

VLF 帯電磁波動観測システムの構築と  
雷放電ピーク電流値推定手法の確立  
Development of VLF Electromagnetic Wave  
Observation System and Estimation Method of  
Lightning Peak Current

柳 芳紀

Yoshinori Yanagi

北海道大学 大学院理学院 宇宙理学専攻  
惑星宇宙グループ

Planetary Space Group, Department of CosmoSciences,  
Graduate School of Science, Hokkaido University

2012年2月3日

## 要旨

雷雲地上間放電 (CG) は、雷雲内に蓄えられた電荷が雷雲と地上との間で放電という形態をとり中和される現象である。この電荷中和過程において、雷雲と地表面との間に形成された高導電性電路を通して大電流が流れる放電プロセスを、特に、帰還雷撃 (リターンストローク) とよぶが、この電流の最大値であるピーク電流値 ( $I_{peak}$ ) と、放電電荷量と放電距離の積である電荷モーメント変化 ( $Q \cdot dl$ ) は、CG の放電特性を決定づける重要な物理量である。CG に伴って成層圏・中間圏・熱圏下部で発生する高高度放電発光現象に関しても、カラム状スプライトの本数とピーク電流値が比例関係にあることや、高いピーク電流値をもつ CG に伴ってエルプスが発生することなど、ピーク電流値が発生条件やメカニズムに深く関わる基礎パラメータであることを示している。

雷放電から放射された電磁波動を検出し、発生時刻、位置、極性、ピーク電流値を準リアルタイムに導出する地上観測ネットワークが、米国や日本ですでに整備されている。しかしこれらのネットワークでは、数  $10 \mu s$  の時定数をもつリターンストロークから放射される LF 帯の電磁波動を観測し、得られたデータからピーク電流値を算出している。しかし LF 帯の電磁波動は、同じくリターンストロークから放射される VLF 帯や ELF 帯の電磁波動に較べて減衰率が高く長距離伝搬しない。このため、LF 帯電磁波動観測によって雷放電を網羅的に検出するためには、観測拠点を密に設けなければならないという欠点がある。一方、雷放電が放射する電磁場強度はピーク電流値に対して線形比例するという指摘があり、近年では、減衰率が低く長距離伝搬が可能な VLF 帯電磁波動を計測し、得られる電磁場データからピーク電流値を推定する試みがなされている。VLF 帯の電磁波は、地表面と電離圏 D 層を多重反射し数 1000 km 遠方まで導波管伝搬する特徴があり、LF 帯と比べて少ない観測点で広範囲をカバーできるという利点がある。また、VLF 帯は LF 帯に較べて周波数帯域が一桁低いので、観測システムの構築が容易であるという利点もある。

そこで本研究では、雷放電から放射された VLF 帯電磁波動を連続的に波形観測するために、VLF 帯電磁波動観測システムを新規に設計・製作し、国内に設置して定常観測を実現することが第一の目的である。また、同システムにより得られた電磁場波形データから雷放電励起過渡波形を検出し、波動の最大振幅値からピーク電流値を推定する手法を確立することが第二の目的である。

VLF 帯電磁波動観測システムは、鉛直ダイポールアンテナと増幅器からなる電場観測器、水平 2 成分の直交ループアンテナと増幅器からなる磁場観測器、および、波形データ

を記録するデータ集録系で構成される。アンテナ検出し増幅された電磁場波形は、 $\pm 0.1$  ms の時刻精度を保証する GPS の IRIG-E 波形とともに、サンプリング周波数  $f_s = 83.3$  kHz、16-bit の分解能で、データ集録系のサンプリングソフトウェアによって連続的に記録される。これら全ての機器の設計と製作を自力で行った。本システムの特徴は大きく 2 つ挙げられる。1 つ目は、 $f_s = 83.3$  kHz と高いサンプリング周波数を確保しながらも、duty 比が 66.7 % となる連続波形観測を実現したことである。2 つ目は、データ記録方式をバイナリ形式化したことで、数ヶ月間メンテナンスフリーで観測が可能になった点である。この観測システムを 2011 年 11 月 6 日に千葉県の大網白里町に設置し、定常観測を開始した。

次に、VLF 帯電磁波動観測システムで検出された雷放電励起過渡波形の最大振幅値と、ピーク電流値との関係性を推定するため、大網で得られた 7 日分の VLF データを解析した。VLF 過渡波形を励起した親雷放電の発生時刻、位置、極性、ピーク電流値は、国内の雷観測ネットワーク (JLDN) で得られた雷放電データを検索し同定した。まず、観測点から 1400 km 以内の範囲を 200 km 毎に区切り、それぞれの距離範囲で発生した各雷放電のピーク電流値を求め、さらに VLF 過渡波形の最大振幅値も推定した。これらの散布図から最小二乗法によって直線近似を行い、その直線の傾き  $\alpha$  を計算した。ただし、電磁波は遠方に伝搬するほど減衰するため、 $\alpha$  の値は距離依存性をもつ。このため、 $\alpha$  を距離に対してプロットした結果、電場と磁場ともに一次直線に従う関係式を得ることが出来た。これにより、観測点から 1400 km の範囲内で起きた任意の CG からピーク電流値を推定する関係式を得ることに成功した。一方で、 $\alpha$  と距離との関係は線形的に近似されるのではなく、対数的に近似されるという研究報告もあり、本研究で得られた関係式は観測点からの距離が 1400 km を超える CG には適用できない可能性がある。これを検証するためには、本研究で行った解析結果に加えて 1400 km より遠方のイベントをさらに比較してみる必要があると考えられる

---

## 目次

1	序論	12
1.1	雷放電	12
1.2	雷放電の観測	14
1.3	雷放電から放射される電磁波とピーク電流値	21
1.4	雷放電と高高度放電発光現象及び気象場との関係	24
1.5	本研究の目的	33
2	観測機器	34
2.1	磁場観測機器	35
2.2	電場観測機器	42
2.3	データ集録システム	47
3	観測とデータ解析手法	51
3.1	観測	51
3.2	データ解析	54
4	結果と考察	70
4.1	電場波形とピーク電流値	70
4.2	磁場波形と正極性落雷のピーク電流値との比較結果	82
4.3	磁場波形と負極性落雷のピーク電流値との比較結果	92
4.4	考察	102
5	まとめ	106
	謝辞	108
	参考文献	109

図目次

1 雷放電の発生形態を表す模式図．(A) 下向きの負極性 CG, (B) 下向きの正極性 CG, (C) 上向きの負極性 CG, (D) 上向きの正極性 CG, (E) 雲内放電, (F) 雲間放電．[Ohkubo, 2004] . . . . . 12

2 MCS 内部の電場 ( $E$ ), 温度 ( $T$ ), 相対湿度 ( $RH_{ice}$ ), 推定される電荷 (赤色の縦棒が正電荷, 灰色の縦棒が負電荷) の高度分布．(a) 上昇気流を伴う領域．鉛直方向の電荷分布は 4 層に分かれる．この場合では負電荷の主な帯電領域は高度 6~7 km の部分である．(b) 上昇気流を伴わない領域．電荷分離は 6 極構造を示しており, 上層部の正電荷の領域は 10 km と 12.5 km の 2 つに分かれている．[Stolzenburg et al., 2008] . . . . . 13

3 気球観測の結果から推測される雲内の電荷分布のモデル [Stolzenburg et al., 2008] . . . . . 14

4 OTD による 1995 年 4 月から 2000 年 3 月までの 5 年間の観測により得られた雷放電の年平均の全球発生頻度分布．この観測結果により, アメリカ, アフリカ, 東南アジアにおいて年間を通して特に頻発している事や, また, 30°S~30°N の低緯度域において, 発生頻度は全体の 8 割を占めていることが明らかとなった [Christian et al., 2003] . . . . . 15

5 季節ごとの雷放電全球発生頻度分布の分類．(a) 12 月, 1 月, 2 月 (b) 3 月, 4 月, 5 月 (c) 6 月, 7 月, 8 月 (d) 9 月, 10 月, 11 月の発生頻度分布．(a) と (d) を見ると明らかのように, 北半球が冬では南半球で, 北半球が夏では北半球で雷放電活動が活発になっている [Christian et al., 2003] . . . . . 16

6 TRMM 衛星搭載 LIS により観測された 2010 年 1 年間の雷放電全球発生頻度分布 [[ftp : //ghrc.nsstc.nasa.gov/pub/browse/lis/lis – summaries/2010/2010.png](ftp://ghrc.nsstc.nasa.gov/pub/browse/lis/lis-summaries/2010/2010.png)] . . . . . 17

7 WWLLN によって観測された雷雲地上間放電の全球頻度分布 [Rodger et al., 2008] . . . . . 18

8	NLDN 及び WWLLN が観測した 2006-2007 年及び 2008-2009 年の北米における雷放電の発生頻度分布 (a)2006-2007 年の NLDN, (b)2006-2007 年の WWLLN, (c)2008-2009 年の NLDN, (d)2008-2009 年の WWLLN によって観測された北米における雷放電の発生頻度分布図 . 単位は $\text{fl}/\text{km}^2/\text{yr}$ . 検出率は NLDN が WWLLN と比べて一桁ほど高く , また , WWLLN は NLDN と比べて相対的に南東部の検出率が高い事が分かった [ <i>Sergio et al.</i> , 2009] . . . . .	19
9	Global ELF Observation Network(GEON) の観測点 . . . . .	20
10	2003 年 8 月から 2004 年 7 月に取得された GEON の ELF データより推定した 950 C·km 以上の規模を持つ落雷の全球発生頻度分布 [ <i>Yamashita</i> , 2011] . . . . .	21
11	地表面と電離圏 D 層で囲まれた空間を電磁波が伝搬する導波管モデルの模式図 [ <i>Pessi et al.</i> , 2009] . . . . .	22
12	落雷点から 10 km 地点での電界強度 [大気電気学概論, p159]. . . . .	23
13	雷放電の電流波形の模式図と , 対応する放射電磁波の周波数帯域 . . . . .	23
14	TLEs の発光形態の模式図 [ <i>Sato</i> , 2004] . . . . .	24
15	準静電場モデルの概念図 [ <i>Pasko et al.</i> , 1997] . . . . .	25
16	雷放電の水平電流から放射される EMP により生じた電子密度の非一様な空間分布 . [ <i>Cho and Rycroft</i> , 2001] . . . . .	26
17	カラム状スプライトの本数と長さ , 及び親雷放電のピーク電流値と電荷モーメントとの相関図 . (a) カラム数とピーク電流値, (b) カラム数と電荷モーメント, (c) カラムの長さとのピーク電流値, (d) カラムの長さとの電荷モーメントの相関図 . [ <i>Adachi et al.</i> , 2004] . . . . .	27
18	スプライトと親雷放電から放射された VLF, ELF 波動の同時観測結果 [ <i>Ohkubo et al.</i> , 2005] . . . . .	28
19	積乱雲発達メカニズムの概念図 . . . . .	29
20	-5 より低い層において上昇気流が 5 m/s を超える場合の上昇気流量と雷放電頻度の比較 . 黒点がコロラド/カンザスの大平原で , 灰点が北アラバマで観測されたもの [ <i>Deierling and Petersen</i> , 2008] . . . . .	30
21	2005 年 7 月 5-14 日の期間に発生していたハリケーン Dennis の最大風速と , 中心から $10^\circ \times 10^\circ$ の範囲での雷放電数の推移 . それぞれの強度曲線は大きく 2 つのピークを持ち , 雷放電活動が最大風速のピークに比べて約 1 日先行していることが分かる [ <i>Serge et al.</i> , [2001] . . . . .	31

22	観測システム構成図 . . . . .	34
23	千葉県大網に設置したループアンテナの外観写真 . . . . .	35
24	設計，製作したプリアンプ回路のブロック図 . . . . .	36
25	ループアンテナを含めた磁場プリアンプの回路図 . . . . .	36
26	磁場ループアンテナ及びプリアンプの等価回路 . . . . .	37
27	アンテナとプリアンプを含めた感度特性 . . . . .	39
28	設計，製作したメインアンプ部のブロック図 . . . . .	40
29	メインアンプの回路図 . . . . .	41
30	メインアンプのゲイン特性．黒線が南北成分，青線が東西成分である . . . . .	42
31	ダイポールアンテナ及び電場プリアンプの模式図 . . . . .	43
32	電場プリアンプ回路の模式図 . . . . .	44
33	電場プリアンプの回路図 . . . . .	44
34	電場アンテナ及びプリアンプの等価回路 . . . . .	45
35	A/D 変換ボードの外観 . . . . .	47
36	新規に開発したサンプリングソフトウェア . . . . .	49
37	本システムで使用したエコー計測器株式会社製の GP-10TK3 . . . . .	50
38	観測機器の設置状況を表す模式図 . . . . .	52
39	メインアンプ，PC，GPS が納められている小屋内部の写真．ディスプレイとキーボードはメンテナンス時のみ接続する . . . . .	52
40	観測点の位置関係 . . . . .	53
41	2011 年 11 月 23 日の落雷分布図．青点が 0～6 時，緑点が 6～12 時，黄色点が 12～18 時，赤点が 18～24 時に発生した落雷を示す . . . . .	54
42	解析に用いた雷放電イベントが含まれる領域 . . . . .	55
43	JLDN データと VLF 帯電磁場波形データの同一イベント抽出のフローチャート . . . . .	56
44	磁場観測機器と格段の出力特性 $S_1$ , $S_2$ との対応図 . . . . .	59
45	磁場観測器の end-to-end のゲイン特性 . . . . .	60
46	ゲイン特性リコンストラクションの較正結果．(a) 較正用に作成した入力信号の周波数 4 kHz のサイン波．(b) ゲイン特性リコンストラクションを行った結果の波形 . . . . .	61
47	2011 年 11 月 15 日 22:21:53.596 - 53.644 JST の波形プロット．それぞれ (a) 鉛直電場成分，(b) 磁場南北成分，(c) 磁場東西成分，(d)IRIG-E 時刻信号を示す . . . . .	63

48	図 47 の電場波形のパワースペクトル . . . . .	64
49	ノイズ除去の波形例. (a) 雷と思われる波形を含んだ 10 ms 間の電場の 波形, (b)(a) の 20 ms 後の電場の波形を 10 ms 間抽出したもの, (c)(a) の波形から (b) の波形を引いたもの. この処理により, 背景のノイズを 差し引いてイベントの抽出に成功した (波形 (c) の赤丸部分の過渡波形が 落雷と思われる波形である). . . . .	66
50	電場波形の模式図. 縦軸が電場強度 [V], 横軸がデータポイント数 . . . .	67
51	2011 年 11 月 16 日 13:50:20.746-747 JST に観測された, イベント同定 に成功した波形例. (a) 電場波形, (b) 磁場パワーの波形をそれぞれ示す. 緑破線が計算により求めた, 大網で予想される波動到来時刻 $T_1$ , 青破線 が電場の初期パルスのピークの時刻 $T_2$ , 紫破線が sky wave のピークを 示す. . . . .	69
52	観測点から $100 \pm 100$ km の範囲で起こった落雷の電場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較. 横軸が電場の振幅値で 単位は [V], 縦軸がピーク電流値で単位は [kA] である. . . . .	71
53	観測点から $300 \pm 100$ km の範囲で起こった落雷の電場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較. $\alpha = -28$ . . . . .	72
54	観測点から $500 \pm 100$ km の範囲で起こった落雷の電場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較. $\alpha = -72$ . . . . .	72
55	観測点から $700 \pm 100$ km の範囲で起こった落雷の電場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較. $\alpha = -1.1 \times 10^2$ . . . .	73
56	観測点から $900 \pm 100$ km の範囲で起こった落雷の電場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較. $\alpha = -1.3 \times 10^2$ . . . .	73
57	観測点から $1100 \pm 100$ km の範囲で起こった落雷の電場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較. $\alpha = -1.3 \times 10^2$ . . . .	74
58	観測点から $1300 \pm 100$ km の範囲で起こった落雷の電場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較. $\alpha = -1.6 \times 10^2$ . . . .	74
59	各距離のレンジで推定した $\alpha$ [kA/V] と距離の関係を表した図. . . . .	75
60	観測点から $100 \pm 100$ km の範囲で起こった落雷の電場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較. 横軸が電場の振幅値で単位 は [V], 縦軸がピーク電流値で単位は [kA] である. $\alpha = 38$ . . . . .	77
61	観測点から $300 \pm 100$ km の範囲で起こった落雷の電場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較. $\alpha = 46$ . . . . .	78



62	観測点から 500±100 km の範囲で起こった落雷の電場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 65$ . . . . .	78
63	観測点から 700±100 km の範囲で起こった落雷の電場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 75$ . . . . .	79
64	観測点から 900±100 km の範囲で起こった落雷の電場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 78$ . . . . .	79
65	観測点から 1100±100 km の範囲で起こった落雷の電場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 83$ . . . . .	80
66	観測点から 1300±100 km の範囲で起こった落雷の電場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 84$ . . . . .	80
67	各距離のレンジで推定した $\alpha$ [kA/V] と距離の関係を表した図 . . . . .	81
68	観測点から 100±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . 横軸が電場の振幅値で単位は [nT], 縦軸がピーク電流値で単位は [kA] である . $\alpha = 2.9 \times 10^{-3}$ .	82
69	観測点から 300±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 3.5 \times 10^{-3}$ . . . . .	83
70	観測点から 500±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 1.0 \times 10^{-2}$ . . . . .	83
71	観測点から 700±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 1.5 \times 10^{-2}$ . . . . .	84
72	観測点から 900±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 1.9 \times 10^{-2}$ . . . . .	84
73	観測点から 1100±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 3.9 \times 10^{-2}$ . . . . .	85
74	観測点から 1300±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 8.2 \times 10^{-3}$ . . . . .	85
75	各距離のレンジで推定した $\alpha$ [kA/nT] と距離の関係を表した図 . . . . .	87
76	観測点から 300±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 4.6 \times 10^{-3}$ . . . . .	88
77	観測点から 500±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 9.4 \times 10^{-3}$ . . . . .	88
78	観測点から 700±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 8.6 \times 10^{-3}$ . . . . .	89

79	観測点から 900±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 8.5 \times 10^{-3}$ . . . . .	89
80	観測点から 1100±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 2.1 \times 10^{-2}$ . . . . .	90
81	観測点から 1300±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 7.0 \times 10^{-3}$ . . . . .	90
82	各距離のレンジで推定した $\alpha$ [kA/nT] と距離の関係を表した図 . . . . .	91
83	観測点から 100±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . 横軸が電場の振幅値で単位は [nT], 縦軸がピーク電流値で単位は [kA] である . $\alpha = -4.3 \times 10^{-4}$	92
84	観測点から 300±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = -3.1 \times 10^{-3}$ . . . . .	93
85	観測点から 500±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = -8.2 \times 10^{-3}$ . . . . .	93
86	観測点から 700±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = -1.3 \times 10^{-2}$ . . . . .	94
87	観測点から 900±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 1.6 \times 10^{-2}$ . . . . .	94
88	観測点から 1100±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = -1.9 \times 10^{-2}$ . . . . .	95
89	各距離のレンジで推定した $\alpha$ [kA/nT] と距離の関係を表した図 . . . . .	96
90	観測点から 100±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . 横軸が電場の振幅値で単位は [nT], 縦軸がピーク電流値で単位は [kA] である . $\alpha = -1.8 \times 10^{-3}$	97
91	観測点から 300±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = -2.8 \times 10^{-3}$ . . . . .	98
92	観測点から 500±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = -7.5 \times 10^{-3}$ . . . . .	98
93	観測点から 700±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = -1.0 \times 10^{-2}$ . . . . .	99
94	観測点から 900±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = 1.0 \times 10^{-2}$ . . . . .	99

---

95	観測点から 1100±100 km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 . $\alpha = -1.4 \times 10^{-2}$ . . . . .	100
96	各距離のレンジで推定した $\alpha$ [kA/nT] と距離の関係を表した図 . . . . .	101
97	PacNet(Pacific Lightning Detection Network) の観測点を示した図 . [Pessi et al., 2009] . . . . .	103
98	NLDN から得られたピーク電流値に対する PacNet から得られた電場波形の振幅値と距離の相関を示した図 . (a) 昼間 , (b) 夜間の場合である . [Pessi et al., 2009] . . . . .	104

## 表目次

1	ループアンテナ及びプリアンプのパラメータ . . . . .	37
2	電場プリアンプの特性 . . . . .	45
3	A/D 変換ボードのスペック . . . . .	47
4	サンプリングソフトウェアの仕様 . . . . .	48

# 1 序論

## 1.1 雷放電

雷雲は、対流セルあるいは降水セルと呼ばれる、秒速十数メートルの激しい上昇気流及び下降気流を含む対流セルの集合体で構成されている。それぞれの対流セルは発達期、成熟期、衰弱期という特有のライフサイクルを持つ。このライフサイクルの中で、あられと氷晶が発達期に形成され、衝突を繰り返すことにより電荷分離が進行し雲内に電荷が蓄積される。大気の絶縁破壊電場強度を越えたときに放電が発生し、雲内の電荷が中和される。このことを雷放電と呼び、以上を総称して雷放電現象と呼ぶ。

雷放電は大きく三種類に分類することができる。対地放電 (Cloud-to-Ground(CG) discharge)、雲内放電 (Intra-cloud(IC) discharge)、雲間放電 (Cloud-to-Cloud(CC) discharge) である。対地放電はさらに、雲内の正電荷が中和される正極性対地放電 (+CG) と、雲内の負電荷が中和される負極性対地放電 (-CG) に分類される。さらに、絶縁破壊の伝搬方向 (上向き, 下向き) を考慮すると CG は四種類に分類することができるが、負極性の下向き放電が全体の 90% 以上を占める。これらの放電の発生形態を表した模式図を図 1 に示す。

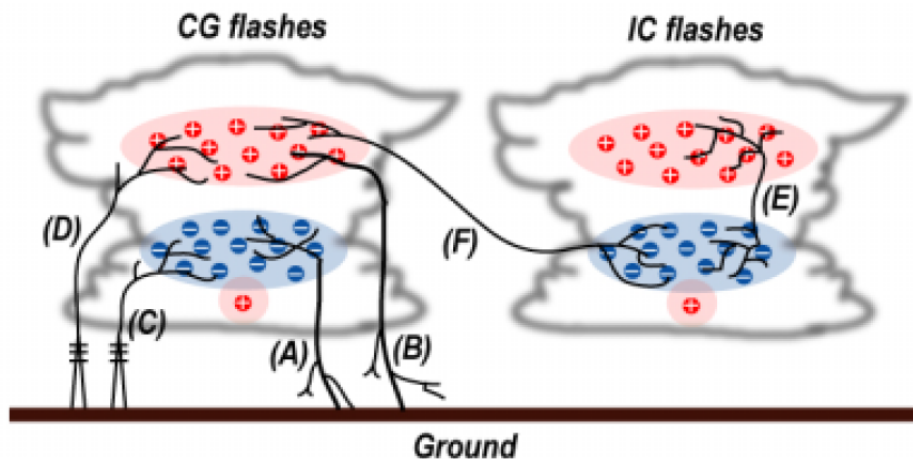


図 1 雷放電の発生形態を表す模式図。(A) 下向きの負極性 CG, (B) 下向きの正極性 CG, (C) 上向きの負極性 CG, (D) 上向きの正極性 CG, (E) 雲内放電, (F) 雲間放電。  
[Ohkubo, 2004]

電荷分離による雷雲内の電荷分布を表す典型的モデルとして、図 1 に示すように、雲内の上層部に正電荷、下層部に負電荷と正電荷（ポケット正電荷）が存在する三極構造が考えられている。しかし近年では、実際の雷雲内ではより複雑な電荷分布をしていると考えられている。

*Stolzenburg et al.* [2008] では、発達した MCS(Mesoscale Convective System) の中に気球を飛ばし、各高度における電場、温度、相対湿度を観測した結果が報告されている。雲内において強い上昇気流が生じている領域では、雲底から雲頂に向けて正、負、正、負の 4 極構造となっており、一方、上昇気流が弱い領域では正、負、正、負、正、負の 6 極構造となっていることが判明した。図 2 に気球によって観測された MCS 内部の電場、温度、相対湿度の高度分布と、この結果推定される雲内電荷分布の模式図を図 3 に示す。図 3 を見ると分かるように、実際の雲内の電荷分布は、風などの影響を受けて複雑な構造をしていると近年では考えられている。

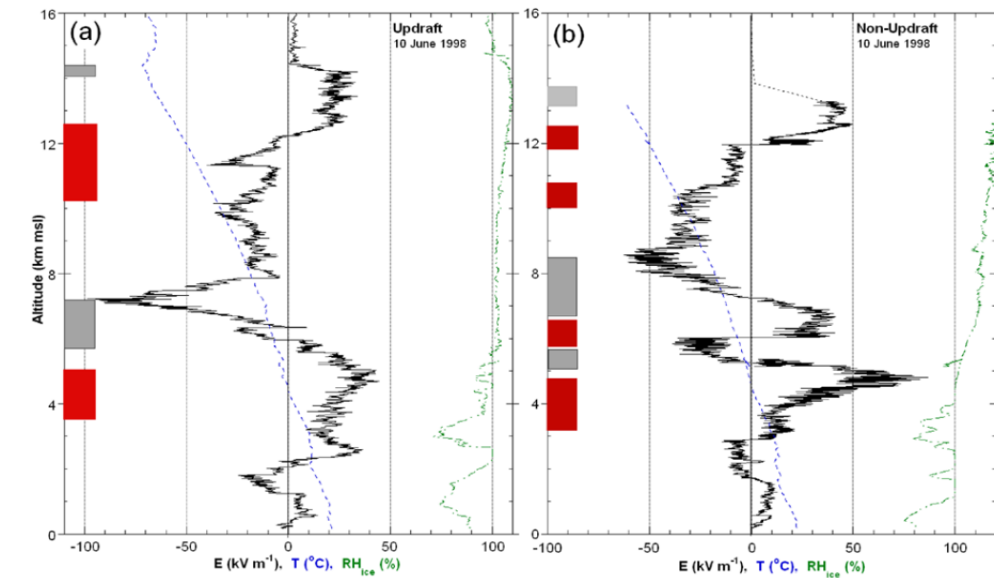


図 2 MCS 内部の電場 ( $E$ )、温度 ( $T$ )、相対湿度 ( $RH_{ice}$ )、推定される電荷（赤色の縦棒が正電荷、灰色の縦棒が負電荷）の高度分布。(a) 上昇気流を伴う領域。鉛直方向の電荷分布は 4 層に分かれる。この場合では負電荷の主な帯電領域は高度 6~7 km の部分である。(b) 上昇気流を伴わない領域。電荷分離は 6 極構造を示しており、上層部の正電荷の領域は 10 km と 12.5 km の 2 つに分かれている。[*Stolzenburg et al.*, 2008]

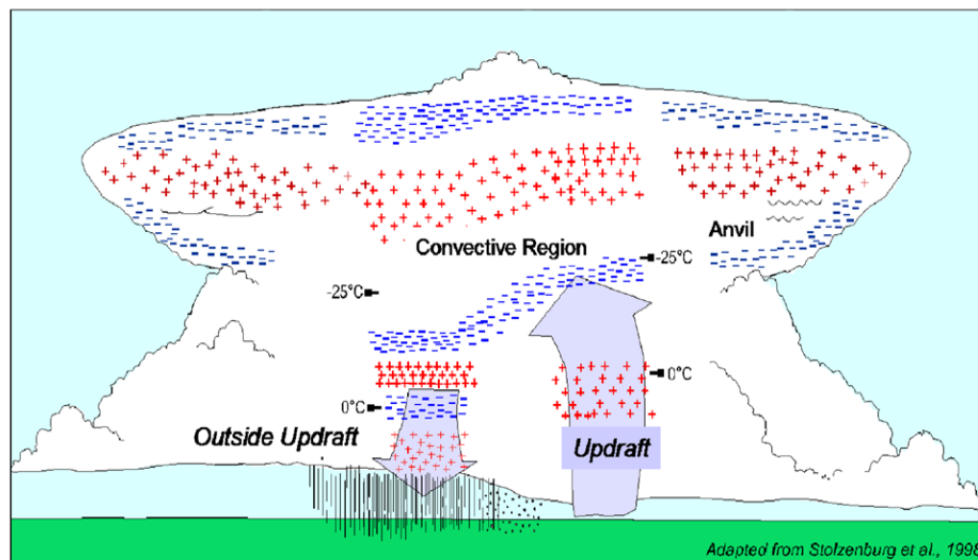


図 3 気球観測の結果から推測される雲内の電荷分布のモデル [Stolzenburg et al., 2008]

## 1.2 雷放電の観測

### 1.2.1 衛星からの光学観測

近年，衛星観測技術の向上により，雷放電の全球発生頻度や分布がより詳細に分かるようになってきた．Microlab-1 衛星に搭載された OTD(Optical Transient Detector) の観測によると，全球において CG, CC, IC が 1 年間に約  $1.4 \times 10^9$  flash 発生していると推定されている．平均すると，全球において  $44 \pm 5$  flash/s の頻度で発生している [Christian et al., 2003]．この Christian et al. [2003] の推定値は，Brooks [1925] によって見積もられた 100 flash/s と較べて小さな値であるが，現在最も信頼性が高い結果として受け入れられている．図 4 は，OTD による 1995 年 4 月から 2000 年 3 月まで 5 年間の観測から得られたデータに基づいた，雷放電の全球発生頻度分布を示しており，また，図 5 に季節ごとに分類した全球の発生頻度分布を示す．

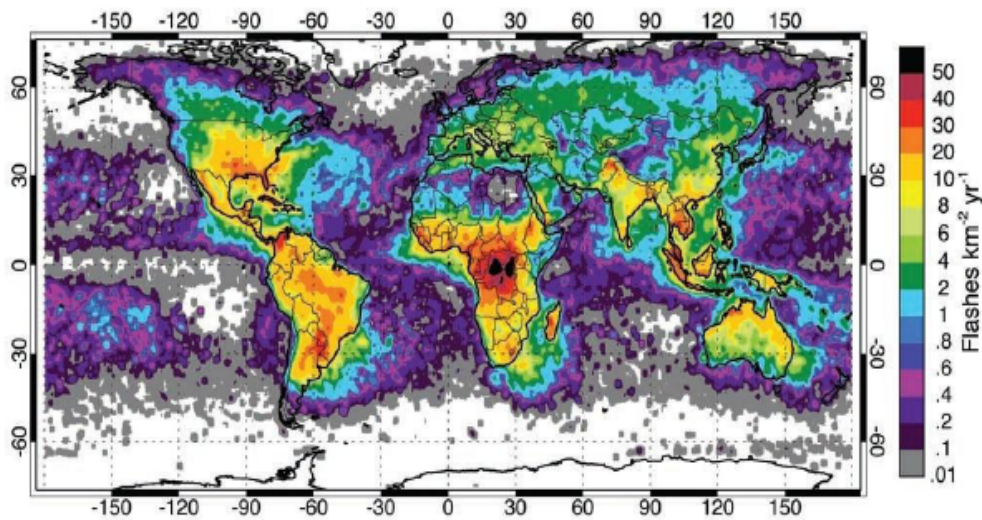


図4 OTDによる1995年4月から2000年3月までの5年間の観測により得られた雷放電の年平均の全球発生頻度分布。この観測結果により、アメリカ、アフリカ、東南アジアにおいて年間を通して特に頻発している事や、また、 $30^{\circ}\text{S} \sim 30^{\circ}\text{N}$ の低緯度域において、発生頻度は全体の8割を占めていることが明らかとなった [Christian *et al.*, 2003]。

OTDは既に2000年5月で運用期間を終えているが、OTDに続いて雷放電の光学観測を行っている観測機器として、TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission)衛星に搭載されたLIS(Lightning Image Sensor)が挙げられる。図6にLISにより観測された2010年の1年間の雷放電全球発生頻度分布を示す。LISの衛星の観測により、アメリカ域、アフリカ域、東南アジア域において雷活動が活発であることが改めて証明された。



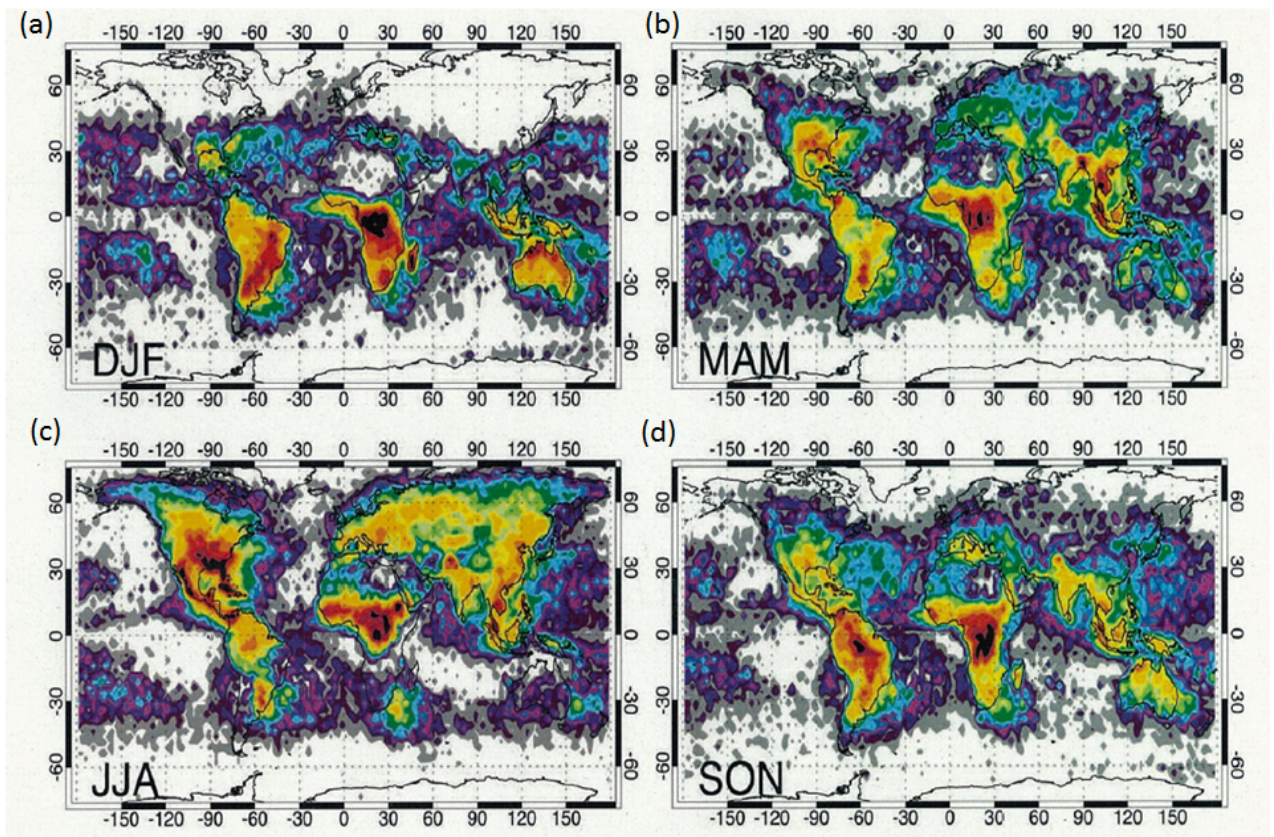


図5 季節ごとの雷放電全球発生頻度分布の分類。(a) 12月, 1月, 2月 (b) 3月, 4月, 5月 (c) 6月, 7月, 8月 (d) 9月, 10月, 11月の発生頻度分布。(a)と(d)を見ると明らかなように、北半球が冬では南半球で、北半球が夏では北半球で雷放電活動が活発になっている [Christian et al., 2003]。

図4や図6が示す通り、衛星観測により約1ヶ月の時間分解能の雷放電全球発生頻度分布の導出が可能となったが、衛星軌道上の限られた空間しか一度に観測を行えない点、個々の放電がCG, CC, ICのいずれかであるか判別できない点、放電の電気的特性(電流値, 極性等)の導出が不可能である点など、衛星観測特有の不利な点が存在する。

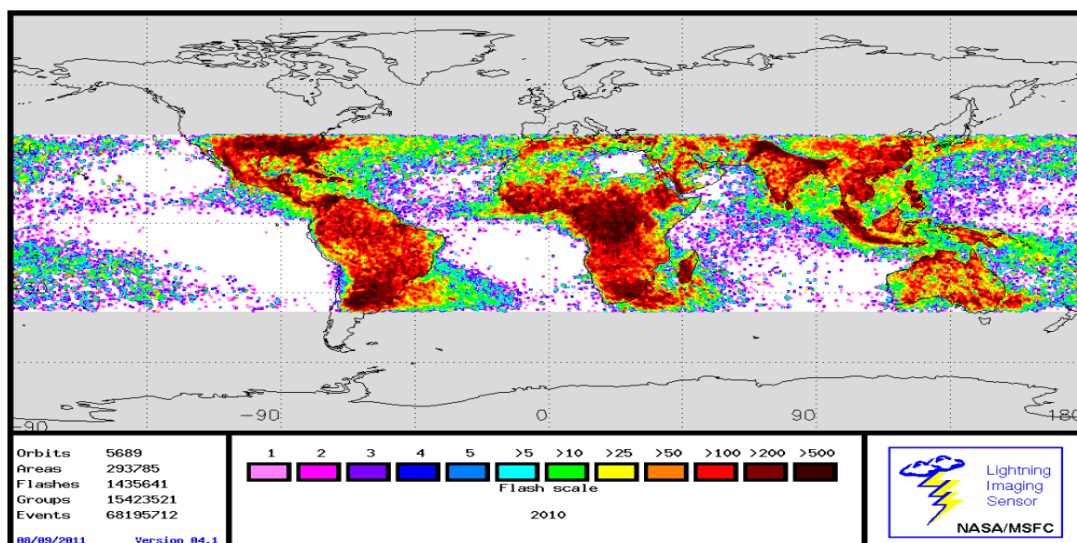


図 6 TRMM 衛星搭載 LIS により観測された 2010 年 1 年間の雷放電全球発生頻度分布 [ftp : //ghrc.nsstc.nasa.gov/pub/browse/lis/lis - summaries/2010/2010.png] .

### 1.2.2 地上電磁波観測

WWLLN(World-Wide Lightning Location Network) は全球に 30 箇所の観測点を持つ雷放電地上観測網である。図 7 に、WWLLN によって観測された雷雲地上間放電の発生頻度分布を示す。雷放電により放射された 3-30 kHz の VLF(Very Low Frequency) 帯電磁波動を観測し、波動の到来時間差を検出して親雷放電を特定するシステムである。地上観測の利点として、観測区域内においては 24 時間連続した観測が可能であり、また、個々の放電の電気的特性の導出が可能である。しかし、WWLLN の場合、雷放電の検出率は 3% と低く [Rodger *et al.*, 2008], また膨大なデータ量のため波形データの保存には至っていない。

WWLLN は全球の雷放電地上観測網であるが、北米に特化した雷放電地上観測網として、NLDN(National Lightning Detection Network) が挙げられる。この観測網も WWLLN と同様、波動の到来時間差を検出して親雷放電を特定するシステムであるが、観測している電磁波動は 1-500 kHz の VLF/LF(Low Frequency) 帯である点が大きく異なる。NLDN の検出率は 90% と高いが、雷放電から放射される電磁波動のうち、地面に沿って到達する直達波 (grand wave) を観測しているため、観測点を密に (100,000 km<sup>2</sup> あたり

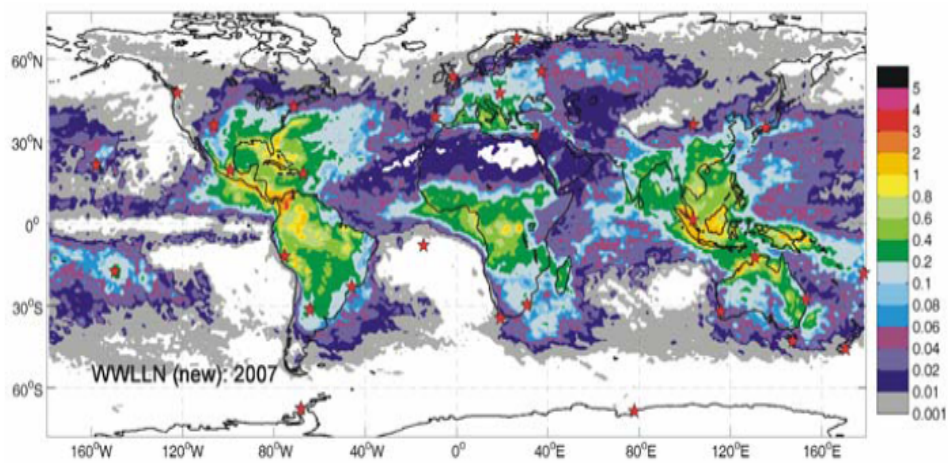


図 7 WWLLN によって観測された雷雲地上間放電の全球頻度分布 [Rodger *et al.*, 2008]

1 点) 設けなければならないという弱点がある [Sergio *et al.*, 2009; Cummins *et al.*, 1998]. 図 8 に, 2006-2007 年及び 2008-2009 年の各期間, NLDN と WWLLN でそれぞれ検出した北米における雷放電発生頻度分布図を示す.

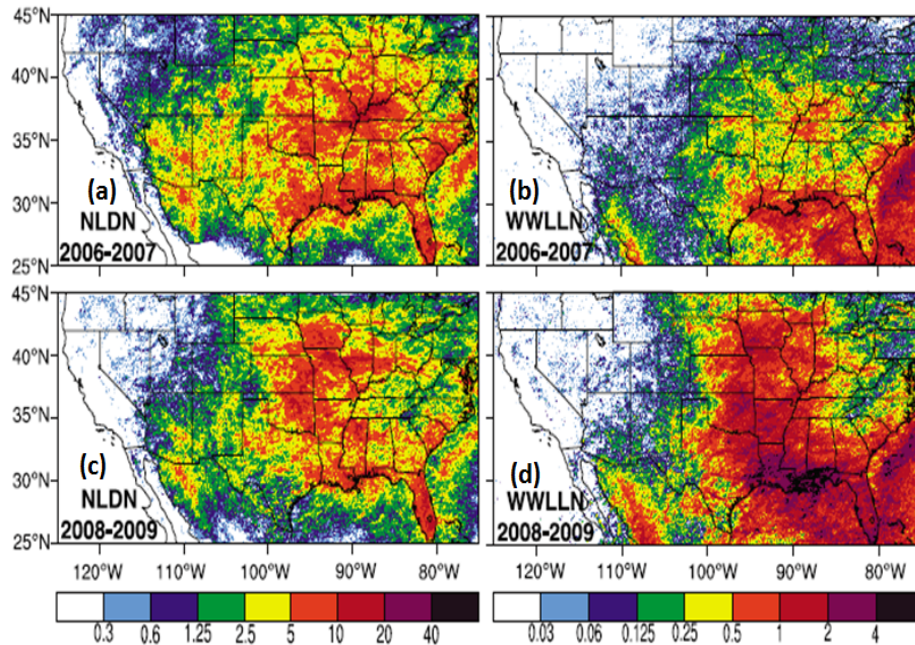


図 8 NLDN 及び WWLLN が観測した 2006-2007 年及び 2008-2009 年の北米における雷放電の発生頻度分布 (a)2006-2007 年の NLDN, (b)2006-2007 年の WWLLN, (c)2008-2009 年の NLDN, (d)2008-2009 年の WWLLN によって観測された北米における雷放電の発生頻度分布図．単位は  $\text{fl}/\text{km}^2/\text{yr}$ ．検出率は NLDN が WWLLN と比べて一桁ほど高く、また、WWLLN は NLDN と比べて相対的に南東部の検出率が高い事が分かった [Sergio *et al.*, 2009]．

一方、雷放電から放射される 1-100 Hz 帯 ELF 波動観測によって、全球雷放電発生頻度分布を推定する研究も進んでいる．この ELF 波動観測網は北海道大学のグループが管理、運営しており、GEON(Global ELF Observation network)と呼ばれている．この観測網は、南極昭和基地、国内の女川、北欧のキルナ、米国のサンタクルズと全球に 4 地点の観測点を持ち、雷放電から放射される 1-100 Hz の ELF 帯電磁波の波形を連続的に観測している．図 9 は GEON の観測点の分布図である．

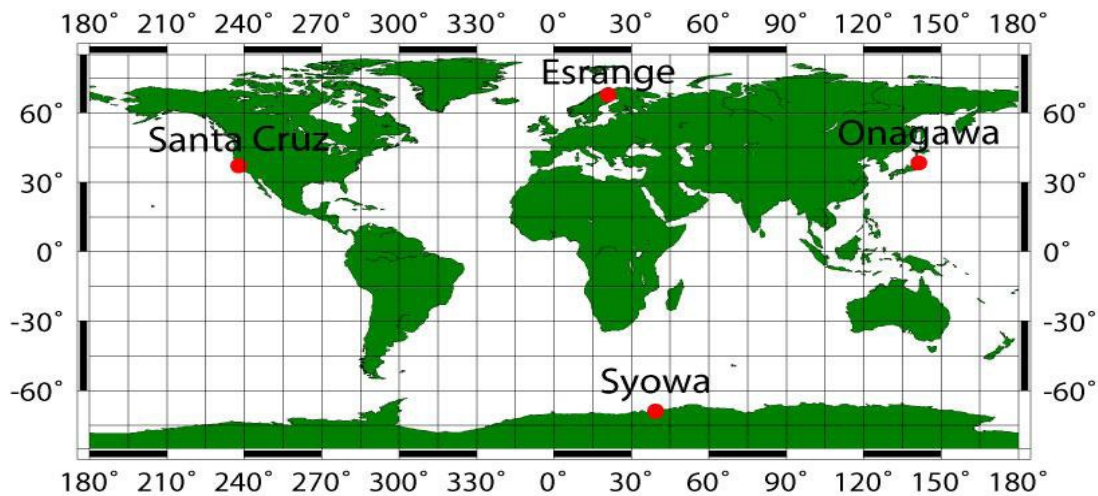


図 9 Global ELF Observation Network(GEON) の観測点

GEON は、NLDN 等の VLF 帯電磁波観測網と比べると位置推定精度が約 700km と劣るが [Yamashita, 2011], 得られた ELF 帯の磁場波形データから電荷モーメントを算出できる点が大きなメリットである。Yamashita [2011] は GEON で得られた 2003-2004 年の 1 年間のデータを解析し, 950 C·km 以上の落雷を +CG と -CG に分類し, 全球発生頻度分布を推定した。また, 月ごとの全球発生頻度分布も推定し, 極性・電荷モーメントを考慮した全球雷活動の月変化を世界に先駆けて推定した。従来の ELF 帯電磁波観測ではアフリカ域における落雷活動が支配的と考えられてきたが, Yamashita [2011] の結果ではアメリカ域において強い落雷活動を検出した。図 10 に, 2003 年 8 月から 2004 年 7 月に取得された GEON の ELF データより導出した 950 C·km 以上の規模を持つ落雷の全球発生頻度分布の図を示す。

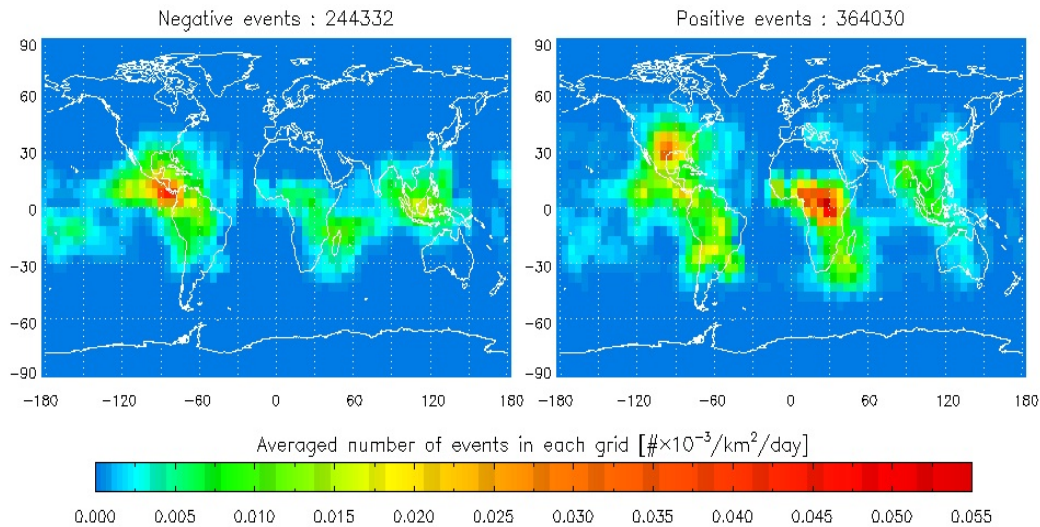


図 10 2003 年 8 月から 2004 年 7 月に取得された GEON の ELF データより推定した 950 C·km 以上の規模を持つ落雷の全球発生頻度分布 [Yamashita, 2011]

### 1.3 雷放電から放射される電磁波とピーク電流値

雷放電から放射される電磁波は，数 Hz から数 100 MHz と非常に広帯域に渡る [Burke and Jones, 1992; Weidman et al., 1986] . CG に伴う電磁放射として，VHF (Very High Frequency, 30-300 MHz) 帯の電磁波は，リーダーやストリーマといった，初期の絶縁破壊放電過程で放射される [Mazur et al., 1995; Shao and Krehbiel, 1996] . また，リーダー過程に続いて発生するリターンストローク，つまり雲内の電荷を中和する帰還雷撃電流によって，巨大な電流パルスが放射され，3-30 kHz の VLF (Very Low Frequency) 帯と，30-300 kHz の LF (Low Frequency) 帯にて観測される [Cummins et al., 1998] . CG では，特に +CG のリターンストローク発生後，20-100 ms 程度の継続時間を持つ連続電流と呼ばれる電流が流れることがあり，この一連の電流によって放射される電磁波は 3 Hz-3 kHz の ELF (Extremely Low Frequency, 3 Hz-3 kHz) 帯にて観測される .

このように雷放電から放射される電磁波は広帯域にわたるが，伝搬距離は周波数帯によって異なる．ELF 帯や VLF 帯の電磁波は，減衰率がそれぞれ約 0.1 dB/Mm，約 2-3 dB/Mm と非常に低く，電離圏 D 層と地表面を反射して遠距離まで伝搬するという特徴を持っている．リターンストロークからは VLF 帯と LF 帯の電磁波を強く放射するが，図 11 に示されるように，放射点からおよそ 1000 km 以下の距離では，地表面に沿って伝搬する直達波成分 (grand wave) と電離圏での反射成分 (sky wave) がほぼ同じ信号強度で受信される．一方，これ以上の距離になると grand wave は減衰して検出が難しくなり，sky wave が卓越して観測される [Pessi et al., 2009].

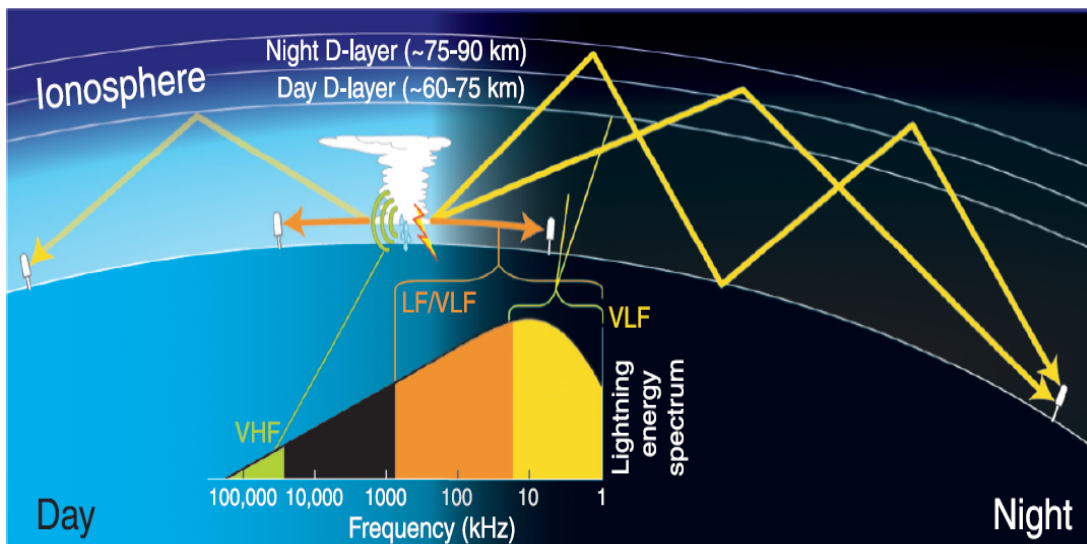


図 11 地表面と電離圏 D 層で囲まれた空間を電磁波が伝搬する導波管モデルの模式図 [Pessi et al., 2009]

また，図 11 に重ねて描かれているエネルギースペクトルが示す様に，波長の放射エネルギーに関しては，雷放電電流の放電時定数や空間スケールを反映して，主に ELF 帯，VLF 帯，LF 帯で最も高い．

図 12 は落雷点から 10 km 地点で観測される電界強度の例である．この図から，エネルギースペクトルは 1-数 10 kHz にピークを持ち，100 kHz や 1 MHz においては強度がピークに比べて 1-2 桁低く，周波数が上がるとさらに低下していることが分かる．

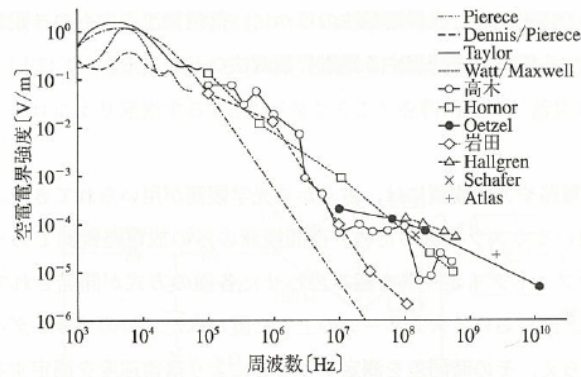


図 12 落雷点から 10 km 地点での電界強度 [大気電気学概論, p159].

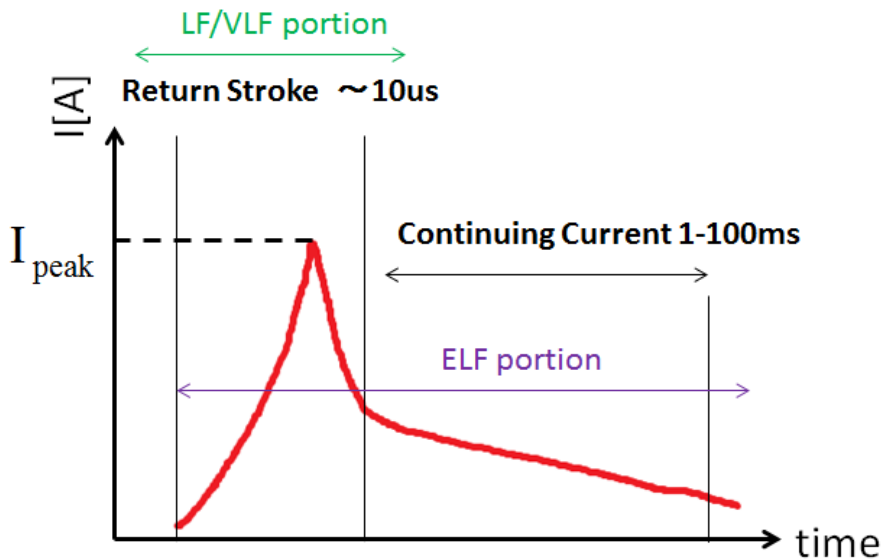


図 13 雷放電の電流波形の模式図と、対応する放射電磁波の周波数帯域

また図 13 は、CG における電流波形を示す模式図である。典型的な CG の電流波形は、リターンストロークに伴い指数関数的に増加する急激な立ち上がりを示し、ピークを迎えると今度は指数関数的に電流値は減少し、連続電流と呼ばれる時定数が 1-数 100 ms 程度の電流が流れ続ける。このピーク時の電流値のことを、ピーク電流値 ( $I_{peak}$ ) と呼び、これはリターンストロークの最大電流値を表す基礎的な物理パラメータである。



## 1.4 雷放電と高高度放電発光現象及び気象場との関係

### 1.4.1 雷放電と高高度放電発光現象との関係性

ピーク電流値は，リターンストロークで流れる電流の規模を表すパラメータとして用いられるが，それだけにとどまらず，雷雲上空の成層圏，中間圏，下部熱圏で発生する高高度放電発光現象にとっても重要なパラメータである．

雷雲地上間放電に伴い雷雲上空で発生する過渡的な発光現象は，米国の R. Franz らによって 1989 年に発見された [Franz *et al.*, 1990]. この現象はスプライトと名付けられたが，その後の精力的な観測により，エルプス，スプライトヘイロー，ブルージェット，巨大ジェットが 1990 年代に相次いで発見された [Fukunishi *et al.*, 1996; Barrington–Leigh *et al.*, 2001; Wescott *et al.*, 1995; Pasko *et al.*, 2002] . これらは発生形態の違いにより区別されているが，これらを総称して高高度放電発光現象 (TLEs : Transient Luminous Events) と呼ばれている．図 14 に，これら高高度放電発光現象の発光形態を表す模式図を示す．

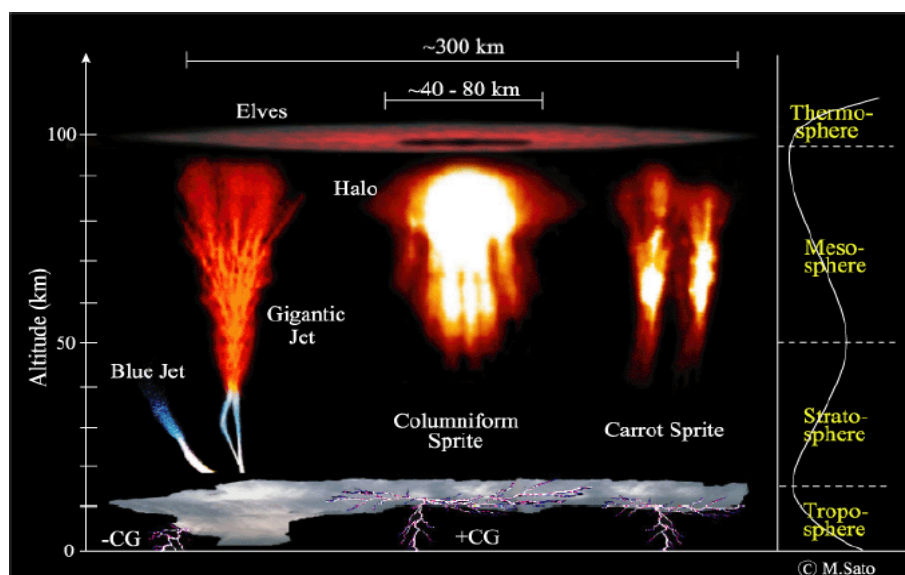


図 14 TLEs の発光形態の模式図 [Sato, 2004]

数々の現象の発見に伴い、発生メカニズムに関する理論的研究も大きく進んだ。中でも、スプライトの発生メカニズムとして広く受け入れられているのは、準静電場モデル [Pasko et al., 1997] である。準静電場モデルによると、+CG によって、雷雲上部の正電荷が瞬時に取り除かれ、雷雲内及び雷雲上空の負電荷により鉛直下向きの準静電場が発生する。この準静電場により、雷雲上空の電子が上向きに加速されて中性大気分子に衝突し、二次電子が生成される。この過程が雪崩的に発生する絶縁破壊が起こり発光に至る。これが準静電場モデルによるスプライト発生メカニズムである。図 15 に、準静電場モデルの模式図を示す。

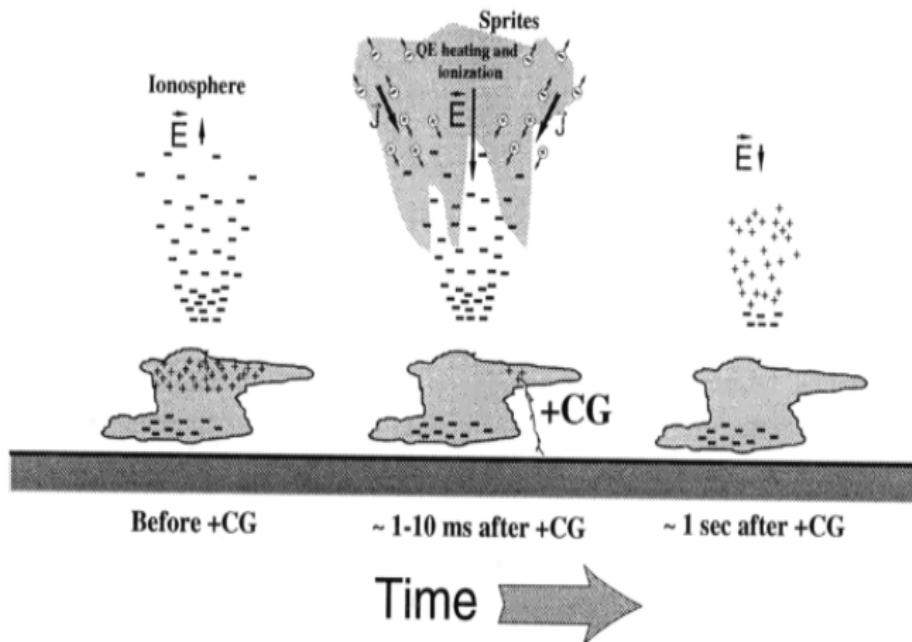


図 15 準静電場モデルの概念図 [Pasko et al., 1997]

しかしながら，このモデルでは多くのスプライトの観測事実を説明することができない．例えば，準静電場モデルによると，スプライトは親雷放電の直上で発生しなければならないが，親雷放電の直上から最大で 50 km 程度水平に位置ずれを伴って発生する点や，親雷放電の発生から最大 100 ms の遅延時間をもってスプライトが発生する点などである [Wescott et al., 2001; São Sabbas et al., 2003; Bell et al., 1998]．スプライトの発見から約 20 数年経つが，何がスプライトの発生条件を決定しているのかという根本的な問題は，未解決の問題として残されている．

これら未解決の問題を解く鍵として近年注目されているのは，雷放電の水平電流である [Valdivia et al., 1997; Adachi et al., 2004; Ohkubo et al., 2005]．図 16 に示す様に，雷放電の水平電流より放射された電磁パルス (EMP:ElectroMagneticPulse) が電離圏と地上で反射し，同時に直達した EMP と干渉することにより，雷雲上空の高度 80-90 km で電子密度の非一様性が生み出されることが示唆されている [Cho and Rycroft, 2001]．

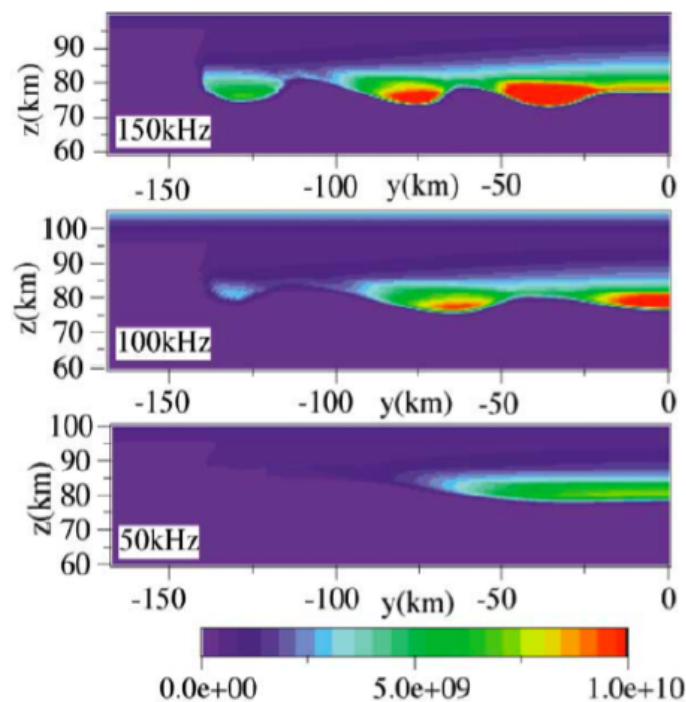


図 16 雷放電の水平電流から放射される EMP により生じた電子密度の非一様な空間分布． [Cho and Rycroft, 2001]

この他にも，図 17 に示す様に冬季日本で発生したスプライトのイベントの解析から，スプライトのカラムの長さや親雷放電の電荷モーメントが比例関係にあり，一方，カラムの本数と親雷放電のピーク電流値が比例関係に相関があることが明らかとなった．電荷モーメントと準静電場強度及びピーク電流値と EMP 強度はそれぞれ比例関係にあることから，スプライトの規模は準静電場が決め，発生条件は EMP が決めていると示唆されている [Adachi et al., 2004] .

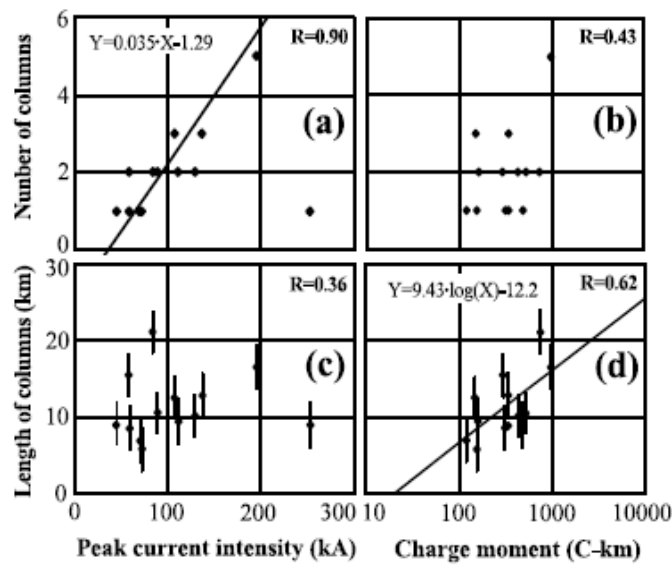


図 17 カラム状スプライトの本数と長さ，及び親雷放電のピーク電流値と電荷モーメントとの相関図．(a) カラム数とピーク電流値，(b) カラム数と電荷モーメント，(c) カラムの長さやピーク電流値，(d) カラムの長さや電荷モーメントの相関図． [Adachi et al., 2004]

また，図 18 に示す様に，雷放電の VLF 波動観測の結果から，スプライトを発生させる雷放電は 5 kHz から 10 kHz の周波数帯にピークをもつ微弱な VLF パルスがクラスター的に発生するという結果も報告されている [Ohkubo *et al.*, 2005]. これらの結果も CG 及び雷雲内部の放電路から放射された EMP が電離層下端で干渉し，電子密度の非一様性が生み出され，それがスプライトの発生条件を決めている可能性を示唆している．この様に，スプライトの発生条件に深く関わるピーク電流値や雷放電電流の時間・空間的特性を調べることで，スプライトの発生条件とメカニズムの解明にとって重要である．

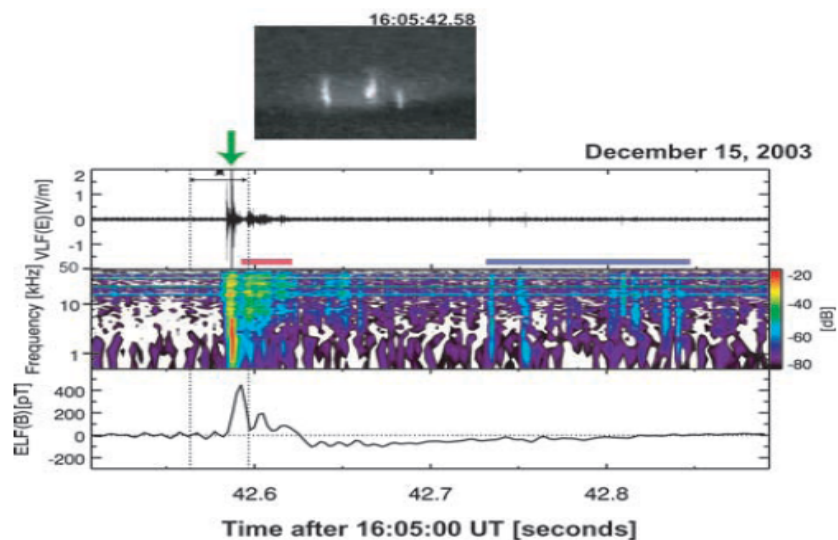


図 18 スプライトと親雷放電から放射された VLF, ELF 波動の同時観測結果 [Ohkubo *et al.*, 2005]

### 1.4.2 雷放電と気象

これまで雷の電気的特質を述べてきたが、雷は電気現象であると共に気象現象でもある。雷は積乱雲が発達した結果発生することが多いが、積乱雲の発達のメカニズムと雷放電現象の関係について、概念図を図 19 に示す。

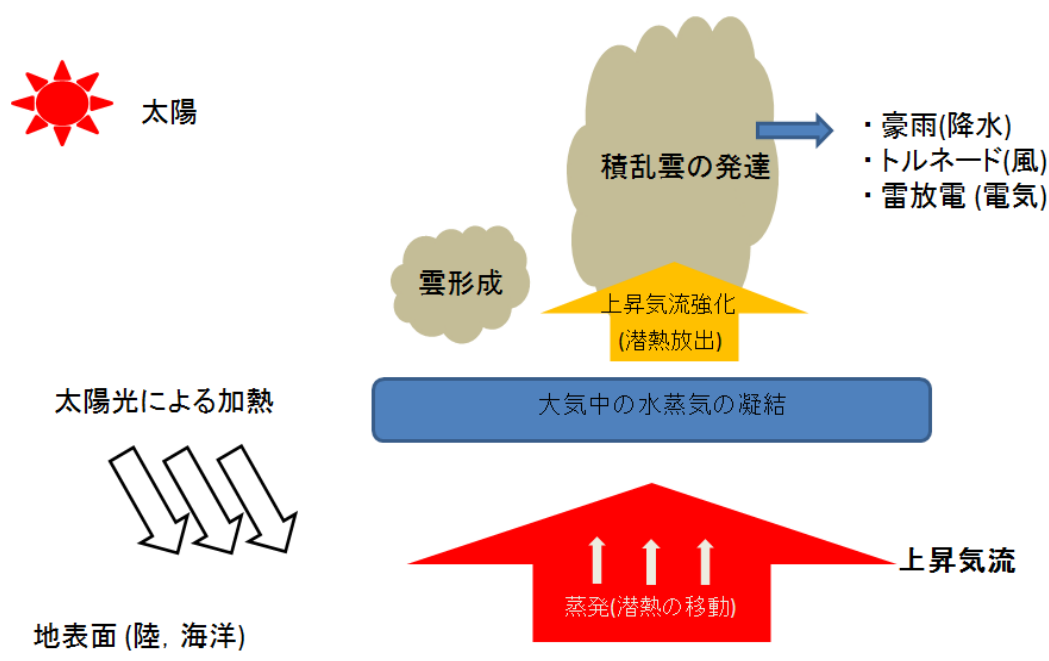


図 19 積乱雲発達のメカニズムの概念図

まず、太陽光により地表面（地面，海面）が暖められ、上昇気流が発生する。上昇気流の発生に伴い、地表面に存在する水蒸気が大気圏上部に輸送され、潜熱を放出し、上昇気流が強化されることにより積乱雲が発達する。発達した積乱雲の内部の大気の状態は極めて不安定であり、この不安定さを解消して安定に向かうために豪雨（降水）やトルネード（風）や雷放電（電気）という形態をとる。また、太陽光による地表面の過熱から積乱雲の発達、そして雷放電の発生までは時間差が生じることが分かっており、雷放電は LT(Local Time) において 16 時に最も多く発生することが分かっている [Price et al., 2006]。

集中豪雨や突風など、激しい気象現象を観測するにあたり水蒸気や、気流の分布・変化等の測定が必要であるが、これらの情報は集中観測などでしか得られることができない。一方で、これらの激しい気象現象を引き起こす積乱雲は雷を伴うことが多いので、近年では雷放電と気象パラメータとの相関性を見る研究が精力的に行われている。*Deierling and Petersen, [2008]* は上昇気流量と雷放電頻度の相関性を調査し、-5 より低い層（上空）において、上昇気流が 5 m/s より大きい風速の場合、上昇気流量と雷放電頻度に強い相関 ( $r = 0.93$ ) があることを示した (図 20)。

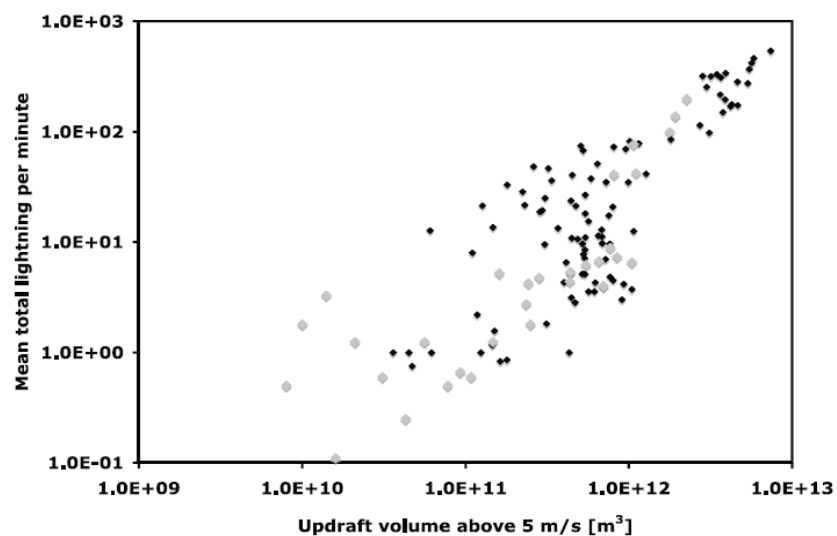


図 20 -5 より低い層において上昇気流が 5 m/s を超える場合の上昇気流量と雷放電頻度の比較。黒点がコロラド/カンザスの大平原で、灰点が北アラバマで観測されたもの [*Deierling and Petersen, 2008*]。

また、*Serge* [2001] は 1997 年の 7 月 11 日, 1997 年の 8 月 17 日, 1997 年 8 月 18 日, 1999 年 5 月 30 日の計 4 日間において, 降水量と雷放電頻度を比較する事例解析を行った。その結果, 1997 年 7 月 11 日と 1997 年 8 月 17 日の事例において, 降水量と雷放電回数の増減傾向が近いということが分かった。また, 雷放電活動は激しい気象現象の予測に役に立つという報告もある。*Price et al.* [2009] は, 2005-2007 年の 3 年間に渡り観測された計 58 のハリケーンの最大風速の変化と, それぞれのハリケーンを中心から  $10^\circ \times 10^\circ$  の範囲における雷放電数を比較した。図 21 に 2005 年 7 月 5-14 日の期間に発生していたハリケーン Dennis の場合の雷放電活動と最大風速の推移を示す。その結果, 最大風速の変動と雷放電数は 2 イベントを除いて高い正の相関関係を示し, 58 イベントを平均した相関係数  $r = 0.82$  という結果になった。また, 70% 以上のイベントにおいて, 雷放電活動のピークが風速のピークよりも先行している結果となった。この結果から, 雷放電活動をモニターすることにより, ハリケーンの強度変化を予測できる可能性があることが示唆された。

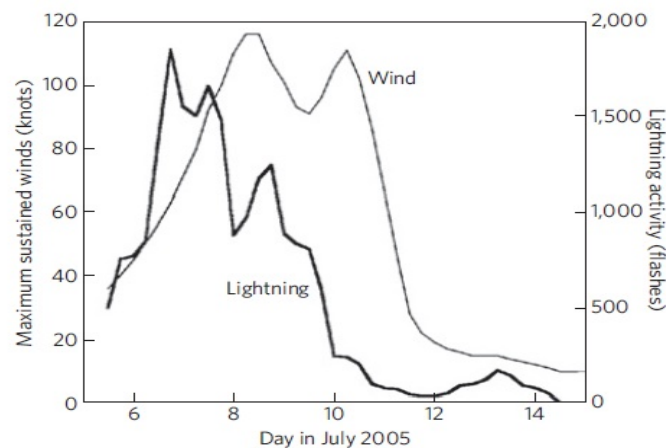


図 21 2005 年 7 月 5-14 日の期間に発生していたハリケーン Dennis の最大風速と, 中心から  $10^\circ \times 10^\circ$  の範囲での雷放電数の推移。それぞれの強度曲線は大きく 2 つのピークを持ち, 雷放電活動が最大風速のピークに比べて約 1 日先行していることが分かる *Serge et al.*, [2001]。



この様に，上昇気流量や降水量等の気象パラメータと雷放電活動とは良い相関を示し，また，雷活動をモニターすることによりハリケーンのような激しい気象を予測することができる可能性があることが分かってきたが，従来の研究ではいずれも気象場と雷放電頻度を比較してきた．しかし，個々の雷放電は放電の種類や極性，規模が異なる．雷放電の規模を表す指標として，リターンストロークの最大電流値を示すピーク電流値や，中和された雲内の電荷量を表す電荷モーメントがある．今後，これらの情報を加えて気象パラメータと雷放電の相関解析を行うことで，気象パラメータとのより良い相関性や，ハリケーンのような激しい気象現象の予測の高精度化が期待できる可能性があり，そのためにはピーク電流値や電荷モーメントの導出可能な電磁波動観測網を整備することが重要である．

## 1.5 本研究の目的

これまで述べてきたように，ピーク電流値はリターンストロークの放電電流規模を表すパラメータであり，それと同時に高高度放電発光現象の発生条件や気象パラメータなどとの相関解析にとって欠くことができない重要な物理量であるといえる．雷放電の発生時刻，位置，極性，ピーク電流値を検出するための地上観測網として米国の NLDN(National Lightning Detection Network) や日本の JLDN(Japan Lightning Detection Network) が挙げられるが，これらのネットワークはいずれも VLF 帯から LF 帯 (1-500 kHz) にわたる電磁波動を観測しており，ピーク電流値の導出には主として LF 帯の電磁波を使用している．LF 帯の電磁波は ELF 帯や VLF 帯の電磁波と比べて sky wave 成分が電離圏で吸収されやすいので検出が難しく，ground wave 成分のみを検出するため観測機器を密に置く必要があり，NLDN では米国全土に 100 箇所以上の観測点にセンサーを置いている [Cummins et al., 1998]．一方，雷放電から放射される電磁場の放射強度はピーク電流値に対して線形的に比例するという予測があり [Uman, 2001, p.333]，近年では VLF 帯電磁波を観測し，磁場波形の振幅のピーク値からピーク電流値を推定するという研究報告がある [Said et al., 2010]．

本研究では，日本周辺で発生する雷放電の発生位置，時刻，極性のみならず，ピーク電流値をも導出可能な地上 VLF 観測網を国内に展開するという最終目標の基，1-50 kHz の VLF 帯の電場及び磁場波形を連続して観測するシステムを開発し，得られる波形データからピーク電流値を導出する手法を確立ことを目的とする．このため，本研究では連続観測による波形データ取得が可能な，1-50 kHz の VLF 帯電磁波観測システムを開発し，千葉県の大網白里町 (東経 140.21°，北緯 35.30°) に設置し，2011 年 11 月 6 日より運用を開始した．そしてこのシステムにより観測点から 1400 km 以内で発生した雷を検出し，観測された電磁波の振幅のピーク値と JLDN のピーク電流値との比較を行った．第 2 章では，本研究で設計，製作した VLF 帯電磁波動観測機器の概要と仕様について述べる．また，3 章では 2 章で製作した観測機器から得られた電磁場波形を用いてピーク電流値を導出する式を得るための，解析の手法について述べる．そして，4 章では本研究で得られた解析結果と考察について述べ，最後に 5 章では全体のまとめを述べる．

## 2 観測機器

日本周辺で発生する雷放電の網羅的観測と、雷放電ピーク電流値と VLF 帯電磁波動強度との定量的関係性を推定するために、本研究では VLF 帯電磁波動を測定するための観測システムを新規に設計し、製作した。この章では、新たに開発した観測機器のハードウェア及びソフトウェアの仕様について述べる。雷放電から放射された電磁波の磁場変動を観測するために、水平ループアンテナとアンプを設計し自作した。また、電場変動を観測するために、鉛直ダイポールアンテナと信号増幅回路(アンプ)を設計し、製作した。そして、これらの信号波形をアナログ-デジタル(A/D)変換してデータサンプリングするために、サンプリングソフトウェアの開発を行った。図 22 に VLF 帯電磁場観測システムの概要図を示す。

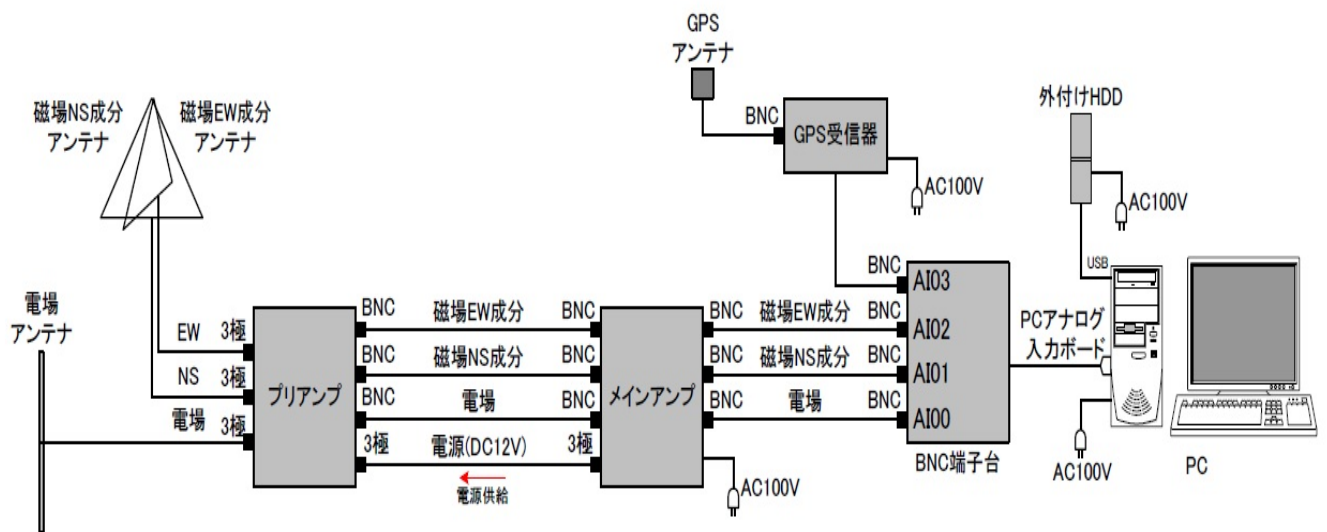


図 22 観測システム構成図

## 2.1 磁場観測機器

磁場観測機器は大きく3つの部分に分かれており、それぞれループアンテナ、プリアンプ、メインアンプである。次節以降にこれらの機器の仕様について述べる。

### 2.1.1 ループアンテナ

VLF帯波動の水平磁場成分を観測するために、直交二成分のループアンテナを設計し、製作した。このアンテナの外見は図23の通りである。アンテナの形状は二等辺三角形をしており、底辺と側辺の長さはそれぞれ1.4 m、1.4 mである。このため、ループアンテナが張る面積 $S$ は、 $0.98 \text{ m}^2$ である。また、ループアンテナの巻き数 $N$ は5である。これらのループアンテナを観測点に設置する際は、2つのループアンテナを直交するように配置し、それぞれ磁気南北、東西方向に沿わせている。図23は、千葉県大網に設置したループアンテナであるが、磁気南北方向のループアンテナは地理北方向から西に $6.9^\circ$ ずれている。



図 23 千葉県大網に設置したループアンテナの外観写真

## 2.1.2 磁場プリアンプ

図 24 は、磁場プリアンプ回路のブロック図である。プリアンプはローパスフィルタ、信号増幅器、ハイパスフィルタ、バッファアンプの 4 段構成とした。また、図 25 にループアンテナを含めた磁場プリアンプ全体の回路図を示す。

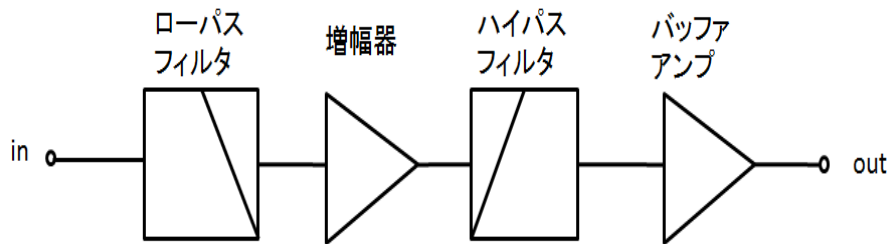


図 24 設計、製作したプリアンプ回路のブロック図

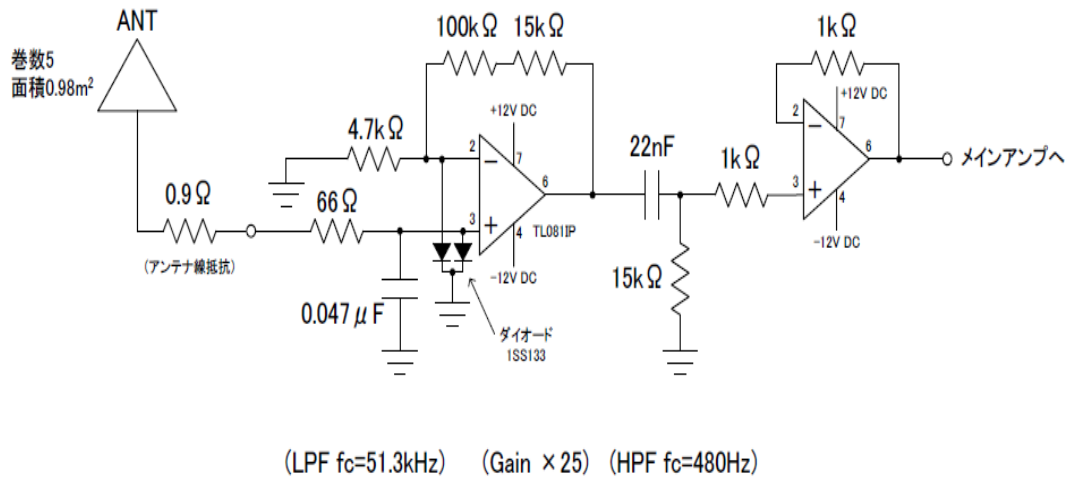


図 25 ループアンテナを含めた磁場プリアンプの回路図

まず、ループアンテナからの出力信号はカットオフ周波数  $f_c = 51.3 \text{ kHz}$  のローパスフィルタを通り、その後増幅度 25 倍の信号増幅器を通る。その後、 $f_c = 480 \text{ Hz}$  のハイパスフィルタを通り、バッファアンプを介してメインアンプに出力される。

表 1 にアンテナ及びプリアンプの特性を，また図 26 に等価回路を示す．なお，表 1 に示すインダクタンス ( $L_a$ ) は LCR メーターを使用して測定した実測値である．

表 1 ループアンテナ及びプリアンプのパラメータ

$N$ (巻き数)	5 巻
$S$ (面積)	$0.98 \text{ m}^2$
$L_a$ (アンテナのインダクタンス)	$86.83 \text{ } \mu\text{H}$
$R_a$ (アンテナの抵抗値)	0.896
$C_i$ (入力キャパシタンス)	$0.047 \text{ } \mu\text{F}$
$A$ (プリアンプのゲイン)	25

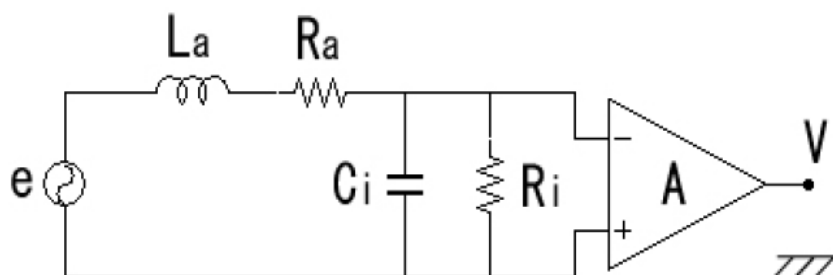


図 26 磁場ループアンテナ及びプリアンプの等価回路

図 26 の等価回路において，ループアンテナでの起電力 ( $e$ ) と初段の増幅器の出力電圧 ( $V$ ) との関係について以下に述べる．

ループアンテナに入射する磁束 ( $\phi$ ) の変化によって生み出された起電力 ( $e_{mf}$ ) は，Lenz の法則に従い式 (1) のように表すことができる．

$$e_{mf} = -N \frac{d\phi}{dt} = -SN \frac{dB}{dt} \quad (1)$$

ここで， $N$  はアンテナ巻き数， $S$  はアンテナ面積， $B$  はアンテナ面における磁束密度を表す． $B = B_0 \exp(i\omega t)$  と仮定すると，起電力の絶対値 ( $|e_{mf}|$ ) は，

$$|e_{mf}| = SNB_0\omega = 2\pi SNB_0f \quad (2)$$

となる．ここで， $\omega$  は角周波数であり， $f$  は周波数である．

ここで，増幅器の入力インピーダンス  $R_i$  は  $10^{12}$  であるため，無限大であると仮定すると，出力電圧 ( $V$ ) は，

$$|V| = \frac{A * \left| \frac{1}{i\omega C_a} \right|}{\left| R_e + i\omega L_a + \frac{1}{i\omega C_a} \right|} |e_{mf}| = \frac{A * \frac{1}{\omega C_a}}{\sqrt{(R_e)^2 + (\omega L_a - \frac{1}{\omega C_a})^2}} |e_{mf}| \quad (3)$$

となる．ここで， $A$  はプリアンプのゲイン， $C_a$  は入力キャパシタンス， $L_a$  はループアンテナのインダクタンスである．また， $R_e$  はループアンテナの線抵抗とローパスフィルタに用いている直列抵抗の和である．ここで， $e_{mf}$  (起電力) と  $f$  (周波数) を代入すると，

$$|V| = \frac{2\pi A S N B_0 f}{\sqrt{(2\pi C_a R_e f)^2 + ((2\pi f)^2 C_a L_a - 1)^2}} \quad (4)$$

と表すことができる．

この式 (4) に表 1 に示されるループアンテナ及びプリアンプの特性値を入力して得られる，ループアンテナとプリアンプまでを含めた感度特性を図 27 に示す．

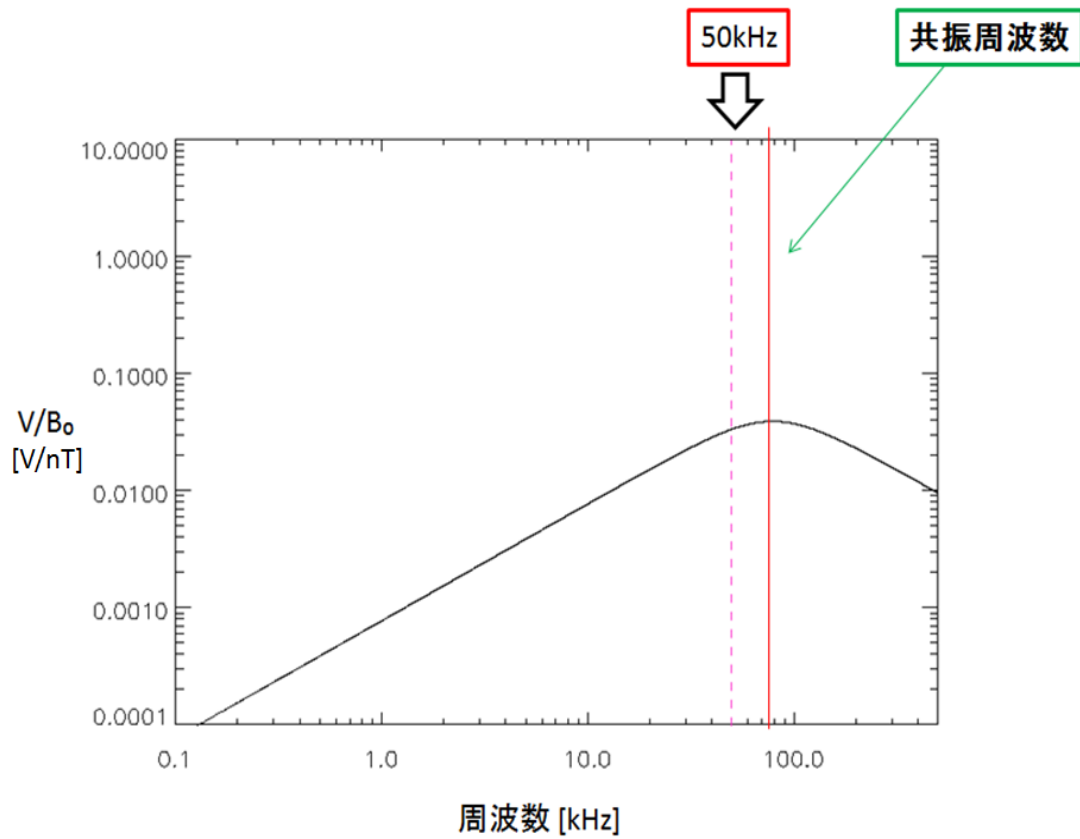


図 27 アンテナとプリアンプを含めた感度特性

今回、メインアンプのローパスフィルタのカットオフ周波数 ( $f_c = 50$  kHz) よりも高い周波数にアンテナの共振周波数を持つてくることが目標であったが、上記の結果はこれを満たしている。



### 2.1.3 磁場メインアンプ

図 28 は、磁場メインアンプ部のブロック図である。電場観測用のメインアンプも、磁場メインアンプと同一の回路構成となっている。メインアンプはバッファアンプ、初段増幅器、二次のハイパスフィルタ、六次のローパスフィルタ、後段増幅器、バッファアンプの 6 段構成とした。初段と後段の増幅器は、それぞれ、 $\times 1$ 、 $\times 2$ 、 $\times 5$  の増幅度、および  $\times 1$ 、

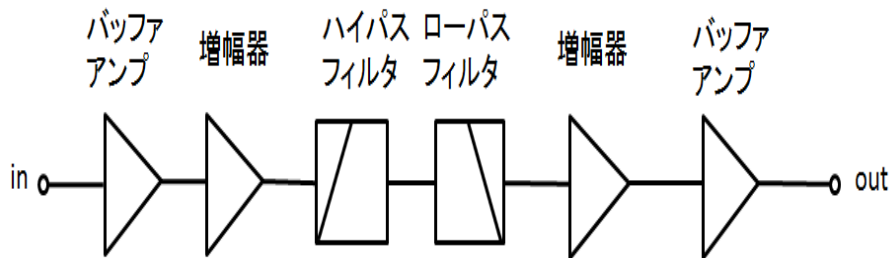


図 28 設計、製作したメインアンプ部のブロック図

$\times 10$ 、 $\times 100$  の増幅度をもつ。これらを組み合わせることにより、倍率は  $\times 1$  から  $\times 500$  までの 9 通りを選択することができる。また、このメインアンプにはバンドパスフィルタが組み込まれており、ハイパスフィルタのカットオフ周波数  $f_c = 500$  Hz、ローパスフィルタのカットオフ周波数は  $f_c = 50$  kHz である。また、ハイパスフィルタは 2 次、ローパスフィルタは 6 次の仕様になっている。図 29 に回路図を示す。

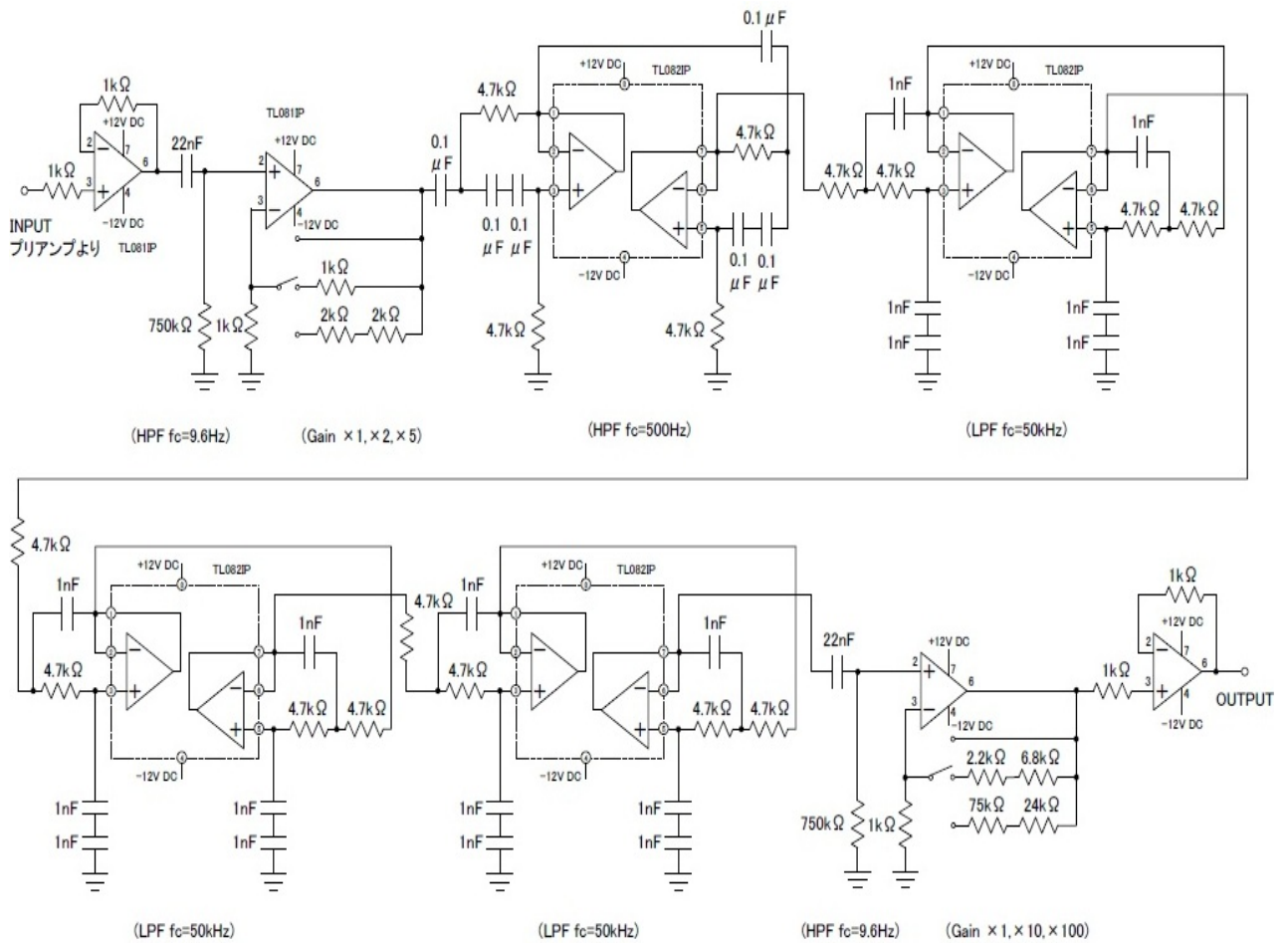


図 29 メインアンプの回路図

また、図 30 は、今回製作した磁場メインアンプのゲイン特性を示している。黒線が南北成分の特性、青線が東西成分の特性を示しており、東西成分の方が出力値が若干高い。

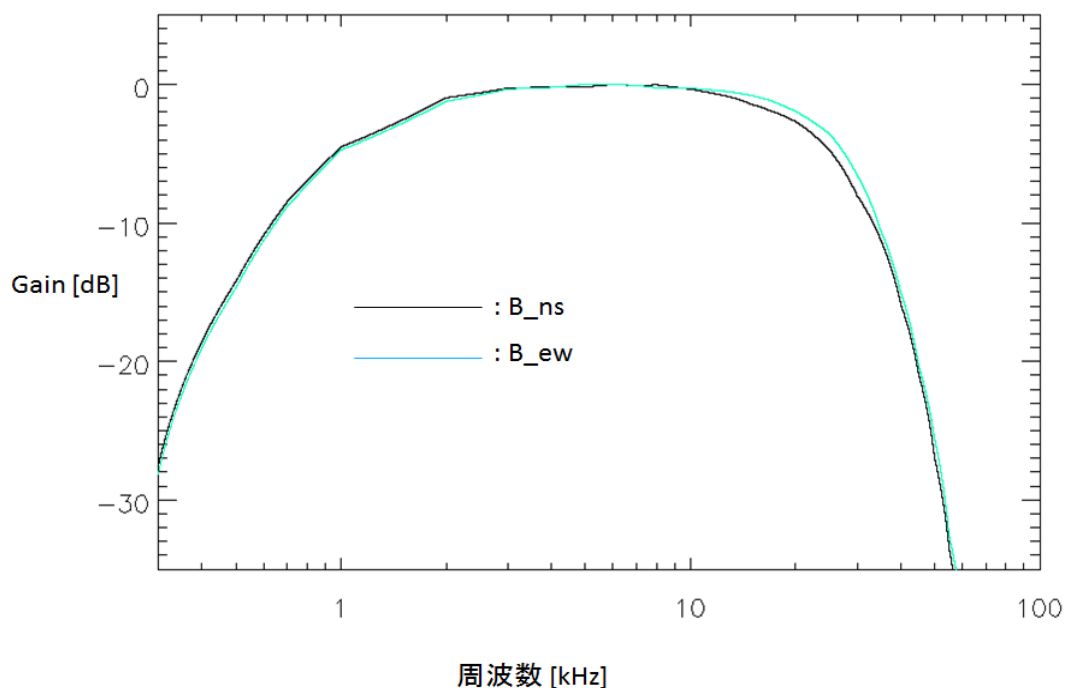


図 30 メインアンプのゲイン特性．黒線が南北成分，青線が東西成分である．

## 2.2 電場観測機器

電場の観測機器は大きく 3 つの部分に分かれており，それぞれダイポールアンテナ，プリアンプ，メインアンプである．以下ではこれらの機器の仕様について記述するが，メインアンプの仕様に関しては磁場メインアンプと同一なので省略する．

### 2.2.1 鉛直ダイポールアンテナ

VLF 帯電磁波動を励起した雷雲地上間放電の極性を推定するのために，VLF 帯電磁波動の鉛直電場成分を測定するダイポールアンテナを製作した．図 31 にダイポールアンテナ及び電場プリアンプの模式図を示す．

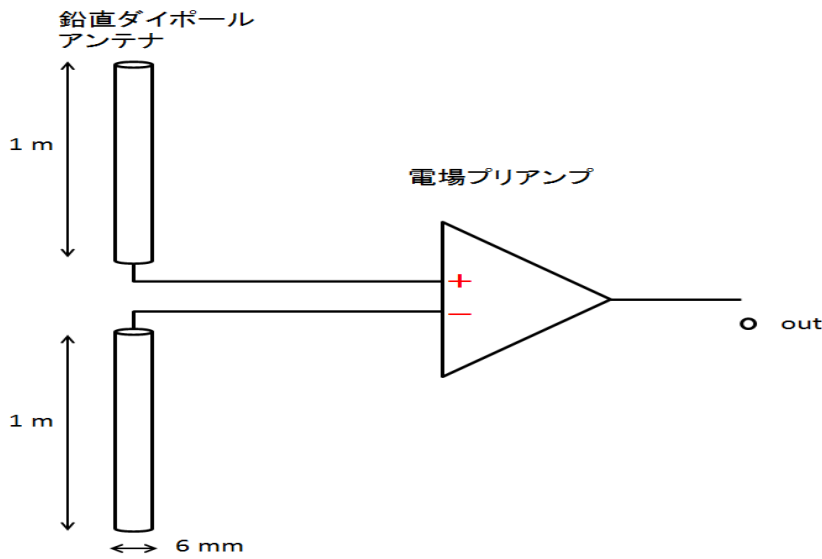


図 31 ダイポールアンテナ及び電場プリアンプの模式図

アンテナエレメントの材料は、長さが 1 m, 直径  $\phi = 6$  mm のアルミニウム棒であり、このアルミニウム棒 2 本を鉛直方向に一直線上に設置する。VLF 帯の電磁波の波長は数 10 km になるので、このサイズのアンテナは、微小ダイポールアンテナに分類される。このアンテナの出力電圧はアンテナのキャパシタンスに依存する。

Ohkubo [2005] によると、鉛直ダイポールアンテナのキャパシタンス  $C_a$  は式 (5) で表すことができる。

$$C_a = \frac{2\pi\epsilon_0 l}{\log\left(\frac{l}{\sqrt{3}a}\right)} \quad (5)$$

ここで、 $\epsilon_0$  は真空の誘電率であり、 $l$  はアンテナの長さ、 $a$  はアンテナの半径である。 $l = 1.0$  m,  $a = 0.06$  m の数字を式 (5) に代入すると、アンテナのキャパシタンスは  $C_a = 56.58$  pF となる。

### 2.2.2 電場プリアンプ

図 32 に示されるように、電場プリアンプは、差動増幅部とバッファアンプの 2 段の構造から成る。図 33 に、電場プリアンプの回路図を示す。

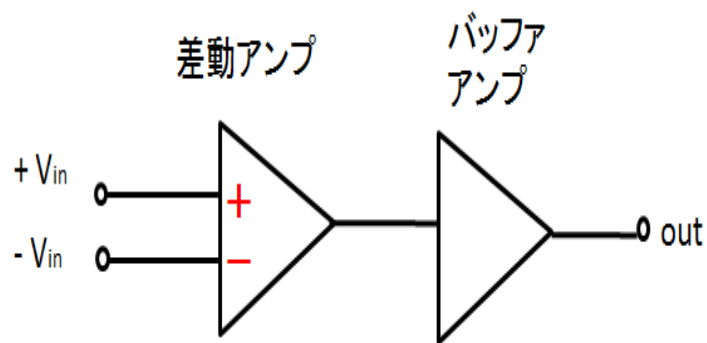


図 32 電場プリアンプ回路の模式図

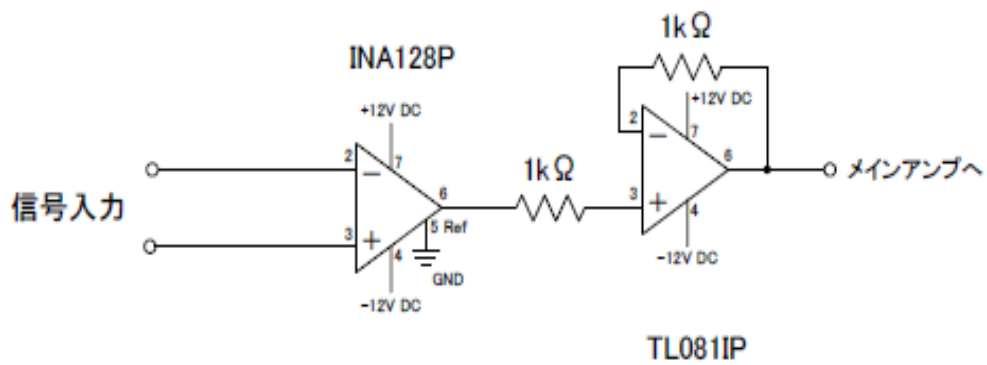


図 33 電場プリアンプの回路図

また、表 2 にダイポールアンテナと電場プリアンプの特性を、図 34 に等価回路を示す。

表 2 電場プリアンプの特性

$L$ (アンテナの長さ)	1 m
$C_a$ (アンテナのキャパシタンス)	56.58 pF
$R_i$ (入力インピーダンス)	$10^{12}$
$G$ (ゲイン)	1

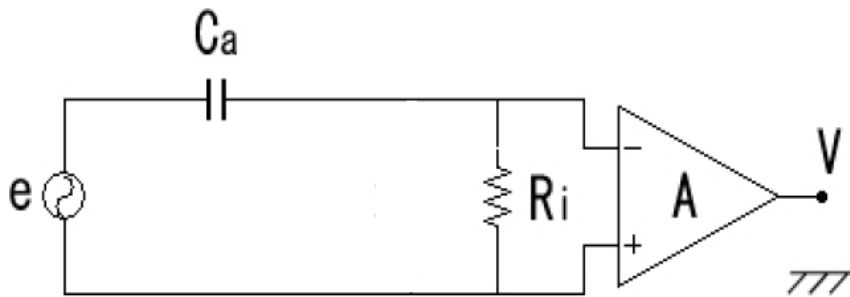


図 34 電場アンテナ及びプリアンプの等価回路

### 2.2.3 受信電場強度と出力電圧値との関係

ダイポールアンテナからの起電力は、アンテナの実効長と電場の振幅値を掛け合わせるにより求めることができる。ダイポールアンテナの長さがとても短い場合は、その実効長 ( $h_{eff}$ ) はアンテナの実際の長さとも一致するとみなせる。さらに、電場プリアンプの入力インピーダンスが十分に大きいので、出力電圧値はアンテナとそのシステムのキャパシタンスの比から求めることができる。関係式は式 (6) のように書くことができる。

$$V = \frac{\frac{1}{i\omega C_i} + \frac{1}{i\omega C_a}}{\frac{1}{i\omega C_i}} * Ah_{eff}E = \left(1 + \frac{C_i}{C_a}\right) Ah_{eff}E \quad (6)$$

ここで、 $C_i$  は電場プリアンプの入力キャパシタンス、 $A$  は電場プリアンプのゲイン、 $E$  はダイポールアンテナに入射される電場強度である。

### 2.3 データ集録システム

新たに開発したデータ集録システムは、A/D ボードと GPS およびパーソナルコンピュータ (PC) から成る。磁場および電場観測用のメインアンプから出力された信号は、端子台を介して A/D ボードに入力され、PC で動作する A/D 変換ソフトウェアにてデータサンプリングされる。メインアンプからのアナログ信号波形をデジタル変換する為に用いた A/D ボードとして、CONTEC 社製 AD16-16U(PCI)EV を採用した。図 35 に、この A/D 変換ボードの外観写真を、表 3 に仕様を記載する。



図 35 A/D 変換ボードの外観

表 3 A/D 変換ボードのスペック

入力チャンネル数	16 ch(シングルエンド)
入力レンジ	$\pm 10$ V, $\pm 5$ V(バイポーラ)
分解能	16 bit
変換速度	1 $\mu$ sec/ch(MAX)
バッファメモリ	16 M データ



本研究では、連続した波形観測を実現するために、サンプリングソフトウェアの新規開発も行った。開発環境は Visual Basic .net (Visual Studio 2008) を使用した。今回開発したサンプリングソフトウェアの特徴として、次の2点が挙げられる。まず第1に、サンプリング方式をイベント・トリガー方式から連続サンプリング方式に変更したことである。北海道大学のグループがこれまで用いていた VLF 観測システムでは、設定した閾値を超える振幅を持つイベントを検出したらその前後の波形を記録するイベント・トリガー方式を採用していた。しかし、この方法では設定した閾値以下の振幅を持つイベントを検出することは不可能であり、また、トリガしたイベントの波形データを取り込む最中 (1 イベントに対し約 2~3 s) ではサンプリングが停止してしまうため、雷が多発している時間帯では結果的にイベントの取りこぼしが多くなってしまいうという欠点がある。将来、本研究で開発した観測システムを国内に複数点設ける予定であるが、同時に同じイベントを観測するためには、イベント・トリガー方式による記録方式は不十分である。そこで、波形の振幅に依存することなく、雷が多発する時間帯でも取りこぼしをしないように、波形を連続的にサンプリングする方式を採用することとした。サンプリング周波数 ( $f_s$ ) はソフトウェア上で、50 kHz, 83.3 kHz, 100 kHz の3段階を選択することが可能である。1つのデータファイルは1分毎に生成されるが、サンプリング周波数が  $f_s = 50$  kHz では1分間のうち52秒、 $f_s = 83.3$  kHz では42秒、 $f_s = 100$  kHz では30秒間の連続サンプリングが可能となった。表4に、それぞれのサンプリング周波数における、1分間あたりの連続観測可能時間を示す。

表4 サンプリングソフトウェアの仕様

サンプリング周波数 ( $f_s$ )	観測可能時間 (/min)
50 kHz	52 s
83.3 kHz	42 s
100 kHz	30 s

サンプリング周波数と観測可能時間の両方を考慮した結果、定常的にはサンプリング周波数を 83.3 kHz、時間分解能を 12  $\mu$ s で運用することとした。このシステムにより、一日の 2/3 に相当する時間にわたって VLF 帯電磁波動の定常的連続波形サンプリングを実現することが可能となった。

今回開発したソフトウェアのもう一つの大きな特徴としては、データ記録方式をアスキー形式からバイナリ形式に変更したことである。VLF 帯電磁波動の観測ではサンプリング周波数を高くする必要がある。例えば、北海道大学のグループが管理、運用している全球 ELF ネットワーク観測システム (GEON) では、サンプリング周波数は  $f_s = 400$  Hz である。一方、今回我々が構築した VLF 観測システムではサンプリング周波数が  $f_s = 83.3$  kHz であるため、単位時間当たりのデータ量は VLF の場合、ELF と比べると 200 倍以上である。この膨大なデータ量の問題を少しでも解決するため、データ記録方式をアスキー形式からバイナリ形式に変更し、それに対応するプログラムを開発した。これにより、 $f_s = 83.3$  kHz のサンプリング周波数の場合、従来のアスキー形式の記録方式だと 1 ファイル当たりの容量が約 95 MB であったが、バイナリ形式に変更した結果 1 ファイル当たりの容量が約 24 MB になった。これより、新しく開発したサンプリングソフトウェアは従来のものよりも約 4 倍のデータを保存できるようになった。図 36 に、今回新規に開発したサンプリングソフトウェアの外観を示す。



図 36 新規に開発したサンプリングソフトウェア

最後に、開発した VLF 帯電磁波動観測システムに用いた GPS 時計について述べる。VLF 帯電磁波を観測するにあたり、観測した波形データの正確な時刻情報を知るために、エコー計測器株式会社製の GP-10TK3 を採用した。この観測機器は GPS 衛星の電波を受信し、正確な UTC(Coordinated Universal Time) を IRIG-E タイムコードで出力するものである。VLF 帯電磁波動システムでは、GP-10TK3 から出力された IRIG-E 時刻波形を、電場、磁場波形とともに A/D 変換ボードで同時にサンプリングしている。この GPS 時計の出力する IRIG-E の時刻精度は  $\pm 100 \mu\text{s}$  である。



図 37 本システムで使用したエコー計測器株式会社製の GP-10TK3

図 37 は本システムで使用したエコー計測器株式会社製の GP-10TK3 の写真である。赤丸で囲った部分の SEC と書いてある LED ランプが 0.5 s 間隔で点滅すると、GPS 衛星と本器が同期していることを示す。

### 3 観測とデータ解析手法

この章では，VLF 帯電磁波動観測の概要及びデータ解析の手法について述べる．まず，新たに開発した VLF 帯電磁波動観測システムの設置場所，運用期間について述べる．次に，得られた電磁場波形データの解析手法の詳細について述べる．

#### 3.1 観測

第 1 章で述べたように，将来的には本観測システムを国内の多地点に設置し，スプライト光学観測との同時観測を実現するという目的と，気象場とも比較を行うという目的から，本研究で新たに製作した．スプライトの光学観測の手段としては，地上観測の他に，衛星からの天底観測が挙げられる．2012 年には北大が開発に深く関わった GLIMS(Global Lightning and sprIte MeasurementS on JEM-EF) が打ち上げ予定であり，同年に観測開始予定である．GLIMS の観測が開始次第，VLF 帯電磁波動観測システムとの同時観測を行う予定である．一方，気象場と雷活動を比較するにあたり，用いる気象データとしては全国に約 1300 の観測点を持つアメダスが挙げられる．関東地方にはこのアメダスの観測点が特に密に置かれており，水平・鉛直風などの気象場と雷活動とを比較する上で絶好の条件が整っている．これらの理由から，将来的な高高度放電発光現象の観測や気象場との比較を見据え，観測機器の第 1 号機を千葉県の大網白里町(東経 140.21°，北緯 35.30°)に設置し，2011 年 11 月 6 日より運用している．図 38 に大網観測点における観測機器の設置状況を表す模式図を示す．また，図 39 にメインアンプ，PC，GPS 計測機器が納められている小屋内部の写真を示す．

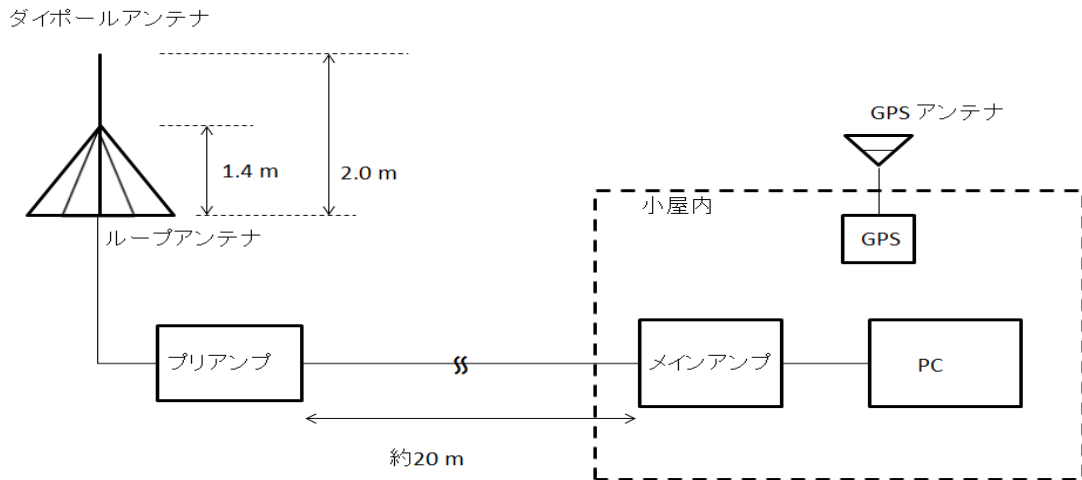


図 38 観測機器の設置状況を表す模式図

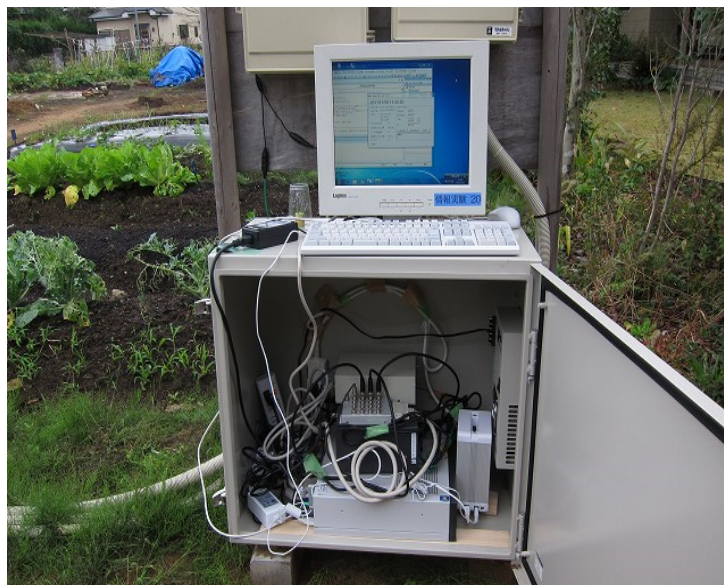


図 39 メインアンプ, PC, GPS が納められている小屋内部の写真。ディスプレイとキーボードはメンテナンス時のみ接続する。

また、2012 年内に山梨県甲府市，群馬県高崎市にも本観測システムを設置し，関東地方で 3 点の定常運用を目指す。図 40 に，大網，甲府，高崎の位置関係を表した図を示す。この 3 点に置くことにより，関東地方のどこで落雷が起きても，少なくとも 2 点の観測点の磁場波形データから方位探査が可能で，さらに波動到来時刻差によって落雷点が推定可能であると期待される。

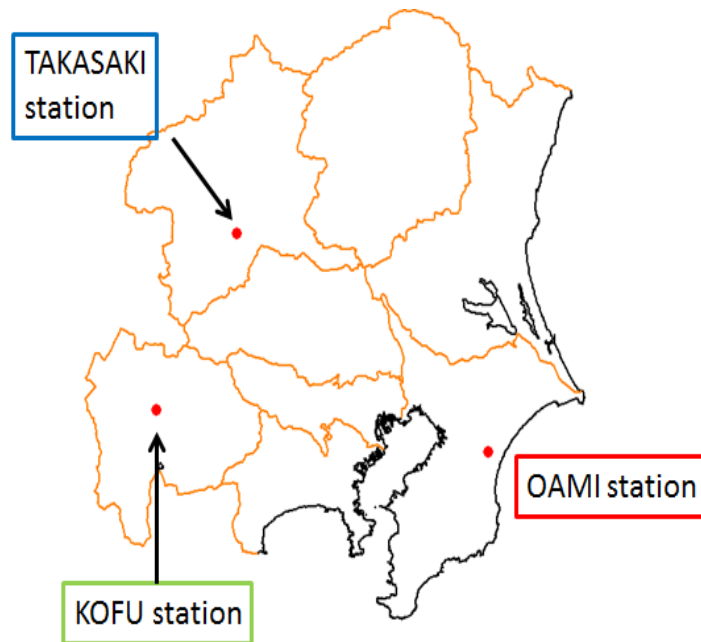


図 40 観測点の位置関係

大瀬に設置した観測機器について、電場のメインアンプのゲインを 50 倍、磁場のメインアンプのゲインを 100 倍に設定した。また、第 2 章で述べた通り、本システムではデータ記録方式として連続サンプリング方式を採用した。サンプリング周波数は 83.3 kHz であり、記録されたデータは自動で外付けの HDD に転送される仕組みになっている。1 日のデータ量はおよそ 34 GB であり、1 TB の HDD であると約 1 ヶ月でディスク容量が一杯になる。

### 3.2 データ解析

本論文の解析では、観測した VLF 帯電磁波動データからピーク電流値を推定する手法を確立することを目的としている。基準として参照するピーク電流値として、フランクリン・ジャパン社が保有している JLDN (Japan Lightning Detection Network) の雷データを使用した。この JLDN のデータには雷の発生位置、時刻、極性、ピーク電流値の情報が含まれている。この JLDN によるピーク電流値  $N$  と大網 VLF 波形データを比較するにあたり、同時観測イベントを抽出する必要がある。まず、大網に VLF 帯電磁波動観測システムを設置した 2011 年 11 月 6 日以降において、フランクリン・ジャパン社から準リアルタイムにされている落雷分布図を参考にし、解析する JLDN データの日付・時間帯・領域を選んだ。図 41 に、フランクリン・ジャパン社から提供されている落雷分布図の例を示す。

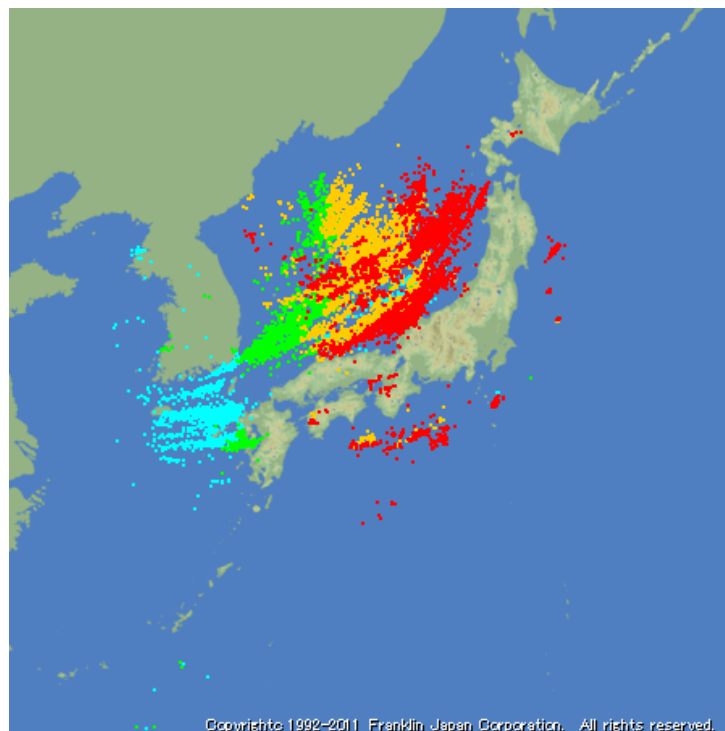


図 41 2011 年 11 月 23 日の落雷分布図。青点が 0～6 時，緑点が 6～12 時，黄色点が 12～18 時，赤点が 18～24 時に発生した落雷を示す。

図 41 のように、雷が多発していて、なおかつ観測点から雷放電までの距離が広いレンジにわたっていることを条件とした。その結果、11 月 13, 14, 15, 16, 20, 23, 24 日の計 7 日間の VLF データを使用することにした。図 42 は、JLDN による各日の雷分布を基にして、本解析に用いる雷イベントが含まれる領域を表した図である。

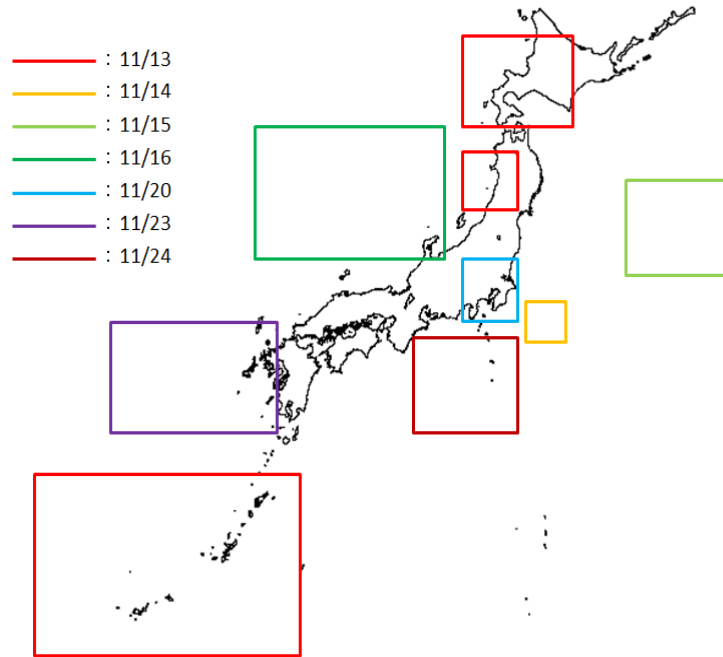


図 42 解析に用いた雷放電イベントが含まれる領域。



この JLDN の雷データを基準にして、大網で取得された VLF 波動データを検索し、同時観測されたイベントを同定した。

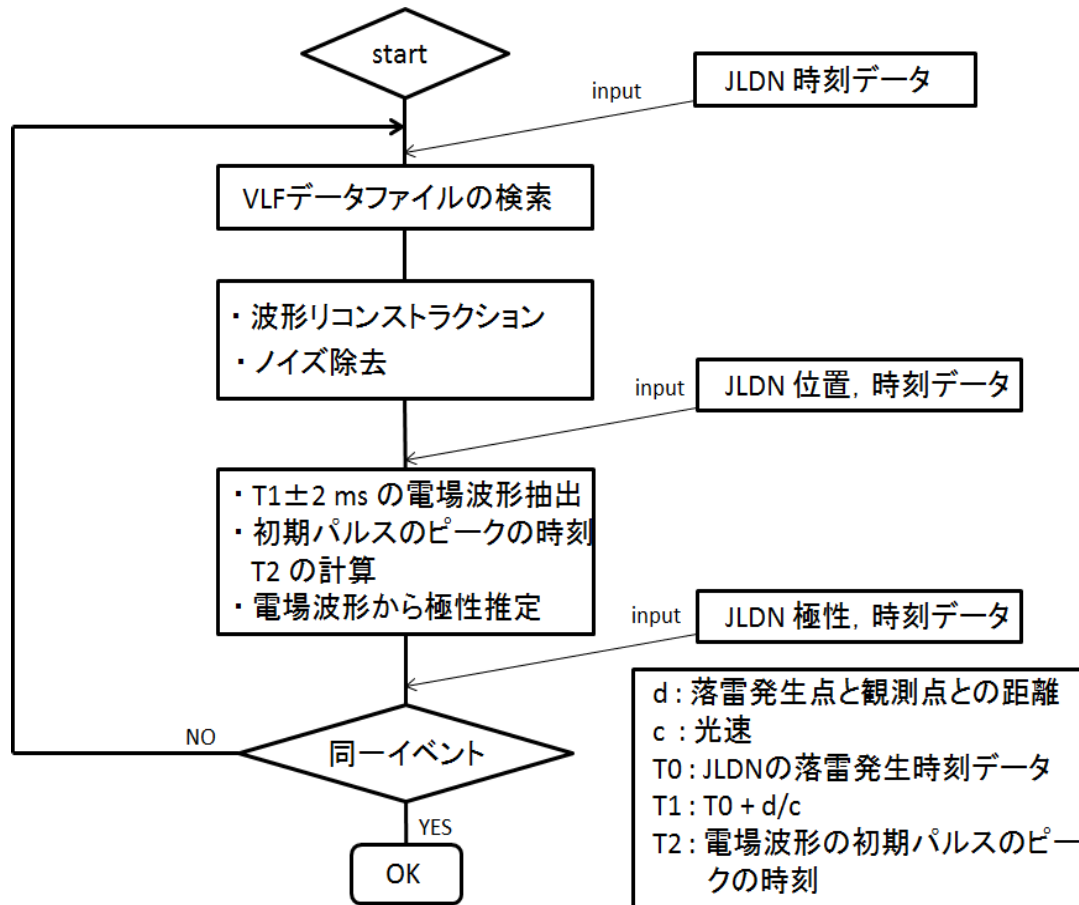


図 43 JLDN データと VLF 帯電磁場波形データの同一イベント抽出のフローチャート

同時観測イベントの同定方法を、図 43 のフロー図に示す。図 43 で示されるように、まず JLDN の雷発生時刻データを読み取り、VLF 電磁場波形データファイルの中から該当時刻のデータファイルを検索する。そして、磁場の波形データの出力を電圧値  $V$  から磁場強度  $nT$  に戻す波形のリコンストラクション、電場波形のノイズ除去を行う。その後、JLDN データと VLF 波形データを詳細比較し、極性が一致し、かつ波動の伝搬時間を考慮した、大網での波動到来時刻  $T_1$  と、VLF 電場波形の初期パルスのピークの時刻  $T_2$  の時刻差、 $-180 \mu s < T_1 - T_2 < +180 \mu s$  の条件を満たしたイベントのみ、同時観測イベントとして定義する。図 43 で示される手順のうち、波形のリコンストラクション、イベント同定の詳細な手順を 3.2.1 節、3.2.2 節にそれぞれ示す。

### 3.2.1 波形のリコンストラクション

フィルター回路付きの増幅回路を通して出力されたアナログ信号は、入力信号に対して装置特有の出力特性を持つ。本研究で開発した VLF 帯電磁波動観測システムも、特有のゲイン特性及び位相特性を持つ。本論文の解析では、親雷のピーク電流値と電磁場波形の振幅値との比較を行うため、大網で取得された VLF 電磁場波形データからアンテナの受信波形に近づける、ゲイン特性に関する波形リコンストラクションを行った。ゲイン特性に関する波形リコンストラクションの詳細な手法について以下に述べる。

一般的に、任意の信号波形  $\Phi_{in}(t)$  について、そのパワースペクトルを  $A(\omega)$  とすると式 (7) の関係が存在する。

$$\Phi_{in}(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} A_{in}(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (7)$$

ここで、 $t$  は時間、 $\omega$  は角周波数である。ある装置関数をもつシステムを通った信号波形は、任意の周波数において位相と強度が変化し、その結果、出力信号は式 (8) のように表すことができる。

$$\Phi_{out}(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} A_{in}(\omega) M_{filter}(\omega) e^{i(\omega t + \phi_{filter}(\omega))} d\omega \quad (8)$$

ここで、 $M_{filter}(\omega)$  はゲイン特性、 $\phi_{filter}(\omega)$  は位相特性を表す。一方で、出力信号は式 (9) のようにも表すことができる。

$$\Phi_{out}(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} A_{out}(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (9)$$

このことから、

$$A_{out}(\omega) = A_{in}(\omega) M_{filter}(\omega) e^{i\phi_{filter}(\omega)} d\omega \quad (10)$$

という関係式を得ることができる。この式 (10) を書き直すと、

$$F\{\Phi_{in}(t)\} = \frac{e^{-i\phi_{filter}(\omega)}}{M_{filter}(\omega)} F\{\Phi_{out}(t)\} \quad (11)$$

となる．逆フーリエ変換をして，

$$\Phi_{in}(t) = F^{-1} \left\{ \frac{e^{-i\phi_{filter}(\omega)}}{M_{filter}(\omega)} F\{\Phi_{out}(t)\} \right\} \quad (12)$$

が得られる [Huang et al., 2011]．ただし，本論文の解析ではゲイン特性のみを考慮したので，実際に用いた式は，

$$\Phi_{in}(t) = F^{-1} \left\{ \frac{1}{M_{filter}(\omega)} F\{\Phi_{out}(t)\} \right\} \quad (13)$$

となる．

次に、ゲイン特性のリコンストラクション処理の具体例を示す。磁場波形データをリコンストラクションするにあたり、図 44 で示されるように、アンテナから磁場プリアンプまでの出力特性 ( $S_1$ )、メインアンプの出力特性 ( $S_2$ ) の 2 つの出力特性を用いる。単位は、アンテナに入力される磁場が nT,  $S_1$  が V/nT,  $S_2$  が V/V である。メインアンプから出力された電圧波形をこれらの出力特性で割ることにより、入力された磁場の絶対値を求めることができる。これらの関係を式で表すと、式 (14) となる。アンテナに入射した磁場強度を  $B_0$ , 出力電圧値を  $V_0$  とすると、

$$B_0 = V_0 \times \frac{1}{S_1 \times S_2} \quad (14)$$

となる。図 45 は  $S_1$  と  $S_2$  の両方を含む、end-to-end 出力特性である。

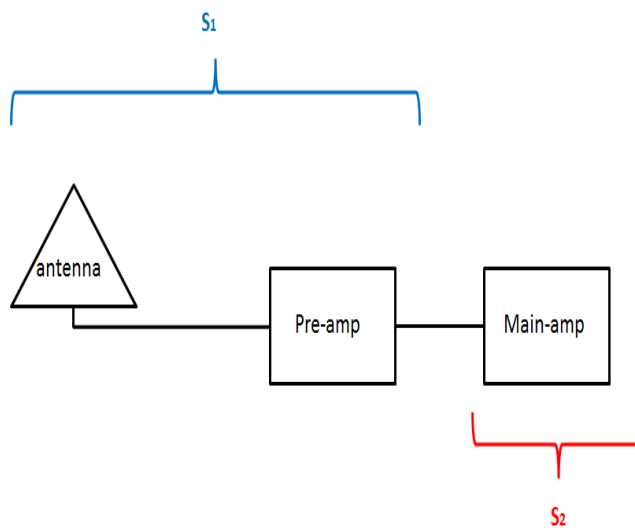


図 44 磁場観測機器と格段の出力特性  $S_1$ ,  $S_2$  との対応図

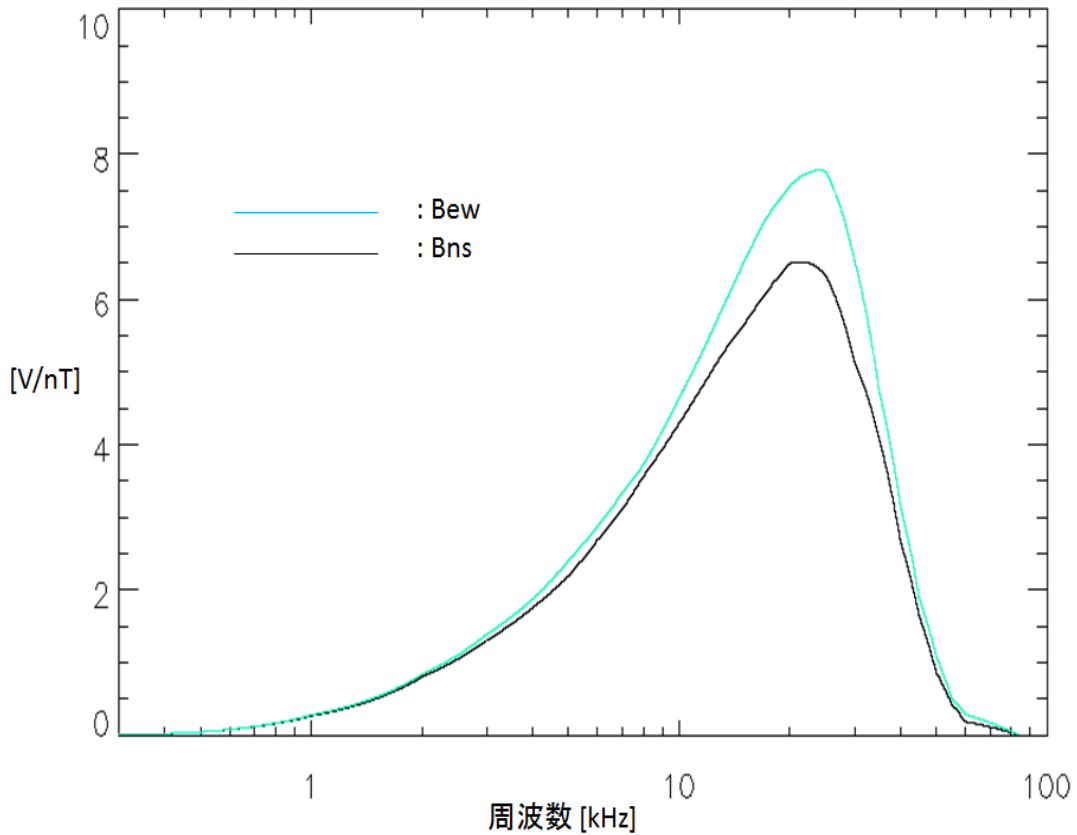


図 45 磁場観測器の end-to-end のゲイン特性

このゲイン特性リコンストラクションの手法の妥当性を検証するため、サイン波を用いた較正を行った。図 46(a) は較正のために作成した、入力波形用の周波数 4 kHz のサイン波で、縦軸は電圧値である。それをリコンストラクションした結果が図 46(b) で、縦軸は磁場強度 nT となっている。横軸はいずれも時間で、単位は ms である。

4 kHz において、出力特性  $S_1$  は  $3.0 \times 10^{-3}$  V/nT の値を返す。また、出力特性  $S_2$  は磁場南北成分を想定し、 $S_2 = 4.936/125$  の値を返す。入力信号の電圧は 3.5 V であるので、これらの値を式 (14) に当てはめると、

$$\begin{aligned}
 B &= 3.5 \times \frac{1}{3.0 \times 10^{-3} \times \frac{4.936}{125}} \times 25 \\
 &= 3.5 \times 125 \times 25 \times 1000 / 3.0 \times 4.936 \\
 &= 1181.8
 \end{aligned} \tag{15}$$

となり，図 46(b) の振幅値と一致する．このことから，ゲイン特性のリコンストラクションの手法は妥当であると結論できる．

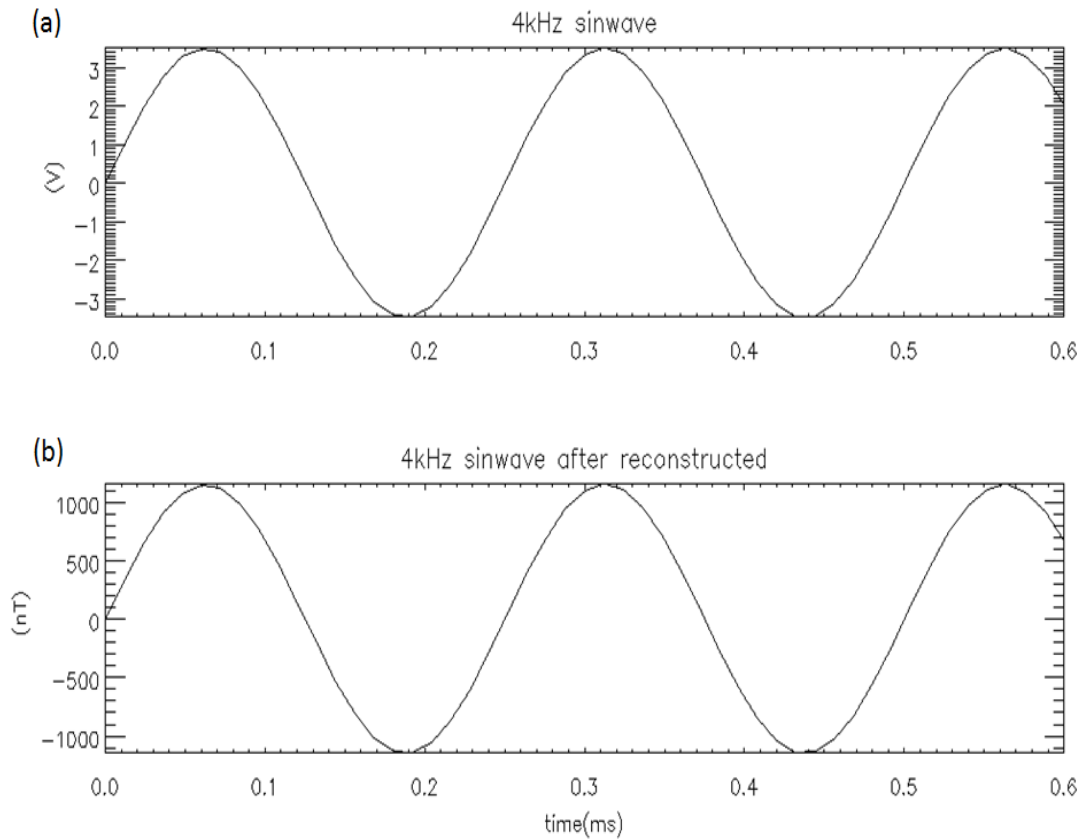


図 46 ゲイン特性リコンストラクションの較正結果．(a) 較正用に作成した入力信号の周波数 4 kHz のサイン波．(b) ゲイン特性リコンストラクションを行った結果の波形．

### 3.2.2 イベントのマッチング

大網で取得された VLF 帯電磁波動データとフランクリン・ジャパン社に提供をうけた雷データ (JLDN) とを比較するにあたり、最初のステップは、JLDN で検出された雷雲地上間放電のイベントが VLF 波形データにも検出されているか、同定 (マッチング) させることである。今回の解析では、1000 イベント以上のデータを扱ったため、マッチングの処理は全て自動化させた。イベントのマッチングに関しては、具体的に以下の手順に従う。

- (1) JLDN データから雷雲地上間放電のイベントを抽出する
- (2) 着目する雷雲地上間放電イベントの発生時刻を決定する ( $T_0$  とする)
- (3) 雷雲地上間放電の発生位置 (緯度, 経度) から、大網観測点と雷発生位置の角距離を求める
- (4) (3) で求めた距離を光速で割った伝搬時間を計算し、 $T_0$  に加算することで大網で予想される波動到来時刻 ( $T_1$  とする) を推定する
- (5) ノイズを除去した VLF 帯電磁場波形データから、 $T_1$  の前後 2 ms において、急激な立ち上がりとそれに続く減衰振動波形からなる過渡波形を検出する
- (6) (5) で検出した過渡波形のうち、初期パルスの時刻と  $T_1$  の時間差が  $\pm 180\mu s$  かつ、VLF 帯電場波形データから推定した極性と、JLDN データの極性が一致した場合、マッチングがとれた同一イベントと見なす

上記の (5) と (6) の手順に関して、次節以降さらに詳しく説明する。

## 3.2.2.1 ノイズ除去

図 47 は, 2011 年 11 月 15 日 22:21:53.596 - 53.644 JST の波形例である . 図 47(a)-(d) に示す波形プロットは, 順に鉛直電場, 磁場南北成分, 磁場東西成分, GPS の IRIG-E 時刻信号となっている . また, 22:21:53.619 (JST) の赤波線が JLDN から推定した雷放電発生時刻  $T_0$  であり, 22:21:53.620 JST の緑波線が雷放電発生点と観測点との距離の伝搬時刻を加えた時刻  $T_1$  である .

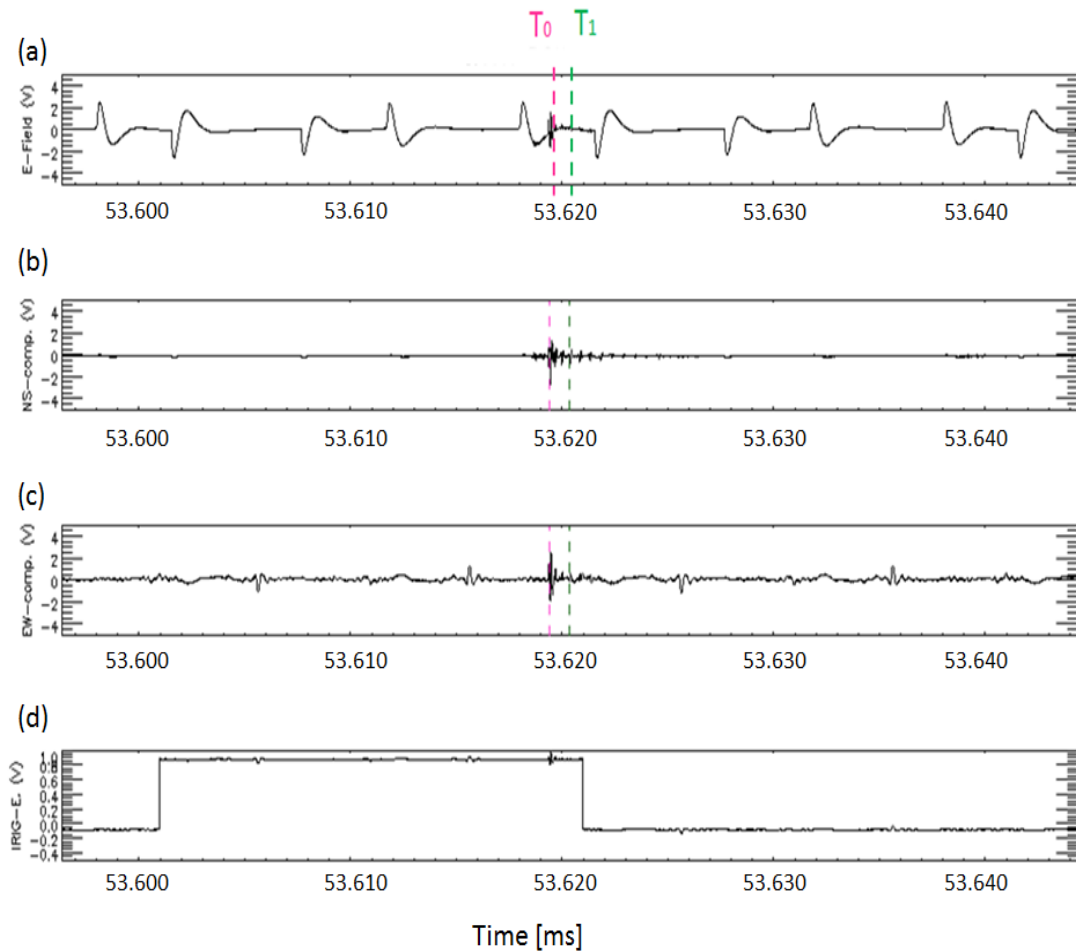


図 47 2011 年 11 月 15 日 22:21:53.596 - 53.644 JST の波形プロット . それぞれ (a) 鉛直電場成分, (b) 磁場南北成分, (c) 磁場東西成分, (d) IRIG-E 時刻信号を示す .

図 47 からわかる通り, 電場の波形には 50 Hz の電源ノイズと考えられる, 約 20 ms 周



期のノイズが印加されており，まずこれを除去する必要がある．ノイズを除去するにあたり，今回は以下の二つのデータ処理方法を試みた．

- (1) FFT によるデジタルフィルタ処理
- (2) ノイズ波形の周期性と相似性を利用したノイズ除去

まず (1) の FFT によるデジタルフィルタであるが，これは波形のパワースペクトルを計算し，ノイズ由来と考えられる鋭いスペクトルピークに重み関数を乗算することでカットし，逆 FFT によって波形に戻すというデジタルフィルタ処理である．図 48 に，図 47 の電場波形のパワースペクトルを示す．

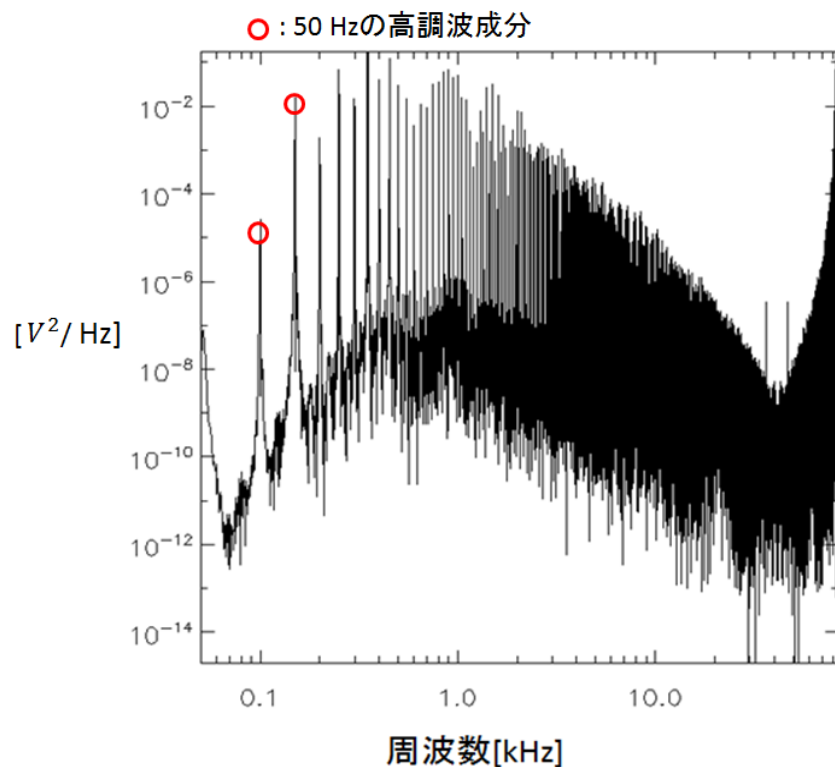


図 48 図 47 の電場波形のパワースペクトル

図 48 のパワースペクトルを見ると，50 Hz とその高調波にノイズ起源の鋭いピーク構造が存在することが明らかとなった．FFT によるノイズ除去を行うには，それぞれのピークの部分を重み関数でカットしていかなければならないが，図 48 に示すように高調波成

分のスペクトルピークがあまりにも多く、10 kHz 以上の帯域にまで及んでいる。これらを全てカットしてしまうと雷起源のスペクトル情報までカットしてしまうおそれがあることが判明した。この理由により、FFT によるノイズ除去は行わないことにした。

次に (2) の、ノイズ波形の周期性と相似性を利用したノイズ除去について述べる。電場波形には、約 20 ms 周期の周期的なノイズが印加されているが、この性質を利用して以下の手順でノイズ除去を行った。

- (1) 計算により求めた大綱におけるイベント発生時刻の  $\pm 5$  ms 間の波形を抜き出す
- (2) (1) の波形の始点から 20 ms 後の波形を 10 ms 間抜き出す
- (3) (2) の波形の全体を -5 datapoint ~ +5 datapoint の範囲でずらす。各ずらし幅での相関係数をそれぞれ計算する
- (4) (3) で計算した相関係数が最も高くなるときのずらし幅を導出し、その幅分ずらした波形を (1) の波形から差し引く

この手法で実際にノイズ除去をした波形例が図 49 である。今回解析に使用したデータは全部で 7 日間分あるが、この方法はいずれの日においても適用することができた。

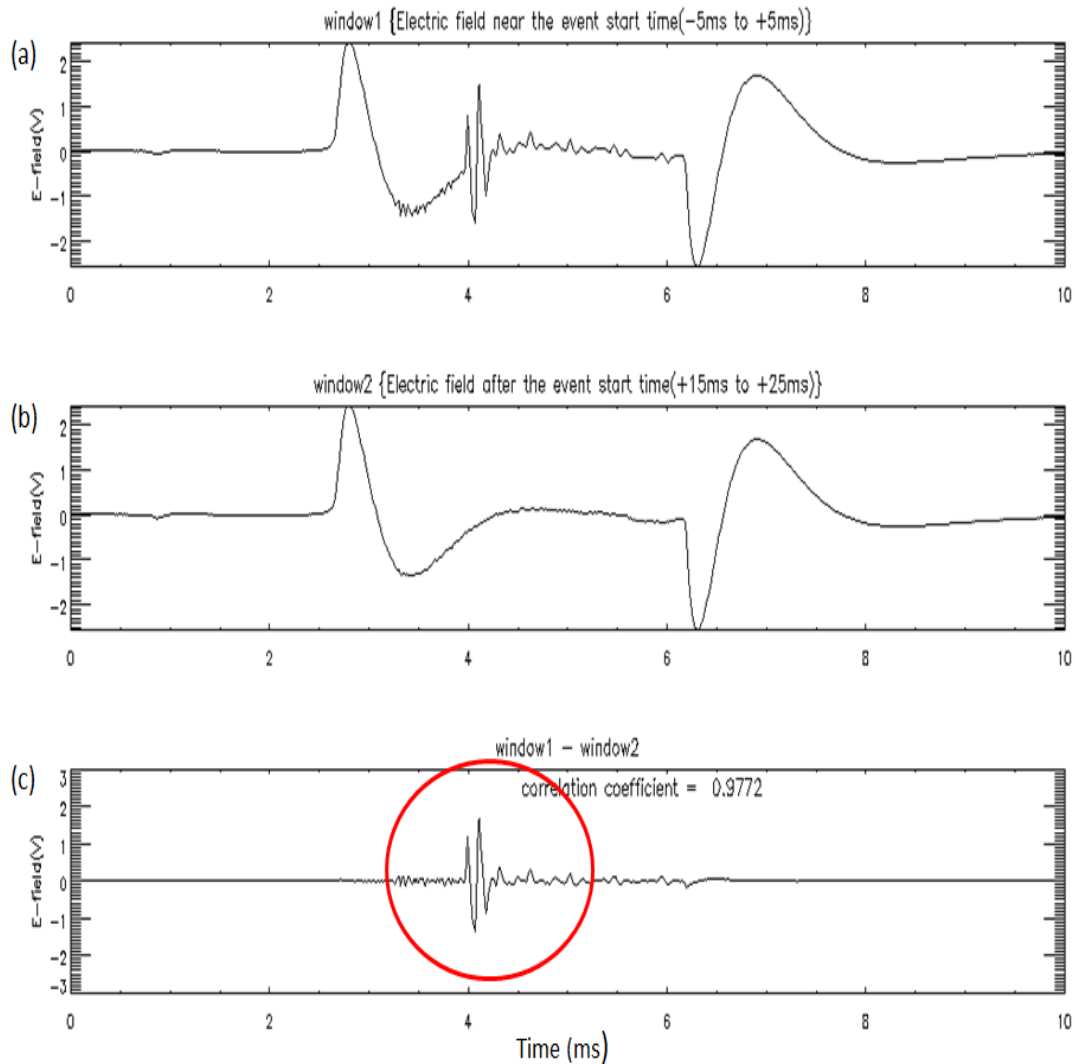


図 49 ノイズ除去の波形例. (a) 雷と思われる波形を含んだ 10 ms 間の電場の波形, (b)(a) の 20 ms 後の電場の波形を 10 ms 間抽出したもの, (c)(a) の波形から (b) の波形を引いたもの. この処理により, 背景のノイズを差し引いてイベントの抽出に成功した (波形 (c) の赤丸部分の過渡波形が落雷と思われる波形である).

### 3.2.2.2 イベント同定に際しての時間条件及び極性

イベント同定には電場の波形データを用いた. ノイズを除去した電場波形を用いてイベントを同定するため, 本解析で行ったイベント波形検出の手順は以下の通りである.

- (1) 計算により求めた大網における波動到来時刻 ( $T_1$ ) の前後 2ms 間において, 電

場波形の絶対値を計算する

(2) (1) で抽出した領域で，電場パルスのピークを検出する．

これらの処理を自動化するにあたり，電場波形において自動でピーク検出を行うプログラムを作成した．今回の解析では，あるデータポイントを  $N$  とすると，

$$|E(N) - E(N - 1)| > 0.1 \quad (16)$$

$$|E(N)| > 0.3 \quad (17)$$

$$|E(N + 1) - E(N)| < 0 \quad (18)$$

の3つの条件を同時に満たす  $N$  番目の電場の振幅値 ( $E(N)$ ) を初期パルスのピークとして検出した．この電場波形の初期パルスのピーク検出に関して，図 50 に電場波形の模式図を用いて説明する．

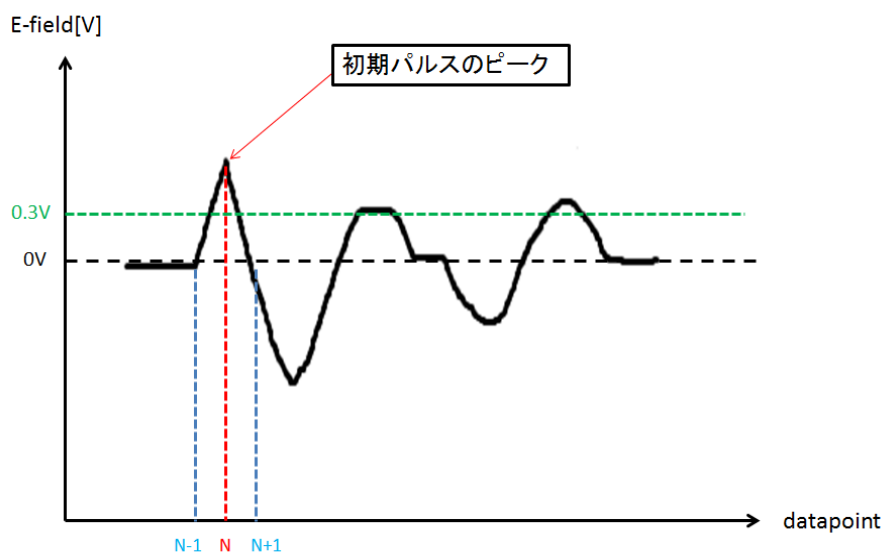


図 50 電場波形の模式図．縦軸が電場強度 [V]，横軸がデータポイント数．

図 50 の縦軸は電場強度，横軸はデータポイント数を表している．式 (16) と式 (18) を両方満たさなければならないという条件から，電場波形において変曲点であるピークを検出することができる．さらに式 (17) で表される閾値を設定することにより，背景のノイズを誤ってピークとして検出する確率を下げることができる．また，この  $N$  番目のデー

タポイントの時刻を計算することができる。仮に図 50 の波形データにおいて、0 番目のデータポイントの時刻が  $hh$  時  $mm$  分  $ss$  秒だとすると、サンプリングソフトウェアの時間分解能は  $12 \mu\text{s}$  であるので、 $N$  番目の時刻は  $hh$  時  $mm$  分  $ss + (N/12 \times 1.0^{-6})$  秒となる。この初期パルスのピークの時刻が図 43 で示されたフローチャートの  $T_2$  に該当する時刻であり、イベント同定の際の重要なパラメータとなる。この様にして導出した電場のパルスが以下の 2 つの条件を満たせばイベントとして見なすことにした。

- (1) 大網における推定波動到来時刻と検出したパルスのピークの時刻の差が  $180 \mu\text{s}$  (=15 datapoints) 以下であること
- (2) 初期パルスより推定される放電の極性が JLDN データの極性と一致していること

図 51 に、(1)、(2) 両方の条件を満たす、イベント同定に成功した波形例を示す。

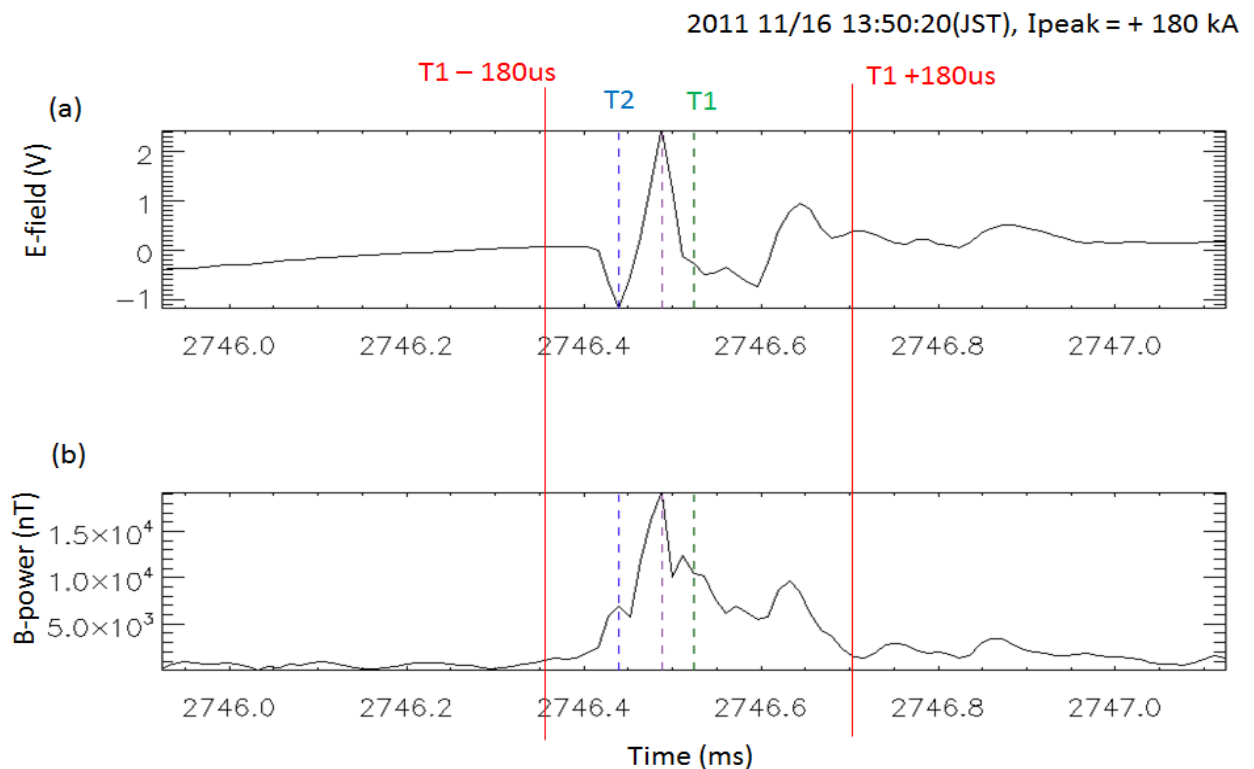


図 51 2011 年 11 月 16 日 13:50:20.746-747 JST に観測された，イベント同定に成功した波形例．(a) 電場波形，(b) 磁場パワーの波形をそれぞれ示す．緑破線が計算により求めた，大網で予想される波動到来時刻  $T_1$ ，青破線が電場の初期パルスのピークの時刻  $T_2$ ，紫破線が sky wave のピークを示す．

このように 2 つのイベント同定条件を両方満たしたイベントを抽出し，出力データとして雷雲地上間放電の発生場所（緯度，経度），雷雲地上間放電の発生場所と観測点との距離，ピーク電流値，大網で観測された電磁場波形の grand wave 成分および sky wave 成分の振幅のピーク，JLDN の情報による大網で予想される波動到来時刻 ( $T_1$ ) と大網の電場データから検出した grand wave のピーク時刻 ( $T_2$ ) の時刻差を得ることができた．

## 4 結果と考察

本章では、3章で述べた解析手法に基づいた解析結果と考察について述べる。解析結果は電場波形とピーク電流値との比較及び磁場波形とピーク電流値との比較に分かれており、4.1節では電場波形とピーク電流値との比較を、4.2節では磁場波形と+CGのピーク電流値の比較を、4.3節では磁場波形と-CGのピーク電流値との比較を行い、4.4節で考察をする。

### 4.1 電場波形とピーク電流値

#### 4.1.1 電場 grand wave とピーク電流値

3章で述べたイベント同定手法により、電場波形のピーク振幅値 (grand wave 成分, sky wave 成分), 磁場波形 2 成分 (パワー) のピークの振幅値 (grand wave 成分, sky wave 成分), ピーク電流値, CG 発生点と大網観測点の距離, CG 発生時刻 ( $T_1$ ) と大網の電場データから検出した grand wave のピーク時刻 ( $T_2$ ) の時刻差, が得られる。一般的に、電磁波は伝搬距離が長くなればなるほど減衰するので、まず全イベントを、CG 発生点と観測点との距離ごとに分類した。今回の解析では 200 km ごとにイベントを分類し、100±100 km, 300±100 km, 500±100 km, 700±100 km, 900±100 km, 1100±100 km, 1300±100 km の 7 種類に分けた。次に、これらの分類した距離ごとに横軸をピーク振幅値, 縦軸をピーク電流値をとった散布図を作成する。この散布図を描く目的は、分類した各距離において、電磁場のピーク振幅値とピーク電流値の関係式を求めることである。図 52 に落雷点と観測点との距離が 100±100 km 範囲において発生したイベントの電場波形の grand wave 成分のピーク振幅値と、ピーク電流値の散布図を示す。

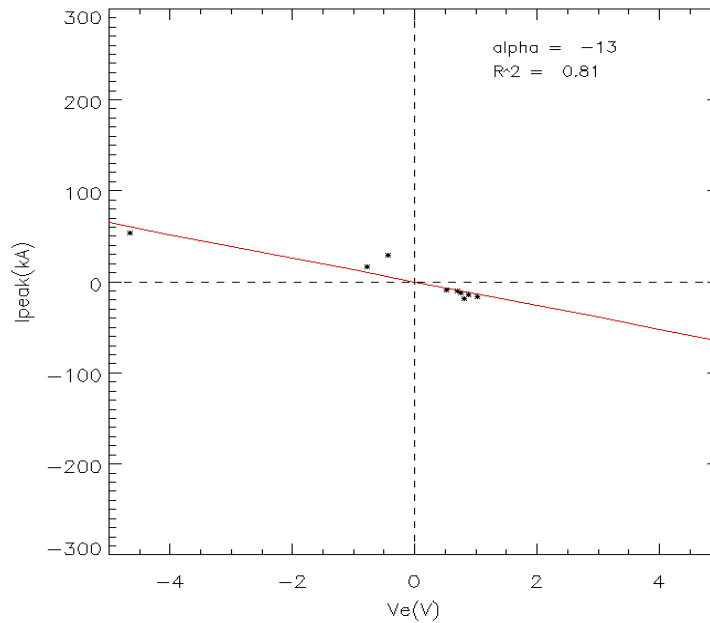


図 52 観測点から  $100 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の電場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較．横軸が電場の振幅値で単位は [V]，縦軸がピーク電流値で単位は [kA] である．

図 52 は，横軸が電場のピーク振幅値  $V_e$  [V]，縦軸がピーク電流値  $I_{peak}$  [kA] である．この散布図から最小 2 乗法を用いて直線近似を行った．その結果，

$$I_{peak} = -13V_e \quad (19)$$

という一次方程式を得る．この式によって観測点から  $100 \pm 100$  km の範囲のイベントにおいては，任意の電場の grand wave の振幅のピークからピーク電流値を推定することができる．ここで，式 (19) の右辺の  $V_e$  を左辺に移項すると，

$$\frac{I_{peak}}{V_e} = -13 = \alpha \quad (20)$$

という式が得られ，ピーク振幅値に対するピーク電流値の比 ( $\alpha$ ) を求めることができる． $V_e$ ,  $I_{peak}$  の単位がそれぞれ [V], [kA] であることから，式 (20) の単位は [kA]/[V] となる．同様に，図 53 - 図 58 は，落雷点と観測点との距離が  $300 \pm 100$  km から  $1300 \pm 100$  km の各範囲において発生したイベントに対し，電場波形の grand wave 成分のピーク振幅値と，ピーク電流値との関係性を表した散布図を示す．



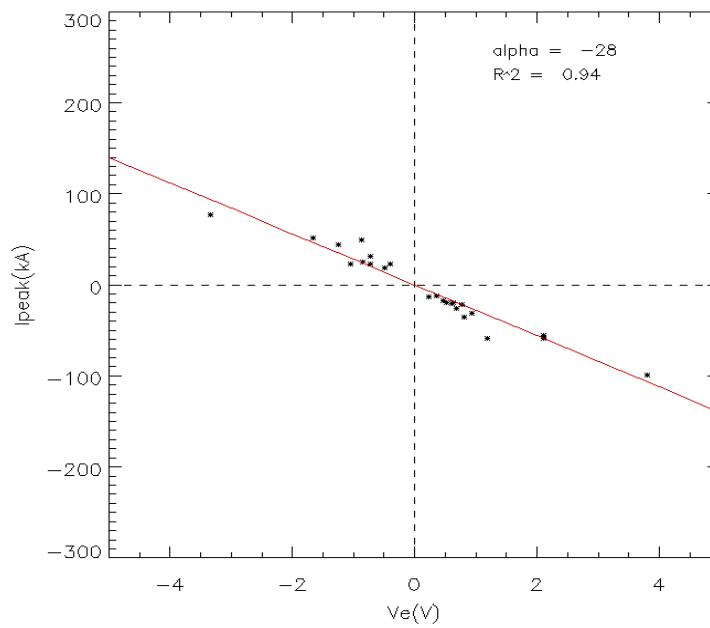


図 53 観測点から  $300 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の電場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = -28$

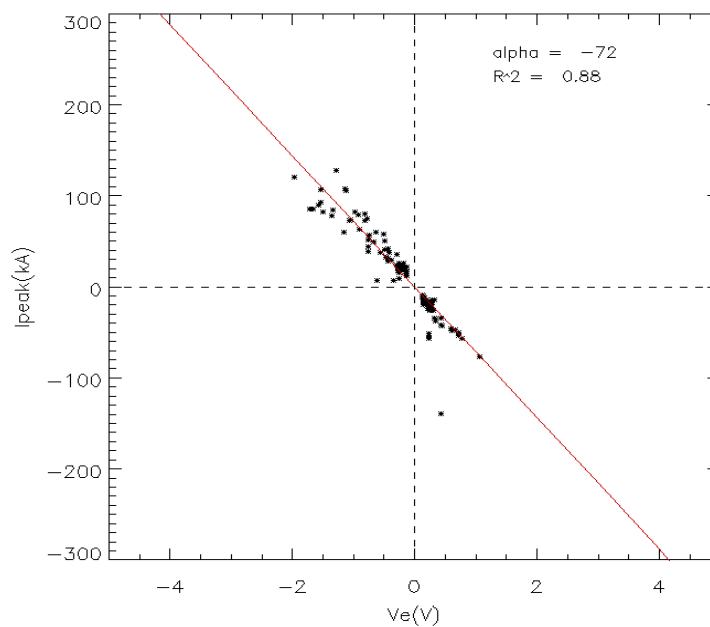


図 54 観測点から  $500 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の電場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = -72$

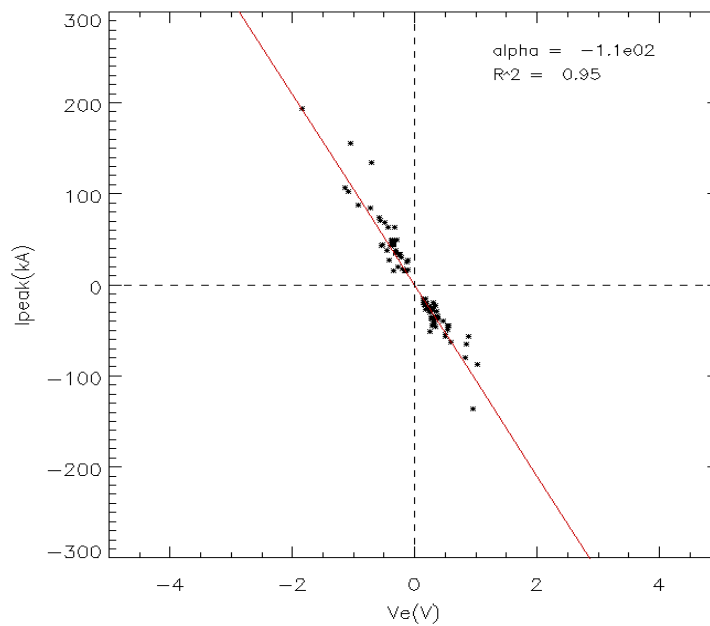


図 55 観測点から  $700 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の電場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = -1.1 \times 10^2$

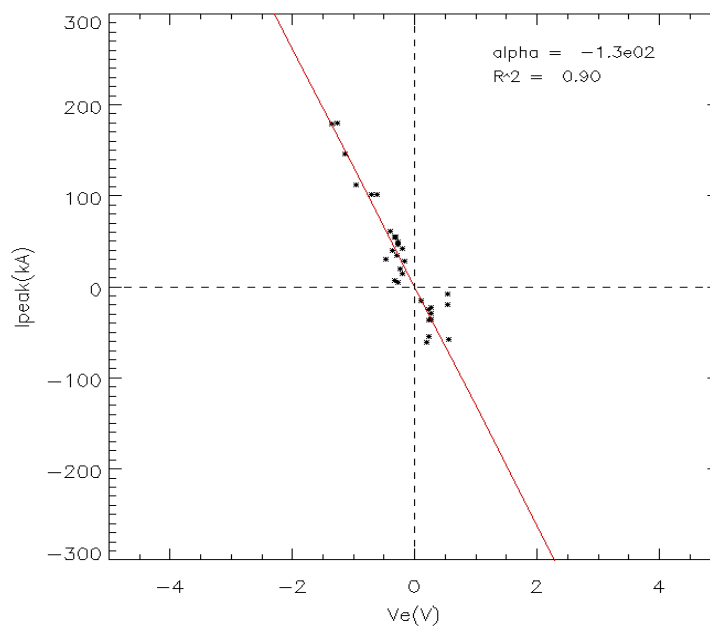


図 56 観測点から  $900 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の電場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = -1.3 \times 10^2$

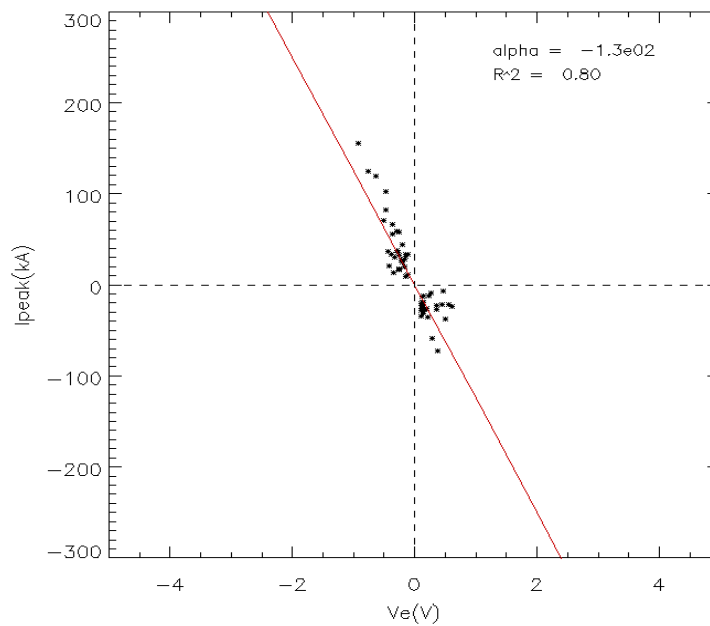


図 57 観測点から  $1100 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の電場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = -1.3 \times 10^2$

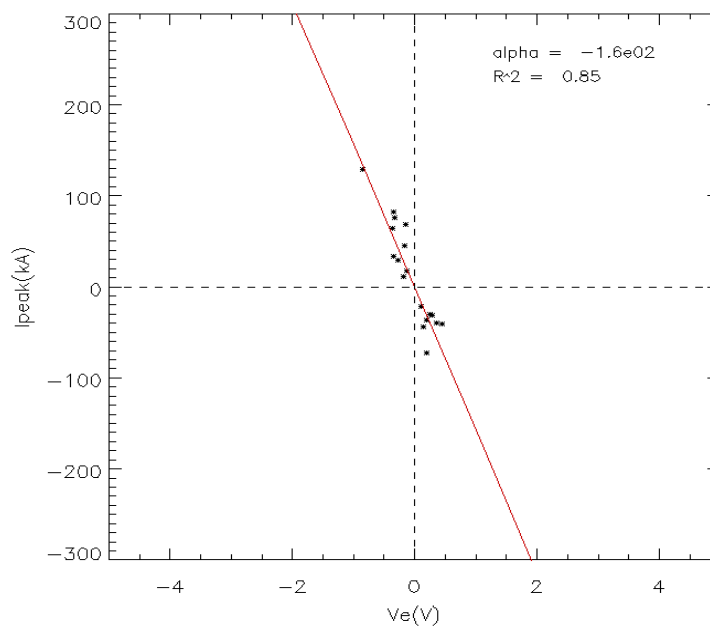


図 58 観測点から  $1300 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の電場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = -1.6 \times 10^2$

図 52 - 図 58 を見ると分かるように、各距離レンジでの  $\alpha$  の値は各レンジでのみ有効であり、それぞれ異なる。つまり、 $\alpha$  は距離依存性を持っていることが分かる。よって、全ての距離においてピーク電流値の推定が可能な関係式を導出するため、CG と観測点間の距離と  $\alpha$  との関係を示すプロットを作成した。図 59 は電場の grand wave 成分において、距離 [km] と  $\alpha$  [kA/V] の関係を描いた図である。横軸が距離 [km] であり、縦軸が各レンジで求めた  $\alpha$ [kA/V] である。

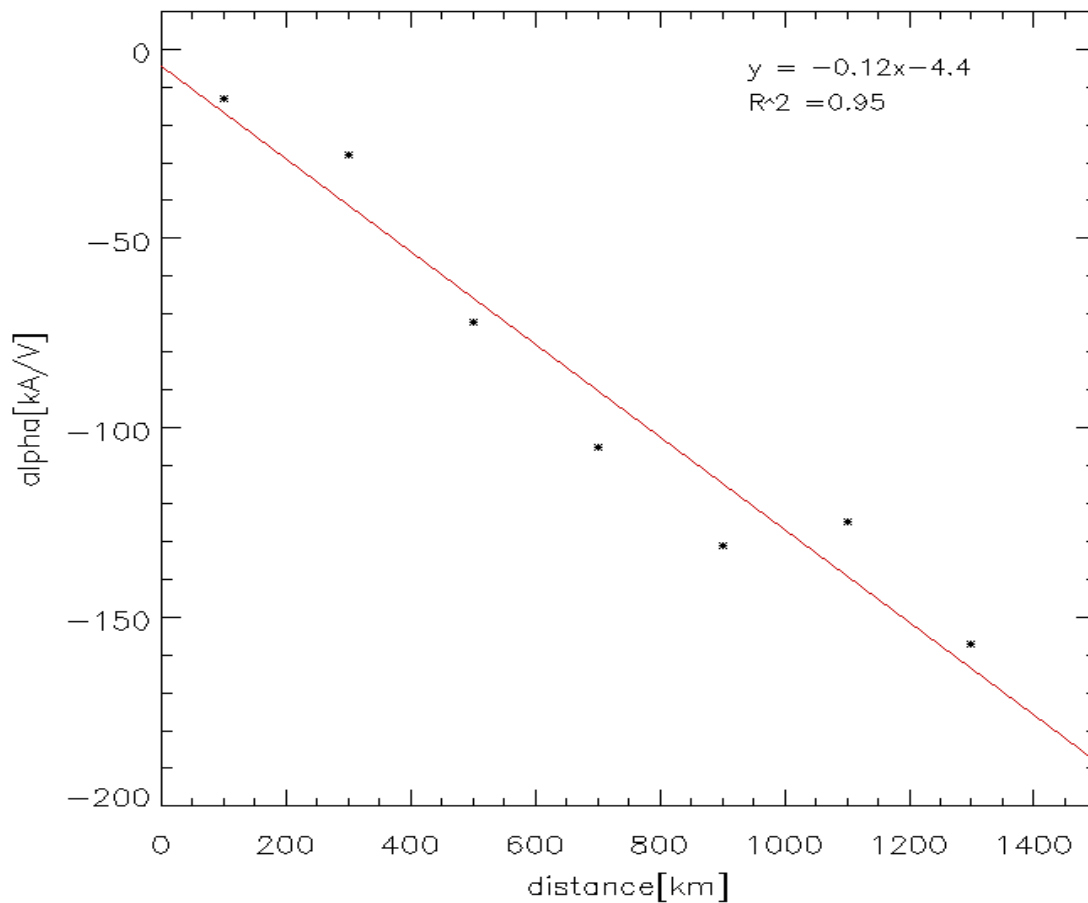


図 59 各距離のレンジで推定した  $\alpha$  [kA/V] と距離の関係を表した図。

図 59 に示されるように，縦軸に  $\alpha$ [kA/V]，横軸に [km] を取って直線近似の式を求めることにより，任意の距離，信号強度から元となる雷放電のピーク電流値を導出することが可能となる．図 59 の場合， $\alpha$  と距離  $d$ [km] との関係式は

$$\alpha = \frac{I_{peak}}{V_{e(ground)}} = -0.12 d - 4.4 \quad (21)$$

$$\therefore I_{peak} = (-0.12 d - 4.4)V_{e(ground)} \quad (22)$$

となり，例えば観測点から 500 km のイベントで，観測された電場波形の grand wave 成分の振幅値のピークが 1.0 V であった場合，式 (22) にこれらの情報を代入することにより，

$$I_{peak} = -0.12 \times 5.0 \times 10^2 - 4.4 = -64 \quad (23)$$

となり，雷放電のピーク電流値は-64 kA と求まる．

図 52 - 図 58 を見ると，各レンジにおいてピーク振幅値とピーク電流値の関係は非常に良い相関を示し， $\alpha$  と距離の間にも非常に高い相関を示していることが分かる．しかし，得られた近似式から分かるように  $\alpha$  と距離との間には線形近似線が引け，距離が遠くなるほど  $\alpha$  の値は小さくなるが，1100±100 km における  $\alpha(=\alpha_{1100})$  は 900±100 km における  $\alpha(=\alpha_{900})$  より大きくなっている．図 57 を見ると，ピーク電流値が-50 kA - +50 kA の範囲において広く分散されており，この部分に引っ張られて  $\alpha$  の値が高めに算出されている可能性があることが分かった．

#### 4.1.2 電場 sky wave とピーク電流値

次に，前節と同様の手法で，電場 sky wave とピーク電流値を比較した．図 60 から 図 66 に，落雷点と観測点との距離が  $100\pm 100$  km -  $1300\pm 100$  km の各範囲において発生したイベントの電場波形の sky wave 成分のピーク振幅値と，ピーク電流値の散布図を示す．

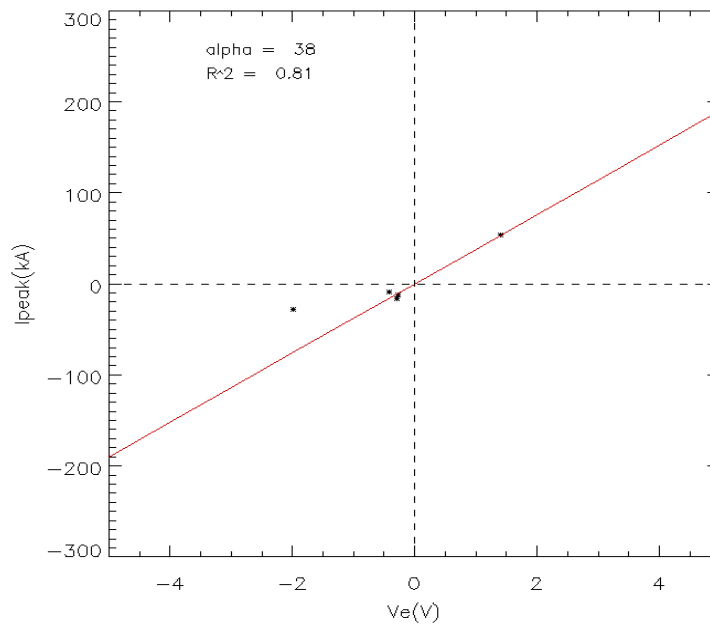


図 60 観測点から  $100\pm 100$  km の範囲で起こった落雷の電場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較．横軸が電場の振幅値で単位は [V]，縦軸がピーク電流値で単位は [kA] である． $\alpha = 38$

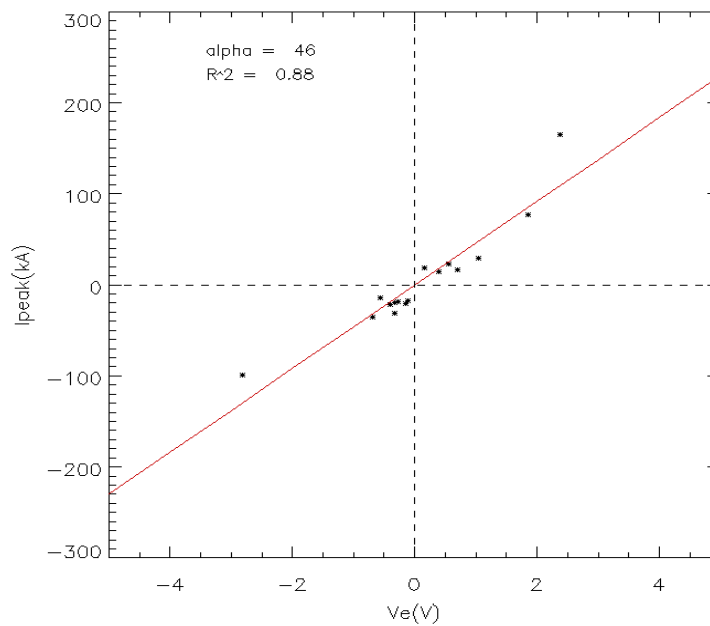


図 61 観測点から  $300 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の電場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 46$

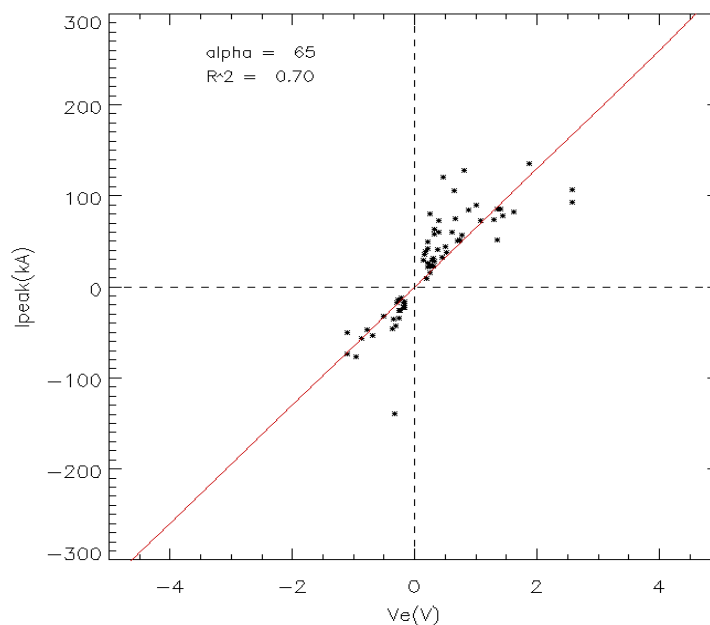


図 62 観測点から  $500 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の電場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 65$

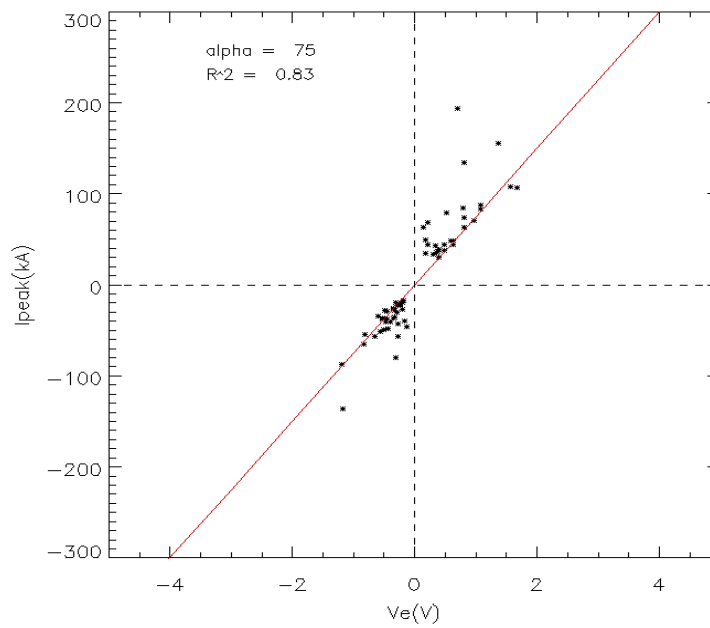


図 63 観測点から  $700 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の電場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 75$

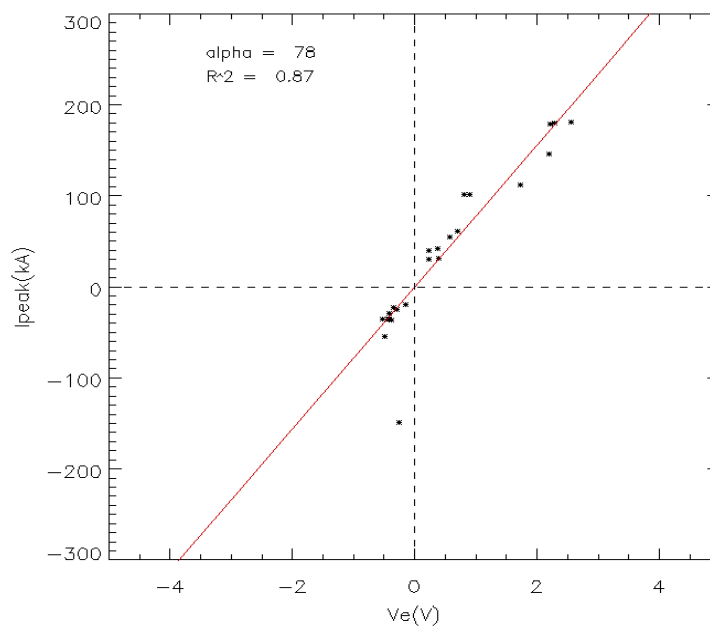


図 64 観測点から  $900 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の電場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 78$



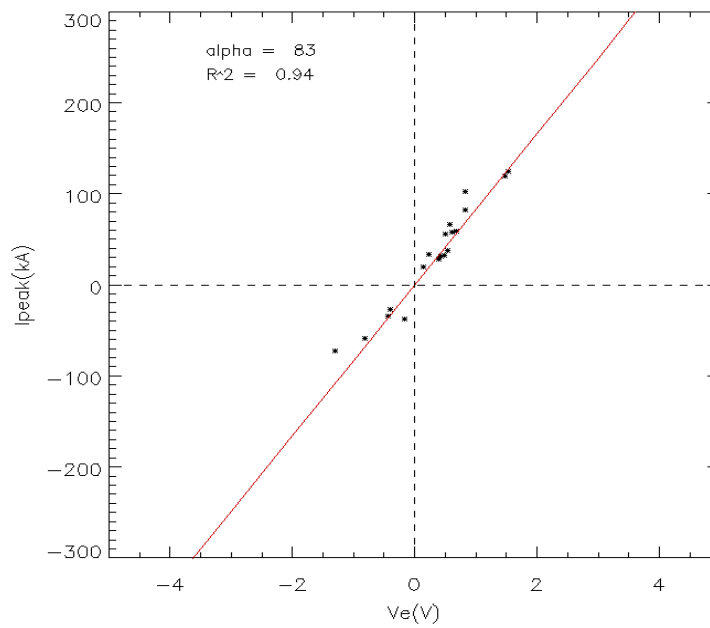


図 65 観測点から  $1100 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の電場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 83$

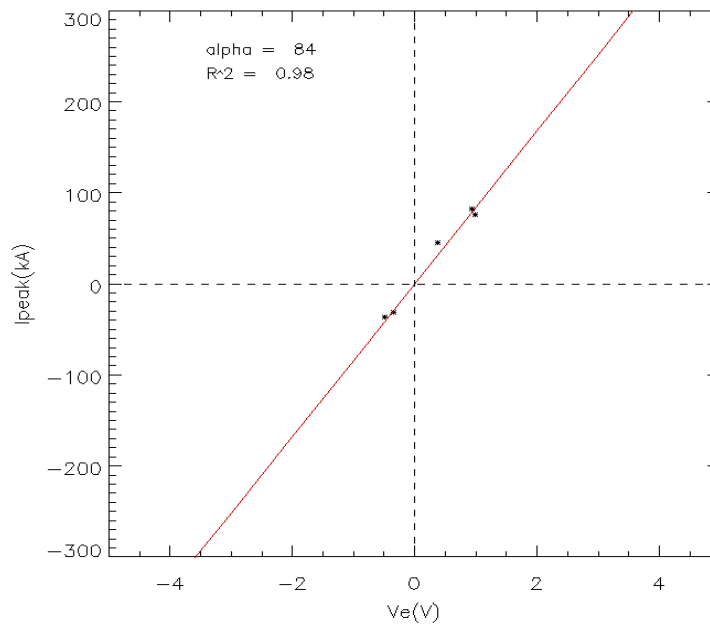


図 66 観測点から  $1300 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の電場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 84$

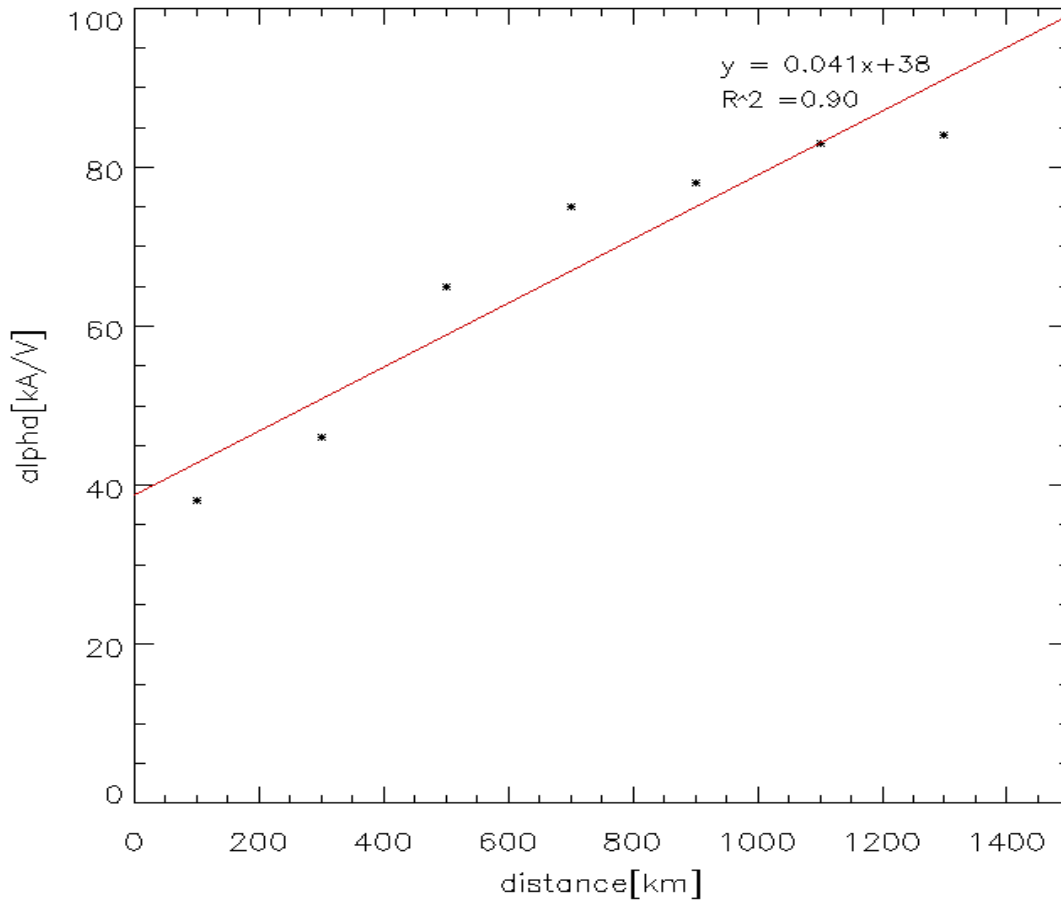


図 67 各距離のレンジで推定した  $\alpha$  [kA/V] と距離の関係を表した図 .

また，図 67 に各距離のレンジで推定した  $\alpha$  と距離の関係を表した図を示す．電場の sky wave の場合も電場の grand wave と同様， $\alpha$  と距離との間には線形近似線を引くことができ，非常に良い相関を示した．これにより，以下の式が求まる．

$$\alpha = \frac{I_{peak}}{V_{e(sky)}} = 0.041 d + 38 \quad (24)$$

$$\therefore I_{peak} = (0.041 d - 38)V_{e(sky)} \quad (25)$$

## 4.2 磁場波形と正極性落雷のピーク電流値との比較結果

### 4.2.1 磁場 grand wave とピーク電流値

磁場波形からピーク電流値を導出する式を求めるにあたり、ピーク電流値の値が 0 以上 (正極性落雷) の場合と 0 以下 (負極性落雷) に場合分けして比較を行った。まず、正極性落雷の場合について述べる。図 68 - 図 74 に、落雷点と観測点との距離が  $100 \pm 100$  km から  $1300 \pm 100$  km の各範囲において発生したイベントの磁場波形の grand wave 成分のピーク振幅値と、ピーク電流値の散布図を示す。

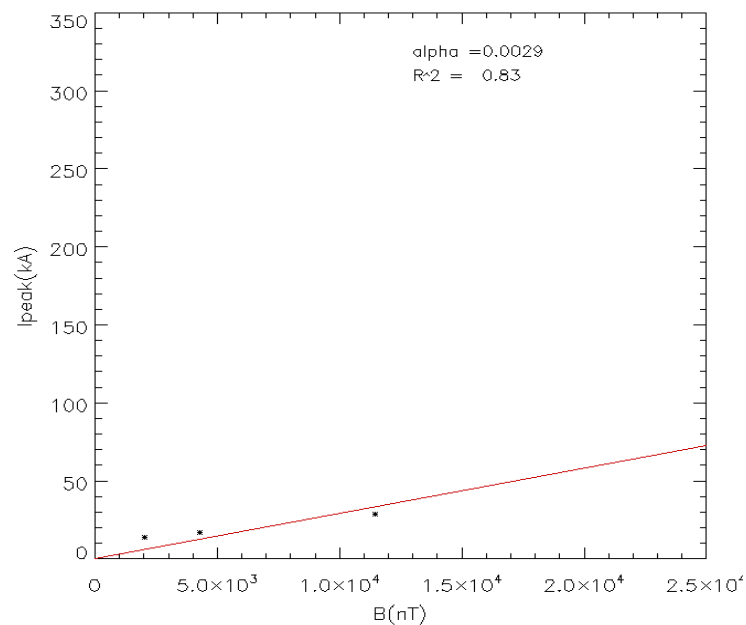


図 68 観測点から  $100 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較。横軸が電場の振幅値で単位は [nT]、縦軸がピーク電流値で単位は [kA] である。  $\alpha = 2.9 \times 10^{-3}$

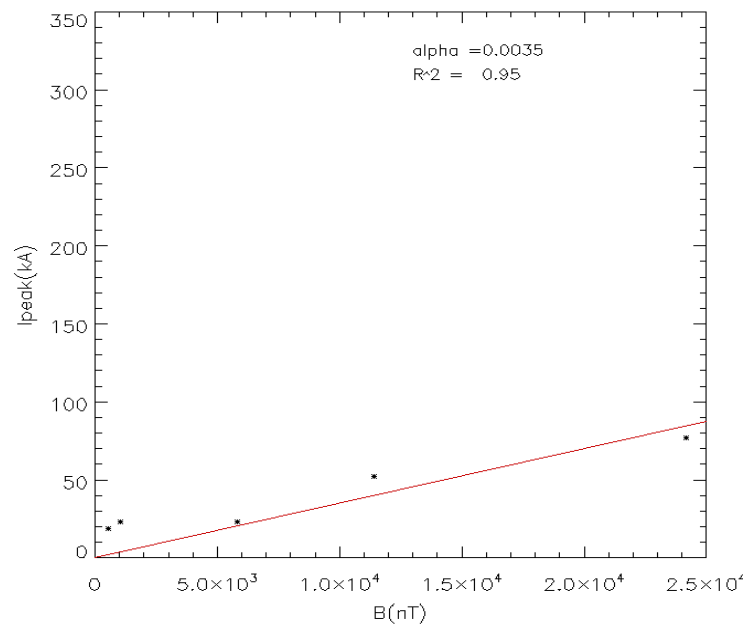


図 69 観測点から  $300 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 3.5 \times 10^{-3}$

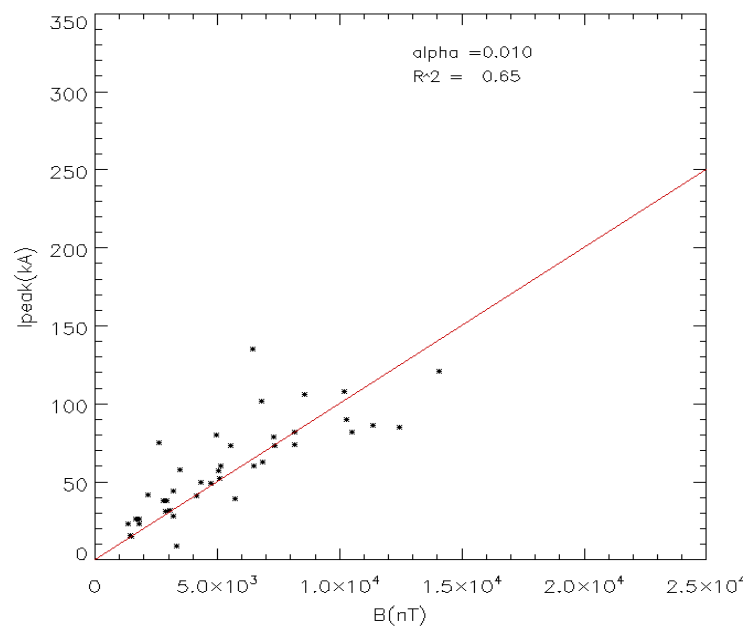


図 70 観測点から  $500 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 1.0 \times 10^{-2}$

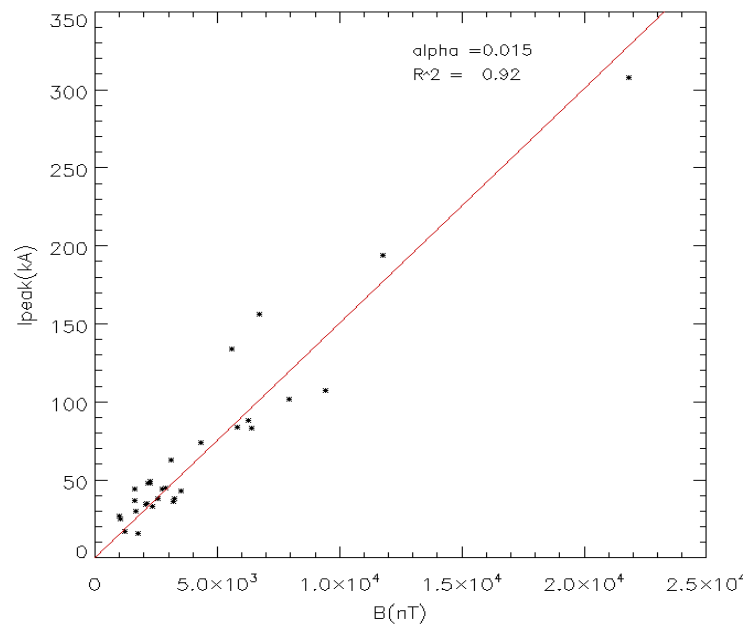


図 71 観測点から  $700 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 1.5 \times 10^{-2}$

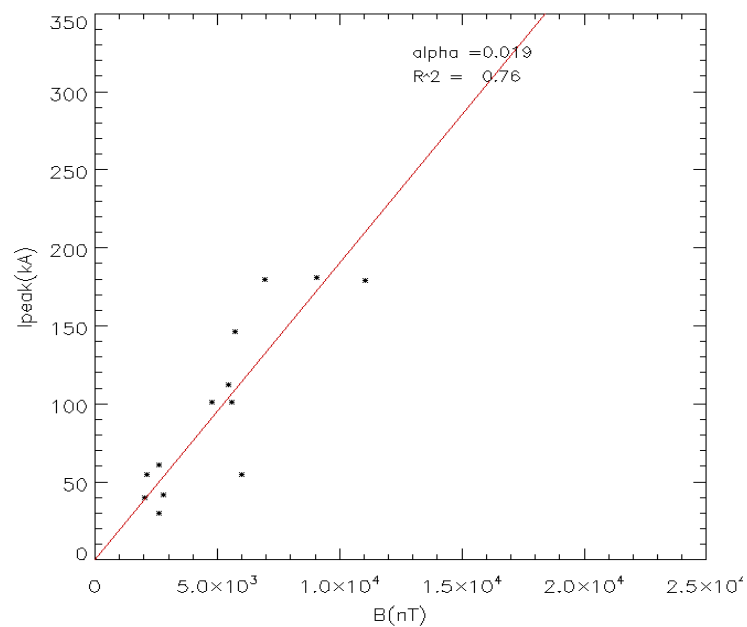


図 72 観測点から  $900 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 1.9 \times 10^{-2}$

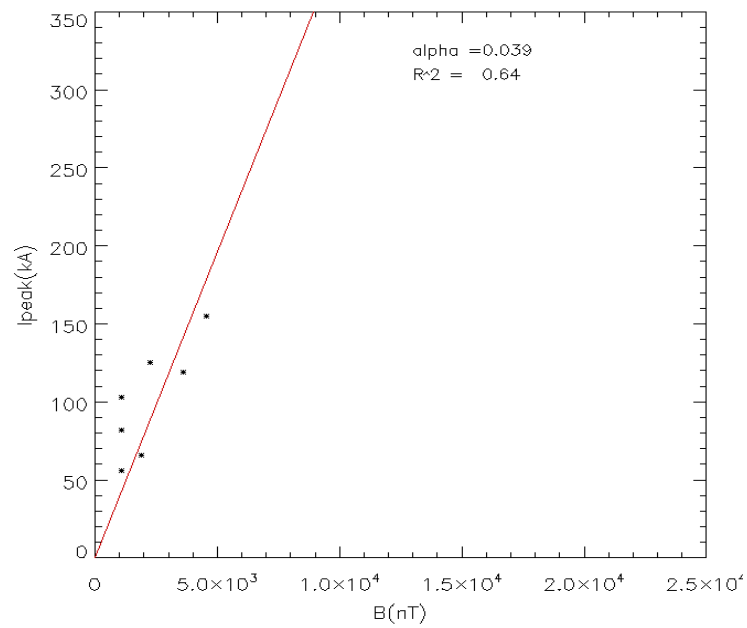


図 73 観測点から  $1100 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 3.9 \times 10^{-2}$

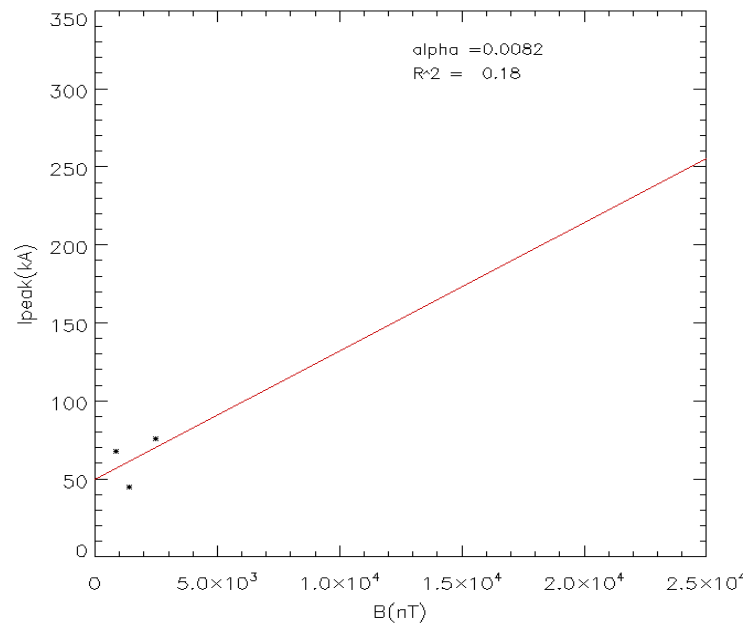


図 74 観測点から  $1300 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 8.2 \times 10^{-3}$

図 68 - 図 74 を見ると、多くは原点を通る線形近似線を引くことが出来たが、 $1300 \pm 100$  km では引くことが出来なかった。図 74 から求めた [nT] と [kA] の関係式では、磁場波形の振幅値が 0 の時にピーク電流値が値を持つことになり、矛盾する。そのため、 $1300 \pm 100$  km を除いて  $\alpha$  と距離の比較を行った。図 75 にその結果を示す。この場合も電場波形と同様、 $\alpha$  と距離に線形近似線を引くことが出来た。この図から、以下の式を導くことができる

$$\alpha = \frac{I_{peak}}{B_{ground}} = 3.3 \times 10^{-5} d - 5.0 \times 10^{-3} \quad (26)$$

$$\therefore I_{peak} = (3.3 \times 10^{-5} d - 5.0 \times 10^{-3}) B_{ground} \quad (27)$$

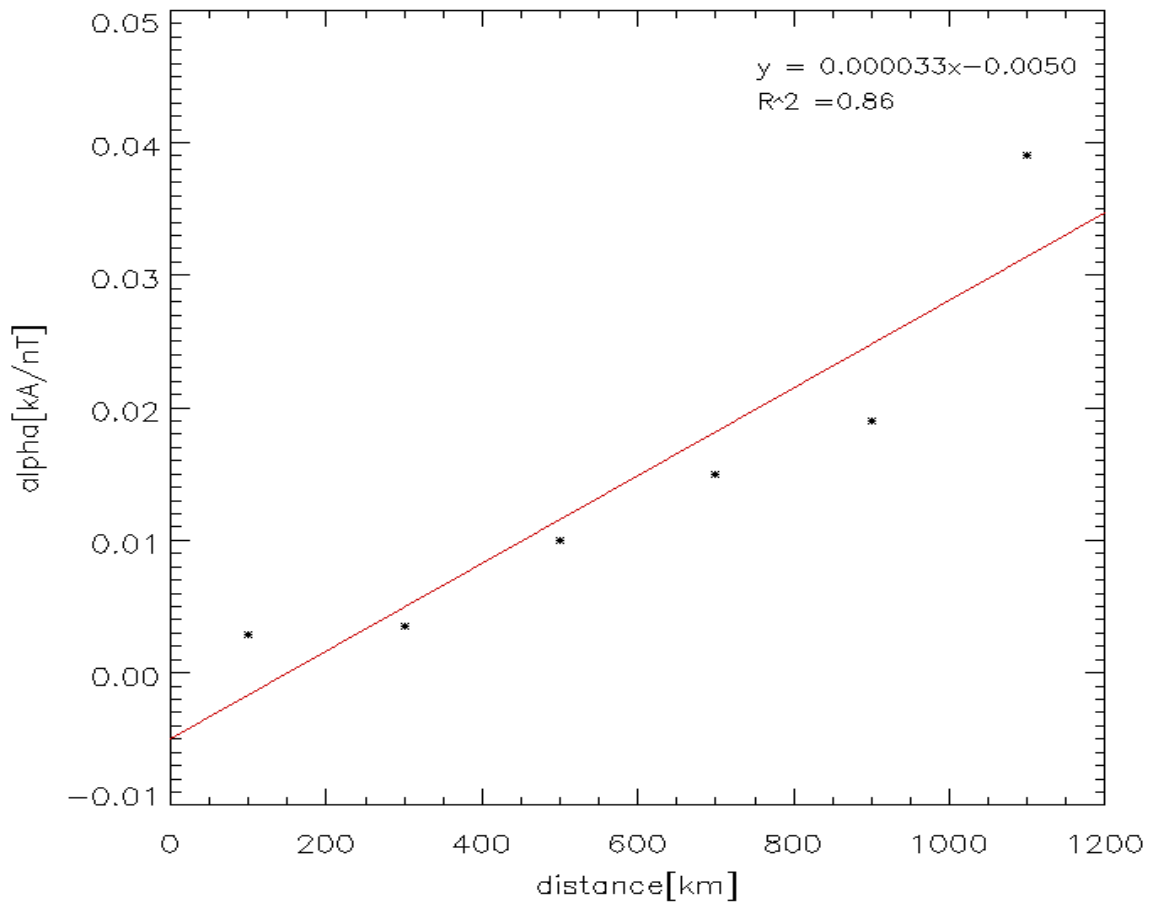


図 75 各距離のレンジで推定した  $\alpha$  [kA/nT] と距離の関係を表した図。

#### 4.2.2 磁場 sky wave とピーク電流値

次に、磁場の sky wave と正極性落雷の場合のピーク電流値との比較の結果を示す。図 76 - 図 81 に、落雷点と観測点との距離が  $300 \pm 100$  km -  $1300 \pm 100$  km の各範囲において発生したイベントの磁場波形の sky wave 成分のピーク振幅値と、ピーク電流値の散布図を示す。なお、今回は  $100 \pm 100$  km のレンジのイベントが 1 イベントしかなかったため、このレンジでのピーク振幅値とピーク電流値の散布図は作成しなかった。



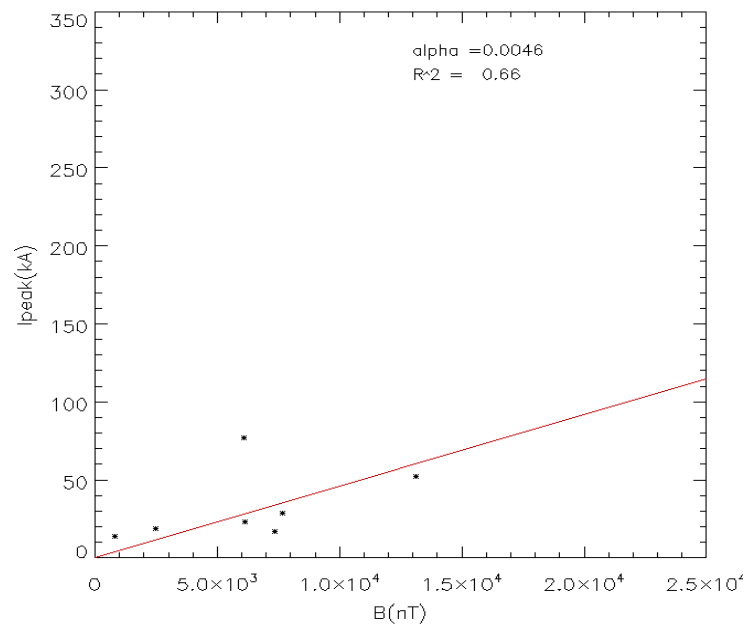


図 76 観測点から  $300 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 4.6 \times 10^{-3}$

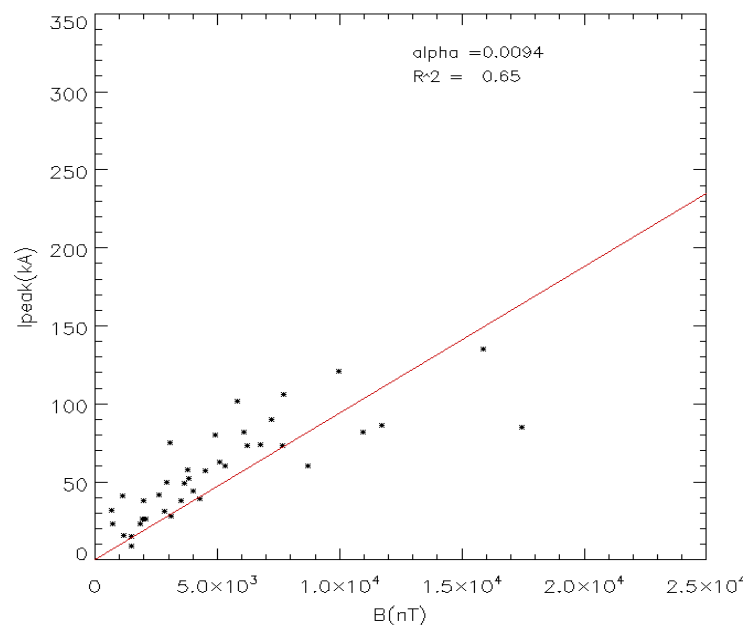


図 77 観測点から  $500 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 9.4 \times 10^{-3}$

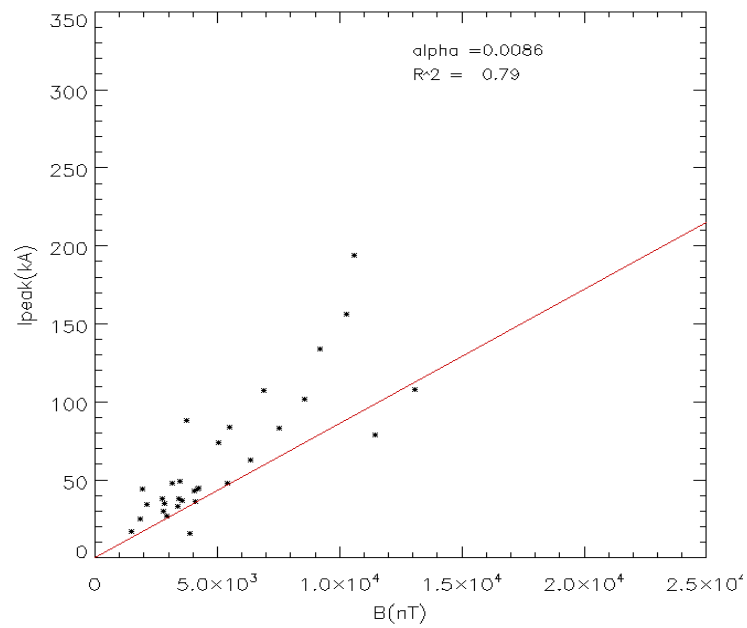


図 78 観測点から  $700 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 8.6 \times 10^{-3}$

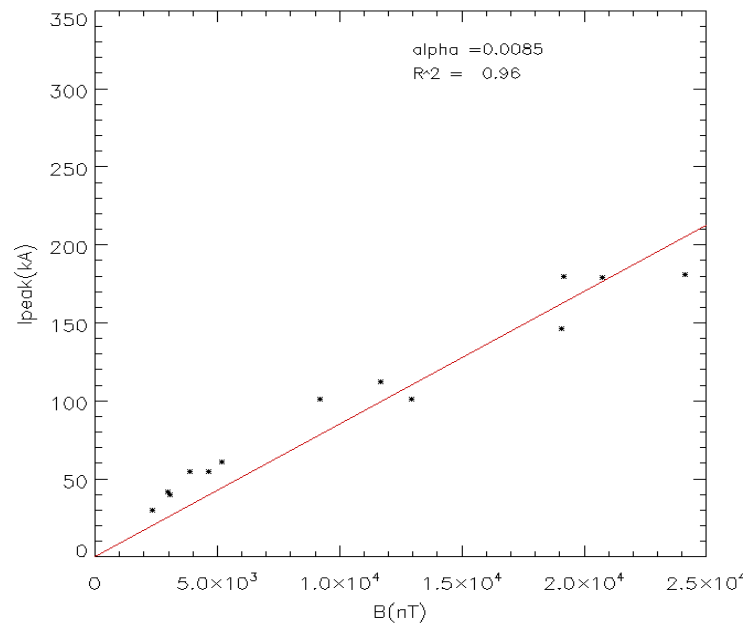


図 79 観測点から  $900 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 8.5 \times 10^{-3}$

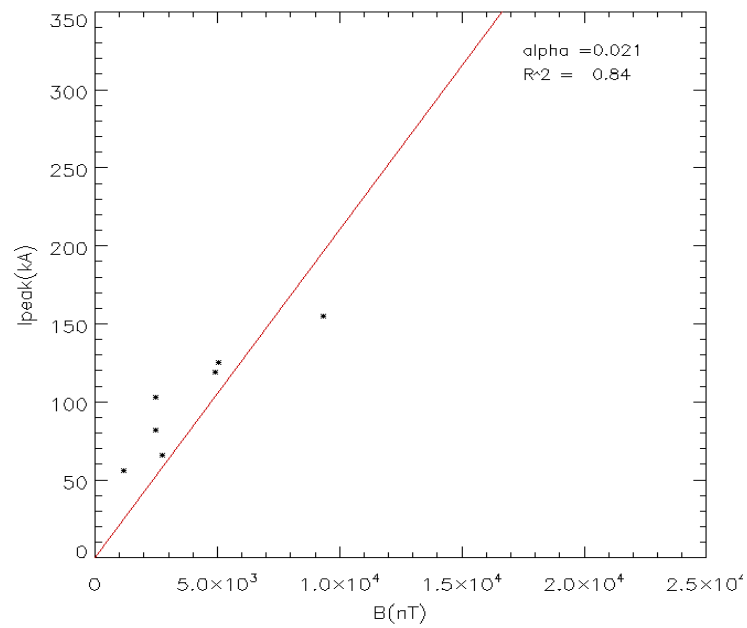


図 80 観測点から  $1100 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 2.1 \times 10^{-2}$

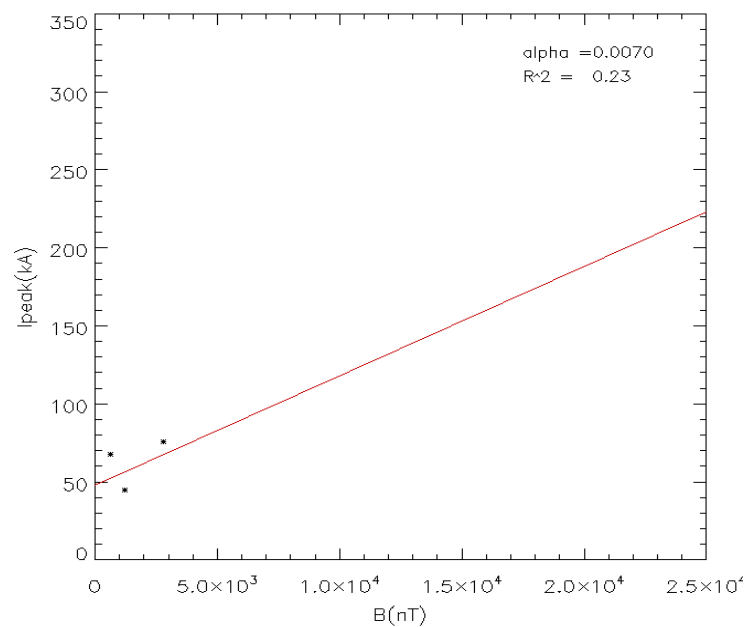


図 81 観測点から  $1300 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の sky wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 7.0 \times 10^{-3}$

図 76 - 図 81 を見ると、今回も  $1300 \pm 100$  km で原点を通る線形近似線が引けなかったため、grand wave の時と同様に  $1300 \pm 100$  km を除いて  $\alpha$  と距離との関係を調べた。図 82 にその結果を示す。この図から直線近似を行うことによって、磁場ピーク振幅値とピーク電流値との関係式を求めることができ、

$$\alpha = \frac{I_{peak}}{B_{sky}} = 1.6 \times 10^{-5} d + 9.0 \times 10^{-4} \quad (28)$$

$$\therefore I_{peak} = (1.6 \times 10^{-5} d + 9.0 \times 10^{-4}) B_{sky} \quad (29)$$

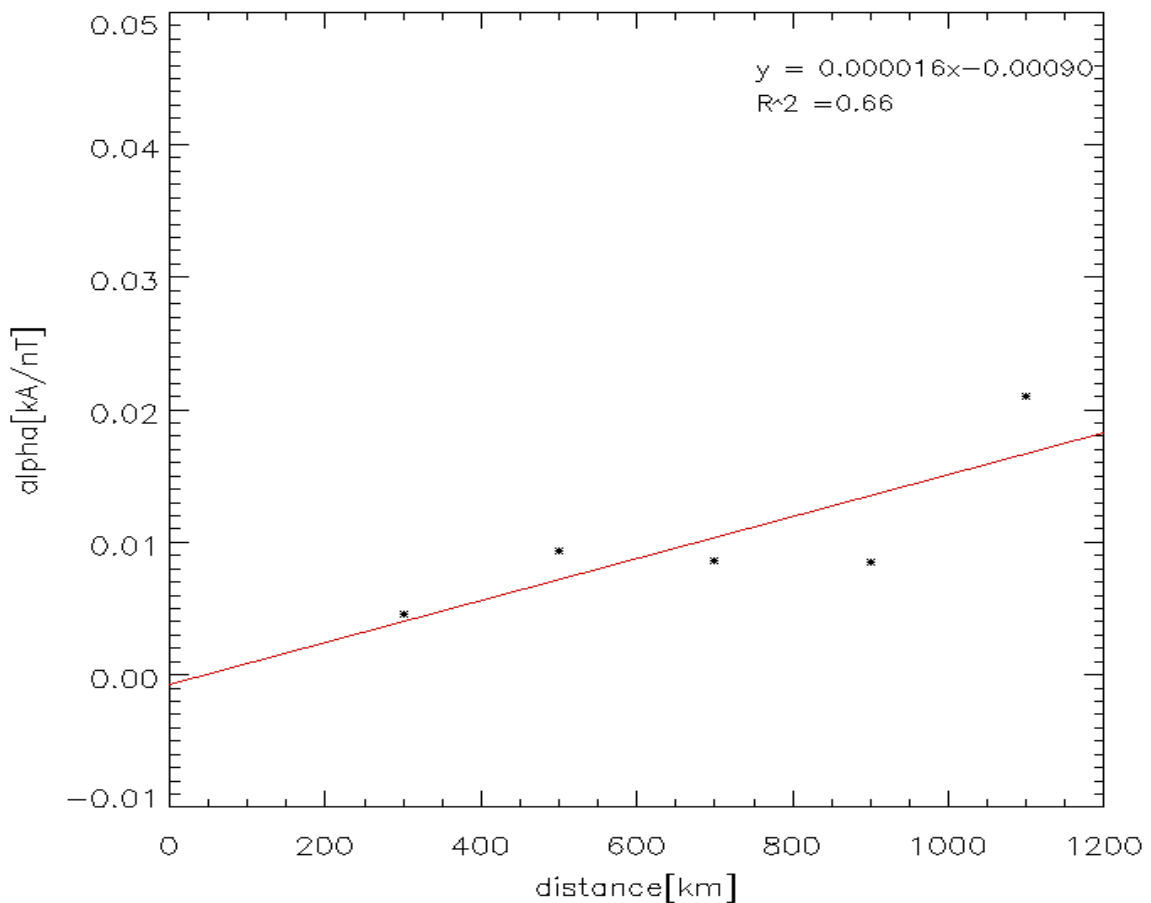


図 82 各距離のレンジで推定した  $\alpha$  [kA/nT] と距離の関係を表した図。

### 4.3 磁場波形と負極性落雷のピーク電流値との比較結果

#### 4.3.1 磁場 grand wave とピーク電流値

次に、磁場波形と負極性落雷のピーク電流値との比較について述べる。図 68 - 図 74 に、落雷点と観測点との距離が  $100 \pm 100$  km から  $1300 \pm 100$  km の各範囲において発生したイベントの磁場波形の grand wave 成分のピーク振幅値と、ピーク電流値の散布図を示す。

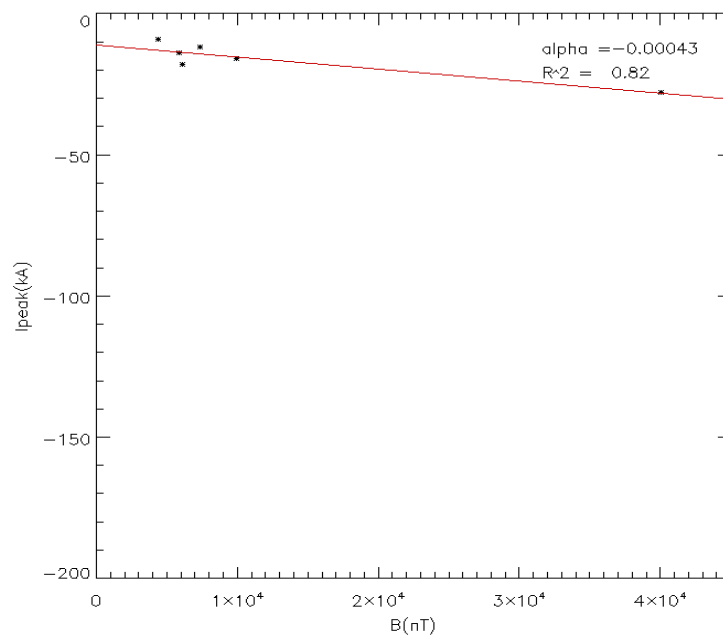


図 83 観測点から  $100 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較。横軸が電場の振幅値で単位は [nT]、縦軸がピーク電流値で単位は [kA] である。 $\alpha = -4.3 \times 10^{-4}$

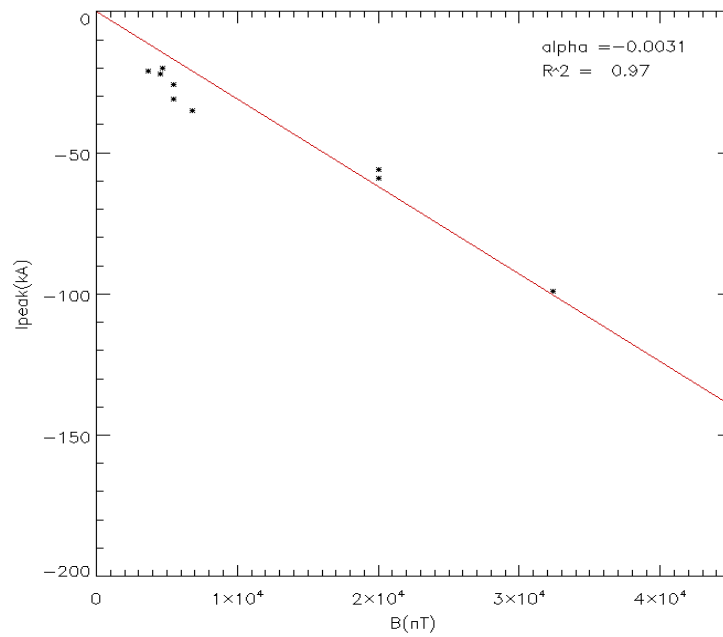


図 84 観測点から  $300 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = -3.1 \times 10^{-3}$

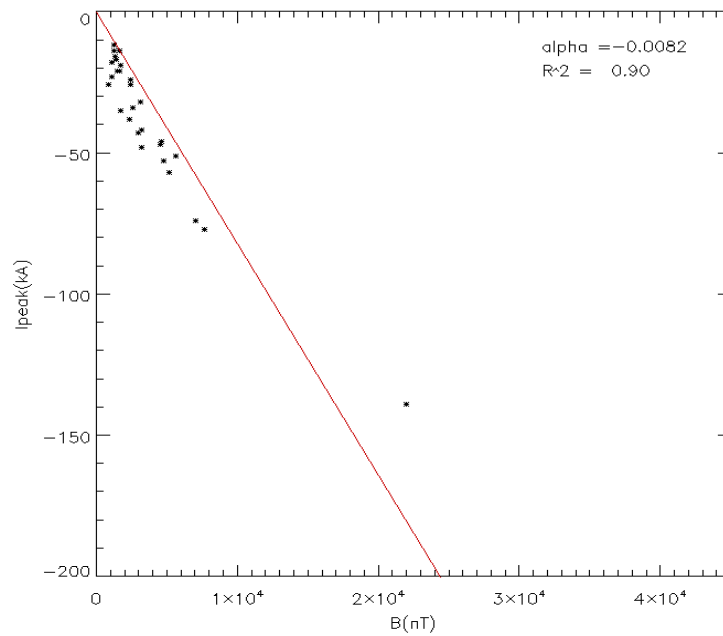


図 85 観測点から  $500 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = -8.2 \times 10^{-3}$

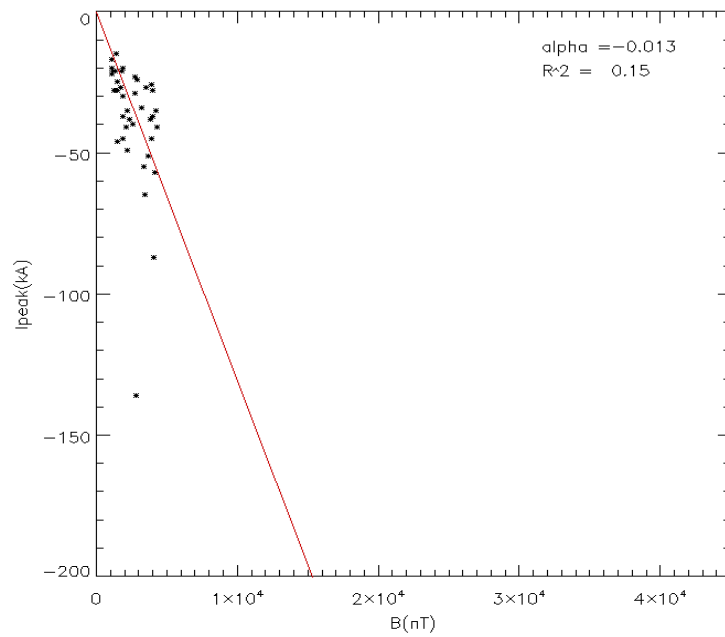


図 86 観測点から  $700 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = -1.3 \times 10^{-2}$

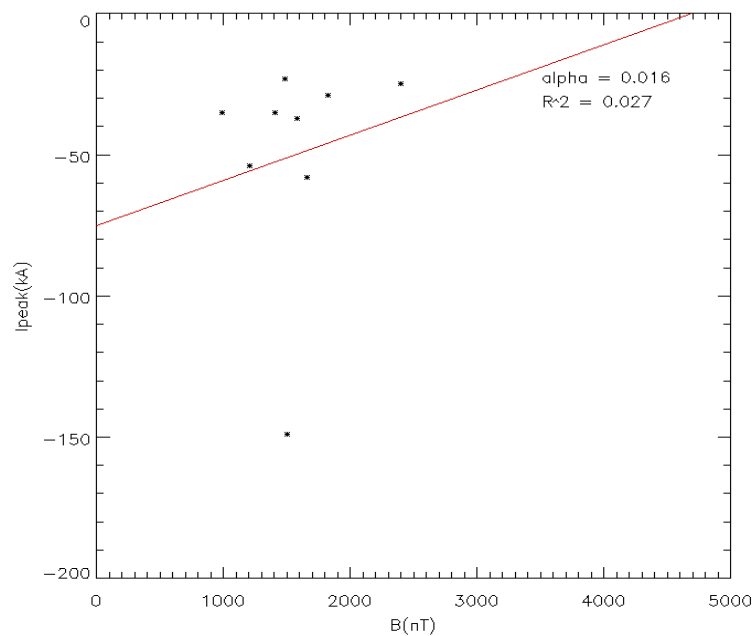


図 87 観測点から  $900 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 1.6 \times 10^{-2}$

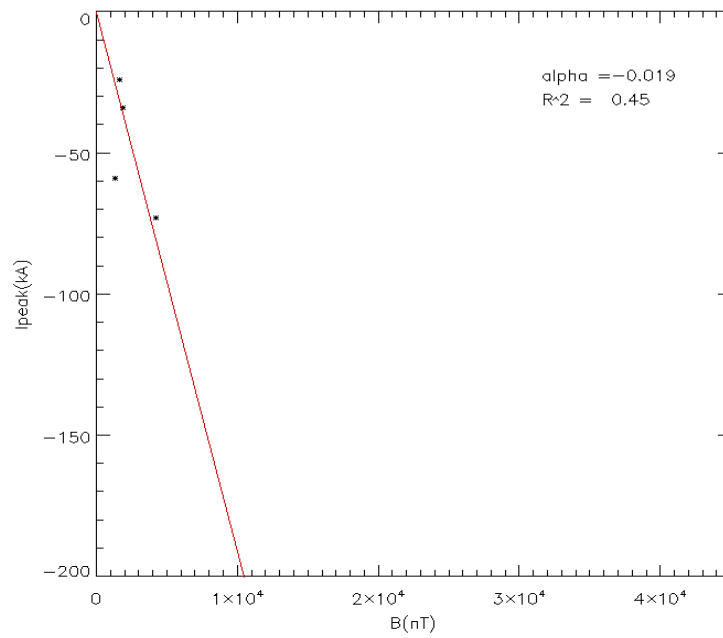


図 88 観測点から  $1100 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = -1.9 \times 10^{-2}$



図 83 - 図 88 を見ると、今回は  $100 \pm 100$  km 及び  $900 \pm 100$  km で 0 を通る線形近似線が引けなかったため  $100 \pm 100$  km と  $900 \pm 100$  km を除いて  $\alpha$  と距離との関係を調べた。図 89 にその結果を示す。

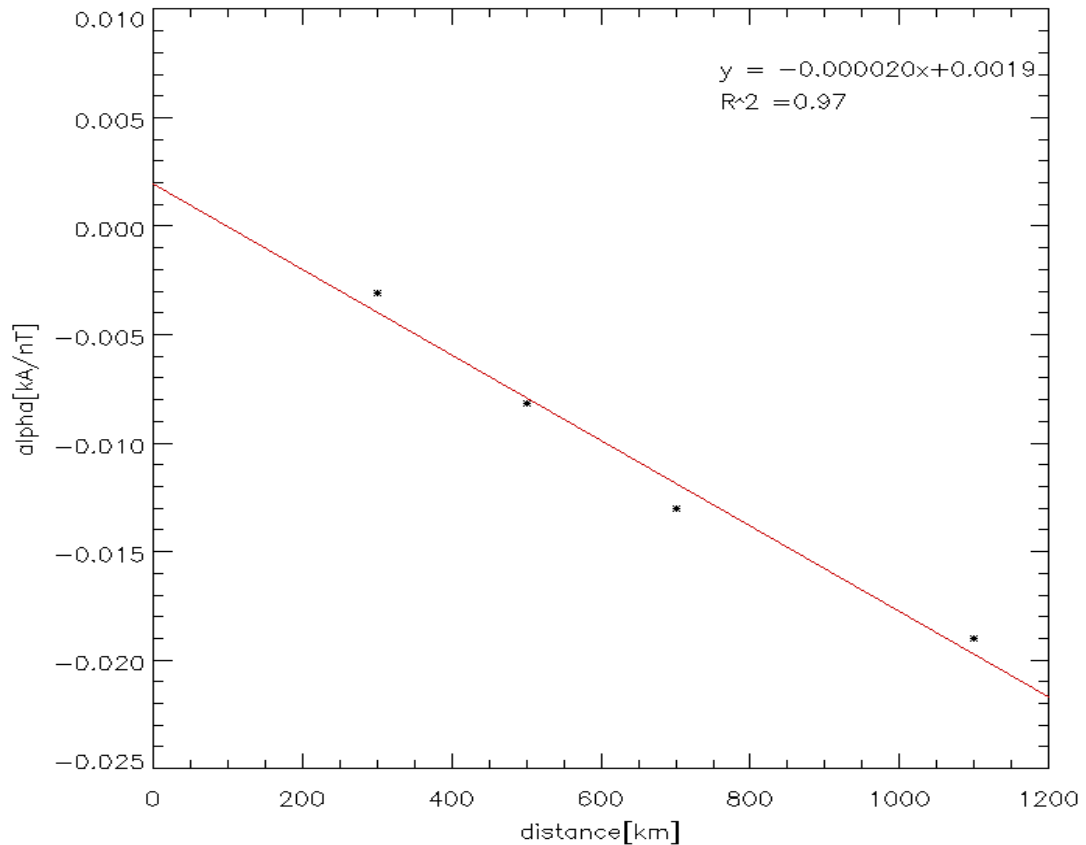


図 89 各距離のレンジで推定した  $\alpha$  [kA/nT] と距離の関係を表した図。

この散布図に直線近似を行った結果、次の関係式を得た

$$\alpha = \frac{I_{peak}}{B_{ground}} = -2.0 \times 10^{-5} d + 1.9 \times 10^{-3} \quad (30)$$

$$\therefore I_{peak} = (-2.0 \times 10^{-5} d + 1.9 \times 10^{-3}) B_{ground} \quad (31)$$

### 4.3.2 磁場 sky wave とピーク電流値

最後に、磁場の sky wave と負極性落雷の場合のピーク電流値との比較の結果を示す。図 90 - 図 95 に、落雷点と観測点との距離が  $300 \pm 100$  km -  $1300 \pm 100$  km の各範囲において発生したイベントの磁場波形の sky wave 成分のピーク振幅値と、ピーク電流値の散布図を示す。

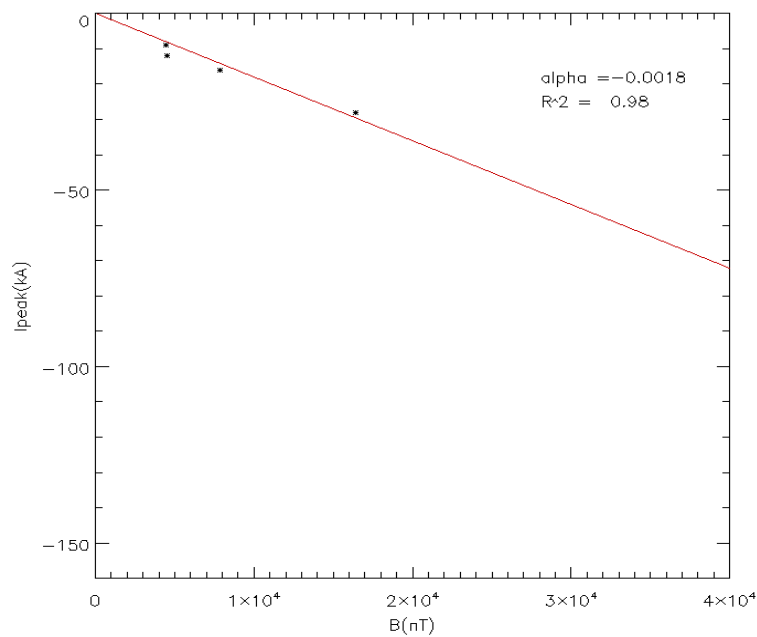


図 90 観測点から  $100 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較。横軸が電場の振幅値で単位は [nT], 縦軸がピーク電流値で単位は [kA] である。  $\alpha = -1.8 \times 10^{-3}$

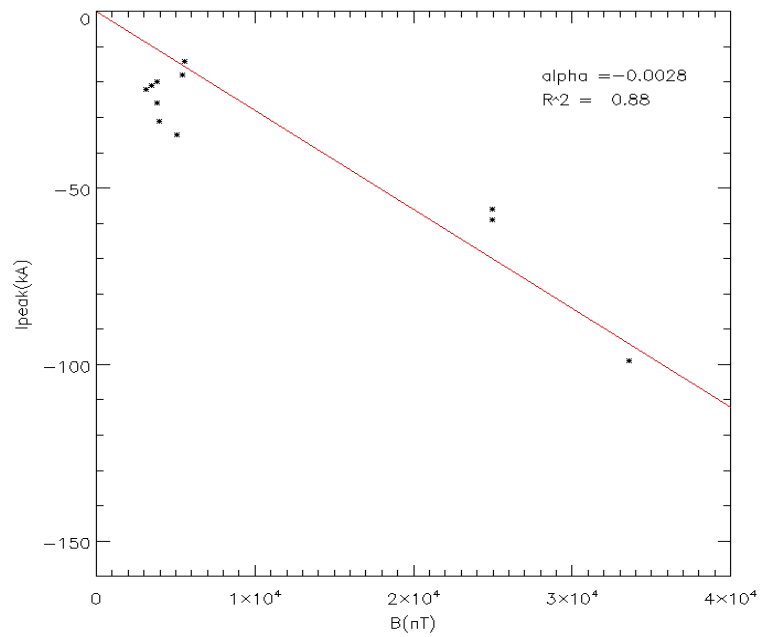


図 91 観測点から  $300 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = -2.8 \times 10^{-3}$

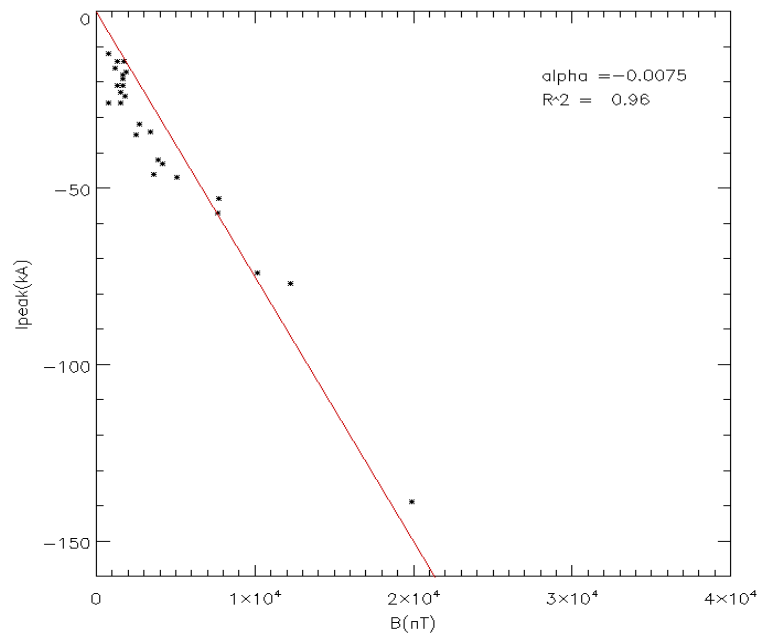


図 92 観測点から  $500 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = -7.5 \times 10^{-3}$

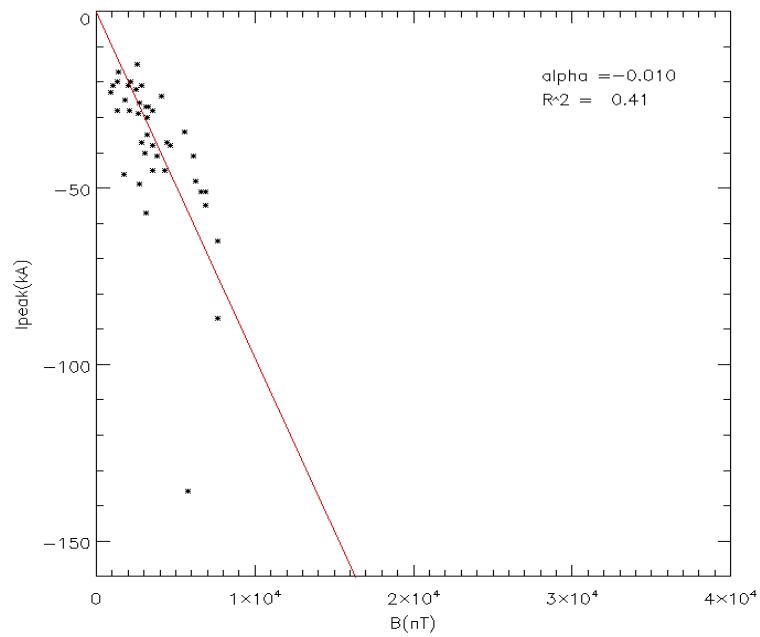


図 93 観測点から  $700 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = -1.0 \times 10^{-2}$

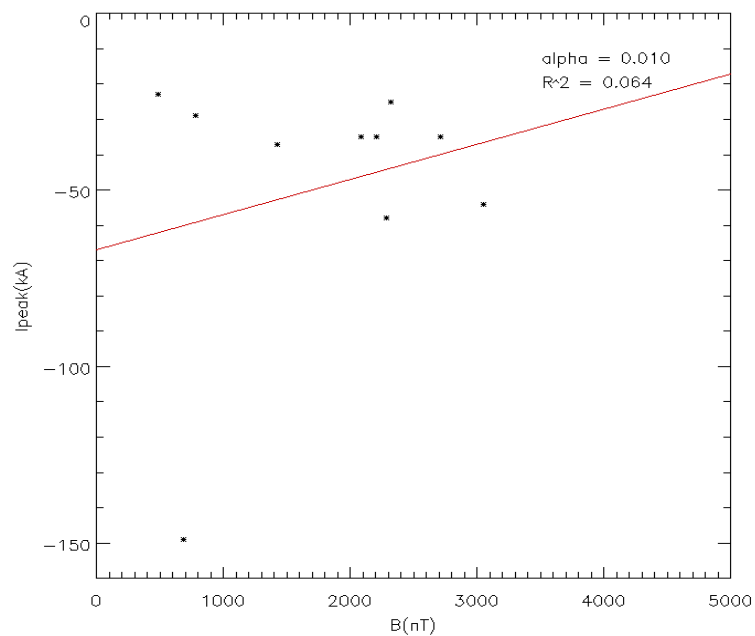


図 94 観測点から  $900 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較 .  $\alpha = 1.0 \times 10^{-2}$

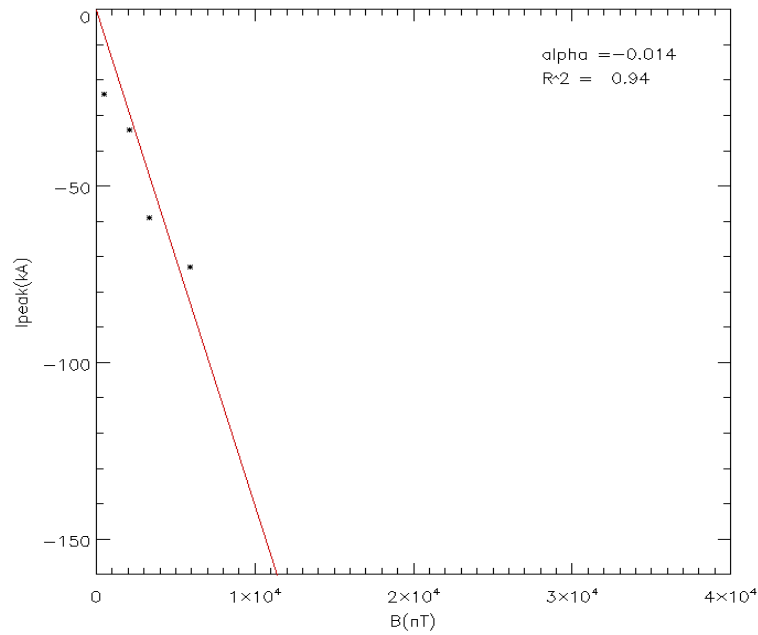


図 95 観測点から  $1100 \pm 100$  km の範囲で起こった落雷の磁場波形の grand wave 成分の振幅のピークとピーク電流値の比較． $\alpha = -1.4 \times 10^{-2}$

図 90 - 図 95 を見ると，今回は  $900 \pm 100$  km で原点を通る線形近似線が引けなかったため  $900 \pm 100$  km を除いて  $\alpha$  と距離との関係を調べた．図 96 にその結果を示す．また，この散布図に直線近似を行った結果，次の関係式を得た

$$\alpha = \frac{I_{peak}}{B_{sky}} = -1.3 \times 10^{-5} d - 2.1 \times 10^{-4} \quad (32)$$

$$\therefore I_{peak} = (-1.3 \times 10^{-5} d + 2.1 \times 10^{-3}) B_{ground} \quad (33)$$

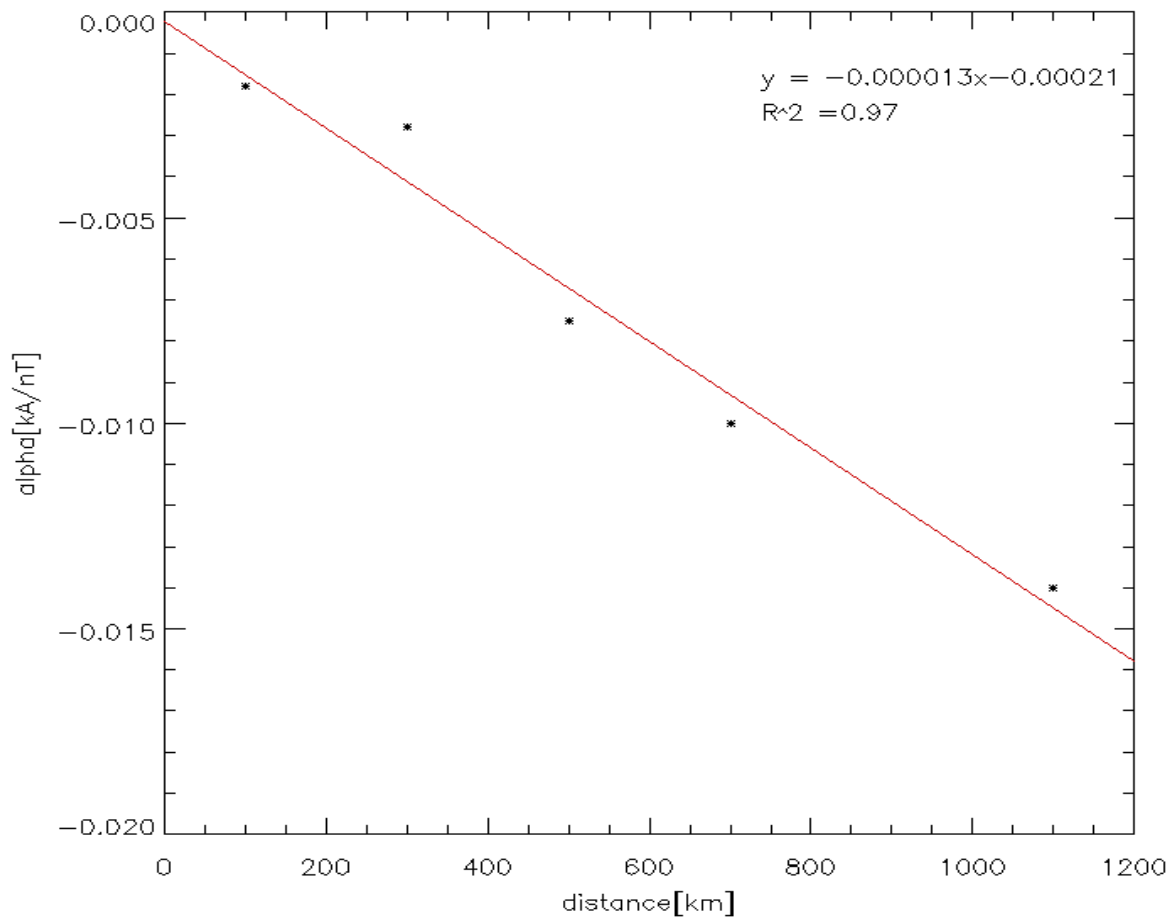


図 96 各距離のレンジで推定した  $\alpha$  [kA/nT] と距離の関係を表した図.

#### 4.4 考察

本研究では電磁場の信号強度に対するピーク電流値と距離の関係について、電場と正極性落雷の場合の磁場及び負極性落雷の場合の磁場の3種類に分類し、さらにそれぞれ grand wave の場合と sky wave の場合で比較したため、計6通りについて調べた。それぞれの場合において共通して言えることは、振幅値のピークに対するピーク電流値 ( $=\alpha$ ) と距離を比較した場合、いずれも線形近似線を引くことができ、決定係数の値  $R^2$  は 0.66 ~ 0.97 と、非常に高い数値を示した。また、それぞれのグラフにおいて、落雷点と観測点の距離が離れると信号強度に対するピーク電流値の値が大きくなる傾向にあり、これは距離が離れれば離れるほど電磁波は減衰することを示しており、妥当な結果であると言える。電場とピーク電流値及び磁場とピーク電流値をそれぞれ比較した場合を比べると、電場と比べて磁場の場合、各距離とピーク振幅値との関係式  $\alpha$  を導出する過程で、 $\alpha$  を表す式が原点を通る線形近似式で表すことができないものがいくつか存在した。この理由として、磁場波形の背景のノイズが十分に除去されておらず、背景のノイズをピークと誤って検出してしまいうケースが電場に比べて多かったことや、また、磁場波形は南北成分と東西成分を合わせた磁場パワーとピーク電流値を比較しており、正極性落雷と負極性落雷の場合で  $\alpha$  の符号が変わってしまうため、正極性と負極性の場合で分けて  $\alpha$  と距離の関係を調べた結果、それぞれのケースにおける解析イベント数が電場の場合の半分以下になってしまうケースが多く、その分誤差も大きくなった可能性があることが考えられる。

また、過去の研究からは、電磁場の振幅値のピークに対するピーク電流値と距離の関係は、線形近似で表されないという結果が得られている。Pessi *et al.* [2009] は、Unalaska、Lihue、Kona、Kwajalein の 4 箇所に設置された VLF 電磁波動観測機器のネットワーク (PacNet ; Pacific Lightning Detection Network) から得られた波形データと NLDN から得られたピーク電流値を比較した。図 97 に PacNet の観測点の配置図を、図 98 に NLDN から得られたピーク電流値に対する Pacnet から得られた電場の波形データの振幅値と距離を比較した図を示す。

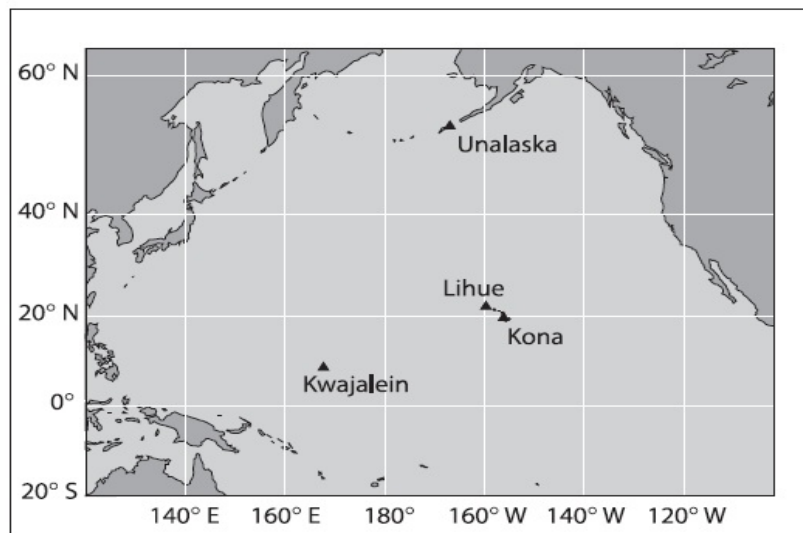


図 97 PacNet(Pacific Lightning Detection Network) の観測点を示した図。  
[Pessi *et al.*, 2009]



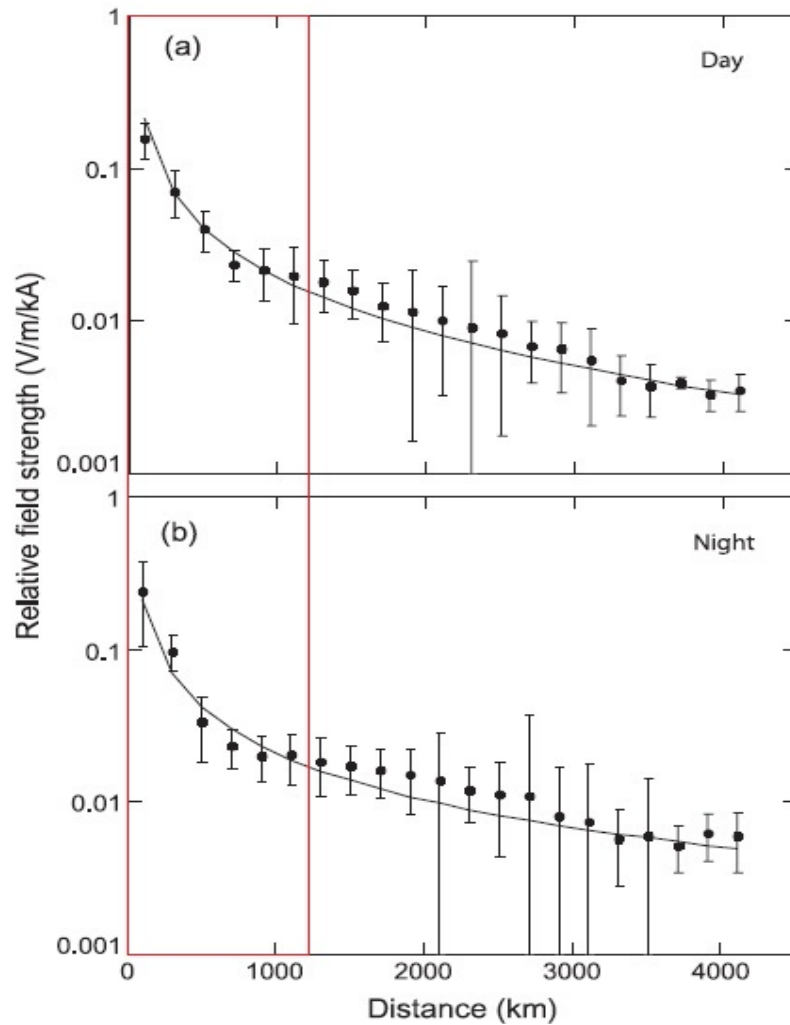


図 98 NLDN から得られたピーク電流値に対する PacNet から得られた電場波形の振幅値と距離の相関を示した図。(a) 昼間, (b) 夜間の場合である。[Pessi *et al.*, 2009]

図 98 を見ると、イベント発生点と観測点の距離が離れるほどピーク電流値に対する電場信号強度は低くなっている。これは、遠距離になるほど信号強度が減衰されていることを示し、この点は今回の解析結果と一致している。しかし、図 98 ではこの近似線は線形近似ではなく、指数関数に近い減衰曲線を示している。この Pessi *et al.* [2009] と本研究での解析結果の差異は、解析したイベントの距離の範囲の違いによるものと考えられる。図 98 では、観測点から 0-4000 km という広範囲のイベントを扱い解析しているが、本研究において観測されたイベントは観測点から 0-1300 km の範囲のものであった。つまり、図 98 ではおよそ赤い四角の枠内の範囲での解析になる。この範囲内の解析

では近似曲線が指数関数より一次関数の方が良い相関を示す可能性も十分有り得ると思われる。今回の解析でも、例えば電場信号の sky wave の成分の場合では近似線が一次関数と断定するのは難しい。図 67 を見ると、100 km から 700 km まで縦軸の [kA/V] の値は 40 程増加しているのに対し、700 km から 1300 km まで縦軸の [kA/V] の値が 10 ほどしか増加していない。本研究の解析は 1300 km までしか行えていないが、それよりも遠方のイベントを解析することにより、対数近似曲線を引くことができる可能性もある。1000 km を超える遠距離の落雷情報からもより正確なピーク電流値を導出するためには、図 98 を見ても分かるように解析範囲を ~2000 km 程度まで広げた上でピーク電流値を導出する式を立てる必要があると思われる。

## 5 まとめ

本研究では、高高度発光放電現象の発生条件や発生メカニズム、さらに気象パラメータなどとの相関解析にとって欠くことができない重要な物理量である、ピーク電流値を VLF 帯電磁波動観測データから推定する手法を確立することを目的とする。この目的のため、1-50 kHz の帯域の雷放電励起電磁波動を観測可能な、VLF 帯電磁波動観測システムを新規に設計し、製作を行った。

VLF 帯電磁波動観測システムは、電磁波の電場成分を測定する鉛直ダイポールアンテナと、磁場成分を測定する水平 2 成分の直交ループアンテナからなる。これらのアンテナで検出した信号をプリアンプとメインアンプで増幅し、16 bit の A/D 変換ボードによってサンプリング周波数 83.3 kHz で連続的に波形記録を行う。GPS の IRIG-E 信号も同時サンプリングすることで、 $\pm 0.1$  ms の時刻精度を保証している。本システムを 2011 年 11 月 6 日に千葉県大網白里町に設置し、本格的に観測を開始した本システムのもっとも特徴的な点は、データサンプリング方式をイベントトリガー方式から連続サンプリング方式に変更したため、1 日の 2/3 に相当する時間にわたり、連続的に雷放電を観測することに成功したことである。さらに、データ記録方式をバイナリ形式に変更したことで生成されるファイルのデータ量が 1/4 にまで圧縮され、長期間メンテナンスフリーで稼働することが出来る点である。

この観測機器から得られた電磁波動データと、国内の雷検出ネットワーク (JLDN) で有償提供されたピーク電流値とを比較した。まず、VLF 電磁場波動観測システムと JLDN で同時観測された CG イベントを同定し、電磁場波形の grand wave 成分と sky wave 成分のピーク振幅値を導出した。その磁場と電場のピーク振幅値と、ピーク電流値とを、観測点から 200 km の距離幅ごとに区切って比較した。その結果、電場と磁場それぞれの場合において、信号波形のピーク振幅値とピーク電流値には線形比例の関係を示した。この結果は、雷放電から放射される電磁場の放射強度はピーク電流値に対して線形的に比例するという、*Uman*, [2001] の指摘と一致した。さらに、それぞれの距離幅において求めたピーク振幅値に対するピーク電流値の比  $\alpha$  ([kA/V], [kA/nT]) を距離に対してプロットすると、線形比例の関係が得られた。

一方、近年の研究では、ピーク電流値に対する電場信号強度 ([V/kA]) と距離との間には線形比例の関係を示さず対数関数的な関係があると報告されている [*Pessi et al.* 2009]。本研究の結果と先行研究の差異は、解析に用いた雷放電イベントに関して、発生

した場所と観測点までの距離の範囲が違いためであると考えられる。本解析から得られた信号強度に対するピーク電流値と距離との線形比例の関係式は、雷発生地点と観測点との距離が 0-1400 km の間では有効であると思われるが、1500 km より遠方で発生した CG によって励起された電磁波形からピーク電流値を導出する際には適切ではない可能性がある。これらを検証するためには、今後、より遠距離の雷放電イベントを比較してみる必要があると考えられる。

上記のような課題はあるものの、本研究により、VLF 帯の電磁場波形から 1400 km 以内で発生した雷に対して、ピーク電流値を推定が可能であると確かめられた。また、以下に本研究で開発した VLF 帯電磁波動観測システムを用いた研究の将来展望について述べる。まず、本システムを国内展開することにより、日本周辺の雷を網羅的に観測することが可能である。そして本システムから得られた VLF 帯電磁場波形データと気象場との比較及び数値モデルへのデータ同化をすることにより、上昇気流量や降水量推定の高精度化や、激しい気象現象の予測につながる可能性がある。また、本システムから推定されるピーク電流値と GEON で導出可能な  $Q \cdot dl$  を併用することにより、TLEs と親雷の規模とのより定量的な議論が出来ると思われる。さらに、JEM-GLIMS との同時観測することにより、特にスプライトの発生条件、メカニズム解明に大きく貢献出来るものと期待されている。

## 謝辞

本研究を遂行し，論文執筆に至るまで多くの方々にご助力していただきましたことをはじめに感謝させていただきます。

特に，指導教員である佐藤光輝講師は研究が中々進まない私を最後まで見捨てることなく，研究方針について絶えず有用な助言をしていただきました。また，時には細かい解析方法に関しても相談に乗ってくださり，感謝の念に堪えません。また，佐藤講師の仕事や物事に対する取り組み方からも非常に多くの事を学ばせていただきました。本研究室に配属になり，佐藤講師に出会えたことは非常に幸運であると思っております。高橋幸弘教授には，北大赴任時から研究に対して常に適切な助言をいただき，時には斬新なアイデアをいただきました。また，サイエンスに対する姿勢からは非常に多くの刺激を受けました。渡辺重十教授の探査観測セミナーでの発言は常に勉強になり，私のセミナーの際にも有用な助言をしていただきました。サレジオ高専の山下幸三助教には北大在学時から常に研究の相談に乗っていただきました。また，解析手法やプログラミング等で大変お世話になりました。また，研究生活において多々相談に乗っていただき，大変心強かったです。惑星宇宙グループの幸光研究室の方々にも大変お世話になりました。工藤剛史氏は本システムを開発するにあたり，ハードウェア類の設計から製作にわたり大変お世話になりました。共に黙々と回路作りに励んだ日々は忘れません。工藤氏がいなければ本システムは稼働せず，本研究は成り立ちませんでした。また，社会人を経験されている工藤氏からはレジュメや資料の作り方等でも学ぶ所が多々ありました。株式会社ウェザーニューズの長康平氏には，観測機器の設置でお世話になっただけでなく，データ回収の際にもご協力いただきました。長氏をはじめとするウェザーニューズの方々のご協力がなければ本観測は成り立ちませんでした。ここに深く感謝いたします。幸光研究室の後輩である三宮佑介氏，濱本昂氏，島侑奈氏，周芳芳氏，小林縫氏，山田大志氏，尾崎彰士氏，市川竜太氏にはミーティングやセミナーで有用な意見交換をさせていただき，また時には遊びに行ったりと，研究面でも生活面でも支えていただきました。また，同じ惑星宇宙グループの堺正太郎氏，馬場健聡氏とは研究室が異なりましたが，大学入学同期として様々な面で精神的な支えとなっていただきました。その他，研究生活を送るにあたり，様々な面でお世話になりました惑星宇宙グループ全ての方々に感謝致します。

## 参考文献

- [1] Adachi, T., H. Fukunishi, Y. Takahashi, and M. Sato (2004), Roles of the EMP and QE field in the generation of columniform sprites, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L04107, doi:10.1029/2003GL019081.
- [2] Barrington-Leigh, C. P., U. S. Inan, and M. Stanley (2001), Identification of sprites and elves with intensified video and broadband array photometry, *J. Geophys. Res.*, 106(A2), 1741-1750.
- [3] Bell, T. F., S. C. Reising, and U. S. Inan (1998), Intense continuing currents following positive cloud-to-ground lightning associated with red sprites, *Geophys. Res. Lett.*, 25(8), 1285-1288.
- [4] Brooks, C. E. P (1925), The distribution of thunderstorms over the globe, *Geophys. Memo.*, 3(24), 147 - 164.
- [5] Burke, C. P., and D. L. Jones (1992), On the polarity of and continuing currents in unusually large lightning flashes deduced from ELF events, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 54, 243.
- [6] Christian, H. J., R. J. Blakeslee, D. J. Boccippio, W. L. Boeck, D. E. Buechler, K. T. Driscoll, S. J. Goodman, J. M. Hall, W. J. Koshak, D. M. Mach, and Michael F. Stewart(2003), Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, *J. Geophys. Res.*, 108(D1), 4005, doi:10.1029/2002JD002347.
- [7] Cho, M. and M. J. Rycroft(2001), Non-uniform ionization of the upper atmosphere due to the electromagnetic pulse from a horizontal lightning discharge, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 63(6), 559-580.
- [8] Cummins, K. L., E. P. Krider, and M. D. Malone (1998a), The US national

- 
- lightning detection network and applications of cloud-to-ground lightning data by electric power utilities, *IEEE Trans. Electromagn. Compat.*, 40, 465-480, doi:10.1109/15.736207.
- [9] Cummins, K. L., J. M. J. Murphy, E. A. Bardo, W. L. Hiscox, R. B. Pyle, and A. E. Pifer (1998b), A combined TOA/MDF technology upgrade of the U.S. national lightning detection network, *J. Geophys. Res.*, 103(D8), 9035-9044, doi:10.1029/98JD00153.
- [10] Deierling, W., and W. A. Petersen (2008), Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics, *J. Geophys. Res.*, 113, D16210, doi:10.1029/2007JD009598.
- [11] Fukunishi, H., Y. Takahashi, M. Kubota, K. Sakanoi, U. S. Inan, and W. A. Lyons (1996), Elves: Lightning-induced transient luminous events in the lower ionosphere, *Geophys. Res. Lett.*, 23(16), 2157-2160.
- [12] Mazur, V., P. R. Krehbiel, and X. M. Shao (1995), Correlated high speed video and radio interferometric observations of a cloud-to-ground lightning flash. *J. Geophys. Res.*, 100(D12)25731-25753
- [13] Ohkubo, A., H. Fukunishi, Y. Takahashi, T. Adachi (2005), VLF/ELF spheric evidence for in-cloud discharge activity producing sprites, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L0812, doi:10.1029/2004GL021943.
- [14] Pasko, V. P., U. S. Inan, T. F. Bell, and Y. N. Taranekeo (1997), Sprites produced by quasi-electrostatic heating and ionization in the lower ionosphere, *J. Geophys. Res.*, 102(A3), 4529-4561.
- [15] Pasko, V. P., U. S. Inan, and T. G. Wood (2002), Electrical discharge from a thundercloud top to the lower ionosphere, *J. Geophys. Res.*, 102(A3), 4529-4561.
- [16] Pessi, A. T., S. Businger, K. L. Cummins, N. W. S. Demetriades, M. Murphy,
-

- 
- and B. Pifer (2009), Development of a long-range lightning detection network for the Pacific: Construction, calibration, and performance, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26, 145-166.
- [17] Price, C., M. Asfur (2006), Can Lightning Observations be Used as an Indicator of Upper-Tropospheric Water Vapor Variability?, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 291-298.
- [18] Price, C., M. Asfur, and Y. Yair (2009), Maximum hurricane intensity preceded by increase in lightning frequency, *Nature Geoscience*, 2, 329-332.
- [19] Said, R. K., U. S. Inan, and K. L. Cummins (2010), Long-range lightning geolocation using a VLF radio atmospheric waveform bank, *J. Geophys. Res.*, Vol. 115. D23108, doi:10.1029/2010JD013863.
- [20] Sao Sabbas, F. T. T., D. D. Sentman, E. M. Wescott, O. Pinto Jr., O. Mendes Jr., and M. J. Taylor (2003), Statistical analysis of space-time relationships between sprites and lightning, *J. Atmos. Sol. Terr. Phys.*, 65, 525-535.
- [21] Sato, M. (2004), Global lightning and sprite activities and their solar activity dependences, Ph. D. thesis, Tohoku University.
- [22] Shao, X. M., and P. R. Krehbiel (1996), The temporal development of intracloud lightning. *J. Geophys. Res.*, 101 (D21), 26641-26668.
- [23] Soula, S., and S. Chauzy (2001), Some aspects of the correlation between lightning and rain activities in thunderstorms, *Atmos. Res.*, 56, 355-373.
- [24] Stolzenburg, M., and T. C. Marshall (2008), Charge structure and dynamics in thunderstorm, *Space Sci. Rev.*, 137, 355, doi:10.1007/s11213-008-9338-z.
- [25] Su H. T., R. R. Hsu, A. B. Chen, Y. C. Wang, W. S. Hsiao, W. C. Lai, L. C. Lee, M. Sato, and H. Fukunishi (2003), Gigantic jets between a thundercloud and the



- 
- ionosphere, *Nature*, 423, 974-976, doi:10.1038/nature01759.
- [26] Takahashi, T. (1978), Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorm, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1536-1548.
- [27] Thomas, J. N., N. N. Solorzano, S. A. Cummer, and R. H. Holzworth (2010), Polarity and energetics of inner core lightning in three intense North Atlantic hurricanes, *J. Geophys. Res.*, 115, A00E15, doi: 10.1029/2009JA014777.
- [28] Valdivia, J. A., G. Milikh, and K. Papadopoulos (1997), Red sprites: Lightning as a fractal antenna, *Geophys. Res. Lett.*, 24(24), 3169-3172.
- [29] Weidman, C. D., and E. P. Krider (1986), The amplitude spectra of lightning radiation fields in the interval from 1 to 20 MHz, *Radio Sci.*, 21, 964.
- [30] Wescott, E. M., D. Sentman, D. Osborne, D. Hampton, and M. Heavner (1995), Preliminary results from the Sprites94 Aircraft Campaign: 2. Blue jets, *Geophys. Res. Lett.*, 1209-1212.
- [31] Wescott, E. M., H. C. Stenbaek-Nielsen, D. D. Sentman, M. J. Heavner, D. R. Moudry, and F. T. S. Sabbas (2001), Triangulation of sprites, associated halos and their possible relation to causative lightning and micrometeors, *J. Geophys. Res.*, 106(A6), 10,467-10,477.
- [32] Ohkubo, A. (2004), Characteristics of VLF/ELF Sferics Associated with Winter Sprite Events in Japan, Master thesis, Tohoku University .
- [33] Kase, H. (2010), Quantitative relationships of lightning charge moment changes with terrestrial gamma ray flashes and transient luminous events , Master thesis, Tohoku University.
- [34] Yoshita, K. (2010), Development of Photometers onboard JEM-GLIMS and TARANIS Satellite, Master thesis, Hokkaido University.
-

- [35] 北川信一郎 (1996), 大気電気学, 東海大学出版
- [36] 日本電気学会 (2003), 大気電気学概論, コロナ社