE  
São José dos Campos  
Abril de 1992

550.385.4

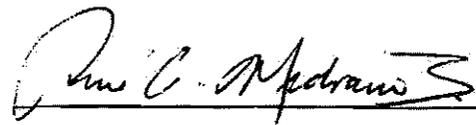
GIN, R.B.B.

Estudo coordenado de um sistema de  
tempestade sobre a América do Sul. /  
R.B.B. Gin. -- São José dos Campos:  
INPE, 1992. 167p. -- (INPE-5388-TDI/477)

1. Nuvens de tempestade. 2. Relâmpa-  
gos. 3. Campo elétrico. I. Título

Aprovada pela Banca Examinadora  
em cumprimento a requisito exigido  
para a obtenção do Título de Mestre  
em Ciência Espacial

Dr. René Adalid Medrano-Balboa

  
Presidente

Dra. Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto

  
Orientadora

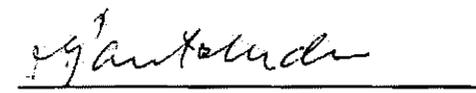
Dr. Osmar Pinto Júnior

  
Orientador

Dr. Daniel Jean Roger Nordemann

  
Membro da Banca

Dr. José Pantuso Sudano

  
Membro da Banca  
- Convidado -

Candidata: Rosângela Barreto Biasi Gin

São José dos Campos, 20 de setembro de 1991

## AGRADECIMENTOS

À minha família, principalmente ao meu marido André Biasi Gin e à minha mãe Ilza Barreto da Silva, que com muito carinho me incentivaram e apoiaram no realizar deste trabalho.

Ao Diretor do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Engenheiro Márcio Nogueira Barbosa, e ao Coordenador Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas deste Instituto, Dr. Volker W.J.H. Kirchhoff, pelo apoio à pesquisa.

À Dr<sup>a</sup> Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto e ao Dr. Osmar Pinto Júnior por todo apoio, incentivo, orientação e dedicação com que me ensinaram o que é ser um cientista.

Ao Dr. Abraham Chian Long Chian que, além de me incentivar, iniciou-me na ciência.

Aos Drs. René Adalid Medrano-Balboa, Daniel Jean Roger Nordemann e José Pantuso Sudano pelo incentivo e pelas valiosas sugestões dadas a este trabalho.

Aos colegas do curso de pós-graduação, em especial a Odim Mendes Júnior, M.Sc., e à Srt<sup>a</sup> Mariana Marina Mariano pelo apoio, amizade e paciência durante o presente trabalho.

Aos professores da Pontifícia Universidade Católica de São Paulo (PUC-SP), bem como aos do INPE, que, com abnegação, me guiaram no caminho da ciência.

A Wanderli Kabata e Osvaldo Celso Pontieri, do Laboratório de Magnetosfera do INPE, pela dedicação e paciência com que me introduziram na parte técnica, além da construção do detector e da colaboração no seu lançamento.

A todos do Setor de Lançamento de Balão e Carga Útil do INPE pelo empenho no lançamento e na recuperação da experiência, além do auxílio na obtenção dos dados do detector de campo elétrico.

A Manuel Carlos Ribeiro da Silva, da Divisão de Ciências da Terra, pela obtenção dos dados do satélite GOES-7.

A José Luiz de Oliveira pela obtenção do software necessário para a análise das imagens do satélite.

Ao Centro Regional de Meteorologia e Climatologia de São Paulo, na pessoa de Icléa Assunção Vieira Grammelsbacher, pela obtenção dos dados das radiossondagens.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do INPE, principalmente a Nuri Oyamburo de Calbete e Manoel Alonso Gan, M.Sc., pela gentileza de analisar os mapas sinóticos.

Ao Ministério da Aeronáutica (São Roque) na pessoa do Capitão Tavares e ao Instituto de Pesquisas Meteorológicas da Fundação Educacional de Bauru, em particular a Regina C.S. da Costa, Maurício de A. Antonio e Roberto V. Calheiros, pelos dados dos respectivos radares.

À Companhia Energética de Minas Gerais, em particular a Raphael Lisboa de Araújo, José Henrique Diniz e André M. Carvalho, pela obtenção dos dados de relâmpagos de superfície.

A Yoshihiro Yamasaki e José Carlos Rodrigues pelo lançamento da radiossonda e análise dos dados.

Ao pessoal da Unidade de Pós-Graduação, em especial ao Dr. Ralf Gielow.

Ao Setor de Mecânica e Desenho da Divisão de Manufatura do INPE.

Ao Laboratório de Processamento Fotográfico da Divisão de Operações, na pessoa de Vanderlim Araújo Bastos, por fornecer as fotografias do satélite e os "slides" da campanha.

Ao Sr. Celso Luiz de Faria pelos serviços fotográficos.

À Srt<sup>a</sup> Marciana Leite Ribeiro pelo esclarecimento das normas bibliográficas, a Srt<sup>a</sup> Maria Aparecida de Marco pelo auxílio na obtenção e correção das referências bibliográficas, e a todo o pessoal da biblioteca.

Aos Srs. Almir V. B. Lima e Nicolau S. Fonseca pela rapidez nos serviços gráficos.

À Sr<sup>a</sup> Maria de Lourdes T. Lemos e Patrícia M. Leite pelo auxílio nos serviços datilográficos.

## RESUMO

Apresenta-se um estudo coordenado de um sistema de tempestades sobre a América do Sul. Os dados foram obtidos por um detector de campo elétrico a bordo de um balão estratosférico lançado de Cachoeira Paulista (22°39'S, 47°09'W) em 13 de dezembro de 1989. Estes dados foram complementados por dados sinóticos, radiossondagem local, imagens no infravermelho do satélite GOES-7, radares meteorológicos convencionais e por um sistema de detecção e localização de relâmpagos. A análise dos resultados mostrou que a tempestade consiste de células de tempestade de grande extensão e com topos muito altos. Nas bordas do sistema algumas nuvens de tempestade foram distribuídas ao longo de linhas. A partir dos dados obtidos a bordo do balão estimou-se que as cargas das células de tempestade tem intensidades de centenas de coulombs. Também não se observou a existência da camada de blindagem. Os dados da temperatura estratosférica mostraram perturbações associadas com a tempestade, que talvez sejam devidas a ondas de gravidade geradas pela tempestade. Os dados de relâmpagos obtidos no solo mostraram que a maioria das descargas de retorno vieram das bordas da tempestade e foram positivas. Estes resultados parecem indicar que a estrutura elétrica das nuvens de tempestade na América do Sul apresenta algumas peculiaridades. A importância dessas peculiaridades no circuito elétrico atmosférico global ainda precisa ser investigada.

A COORDINATED STUDY OF A STORM SYSTEM OVER THE SOUTH  
AMERICAN CONTINENT

ABSTRACT

A coordinated study of a storm system over the South America is presented. Data were obtained by a stratospheric balloon borne electric field detector launched from Cachoeira Paulista (22°39'S, 47°09'W) on December 13, 1989. The data were supported by synoptic information, local meteorological balloon soundings, GOES-7 infrared imagery, conventional meteorological radars and a lightning detector and tracking system. The analysis of results showed that the storm consisted of large thunderstorms cells with very high cloud tops. In the edge of the storm, some thunderclouds were distributed along squall lines. From the electric field balloon data, it was estimated that the thunderstorms cells had charges in excess of a hundred of coulombs. Also it was not found evidence of the presence of a shielding layer. The stratospheric temperature data showed perturbations associated with the storm, perhaps due to thunderstorm generated gravity waves. The lightning related ground data showed that most of the flashes come from the edge of the storm and are positive. These results seem to indicate that the electrical structure of thunderstorms in the South America has some peculiarities. The importance of these peculiarities on the global atmospheric electric circuit remains to be investigated.

## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS.....	xv
LISTA DE TABELAS.....	xxi
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xxiii
LISTA DE ABREVIATURAS.....	xxv
<u>CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO.....</u>	1
<u>CAPÍTULO 2 - ELETRICIDADE ATMOSFÉRICA.....</u>	5
2.1 - Circuito Elétrico Atmosférico Global.....	5
2.2 - Tempestades.....	10
2.2.1 - Estrutura termodinâmica das nuvens de tempestade .....	18
2.2.2 - Estrutura elétrica das nuvens de tempestade..	24
2.3 - Relâmpagos.....	34
2.4 - Campos elétricos e condutividade devido a nuvens de tempestade.....	49
<u>CAPÍTULO 3 - TÉCNICAS EXPERIMENTAIS.....</u>	63
3.1 - Detector de campo elétrico.....	63
3.2 - Radiossonda.....	71
3.3 - Satélite GOES.....	73
3.4 - Detector de relâmpagos do tipo LPATS.....	74
3.5 - Radar meteorológico.....	75
<u>CAPÍTULO 4 - OBSERVAÇÕES E DISCUSSÕES DOS DADOS EXPERIMENTAIS.....</u>	81
4.1 - Introdução.....	81
4.2 - Descrição das condições atmosféricas segundo os dados sinóticos.....	82
4.3 - Dados de radar.....	87
4.4 - Detector de relâmpagos LPATS.....	90

4.5 - Satélite GOES-7.....	99
4.6 - Comparação dos dados do LPATS, radar e satélite.....	106
4.7 - Dados de balão.....	107
4.7.1 - Medidas de campo elétrico DC e AC.....	109
4.7.2 - Variação na pressão e a temperatura externa nas medidas de balão estratosférico.....	110
4.7.3 - Estimativa da carga elétrica das nuvens para os eventos ocorridos às 17:30 UT e 19:30 UT..	112
4.7.4 - Medidas de campo elétrico característico de relâmpagos.....	117
<u>CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES.....</u>	127
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	131

## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Diagrama esquemático do Circuito Elétrico Atmosférico Global.....	7
2.2 - Variação percentual em relação à média da intensidade do campo elétrico sobre os oceanos em função do tempo universal (UT), conhecida como curva de Carnegie.....	11
2.3 - Frequência da ocorrência de tempestade no mundo no período de dezembro a fevereiro.....	13
2.4 - Frequência da ocorrência de tempestade no mundo no período de março a maio.....	14
2.5 - Frequência da ocorrência de tempestade no mundo no período de junho a agosto.....	15
2.6 - Frequência da ocorrência de tempestade no mundo no período de setembro a novembro.....	16
2.7 - Frequência da ocorrência de tempestade no mundo para o ano todo.....	17
2.8 - Seção transversal idealizada de uma célula de tempestade no estágio de desenvolvimento cumulus.....	21
2.9 - Seção transversal idealizada de uma célula de tempestade aproximadamente no meio do estágio maduro.....	22
2.10 - Seção transversal idealizada de uma célula de tempestade aproximadamente no meio do estágio dissipativo.....	23
2.11 - Estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade.	25
2.12 - Ilustração do processo de transporte de cargas segundo a teoria gravitacional ou de precipitação.....	27
2.13 - Ilustração do processo de transporte de cargas segundo a teoria convectiva.....	29

2.14 - Representação esquemática ilustrando o processo colisional indutivo de separação de cargas, em escala microfísica.....	31
2.15 - Representação esquemática ilustrando o processo termodinâmico de separação de cargas, em escala microfísica.....	33
2.16 - Representação esquemática do líder escalonado e da descarga conectante para o relâmpago NS de polaridade negativa.....	37
2.17 - Representação esquemática da estrutura do relâmpago NS.....	38
2.18 - Comparação das nuvens de tempestade de inverno e verão.....	43
2.19 - Porcentagem de relâmpagos NS positivos em função dos meses, no período de junho de 1984 a maio de 1985.....	44
2.20 - Representação esquemática do modelo de relâmpago NS bipolar.....	46
2.21 - Variação percentual de relâmpagos NS, com respeito ao IN, em relação à latitude.....	48
2.22 - Ilustração das linhas de campo elétrico para duas cargas pontuais dentro de uma atmosfera, considerando os modelos DI e CC de distribuição de carga e o campo coulombiano.....	50
2.23 - Medidas de campo elétrico vertical, condutividade e altura associadas a nuvens de tempestade.....	52
2.24 - Medidas de campo elétrico vertical, altura, condutividade e densidade de corrente associadas a nuvens de tempestade.....	53
2.25 - Medidas de condutividade, campo elétrico vertical em 26 km de altura e número de relâmpagos associados a uma nuvem de tempestade.....	55

2.26 - Medidas de condutividade, campo elétrico vertical em 30 km de altura e número de relâmpagos associados a nuvens de tempestade.....	56
2.27 - Medidas de condutividade e campo elétrico vertical em 26 km de altura, em função do tempo local em Cachoeira Paulista, Brasil, nos dias 2 e 3 de abril de 1980.....	58
2.28 - Ilustração do campo elétrico de tempo bom e do campo característico de nuvens de tempestade, em altura de balão, associados à ocorrência de relâmpagos.....	60
2.29 - Medidas de campo elétrico vertical em altura de balão característico de relâmpagos.....	61
2.30 - Ilustração da intensificação do campo elétrico vertical, em escala ampliada, devido a um relâmpago.....	62
3.1 - Mapa da localização do ponto de lançamento do balão estratosférico em Cachoeira Paulista e sua trajetória. Os círculos indicam o alcance dos radares de São Roque e de Bauru e as linhas tracejadas mais escuras delimitam a área de atuação do sistema LPATS.....	64
3.2 - Trajetória do voo do balão lançado em 13 de dezembro de 1989 em Cachoeira Paulista, Brasil.	67
3.3 - Croqui do detector de campo elétrico lançado em balão estratosférico.....	68
3.4 - Esquema geral do experimento lançado em 13/12/1989 no balão estratosférico.....	69
3.5 - Esquema da eletrônica associada à medida de campo elétrico vertical lançada em 13/12/1989..	70
4.1 - Perfil da temperatura em função da altura obtido da radiossonda lançada em 13 de dez. de 1989 às 14:00 UT em Cachoeira Paulista.....	84
4.2 - Carta sinótica de superfície do dia 13 de dez. de 1989 às 12:00 UT.....	85

4.3 - Carta sinótica em 300 mb do dia 13 de dez. de 1989 às 12:00 UT.....	86
4.4 - Mapa da localização das nuvens obtido pelo radar de São Roque para as 19:30 UT do dia 13 de dez. de 1989.....	88
4.5 - Mapa da localização das nuvens obtido pelo radar de Bauru para as 19:30 UT do dia 13 de dez. de 1989, entre aproximadamente 45°W e 55°W e entre 20°S e 25°S.....	89
4.6 - Mapa da localização das 326 descargas de retorno dos relâmpagos NS obtidos pelo LPATS entre às 9:20 e 20:30 UT do dia 13 de dez. de 1989.....	93
4.7 - Porcentagem de ocorrência dos diferentes tipos de relâmpagos encontrados no período das 9:20 às 20:30 UT obtidos pelo LPATS.....	94
4.8 - Porcentagem de relâmpagos NS positivos em função do número de descargas de retorno.....	95
4.9 - Porcentagem de relâmpagos NS negativos em função do número de descargas de retorno.....	96
4.10 - Porcentagem de relâmpagos NS positivos em função da intensidade do pico de corrente.....	97
4.11 - Porcentagem de relâmpagos NS negativos em função da intensidade do pico de corrente.....	98
4.12 - Imagem no infravermelho do satélite GOES-7 para o dia 13 de dez. de 1989 no horário das 12:00 UT, entre aproximadamente 40°W e 50°W e entre 20°S e 25°S.....	101
4.13 - Imagem no infravermelho do satélite GOES-7 para o dia 13 de dez. de 1989 no horário das 19:30 UT, entre aproximadamente 40°W e 50°W e entre 20°S e 25°S.....	102

4.14 - Imagem no infravermelho do satélite GOES-7 para o dia 13 de dez. de 1989 no horário das 19:30 UT utilizando a navegação, entre aproximadamente 44°W e 47°W e entre 21°S e 23°S.....	103
4.15 - Medidas de pressão, temperatura, campo elétrico AC e DC em função do tempo universal....	108
4.16 - Comparação da altura do topo das nuvens obtidas pelo radar de São Roque (linha sólida) e pelo satélite GOES-7 (linha tracejada), e a ocorrência de descargas de retorno obtida pelo detector de relâmpagos LPATS (pontos) para às 17:30 UT do dia 13 de dez. de 1989.....	115
4.17 - Comparação da altura do topo das nuvens obtidas pelo radar de São Roque (linha sólida) e pelo satélite GOES-7 (linha tracejada), e a ocorrência de descargas de retorno obtida pelo detector de relâmpagos LPATS (pontos) para às 19:30 UT do dia 13 de dez. de 1989.....	116
4.18a - "Sferics" medido pelo detector do balão em 27 km de altura no dia 13 de dez. de 1989....	120
4.18b - "Sferics" medido pelo detector do balão em 27 km de altura no dia 13 de dez. de 1989....	121
4.19a - "Sferics" medido pelo detector do balão em 30 km de altura no dia 13 de dez. de 1989....	122
4.19b - "Sferics" medidos pelo detector do balão em 30 km de altura no dia 13 de dez. de 1989....	123
4.20a - "Sferics" atípico medido pelo detector do balão em 27 km de altura no dia 13 de dez. de 1989.....	124
4.20b - "Sferics" atípico medido pelo detector do balão em 27 km de altura no dia 13 de dez. de 1989.....	125

4.21 - Comparação entre o campo elétrico AC em 2 kHz medido em altura de balão e a porcentagem de descargas de retorno, plotado em intervalos de 10 minutos, obtida pelo LPATS numa distância menor que 300 km da posição do balão.....	126
---	-----

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 - Representação de algumas propriedades físicas do relâmpago nuvem-solo.....	39
3.1 - Taxa e intensidade de precipitação correspondente a refletividade obtida pelo radar de São Roque.....	78
3.2 - Nível de intensidade de precipitação correspondente a refletividade obtido pelo radar de Bauru.....	79
4.1 - Determinação da temperatura correspondente a altura da nuvem - fatiamento 7.....	104
4.2 - Determinação da temperatura correspondente a altura da nuvem - fatiamento 14.....	105

## LISTA DE SÍMBOLOS

$A$	- Constante empírica do radar
$b$	- Constante empírica do radar
$B_p$	- Pico de radiação magnética
$c$	- Velocidade da luz
$D$	- Distância do detetor ao relâmpago
$D_i$	- Diâmetro da iésima gota
$e_i$	- Carga numérica da iésima espécie de íons
$E$	- Campo elétrico
$E_n$	- Campo elétrico vertical devido a uma nuvem
$E_{TB}$	- Campo Elétrico de tempo bom
$i_p$	- Pico de corrente da descarga de retorno
$J$	- Densidade de corrente de condução
$n_i$	- Densidade numérica da iésima espécie de íons
$N$	- Número das diferentes espécies de íons
$N_i$	- Número da iésima gota
$N_{o,1}$	- Variável auxiliar definida pela equação 4.1
$Q$	- Carga da nuvem
$R$	- Taxa de precipitação
$R_{o,1}$	- Variável auxiliar definida pela equação 4.1
$R_{oi,1i}$	- Variável auxiliar definida pela equação 4.1

$r_n$	- Distância da nuvem ao detector
$T_R$	- Temperatura de inversão de carga
$t$	- Tempo de recuperação do potencial
$v$	- Velocidade da descarga de retorno
$z$	- Altura
$z_n$	- Altura do topo da nuvem
$z_R$	- Fator de refletividade
$z_{o,1}$	- Altura da carga $Q_{o,1}$
$\Delta z_{o,1}$	- Variável auxiliar definida pela equação 4.1
$\Delta z_{oi,1i}$	- Variável auxiliar definida pela equação 4.1
$(2K)^{-1}$	- Escala de altura da condutividade
$\epsilon_0$	- Permissividade do espaço livre
$\mu_i$	- Mobilidade da iésima espécie de ions
$\mu_0$	- Permeabilidade magnética do espaço livre
$\sigma$	- Condutividade elétrica do meio
$\sigma_0$	- Condutividade elétrica na superfície da Terra
$\tau$	- Tempo de relaxação

## LISTA DE ABREVIATURAS

AC	- Corrente Alternada
AMAS	- Anomalia Magnética do Atlântico Sul
CA	- Central de Análises
CC	- Continuidade de Corrente
CEAG	- Circuito Elétrico Atmosférico Global
CEMIG	- Companhia Energética de Minas Gerais
DC	- Corrente Contínua
ddp	- diferença de potencial
DI	- Dipolar
HSPS	- Corrente de Plasma de Alta Velocidade ("High-Speed Plasma Streams")
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LPATS	- Sistema de rastreamento e de localização do Relâmpago ("Lightning Position and Tracking System")
LIT	- Laboratório de Integração e Testes
PCM	- Modulação por Código de Pulso ("Pulse Code Modulation")
IN	- Relâmpago Intra-Nuvem
NS	- Relâmpago Nuvem-Solo
SN	- Relâmpago Solo-Nuvem
SITIM	- Sistema Interativo de Tratamento de Imagens Meteorológicas
SMS/GOES	- Satélite Sincrônico Meteorológico/Satélite Geostacionário ("Synchronous Meteorological Satellite/Geostationary Operational Environmental Satellite")
UT	- Tempo Universal
VIS	- Sistema de Imagens ("Video Information Systems")

## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

O estudo da eletricidade atmosférica teve seu início há mais de um século através de técnicas de observação de solo. Em geral, estas observações eram influenciadas por aspectos locais, sendo de pouco valor em termos da atividade elétrica global. A utilização de balões estratosféricos nas observações dos parâmetros elétricos começou em 1957 (Stergis et al., 1957), sendo que somente em 1969 introduziu-se a técnica denominada de Sonda Dupla (Mozer e Serlim, 1969), utilizada neste trabalho. Estas medidas permitiram um melhor estudo da eletricidade atmosférica global sem a interferência de aspectos locais, mesmo porque o tempo de relaxação nestas alturas é de apenas alguns segundos (Mozer e Serlim, 1969), permitindo assim uma melhor identificação de qualquer evento que possa interferir nas medidas.

As tempestades parecem ter grande influência nos parâmetros elétricos sendo sua interferência detectada na estratosfera. Um dos parâmetros elétricos na estratosfera que parece ser influenciado por uma tempestade é a condutividade (Holzworth et al., 1986; Pinto et al., 1988; Hu et al., 1989). As tempestades são comumente classificadas em isoladas e organizadas. Ambas constituem-se de nuvens do tipo Cumulonimbus, sendo que as tempestades isoladas tem pouca duração (1-2 horas) e estão associadas à instabilidade atmosférica. Já as tempestades organizadas, tal como a apresentada neste trabalho, são muito mais intensas e estão associadas a frentes frias (Uman, 1987), sendo de difícil estudo devido a sua complexidade meteorológica.

Na estratosfera, a presença de nuvens de tempestade é indicada através de mudanças na orientação do campo elétrico característico de tempo bom. Estas mudanças são devidas à estrutura elétrica da nuvem que aproxima-se de um dipolo vertical com polaridade positiva, ou seja, cargas positivas situadas na parte superior e cargas negativas na parte inferior da nuvem. Entretanto a forma mais exata de representação da estrutura elétrica de nuvens é a tripolar, onde além das cargas principais citadas acima tem-se um centro de cargas positivo próximo a base da nuvem. Além destas regiões, há geralmente duas camadas carregadas negativamente (no topo) e positivamente (na base) denominadas de camadas de blindagem. Esta blindagem é devido a atração dos íons atmosféricos pelos centros de carga. Esta estrutura de nuvem aqui apresentada é um modelo simplificado onde os aspectos dinâmicos das cargas não são considerados.

O estado convectivo das nuvens de tempestade parece estar associado à ocorrência dos relâmpagos. Recentes observações mostram uma correlação entre os relâmpagos e a precipitação (Taylor et al., 1984; Williams, 1989), embora outras observações mostrem que em regiões onde ocorre grande precipitação não há relâmpagos (Williams, 1985) ou que os relâmpagos ocorrem antes da precipitação (Dye et al., 1989). Portanto os relâmpagos podem ser um dos indicadores do estágio de eletrificação de nuvens de tempestade. O relâmpago ocorre quando o campo elétrico dentro da nuvem é tal que rompe a rigidez dielétrica do ar. Os relâmpagos podem ocorrer da nuvem para o solo (NS), do solo para a nuvem (SN), dentro da nuvem (IN), entre nuvens, entre a nuvem e o ar, entre a nuvem e a ionosfera. Os relâmpagos mais frequentes são os IN, seguidos pelos SN. Entretanto poucos estudos são feitos sobre os relâmpagos IN devido a dificuldade de descrever

suas características. Medidas de transferência de carga por relâmpagos dependem da localização geográfica e condições meteorológicas, assim como circunstâncias sazonais. Valores de 0,3 a 100 C (Orville, 1982) para os relâmpagos IN e 1 a 400 C para os NS (Volland, 1982) têm sido medidos. As características dos relâmpagos podem também depender de outros fatores tais como a latitude (Fisher e Plumer, 1977) e as estações do ano (Orville et al., 1987). Os relâmpagos NS podem ser negativos ou positivos. Os relâmpagos NS positivos possuem, na sua maioria, apenas uma descarga de retorno, são mais intensos que os negativos e são predominantes no inverno (Takeuti et al., 1978; Brook et al., 1982; Orville et al., 1987). Devido ao grande avanço tecnológico na detecção de relâmpagos, os NS positivos receberam uma atenção especial nesta última década, pois acredita-se serem os relâmpagos mais destrutivos (Freedman, 1990).

Medidas de campo elétrico em altura de balão características de relâmpagos ("sferics") tem sido discutidas por vários autores (Burke, 1975; Holzworth, 1981; Holzworth e Chiu, 1982; Holzworth et al., 1985). Estas medidas têm mostrado que os "sferics" medidos em balão são na maior parte devido a relâmpago IN. Isto pode ser compreendido considerando-se a propagação na estratosfera destes relâmpagos. Todavia somente através de uma comparação detalhada entre dados de "sferics" e dados de superfície é que poder-se-a determinar o tipo de relâmpago medido.

O objetivo deste trabalho é estudar a estrutura elétrica das nuvens de tempestade e a sua influência na estratosfera e no Circuito Elétrico Atmosférico Global (CEAG), bem como as características dos relâmpagos NS associados a regiões de grande instabilidade na América do Sul. Com este intuito analisaram-se dados de campo elétrico AC e DC e temperatura externa, obtidos por um detector a bordo de balão estratosférico lançado em Cachoeira Paulista, Brasil ( $22^{\circ}39' S$  e  $45^{\circ}01' W$ ) no dia 13 de dezembro de 1989, obtidos simultaneamente com dados de radiossondagem, radares, satélite e detector de relâmpagos de superfície. Este tipo de estudo é pioneiro na utilização e análise conjunta das diversas técnicas empregadas na região da América do Sul, que é conhecida como uma região de intensa atividade de tempestade, sendo portanto uma região importante no estudo da influência de tempestades sobre o CEAG.

No Capítulo 2 é feita uma revisão bibliográfica da eletricidade atmosférica, dando ênfase a estrutura e a distribuição de cargas elétricas nas nuvens e as características dos relâmpagos NS.

No Capítulo 3 é feita uma descrição dos equipamentos utilizados nas medidas meteorológicas, de relâmpagos e a bordo de balão.

No Capítulo 4 apresenta-se e discute-se os dados obtidos pelas diversas técnicas empregadas, além de apresentar-se uma estimativa das cargas elétricas das nuvens. Finalmente no Capítulo 5 são apresentados as principais conclusões do trabalho.

## CAPÍTULO 2

### ELETRICIDADE ATMOSFÉRICA

#### 2.1 - CIRCUITO ELÉTRICO ATMOSFÉRICO GLOBAL

Do ponto de vista elétrico, a atmosfera terrestre é constituída por uma distribuição complexa de íons (cargas) com a altura, sendo considerada um meio levemente condutor. Os processos de produção de íons são devidos a gases radioativos emitidos do solo, a raios cósmicos e à radiação ultravioleta vinda do sol, os quais são predominantes nas seguintes alturas : abaixo de 10 km, entre 10 e 70 km e acima de 70 km. Conseqüentemente parâmetros atmosféricos, como a condutividade, tornam-se variáveis com a altura, devido a sua dependência com a densidade de carga. De uma forma aproximada a condutividade,  $\sigma$ , varia com a altura segundo uma exponencial do tipo:

$$\sigma(Z) = \sigma_0 \exp(2kZ) \quad (2.1)$$

onde  $\sigma_0$  é a condutividade na superfície da Terra,  $Z$  é a altura e  $(2k)^{-1}$  é a escala de altura.

O Circuito Elétrico Atmosférico Global (CEAG) foi proposto para tentar resolver o problema fundamental da eletricidade atmosférica. Este problema fundamental, consiste em explicar como é mantida a diferença de potencial (ddp), ou campo elétrico de tempo bom, existente entre a Terra e a ionosfera, visto que, devido a existência de uma corrente de condução descendente em regiões de tempo

bom, esta tenderia a desaparecer em apenas 7 minutos (Iribarne e Cho, 1980). Regiões de tempo bom, são aquelas nas quais nenhum processo de separação de cargas está ocorrendo (Chalmers, 1967). Em termos gerais o CEAG (Figura 2.1) consiste em um modelo que considera a superfície da Terra e a ionosfera como superfícies equipotenciais, separadas por um meio levemente condutor que é a atmosfera, onde a condutividade varia com a altura. Estas superfícies equipotenciais mantêm uma ddp de aproximadamente 300 kV, que é devida à existência de nuvens de tempestade agindo juntas em todo o mundo num dado instante. Estas nuvens de tempestade são consideradas pelo CEAG como geradoras de corrente. Pode haver geradores de corrente secundários, como tempestades de areia e neve que produzem efeitos locais, mas estes não são considerados estar acoplados com a alta atmosfera (Roble e Hays, 1979b). Entre a superfície da Terra e a nuvem, a corrente é tanto de convecção com de condução, ao passo que entre a nuvem e a ionosfera é basicamente de condução. Estes geradores de corrente parecem explicar o não desaparecimento da ddp entre a ionosfera e a Terra. É importante salientar que o CEAG inclui também os efeitos da orografia, ou seja, a resistência colunar total entre a ionosfera e a Terra (Ogawa e Tanaka, 1976) e os efeitos da linha de campo geomagnético (Roble e Hays, 1979 b) na distribuição global do potencial e das correntes elétricas, mas estes efeitos não serão abordados neste trabalho.

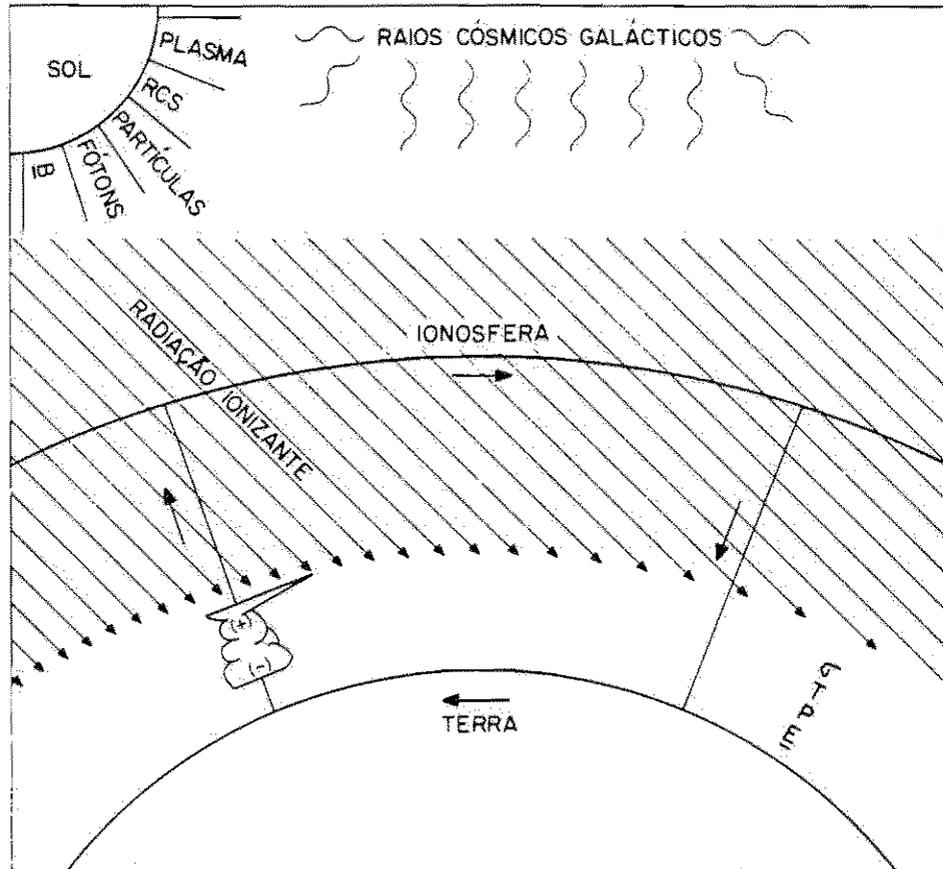


Fig. 2.1 - Diagrama esquemático do Circuito Elétrico Atmosférico Global.

Considerando-se a atmosfera como um meio isotrópico, linear, em estado estacionário e sendo a interferência do campo magnético externo inexistente, pode-se calcular a densidade de corrente de condução,  $\underline{J}$ , utilizando a lei de Ohm na forma aproximada:

$$\underline{J} = \sigma \underline{E} \quad (2.2)$$

onde  $\sigma$  é a condutividade elétrica do meio e  $\underline{E}$  é o campo elétrico. Nas regiões de tempo bom pode-se considerar a densidade de corrente constante com a altura, a qual aplicando-se a lei de Ohm e a Equação 2.1 implica em um campo elétrico,  $E$ , que diminui exponencialmente com a altura.

Segundo Markson (1978 a), as regiões acima das nuvens, são as regiões de maior importância no CEAG. Assim a influência da atividade solar nestas regiões parece afetar o CEAG através de variações na radiação ionizante como por exemplo, a variação no potencial ionosférico. A condutividade elétrica depende da densidade numérica de ions segundo a relação abaixo:

$$\sigma = \sum_{i=1}^N n_i e_i \mu_i \quad (2.3)$$

onde  $N$  é o número das diferentes espécies de ions presentes;  $n_i$ ,  $e_i$  e  $\mu_i$  são a densidade numérica, a carga e a mobilidade da  $i$ -ésima espécie de ions, respectivamente. Portanto a variação na radiação ionizante pode causar possíveis variações na condutividade elétrica. A condutividade além de depender da radiação ionizante também depende da concentração de partículas aerossóis na estratosfera (Sapkota e Varshneya, 1990), mas esta relação não será abordada neste trabalho. Considerando a

Equação 2.2 e que a densidade de corrente é constante com a altura, qualquer variação na condutividade implica uma variação do campo elétrico, a qual poderia afetar a atividade de tempestades no mundo. Esta modulação pode ocorrer devido a influência da atividade solar sobre o CEAG, de alguma maneira ainda não conhecida (Volland, 1982). Na região da Anomalia Magnética do Atlântico Sul (AMAS), contudo, onde elétrons energéticos em precipitação na atmosfera produzem pares de íons causando um aumento na condutividade a qual tende ser máxima em torno de 60 km de altura (Pinto et al., 1985), a variação no campo elétrico de tempo bom é praticamente negligenciável (Pinto Jr. et al., 1990). Além das variações na condutividade e campo elétrico, parâmetros atmosféricos como temperatura e pressão também parecem tornar-se variáveis. Eventos como explosões solares (Markson, 1975; Holzworth e Mozer, 1979) e aumento na velocidade do vento solar denominado HSPS (Markson, 1980; Tinsley et al., 1989) podem produzir efeitos diretos; eventos como o decréscimo de Forbush (Markson, 1980; Tinsley et al., 1989), a passagem da Terra na mudança do setor do campo magnético interplanetário (Markson, 1971; Reiter, 1977) e o ciclo solar (Markson, 1975; Labitzke, 1987) podem produzir efeito através da modulação da atividade solar. Estes eventos podem modular a radiação ionizante assim como o potencial ionosférico, interferindo nos parâmetros do CEAG, embora os mecanismos envolvidos nestas interações ainda não sejam bem compreendidos.

Apesar de toda a literatura existente, o CEAG ainda não foi comprovado (Holzworth e Volland, 1986). Talvez isto deva-se ao fato de que observações de tempestades e medidas de campo elétrico não tenham sido feitas simultânea e extensivamente sobre todo o globo (Holzworth et al., 1984).

## 2.2 - TEMPESTADES

A atividade de tempestades no mundo é maior em cima dos continentes do que nos oceanos, devido a capacidade calorífica da água ser maior do que a da terra. A variação diurna da atividade de tempestade no mundo, parece causar variações diurnas no campo elétrico de tempo bom em função da hora universal (UT) conhecida como curva de Carnegie. A Figura 2.2 mostra a variação percentual da intensidade do campo elétrico sobre os oceanos em função da hora universal. Esta curva pode ser explicada com base no CEAG. O máximo valor em porcentagem do campo elétrico ocorre às 19:00 UT, onde o aquecimento solar e a convecção no mundo todo são máximos, ou seja, onde a ocorrência global de tempestades é maior. Neste período tem-se o máximo de terra sendo iluminada pelo Sol. A curva de Carnegie pode ser distorcida por efeitos locais como por exemplo a poluição. Estes efeitos poderão tornar-se globais a medida que intensifiquem-se. Uma possível distorção na curva de Carnegie poderá influenciar a atividade de tempestade no mundo e conseqüentemente haverá sérias mudanças no CEAG. Medidas feitas por Ogawa et al. (1969) para períodos em torno de um ano, parecem confirmar a curva de Carnegie, o que não ocorre para períodos mensais. Mais recentemente a curva de Carnegie tem sido confirmada por medidas feitas a bordo de balão (Tanaka et al., 1977; Holzworth et al., 1984) e por avião (Markson, 1976) sendo ainda necessários mais indícios para sua completa aceitação.

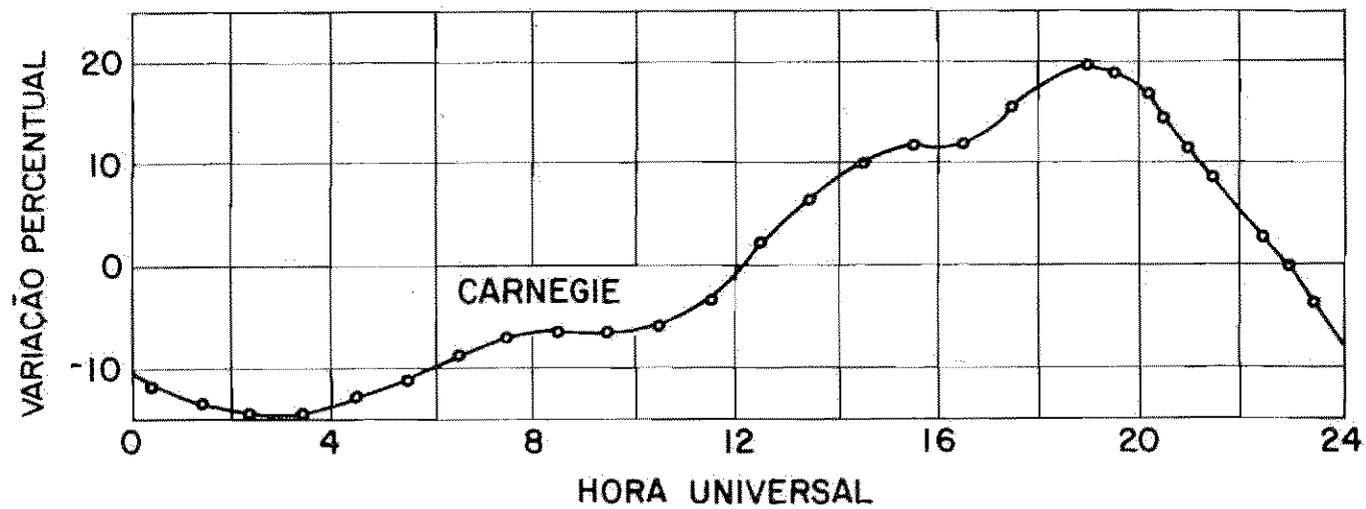


Fig. 2.2 - Variação percentual em relação à média da intensidade do campo elétrico sobre os oceanos em função do tempo universal (UT), conhecida como curva de Carnegie.

FONTE: Roble e Hays (1979b), p. 113.

As tempestades ("thunderstorms") em geral consistem de um acúmulo de nuvens de tempestade ("thunderclouds"), ou nuvens do tipo Cumulonimbus, as quais apresentam trovões e relâmpagos ("lightnings"). São elas comumente classificadas em isoladas e organizadas. As isoladas tem duração de aproximadamente 1 ou 2 horas sendo a condição principal para sua ocorrência, uma grande instabilidade atmosférica, dando origem a uma rápida convecção de massa de ar muito úmida. Por outro lado, as tempestades organizadas são tempestades muito intensas com relação a sua duração e atividade de relâmpagos. Estas tempestades são de difícil estudo devido a sua complexidade meteorológica, pois estão associadas às frentes frias (Uman, 1987). Estima-se na ordem de 2000 nuvens de tempestade por segundo, agindo simultaneamente no globo terrestre, produzindo uma corrente média de 1 A por tempestade. A estatística do número de tempestades no mundo em qualquer época, mês e ano é obtida através de estações meteorológicas localizadas ao redor do mundo. Estas estações estimam a atividade de tempestade numa certa localidade, através do "dia de tempestade" que é definido como o dia no qual o trovão é ouvido nesta localidade, independente da quantidade e do tipo de descargas elétricas. As Figuras 2.3, 2.4, 2.5, 2.6, e 2.7 mostram a frequência da ocorrência de tempestades no mundo. Cada linha sólida representa o número de dias nos quais o trovão foi identificado para as várias localizações do mundo para as diversas estações do ano, assim como para o ano todo.

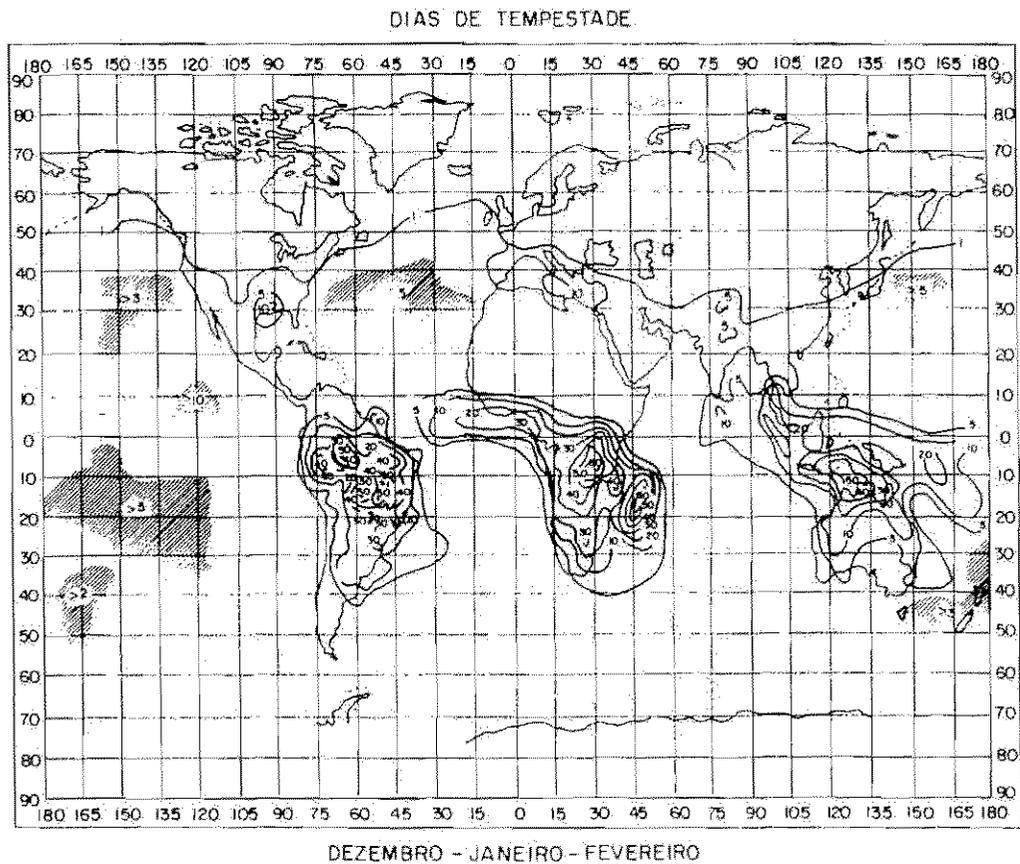


Fig. 2.3 - Frequência da ocorrência de tempestade no mundo no período de dezembro a fevereiro.  
 FONTE: Sagalyn et al. (1961), p.9.26.

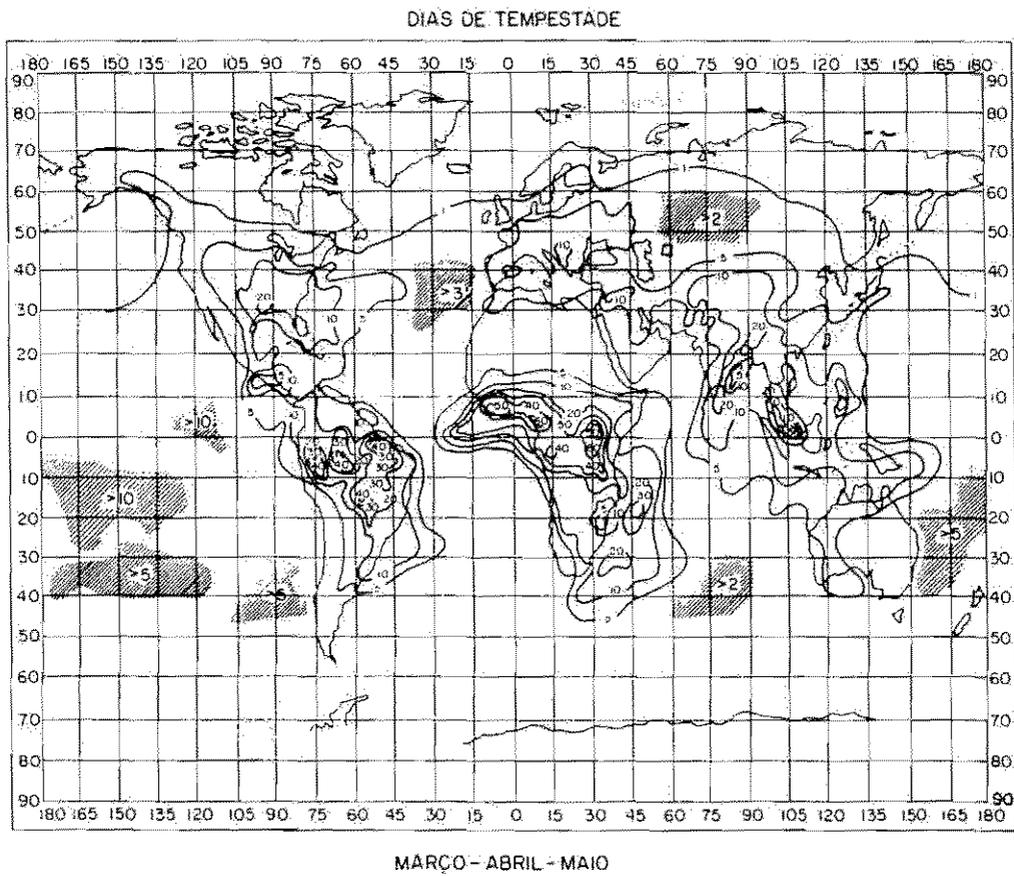


Fig. 2.4 - Frequência da ocorrência de tempestade no mundo no período de março a maio.

FONTE: Sagalyn et al. (1961), p.9.27.

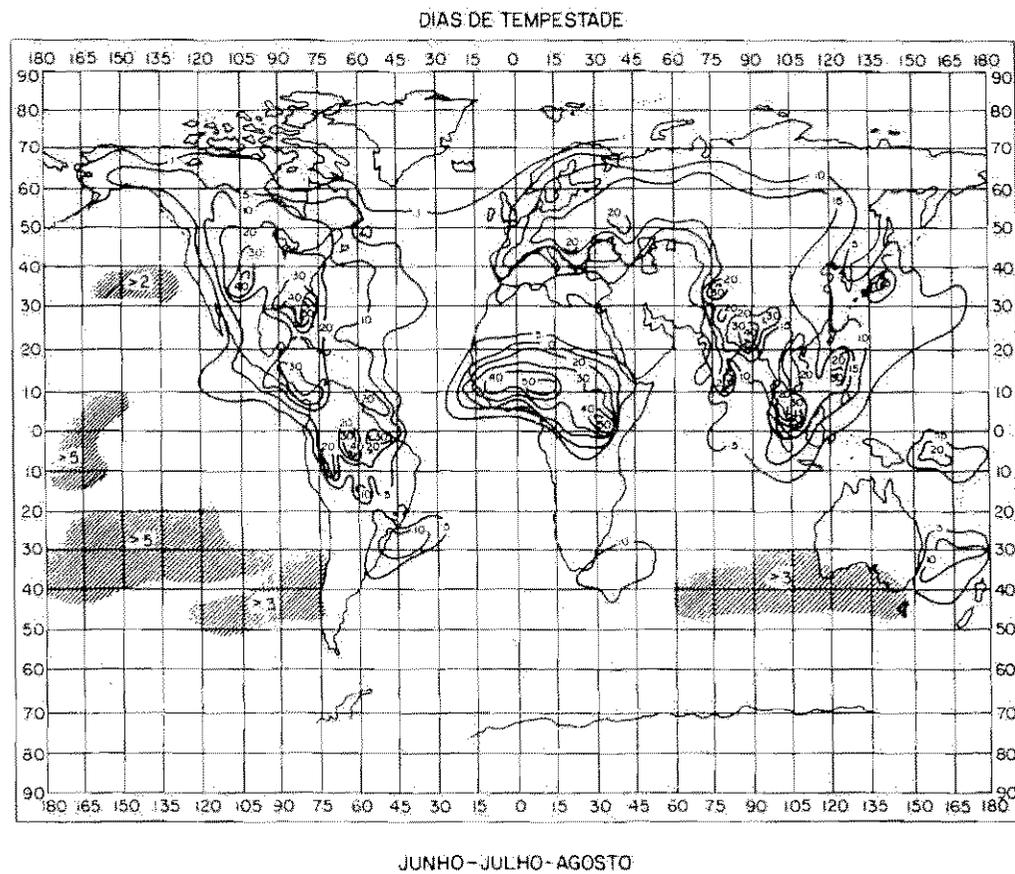


Fig. 2.5 - Frequência da ocorrência de tempestade no mundo no período de junho a agosto.

FONTE: Sagalyn et al. (1961), p.9.28.

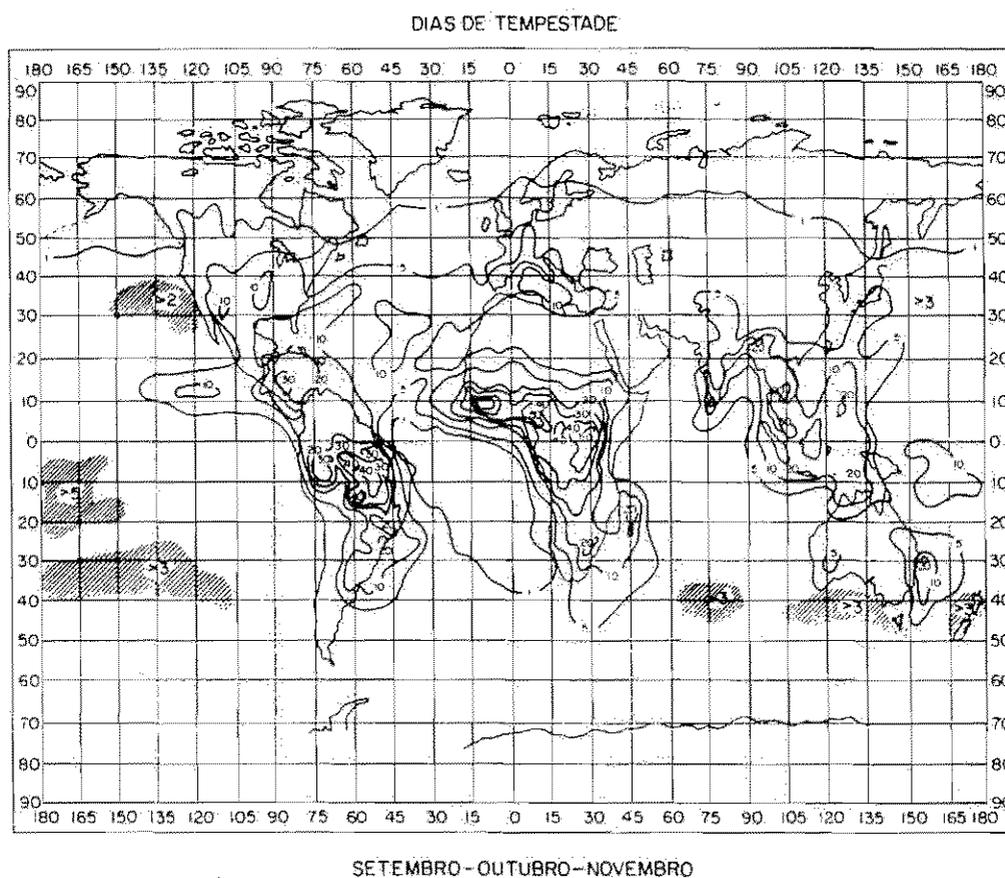


Fig. 2.6 - Frequência da ocorrência de tempestade no mundo no período de setembro a novembro.

FONTE: Sagalyn et al. (1961), p.9.29.

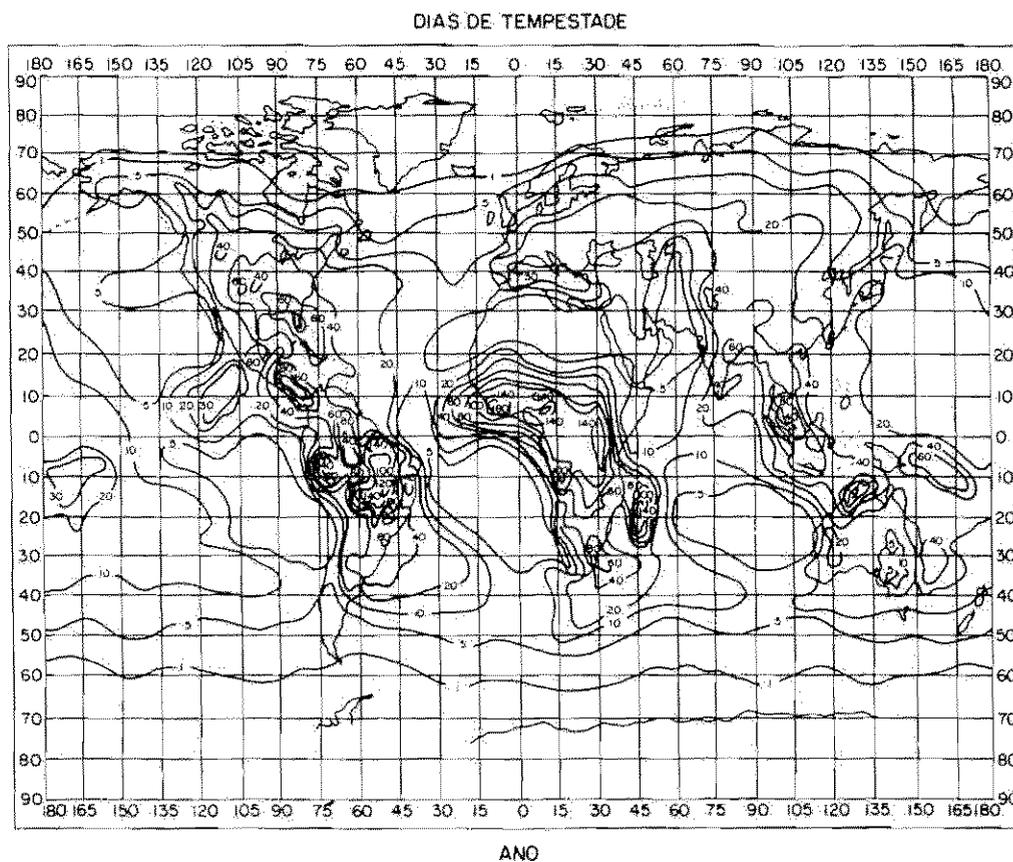


Fig. 2.7 - Frequência da ocorrência de tempestade no mundo para o ano todo.

FONTE: Sagalyn et al. (1961), p.9.30.

### 2.2.1 - ESTRUTURA TERMODINÂMICA DAS NUVENS DE TEMPESTADE

O processo de formação das nuvens de tempestade depende da umidade do ar e da instabilidade da atmosfera, a qual depende do seu perfil de temperatura. Na atmosfera existe água na forma de vapor misturado ao ar. A condensação deste vapor é que origina as nuvens. A temperatura correspondente a condensação deste vapor de água denomina-se ponto de orvalho. Diz-se que o ar está saturado se o ar possui a máxima quantidade de vapor de água para um dado volume. Tem-se que o limite de saturação do ar aumenta com o aumento da temperatura. O ar não saturado contém apenas uma fração do vapor de água para o seu determinado volume, sendo expresso em umidade relativa, que é a porcentagem de umidade no determinado volume em relação ao limite de saturação deste.

O perfil da variação da temperatura com respeito a altura na troposfera é devido a ocorrência de alguns processos de transporte de calor, onde dentre eles está a convecção. A convecção é o transporte de uma massa de ar decorrente de sua expansão. Uma parcela de ar quente se expande diminuindo sua densidade dando início à sua ascensão na atmosfera. A superfície da Terra absorve a radiação solar emitindo para a atmosfera radiação planetária. Como a atmosfera é transparente a radiação solar mas opaca a radiação planetária, denominado efeito estufa, a superfície da Terra torna-se mais quente que a atmosfera, aquecendo portanto a parcela de ar próxima a sua superfície. Sendo esta parcela de ar mais quente que o seu ambiente dá-se início ao processo de convecção. No caso em que não há troca de calor da parcela de ar com seu ambiente, a diminuição de sua temperatura com o aumento da altura é praticamente constante, denominada gradiente

adiabático de temperatura. Outro mecanismo importante na diminuição da temperatura com respeito a altura é a condensação do vapor de água, que será descrito a seguir.

Sabe-se que o ar quente pode suportar mais vapor de água do que o ar frio. A parcela de ar úmido aquecida, expande-se e inicia sua ascensão na atmosfera. Atingindo seu ponto de orvalho, esta parcela de ar úmido condensa-se liberando calor latente, mantendo-se ainda mais quente que a atmosfera e favorecendo o processo de ascensão na atmosfera. Esta parcela de ar continua em ascensão até sua temperatura se igualar a da atmosfera, e a umidade que foi condensada torna-se visível como uma nuvem.

Para uma parcela de ar seco e quente, o processo de expansão e ascensão é basicamente o mesmo do caso citado anteriormente. A medida que ocorre a ascensão, como nesta parcela não existe vapor de água e portanto não há condensação, ao interagir com uma atmosfera mais fria a parcela de ar seca esfria-se cessando o processo de ascensão.

O desenvolvimento das nuvens de tempestade é referenciado como ciclo de vida das células de tempestade. Denomina-se célula, a região onde ocorre a atividade convectiva dentro da nuvem (Magono, 1980). O movimento vertical de uma célula está relacionado com a temperatura. Em regiões onde o movimento é ascendente, a temperatura é maior do que a da vizinhança e onde o movimento é descendente a temperatura é menor do que o da vizinhança. Assume-se que uma nuvem de tempestade contém uma célula (Uman, 1987). Geralmente uma tempestade consiste de um grupo de 3 ou mais células de tempestade em diferentes

estágios de evolução. Segundo seu movimento vertical predominante, divide-se o ciclo de vida das células de tempestade em 3 estágios:

- 1) **Estágio cúmulus** - Este estágio forma-se a partir da reunião de pequenas cúmulus, onde o movimento de ar ascendente, arrastando gotas de ar e gelo se faz predominante. A célula possui a base em aproximadamente 1,5 km estendidos a 8 km de altura, com um diâmetro de até 10 km. A duração deste estágio é de dezenas de minutos estando ilustrado na Figura 2.8.
  
- 2) **Estágio maduro** - O movimento de ar ascendente, tornando as gotas de gelo e cristais mais massivos e numerosos, assim como o movimento descendente, decorrente da não sustentação destas gotas e cristais em alta altitude, fazem-se predominantes. Neste estágio ocorre chuva devido ao movimento descendente na parte inferior da nuvem, sendo gradualmente intensificado em extensão horizontal e vertical. A extensão vertical do topo da célula pode variar entre 10 e 20 km. A Figura 2.9 ilustra este estágio que tem cerca de 30 minutos de duração.
  
- 3) **Estágio dissipativo** - O movimento de ar descendente predomina sobre o movimento de ar ascendente. A célula neste estágio dissipa-se devido a tendência da temperatura da parcela de ar em movimento descendente igualar-se à temperatura da vizinhança. A duração deste estágio é de aproximadamente 30 minutos e está ilustrado na Figura 2.10.

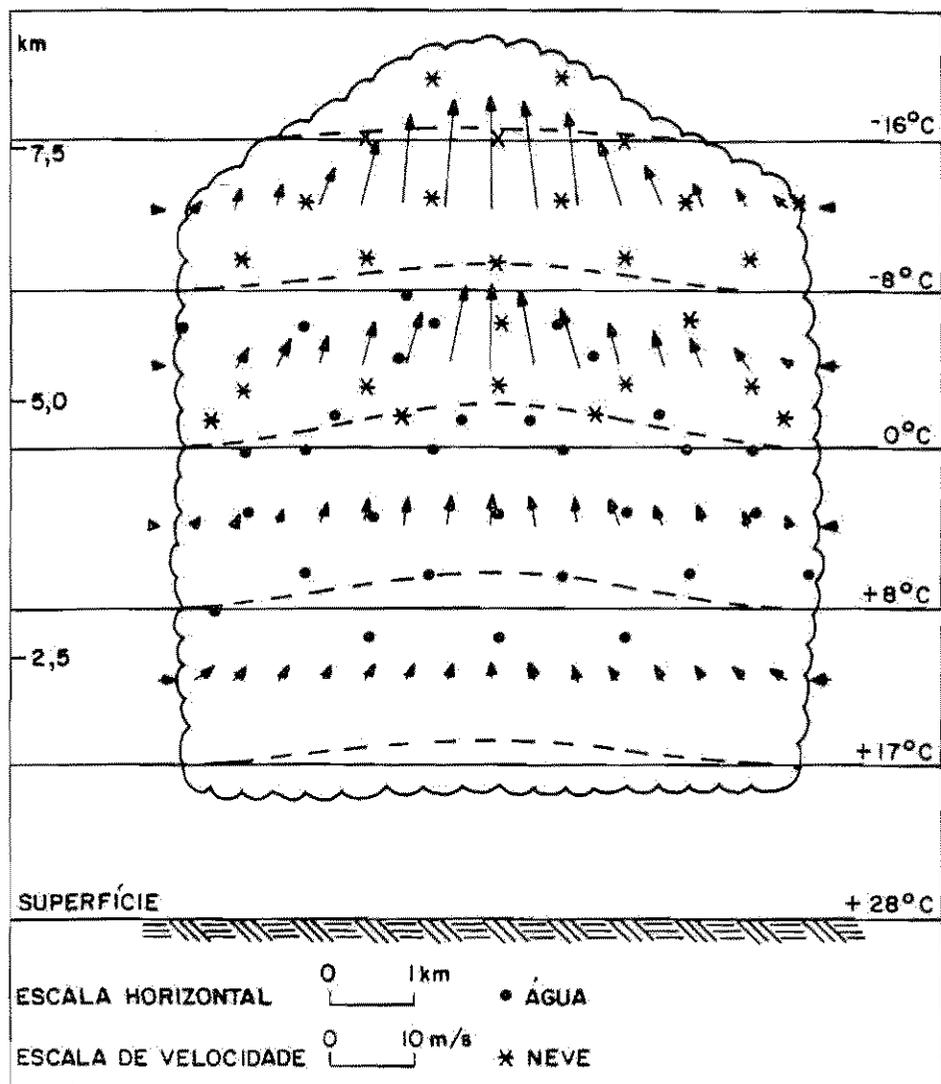


Fig. 2.8 - Seção transversal idealizada de uma célula de tempestade no estágio de desenvolvimento cumulus.

FONTE: Byers e Braham (1949), p. 22.

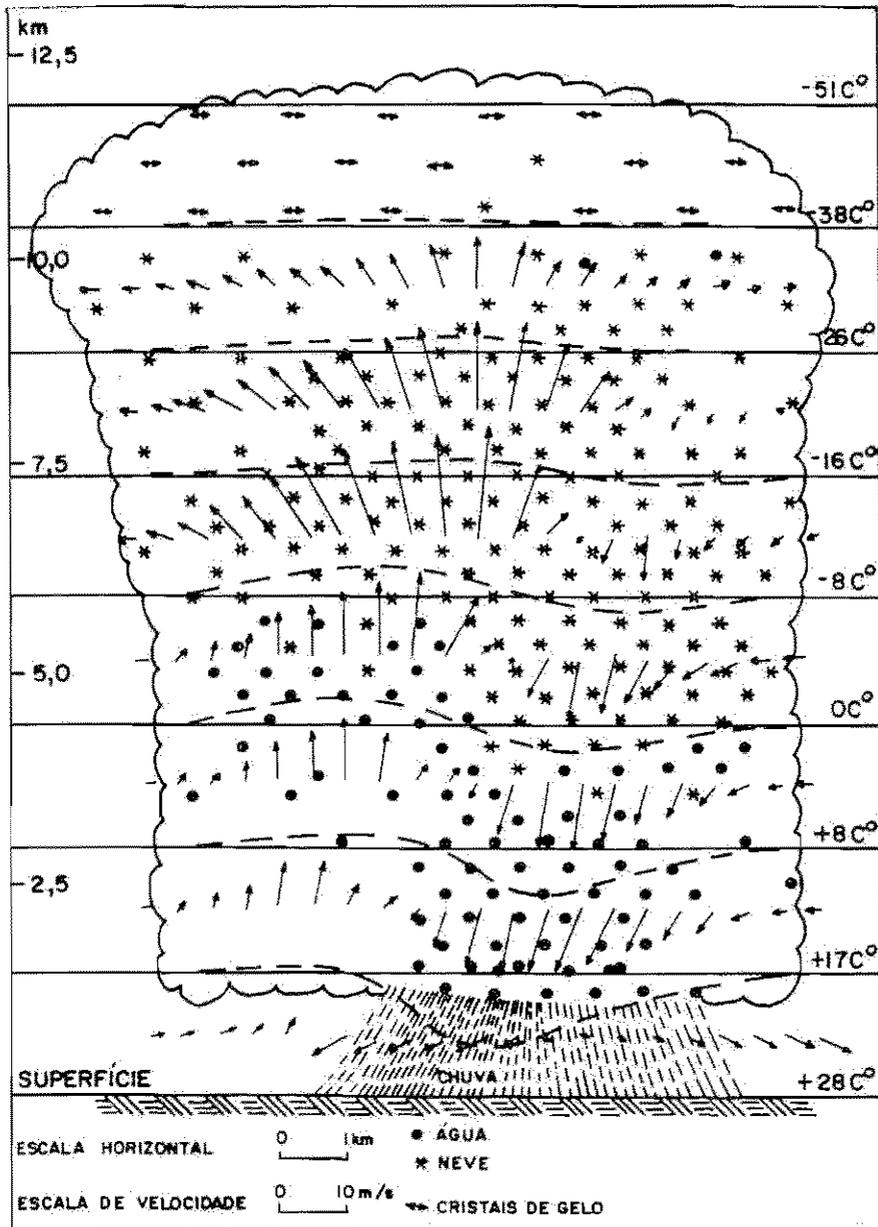


Fig. 2.9 - Seção transversal idealizada de uma célula de tempestade aproximadamente no meio do estágio maduro.

FONTE: Byers e Braham (1949), p. 23.

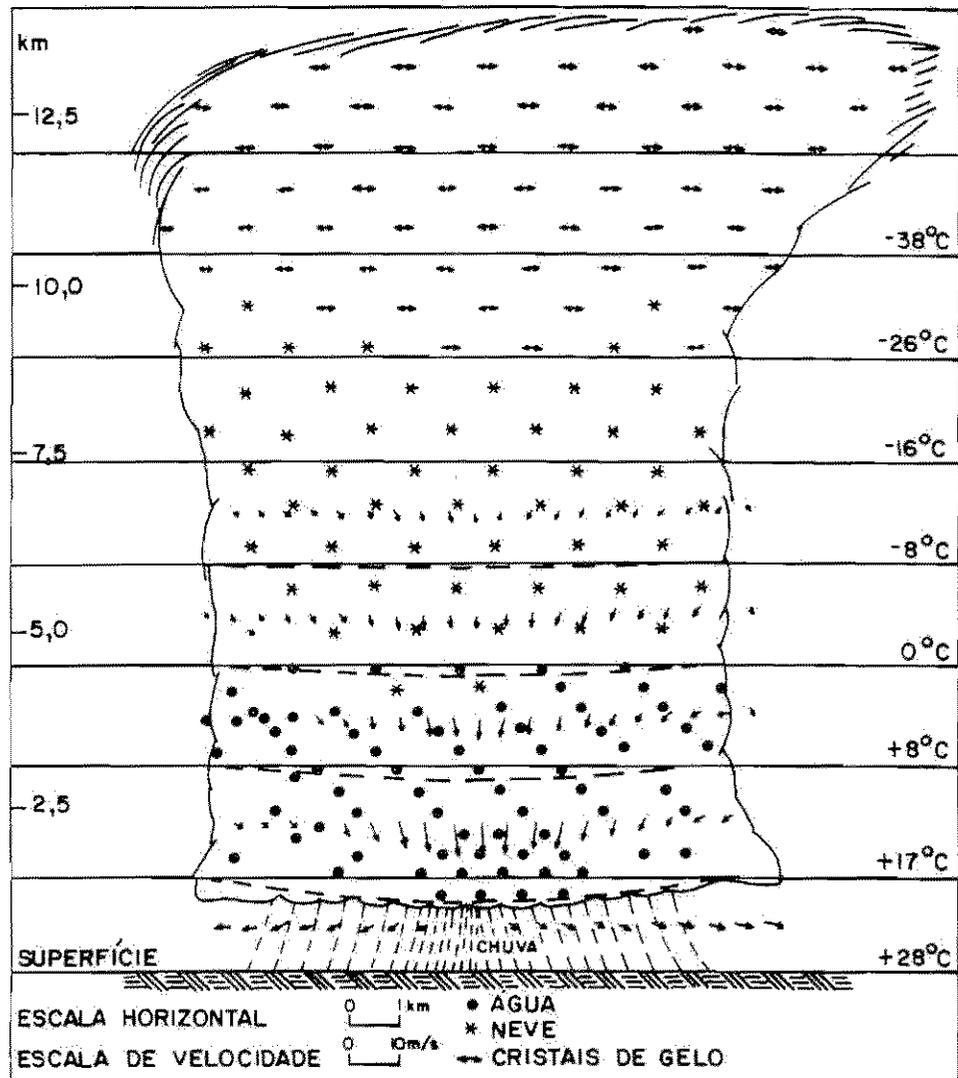


Fig. 2.10 - Seção transversal idealizada de uma célula de tempestade aproximadamente no meio do estágio dissipativo.

FONTE: Byers e Braham (1949), p. 26.

### 2.2.2 - ESTRUTURA ELÉTRICA DAS NUVENS DE TEMPESTADE

A estrutura elétrica das nuvens de tempestade está relacionada com as propriedades dinâmicas e termodinâmicas das mesmas, sendo portanto bem complexa (Magono, 1980). Tem-se conhecimento de que a eletrificação das nuvens de tempestade é devida ao acúmulo de partículas carregadas, mas os processos de eletrificação e de distribuição destas partículas ainda não são bem conhecidos (Iribarne e Cho, 1980; Magono, 1980; Volland, 1984). A estrutura elétrica das nuvens freqüentemente mais aceita é a dipolar (Figura 2.11). Nesta representação tem-se um centro de cargas negativo com extensão de algumas centenas de metros e de fina espessura, situado na parte inferior da nuvem. Este centro está acima do nível de fusão associado a temperaturas em torno de  $-10$  e  $-15^{\circ}\text{C}$  (Iribarne e Cho, 1980; Breed e Dye, 1989; Williams, 1989). Tem-se também um centro de carga positivo situado em uma altura que depende do nível de desenvolvimento vertical das nuvens, situado aproximadamente 1 km abaixo do topo das nuvens (Magono, 1980). Segundo Volland (1984) as alturas de ambos os centros variam inversamente com a latitude. As cargas contidas nestes centros são, em geral, de mesma magnitude com valores que variam de uns poucos coulombs até uma ou duas centenas de coulombs (Iribarne e Cho, 1980; Magono, 1980; Volland, 1984; Williams, 1989). Há casos em que a carga negativa é maior do que a positiva, sendo explicados com base na teoria de continuidade de corrente dentro da nuvem (Holzer e Saxon, 1952). Na estrutura elétrica das nuvens pode haver ainda camadas de blindagem negativa (no topo) e positiva (na base) nos contornos da nuvem. Esta blindagem é devido a captura de íons atmosféricos dirigindo-se para os centros de carga por gotículas ou cristais de gelo (Iribarne e Cho, 1980).

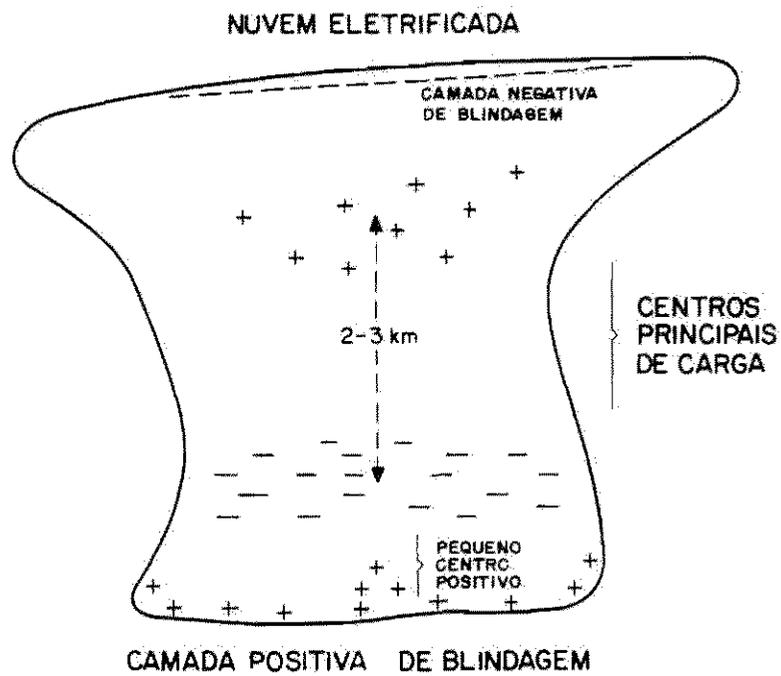


Fig. 2.11 - Estrutura elétrica de uma nuvem de tempestade.  
FONTE: Iribarne e Cho (1980), p. 137.

Para a maioria dos pesquisadores, os dois principais centros de carga são o negativo e o positivo, situados no meio e no topo da nuvem respectivamente, com carga elétrica total de até centenas de coulomb, sendo acompanhado de um pequeno centro positivo na base da nuvem. Entretanto Williams (1989) apresenta uma distribuição de cargas onde os centros positivos, tanto no topo como na base da nuvem, são da mesma ordem de magnitude. Em geral ainda existe um pequeno centro de cargas positivas próximo à base da nuvem. Atualmente acredita-se que este centro estaria relacionado aos detalhes dos processos microfísicos atuando dentro da nuvem, como será visto a seguir.

Os processos de separação de carga responsáveis por esta estrutura, podem ser divididos em microfísicos e microfísicos. Dos processos microfísicos as teorias mais aceitas são:

- 1) Teoria gravitacional ou de precipitação - Esta teoria supõe que processos microfísicos, como o colisional, geram cargas. As cargas negativas ficam associadas às partículas maiores e mais pesadas, como por exemplo o granizo, e as cargas positivas a partículas menores e mais leves, como o cristal de gelo. A ação da gravidade é mais sentida pelas partículas maiores fazendo com que estas movam-se para a parte inferior da nuvem, formando assim o centro de cargas negativo na parte inferior. As partículas menores e carregadas positivamente, ficam suspensas nas nuvens formando o centro de carga positivo no topo desta. A Figura 2.12 ilustra esta teoria.

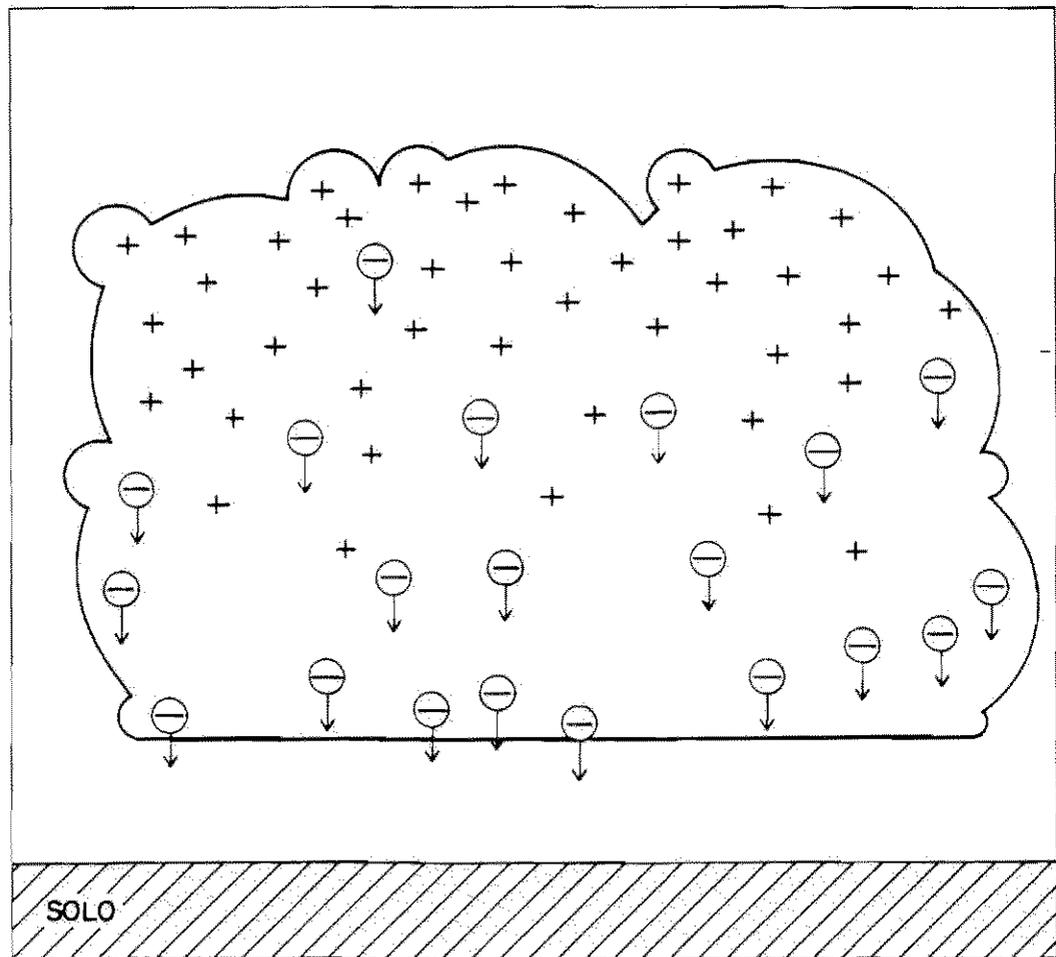


Fig. 2.12 - Ilustração do processo de transporte de cargas segundo a teoria gravitacional ou de precipitação.

FONTE: Williams (1988), p. 50.

- 2) **Teoria convectiva** - Este processo propõe que correntes de ar aquecido liberam cargas positivas da superfície da Terra (descarga corona) para o topo da nuvem (Figura 2.13). As cargas negativas são produzidas pela interação dos raios cósmicos com a atmosfera, e são atraídas para a superfície da nuvem por cargas positivas existentes dentro desta. Estas cargas negativas juntam-se às partículas das nuvens formando a camada de blindagem. Os movimentos descendentes são os responsáveis por levar as cargas negativas para a parte inferior da nuvem.

Aparentemente tanto as teorias gravitacionais como as convectivas parecem ser importantes para o transporte macrofísico de cargas na estrutura dipolar das nuvens, embora a existência de um processo não implica na existência do outro, ou seja, as teorias são independentes (Williams, 1988).

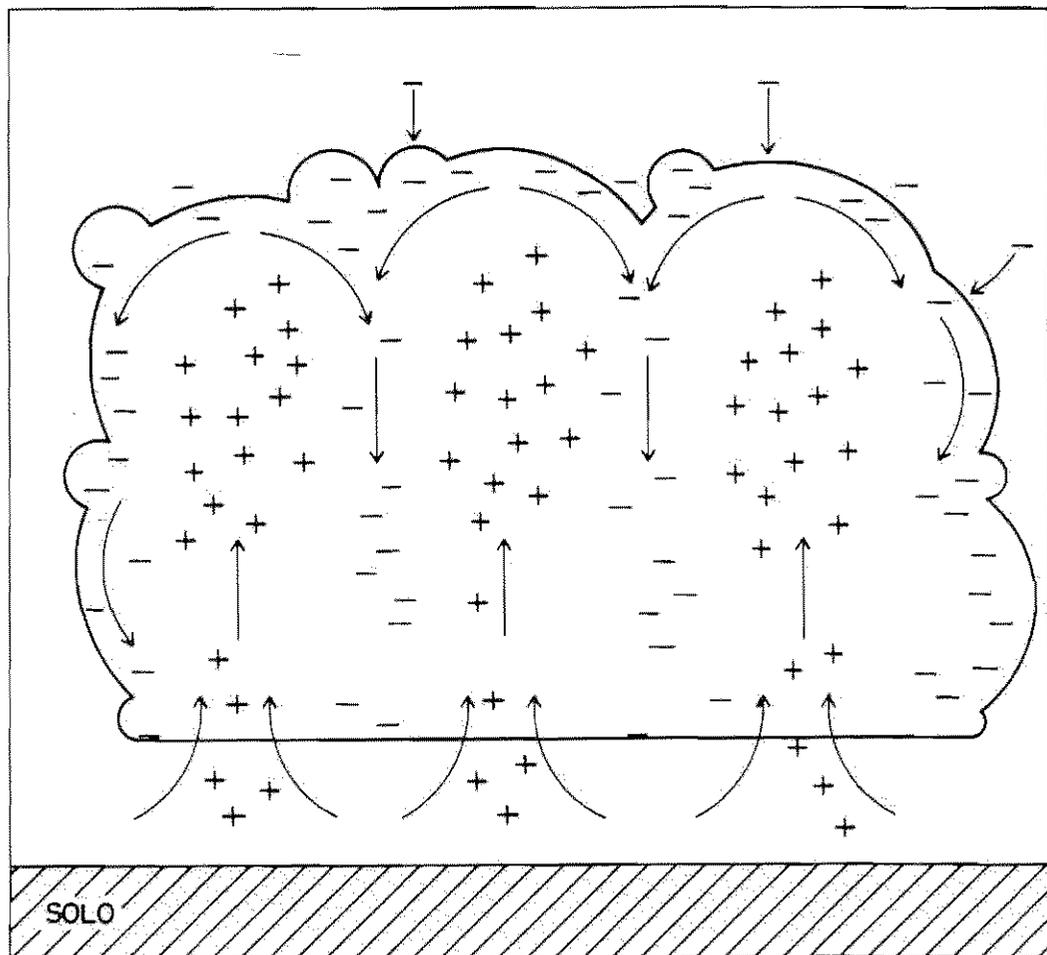


Fig. 2.13 - Ilustração do processo de transporte de cargas segundo a teoria convectiva.

FONTE: Williams (1988), p. 50.

Muitos processos microfísicos responsáveis pela separação de cargas nas nuvens de tempestades são sugeridos, sendo que o mais aceito é conhecido como teoria colisional. Esta teoria consiste na colisão entre partículas de diferentes tamanhos. A transferência de carga nesta teoria pode ser devida a processos indutivos ou não indutivos.

- 1) **Processo indutivo** - Este processo consiste na polarização de partículas grandes como o granizo, devido a presença do campo elétrico externo (Figura 2.14). Quando o campo elétrico ambiente exerce um papel preponderante sobre a separação de cargas, o processo é dito indutivo. Sendo o campo elétrico descendente e havendo colisão de partículas menores como cristal de gelo, na parte inferior do granizo, o granizo transfere para o cristal as cargas positivas em excesso, tornando-se negativamente carregado. Assim dá-se a separação de cargas em escala microfísica. Experimentos de laboratório, no entanto, têm mostrado que processos indutivos tornaram-se importantes apenas quando fortes campos elétricos da ordem de 10 kV/m ou mais estão presentes (Volland, 1984).

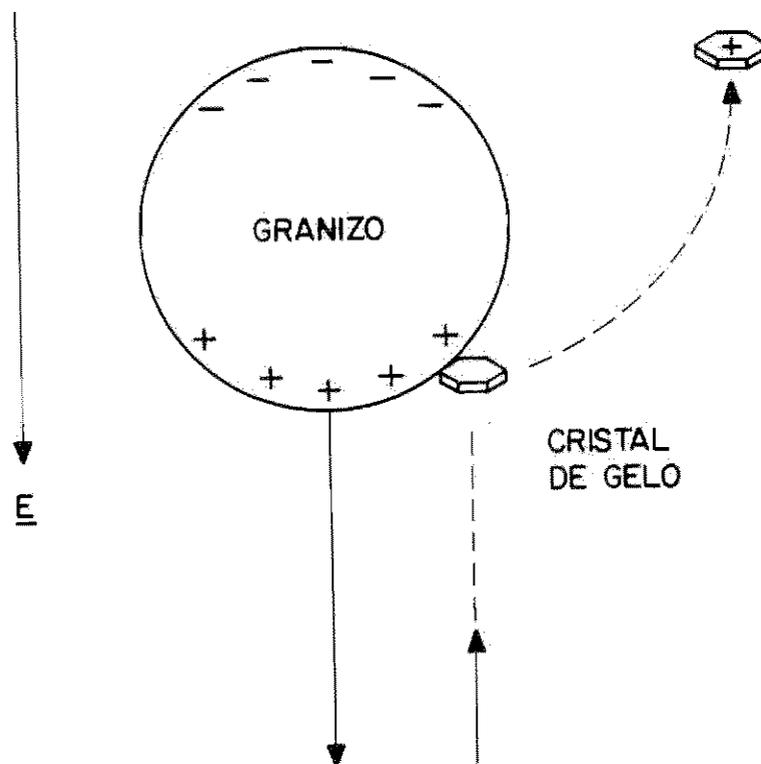


Fig. 2.14 - Representação esquemática ilustrando o processo colisional indutivo de separação de cargas, em escala microfísica.

FONTE: Iribarne e Cho (1980), p. 138.

2) Processo não indutivo - Dos processos não indutivos, o termodinâmico descrito por Williams (1988), é o mais recente. A Figura 2.15 ilustra este processo. O processo consiste na transferência de carga através da colisão, a qual está relacionada com a temperatura denominada temperatura de inversão de carga,  $T_R$ . A  $T_R$  é o valor limite de temperatura na qual, havendo colisão, a partícula maior (granizo) transferirá carga negativa ou positiva para a partícula menor (cristal de gelo). A  $T_R$  é estimada em torno de  $-15^\circ\text{C}$  a qual coincide com a temperatura do centro de carga negativo para a estrutura dipolar (Williams, 1988). Quando a colisão entre o granizo e o cristal ocorre a uma temperatura inferior a  $T_R$ , o granizo transfere carga positiva tornando-se negativamente carregado. Se a colisão ocorrer numa temperatura superior a  $T_R$ , o granizo transfere carga negativa ao cristal tornando-se positivamente carregado. Assim os centros de carga da nuvem se distribuem segundo a sua isoterma. Considerando o movimento convectivo o centro negativo, constituído por granizo e cristal de gelo, se forma na região intermediária da nuvem próximo a isoterma  $T_R$  e o centro positivo, constituído de cristal de gelo, se forma na região mais alta onde a temperatura é inferior a  $T_R$ . Já o pequeno centro positivo, constituído de granizo, se forma na região mais baixa da nuvem onde a temperatura é superior a  $T_R$ . Os processos físicos responsáveis por esta transferência de carga não são bem conhecidos.

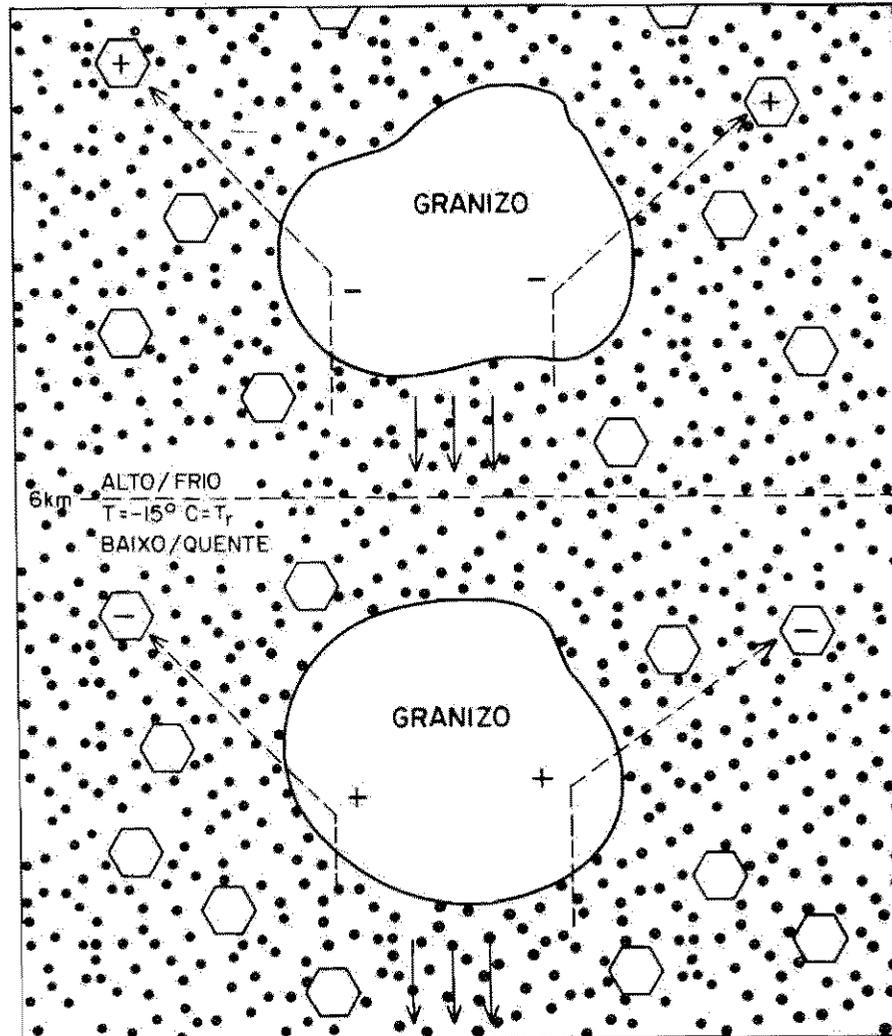


Fig. 2.15 - Representação esquemática ilustrando o processo termodinâmico de separação de cargas, em escala microfísica.

FONTE: Williams (1988), p. 52.

### 2.3 - RELÂMPAGOS

Relâmpagos são descargas elétricas na atmosfera acompanhadas de luz intensa. Estas descargas estão geralmente associadas a nuvens de tempestade, mas podem ocorrer em tempestades de neve e areia, e algumas vezes, em erupções vulcânicas. Estudos sobre a taxa de crescimento do campo elétrico dentro de nuvens de tempestade obtidas por técnica de avião ("sailplane"), tem mostrado que esta taxa está associada à produção de relâmpagos (Breed e Dye, 1989). O relâmpago ocorre devido à existência de cargas intensas que produzem um campo elétrico local excedente a capacidade dielétrica ou de isolamento do ar, que é de aproximadamente 400 kV/m (Volland, 1984). Em nuvens de tempestade os relâmpagos podem ocorrer da nuvem para o solo ("relâmpago NS"), do solo para a nuvem ("relâmpago SN"), dentro da nuvem ("intra-nuvem ou relâmpago IN"), entre as nuvens ("inter-nuvem"), entre a nuvem e o ar e entre a nuvem e a ionosfera. Os relâmpagos mais frequentes são os relâmpagos NS e os IN, prevalecendo os IN sobre os NS.

O relâmpago NS típico, inicia-se por uma fraca descarga luminosa a qual propaga-se da nuvem, geralmente do centro de carga negativo, em direção ao solo criando um canal ionizado (Figura 2.16). Esta descarga denomina-se líder escalonado ("stepped leader"), e propaga-se até aproximadamente 10 a 20 metros do solo com velocidade média da ordem de  $10^5$  m/s. O líder escalonado algumas vezes ramifica-se, contudo seus ramos não estendem-se ao solo. A duração deste estágio é de aproximadamente 20 milissegundos, sendo a luminosidade observada somente durante os últimos microssegundos. Este movimento intermitente e tortuoso do canal ionizado deve-se ao fato de alguns lugares serem mais favoráveis a formação do

canal (Iribarne e Cho, 1980). O líder escalonado carrega uma corrente da ordem de 100 A (Volland, 1984), com o diâmetro do canal ionizado estimado entre 1 e 10 metros (Magono, 1980). Quando a parte frontal do líder escalonado aproxima-se do solo, o campo elétrico no solo torna-se suficientemente intenso para haver uma nova descarga denominada descarga conectante ("connecting discharge"). Esta descarga inicia-se geralmente de objetos pontiagudos no solo como árvores e edifícios, deslocando-se ao encontro da parte frontal do líder escalonado, quando transforma-se numa descarga forte e de intensa luminosidade denominada descarga de retorno ("return stroke" ou somente "stroke"). Na descarga as cargas negativas (elétrons) presentes no canal já ionizado pelo líder escalonado são acelerados devido sua mobilidade ser maior do que a dos íons positivos, criando uma corrente ascendente no caso de acelerar os elétrons em direção ao solo (Figura 2.17). Sua velocidade de propagação é da ordem de  $10^7$  a  $10^8$  m/s, com valores típicos de pico de corrente da ordem de 10 kA. A duração da descarga é de aproximadamente 70 microssegundos. Geralmente ocorrem cerca de 3 descargas por relâmpago, mas há casos em que obteve-se mais de 20 num único relâmpago (Volland, 1984). Estas sucessivas descargas pertencentes a um único relâmpago são denominadas de múltiplas descargas ("strike"). Para que ocorra as múltiplas descargas é necessário que ocorra uma nova descarga denominada líder contínuo ("dart leader"). Após aproximadamente 40 milissegundos da primeira descarga, inicia-se o líder contínuo, da nuvem para o solo. O líder contínuo inicia-se na região onde originou-se o líder escalonado, formando novamente o canal ionizado entre a nuvem e o solo. Sua intensidade é em geral menor do que a do líder escalonado porque uma parte da carga da nuvem já foi descarregada pela primeira descarga. A velocidade de propagação do líder contínuo é maior do que a do líder escalonado, sendo da ordem de  $10^6$  m/s. Este líder contínuo é seguido de uma

segunda descarga de retorno e o processo repete-se até o decaimento do canal ionizado. Em geral as descargas consecutivas são menos intensas que a primeira (Lin et al., 1980). Algumas vezes a descarga de retorno é seguida por uma corrente contínua, de aproximadamente 100 A, num período de poucas dezenas de segundo. Isto ocorre após uma ou várias descargas em aproximadamente um terço dos relâmpagos (Freedman, 1990). A duração total do relâmpago é geralmente vários décimos de segundo (Iribarne e Cho, 1980). Algumas propriedades físicas do relâmpago NS são apresentadas na Tabela 2.1. As palavras máximo e mínimo na Tabela 2.1 são usadas de forma que os valores medidos encontram-se entre estes limites.

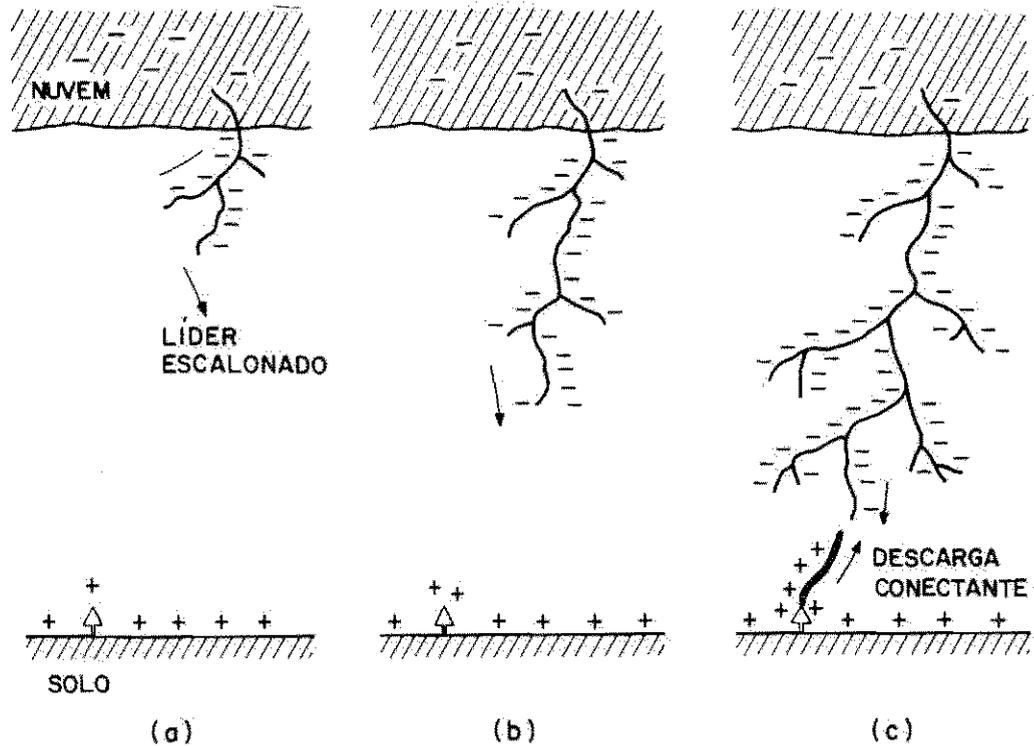


Fig. 2.16 - Representação esquemática do líder escalonado e da descarga conectante para o relâmpago NS de polaridade negativa.

FONTE: Iribarne e Cho (1980), p. 142.

- Representam-se o início do líder escalonado (a), a evolução do líder escalonado (b) e o encontro do líder escalonado com a descarga conectante (c).

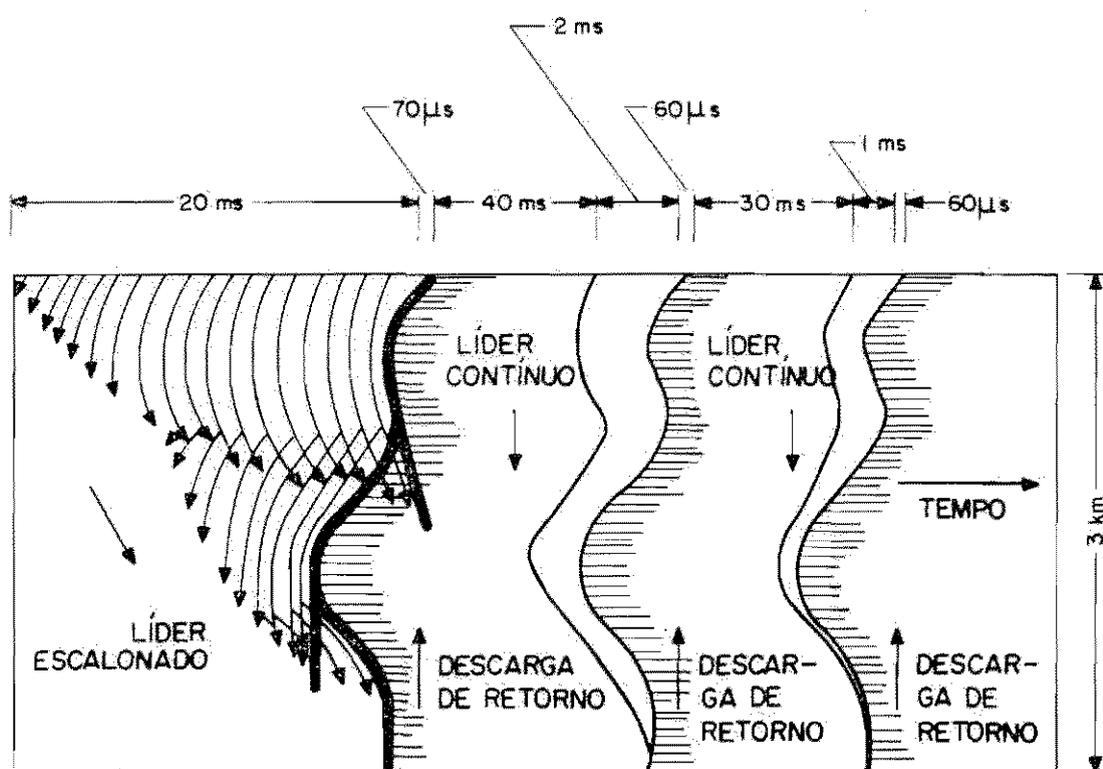


Fig. 2.17 - Representação esquemática da estrutura do relâmpago NS.

FONTE: Iribarne e Cho (1980), p. 143.

**TABELA 2.1 - REPRESENTAÇÃO DE ALGUMAS PROPRIEDADES FÍSICAS  
DO RELÂMPAGO NUVEM-SOLO**

descrição	mínimo	repres.	máximo
<b>Lider escalonado</b>			
comprimento dos passos, m	3	50	200
intervalo de tempo entre os passos, $\mu$ s	30	50	125
velocidade média de propagação, $\mu$ m/s	$1,0 \times 10^5$	$1,5 \times 10^5$	$2,6 \times 10^6$
carga depositada no canal, C	3	5	20
<b>Lider contínuo</b>			
velocidade de propagação, m/s	$1,0 \times 10^6$	$2,0 \times 10^6$	$2,1 \times 10^7$
carga depositada no canal, C	0,2	1	6
<b>Descarga de retorno</b>			
velocidade de propagação, m/s	$2,0 \times 10^7$	$5,0 \times 10^7$	$1,4 \times 10^8$
taxa de crescimento da corrente, kA/ $\mu$ s	1	10	210
tempo para alcançar o pico de corrente, $\mu$ s	0,5	2	30
pico de corrente, kA	1	20	250
tempo necessário para que a corrente de pico caia à metade, $\mu$ s	10	40	250
carga transferida excluindo a corrente contínua, C	0,2	2,5	20
temperatura, ( $10^4$ )K	0,8	2,0	3,6
densidade de elétrons, $m^{-3}$	$1,0 \times 10^{23}$	$3,0 \times 10^{23}$	$3,0 \times 10^{24}$
comprimento do canal, km	2	5	14
<b>Relâmpago</b>			
número de descargas de retorno por relâmpago	1	3	26
intervalo de tempo entre as descargas de retorno na ausência da corrente contínua, ms	3	50	380
duração, s	0,01	0,3	2
carga transferida incluindo a corrente contínua, C	3	25	90

FONTE: Volland (1982), p. 33.

Os relâmpagos SN são em geral iniciados por um líder escalonado vindo de torres ou de estruturas no topo de colinas. As fases do líder escalonado são comparáveis em comprimento e velocidade a dos relâmpagos NS, entretanto não há ocorrência de descarga de retorno da nuvem para o solo como se esperaria, mas um contínuo fluxo luminoso, ou seja, uma corrente contínua (Magono, 1980). A existência deste relâmpago deve-se ao fato de que o campo elétrico é muito intenso em estruturas ponteadas sobre colinas.

Os relâmpagos IN parecem ser dominantes nos primeiros estágios de desenvolvimento vertical da nuvem, ou seja, no início da eletrificação da nuvem (Williams et al., 1989; Breed e Dye, 1989). Quando o relâmpago IN ocorre, a nuvem torna-se luminosa durante aproximadamente 0,2 segundos. O relâmpago IN inicia-se por um líder que propaga-se entre os centros de carga da nuvem. A luminosidade é contínua e tem vários pulsos de alta luminosidade denominada de "descargas k" e de duração de 1 milissegundo superposta a ela. Neste relâmpago não ocorre a descarga de retorno e sim uma corrente contínua. A velocidade de propagação é da ordem de  $10^4$  m/s. Os relâmpagos inter-nuvem, da nuvem para o ar e da nuvem para a ionosfera são pouco frequentes e de difícil estudo. Estudos relacionados aos diferentes tipos de relâmpagos e o estado convectivo da nuvem de tempestade sugerem que os relâmpagos IN e NS são iniciados no limite superior e inferior respectivamente, do principal centro de carga negativo na nuvem de tempestade (Williams et al., 1989).

Existem alguns parâmetros que caracterizam o relâmpago NS e SN. São eles: a polaridade, o número de descargas por relâmpago e o pico de corrente. Relâmpagos NS e SN podem ter polaridade negativa ou positiva. Define-se a

polaridade do relâmpago pelo sinal da carga na região onde inicia-se o líder escalonado ou pelo sentido da corrente do descarga ou da corrente contínua. No caso do relâmpago NS a corrente ascendente da descarga indica polaridade negativa e a corrente descendente indica polaridade positiva; no caso do relâmpago SN as convenções do sentido da corrente são invertidas. Há alguns anos suspeita-se da possível existência do relâmpago NS positivo, que traz cargas positivas para o solo, mas só em 1984 foi que Idone et al. (1984) confirmaram a sua existência. Aparentemente os relâmpagos NS positivos são associados a variações sazonais (Orville et al., 1987; Hojo et al., 1989), ocorrendo em maior proporção em tempestades de inverno na área costeira do Japão e no outono e inverno no nordeste dos E.U.A.. Hojo et al. (1989) associaram a maior porcentagem de relâmpagos NS positivos a nuvens com topos estimados em aproximadamente 4 km. A possível explicação para este relâmpago NS positivo ocorrer com maior frequência no inverno, deve-se ao fato de que as nuvens nesta estação são mais baixas e inclinadas devido aos fortes ventos (Figura 2.18). O fato da nuvem ser mais inclinada possibilita que haja maiores condições para que ocorra um relâmpago NS positivo iniciando-se deste centro (Magono, 1980). Esta possível explicação é a mais aceita pelos autores, embora haja outras hipóteses, como a que supõe que os relâmpagos NS positivos iniciam no centro inferior de carga positiva da nuvem (Williams, 1989). A explicação para a ocorrência destes relâmpagos é a hipótese do dipolo inclinado sugerido pela primeira vez por Brook et al. (1982). Esta hipótese sugere que a distribuição de carga é fortemente deslocada da vertical onde o responsável por este deslocamento seria a presença de um gradiente vertical na velocidade do vento horizontal (Beasley, 1985). Além disto Takagi et al. (1986) e Engholm et al. (1990) mostram que a porcentagem de relâmpagos NS positivos está também correlacionada com a altura das cargas negativas e

positivas. Por outro lado, Williams (1989) sugere que o relâmpago NS positivo poderia estar relacionado ao centro positivo inferior da estrutura tripolar da nuvem, dando suporte a idéia de que a distribuição de cargas na nuvem em diferentes condições meteorológicas podem favorecer um comportamento dipolar ou tripolar. Os relâmpagos NS positivos tem as mesmas características dos relâmpagos NS negativos, somente diferenciando-se por ter na sua maioria apenas uma descarga de retorno e por ter em geral grande amplitude de corrente (Beasley, 1985).

A porcentagem de relâmpagos NS positivos em função do mês para o período de junho de 1984 a maio de 1985 é mostrado na Figura 2.19 (Orville et al., 1987). Idone et al. (1984) determinaram que no nordeste dos Estados Unidos somente 25% dos relâmpagos NS positivos têm alto pico de corrente. Segundo Brook (1984, citado por Beasley, 1985) os relâmpagos NS positivos tenderiam a ocorrer no final das tempestades. Os relâmpagos NS positivos parecem ser os mais perigosos para a humanidade, não por terem uma corrente mais intensa que os relâmpagos NS negativos, mas por serem mais freqüentemente seguidos por uma corrente contínua. Virtualmente todos os relâmpagos que provocam fogo em florestas resultam de correntes contínuas (Freedman, 1990).

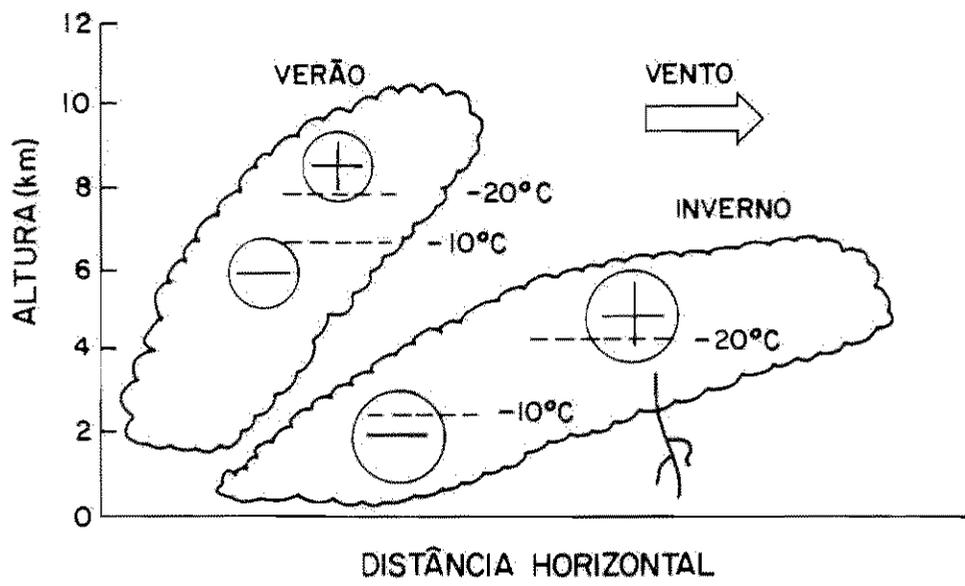


Fig. 2.18 - Comparação das nuvens de tempestade de inverno e verão.

FONTE: Magono (1980), p. 209.

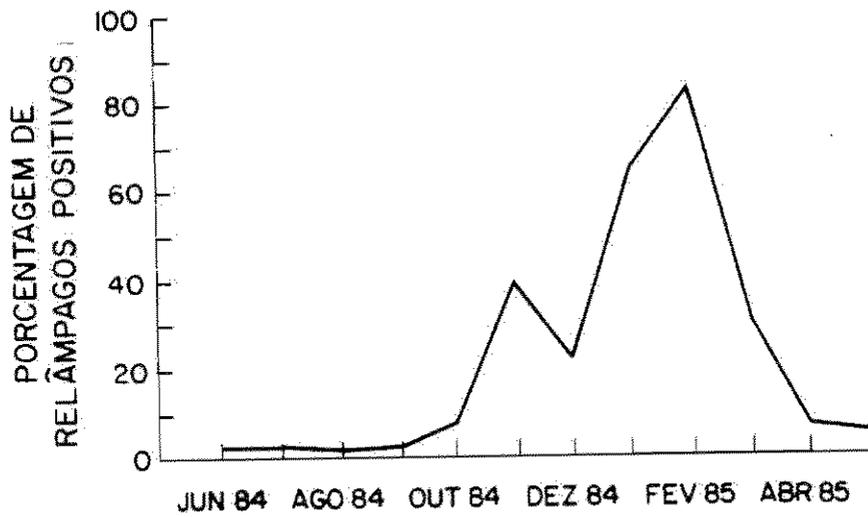


Fig. 2.19 - Porcentagem de relâmpagos NS positivos em função dos meses, no período de junho de 1984 a maio de 1985 que ocorreram na Carolina do Norte, Estados Unidos.

FONTE: Orville et al. (1987), p. 5643.

O pico de corrente para um descarga pode ser estimado teoricamente. O desenvolvimento teórico foi feito por Uman et al. (1975) e aplicado experimentalmente a descarga de retorno por Lin et al. (1980). O pico de corrente  $i_p$ , dependente do pico de radiação do campo magnético,  $B_p$ , segundo a relação:

$$i_p = \frac{2\pi crB_p}{\mu_0 v}$$

onde  $c$  é a velocidade da luz,  $r$  é a distância ao relâmpago,  $\mu_0$  é a permeabilidade magnética do espaço livre e  $v$  é a velocidade da descarga de retorno. Informações sobre o pico de corrente da primeira descarga dos relâmpagos NS dão em média um pico de corrente para o relâmpago NS negativo de cerca de 30 kA, podendo poucos deles exceder a 100 kA (Orville et al., 1987). Para o relâmpago NS positivo o pico médio é de aproximadamente 45 kA podendo exceder até 400 kA (Orville et al., 1987). Estes picos são calculados considerando a velocidade da primeira descarga igual para ambas as polaridades e constantes ao longo do ano (Orville et al., 1987). Nas análises de Orville et al. (1987) há uma intensificação no pico de corrente tanto para relâmpagos NS positivos como negativos no inverno. Há também uma variação do pico de corrente das descargas, como função da latitude (Orville, 1990). Orville et al. (1988) e Narita et al. (1989) sugerem a existência de relâmpagos bipolares onde o relâmpago inicia-se com uma polaridade e pequena corrente, passando depois para uma grande corrente de polaridade contrária. A possível explicação deve-se ao fato de que a corrente bipolar deve estar passando gradualmente pelo mesmo canal ionizado mas de regiões de diferentes polaridades da nuvem (Figura 2.20).

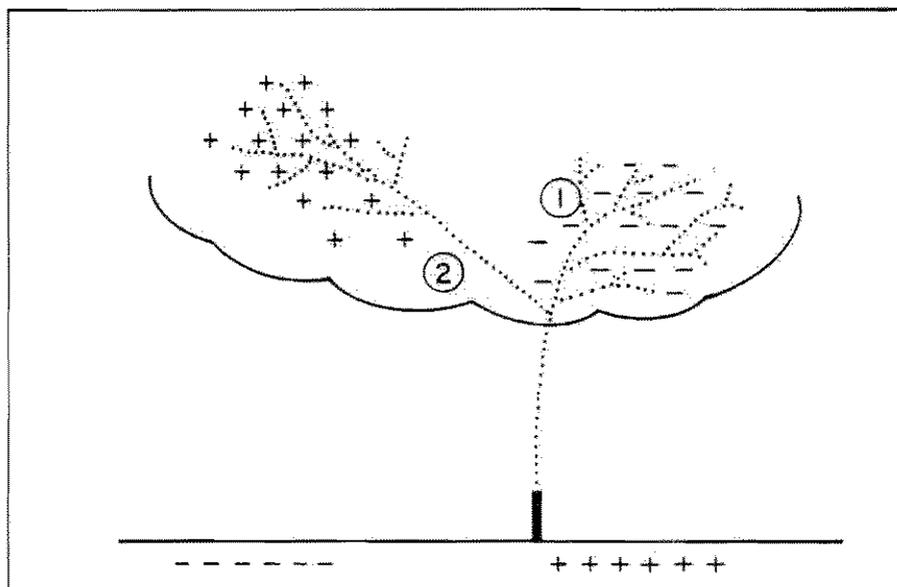


Fig. 2.20 - Representação esquemática do modelo de relâmpago NS bipolar.

FONTE: Narita et al. (1989), p. 13195.

Estima-se que a cada segundo, ocorrem no mundo cerca de 100 relâmpagos para o solo (Uman, 1987) sendo que aproximadamente apenas 5% destes ocorrem sobre os oceanos. A ocorrência dos relâmpagos IN e NS parece também variar com a latitude, como mostra a Figura 2.21 (Fisher e Plumer, 1977). Esta figura mostra a proporção da ocorrência de relâmpagos NS em função da latitude, onde a densidade de relâmpagos aqui considerada é a soma dos IN e NS.

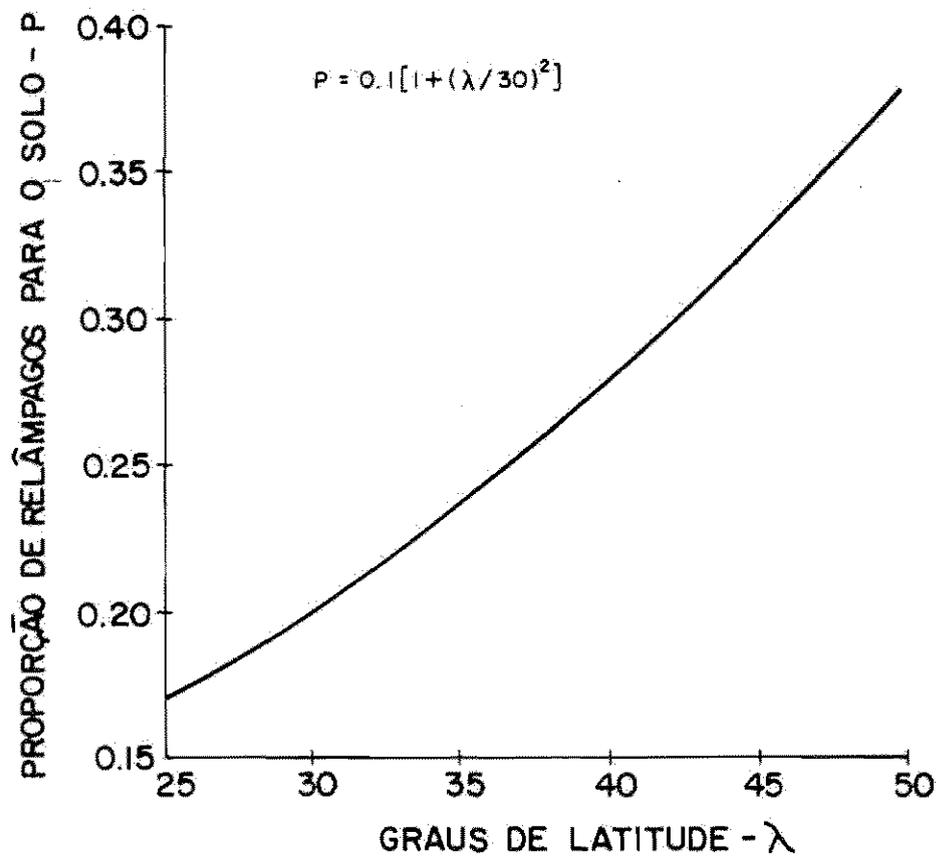


Fig. 2.21 - Variação percentual de relâmpagos NS, com respeito ao IN, em relação à latitude.

FONTE: Fisher e Plumer (1977), p. 29.

#### 2.4 - CAMPOS ELÉTRICOS E CONDUTIVIDADE DEVIDO A NUVENS DE TEMPESTADE

Como vimos anteriormente, as nuvens de tempestade são consideradas pelo CEAG como geradoras de corrente, alterando o campo elétrico e a condutividade. Observações de campo elétrico e condutividade sobre nuvens de tempestade utilizando sensores a bordo de balão têm sido obtidas por vários autores (Holzworth, 1981; Holzworth et al., 1986; Barcus et al., 1986; Pinto, 1987; Pinto et al., 1988; Hu et al., 1989). De um modo geral, as nuvens de tempestade podem ser representadas como um dipolo de polaridade positiva, sendo que o campo elétrico devido a estas nuvens em altura de balão é dirigido para cima em oposição ao campo elétrico de tempo bom. A Figura 2.22 ilustra as linhas de campo elétrico na atmosfera em altura de balão, derivadas de resultados de computação numérica. O modelo de continuidade de corrente (CC) e o dipolar (DI) consideram a condutividade variando exponencialmente com a altura e o modelo do campo coulombiano considera a condutividade uniforme. Para o modelo CC os centros de carga da nuvem tem diferentes valores de carga, devido a condutividade ser diferente nos dois centros. Segundo Tzur e Roble (1985), a condutividade dentro da nuvem é estimada ser reduzida por um fator constante em relação ao valor fora dela. Assim considerando a corrente de convecção constante dentro da nuvem obtém-se diferentes valores de carga (Pinto et al., 1989). Já o modelo DI considera que os centros de carga tem o mesmo valor. Ambos os modelos de estrutura elétrica da nuvem consideram duas cargas pontuais.

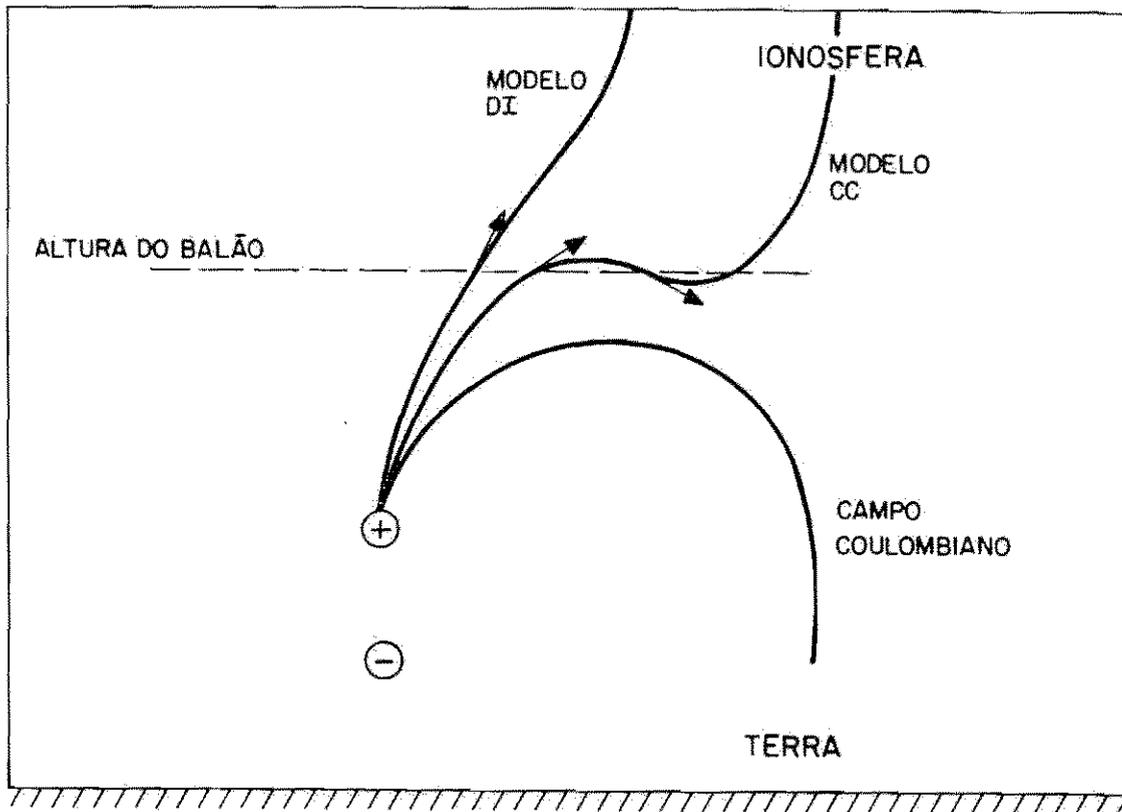


Fig. 2.22 - Ilustração das linhas de campo elétrico para duas cargas pontuais dentro de uma atmosfera, considerando os modelos DI e CC de distribuição de carga e o campo coulombiano.

FONTE: Pinto et al. (1989), p. 9981.

Medidas de campo elétrico e condutividade sobre nuvens de tempestade utilizando o método da sonda dupla a bordo de balão serão vistas a seguir. A Figura 2.23 ilustra medidas realizadas na Groelândia, no dia 11 de agosto de 1982. O campo elétrico vertical mostra 3 principais eventos sendo um deles, em torno das 15:45 UT, característico de nuvens de tempestade. Neste evento o campo elétrico vertical intensifica-se no sentido para baixo (considerado aqui como negativo), aproximando-se de 1 V/m. O campo elétrico de tempo bom aqui está no sentido para cima, positivo, e é estimado em torno de 150 mV/m. A condutividade foi aproximadamente constante, em 30 km de altura, devido a variação da altura do balão ser praticamente negligenciável (em torno de 2 km). Os dois outros principais eventos ocorreram antes e após a passagem do detector sobre a nuvem, intensificando o campo elétrico de tempo bom. Alguns autores sugerem que esta intensificação deve-se à existência da camada de blindagem, segundo o campo criado entre as cargas negativas da camada de blindagem na parte superior da nuvem, e o centro de cargas positivo (Burke, 1975; Barcus et al., 1986). Pinto et al. (1989) tem sugerido que esta intensificação pode ser devida ao fato de que o valor da carga do centro negativo da nuvem é maior que o do centro positivo, considerando-se o modelo de continuidade de corrente. Neste modelo, a uma certa distância horizontal entre a nuvem e o detector, o campo de tempo bom se intensificaria (ver Figura 2.22). A Figura 2.24 ilustra as medidas de campo elétrico, condutividade e a estimativa da densidade de corrente obtida segundo a Equação 2.2 sobre nuvens de tempestade em torno de 26 km de altura. O voo transcorreu no Canadá entre os dias 11 e 12 de agosto de 1974 (Holzworth, 1981). O campo elétrico de tempo bom nesta figura é considerado ser positivo.

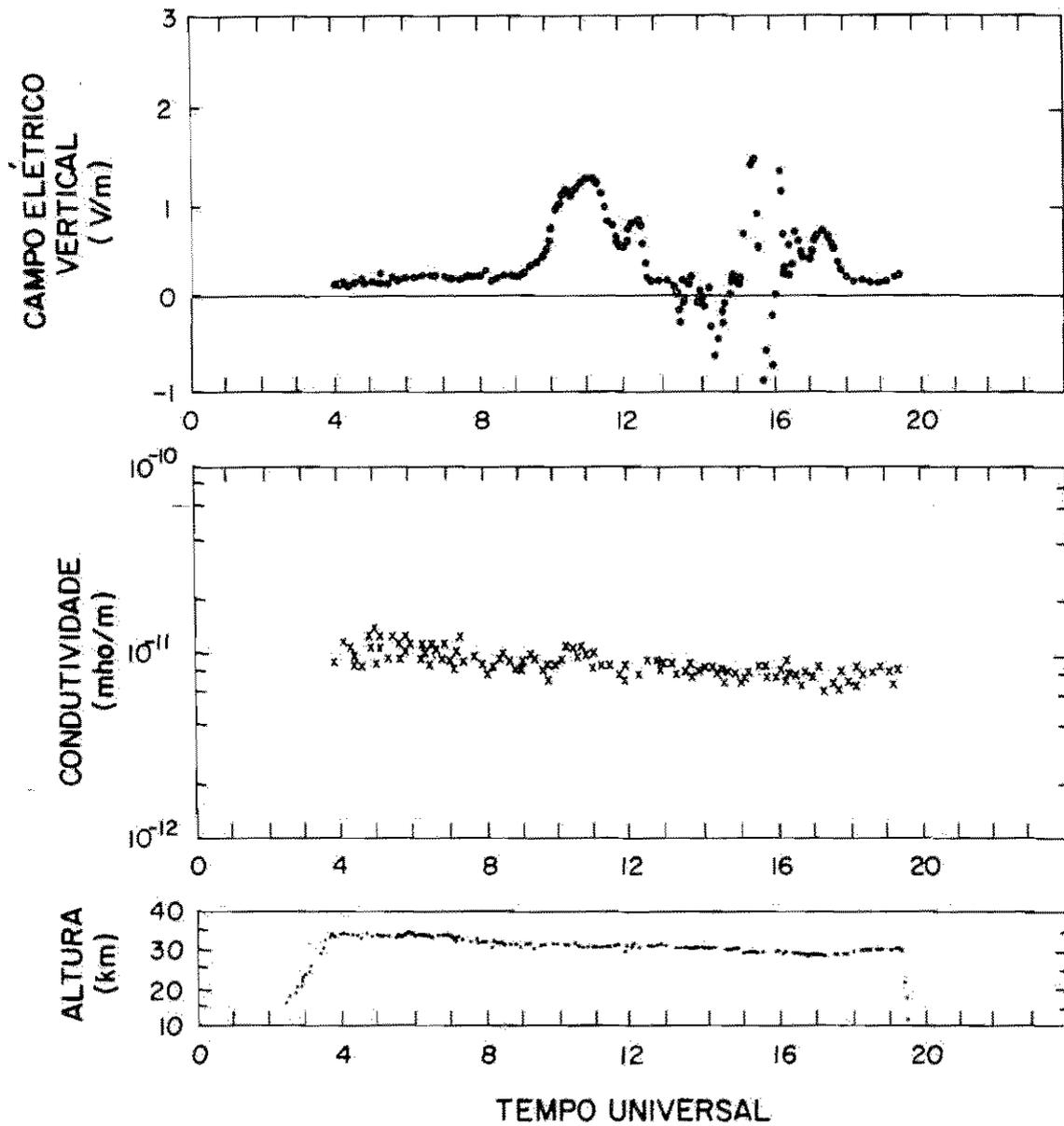


Fig. 2.23 - Medidas de campo elétrico vertical, condutividade e altura associadas a nuvens de tempestade.

FONTE: Barcus et al. (1986), p. 9883.

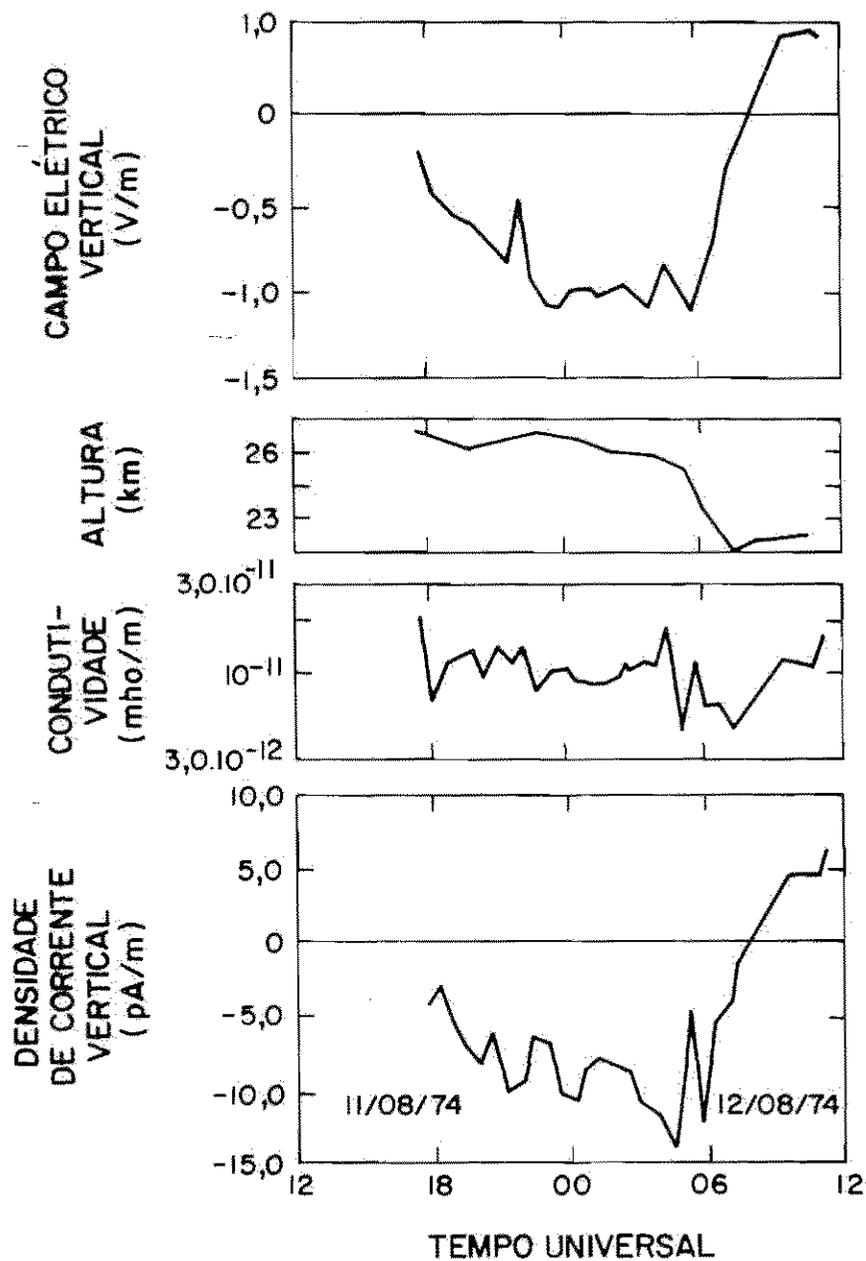


Fig. 2.24 - Medidas de campo elétrico vertical, altura condutividade e densidade de corrente associadas a nuvens de tempestade.

FONTE: Holzworth (1981), p. 1121.

A condutividade na estratosfera varia exponencialmente com a altura e aumenta com o aumento da latitude. Medidas de condutividade sobre nuvens de tempestade em altura de balão têm sido discutidas, sendo que diferentes resultados têm sido apresentados. Barcus et al. (1986) não observaram variações significativas na condutividade em 30 km de altura (ver Figura 2.23). Já autores como Holzworth et al. (1986); Hu et al. (1989) e Pinto et al. (1988) observaram variações num fator de 2 na condutividade total em 26 e 30 km de altura, sendo que a variação da altura do balão era desprezível.

A Figura 2.25 ilustra medidas feitas em 26 km de altura por Holzworth et al. (1986) em vôos de longa duração para médias latitudes no hemisfério sul. A flutuação da condutividade teve início em aproximadamente 14:00 UT, sendo alguns dados de condutividade positiva perdidos em torno das 15:00 UT. As medidas de condutividade em regiões de tempo bom, não apresentam flutuações representativas para uma dada altura, assim como não há diferenças significativas, em termos de valor médio, das obtidas em regiões de tempestade. Hu et al. (1989) ilustraram na Figura 2.26 as medidas de condutividade positiva e negativa, em 30 km de altura, devido a nuvens de tempestade (sendo representadas pela sequência de triângulos) e a condutividade para a mesma região em tempo bom (representada pela linha sólida). É importante salientar que a variação na condutividade precedeu a intensificação do campo elétrico vertical característico de nuvens. Assim estas variações não são diretamente correlacionadas com as medidas de campo elétrico. Isto pode ser devido ao fato de que as medidas de condutividade serem "in situ" ao passo que as de campo elétrico do tipo sensoriamento remoto (Holzworth et al., 1986).

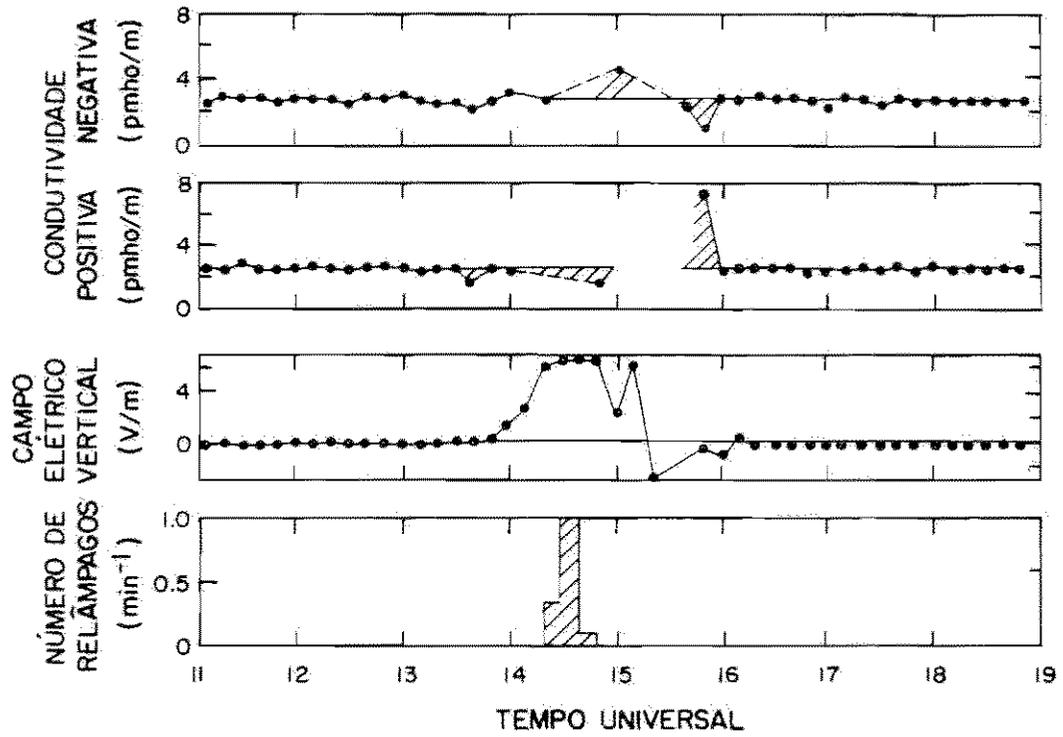


Fig. 2.25 - Medidas de condutividade, campo elétrico vertical em 26 km de altura e número de relâmpagos associados a uma nuvem de tempestade.

FONTE: Holzworth et al. (1986), p. 13259.

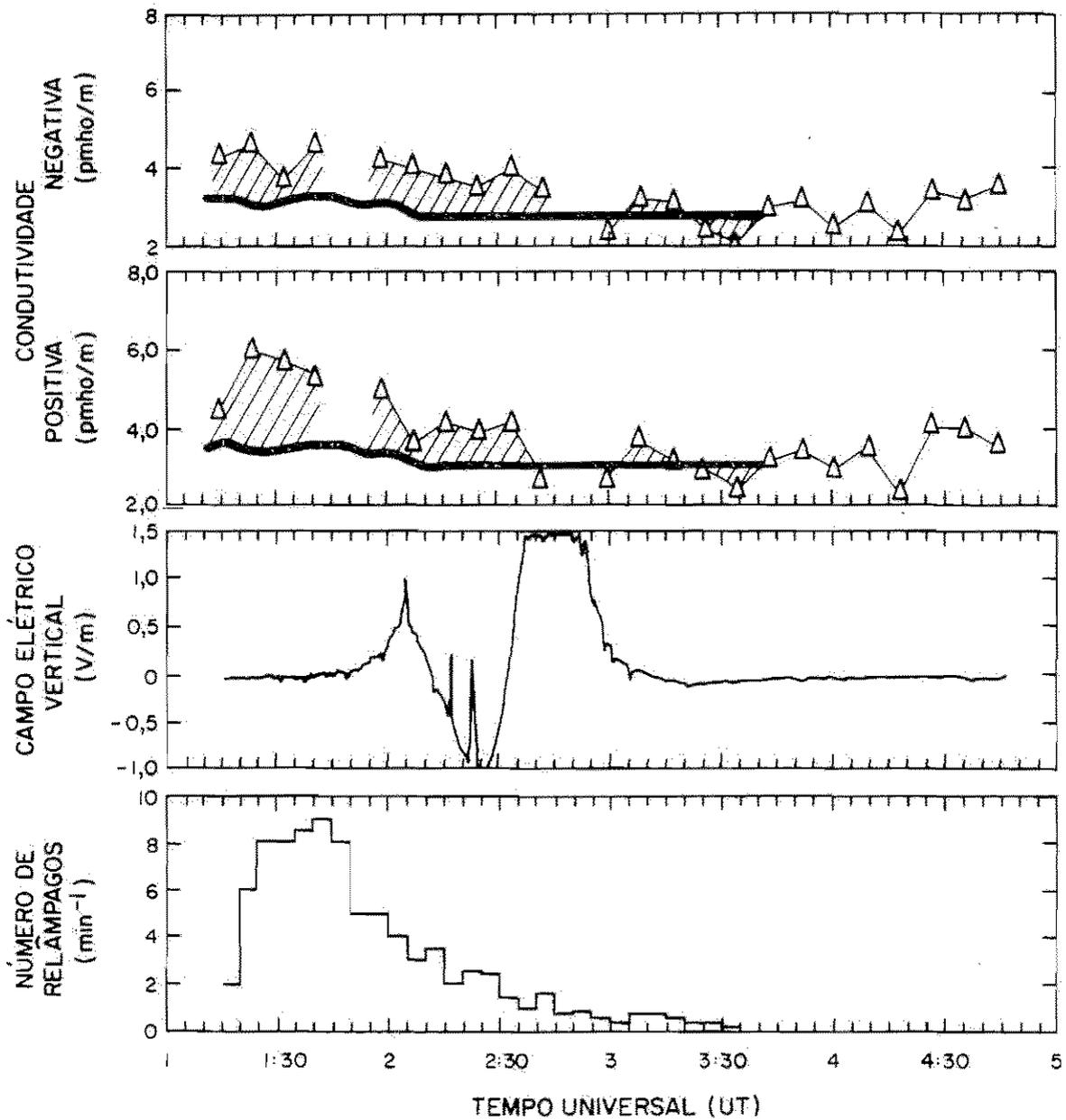


Fig. 2.26 - Medidas de condutividade, campo elétrico vertical em 30 km de altura e número de relâmpagos associados a nuvens de tempestade.

FONTE: Hu et al. (1989), p. 16431.

Nas Figuras 2.25 e 2.26 a condutividade, o número de relâmpagos e o campo elétrico vertical foram associados ao tempo universal, onde não são comentadas pelos autores as intensificações do campo elétrico de tempo bom, assim como a intensificação no sentido oposto ocorrida às 2:05 UT no caso da Figura 2.26. Hipóteses sobre os possíveis responsáveis pela variação da condutividade são: precipitação de elétrons induzidos por relâmpagos, intensificando a ionização devido ao mecanismo de Bremsstrahlung, e descargas verticais para a ionosfera intensificando a densidade de íons (Hu et al., 1989). Tais hipóteses não são viáveis, pois na primeira a ionização produzida pelo mecanismo de Bremsstrahlung é muito inferior a aquela produzida por raios cósmicos em altura de balão (Pinto Jr. e Gonzalez, 1986) e na segunda as descargas para a ionosfera são raras. A Figura 2.27 confirma a inviabilização das hipóteses de variação da condutividade devido a relâmpagos, pois apresenta variação nas medidas de condutividade em regiões onde não houve campo elétrico característico de relâmpago (Pinto et al., 1988). Estas medidas foram realizadas em Cachoeira Paulista, Brasil nos dias 2 e 3 de abril de 1980 em torno de 26 km de altura. O campo elétrico vertical característico de nuvens foi estimado em torno de 1 V/m. Portanto a variação na condutividade parece estar associada a eletrodinâmica das nuvens próximo ao detector, a qual pode interferir nos processos de transporte global de maneira ainda não compreendida (Pinto, 1987).

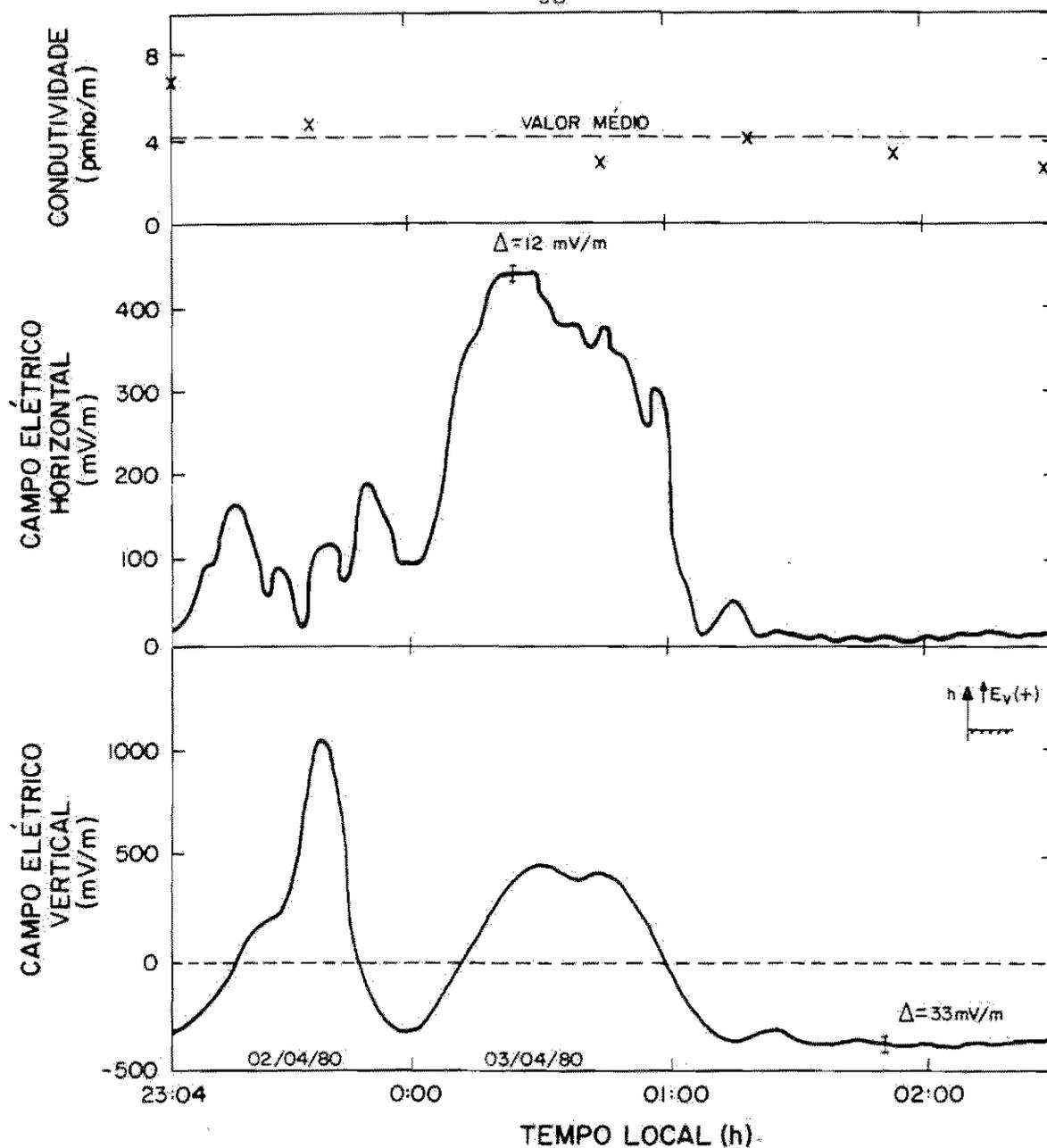


Fig. 2.27 - Medidas de condutividade e campo elétrico vertical e horizontal em 26 km de altura, em função do tempo local em Cachoeira Paulista, Brasil, nos dias 2 e 3 de abril de 1980.

FONTE: Pinto (1987), p. 83.

Os campos elétricos contínuos (DC) e os alternados (AC), produzidos por nuvens de tempestades e relâmpagos respectivamente, podem ser transmitidos para a ionosfera e magnetosfera através das linhas de campo geomagnéticos sendo os campos AC mais eficientes que os DC. Quanto maior a frequência do relâmpago mais eficiente torna-se a transmissão (Dejnakarintra e Park, 1974). Os campos elétricos AC podem gerar ondas do tipo "wistlers" (assobios atmosféricos), a qual são de grande importância para estudos da plasmasfera. O tipo de relâmpago pode ser identificado em medidas de balão segundo a direção da intensidade do campo elétrico. A direção de mudança do campo elétrico devido aos relâmpagos IN e NS são esquematizados na Figura 2.28. Os relâmpagos detectados por medidas feitas a bordo de balão são os intra-nuvem e os nuvem-solo. A Figura 2.29 ilustra eventos de relâmpagos associados a mudança da direção do campo elétrico visto por balão na altura de 21 km (Holzworth, 1987). As estruturas denominadas por "D" são estruturas não identificadas.

A Figura 2.30 ilustra os detalhes do campo elétrico vertical em 28 km devido a relâmpagos, onde a escala de tempo desta variação é da ordem de dezenas de segundos (Burke, 1975). Sua intensidade em altura de balão pode chegar até dezenas de volts por metro (Holzworth, 1981). O transiente do sinal do campo elétrico, gerado por descargas, denominado "sferics", propaga-se na atmosfera. O canal de condução do relâmpago comporta-se como um sistema enorme de antenas que irradiam energia eletromagnética. Os sinais são de impulsos naturais, cujo pico estende-se em torno de 5 a 10 kHz.

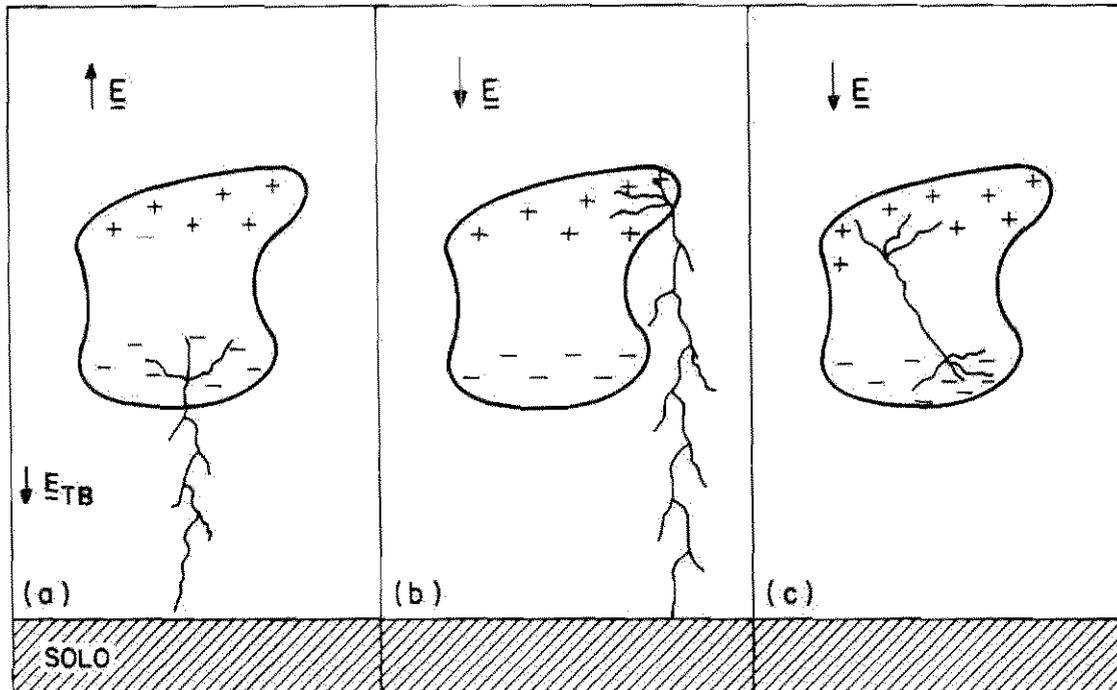


Fig. 2.28 - Ilustração do campo elétrico de tempo bom e do campo característico de nuvens de tempestade, em altura de balão, associados à ocorrência de relâmpagos.

- A direção do campo elétrico vertical devido ao relâmpago NS negativo é oposta a do campo de tempo bom ( $E_{TB}$ ) como mostra no item (a). Já nos relâmpagos NS positivo e IN, itens (b) e (c) respectivamente, o campo elétrico vertical concorda com o campo de tempo bom.

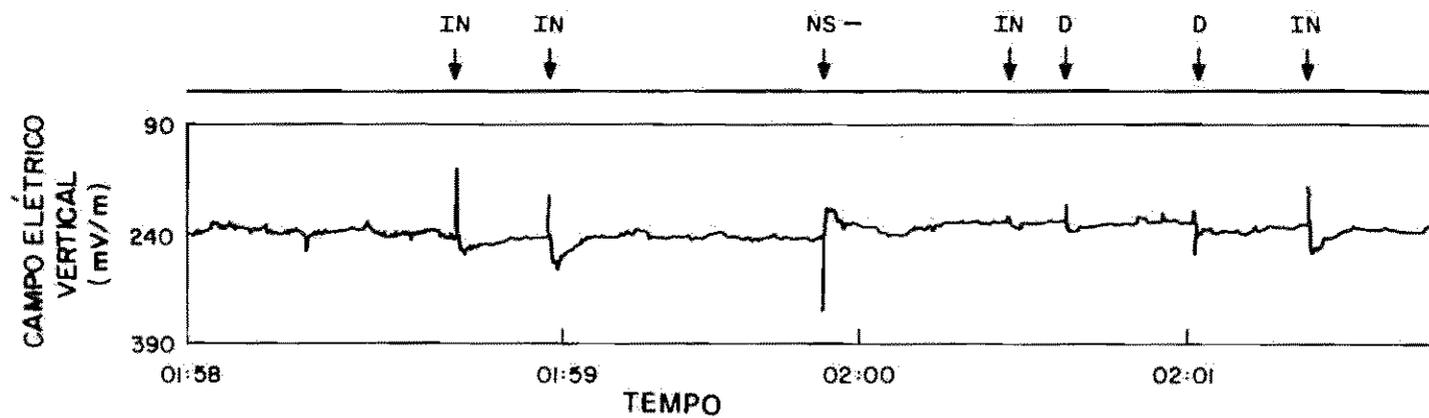


Fig. 2.29 - Medidas de campo elétrico vertical em altura de balão característico de relâmpagos.

FONTE: Holzworth (1987), p. 303.

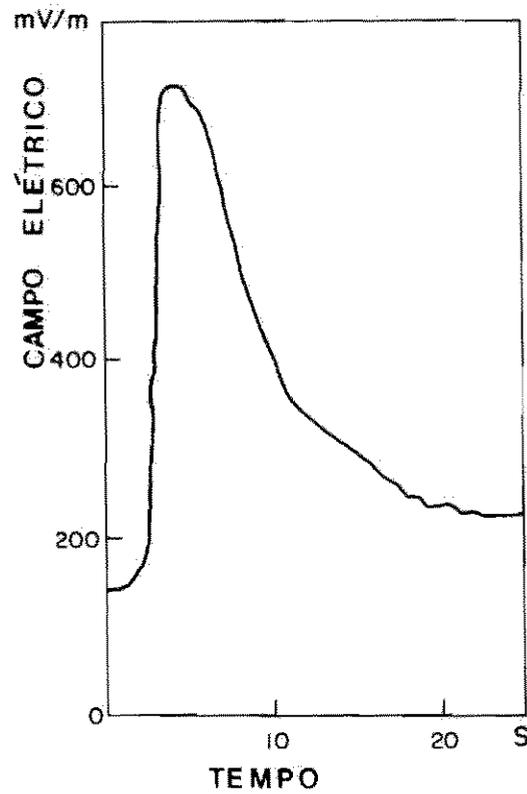


Fig. 2.30 - Ilustração da intensificação do campo elétrico vertical, em escala ampliada, devido a um relâmpago.

FONTE: Burke (1975), p. 104.

### CAPÍTULO 3

#### TÉCNICAS EXPERIMENTAIS

##### 3.1 - DETECTOR DE CAMPO ELÉTRICO

As medidas a bordo de balão estratosférico foram efetuadas utilizando a técnica denominada de sonda dupla (Pinto, 1987). O detector foi configurado de modo a medir o campo elétrico AC (corrente alternada), DC (corrente contínua) e a condutividade elétrica positiva e negativa.

O balão utilizado, de aproximadamente 7500 m<sup>3</sup>, foi lançado em Cachoeira Paulista, Brasil (22°39' S e 45°01' W) no dia 13 de dezembro de 1989 às 9:20 UT. A localização de lançamento do balão, estava dentro do raio de atuação do radar de São Roque, São Paulo (23°31' S e 47°09' W) e do sistema de detecção de relâmpagos da CEMIG (Figura 3.1). Esta figura também apresenta o raio de atuação do radar de Bauru (22°10' S, 49°00' W).

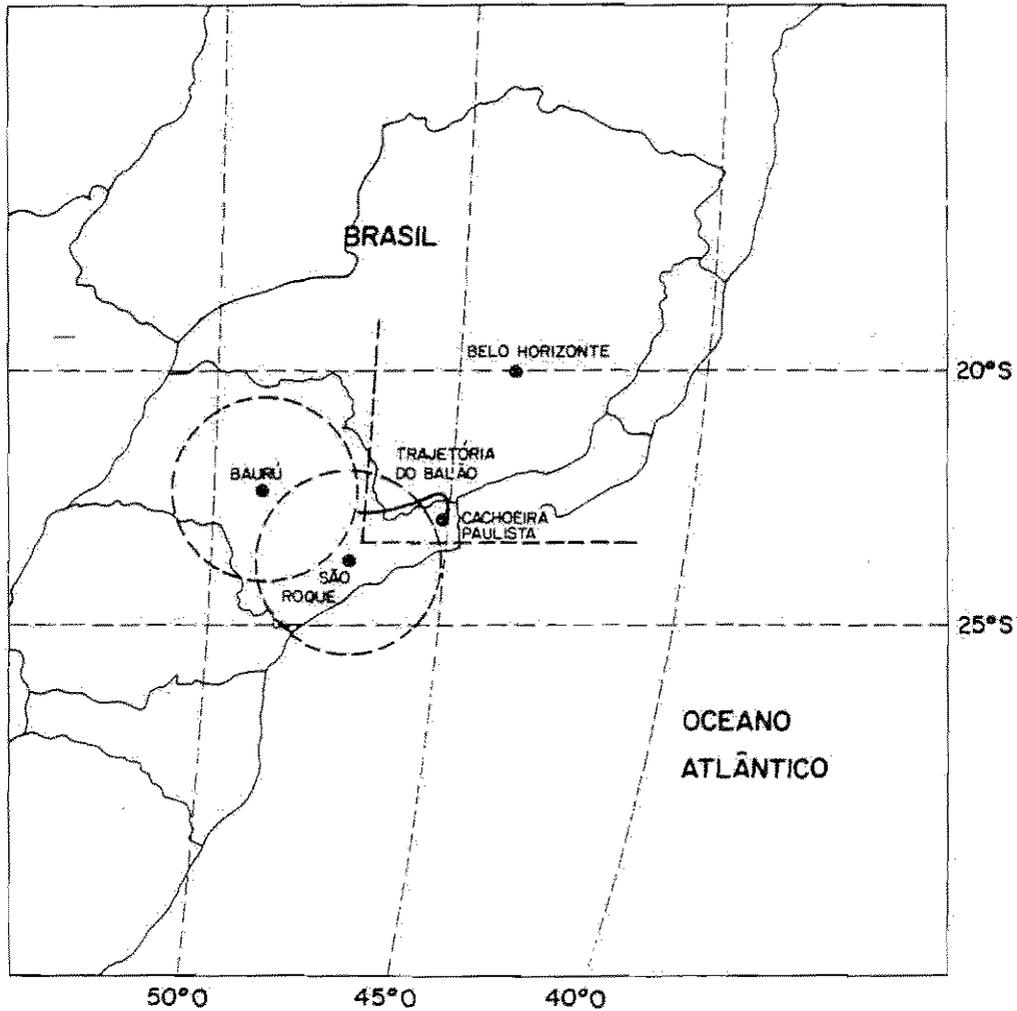


Fig. 3.1 - Mapa da localização do ponto de lançamento do balão estratosférico em Cachoeira Paulista e sua trajetória. Os círculos indicam o alcance dos radares de São Roque e de Bauru e as linhas tracejadas mais escuras delimitam a área de atuação do sistema LPATS.

A trajetória do balão foi obtida por dois métodos: através de rastreamento na frequência de transmissão de 1673 MHz por uma antena parabólica automática, e também pelo sistema de navegação OMEGA, através de um receptor a bordo do balão na faixa de VLF, a qual intercepta o sinal enviado por uma rede de transmissores espalhados pelo mundo. Ambas as técnicas obtiveram as mesmas posições até 14:15 UT, após este horário o sistema OMEGA apresentou problemas, sendo utilizado somente o sistema de rastreamento. O sistema OMEGA voltou a operar corretamente a partir das 20:00 UT voltando a concordar com o outro sistema (Figura 3.2). A altura atingida pela carga útil, de peso aproximado de 33 kg, foi em torno de 32 km. O voo durou aproximadamente 11 horas sendo terminado por um sistema de tele-comando em terra. A experiência foi recuperada em Mojiguaçu, São Paulo (22°10' S e 47°00' W).

O detector de campo elétrico, que foi construído no Laboratório de Magnetosfera do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE) em São José dos Campos, consiste em um par de sondas alinhadas na direção vertical (Figura 3.3). As sondas são 2 esferas de 22 cm de diâmetro.

A distância de cada uma das sondas verticais à caixa central é de 1,6 m. Para minimizar a incidência da radiação solar nas sondas, principalmente para comprimentos de onda entre 190 e 230 nm, o que produziria fotoelétrons alterando o sinal, pintam-se as sondas com uma solução aquosa de carbono ("aquadag"). Outro cuidado que deve-se tomar na construção do detector é com os braços onde as sondas estão montadas, que devem ter alta impedância e por isso são feitos de fibra de vidro (Pinto, 1987). O par de sondas funciona como um circuito em paralelo para a

corrente elétrica. Assim, para não distorcer o campo elétrico que se quer medir, a resistência interna que liga os condutores deve ser maior que a da atmosfera. Em aproximadamente 30 km, a resistência atmosférica é da ordem de  $10^{13}$  ohms e portanto a resistência interna deve ser de pelo menos  $10^{14}$  ohms. Com este intuito os sinais originados nas sondas passam por um casador de impedância que possui tal resistência. Estes sinais, tanto AC em 2 KHz medido na sonda inferior como DC, são transmitidos multiplicados por diferentes fatores, de modo a poder-se medir diferentes faixas de amplitudes dos campos elétricos existentes.

Além das sondas duplas, fazem parte do experimento um altímetro, constituído por um sensor de pressão do tipo Sensyn, e sensores de temperatura externa e interna do tipo Lm 135. A cada 0,25 segundos uma cadeia de informações contendo 16 palavras de 8 bits cada, entre elas duas de sincronismo e duas de tempo, é enviada ao transmissor que opera com taxa de 512 bits/s em formato PCM ("Pulse Code Modulation"), na frequência de 1673 MHz, com desvio de 125 KHz, e de aproximadamente 500 mW de potência, o que permite um alcance em torno de 1000 km. Os sensores de pressão e temperatura foram calibradas no Laboratório de Integração e Testes (LIT). A Figura 3.4 é um esquema geral do experimento, e a Figura 3.5 é um esquema da eletrônica associada à medida de campo elétrico.

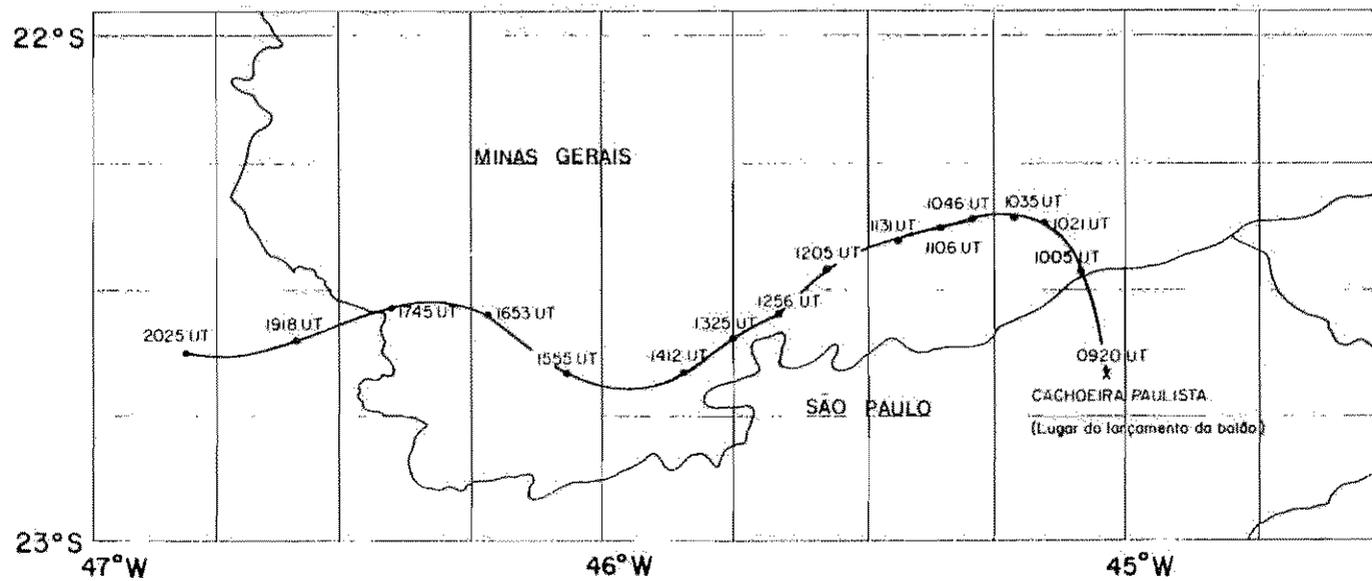


Fig. 3.2 - Trajetória do voo do balão lançado em 13 de dezembro de 1989 em Cachoeira Paulista, Brasil.

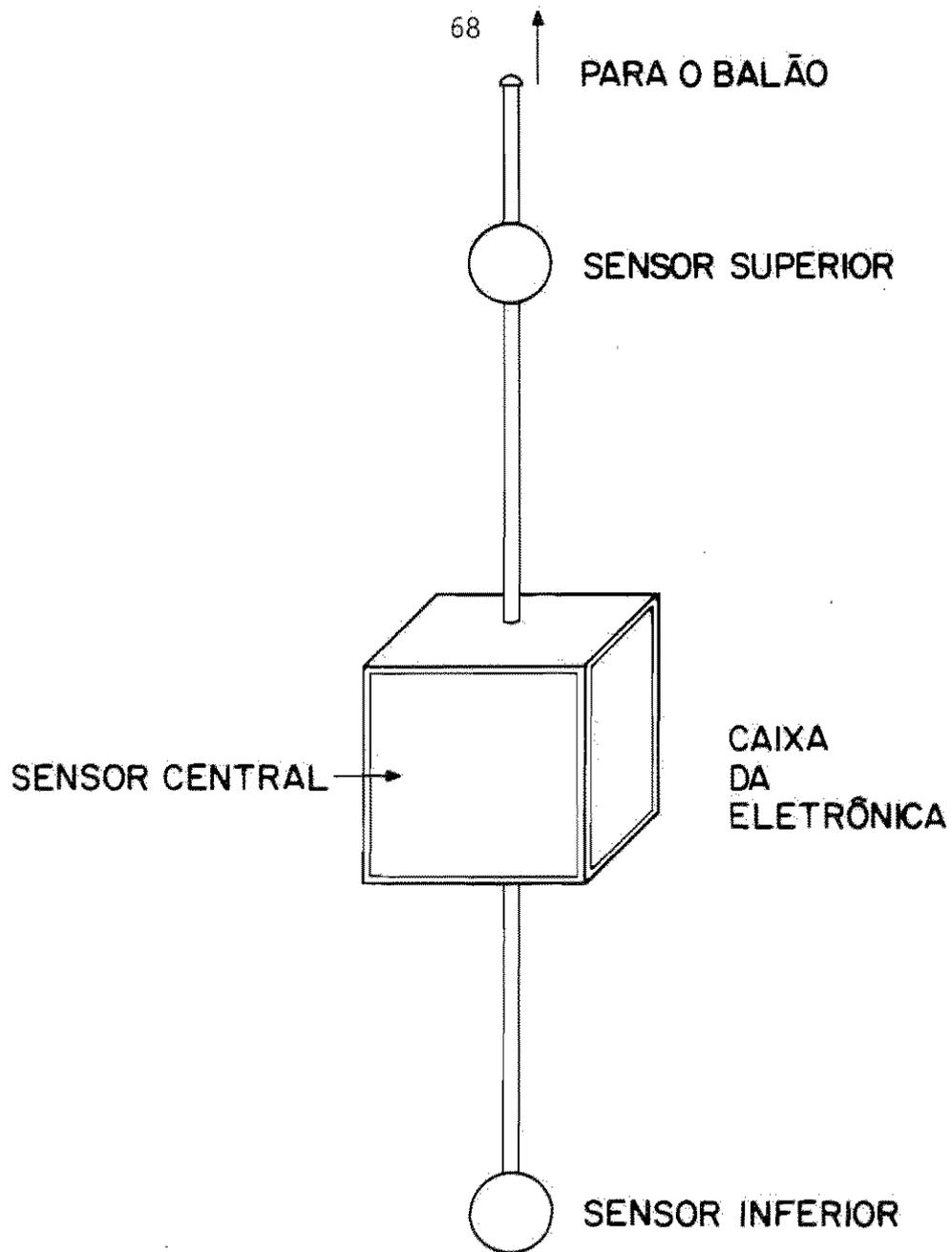


Fig. 3.3 - Croqui do detector de campo elétrico lançado em balão estratosférico.

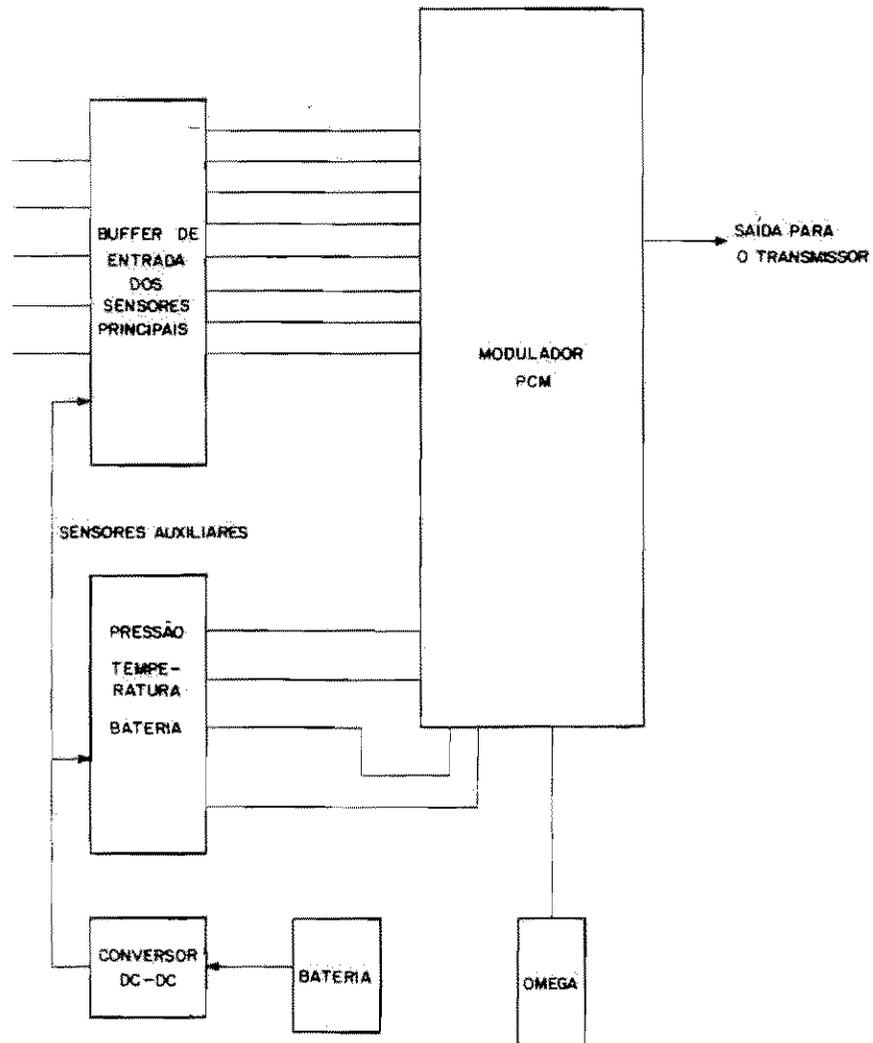


Fig. 3.4 - Esquema geral do experimento lançado em 13/12/1989 no balão estratosférico.

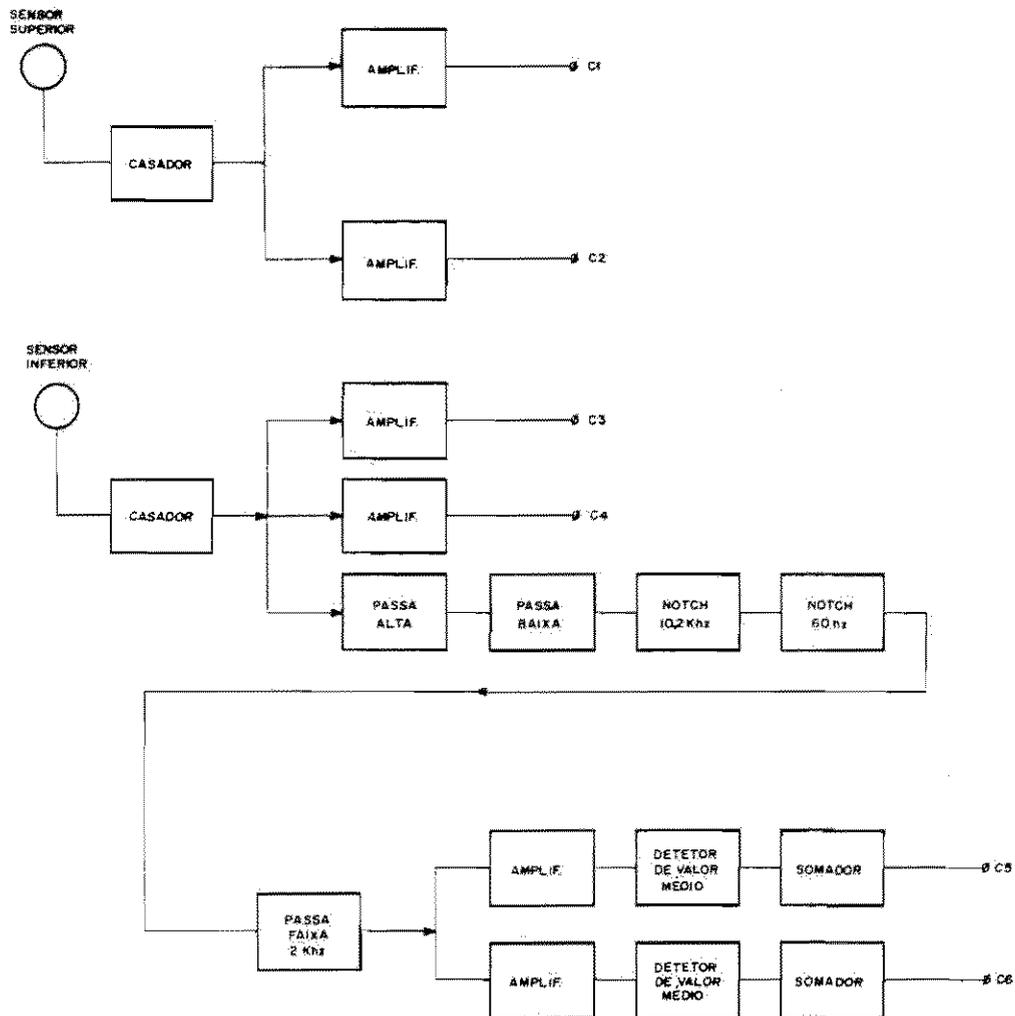


Fig. 3.5 - Esquema da eletrônica associada à medida de campo elétrico vertical lançada em 13/12/1989.

A técnica de medida de condutividade por meio de sondas de campo elétrico, envolve a determinação no tempo de relaxação. Neste método as sondas verticais, aproximadamente 1,6 m acima e abaixo da parte central do detector, utilizada como potencial de referência, serão a cada 8,5 minutos curto circuitadas simultaneamente por 4 segundos à parte central, e após deixadas retornar ao potencial existente anteriormente. Através da constante de tempo  $\tau$ , correspondente ao intervalo em que as sondas retornam ao potencial existente após terem sido curto circuitadas, determina-se a condutividade positiva e negativa (Pinto et al., 1988).

Infelizmente durante o voo, um mal funcionamento do relê, responsável por curto circuitar as sondas à parte central, não permitiu que medidas de condutividade fossem obtidas.

### 3.2 - RADIOSSONDA

Os dados de variação de temperatura em relação a altura, no período de interesse, foram obtidos pela técnica de radiossondagem. A técnica de radiossondagem consiste em uma estação receptora, de balão de sondagem, e de radiossonda. No presente estudo uma estação receptora foi operada no dia do lançamento do balão estratosférico em Cachoeira Paulista, Brasil, e a radiossonda utilizada foi do tipo 1392 da V.I.Z. Manufacturing C.O., U.S.A.

Esta radiossonda consiste em um transmissor na frequência 1680 MHz A.M. com potência 500 mW, e sensores de temperatura, pressão e umidade.

A temperatura é medida através de um termistor de aproximadamente 50 mm de comprimento. Este termistor tem uma taxa extremamente uniforme de mudança de resistência em relação à temperatura, um rápido tempo de resposta e uma boa dissipação de calor para minimizar erros devidos ao seu próprio aquecimento.

O sensor de pressão consiste numa célula aneróide formada por uma liga especial de ferro-níquel, com diâmetro de 61 mm e espessura de 26 mm. Esta célula expande-se a medida que a pressão atmosférica diminui, dirigindo o cursor para um dos 180 níveis discretos de posição, a qual indicam um determinado valor de pressão atmosférica. A determinação da pressão atmosférica é necessária para a determinação da altura, a qual comparada com os dados de temperatura e umidade, permite obter a variação da temperatura e umidade em relação à altura.

O sensor de umidade utilizado é do tipo carbono, o qual consiste numa barra de plástico de 64 mm de comprimento e 1 mm de espessura. A expansão da barra dá-se com o aumento da umidade relativa, aumentando a resistência mais do que 100 vezes para uma mudança de 90% da umidade.

Os sensores de temperatura, pressão e umidade são conectados ao circuito de transmissão que tem alcance de recepção satisfatório de 200 a 300 km sobre condições normais de propagação, podendo enviar informações úteis numa altitude de até 35 km. Estas informações são registradas na estação receptora na forma de diagrama que é transformado em dados de temperatura, pressão e umidade.

### 3.3 - SATÉLITE GOES

Outro instrumento utilizado para o monitoramento das condições atmosféricas no lançamento de balão estratosférico em Cachoeira Paulista (13 de dezembro de 1989) foi o satélite norte-americano GOES-7, que pertence a série de satélites geoestacionários SMS/GOES (Synchonus Meteorological Satellite/Geostacionary Operational Environmental Satellite). Os sinais do satélite GOES, foram recebidos e gravados a cada 30 minutos (no período de interesse), pela estação de Recepção e Gravação de Imagens do INPE, Cachoeira Paulista, São Paulo.

O satélite é composto de um sistema de comunicação, para transmitir seus dados às estações terrestres, e um sistema de sondagem atmosférica denominado VAS (Visible and Infrared Spin Scan Radiometer Atmospheric Sounder). A imagem no infravermelho (radiação termal), é obtida em comprimento de onda que encontra-se entre 10,5 a 12,5  $\mu\text{m}$  (França, 1988). Esta energia é convertida em 256 níveis digitais (8 bits), os quais reproduzem variações de temperatura, equivalente de corpo negro, das superfícies emissoras entre 160 e 330 K. A imagem completa consiste em 1821 linhas (Moraes, 1986). A resolução espacial do satélite, denominado um pixel, para o canal infravermelho, é de (4 x 8)  $\text{km}^2$  no ponto subsatélite. Na época e para a região de interesse do voo (Cachoeira Paulista), a resolução espacial era de aproximadamente (9,5 x 19)  $\text{km}^2$ . Outro ponto importante a considerar é o fato dos satélites geoestacionários não permanecerem em órbitas perfeitas, o que causa movimentos aparentes nas imagens e que devem ser corrigidos. Estes movimentos são devidos principalmente a inclinação da órbita do satélite em relação ao equador e do eixo de rotação do satélite em relação ao eixo de rotação da Terra. Ambas inclinações provocam um movimento norte-sul

das imagens e a excentricidade da órbita provoca um movimento leste-oeste nas imagens. Por consequência, um ponto fixo em coordenadas terrestres (latitude e longitude) não será representado pelas mesmas coordenadas de imagem para imagens obtidas em instantes diferentes. Para solucionar este problema, utiliza-se o processo de transformação matemática, o qual converte o sistema de coordenadas terrestres em um sistema de coordenadas da imagem, ou vice-versa, denominado de navegação (Oliveira, 1986).

#### 3.4 - DETECTOR DE RELÂMPAGOS DO TIPO LPATS

O monitoramento de relâmpagos da nuvem para o solo durante o lançamento de balão estratosférico foi realizado pelo sistema LPATS (Lightning Position and Tracking System) pertencente ao Centro de Tecnologia e Normalização da Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG). Este sistema consiste em 4 componentes: antenas, estações receptoras, central de análises (CA) e um monitor gráfico. A CEMIG utiliza 4 estações receptoras do sistema LPATS que estão localizados em Volta Grande (21°46' S, 42°32' W), Hidroelétrica de Três Marias (19°00' S, 45°20' W), Lavras (21°20' S, 45°00' W), e Ipatinga (19°30' S, 42°32' W) cobrindo uma área de aproximadamente 800.000 km<sup>2</sup>, abrangendo as latitudes de 14°00' a 23°00' S e longitudes de 39°00' a 52°00' W. Estima-se um erro de no máximo 2 km na região do voo.

A determinação dos relâmpagos é feita através da detecção das descargas de retorno. Quando ocorre uma descarga de retorno entre a nuvem e o solo, a emissão de um pulso eletromagnético é detectada por cada estação receptora, numa faixa de 2 a 500 KHz que por um sincronismo interno de tempo, através do sinal de TV do satélite

Brasilsat, informa o exato momento de detecção desta particular estação. Esta informação é repassada para a CA, que irá comparar com as demais estações, localizando a descarga de retorno. Através da informação de 3 estações, a CA transforma a localização do descarga de retorno em coordenadas de latitude e longitude, através de sistemas de equações, no qual a estação mais próxima da descarga de retorno é retirada do "software" para aumentar a precisão (Bent e Lyons, 1984). Estas informações são enviadas a um monitor gráfico denominado VIS (Video Information Systems). O VIS consiste num computador IBM PC com monitor gráfico colorido, dando uma maior identificação para a variação temporal das descargas de retorno. O sistema LPATS além de fornecer a polaridade e a localização das descargas de retorno em latitude e longitude, também fornece a corrente de pico aproximada, calculada a partir da velocidade e do campo magnético da descarga de retorno (Orville et al., 1987), e as descargas de retorno múltiplas pertencentes ao mesmo relâmpago. É importante salientar que os relâmpagos detectados através das descargas de retorno são apenas os relâmpagos da nuvem para o solo; os outros tipos de relâmpagos embora sejam detectados são eliminados do sistema, considerando-se suas formas de onda distintas.

### 3.5 - RADAR METEOROLÓGICO

Uma das formas de estimativa da altura do topo de nuvens no lançamento de balão estratosférico, foi obtida utilizando-se o radar meteorológico da Força Aérea, localizado em São Roque, Brasil ( $23^{\circ}31' S$  e  $47^{\circ}09' W$ ), e o radar da Universidade de Bauru ( $22^{\circ}10' S$ ,  $49^{\circ}00' W$ ). O radar meteorológico de São Roque, de marca OMER, tem potência de pico de 800 kw, e maior precisão na determinação da altura do topo de nuvens num raio de até 150 km de distância. Apesar do voo ter transcorrido fora do

raio de ação do radar de Bauru (Figura 3.1), os dados deste radar foram comparados com os do radar de São Roque e com os do satélite GOES.

O radar é um sensor que detecta continuamente a energia retroespalhada dos hidrometeoros. Basicamente é constituído de transmissor, antena e receptor. O transmissor envia pulsos na faixa de microondas. No caso de São Roque o comprimento de onda é igual a 10 cm (banda S) e de Bauru é igual a 5 cm (banda H). Estes pulsos ao interceptarem os alvos, partículas de gelo, neve ou água contidas nas nuvens, são retroespalhadas e detectados através do receptor criando uma imagem na tela do radar, relacionada ao fator de refletividade,  $Z_R$ . Através da direção do feixe, que é dada pelo azimute e elevação da antena, e do tempo que o feixe de onda emitido leva para retornar ao radar, pode-se determinar a altura do topo das nuvens. Sendo que as partículas de gelo e neve que situam-se na parte superior da nuvem têm índices de absorção menor (aproximadamente 25%) que a água (em torno de 60 a 90%), situada geralmente na parte inferior da nuvem, garante-se a determinação da altura do topo da nuvem.

O fator de refletividade medido pelo radar, que é a soma do número de gotas,  $N_i$ , com diâmetro  $D_i$  elevada a sexta potência numa unidade de volume da atmosfera iluminada pelo feixe do radar, está relacionado a taxa de precipitação,  $R$ , medida em  $\text{mm h}^{-1}$ , através de uma relação empírica (Huebner, 1985):

$$Z = A R^b$$

onde  $A$  e  $b$  são constantes que dependem do radar e do lugar. Através desta relação pode-se construir uma tabela de intensidade de precipitação correspondente a refletividade dada em decibéis. As Tabelas 3.1 e 3.2 mostram estes valores para São Roque e Bauru respectivamente.

TABELA 3.1 - TAXA E INTENSIDADE DE PRECIPITAÇÃO  
CORRESPONDENTE A REFLETIVIDADE (RADAR DE SÃO ROQUE)

Refletividade* $\text{dB}(Z_R) = (10 \log Z_R)$	taxa de precip. ( $\text{mmh}^{-1}$ )	intensidade de precipitação
<15	<3	muito leve
15-25	3-12	leve
26-35	12-40	moderado
>35	>40	forte
* valor médio na altura de máxima refletividade		

TABELA 3.2 - NÍVEL E INTENSIDADE DE PRECIPITAÇÃO  
CORRESPONDENTE A REFLETIVIDADE (RADAR DE BAURU)

Nível	Refletividade* $dB(Z_R) = (10 \log Z_R)$	Intensidade de precipitação
1	24,6	leve
2	34,6	moderado
3	39,6	forte
4	44,6	muito forte
5	49,6	intenso
6	54,6	extremo

\*valor médio na altura de máxima refletividade

CAPÍTULO 4OBSERVAÇÕES E DISCUSSÕES DOS DADOS EXPERIMENTAIS4.1 - INTRODUÇÃO

O estudo de nuvens de tempestade e relâmpagos apresentado neste trabalho utilizou dados meteorológicos e de relâmpagos associados aos dados de balão, cujos resultados serão apresentados e discutidos neste capítulo.

Os dados meteorológicos constituem-se de dados sinóticos, obtidos através de medidas de radiossondagens, e dados de nuvens, obtidos através das medidas de radares e do satélite GOES-7. As medidas das radiossondagens apresentam o perfil da temperatura com respeito a altura e ilustram as condições atmosféricas, assim como as medidas dos radares e do satélite GOES-7 localizam e determinam a altura do topo das nuvens, altura esta determinada através da refletividade e da temperatura do topo, respectivamente.

Os dados de relâmpago são obtidos em terra pelo detector LPATS que localiza e caracteriza os relâmpagos NS. Uma estatística da polaridade, multiplicidade e corrente de pico aproximado é apresentada e discutida com base nos dados coletados durante um período de 11 horas. Os resultados desta estatística são comparados com resultados similares obtidos em outras regiões.

Os dados de balão constituem-se de medidas de campo elétrico e temperatura externa, obtidos por um detector a bordo de um balão estratosférico, lançado em 13 de dezembro de 1989 em Cachoeira Paulista. A partir destes

dados estimam-se as cargas elétricas das nuvens. Lançamentos com tais objetivos apresentam muitas dificuldades, pois nuvens altas tem que estar presentes na trajetória do balão sendo que no local de lançamento não pode haver nuvens, e o vento tem que estar muito fraco. Desta maneira fez-se um acompanhamento do desenvolvimento das nuvens pelo satélite GOES, através do equipamento CYBER, e por radares de forma a encontrar as condições ideais para o lançamento. O lançamento realizado alcançou seus objetivos, onde nuvens com topo de até 17 km de altura foram encontradas na trajetória do balão.

Métodos similares de estudo de nuvens de tempestade e relâmpagos tem sido adotado por Holzworth et al. (1985), Pinto (1987) e Hu et al. (1989).

#### 4.2 - DESCRIÇÃO DAS CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS SEGUNDO OS DADOS SINÓTICOS

As condições atmosféricas, para o dia 13 de dezembro de 1989, foram determinadas com base nas cartas sinóticas e nos dados de radiossondagem feitos em Cachoeira Paulista. A Figura 4.1 mostra o perfil da temperatura com respeito à altura obtido da radiossondagem feita em Cachoeira Paulista às 14:00 UT do dia 13 de dezembro, além das curvas de gradiente adiabático úmidas. Através deste perfil pode-se determinar a altura da tropopausa, que está em 17 km de altura, além de auxiliar os dados do satélite GOES-7 na determinação da altura do topo de nuvens, comparando o perfil com os dados de temperatura do satélite. Este perfil é confirmado pela radiossondagem do Rio de Janeiro e de São Paulo. As curvas de gradiente adiabático caracterizam o movimento de convecção, sendo que juntamente com os dados de umidade (em torno de 70%) pode-se prever a formação de nuvens de tempestade. As

Figuras 4.2 e 4.3 mostram as observações sinóticas na superfície e no nível de 300 mb respectivamente para às 12:00 UT do dia 13 de dezembro. Uma análise destas cartas, feita pela Divisão de Sinótica do Departamento de Meteorologia do INPE (comunicação privada), revela um centro de baixa pressão na superfície (indicado por B na Figura 4.2) e um de alta pressão em 300 mb (indicado por A na Figura 4.3), associado a movimentos ciclônicos na baixa e anticiclônicos na alta atmosfera, na presença de uma frente fria estendendo-se ao sul. Estes eventos deram origem a uma área de grande instabilidade onde a presença de grandes cumulonimbus foram observadas, sendo a velocidade dos ventos de fraca intensidade.

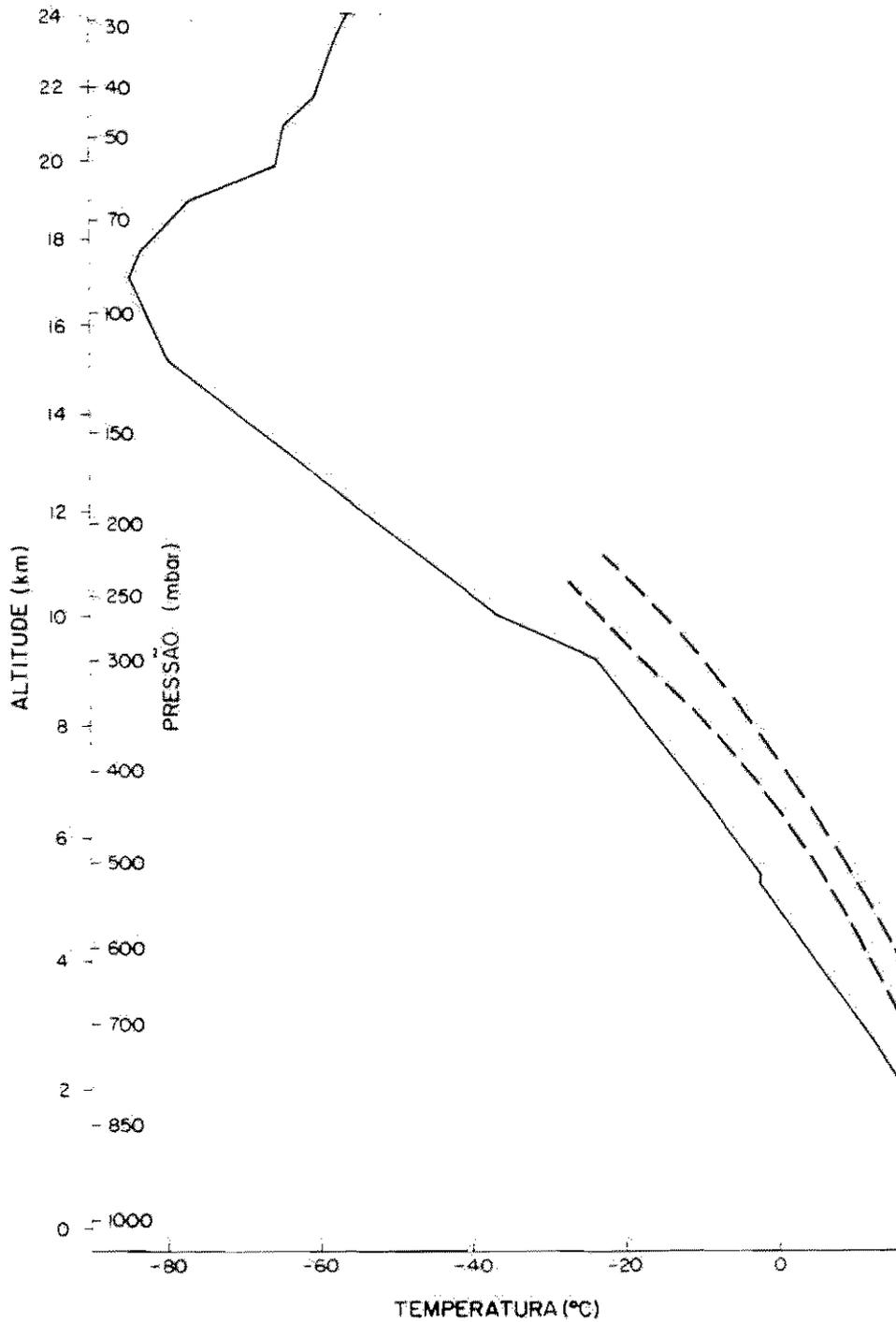


Fig. 4.1 - Perfil da temperatura em função da altura obtido da radiossonda lançada em 13 de dez. de 1989 às 14:00 UT em Cachoeira Paulista.

- Indicam-se ainda duas curvas de gradiente adiabático (tracejadas).

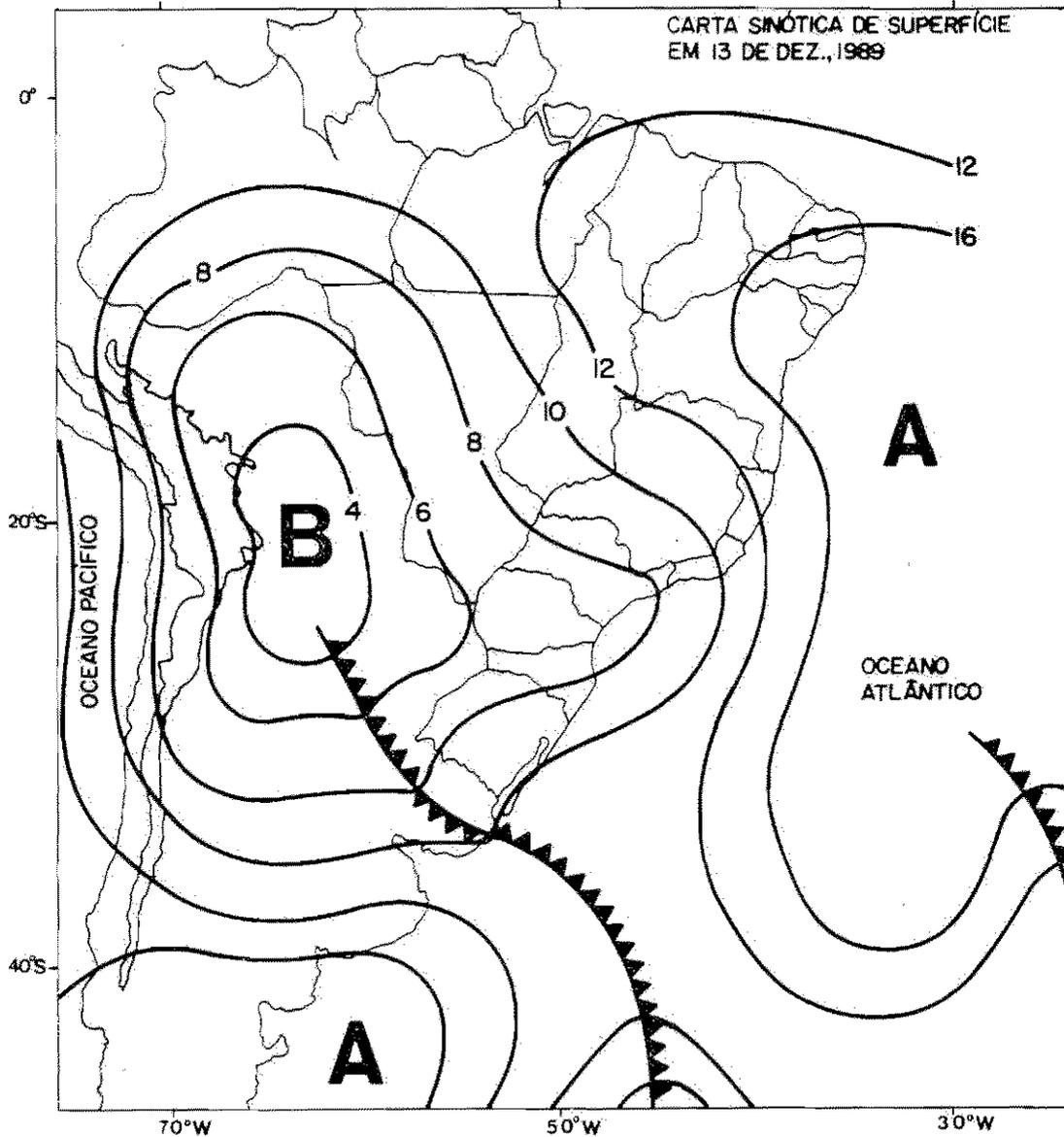


Fig. 4.2 - Carta sinótica de superfície do dia 13 de dez. de 1989 às 12:00 UT.

- Estão presentes uma frente fria, que se estende para o Oceano Atlântico, e regiões de alta e baixa pressão representados pelas letras A e B respectivamente. As curvas numeradas representam as isóbaras.

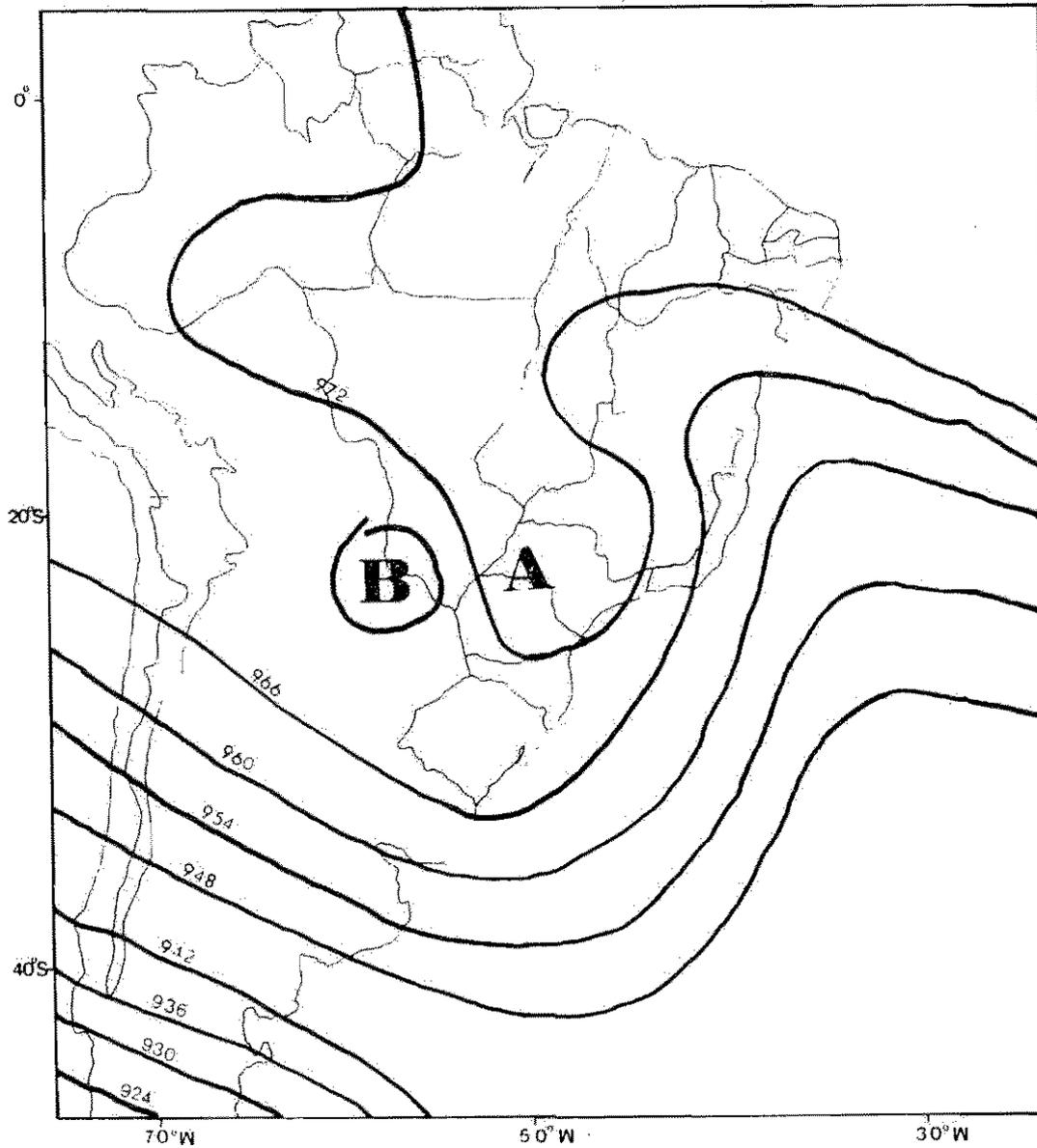


Fig. 4.3 - Carta sinótica em 300 mb do dia 13 de dez. de 1989 às 12:00 UT.

- As letras A e B representam as regiões de alta e baixa pressão respectivamente. As curvas numeradas representam as isóbaras.

#### 4.3 - DADOS DE RADAR

Os radares meteorológicos utilizados neste estudo foram os radares da Força Aérea de São Roque e do Instituto de Pesquisas Meteorológicas da Fundação Educacional de Bauru. Estes radares localizam e estimam a altura do topo das nuvens através da refletividade máxima. As Figuras 4.4 e 4.5 mostram os dados obtidos pelo radar de São Roque e Bauru respectivamente, no horário das 19:30 UT, sendo a posição do balão identificado pela letra "B" na Figura 4.4. Os dados de São Roque foram associados aos dados de balão, devido a trajetória do voo estar situada no raio de atuação deste radar. Já os de Bauru foram utilizados para confirmar a presença de nuvens altas que vinham do oeste em direção ao balão. O topo das nuvens mais altas encontradas nos dados dos radares, num raio de 200 km destes, é de aproximadamente 16,5 km de altura correspondendo ao nível de refletividade de 48 dBz, que equivale a intensidade de precipitação forte. Analisando as medidas de São Roque observa-se que a maioria delas mostram nuvens com alto nível de refletividade, acima de 30 dBz. Deve-se notar que o método de determinação das alturas das nuvens é tal que tende a determinar somente aquelas mais altas. Logo de um modo geral as estruturas identificadas tendem a superestimar a altura das nuvens na região. O deslocamento das nuvens dado pelo radar de São Roque foi no sentido sudeste com velocidade de aproximadamente 9 km/h.

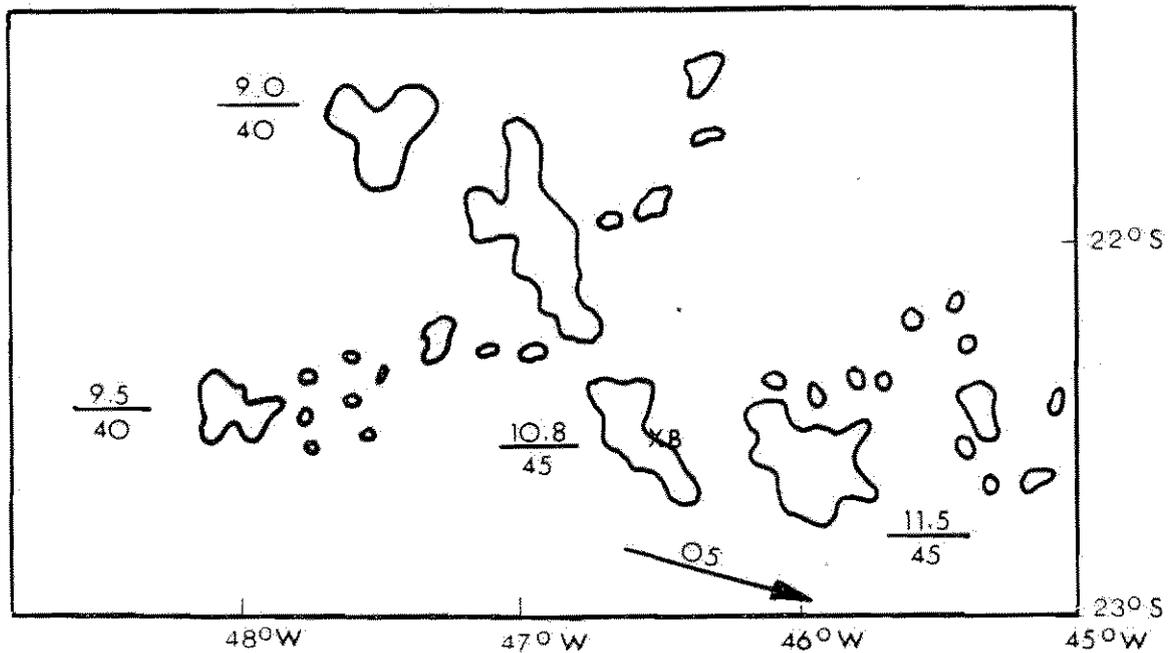


Fig. 4.4 - Mapa da localização das nuvens obtido pelo radar de São Roque para as 19:30 UT do dia 13 de dez. de 1989.

- O numerador e o denominador indicam a altura do topo (em quilômetros) e a refletividade (em decibéis) respectivamente; a seta e o número sobre ela indicam a direção e a velocidade do vento em nós respectivamente. A localização do balão (B) também é mostrada.

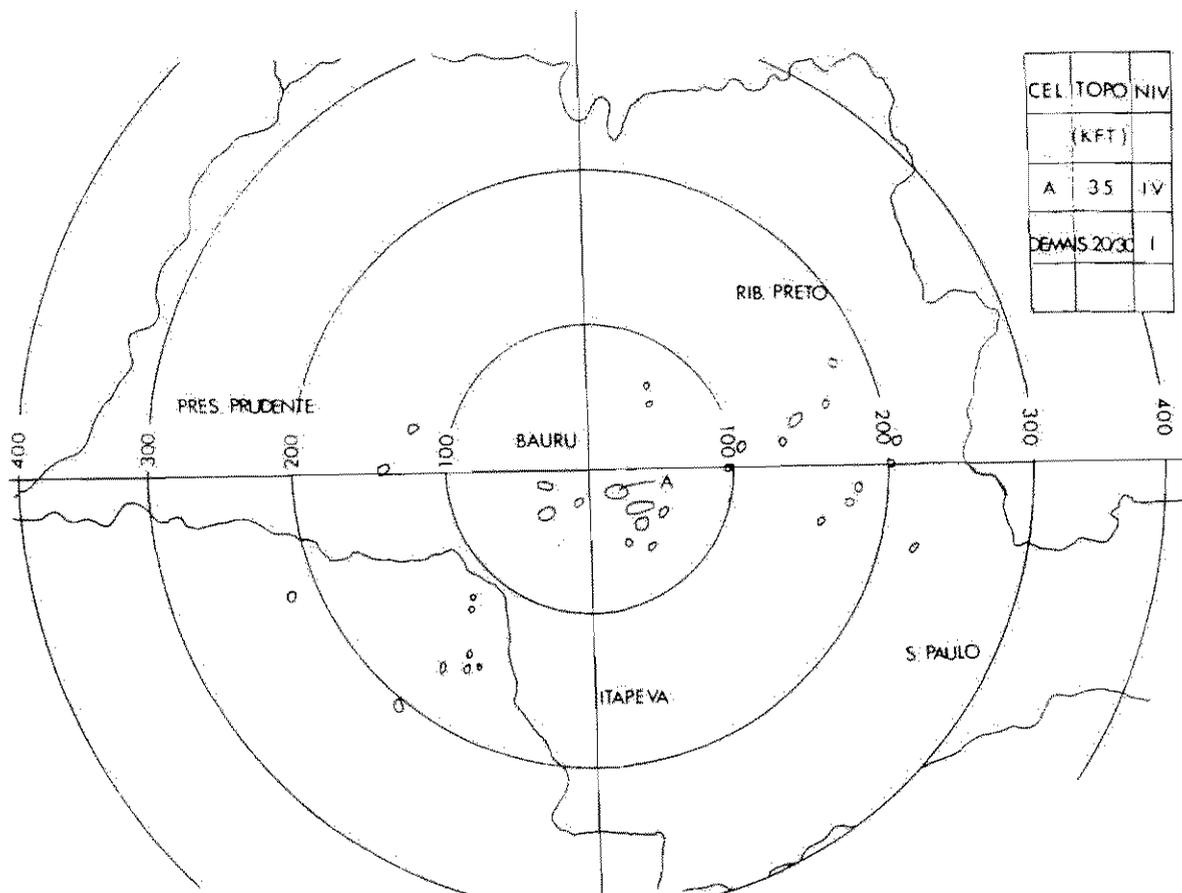


Fig. 4.5 - Mapa da localização das nuvens obtido pelo radar de Bauru para as 19:30 UT do dia 13 de dez. de 1989, entre aproximadamente 45°W e 55°W e entre 20°S e 25°S.

- Algumas características das nuvens presentes são dadas na tabela ao lado.

#### 4.4 - DETECTOR DE RELÂMPAGOS - LPATS

O monitoramento de relâmpagos NS durante o período de interesse foi realizado pelo LPATS. Este sistema registra o instante, a localização, a polaridade e estima o pico de corrente aproximado para cada descarga de retorno. A Figura 4.6 ilustra a localização de 326 descargas de retorno num raio de 100 km da trajetória do balão, no dia 13 de dezembro de 1989 das 9:20 UT às 20:30 UT, sendo que para um raio menor que 300 km houve 731 descargas de retorno para o mesmo dia. Através destes dados, estimou-se a porcentagem de ocorrência dos diferentes tipos de relâmpagos, assumindo-se que o intervalo de tempo e a distância entre as sucessivas descargas de retorno para um único relâmpago, seja de aproximadamente 100 milissegundos e 5 km, respectivamente, valores estes característicos para descargas de retorno em um mesmo relâmpago. A Figura 4.7 mostra a porcentagem de ocorrência dos diferentes tipos de relâmpagos encontrados no dia 13/12/1989 no período das 9:20 UT às 20:30 UT entre 19°30' e 23°00' de latitude e 43°30' e 48°30' de longitude. Nota-se nesta figura a presença de relâmpagos bipolares, em torno de 2%; relâmpagos deste tipo foram observados e descritos por Narita et al. (1989). Devido a pequena quantidade de eventos que podem ser evidências de relâmpagos bipolares, e levando em conta a técnica empregada, não se pode afirmar com certeza que este tipo de relâmpago tenha sido realmente detectado pelo LPATS durante o voo. A ocorrência de relâmpagos NS negativos e positivos está em torno de 38% e 60% respectivamente, discordando portanto dos dados de verão no Hemisfério Norte de Orville et al. (1987) e Hojo et al. (1985). A predominância dos relâmpagos NS positivos no Hemisfério Norte tem sido associado as estações de inverno (Orville et al., 1987; Hojo et al., 1985). Este fato é atribuído a hipótese do

dipolo inclinado, cuja distribuição de carga é deslocada da direção vertical sendo o gradiente vertical da velocidade do vento horizontal ("vertical wind shear") o responsável por esta inclinação (Beasley, 1985). Recentemente Takagi et al. (1986) e Engholm et al. (1990) mostraram que além da porcentagem de relâmpagos NS positivos estar relacionada ao gradiente vertical do vento, ela está também relacionada com a altura da carga negativa e positiva. A partir dos dados de vento com a altura, fornecidos pelas radiossondas, pode-se calcular o gradiente vertical do vento horizontal. Para o nosso caso o valor médio deste gradiente é de  $2 \text{ m s}^{-1}\text{km}^{-1}$ . Comparando-se este valor médio do gradiente vertical do vento e a altura da carga negativa estimada por Takagi et al. (1986) como sendo em torno da isoterma de  $-10^{\circ}\text{C}$ , que no nosso trabalho é de 6,5 km, verifica-se que nossas observações não podem ser explicadas com base nesta hipótese, pois para que 60% dos relâmpagos NS fossem positivos, segundo Takagi et al. (1986), seria necessário que o gradiente fosse  $>3 \text{ m s}^{-1}\text{km}^{-1}$  e que a altura da carga negativa fosse  $<5 \text{ km}$ . Williams (1989) sugere que a predominância dos relâmpagos NS positivos sobre os negativos é devido ao segundo centro positivo de carga, situado na base da nuvem, onde a nuvem em relação ao solo, se comportaria como um dipolo invertido. Experiências de laboratório mostram que para um mesmo tipo de gás e em condições iguais de temperatura e pressão, as descargas positivas, descarga iniciada em regiões carregadas positivamente, predominam sobre as descargas negativas, descargas iniciadas em regiões carregadas negativamente (Meek e Craggs, 1978). Portanto este resultado parece indicar que a polaridade dos relâmpagos deve estar relacionado não só às variações sazonais mas também à localização geográfica e as condições meteorológicas. As Figuras 4.8 e 4.9 mostram a porcentagem de relâmpagos NS positivos e negativos respectivamente segundo a multiplicidade das descargas de retorno. Os resultados

ilustrados na Figura 4.8 concordam com as observações no Hemisfério Norte onde a maioria dos relâmpagos NS positivos tem apenas uma descarga de retorno (Beasley, 1985). Já os da Figura 4.9 se assemelham as observações de verão de Orville et al. (1987) onde os relâmpagos NS negativos apresentam maior multiplicidade nas descargas de retorno. No entanto a multiplicidade característica da maior parte destes relâmpagos é de 3 descargas de retorno o que não é observado aqui. As Figuras 4.10 e 4.11 apresentam a distribuição percentual do pico de corrente para os relâmpagos NS positivos e negativos respectivamente. O pico de corrente positivo médio estimado para o relâmpago NS positivo e negativo é de 26 kA e 30 kA respectivamente, sendo que 2% dos relâmpagos NS positivos e 25% dos negativos excedem à 40 kA. Portanto através destes dados, observa-se que o pico de corrente médio dos relâmpagos NS negativo é mais intenso que os positivos discordando dos dados obtidos por Beasley (1985) e Orville et al. (1987). Por outro lado a intensidade do pico de corrente estimado para a primeira descarga de retorno, na maior parte dos relâmpagos NS positivos e negativos, é duas vezes maior do que as descargas de retorno consecutivas concordando com os dados de Uman (1985). É importante salientar que a estatística de relâmpagos aqui apresentada não é suficientemente vasta a ponto de contrariar as estatísticas já existentes, já que o período em questão é de apenas 11 horas.

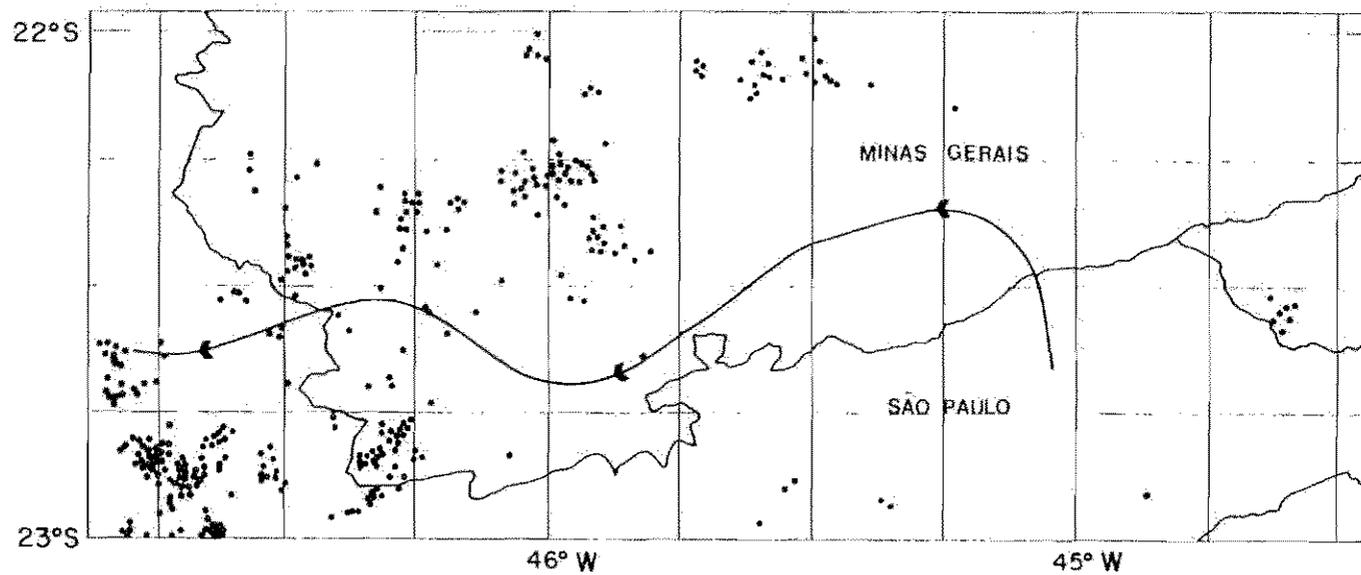


Fig. 4.6 - Mapa da localização das 326 descargas de retorno dos relâmpagos NS obtidos pelo LPATS entre às 9:20 e 20:30 UT do dia 13 de dez. de 1989. A curva contínua mostra a trajetória do balão na direção da seta.

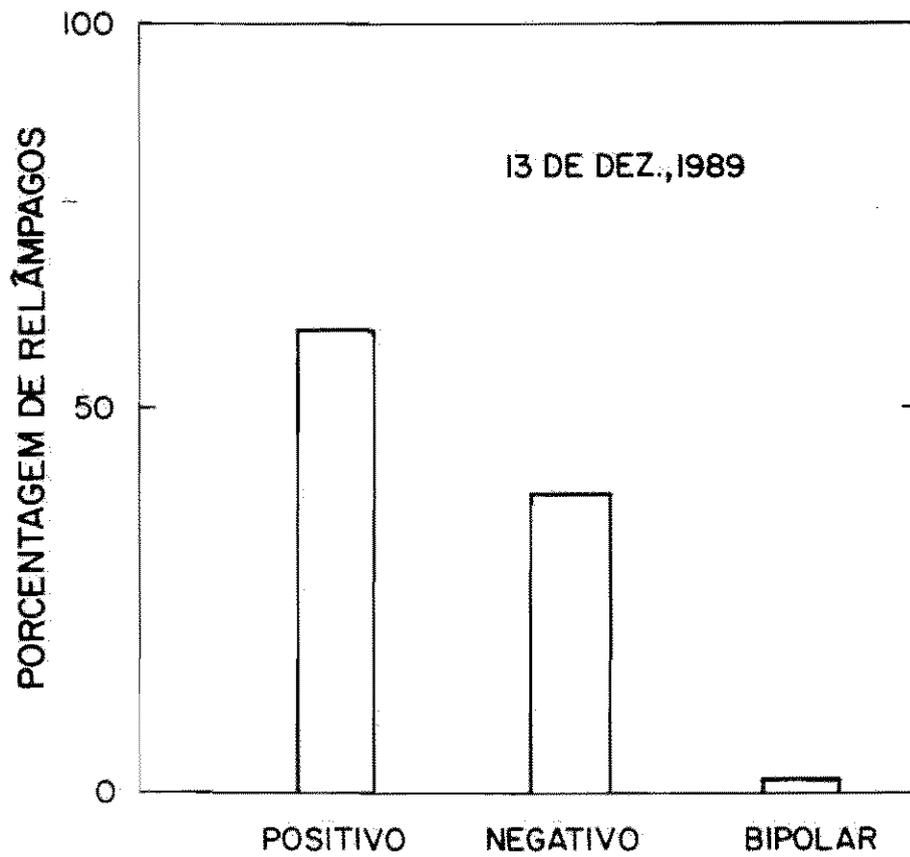


Fig. 4.7 - Porcentagem de ocorrência dos diferentes tipos de relâmpagos encontrados no período das 9:20 às 20:30 UT obtidos pelo LPATS.

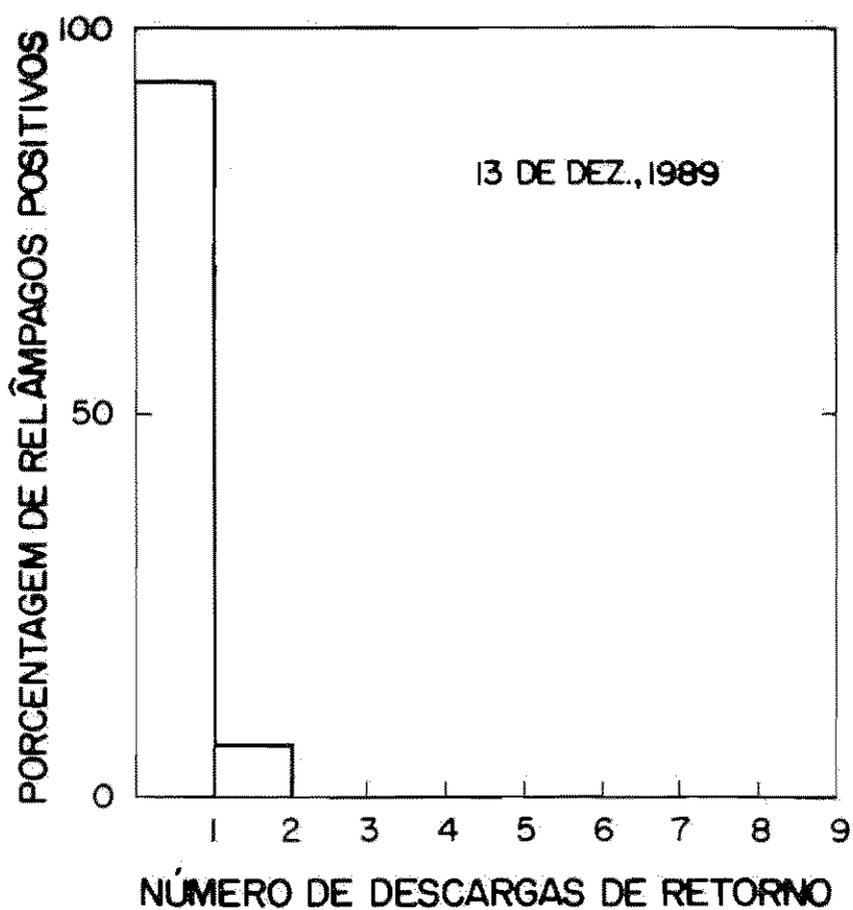


Fig. 4.8 - Porcentagem de relâmpagos NS positivos em função do número de descargas de retorno.

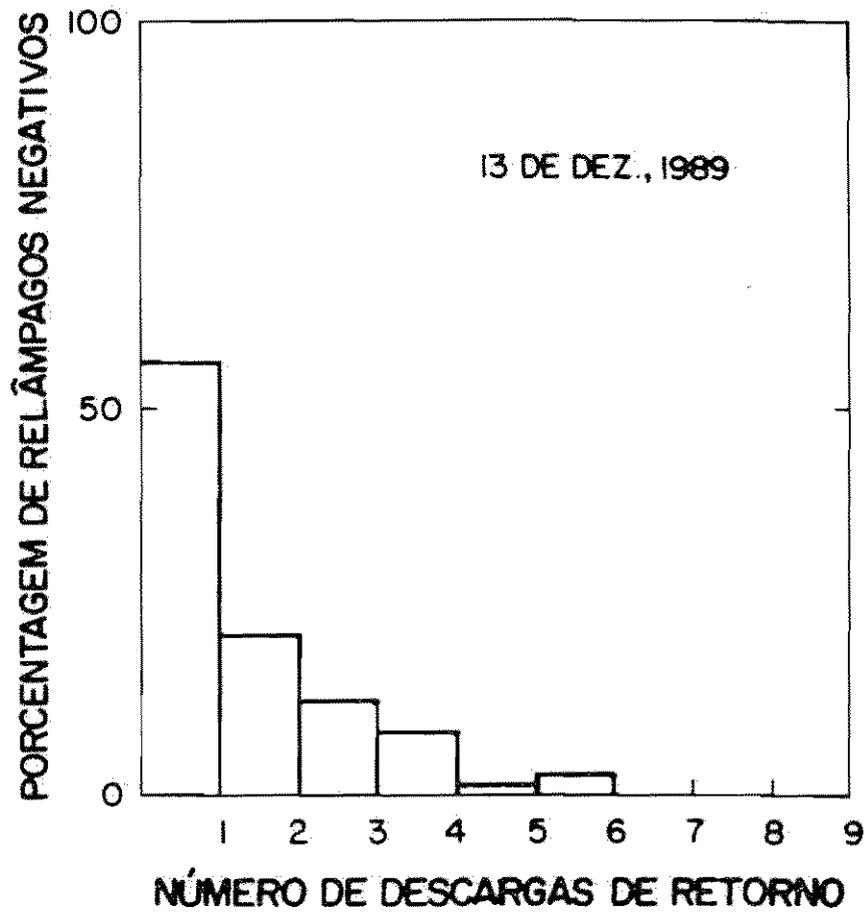


Fig. 4.9 - Porcentagem de relâmpagos NS negativos em função do número de descargas de retorno.

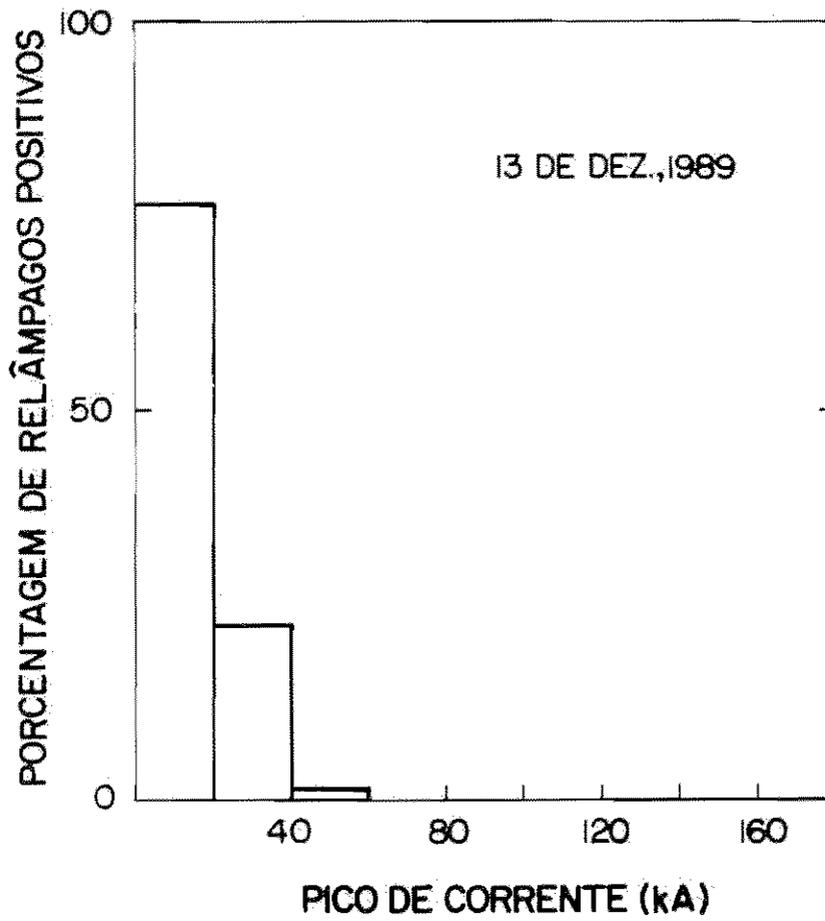


Fig. 4.10 - Porcentagem de relâmpagos NS positivos em função da intensidade do pico de corrente.

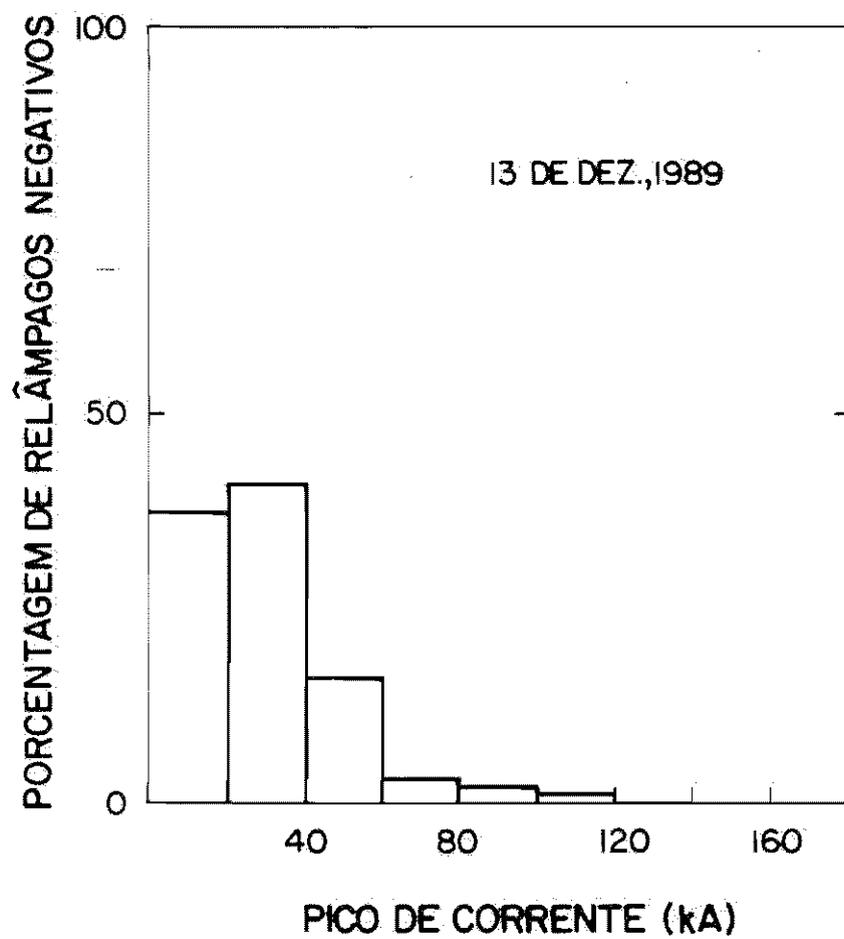


Fig. 4.11 - Porcentagem de relâmpagos NS negativos em função da intensidade do pico de corrente.

#### 4.5 - SATÉLITE GOES-7

As imagens no infravermelho do satélite GOES-7, que auxiliaram no monitoramento de nuvens de tempestade, foram gravadas a cada 30 minutos pela estação de Recepção e Gravação de Imagens do INPE em Cachoeira Paulista. Estas imagens foram analisadas utilizando-se o SITIM, onde identificou-se estruturas de nuvens através de cores diferentes segundo a temperatura do topo. Utilizou-se também um ajuste de sistemas de coordenadas terrestre para os de imagem através do "software" denominado "navegação". As Figuras 4.12 e 4.13 ilustram a representação em foto das imagens do satélite para o dia 13 de dezembro de 1989 nos horários das 12:00 UT e 19:30 UT respectivamente. Estas fotos ilustram topo de nuvens com temperatura mínima de  $-15^{\circ}\text{C}$  à temperatura máxima de  $-80^{\circ}\text{C}$ , sendo diferenciadas por 14 cores, denominado fatiamento 14, correspondendo à altura de 7,5 km à 15,2 km segundo o perfil de temperatura obtido pela radiossondagem. A escala de cores está apresentada nas fotos, sendo as nuvens mais baixas identificadas pela cor laranja e as mais altas pela cor branca. Observando estas figuras simultaneamente verifica-se que a grande instabilidade, localizada no lado esquerdo da parte superior das fotos, desloca-se em direção ao balão (indicado por um "X") sendo este cercado por uma nova linha de instabilidade (Figura 4.13) já bastante intensificada. Estas figuras ilustram eventos importantes com respeito as medidas de balão sendo discutidas na Seção 4.7.3. A Figura 4.14 ilustra a mesma imagem das 19:30 UT, utilizando-se aqui a ampliação ("zoom") da imagem para um determinado setor e um dos recursos da "navegação" que é o de marcar o ponto de interesse com uma cruz. Nesta foto utiliza-se o fatiamento 7, onde a ordem das cores diferem das do fatiamento 14, o que corresponde ao topo de nuvens que variam de 7,5 km à 10,0 km de altura. Nesta foto as

nuvens mais baixas são identificadas pela cor laranja e as mais altas pela cor azul escuro. As 4 cruzeiras brancas externas na Figura 4.14, formando aproximada um losângulo, identificam o raio de atuação do LPATS associado a trajetória do balão. No interior deste losângulo, a cruz branca localiza a posição do balão, que é dada pelo sistema de rastreamento vista no Capítulo 3, e a cruz preta localiza a região de ocorrência de relâmpagos neste horário detectada pelo LPATS. Esta figura mostra que o balão e os relâmpagos estão situados sobre nuvens de 8,5 e 7,0 km de altura respectivamente. Tratamento similar foi feito comparando-se todos os relâmpagos detectados pelo LPATS e a altura das nuvens. As Tabelas 4.1 e 4.2 ilustram a temperatura e a altura correspondente a cada cor para os fatiamentos 7 e 14, respectivamente.

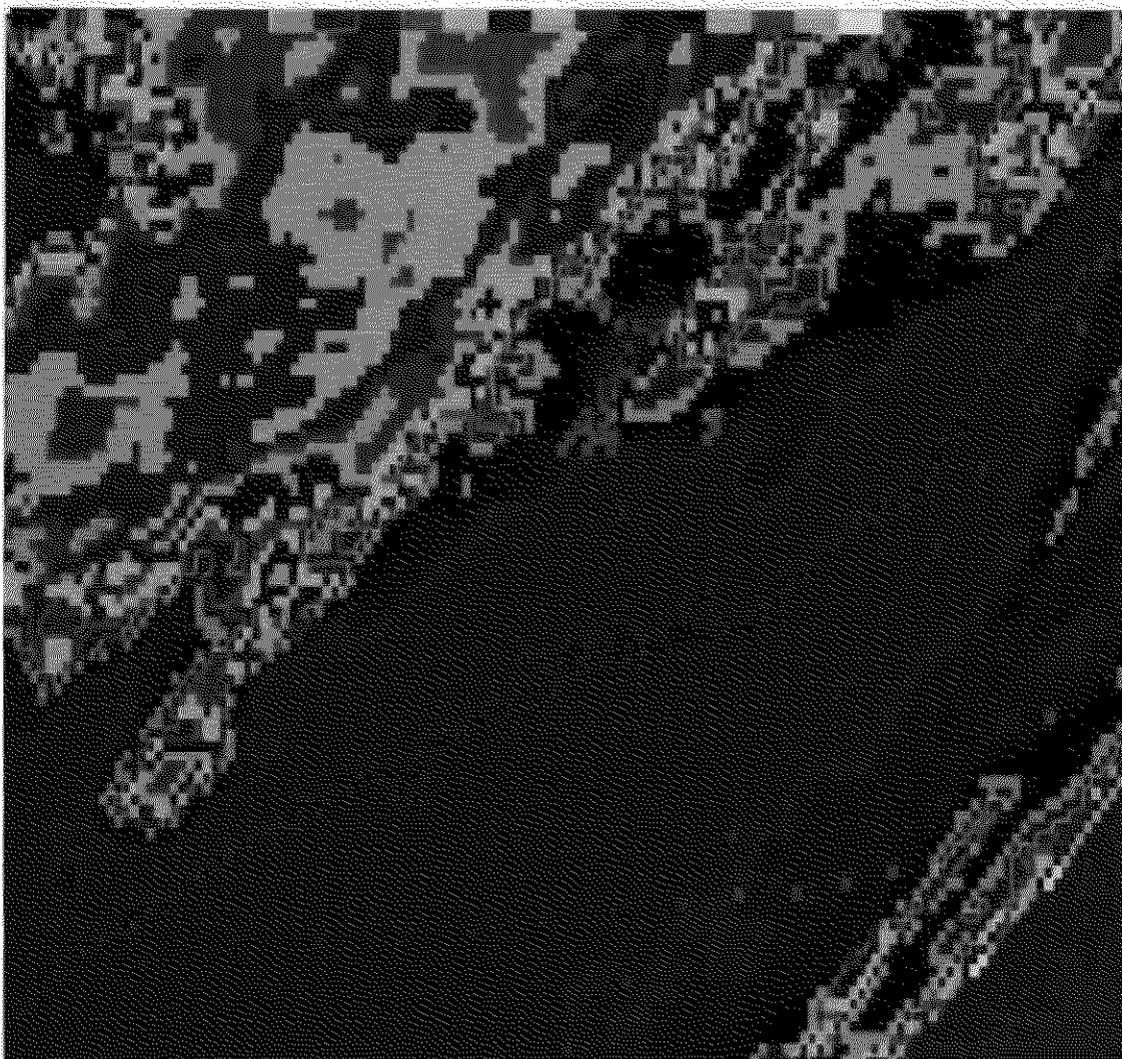


Fig. 4.12 - Imagem no infravermelho do satélite GOES-7, com realce, para o dia 13 de dez. de 1989 no horário das 12:00 UT, entre aproximadamente 40°W e 50°W e entre 20°S e 25°S.

- O "X" indica a posição do balão.

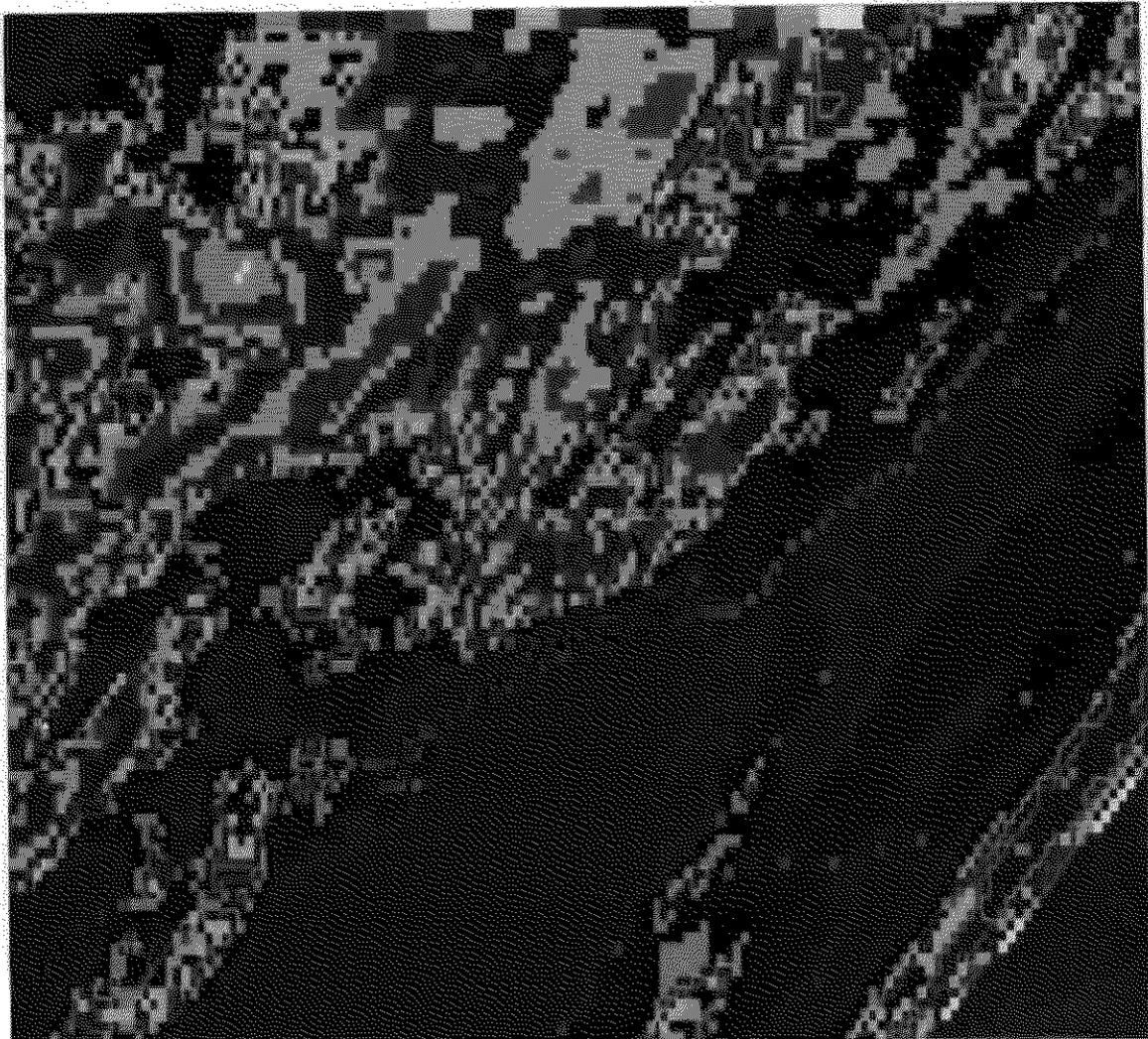


Fig. 4.13 - Imagem no infravermelho do satélite GOES-7, com realce, para o dia 13 de dez. de 1989 no horário das 19:30 UT, entre aproximadamente  $40^{\circ}\text{W}$  e  $50^{\circ}\text{W}$  e entre  $20^{\circ}\text{S}$  e  $25^{\circ}\text{S}$ .  
- O "X" indica a posição do balão.

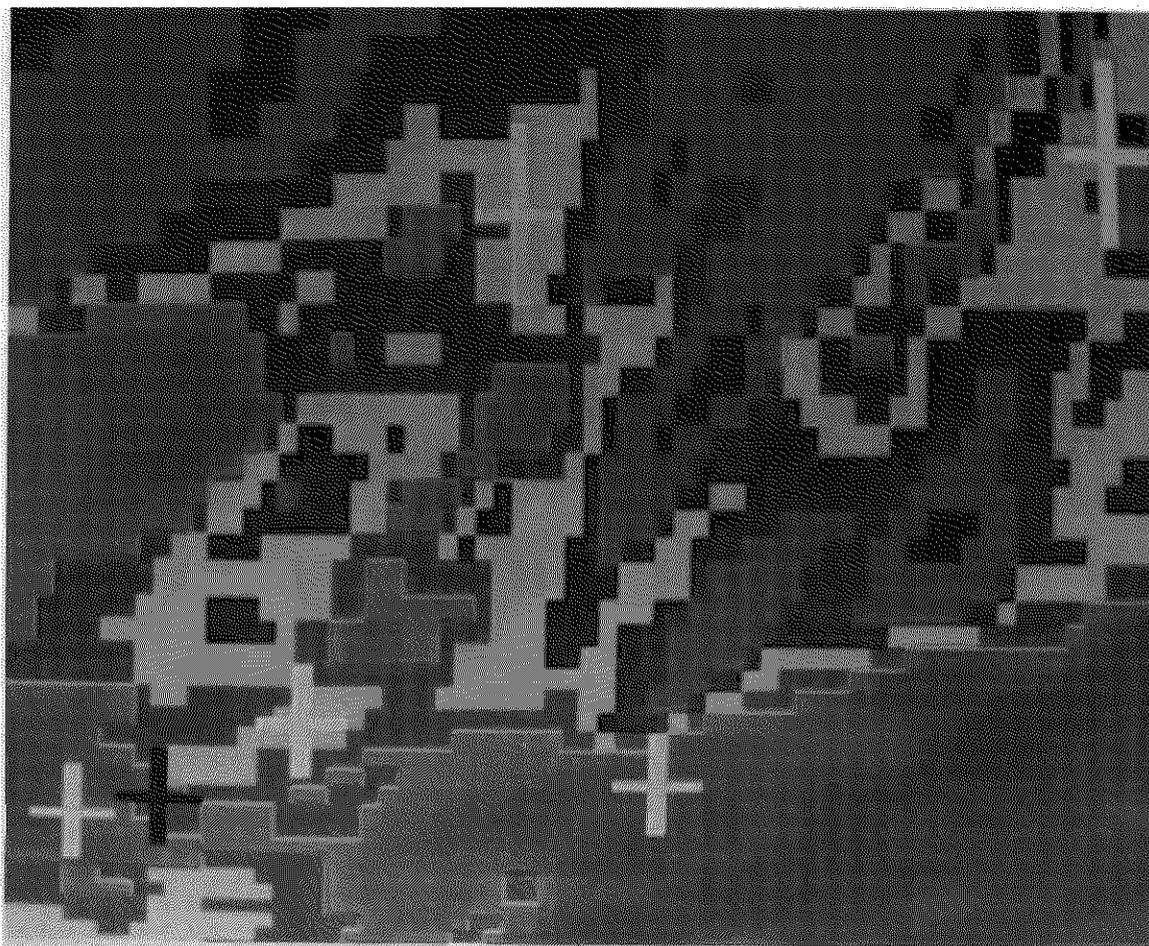


Fig. 4.14 - Imagem no infravermelho do satélite GOES-7, com realce, para o dia 13 de dez. de 1989 no horário das 19:30 UT utilizando a navegação, entre aproximadamente 44°W e 47°W e entre 21°S e 23°S.

TABELA 4.1 - DETERMINAÇÃO DA TEMPERATURA CORRESPONDENTE A ALTURA DA NUVEM - FATIAMENTO 7

Cores	Temperatura média (°C)	Altura aproximada (km)
vermelho	-10	7,0
laranja	-20	8,5
amarelo	-30	9,5
verde	-40	10,5
cyan	-60	12,5
azul	-75	14,0
azul escuro	-90	16,0

TABELA 4.2 - DETERMINAÇÃO DA TEMPERATURA CORRESPONDENTE A ALTURA DA NUVEM - FATIAMENTO 14

<b>Cores</b>	<b>Temperatura média (°C)</b>	<b>Altura aproximada (km)</b>
laranja	-16	7,5
vermelho	-19	8,0
azul	-21	8,5
verde claro	-25	9,0
amarelo	-27	9,5
verde escuro	-31	10,0
beje	-36	10,5
cyan	-43	11,0
azul escuro	-49	11,5
marrom	-55	12,0
rosa	-61	12,5
violeta	-67	13,0
cinza	-73	14,0
branco	-78	15,0

#### 4.6 - COMPARAÇÃO DOS DADOS DE LPATS, RADAR E SATÉLITE

Na comparação dos dados do LPATS com os de radar, observa-se que os relâmpagos, na sua maioria, encontram-se nas bordas das nuvens cuja a refletividade é  $> 45$  dBz concordando com os dados de Reap (1986). O topo destas nuvens estavam em aproximadamente 10,5 km correspondendo à temperatura de  $-42^{\circ}\text{C}$ . Já na comparação dos dados do LPATS com os do satélite, os relâmpagos foram encontrados em nuvens com topo situado entre 4 e 6 km de altura, correspondendo às temperaturas de  $4^{\circ}\text{C}$  e  $-10^{\circ}\text{C}$  respectivamente. Portanto comparando os dados do LPATS, do radar e do satélite, os relâmpagos foram encontrados em nuvens com topos variando entre 4 e 10 km de altura, correspondendo às temperaturas de  $4^{\circ}\text{C}$  e  $-42^{\circ}\text{C}$ , sendo que num raio menor que 200 km da trajetória do balão, encontrou-se nuvens com topos de até 14,5 km (satélite) e 16,5 km (radar). Portanto os relâmpagos não se localizavam nas nuvens mais altas. Novamente é importante salientar que a estatística aqui apresentada não tem como objetivo definir a altura do topo das nuvens correspondente aos relâmpagos. É necessário estudos mais detalhados e uma estatística mais abrangente para melhor defini-los. Nenhuma evidência de tempestade bipolar (tempestade onde os relâmpagos NS positivos e negativos localizam-se em regiões distintas) foram encontradas como sugeridas por Orville et al. (1988).

Da comparação dos dados do radar de São Roque e do satélite GOES-7 verifica-se diferenças na altura do topo das nuvens. O satélite GOES-7 tem uma resolução espacial de aproximadamente  $(10 \times 20)$  km<sup>2</sup>, representada em um pixel, de forma que estruturas de nuvens com áreas menores do que um pixel não são identificadas isoladamente. Assim este instrumento faz uma média da altura do topo de

estruturas maiores com as de estruturas menores subestimando-as, na sua maioria. Outro fator que interfere na determinação da altura do topo das nuvens através do satélite, é a sua visão inclinada. Desta forma, o satélite faz uma média do topo com a base da nuvem. Já o radar identifica nuvens pequenas com áreas inferiores à da resolução espacial do satélite. Portanto com o limite inferior dado pelo satélite e o limite superior dado pelo radar de São Roque, pode se estimar a altura do topo das nuvens de tempestade na região das medidas.

#### 4.7 - DADOS DE BALÃO

Os dados de balão constituem-se em medidas de temperatura externa, pressão, campo elétrico AC e DC além da estimativa das cargas elétricas das nuvens. A Figura 4.15 ilustra de cima para baixo as medidas de pressão, temperatura externa, campo elétrico AC e DC obtidas pelo detector de campo elétrico, a bordo de um balão estratosférico lançado em Cachoeira Paulista no dia 13 de dezembro de 1989 às 9:20 UT. Após aproximadamente 1,5 horas do lançamento, o balão estratosférico atingiu uma altura de teto de 32 km, deslocando-se para oeste, ao encontro da área de instabilidade com velocidade média de 17km/h. Estas medidas mostram variações na temperatura externa e na altura do balão além de dois principais eventos de campo elétrico característico de nuvens, ocorrido às 17:30 UT e às 19:30 UT, e do campo elétrico característico de relâmpagos.

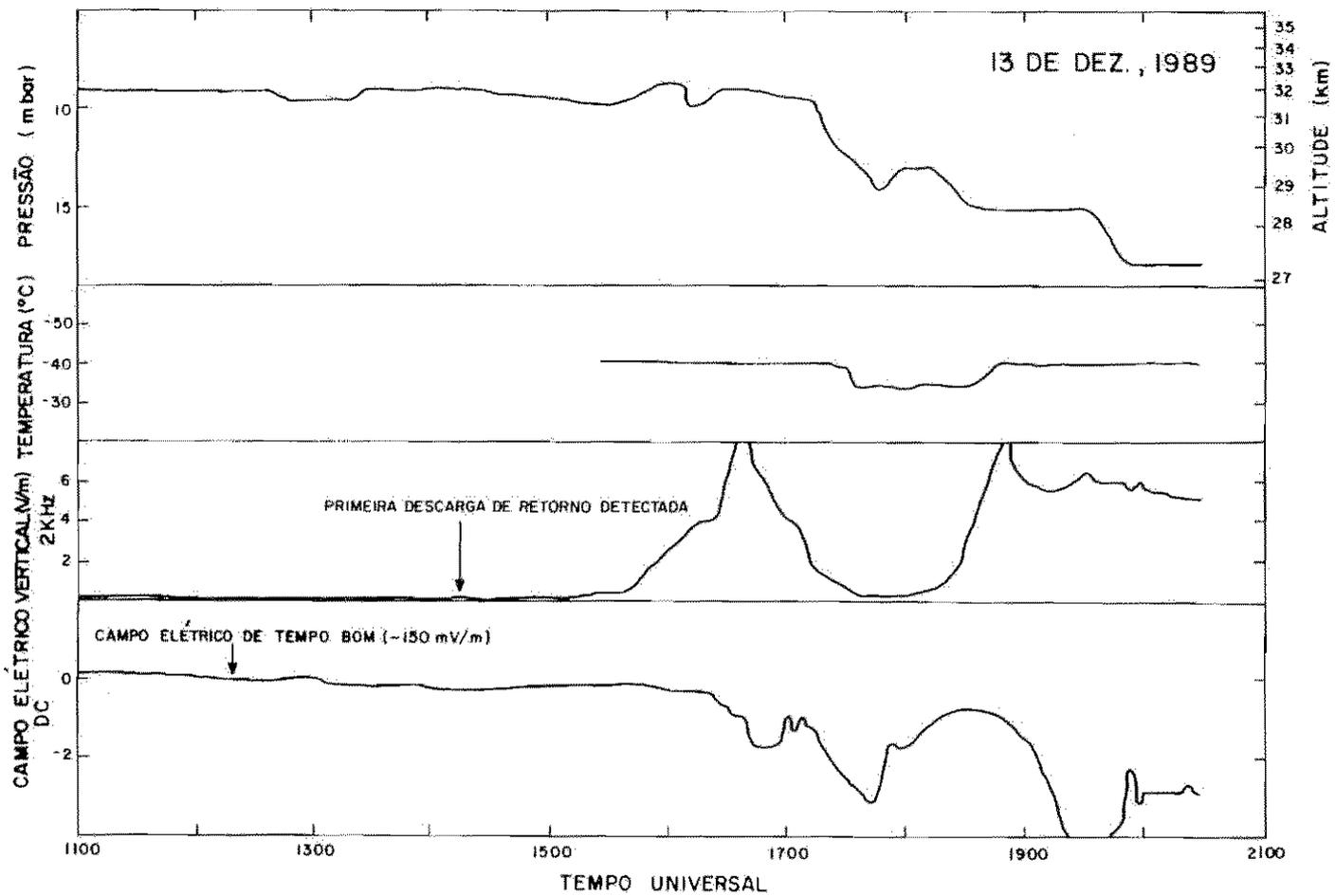


Fig. 4.15 - Medidas de pressão, temperatura, campo elétrico AC e DC em função do tempo universal.

Nas Seções seguintes será discutido, com base nestes dados, os eventos característicos de nuvens, a variação da temperatura e pressão seguido da estimativa das cargas da nuvem e os eventos característicos de relâmpago.

#### 4.7.1 - MEDIDAS DE CAMPO ELÉTRICO DC E AC

O primeiro painel inferior da Figura 4.15 mostra as medidas de campo elétrico DC adotando o sentido positivo para o campo elétrico de tempo bom, que está em torno de 150 mV/m. Posteriormente o sentido do campo elétrico inverte onde as intensificações caracterizam a presença de nuvens de tempestade. Esta intensificação varia entre 2 V/m a valores maiores que 4 V/m sendo os eventos das 17:30 UT e das 19:30 UT os principais. Uma estimativa da carga elétrica destas nuvens será apresentada a seguir. Não identificou-se intensificações no campo elétrico de tempo bom característico da camada de blindagem observados por Holzworth (1981), Barcus et al. (1986), Holzworth et al. (1986) e Hu et al. (1989), o que concorda com observações recentes feitas no Brasil (Pinto et al., 1988). Isto indica que deve haver diferenças na eletrificação das nuvens nesta região. Estas diferenças devem ser de grande importância para o CEAG visto que a América do Sul é considerada uma das regiões de grande atividade de tempestade sendo portanto de grande contribuição de corrente para o circuito global. Pinto et al. (1988) questiona a explicação da intensificação do campo elétrico de tempo bom devido a camada de blindagem. Este trabalho sugere que esta intensificação pode ser explicada através do modelo de continuidade de corrente. Ainda nas medidas de campo elétrico observou-se uma estrutura de dois picos com comportamento similar as ocorridas nas medidas de Holzworth e Chiu (1982) sendo suas causas desconhecidas.

O segundo painel da Figura 4.15 mostra o campo elétrico AC medido em 2 kHz, apresentando dois máximos de intensidade não coincidentes com o campo elétrico DC. O horário da primeira descarga de retorno detectada pelo LPATS é mostrado por uma seta.

#### 4.7.2 - VARIACÃO NA PRESSÃO E NA TEMPERATURA EXTERNA NAS MEDIDAS DE BALÃO ESTRATOSFÉRICO

No início do vôo, o balão manteve-se em uma altura aproximadamente constante de 32 km. Durante este período não foi possível obter dados de temperatura externa devido a um congelamento passageiro do sensor ao passar pelos níveis mais frios da atmosfera. Logo que o sensor de temperatura começou a funcionar, registrou a temperatura de aproximadamente  $-40^{\circ}\text{C}$ , característica da estratosfera, num período de duas horas. Durante o período em que o campo elétrico acusa a presença de nuvens de tempestade, observa-se grandes variações na altura do balão, baseado nas medidas de pressão, bem como variações na temperatura externa, ilustradas na Figura 4.15. Num intervalo de aproximadamente 3 horas, o balão passou de 32 km para 27 km de altura, onde a temperatura variou de aproximadamente  $5^{\circ}\text{C}$  de modo oposto ao esperado pelo perfil de temperatura. A temperatura na estratosfera aumenta com o aumento da altura, onde variações diurnas de até  $3^{\circ}\text{C}$  foram encontradas por Finger e Woolf (1966) em 30 km de altura. Também é importante salientar que na estratosfera a temperatura varia de uns poucos graus numa escala horizontal de milhares de quilômetros. As variações encontradas nos dados de balão sugerem que as tempestades podem afetar localmente a estratosfera de forma bastante significativa. O mecanismo mais provável por estas variações são ondas de gravidade, mas outros mecanismos serão citados abaixo.

Ondas de gravidade são oscilações na ordem de minutos a - horas, com extensão de até 1000 km. Estas oscilações podem ser geradas por tempestades cuja a propagação se estende até a termosfera (Rottger, 1981; Hu et al., 1989). As turbulências geradas por estas oscilações podem ser responsáveis pela variação da altura do balão, e por compressão (aquecimento) e rarefação (esfriamento) do ar, responsáveis pela variação na temperatura medida no balão.

Outro mecanismo que também poderia gerar variações na temperatura e na altura do balão são os eventos do tipo corrente de jato ("jet stream"). Estes eventos levam o ar quente para alturas maiores (localmente), criando um movimento turbulento de ar quente sobre as nuvens e que causaria a queda e o aquecimento da temperatura do balão. Embora não haja dados que comprovem a existência destes eventos e o seu efeito na estratosfera, esta hipótese não deve ser totalmente descartada sendo necessário um estudo mais detalhado.

A radiação solar refletida pelo topo das nuvens também parece ser um outro mecanismo possível de causar variações na temperatura. Sabe-se que o topo de grandes tempestades pode refletir grande parte da radiação solar incidente, cerca de 70% (Kreith, 1975). No entanto esta variação deve ser de pequena contribuição no nosso estudo. Este mecanismo não explica a variação da altura do balão.

4.7.3 - ESTIMATIVA DA CARGA ELÉTRICA DAS NUVENS PARA OS  
EVENTOS OCORRIDOS ÀS 17:30 UT E 19:30 UT

A estimativa da carga elétrica da nuvem para os eventos das 17:30 UT e 19:30 UT será baseada na estrutura elétrica dipolar com polaridade positiva. O centro de carga negativa está situado entre as isoterms de  $-10^{\circ}\text{C}$  e  $-15^{\circ}\text{C}$  (Williams, 1989) e o positivo aproximadamente 1 km abaixo do topo da nuvem (Magono, 1980). A altura correspondente a estas isoterms são obtidos nos dados de radiossondagem que dá o perfil de temperatura com altura. Já o topo das nuvens é obtido pelos dados do radar de São Roque e do satélite GOES-7, sendo importante considerar as incertezas na medida de cada instrumento. Para se estimar a carga das nuvens utiliza-se a teoria para determinação do campo eletrostático devido a nuvens, desenvolvida por Pinto (1987), onde os centros de carga positivos e negativos são considerados como uma carga pontual positiva e outra negativa respectivamente. Considerando-se uma variação exponencial da condutividade com respeito a altura obtemos a relação do campo elétrico que é:

$$E_n(r_n, z_n) = \frac{Q}{4\pi\epsilon_0} N_0 \exp(-K Z_0) - N_1 \exp(-K Z_1) \quad (4.1)$$

onde:

$$N_{0,1} = \frac{\exp(-K R_{0,1})}{(R_{0,1})^2} \left[ \frac{\Delta Z_{0,1}}{R_{0,1}} + K(R_{0,1} + Z_{0,1}) \right]$$

$$- \frac{\exp(-K R_{01,1i})}{(R_{01,1i})^2} \left[ \frac{\Delta Z_{01,1i}}{R_{01,1i}} + K(R_{01,1i} + Z_{01,1i}) \right]$$

$$R_{O,1} = \sqrt{(r_n)^2 + (Z_n - Z_{O,1})^2}$$

$$R_{O_i,1_i} = \sqrt{(r_n)^2 + (Z_n + Z_{O,1})^2}$$

$$\Delta Z_{O,1} = Z_n - Z_{O,1}$$

$$\Delta Z_{O_i,1_i} = Z_n + Z_{O,1}$$

e  $Q$  é o valor da carga da nuvem,  $Z_{O,1}$  a altura da carga negativa (índice 0) ou positiva (índice 1),  $r_n$  a distância da nuvem ao detector,  $Z_n$  a altura do topo da nuvem,  $(2K)^{-1}$  a escala de altura,  $\epsilon_0$  a permissividade do espaço livre e  $N_{O,1}$ ,  $R_{O,1}$ ,  $R_{O_i,1_i}$ ,  $Z_{O,1}$  e  $Z_{O_i,1_i}$  são as variáveis definidas para esta equação.

Através da altura das cargas, da distância da nuvem ao detector, da altura do topo da nuvem, do perfil de condutividade e do campo elétrico obtido pelas medidas do balão pode-se estimar a carga da nuvem. É importante salientar que o intuito deste trabalho não é a determinação precisa da carga da nuvem pois a estrutura elétrica da nuvem é por demais complexa comparada ao modelo simplificado aqui utilizado.

As Figuras 4.16 e 4.17 ilustram a localização do balão juntamente com as estimativas da altura do topo de nuvem dados pelo radar (linha contínua) e pelo satélite (linhas tracejadas), além da ocorrência de relâmpagos num intervalo de 15 minutos no horário das 17:30 UT e 19:30 UT respectivamente. Em ambos os eventos considerou-se os centros de carga localizados na posição média dos relâmpagos. Com base nas Figuras 4.16 e 4.17 e considerando que a isoterma de  $-21^\circ\text{C}$ , que caracteriza topo de nuvens sem relâmpagos (Byers e Braham, 1949) está na altura de 8,5 km segundo a radiosondagem, assumiu-se que as cargas

positivas e negativas em ambos os eventos estavam localizados em 8,5 km e 7,5 km. A escala de altura utilizada nos dois eventos foi de 5 km. Assim estimou-se as cargas contida nas nuvens, obtendo 38 C para o primeiro evento e 50 C para o segundo.

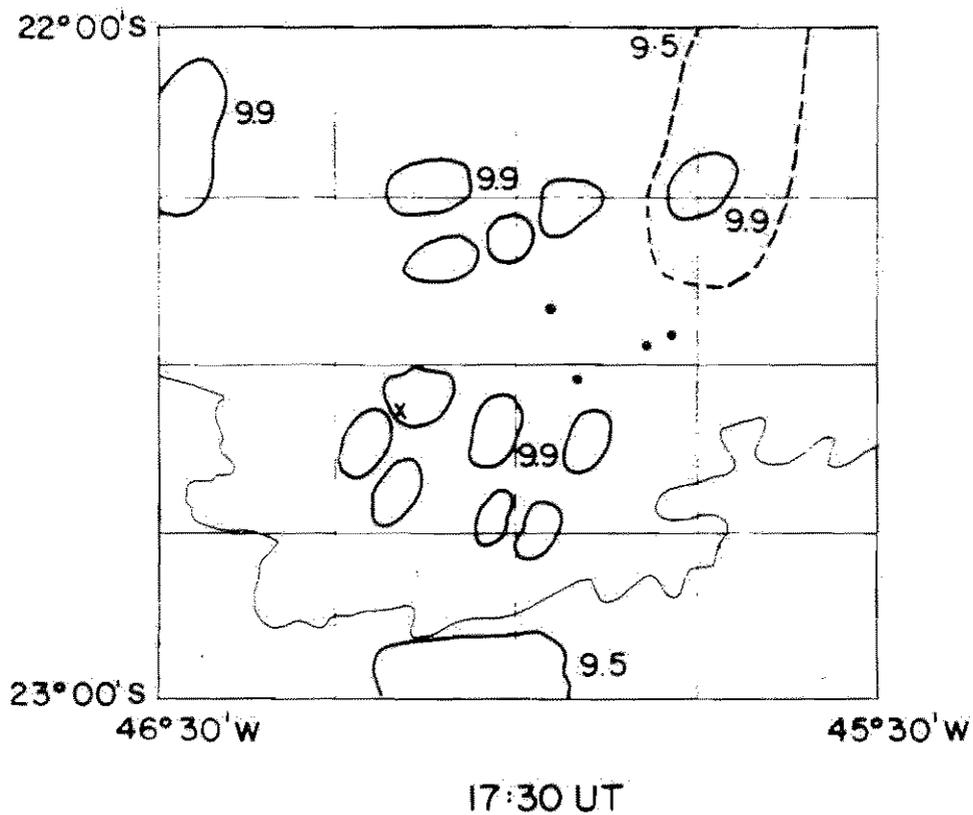


Fig. 4.16 - Comparação da altura do topo das nuvens obtidas pelo radar de São Roque (linha sólida) e pelo satélite GOES-7 (linha tracejada), e a ocorrência de descargas de retorno obtida pelo detector de relâmpagos LPATS (pontos) para às 17:30 UT do dia 13 de dez. de 1989.

- O "X" indica a posição do balão. A comparação foi feita para nuvens de pelo menos 9 km de altura.

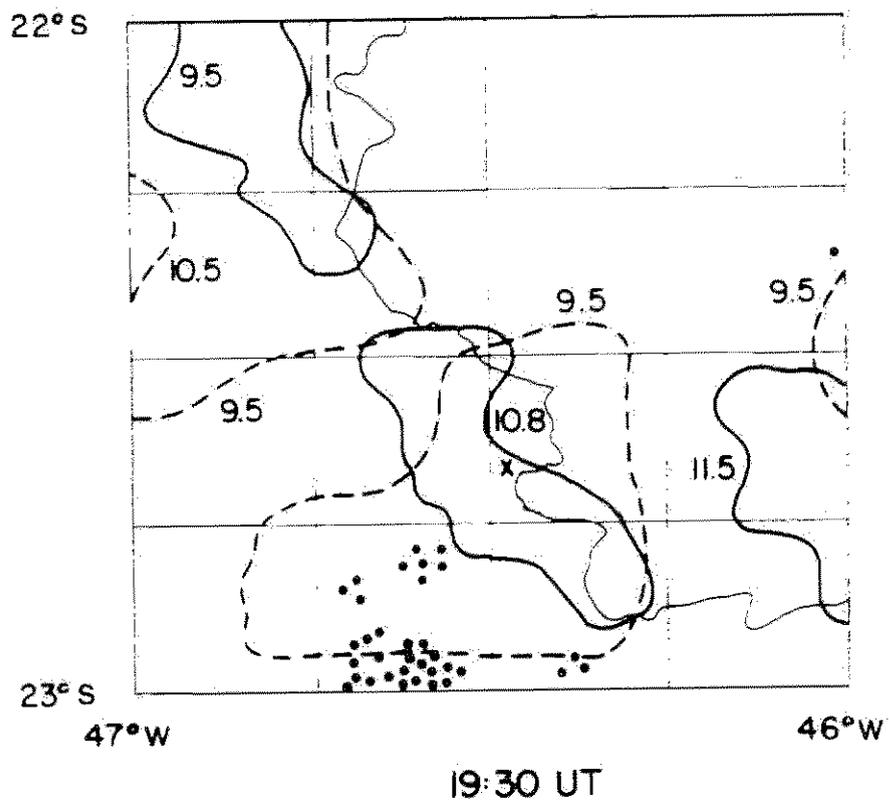


Fig. 4.17 - Comparação da altura do topo das nuvens obtidas pelo radar de São Roque (linha sólida) e pelo satélite GOES-7 (linha tracejada), e a ocorrência de descargas de retorno obtida pelo detector de relâmpagos LPATS (pontos) para às 19:30 UT do dia 13 de dez. de 1989.

- O "X" indica a posição do balão. A comparação foi feita para nuvens de pelo menos 9 km de altura.

#### 4.7.4 - MEDIDAS DE CAMPO ELÉTRICO CARACTERÍSTICO DE RELÂMPAGOS

Medidas de campo elétrico em altura de balão características de relâmpagos ("sferics") tem sido discutidos por vários autores (Burke, 1975; Holzworth, 1981; Holzworth e Chiu, 1982; Holzworth et al., 1985). Com base nestes trabalhos, identificou-se os possíveis relâmpagos responsáveis pelos "sferics", através do sentido de intensificação do campo elétrico, e calculou-se o tempo de relaxação,  $\tau$ , que é a constante de tempo para que o potencial retome 1/e do valor original após a ocorrência do relâmpago, através de um ajuste de curva do tipo exponencial. Os "sferics" medidos no balão podem ser tanto devido aos relâmpagos IN como aos NS positivos, pois ambos "criam" um campo elétrico descendente em altura de balão (ver Figura 2.28). Considerando o efeito de propagação na estratosfera os relâmpagos IN parecem ser os principais responsáveis pelos "sferics" medidos pelo balão, mas por outro lado, os relâmpagos NS positivos, na sua maioria, são mais intensos. Comparando os dados de relâmpago NS obtidos pelo LPATS com os dados de "sferics" obtidos pelo balão, observa-se que apenas uma pequena fração das descargas de retorno dos relâmpagos NS ocorrem simultaneamente com os sinais de "sferics". Isto indica que a maioria dos "sferics" medidos pelo balão são devidos a relâmpagos IN. Algumas descargas de retorno do relâmpago NS são coincidentes com os "sferics" o que, devido incerteza nas medidas do balão ser de 1/4 de segundo, não permite determinar se são relâmpagos simultâneos (NS e IN) ou NS positivos. Estes dados concordam com a polaridade dos "sferics" medidos em balão em média e altas latitudes (Holzworth, 1981; Holzworth e Chiu, 1982; Holzworth et al., 1985). As Figuras 4.18a e b e 4.19a e b ilustram exemplos de "sferics" medidos em 27 e 30 km de altura. Os "sferics"

foram caracterizados por rápidos picos na amplitude do campo elétrico DC de algumas centenas de mV/m a valores maiores que 7 V/m, seguido por um tempo de recuperação,  $t_r$ , associado ao de tempo de relaxação,  $\tau$ . O tempo médio de recuperação para 27 km de altura está entre 2 e 4 segundos e para 30 km de altura entre 20 e 30 segundos. No trabalho aqui presente investigou-se, de uma forma simples, a variação do tempo de relaxação com respeito a altura assumindo-se que a curva de decaimento do potencial se aproxima de uma exponencial. É de se esperar que o tempo de relaxação diminua com o aumento da altura (Holzworth e Chiu, 1982). Entretanto observou-se que o tempo médio de relaxação para 30 km de altura (em torno de 2,0 segundos) era 5 vezes maior que a média do tempo de relaxação em 27 km de altura (em torno de 0,4 segundos) e não 0,6 vezes como era esperado. Este comportamento não pode ser explicado por efeito de tempo local pois a interferência da incidência da radiação solar na experiência, causando efeito fotoelétrico, tende a causar um efeito contrário ao medido. Parte desta inversão, todavia, pode ser devido ao efeito de propagação onde as curvas de decaimento do potencial devido aos relâmpagos, aparentemente podem ser representadas não apenas por uma mas por duas exponencias.

Observou-se também "sferics" atípicos com amplitudes de sinal, estimado por extrapolação simples da curva, em torno de 14 a 15 V/m. As Figuras 4.20a e b mostram exemplos destes "sferics" em 27 km de altura. Na análise conjunta das observações de nuvens, LPATS e balão pode-se determinar uma região ativa da nuvem responsável por estes "sferics". Esta região situa-se a aproximadamente 15 km do balão. Pode-se estimar a carga destruída num relâmpago considerando que o campo dominante é eletrostático num raio de 30 km do relâmpago (Burke, 1975). Portanto utilizando-se a mesma equação anterior para

determinação das cargas das nuvens, encontrou-se que as cargas associadas aos relâmpagos são de centenas de coulombs, o que está em concordância com a observação de Ogawa (1982). Não observou-se "sferics" com precursores como foi observado por Holzworth e Chiu (1982) e Holzworth et al. (1985).

A Figura 4.21 mostra a comparação entre o campo elétrico AC médio devido a "sferics" em 2 kHz medido em altura de balão e a porcentagem de descargas de retorno dos relâmpagos NS, num intervalo de 10 minutos, detectado pelo LPATS numa distância menor que 300 km da posição do balão. Constata-se que a maior porcentagem de descargas de retorno não coincide com os maiores valores de campo elétrico apresentado. Isto deve-se ao fato de que as descargas de retorno são relâmpagos apenas NS e os relâmpagos detectados em balão são na maioria IN.

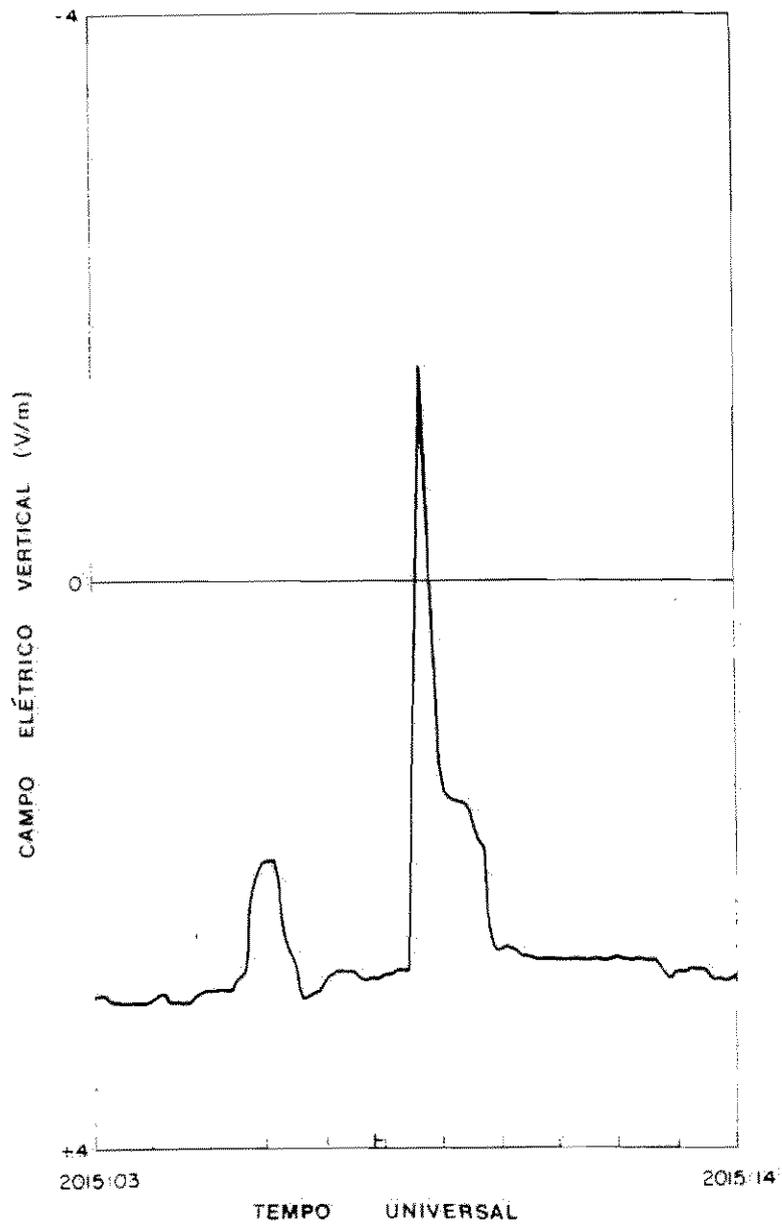


Fig. 4.18a - "Sferics" medidos pelo detector do balão em 27 km de altura no dia 13 de dez. de 1989.

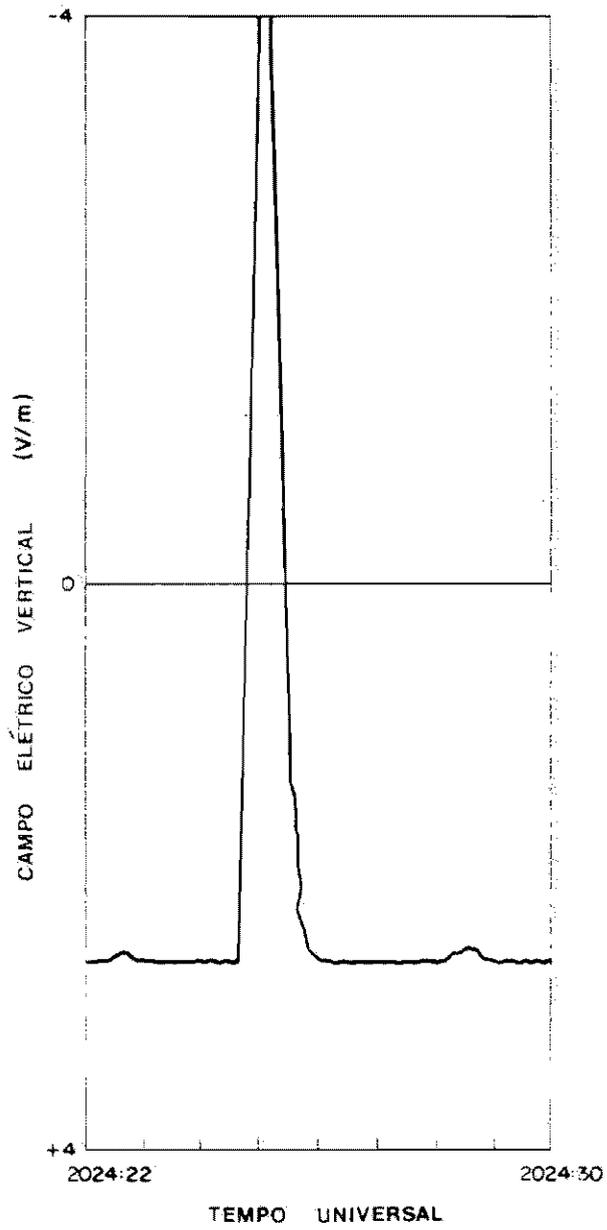


Fig. 4.18b - "Sferics" medido pelo detector do balão em 27 km de altura no dia 13 de dez. de 1989.

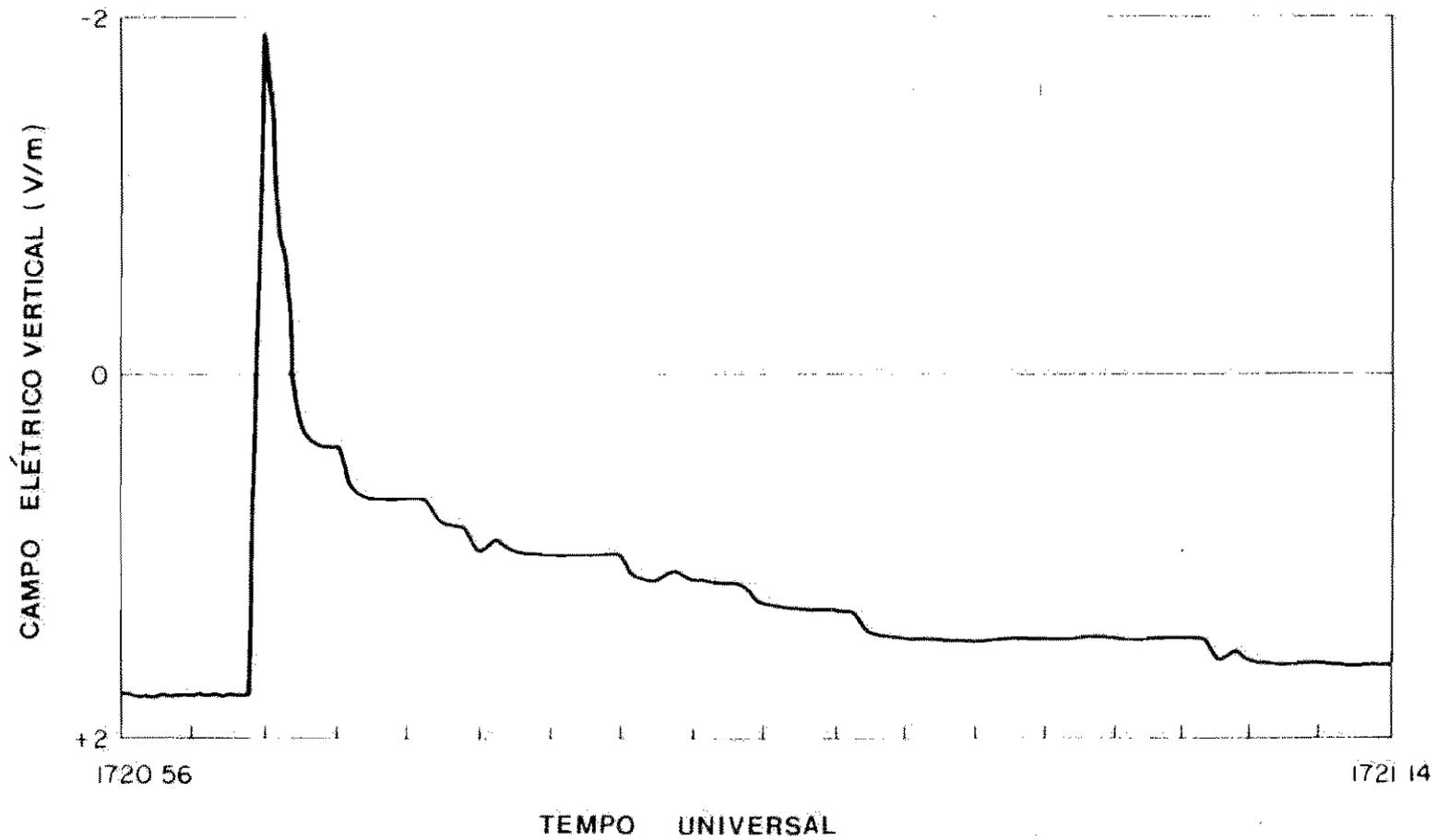


Fig. 4.19a - "Sferics" medido pelo detector do balão em 30 km de altura no dia 13 de dez. de 1989.

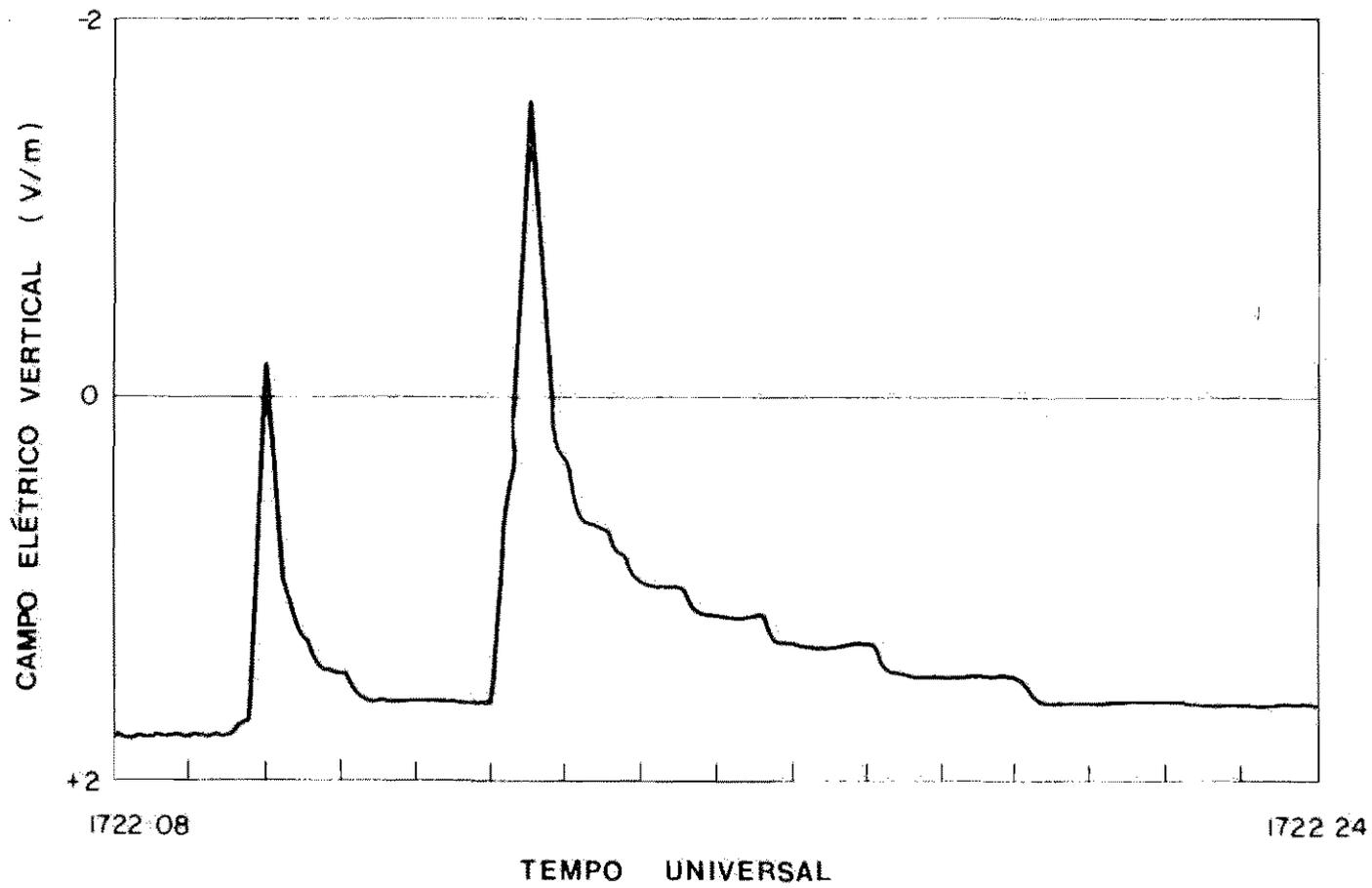


Fig. 4.19b - "Sferics" medidos pelo detector do balão em 30 km de altura no dia 13 de dez. de 1989.

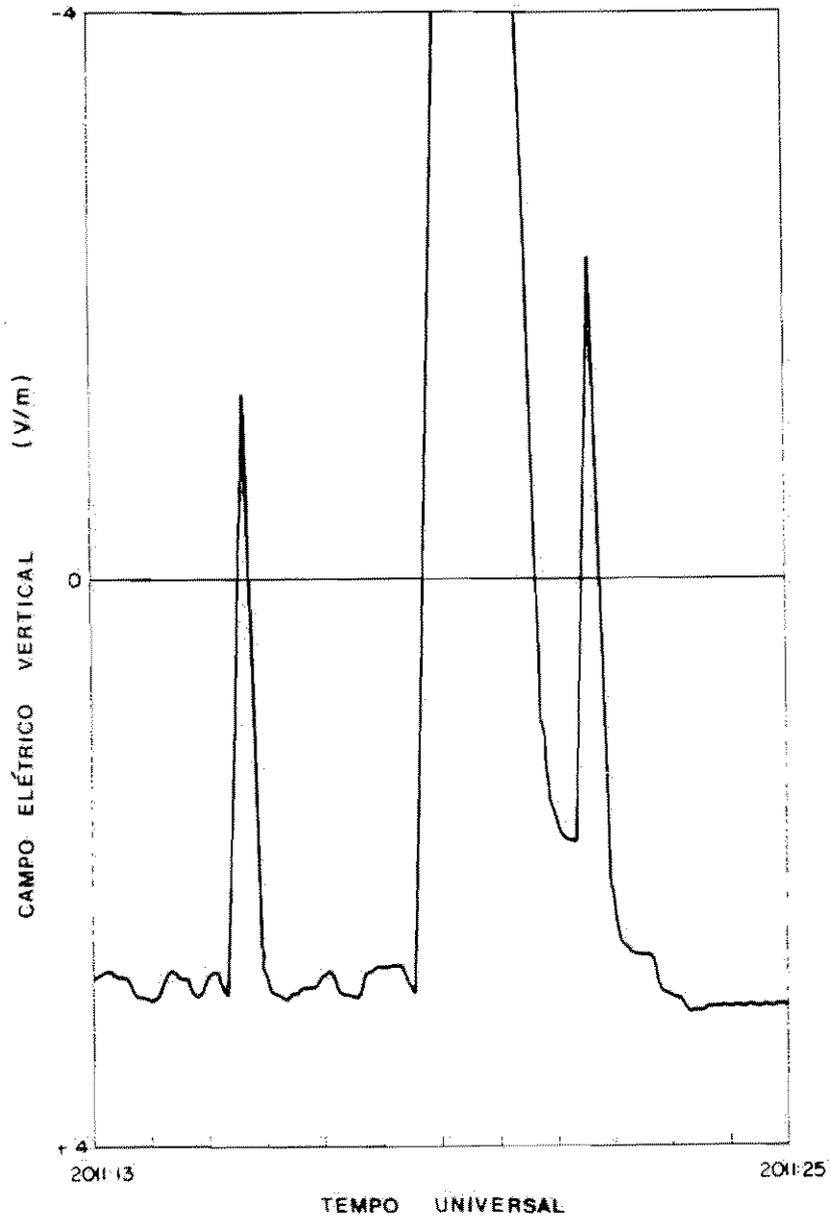


Fig. 4.20a - "Sferics" atípico medido pelo detector do balão em 27 km de altura no dia 13 de dez. de 1989.

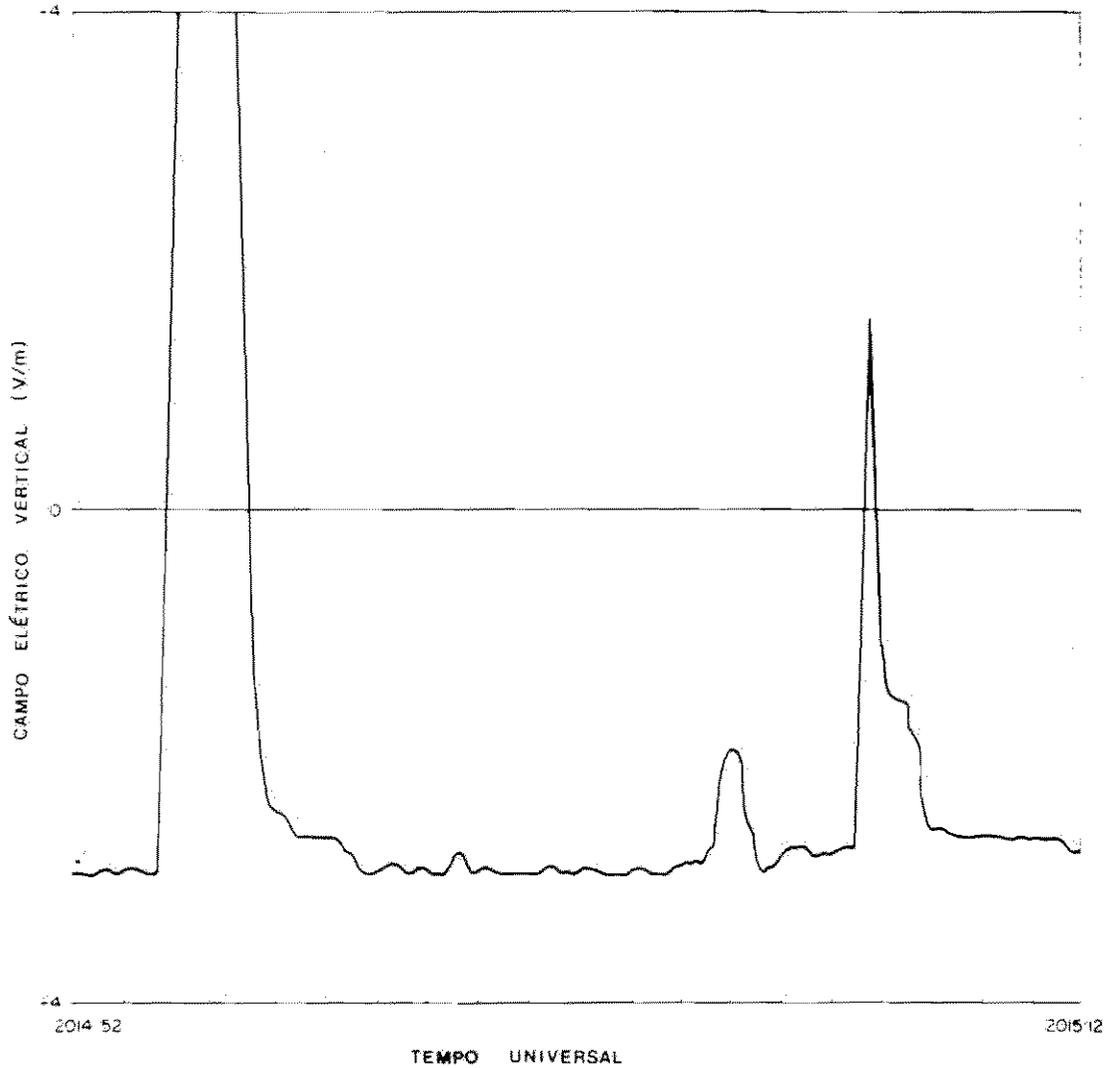


Fig. 4.20b - "Sferics" atípico medido pelo detector do balão em 27 km de altura no dia 13 de dez. de 1989.

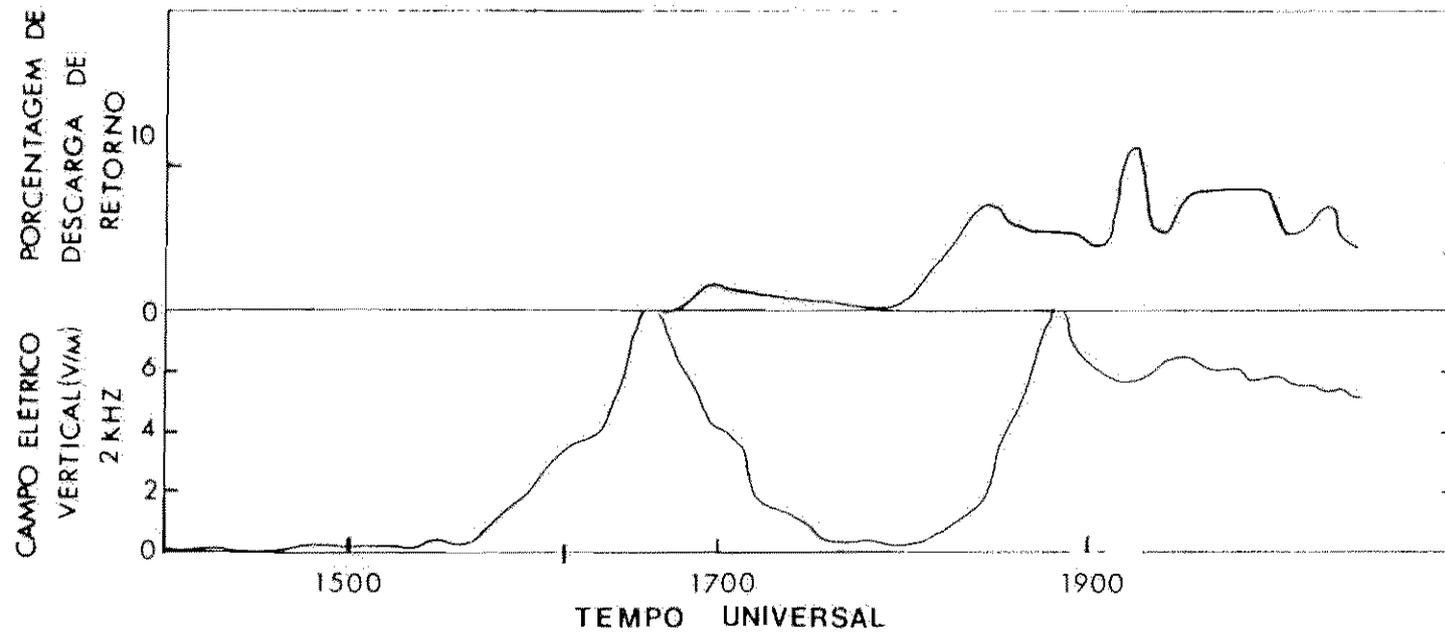


Fig. 4.21 - Comparação entre o campo elétrico AC em 2 kHz medido em altura de balão e a porcentagem de descargas de retorno, plotado em intervalos de 10 minutos, obtida pelo LPATS numa distância menor que 300 km da posição do balão.

## CAPÍTULO 5

### CONCLUSÕES

Neste trabalho foram analisados dados obtidos durante uma campanha coordenada para estudar as nuvens de tempestade e relâmpagos na América do Sul. Esta campanha ocorreu em 13 de dezembro de 1989, durante uma tempestade associada a uma região de grande instabilidade. Um dos grandes sucessos da campanha foi o de prever com antecedência de algumas horas a existência dessa tempestade, de tal modo que pudesse ser estudada através de medidas de campo elétrico e temperatura a bordo de um balão estratosférico. Os dados foram complementados com medidas obtidas através de radiossondagens, radares, satélite e detector de relâmpagos de superfície, sendo este estudo o pioneiro com respeito a aplicação e análise conjunta das diversas técnicas na América do Sul. Esta região é caracterizada por apresentar uma das maiores atividades de tempestade durante o verão. Discutiu-se a teoria da eletricidade atmosférica dando ênfase a estrutura e distribuição de cargas elétricas nas nuvens, bem como as características dos relâmpagos NS. Estimou-se a carga contida nas nuvens. Determinou-se as características dos relâmpagos NS sendo os resultados discutidos em relação as teorias existentes.

As principais conclusões obtidas através da análise e discussão dos dados apresentados são:

- As nuvens de tempestade presentes nesta campanha, quando comparadas com recentes observações feitas no Brasil por Pinto (1987), são vistas ser extremamente altas, extensas e com cargas de até centenas de

coulomb. O campo elétrico medido em balão devido a presença destas nuvens, alcançou valores que chegam a exceder 4 V/m.

- Constatou-se a influência das nuvens de tempestade na estratosfera onde estas nuvens foram identificadas nas medidas de balão pela intensificação do campo elétrico no sentido contrário ao de tempo bom. Não se observou intensificação de campo elétrico de tempo bom como é observado por alguns autores. A ausência desta intensificação, que concorda com observações feitas no Brasil (Pinto et al., 1988), sugere diferenças na eletrificação das nuvens de tempestade nesta região sendo estas diferenças de grande importância para o CEAG, visto que a atividade de tempestade nesta região é intensa.

- Nas medidas de balão observou-se variações na temperatura estratosférica e na altura de balão onde o mecanismo mais plausível atribuído a estas variações foi o de ondas de gravidade.

- Os dados de relâmpagos NS de superfície são diferentes dos obtidos no verão do Hemisfério Norte. A predominância do relâmpago NS positivo no verão do Hemisfério Sul não pode ser explicada segundo o modelo do dipolo inclinado, pois as características das nuvens e do vento não correspondem aos valores observados por Takagi et al. (1986). A importância do segundo centro positivo de cargas na predominância destes relâmpagos parece ser consistente, de modo que a predominância dos relâmpagos NS positivos parece ser de variação anual e não sazonal, sendo importante considerar parâmetros como as condições geográficas e meteorológicas.

- Os dados de relâmpagos obtidos em balão apresentaram uma estrutura complexa talvez devido ao efeito de propagação. O estudo teórico destas estruturas precisa de uma maior investigação.

Assim o estudo de nuvens de tempestade e relâmpagos nesta região da América do Sul parece ser de grande importância para o estudo da eletricidade atmosférica, pois a estrutura elétrica das nuvens, sua influência na estratosfera e as características dos relâmpagos NS parecem ser diferentes das obtidas no Hemisfério Norte. Portanto recomenda-se que mais vôos similares ao analisado neste trabalho sejam realizados, de modo que possa-se determinar a importância destas nuvens no estudo do Circuito Elétrico Atmosférico Global.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Barcus, J.R.; Iversen, I.; Stauning, P. Observation of the electric field in the stratosphere over an arctic storm system. *Journal of Geophysical Research*, 91(D9):9881-9892, Aug. 1986.

Beasley, W. Positive cloud-to-ground lightning observations. *Journal of Geophysical Research*, 90(D4):6131-6138, June 1985.

Bent, R.B.; Lyons, W.A. Theoretical evaluations and initial operational experiences of LPATS (Lightning Position and Tracking System) to monitor lightning ground strikes using a time-of-arrival (TOA) technique. In: International Conference on Atmospheric Electricity, 7., Albany, N.Y., 1984. *Proceedings*, Boston, MA, American Meteorological Society, 1984, p. 317-324.

Breed, D.W.; Dye, J.E. The electrification of New Mexico thunderstorms 2. Electric field growth during initial electrification. *Journal of Geophysical Research*, 94(D12):14841-14854, Oct. 1989.

Brook, M.; Nakano, M.; Krehbiel, P.; Takeuti, T. The electrical structure of the Hokuriku winter thunderstorms. *Journal of Geophysical Research*, 87(C2):1207-1215, Feb. 1982.

Burke, H.K. Large scale atmospheric electric fields: comparisons with ballon data. (Ph.D. Thesis) - Rice University, Houston, Tex., Nov. 1975.

- Byers, H.R.; Braham, R.R. **The thunderstorm** Washington, DC, Weather Bureau, 1949.
- Chalmers, J.A. **Atmospheric eletricity**. 2ed. Oxford, Pergamon, 1967.
- Dejnakarintra, M.; Park, C.G. Lightning induced electric fields in the ionosphere. **Journal of Geophysical Research**, 79(13):1903-1910, May 1974.
- Engholm, C.D.; Williams, E.R.; Dole, R.M. Meteorological and electrical conditions associated with positive cloud-to-ground lightning. **Monthly Weather Review**, 118(2):470-487, Feb. 1990.
- Finger, F.G.; Woolf, H.M. An experiment designed to determine the diurnal temperature and wind variation and to detect possible errors in rocketsonde temperature measurements in the upper stratosphere. Washington, DC, NASA, 1966. (NASA TM X-1298)
- Fisher, F.A.; Plumer, J.A. **Lightning protection of aircraft**. Washington, DC, NASA, 1977. (NASA RP-1080).
- França, G.B. **Determinação de áreas de chuva e não-chuva na imagem do satélite (GOES), utilizando a análise de agrupamento**. (Dissertação de Mestrado em Análise de Sistemas e Aplicações) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, dez. 1988. (INPE-4790-TDL/354).
- Freedman, D.H. Bolts from the blue. **Discover**, 11(12):51-56, Dec. 1990.

Golde, R.H. **Lightning**. London, Academic, 1977. v.2.

Hojó, J.; Ishii, M.; Kawamura, T.; Suzuki, F. The fine structure in the field change produced by positive ground strokes. **Journal of Geophysical Research**, 90(D4):6139-6143, June 1985.

Holzer, R.E.; Saxon, D.S. Distribution of electrical conduction currents in the vicinity of thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, 57(2):207-216, June 1952.

Holzworth, R.H. High latitude stratospheric electrical measurements in fair and foul weather under various solar conditions. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, 43(11):1115-1125, Nov. 1981.

\_\_\_\_\_ Electric field in the middle atmosphere. **Physica Scripta**, T18:298-308, 1987.

Holzworth, R.H.; Mozer, F.S. Direct evidence of solar flare modification of stratospheric electric fields. **Journal of Geophysical Research**, 84(C1):363-367, Jan. 1979.

Holzworth, R.H.; Chiu, Y.T. Spherics in the stratosphere. In: Volland, H., ed. **Handbook of atmospheric**. Florida, CA, CRC, 1982, v.2.

Holzworth, R.H.; Onsager, T.; Kintner, P.; Powell, S. Planetary-scale variability of the fair-weather vertical electric field in the stratosphere. **Physical Review Letters**, 53(14):1398-1401, Oct. 1984.

- Holzworth, R.H. et al. Electrical measurements in the atmosphere and the ionosphere over an active thunderstorm, 2. Direct current electric field and conductivity. *Journal of Geophysical Research*, 90(A10):9824-9830, Oct. 1985.
- Holzworth, R.H.; Norville, K.W.; Kintner, P.M.; Powel, S.P. Stratospheric conductivity variations over thunderstorms. *Journal of Geophysical Research*, 91(D12):13257-13263, Nov. 1986.
- Holzworth, R.H.; Volland, H. Do we need a geoelectric index?. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 67(26):547-548, July 1986.
- Hu, H.; Holzworth, R.H.; Li, Y.Q. Thunderstorm related variations in stratospheric conductivity measurements. *Journal of Geophysical Research*, 94(D13):16429-16435, Nov. 1989.
- Huebner, G.L. Use of radar for precipitation measurements. In: Anderson, M.G.; Burt, T.P., ed. *Hidrological forecasting*. New York, NY, John Wiley, 1985. cap.4, p. 77-100.
- Idone, V.P.; Orville, R.E.; Henderson, R.W. Ground truth: A positive cloud-to-ground lightning flash. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 23(7):1148-1151, July 1984.
- Iribarne, J.V.; Cho, H.R. *Atmospheric physics*. Dordrecht, D. Reidel, 1980.

- Kreith, F. Energy Balance and a flight model. In: \_\_\_\_\_ ed. **Scientific ballooning handbook.**, 1975. (NCAR-TN/IA-99)
- Labitzke, K. Sunspots, the Q.B.O., and the stratospheric temperature in the north polar region. **Geophysical Research Letters**, 14(5):535-537, May 1987.
- Lin, Y.T.; Uman, M.A.; Standler, R.B. Lightning return stroke models. **Journal of Geophysical Research**, 85(C3):1571-1583, Mar. 1980.
- Magono, C. **Thunderstorms.** Amsterdam, Elsevier, 1980. (Development in Atmospheric Science, 12).
- Markson, R. Considerations regarding solar and lunar modulation of geophysical parameters, atmospheric electricity, and thunderstorms. **Pure and Applied Geophysics**, 84: 161-202, 1971.
- \_\_\_\_\_ Solar modulation of atmospheric electrification through variation of the conductivity over thunderstorms. In: NASA. **Possible relationships between solar activity and meteorological phenomena;** Proceedings of a Symposium held in Greenbelt, MD, Nov. 7-8, 1973, Washington, DC, NASA, 1975, p.171-178. (NASA SP-366)
- \_\_\_\_\_ Ionospheric potential variations obtained from aircraft measurements of potential gradient. **Journal of Geophysical Research**, 81(12):1980-1990, Apr. 1976.

Markson, R. Solar modulation of atmospheric electrification and possible implications for the sun-weather relationship. *Nature*, 273:103-109, May 1978a.

Markson, R.; Muir, M. Solar wind control of the earth's electric field. *Science*, 208:979-990, May 1980.

Meek, J.M.; Craggs, J.D., ed. *Electrical breakdown of gas*. New York, NY, John Wiley, 1978. 878p.

Moraes, E.C. *Comparação entre métodos de estimativa da radiação solar: satélite convencional*. (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, mar. 1986. (INPE-4025-TDL/242).

Mozer, F.S.; Serlin, R. Magnetospheric electric field measurements with balloons. *Journal of Geophysical Research*, 74(19):4739-4754, Sept. 1969.

Narita, K.; Goto, Y.; Komuro, H.; Sawada, S. Bipolar lightning in winter at Maki, Japan. *Journal of Geophysical Research*, 94(D11):13191-13195, Sept. 1989.

Ogawa, T. The lightning current. In: Volland, H., ed. *Handbook of atmospheric*. Florida, CA, CRC, 1982, v.1.

Ogawa, T.; Tanaka, Y. Land effect on the stratospheric vertical electric field and current. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 38(6):599-604, June 1976.

Ogawa, T.; Tanaka, Y.; Yasuhara, M. Schumann resonances and world-wide thunderstorm activity. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, 21(1):447-452, 1969.

Oliveira, E.A. Determinação de campos de ventos a partir do deslocamento de nuvens em sequências de imagens de satélites geoestacionários. (Dissertação de Mestrado em Computação Aplicada) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, jun. 1986. (INPE-4099-TDL/256).

Orville, R.E. Lightning detection from space. In: Volland, H., ed. **Handbook of Atmospheric**. Florida, CA, CRC, 1982, v.2.

\_\_\_\_\_ Peak-current variations of lightning return strokes as a function of latitude. **Nature**, 343:149-151, Jan. 1990.

Orville, R.E. et al. Cloud-to ground lightning flash characteristics from June 1984 through May 1985. **Journal of Geophysical Research**, 92(D5):5640-5644, May 1987.

Orville, R.E.; Henderson, R.W.; Bosart, L.F. Bipole patterns revealed by lightning locations in mesoscale storm systems. **Geophysical Research Letters**, 15(2):129-132, Feb. 1988.

Pinto, I.R.C.A. Estudos sobre campos elétricos e condutividade associados a nuvens eletrificadas na região da América do Sul. (Tese de Doutorado em Ciência Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, dez. 1987. (INPE-4487-TDL/325).

- Pinto, I.R.C.A.; Pinto Jr. Cálculo da Relação entre o tempo de relaxação e condutividade na estratosfera. *Revista de Física Aplicada e Instrumentação*, 3(3):191-199, 1988.
- Pinto, I.R.C.A.; Pinto Jr., O.; Gonzalez, W.D. Some aspect of stratospheric electric fields due to a constant convection current density-charge model of cloud structure. *Journal of Geophysical Research*, 94(D7):9979-9982, July 1989.
- Pinto, I.R.C.A.; Pinto Jr., O.; Gonzalez, W.D.; Dutra, S.L.G. Stratospheric electric field and conductivity measurements over electrified convective clouds in the south american region. *Journal of Geophysical Research*, 93(D1):709-715, Jan. 1988.
- Pinto, I.R.C.A. et al. Medidas de campos elétricos com detectores a bordo de balões estratosféricos na região da anomalia magnética do atlântico sul. *Revista Brasileira de Geofísica*, 3(2) 99-101, jun. 1985.
- Pinto Jr., O.; Gonzalez, W.D. X-ray measurements at the South Atlantic Magnetic anomaly. *Journal of Geophysical Research*, 91(A6):7072-7078, June 1986.
- Pinto Jr., O.; Pinto, I.R.C.A.; Gonzalez, W.D. On the effect of electron precipitation on the fair-weather electric field. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 52(1):21-22, 1990.

- Reap, R.M. Evaluation of the cloud-to-ground lightning data from the western United States for the 1983-84 summer seasons. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25(6):785-799, June 1986.
- Reiter, E.R. *Jet-stream meteorology*, University Chicago, 1963.
- Reiter, R. The electric potential of ionosphere as controlled by the solar magnetic sector structure. *Journal Atmospheric Terrestrial Physics*, 39(1):95-99, 1977.
- Roble, R.G.; Hays, P.B. Solar-terrestrial coupling through atmospheric electricity. In: Maynard, N.C. *Middle atmosphere electrodynamics*. Proceedings of the Workshop on the Role of Electrodynamics of the Middle Atmosphere on Solar Terrestrial Coupling, Reston, VA, Jan. 17-19, 1979, Greenbelt, MD, NASA. GSFC, 1979b, p. 89-139. (NASA CP-2090).
- Rottger, J. Equatorial spread-F by electric fields and atmospheric gravity waves generated by thunderstorms. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 43(5):453-462, 1981.
- Sagalyn, R.C.; Curtis, H.O.; Smith, L.G. Atmospheric electricity. In: Campen Jr., C.F.; Cole, A.E., ed. *Handbook of geophysics*, New York, NY, MacMillan, 1961. cap.9. p.9.1-9.36.

- Sapkota, B.K.; Varshneya, N.C. On the global atmospheric electrical circuit. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physical**, 52(1):1-20, 1990.
- Stergis, C.G.; Rein, G.C.; Kangas, T. Electric field measurements above thunderstorms. **Journal of Geophysical Research**, 11(2):83-90, June 1957.
- Takagi, N.; Takeuti, T.; Nakai, T. On the occurrence of positive ground flashes. **Journal of Geophysical Research**, 91(D9):9905-9909, Aug. 1986.
- Takeuti, T. et al. The anomalous winter thunderstorms of the Hokuriku coast. **Journal of Geophysical Research**, 83(C5):2385-2394, May 1978.
- Tanaka, Y.; Ogawa, T.; Kodama, M. Stratospheric electric fields and currents measured at Syowa Station, Antarctica-1. The vertical component. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, 39(4):523-529, Apr. 1977.
- Taylor, W.L.; Rust, W.D.; MacGorman, D.R. Lightning activity and severe storm structure. **Geophysical Research Letters**, 11(05):545-548, May 1984.
- Tinsley, B.A.; Brown, G.M.; Schener, P.H. Solar variability on weather and climate: possible connection through cosmic ray fluxes and storm intensification. **Journal of Geophysical Research**, 94(D12):14783-14792, Oct. 1989.

- Tzur, I.; Roble, R.G. The interaction of a dipolar thunderstorm with its global electrical environment. *Journal of Geophysical Research*, 90(D4):5989-5999, June 1985.
- Uman, M.A. Lightning return stroke electric and magnetic fields. *Journal of Geophysical Research*, 90(D4):6121-6130, June 1985.
- \_\_\_\_\_ All about lightning. New York, Dover, 1987.
- \_\_\_\_\_ et al. Correlated electric and magnetic fields from lightning return strokes. *Journal of Geophysical Research*, 80(3): 373-376, Jan. 1975.
- Volland, H. Quasi electrostatic fields within the atmosphere. In: \_\_\_\_\_ ed. *Handbook of atmospheric*. Florida, CA, CRC, 1982. v.1.
- \_\_\_\_\_ *Atmospheric electrodynamics*. New York, NY, Springer-Verlag, 1984.
- Williams, E.R. Large-scale charge separation in thunderclouds. *Journal of Geophysical Research*, 90(D4):6013-6025, June 1985.
- \_\_\_\_\_ The electrification of thunderstorms. *Scientific American*, 259(5):48-65, Nov. 1988.
- \_\_\_\_\_ The tripole structure of thunderstorms. *Journal of Geophysical Research*, 94(D11):13151-13167, Sept. 1989.

Williams, E.R.; Weber, M.E.; Orville, R.E. The relationship between lightning type and convective state of thunderclouds. *Journal of Geophysical Research*, 94(D11):13213-13220, Sept. 1989.