



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-15458-TDI/1420

ESTUDO DA RAZÃO DE RELÂMPAGOS INTRANUVEM E RELÂMPAGOS NUVEM-SOLO NO SUDESTE BRASILEIRO

Patricia Eugênio de Souza

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelos Drs. Osmar Pinto Junior e Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto, aprovada em 24 de setembro de 2008

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/08.25.14.54>>

INPE
São José dos Campos
2008

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

Presidente:

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

Membros:

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-15458-TDI/1420

**ESTUDO DA RAZÃO DE RELÂMPAGOS
INTRANUVEM E RELÂMPAGOS NUVEM-SOLO NO
SUDESTE BRASILEIRO**

Patricia Eugênio de Souza

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial, orientada pelos Drs. Osmar Pinto Junior e Iara Regina Cardoso de Almeida Pinto, aprovada em 24 de setembro de 2008

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/08.25.14.54>>

INPE
São José dos Campos
2008

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

- S89e Souza, Patricia Eugênio.
Estudo da razão de relâmpagos intranuvem e relâmpagos
nuvem-solo no sudeste brasileiro / Patricia Eugênio de Souza.
– São José dos Campos: INPE, 2008.
115p. ; (INPE-15458-TDI/1420)
- Tese (Geofísica Espacial) – Instituto Nacional de Pesquisas
Espaciais, São José dos Campos, 2008.
1. Tese. 2. Geofísica. 3. Relâmpagos. 4. ELAT. 5. Eletricidade. I.Título.

CDU 551.594.6

Copyright © 2008 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, microfílmico, reprográfico ou outros, sem a permissão escrita da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2008 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, microfilming, recording or otherwise, without written permission from the Publisher, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

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

Dr. Alexandre Alvares Pimenta


Presidente / INPE / SJCampos - SP


Dr. Osmar Pinto Junior


Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

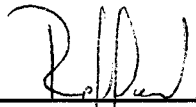
Dra. Lara Regina Cardoso de Almeida Pinto


Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Alícia Luisa Clúa de Gonzalez Alarcon


Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Widinei Alves Fernandes


Convidado(a) / UFMS / Campo Grande - MS

Dra. Helena França


Convidado(a) / UNITAU / Taubaté - SP

Aluno (a): Patricia Eugênio de Souza

São José dos Campos, 24 de setembro de 2008

À minha vó Nilce

AGRADECIMENTOS

Agradeço em primeiro lugar aos meus orientadores que me acolheram no seu grupo de pesquisa, apesar da minha formação mais direcionada à cosmologia, simplesmente porque entenderam que minha paixão por relâmpagos já seria um pré-requisito suficiente para me tornar uma boa pesquisadora na área.

Agradeço a todos os meus colegas de grupo que participaram ativamente no meu trabalho, me ajudando a analisar resultados e dando sugestões de melhora. Em especial, agradeço à Gisele por me ajudar com a análise meteorológica, ao Kleber por me ajudar com os dados e as correções do modelo e ao Diovane por me ensinar e me tirar de apuros em relação aos programas que utilizei. No entanto, todos do grupo me doaram sua gentileza e simpatia, tornando meu trabalho mais prazeroso.

Agradeço à minha amiga e colega Ariane por me ajudar com o GRADs, com a geração dos mapas, e por atender aos inúmeros pedidos que fiz a ela. Sem ela, minha tese não estaria completa. Em extensão, agradeço ao seu marido e também meu amigo João, por que também lhe dei trabalho.

Agradeço ao meu irmão Vitor, pela correção do inglês nos artigos, e-mails, e etc. E pela ajuda que sempre de boa vontade me dispensou durante todo o meu doutorado.

Agradeço ao meu marido que sempre se dispôs a me ajudar, inclusive fazendo algumas rotinas de programação para mim, e sempre foi muito solidário aos meus momentos de necessidade. É a ele totalmente merecida a atribuição de meu companheiro.

A toda minha família que muito me incentiva e apoia;

À CAPES pelo suporte financeiro;

A Deus, por ter colocado em meu caminho pessoas tão caras independentemente do meu merecimento.

RESUMO

Esta tese contém um estudo da razão entre relâmpagos dentro da nuvem e relâmpagos que atingem o solo no Sudeste do Brasil realizado com sete anos de dados da Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BRASILDAT) em sensor Lightning Imaging Sensor (LIS) a bordo de satélite. Análises do comportamento espacial e temporal desta razão, e sua relação com parâmetros orográficos e meteorológicos foram feitas no intuito de aprofundar o conhecimento a respeito desse parâmetro, tão visado pela comunidade científica. Os principais resultados dessa análise foram que essa razão varia conforme a estação do ano, apresentando valores máximos no inverno e mínimos no verão; varia conforme a hora local; diminui com o decréscimo da latitude e apresenta forte correlação com a região montanhosa, permanecendo constante nos aclives responsáveis pelos forçantes orográficos, e apresentando taxas mais elevadas nos declives após o pico de altitude. A variação desse parâmetro, portanto, parece estar estreitamente ligada à morfologia das nuvens de tempestades.

ANALYSIS OF THE RATIO OF INTRACLOUD-CLOUD-TO-GROUND FLASH RATE IN SOUTHEASTERN BRAZIL

ABSTRACT

This thesis contains a study of the intracloud to cloud-to-ground flash ratio in Southeastern Brazil. Seven years of lightning data were collected by the Brazilian Lightning Detection Network (BRASILDAT) and the Lightning Imaging Sensor (LIS) on board of a satellite. Analyses of the spatial and temporal behavior of this ratio and its relationship with orographic and meteorological parameters were done in order to increase the knowledge of this value so important to many scientific studies. The most relevant results of this analysis were that this ratio varies with the seasons, presenting maximum values in the winter and minimum values in the summer, and local time, decreases in lower latitudes and presents a strong correlation with the orography. The variation of this parameter, therefore, seems to be well correlated with the morphology of the thunderstorms.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

1	INTRODUÇÃO	23
2	CONCEITOS BÁSICOS	25
2.1	Classificação dos relâmpagos	25
2.2	Razão de relâmpagos NS:IN	26
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	29
3.1	Primeiros estudos	29
3.2	Estudos recentes	32
4	TÉCNICAS DE DETECÇÃO	43
4.1	Detecção de relâmpagos por sensores no solo	43
4.1.1	Modelo de Eficiência de Detecção - MED3	46
4.2	Detecção por sensor a bordo de satélite	50
5	PARÂMETROS METEOROLÓGICOS	53
5.1	Modelo ETA	53
5.1.1	Grade Vertical	53
5.1.2	Equações do modelo	54
5.1.3	Domínio Horizontal	55
5.1.4	A topografia de montanha	56
5.2	Parâmetros meteorológicos	56
5.2.1	Pressão de superfície	56
5.2.2	Umidade específica	57
5.2.3	Índices de estabilidade	57
5.2.3.1	Energia Convectiva disponível (CAPE)	57
5.2.3.2	Índice de levantamento (Lift index - LI)	59
6	METODOLOGIA	61
6.1	Análise climatológica	61
6.1.1	Área e período de estudo	61

6.1.2	Metodologia do estudo climatológico	63
6.2	Análise de evento	64
6.2.1	Área e período do estudo de caso	64
6.2.2	Metodologia para estudo de caso	65
7	RESULTADOS	67
7.1	Resultados climatológicos	67
7.2	Resultados para eventos	78
8	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	79
8.1	Climatologia dos dados meteorológicos	79
8.2	Dados meteorológicos para os eventos analisados	80
8.2.1	Tempestade de 12 de dezembro de 2003	80
8.2.2	Tempestade de 25 de fevereiro de 2005	86
8.3	Interpretação dos resultados	92
8.4	Comparação com outros resultados	98
8.5	Recomendações para futuras pesquisas	100
9	CONCLUSÃO	101
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	103
A	APÊNDICE A - PROGRAMAS UTILIZADOS	111
A.1	GRADS	111
A.2	MapInfo	111
B	APÊNDICE B - CLOUD-TO-GROUND FLASHES IN SEVERE STORMS: A CASE STUDY IN THE CITY OF SÃO PAULO	113
C	APÊNDICE C - THE INTRACLOUD/CLOUD-TO-GROUND LIGHTNING RATIO IN SOUTHEASTERS BRAZIL	115

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Diferentes tipos de relâmpagos: (a)da nuvem para o solo; (b)do solo para nuvem; (c)dentro da nuvem; (d)descargas no ar; (e)entre nuvens; (f)da nuvem para cima.	25
2.2 Tipos de relâmpagos nuvem-solo:(a)negativos; (b)positivos; (c)bipolares.	26
3.1 Figura com as primeiras observações regionais da razão de relâmpagos intranuvem e relâmpagos nuvem-solo, e das inferências em relação a sua dependência com a latitude.	31
3.2 Figura com a climatologia média de Z estimada para quatro anos de observações do OTD e da rede NLDN nos Estados Unidos Continental. As estimativas são computadas de uma grade de $0,5^\circ$ de latitude.	33
3.3 Mapa da geografia dos Estados Unidos com as localizações das cadeias montanhosas e as regiões de planície.	34
3.4 Figura com a média zonal estimada de Z como uma função da latitude para o Estados Unidos Continental; média zonal da altitude (em km) está abaixo. Alguma variação latitudinal é evidente, mas é mais provável que esteja associada com os efeitos da elevação.	35
3.5 Figura com valores médios de Z para todas as locações da grade de $0,5^\circ$ de latitude dentro das bandas individuais de 100-m de elevação para os Estados Unidos Continental.	36
3.6 Figura com valores Z emparelhados com a porcentagem de relâmpagos nuvem-solo positivos para cada célula da grade $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Os valores foram plotados para a região central dos Estados Unidos ($89^\circ - 109^\circ O$, para todas as latitudes). A variação de cores representa a taxa de relâmpagos nuvem-solo positivos intensos ($> 75kA$) em 10^{-3} relâmpagos/ $km^2.ano$	37
3.7 Figura com a distribuição espacial de Z sobre a Península Ibérica para o período de 13 de abril de 1995 a 25 de fevereiro de 2000.	38
3.8 Figura com a média zonal estimada de Z como uma função da latitude para Península Ibérica.	39
3.9 Figura com a média zonal estimada de Z e da taxa de relâmpagos totais para cada célula da grade de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ para a Península Ibérica. Uma curva de ajuste dos valores também foi plotada.	40
4.1 Algoritmo usado no método MDF para determinação da localização ótima.	44

4.2	Algoritmo usado no método TOA para determinação da localização ótima a partir de 4 sensores.	45
4.3	Método de localização IMPACT aplicado a uma descarga cujo ponto de impacto localiza-se sobre a linha base de dois sensores. θ_1 é o ângulo azimute correspondente ao sensor S_1 , e o valor da distância é representado por um círculo de raio r_1 . O mesmo se aplica para o sensor S_2 . Veja que apesar disso, o método localiza a descarga sem ambiguidade.	45
4.4	Algoritmo de agrupamento de descargas. O raio de 10km, correspondente à região espacial compreendida por um relâmpago, está centrado na primeira descarga de retorno. As descargas subsequêntes 1, 3, 4 e 5 pertencem a este relâmpago enquanto que as descargas 2, 6 e 7 serão associadas a outros relâmpagos, distintos ou não.	46
4.5	Rede de sensores do Brasil BRASILDAT que é composta por 47 sensores (LPATS e IMPACT) como resultado da integração de 3 redes regionais SIDDEM, SIPAM e RINDAT.	47
4.6	Eficiência dada pelo modelo MED3 para a área e período de estudo da presente tese (Sudeste brasileiro mais Paraná para o período de Janeiro de 1999 a Dezembro de 2005.	49
4.7	Um exemplo de uma passagem do Satélite TRMM. A área cinza representa o campo de visão de 600 km x 600 km. A escala de cores representa o número de flashes detectados pelo LIS.	52
5.1	Um conjunto do modelo da Grade Arakawa E. Cada "H" representa uma massa variável, enquanto que cada "V" representa as duas componentes do vento horizontal. Os valores Δx e Δy são os incrementos da grade no modelo espacial latitude-longitude rotacionado, enquanto que a distância "d" indica a resolução.	55
5.2	Diagrama termodinâmico. A linha tracejada representa a temperatura de ponto de orvalho (T_d), a linha contínua preta representa a temperatura do ar (T) e a linha contínua cinza representa o processo de ascensão da parcela de ar. O CAPE é a área compreendida entre a curva do processo de ascensão da parcela e a sondagem real, desde o nível de convecção livre (LFC) até o nível limite da convecção (LOC).	58
5.3	Ilustração da obtenção do índice de levantamento em um diagrama termodinâmico. A linha tracejada representa a temperatura de ponto de orvalho (T_d), a linha contínua preta representa a temperatura do ar (T) e a linha contínua cinza representa a trajetória da parcela de ar, dadas as condições de T e T_d apresentadas no diagrama.	60
6.1	Mapa político do Brasil mostrando a localização da região estudada.	62

6.2	Mapa da região estudada com a indicação dos estados. A escala marca a altitude média para uma grade de 50x50km.	63
6.3	Precipitação anual média para a região Sudeste do Brasil.	64
7.1	Mapa da razão de relâmpagos nuvem-solo e relâmpagos intranuvem (Z) calculado para a média anual do período de Janeiro de 1999 a Dezembro de 2005.	67
7.2	Mapa da distribuição geográfica anual de relâmpagos totais para o período de Janeiro de 1999 a Dezembro de 2005.	68
7.3	Mapa da distribuição geográfica anual de relâmpagos intranuvem para o período de Janeiro de 1999 a Dezembro de 2005.	68
7.4	Mapa da distribuição geográfica anual de relâmpagos nuvem-solo para o período de Janeiro de 1999 a Dezembro de 2005.	69
7.5	Mapa da distribuição geográfica anual de relâmpagos nuvem-solo positivos para o período de Janeiro de 1999 a Dezembro de 2005.	69
7.6	Gráfico das médias de Z a cada zona de 1° de latitude, em função da latitude, sobre a região de estudo situada à $55^\circ W$ a $40^\circ W$ de longitude.	70
7.7	Gráfico das médias da taxa de relâmpagos intranuvem a cada zona de 1° de latitude, em função da latitude.	71
7.8	Gráfico das médias da taxa de relâmpagos nuvem-solo a cada zona de 1° de latitude, em função da latitude.	71
7.9	Distribuição geográfica de Z por estação. Os baixos valores de Z nas bordas (abaixo de 1) refletem a dificuldade de ajuste das duas bases de dados de relâmpagos, LIS e BRASILDAT, para menores intervalos de análise.	72
7.10	Gráfico de barras mostrando os valores médios de Z para a região em cada estação.	73
7.11	Distribuição geográfica da precipitação por estação: a) verão, b) outono, c) inverno e d) primavera.	73
7.12	Distribuição geográfica da taxa de relâmpagos nuvem-solo (relâmpagos/km ² .dia) por estação.	74
7.13	Distribuição geográfica da taxa total de relâmpagos (relâmpagos/km ² .dia) por estação.	74
7.14	Gráfico com a variação mensal média de Z para a região.	75
7.15	Gráfico da variação de Z com a hora local.	75
7.16	Gráfico da variação de relâmpagos nuvem-solo com a hora local.	76
7.17	Gráfico da variação de relâmpagos totais com a hora local.	76
7.18	Gráfico de Z em relação a taxa de relâmpagos totais.	77
7.19	Gráfico de Z em relação a porcentagem de relâmpagos nuvem-solo positivos.	77
8.1	Média dos sete anos de estudo para o CAPE (em J/kg) e o Índice de levantamento (em graus) para as saídas de 00 UT e 12 UT do modelo ETA.	79

8.2	Sequência de fragmentos de imagens infravermelhas do satélite geostacionário GOES-12 referente à tempestade de 12 de dezembro de 2003 - de (a)17:39UT a (i)22:39UT.	81
8.3	Sequência de fragmentos de imagens infravermelhas do satélite geostacionário GOES-12 referente à tempestade de 12 de dezembro de 2003 - de (j)23:09UT a (u)05:39UT.	82
8.4	CAPE médio (em J/kg) para os dias 12 e 13 de dezembro de 2003 para as saídas do modelo ETA às 12:00 UT. Veja que a região de maior convecção está fortemente associada com a passagem do sistema frontal.	83
8.5	Índice de Levantamento médio (em graus) para os dias 12 e 13 de dezembro de 2003 para as saídas do modelo ETA às 12:00 UT. Quanto mais negativo os valores, maior a convecção. A região de maior convecção está fortemente associada com a passagem do sistema frontal. Destaque a a região de convecção moderada associada a tempestade do dia 12 no Estado do Rio de Janeiro. . .	84
8.6	Pressão de superfície média (em hPa) para os dias 12 e 13 de dezembro de 2003 para as saídas do modelo ETA às 12:00 UT. Valores baixos de pressão facilitam a convecção. A região de maior convecção está fortemente associada com a cadeia montanhosa.	85
8.7	Umidade específica média (em kg/kg) para os dias 12 e 13 de dezembro de 2003 para as saídas do modelo ETA às 12:00 UT. Altos valores de umidade acompanham tanto o deslocamento do sistema frontal, quanto a topografia da região.	85
8.8	Mapa de vetores de vento zonal e meridional médios (em m/s) para os dias 12 e 13 de dezembro de 2003 para as saídas do modelo ETA às 12:00 UT. Convergência na região sul de Minas e norte de São Paulo, caracterizando convecção associada a passagem da frente fria. Fortes ventos na região litorânea e sudeste de Minas, caracterizando a convecção local.	86
8.9	Sequência de fragmentos de imagens infravermelhas de satélite geostacionário GOES-12 referente à tempestade de 25 de fevereiro de 2005 - de (a)11:45UT a (d)20:45UT.	87
8.10	Sequência de fragmentos de imagens infravermelhas de satélite geostacionário GOES-12 referente à tempestade de 25 de fevereiro de 2005 - de (e)23:45UT a (h)11:45UT.	88
8.11	CAPE médio (em J/kg) para os dias 25 e 26 de fevereiro de 2005 para as saídas do modelo ETA às 00:00 UT. Veja que a região de maior convecção está localizado junto aos núcleos de maior nebulosidade das imagens do satélite GOES às 00:00 UT.	89

8.12	Índice de Levantamento médio (em graus) para os dias 25 e 26 de fevereiro de 2005 para as saídas do modelo ETA às 00:00 UT. Quanto mais negativo os valores, maior a convecção. A região de maior convecção está de acordo com o CAPE.	90
8.13	Pressão de superfície média (em hPa) para os dias 25 e 26 de fevereiro de 2005 para as saídas do modelo ETA às 00:00 UT. Novamente a região de maior convecção está fortemente associada com a cadeia montanhosa.	90
8.14	Umidade específica média (em kg/kg) para os dias 25 e 26 de fevereiro de 2005 para as saídas do modelo ETA às 00:00 UT. A umidade se concentra entre as zonas de maior convecção entre o norte de São Paulo e o Sul do Espírito Santo	91
8.15	Mapa de vetores de vento zonal e meridional médios (em m/s) para os dias 25 e 26 de fevereiro de 2005 para as saídas do modelo ETA às 00:00 UT. Convergência na zona do sistema frontal. Fortes ventos na região no sudeste de Minas e Sul do Espírito Santo e Norte de São Paulo, caracterizando a convecção local.	91
8.16	Localizações dos perfis.	92
8.17	Perfil 1. Na extrema direita temos o nível do mar e na extrema esquerda, o final do perfil dentro do estado de Minas Gerais. Os valores dos parâmetros estão normalizados.	93
8.18	Perfil 2. Na extrema direita temos o nível do mar e na extrema esquerda, o final do perfil dentro do estado de Minas Gerais. Os valores dos parâmetros estão normalizados.	93
8.19	Perfil 3. Na extrema direita temos o nível do mar e na extrema esquerda, o final do perfil dentro do estado de Minas Gerais. Os valores dos parâmetros estão normalizados.	94
8.20	Climatologia anual para o Globo terrestre calculada com dados de satélite pelos sensores LIS/OTD.	96

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Tabela com o resumo dos principais resultados no estudo da razão de relâmpagos intranuvem e relâmpagos nuvem-solo, Z	41
5.1 Valores prováveis de CAPE.	59
5.2 Valores prováveis de LI.	60
7.1 Tabela com os valores do total de relâmpagos, relâmpagos intranuvem, relâmpagos nuvem-solo e Z para cada minuto da passagem do satélite TRMM durante a tempestade de 12 de dezembro de 2003.	78
7.2 Tabela com os valores do total de relâmpagos, relâmpagos intranuvem, relâmpagos nuvem-solo e Z para cada minuto da passagem do satélite TRMM durante a tempestade de 25 de fevereiro de 2005.	78
8.1 Tabela que mostra a comparação dos nossos resultados com os resultados de trabalhos semelhantes.	99

1 INTRODUÇÃO

Esta tese tem como objetivo apresentar um estudo das descargas atmosféricas nuvem-solo e intranuvem no Sudeste Brasileiro, região esta que tem os relâmpagos monitorados por sensores no solo e em satélites desde 1999. O índice Z , razão entre relâmpagos que ocorrem dentro da nuvem e relâmpagos que atingem o solo, nos dá uma visão mais ampla da atividade elétrica das nuvens de tempestade. Com ela temos indícios de como estão dispostos os centros de carga dentro da nuvem, para que privilegiem mais um tipo de relâmpago do que outro. Essa questão está ligada com a magnitude dos ventos verticais característicos de atmosferas instáveis. No entanto, a dependência direta desta razão com parâmetros orográficos, geográficos ou meteorológicos ainda é desconhecida.

Um estudo realizado nos Estados Unidos por Boccipio et al. (BOCCIPPIO et al., 2001), investigou a dependência da razão Z em relação à latitude, à longitude e aos efeitos orográficos, assim como a sua correlação com outros parâmetros elétricos. Em seus resultados não encontraram dependência clara com a localização geográfica. Baixos valores de Z são encontrados sobre regiões montanhosas, mas esta relação parece não ser única sendo muito difícil dizer quando este comportamento está ligado a efeitos orográficos e quando está ligado a efeitos meteorológicos. Os maiores valores de Z também estão em regiões com grandes porcentagens de relâmpagos nuvem-solo positivos, regiões estas que apresentam relatos de tempestades severas. A sugestão desse estudo é de que a intensidade, a morfologia, e/ou o nível de organização das tempestades têm impactos mais significativos nos valores de Z do que as variações ambientais como o nível de congelamento, a profundidade da troposfera, ou a elevação da superfície.

No Brasil Aurora Gomes (GOMES, 2002) estudou as influências geográficas sobre os parâmetros característicos dos relâmpagos nuvem-solo em uma região de Minas Gerais, durante o período de oito anos, de outubro de 1988 a novembro de 1996. Ela observou que as condições meteorológicas em escala sinótica, o clima, a topografia e os centros urbanos exercem influências sobre a quantidade, a polaridade, a porcentagem e a intensidade de relâmpagos, favorecendo maior atividade no sul em comparações com o norte da região estudada. A altitude também parece exercer influência na quantidade e na intensidade dos relâmpagos negativos, sendo mais numerosos e menos intensos ao sul, enquanto que ao norte ocorre o oposto. No sudeste desta região, onde estão localizados os centros urbanos de Belo Horizonte e Contagem, foi constatado um aumento na quantidade de relâmpagos negativos e uma redução na porcentagem de relâmpagos positivos sobre essas cidades e nas regiões seguindo a direção do vento. Os efeitos das ilhas de calor e da poluição, próprios dos centros urbanos, aparentemente alteram a distribuição de cargas das nuvens de tempestade, afetando a densidade e a polaridade dos relâmpagos. Outro fator investigado foi

o tipo de solo, mas não foram encontradas evidências de sua influência sobre as descargas elétricas.

Não há estudos no Brasil que englobem relâmpagos intranuvem nesse tipo de análise. A dificuldade de se utilizar esse tipo de dados é que no Brasil não há detectores de relâmpagos intranuvem, exceto em Santa Catarina, cujos detectores estão em fase de implantação. A única informação que temos é a partir de dados de satélite, que tem a limitação de passar apenas 2 vezes ao dia pelo Brasil e de monitorar um mesmo ponto por apenas 90 segundos em cada passagem.

Uma das motivações para este trabalho surgiu pelos mapas de densidade de relâmpagos intranuvem e densidade de relâmpagos nuvem-solo, feitos a partir dos dados do período de 1997-2004 e 1998-2004, respectivamente ([NACCARATO, 2006](#)). Mesmo não estando atualizados eles nos indicaram que os valores de Z no Sudeste do Brasil não eram uniformes. A resposta para essas diferenças foi investigada e hipóteses sobre a relação de Z com a topografia da região e os sistemas meteorológicos responsáveis pela sua configuração foram lançadas. Esperamos que este trabalho seja além de uma contribuição para o melhor entendimento da atividade elétrica das nuvens de tempestade, um incentivo para futuras pesquisas sobre este tema ainda pouco explorado.

2 CONCEITOS BÁSICOS

2.1 Classificação dos relâmpagos

Existem diversos tipos de relâmpagos classificados em função do local aonde eles se originam e do local onde terminam. Eles podem ocorrer da nuvem para o solo, do solo para a nuvem, dentro da nuvem, da nuvem para um ponto qualquer da atmosfera, entre nuvens e ainda da nuvem para cima. Veja figura 2.1.

Dentre todos os tipos, o mais freqüente é o dentro da nuvem, que recebe o nome de relâmpago intranuvem. Isto ocorre em parte pelo fato da capacidade isolante do ar diminuir com a altura, mas a distância entre os centros de carga também é importante. Entre os outros tipos de relâmpagos, os mais freqüentes são os da nuvem para o solo, chamados relâmpagos nuvem-solo. Os demais são comparativamente mais raros.

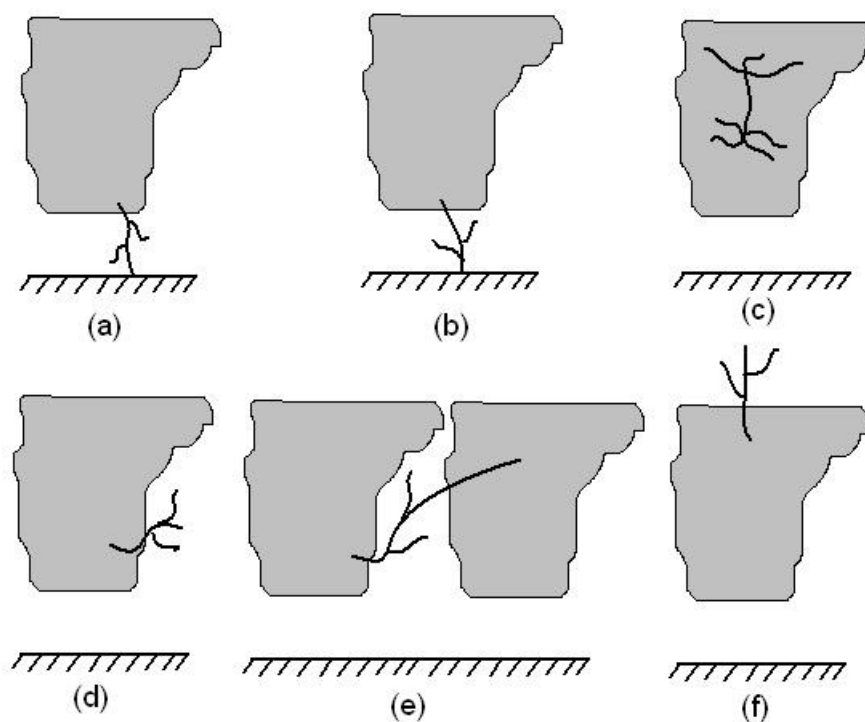


Figura 2.1 - Diferentes tipos de relâmpagos: (a)da nuvem para o solo; (b)do solo para nuvem; (c)dentro da nuvem; (d)descargas no ar; (e)entre nuvens; (f)da nuvem para cima.

Em geral, os relâmpagos podem ser divididos em apenas duas categorias: os que atingem o solo, como nuvem-solo (NS), e os que não atingem, como intranuvem (IN). É essa

classificação que iremos utilizar.

Os relâmpagos nuvem-solo podem ser divididos em três tipos: negativos, positivos e bipolares, em função do sinal da carga transferida para o solo. Os relâmpagos negativos transferem cargas negativas da região de cargas negativas dentro da nuvem para o solo. Os positivos transferem cargas positivas da região de cargas positivas próxima ao topo da nuvem. Os bipolares, por sua vez, transferem ambos os tipos de carga, e se origina de centros de cargas opostas dentro da nuvem. Também pode ocorrer relâmpagos positivos de fraca intensidade a partir de cargas positivas próximas à base da nuvem. Veja figura 2.2.

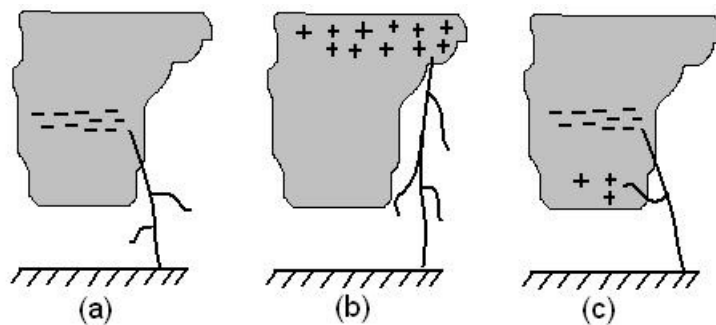


Figura 2.2 - Tipos de relâmpagos nuvem-solo:(a)negativos; (b)positivos; (c)bipolares.

Os relâmpagos nuvem-solo são em sua maioria negativos. Em média representam 90% do total de nuvem-solo. Nos 10% restantes, 9% são de positivos e 1% de bipolares.

2.2 Razão de relâmpagos NS:IN

A razão entre relâmpagos intranuvem e relâmpagos nuvem-solo se tornou de grande interesse da comunidade científica por representar uma importante indicação do comportamento elétrico geral das nuvens de tempestade. Z é calculado pela razão,

$$Z = \frac{N_{IN}}{N_{NS}} \quad (2.1)$$

onde N_{IN} e N_{NS} são o número de relâmpagos intranuvem e o número de relâmpagos nuvem-solo, respectivamente.

As condições meteorológicas que favorecem relâmpagos nuvem-solo ou relâmpagos intranuvem tem sido objeto de muitos estudos por muitos anos. Alguns estudos da razão Z , que

serão detalhados no próximo capítulo, mostram valores consideravelmente mais altos nos trópicos que em latitudes médias. Esta dependência empírica de Z com a latitude geográfica foi primeiramente identificada em 1970 e interpretada com base em duas assertivas: (1) de que o processo de separação de carga que intensifica tanto relâmpagos intranuvem como nuvem-solo está confinado na parte fria da nuvem (abaixo de 0°C), (2) relâmpagos nuvem-solo são favorecidos quando a região de carga negativa estiver mais próxima do solo. Como os Trópicos são mais quentes que as regiões polares, a altura da isoterma de 0°C na atmosfera cresce sistematicamente do Pólo ao Equador e de acordo com a afirmativa (1), o reservatório de carga negativa da nuvem está mais longe da terra na região equatorial. Consequentemente, relâmpagos nuvem-solo são suprimidos e Z é maior. Usando observações em satélites para mostrar a dependência da profundidade da nuvem com a latitude e observações de radar para documentar a profundidade da nuvem em bases locais, Price e Rind (1993, citado por Williams (1993)) ofereceram uma explicação diferente para essas prevalescências de relâmpagos na nuvem ou no solo. Baseando-se em estudos de tempestades na Austrália tropical feitos por Steve Rutledge (1992, citado por Williams (1993)), que mostraram que Z cresce com a taxa de relâmpagos totais em uma tempestade de latitude fixa, Prince e Rind notaram que a profundidade das nuvens de tempestade e suas taxas de relâmpagos associadas crescem sistematicamente de altas para baixas latitudes. Nuvens mais profundas se estendem acima da isoterma 0°C e, de acordo com a afirmativa anterior (1), exibem uma região mais profunda de separação ativa de carga. Esta região de carga aumentada dentro do dipolo positivo da nuvem de tempestade tem maior probabilidade de gerar um relâmpago intranuvem do que um nuvem-solo, portanto aumentando Z . Em outras palavras, Z depende mais da espessura acima do nível de congelamento do que somente da altura deste nível.

Para julgar a validade dessas duas explicações, é útil examinar alguns números. Estimativas de Z a 60° de latitude estão em redor de 2, e no Equador em cerca de 6. A altura da isoterma 0°C muda apenas 25% entre essas duas latitudes, enquanto que a espessura da zona de congelamento pode mudar por um fator de 3. Além disso, numa latitude fixa, a grande variabilidade de Z sobre o tempo de vida de uma tempestade é observado quando a espessura das nuvens varia, mas a altura da isoterma 0°C permanece praticamente constante. Portanto a explicação de Prince e Rind parece mais plausível.

As pesquisas mais recentes não confirmam a variação de Z com a latitude, no entanto essas explicações sobre sua dependência com a espessura da zona de congelamento ainda podem ser válidas. O próximo capítulo traz um resumo das principais pesquisas feitas neste assunto.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 Primeiros estudos

Segundo Rakov e Uman (2003) os trabalhos de Prentice e Mackerras (1977), Livingston e Krider (1978), Rakov e Dulzon (1984), Mackerras e Darveniza (1994), Mackerras et al. (1998) constituem uma boa revisão das primeiras pesquisas feitas sobre a razão de relâmpagos intranuvem e nuvem-solo. Os primeiros estudos apresentados indicavam a dependência dessa razão com a latitude, o que foi fortemente aceito, mas aparentemente não confirmado por medidas mais recentes, embora estas medidas não sejam necessariamente mais precisas. Um resumo dos principais resultados encontra-se na Tabela 3.1 no final do capítulo. Em geral, a razão Z pode variar significativamente dependendo do tipo de tempestade e de outros fatores, sendo provável que seu valor médio seja por volta de 3.

Prentice (1977) encontrou, através de um profundo exame na literatura da época, que esta razão tem valores médios de 5,7 para latitudes entre 2° e 19° ; 3,6 entre 27° e 37° ; 2,9 entre 43° e 50° e 1,8 entre 52° e 69° . Ele ajustou 29 observações com a equação

$$Z = 4,16 + 2,16 \cos(3\lambda) \quad (3.1)$$

onde λ é a latitude. Mackerras (1985) utilizou um dispositivo automático (CGR1) designado para distinguir entre campos elétricos de descargas no solo e na nuvem para determinar a razão Z no período de setembro de 1982 a maio de 1984 em Brisbane, Austrália ($\lambda = 27,5^\circ$). A razão, para cerca de 6.100 relâmpagos totais, foi por volta de 3 com uma variação de 0,9 a 24,7 para dias individuais que tiveram pelo menos 100 relâmpagos. A densidade de relâmpagos nuvem-solo foi de $1,2 \text{ km}^{-2}\text{ano}^{-1}$ e a de relâmpagos intranuvem foi de $3,7 \text{ km}^{-2}\text{ano}^{-1}$, que estão de acordo com os valores medidos por contadores LFC relatados por Prentice (1977).

Anteriormente, Pierce (1970) sugeriu o uso da seguinte expressão para descrever a fração de todos os relâmpagos que envolvem o solo:

$$p = \frac{N_{NS}}{(N_{IN} + N_{NS})} = 0,1 + 0,25 \sin(\lambda) \quad (3.2)$$

Esta equação prevê razões $Z = (1 - p)/p = 9$ no equador e $Z = 1,8$ nos pólos. Rakov e Dulzon (1984) argumentaram que, por causa dos dados muito fracionados, o uso de funções trigonométricas não era justificado e propuseram uma equação linear regressiva relacionando Z e λ . Price e Rind (1993) encontraram que o valor de Z , em uma tempestade,

crece com o aumento da espessura da região fria da nuvem (do nível 0°C ao topo da nuvem). Eles obtiveram os dados de relâmpagos nuvem-solo pela rede de detecção de relâmpagos BL MDF e usaram a determinação de radar da altura do topo convectivo da nuvem para inferir a densidade total de relâmpagos ($F = 3,44 \times 10^{-5} H^{4,9}$, fórmula proposta por Williams (1985), onde F é o taxa de relâmpagos totais e H a altura convectiva do topo da nuvem). Embora a relação de Z com a espessura da nuvem acima da isoterma de 0°C deduzida por Price e Rind (1993) parecer, em parte, ser uma representação da taxa de relâmpagos totais como uma função da altura do topo da nuvem, isto aparentemente explica porque os valores observados de Z são maiores nas regiões tropicais do que nas latitudes médias.

O estudo de Mackerras e Darveniza (1994) relatou medidas de Z usando contadores CGR3 em 14 localizações cujas latitudes iam de 60°N a 27°S . Essas medidas, feitas de 1987 a 1991, em períodos de observação que variavam de dois meses a 5 anos, efetivamente refuta a hipótese da forte dependência de Z com a latitude. Em contraste com estudos anteriores, muitos dos quais envolviam observações visuais, Mackerras e Darveniza (1994), com o CGR3, encontraram valores tropicais de Z , no intervalo de 0,5 a 3,4 (com valor médio de 2,3 para latitude entre 0° e 20°), muito similares a valores encontrados em regiões subtropicais e temperadas (onde a variação foi de 1,1 a 3,8 e o valor médio de 2,2 para latitudes entre 20° e 40°). Foi somente em altas latitudes (entre 40° e 60°) que seus valores médios de Z (com variação de 1,0 a 1,5 e valor médio 1,3) concordaram com os estudos anteriores. A incerteza dos valores de Z são de $\pm 50\%$. Nenhuma dependência na altitude (que variava de 0 a 2.800 metros) foi encontrada. Mackerras e Darveniza (1994) estimaram que a média global do valor de Z , baseados nos 14 sítios, é 1,9. Mackerras et al. (1998) relataram que as estimativas de Z apresentadas em Mackerras e Darveniza (1994) estavam subestimadas por razão do valor assumido para a área efetiva das descargas intranuvem na configuração dos contadores estar muito alta. As estimativas ajustadas de Z , dadas por Mackerras et al. (1998), a partir dos registros do CGR3 em 11 localidades são 4,0 para latitudes entre 0° e 20° , 3,2 para latitudes entre 20° e 40° , e 1,9 para latitudes entre 40° e 60° . Porém, as características do desempenho dos instrumentos CGR3 estimadas em Brisbane, Austrália, podem não ser aplicáveis a outras regiões, mesmo depois da introdução de vários fatores de ajuste. Além disso, as estimativas de Z dadas por Mackerras et al. (1998), assim como outros resultados obtidos usando o CGR3, ex.: Baral e Mackerras (1992), Baral e Mackerras (1993), Mackerras e Darveniza (1994), Jayaratne et al. (1995), Levin et al. (1996), Yair et al. (1998), Jayaratne e Ramachandran (1998), deveriam ser vistas com cautela. Portanto, nenhuma das propostas de dependência de Z com a latitude pode ser aceita com confiança.

A figura 3.1 mostra um resumo dos principais resultados obtidos para Z e sua variação com a latitude.

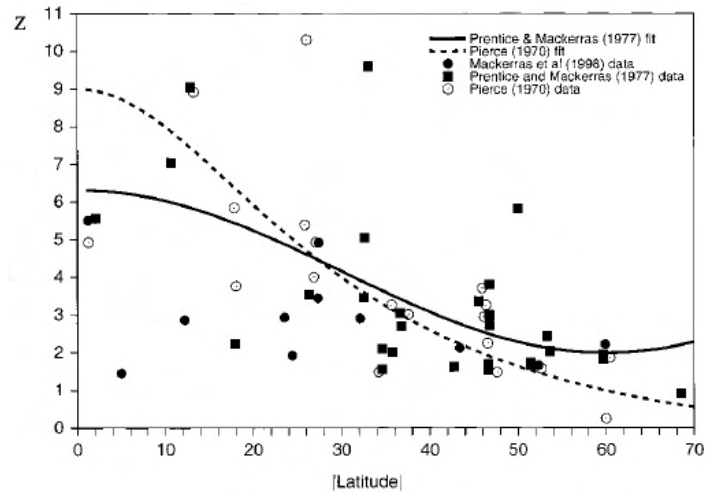


Figura 3.1 - Figura com as primeiras observações regionais da razão de relâmpagos intranuvem e relâmpagos nuvem-solo, e das inferências em relação a sua dependência com a latitude.

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

Considerando os aspectos que influenciariam os valores de Z, tem-se o trabalho de [Livingston e Krider \(1978\)](#) com medidas de sensores Field Mill feitas no verão da Flórida ($\lambda = 28^{\circ}N$). Eles encontraram que 42 a 52% do total de descargas eram relâmpagos nuvem-solo durante o "período ativo" da tempestade e que na fase final da tempestade somente cerca de 20% eram nuvem-solo. Em cinco tempestades durante três dias, 43% de 552 relâmpagos totais tocavam o solo. [Holzer \(1953\)](#) também notou que a porcentagem de relâmpagos intranuvem aumentava nos último estágio da nuvem.

[Rutledge et al. \(1992\)](#) encontraram que a razão da taxa de relâmpagos intranuvem para a taxa de relâmpagos nuvem-solo estava relacionada com a taxa dos relâmpagos totais para sistemas de mesoescala na área de Darwin, Austrália. A razão variou de 2,7 a 17 assim como a taxa de relâmpagos totais de 1 a 40 min^{-1} . Aparentemente, as taxas mais altas de relâmpagos totais foram uma consequência do crescimento da atividade de relâmpagos intranuvem, o que é consistente com os resultados de [Lhermitte e Krehbiel \(1979\)](#). Entretanto, [Jayaratne et al. \(1995\)](#), usando o CGR3 em Garborone, Botswana, encontraram que a razão de relâmpagos intranuvem e nuvem-solo decresce com o crescimento da taxa total de relâmpagos, implicando em uma proporção maior de relâmpagos nuvem-solo nas tempestades mais ativas. A razão é geralmente mais alta nos estágios inicial e final de

tempestades individuais, mostrando valores mais baixos nos estágios intermediários mais ativos. A aparente discrepância entre as observações de Rutledge et al. (1992) na Austrália e Jayaratne et al. (1995) em Botswana se dá provavelmente pelo fato de serem usados métodos diferentes para a identificação dos diferentes tipos de relâmpagos. Yair et al. (1998), também usando o CGR3, observaram que a média mensal do valor de Z para Tel Aviv, Israel, variava significativamente de mês para mês em uma dada estação e de ano para ano (1989-1996) para um dado mês. O intervalo de variação foi maior que uma ordem de magnitude, de menos de 0,5 a 5. Para sistemas de mesoescala nos Estados Unidos, Mazur e Rust (1983) e Schuur et al. (1991) encontraram Z sendo 40 e 8, respectivamente. Lang et al. (2000) viram que em duas tempestades convectivas intensas no Colorado encontrou taxas de relâmpagos nuvem-solo muito baixas ($< 1\text{min}^{-1}$) enquanto exibiam taxas de intranuvem relativamente altas ($> 39\text{min}^{-1}$), fazendo com que o valor de Z fosse maior que 30. Eles relacionaram este alto valor de Z com fortes correntes ascendentes de ar. Na região de Tomsk na Rússia, Rakov e Dulzon (1986) encontraram valores significativamente grandes para Z em tempestades frontais: 4,5; enquanto que para tempestades de massas de ar obtiveram um Z de 1,8.

3.2 Estudos recentes

Um estudo bastante abrangente foi feito por Boccippio et al. (2001). Eles estudaram a distribuição de Z sobre todo os Estados Unidos Continental, usando os dados de satélite (OTD) e de rede de detecção (NLDN), cobrindo um período de quatro anos para estimar o número total de descargas e o número de relâmpagos nuvem-solo, respectivamente. Como este estudo é muito similar ao do presente trabalho, o detalharemos um pouco mais. O período de análise desse estudo foi de 1º de Maio de 1995 a 30 de Abril de 1999. Para o estudo de relâmpagos nuvem-solo utilizou-se uma grade de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$; relâmpagos com amplitudes do pico de corrente entre 0 e 10kA foram descartados do banco de dados devido à forte suspeita de poderem ser contaminações de relâmpagos intranuvem. Com exceção das regiões costeiras, a eficiência da rede de detecção de relâmpagos nuvem-solo, que se espera ser geograficamente uniforme, foi assumida como um valor constante de 90%. Os relâmpagos gravados pelo OTD também possuíam composição similar numa grade $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. O sensor OTD visualiza locações em média latitude aproximadamente três vezes por dia por um tempo de 1 a 240s, dependendo da orientação do sensor em relação ao seu campo de visão. A versão 1.1 dos produtos OTD é utilizada nesse estudo; sob esse algoritmo, coleções de grupos (iluminação de pixels adjacentes e no mesmo tempo) são associados em um relâmpago se eles não estiverem separados mais que 333ms e 25km. A eficiência de detecção tem sido estimada como sendo entre 49% e 65%, e é uma função das configurações do sensor. Como resultado, eles apresentaram a distribuição média de

Z sobre o continente do Estados Unidos e a análise de sua relação com a latitude, elevação, taxa de relâmpagos totais e a morfologia da tempestade. A média dos quatro anos de Z para essa região foi 2,94, com desvio padrão de 1,28. Os valores locais, entretanto, mostraram ter variações regionais significativas (figura 3.2). As características mais evidentes foram:

- a) Um máximo que se estende do sudeste para o nordeste ao longo da cadeia de montanhas Rocky Mountain (veja sua localização no mapa da figura 3.3) acima da região dos Great Plains (Grandes Planos); Z médio local alcança valores tão altos quanto 6-9 nessa região.
- b) Pontos de mínimo sobre as montanhas Rocky Mountains e a cordilheira Apalaches (que se estende do estado de Alabama ao estado de Nova Iorque), com valores tão baixos quanto 1,0 no Oeste e ainda mais baixos que 1,0 no Leste; Uma anomalia secundária é encontrada perto da região de Sierra Nevada.
- c) Uma região de borda com altos valores no nordeste do pacífico; e
- d) Máximo local ao longo da Costa da Califórnia e no noroeste da Nova Inglaterra.

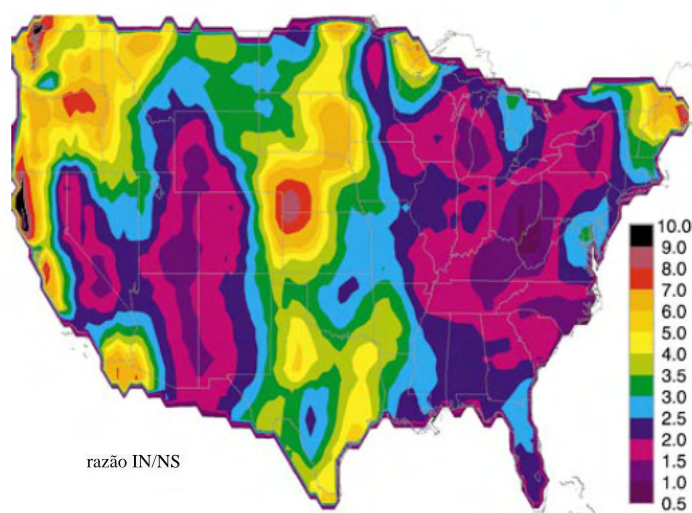


Figura 3.2 - Figura com a climatologia média de Z estimada para quatro anos de observações do OTD e da rede NLDN nos Estados Unidos Contínuos. As estimativas são computadas de uma grade de $0,5^\circ$ de latitude.

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



Figura 3.3 - Mapa da geografia dos Estados Unidos com as localizações das cadeias montanhosas e as regiões de planície.

Fonte: Nationalatlas.gov(2008)

As anomalias c e d foram atribuídas à falta de uniformidade da rede de detecção. As outras anomalias foram analisadas mais profundamente. Pela figura 3.2 percebe-se que não houve uma evidente dependência monotônica com a latitude. Eles então calcularam a média zonal de Z versus a latitude e plotaram na figura 3.4. Enquanto possa parecer haver uma fraca dependência latitudinal, também é evidente que essa estrutura está atribuída à elevação zonal média, e portanto, seja um mero artefato da covariância das médias zonais desse perfil.

A anomalia b (baixos valores de Z perto da área montanhosa) é uma característica marcante dos resultados climatológicos. A dependência de Z com a elevação é fisicamente plausível; a proximidade do solo do centro negativo de carga em tempestades eletrificadas pode ser uma ajuda no controle da direção do percurso das descargas. A figura 3.5 demonstra uma aparente dependência de Z com a elevação. No entanto essa dependência deve ser tratada com cuidado pois pela figura 3.2 fica claro que, se há uma dependência física, ela não é única.

Podemos notar que os valores mínimos de Z ocorrem sobre as montes Apalache, as quais tem menor altitude que as Rocky Mountains. Uma inspeção mais apurada também revela que o mínimo local em Z , que se estende do oeste de Wyoming até o leste de Utah e do

Arizona, é localizada a oeste da elevação máxima das Rocky Mountains. Estes dois aspectos sugerem que a influência da elevação não seja um efeito meramente geométrico da posição do centro de carga negativo em relação ao solo. Especificamente, os efeitos da topografia no início da convecção e na evolução, organização e tempo de vida das tempestades são provavelmente cofatores de igual importância. Para tentar entender essa relação com a morfologia, e principalmente estimular a discussão sobre o assunto, eles investigaram a relação da razão Z com a porcentagem de positivos, e sua intensidade, para tentar explicar altos valores de Z observados em tempestades severas. Mais especificamente, as observações implicam nos seguintes pontos de tempestades com fortes correntes ascendentes de ar: 1) a taxa de relâmpagos intranuvem pode ser favorecida pelos mecanismo de ajuste entre o centro de carga positivo mais alto e as principais regiões de carga negativa, 2) a taxa de relâmpagos intranuvem pode também ser favorecida pelo ajuste entre o centro de carga negativo (agora mais separado verticalmente) e as regiões mais baixas de cargas positivas, e 3) relâmpagos nuvem-solo positivos podem ser favorecidos pela região de carga positiva mais baixa (agora mais desenvolvida e verticalmente isolada) e mais tarde pelo crescimento da distância do principal centro negativo de carga ao solo. A figura 3.6

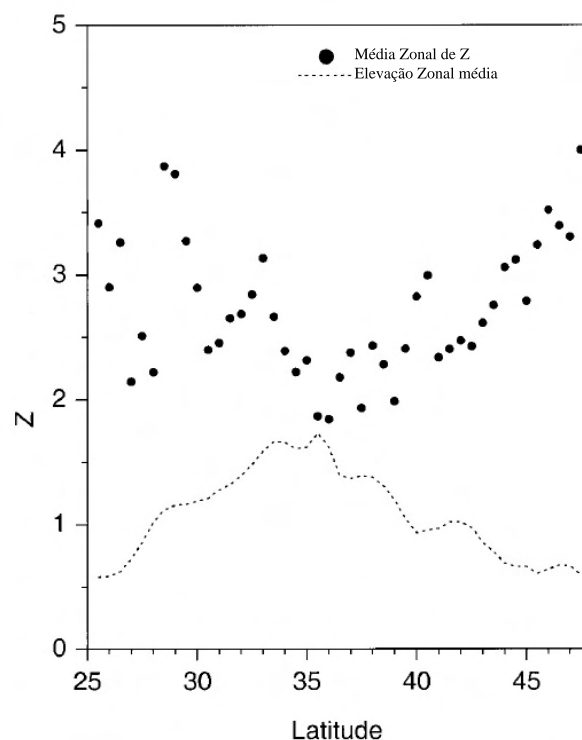


Figura 3.4 - Figura com a média zonal estimada de Z como uma função da latitude para o Estados Unidos Continental; média zonal da altitude (em km) está abaixo. Alguma variação latitudinal é evidente, mas é mais provável que esteja associada com os efeitos da elevação.

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

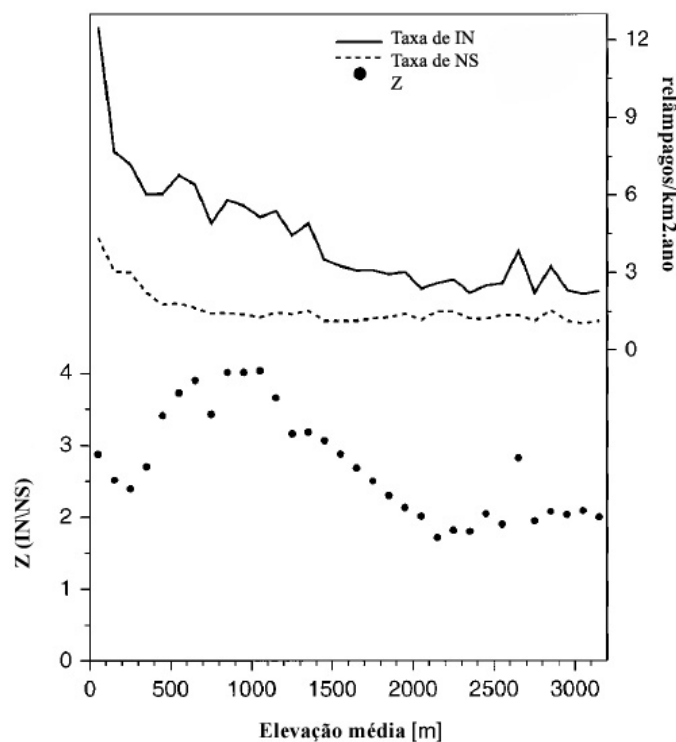


Figura 3.5 - Figura com valores médios de Z para todas as locações da grade de $0,5^\circ$ de latitude dentro das bandas individuais de 100-m de elevação para os Estados Unidos Continental.

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

mostra os valores de Z e a porcentagem de relâmpagos nuvem-solo positivos para a grade $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ plotados juntos, com uma escala de cores térmica relativa à densidade de relâmpagos nuvem-solo positivos intensos ($> 75kA$). Podemos observar que altos valores de Z somente ocorrem em regiões de grande porcentagem de positivos, não ocorrendo o inverso. A relação estatística de Z com a densidade de relâmpagos nuvem-solo positivos intensos parece ser fraca e não única.

Na Austrália, um longo estudo feito por [Kuleshov et al. \(2006\)](#) utilizando contadores de relâmpagos (CIGRE-500 e CGR3) analisou um período de 23 anos em 38 localidades, assim como 8 anos de dados de relâmpagos obtidos por sensores em satélites (OTD/LIS), no intuito de estimar a distribuição espacial de relâmpagos e caracterizar a frequência de sua atividade. Dados de relâmpagos foram usados para calcular o mapa de densidade de relâmpagos e registros de dias de tempestades coletados nas estações também foram usados nesse estudo. Eles calcularam o valor de Z utilizando os dados de satélite para estimar os relâmpagos totais e os dados de contadores para estimar os relâmpagos nuvem-solo nos locais estudados. O valor de Z variou de 0,75 a 7,7 e não demonstrou ter alguma dependência com a latitude. No entanto, a incerteza média nos mapas de densidade de

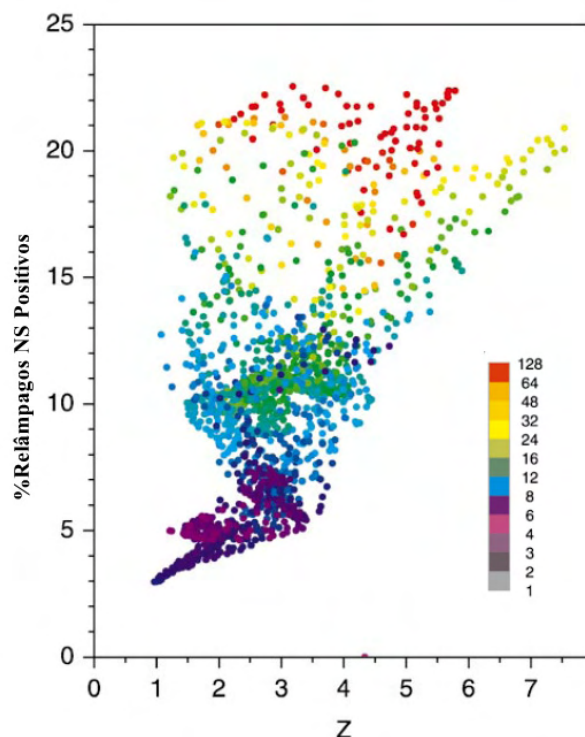


Figura 3.6 - Figura com valores Z emparelhados com a porcentagem de relâmpagos nuvem-solo positivos para cada célula da grade $0,5^\circ \times 0,5^\circ$. Os valores foram plotados para a região central dos Estados Unidos ($89^\circ - 109^\circ O$, para todas as latitudes). A variação de cores representa a taxa de relâmpagos nuvem-solo positivos intensos ($> 75kA$) em 10^{-3} relâmpagos/ $km^2.ano$.

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

relâmpagos é estimada em 30%.

Outro trabalho recente sobre esse assunto foi escrito por [Soriano e Pablo \(2007\)](#), numa análise de cinco anos sobre a Península Ibérica utilizando sensores em satélite (OTD/LIS) para estimar os relâmpagos totais e uma rede de sensores no solo para estimar os relâmpagos nuvem-solo. A distribuição espacial dos relâmpagos totais e dos relâmpagos nuvem-solo mostraram diferenças significativas. O valor médio de Z encontrado foi 3,48. A distribuição espacial de relâmpagos nuvem-solo pareceu relacionada com a orografia, com máximos de atividade associados a cadeias montanhosas e à costa norte do Mediterrâneo. Segundo eles, esses máximos podem ser explicados pelas forçantes orográficas e o efeito do mar Mediterrâneo. A distribuição espacial de Z é mostrada na figura 3.7. A razão Z varia de valores próximos a 0 para valores maiores que 12. Não encontraram no entanto, uma boa correlação de Z com a orografia. Valores máximos de Z ao sul da Península são encontrados tanto sobre as montanhas quanto em zonas marítimas, e os mínimos relativos aparecem em áreas elevadas ao norte da Península.

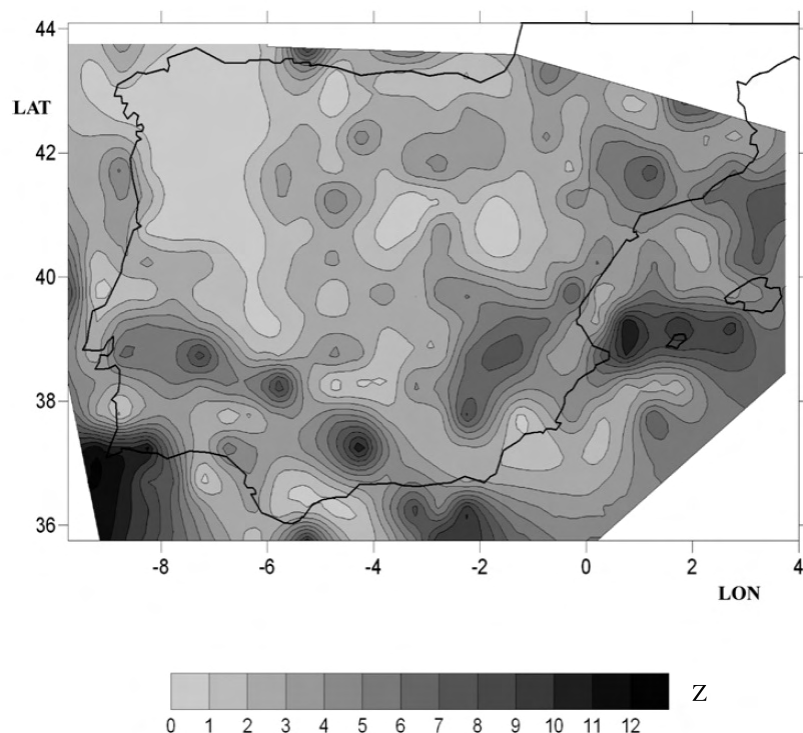


Figura 3.7 - Figura com a distribuição espacial de Z sobre a Península Ibérica para o período de 13 de abril de 1995 a 25 de fevereiro de 2000.

Fonte: [Soriano e Pablo \(2007\)](#)

Este trabalho sugere uma dependência de Z com a latitude, devido aos altos valores de Z ao sul da Península. O gráfico da média zonal de Z e da latitude é mostrada na figura 3.8, mostrando que Z diminui quando a latitude aumenta.

Ao tentar correlacionar Z e a densidade total de relâmpagos, f , encontraram um melhor ajuste na curva $Z = 1,6f^{0.52}$ com um coeficiente de correlação de 0,48 num nível de confiança de 99% foi encontrado. Essa relação é mostrada na figura 3.9.

Uma análise temporal também foi feita por [Soriano e Pablo \(2007\)](#), para perceber alguma relação de Z com a hora local. A atividade total de relâmpagos exibe baixos valores até 11:00 LT, e depois aumenta abruptamente, mantendo esses altos valores até 23:00h LT, quando então sua atividade diminui. No entanto, em Z, essa variação diurna não é tão evidente. Z mostrou um lento crescimento durante o dia, com valores máximos por volta das 22:00 LT. Essa análise portanto, não encontrou boa correlação de Z com o ciclo de calor diurno.

A tabela 3.1 resume os principais resultados no estudo de Z.

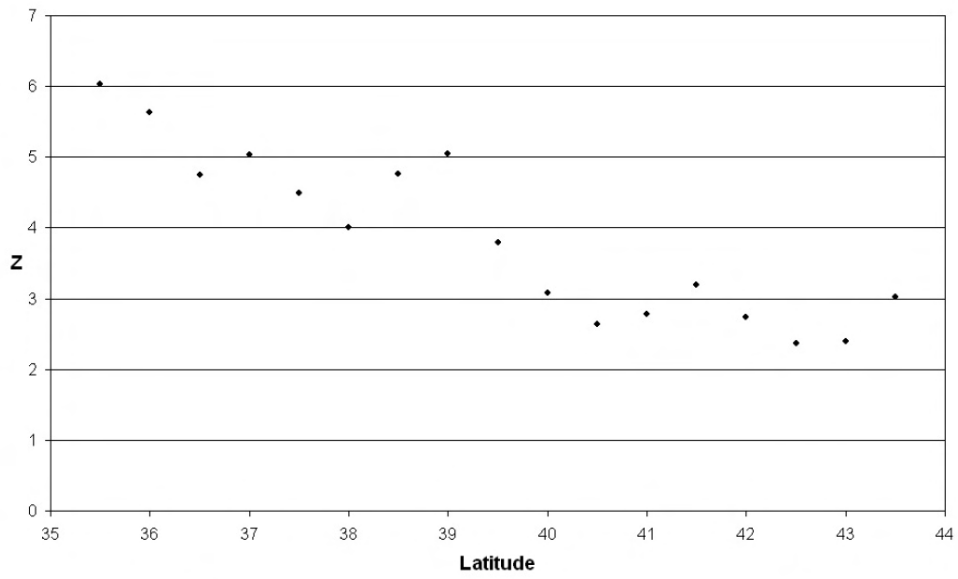


Figura 3.8 - Figura com a média zonal estimada de Z como uma função da latitude para Península Ibérica.

Fonte: Soriano e Pablo (2007)

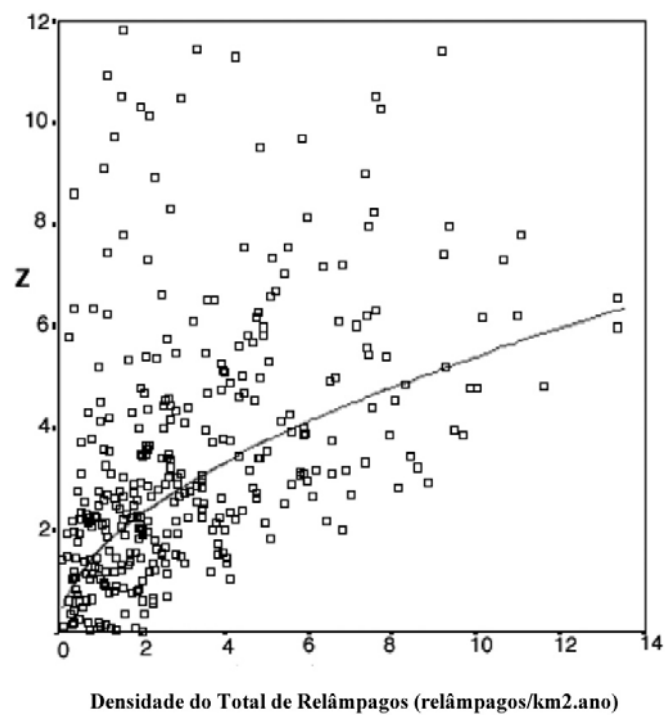


Figura 3.9 - Figura com a média zonal estimada de Z e da taxa de relâmpagos totais para cada célula da grade de $0,5^{\circ} \times 0,5^{\circ}$ para a Península Ibérica. Uma curva de ajuste dos valores também foi plotada.

Fonte: Soriano e Pablo (2007)

Tabela 3.1 - Tabela com o resumo dos principais resultados no estudo da razão de relâmpagos intranuvem e relâmpagos nuvem-solo, Z.

Autor/Ano	Método	País	Resultado
Pierce (1970)	Contadores ERA, CCI	Tailândia e Singapura	Equador : $Z = 9$, Pólos: $Z = 1, 8$
Prentice (1977)	Campo elétrico	Singapura, Nigéria, Índia, Zimbabwe, Austrália, África do sul Japão, EUA, Nova Zelândia, Rússia, Suíça, Inglaterra e Suécia	$Z = 4, 16 + 2, 16 \cos \lambda$ onde λ é a latitude
Livingston e Krider (1978)	Field Mill	EUA	Estágio ativo da nuvem: 42-52% NS Estágio final: 20% de NS
Mazur e Rust (1983)	Técnicas de radar	EUA e Rússia	Sistemas Convectivos de Mesoescala $Z = 40$
Schoor et al. (1991)	Campo elétrico	EUA	Sistemas Convectivos de Mesoescala $Z = 8$
Rutledge et al. (1992)	Técnicas de radar, sensores LLP	Austrália	Sistemas Convectivos de Mesoescala $2, 7 < Z < 17$
Mackerras e Darveniza (1994)	Contadores CGR3	Singapura, Colômbia, Páua Nova Guiné, Austrália, Botsuana, Nova Zelândia, Nepal, EUA, Israel, Canadá, Alemanha e Suécia	Lat: 0° a 20° $Z = 2, 3$ 20° a 40° $Z = 2, 2$ 40° a 60° $Z = 1, 3$

Tabela 3.1 - (Continuação)

Autor/Ano	Método	País	Resultado
Mackerras et al. (1998)	Contadores CGR3	Singapura, Colômbia, Austrália, Botsuana, Nepal, Israel, Canadá, Alemanha e Suécia	Lat: 0° a 20° Z = 4, 0 20° a 40° Z = 3, 2 40° a 60° Z = 1, 9
Yair et al. (1998)	Contadores CGR3	Israel	0, 5 < Z < 5
Lang et al. (2000)	Técnicas de radar interferômetro VHF rede de detecção	EUA	Tempestades Convectivas intensas Z > 30
Boccippio et al. (2001)	OTD, rede de detecção de NS	EUA	1, 0 < Z < 9
Kuleshov et al. (2006)	OTD/LIS, Contadores CGR3 e CIGRE-500	Austrália	0, 75 < Z < 7, 7
Soriano e Pablo (2007)	OTD/LIS, rede de detecção de NS	Espanha	0 < Z < 12 $\bar{Z} = 3, 48$

4 TÉCNICAS DE DETECÇÃO

Foram utilizadas duas técnicas de detecção de relâmpagos. A primeira utiliza um sistema de sensores no solo, que integrados conseguem fornecer a localização dos raios, sua polaridade, intensidade do pico de corrente e multiplicidade. Este sistema apresenta uma limitação espacial de detecção em função da distribuição e quantidade de sensores empregados. A configuração desses sensores é tal que detectam somente as descargas para o solo, discriminando assim, as descargas intra-nuvens. A segunda técnica utiliza um sensor ótico, a bordo de satélite. Esta técnica detecta todos os tipos de relâmpagos, que ocorrem nas regiões tropicais da Terra, informando a sua localização. O maior problema deste sistema é a sua limitação temporal.

4.1 Detecção de relâmpagos por sensores no solo

Um sistema de detecção de relâmpagos consiste em um complexo instrumento de medida utilizado para detectar descargas atmosféricas e identificar precisamente a localização do ponto de impacto de cada uma das descargas nuvem-solo que compõem um relâmpago. Isso é feito mediante uma rede de sensores remotos que detectam a radiação eletromagnética emitida pelos relâmpagos na faixa entre 10-300kHz, denominada low frequency (LF), analisam os sinais recebidos por intermédio de algoritmos específicos e eliminam aqueles cujas fontes não tenham sido descargas atmosféricas. Essa faixa de frequência possibilita justamente a detecção das descargas de retorno dos relâmpagos nuvem-solo, uma vez que a máxima potência da radiação eletromagnética associada a essas descargas está concentrada nessa faixa (RAKOV; UMAN, 2003). Cada sensor que tenha detectado um evento válido envia os dados obtidos (os quais consistem basicamente no horário do evento, a intensidade do sinal, o tempo de subida e a largura do pulso da forma de onda) para um sistema centralizado de processamento, conhecido como Central de Análise Avançada de Localização, que compara os horários informados a fim de assegurar que os dados sejam de um mesmo evento e, em seguida, calcula a localização ótima do ponto de impacto daquela descarga nuvem-solo. Além da localização, esse sistema pode determinar várias outras características descritivas de cada evento registrado, como a intensidade da corrente de pico, multiplicidade, polaridade, entre outras. Por fim, a central armazena toda a informação disponível em bancos de dados específicos, permitindo assim consultas posteriores às soluções determinadas em tempo real e o reprocessamento dos dados utilizando-se diferentes padrões de configuração e diferentes combinações dos sensores que compõem a rede.

Dois tipos básicos de sensores são utilizados pela BRASILDAT: LPATS e IMPACT. Enquanto os sensores LPATS registram somente a componente elétrica da radiação produzida

pelas descargas na faixa de frequência de VLF/LF, os sensores IMPACT registram tanto a componente elétrica como magnética. Além disso, eles apresentam diferenças na forma de processamento para determinar a localização e demais características das descargas.

O sensor de localização de raios IMPACT, resulta da combinação dos métodos "Magnetic Direction Finder"(MDF) e "Time Of Arrival"(TOA). O método MDF (Figura 4.1) consiste em determinar a direção em que o raio ocorreu através do campo magnético, enquanto que o método TOA (Figura 4.2) fornece a informação da distância em relação ao sensor (raio do círculo), baseada no tempo de chegada da radiação eletromagnética. Esses dados são então empregados simultaneamente em uma generalização do método de interseções circulares para obter-se uma estimativa ótima da localização da descarga, utilizando-se assim todos os dados disponíveis. Se uma descarga ocorrer entre dois sensores, ao longo de sua linha-base (segmento de reta que liga dois sensores quaisquer), ela será localizada com precisão através da intersecção entre a linha definida pelo azimute e os círculos definidos pelas distâncias aos sensores (Figura 4.3).

Os sensores LPATS utilizam apenas o método de detecção TOA e fornecem apenas os dados temporais das descargas. Ao fornecer somente a componente vertical do campo elétrico irradiado é possível o cálculo do pico de corrente e seu tempo de subida. Já os sensores IMPACT são capazes de medir não só campo elétrico vertical como também duas componentes ortogonais do campo irradiado. Os sensores IMPACT, devido aos aperfeiçoamentos eletrônicos, são capazes de fornecer a forma de onda do campo elétrico vertical e determinar, além da intensidade do pico de corrente, o tempo de subida, largura do pulso e a razão campo elétrico/campo magnético do sinal captado.

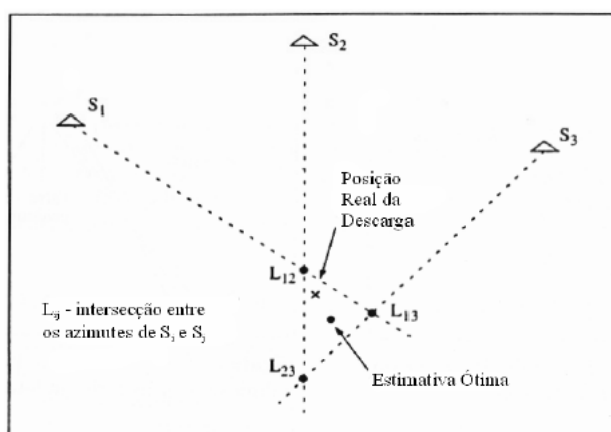


Figura 4.1 - Algoritmo usado no método MDF para determinação da localização ótima.

A multiplicidade é um parâmetro que descreve a quantidade de descargas de retorno que

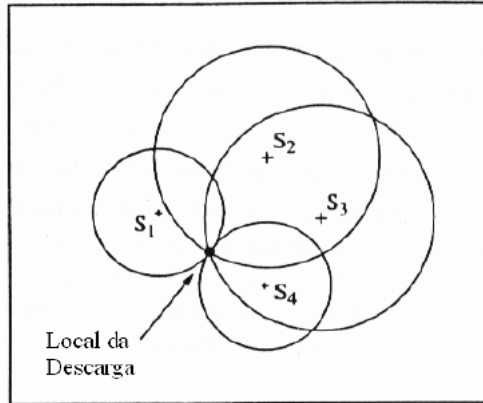


Figura 4.2 - Algoritmo usado no método TOA para determinação da localização ótima a partir de 4 sensores.

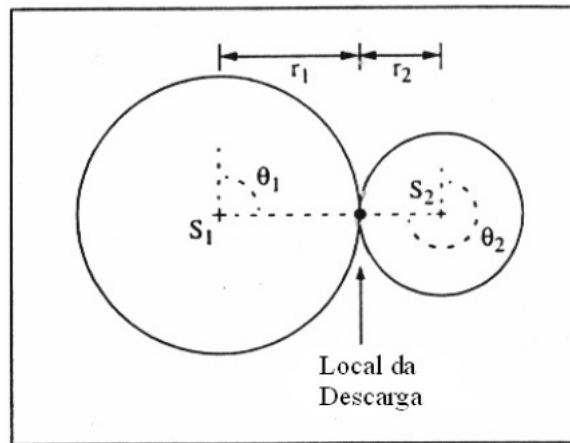


Figura 4.3 - Método de localização IMPACT aplicado a uma descarga cujo ponto de impacto localiza-se sobre a linha base de dois sensores. θ_1 é o ângulo azimute correspondente ao sensor S_1 , e o valor da distância é representado por um círculo de raio r_1 . O mesmo se aplica para o sensor S_2 . Veja que apesar disso, o método localiza a descarga sem ambiguidade.

compõe um raio. Para fornecer esta informação os sensores utilizam o método de agrupamento que leva em consideração aspectos espaciais e temporais das descargas a fim de decidir quais descargas pertencem ou não a um determinado relâmpago (Figura 4.4). Descargas são associadas a um relâmpago ativo por um período de um segundo após a primeira descarga de retorno detectada e enquanto tiverem uma distância máxima de 10km do primeiro ponto de impacto, mantendo o intervalo máximo de 500ms em relação à descarga anterior. Para evitar que uma dada descarga seja associada a mais de um relâmpago, o algoritmo irá sempre adicioná-la ao relâmpago cuja primeira descarga de retorno estiver mais próxima. Além disso, se uma descarga estiver a mais de 10km de distância da primeira descarga (mais ainda dentro de um raio de 50km) e havendo sobreposição de sua elipse de segurança com a região espacial do relâmpago (o que impossibilita a clara separação entre ambos), então a descarga será associada ao respectivo relâmpago.

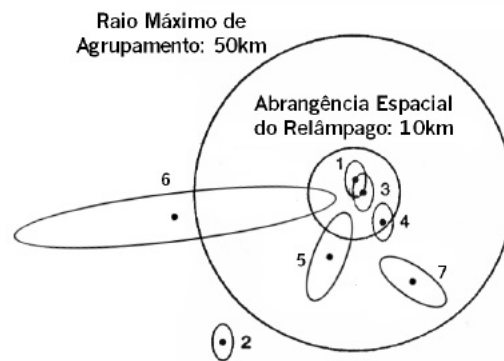


Figura 4.4 - Algoritmo de agrupamento de descargas. O raio de 10km, correspondente à região espacial compreendida por um relâmpago, está centrado na primeira descarga de retorno. As descargas subsequentes 1, 3, 4 e 5 pertencem a este relâmpago enquanto que as descargas 2, 6 e 7 serão associadas a outros relâmpagos, distintos ou não.

4.1.1 Modelo de Eficiência de Detecção - MED3

Assim como qualquer sistema de medidas, uma rede de detecção de relâmpagos tem suas limitações. Talvez, a mais importante seja a eficiência de detecção, que é expressa pela razão do número de relâmpagos detectados e número real de relâmpagos que ocorreram. Devido à grande variação das características dos relâmpagos nuvem-solo, uma rede de detecção nunca atingirá 100% de eficiência. Essas perdas podem ser mais ou menos significativas dependendo da frequência das falhas do sensor, problemas de comunicação ou geometria da rede de sensores desfavorável (SCHULZ, 1997; CUMMINS et al., 1998; NACCARATO, 2006), levando a distorções na análise dos dados. O objetivo principal de avaliar a eficiência de detecção numa rede é separar as variações geográficas dos parâmetros de relâmpagos nuvem-solo das variações provenientes do desempenho da rede. No Brasil, isto é particularmente importante pois a rede vem sofrendo mudanças durante os anos. A figura 4.5 mostra a atual configuração da rede brasileira de detecção de relâmpagos BRASILDAT, que é composta por 47 sensores graças a integração de três redes regionais: SIDDEM, SIPAM e RINDAT. A RINDAT é a rede mais antiga, começando a operar no final de 1998 com 7 sensores IMPACT e 17 LPATS. Ela cobre todo o sudeste do Brasil incluindo Goiás, e permaneceu inalterada por muitos anos. A rede SIPAM começou a operar no final de 2003 com 12 sensores LPATS cobrindo os estados do Tocantins, Maranhão e parte do Pará. Finalmente, a rede SIDDEM foi instalada no começo de 2005 cobrindo os estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Mato Grosso do Sul com 11 sensores IMPACT.

Os dados da BRASILDAT são utilizados em pesquisas sobre relâmpagos no Brasil pelo grupo de Eletricidade Atmosférica do INPE (ELAT) há muitos anos. Dentre os trabalhos mais recentes podemos citar: Miranda et al. (2003), Pinto Jr. et al. (2003), Pinto Jr. et al. (2003), Pinto e Pinto Jr. (2003), Sabbas et al. (2003), Pinto Jr. et al. (2003), Naccarato et al. (2003), Pinto et al. (2004), Lay et al. (2004), Pinto Jr. et al. (2004), Pinto Jr. et al. (2005), Thomas et al. (2005b), Thomas et al. (2005a), Saba et al. (2005), Holtzworth et al. (2005), Ballarotti et al. (2005), Ludwig e Saba (2005), Fernandes W.A.; Pinto (2006), Saba et al. (2006a), Saba et al. (2006b), Pinto Jr. et al. (2006), Campos et al. (2007), Pinto Jr. et al. (2007), Thomas et al. (2007), Naccarato e Pinto Jr. (2008), Souza et al. (2008), Pinto Jr. e Pinto (2008), Bourscheidt et al. (2008), Farias et al. (2008), Taylor et al. (2008).

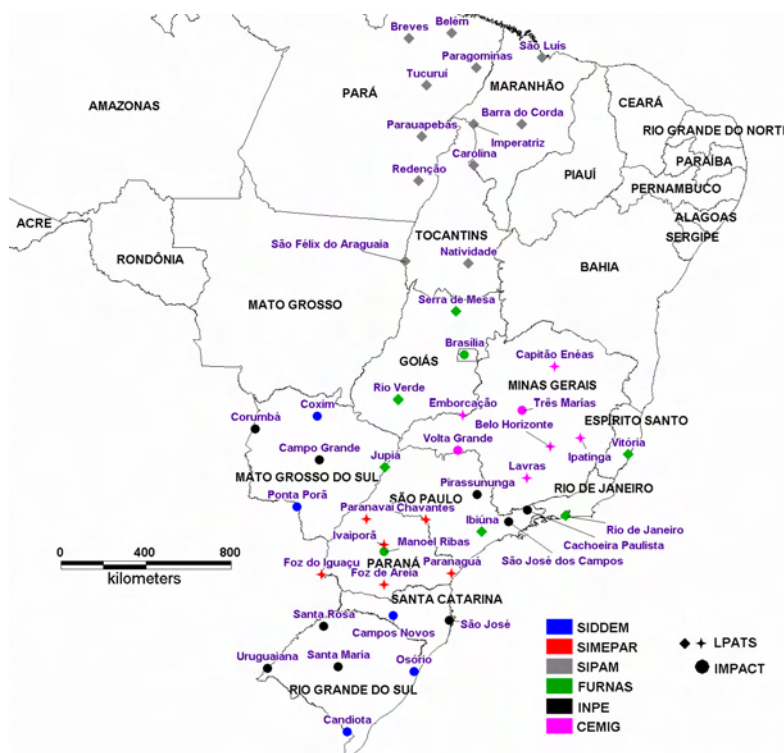


Figura 4.5 - Rede de sensores do Brasil BRASILDAT que é composta por 47 sensores (LPATS e IMPACT) como resultado da integração de 3 redes regionais SIDDEM, SIPAM e RINDAT.

O novo modelo de detecção é uma melhora de trabalhos anteriores (NACCARATO et al., 2004; NACCARATO et al., 2006) que foi baseada no desenvolvimento de Murphy et al. (2002) para a rede NLDN (National Lightning Detection Network) nos EUA, Rompala et al. (2003) para uma pequena rede de detecção instalada pela NASA no norte do Brasil (Rondônia), e Schulz (1997) para a rede de detecção da Áustria (ALDIS). O novo modelo introduz uma nova aproximação que leva em consideração o efeito de borda causado por

um pequeno número de relâmpagos nuvem-solo detectados próximos dos limites da rede. Nessas áreas, quase todos os sensores locais têm a exigência de obter uma solução, logo, um crescimento artificial da eficiência de detecção ocorre, impedindo o modelo de corrigir as densidades de flashes detectadas.

O primeiro passo para acessar a rede de eficiência de detecção é calcular a função de distribuição da eficiência relativa de cada sensor, que dependerá do pico de corrente e da distância da descarga. Inicialmente, a situação individual do sensor foi avaliada de janeiro de 1999 a dezembro de 2004, identificando seus períodos de funcionamento (NACCARATO, 2006). Depois disso, as descargas nuvem-solo detectadas por cada sensor são separadas e as curvas de eficiência relativa são calculadas baseadas no pico de corrente e na distância do sensor. Estas curvas correspondem a razão do número de descargas nuvem-solo reportadas pelo sensor dividido pelo número de descargas detectadas pela rede para cada intervalo de pico de corrente ($I_p = 5$ a $40kA$, passos de $5kA$) e para cada intervalo de distância ($d = 0$ a $1500km$, passos de $10km$). Todo dado de descarga acima de $40kA$ e $1500km$ é descartado. Todos os sensores são configurados com valores padrões para discriminação das descargas intranuvem.

Baseados nas funções de distribuição de eficiência relativa e na situação mensal de cada sensor, um algoritmo divide a cobertura da rede em células e calcula a probabilidade da rede de detectar uma determinada descarga nuvem-solo em cada célula com cada intervalo de pico de corrente. O algoritmo recursivo usado para calcular a eficiência de detecção da rede em cada célula da grade foi adaptado por Rubinstein (1995), Schulz (1997), Schulz e Cummins (2008) principalmente para otimizar o processamento e também para permitir soluções para redes híbridas (2 tipos de sensores) como a RINDAT. Portanto, o algoritmo assume a existência de uma rede com conhecida eficiência de detecção, onde um único sensor é adicionado e a eficiência de detecção para todo o sistema é calculada. Este processo continua recursivamente até que todos os sensores sejam adicionados. Veja a figura 4.6 que mostra o resultado do modelo para os 7 anos do estudo dessa tese.

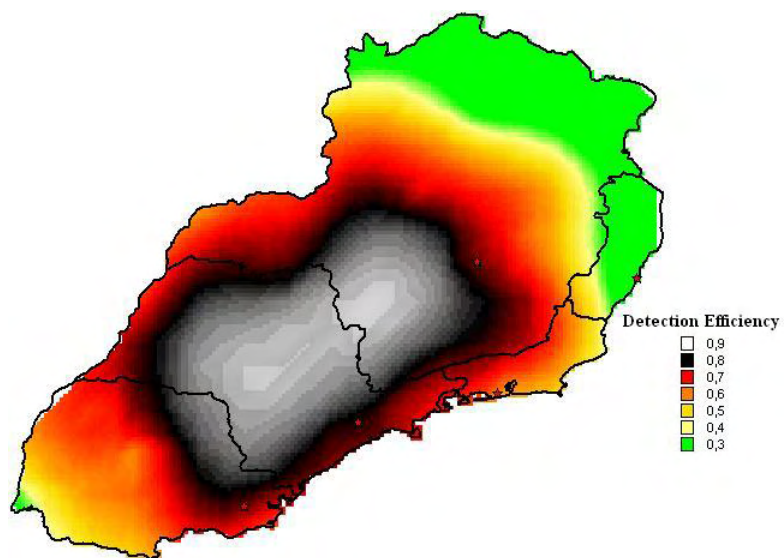


Figura 4.6 - Eficiência dada pelo modelo MED3 para a área e período de estudo da presente tese (Sudeste brasileiro mais Paraná para o período de Janeiro de 1999 a Dezembro de 2005).

4.2 Detecção por sensor a bordo de satélite

A bordo do satélite Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), lançado em novembro de 1997, com a missão de estudar a interação entre o vapor d'água, nuvens e a precipitação, está o sensor Lightning Imaging Sensor (LIS). Este instrumento é usado para detectar a distribuição e a variabilidade total dos relâmpagos (nuvem-para-nuvem, intranuvem, e os nuvem-solo) nas regiões tropicais do globo.

O LIS é uma câmera que detecta os relâmpagos com uma precisão na localização de 10 km. O satélite TRMM efetua uma órbita, a 350 km de altitude, com uma inclinação de 35° . Com isso, o LIS pode observar a atividade de relâmpagos entre 35° de latitude Sul e 35° de latitude Norte. O LIS possui um sistema de lentes com largo campo de visão, combinado com um filtro passa-faixa. A luz emitida por um relâmpago é focalizada sobre um pequeno fotodiodo de alta velocidade. O sinal resultante é então lido em tempo real, formatado e em seguida transmitido para a Terra.

As características deste sensor foram ditadas pela necessidade de distinguir o brilho dos relâmpagos, da luz do dia. Para extrair os sinais dos relâmpagos durante o dia, foram usados quatro métodos (CHRISTIAN et al., 1989). Primeiro, um filtro espacial é usado para combinar o registro visual de cada elemento detector do sensor com a área do topo da nuvem iluminada pelos relâmpagos, geralmente na ordem de 10 km. Isto melhora a amostragem da área relativa do relâmpago com o fundo. Segundo, e talvez mais importante, um filtro espectral de interferência, passa-faixa, centrado em 777.4 nm, é usado para isolar uma das mais intensas linhas no espectro dos relâmpagos. Isto maximiza o sinal contra o fundo luminoso. Terceiro, o LIS usa um filtro temporal para tirar proveito da curta duração do pulso, tipicamente de $400 \mu s$, com relação a iluminação de fundo que é constante na ordem de segundos. A quarta técnica é necessária para melhorar a detecção do sinal. Uma eliminação quadro-a-quadro é feita para remover a luminosidade lentamente variável, proveniente do plano focal do LIS. Um processador em tempo real é uma parte importante do LIS. Ele produzirá uma estimativa da imagem observada em cada pixel da matriz do plano focal. O sinal de fundo será comparado ao sinal de fora do plano focal sobre uma base de pixels. Quando uma diferença estiver sobre um certo limiar, o sinal será identificado como um Evento (VOLLAND, 1995). Um Evento é a unidade básica dos dados do LIS. Ele é definido como um único pixel que excede o sinal de fundo durante um único frame. No entanto, um Evento pode ser pensado como um único pulso ótico devido ao relâmpago, é possível que múltiplos pulsos ocorram dentro do frame de $2ms$ e possam contribuir para um Evento.

Uma descarga irá comumente iluminar mais de um pixel durante um único frame. Quando esses múltiplos eventos são adjacentes uns aos outros, eles são agrupados em um único Grupo. A definição formal de um Grupo é um ou mais Eventos simultâneos que são registrados em pixels adjacentes.

Um Flash consiste portanto em um ou múltiplos pulsos óticos que ocorrem dentro de um intervalo espacial e temporal específico. Um Flash no LIS corresponde a vários Grupos em um intervalo espacial e temporal limitado.

O algoritmo do LIS utiliza o método WED (Weighted Euclidian Distance) para testar quando dois grupos devem ser atribuídos ao mesmo Flash. As constantes espaciais e temporais de peso são assumidos como 5,5 km e 330 ms. Dois grupos pertencerão ao mesmo flash se o WED entre eles for menor que 1,0. Em outras palavras:

$$WED^2 = \left(\frac{X}{5,5}\right)^2 + \left(\frac{Y}{5,5}\right)^2 + \left(\frac{T}{330}\right)^2, \quad (4.1)$$

onde X é a distância Oeste-Leste e Y Norte-Sul em quilômetros entre os centróides de dois grupos e T é a diferença de tempo entre os dois grupos em milissegundos. Portanto, todos os grupos subseqüentes produzidos com WED menor que 1,0 serão atribuídos a um único flash. Um recente estudo (Douglas M. Mach, Universidade do Alabama em Huntsville, comunicação privada) testou o efeito de variações desse algoritmo para agrupamentos de Evento-Grupo e Grupo-Flash na contagem total de dados do LIS. Eles concluíram que mesmo variando os parâmetros até o dobro dos valores padrões, a contagem de flashes não muda mais que 20%.

O ângulo da lente, combinado com a altitude de 350 km, permite que o sensor veja uma área da Terra de 600 km x 600 km (figura 4.7), com uma resolução espacial entre 3 e 6 km (3 no nadir, 6 na borda). Como o TRMM viaja em uma velocidade maior que 7 km/s ao redor da Terra, o LIS pode monitorar tempestades individuais e sistemas de tempestade com atividade de relâmpagos durante quase 90 segundos (NASA, 1992). O LIS registra o tempo de ocorrência, mede a energia radiante, e determina o local dos eventos dentro de seu campo-de-visão.

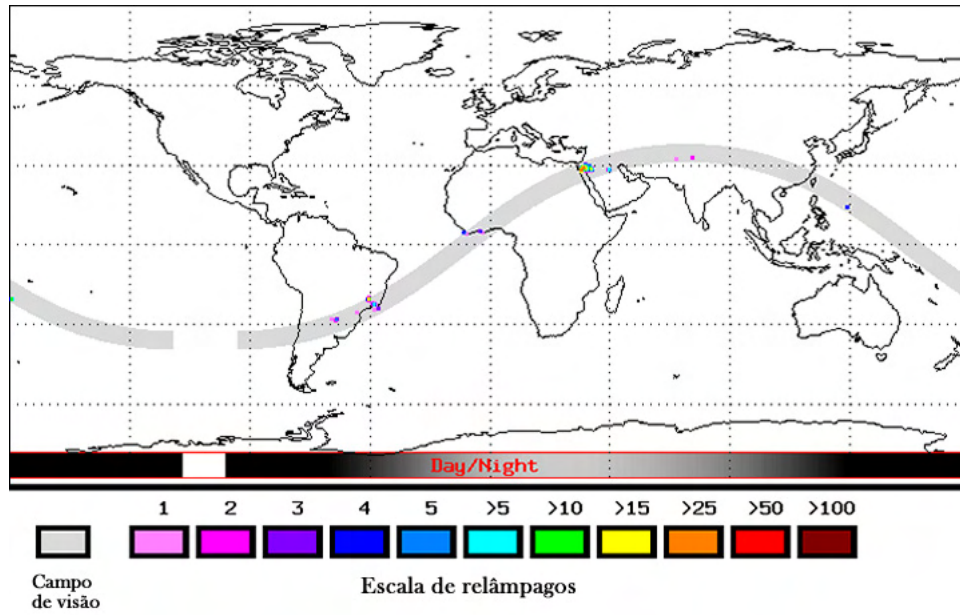


Figura 4.7 - Um exemplo de uma passagem do Satélite TRMM. A área cinza representa o campo de visão de 600 km x 600 km. A escala de cores representa o número de flashes detectados pelo LIS.

Fonte: NASA(2008)

5 PARÂMETROS METEOROLÓGICOS

Nos estudos de caso foram utilizados dados meteorológicos. A descrição desses dados encontra-se a seguir.

5.1 Modelo ETA

Os dados de nossa análise foram gerados pelo modelo ETA. O modelo ETA é um modelo de mesoescala, em ponto de grade, de equações primitivas. A versão do modelo ETA que roda operacionalmente no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) é hidrostático e cobre a maior parte da América do Sul e oceanos adjacentes. A resolução horizontal atual é de 40 km e a vertical de 38 camadas. As previsões são fornecidas duas vezes ao dia, uma com condição inicial às 00:00 e outra às 12:00 UT. A condição inicial é proveniente da análise do National Centers for Environmental Prediction (NCEP) e as condições de contorno lateral são provenientes das previsões do modelo global do CPTEC e atualizadas a cada 6 horas. O prazo de integração é de 72 horas. A grade horizontal é a grade E de Arakawa e a coordenada vertical é a coordenada eta. A letra grega eta (η) dá o nome ao modelo. A topografia é representada em forma de degraus. As variáveis prognósticas do modelo são: temperatura do ar, componentes zonal e meridional do vento, umidade específica, água líquida da nuvem, pressão à superfície e energia cinética turbulenta.

5.1.1 Grade Vertical

A coordenada vertical foi definida por Mesinger (1984) no intuito de remover um grande número de erros que ocorriam ao se calcular o gradiente de pressão, como também a advecção e a difusão horizontal, ao longo de uma coordenada de superfície de declive íngreme. Assim como a coordenada sigma (PHILIPS, 1957), eta é a pressão baseada e normalizada, o que significa que ambas compartilham vantagens matemáticas no lançamento de equações governantes da atmosfera de uma forma relativamente simples. A Coordenada eta é definida da seguinte forma:

$$\eta = \frac{p - p_t}{p^*}, \quad (5.1)$$

com:

$$p^* = \frac{p_s - p_t}{\eta_s} \quad (5.2)$$

$$\eta_s = \frac{p_{ref}(z_s) - p_t}{p_{ref}(0) - p_t} \quad (5.3)$$

onde p_t é a pressão no topo do domínio (normalmente 50hPa no Modelo ETA, mas esse valor pode ser reduzido para 25hPa), p_s e z_s são respectivamente a pressão e a elevação na camada mais baixa do modelo, e p_{ref} é a pressão referencial que é uma função da distância em relação nível do mar.

5.1.2 Equações do modelo

As equações governantes do modelo são:

$$\frac{d\vec{v}}{dt} + f\vec{k} \times \vec{v} + \nabla h \Phi + \frac{RT}{p} \nabla h p = \vec{F} \quad (5.4)$$

$$\frac{dT}{dt} + \frac{RT}{p} \omega = \frac{Q}{C_p} \quad (5.5)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} = -\frac{RT}{C_p p} \frac{\partial p}{\partial \eta} \quad (5.6)$$

$$\eta_s \frac{\partial p^*}{\partial t} = - \int_{\eta=0}^{\eta_s} \nabla h \cdot \left(\vec{v} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) d\eta \quad (5.7)$$

$$\dot{\eta} p^* = -\frac{\partial p^*}{\partial t} - \int_{\eta=0}^{\eta} \nabla h \cdot \left(\vec{v} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) d\eta \quad (5.8)$$

$$\omega = - \int_{\eta=0}^{\eta} \nabla h \cdot \left(\vec{v} \frac{\partial p}{\partial \eta} \right) d\eta + \vec{v} \cdot \nabla h p \quad (5.9)$$

onde d/dt é a derivada material, t o tempo, $\vec{v} = u\vec{i} + v\vec{j}$, sendo u e v são as componentes zonal e meridional do vento, ∇h é o operador gradiente horizontal, f é o parâmetro de Coriolis, Φ é a altura geopotencial, T é a temperatura, R é a constante do ar seco, Q o calor adiabático, C_p é o calor específico à pressão constante e F a força de atrito. Neste modelo, o atrito devido às superfícies não é considerado.

5.1.3 Domínio Horizontal

A grade semi-escalonada Arakawa E (ARAKAWA; LAMB, 1977) é a base da estrutura do modelo horizontal. Um exemplo de um subconjunto da grade E é mostrado na Fig. 5.1. Cada H representa um ponto de massa variável (como a temperatura ou a humidade) e cada V representa as componentes horizontais do vento. A distância "d" é o espaço entre pontos H ou V adjacentes, e a magnitude da distância é comumente usada para indicar a resolução horizontal do modelo. A grade E está sobre uma plataforma de latitude-longitude rotacionada. Este sistema de coordenadas é criado a partir de uma simples rotação de toda grade de latitude-longitude geográfica da Terra, colocando a intersecção do equador e do primeiro meridiano sobre o centro da área de previsão. Fazendo isso, a convergência dos meridianos fica minimizada sobre esta área.

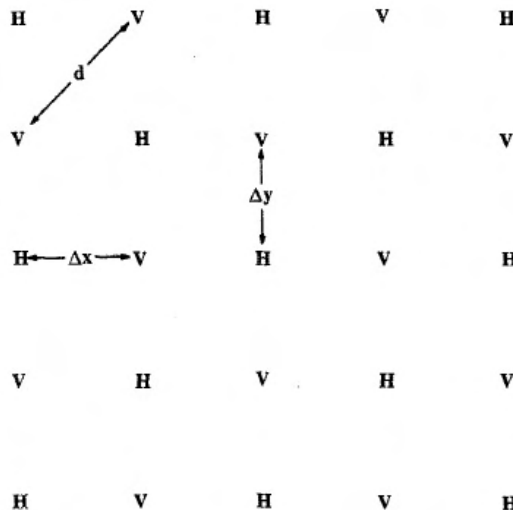


Figura 5.1 - Um conjunto do modelo da Grade Arakawa E. Cada "H" representa uma massa variável, enquanto que cada "V" representa as duas componentes do vento horizontal. Os valores Δx e Δy são os incrementos da grade no modelo espacial latitude-longitude rotacionado, enquanto que a distância "d" indica a resolução.

Cada janela da grade portanto, consiste em um ponto de massa cercado por pontos de velocidade, todos dispostos ao longo de paralelos e meridianos da latitude-longitude rotacionada. Enquanto a escala sinótica operacional do modelo ETA tem resolução horizontal de $80km$, a versão de mesoescala irá usar uma grade de aproximadamente $30km$.

5.1.4 A topografia de montanha

O modelo de topografia é representado como passos discretos cujos topos coincidem com a interface do modelo de camadas. Na determinação destas elevações, cada janela horizontal da grade é dividida em 16 subjanelas. A verdadeira superfície de elevação é lida de um arquivo de dados e a média é tirada de todos os pontos de dados para cada subjanela. O máximo desses valores médios é encontrado a partir das quatro subjanelas cujas linhas e colunas estiverem dentro da janela total da grade. A média desses oito valores máximos é tomada para determinar um valor intermediário para a altura do passo. Tendo determinada a altura de cada interface do modelo de camadas baseado no padrão atmosférico e na distribuição específica da resolução vertical, o passo final da elevação é encontrado movendo cada passo para cima ou para baixo a partir da sua altura intermediária em relação à camada mais próxima.

5.2 Parâmetros meteorológicos

5.2.1 Pressão de superfície

A partir da Equação 5.7, podemos discretizar a integral, tendo

$$\eta_s \frac{\partial p^*}{\partial t} = - \sum_{k=1}^{k_s-1} \nabla \cdot (\vec{v}_k \Delta p_k) \quad (5.10)$$

onde k_s é o nível correspondente a η_s e

$$\begin{aligned} \Delta p_k &= p_{k+1/2} - p_{k-1/2} \\ &= p^* (\eta_{k+1/2} - \eta_{k-1/2}) \\ &= p^* \Delta \eta_k \end{aligned} \quad (5.11)$$

Expressando a equação 5.10 em coordenadas esféricas, temos:

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} \equiv \sum_{k=1}^{k_s-1} MN \Delta \eta \left\{ \frac{\partial}{\partial \lambda} \left(\frac{u_k p^*}{N} \right) + \frac{\partial}{\partial \varphi} \left(\frac{v_k p^*}{M} \right) \right\} \quad (5.12)$$

5.2.2 Umidade específica

A razão da massa de vapor d'água e da massa total de ar é chamada de umidade específica q , e em boa aproximação é definida como:

$$q = \frac{\epsilon \cdot e}{P} \quad (5.13)$$

onde, $\epsilon = \mathfrak{R}_d/\mathfrak{R}_v = 0.622g_{vapor}/g_{ar\ seco}$, P é a pressão do ar e e é a pressão de vapor (\mathfrak{R} é a constante na lei dos gases ideais). A unidade de q será g/g ou g/kg . Para umidade específica de saturação, q_s , se usa e_s no lugar de e , na equação 5.13.

5.2.3 Índices de estabilidade

A estabilidade atmosférica é muitas vezes expressa sob forma de um único número chamado índice de estabilidade. A utilização desses índices tem como vantagem a facilidade de cálculo e a possibilidade da camada mais pertinente a ser estudada. Por outro lado, detalhes importantes da estrutura da taxa de decréscimo da temperatura atmosférica com o aumento da elevação vertical acima de uma dada localização podem estar minimizados ou incorretos, mesmo quando o índice é cuidadosamente avaliado. Sendo assim, eles são melhor utilizados quando combinados com outros dados de análises sinóticas. Sozinho, ele pode representar uma situação irreal das condições atmosféricas.

5.2.3.1 Energia Convectiva disponível (CAPE)

Violentos movimentos ascendentes do ar em uma tempestade indicam que enormes quantidades de energia estão sendo liberadas. A medida dessa quantidade de energia disponível para criar tal movimento é a chamada **energia potencial convectiva disponível** (CAPE). Segundo Williams (1995) para haver instabilidade, duas condições devem ser levadas em consideração:

- parcelas de ar devem ascender de baixos níveis da troposfera até um nível onde possa ocorrer condensação e possa ter calor latente liberado, e
- a parcela deve ter eventualmente flutuabilidade positiva em relação a sua vizinhança.

O conceito de CAPE pode ser ilustrado em um diagrama termodinâmico (Fig 5.2).

Entre o LFC (nível de convecção livre) e o LOC (limite da convecção), a parcela de ar é mais quente que o ambiente, e existe um empuxo positivo que tende a acelerar o movimento

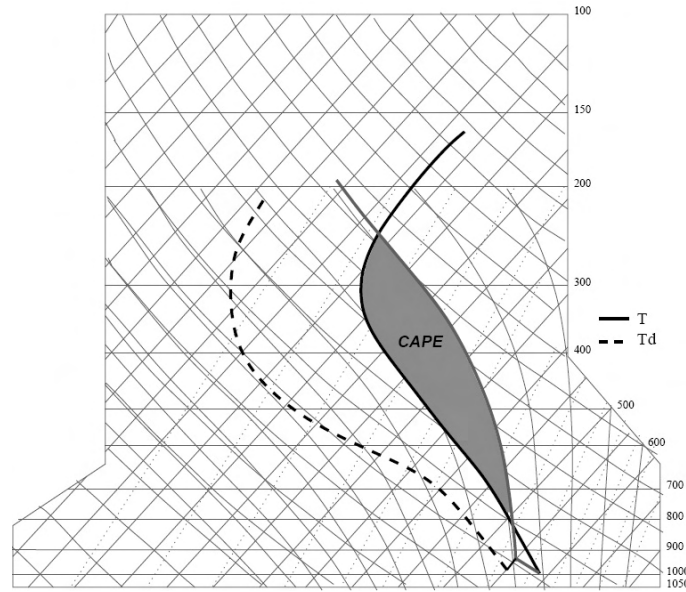


Figura 5.2 - Diagrama termodinâmico. A linha tracejada representa a temperatura de ponto de orvalho (T_d), a linha contínua preta representa a temperatura do ar (T) e a linha contínua cinza representa o processo de ascensão da parcela de ar. O CAPE é a área compreendida entre a curva do processo de ascensão da parcela e a sondagem real, desde o nível de convecção livre (LFC) até o nível limite da convecção (LOC).

Fonte: [Mattos \(2003\)](#)

de ascensão da parcela. O empuxo por unidade de massa é $F/m = (T_{vp} - T_v) \cdot (|g|/T_v)$, onde $|g|$ é o módulo da aceleração da gravidade ($9,8 \text{ m/s}^2$), T_{vp} é a temperatura virtual da parcela, e T_v é a temperatura virtual do ambiente para uma mesma altitude da parcela.

Energia (trabalho) é força vezes distância. Portanto, a variação de energia do empuxo por unidade de massa ($\Delta E/m$) associada com o deslocamento vertical da parcela de ar de uma pequena distância ΔZ é $\Delta E/m = (F/m) \cdot \Delta Z$. Usando $T_v \cong T$, temos:

$$\frac{\Delta E}{m} \cong \frac{|g|}{T} (T_p - T) \cdot \Delta Z \quad (5.14)$$

A energia total é proporcional a área total sombreada na Fig 5.2, onde essa área sombreada pode ser aproximada por uma soma de retângulos. Portanto, a energia potencial convectiva disponível total é:

$$CAPE = \frac{|g|}{T} \cdot \text{Area} \quad (5.15)$$

ou

$$CAPE = \sum \frac{|g|}{T} (T_p - T) \cdot \Delta Z \quad (5.16)$$

Se ΔZ for infinitesimal teremos a forma integrada da fórmula:

$$CAPE = \int_{LFC}^{LOC} \frac{|g|}{T} (T_p - T) \cdot dZ \quad (5.17)$$

Alguns valores típicos de CAPE podem ser vistos na Tabela 5.1.

Tabela 5.1 - Valores prováveis de CAPE.

Intervalos	Tipos de estabilidades
$CAPE < 0$	Estável
$0 < CAPE < 1000$	Pequena instabilidade
$1000 < CAPE < 2500$	Instabilidade moderada
$2500 < CAPE \leq 3500$	Muito instável
$CAPE \geq [3500 - 4000]$	Extremamente instável

5.2.3.2 Índice de levantamento (Lift index - LI)

O LI caracteriza o montante de instabilidade de um determinado ambiente. Para ser obtido devemos ascender uma parcela de ar, desde a superfície até a saturação pela adiabática seca, ou então, pseudo-adiabaticamente até $500Pa$. Em seguida, subtrai-se a temperatura da parcela ascendida da temperatura encontrada neste nível. A Fig. 5.3 representa este processo. Matematicamente, o LI é expresso como:

$$LI = (T_{500} - T_L) \quad (5.18)$$

onde T_L é a temperatura da parcela levantada desde a superfície até $500mb$.

Quando a parcela levantada é mais fria que o ambiente em $500mb$ o LI é positivo, então haverá condições de flutuabilidade negativas, logo a parcela tende a descer. No caso inverso, a parcela mais quente que o ambiente tem LI negativo, logo flutuabilidade positiva, tendendo então a continuar a subir. Valores típicos de LI são ordenados na Tabela 5.2.

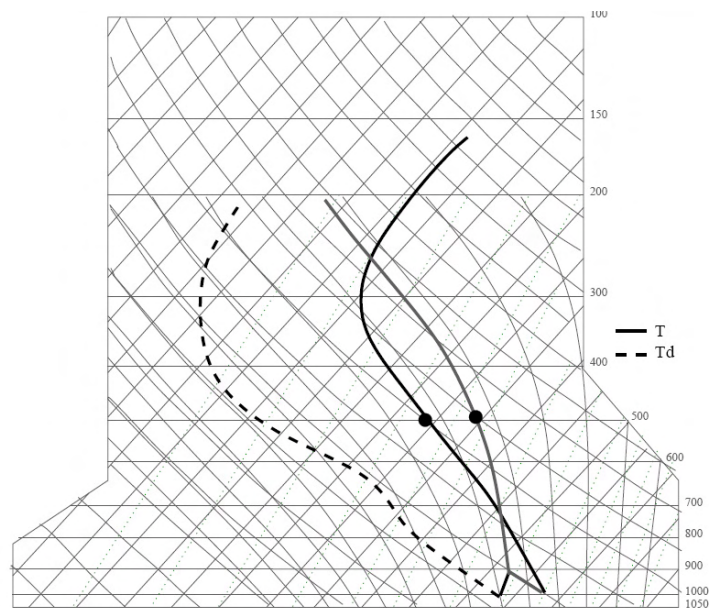


Figura 5.3 - Ilustração da obtenção do índice de levantamento em um diagrama termodinâmico. A linha tracejada representa a temperatura de ponto de orvalho (T_d), a linha contínua preta representa a temperatura do ar (T) e a linha contínua cinza representa a trajetória da parcela de ar, dadas as condições de T e T_d apresentadas no diagrama.

Fonte: [Mattos \(2003\)](#)

Tabela 5.2 - Valores prováveis de LI.

Intervalos	Tipos de estabilidades
$LI > 0$	Estável, mas há possibilidade de pequena convecção dependendo de outros índices
$0 \geq LI \geq -3$	Pequena instabilidade
$-3 \geq LI \geq -6$	Instabilidade moderada
$-6 \geq LI \geq -9$	Muito instável
$LI \geq -9$	Extremamente instável

6 METODOLOGIA

6.1 Análise climatológica

6.1.1 Área e período de estudo

A área de estudo foi todo o Sudeste brasileiro (Minas Gerais, Espírito Santo, Rio de Janeiro e São Paulo) mais o estado do Paraná na região Sul, situados entre os 14° e 26° de latitude sul e entre 40° e 55° de longitude oeste. Essa área é cortada em sua parte meridional pelo Trópico de Capricórnio, o que lhe confere caráter tropical em sua grande parte e sub-tropical ao sul (figura ??). Apesar disso, o relevo (figura 6.2), muitas das vezes, atenua as condições térmicas decorrentes da localização geográfica dessa região.

O período de estudo foi de janeiro de 1999 a dezembro de 2005, período este que concilia dados de relâmpagos nuvem-solo detectados pela BRASILDAT (Brazilian Lightning Detection Network) e relâmpagos totais detectados pelo sensor LIS (Lightning Imaging Sensor), um componente do satélite TRMM (Tropical Rain Measuring Mission) que cobre a região tropical.

A escolha dessa região se deu primeiramente pela cobertura da rede de detecção de relâmpagos nuvem-solo, que é ampla desde de 1999, o que não ocorre em outras regiões do país que só foram cobertas pela rede posteriormente. Muitas regiões, por sua vez, ainda estão parcialmente cobertas, o que diminui a eficiência de detecção. Portanto esse é o conjunto de dados mais robusto para um estudo mais abrangente.

Outro aspecto interessante dessa região é o fato dela ser a região mais acidentada do país. Os efeitos combinados da latitude, da forma e disposição do relevo e ainda da maior ou menor continentalidade criaram situações bastante diferenciadas quanto à variação das temperaturas e distribuição das chuvas (veja figura 6.3). As especificidades da circulação atmosférica regional, muito marcadas pela ação dominante da massa de ar tropical atlântica e da polar atlântica, acentuam ainda mais essas diferenças (ARBEX JR.; OLIC, 1999). Além disso, a região tropical, mesmo que não seja próxima à região equatorial, sempre foi de muito interesse da comunidade científica devido a maior altura da troposfera e do maior desenvolvimento vertical das nuvens de tempestade. O conhecimento do comportamento de relâmpagos nessas regiões permite um maior entendimento do comportamento global da atividade elétrica da atmosfera.



Figura 6.1 - Mapa político do Brasil mostrando a localização da região estudada.

Fonte: www.webcarta.net

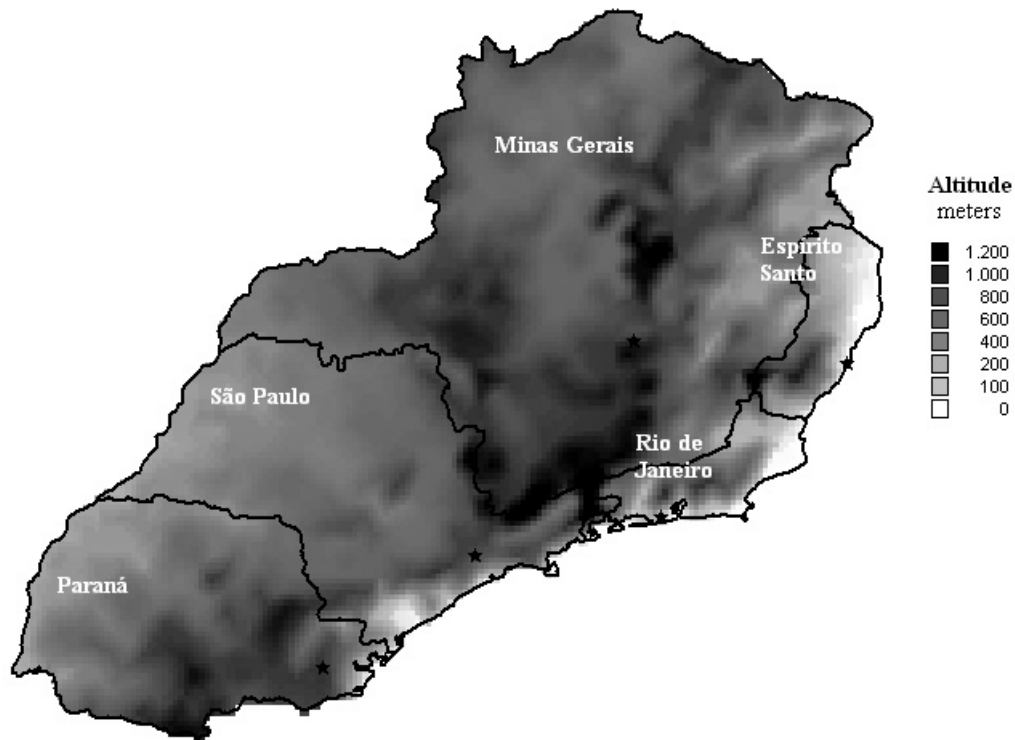


Figura 6.2 - Mapa da região estudada com a indicação dos estados. A escala marca a altitude média para uma grade de 50x50km.

6.1.2 Metodologia do estudo climatológico

Neste estudo calculamos a média anual de relâmpagos nuvem-solo por quilômetro quadrado para uma grade de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ com os dados fornecidos pela BRASIL-DAT para todo o período. Com os dados da média anual de relâmpagos totais por quilômetro quadrado fornecidos pelo LIS para uma grade de mesma resolução, calculamos a taxa de relâmpagos intranuvem pela diferença entre esses dois bancos de dados ($IN = Totais - NS$). Portanto, a razão Z foi calculada dividindo a taxa anual de relâmpagos intranuvem por quilômetro quadrado pela taxa anual de relâmpagos nuvem-solo por quilômetro quadrado. Os cálculos dos mapas sazonais e mensais foram feitos a partir da média anual dos valores para cada mês ou estação, divididos pelo número de dias correspondente ao intervalo. Portanto, as taxas de relâmpagos sazonais refletem o número de relâmpagos por quilômetro quadrado por dia para determinado mês ou estação. Feito o cálculo dessas taxas, o cálculo de Z mensal ou sazonal é idêntico ao cálculo de Z anual. Nos mapas sazonais em particular, o verão foi considerado os meses de dezembro, janeiro e fevereiro; o outono os meses de março, abril e maio; o inverno os meses de junho, julho e agosto; e a primavera os meses de setembro, outubro e novembro.

Os gráfico com os valores médios de Z para a região são feitos com a média de todas

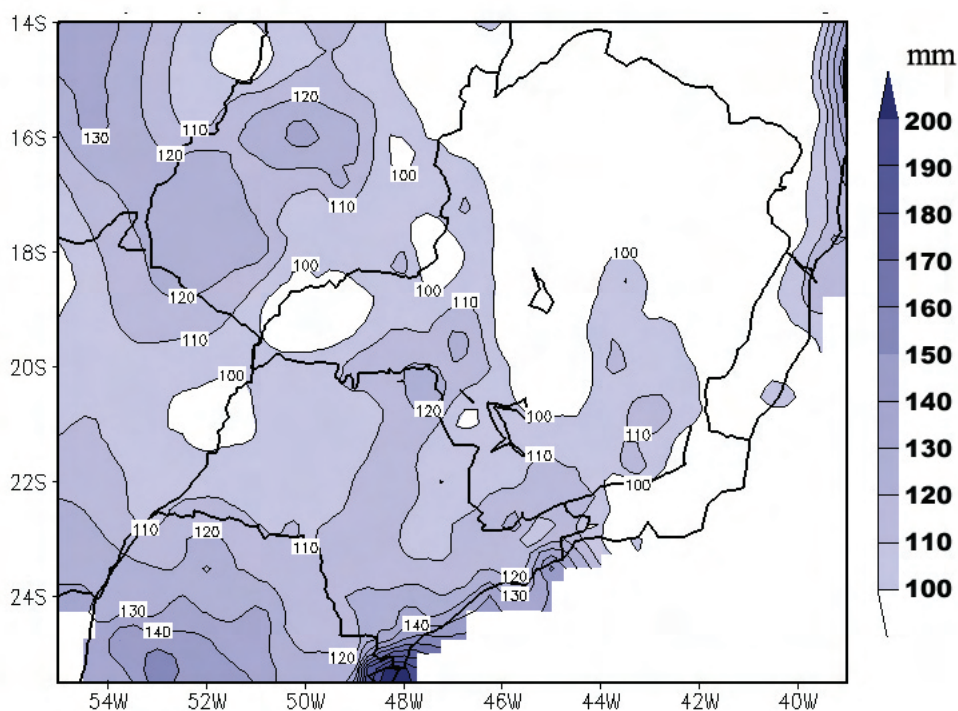


Figura 6.3 - Precipitação anual média para a região Sudeste do Brasil.

as células da grade dentro da área de estudo. Também foram feitos cálculos para as médias horárias dos parâmetros, e nesse caso a resolução usada foi de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$. A escolha da resolução da grade e dos intervalos relativos as taxas de relâmpagos foi devida a necessidade de adequarmos os resultados dos dados da rede BRASILDAT com os produtos fornecidos pela NASA para o cálculo dos valores de relâmpagos totais, corrigidos pelo tempo de observação do satélite, sua eficiência e eventuais falhas do sistema.

6.2 Análise de evento

6.2.1 Área e período do estudo de caso

A tempestade de 12 de dezembro de 2003 foi escolhida por estar muito bem documentada do ponto de vista meteorológico por Zepka (2005) e por ter uma boa amostragem de relâmpagos registrada pelo sensor a bordo de satélite LIS. Ela teve início às 16h UT do dia 12 e durou até às 5h UT do dia 13, tendo sido registrados 15.173 relâmpagos nuvem-solo durante 14 horas de atividade elétrica. O sensor LIS registrou a tempestade das 17:28:19 às 17:30:36 UT, conseguindo registrar relâmpagos ainda no estágio de grande atividade elétrica da tempestade. O sistema frontal ingressou no litoral de Santa Vitória do Palmar - RS no dia 11 de dezembro, deslocando-se no dia seguinte para o litoral do

Estado de São Paulo, metade sul de Minas Gerais e sobre o Estado do Rio de Janeiro.

A tempestade do dia 25 de fevereiro de 2005 foi escolhida por ter sido de grande intensidade de relâmpagos e já ter sido documentada como evento de tempestade severa por [Souza et al. \(2005\)](#) registrando 477 relâmpagos nuvem-solo somente na cidade de São Paulo e 12.069 em todo o estado em quase 11 horas de atividade. O sensor LIS registrou a tempestade das 02:38:03 às 02:40:52 UT do dia 26 de fevereiro de 2005, registrando 107 relâmpagos no total. A tempestade foi associada ao sistema frontal que iniciou sua trajetória no dia 25, encontrando-se no litoral do Paraná no dia seguinte.

6.2.2 Metodologia para estudo de caso

Para os estudos de caso, uma metodologia diferente foi utilizada. Para que os dados do satélite pudessem ser comparados aos dados da rede de detecção de nuvem-solo em uma pequena amostragem, considerou-se apenas eventos no período de tempo da passagem do satélite, e apenas os relâmpagos que o sensor LIS detectou. Dentro desse conjunto de dados, os flashes que tivessem horário e localização com diferenças de menos de 0,5 segundos e 50km dos relâmpagos detectados pela rede BRASILDAT foram considerados relâmpagos nuvem-solo, os demais foram considerados relâmpagos intranuvem. Devemos deixar claro que pelo fato das duas técnicas de detecção possuírem métodos diferentes para inferir a localização e horário de ocorrência do relâmpago, esses parâmetros nunca serão exatamente iguais para um mesmo relâmpago nas duas bases de dados. As diferenças de horário, no entanto, são menores que as diferenças de localização, pois como foi mostrado no capítulo 3, o LIS considera a localização do relâmpago com o centro da região iluminada pelo relâmpago, e a rede de detecção, calcula pelo tempo de chegada da radiação eletromagnética. Se um relâmpago percorrer grandes distâncias dentro da nuvem antes de atingir o solo, a diferença de localização entre os dois métodos pode chegar a dezenas de quilômetros. A escolha dos valores máximos para diferença de tempo e espaço foi baseada no estudo de [Koshak e Boccippio \(2006\)](#) que usa a mesma metodologia para identificar relâmpagos nuvem-solo detectados pelo sensor OTD com base nos dados da rede de detecção NLDN nos Estados Unidos.

7 RESULTADOS

Neste capítulo serão apresentados os resultados para a área de estudo da distribuição geográfica de Z, da densidade de relâmpagos nuvem-solo, da densidade de relâmpagos nuvem-solo positivos, da densidade de relâmpagos intranuvem e de relâmpagos totais. Mapas da variação sazonal de Z e dos relâmpagos nuvem-solo e intranuvem, gráficos com a variação média mensal de Z, a variação de Z com a latitude e as variações diurnas dos parâmetros serão apresentados. A interpretação desses resultados será feita no próximo capítulo.

7.1 Resultados climatológicos

O mapa da distribuição geográfica de Z para o período de 7 anos para a região Sudeste mais o Paraná é mostrado na figura 7.1.

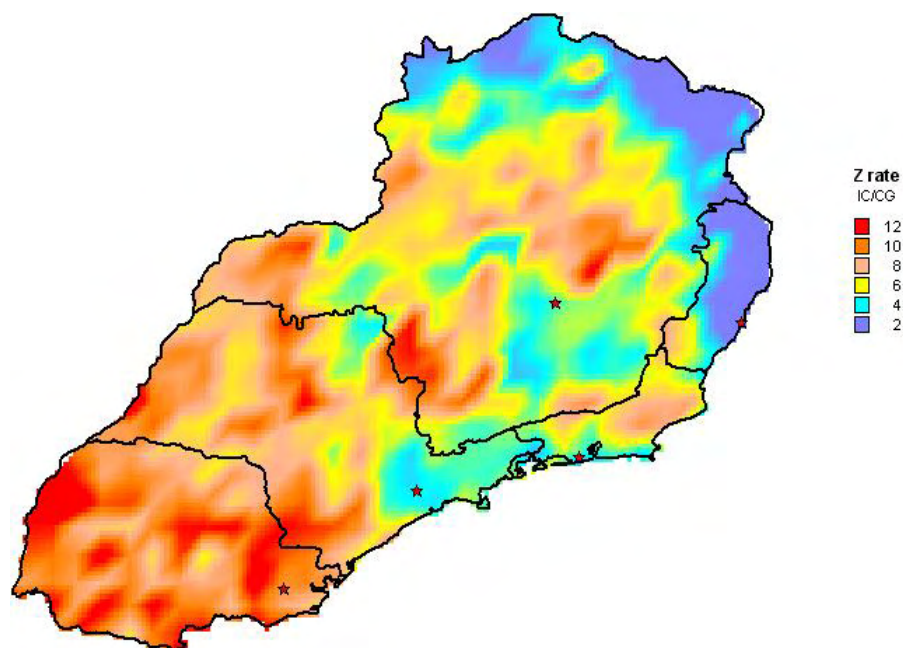


Figura 7.1 - Mapa da razão de relâmpagos nuvem-solo e relâmpagos intranuvem (Z) calculado para a média anual do período de Janeiro de 1999 a Dezembro de 2005.

O menor valor de Z é por volta de 2 e o maior por volta de 12, sendo o seu valor médio para a região de 6,8. A distribuição geográfica dos relâmpagos totais é bem similar à distribuição de relâmpagos intranuvem, como podemos ver nas figuras 7.2 e 7.3. As características mais relevantes na figura 7.1 são: um máximo local (cor vermelha), no centro do estado de Minas Gerais, ao norte das altas elevações (veja mapa do relevo figura 6.2) com valores de Z por volta de 12, e altos valores no sul da região. Essas características parecem não variar ao longo dos anos e para estações diferentes, a não ser no inverno, onde o número de relâmpagos é baixo e impede uma definição clara das anomalias. Os dados relativos às

estações, no entanto, serão mostradas em detalhes mais adiante.

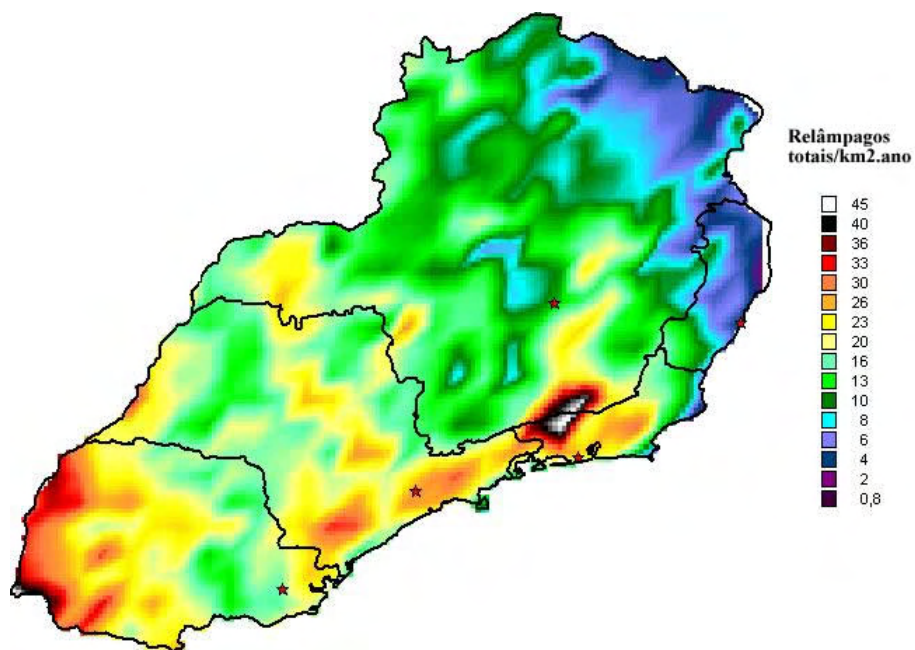


Figura 7.2 - Mapa da distribuição geográfica anual de relâmpagos totais para o período de Janeiro de 1999 a Dezembro de 2005.

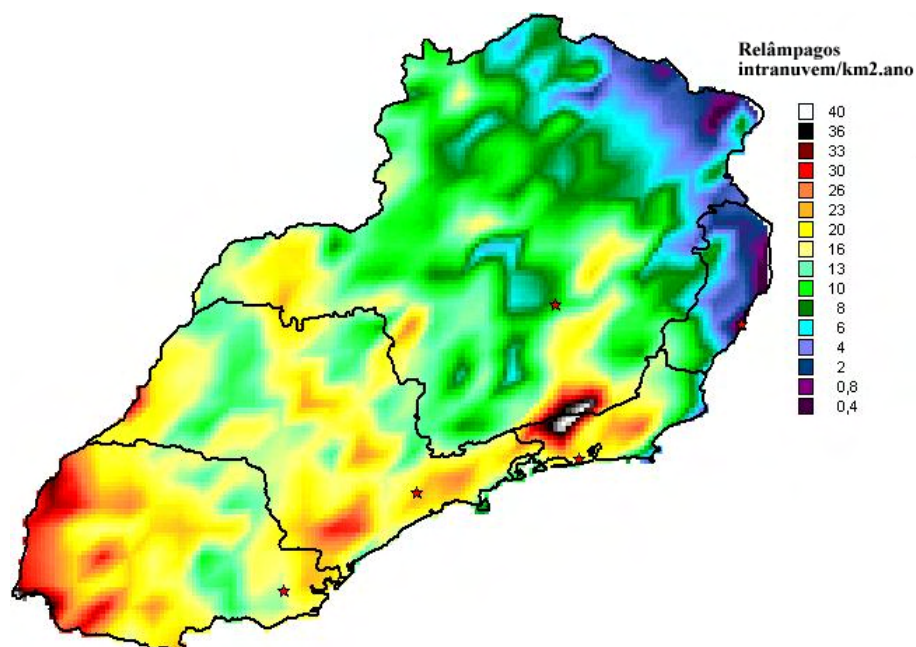


Figura 7.3 - Mapa da distribuição geográfica anual de relâmpagos intranuvem para o período de Janeiro de 1999 a Dezembro de 2005.

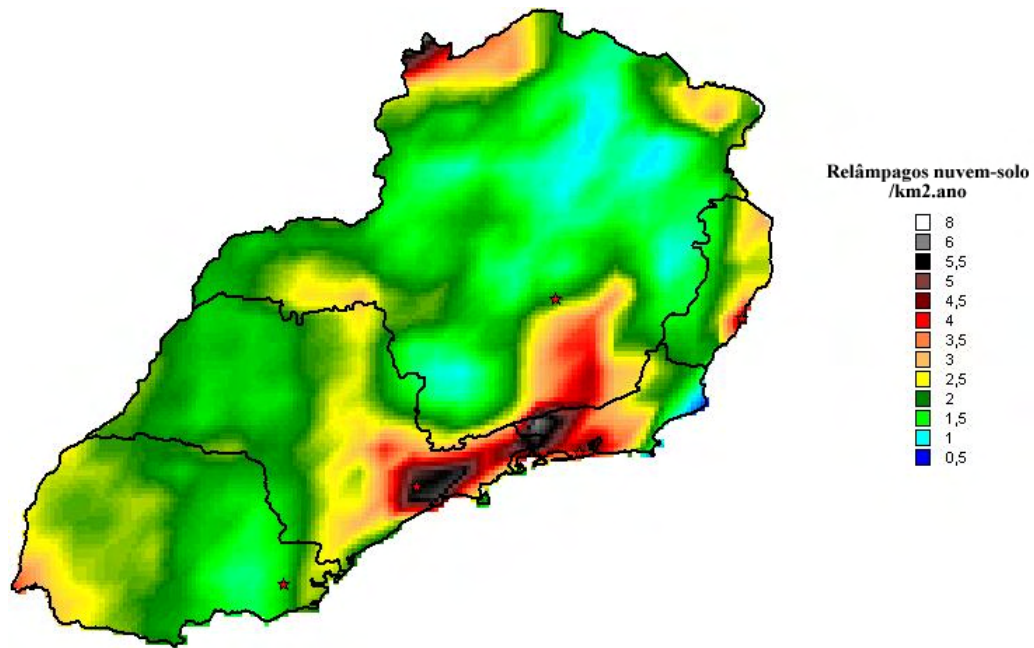


Figura 7.4 - Mapa da distribuição geográfica anual de relâmpagos nuvem-solo para o período de Janeiro de 1999 a Dezembro de 2005.

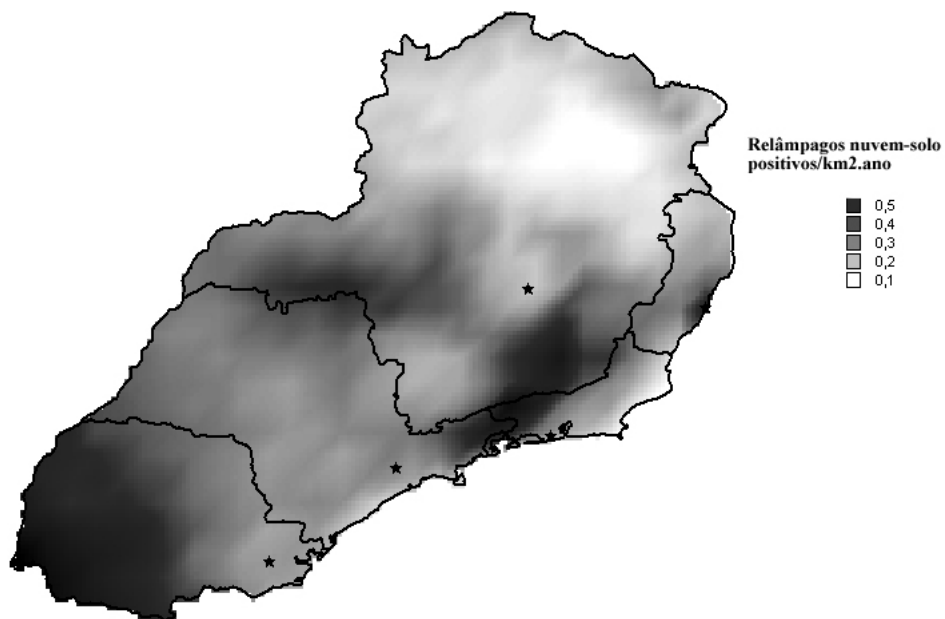


Figura 7.5 - Mapa da distribuição geográfica anual de relâmpagos nuvem-solo positivos para o período de Janeiro de 1999 a Dezembro de 2005.

Por sua vez, os mapas da densidade de relâmpagos nuvem-solo (figura 7.4) e da precipitação anual (figura 6.3) indicam valores máximos ao sul e sobre as maiores altitudes.

O mapa da densidade de relâmpagos nuvem-solo positivos apresenta máximos no sudoeste de Minas Gerais e sul do Rio de Janeiro, e, diferentemente dos relâmpagos nuvem-solo, não apresenta aumento com a proximidade da cidade de São Paulo (figura 7.5).

Calculou-se então a média de Z para cada zona de 1° de latitude, que é mostrada na figura 7.6. O mesmo cálculo foi feito para as taxas anuais de relâmpagos intranuvem e de relâmpagos nuvem-solo que são mostradas nas figuras 7.7 e 7.8.

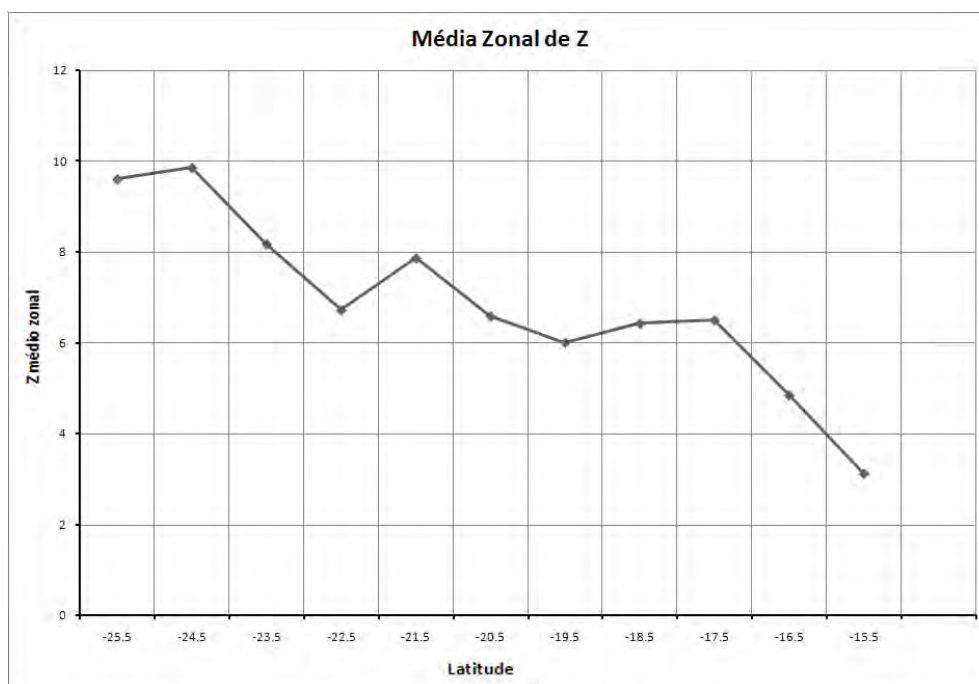


Figura 7.6 - Gráfico das médias de Z a cada zona de 1° de latitude, em função da latitude, sobre a região de estudo situada à 55°W a 40°W de longitude.

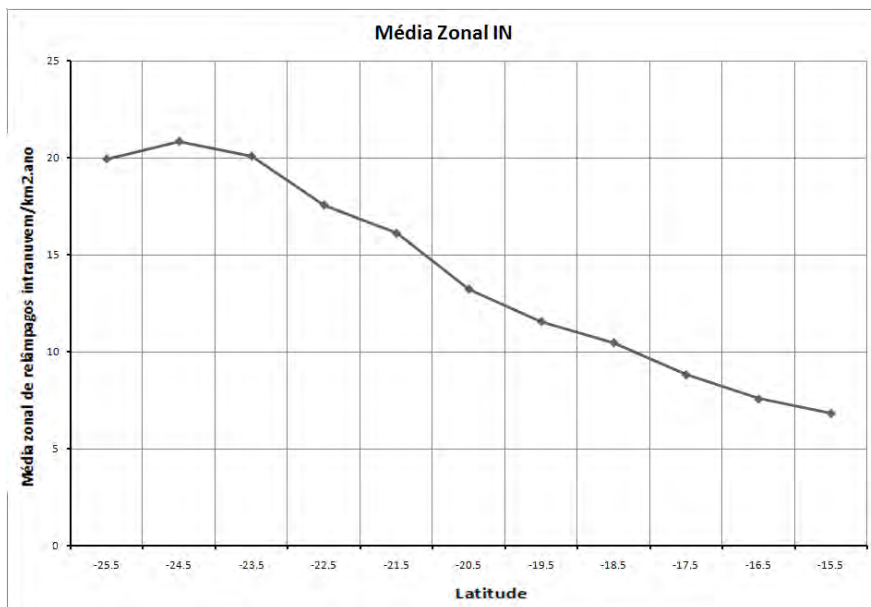


Figura 7.7 - Gráfico das médias da taxa de relâmpagos intranuvem a cada zona de 1° de latitude, em função da latitude.

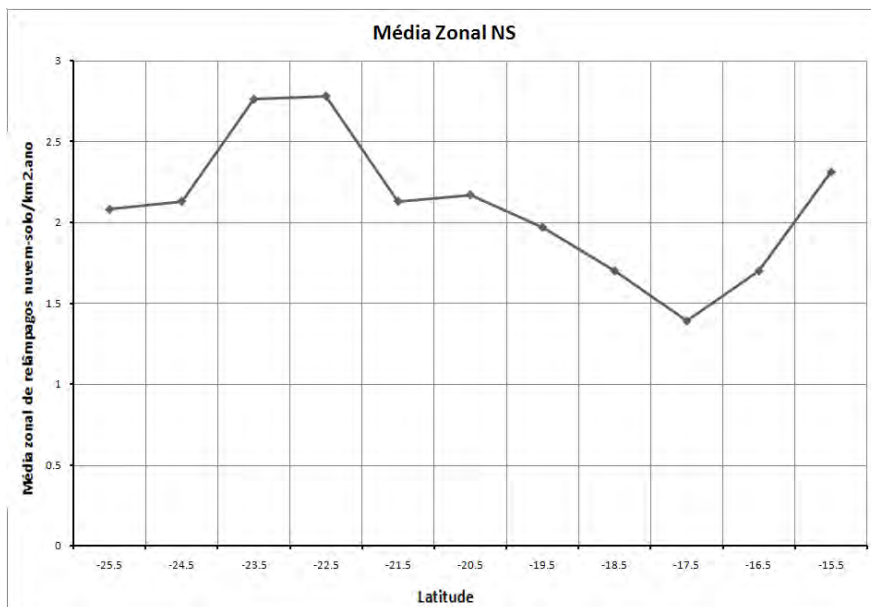


Figura 7.8 - Gráfico das médias da taxa de relâmpagos nuvem-solo a cada zona de 1° de latitude, em função da latitude.

A figura 7.9 mostra os mapas de Z para cada estação do ano. Podemos observar certa similaridade do comportamento de Z em todas as estações do ano, sendo o inverno a estação que apresenta as valores mais altos. Podemos ver esse comportamento mais claramente no gráfico da figura 7.10. No estado do Paraná em particular, Z apresenta valores mais altos em todas as estações exceto na primavera, sendo que o outono é a estação onde os valores de Z atingem o seu máximo. Observando os mapas sazonais dos relâmpagos nuvem-solo (figura 7.12), percebemos que na região sudeste a atividade elétrica diminui gradualmente do verão para o inverno. Já o estado do Paraná parece ter a mínima atividade no outono e a máxima na primavera. Mapas sazonais dos relâmpagos totais também foram gerados (figura 7.13). Eles mostram que a atividade máxima de relâmpagos é durante o verão e a mínima, no inverno. No Paraná, a atividade máxima é durante a primavera.

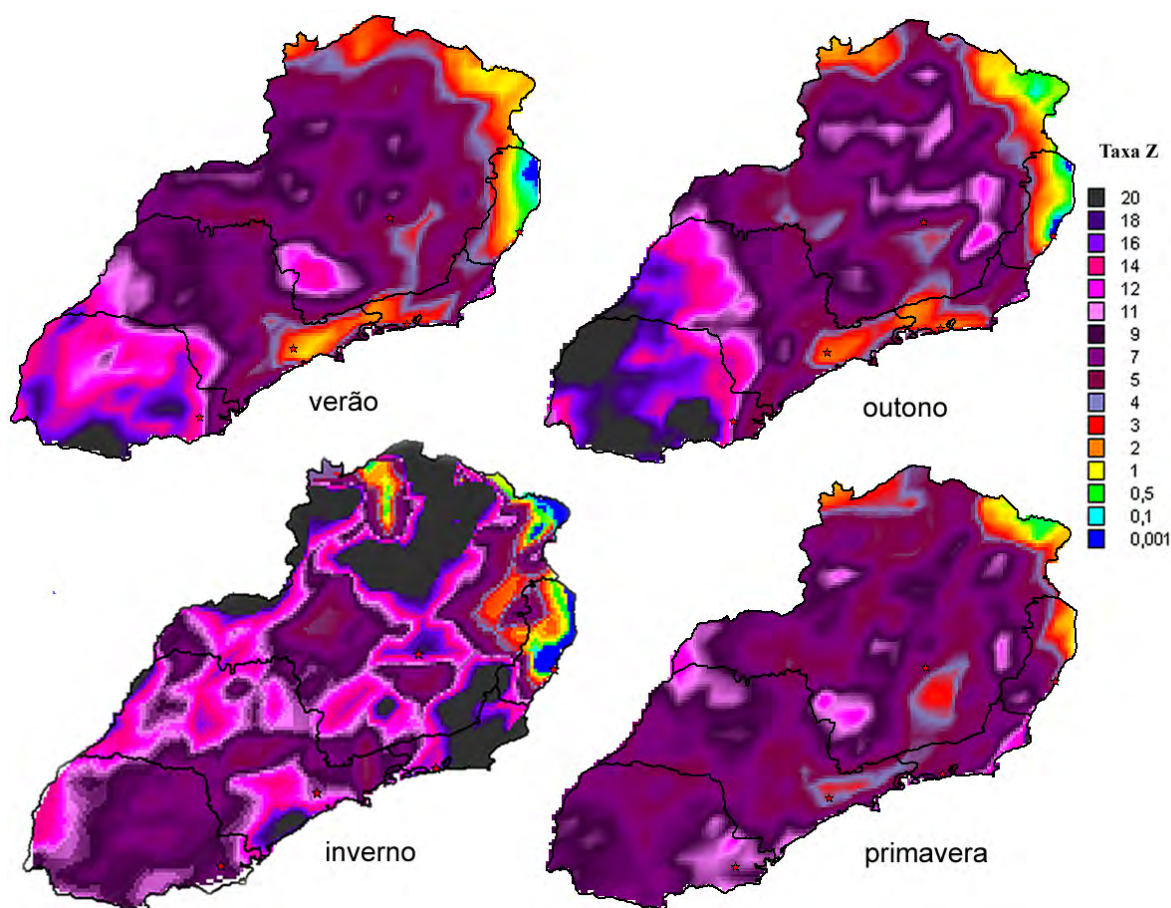


Figura 7.9 - Distribuição geográfica de Z por estação. Os baixos valores de Z nas bordas (abaixo de 1) refletem a dificuldade de ajuste das duas bases de dados de relâmpagos, LIS e BRASILDAT, para menores intervalos de análise.

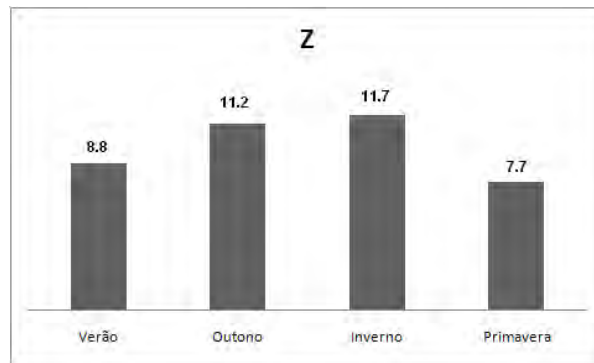


Figura 7.10 - Gráfico de barras mostrando os valores médios de Z para a região em cada estação.

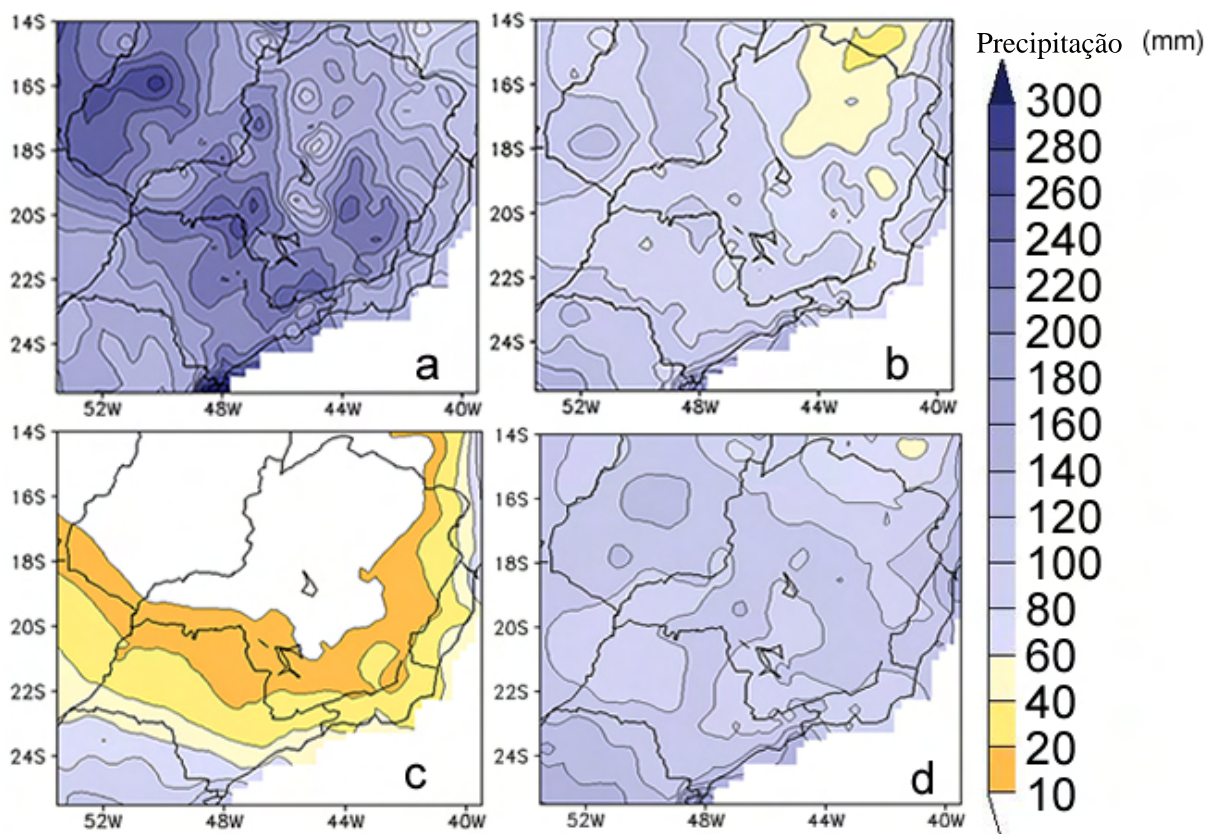


Figura 7.11 - Distribuição geográfica da precipitação por estação: a) verão, b) outono, c) inverno e d) primavera.

Fonte: CPTEC(2007)

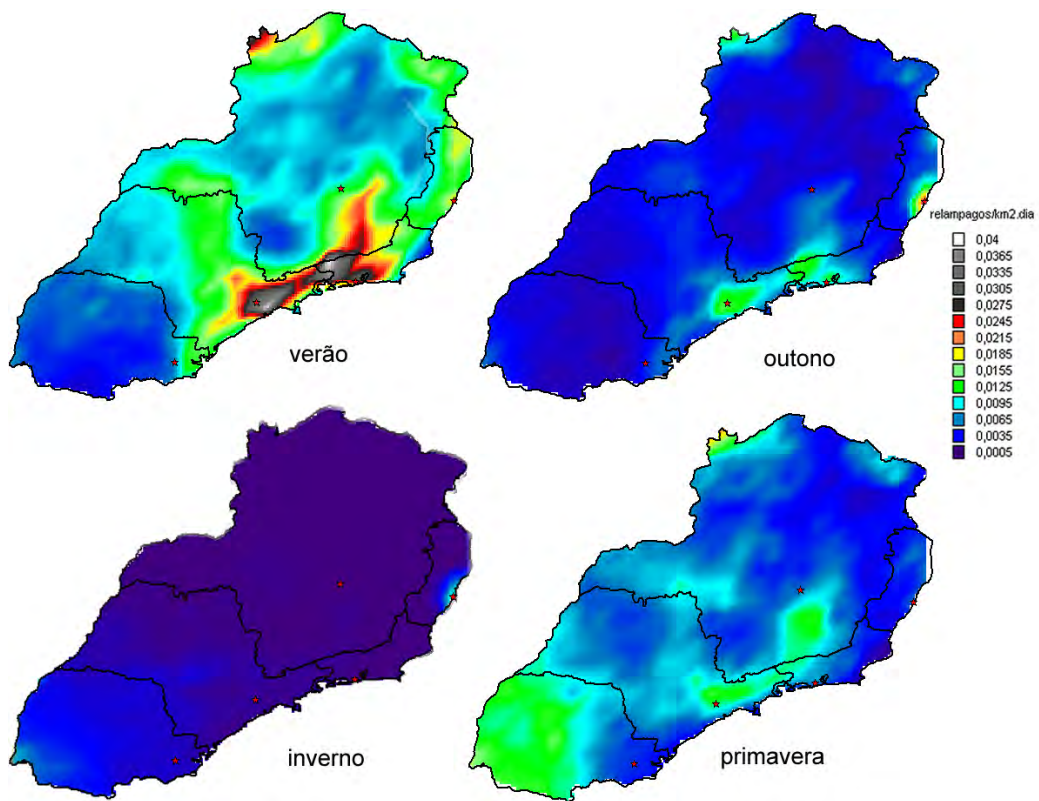


Figura 7.12 - Distribuição geográfica da taxa de relâmpagos nuvem-solo (relâmpagos/km2.dia) por estação.

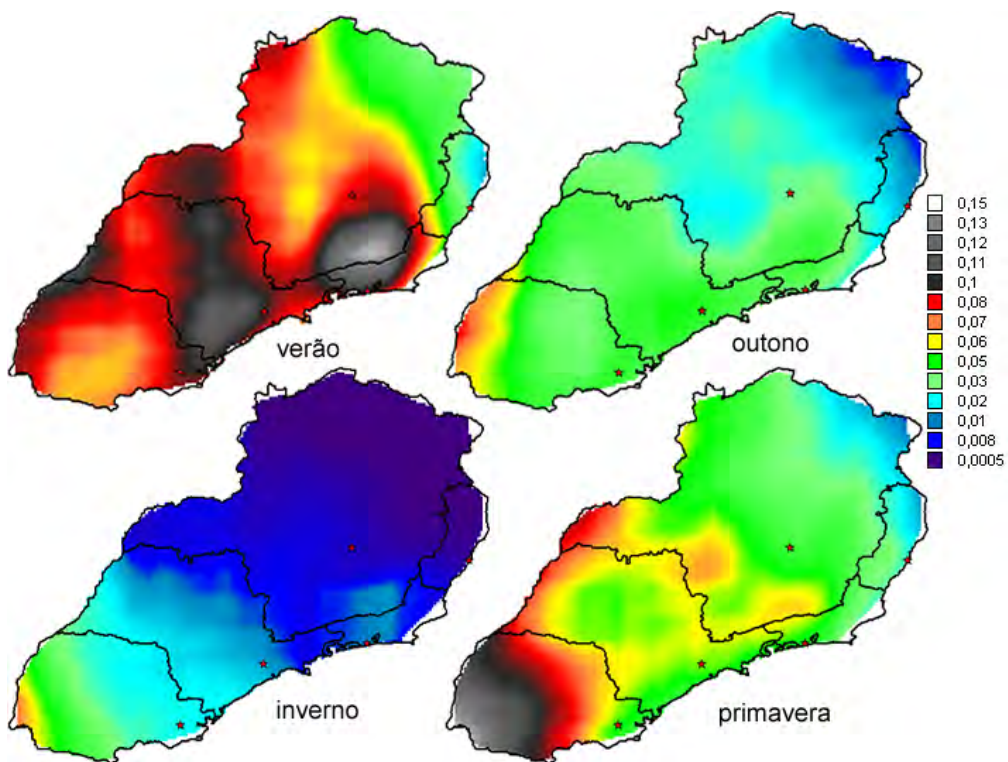


Figura 7.13 - Distribuição geográfica da taxa total de relâmpagos (relâmpagos/km2.dia) por estação.

Um gráfico com a variação média mensal de Z também foi construído e é mostrado na figura 7.14. A razão máxima de 12,84 ocorre em março e a mínima de 5,90, em setembro.

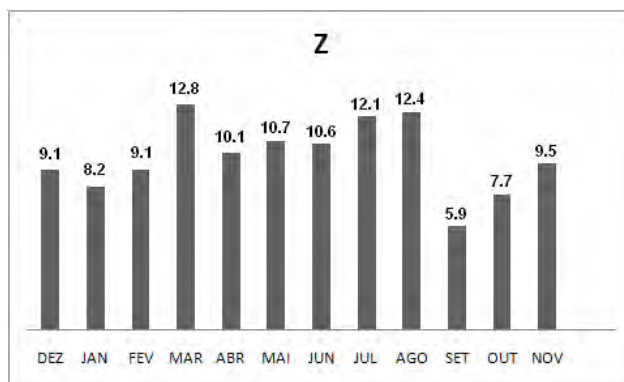


Figura 7.14 - Gráfico com a variação mensal média de Z para a região.

O ciclo diurno de Z também foi investigado para uma grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$ (figura 7.15). Antes das 14:00 LT, os valores mostram grande variação, provavelmente relacionada à pequena relevância estatística dos dados devido à ausência de tempestades matutinas. Depois desse período, os valores são 20-30% maiores e quase constantes. As variações horárias dos valores médios normalizados dos relâmpagos nuvem-solo e dos relâmpagos totais também foram calculadas e são mostradas nas figuras 7.16 e 7.17, respectivamente. Essas figuras mostram uma variação diária típica com um máximo às 17:00 LT.

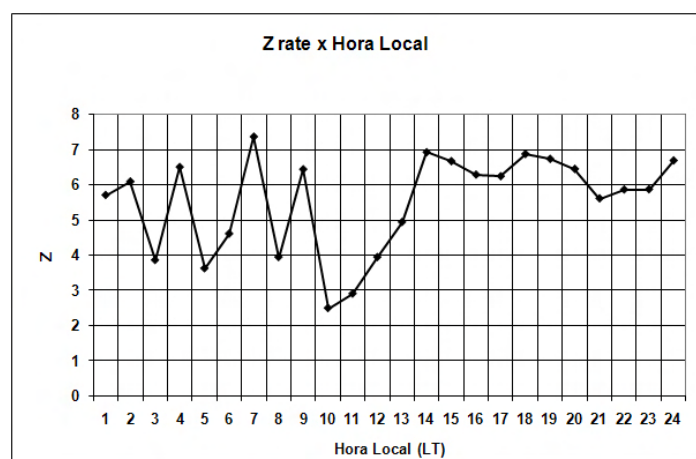


Figura 7.15 - Gráfico da variação de Z com a hora local.

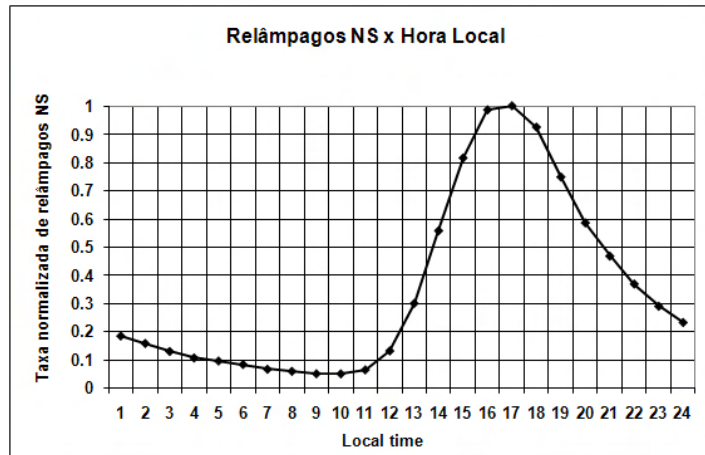


Figura 7.16 - Gráfico da variação de relâmpagos nuvem-solo com a hora local.

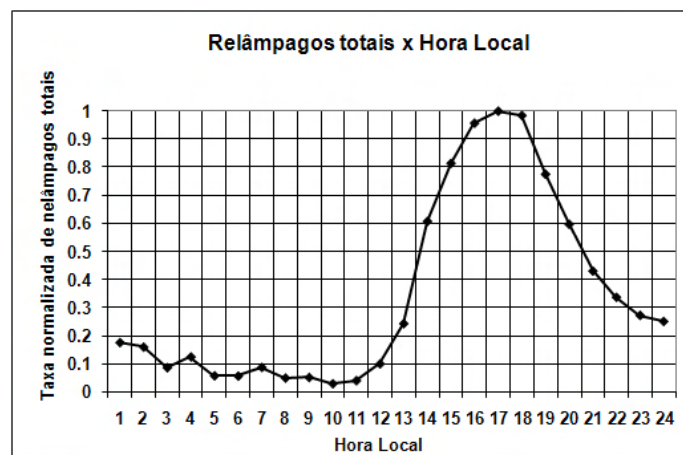


Figura 7.17 - Gráfico da variação de relâmpagos totais com a hora local.

A Figura 7.18 mostra um gráfico relacionando Z à taxa anual de relâmpagos totais. Cada ponto do gráfico corresponde a uma célula da grade de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$.

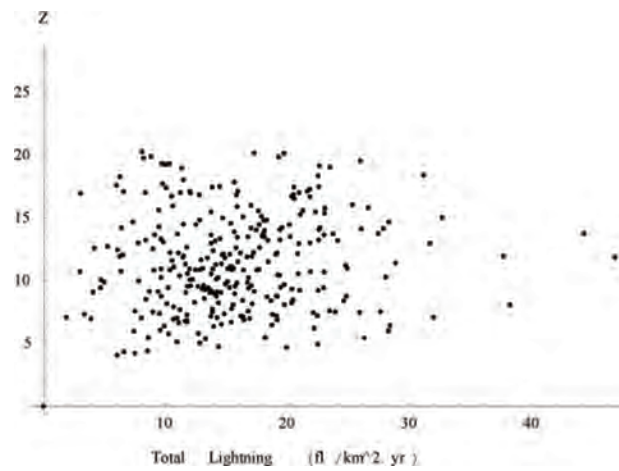


Figura 7.18 - Gráfico de Z em relação a taxa de relâmpagos totais.

A figura 7.19 mostra a variação de Z com a porcentagem de relâmpagos positivos.

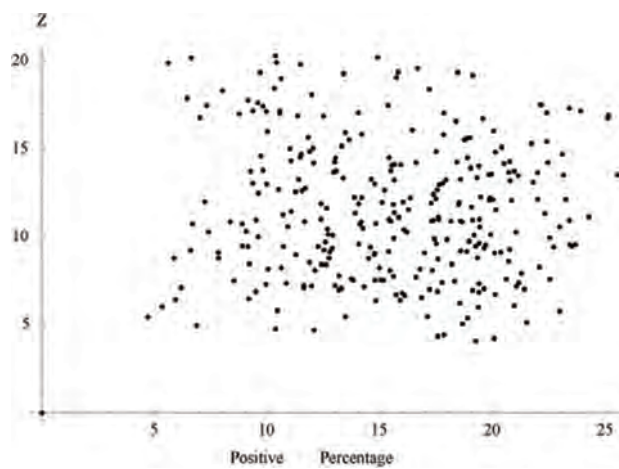


Figura 7.19 - Gráfico de Z em relação a porcentagem de relâmpagos nuvem-solo positivos.

7.2 Resultados para eventos

Na tempestade de 12 de dezembro de 2003, a passagem do LIS durou 2 minutos registrando 119 relâmpagos intranuvem e 17 relâmpagos nuvem-solo. A taxa de relâmpagos intranuvem e nuvem-solo foi 7,0 para esse período. A tabela 7.2 resume os resultados desse estudo de caso com os valores de Z para cada minuto, assim como a taxa de relâmpagos intranuvem e de relâmpagos nuvem-solo.

Tabela 7.1 - Tabela com os valores do total de relâmpagos, relâmpagos intranuvem, relâmpagos nuvem-solo e Z para cada minuto da passagem do satélite TRMM durante a tempestade de 12 de dezembro de 2003.

	Relâmpagos totais	IN	NS	Z
1º minuto	40	35	5	7
2º minuto	96	84	12	7
Total	136	119	17	7

No estudo do dia 25 de fevereiro de 2005, a passagem do LIS conseguiu captar relâmpagos por 3 minutos de tempestade registrando 96 relâmpagos intranuvem e 11 relâmpagos nuvem-solo. O valor de Z foi 8,7 para todo o período. A tabela 7.2 resume os resultados desse estudo de caso.

Tabela 7.2 - Tabela com os valores do total de relâmpagos, relâmpagos intranuvem, relâmpagos nuvem-solo e Z para cada minuto da passagem do satélite TRMM durante a tempestade de 25 de fevereiro de 2005.

	Relâmpagos totais	IN	NS	Z
1º minuto	38	35	3	7
2º minuto	47	41	6	6,8
3º minuto	22	20	2	10
Total	107	96	11	8,7

8 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

8.1 Climatologia dos dados meteorológicos

A climatologia dos dados meteorológicos foi feita para os sete anos estudados. No entanto, os valores médios anuais das saídas do modelo ETA não mostraram boa correlação com os dados de raios, apresentando índices de instabilidade correspondentes a uma atmosfera estável em toda região em que aparecem os máximos de atividade elétrica e redondezas. Isto ocorre provavelmente devido ao fato dos dias de tempestade representarem uma amostragem muito pequena em relação aos dias de tempo bom em sete anos de análise. Não percebe-se, portanto, qualquer formação tendenciosa. A figura 8.1 mostra um exemplo dos resultados climatológicos para os 7 anos dos índices de instabilidade CAPE e dos índices de levantamento para 00 UT e 12 UT.

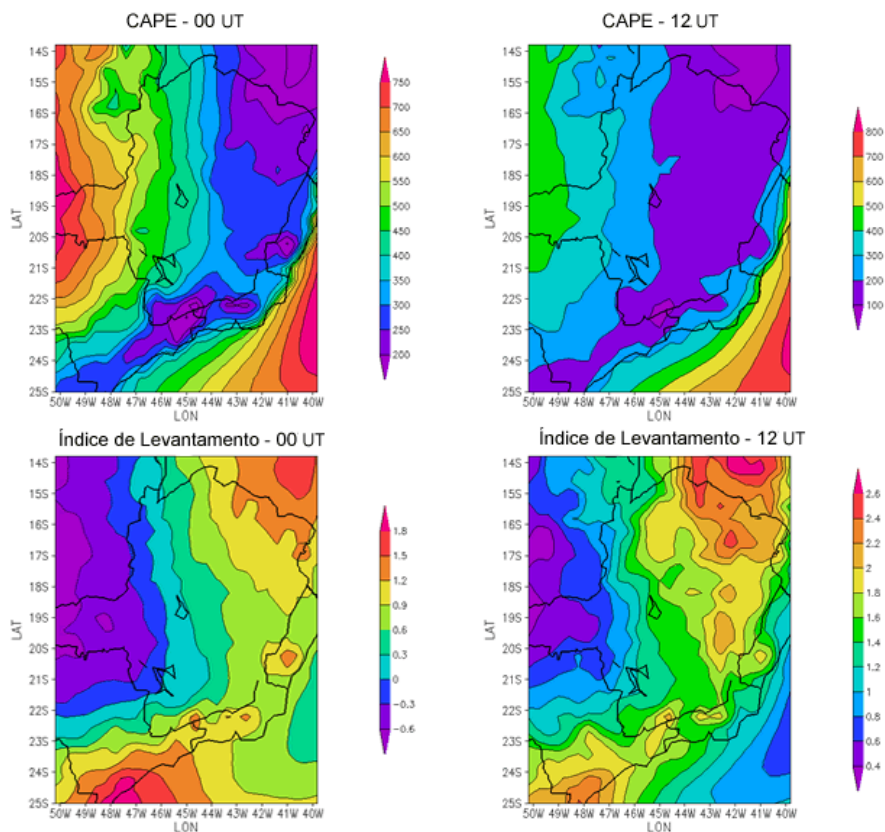


Figura 8.1 - Média dos sete anos de estudo para o CAPE (em J/kg) e o Índice de levantamento (em graus) para as saídas de 00 UT e 12 UT do modelo ETA.

No intuito de entender melhor as condições meteorológicas responsáveis pela produção de relâmpagos nessa região, fizemos dois estudos de caso, que são mostrados a seguir.

8.2 Dados meteorológicos para os eventos analisados

8.2.1 Tempestade de 12 de dezembro de 2003

A Figura 8.2 apresenta a seqüência de imagens de satélite correspondente ao período de ocorrência do evento de tempestade analisado neste estudo de caso. Na Figura 8.2(a) do dia 12 de dezembro de 2003 às 17:39 UT, observa-se uma frente fria atuando em parte das regiões Sul e Sudeste do Brasil, com um vórtice ciclônico associado à sua extremidade sobre o Oceano Atlântico. Segundo o Boletim da Climanálise, este sistema frontal ingressou no litoral de Santa Vitória do Palmar - RS no dia 11 de dezembro, deslocando-se no dia seguinte para o litoral do Estado de São Paulo. Três pequenos núcleos convectivos podem ser identificados na metade sul de Minas Gerais e outros dois, sobre o Estado do Rio de Janeiro, assumindo proporções semelhantes, na imagem das 18:09 UT (Figura 8.2(b)). Às 19:39 UT (Figura 8.2(c)), é possível perceber a intensificação da atividade convectiva, principalmente nos núcleos localizados sobre o Rio de Janeiro, pelas áreas mais brancas e brilhantes na imagem, e, às 20:09 UT (Figura 8.2(d)), o início do processo de unificação destes núcleos com aqueles posicionados sobre o sul de Minas Gerais. Às 20:39 UT (Figura 8.2(e)), apesar do sistema frontal encontrar-se bastante enfraquecido sobre o continente, afetando apenas o litoral dos Estados de Santa Catarina, Paraná e São Paulo, a conjunção de todos os núcleos observados originou duas regiões distintas de forte convecção, visto a temperatura nos topos atingindo seus valores mais negativos, posicionadas no sudeste de Minas Gerais e no centro do Rio de Janeiro. Às 21:09 UT (Figura 8.2(f)), a junção dos núcleos já foi feita e apenas um único núcleo bem definido de intensa atividade convectiva abrangendo o sudeste do Estado de Minas Gerais e grande parte do território do Estado do Rio de Janeiro aparece. Cerca de meia hora depois (Figura 8.2(g)), as características convectivas na região permanecem constantes, até que, às 22:09 UT (Figura 8.2(h)), percebe-se uma ramificação do núcleo para nordeste com o deslocamento do seu centro de convecção aproximando-se do sudoeste do Espírito Santo. Às 22:39 UT (Figura 8.2(i)), todo o Estado do Rio de Janeiro e o sudeste de Minas Gerais encontram-se sob a influência de intensa convecção sendo que às 23:09 UT (Figura 8.3(j)) se dá o horário da máxima atividade elétrica da tempestade. A seqüência de imagens representada pelas Figuras 8.3(k) a 8.3(u) acompanha a dissipação parcial do sistema frontal sobre o continente, bem como o enfraquecimento e o deslocamento sucessivo para nordeste do núcleo convectivo associado, atingindo o sul e o sudoeste do Estado do Espírito Santo.

Neste caso, podemos ver duas características interessantes. Trata-se de uma frente fria que atinge a região das montanhas, forma uma região de grande convecção na região litorânea, e avança para o centro de Minas Gerais em grande parte pela sua parte estratiforme.

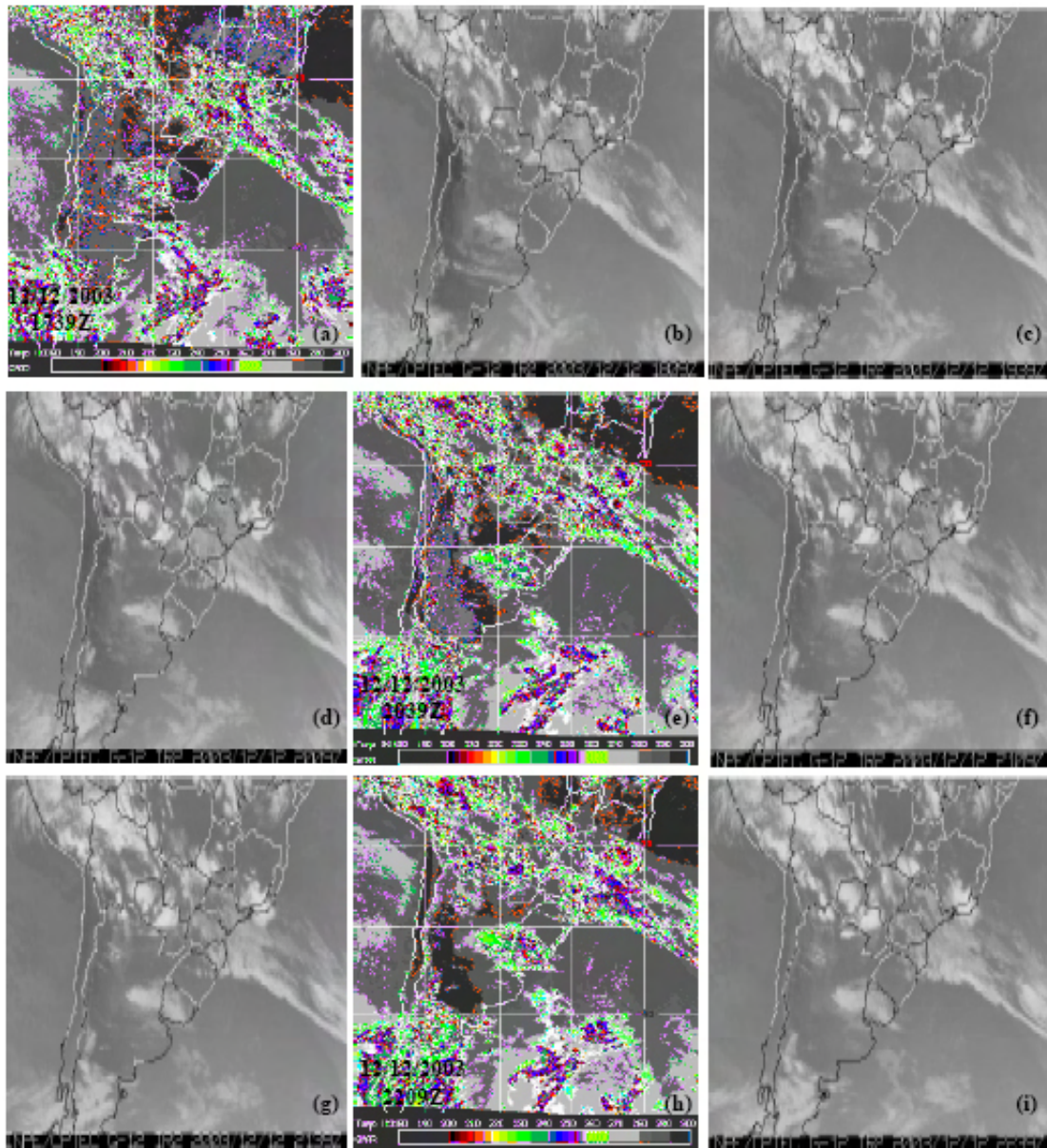


Figura 8.2 - Sequência de fragmentos de imagens infravermelhas do satélite geoestacionário GOES-12 referente à tempestade de 12 de dezembro de 2003 - de (a)17:39UT a (i)22:39UT.

Fonte: Zepka (2005)

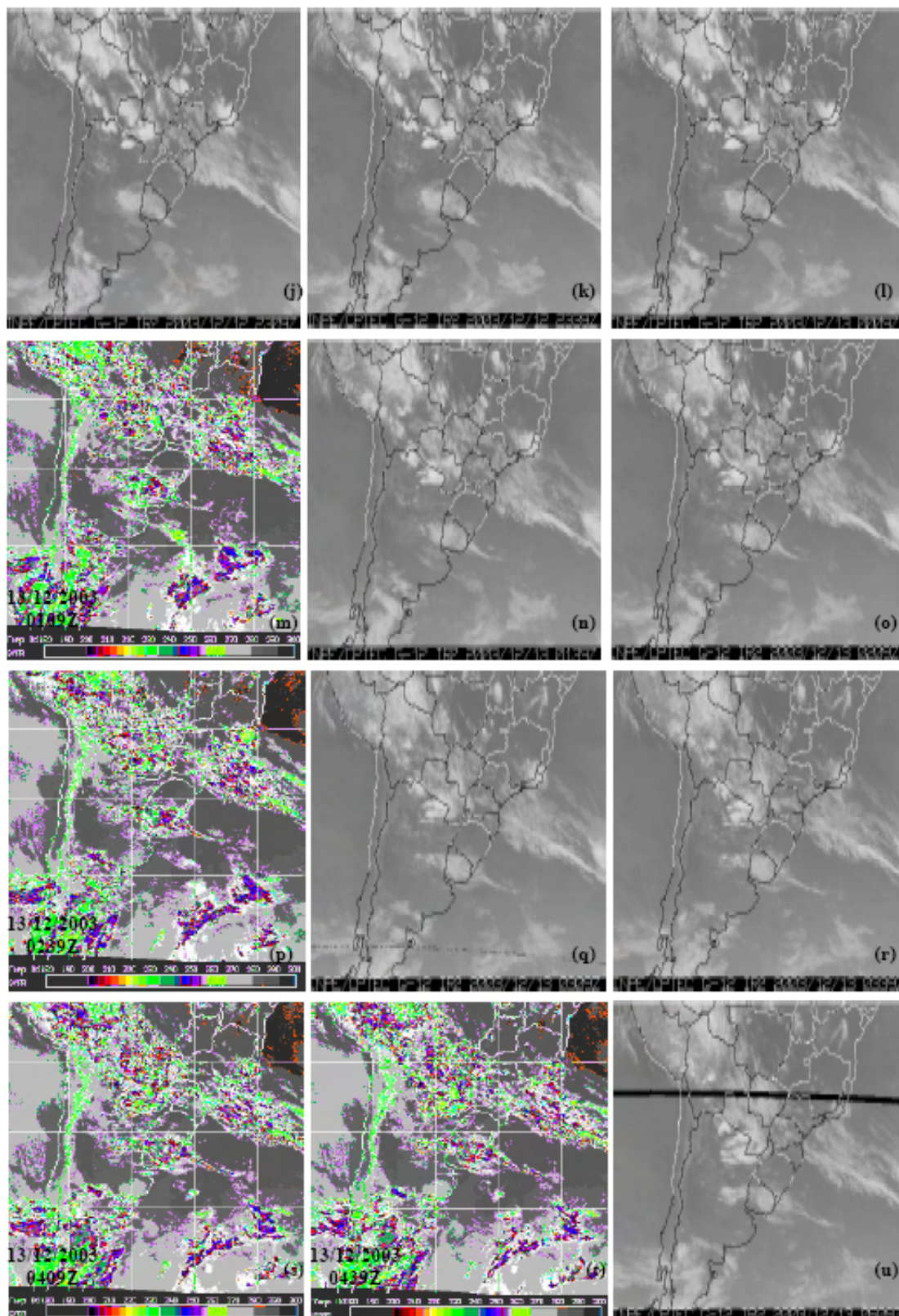


Figura 8.3 - Sequência de fragmentos de imagens infravermelhas do satélite geostacionário GOES-12 referente à tempestade de 12 de dezembro de 2003 - de (j)23:09UT a (u)05:39UT.

Fonte: Zepka (2005)

Para análise dos dados do modelo ETA, calculamos a média da saída de 12:00 UT para os dias 12 e 13 de dezembro de 2003. Devido ao horário que ocorreu a passagem da frente pela região, a saída 12Z foi a que melhor representou as condições meteorológicas locais. Na figura 8.4 podemos ver o CAPE médio para a passagem da frente. A figura identifica a região de maior convecção fortemente associada com a frente fria. Veja que o CAPE não marca a região de grande convecção no estado do Rio de Janeiro. Como estamos lidando com valores médios e como a frente está se deslocando de sudeste a noroeste, a região de forte convecção aparece transversalmente na figura, cortando o sul do estado de Minas Gerais e parte do estado do Rio de Janeiro. Isto refuta a idéia de que a tempestade ocorrida no estado do Rio de Janeiro seja fruto apenas da convecção local da região, e que possa ser caracterizada como tempestade isolada. Como a convecção está fortemente associada ao sistema frontal, o reforço dessa convecção na região do Rio de Janeiro pode ser explicado pela topografia devido às forçantes.

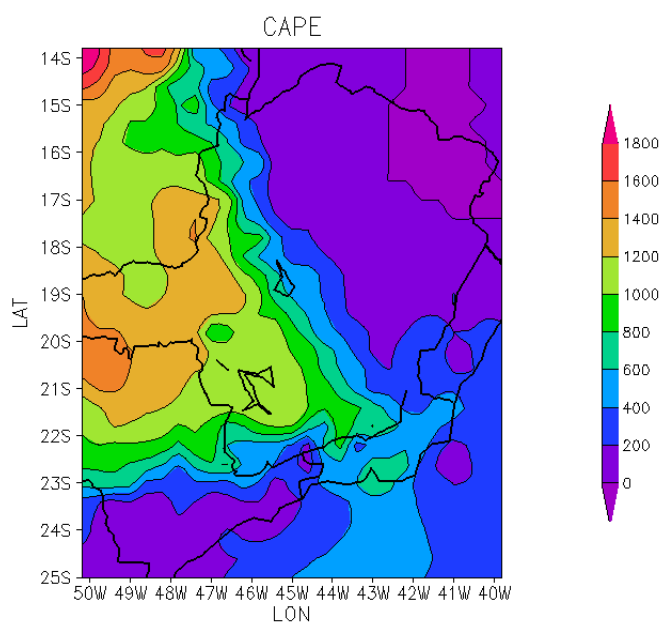


Figura 8.4 - CAPE médio (em J/kg) para os dias 12 e 13 de dezembro de 2003 para as saídas do modelo ETA às 12:00 UT. Veja que a região de maior convecção está fortemente associada com a passagem do sistema frontal.

O Índice de Levantamento (LI), que é considerado um parâmetro para medir convecção melhor que o CAPE, também deixa claro que a região de forte convecção está associada com o sistema frontal (figura 8.5). Note que para esse parâmetro, quanto mais negativo é o valor, maior é a convecção (veja capítulo 5). O LI ainda destaca convecção moderada na região em que ocorreu a tempestade supracitada, o que em se tratando de valores médios é bastante representativo.

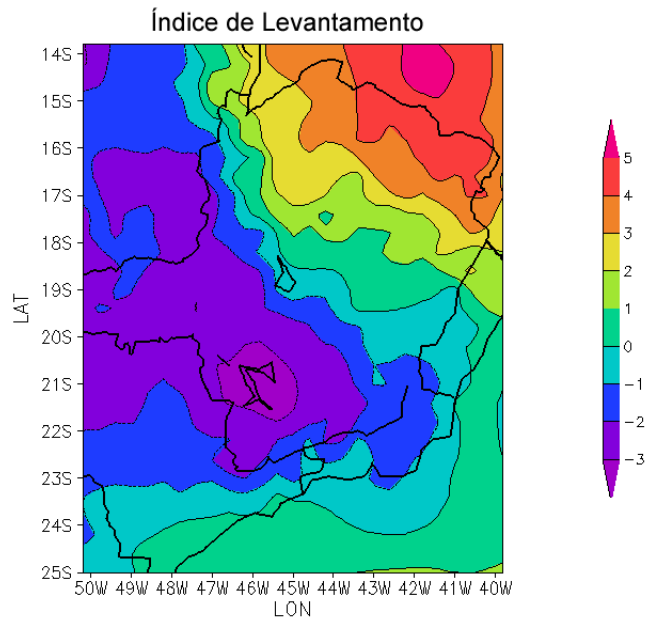


Figura 8.5 - Índice de Levantamento médio (em graus) para os dias 12 e 13 de dezembro de 2003 para as saídas do modelo ETA às 12:00 UT. Quanto mais negativo os valores, maior a convecção. A região de maior convecção está fortemente associada com a passagem do sistema frontal. Destaque a a região de convecção moderada associada a tempestade do dia 12 no Estado do Rio de Janeiro.

O próximo parâmetro a ser analisado será a pressão de superfície. Ao contrário dos dois índices de instabilidade, a pressão de superfície não está associada com a passagem do sistema frontal e sim com a cadeia montanhosa local (figura 8.6). A menor pressão encontrada próxima as montanhas facilita a convecção, e o aumento da convecção local durante a passagem da frente fria pela cadeia montanhosa estaria justificada.

A umidade pode ser vista na figura 8.7. Apesar dos maiores valores estarem concentrados na região central de Minas Gerais, esta figura também reflete a passagem do sistema frontal, devido ao fato de estarmos trabalhando com valores médios. No entanto, se analisarmos tanto a forma das figuras referentes aos índices de instabilidade, quanto a referente à pressão superficial, podemos perceber que a umidade reflete uma mistura dos dois comportamentos, revelando que as montanhas também são responsáveis pela concentração de umidade local, provavelmente devido a precipitação.

Como último parâmetro dessa análise temos os ventos zonais e meridionais resumidos em um gráfico de vetores na figura 8.8. A figura mostra que a região de convergência dos ventos está no sul de Minas e Norte de São Paulo caracterizando a convecção associada a frente fria. Os ventos mais fortes se encontram no litoral de São Paulo, Rio de Janeiro e sudeste de Minas, caracterizando a forte convecção local.

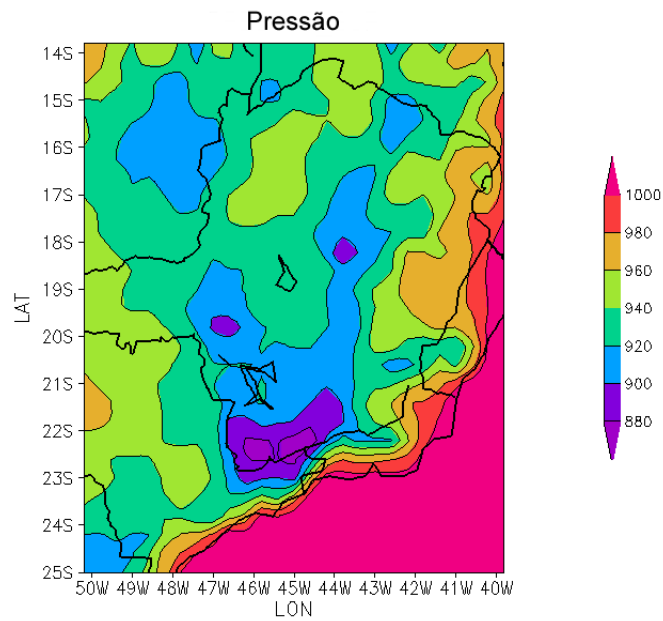


Figura 8.6 - Pressão de superfície média (em hPa) para os dias 12 e 13 de dezembro de 2003 para as saídas do modelo ETA às 12:00 UT. Valores baixos de pressão facilitam a convecção. A região de maior convecção está fortemente associada com a cadeia montanhosa.

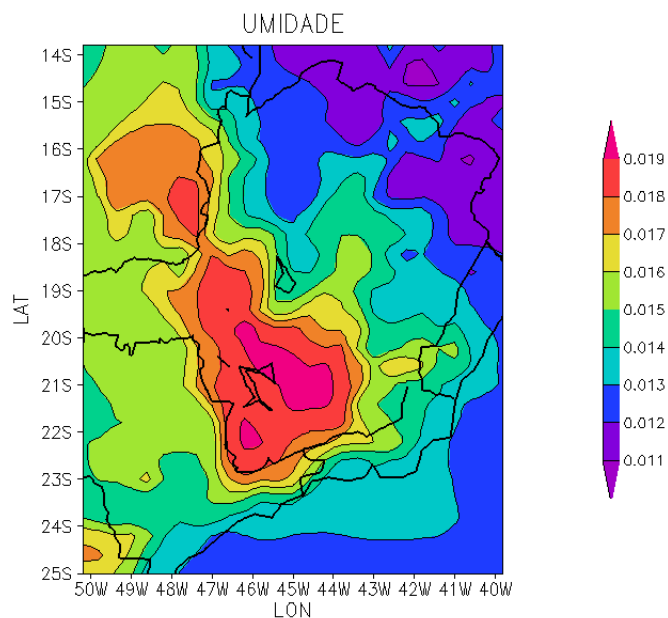


Figura 8.7 - Umidade específica média (em kg/kg) para os dias 12 e 13 de dezembro de 2003 para as saídas do modelo ETA às 12:00 UT. Altos valores de umidade acompanham tanto o deslocamento do sistema frontal, quanto a topografia da região.

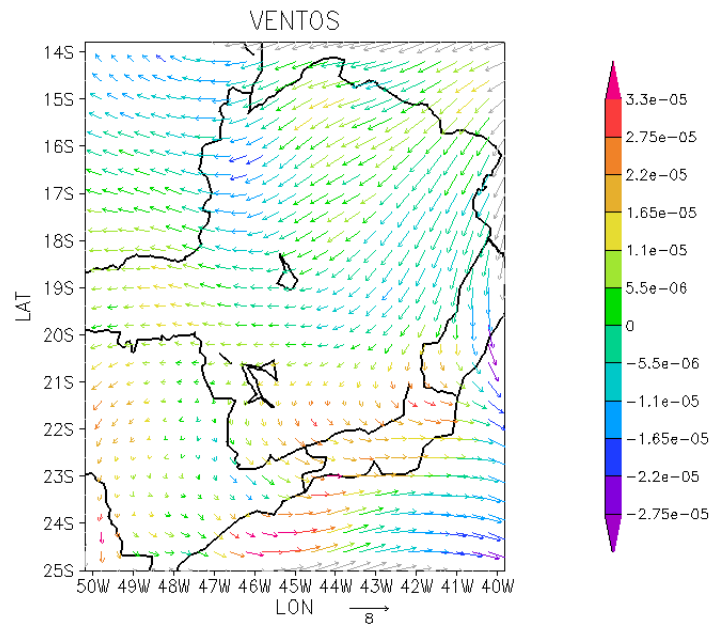


Figura 8.8 - Mapa de vetores de vento zonal e meridional médios (em m/s) para os dias 12 e 13 de dezembro de 2003 para as saídas do modelo ETA às 12:00 UT. Convergência na região sul de Minas e norte de São Paulo, caracterizando convecção associada a passagem da frente fria. Fortes ventos na região litorânea e sudeste de Minas, caracterizando a convecção local.

8.2.2 Tempestade de 25 de fevereiro de 2005

As Figuras 8.9 e 8.10 apresentam a seqüência de imagens de satélite correspondente ao período de ocorrência do evento da tempestade analisada neste estudo de caso. Na Figura 8.9(a) do dia 25 de fevereiro de 2005 às 12 UT, observa-se uma frente fria atuando em parte das regiões Sul e Sudeste do Brasil. Segundo o Boletim da Climanálise, no mês de fevereiro predominaram os eventos associados a ZCAS (Zona de Convergência do Atlântico Sul), no entanto, apenas um evento de ZCAS foi registrado, tendo durado de 13 a 22 de fevereiro. Portanto a tempestade do dia 26 parece estar mais ligada a um sistema frontal que iniciou sua trajetória no dia 25, encontrando-se no litoral do Paraná no dia seguinte. A nebulosidade que se estende pelo Brasil pode estar associada a ventos superiores e à própria frente.

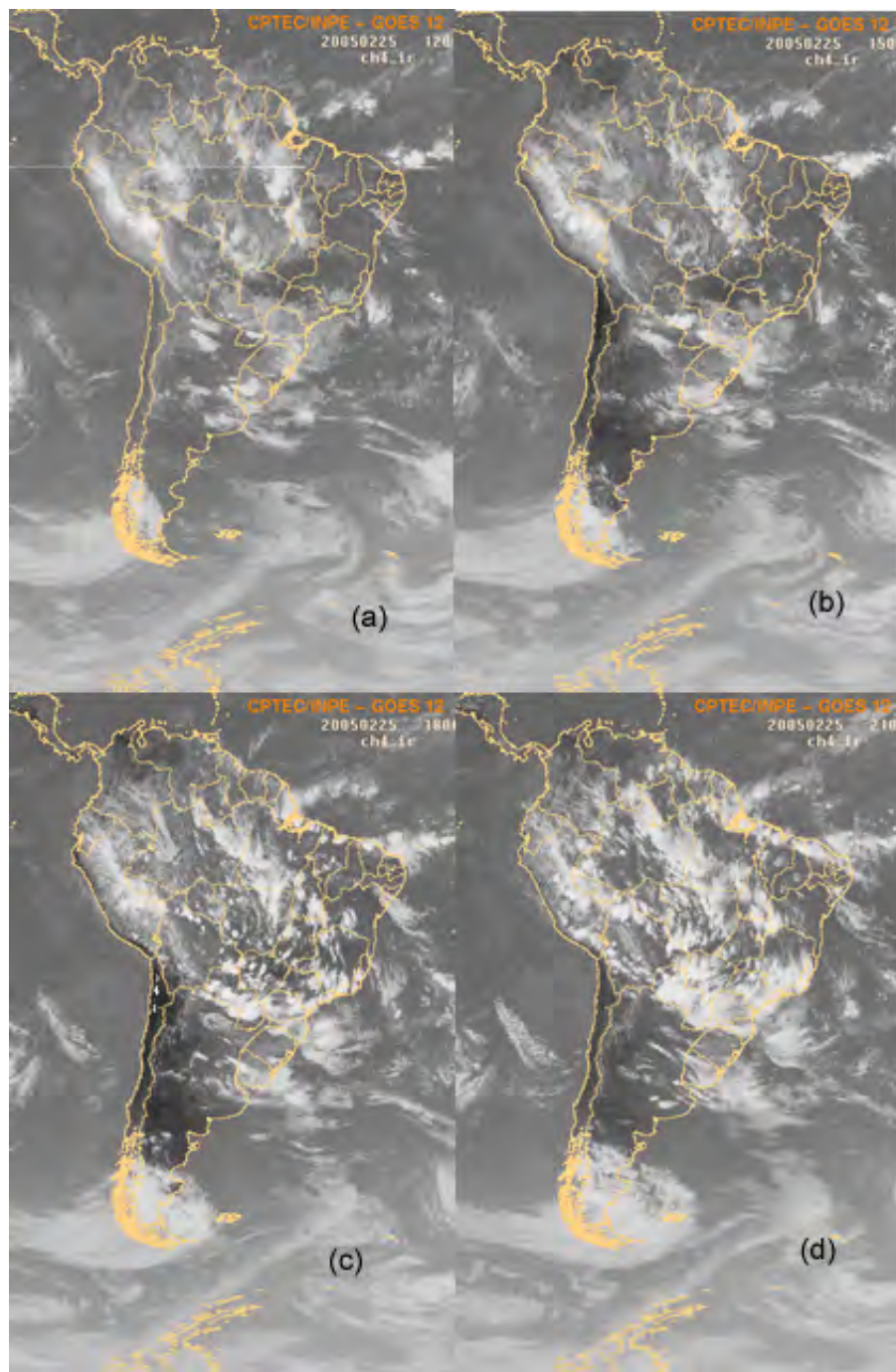


Figura 8.9 - Sequência de fragmentos de imagens infravermelhas de satélite geostacionário GOES-12 referente à tempestade de 25 de fevereiro de 2005 - de (a)11:45UT a (d)20:45UT.

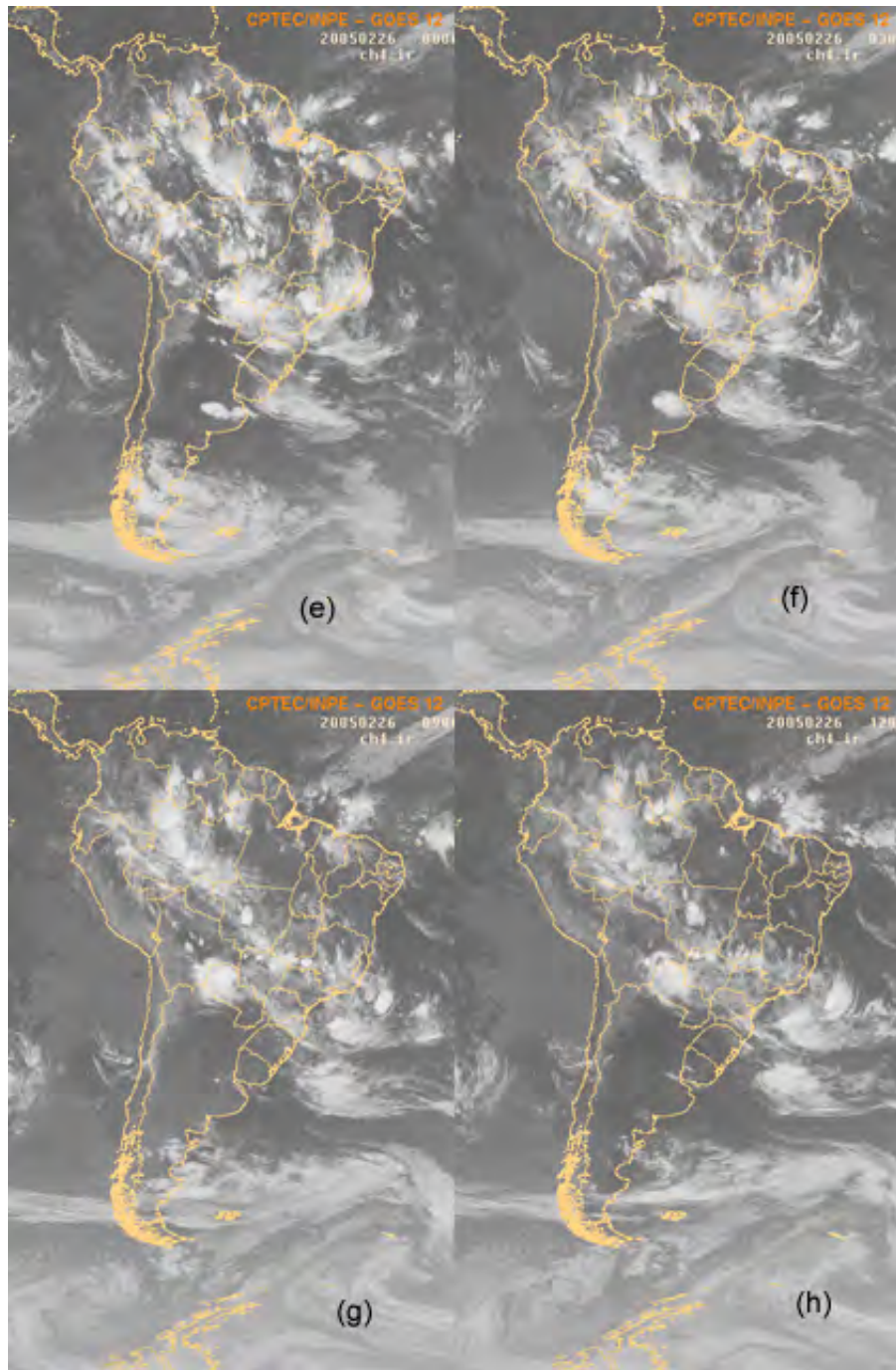


Figura 8.10 - Sequência de fragmentos de imagens infravermelhas de satélite geostacionário GOES-12 referente à tempestade de 25 de fevereiro de 2005 - de (e)23:45UT a (h)11:45UT.

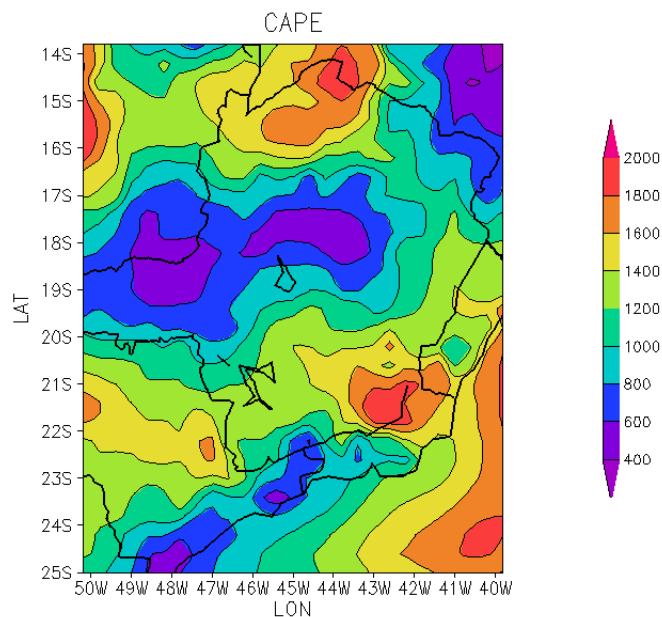


Figura 8.11 - CAPE médio (em J/kg) para os dias 25 e 26 de fevereiro de 2005 para as saídas do modelo ETA às 00:00 UT. Veja que a região de maior convecção está localizado junto aos núcleos de maior nebulosidade das imagens do satélite GOES às 00:00 UT.

Na figura 8.9(b) podemos perceber a formação de nuvens na região central e norte do estado de São Paulo. Às 17:45 UT (Figura 8.9(c)), é possível perceber a intensificação da atividade convectiva sobre o norte de São Paulo, Sul de Minas Gerais e ao Sul do Espírito Santo pelas áreas mais brancas e brilhantes na imagem, e, às 20:45 UT (Figura 8.9(d)), a expansão para o Litoral de São Paulo, Rio de Janeiro e o centro de Minas. Às 23:45 UT (Figura 8.10(e)), pode-se observar regiões distintas de forte convecção no norte de São Paulo e no Espírito Santo. Às 2:45 UT do dia 26 (Figura 8.10(f)), o sistema já está enfraquecido iniciando sua dissipação. Às 11:45UT (Figura 8.10(h)), toda nebulosidade sobre Minas Gerais e Rio de Janeiro se desloca em conjunto para o oceano.

As saídas do modelo ETA (figuras 8.11,8.12,8.13,8.14 e 8.15) mostram concordância entre o CAPE e o Índice de Levantamento e as imagens do satélite às 00:00 UT. A figura 8.13 apresenta comportamento semelhante ao caso de 12 de dezembro de 2003, reforçando a idéia de que a pressão de superfície está fortemente associada às montanhas. A umidade se concentra entre as zonas de maior convecção, entre o norte de São Paulo e o Sul do Espírito Santo. Os ventos mostram convergência na zona do sistema frontal.

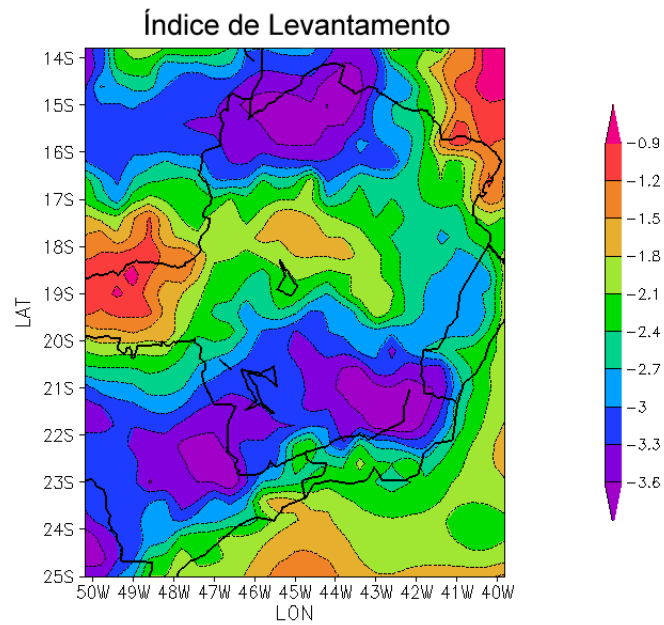


Figura 8.12 - Índice de Levantamento médio (em graus) para os dias 25 e 26 de fevereiro de 2005 para as saídas do modelo ETA às 00:00 UT. Quanto mais negativo os valores, maior a convecção. A região de maior convecção está de acordo com o CAPE.

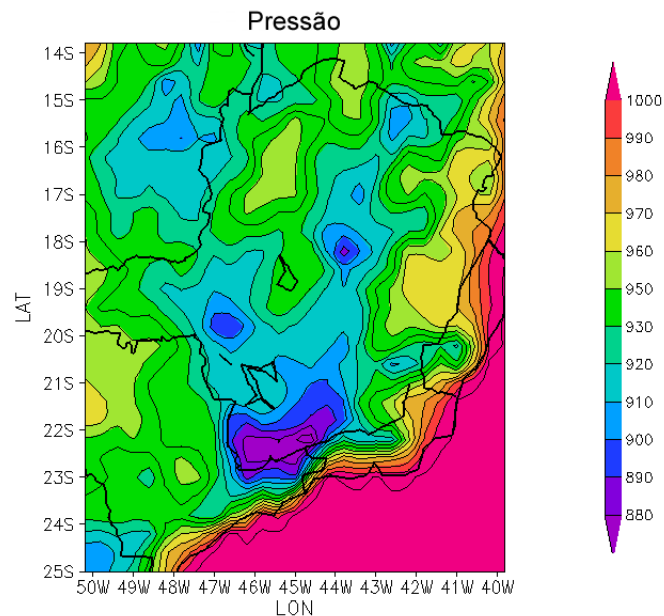


Figura 8.13 - Pressão de superfície média (em hPa) para os dias 25 e 26 de fevereiro de 2005 para as saídas do modelo ETA às 00:00 UT. Novamente a região de maior convecção está fortemente associada com a cadeia montanhosa.

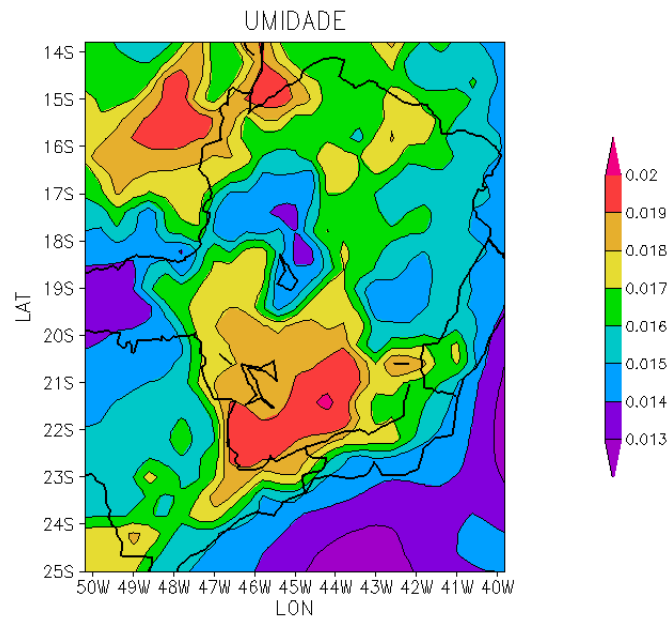


Figura 8.14 - Umidade específica média (em kg/kg) para os dias 25 e 26 de fevereiro de 2005 para as saídas do modelo ETA às 00:00 UT. A umidade se concentra entre as zonas de maior convecção entre o norte de São Paulo e o Sul do Espírito Santo

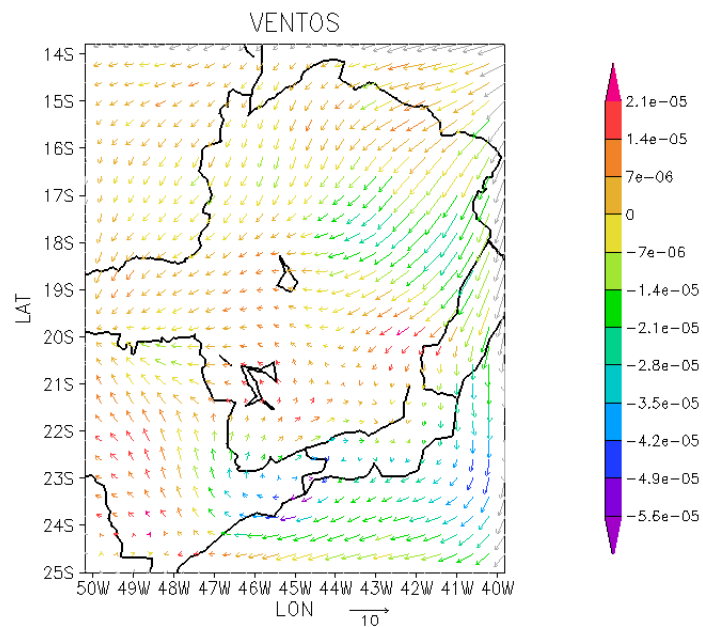


Figura 8.15 - Mapa de vetores de vento zonal e meridional médios (em m/s) para os dias 25 e 26 de fevereiro de 2005 para as saídas do modelo ETA às 00:00 UT. Convergência na zona do sistema frontal. Fortes ventos na região no sudeste de Minas e Sul do Espírito Santo e Norte de São Paulo, caracterizando a convecção local.

8.3 Interpretação dos resultados

Para melhor entender o que ocorre com todos os parâmetros estudados e qual a relação deles com a elevação, traçamos três perfis, que passam pelas maiores elevações e evitam as capitais, dentro da região de alta eficiência da rede. A localização de cada perfil pode ser visualizada na figura 8.16. Os valores dos parâmetros foram normalizados para podermos comparar escalas diferentes. Os perfis podem ser vistos nas figuras 8.17, 8.18, 8.19.

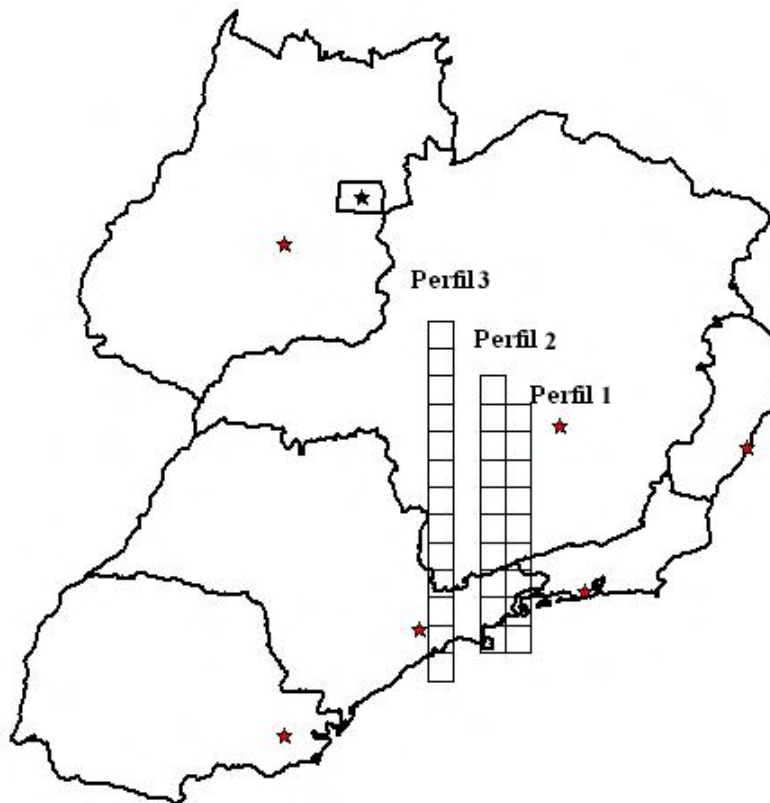


Figura 8.16 - Localizações dos perfis.

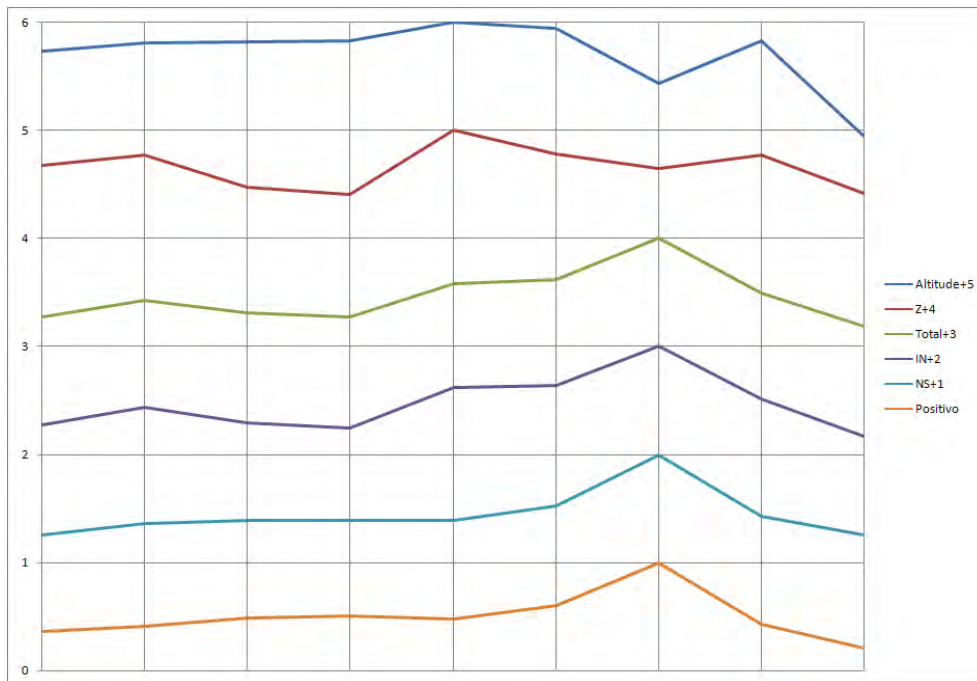


Figura 8.17 - Perfil 1. Na extrema direita temos o nível do mar e na extrema esquerda, o final do perfil dentro do estado de Minas Gerais. Os valores dos parâmetros estão normalizados.

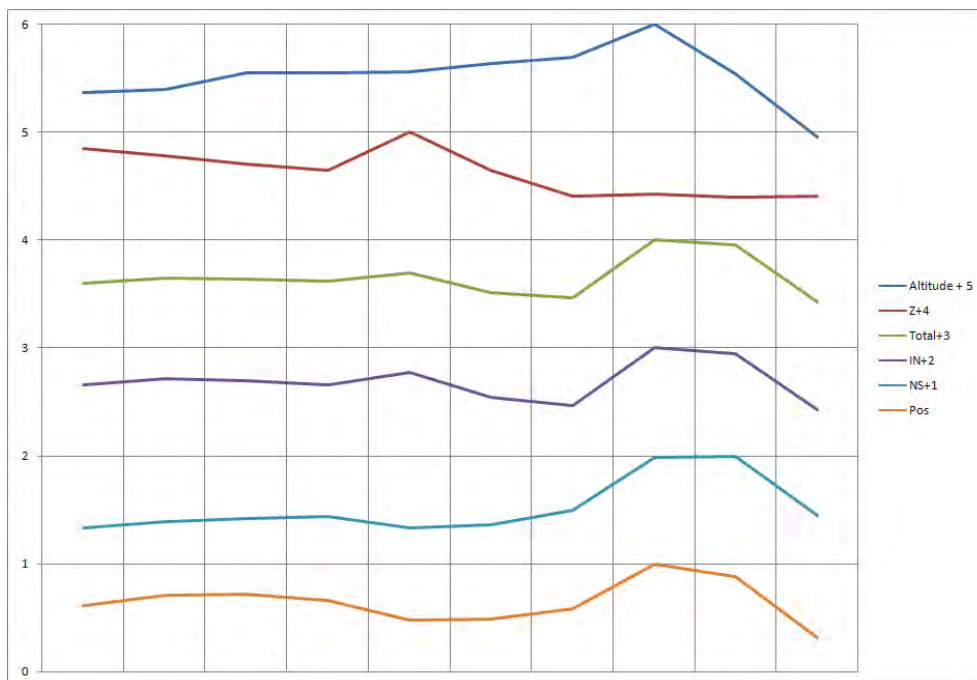


Figura 8.18 - Perfil 2. Na extrema direita temos o nível do mar e na extrema esquerda, o final do perfil dentro do estado de Minas Gerais. Os valores dos parâmetros estão normalizados.

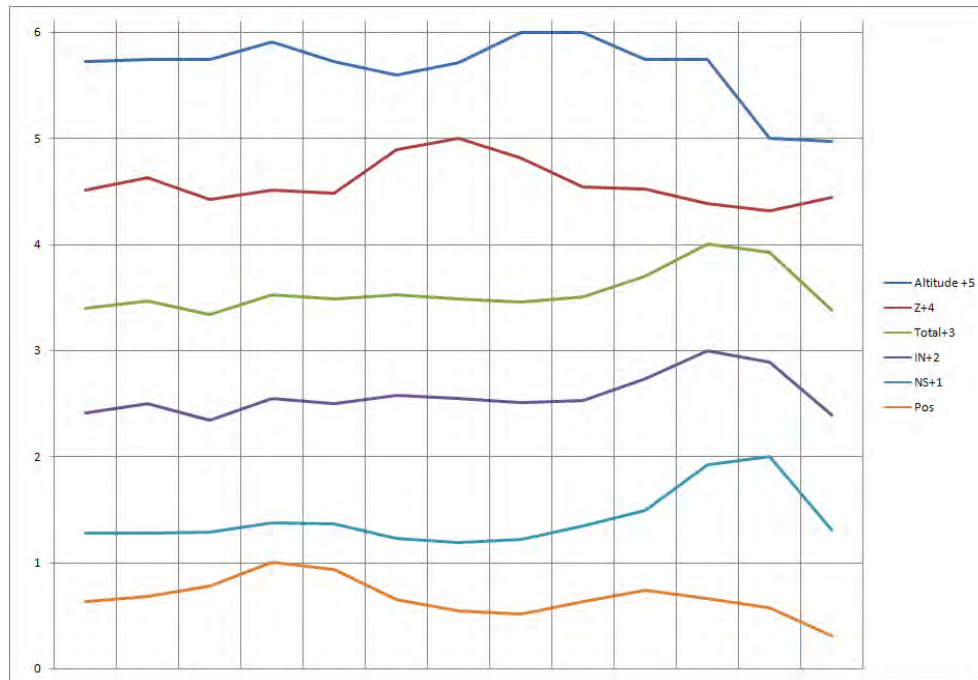


Figura 8.19 - Perfil 3. Na extrema direita temos o nível do mar e na extrema esquerda, o final do perfil dentro do estado de Minas Gerais. Os valores dos parâmetros estão normalizados.

Na análise dos perfis vemos que o comportamento dos relâmpagos nuvem-solo e dos relâmpagos intranuvem acompanham a elevação. Esse comportamento é compatível com a idéia de que montanhas são forçantes meteorológicas que promovem um grande desenvolvimento vertical das nuvens de tempestade. Nos mapas de precipitação (figura 6.3) podemos ver que grande parte do volume de chuva segue o formato das cadeias montanhosas para esta região. Com esse maior desenvolvimento da nuvem, é de se esperar que a atividade elétrica também aumente, devido às fortes correntes ascendentes de ar que provocam uma maior troca de carga entre as partículas de gelo, e conseqüentemente formam centros de carga mais desenvolvidos. Esse aumento de atividade, no entanto, não provoca grandes alterações no valor de Z , o que indica que apesar dos forçantes nas montanhas, a relação de relâmpagos intranuvem e nuvem-solo permanece equilibrada. Após o máximo de elevação em cada perfil e a subseqüente queda de altitude, percebemos que a densidade de relâmpagos nuvem-solo cai bruscamente, no entanto a taxa de relâmpagos intranuvem parece cair um pouco mais lentamente, promovendo então um aumento da razão Z .

Um trabalho recente sobre atividades de relâmpagos na região Sudeste observou que a maioria dos relâmpagos estão ligados a sistemas frontais (ZEPKA, 2005). Segundo Pinto Jr. et al. (1996), basicamente três condições meteorológicas diferentes identificadas por imagens de satélite foram responsáveis pela incidência de descargas elétricas nuvem-solo na região Sudeste do Brasil durante o verão de 1992-1993: convecção local, convecção tropical

e convecção provocada por passagem de sistema frontal, sendo que aproximadamente 70% do total de descargas registradas estavam associadas à convecção frontal produzida por massas de ar frio provenientes do Sul da Argentina e apenas 10% puderam ser relacionadas puramente à convecção local. Os restantes 20% das descargas elétricas foram associadas à convecção tropical profunda com origem na região amazônica que se estendeu até a área de cobertura dos sensores. Este fato sugere uma hipótese de que quando os sistemas frontais se movem de sudoeste para nordeste e atingem as montanhas, um crescimento da convecção ocorre, provocando o crescimento observado tanto nos relâmpagos nuvem-solo quanto nos relâmpagos intranuvem. Após passarem o pico das montanhas, no entanto, o centro de cargas negativo que fica na base da nuvem e que é a origem de maior parte dos relâmpagos nuvem-solo, fica cada vez mais distante do solo, provocando com isso uma forte diminuição da atividade de relâmpagos nuvem-solo. A nuvem portanto, passa a privilegiar cada vez mais relâmpagos intranuvem. Não ocorre um crescimento da atividade de relâmpagos intranuvem pelo fato da nuvem não estar sendo alimentada por processos convectivos e por estar cada vez mais eletricamente descarregada. No entanto, o decréscimo da atividades de relâmpagos intranuvem é mais lento, provocando um crescimento no valor de Z .

Como podemos ver, todos os parâmetros meteorológicos relativos aos estudos de casos corroboram com a hipótese de que a passagem de sistemas frontais com o posterior acréscimo de convecção ao atingir a região montanhosa pode explicar tanto o aumento do número de relâmpagos totais quanto a configuração da taxa de relâmpagos intranuvem e nuvem-solo nessa região. Os valores de Z também refletem os valores médios de Z encontrados nos mapas climatológicos.

O comportamento da atividades de relâmpagos nuvem-solo positivos parece acompanhar o comportamento geral dos relâmpagos nuvem-solo nos perfis 1 e 2. No entanto no perfil 3, onde a altitude volta a aumentar (em todos os perfis, o nível do mar fica na extrema direita), há um novo aumento da atividade de relâmpagos nuvem-solo positivos. Novamente, reforça-se a idéia de que os sistemas frontais ao confrontarem com uma nova elevação, teriam atividade de relâmpagos nuvem-solo aumentada, mas com o centro negativo de carga descarregado por uma elevação anterior e com as nuvens em estágio final de desenvolvimento, já que a maioria da precipitação já aconteceu, a ocorrência de relâmpagos positivos se tornaria mais fácil pela formação estratiforme do sistema.

No capítulo 3 mostramos que desde dos primeiros estudos da razão Z , há uma procura por sua dependência com a latitude. Acredita-se ainda hoje que haja tendência em aumentar seus valores à medida que a latitude diminuir. No entanto, essa tendência ainda não foi confirmada. No gráfico da figura 7.6 podemos ver que ao contrário de todas as previsões,

Z diminui linearmente com a diminuição da latitude. Podemos ver que a dependência dos relâmpagos intranuvem com a latitude é ainda mais forte, no entanto, também decrescente (figura 7.7). Já no que diz respeito aos relâmpagos nuvem-solo, essa dependência não foi tão explícita. Esse comportamento poderia ser justificado pela não homogeneidade de eficiência da rede de detecção, porém, como podemos ver na figura 4.6, o decaimento da eficiência é simétrico do centro para as bordas, simetria que não é observada pelo gráfico na figura 7.8. No entanto, essa região particular, possui diferentes condições meteorológicas, havendo um grande contraste entre norte de São Paulo e o norte de Minas Gerais no que diz respeito à precipitação e umidade, passando de um extremo ao outro quando se caminha em direção ao Nordeste do país. Condições opostas ocorrem se tentarmos alcançar latitudes menores pela região central do país em direção à região Norte. Podemos ver isso claramente no mapa da climatologia anual de relâmpagos para todo o globo observada pelos sensores LIS/OTD. Note que na região Nordeste do país há um decréscimo da atividade total de relâmpagos, o que não ocorre na região Norte (figura 8.20).

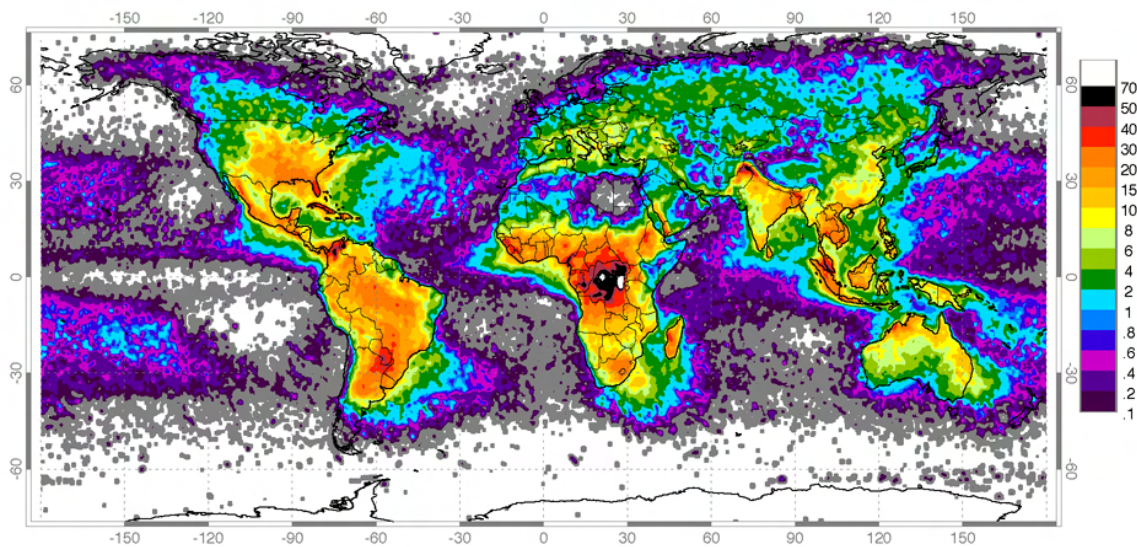


Figura 8.20 - Climatologia anual para o Globo terrestre calculada com dados de satélite pelos sensores LIS/OTD.

Fonte: NASA(2008)

Isto parece corroborar com a idéia de que Z pode estar fortemente ligado à morfologia das tempestades mais do que a qualquer outro parâmetro.

Analisamos dois ciclos importantes de calor no que diz respeito à formação de tempestades:

o sazonal e o diurno. No ciclo sazonal, sabe-se que é o verão a estação em que determinada região recebe maior aquecimento e conseqüentemente, há um crescimento na convecção e no número de tempestades. No extremo oposto temos o inverno, com escassez de chuvas (figura 7.11) e de relâmpagos. Como resultado temos um comportamento de Z bastante similar para a primavera, verão e outono. No inverno, Z aparece com valores mais altos. É possível que isso ocorra devido a tempestades com taxas de relâmpagos muito baixas que produzam somente, ou pelo menos em sua grande parte, relâmpagos intranuvem (BOCCIPPIO et al., 2001).

É interessante notar o comportamento de Z no estado do Paraná. Este estado está no limite da zona tropical. É marcado por tempestades de grande convecção e desenvolvimento vertical, caracterizado por clima muito próximo ao das regiões temperadas. Note que Z possui os maiores valores em relação ao restante da região em todas as estações exceto na primavera, mas é no outono que apresenta seus valores máximos. Isto pode estar relacionado com os sistemas meteorológicos diferenciados desta região.

No que diz respeito a variação horária de Z podemos notar que Z está relacionado de certa forma com o ciclo diurno de calor tendo um aumento próximo ao máximo da curva de calor diária. A similaridade das curvas nas figuras 7.16 e 7.17 explicam porque na figura 7.15, Z é quase constante depois das 14:00 LT.

A dependência de Z com o total de relâmpagos parece não existir no estudo climatológico, ou pelo menos não é evidente na nossa área de estudo. Pelos mapas das figuras 7.1 e 7.2 podemos observar que os máximos de Z não estão na mesma localização geográfica dos máximos da taxa de relâmpagos totais. Assim como sugeriu Boccippio et al. (2001), também acreditamos que apenas o aumento da atividade de relâmpagos não é suficiente para prever um aumento da razão entre relâmpagos intranuvem e nuvem-solo, pelo contrário. As análises dos perfis sugerem que o aumento da atividade convectiva e do conseqüente crescimento do número de relâmpagos, preserva o equilíbrio entre as trocas de carga dentro da nuvem e da nuvem com o solo. Nos estudos de caso a análise dos parâmetros em cada minuto mostra que quando houve um aumento da atividade elétrica (maior número de relâmpagos totais) não houve aumento de Z . Portanto, a dependência de Z com a taxa de relâmpagos totais não foi confirmada.

Diferentemente do que sugere Boccippio et al. (2001) e Soriano e Pablo (2007), não encontramos relação entre Z e a porcentagem de relâmpagos positivos. Uma possível explicação para essa diferença é que existam diferentes níveis de contaminação de relâmpagos intranuvem nos diferentes conjuntos de dados de relâmpagos nuvem-solo, apesar de que relâmpagos positivos com baixo pico de corrente serem descartados em todos os estudos.

Outra possibilidade seria que a relação entre Z e a porcentagem de positivos fosse consistente com análises de tempestades individuais, e que análises climatológicas misturariam fenômenos meteorológicos diferentes, mascarando o resultado.

8.4 Comparação com outros resultados

Os valores de Z estão no mesmo intervalo de valores registrados nos Estados Unidos por [Boccippio et al. \(2001\)](#), na Espanha por [Soriano e Pablo \(2007\)](#) e na Austrália por [Kuleshov et al. \(2006\)](#).

Apesar da variação de latitude desse estudo - 11° - não ser tão grande como estudos como [Pierce \(1970\)](#), [Prentice \(1977\)](#), [Mackerras e Darveniza \(1994\)](#), [Mackerras et al. \(1998\)](#), com intervalos de até 60° de latitude, é comparável a estudos como [Boccippio et al. \(2001\)](#), [Soriano e Pablo \(2007\)](#) - 20° e 10° , respectivamente. O valor médio de Z para a região foi de 6,8. O valor de Z está próximo das estimativas feitas por [Prentice \(1977\)](#) que prevê, pela equação 3.1, um valor médio de 6,2 para esse intervalo de latitudes. O gráfico da figura 7.6 contraria o resultado de [Soriano e Pablo \(2007\)](#) que percebe um claro aumento de Z com a diminuição da latitude. Já os resultados de [Boccippio et al. \(2001\)](#) mostram que não existe uma clara dependência de Z com a latitude, percebendo apenas uma pequena elevação dos valores em latitudes menores. A variação de Z neste caso pareceu estar mais associada à elevação.

A dependência de Z com o total de relâmpagos, como sugerem os estudos de [Lhermitte e Krehbiel \(1979\)](#), [Rutledge et al. \(1992\)](#), [Boccippio et al. \(2001\)](#), [Soriano e Pablo \(2007\)](#), não foi confirmada. Em nossos estudos, tanto em relação à distribuição geográfica, quando os estudos de caso, o aumento da atividade elétrica não acompanha um aumento da razão entre o número de relâmpagos intranuvem e relâmpagos nuvem-solo. Nosso estudo sugere ainda que o aumento da atividade elétrica preserva o equilíbrio entre esses dois tipos de relâmpagos.

A variação diária de Z na figura 7.15 está parcialmente de acordo com os resultados obtidos por [Soriano e Pablo \(2007\)](#), que encontraram um lento crescimento de Z ao longo do dia, com valores máximos por volta das 22:00 LT.

Para compararmos os resultados do nosso estudo com os resultados encontrados por trabalhos semelhantes, geramos a tabela 8.1. Em geral, todos os trabalhos concordam que Z está profundamente ligado com a morfologia das tempestades mais do que a qualquer outro parâmetro individual.

Tabela 8.1 - Tabela que mostra a comparação dos nossos resultados com os resultados de trabalhos semelhantes.

Dependência	Estudos Climatológico	Estudo de caso	Boccippio et al. (2001)	Soriano e Pablo (2007)
com latitude	nenhuma	-	fraca	forte
com elevação	forte	forte	existe, mas não única	nenhuma
com relâmpagos totais	nenhuma	nenhuma	fraca	forte
com % NS Positivos	nenhuma	-	forte	forte
com hora local	forte	-	-	forte

8.5 Recomendações para futuras pesquisas

Com a expansão da BRASILDAT será possível em um futuro próximo, a extensão dessa pesquisa para a região central e norte do país, podendo-se analisar regiões com outras informações de clima e elevação. Além disso, a extensão da área de estudo e a proximidade com latitudes equatoriais permitiria averiguar com maior acurácia o possível aumento da taxa de relâmpagos intranuvem e nuvem-solo em baixas latitudes.

Uma das grandes limitações no nosso trabalho foi lidar com a baixa amostragem de relâmpagos captados pelo sensor LIS a bordo do satélite TRMM, dificultando inclusive estudos de casos. No entanto está previsto para 2014 o lançamento pela NASA de um sensor de detecção de relâmpagos totais a bordo do GOES que é um satélite geoestacionário. Isso permitirá a detecção de relâmpagos em tempo integral, além de diminuir os possíveis erros relativos à baixa amostragem de dados. Será possível, então, realizar estudos de Z em relação ao processo de desenvolvimento das nuvens de tempestade e identificar a real variação de Z com os estágios de maior e menor convecção, assim como sua real dependência com a taxa de relâmpagos por minuto. Além disso, será possível analisar o comportamento de Z em distintos sistemas meteorológicos.

9 CONCLUSÃO

Todos os parâmetros meteorológicos relativos aos estudos de caso corroboram com a hipótese de que sistemas frontais ao atingirem as regiões montanhosas produzem nuvens de tempestades responsáveis pela configuração de relâmpagos na região Sudeste. Os valores de Z encontrados nesses estudos estão dentro dos valores médios encontrados no mapa da climatologia anual de Z .

Ao contrário do que se acreditava, Z diminui linearmente com a diminuição da latitude. No entanto, a região Sudeste, possui diferentes condições meteorológicas, havendo um grande contraste entre norte de São Paulo e o norte de Minas Gerais no que diz respeito à precipitação e umidade. Isto parece corroborar com a idéia de que Z pode estar fortemente ligado a morfologia das tempestades mais do que a qualquer outro parâmetro.

No inverno, Z é aparentemente maior. É possível que isso ocorra devido a tempestades com taxas de relâmpagos muito baixas que produzam somente, ou pelo menos em sua grande parte, relâmpagos intranuvem.

No que diz respeito à variação horária de Z podemos notar que Z está relacionado de certa forma com o ciclo diurno de calor tendo um aumento próximo ao máximo da curva de calor diária.

A dependência de Z com a taxa de relâmpagos totais não foi confirmada nem no estudo climatológico nem nos estudos de caso.

Não encontramos relação entre Z e a porcentagem de relâmpagos positivos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of UCLA general circulation model. **Methods Comput. Phys.**, v. 17, p. 173–265, 1977. [55](#)
- ARBEX JR., J.; OLIC, N. B. **O Brasil em regiões**: Sudeste. São Paulo: Moderna, 1999. 88 p. [61](#)
- BALLAROTTI, M. G.; SABA, M. M. F.; PINTO JR, O. High-speed camera observations of negative ground flashes on a millisecond-scale. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 23, p. L23802, 2005. [47](#)
- BARAL, K. N.; MACKERRAS, D. The cloud flash-to-ground flash ratio and other lightning occurrence. **J. Geophys. Res.**, v. 97, p. 931–938, 1992. [30](#)
- _____. Positive cloud-to-ground lightning discharges in Kathmandu thunderstorms. **J. Geophys. Res.**, v. 98, p. 10331–10340, 1993. [30](#)
- BOCCIPPIO, D. J.; CUMMINS, K. L.; CRHISTIAN, H. J.; GOODMAN, S. J. Combined satellite and surface-based estimation of intracloud-cloud-to-ground lightning ratio over the Continental United States. **Mon. Weather Rev.**, v. 129, p. 108–122, 2001. [23](#), [31](#), [32](#), [33](#), [35](#), [36](#), [37](#), [42](#), [97](#), [98](#), [99](#)
- BOURSCHEIDT, V.; PINTO JR., O.; PINTO, I. R. C. A.; NACCARATO, K. P. The influence of altitude and declivity on CG lightning activity at south Brazil. **Atmos. Res.**, 2008. In press. [47](#)
- CAMPOS, L.; SABA, M.; PINTO JR., O.; BALLAROTTI, M. Waveshapes of continuing currents and properties of m-components in natural negative cloud-to-ground lightning from high-speed video observations. **Atmospheric Research**, v. 84, n. 4, p. 302–310, 2007. [47](#)
- CHRISTIAN, H. J.; BLAKESLEE, R. J.; GOODMAN, S. J. The detection of lightning from geostationary orbit. **J. Geophys. Res.**, v. 94, p. 13329–13337, 1989. [50](#)
- CUMMINS, K. L.; MURPHY, M. J.; BARDO, E. A.; HISCOX, W. L.; PYLE, R. B.; PIFER, A. E. A combined TOA/MDF technology upgrade of the U.S. National Lightning Detection Network. **J. Geophys. Res.**, v. 103, p. D8 9035–9044, 1998. [46](#)
- FARIAS, W. R. G.; NACCARATO, K. P.; PINTO JR., O.; PINTO, I. Anomalous lightning activity over metropolitan region of São Paulo due to urban effects. **Atmos. Res.**, 2008. In press. [47](#)

FERNANDES W.A.; PINTO, I. P. J. O. L. K. F. S. New findings about the influence of smoke from fires on the cloud-to-ground lightning characteristics in the Amazon region. **Geophysical Research Letters**, v. 33, p. L20810, 2006. [47](#)

GOMES, M. A. S. d. S. **Estudo dos relâmpagos na região sudeste do Brasil em função das características geográficas**. 149 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2002–10 2002. Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/11.18.11.34>>. [23](#)

HOLTZWORTH, R. H.; MACCARTY, M. M.; THOMAS, J. N.; CHIN, J.; CHINOSKY, T. M.; TAYLOR, M.; PINTO JR, O. Strong electric fields from positive lightning strokes in the stratosphere. **Geophysical Research Letters**, v. 32, p. L4809–L4812, 2005. [47](#)

HOLZER, R. E. **Thunderstorm electricity**: Simultaneous measurement of spheric signals and thunderstorm activity. Bayers, h. r. Chicago, Illinois: University of Chicago Press, 1953. 267-275 p. [31](#)

JAYARATNE, E.; RAMACHANDRAN, V. A five-year study of lightning activity using a CGR3 flash counter in Garborone, Botswana. **Meteor. Atmos. Phys.**, v. 66, p. 235–241, 1998. [30](#)

JAYARATNE, E.; RAMACHANDRAN, V.; DEVAN, R. S. Observations of lightning flash rates and rain-gushes in Gaborone, Botswana. **J. Atmos. Terr. Phys.**, v. 57, p. 325–331, 1995. [30](#), [31](#), [32](#)

KOSHAK, W. J.; BOCCIPPIO, D. J. Continental us ground flashes detected by OTD. In: LIS CONFERENCIA, 2006, Huntsville. **Proceedings...** Huntsville: MSFC/NASA, 2006. p. 4. [65](#)

KULESHOV, Y.; MACKERRAS, D.; DARVENIZA, M. Spatial distribution and frequency of lightning activity and lightning flash density maps for Australia. **Journal of Geophysical Research (Atmospheres)**, v. 111, p. 19105–+, out. 2006. [36](#), [42](#), [98](#)

LANG, T. J.; RUTLEDGE, S. A.; DYE, J. E.; VENTICINQUE, M.; LAROCHE, P.; DEFER, E. Anomalous low negative cloud-to-ground lightning flash rates in intense convective storms observed durind STERAO-A. **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, p. 160–173, 2000. [32](#), [42](#)

LAY, E. H.; HOLZWORTH, R. H.; RODGER, C. J.; THOMAS, J. N.; PINTO JR., O.; DOWDEN, R. L. WWLL Global Lightning Detection System: Regional validation study in Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 3, p. 3102–3105, 2004. [47](#)

- LEVIN, Z.; YAIR, Y.; ZIV, B. Positive cloud-to-ground flashes and wind shear in Tel-Aviv thunderstorms. **Geophys. Res. Lett.**, v. 23, p. 2231–2234, 1996. [30](#)
- LHERMITTE, R.; KREHBIEL, P. R. Doppler radar and radio observations of thunderstorms. **IEEE Trans. Geosci. Electron.**, GE-17, p. 162–171, 1979. [31](#), [98](#)
- LIVINGSTON, J. M.; KRIDER, E. P. Electric fields produced by Florida thunderstorms. **J. Geophys. Res.**, v. 83, p. 385–401, 1978. [29](#), [31](#), [41](#)
- LUDWIG, G. O.; SABA, M. M. F. Bead lightning formation. **Physics of Plasmas**, v. 12, n. 9, 2005. [47](#)
- MACKERRAS, D. Automatic short-range measurement of cloud flash to ground flash ratio in thunderstorms. **J. Geophys. Res.**, v. 90, p. 6195–6201, 1985. [29](#)
- MACKERRAS, D.; DARVENIZA, M. Latitudinal variation of lightning occurrence characteristics. **J. Geophys. Res.**, v. 99, p. 10813–10821, 1994. [29](#), [30](#), [41](#), [98](#)
- MACKERRAS, D.; DARVENIZA, M.; ORVILLE, R. E.; WILLIAMS, E. R.; GOODMAN, S. J. Global lightning: total, cloud and ground flash estimates. **J. Geophys. Res.**, v. 103, p. 19791–19809, 1998. [29](#), [30](#), [42](#), [98](#)
- MATTOS, J. G. Z. **Avaliação dos índices de estabilidade previstos pelo modelo ETA para detecção de tempestades no Pantanal Sul Matogrossense durante as campanhas de coleta de dados do Projeto Interdisciplinar do Pantanal (IPE)**. 2003. (Instituto de Pesquisas Espaciais - São José dos Campos): Comunicação pessoal. [58](#), [60](#)
- MAZUR, V.; RUST, W. D. Lightning propagation and flash density in squall lines as determined with radar. **J. Geophys. Res.**, v. 88, p. 1495–1502, 1983. [32](#), [41](#)
- MESINGER, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Riv. Meteor. Aeronout.**, v. 44, p. 195–202, 1984. [53](#)
- MIRANDA, F. J.; PINTO JR., O.; SABA, M. M. A study of the time interval between return strokes and k-changes of negative cloud-to-ground lightning flashes in Brazil. **Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics**, v. 65, n. 3, p. 293–297, 2003. [47](#)
- MURPHY, M.; PIFER, A.; CUMMINS, K.; PYLE, R.; CRAMER, J. The 2002 upgrade of the U.S. NLDN. In: INTERNATIONAL LIGHTNING DETECTION CONFERENCE (ILDC), 17., 2002, Tucson. **Proceedings...** Tucson: Global Atmospheric Inc., 2002. [47](#)

NACCARATO, K. P. **Analysis of the cloud-to-ground lightning flashes characteristics in southeastern Brazil**. 330 p. Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2006. 24, 46, 48

NACCARATO, K. P.; JR., O. P.; PINTO, I. R. C. d. A. Application of a detection efficiency model to correct cloud-to-ground flash density maps in southeastern Brazil. In: INTERNATIONAL LIGHTNING DETECTION CONFERENCE (ILDC), 18., 2004, Helsinki, Finland. **Proceedings...** Helsinki, 2004. v. 40, p. 8. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/marciana/2004/12.07.10.22>>. 47

NACCARATO, K. P.; JÚNIOR, O. P.; PINTO, I. R. C. d. A. Evidence of thermal and aerosol effects on the cloud-to-ground lightning density and polarity over large urban areas of southeastern Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 13, p. 1674–1677, 2003. 47

_____. A detection efficiency model for the Brazilian Lightning Detection Network (RINDAT). In: INTERNATIONAL LIGHTNING DETECTION CONFERENCE, (ILDC), 18., 2006, Tucson, Arizona. **Proceedings...** Tucson: Vaisala, 2006. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m17@80/2006/11.29.16.25>>. 47

NACCARATO, K. P.; PINTO JR., O. Improvements in the detection efficiency model for the Brazilian lightning detection network (BrasilDAT). **Atmos. Res.**, 2008. In press. 47

PHILIPS, N. A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. **J. Meteor.**, v. 14, p. 184–185, 1957. 53

PIERCE, E. T. Latitudinal variation of lightning parameters. **J. Appl. Meteor.**, v. 9, p. 194–195, 1970. 29, 41, 98

PINTO, I.; PINTO JR., O.; GOMES, M.; FERREIRA, N. J. Urban effect on the characteristics of cloud-to-ground lightning over Belo Horizonte - Brazil. **Annales Geophysicae**, v. 22, p. 697–700, 2004. 47

PINTO, I. R.; PINTO JR., O. Cloud-to-ground lightning distribution in Brazil. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 65(6), p. 733–737, 2003. 47

PINTO JR., O.; FARIA, H. H.; PINTO, I. A comparative analysis of lightning data from lightning networks and lis sensor in the north and southeast of Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 30, n. 2, p. 1029–1032, 2003. 47

- PINTO JR., O.; GIN, R.; PINTO, I.; MENDES, O. J.; DINIZ, J. H.; CARVALHO, A. M. Cloud-to-ground lightning flash characteristics in southeastern Brasil for 1992-1993 summer season. **J. Geophys. Res.**, v. 101(D23), p. 29627–29635, 1996. [94](#)
- PINTO JR., O.; GUEDES, D.; SABA, M.; PINTO, I. About the direction of motion, polarity and multiplicity of lightning flashes in towers: a comparative analysis of data in Brazil and in Switzerland. **Annales Geophysicae**, v. 21, p. 1–5, 2003. [47](#)
- PINTO JR., O.; NACCARATO, K. P.; PINTO, I.; FERNANDES, W. A.; NETO, O. P. Return stroke peak current observations of negative natural and triggered lightning in Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 33, p. L09811, 2006. [47](#)
- PINTO JR., O.; PINTO, I. On the sensitivity of cloud-to-ground lightning activity to surface air temperature changes at different time scales in São Paulo, Brazil. **J. Geophys. Res.**, 2008. In press. [47](#)
- PINTO JR., O.; PINTO, I.; DINIZ, J. H.; FILHO, A. C.; CARVALHO, A. M.; CHECHIGLIA, L. A long-term study of the lightning flash characteristics in the southeastern Brazil. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 65, n. 6, p. 739–748, 2003. [47](#)
- PINTO JR., O.; PINTO, I.; NACCARATO, K. P. Maximum cloud-to-ground lightning flash densities observed by lightning location systems in the tropical region: A review. **Atmospheric Research**, v. 84, p. 189–200, 2007. [47](#)
- PINTO JR., O.; PINTO, I.; SABA, M.; SOLORZANO, N. N.; GUEDES, D. Return stroke peak current observations of negative natural and triggered lightning in Brazil. **Atmospheric Research**, v. 76, n. 4, p. 493–502, 2005. [47](#)
- PINTO JR., O.; SABA, M.; PINTO, I.; TAVARES, F. S. S.; SOLORZANO, N. N.; TAYLOR, M.; PAUTET, P. D.; HOLZWORTH, R. H. Thunderstorm and lightning characteristics associated with sprites in Brazil. **Geophysical Research Letters**, v. 31, n. 13, p. 13103–13106, 2004. [47](#)
- PRENTICE, S. Frequency of lightning discharges. In: LIGHTNING: PHYSICS OF LIGHTNING, New York. **Proceeding...** New York: Academic Press, 1977. p. 465. Edited by R. H. Golde. [29](#), [41](#), [98](#)
- PRENTICE, S. A.; MACKERRAS, D. The ratio of cloud to cloud-ground lightning flashes in thunderstorms. **J. Appl. Meteor.**, v. 16, p. 545–550, 1977. [29](#)
- PRICE, C.; RIND, D. What determines the fraction of cloud-to-ground lightning in thunderstorms? **Geophys. Res. Lett.**, v. 20, p. 463–466, 1993. [29](#), [30](#)

RAKOV, V. A.; DULZON, A. A. On latitudinal features of thunderstorm activity. **Meteor. Hidrol.**, v. 7, p. 52–57, 1984. [29](#)

_____. Study of some features of frontal and convective thunderstorms. **Meteor. Hidrol.**, v. 9, p. 59–63, 1986. [32](#)

RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. **Lightning**: Physics and effects. Cambridge: Cambridge University Press, 2003. 687 p. ISBN 0521583276. [29](#), [43](#)

ROMPALA, J. T.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J. C. Detection efficiency contours for regions serviced by lightning detection networks of limited scope. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY (ICAE), 12., 2003, Versailles. **Proceedings...** Versailles, 2003. p. 101–104. [47](#)

RUBINSTEIN, M. On the determination of the flash detection efficiency of lightning location systems given their stroke detection efficiency. In: EMC CONFERENCE, 11., 1995, Zürich. **Proceedings...** Zürich, 1995. [48](#)

RUTLEDGE, S. A.; WILLIAMS, E. R.; KEENAN, T. D. The down under doppler and electricity experiment (DUNDEE): overview and preliminary results. **Bull. Am. Meteor. Soc.**, v. 73, p. 3–16, 1992. [31](#), [32](#), [41](#), [98](#)

SABA, M.; BALLAROTTI, M. G.; PINTO JR., O. Negative cloud-to-ground lightning properties from high-speed video observations. **Atmospheric Research**, v. 111, p. D03101, 2006. [47](#)

SABA, M.; PINTO JR., O.; BALLAROTTI, M. G. Relation between lightning return stroke peak current and following continuing current. **Geophysical Research Letters**, v. 33, p. L23807, 2006. [47](#)

SABA, M.; PINTO JR., O.; SOLORZANO, N.; EYBERT-BERARD, A. Lightning current observation of na altitude triggered flash. **Atmospheric Research**, v. 76(4), p. 402–411, 2005. [47](#)

SABBAS, F. S.; SENTMAN, D.; WESCOTT, E.; PINTO JR., O.; MENDES, O.; TAYLOR, M. J. Statistical analysis of space-time relationships between sprites and lightning. **Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics**, v. 65(5), p. 525–536, 2003. [47](#)

SCHULZ, W. **Performance evaluation of lightning location systems**. 136 p. Tese (Doutorado) — Technical University of Vienna, Faculty of Electrical Engineering, 1997. [46](#), [47](#), [48](#)

SCHULZ, W.; CUMMINS, K. L. A method to determine relative stroke detection efficiencies from multiplicity distributions. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING DETECTION (ILDC), 20., 2008, Tucson. **Proceedings...** Tucson: Vaisala, 2008. [48](#)

SCHUUR, T. J.; SMULL, B. F.; MARSHALL, T. C. Electrical and kinematic structure of stratiform precipitation region trailing on Oklahoma squall line. **J. Atmos. Sci.**, v. 48, p. 825–842, 1991. [32](#), [41](#)

SORIANO, L. R.; PABLO, F. de. Total flash density and the intracloud/cloud-to-ground lightning ratio over the Iberian Peninsula. **J. Geophys. Res.**, v. 112, 2007. [37](#), [38](#), [39](#), [40](#), [42](#), [97](#), [98](#), [99](#)

SOUZA, P. E. de; OSMAR JR, P.; PINTO, I. R. C. A. Cloud-to-ground flashes in severe storm: a case study in the city of Sao Paulo. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON LIGHTNING PROTECTION (SIPDA), 8., 2005, São Paulo, Brasil. **Proceedings...** São Paulo, 2005. [65](#)

SOUZA, P. E. de; OSMAR JR, P.; PINTO, I. R. C. A.; FERREIRA, N. J.; SANTOS, A. F. The intracloud/cloud-to-ground lightning ratio in southeastern Brazil. **Atmos. Res.**, 2008. In press. [47](#)

TAYLOR, M. J.; BAILEY, M. A.; PAUTET, D.; CUMMER, S. A.; JAUGEY, N.; THOMAS, J. N.; SOLORZANO, N.; SABBAS, F. S.; HOLZWORTH, R. H.; PINTO JR, O.; SCHUCH, N. J. Rare measurements of a sprite with halo event driven by a negative lightning discharge over Argentina. **Geophysical Research Letters**, v. 35, p. L14812, 2008. [47](#)

TECH. REP. NASA TM-4350. **Lightning imaging sensor for the Earth Observing System**. Washington, D. C., 1992. [51](#)

THOMAS, J. N.; HOLZWORTH, R. H.; MACCARTY, M. M.; PINTO JR, O. Lightning sferics and stroke delayed pulses measured in the stratosphere: implications for mesospheric currents. **Geophysical Research Letters**, v. 32, p. L22807, 2005. [47](#)

_____. Predicting lightning driven quasi-electrostatic fields at sprite altitudes using in-situ measurements and a numerical model. **Geophysical Research Letters**, v. 32, p. L10809, 2005. [47](#)

THOMAS, J. N.; TAYLOR, M. J.; PAUTET, D.; BAILEY, M.; SOLORZANO, N.; HOLZWORTH, R. H.; MACCARTY, M.; KOKOROWSKI, M.; SABBAS, F. S.; PINTO JR, O.; CUMMER, S.; JAUGEY, N.; LI, J.; SCHUCH, N. J. A very active sprite-producing storm observed over Argentina. **EOS**, v. 88(10), p. 117–119, 2007. [47](#)

VOLLAND, H. **Handbook of Atmospheric Electrodynamics**. Boca Raton, FL: CRC, 1995. 432 p. ISBN 978-0849386473. [50](#)

WILLIAMS, E. **Handbook of atmospheric Electrodynamics: Meteorological aspects of thunderstorms**. [S.l.]: CRC Press, 1995. [57](#)

WILLIAMS, E. R. Large-scale charge separation in thunderclouds. **J. Geophys. Res.**, v. 90, p. 6013–6025, 1985. [30](#)

_____. How much lightning strikes the ground? **Physics World**, p. 27–28, 1993. [27](#)

YAIR, Y.; LEVIN, Z.; ALTARATZ, O. Lightning phenomenology in Tel Aviv area from 1989 to 1996. **J. Geophys. Res.**, v. 103, p. 9015–9025, 1998. [30](#), [32](#), [42](#)

ZEPKA, G. S. **Estudo para o Desenvolvimento de um Previsor de Descargas Elétricas Atmosféricas Aplicado à Região Costeira do Estado do Rio de Janeiro**. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal do Rio Grande, FURG, Rio Grande, 2005. [64](#), [81](#), [82](#), [94](#)

A APÊNDICE A - PROGRAMAS UTILIZADOS

A.1 GRADS

O GrADS é uma ferramenta computacional interativa para a análise e exibição de dados georeferenciados. Ele executa um modelo de dados de 4-Dimensões que geralmente são latitude, longitude, nível e tempo. Cada conjunto de dados está localizado dentro deste espaço de 4-Dimensões através do uso de um arquivo descritor de dados. Dados em grade e de estação podem ser descritos.

Operações podem ser realizadas sobre os dados através de linhas de comando. A sintaxe das expressões permite que operações complexas, abrangendo grande quantidade de dados, sejam realizadas com expressões simples. É fornecido um rico conjunto de funções construídas internamente. Complementando, os usuários podem adicionar suas próprias funções como rotinas externas escritas em qualquer linguagem de programação.

Os dados podem ser visualizados usando uma variedade de técnicas geográficas: gráficos de linha e barras, plotagem, contornos suaves, contornos tracejados, linhas de fluxo, vetores de ventos, caixas de grade, caixas de grade sombreadas, e modelos estacionários de plotagem. Os gráficos podem ser salvos em PostScript ou em formatos de imagem. O GrADS provê um base geofisicamente intuitiva, mas o usuário tem a opção de controlar todos os aspectos da saída gráfica.

GrADS possui uma interface programável (linguagens de script) que permite a criação de funções e interfaces com o usuário personalizadas. Os scripts podem ser utilizados na criação de botões, menus de salto e na apresentação de gráficos que podem interagir com ações do usuário. GrADS pode ser rodado no modo de lotes, e a linguagem scripting facilita ao usar o GrADS em longos processamentos de dados.

A.2 MapInfo

MapInfo é um ferramenta de mapeamento eletrônico que permite a execução de análises geográficas complexas, como redistribuição de territórios, acesso a dados remotos, incorporação de objetos de mapa em suas aplicações, criação de mapas temáticos que enfatizam os padrões dos dados, etc.

Os dados no Mapinfo podem ser exibidos na forma de pontos, regiões sombreadas tematicamente, como gráficos tipo pizza ou de barras, como distritos, etc. Pode-se efetuar operações como combinação e divisão de objetos e coberturas. Também é possível efetuar consultas ao banco de dados e acessar dados remotos.

É possível utilizar dados já existentes, na forma de planilhas como Lotus 1-2-3 e Excel, bancos de dados como dBASE/FoxBASE, Access 2000, pacotes CAD e outras aplicações GIS, importação de arquivos gráficos em vários formatos e criação de arquivos de banco de dados de dentro do MapInfo Professional.

Permite várias vistas dos dados em três formatos: janelas de mapa, de listagem e de gráfico assim como várias visualizações dos mesmos dados simultaneamente e atualizar elas automaticamente quando uma delas é alterada.

B APÊNDICE B - CLOUD-TO-GROUND FLASHES IN SEVERE STORMS: A CASE STUDY IN THE CITY OF SÃO PAULO

Para visualizar o artigo referente ao estudo de relâmpagos nuvem-solo, em um caso de tempestade severa na cidade de São Paulo publicado nos Proceedings do VIII Simpósio Internacional de Proteção contra Descargas Atmosféricas (SIPDA) [clique aqui](#).

C APÊNDICE C - THE INTRACLOUD/CLOUD-TO-GROUND LIGHTNING RATIO IN SOUTHEASTERS BRAZIL

Para visualizar o artigo referente ao estudo sobre a razão entre relâmpagos intranuvem/nuvem-solo no sudeste brasileiro que será publicado na Atmospheric Research [clique aqui](#).

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.