

修士論文

雷放電の電気的特性と台風の強度変化の関係性の推定

Estimation of the relation between electrical properties of
lightning and tropical cyclone intensity in the Western
North Pacific

丹羽 俊輔

Shunsuke NIWA

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

指導教員：佐藤光輝 教授

2021年2月25日

要旨

毎年、世界各地で台風を含む熱帯低気圧によって甚大な被害が発生している。2013年にフィリピンを襲った台風 HAIYAN では6300人以上が犠牲になっており、日本でも2018年に台風 JEBI によって関西国際空港が一時利用不可になるといった大きな損害が発生している。このような台風被害を軽減するために正確な予報が重要である。台風の進路予報の精度は年々改善されているが、中心気圧や最大風速といった台風強度の予報精度は改善傾向が見られず、長年の課題となっている。近年、台風内部の雷活動を監視することによって台風強度の発達を予測することが可能とする結果が示された。しかしこれらの研究では、雷放電の発生頻度と台風の強度変化とを比較しており、雷放電の電気的特性に着目した先行研究はほとんどない。雷放電の発生頻度に加え電気的特性もダウンバーストなどのシビア気象を引き起こす雷雲の発達に関係があることが報告されており、台風においても同様の特徴が見いだされる可能性がある。

そこで本研究では、台風の強度発達と雷放電の電気的特性との関係性を明らかにするとともに、雷放電発生数と電気的特性のどちらの物理量がより台風強度発達の予測に有効な指標であるかを検証することを目的とする。このため、(1) 地上雷観測網データを用いて台風の内部コア、レインバンドそれぞれで発生した雷放電を特定し、(2) 全球 ELF 波動観測網で得られた磁場波形データを用いて台風で発生した雷放電による過渡 ELF 波動を同定する。(3) それらによって雷放電の電気的特性を推定し台風強度との相関解析を行う。解析において、米軍合同台風警報センター (JTWC)、World Wide Lightning Location Network (WWLLN)、Global ELF Observation Network (GEON) の南極昭和基地と久住で得られた2013-2014年のデータを用いた。気象庁の分類で普通サイズの台風は、内部コアとして中心から半径100 km以内、レインバンドとして半径100 kmから500 kmの領域、大型の台風は内部コアを半径200 km以内、レインバンドを半径200 kmから1000 kmの領域と定義した。雷放電検出の際は、前線影響を受けていると思われるもの、台風がユーラシア大陸上陸後のものは除去した。電気的特性としてはピーク電流値、電荷モーメント変化量 (CMC)、電荷量を ELF データから推定した。昭和基地で $B_{total} > 20$ pT の大きさの磁場を検出した雷放電では、ELF 帯磁場波形から電流モーメントスペクトルを計算し、フィッティングを行うことでピーク電流値を推定した。昭和基地で $B_{total} > 10$ pT の大きさの磁場を検出した雷放電では、ELF 帯磁場波形から電流モーメント波形を算出し、積分することで CMC を推定した。電荷量の推定では久住で観測された ELF 帯磁場波形を用い、雷放電の誘導磁場における ELF 帯磁場波形と電流

波形の相似性を利用することで電荷量を推定した。この電荷量推定手法は本来、観測点からおよそ 1000 km 以内に発生した雷放電に対して有効な手法である。より長距離の雷放電に対してこの手法を適用するために改善を行った。

電荷量推定手法改善には、尾上岳に設置されたロゴスキーコイルで観測された計 22 イベントの雷放電電流波形と GEON の女川観測点で得られた ELF 帯磁場波形を用いた。1000–3500 km の範囲で 500 km 毎の誘導磁場卓越範囲に対応する周波数 (37, 25, 18, 15, 12, 10 Hz) で ELF 帯磁場波形にローパスフィルターをかけ、電流波形から得られた電荷量と ELF 帯磁場波形の積分値を求めた電荷量と ELF 帯磁場積分値をグラフにプロットし、グラフ上の回帰直線を経験式としてカットオフ周波数ごとに取得した。回帰直線の相関係数は $r \geq 0.78$ であり、有意な相関があると判断できる。得られた経験式を久住観測点と雷放電との距離に応じて使い分けることで雷放電の電荷量を推定した。

上述した手法を用い、2013 年から 2014 年にかけて発生した台風のうち 40 個の台風を対象に解析を行い、強度発達と雷放電の電気的特性の関係性を調査した。解析の結果、29 個の台風で、発生期に正極性雷放電の電気的特性の中央値が一度ピークを迎えることが分かった。発生期は積乱雲の発生が活発になり、それらが併合してクラウドクラスターとなる。複数の積乱雲が併合する際に、雲頂が対流圏界面に達して上層の雲が外に広がり、外方向に張り出した上層の正電荷域、あるいは形成された層状域で放電距離の長い雷放電が発生するためと考えられる。また、解析対象の強い台風(強度 4, 5) 12 個のうち 11 個の台風の内部コアにおいて、発達期に負極性の電気的特性の積算値、中央値がピークを迎えた。発達期では壁雲内の対流が強まる。強い上昇気流によって、壁雲内に大きな電荷が蓄えられ、かつ帯電粒子が対流域に集中することで絶縁破壊電圧が低下する。同時に壁雲内の負電荷領域が上層へ輸送されることで強力な負極性雷放電の発生頻度が上昇するためと考えられる。強い台風の発達期における負極性雷放電の電気的特性のピークは台風強度が最大になる約 1-2 日前に出現し、雷放電数と同様に負極性電気的特性が台風の最大風速を予報する上で有効である可能性が示された。

本解析で推定した電気的特性は WWLLN で検出された雷放電情報を基に推定しており、その時間変化は北西太平洋域で検出効率が低い WWLLN のデータに大きく依存する。また電気的特性の計算に使用した雷放電数は WWLLN によって検出された数より非常に少なくなる傾向が強い。電荷量の推定においては、観測点と台風の距離が進路によって大きく変化する久住のデータを使用しており、検出効率が台風の一生のうちに大きく変化する。これら雷放電観測網の検出効率の低さや不均一性は問題点であり、より高感度で雷を検出して相関性を調査すること、事例数を増やしてデータを補強することは今後の課題である。

目次

第1章 序論

1.1 雷放電	1
1.1.1 雷放電	1
1.1.2 雷活動の観測	3
1.1.3 雷活動と気象現象	5
1.2 雷放電の電気的特性	8
1.2.1 雷放電の電気的特性	8
1.2.2 雷放電の電気的特性と気象現象	8
1.3 台風	11
1.3.1 台風とは	11
1.3.2 台風の予報精度	14
1.4 台風と雷活動	16
1.5 本研究の目的	19

第2章 観測データ

2.1 ベストラックデータ	20
2.2 WWLLN	21
2.3 GEON	22
2.4 電流波形	25

第3章 解析手法

3.1 解析対象	27
3.2 雷放電数	29
3.3 雷放電の電気的特性	31
3.3.1 CMC およびピーク電流値	34
3.3.2 放電電荷量	38

第4章 結果

4.1 UTOR (201311) の事例	43
4.2 SINLAKU (201421) の事例	52
4.3 YAGI (201303) の事例	59
4.4 PHANFONE (201418) の事例	66
4.5 統計解析	73

第5章 考察	81
第6章 まとめ	91
Appendix	94
謝辞	103
参考文献	104

第 1 章 序論

1.1 雷放電

1.1.1 雷放電

地表面付近で上昇気流が発生すると、空気内の水蒸気は上空で凝縮、凝結し、水滴や氷の粒となって雲が形成される。このときに放出される潜熱によって空気が温められ、上昇気流が加速することで雲が発達し、雷雲となる。雲が発達する過程で、雲内では雨滴が形成される。氷粒子の形成も進行し、粒径の大きな霰と小さな氷晶が混在するようになる。上昇気流の終端速度の差によって霰と氷晶は衝突し、大きな霰は負に、小さな氷晶は正に帯電する [Sauders et al., 2006]。氷晶は上方へ、霰は下方へ向かうことで雷雲内で電荷分離が起こり、電場強度が大気の絶縁破壊電場を越えると雷放電が発生し、電荷が中和される [高橋, 1986]。

雷雲内の典型的な電荷分布は、雲頂から正・負・正の 3 重極構造をとるとされている。大気温度が -30°C 層付近となる雲内上部に氷晶による正電荷、 -10°C 層を中心に霰による負電荷が存在する。 [高橋, 1986]。一般的な雷雲の電荷分布を示すモデル図を図 1.1 に示す。

雷放電には雲内放電 (IC)、雲間放電 (CC)、対地放電 (CG) の 3 種類がある。対地放電は、雷雲内の正電荷が中和される雷放電を正極性 (+CG)、負電荷が中和される放電を負極性 (-CG) とされている。対地放電全体の 90% 以上が -CG である [Rakov and Uman, 2003]。

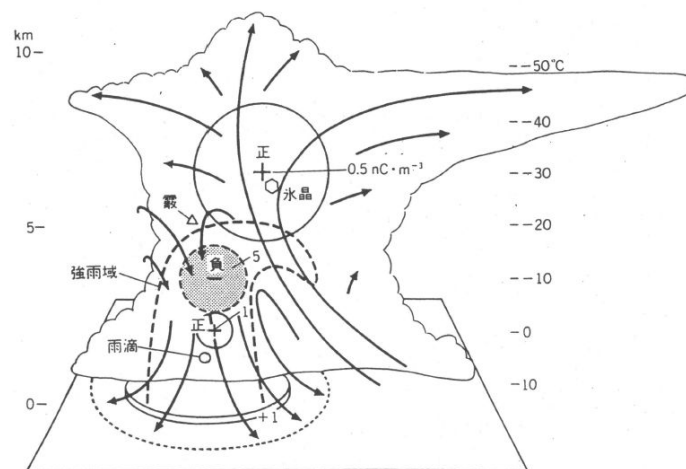


図 1.1 一般的な雷雲の電荷分布のモデル [高橋, 2004]

雷放電が発生すると、数 Hz から数 100 MHz に渡る広帯域に電磁波が放射される [Burke and Jones, 1992; Weidman and Krider, 1986]. それぞれの周波数は雷放電の異なる放電プロセスによって生じる. VHF 帯 (Very High Frequency, 30 MHz – 300 MHz) はリーダーとストリーマの進展, VLF 帯 (Very Low Frequency, 3 kHz – 30 kHz), LF 帯 (30 kHz – 300 kHz) はリターンストローク, ELF 帯 (Extremely Low Frequency, 3 Hz – 3 kHz) は連続電流を含めた放電プロセス全体にそれぞれ対応している [Kudo, 2014].

雷放電から放射される電磁波の伝搬距離は周波数帯に依存する. ELF 帯や VLF 帯の電磁波は、減衰率がそれぞれ約 0.3 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. 雷放電によって放射された VLF 帯の電磁波は~4000 km [Pessi et al., 2009], ELF 帯は地球全域に渡って伝搬する. 世界中で発生している雷放電からの電磁波により, ELF 帯ではシューマン共鳴と呼ばれる共鳴現象が発生している. シューマン共鳴は 7.8, 14, 20, 26 Hz などの周波数にピークが現れるスペクトル構造を持っている [Sentman, 1987; Sentman and Frazer, 1991]. 電磁波の放射エネルギーは VLF 帯で最も大きく, VLF 帯より高い周波数成分になるとエネルギーは小さくなる. 地球-電離圏導波管の模式図と雷放電による電磁波のエネルギースペクトルの図を図 1.2 に示す [Pessi et al., 2009].

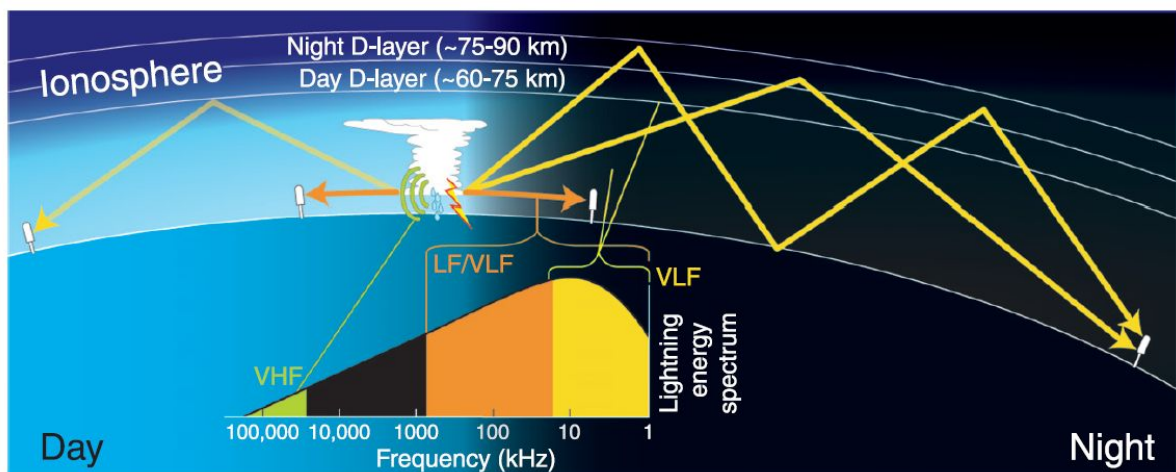


図 1.2 地表面と電離圏 D 層で囲まれた空間を電磁波が伝搬する導波管モデルの模式図 [Pessi et al., 2009]

1.1.2 雷活動の観測

衛星観測技術の向上により、雷放電の全球的な発生頻度や分布が明らかになってきている。Micro-lab-1 衛星に搭載された Optical Transient Detector (OTD) は、1995年5月4日から2000年3月21日の約5年間にわたり、地球のほぼ全域の雷活動を観測した。OTDによる観測から、雷放電(IC, CC, CG)は全球で 44 ± 5 flashes/s の頻度で発生していると推定された[Christian et al., 2003]。OTDの約5年間の観測から得られた雷放電発生頻度の全球分布を図1.3に示す。

TRMM LISの運用終了後、2017年2月に国際宇宙ステーション(ISS)にLISが搭載、同年3月から運用が開始されている[Blakeslee et al., 2020]。

これまで述べた Microlab-1, TRMM, ISS はいずれも低軌道であり、時間分解能に問題があった。近年、広範囲を連続的に衛星観測するために、静止軌道衛星による雷観測が開始された。Geostationary Lightning Mapper (GLM) を搭載した静止軌道衛星である Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES)-16, GOES-17 が2016年11月9日、2018年3月1日にそれぞれ打ち上げられ、観測が開始されている[WMO HP OSCAR Space Based Capabilities]。静止軌道衛星からの雷観測には、地上雷観測網では検出が困難な雲内及び対地放電の連続的な観測、海洋上の雷活動のモニターによる数値予報の改善などが期待されている[本多, 2020]。

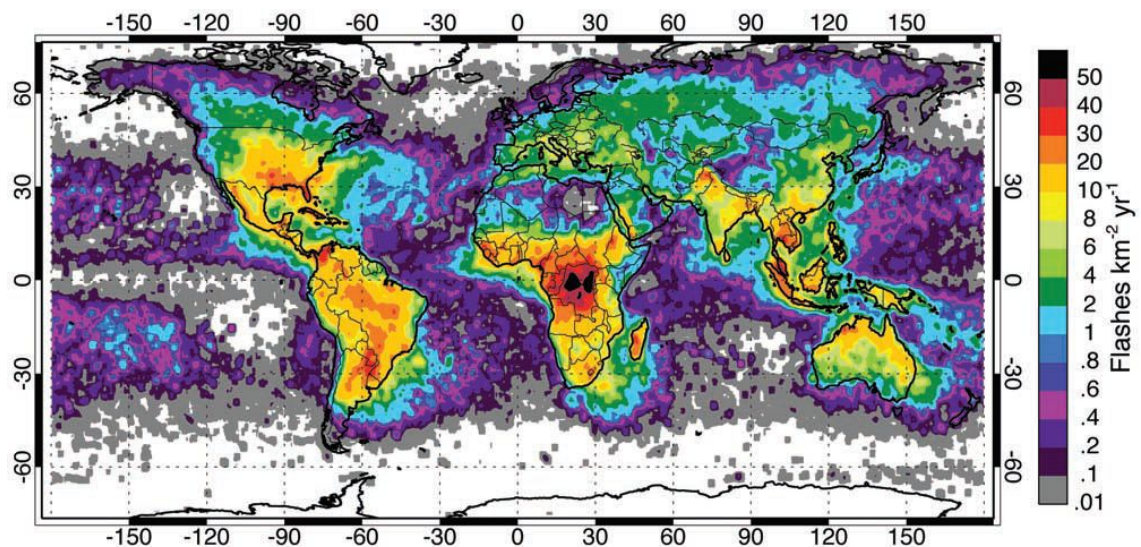


図 1.3 OTD による 1995 年 4 月から 2000 年 3 月までの 5 年間の観測により得られた雷放電の年平均の全球発生頻度分布。[Christian et al., 2003]。

衛星観測以外に、雷放電による電磁波を用いた雷観測網が世界中に多数存在する。World Wide Lightning Location Network (WWLLN) は VLF 帯電磁波動観測を用いた全球的な雷観測網で、現時点で 70 点以上の観測点が設置されている。WWLLN の検出効率は 30 kA 以上の CG に対しておよそ 30% である [WWLLN HP]。WWLLN の他に、EarthNetworks Global Lightning Network (ENGLN)、Vaisala Global Lightning Dataset 360 (GLD360) などが全球的な雷放電観測網として挙げられる。それぞれのバンド幅は 1 Hz–12 MHz, ~500 Hz–~50 kHz である [Heckman, 2014; Said and Murphy, 2016]。

ELF 帯電磁波動観測を用いた全球的な雷観測網として Global ELF Observation Network (GEON) が存在する。GEON は北海道大学のチームが管理・運用している雷観測網で、南極の昭和基地、日本の女川、同じく久住、スウェーデンのキルナ、アメリカのサンタクルズの 5 地点に観測点がある。ELF 帯電磁波動観測は雷放電の位置決定精度は低いものの、電荷モーメント変化量 (Charge Moment Change: CMC) の算出が可能、少ない観測点で地球全体をモニターできるという利点を持つ。Yamashita. [2011] は GEON から、950 C·km 以上の CG の全球発生頻度分布を極性別に推定した。図 1.4 に、2003 年 8 月から 2004 年 7 月における 950 C·km 以上の規模を持つ CG の全球発生頻度分布の図を示す。

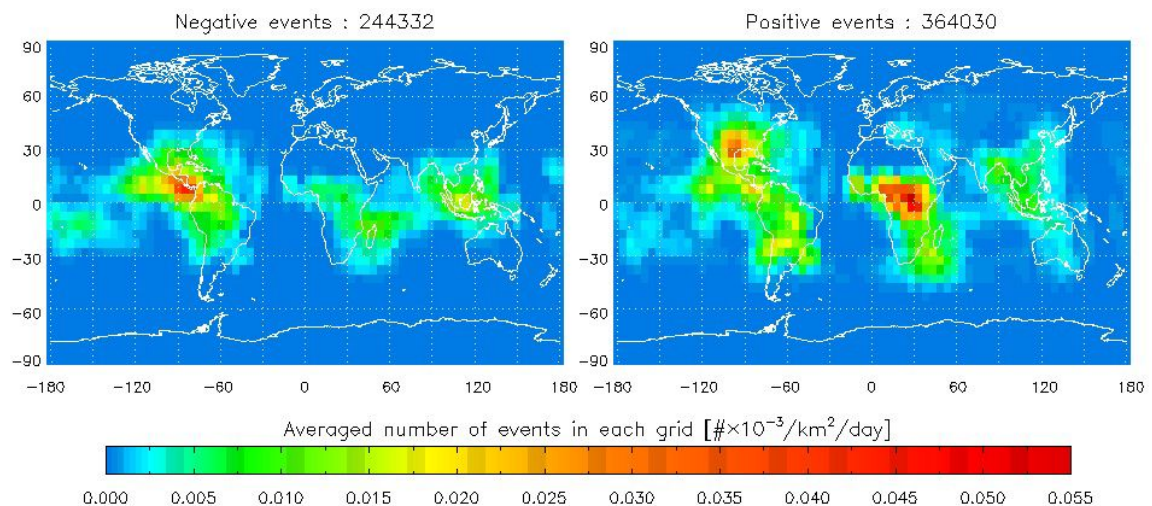


図 1.4 2003 年 8 月から 2004 年 7 月に取得された GEON の ELF データより推定した 950 C·km 以上の規模を持つ CG の極性別全球発生頻度分布 [Yamashita, 2011]

地域に特化した雷観測網として、米国の National Lightning Detection Network (NLDN)、日本の Japan Lightning Detection Network (JLDN) などがある。NLDN は VLF/LF 帯 (1 kHz – 1 MHz [Kridner *et al.*, 1980]) を用いた雷観測網で、現在 100 点以上の観測点を設置することで米国全土の雷活動をモニターしている [Nag *et al.*, 2014]。検出効率は CG に対して 90 % 以上 [Zhu *et al.*, 2016]、IC に対して 50–60 % である [Murphy and Nag, 2015]。NLDN と同様の観測網が世界中に 60 以上存在している [Cummins and Murphy, 2009]。JLDN は NLDN と同様のシステムで、2018 年 1 月の時点で 31 点の観測点で日本における雷活動をモニターしている [Matsui *et al.*, 2019]。JLDN の CG に対する検出効率は 90 % 以上と推定されている [Ishii *et al.*, 2001]。

1.1.3 雷活動と気象現象

1.1.1 で述べたように、雷放電は雷雲内の上昇気流によって引き起こされるので、活発な対流活動をモニターする上で有用である。多くの先行研究で、雷活動と降水量や上昇気流などの気象パラメータは良い相関関係にあることが示唆されている。Soula and Chauzy [2001] は雷発生頻度と降雨量に高い相関があり、ほとんど同じふるまいで時間発展することを示した。図 1.5 に 1997 年 7 月 11 月にフランス北部で発生した雷雲の雷発生頻度と降雨量の時間発展を示す。Deierling and Petersen [2008] はアメリカで発生した 11 ケースの雷雲に対し、帯電域における鉛直速度 5 m/s あるいは 10 m/s 以上の領域で上昇気流によって輸送される空気塊の体積の時間変化と雷放電 (IC, CG) の発生頻度の時間変化を比較した。それぞれの時間変化は高い相関関係 ($r = 0.93$) にあることを示した。

雹、竜巻、ダウンバーストといった降水・強風・落雷等により災害を引き起こす大気現象であるシビア現象 [新野, 2012] が発生する直前に、「ジャンプ」と呼ばれる雷活動 (IC, CG) が急激に活発になる現象が確認されている [Williams *et al.*, 1999; Goodman *et al.*, 2005; Schultz *et al.*, 2009; MacGorman *et al.*, 2012]。図 1.6 に、1997 年 5 月 22 日に米国オーランド付近で観測された降雹を伴うマイクロバーストにおける (a) 雷放電 (IC, CG) の発生頻度の時間変化、(b) 気象レーダーによるドップラー速度の時間変化を示す [Williams *et al.*, 1999]。突風が発生する直前に、雷放電発生頻度が急上昇する様子が確認できる。また、風速が最大になる 4–7 分前に粒径の大きな霰が確認されており、小規模な降水による下降流と融解がマイクロバースト発生の大きな要因となっていることが示唆された。

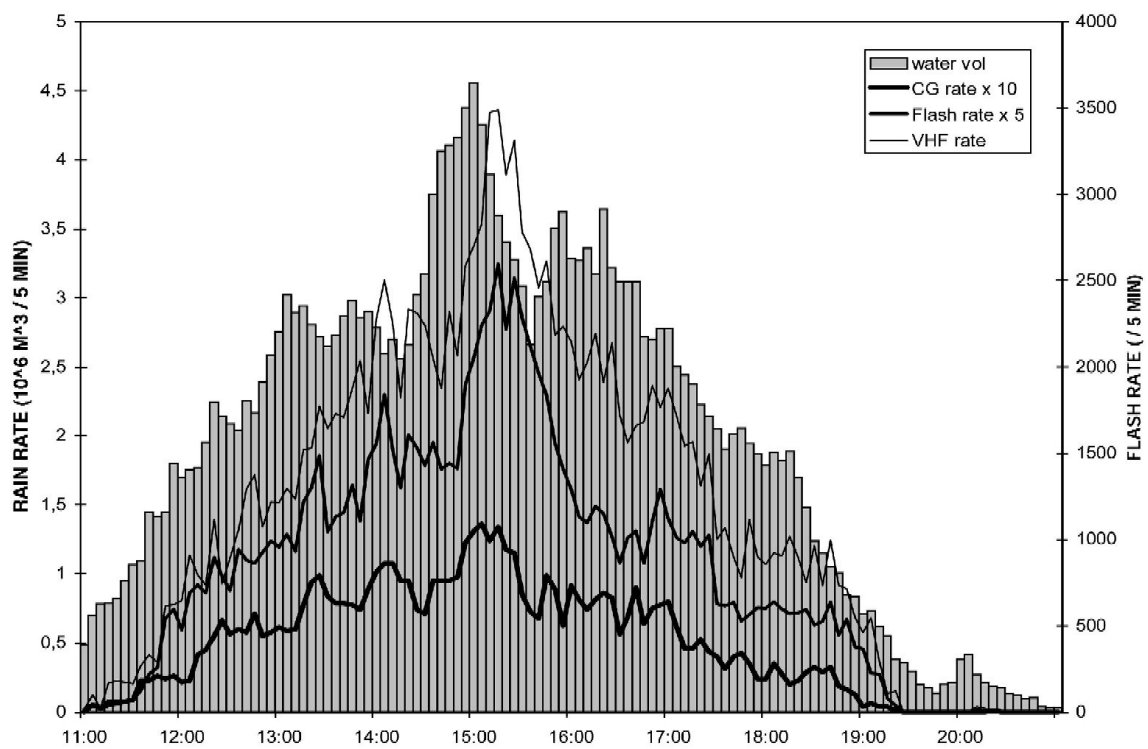


図 1.5 1997 年 7 月 11 月にフランス北部で発生した雷雲の雷発生頻度と降雨量の時間発展 [Soula and Chauzy, 2001]

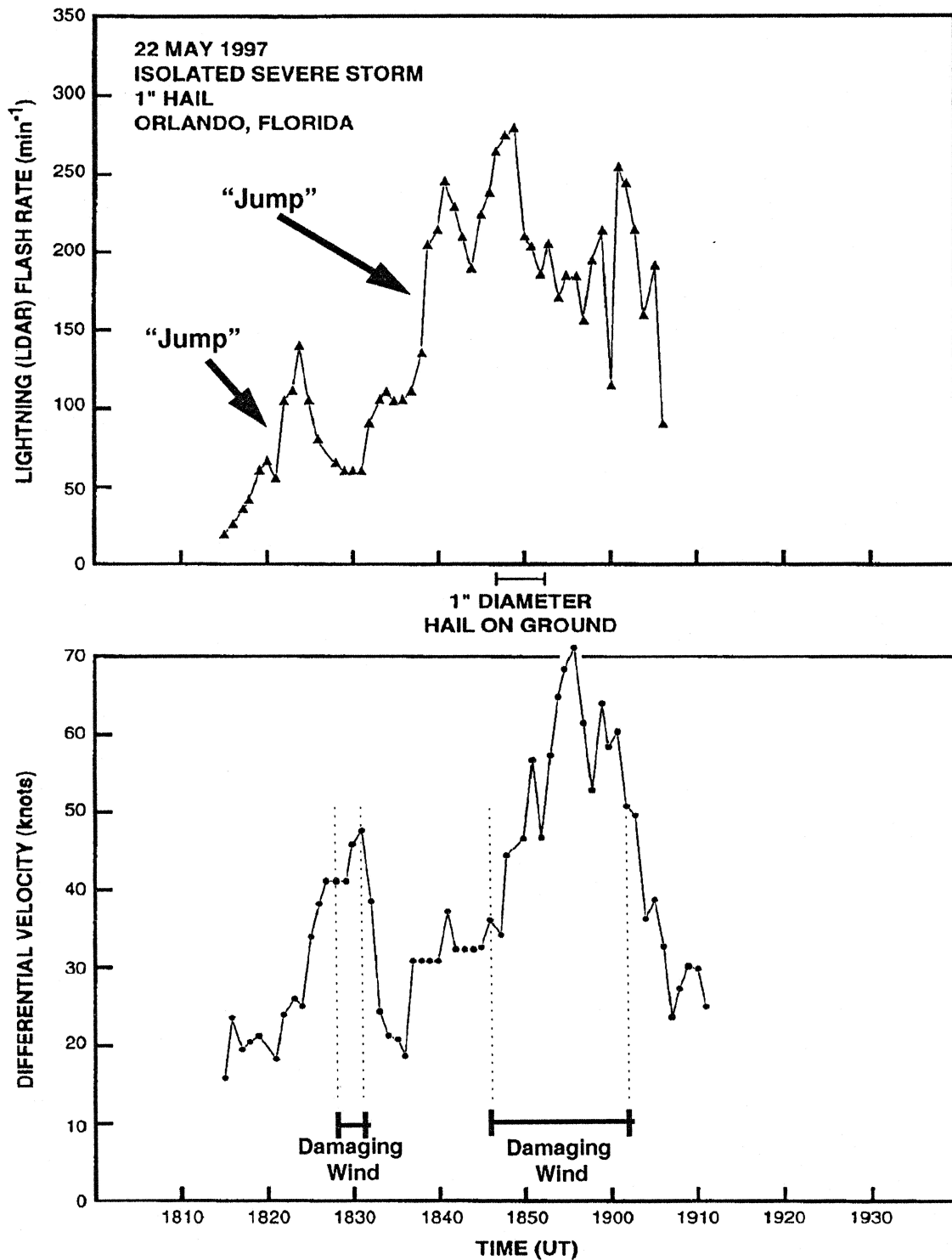


図 1.6 1997 年 5 月 22 日に米国オーランド付近で観測された降雹を伴うマイクロバーストにおける (a) 雷放電 (IC, CG) の発生頻度の時間変化, (b) 気象レーダーによるドップラー速度の時間変化 [Williams et al., 1999]

1.2 雷放電の電気的特性

1.2.1 雷放電の電気的特性

雷放電は大気の放電現象であるため、電気的特性を有する。雷放電の電気的特性には主にピーク電流値、電荷量、電荷モーメント変化量 (Charge Moment Change: CMC)がある。ピーク電流値は雷放電の電流値の最大値を示し、放電によって中和された電荷量は雷放電電流波形を積分することで計算できる。CMCは電荷量に放電距離を乗算した指標である。

CMCの推定手法は大きくシューマン共鳴解析 [Huang *et al.*, 1999; Sato, *et al.*, 2008; Yamashita *et al.*, 2011] と空電解析 [Cummer and Inan, 2000; Cummer *et al.*, 2013; Lang *et al.*, 2015] の二種類に分類される。シューマン共鳴解析はシューマン共鳴を含む周波数帯(1–100 Hz)の電磁波動を用いた手法で、連続電流も含めた放電プロセス全体の CMC が導出できる。空電解析は 2 Hz–1 kHz の周波数帯の電磁波動を用いており、帰還雷撃から 2 ms 以内の放電における CMC (vertical impulsive CMC; iCMC) が推定される。VLF 帯電磁波動から、帰還雷撃から 1 ms かそれ以下の放電における iCMC を推定する手法も確立されている [Kudo, 2014]。

1.2.2 雷放電の電気的特性と気象現象

雷雲の対流域では、ピーク電流値が小さい雷放電が多く発生し、層状域のような対流が弱い領域では、頻度は少ないが、ピーク電流値が高い+CGが発生する傾向があることが報告されている [Petersen and Rutledge, 1992; Zheng *et al.*, 2016; Wang *et al.*, 2016]。

Lang *et al.* [2015] では 2013 年 5 月 31 日に米国のオクラホマで発生した、竜巻を伴うメソ対流系 (Mesoscale Convective System: MCS) の時間発展と雷放電の iCMC (帰還雷撃から 2 ms 以内の CMC) 値を調査した。MCS の発達段階を、複数のスーパーセルが独立して存在している段階を前期、それらが併合して層状の降水域が発達する段階を中期、成熟した MCS となった段階を後期とする。前期では個々のスーパーセルの対流域で 100 Ckm 以上の+CG、中期には発達中の層状域でスプライトを伴う 300 Ckm 以上の+CG、後期には対流域で 100 Ckm 以上の-CG、層状域で 100 Ckm 以上の+CG が多数確認された。雷放電の CMC 値は雷雲の発達段階を反映することが示唆された。竜巻を伴った MCS におけるレーダー反射強度と 100 Ckm 以上の雷放電位置の時系列変化を図 1.7 に示す [Lang *et al.*, 2015]。

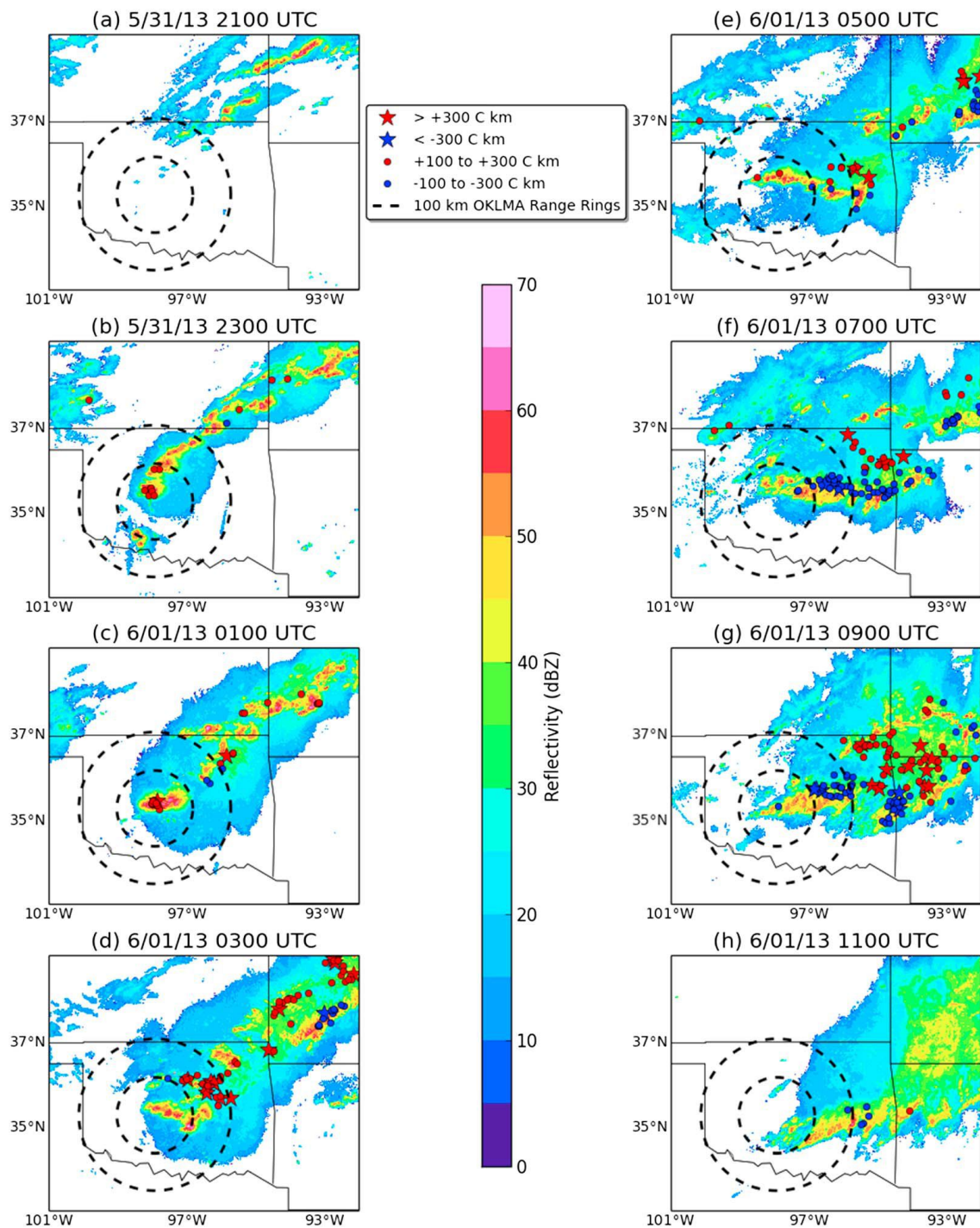


図 1.7 2013 年 5 月 31 日 21:00 UTC から 6 月 1 日 11:00 UTC における、竜巻を伴った MCS の 2 時間ごとのレーダー反射強度と 100 Ckm 以上の雷放電位置。(a) – (c) が前期, (d) – (e) が中期, (f) – (h) が後期に相当する。破線で描かれた円はオクラホマ Lightning Mapping Array (OKLMA) の観測範囲 (100 km, 200 km) を示す。[Lang et al., 2015]

清水 [2017] は 2015 年に日本の夏季に発生したダウンバーストについて、地上気象パラメータと雷放電の放電電荷量や発生頻度を比較して解析を行った。ダウンバーストの発生時刻の前後で-CG 放電頻度が急激に上昇するとともに放電電荷量の総和がピークを迎える傾向があることを示した。また放電電荷量と降水量の時間変化が高い相関関係にあること、風速が強まる際に電荷量が多い放電が増加することから放電電荷量が対流の活動度を表す指標になりうることを示唆された。図 1.8 に 2015 年 6 月 15 日 14:00-18:00 JST における雷放電頻度、放電電荷量と降水量の時系列変化を示す。

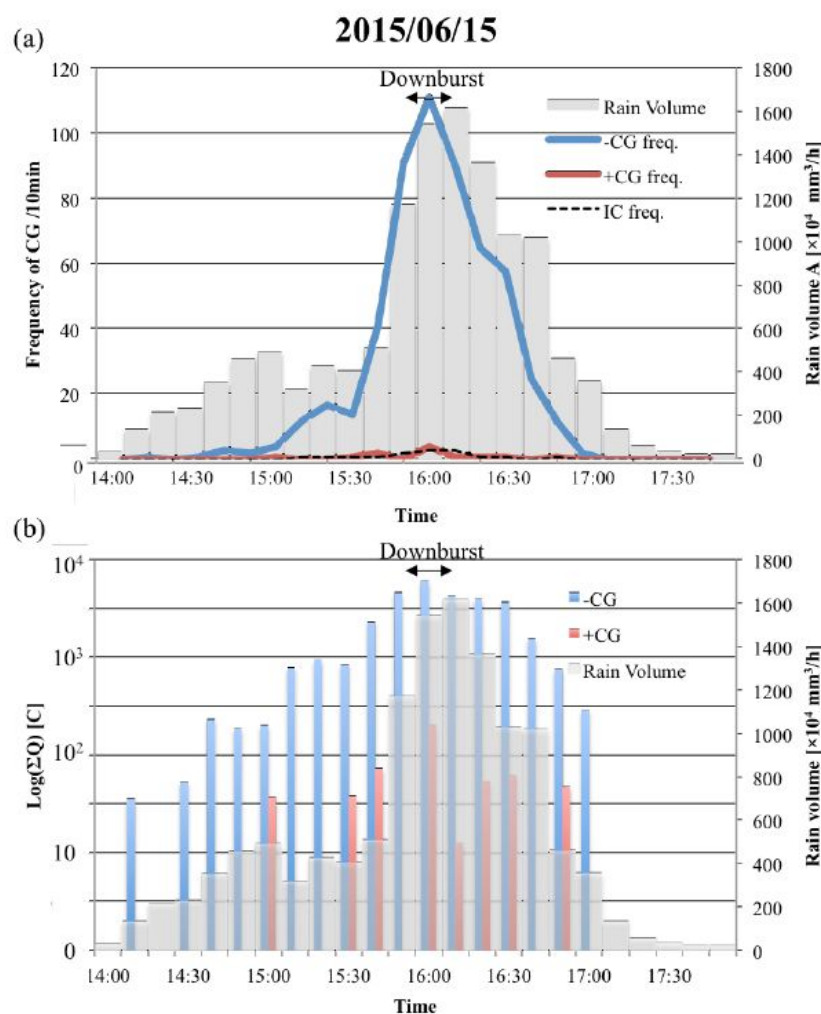


図 1.8 2015 年 6 月 15 日 14:00-18:00 JST に群馬県前橋市付近で観測されたダウンバーストを伴う積乱雲における雷放電頻度、放電電荷量と降水量の時系列変化 [清水, 2017]

1.3 台風

1.3.1 台風とは

気象庁による台風の定義は、「北西太平洋に存在する熱帯低気圧のうち、低気圧域内の最大風速がおよそ 17 m/s (34 ノット, 風力 8) 以上の熱帯低気圧」である。北西太平洋とは、赤道より北側で、東経 100–180 度の領域である（南シナ海などの付属海も含む）。気象庁による大きさの分類と世界気象機関（World Meteorological Organization: WMO）による熱帯低気圧の階級を表 1.1 に示す。WMO の北西太平洋域における熱帯低気圧の階級では、Typhoon より強い階級が存在しない。本論文では、台風の強さの階級に関して、Tropical storm 以降の階級がより細かく分けられている「台風物理学入門」に示される日本における台風強度の分類（表 1.2）に従う。

表 1.1 (上): 気象庁による台風の大きさの分類 [気象庁 HP より]
(下): WMO による熱帯低気圧の階級分け [WMO HP より]

階級	風速15m/s以上の半径
大型（大きい）	500km以上～800km未満
超大型（非常に大きい）	800km以上

knot	km/h	Beaufort	South West Indian Ocean*	Arabian Sea and Bay of Bengal**	North West Pacific**	North Atlantic and North East Pacific***	South West Pacific and South East Indian Ocean*	
			knot km/h	knot km/h		Knot km/h mi/h knot km/h		
			Zone of disturbed weather	Low pressure area			Tropical disturbance	
17 27	31 50	6	Tropical disturbance	Depression	Tropical depression	Tropical depression	Tropical low/depression	
28 33	51 62	7	Tropical depression	Deep depression				
34 40 47	63 88 99	8	Moderate tropical storm	Cyclonic storm	Tropical storm	34 39	Tropical cyclone (gale) / Category 1	
48 52 63	89 117 117	10	Severe tropical storm	Severe cyclonic storm	Severe tropical storm	73	Tropical cyclone (storm) / Category 2	
64	118	12	64 Tropical cyclone	64 Very Severe Cyclonic Storm	Typhoon	64 Hurricane CAT 1	64 Severe tropical cyclone (hurricane) / Category 3	
						82 153 95	83 154 96	
						95 177 110	96 178 111	
			89 165	89 166		112 208 129	113 209 130	85 159
			90 166 Intense tropical cyclone 115 212	90 167 Extremely Severe Cyclonic Storm 119 221		136 251 156	107 199	86 160 Tropical cyclone / Category 4 199
			116 213 Very intense tropical cyclone	120 222 Super cyclonic storm	137 252 157	>107 >200	>200 Tropical Cyclone / Category 5	

* 10-min average wind speed, ** 10-min (recording) 3-min (non-recording), *** 1-min average wind speed

表 1.2 「台風物理学入門」を参照した台風強度の分類

番号	分類名	最大風速 (10分間平均)
1	Tropical Storm (TS)	$18 \text{ m/s} \leq V_{\max} \leq 24 \text{ m/s}$
2	Severe Tropical Storm (STS)	$25 \text{ m/s} \leq V_{\max} \leq 32 \text{ m/s}$
3	Typhoon (TY)	$33 \text{ m/s} \leq V_{\max} \leq 43 \text{ m/s}$
4	Very Strong Typhoon (VST)	$44 \text{ m/s} \leq V_{\max} \leq 53 \text{ m/s}$
5	Violent Typhoon (VTY)	$54 \text{ m/s} \leq V_{\max}$

※ V_{\max} : 台風の一生における最大風速の最大値

台風の中心には「眼」があり、台風の眼の周囲を取り囲むように壁雲が存在する。壁雲の外側にはバンド状の降雨帯があり、内側降雨帯と外側降雨帯がある。このバンド上の降雨帯のことを「レインバンド」とも呼ぶ。一般的に台風中心から壁雲までの領域を「内部コア」、中心から内側降雨帯までの領域を「コア領域」と呼ぶ。本論文中では、中心から内側降雨帯までの領域を「内部コア」、外側降雨帯を「レインバンド」とする。壁雲では上昇気流が卓越しており、対流圏上層まで持ち上げられた雲は外へ吹き出し、層状雲を形成する。2013年に発生した台風 HAIYAN の赤外衛星雲画像とマイクロ波レーダー衛星画像を図 1.9 に示す。赤外画像では対流圏上層で吹き出す層状雲によって見えなかった内部構造が、マイクロ波レーダーによって可視化される様子が見て取れる。

台風は直下の海洋から供給される潜熱（水蒸気）によって発達する。壁雲において上昇気流が卓越すると地表面付近で内向き流が発生する。この内向き流によって空気塊が中心へ移動する際に、海面から多量の潜熱を獲得する。海洋から得られる水蒸気は上昇する際に凝結して潜熱を放出、周囲を加熱する。加熱された空気塊は浮力を得て上昇気流を引き起こし、さらに凝結を促進する。壁雲における上昇気流が強まることで中心に向かう内向き流が駆動される。積乱雲で放出される潜熱は雲内の対流活動と関係しているため、台風領域内の対流活動は台風の強度発達と密接な関係がある。台風の内部構造と強化機構を表す概念図を図 1.10 に示す。

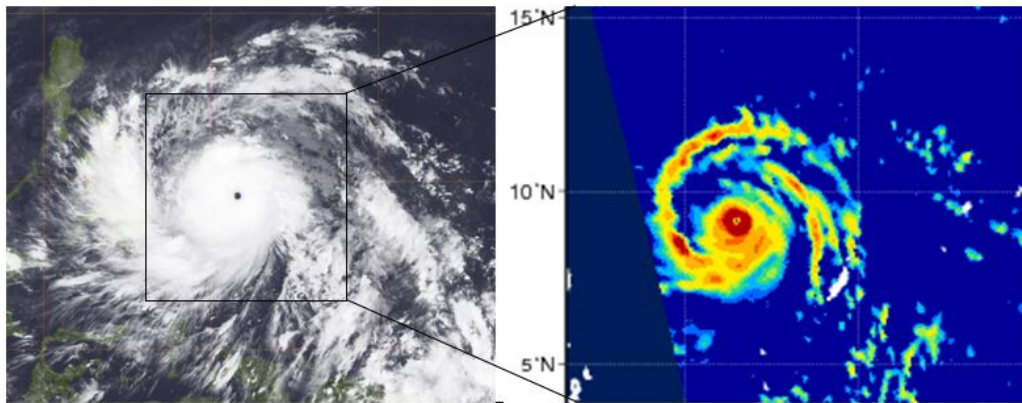


図 1.9 2013 年に発生した台風 HAIYAN の赤外雲画像 (左)と、黒の四角で示した領域に対応したマイクロ波レーダーを用いた衛星画像 (右). 衛星画像はそれぞれ高知大学気象情報頁と JAXA / EORC Tropical Cyclones Database による.

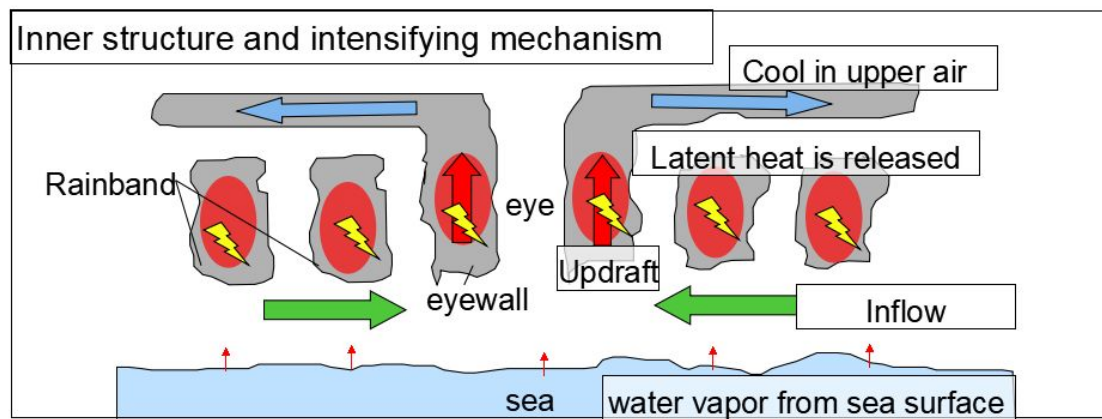


図 1.10 台風の内部構造及び強化機構の概念図.

1.3.2 台風の子報精度

台風を含む熱帯低気圧は、世界各国で人的・経済的被害を引き起こしてきた。日本で最も被害が大きかった台風は1959年の伊勢湾台風であり、死者・行方不明者は5000人を超えた。1945年には枕崎台風により西日本を中心に死者2,473名、行方不明者1,283名、特に原爆投下直後の広島では県全体で死者総数2,012人を数えた [広島県 HP 参照]。2018年には台風 JEBI により関西国際空港が浸水、連絡橋が破損や大規模停電を引き起こすなど、多くの物的被害を出した。フィリピンでは2007-2017年の自然災害被害において、死者・行方不明者数の約39%が2013年に発生した台風 HAIYAN によるものであり、その他の台風や降雨、洪水による死者・行方不明者数の合計は全体の48%を占めている [JICA フィリピン国 防災セクター戦略策定のための情報収集・確認調査ファイナルレポート]。台風の被害を軽減するために、正確な予報が必要とされている。

台風予報の正確性において、台風の中心位置に関する予報精度は年々向上しているが、強度に関する予報精度は約20年前から大きく変化していない。図1.11に気象庁による台風の中心位置、中心気圧、高度10mにおける最大風速のそれぞれの予報誤差を年別に表したグラフを示す。台風の進路予報に関する誤差は過去30年間で半分以下になっているが、最大風速や最低気圧といった台風の強度に関する予報誤差は改善が見られないことがわかる。台風が引き起こし得る災害を予測するために、台風の強度予報の精度向上は重要な課題となっている。

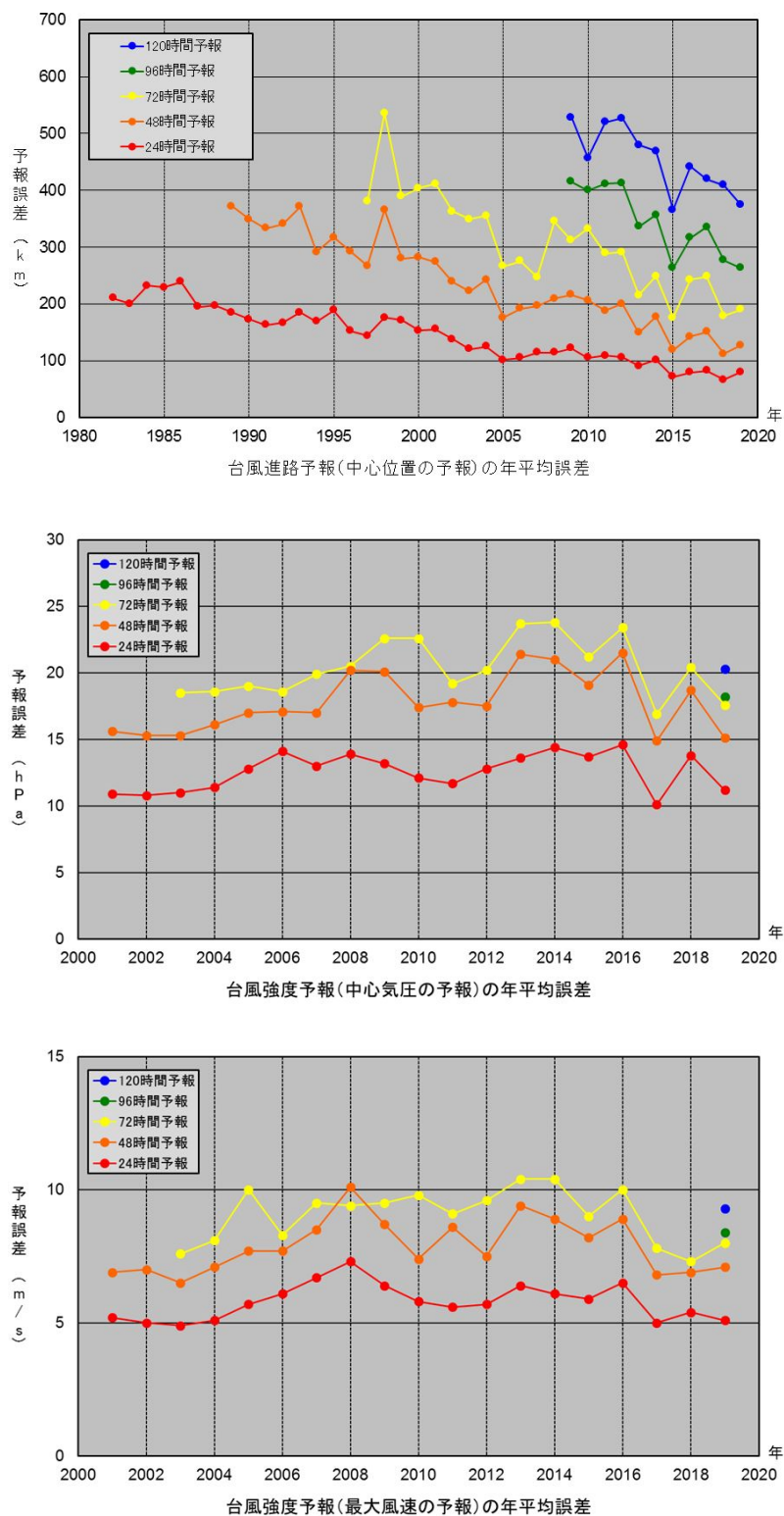


図 1.11 気象庁による台風の進路予報誤差 (上), 中心気圧予報の誤差 (中), 最大風速の予報誤差 (下) の年推移 [気象庁 HP].

1.4 台風と雷活動

雷放電は積乱雲内の対流活動によって発生する。台風は領域内の対流活動によって発達する。したがって台風領域内の雷活動は台風の強度発達の良い指標となる。*Price et al. [2009]* は 2005–2007 年の世界各地で発生したカテゴリ 4, 5 の熱帯低気圧について、熱帯低気圧中心を中心に $10^\circ \times 10^\circ$ の領域内で WWLLN で検出された雷放電頻度と熱帯低気圧の中心気圧および最大風速の時間変化を比較した。合計で 56 個の熱帯低気圧を解析し、最大風速に対して約 30 時間先行して雷放電頻度が時間変化することを示した ($r_{\text{mean}} = 0.82$)。図 1.12 は 2005 年 7 月 5 日から 11 日にかけて発生したカテゴリ 4 のハリケーン Dennis の雷放電頻度と最大風速の時間変化を表したグラフである。雷放電数と最大風速の相関係数は 1 日のラグをとって $r = 0.95$ であり、非常に高いものとなっている。

Demaria et al. [2012] は 2005–2010 年において北東太平洋および大西洋で発生したハリケーンについて、ハリケーンの強度発達と内部コア、レインバンドそれぞれの雷発生密度の関係性を調査した。その結果、内部コア内の雷発生密度はレインバンドより大きいこと、ハリケーンの発達が止まる前に内部コアで雷放電が増加、台風が急発達する前にレインバンドで雷放電密度が増加することを示した。*Zhang et al. [2015]* は *Demaria et al. [2012]* と同じ調査を 2005–2009 年に北西太平洋域で発生した 116 個の台風に対して行い、同様の結果を示唆した。また、北西太平洋域における台風では内部コアの雷放電頻度が急速発達 (24 時間で 15 m/s 以上の発達) 発生の良い指標となりうることを示唆した。

Whittaker et al. [2015] は 2005 年 1 月から 2013 年 2 月にかけて世界各地で発生したカテゴリ 4 以上の強度をもつ熱帯低気圧について、雷放電を計数する領域 (Collect Window: CW) を台風を中心から半径 50–500 km の幅で変化させながら雷放電頻度と最大風速を比較した。雷放電頻度と最大風速が最大となる時刻のラグタイムが CW の大きさに依存することがわかった。

Thomas et al. [2010] は 2005 年に北大西洋で発生した 3 個のカテゴリ 5 のハリケーンにおいて、内部コア雷の iCMC, ピーク電流値, CG の極性とハリケーンの強度変化の関係を調査した。ハリケーンが弱化する前および弱化している間に +CG の割合が多くなること、検出された内部コア雷の多くがエルブスや電離圏摂動の閾値である 40 kA 以上のピーク電流値を持つことが分かった。iCMC, ピーク電流値の強さと台風の強度変化には相関関係はないと結論づけられている。図 1.13 にハリケーン Emily の例を示す。

数値シミュレーションによる台風領域内の雷活動の研究も進められている。*Fierro and Mansell [2017]* は、雷活動は内部コアよりもレインバンドで活発で

あること、壁雲内の電荷分布は雲底から正、負、正の三重極構造であることを示唆した。Sato *et al.* [2019] はエアロゾル濃度が上昇するにつれて壁雲の電荷構造が三重極構造から双極子構造にシフトし、雷放電頻度が増加することを確認した。

これまでの先行研究から、台風の強度変化と雷放電の発生頻度および発生密度に関するものが多く、雷放電の電気的特性を考慮した研究は非常に限られている。また台風の強度変化と雷放電の電気的特性の関係について、十分な数の台風について行ったものや北西太平洋域において実施された研究はなされていない。雷放電は積乱雲の対流活動と密接に関係し、積乱雲内の対流活動によって放出される潜熱が台風の発達を促すので、雷放電は台風の対流活動の指標となる。雷放電の発生頻度だけでなく、電気的特性と気象現象との関わりも示唆されている [Lang *et al.*, 2015; Zheng *et al.*, 2016; Kudo, 2014; Shimizu, 2017]。雷放電の発生頻度だけでなく、電気的特性も用いて台風の強度変化と雷活動の関係を調査することで、台風強度と雷活動の間にある、台風の強度予報改善に繋がる新たな関係性が明かされることが期待できる。

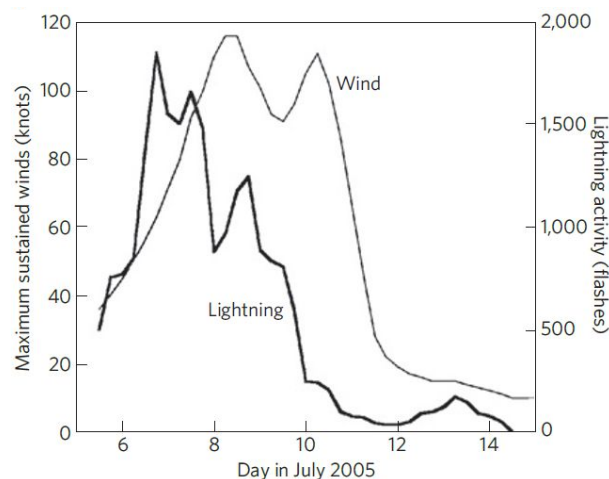


図 1.12 2005 年のハリケーン Dennis における雷放電頻度と最大風速の関係。太線が雷放電頻度、細線が最大風速を示す [Price *et al.*, 2009].

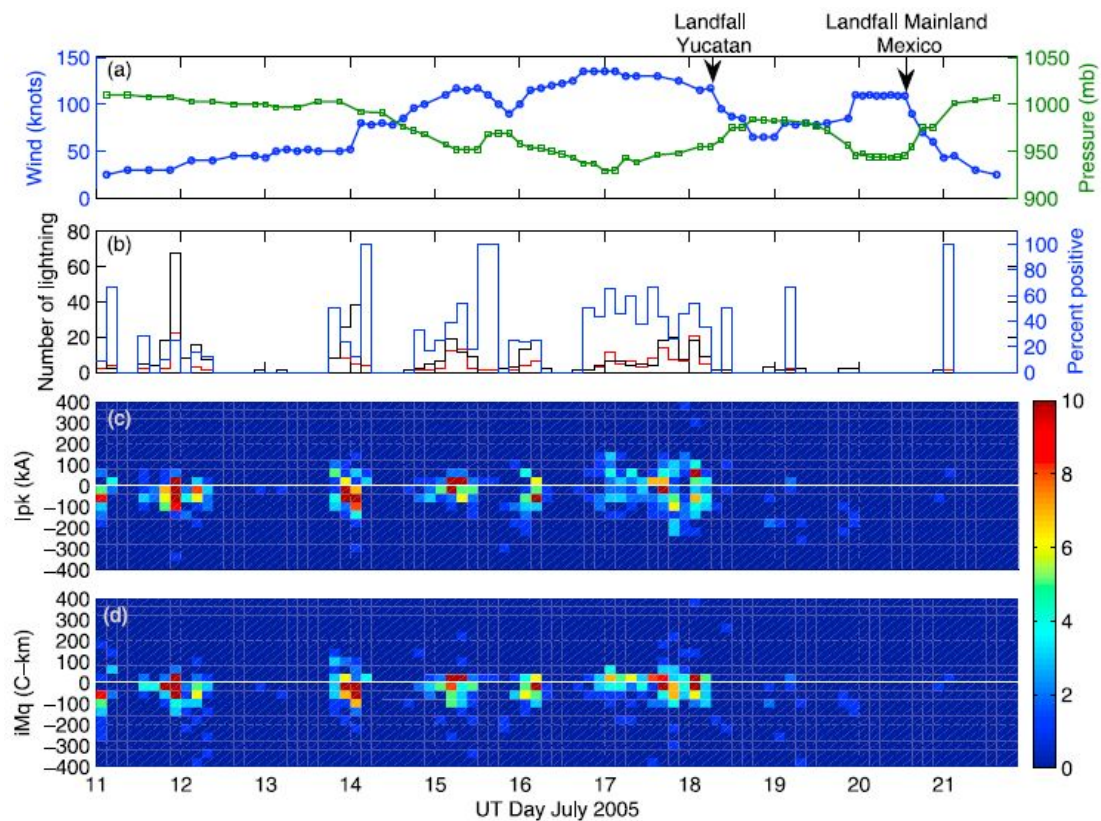


図 1.13 2005 年に発生したハリケーン Emily における, (a): 最大風速 (青線) と最低気圧 (緑線) の時間変化. (b): 中心から半径 100 km 以内における -CG 数 (黒線), +CG 数 (赤線), CG における +CG の割合 (青線). (c): ピーク電流値の時間発展, カラーバーは 40 kA 毎の CG 数を示す. (d): iCMC の時間発展, カラーバーは 40 Ckm 毎の CG 数を示す [Thomas et al., 2010].

1.5 本研究の目的

台風の強度予報における精度向上は重大な課題となっている。台風の強度は内部の積乱雲における対流活動と密接に関係している。積乱雲の対流活動を直接観測する手法としてウィンドプロファイラやドップラーレーダー等があるが、観測範囲やコスト面に大きな制約がある。一方雷放電を用いて台風内部の積乱雲における対流強度を推定できれば、ELF/VLF帯電磁波動観測のもつ広大な観測範囲から低コストで台風の強度予報に役立つことが期待できる。

また台風の強度変化と雷活動の関係に関する先行研究は数多く為されているが、それらのほとんどが雷放電の発生頻度や発生密度に着目したもので、雷放電の電気的特性を考慮した研究は十分に行われていない。雷放電の発生頻度だけでなく電気的特性も気象現象と関係があることが示唆されており、雷放電の電気的特性も考慮に入れて台風の強度変化と雷活動の関係を調査することは重要である。

本研究では、(1) 台風の内部コアとレインバンドのそれぞれで発生した雷放電を特定し、(2) それぞれの領域における雷放電の電磁波によって生起されたELF帯磁場パルスを同定する。(3) それらによって雷放電の電気的特性と台風の強度発達との関係性を明らかにすることを目的とする。このため、本研究では米軍合同警報センター (Joint Typhoon Warning Center: JTWC), WWLLN, GEONのデータを用い、2013年から2014年までに発生した台風について雷放電の発生頻度, CMC, 電荷量, ピーク電流値という電気的特性を含めた4つの指標で雷活動と台風の強度変化の関係を調査した。第2章では解析に使用した観測データについて、第3章では解析手法について、得られた結果を第4章、その考察を第5章に示す。最後に第6章で本研究のまとめと将来への展望を述べる。

第2章 観測データ

2.1 ベストラックデータ

台風の諸元（中心位置、強さ、大きさ等）には速報値と確定値がある。速報解析時点の値を速報値、それ以降に入手したデータ（外国の地上気象データ、船舶データ等）を用いて事後検討し、精査された値が確定値とされている。この確定値をまとめたものをベストラックデータといい、世界中で複数の機関が公表している。

北西太平洋域における台風のベストラックデータとして、本研究では米軍合同台風警報センター（**Joint Typhoon Warning Center: JTWC**）が公開しているものを使用した。本来、**JTWC**の情報は米国の政府機関が利用することを目的とされているが、一般の人々もアクセスできる。**JTWC**のベストラックデータは北西太平洋のみならず、南半球や北インド洋で発生した熱帯低気圧のものも含まれる。

JTWCのベストラックデータからは、本解析に用いる台風の6時間ごとの中心位置、最大風速、最低気圧を取得した。**JTWC**による最大風速は1分間平均の値であり、気象庁が発表している10分平均の値とは異なる。台風の大きさや強さの階級を決定する際には気象庁のベストラックデータによる強風域半径および最大風速を使用した。

2.2 WWLLN

雷放電により放射する電磁波は電離圏と地表間で反射されることで長距離伝搬する．この電磁波を観測することによりリアルタイムの雷活動をモニタリングできる．本研究では，雷放電の時刻，位置の情報を得るために，World Wide Lightning Location Network (WWLLN) のデータを用いた．WWLLN は，世界中で展開されている VLF 帯 (3–30 kHz) の雷放電観測網であり，2004 年から運用されている [Rodger *et al.*, 2009]．観測点は年々増加しており，運用当初は 18 点であったが，現在では 70 点以上ある [Rodger *et al.*, 2005, 2009; <http://wwlln.net/>]．WWLLN は Time Of Group Arrival (TOGA) により雷位置を推定している．TOGA とは，最低でも 5 点以上の観測点で探知された雷放電について、それぞれが探知した時間差から雷放電の位置を推定する手法である．WWLLN の捕捉率は，全球における強度が 30 kA の雷放電で 30% である (<http://wwlln.net/>)．図 2.1 に，WWLLN によって観測された 2018 年 1 月 8 日 0920–1000 (UT) における雷発生分布を示す．

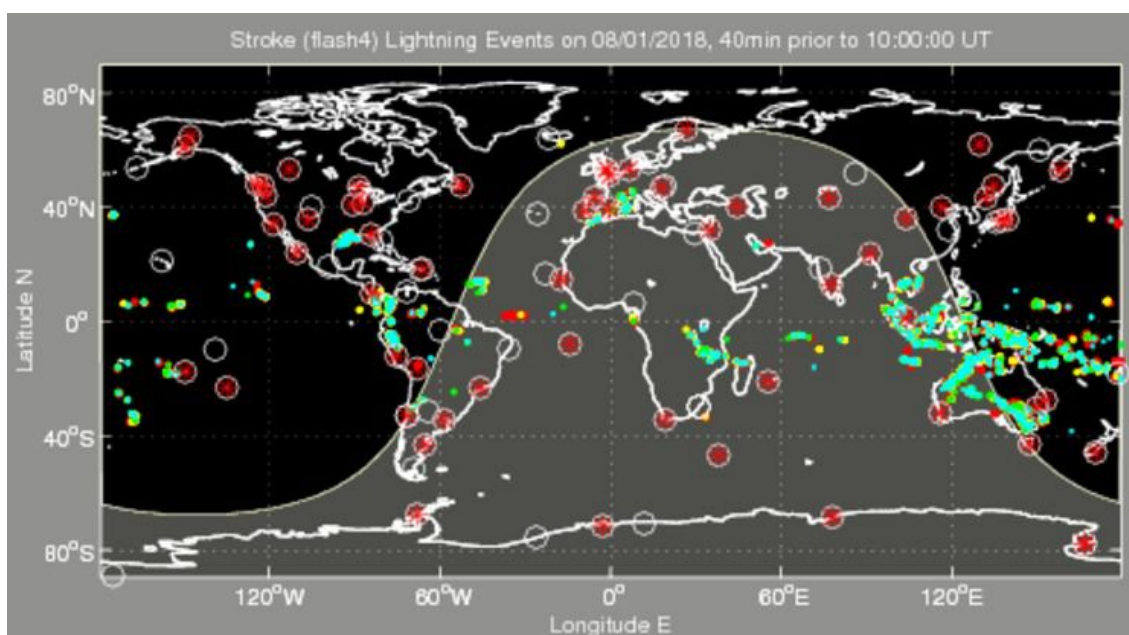


図 2.1 2018 年 1 月 8 日 0920–1000 (UT)における WWLLN による雷発生分布．青点は 0950–1000 (UT)，緑点は 0940–0950 (UT)，黄点は 0930–0940 (UT)，赤点は 0920–0930 (UT) に発生した雷，白円に囲まれた赤いアスタリスクは観測点を示す．明暗境界線も示されており，黒色部が夜を示す．

(http://wwlln.net/TOGA_network_global_maps.htm)

2.3 GEON

Global ELF Observation Network (GEON) は北海道大学が運用する ELF 帯 (1–400 Hz) の雷放電観測網である。ELF 帯電磁波は伝播する際の減衰率が -0.3 dB/Mm と低く、地球全体に伝搬する。ゆえに比較的少ない観測点で全球の雷放電による電磁波を観測することができる。GEON の観測点は現在、南極の昭和基地 (69.018°S , 39.506°E)、日本の女川 (28.433°N , 141.483°E)、久住 (33.059°N , 131.233°E)、スウェーデンの Kiruna (67.883°N , 21.000°E)、アメリカの Santa Cruz (37.116°N , 122.214°W) の 5 点設置されている [Sato and Fukunishi, 2003; Sato et al., 2008]。2021 年時点では、南極昭和基地、久住、Kiruna の 3 点で観測を継続している。

本研究では、台風解析に昭和基地と久住、雷放電の放電電荷量推定手法開発に女川で得られた ELF データをそれぞれ用いた。昭和基地では磁氣的南北方向・東西方向、女川 (2003 年 8 月 26 日–現在) と久住では地理的南北・東西方向の水平 2 成分のサーチコイル磁力計を用いて磁場を観測する。磁力計とデータ記録用コンピュータの写真を図 2.2 に示す。

観測システムは磁力計、メインアンプ、データ記録システムから構成されている。磁力計からの信号は、メインアンプ内の電圧信号増幅器、ハイパスフィルター (HPF)、ローパスフィルター (LPF) を経てアナログ-デジタル変換回路へ出力される。HPF と LPF にはそれぞれカットオフ信号 (f_c) が設定されており、HPF は $f_c = 1 \text{ Hz}$ より低い周波数成分を、LPF は $f_c = 100 \text{ Hz}$ よりも高い周波数成分を通減させ、1–100 Hz の間で観測している。図 2.3 に観測システムのブロックダイアグラム、図 2.4 に南北成分の感度と位相の周波数特性を示す。ただし、昭和基地の場合のみ、感度を周波数によらず 0.3 V/nT として計算した。

昭和基地と久住では、1–100 Hz のメインアンプから増幅された磁場信号と GPS からの IRIG-E 時刻コードが、サンプリング周波数 400 Hz で連続的に記録されている。メインアンプの増幅率は 6–66 dB である。



図 2.2 左：水平 2 成分サーチコイル磁力計，右：データ記録用コンピュータ [Sato, 2004]

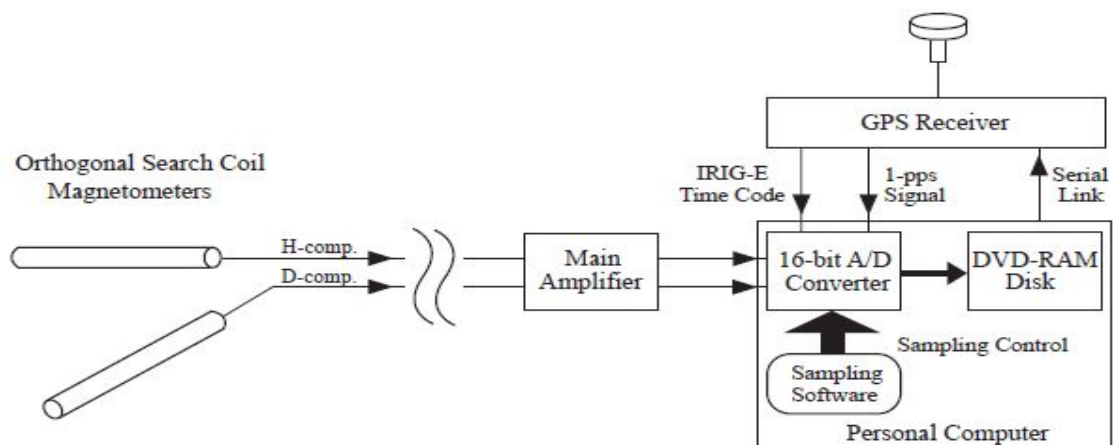


図 2.3 ELF 帯電磁波観測システムのブロックダイアグラム [Sato, 2004]

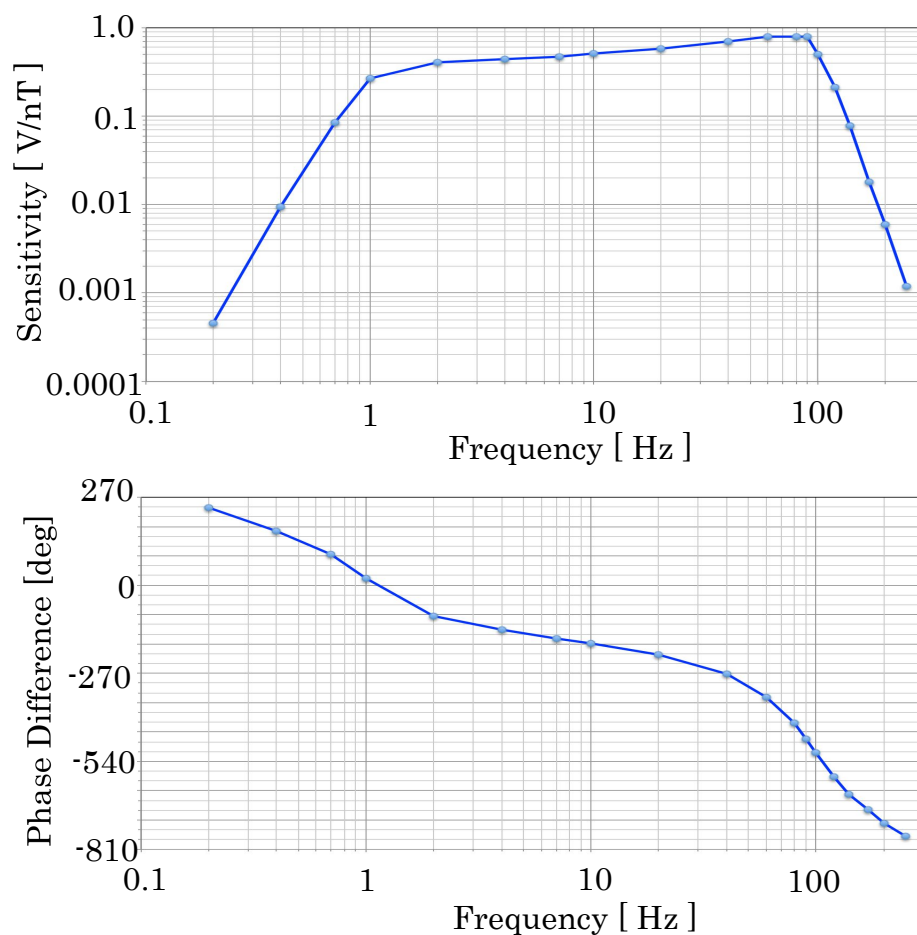


図 2.4 ELF 帯電波観測システム南北成分の周波数特性 [Sato et al., 2013]

A/D 変換器によって出力される波形データは観測システム全体の装置関数の影響が含まれる。波形データを直接解析する際は、図 2.4 に示した機器の感度特性および周波数特性を校正し、再構築する必要がある。出力波形から入力波形を再構築する手法は *Huang et al.*, [2011] に従う。

磁力計に印加される時間波形データ Φ_{in} は次式で表される。

$$\Phi_{in}(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} A_{in}(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (2.1)$$

ここで、 t は時間、 $A_{in}(\omega)$ は Φ_{in} のパワースペクトル、 ω は角周波数を表す。式 (2.5) が示すように、時間波形データ Φ_{in} はパワースペクトル $A_{in}(\omega)$ の逆フーリエ変換である。

観測装置のもつ周波数特性により出力波形に以下の歪みが生じる。装置の感度特性を M_{filter} 、位相特性を ϕ_{filter} とすると、出力波形 Φ_{out} は以下のように表される。

$$\Phi_{out}(t) = Filter\{\Phi_{in}(t)\} = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} A_{in}(\omega) M_{filter}(\omega) e^{i(\omega t + \phi_{filter}(\omega))} d\omega \quad (2.2)$$

また、出力波形は次式で表すこともできる。

$$\Phi_{out}(t) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\infty} A_{out}(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (2.3)$$

よって、出力波形のパワースペクトル $A_{out}(\omega)$ は以下のようになる。

$$A_{out}(\omega) = A_{in}(\omega) M_{filter}(\omega) e^{i\phi_{filter}(\omega)} \quad (2.4)$$

パワースペクトルに逆フーリエ変換を施すことで波形データが得られることを考慮すると、式 (2.4) を変形することで再構築される入力波形データ Φ_{in} の式が得られる。

$$\Phi_{in}(t) = \mathcal{F}^{-1} \left\{ \frac{e^{i\phi_{filter}(\omega)}}{M_{filter}(\omega)} \mathcal{F}\{\Phi_{out}(t)\} \right\} \quad (2.5)$$

$\mathcal{F}\{\}$ は $\{\}$ 内のフーリエ変換、 $\mathcal{F}^{-1}\{\}$ は $\{\}$ 内の逆フーリエ変換を表す。

また、ELF 波形には商用電源や地磁気などによるノイズが含まれる。これらの影響を取り除くために、0–5 Hz, 50–55 Hz (昭和基地), 40–60 Hz (女川), 50–70 Hz (久住) の帯域でデジタルノッチフィルタをかけた。

2.4 電流波形

ELF 帯磁場波形から雷放電の放電電荷量を推定するための経験式を開発する際、以下の観測システムから得られた電流波形データを用いた。

新潟県尾上岳 (37.215°N, 138.501°E) には東北電力によって設置、運用されているロゴスキーコイルがある。ロゴスキーコイルは環状磁性体に導線が多数回巻かれた装置である。環の中心に電流が流れると、電磁誘導によって誘導起電力が発生する。検出された誘導起電力から電流値に変換することで、雷放電の電流波形を計測する。図2.5にロゴスキーコイルが設置されている尾上岳の観測塔およびロゴスキーコイルの外観を示す。図2.6にロゴスキーコイルの周波数特性を示す。観測周波数帯域である 0.1 – 100 kHz で感度特性がフラットになっている。サンプリング周波数は 1 MHz または 2 MHz である。電流波形データのサンプリング周波数は日付によって異なるが、解析に使用したデータのサンプリング周波数は全て 1 MHz であった。

出力された電流波形データにはオフセット電圧が含まれる。オフセット電圧を除去するために、雷電流が検出される時刻より十分前の 2000 データ点 (2 ms のデータ長に相当) を平均し、その値を全体から差し引く処理を施した。また、女川で観測された ELF 帯磁場波形と直接比較を行うために 5 ms の幅で移動平均をとった。

本研究では、2009 年 12 月から 2010 年 1 月にかけて尾上岳で観測された雷放電の電流波形データを用いた。



図 2.5 尾上岳の観測塔およびログスキーコイル [Sato et al., 2013]

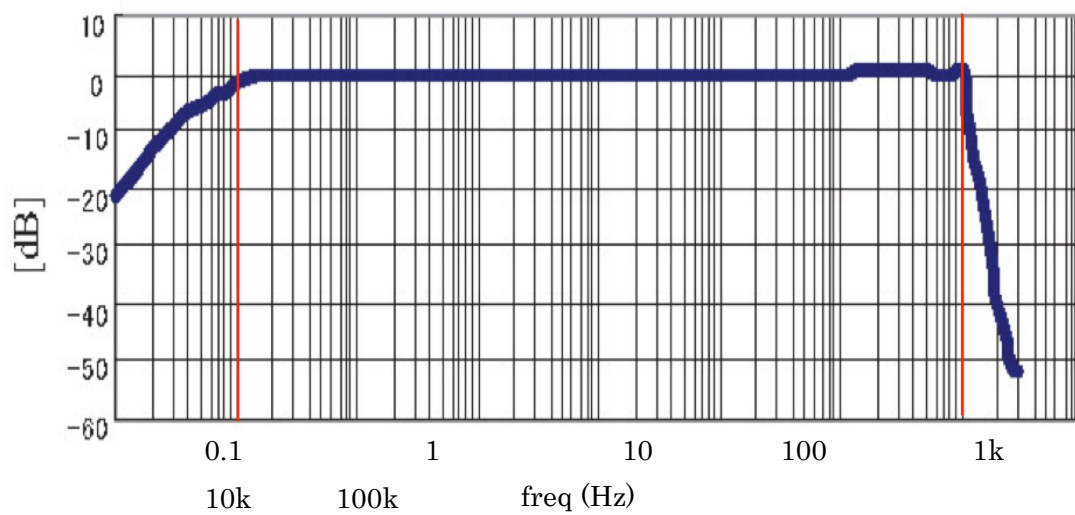


図 2.6 ログスキーコイルの周波数特性 [Sato et al., 2013]

第3章 解析手法

3.1 解析対象

本解析では、2013年から2014年にかけて発生した55個の台風のうち、台風の一生涯の間に昭和基地のELFデータの欠損が確認されなかった42個の台風について解析を行った。表3.1に本研究の解析対象の台風のリスト、図3.1に解析対象の台風の経路を示す。このうち、WUTIP(201320)とKROSA(201329)では台風領域内でWWLLNによって検出された雷放電が皆無だったため除外した。

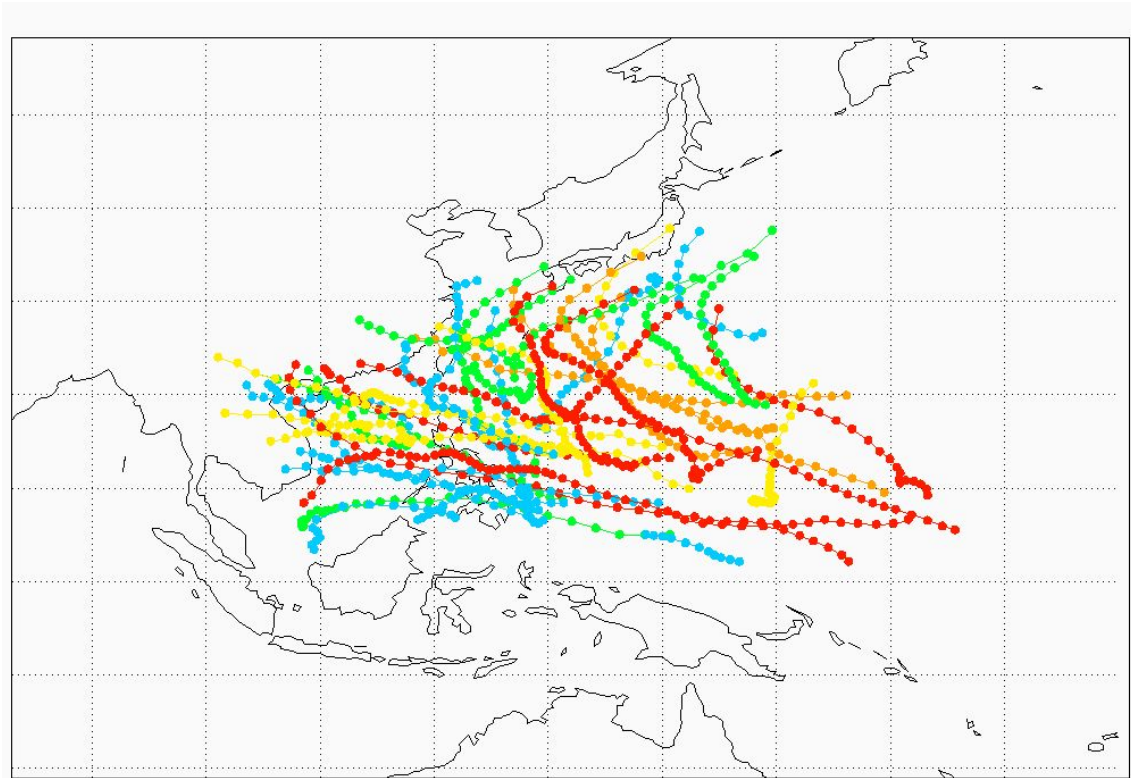


図3.1 解析対象の合計42個の台風の経路。色は各台風が最も発達した時の強度階級を表しており、水色は Tropical Storm, 緑色は Severe Tropical Storm, 黄色は Typhoon, 橙色は Very Strong Typhoon, 赤色は Violent Typhoon を表す。

表 3.1 解析対象の台風. 各列は, 左から JTWC による台風の ID, 名前, 表 1.2 による最大強度の分類, 解析に使用した計数窓の大きさ (3.2 節参照) を示す.

ID (JTWC)	名前	最大強度		大きさ	ID (JTWC)	名前	最大強度		大きさ
		番号	分類				番号	分類	
201301	SONAMU	2	STS		201401	LINGLING	1	TS	
201302	SHANSHAN	1	TS		201402	KAJIKI	1	TS	
201303	YAGI	1	TS		201403	FAXAI	3	TY	
201304	LEEPI	1	TS		201405	PEIPAH	1	TS	
201305	BEBINCA	1	TS		201413	FENGSHEN	2	STS	
201306	RUMBIA	2	STS		201415	KALMAEGI	3	TY	大型
201307	SOULIK	4	VTY	大型	201416	FUNG-WONG	1	TS	
201308	CIMARON	1	TS		201417	KAMMURI	2	STS	大型
201309	JEBI	2	STS		201418	PHANFONE	4	VST	大型
201310	MANGKHUT	1	TS		201419	VONGFONG	5	VTY	大型
201311	UTOR	5	VTY		201420	NURI	5	VTY	大型
201312	TRAMI	2	STS		201421	SINLAKU	1	TS	
201314	KONG-REY	2	STS		201422	HAGUPIT	5	VTY	
201315	TORAJI	2	STS		201423	JANGMI	1	TS	
201316	MAN-YI	3	TY	大型					
201317	USAGI	5	VTY	大型					
201319	PABUK	2	STS						
201320	WUTIP	3	TY						
201321	SEPAT	1	TS						
201322	FITOW	3	TY						
201323	DANAS	4	VST						
201324	NARI	3	TY						
201325	WIPHA	4	VST	大型					
201326	FRANCISCO	5	VTY						
201328	LEKIMA	5	VTY						
201329	KROSA	3	TY						
201331	HAIYAN	5	VTY						
201332	PODUL	1	TS						

3.2 雷放電数

各台風を中心から一定範囲内の雷放電数をカウントした。台風データは6時間ごとであるので、一つの台風データに対して、その時刻の前後3時間のWWLLNデータを扱った。

各時刻の台風領域において、雷放電数を計数した範囲（計数窓）を表3.2に示す。気象庁による台風の分類（表1.2を参照）で、強風域半径最大時の大きさが「大型」でも「超大型」でもない台風では、内部コアとして中心から半径100 km以内の円形状、レインバンドとして半径100 kmから500 km以内のドーナツ状の領域と定義した。「大型」、あるいは「超大型」と診断された台風では、内部コアとして半径200 km以内、レインバンドとして半径200 kmから1000 km以内の領域とそれぞれ定義した。2013年に発生した「大型」の台風であるWIPHAにおける雷放電の計数窓の例を図3.2.1(左)に示す。2013年に発生した大きさが「普通」の分類であるUTORにおける雷放電の計数窓の例を図3.2.1(右)に示す。

次に、WWLLNで検出された雷放電と台風を中心までの距離を求め、それぞれの計数窓内に存在する雷放電数を記録した。得られた雷放電数は、雷活動の日変化の影響を抑えるために幅24hで移動平均をとった。その後、雷放電数と最大風速および最低気圧の間で相互相関解析を行った。ラグは6時間ごとにとり、最大となった相関係数とその時のラグタイムを記録した。図3.2.2にWIPHAの内部コアにおける、移動平均をとる前の雷放電数のグラフ、24hの移動平均をとった後のグラフを示す。

表3.2 大きさの分類別の台風領域内の雷放電計数窓。大きさの分類は各台風の強風域半径最大時における気象庁の分類に従う（表1.1参照）。 r は各時刻における台風中心からの半径を示す。

	内部コア	レインバンド
普通	$r < 100 \text{ km}$	$100 \text{ km} < r < 500 \text{ km}$
大型, 超大型	$r < 200 \text{ km}$	$200 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$

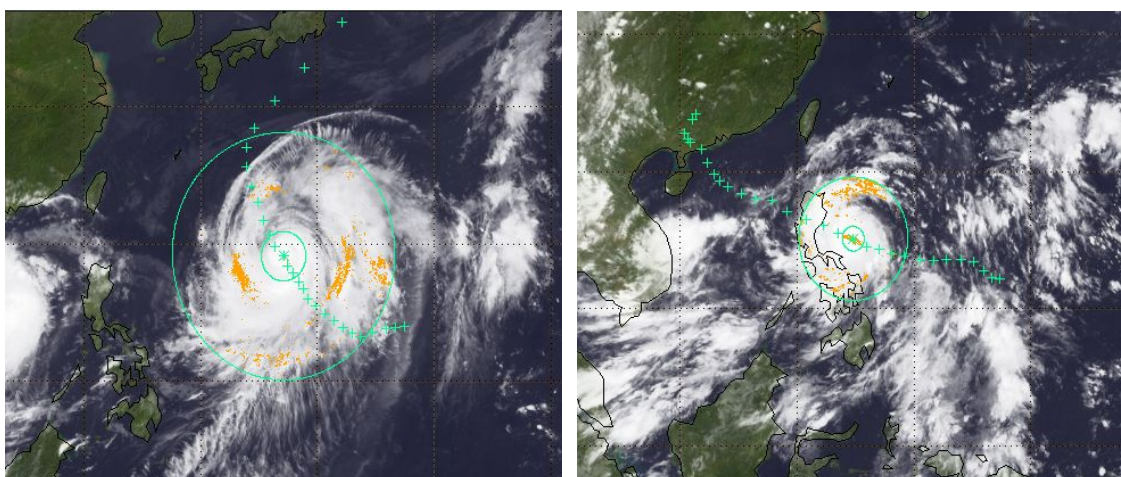


図 3.2.1 雷放電計数窓の例.

左: 大きさが「大型」あるいは「超大型」の台風である WIPHA の雷放電計数窓. 台風中心に近い青線は中心から半径 200 km の範囲, 遠い青線は半径 1000 km の範囲を示す. 右: 大きさが「普通」の台風である UTOR の 雷放電計数窓. 図上の「+」は 6 時間ごとの中心位置, 「*」は指定の時刻における中心位置, 中心に近い青線は中心から半径 100 km の範囲, 遠い青線は半径 500 km の範囲を示す. 黄色で示している箇所は中心から半径 500 km 以内の範囲で検出された WWLLN による雷放電イベントの位置を示す.

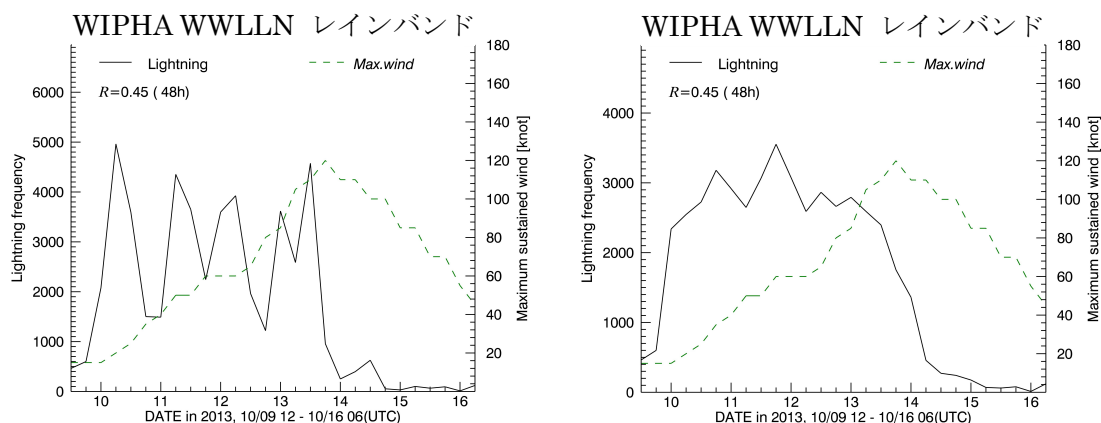


図 3.2.2 台風 WIPHA のレインバンドにおける雷放電数と最大風速の図.

左: 雷放電数に移動平均をとる前のグラフ. 右: 24 時間の幅で移動平均をとった後のグラフ. 黒線が WWLLN によって検知された雷放電数, 緑の点線は最大風速, R は相互相関解析をした際の相関係数の最大値, そのときのラグタイムを括弧内に示す. 24 時間の幅で移動平均をとることで, 雷活動の日変化の影響が緩和されることがわかる.

3.3 雷放電の電気的特性

本研究では、WWLLN と昭和基地、久住で得られる ELF 磁場波形を用いて CMC とピーク電流値、電荷量を推定した。昭和基地の波形データは CMC とピーク電流値、久住の波形データは電荷量を推定するために使用した。これらの計算をするには、ELF 磁場パルスと WWLLN で同じ雷放電からの電磁波を検出したかを検証する必要がある。シューマン共鳴は世界中の雷放電による電磁波の重なりであるので、ELF 波形から雷を 1 発ずつ区別することはできない。しかし過渡的な ELF 波形であれば、WWLLN のような雷観測網の情報によって雷放電を特定することができる。まず、以下の順序を踏んで WWLLN と ELF で同じ雷放電からの電磁波を検出したかを確認した。

1. 雷放電数の解析の際に、各台風におけるそれぞれの計数窓内の雷を WWLLN のデータから抽出する。
2. 昭和基地、久住の ELF 磁場波形から磁場の強さ B_{total} を計算し、閾値を超えた波形の時刻を記録する。閾値は、昭和基地では 10 pT と 20 pT の二通り、久住では 4σ (σ : 3 分間の標準偏差) と設定した。 B_{total} は次の式で表される。

$$B_{total} = \sqrt{B_{NS}^2 + B_{EW}^2} \quad (3.3.1)$$

B_{NS} と B_{EW} はそれぞれ磁場の南北成分、東西成分を表す。図 3.3.1 に、昭和基地における ELF 帯磁場波形の各成分および磁場の強さ B_{total} の波形の例を示す。

3. 抽出した雷放電、ELF 波形データから以下の条件に合致するイベントの時刻をそれぞれ記録する。

$$t_{WWLLN} + dt - 0.01 < t_{elf} < t_{WWLLN} + dt + 0.01 \quad (3.3.2)$$

$$dt = \frac{d}{0.8c} \quad (3.3.3)$$

t_{WWLLN} は WWLLN による雷放電の時刻、 dt は雷放電による ELF 帯電磁波が昭和基地に到達するまでの時間、 t_{elf} は ELF 波形における時刻、 d は雷放電の位置から昭和基地までの距離、 c は光速を表す。

4. 選択された ELF 波形のリサージュプロットを作成し、ELF 帯電磁波の到来方向を推定する。推定された到来方向と、昭和基地、久住における方位角の差が 20° 以下の雷を WWLLN のデータから選択し、雷の位置を決定する。リサージュプロットと電磁波の到来方向から決定した雷位置の例を図 3.3.2 に示す。

WWLLN と ELF 波形から雷イベントを同定した後、昭和基地の ELF 波形から CMC およびピーク電流値、久住の ELF 波形から電荷量をそれぞれ推定した。

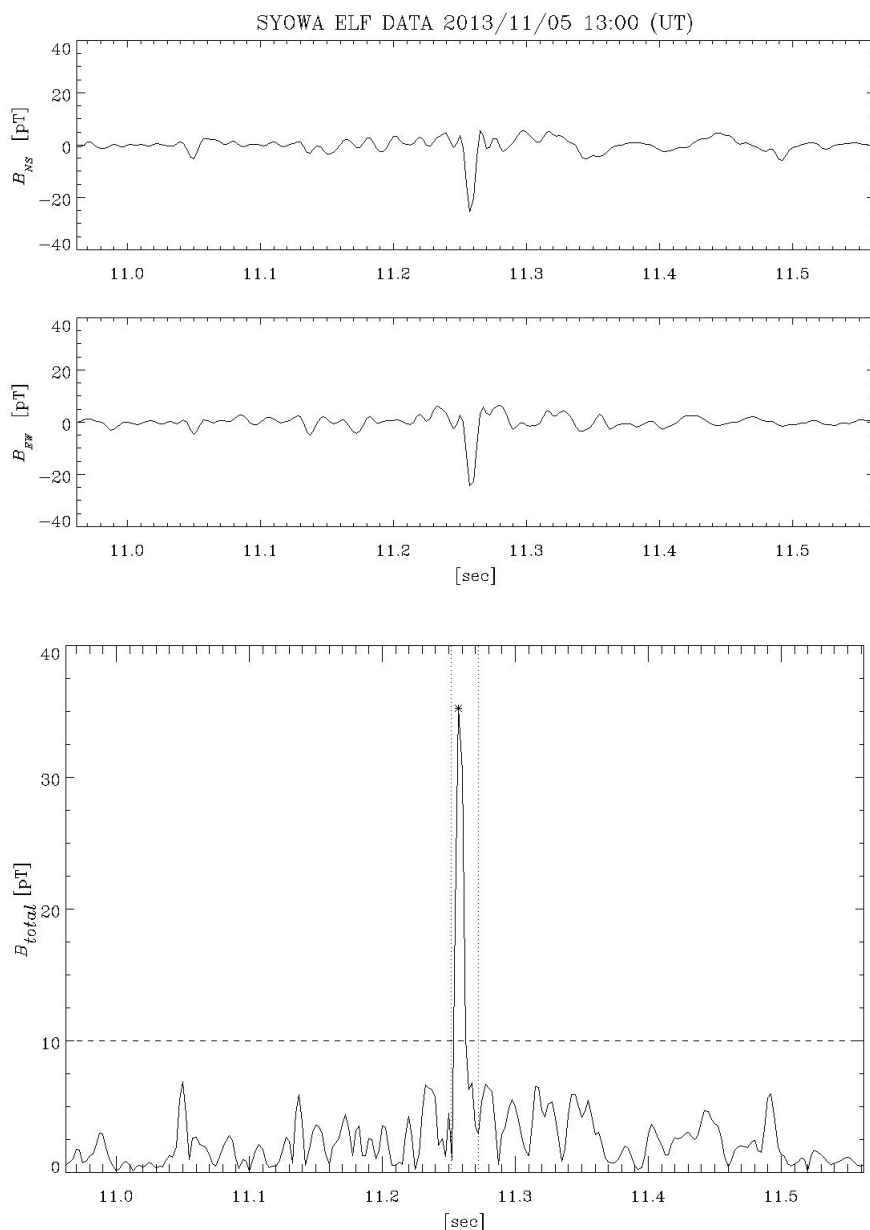


図 3.3.1 2013 年 11 月 5 日 13:00:10.56–11.56 UT における，昭和基地で観測された ELF 帯磁場波形．上から磁氣的南北成分，東西成分，磁場の大きさを表す．磁場の大きさのグラフにおける横破線は昭和基地における閾値の一つである 10 pT，* は着目しているパルスの最高値，縦に引かれている二本の点線は $t_{WLLN} + dt \pm 0.01$ 秒の時間幅をそれぞれ示している．

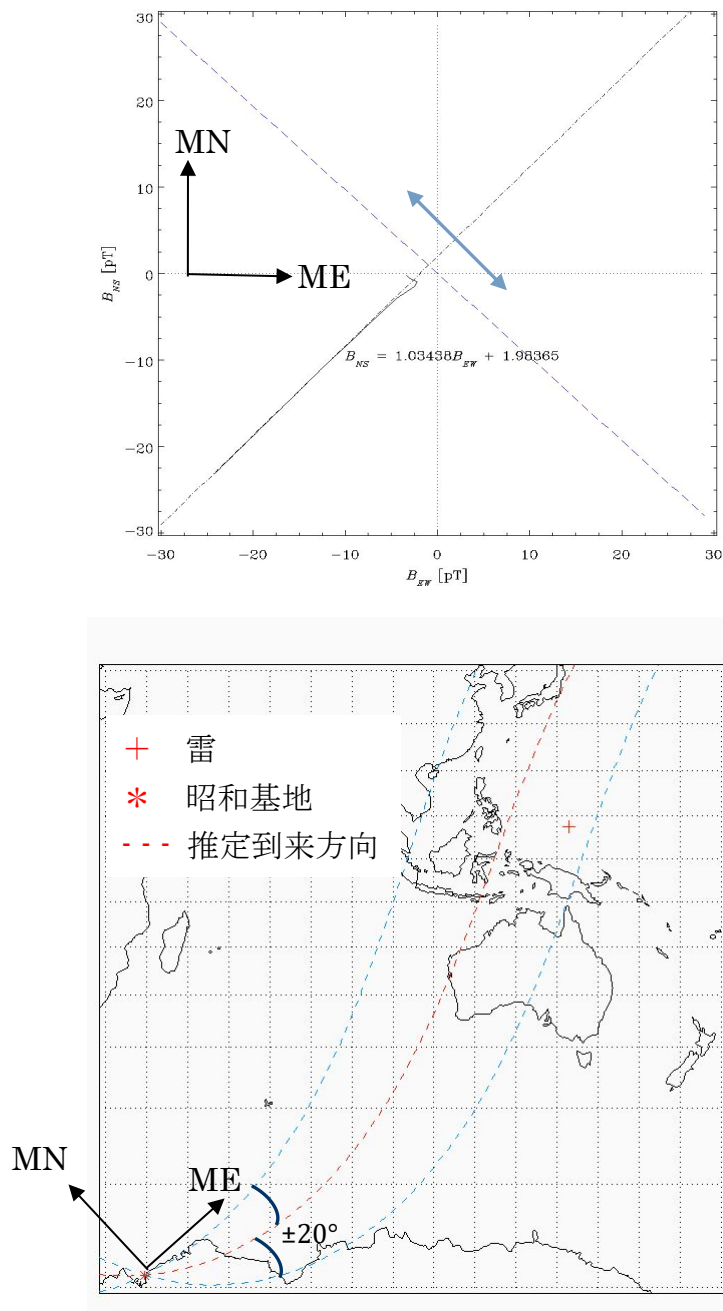


図 3.3.2 (上): 昭和基地において 2013 年 11 月 5 日 13:00:11.26 UT 付近に観測された ELF 帯磁場波形から作成したリサージュプロット. 矢印は推定された電磁波伝搬経路を示す. (下): 推定された電磁波到来方向 (赤点線) と決定された雷放電の位置 (赤い+印). 青点線は推定到来方向から方位角 $\pm 20^\circ$, 赤い*は昭和基地の位置を示す.

3.3.1 CMC およびピーク電流値

雷放電による地球－電離圏導波管（Earth－Ionosphere Waveguide : EIWG）を伝搬する電磁波の磁場スペクトル H_ϕ は、以下の式で表される。

$$H_\phi = \frac{Idl(\omega)}{4\pi ha} \sum_n \frac{2n+1}{n(n+1)-\nu(\nu+1)} P_\nu^1(\cos\theta) \quad (3.3.4)$$

I は電流, dl は放電距離, ω は角周波数, h は電離圏高度, a は地球の赤道半径, θ は角距離, ν はモード固有値, P_ν^1 はルジャンドル多項式, n は自然数を表す. ν は以下の式で計算することができる。

$$\nu(\nu+1) = (kaS)^2 \quad (3.3.5)$$

$$S = \frac{c}{V} - i\left(\frac{5.49\alpha}{f}\right) \quad (3.3.6)$$

$$\frac{c}{V} = 1.64 - 0.1759 \ln f + 0.01791(\ln f)^2 \quad (3.3.7)$$

$$\alpha = 0.063 f^{0.64} \left[\frac{dB}{Mm} \right] \quad (3.3.8)$$

k は波数, S は屈折率, α は減衰率, V は位相速度, f は周波数を表す。

昭和基地では、磁場の磁氣的南北成分（ B_{NS} ）と磁氣的東西成分（ B_{EW} ）が連続的に記録されている。これら水平 2 成分の磁場から、以下のように直交座標変換を行うことにより、磁場の電磁波伝搬方向成分、垂直成分（ H_θ , H_ϕ ）が得られる。

$$\begin{pmatrix} H_\theta \\ H_\phi \end{pmatrix} = \frac{1}{\mu_0} \begin{pmatrix} \cos\theta_{GC} & \sin\theta_{GC} \\ -\sin\theta_{GC} & \cos\theta_{GC} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_{NS} \\ B_{EW} \end{pmatrix} \quad (3.3.9)$$

図 3.3.1 の波形に直交座標変換をかけたときの波形を図 3.3.3 に示す。

θ_{GC} は磁気北極から雷位置の方位角を表す。得られた H_ϕ を高速フーリエ変換することでパワースペクトルが求まる。地球半径 a を 6371 km, 電離圏高度 h を 80 km, $n = 32000$ として式 (3.3.4) を解くことで、電流モーメントスペクトル $Idl(\omega)$ が得られる。

電流モーメントスペクトルから CMC を推定する際、磁場の大きさが 10 pT 以上のイベントと 20 pT 以上のイベントで計算手法を変えた。以下にそれぞれ

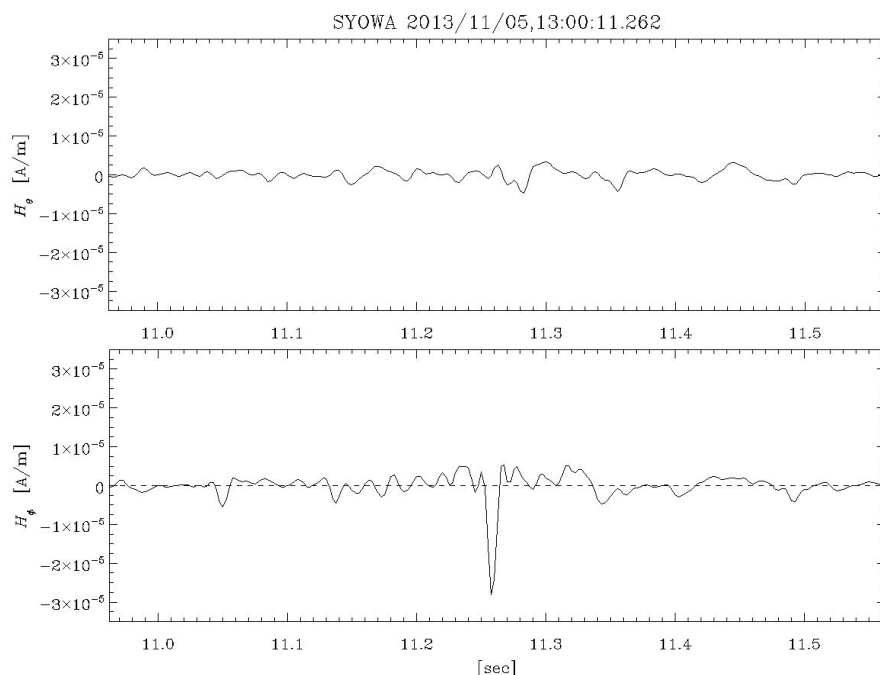


図 3.3.3 2013 年 11 月 5 日 13:00:10.56–11.56 UT における，昭和基地で観測された ELF 帯磁場波形. 上から伝搬方向成分，垂直成分を示す.

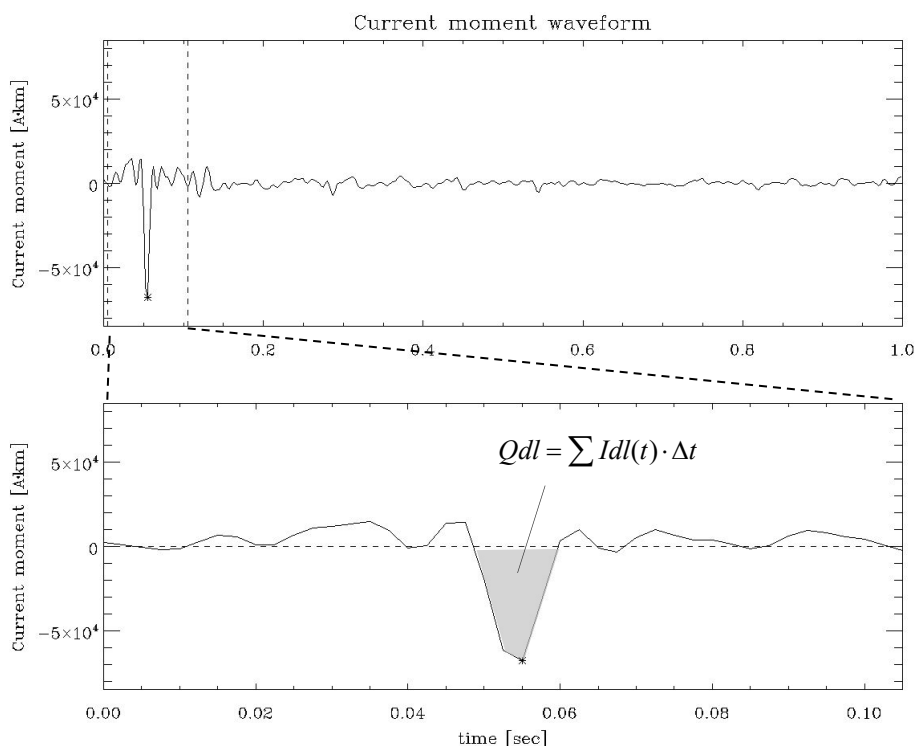


図 3.3.4 2013 年 11 月 5 日 13:00:11.26 UT 付近のイベントにおける電流モーメント波形. Δt はデータのサンプリング間隔 (2.5 ms) を表す. このイベントでは $Qdl = -453$ [C·km] と推定された.

の計算手順を述べる。

磁場の大きさが 10 pT 以上のイベントについて、式 (3.3.9) で得られた H_ϕ において、着目しているパルスの 0.2 秒前から 0.8 秒後の一秒間の波形データを抜き出す。抜き出した一秒間の磁場波形のパワースペクトルから式 (3.3.4) を用いて電流モーメントスペクトルを得る。得られた電流モーメントスペクトルを逆フーリエ変換することで、図 3.3.4 のような電流モーメント波形が得られる。図 3.3.4 の灰色部分に示す、着目するパルスの振幅 0 で区切られる区間で電流モーメントを積分することで CMC を推定できる。

磁場の大きさが 20 pT 以上のイベントでは、上記の手法に加え、*Huang et al.*, [1999] による手法も使い、ピーク電流値と CMC を計算した。

まず、電流モーメントを次のように表す。

$$Idl(t) = I_0 dl \cdot \exp(-t/\tau) \quad (3.3.10)$$

$I_0 dl$ は $t=0$ における電流モーメント、 τ は時定数である。これをフーリエ変換することで、式 (3.3.11) が得られる。

$$Idl(f) = \frac{I_0 dl}{i \cdot 2\pi f + 1/\tau} \quad (3.3.11)$$

フィッティングを行うために式 (3.3.11) の二乗の逆数をとる。

$$\frac{1}{|Idl(f)|^2} = \left(\frac{2\pi}{A}\right)^2 f^2 + \left(\frac{1}{A\tau}\right)^2 \quad (3.3.12)$$

A は $I_0 dl$ である。この方程式は、次のように表すことができる。

$$y = c_1 x + c_2 \quad (3.3.13)$$

ここで、

$$y = 1/|Idl(f)|^2 \quad (3.3.14)$$

$$x = f^2 \quad (3.3.15)$$

$$c_1 = (2\pi/A)^2 \quad (3.3.16)$$

$$c_2 = (1/A\tau)^2 \quad (3.3.17)$$

この電流モーメントスペクトルを、観測された ELF 波形から得られた $Idl_{obs}(f)$ に最小二乗法に基づいてフィッティングさせる。

$$\Delta = \sum |Idl_{obs}(f) - Idl(f)|^2 \quad (3.3.18)$$

Δ が最小となるようなときが最もフィットする I_0dl, τ である.

式 (3.3.17) より, I_0dl と τ は次式で求めることができる.

$$I_0dl = A = \frac{2\pi}{\sqrt{c_1}} \quad [\text{Am}] \quad (3.3.19)$$

$$\tau = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{c_1}{c_2}} \quad [\text{s}] \quad (3.3.20)$$

CMC は 式 (3.3.21) によって推定できる.

$$I_0dl \cdot \tau = (I_0\tau) \cdot dl = Qdl \quad (3.3.21)$$

また, $dl=5 \text{ km}$ として, ピーク電流値 I_0 を推定した. 図 3.3.5 に, 電流モーメントスペクトル $Idl_{obs}(f)$ と $Idl(f)$ のグラフの例を示す.

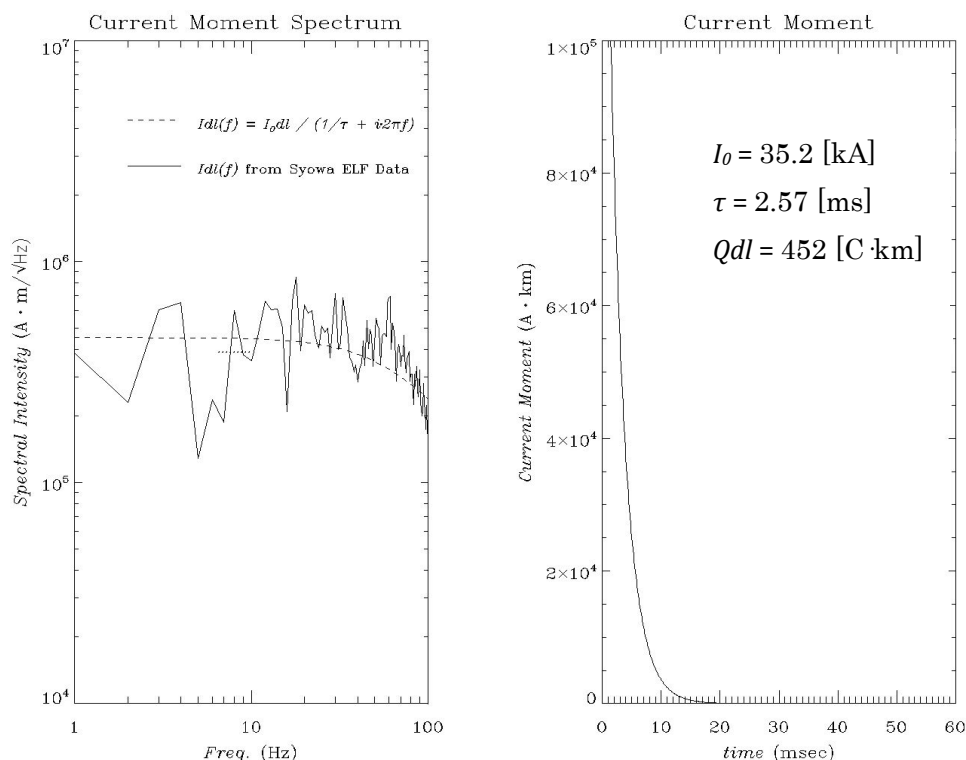


図 3.3.5 左 : 2013 年 11 月 5 日 13:00:11.26 UT 付近のイベントにおける電流モーメントスペクトル. 実線は $Idl_{obs}(f)$, 破線が $Idl(f)$, 点線は 7–9 Hz のスペクトル強度の平均値を表す.

右 : *Huang et al.*, [1999] に基づく手法で得られた電流モーメント波形.

3.3.2 放電電荷量

雷放電による放電電荷量推定手法は清水 [2017] に従う。

Budden [1961] によると、雷放電によって発生する誘導磁場及び放射磁場は式 (3.3.22) のように表される。

$$B_{\phi} = \frac{1}{4\pi\epsilon_0 c} \cos\theta \left(\frac{1}{cr^2} \frac{\partial[M]}{\partial t} + \frac{1}{cr^2} \frac{\partial^2[M]}{\partial t^2} \right) \quad (3.3.22)$$

ここで B_{ϕ} は電磁波の伝搬方向に対して垂直な水平成分の磁束密度, ϵ_0 は真空の誘電率, θ は仰角, c は光速, r は雷位置と観測点間の距離, $[M]$ は CMC である。

式 (3.3.22) より、誘導磁場は $1/r^2$ に比例する。誘導磁場が放射磁場に対して十分に卓越する範囲内では、距離 r 離れた任意の場所で発生した雷放電による磁場の磁束密度 B_{ϕ} は式 (3.3.23) で近似的に表すことができる。

$$B_{\phi} = \frac{1}{4\pi\epsilon_0} \frac{I \cdot dl}{c^2 r^2} \quad (3.3.23)$$

ここで、 I は電流, dl は放電距離を示す。したがって、

$$Idl = 4\pi\epsilon_0 c^2 r^2 B_{\phi} \quad (3.3.24)$$

式 (3.3.24) では、時間に依存する変数は I と B_{ϕ} のみである。よって、誘導磁場卓越範囲における ELF 帯磁場波形は、電流波形と高い相関を示すことが期待される。誘導磁場が放射磁場に対して卓越する範囲は、波数 k , 波長 λ , 雷放電からの距離 r を用いると以下のようなになる。

$$kr = \frac{2\pi}{\lambda} r < 1 \quad (3.3.25)$$

電磁波の周波数を 40 Hz と仮定すると、 $r = \lambda/2\pi < 970$ km と見積もられる。式 (3.3.25) から得られる周波数ごとの誘導磁場卓越範囲を図 3.3.6 に示す。

清水 [2017] では、2009年12月から2010年10月にかけて尾上岳で検出された電流波形と、女川で得られた ELF 帯磁場波形 20 例を用い、ELF 波形から放電電荷量を推定する経験式 (3.3.26) を導出している。

$$Q = 0.2808 \sum B_{\phi} \quad (3.3.26)$$

また清水 [2017] では、久住で検出された ELF 波形から関東地方で発生した雷放電の電荷量推定に式 (3.3.26) を使用している。久住と関東地方の距離はおよそ 800–900 km であり、誘導磁場卓越範囲内と判断できる。しかし、本研究の対象は台風領域内で発生した雷放電であり、久住–雷放電間の距離は、

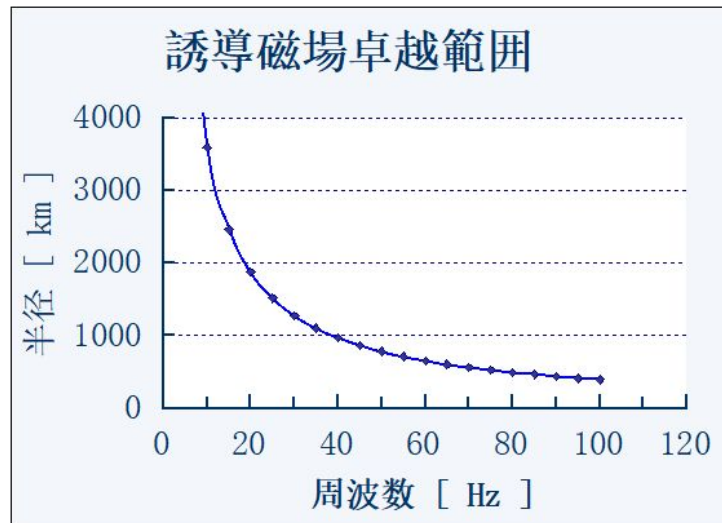


図 3.3.6 周波数ごとの誘導磁場卓越範囲

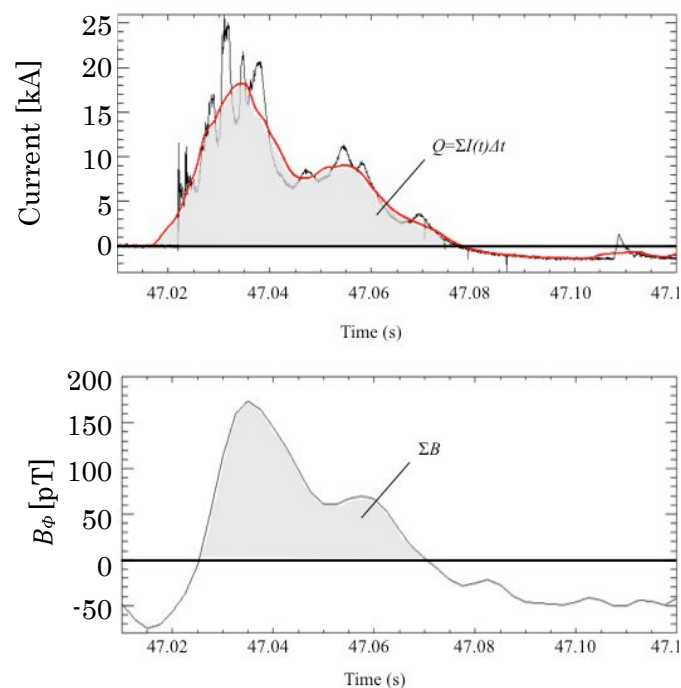


図 3.3.7 (上) 2010 年 1 月 5 日 04:05:47 UT に尾上岳のログスキーコイルで計測された電流波形. (下) 同時刻に女川で計測された ELF 磁場波形. ELF 波形は出力信号から再構築された入力波形の伝搬方向に対して垂直な成分を示している. [清水, 2017]

遠いもので 4000 km 前後である。ゆえに式 (3.3.26) をそのまま使用することができない。

図 3.3.6 から、誘導磁場卓越範囲は低い周波数成分ほど広範囲になることがわかる。雷放電—ELF 観測点間の距離に応じたローパスフィルターを ELF 波形にかけ、ELF 波形積分値と電流波形から得られる電荷量に相関関係が保たれてるのであれば、 α を比例定数とすると以下のような経験式を導出できる。

$$Q = \alpha \sum B_{\phi} \quad (3.3.27)$$

本研究では、清水 [2017] を参考にしつつ、雷放電—ELF 観測点間の距離に応じた比例定数 α を決定し、放電電荷量推定の経験式を新たに導出した。

今回、2009 年 12 月から 2010 年 3 月にかけて尾上岳で得られた電流波形、および女川の ELF 波形 22 例を使用した。図 3.3.7 に波形の例として、2010 年 1 月 5 日 04:05:47 UT に観測された電流波形および ELF 波形を示す。各グラフの水平線は振幅が 0 の線である。電流波形における赤線は移動平均線を示す。表 3.3 に使用した雷放電の時刻および電流波形から得られた電荷量を示す。

次に、観測点からの距離に応じた周波数のローパスフィルターを ELF 波形にかけ、電流波形から得られた電荷量と ELF 帯磁場積分値との間に相関関係があるのかを検証した。図 3.3.8 に、周波数ごとの電荷量および磁場積分値の分布図を示す。実線は線形近似をとったときの回帰係数を表す。どの周波数でローパスフィルターをかけても相関係数は 0.78 以上であり、有意な相関関係にあるといえる。図 3.3.8 より、周波数ごとの式 (3.3.27) における比例定数 α は表 3.4 のようになる。図 3.3.8 中の σ は残差標準偏差を示す。

表 3.3 使用した雷放電の日時および電流波形から得られた電荷量

No.	日時 (UT)	電荷量 [C]	No.	日時 (UT)	電荷量 [C]
1	2009/12/17 16:51:02.78	246.63	12	2010/01/05 06:24:23.80	-55.44
2	2009/12/17 19:23:04.48	45.31	13	2010/01/13 02:17:55.15	-89.19
3	2009/12/17 20:33:01.00	27.98	14	2010/01/13 02:17:55.22	138.35
4	2009/12/17 21:15:26.36	189.26	15	2010/01/13 02:18:48.97	32.12
5	2009/12/17 21:52:32.36	-29.14	16	2010/01/13 02:21:39.51	49.98
6	2009/12/17 21:52:57.69	52.21	17	2010/01/16 14:05:55.59	142.57
7	2009/12/17 21:56:33.77	-107.83	18	2010/01/18 15:23:32.26	-97.38
8	2009/12/17 21:56:33.86	94.91	19	2010/01/25 10:05:40.41	-255.42
9	2009/12/17 22:51:41.27	22.91	20	2010/01/25 10:37:55.61	-182.66
10	2010/01/05 04:05:47.02	472.99	21	2010/01/25 10:37:55.77	185.32
11	2010/01/05 04:12:00.27	16.79	22	2010/02/04 16:18:08.15	374.13

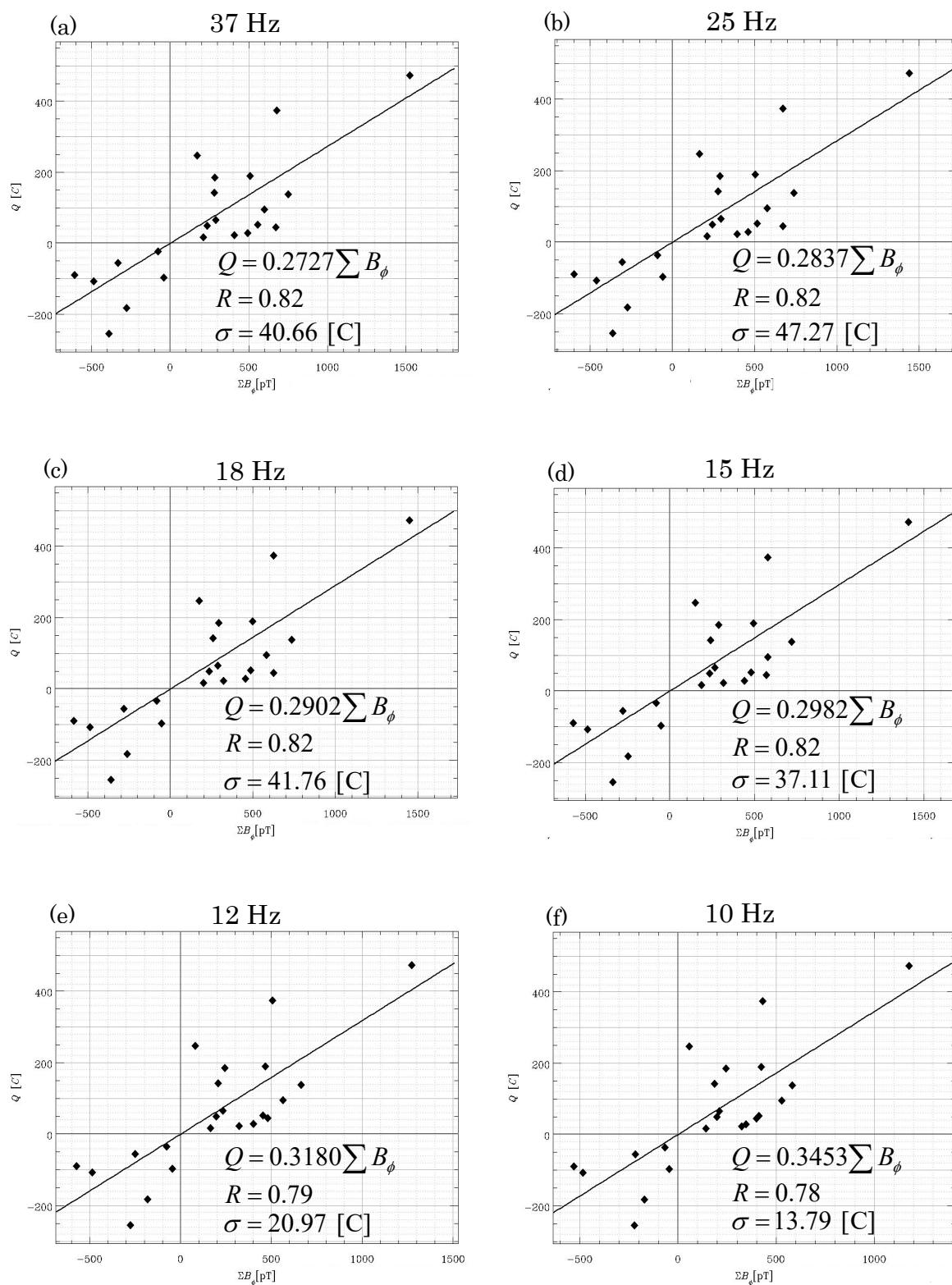


図 3.3.8 (a)：電流波形から得られた電荷量 Q [C] と 37 Hz のローパスフィルターをかけた ELF 帯磁場波形の積分値 ΣB_ϕ [pT] の関係. (b)：25 Hz, (c)：18 Hz, (d)：15 Hz, (e)：12 Hz, (f)：10 Hz でローパスフィルターをかけたときの関係.

表 3.4 新たに導出した周波数ごとの式 (3.3.27) における比例定数 α

距離 (km)	周波数 (Hz)	α
0-1000	37	0.2727
1000-1500	25	0.2837
1500-2000	18	0.2902
2000-2500	15	0.2982
2500-3000	12	0.3180
3000-3500	10	0.3453

第4章 結果

本研究は雷放電の電気的特性と台風の強度変化の関係を調査するため、解析範囲における6時間ごとの雷放電の電気的特性（ピーク電流値, CMC, 電荷量）の積算値および中央値の時間変化と台風の最大風速の時間変化を比較した。雷放電に関わるパラメーターは24時間の幅で移動平均をとっている。CMCに関して、昭和基地で $B_{total} > 20$ pT の磁場を記録したイベントに対しては3通りの手法で計算をしている（3.3.1節参照）。どの計算手法で得られたCMCの値も時間変化の仕方に大きな差は見られなかった。したがって本文中では昭和基地で $B_{total} > 20$ pT の磁場を記録した雷放電のCMCは波形積分で得られた結果を示す。

本文中では、西進してフィリピン近辺を通過したUTOR (JTWCによるID: 201311) と SINLAKU (201421), 北上して日本に接近したYAGI (201303), KALMAEGI (201415) の合計4事例の結果と統計解析の結果を示す。

4.1 UTOR (201311) の事例

UTORが通過した経路, および2013年8月10日06 UTにおけるUTORの位置を赤外衛星雲画像の上にプロットした図を図4.1.1に示す。UTORは2013年8月9日12 UTにTropical Storm (TS) になり, 8月15日06 UTに温帯低気圧となった。強度の階級は最も強いViolent Typhoon (VTY) である。

雷放電数

WWLLNで検出した雷放電数および最大風速の時間変化を図4.1.2に示す。各グラフ左上にはそれぞれの相関係数とラグを示し, ラグが正なら雷放電パラメーターが最大風速に対して先行, 負なら最大風速が雷放電に対して先行していることを表す。内部コアでは最大風速がピークに達する6–18時間前に雷放電数がピークに達している。相関係数は $r = 0.617$ でラグは6時間である。レインバンドでは最大風速ピーク後にの勢力を維持している段階で雷放電数がピークを迎え, 雷放電のピーク後に急激に衰弱している。相関係数は $r = 0.486$ でラグは-36時間である。最大風速がピーク, つまり台風の発達が止まる直前に内部コアの雷放電数がピークになる点は *Demaria et al. [2012]* の結果と一致する。しかし, 急激に衰弱する前にレインバンドの雷放電数がピークに達する点は先行研究と一致しない。

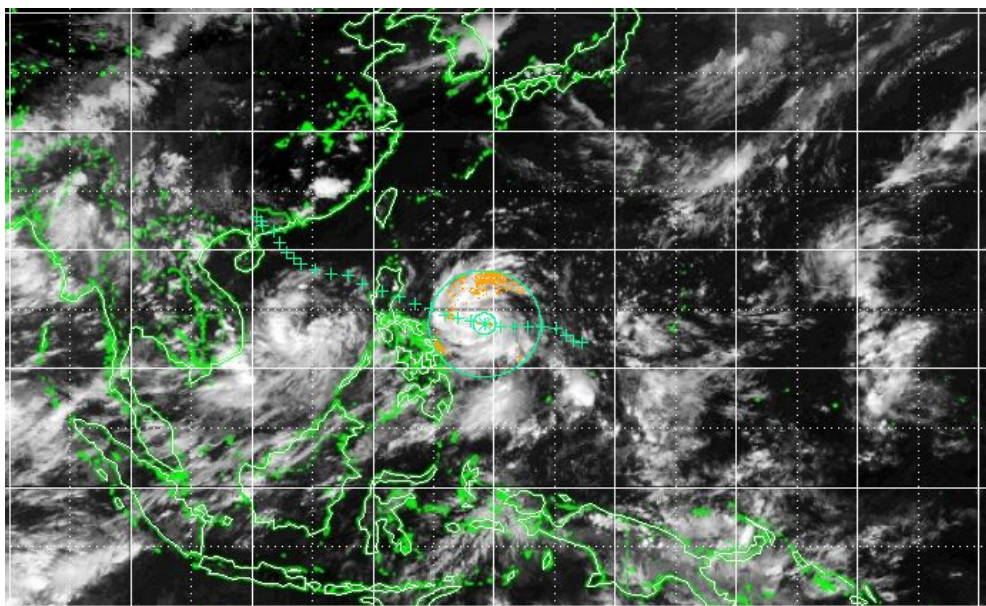


図 4.1.1 2013 年 8 月 10 日 06 UT における UTOR の経路, 位置, 解析に使用したそれぞれの計数窓を赤外衛星雲画像の上にプロットした図. 黄点はこの時刻の前後 3 時間以内に計数窓領域内に WWLLN で検出された雷放電の位置を表している. 衛星画像は千葉大学環境リモートセンシング研究センター (CEReS) による.

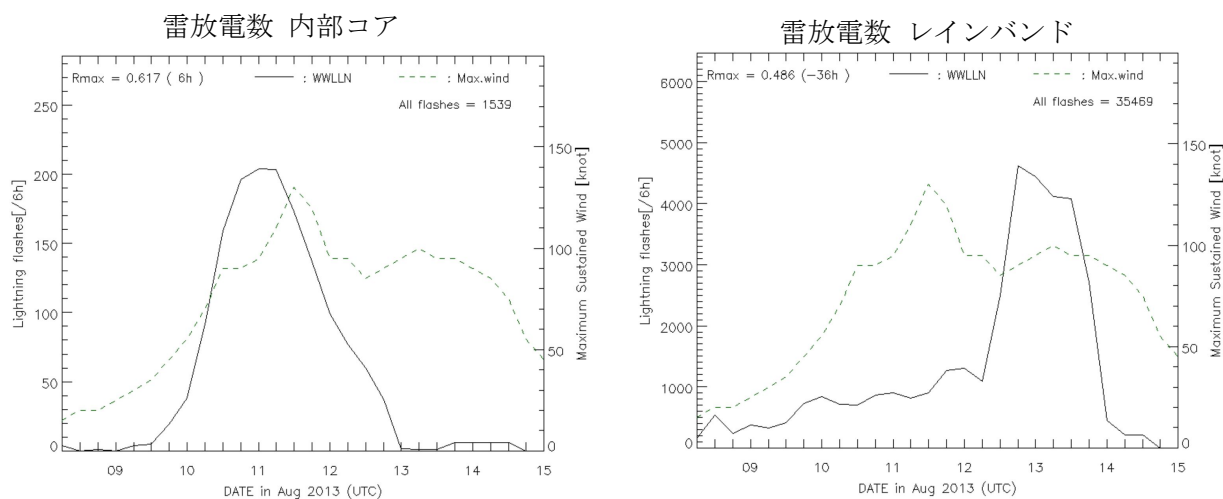


図 4.1.2 UTOR (201311) の内部コア (左), レインバンド (右) における WWLLN により検出された雷放電数 (黒線) と最大風速 (緑破線). 各図の左上に相関係数とそのときのラグ, 右上に検出されたそれぞれの計数窓で検出された総雷放電数を表す.

電気的特性の積算値

次に、本解析で推定した電気的特性の6時間ごとの積算値を図4.1.3, 4.1.4に示す。図4.1.3には昭和基地で $B_{total} > 20 \text{ pT}$ という最も高い閾値で検出された雷放電のピーク電流値, CMCの積算値および中央値を表している。図4.1.4には昭和基地で $B_{total} > 10 \text{ pT}$ の磁場を検出した雷放電のCMC, 久住で $B_{total} > 4\sigma$ の磁場を検出した雷放電の電荷量の積算値および中央値を表しており、電荷量の計算の際に設定した閾値が最も低いものになっている。各グラフの右上に示している、計算に使用した雷放電数は閾値が高くなればなるほど少なくなっていることが確認できる。

積算値において、内部コア、レインバンドのそれぞれの電気的特性の特徴はWWLLNによる雷放電数の特徴と大きく異ならない。特に内部コアでは、閾値が高いピーク電流値やCMC(図4.1.3左)と、閾値が最も低い電荷量(図4.1.4)を比較すると、閾値が最も低い電荷量のグラフの方がWWLLNによる雷放電数のグラフと酷似していることを確認できる。

積算値のグラフから、内部コアにおいて最大風速がピークに達する前では雷活動は負極性雷が活発であることが全ての電気的特性で、衰弱するときには正極性雷が活発になることが電荷量以外の電気的特性で確認できる。雷放電数のグラフと比較すると、ピーク電流値, CMCでは、本格的に衰弱する8月13日18 UT以降で正極性の大きなピークがある。強い台風の内部コアにおいて、衰弱するときには正極性の雷活動が活発になる点は *Thomas et al, [2010]* と一致する。レインバンドでは、最大風速のピーク後の衰弱から再発達する12日12 UT付近に負極性も正極性も電気的特性が高い値になっている。

電気的特性の積算値と最大風速との相関係数を見ると、内部コアでは電荷量以外のどの電気的特性も正極性より負極性の方が高くなっている。ラグはどれも0時間であり、負極性は雷放電数よりも高い。ただし、閾値 $B_{total} > 20 \text{ pT}$ で解析したピーク電流値, CMCでは、計算に使用した雷放電数が正極性9発、負極性16発と非常に少ないので、これらのケースの相関係数は有意であるとはいえない。レインバンドでは、負極性より正極性の電気的特性の方が高い傾向にある。ラグは24時間から36時間、雷放電が遅れる形となっている。雷放電数の相関係数と比較すると、内部コアの負極性、レインバンドの正極性の電気的特性の方が高くなっている。ラグに大きな差は見られない。

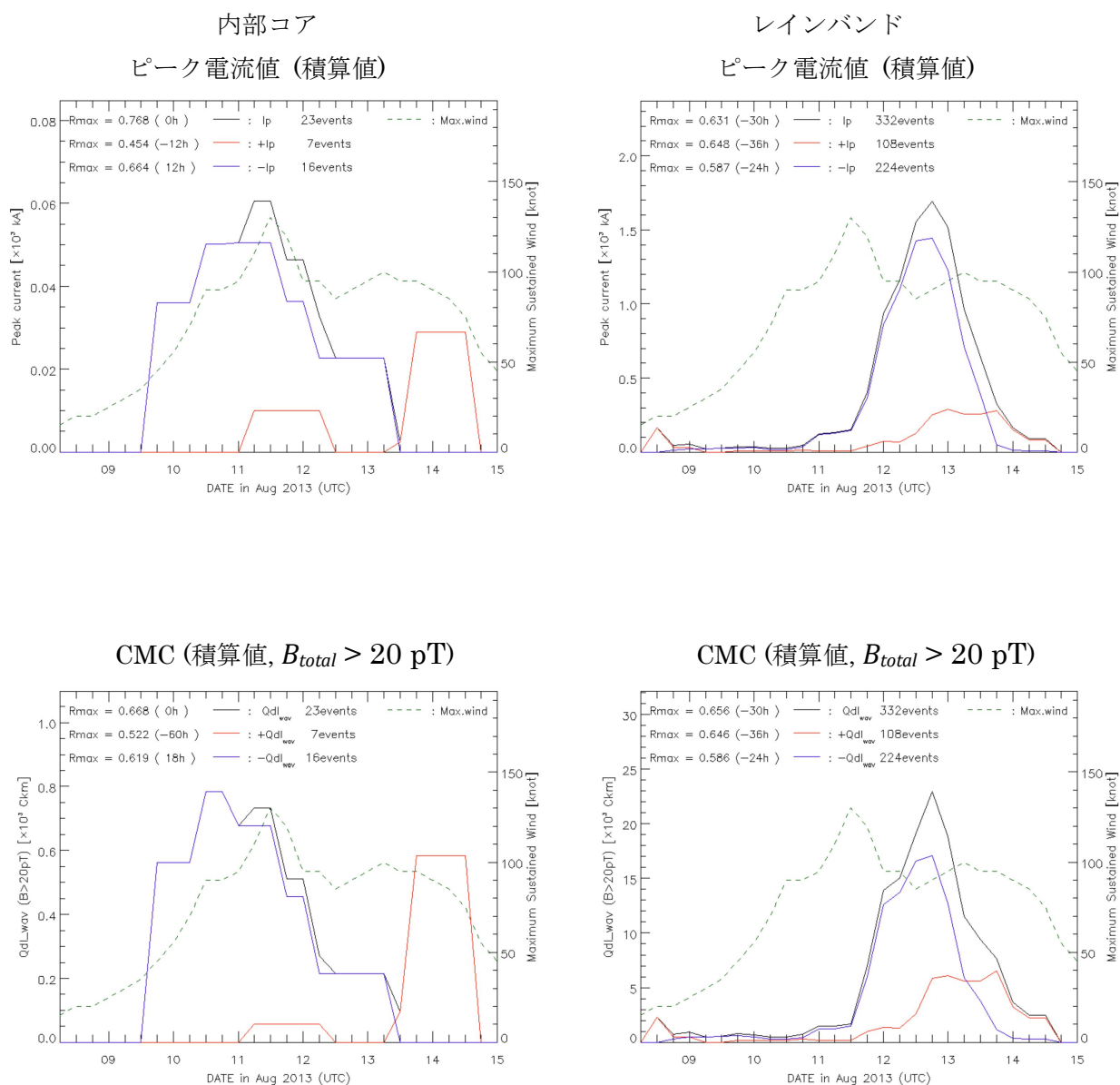


図 4.1.3 UTOR (201311) における, 昭和基地で 20 pT 以上の磁場を検出した雷放電のピーク電流値 (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 波形積分により推定した CMC (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの積算値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の積算値, 赤線は正極性のみの積算値, 青線は負極性のみの絶対値の積算値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上部にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

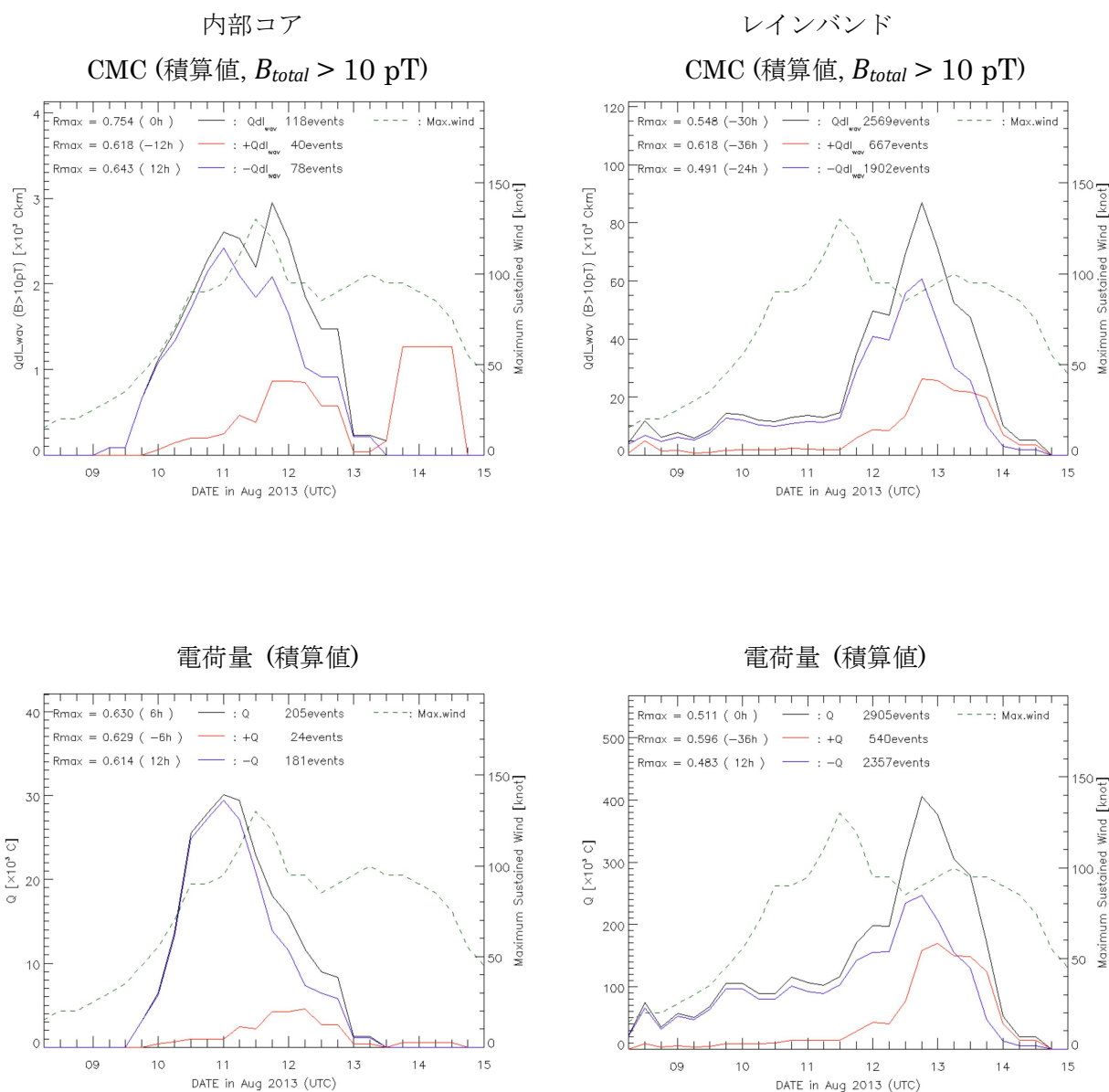


図 4.1.4 UTOR (201311) における, 昭和基地で 10 pT 以上の磁場を検出した雷放電の CMC (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 久住で標準偏差の 4 倍以上の磁場を検出した電荷量 (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの積算値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の積算値, 赤線は正極性のみの積算値, 青線は負極性のみの絶対値の積算値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上部にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

電気的特性の中央値

各電気的特性の6時間ごとの中央値を図4.1.5, 4.1.6に示す。内部コアのピーク電流値では、最大風速強化とともに負極性の値が上昇し、最大風速がピークに達して衰弱すると下降している。最大風速が衰弱から再発達に切り替わる12日12 UT付近で再び値が上昇、再発達が終了する13日06 UTで値を持たなくなっている。正極性ピーク電流値の中央値は、積算値の場合と同様に衰弱するときに値を持っている。CMC ($B_{total} > 20$ pT) では、ピーク電流値とほぼ同じふるまいだが最大風速ピークの前にある負極性のピーク、本格的に衰弱する際の正極性のピークが比較的顕著になっている。CMC ($B_{total} > 10$ pT) では、最大風速ピークの18時間前に負極性が最大値となっている。最大風速が衰弱から再発達切り替わる12日12 UTの6時間前に小さな負極性のピークが存在している。正極性は積算値とほぼ同様のふるまいをしている。電荷量では最大風速ピークの前後で負極性の値が高くなっており、CMC ($B_{total} > 10$ pT) での負極性のピークと同じタイミング(10日12 UT, 12日06 UT)でピークが存在している。正極性の特徴もCMC (10 pT) とほとんど変わらない。

次にレインバンドでは、ピーク電流値、CMC ($B_{total} > 20$ pT) と CMC ($B_{total} > 10$ pT)、電荷量で負極性の値の変化の仕方が大きく異なる。ピーク電流値と CMC ($B_{total} > 20$ pT) では台風の発達とともに値が上昇し、最大風速ピークの6時間後にそれぞれ最大値となる。それから最大風速の再発達が終了する13日06 UTまで一定の値を維持し、最大風速とともに減衰している。CMC ($B_{total} > 10$ pT) と電荷量は発生時から12日18 UTにかけて一定の大きさを持った後に減衰している。正極性では、全ての電気的特性において、発生時あるいは開始直後に高い値を持っている。CMC ($B_{total} > 10$ pT) 以外のパラメータでは9日12 UTから12日18 UTにかけて正極性の値が上昇し、その後減衰するような傾向が見られる。

中央値の極性毎の値を比較すると、内部コアのピーク電流値では正極性と負極性に大きな差は見られない。レインバンドのピーク電流値は、発生直に正極性のみ、UTORが発達し始めると負極性の値が正極性の2-3倍大きくなっている。レインバンドにおけるCMC ($B_{total} > 20$ pT) も同じような傾向だが、極性毎の値の差はピーク電流値よりも小さい。内部コアでは最大風速ピーク付近の正極性の値は小さいものとなっている。CMC ($B_{total} > 10$ pT) と電荷量では、正極性の値が負極性に対してわずかに大きい傾向があるが大きな差は見られない。

ピーク電流値 CMC ($B_{total} > 20$ pT) の内部コアとレインバンドの値を比較すると、レインバンドの方が規模の大きい雷放電が多く発生していることが分かる。

相関係数を比較すると、内部コアではどの電気的特性でも負極性が正極性より高くなっている。ラグを見ると、負極性は電荷量のみ 0 時間だが他の電気的特性は 12 時間雷放電が先行する形となっている。正極性では、数十発の雷放電を計算している CMC ($B_{total} > 10 \text{ pT}$) と電荷量ではラグなしとなっている。正極性も負極性も合わせた相関係数が $r > 0.7$ と最も高いものとなっている。レインバンドでは CMC ($B_{total} > 20 \text{ pT}$) のみ正極性の方が高いが、他の電気的特性は負極性の方が高い。特にピーク電流値、電荷量では負極性の相関係数 $r > 0.7$ 、電荷量の正極性も負極性も合わせた場合だと $r = 0.878$ と非常に高い。ラグはピーク電流値、CMC ($B_{total} > 20 \text{ pT}$) では負極性がラグなし、正極性が-12 時間、CMC ($B_{total} > 10 \text{ pT}$) ではそれぞれ-12 時間、-24 時間、電荷量ではそれぞれ-24 時間、-30 時間である。

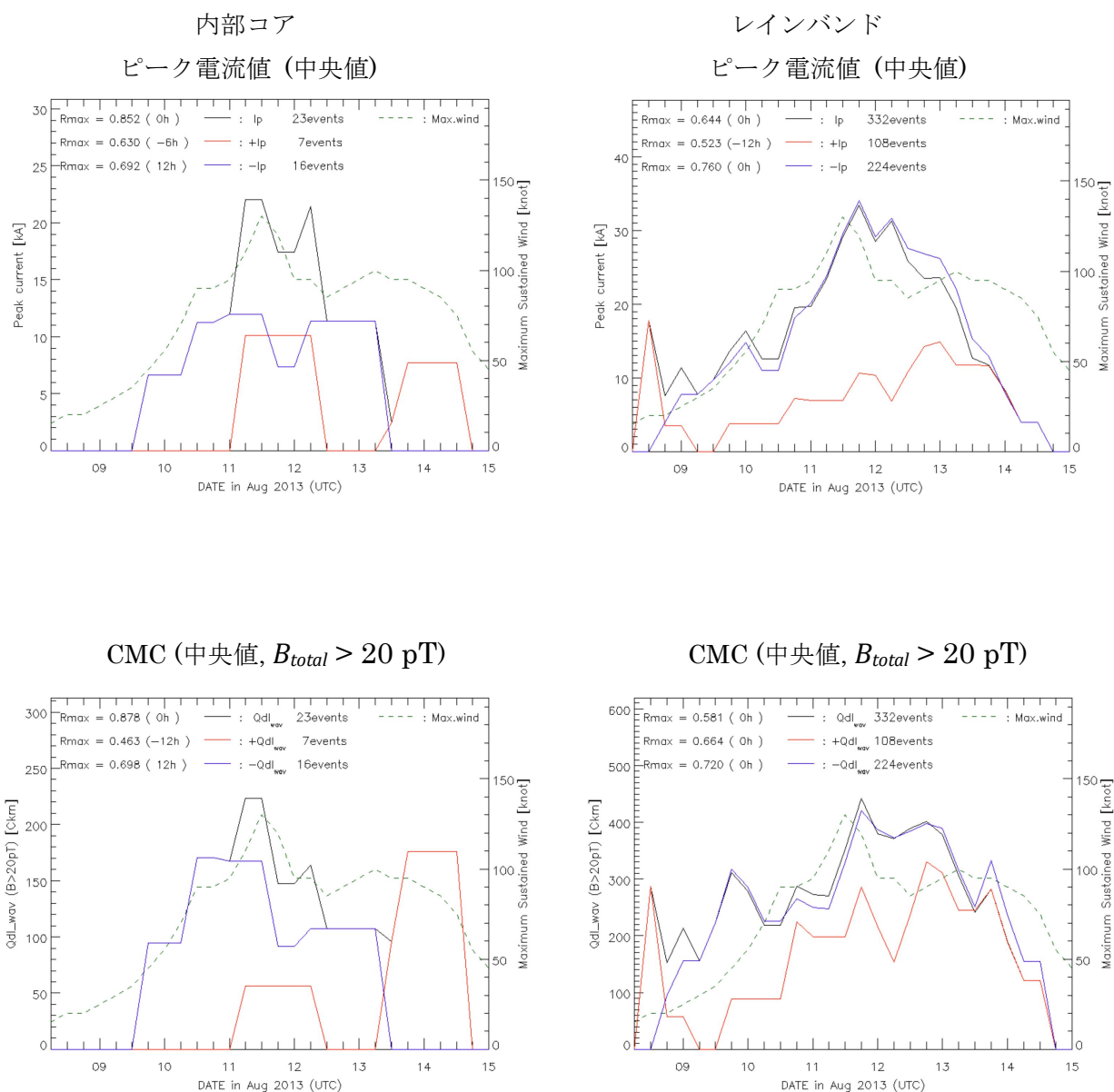


図 4.1.5 UTOR (201311) における, 昭和基地で 20 pT 以上の磁場を検出した雷放電のピーク電流値 (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 波形積分により推定した CMC (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの中央値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の中央値, 赤線は正極性のみの中央値, 青線は負極性のみの絶対値の中央値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上部にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

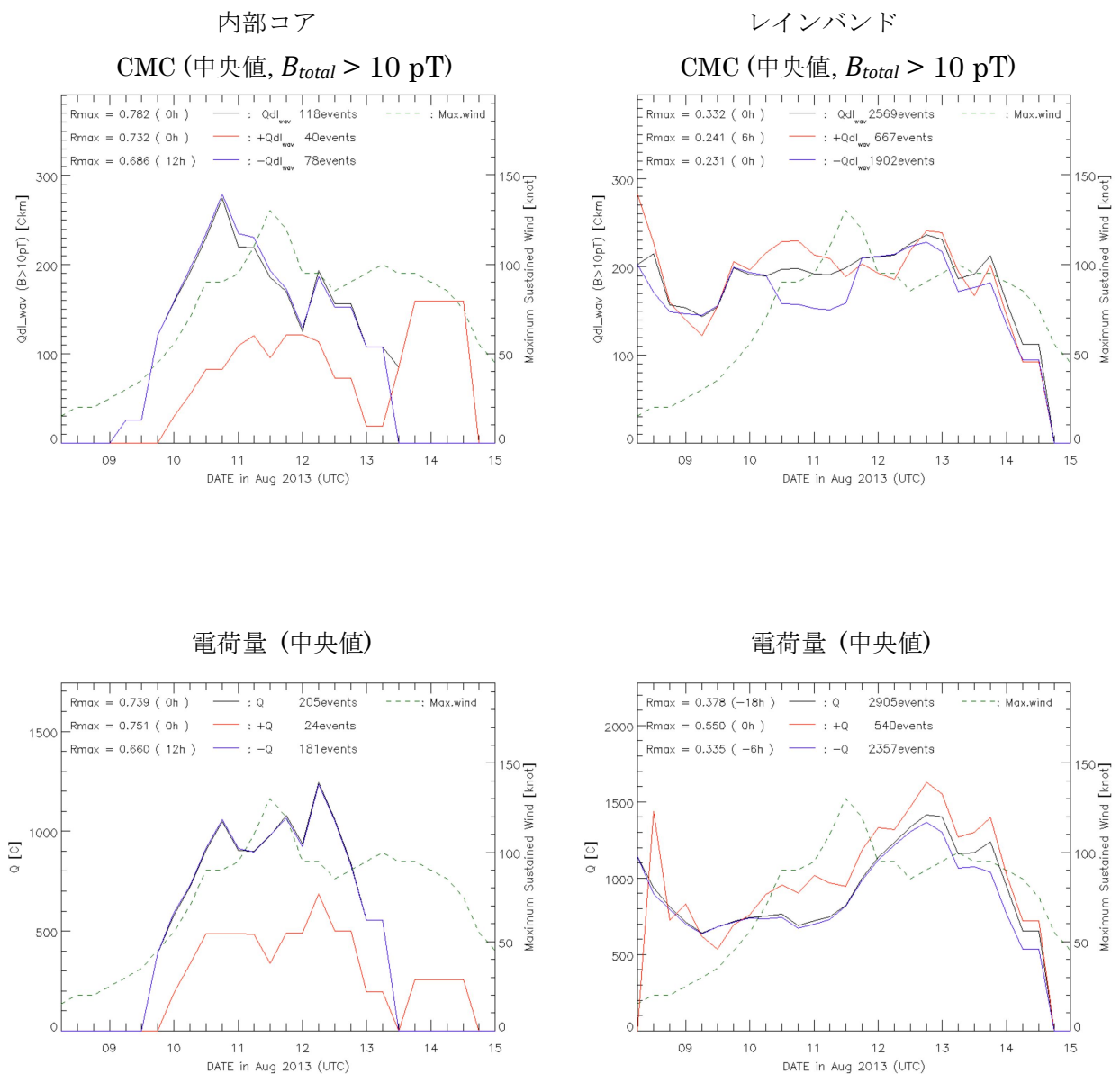


図 4.1.6 UTOR (201311) における, 昭和基地で 10 pT 以上の磁場を検出した雷放電の CMC (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 久住で標準偏差の 4 倍以上の磁場を検出した電荷量 (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの中央値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の中央値, 赤線は正極性のみの中央値, 青線は負極性のみの絶対値の中央値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上部にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

4.2 SINLAKU (201421) の事例

SINLAKU が通過した経路，および 2014 年 11 月 28 日 12 UT における SINLAKU の位置を赤外衛星雲画像の上にプロットした図を図 4.2.1 に示す．SINLAKU は 2014 年 11 月 28 日 00 UT に Tropical Storm になり，11 月 30 日 00 UT で消失している．強度の階級は最も弱い Tropical Storm である．

雷放電数

SINLAKU の内部コア，レインバンドで WWLLN により検出された雷放電数と最大風速の時間変化を図 4.2.2 に示す．内部コアの雷放電数は最大風速ピークの 24 時間前の 28 日 00 UT に最大となっている．レインバンドでは最大風速ピークの 30 時間前の 27 日 18 UT に雷放電数がピークに達している．

電気的特性の積算値

本解析で推定した電気的特性の 6 時間ごとの積算値を図 4.2.3, 4.2.4 に示す．各グラフの右上に示している，計算に使用した雷放電数は閾値が高くなればなるほど少なくなっていることは UTOR の場合と同様である．グラフの特徴はどの電気的特性も，内部コアでは負極性も正極性も雷放電数と同様に 11 月 28 日 00 UT に最大，レインバンドの負極性も雷放電数と同様に 11 月 27 日 18 UT に最大となっている．レインバンドの正極性では，ピーク電流値と CMC ($B_{total} > 20$ pT) で発生時に負極性よりも高い値を持っている．

最大風速との相関係数に関して，内部コアの電荷量以外は負極性の方が正極性よりも高く，どれも 0.7 前後という比較的高い値になっており，雷放電数の場合とほぼ同じである．

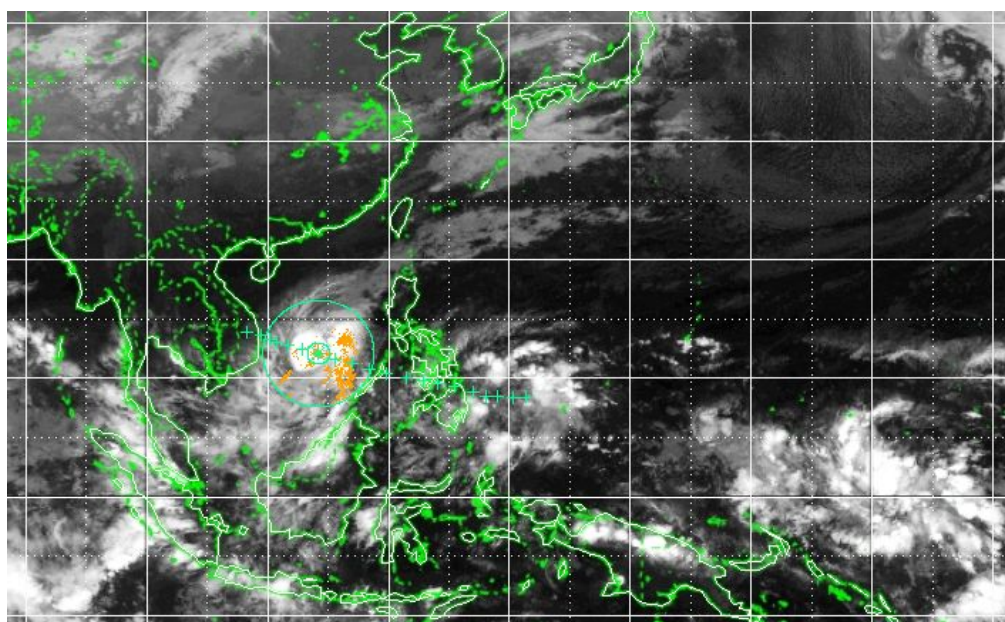


図 4.2.1 2014 年 11 月 28 日 12 UT における SINLAKU の経路, 位置, 解析に使用したそれぞれの計数窓を赤外衛星雲画像の上にプロットした図. 黄点はこの時刻の前後 3 時間以内に計数窓領域内に WWLLN で検出された雷放電の位置を表している.

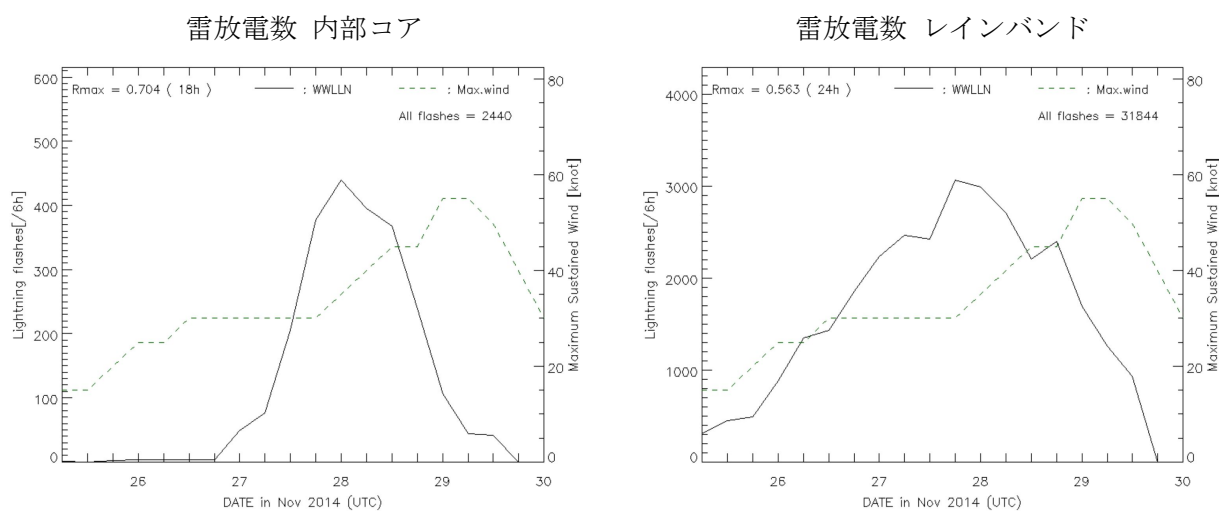


図 4.2.2 SINLAKU (201421) の内部コア (左), レインバンド (右) における WWLLN により検出された雷放電数 (黒線) と最大風速 (緑破線). 各図の左上に相関係数とそのときのラグ, 右上に検出されたそれぞれの計数窓で検出された総雷放電数を表す.

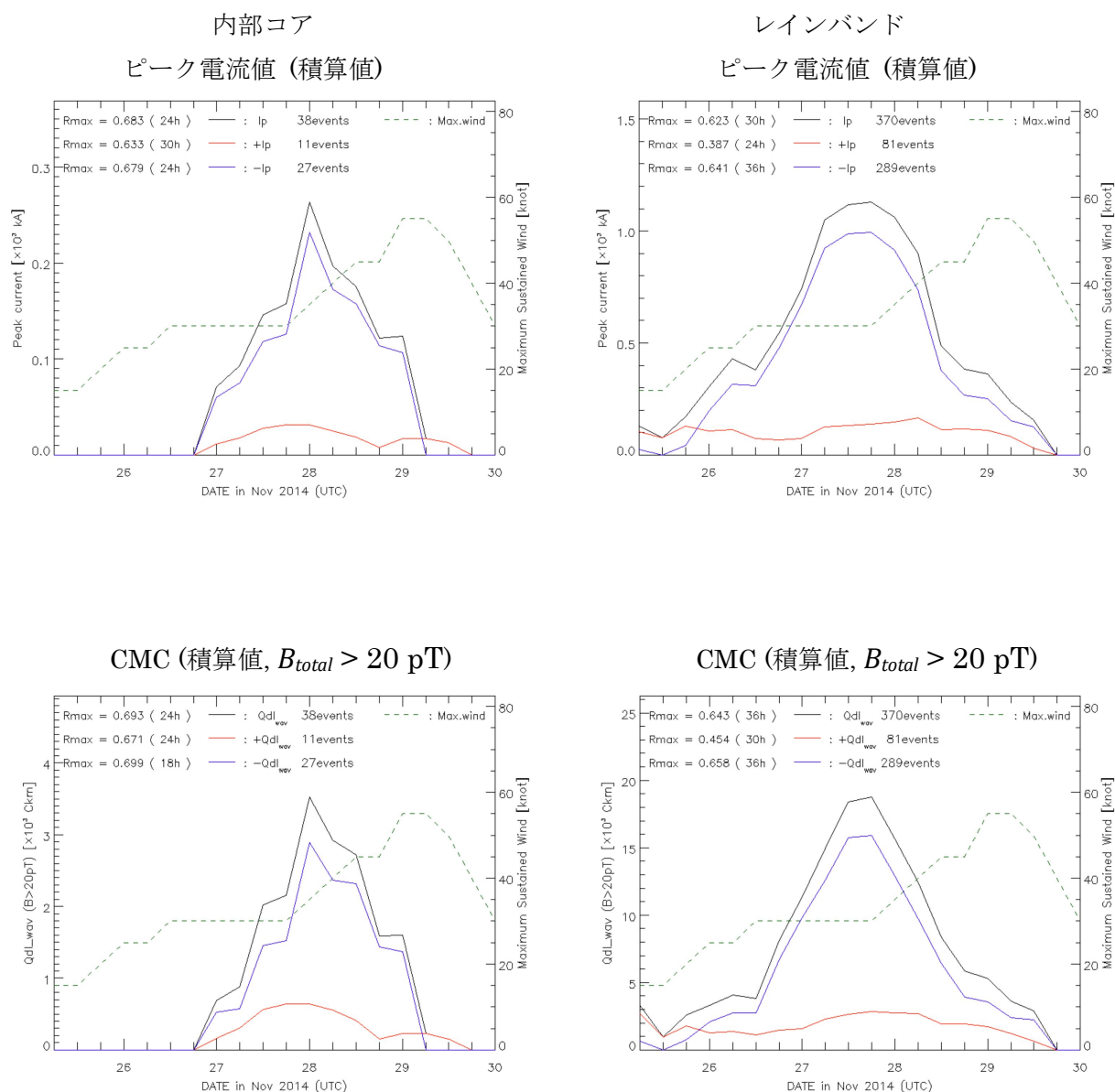


図 4.2.3 SINLAKU (201421) における, 昭和基地で 20 pT 以上の磁場を検出した雷放電のピーク電流値 (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 波形積分により推定した CMC (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの積算値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の積算値, 赤線は正極性のみの積算値, 青線は負極性のみの絶対値の積算値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上部にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

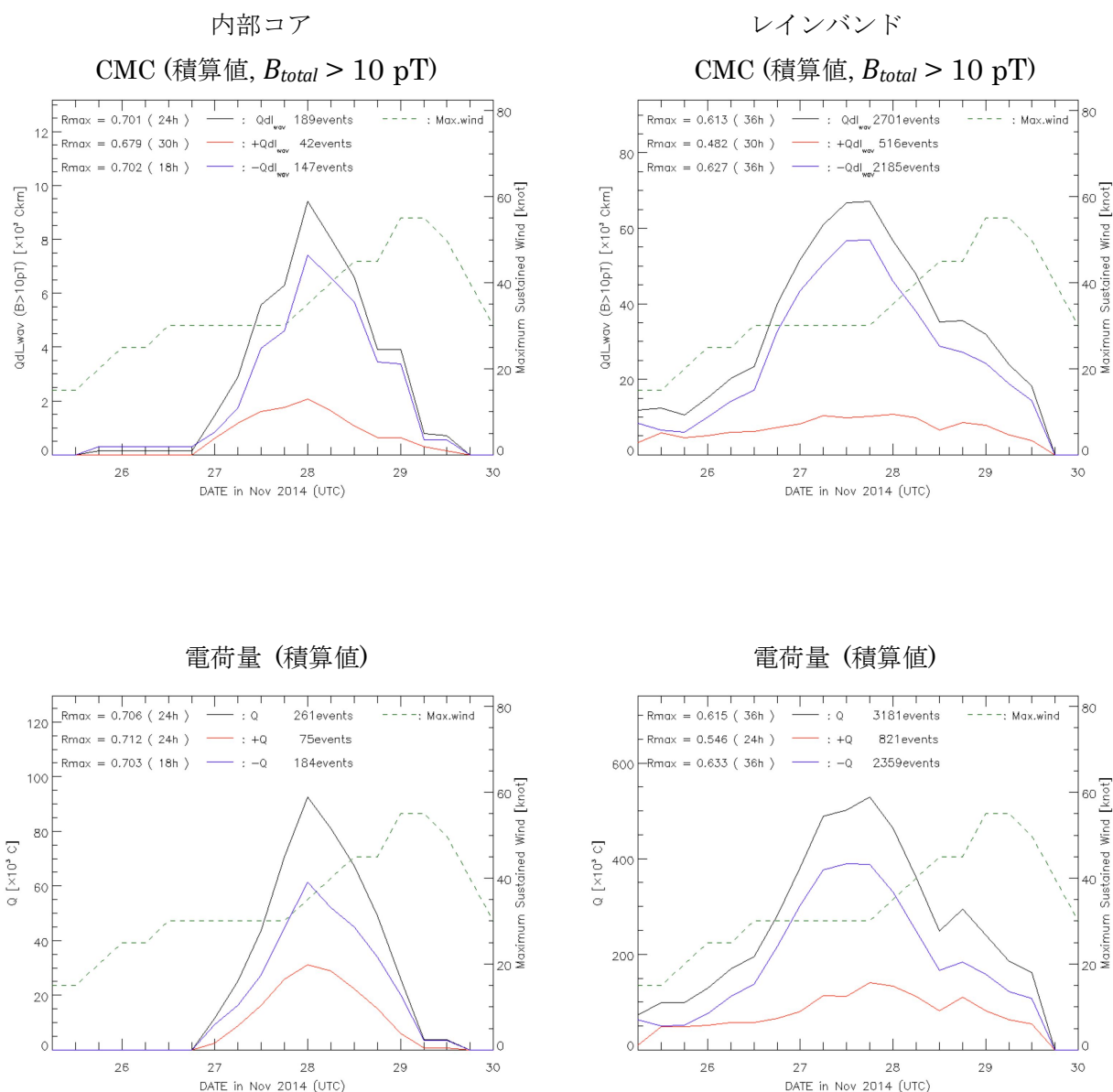


図 4.2.4 SINLAKU (201421) における, 昭和基地で 10 pT 以上の磁場を検出した雷放電の CMC (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 久住で標準偏差の 4 倍以上の磁場を検出した電荷量 (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの積算値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の積算値, 赤線は正極性のみの積算値, 青線は負極性のみの絶対値の積算値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上部にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

電気的特性の中央値

各電気的特性の6時間ごとの中央値を図4.2.5, 4.2.6に示す。内部コアの負極性において、どの電気的特性も雷放電や積算値と同様、11月28日00 UTに最大値をとっている。CMC ($B_{total} > 10$ pT)のみ、最大風速データの開始直後に値を持っている。正極性は負極性の最大時刻の±6時間以内に最大値をとっている。ピーク電流値の正極性のみ、最大風速が最大値となる11月29日00–06 UTに小さなピークが存在する。

レインバンドにおいて、負極性のピーク電流値は11月26日06 UTと11月28日06 UTに大きなピークが確認できる。どちらも最大風速が強化している期間におけるピークである。同じく負極性のCMC ($B_{total} > 20$ pT), CMC ($B_{total} > 10$ pT)では最大風速ピークの11月29日00 UTから減衰が開始するが、ほとんどの期間で一定の値を維持している。負極性の電荷量は、11月28日12 UTに最大値をとっている。全ての電気的特性の正極性で最大風速の発生から12時間以内に非常に高い値となっている。正極性の電荷量は、負極性と同じく11月28日12 UTに最大値になり、最大風速ピークの6–30時間前にかけて高い値をもっている。

最大風速との相関係数を比較すると、CMC ($B_{total} > 10$ pT)を除いて負極性が正極性よりも高い。相関係数の値は、ほとんどの電気的特性において負極性も正極性も $r \approx 0.7$ という雷放電数の場合とほぼ変わらない値がほとんどとなっている。

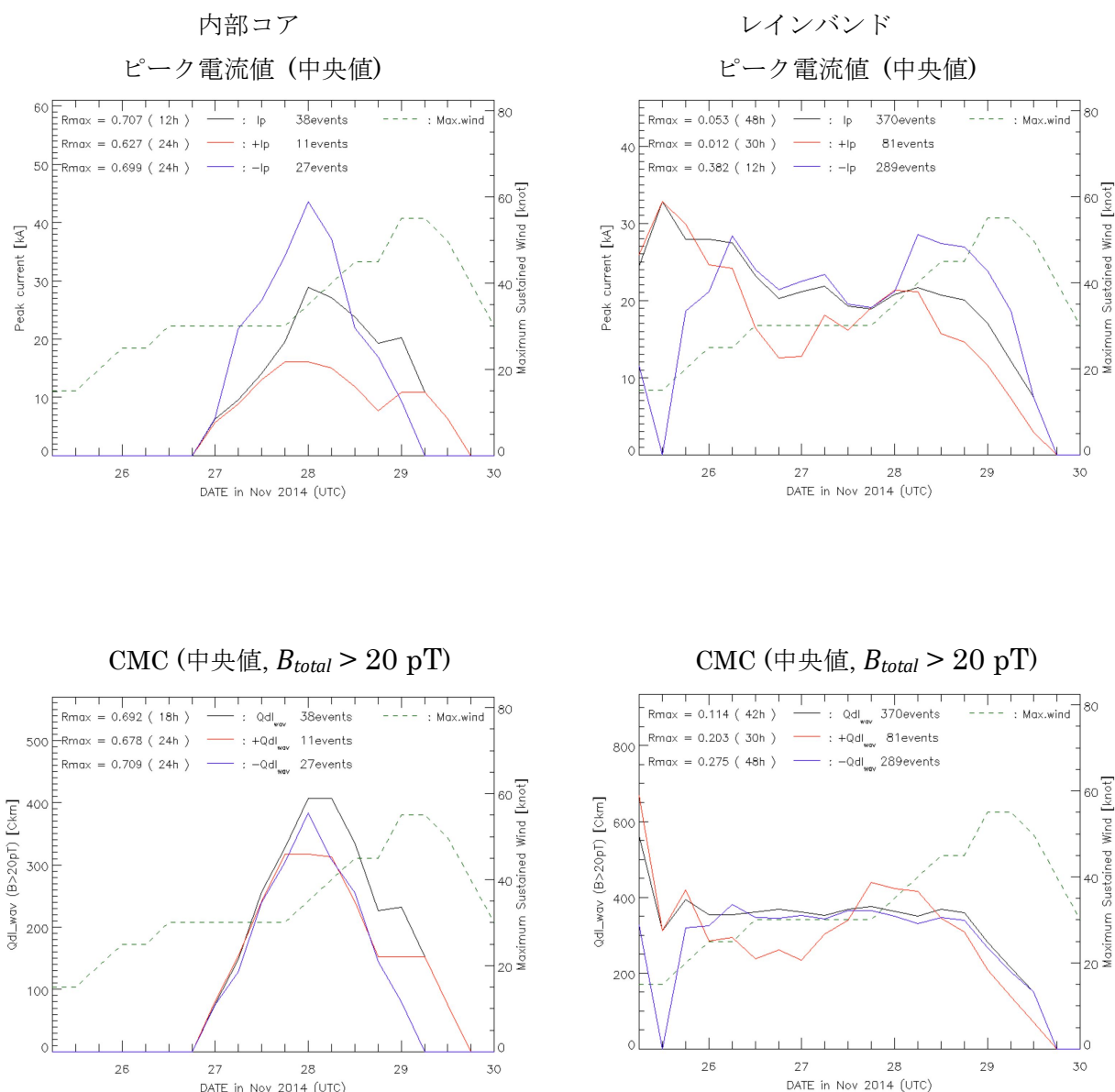


図 4.2.5 SINLAKU (201421)における, 昭和基地で 20 pT 以上の磁場を検出した雷放電のピーク電流値 (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 波形積分により推定した CMC (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの中央値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の中央値, 赤線は正極性のみの中央値, 青線は負極性のみの絶対値の中央値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上部にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

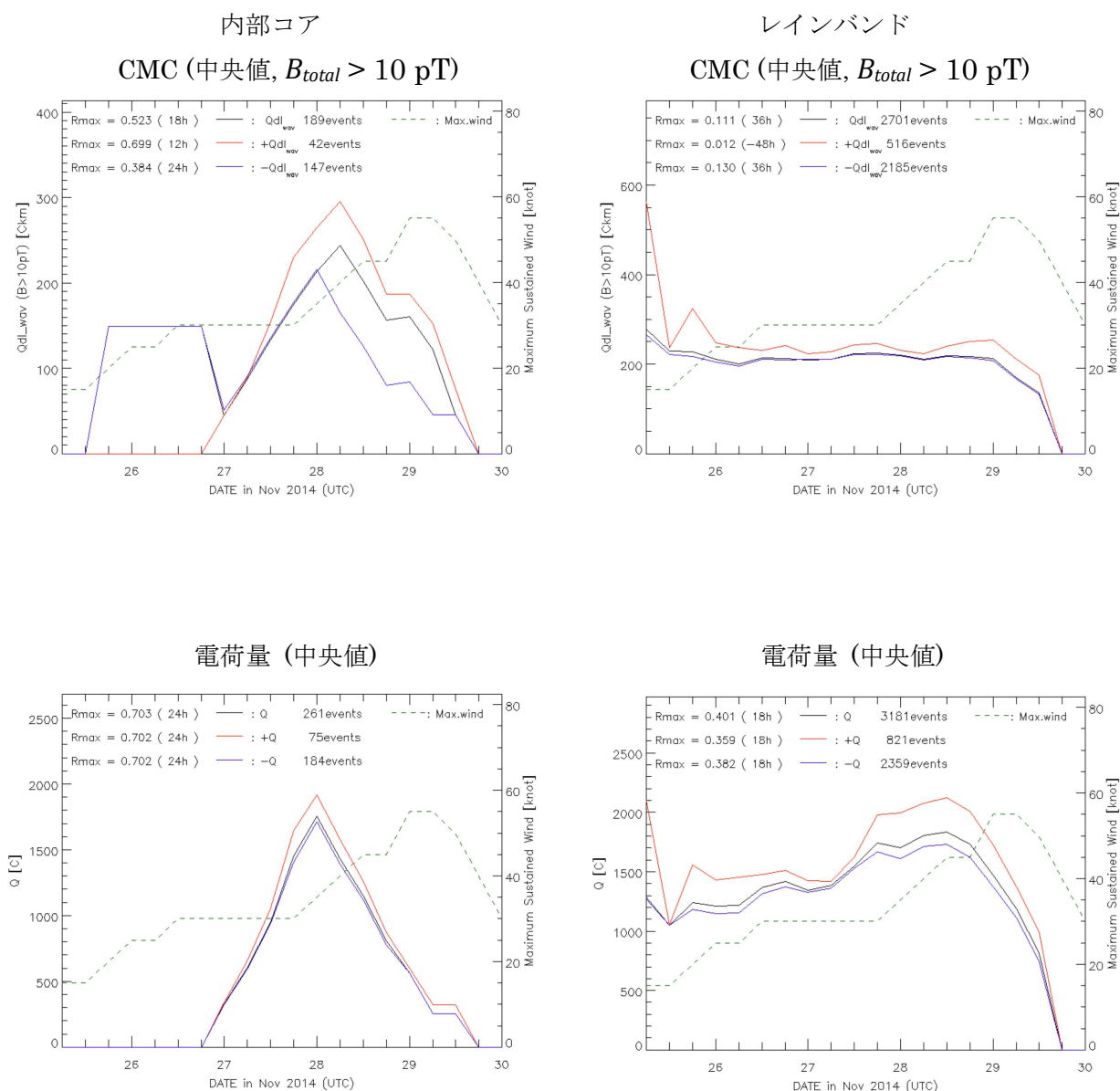


図 4.2.6 SINLAKU (201421)における, 昭和基地で 10 pT 以上の磁場を検出した雷放電の CMC (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 久住で標準偏差の 4 倍以上の磁場を検出した電荷量 (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの中央値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の中央値, 赤線は正極性のみの中央値, 青線は負極性のみの絶対値の中央値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上部にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

4.3 YAGI (201403) の事例

YAGI が通過した経路, および 2013 年 6 月 10 日 12 UT における YAGI の位置を赤外衛星雲画像の上にプロットした図を図 4.3.1 に示す. YAGI は 2013 年 6 月 8 日 18 UT に Tropical Storm になり, 6 月 13 日 18 UT で温帯低気圧になっている. 強度の階級は最も弱い Tropical Storm である.

雷放電数

YAGI の内部コア, レインバンドで WWLLN により検出された雷放電数と最大風速の時間変化を図 4.3.2 に示す. 内部コアの雷放電数は, 発生直後の 6 月 7 日 12 UT にピークがあり, 9 日 06 UT 以降は雷放電数は 0 となっている. レインバンドでは最大風速ピークの 42 時間前の 6 月 9 日 00 UT に雷放電数がピークに達している. 相関係数は内部コアでは $r = 0.583$ でラグが 72 時間, レインバンドは $r = 0.685$ でラグが 42 時間である. 内部コアの雷放電はデータが存在する期間が短いためにラグが 72 時間という大きな値になっていると考えられる.

電気的特性の積算値

本解析で推定した電気的特性の 6 時間ごとの積算値を図 4.3.3, 4.3.4 に示す.

内部コアのピーク電流値, CMC ($B_{total} > 20 \text{ pT}$) の計算に使用した雷放電数は正極性, 負極性の合計で 5 発だけとなっており, 相関係数の議論には適さない.

グラフの特徴として, 内部コアではどの電気的特性も発生から 42 時間以内 (9 日 06 UT まで) にのみ値が存在し, ほとんどが負極性である.

レインバンドでは, どの電気的特性も, 正負両方の極性において放電数と同様に 9 日 00 UT, あるいはその 6 時間後あたりに最大値をとっている. また, ピーク電流値, CMC ($B_{total} > 20 \text{ pT}$) では, 9 日) までは負極性より正極性が優勢で, それ以降は負極性と同等あるいは負極性の方が優勢となっている. CMC ($B_{total} > 10 \text{ pT}$), 電荷量は負極性の方が優勢でとなっている.

相関係数を比較すると, 内部コアの CMC ($B_{total} > 10 \text{ pT}$) と電荷量は正極性が負極性よりも高く, 雷放電数よりも高くなっている. レインバンドでは, 電荷量以外は極性毎に相関係数の大きな差はなく, 電荷量では正極性が高くなっている. レインバンドにおける電気的特性と最大風速の相関係数の値はどれも雷放電数と大差がない.

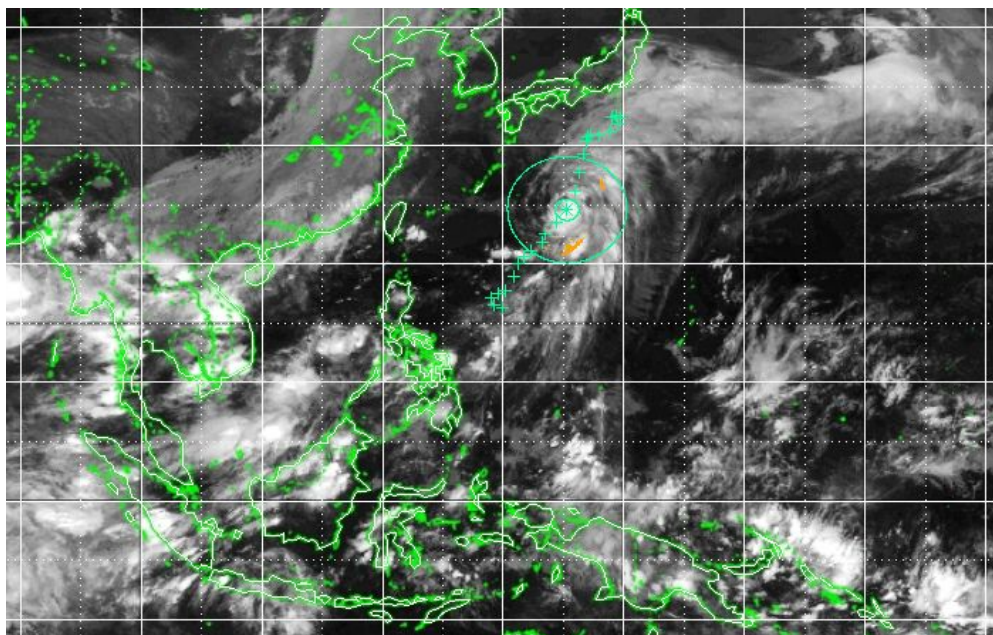


図 4.3.1 2013 年 6 月 10 日 12 UT における YAGI (201303) の経路, 位置, 解析に使用したそれぞれの計数窓を赤外衛星雲画像の上にプロットした図. 黄点はこの時刻の前後 3 時間以内に計数窓領域内に WWLLN で検出された雷放電の位置を表している.

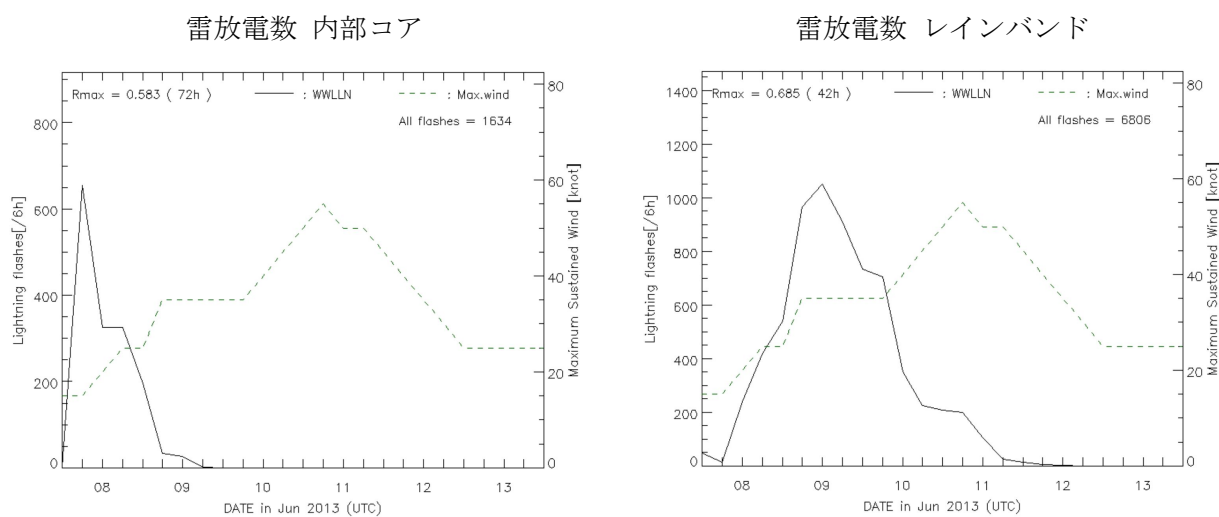


図 4.3.2 YAGI (201303) の内部コア (左), レインバンド (右) における WWLLN により検出された雷放電数 (黒線) と最大風速 (緑破線). 各図の左上に相関係数とそのときのラグ, 右上に検出されたそれぞれの計数窓で検出された総雷放電数を表す.

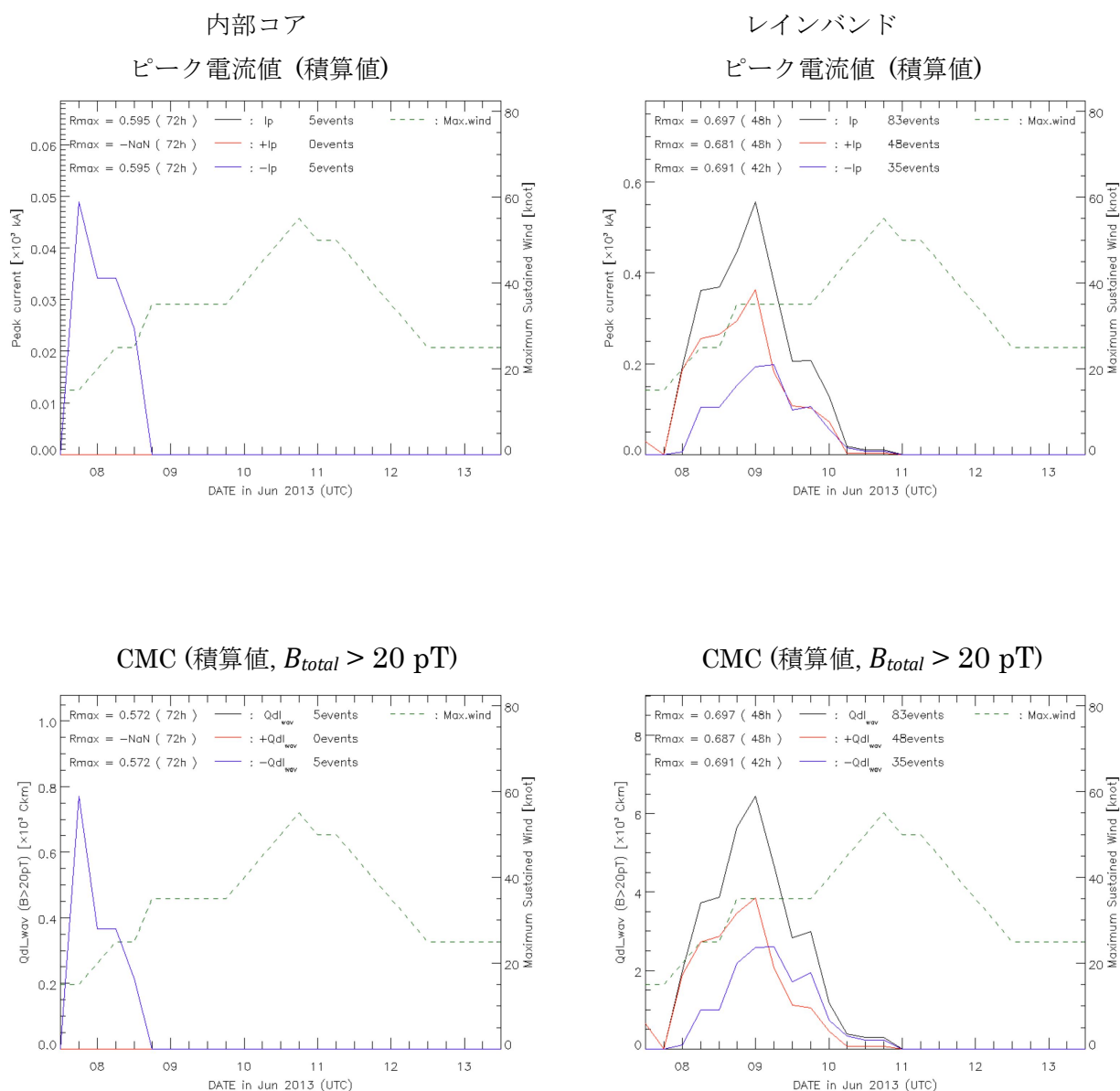


図 4.3.3 YAGI (201303) における, 昭和基地で 20 pT 以上の磁場を検出した雷放電のピーク電流値 (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 波形積分により推定した CMC (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの積算値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の積算値, 赤線は正極性のみの積算値, 青線は負極性のみの絶対値の積算値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

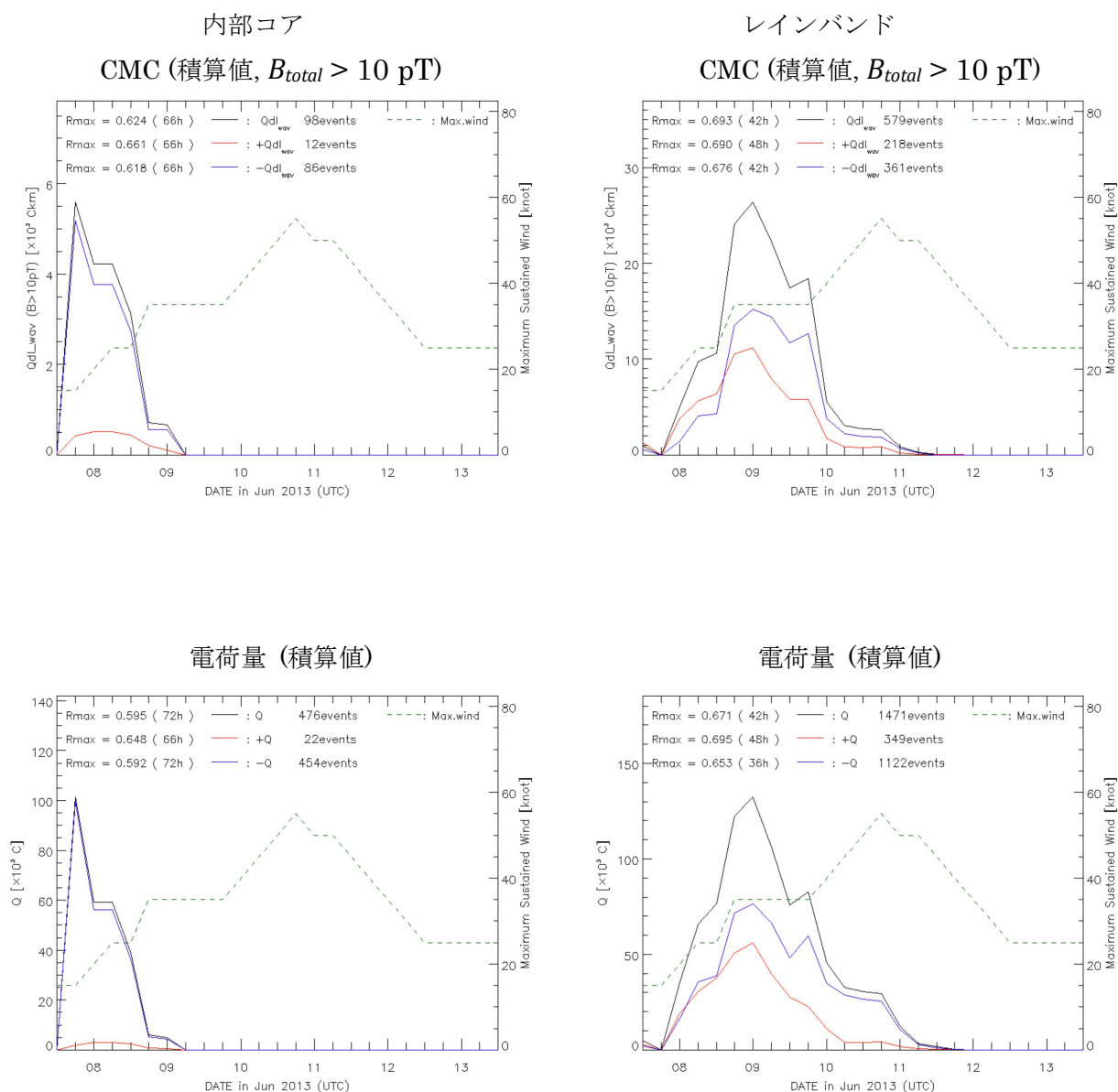


図 4.3.4 YAGI (201303) における, 昭和基地で 10 pT 以上の磁場を検出した雷放電の CMC (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 久住で標準偏差の 4 倍以上の磁場を検出した電荷量 (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの積算値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の積算値, 赤線は正極性のみの積算値, 青線は負極性のみの絶対値の積算値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上部にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

電気的特性の中央値

各電気的特性の 6 時間ごとの中央値を図 4.3.5, 4.3.6 に示す。

内部コアでは、雷放電データの存在する期間が短いのでグラフの特徴は雷放電数や積算値のグラフと大きく異ならない。CMC ($B_{total} > 10 \text{ pT}$) と電荷量では、正極性も負極性も一発当たりの大きさに大きな差がないことが確認できる。

レインバンドでは、負極性ピーク電流値は、雷放電数ピークの 6 時間後である 6 月 9 日 06 UT に最大値になり、負極性 CMC ($B_{total} > 20 \text{ pT}$) ではその 12 時間後である 9 日 18 UT に最大値となっている。負極性 CMC ($B_{total} > 10 \text{ pT}$) は発生時の 7 日 12 UT 以外に明確なピークは確認せず、最大風速ピークの 18 時間前の 10 日 00 UT から減衰が始まっている。負極性電荷量は発生時以外には 8 日 12 UT から 9 日 06 UT にかけて高い値になっている。正極性では、どの電気的特性も発生時に高い値をもち、CMC ($B_{total} > 10 \text{ pT}$) 以外の電気的特性では雷放電数ピークと同時刻 (6 月 9 日 00 UT) に明確なピークが存在する。負極性と正極性の値を比較すると、発生時を除けばピーク電流値は負極性が優位、CMC では大差はなく、電荷量は正極性が優位の傾向が強い。

相関係数は、内部コアの CMC ($B_{total} > 10 \text{ pT}$) は相関係数 $r \approx 0.65$ でラグが 66 時間となっており、雷放電数より高い値となっている。レインバンドの相関係数は、電荷量以外の電気的特性で負極性の方が高く、ピーク電流値と CMC ($B_{total} > 20 \text{ pT}$) では負極性の相関係数が $r \approx 0.7$ で、雷放電数と大差はないが比較的高い値になっている。

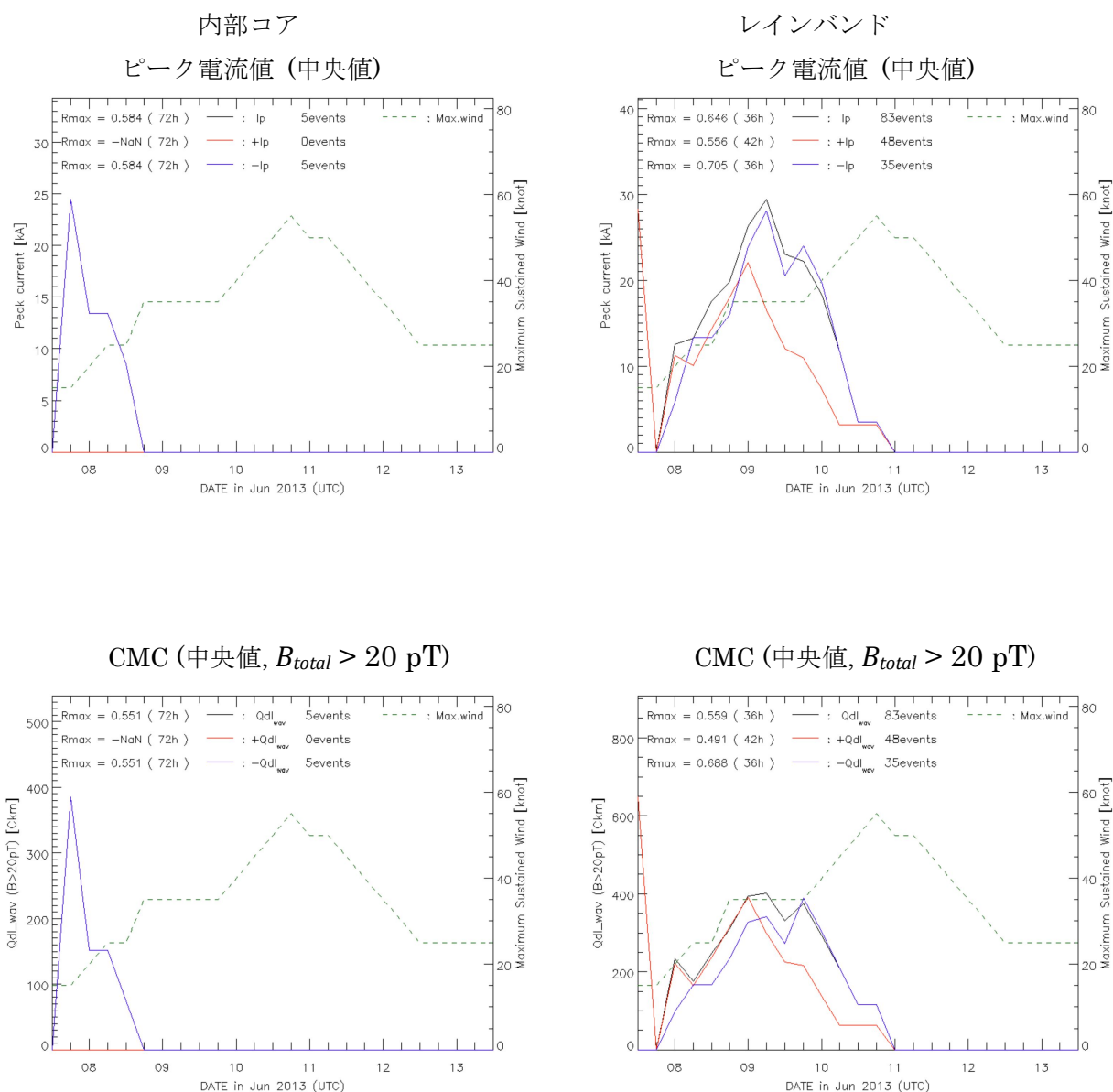


図 4.3.5 YAGI (201303) における, 昭和基地で 20 pT 以上の磁場を検出した雷放電のピーク電流値 (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 波形積分により推定した CMC (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの中央値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の中央値, 赤線は正極性のみの中央値, 青線は負極性のみの絶対値の中央値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

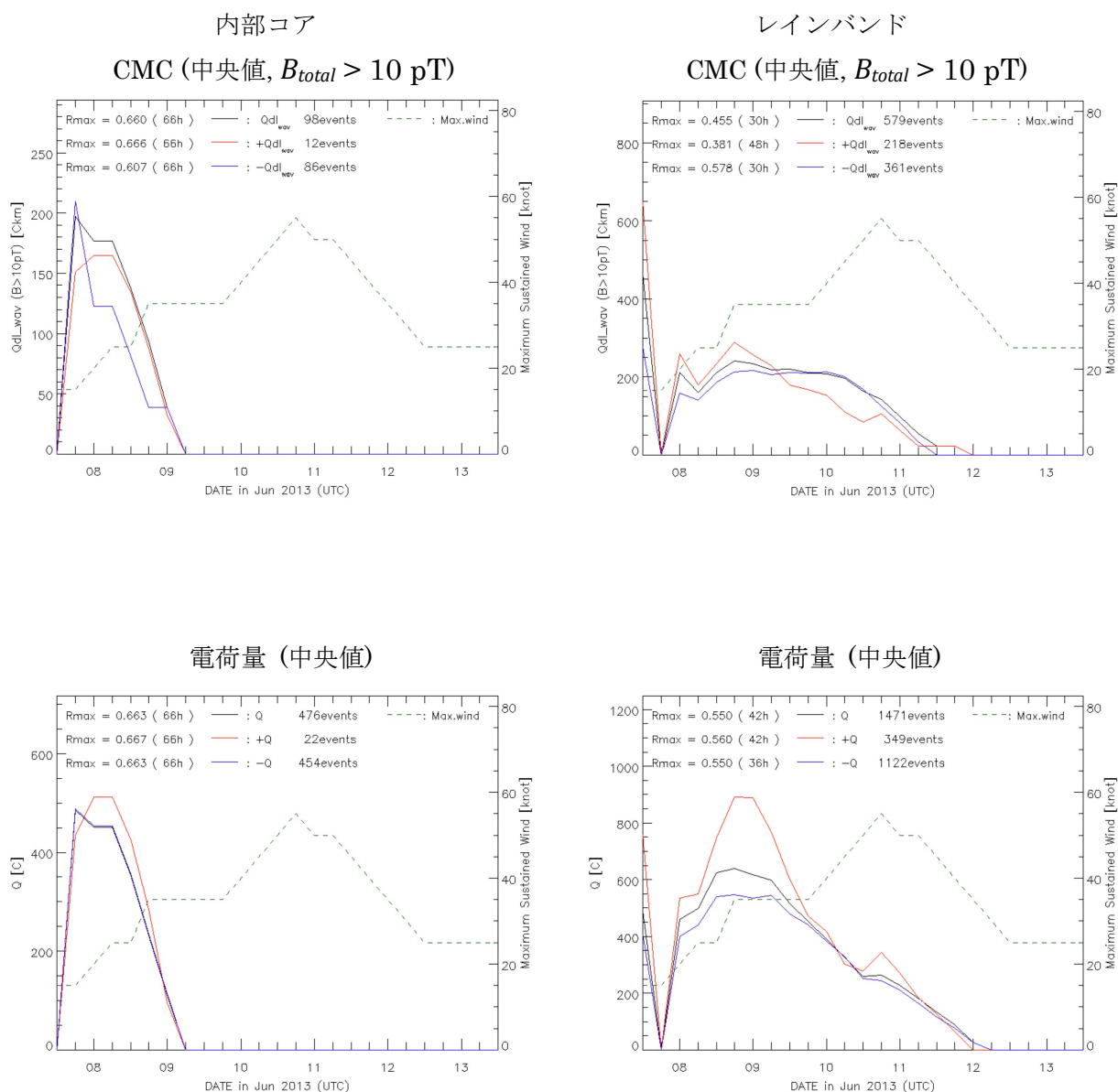


図 4.3.6 YAGI (201303) における, 昭和基地で 10 pT 以上の磁場を検出した雷放電の CMC (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 久住で標準偏差の 4 倍以上の磁場を検出した電荷量 (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの中央値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の中央値, 赤線は正極性のみの中央値, 青線は負極性のみの絶対値の中央値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上部にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

4.4 PHANPHONE (201418) の事例

PHANPHONE が通過した経路，および 2014 年 10 月 3 日 00 UT における PHANPHONE の位置を赤外衛星雲画像の上にプロットした図を図 4.4.1 に示す．PHANPHONE は 2014 年 9 月 29 日 00 UT に Tropical Storm になり，10 月 6 日 06 UT で温帯低気圧になっている．強度の階級は 4 番目に強い Very Strong Typhoon (VST) で，大きさの分類は大型の台風である．

雷放電数

PHANPHONE の内部コア，レインバンドで WWLLN により検出された雷放電数と最大風速の時間変化を図 4.4.2 に示す．内部コアでは，発生直後の 9 月 28 日 12 UT から 29 日 12 UT の期間で高い値をもち，一旦減少してから PHANPHONE の急発達が始まる 12 時間後 (10 月 2 日 12 UT) で最大値となっている．レインバンドでは 28 日 06 UT で雷放電数が最大値になり，29 日 00 UT まで高い値になっている．その後，急発達が止まる 12 時間前 (10 月 1 日 12 UT) に高い値になっている．最大風速との相関係数は，内部コアもレインバンドも $r > 0.3$ であり，低くなっている．

電気的特性の積算値

本解析で推定した電気的特性の 6 時間ごとの積算値を図 4.4.3, 4.4.4 に示す．内部コアにおいて，負極性はどの電気的特性も発生直後 (9 月 28 日 12 UT から 29 日 00 UT, あるいは 12 UT), 急発達が開始する直前 (9 月 30 日 00 UT) から 10 月 1 日 00 UT), 急発達が終わって一定の勢力を維持している期間 (10 月 2 日 12 UT から 3 日 06 UT) で高い値をもっている．急発達直前，発生直後，強い勢力を維持している期間の順に負極性の値が高い傾向が確認できる．正極性は急発達直前に最大値となっている．

レインバンドでは，全ての電気的特性において，負極性も正極性も発生直後 (9 月 28 日 06 UT から 28 日 18 UT あるいは 29 日 06 UT), 急発達中 (10 月 1 日 00 UT から 2 日 00 UT) に値が大きくなっている．負極性ピーク電流値のみ台風強度が最大になる 1 日前からそのピークまで (10 月 3 日 00 UT から 4 日 00 UT) に高い値をもっている．

相関係数は全て 0.4 を下回っており，これまで紹介した UTOR, SINLAKU, YAGI の事例における電気的特性の積算値に比べて極端に低くなっている．

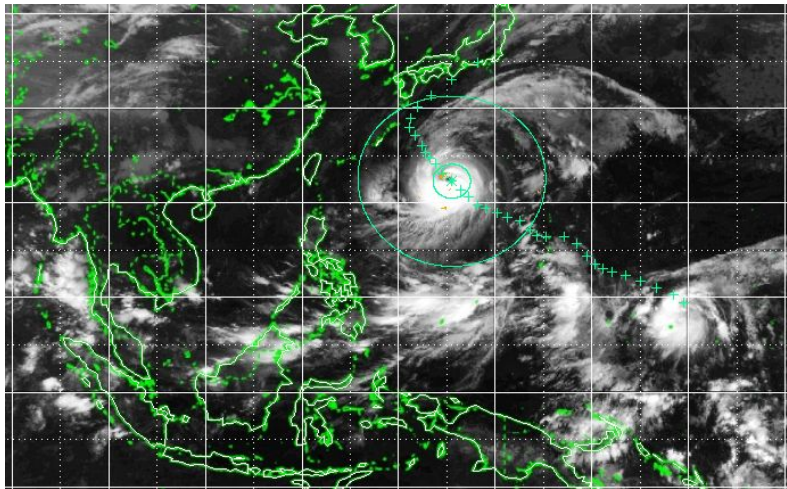


図 4.4.1 2014年10月3日00 UTにおける PHANFONE (201418) の経路, 位置, 解析に使用したそれぞれの計数窓を赤外衛星雲画像の上にプロットした図. 黄点はこの時刻の前後3時間以内に計数窓領域内に WWLLN で検出された雷放電の位置を表している.

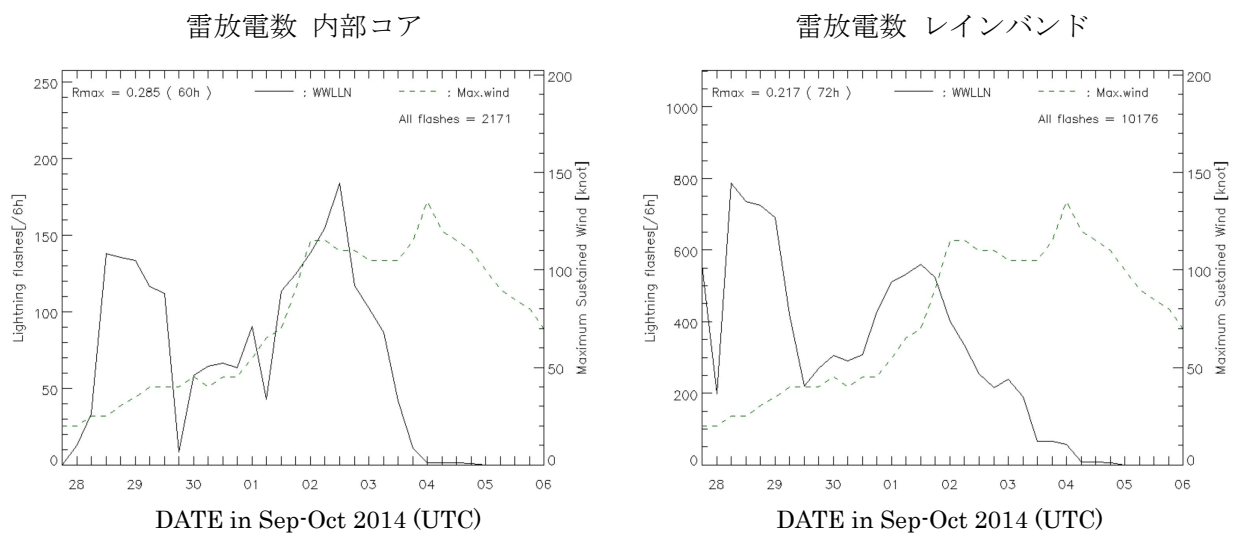


図 4.4.2 PHANFONE (201418) の内部コア (左), レインバンド (右) における WWLLN により検出された雷放電数 (黒線) と最大風速 (緑破線). 各図の左上に相関係数とそのときのラグ, 右上に検出されたそれぞれの計数窓で検出された総雷放電数を表す.

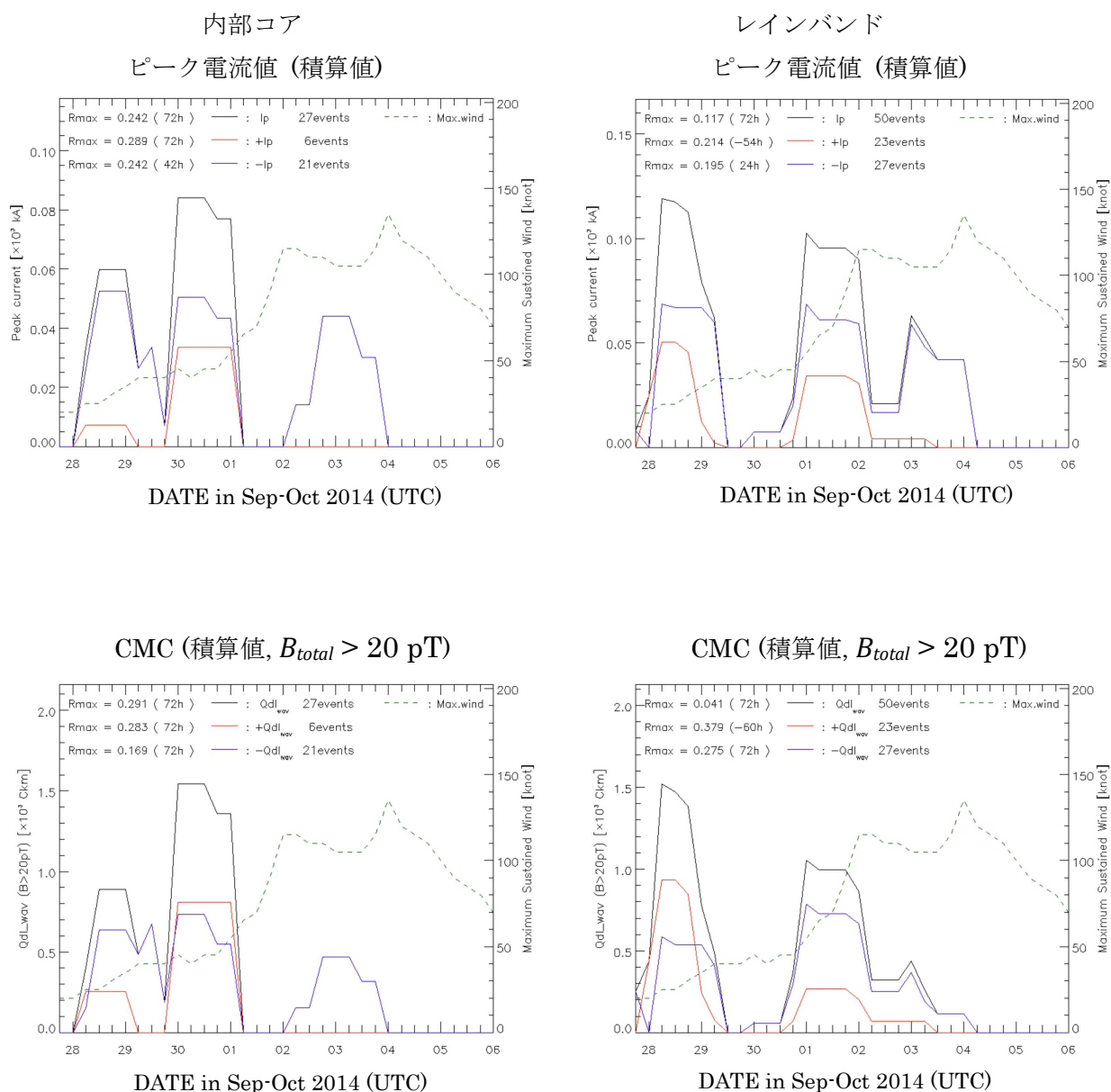


図 4.4.3 PHANFONE (201418) における, 昭和基地で 20 pT 以上の磁場を検出した雷放電のピーク電流値 (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 波形積分により推定した CMC (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの積算値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の積算値, 赤線は正極性のみの積算値, 青線は負極性のみの絶対値の積算値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上部にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

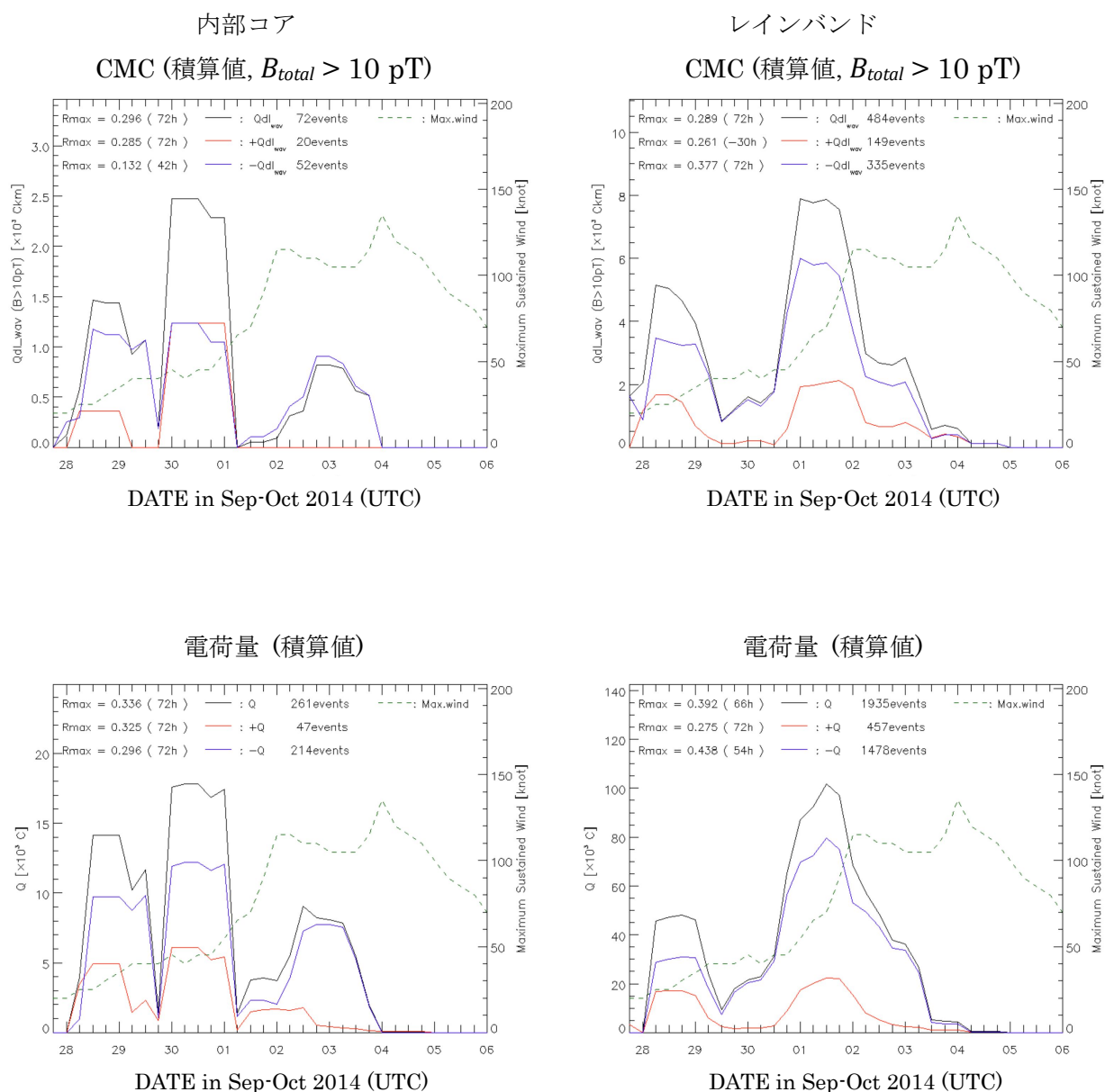


図 4.4.4 PHANFONE (201418) における, 昭和基地で 10 pT 以上の磁場を検出した雷放電の CMC (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 久住で標準偏差の 4 倍以上の磁場を検出した電荷量 (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの積算値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の積算値, 赤線は正極性のみの積算値, 青線は負極性のみの絶対値の積算値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上部にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

電気的特性の中央値

各電気的特性の6時間ごとの中央値を図4.4.5, 4.4.6に示す。

内部コアの負極性では、発生直後(9月28日12 UT から29日00 UT)と強い勢力を維持している期間(10月2日18 UT から3日06 UT)で高い値をもっている。CMC ($B_{total} > 20$ pT) は発生直後から急発達直前(9月28日06 UT から30日12 UT)の期間と強い勢力を維持している期間(10月2日18 UT から3日06 UT)に高い値をもち、CMC ($B_{total} > 10$ pT) でも同じ傾向が見られる。電荷量ではPHANPHONEが強い勢力を維持している期間におけるピークが見られなくなっている。

内部コアの正極性では主に発生直後と急発達直前に高い値をもつ傾向があり、電荷量の発生直後とCMC ($B_{total} > 20$ pT) では負極性よりも高い値をもっている。

レインバンドの負極性では、CMC ($B_{total} > 10$ pT) 以外の電気的特性で発生直後(9月28日12 UT から29日00 UT)に比較的高い値をもっており、電荷量は28日18 UTに最大値になっている。ピーク電流値とCMC ($B_{total} > 20$ pT) は10月1日00 UT から3日00 UTあるいは4日00 UTにかけて高い値をもっている。ピーク電流値は10月3日00 UTに最大値となっている。CMC ($B_{total} > 10$ pT) は発生からPHANPHONEの急発達が止まる10月2日00 UTにかけて一定の大きさを保ち、その後減衰している。

レインバンドの正極性では、全ての電気的特性において発生直後(発生から9月28日18 UT)に最大値となっている。ピーク電流値とCMC ($B_{total} > 20$ pT) では急発達中(10月1日00 UT から1日18 UT)に比較的高い値をもっている。CMC ($B_{total} > 10$ pT) では急発達が終了する前後(10月1日18 UT から2日06 UT)に比較的大きな値をもっている。発生直後のピークは正極性が負極性より高い値をもち、急発達期間にあるピークでは正極性も負極性も同じような値となっている。

相関係数は最も高い場合でレインバンドの正極性 CMC ($B_{total} > 10$ pT) の $r = 0.503$ であり、積算値の場合と同様でとても低い値となっている。

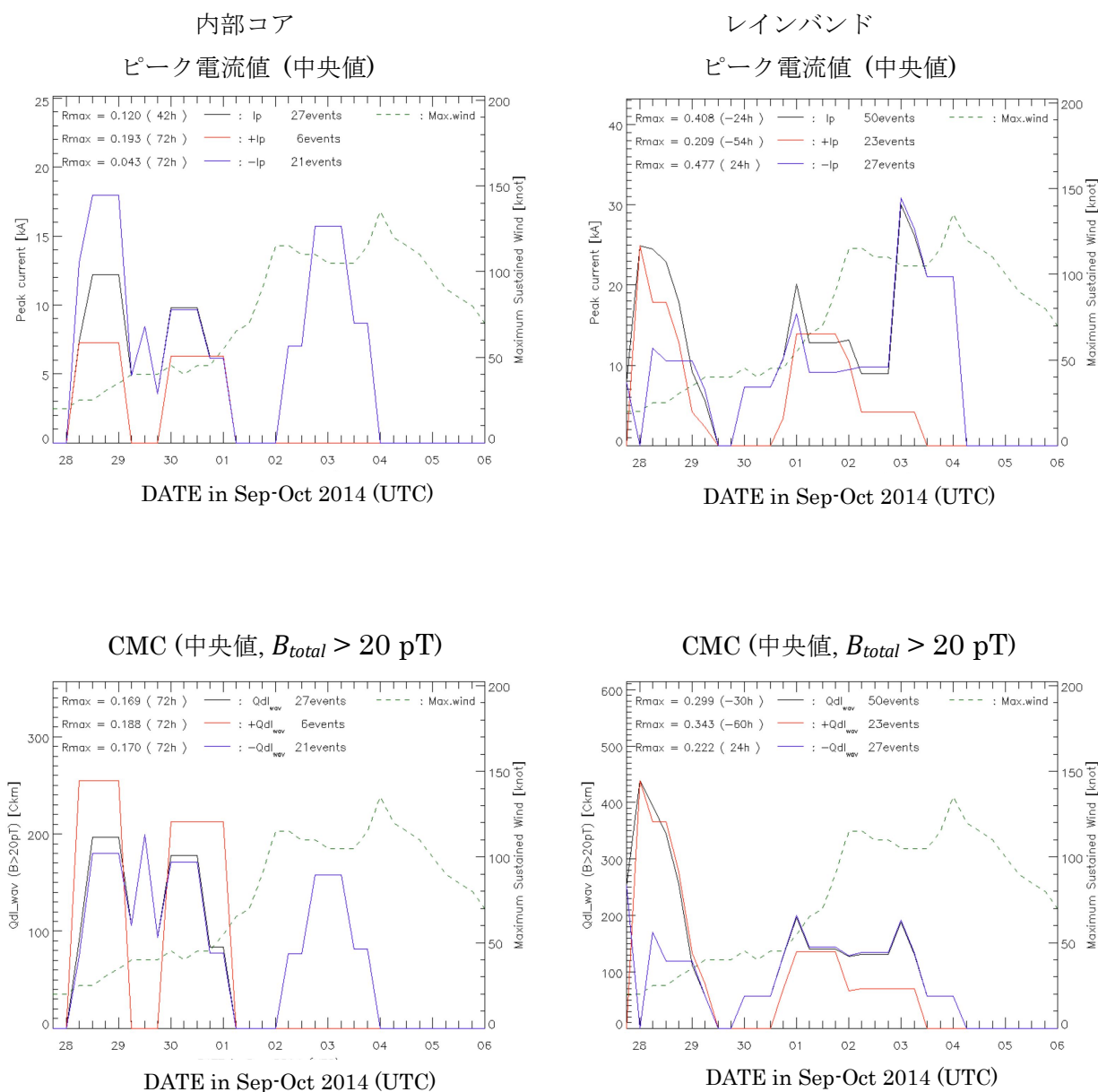


図 4.4.5 PHANFONE (201418) における, 昭和基地で 20 pT 以上の磁場を検出した雷放電のピーク電流値 (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 波形積分により推定した CMC (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの中央値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の中央値, 赤線は正極性のみの中央値, 青線は負極性のみの絶対値の中央値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上部にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

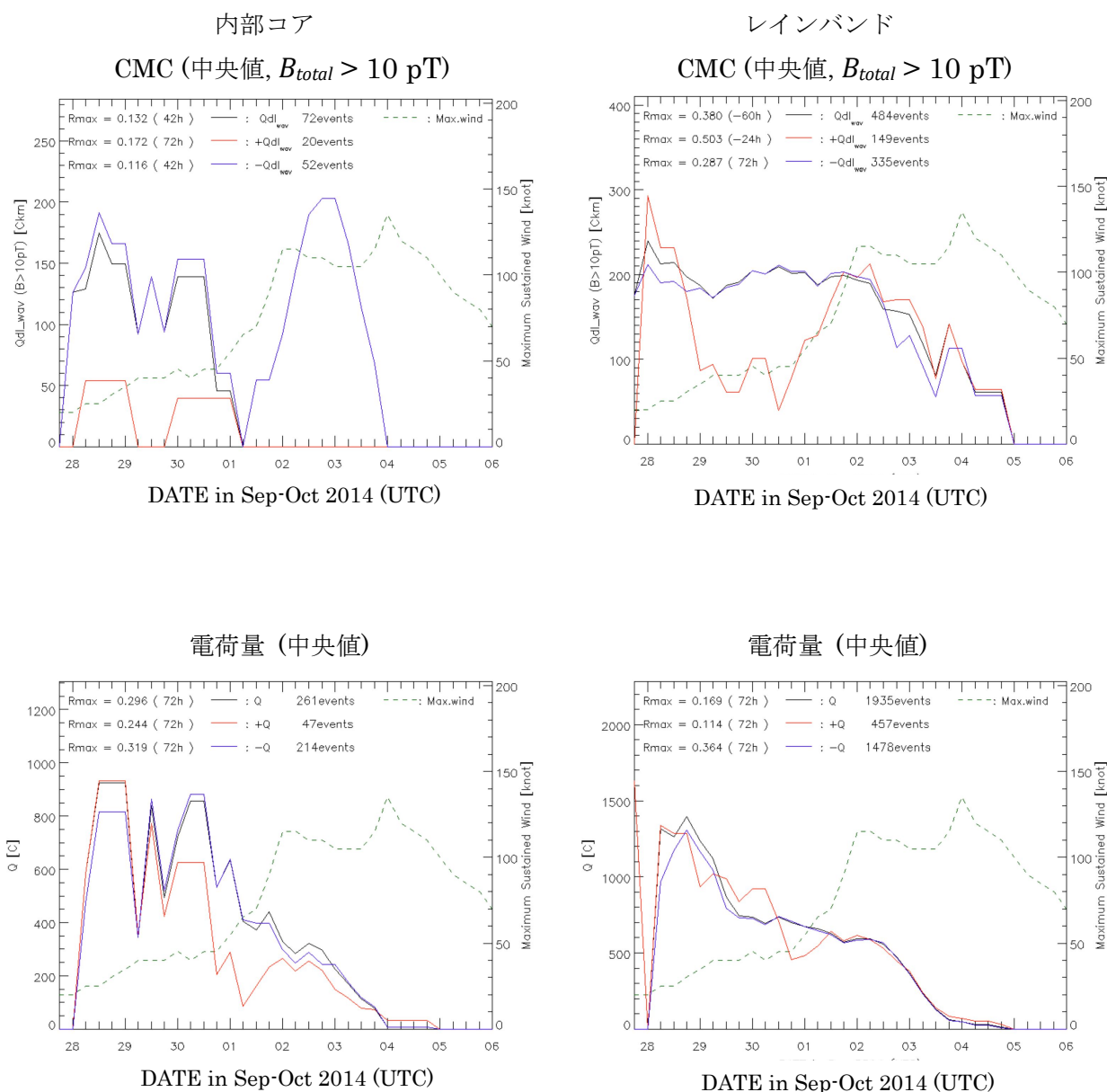


図 4.4.6 PHANFONE (201418) における, 昭和基地で 10 pT 以上の磁場を検出した雷放電の CMC (左上: 内部コア, 右上: レインバンド), 久住で標準偏差の 4 倍以上の磁場を検出した電荷量 (左下: 内部コア, 右下: レインバンド) の 6 時間ごとの中央値. 黒線は正極性と負極性の絶対値の中央値, 赤線は正極性のみの中央値, 青線は負極性のみの絶対値の中央値, 緑破線は最大風速をそれぞれ示す. 各図の上部にはそれぞれの極性の値と最大風速との相関係数, そのときのラグ, 計算に使用した雷放電数を示す.

4.5 統計解析

最大風速と雷放電パラメータのピークについて

各台風の一生を発生期（発生から一日以内）、発達期（発生一日後から台風の勢力が最大になるまで）、最盛期（台風が一定の勢力を維持している期間）、衰弱期（衰弱開始から消失、あるいは温帯低気圧に変化するまで）のライフステージに分けて考える。それぞれの期間を、UTOR と YAGI の内部コアにおける雷放電数のグラフで例示したものを図 4.5.1 に示す。これまで紹介した事例において、雷放電パラメータの時間変化には以下のような傾向が確認できる。

・発生期

- ① レインバンドでは正極性の雷活動が活発になり、電気的特性の積算値も中央値も一度ピークを迎える。
- ② 北進する台風（YAGI, PHANFONE）では、内部コアでもレインバンドでも、正極性だけでなく負極性の雷活動も活発になり、全ての電気的特性で積算値も中央値も一度ピーク、かつ積算値から負極性優位であること。

・発達期

- ③ 内部コアでは、発達する直前、あるいはしている段階で正極性も負極性も雷活動が活発になる。
- ④ レインバンドで正極性の電気的特性の積算値がピークに達する。

・最盛期

- ⑤ 強い台風（UTOR, PHANFONE）のレインバンドで負極性のピーク電流値が大きい雷放電が多くなる。
- ⑥ 同じく強い台風のレインバンドで、正極性の CMC（UTOR: $B_{total} > 20$ pT, PHANFONE: $B_{total} > 10$ pT）の中央値が高くなっている。

・衰弱期

- ⑦ UTOR の内部コアのみ、電荷量以外の電気的特性の正極性にピークがある。

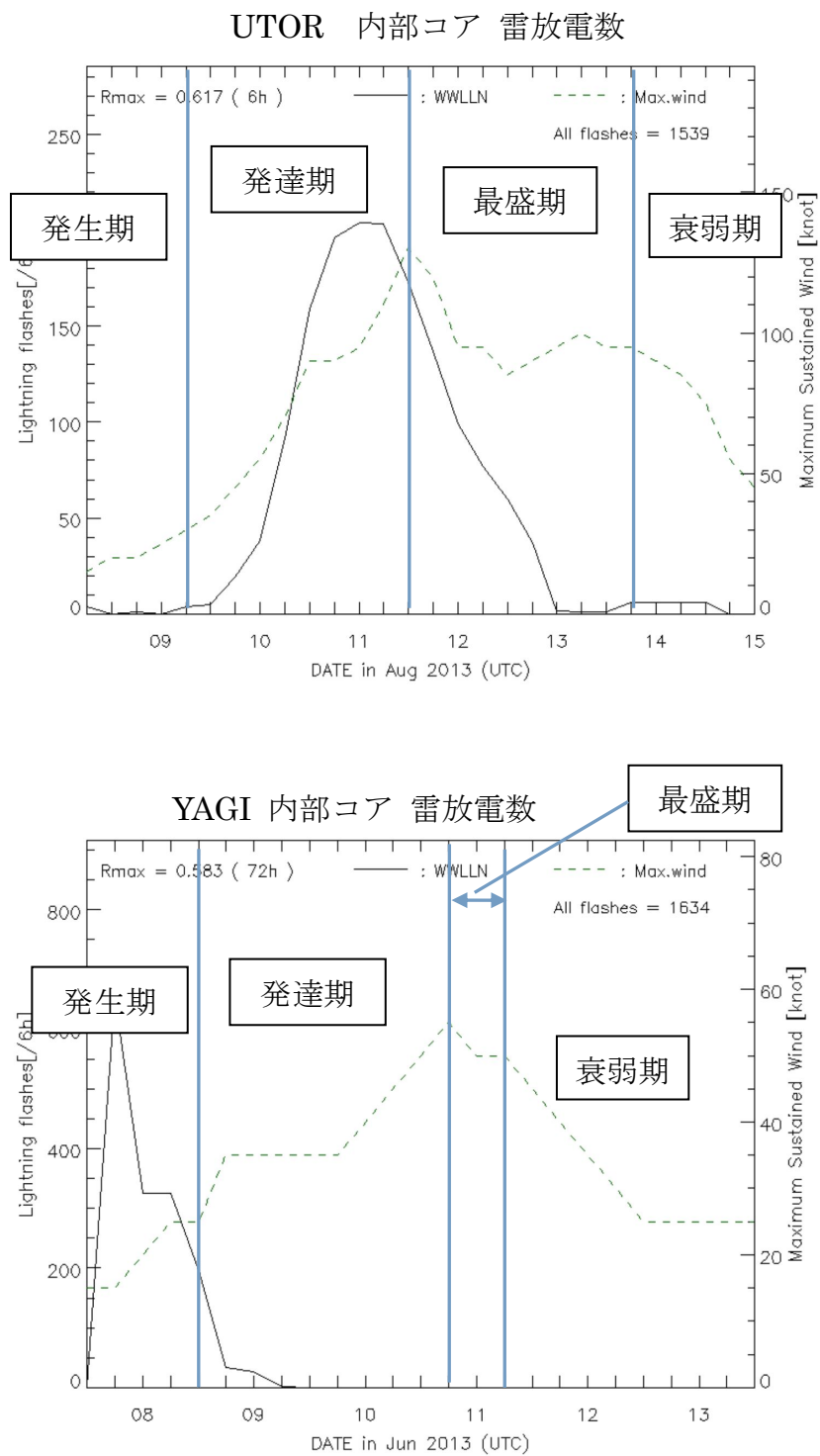


図 4.5.1 UTOR (201311), YAGI (201303) におけるそれぞれのライフステージ (発生期・発達期・最盛期・衰弱期) の例.

これらの特徴が他の台風でも見られるか、解析対象の台風について確認した。

特徴①に該当する台風は 18 個あり、中央値のみあてはまる台風は 29 個あり、解析した台風の総数が 40 個なので中央値のみ該当する台風は全体の 7 割以上となる。特徴②に該当する台風は 11 個、特徴③について、負極性積算値で該当する台風が 22 個、負極性中央値で該当する台風は 20 個、正極性積算値で該当する台風は 9 個、正極性中央値で該当する台風は 18 個あった。このうち負極性積算値および中央値で該当している台風の中で強度 4, 5 (VST, VTY) の台風が 11 個あり、本解析で扱った強度 4, 5 の台風は全部で 12 個であるので、負極性雷における特徴③は強い台風の 9 割以上に該当している。また強い台風の負極性雷の電気的特性は最大風速のピークの約 1-2 日前にピークが存在する傾向が強かった。特徴④に該当する台風は 16 個、特徴⑤に該当する台風は 11 個、特徴⑥に該当する台風も 11 個、特徴⑦に該当する台風は 8 個であった。特徴⑦に該当した台風は全て西進しており、そのうち 5 個の台風は強い台風であった。

相関係数について

本解析で扱った 40 個の台風において、雷放電の各パラメータと最大風速の相関係数とそのラグの平均値を表 4.5.1 に示す。平均をとる際には正極性と負極性合わせて 50 発以上の雷放電を検出した場合の値のみ使用していることに注意が必要である。電気的特性の積算値と最大風速の相関係数についてみると、特筆すべき高い値は確認できないが、負極性より正極性が高い相関となる傾向がみられる。雷放電数と比較しても相関係数値およびラグに大きな差は見られないが、内部コアにおけるピーク電流値および CMC ($B_{total} > 20$ pT) では電気的特性が最大風速に対しておよそ 6 時間遅れるような結果となっている。レインバンドにおいては、雷放電数と電気的特性との相関係数およびラグの差は内部コアより小さくなっている。

電気的特性の中央値に関して、CMC ($B_{total} > 20$ pT) の正極性が -3.2 時間のラグで $r = 0.654$ 、正極性と負極性の絶対値を合わせた場合だと 2.8 時間のラグで $r = 0.707$ となり、高い値となっている。レインバンドにおける CMC ($B_{total} > 10$ pT) と電荷量の相関係数は他の雷放電パラメータより特に低くなっている。

次に、表 4.5.2 に強度 1-3 (TS ~ TY) の弱い台風 28 個に関する相関係数とラグの平均値、表 4.5.3 に強度 4, 5 (VST, VTY) の強い台風 12 個における同様の表を示す。弱い台風において、内部コアのピーク電流値および CMC ($B_{total} > 20$ pT) の中央値で高い相関係数となっており、特に負極性でそれぞれ $r = 0.687$, 0.707 でラグはそれぞれ 2.6, 6.0 時間雷放電が先行する形になっている。強い台風ではどの雷放電パラメータと最大風速に目立った相関は見られない。内部コ

アにおけるピーク電流値, CMC ($B_{total} > 20$ pT) で 50 発以上の雷放電を計算した台風のほとんどは弱い台風であり, 強い台風は 1 個のみとなっている.

表 4.5.1 解析した 40 個の台風における, 各雷放電パラメータ (上: 雷放電数と雷放電の電気的特性の積算値, 下: 雷放電数と電気的特性の中央値) と最大風速の相関係数とそのラグの平均値. 各表は, 上から内部コアにおける正極性と負極性の絶対値を合わせたもの, 正極性のみ, 負極性のみ, レインバンドの正極性と負極性の絶対値を合わせたもの, 正極性のみ, 負極性のみの値となっている. 各雷放電パラメータの列には, 相関係数の平均値, ラグの平均値, 平均をとった台風の数を示している. 相関係数およびラグの平均を取る際は, 正極性, 負極性合わせて 50 発以上の雷放電を検出したケースのみを使用している.

積算値	WWLLN			ピーク電流値			CMC (20pT)			CMC (10pT)			電荷量		
	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs
IC_CG	0.562	17.2	37	0.566	-2.6	8	0.580	-6.0	8	0.578	12.7	28	0.520	21.4	28
IC_+CG				0.552	-3.6	8	0.580	-7.0	8	0.594	7.0	28	0.522	14.1	28
IC_-CG				0.463	-7.2	8	0.513	-7.4	8	0.538	16.9	28	0.485	28.7	28
RB_CG	0.500	21.3	40	0.515	20.7	32	0.522	25.5	32	0.496	23.9	40	0.507	29.0	36
RB_+CG				0.547	14.2	32	0.543	14.8	32	0.488	17.6	40	0.507	22.3	36
RB_-CG				0.507	21.5	32	0.504	23.6	32	0.477	29.9	40	0.488	32.1	36

中央値	WWLLN			ピーク電流値			CMC (20pT)			CMC (10pT)			電荷量		
	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs
IC_CG	0.562	17.2	37	0.608	0.6	8	0.707	2.8	8	0.596	10.9	28	0.512	20.4	28
IC_+CG				0.556	0.2	8	0.654	-3.2	8	0.591	10.4	28	0.487	19.1	28
IC_-CG				0.564	8.6	8	0.612	11.4	8	0.549	17.2	28	0.533	28.4	28
RB_CG	0.500	21.3	40	0.453	25.7	32	0.416	27.3	32	0.342	28.5	40	0.376	37.6	36
RB_+CG				0.503	16.5	32	0.500	22.1	32	0.362	17.4	40	0.390	33.8	36
RB_-CG				0.465	26.3	32	0.454	21.5	32	0.360	32.2	40	0.370	33.3	36

表 4.5.2 弱い (強度 1-3) 28 個の台風の各雷放電パラメータと最大風速の相関係数, ラグの平均値. 様式は表 4.5.1 と同様である. 0.7 以上の相関係数は赤字で強調している.

積算値	WVLLN			ピーク電流値			CMC (20pT)			CMC (10pT)			電荷量		
	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs
IC_CG	0.564	7.8	23	0.594	6.0	7	0.584	1.7	7	0.588	10.0	19	0.519	17.5	16
IC_+CG				0.551	5.1	7	0.578	0.9	7	0.588	1.9	19	0.499	13.6	16
IC_-CG				0.572	5.1	7	0.589	4.3	7	0.588	9.5	19	0.531	18.5	16
RB_CG	0.495	23.4	28	0.523	14.5	23	0.534	26.5	23	0.503	26.4	28	0.472	29.8	24
RB_+CG				0.549	17.5	23	0.538	20.3	23	0.498	23.6	28	0.490	24.6	24
RB_-CG				0.513	16.0	23	0.526	16.8	23	0.499	28.7	28	0.426	33.4	24

中央値	WVLLN			ピーク電流値			CMC (20pT)			CMC (10pT)			電荷量		
	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs
IC_CG	0.564	7.8	23	0.686	0.9	7	0.725	3.4	7	0.639	8.7	19	0.524	15.8	16
IC_+CG				0.607	3.4	7	0.654	-0.9	7	0.611	1.9	19	0.501	14.5	16
IC_-CG				0.687	2.6	7	0.707	6.0	7	0.614	9.5	19	0.524	19.2	16
RB_CG	0.495	23.4	28	0.467	19.8	23	0.447	23.5	23	0.362	21.9	28	0.370	32.3	24
RB_+CG				0.490	18.8	23	0.491	22.3	23	0.382	18.6	28	0.398	29.8	24
RB_-CG				0.459	20.3	23	0.470	16.3	23	0.374	26.4	28	0.345	26.6	24

表 4.5.3 強い (強度 4, 5) 12 個の台風の各雷放電パラメータと最大風速の相関係数, ラグの平均値. 様式は表 4.5.1 と同様である.

積分値	WLLN			ピーク電流値			CMC (20pT)			CMC (10pT)			電荷量		
	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs
IC_CG	0.532	26.5	12	0.500	-48	1	0.576	-48	1	0.480	19.3	9	0.519	27.0	12
IC_+CG				0.586	-48	1	0.610	-48	1	0.495	9.3	9	0.528	14.0	12
IC_-CG				-0.04	-72	1	0.114	-72	1	0.401	36.7	9	0.473	36.0	12
RB_CG	0.461	18.0	12	0.508	33.6	9	0.484	24.6	9	0.307	30.0	12	0.533	24.5	12
RB_+CG				0.508	19.8	9	0.499	10.2	9	0.430	4.0	12	0.509	12.0	12
RB_-CG				0.473	31.8	9	0.455	36.6	9	0.406	32.0	12	0.511	26.5	12

中央値	WLLN			ピーク電流値			CMC (20pT)			CMC (10pT)			電荷量		
	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs	R	lag[h]	TCs
IC_CG	0.532	26.5	12	0.350	0.0	1	0.646	0.0	1	0.480	9.3	9	0.509	17.0	12
IC_+CG				0.335	-18.0	1	0.667	-18.0	1	0.498	19.3	9	0.506	19.5	12
IC_-CG				0.046	36.0	1	0.151	36.0	1	0.433	29.3	9	0.534	31.5	12
RB_CG	0.461	18.0	12	0.434	41.4	9	0.351	36.6	9	0.292	39.0	12	0.372	42.5	12
RB_+CG				0.516	21.0	9	0.475	31.2	9	0.329	28.5	12	0.356	38.0	12
RB_-CG				0.495	38.4	9	0.440	36.0	9	0.306	46.0	12	0.386	42.0	12

ライフステージ別 雷放電の電気的特性頻度分布

次に、弱い台風と強い台風のそれぞれの計数窓における電気的特性の頻度分布をライフステージ別に調べた。頻度分布の図は Appendix にて紹介する。

全体の傾向として、ピーク電流値は $|I_p| < 40 \text{ kA}$, CMC ($B_{total} > 20\text{pT}$) は 300–400 Ckm, CMC ($B_{total} > 10\text{pT}$) では 100–300 Ckm, 電荷量は 500–1000 C の範囲でそれぞれ最大のピークをもつことが多い。これらの値を基準にして各電気的特性の頻度分布を比較し、以下の特徴を確認した。

弱い台風の内部コア

- ・ CMC ($B_{total} > 20\text{pT}$) において、衰弱期以外では正極性雷の中で 400 Ckm 以上の値をもつイベントが多い (図 A1, A2, A3)。
- ・ 発達期において、イベントが多数分布している電荷量の幅が、負極性なら 250–1750 C, 正極性なら 250–2000 C と非常に広い (図 A2)。
- ・ 最盛期, 衰弱期において、電荷量が小さい負極性雷が急増する (図 A3, A4)。特に衰弱期で顕著である。

弱い台風のレインバンド

- ・ ピーク電流値, CMC ($B_{total} > 20\text{pT}$) において、どのライフステージでも正極性雷数と負極性雷数の比が 0.5 以上であり、正極性雷数の割合が高い (図 A5, A6, A7, A8)。最盛期, 衰弱期ではその特徴が顕著である。
- ・ CMC ($B_{total} > 20\text{pT}$) において、最盛期, 衰弱期に 400 Ckm 以上の正極性雷の数が多い。(図 A7, A8)。
- ・ 最盛期, 衰弱期において、電荷量が小さい負極性雷が急増する (図 A7, A8)。特に衰弱期で顕著である。

強い台風の内部コア

- ・ 発達期, 最盛期における CMC ($B_{total} > 20\text{pT}$) で大きな値 (400 Ckm 以上) をもつ負極性雷の比率が多くなっている (図 A10, A11)。
- ・ 40 kA 以上のピーク電流値をもつ雷放電が、発生期, 最盛期において 50 % 以上を占めている (図 A9, A11)。
- ・ 最盛期から衰弱期にかけて正極性雷数の割合が増加し、最も雷放電検出条件が厳しいピーク電流値, CMC ($B_{total} > 20\text{pT}$) ではその特徴が顕著である (図 A11, A12)。

強い台風のレインバンド

- ・衰弱期に負極性雷に対する正極性雷の割合が増加し、ピーク電流値, CMC ($B_{total} > 20\text{pT}$) ではその特徴が顕著である (図 A16).
- ・最盛期, 衰弱期において, CMC ($B_{total} > 20\text{pT}$) で 400 Ckm 以上の正極性雷の割合が増加している (図 A15, A16).

以上のうち, 項目間で共通する特徴をまとめると次のようになる.

全ての台風のレインバンド

- ・最盛期, 衰弱期に正極性雷が多数発生する. 雷放電検出条件が厳しいほど, この特徴は容易に確認できる. また, この正極性雷のうち, レインバンドで発生するイベントは CMC が比較的大きい傾向がある.

弱い台風

- ・内部コアでもレインバンドでも, 最盛期, 衰弱期において電荷量が小さい負極性雷が急増する. 特に衰弱期で顕著である.

第5章 考察

まず台風の強度発達と雷放電数の時間変化について考察する. 4章で紹介した事例において, UTOR と SINLAKU は最大風速がピークに達する 12–24 時間前に内部コア雷が最大となっており (図 4.1.2, 4.2.2), 発達が終了する約 1 日前に内部コア雷が増加するという先行研究 [Demaria *et al.*, 2012] に一致する. YAGI と PHANFONE では発生期に内部コア雷のピークが存在している (図 4.3.2, 4.4.2). この発生期における内部コア雷ピークは最大風速が強化を開始, あるいは強化中の期間でもあり, また台風の強化が一度止まる一日前以内に存在している. この点において Demaria *et al.* [2012] に一致する. PHANFONE では急発達が終了した 12 時間後にもう一つ顕著なピークが存在し, このときに内部コア雷数は最大となっている. UTOR の内部コアでも, 急発達が一旦止まる 2013 年 8 月 10 日 12 UT の 12 時間後に内部コア雷数は最大となっている. Zhang *et al.* [2015] は, 北西太平洋域における台風において, 急発達の前後では内部コア雷が多数発生し, 急発達の 24 時間前から急発達期間にかけて雷放電数が減少, 急発達終了から 12 時間後にかけて再び増加することを報告している. UTOR, PHANFONE の例においては急発達の 24 時間前から内部コア雷が活発になる様子は見られなかったが, 急発達中から急発達終了の 12 時間後にかけて値が増加する点で Zhang *et al.* [2015] と一致している.

レインバンドにおける雷放電数は, UTOR では最大風速の衰弱が一度止まって再発達している期間に最大となっている (図 4.1.2). SINLAKU, YAGI は最大風速がピークに達する 30 時間前, 42 時間前にそれぞれ雷放電数が最大となっている (図 4.2.2, 4.3.2). PHANFONE のレインバンドにおける雷放電数の時間変化の特徴は内部コアと大差ないが, 発生期の後にくるピークが急発達が止まる 12 時間前の 10 月 2 日 00 UT にある (図 4.4.2). 全ての事例において, レインバンドの雷放電数のピークは台風強度が発達している最中や前後に存在し, 先行研究と一致する [Demaria *et al.*, 2012].

雷放電数と最大風速の相関係数について, 解析した全ての台風 40 個のうち 37 個における内部コア雷では, 平均の相関係数とラグは平均 $r = 0.562$ (17.2 h), レインバンドでは $r = 0.500$ (21.3 h) となっている (表 4.5.1).

このうち, 弱い台風 (強度 1–3) では, 内部コア雷で平均 $r = 0.564$ (7.8 h), レインバンドが $r = 0.495$ (23.4 h) である (表 4.5.2). 強い台風 (強度 4, 5) では内部コア雷で平均 $r = 0.532$, (26.5 h), レインバンドが $r = 0.461$ (18.0 h) である (表 4.5.3). 先行研究では, Price *et al.* [2009] が 56 個の強い台風における $10^\circ \times 10^\circ$ の計数窓を用いて最大風速, 雷放電数の相関係数は平均 $r = 0.82$ (30 h) であった. Pan *et al.* [2014] では, 中心から半径 600 km の計数窓を用い, 32 個

の弱い台風で平均 $r = 0.81$ (60 h), 37 個の強い台風で平均 $r = 0.74$ (30 h), *Whittaker et al.* [2015] では, 144 個の強い台風の内部コアでは平均 $r = 0.69$ (15.3 h), 半径 500 km 以内の計数窓で平均 $r = 0.71$ (2.63 h) となっている. 本解析で算出した雷放電数と最大風速との平均の相関係数はこれらの先行研究による値より非常に低くなっている. この原因として, 雷放電数を計数する手法の差が考えられる. 雷放電計数手法の差は主に 3 点ある. まずは上述したように使用する計数窓が異なっている点である. 次に雷放電数の計数する時間幅や移動平均の幅である. *Price et al.* [2009] では 6 時間ごとに雷放電数を計数し, そのデータに対して 24 時間の幅で移動平均をとっている点は本解析と同様である. しかし, 当時の WWLLN の観測点数は 30 点のみであり, 検出効率が本解析と大きく異なっている. *Pan et al.* [2014] は, 北西太平洋における WWLLN の検出効率の差を補正し, そして 6 時間ごとではなく 24 時間ごとに計数した雷放電数を用いて相関係数を計算している. 最後に, 本解析では前線の影響を受けていると思われる雷放電と台風がユーラシア大陸に上陸した後のデータを使用していない. 日本に接近・上陸した台風の全てが, 北上するとともに前線の影響を受けていた. 以上が本解析における雷放電数と最大風速との平均相関係数が先行研究より非常に低くなっている要因と考えられる.

次に雷放電の電気的特性について, 台風のライフステージ別に見られた特徴について考察する. 4.5 節で示したように, 解析した全ての台風のうち 29 個の台風では発生期にレインバンドで正極性の電気的特性の中央値が一度ピークを迎え, 積算値でも 18 個の台風がピークを迎えている. 台風の発生期は台風特有の雲構造はまだなく, 積乱雲が活発に発生し, クラウドクラスターと呼ばれる雲の塊が形成される. このクラウドクラスターが合併して一つの雲域にまとまり, 成長することで台風になる. *Lang et al.* [2015] は竜巻を伴うメソ対流系において, 複数の積乱雲が併合する際に正極性の大きな iCMC 値をもつ雷放電が, 対流域と発達中の層状域で数多く発生したことを報告している (図 1.7). また, 積乱雲が併合して層状域が発達していく過程では対流域の側で張り出した正電荷領域から iCMC が大きな正極性雷が発生していることを示唆している (図 5.1 (c), 図 5.2 (c)). 台風の発生期には積乱雲やクラウドクラスターが合併するので, *Lang et al.* [2015] が示唆したメカニズムと同様の現象が台風の発生期にも起こっていると考えられる (図 5.3). 積乱雲が多数発生し, それらが併合してクラウドクラスターになり, 雲頂が対流圏海面に達すると外方向へ広がる. この時に対流圏中層から高層にかけて存在する正電荷領域が対流領域の外に張り出しながら, 層状域が形成されていく. この張り出した, あるいは形成された層状域における正電荷領域から大規模な正極性雷が発生していると考えられる.

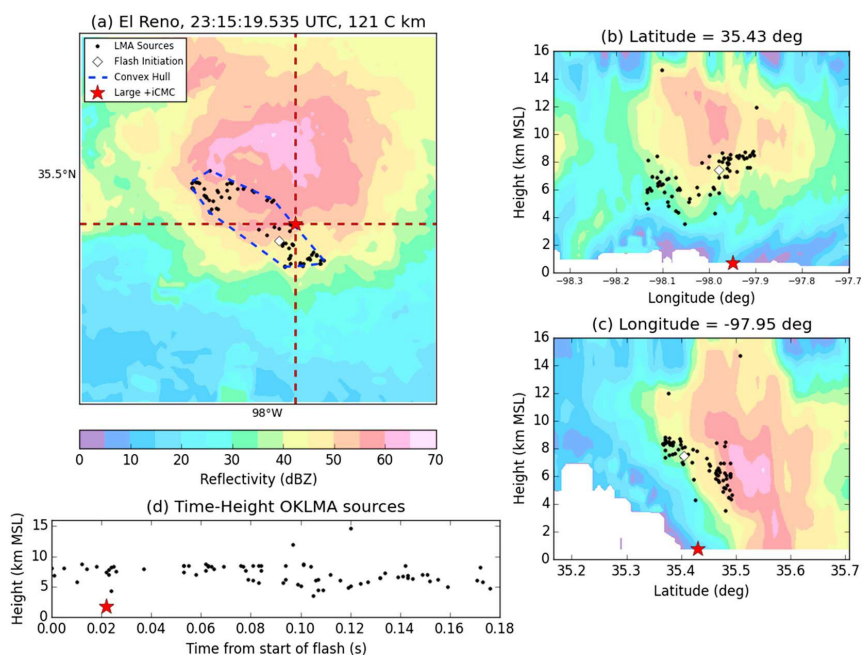


図 5.1 図 1.7 に示す前期において発生した 121 Ckm の iCMC をもつ正極性雷の位置 (a), および放電開始点高度 (b), (c). 色はレーダーエコー反射強度を表す. (a) の赤の横破線における鉛直断面図が (b), 赤の横縦線における鉛直断面図が (c) になる. (d) は放電のフラッシュ期間における Lightning Mapping Array のソースの時間変化を表す [Lang et al., 2015].

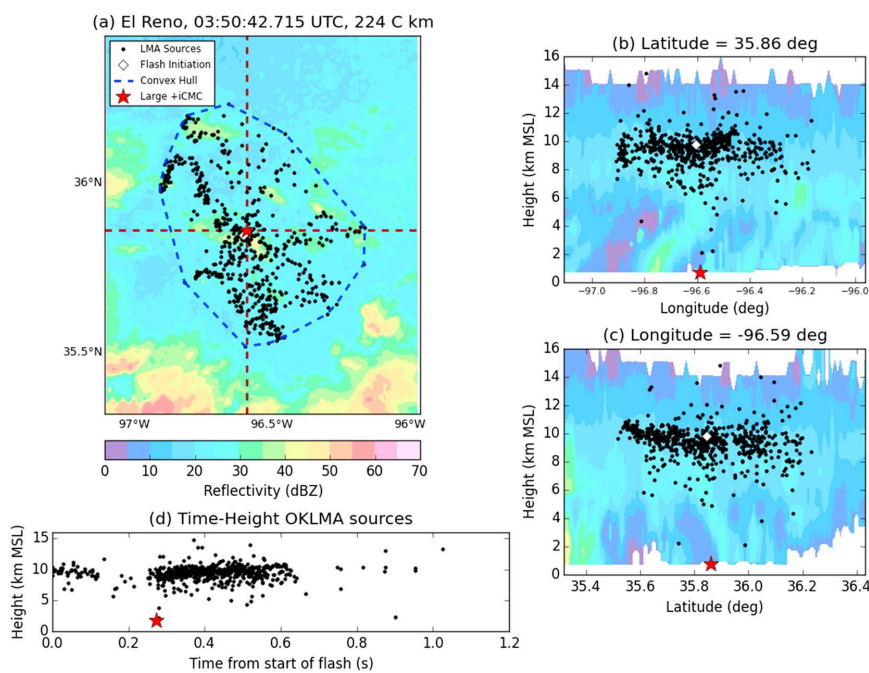


図 5.2 図 1.7 に示す中期において発生した 224 Ckm の iCMC をもつ正極性雷の位置および放電開始点高度. 各図は図 5.1 と同様である [Lang et al., 2015].

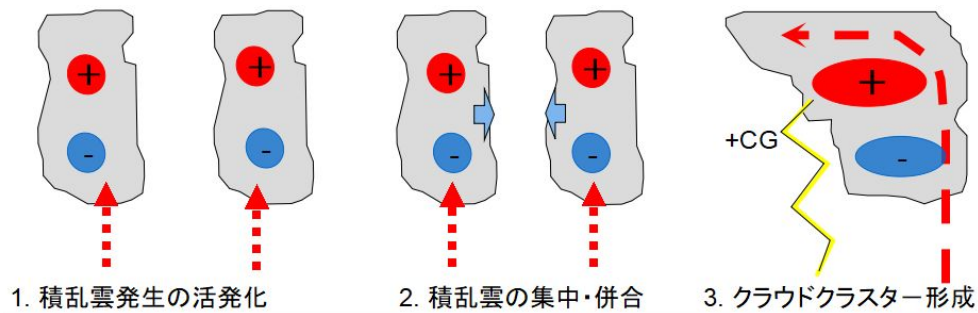


図 5.3 台風発生期において正極性雷の中央値がピークに達する要因として考えられるメカニズム。複数の積乱雲が併合して形成される正電荷の張り出しや層状域にて正極性雷が発生，長い放電路の正極性雷が発生する様子を示している。

強い台風において，内部コア雷の電気的特性の負極性では発達期に積算値と中央値の両方が高い値をもち，台風強度が最大となる約 1–2 日前までにピークをもつことについて考察する。強い台風のほとんどは発達期に急発達する。急発達で壁雲内における対流は非常に活発になるので，下層に存在している負電荷が押し上げられて高度が高くなる。対流が強化されることによって絶縁破壊電圧が小さくなる効果と負電荷の高度が上昇する効果が重なることで，雷放電規模の強化と雷放電発生頻度の増加が同時に発生する。負電荷が一定の高さまで上昇すると，電荷–地表面間の距離が増加することによって絶縁破壊電圧が大きくなる効果が，対流強化による絶縁破壊電圧縮小の効果に勝って負極性対地雷の活動が弱くなる。これらのメカニズムの模式図を図 5.4 に示し，図 5.5 (b) に数値シミュレーションで再現された最盛期の台風（強度 5）における壁雲の電荷構造を示す[Sato *et al.*, 2019]。以上が強い台風において負極性雷放電の電気的特性が最大風速の約 1–2 日前にピークをもつ要因と考えられる。

次に内部コアにおいてピーク電流値および CMC ($B_{total} > 20 \text{ pT}$) で計算した雷放電数が 50 発以上をもつ弱い台風で，これらの電気的特性の負極性では中央値が高い相関（平均 $r = 0.707$ ，ラグ 6 h）をもっていることについて考察する。該当する 7 個の台風の経路を図 5.6 に示す。これらの台風は全てフィリピン沖で発生している。他に明確な共通点は確認できなかった。弱い台風で雷活動が活発な場合，強い台風とは異なって壁雲内の上昇気流によって持ち上げられる負電荷の高度は対地雷を発生させ得る高度の範囲に止まると考えられる。したがって，台風強度の発達とともに負極性雷の電気的特性は強化され，中央値がほとんどラグなしで最大風速と高い相関関係になることが考えられる。

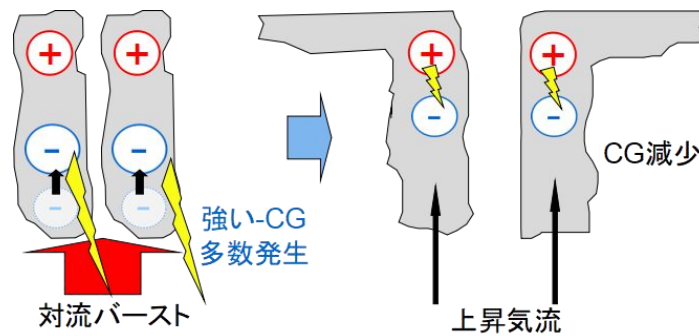


図 5.4 強い台風の発達期における負極性雷の電気的特性がピークを迎えることに対する、考えられるメカニズムの模式図。

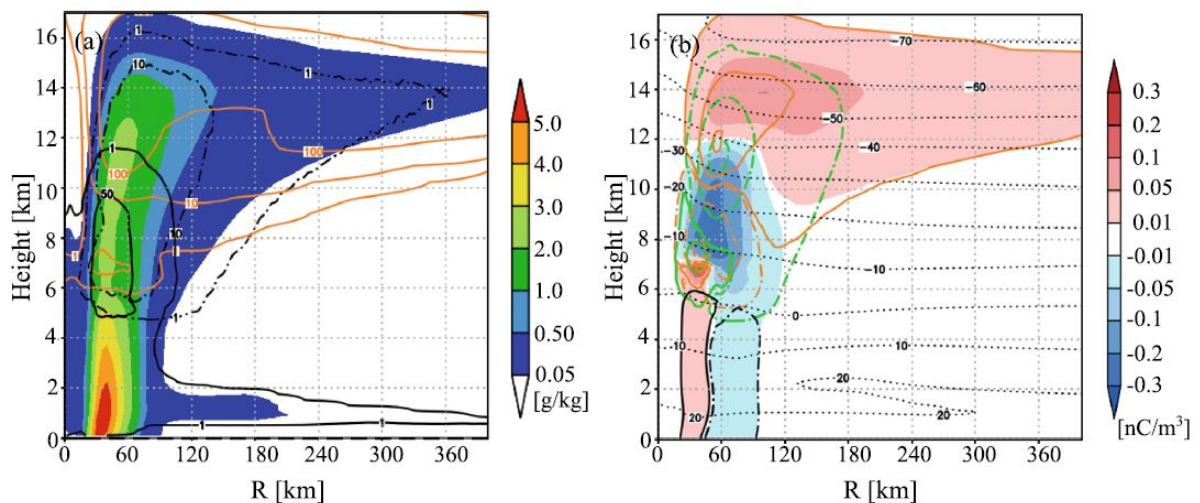


図 5.5 数値シミュレーションによって再現された台風（強度 5）の最盛期における壁雲内の (a): 雲水量と雨水量（実線）、氷粒と雪粒（橙線）、霰（一点鎖線）、total hydrometeor*（カラーバー）の鉛直密度分布, (b): 霰の電荷密度（緑一点鎖線）、氷粒と雪粒の電荷密度（橙線）、総電荷密度（カラーバー）の鉛直分布 [Sato et al., 2019]. 主な負電荷領域が高度 7–12 km という比較的高い高度に存在していることが確認できる。

* total hydrometeor: 雲水量と雨水量, 氷粒と雪粒, 霰を全て含めた量

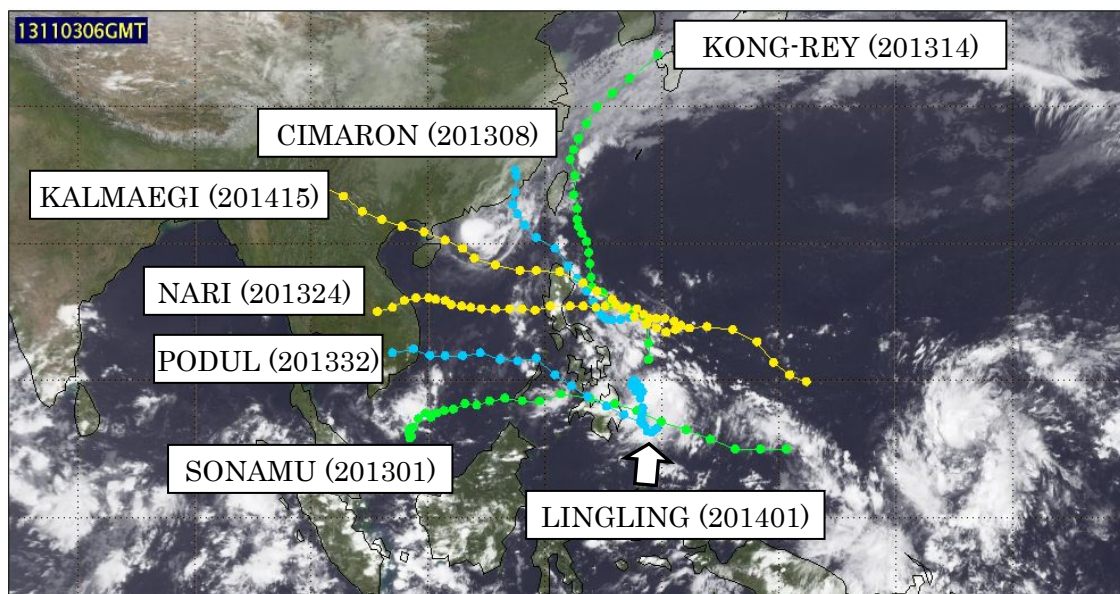


図 5.6 内部コア雷でピーク電流値, CMC ($B_{total} > 20$ pT) の計算に使用した雷放電が 50 発以上を記録した 7 個の弱い台風の経路, 名前, JTWC による ID. 衛星画像は高知大学気象情報頁のものを利用した. 色は図 3.1 と同様である.

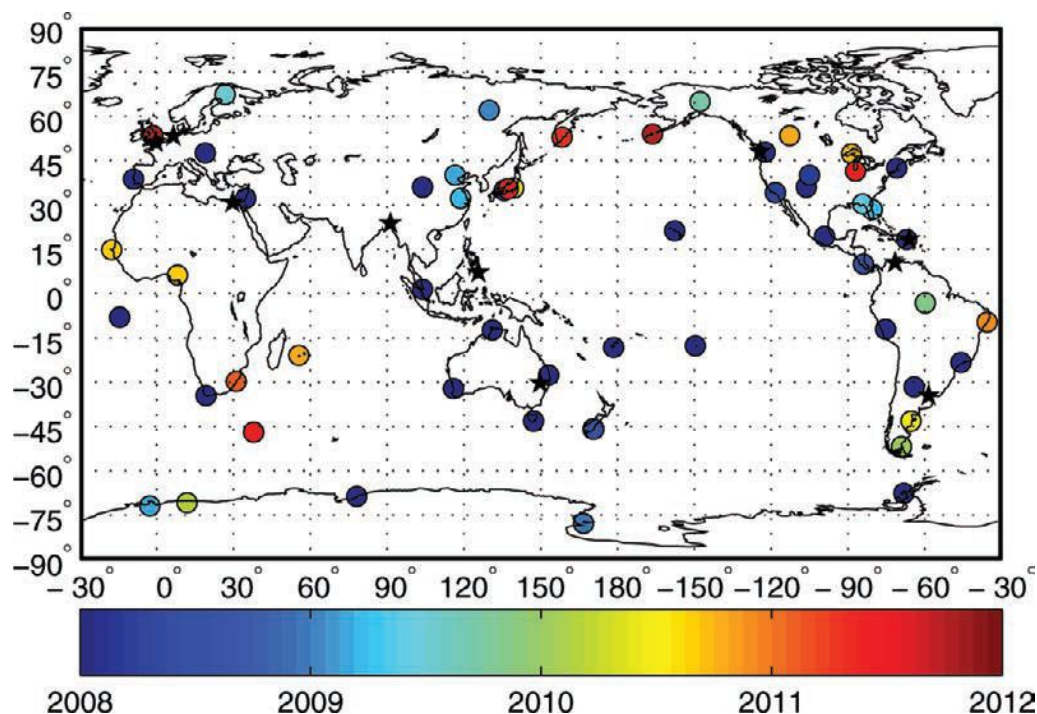


図 5.7 2013 年 1 月時点までに設置された, あるいは設置計画がなされていた WWLLN の観測点. ○点と色は 2012 年までに設置された観測点と設置された年月を表し, 黒の星印は当時設置計画があった観測点を示す [Virts *et al.*, 2013].

ライフステージ別の電气的特性頻度分布において、最盛期、衰弱期でレインバンドで正極性雷が増加する点について考察する。台風の発達が止まったり衰弱したりする大きな要因として陸地との摩擦がある。最盛期や衰弱期では、台風は少なからず陸地の影響を受けていることが大半である。本解析では、陸地と海上の雷放電の特性が大きく異なることを考慮して、できる限り陸上の雷放電を除去するために台風がユーラシア大陸に上陸した後のデータは使用していない。しかし、上陸直前ではレインバンドの計数窓領域内に陸地を含んでしまう。西進する台風が衰弱するときには陸地に近いことが多いので、衰弱期に観測される雷放電は陸上で発生したものが数多く含まれる。陸上では海上より大規模な正極性雷が発生しやすいので、その影響が大きいと思われる。図 5.8 に台風 SOULIK (201307) のレインバンドにおける CMC ($B_{total} > 20\text{pT}$) の積算値と最大風速を示したグラフ、および 2013 年 7 月 13 日 06 UT における SOULIK と計数窓領域内で検出した雷放電を表した図を示す。

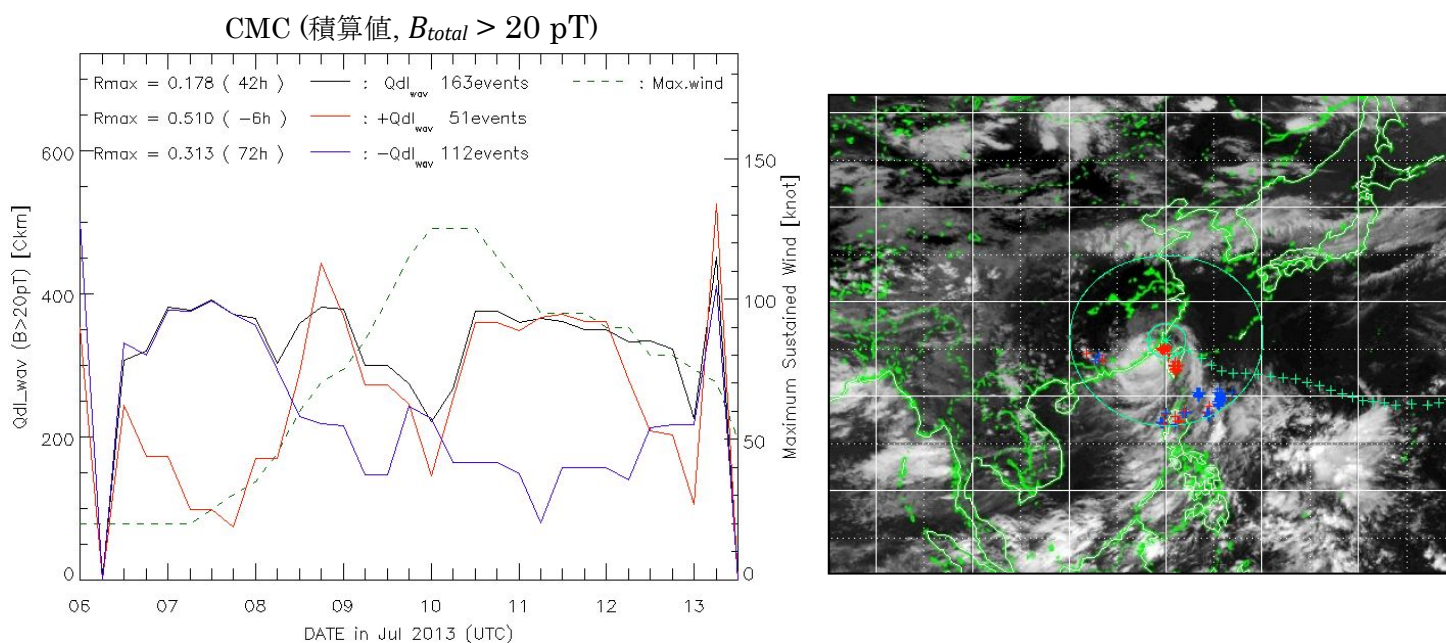


図 5.8 左: 台風 SOULIK のレインバンドにおける CMC (中央値, $B_{total} > 20\text{pT}$). 右: 2013 年 7 月 13 日 06 UT における SOULIK と計数窓領域内で計算した雷放電を表した図。内側の円は中心から 200 km, 外側の円は中心から 1000 km の範囲を表す。赤い+印が正極性雷, 青い+印は負極性雷を表す。

全ての電気的特性のグラフが WWLLN による雷放電数のグラフに少なからず影響されている点について考察する。北西太平洋域の WWLLN の観測点は少なく、同海域において検出効率が低い (図 5.7)。アジア域に展開し、より高い検出効率をもつ VLF 帯雷観測網 (Asia VLF Observation Network: AVON など) を利用することで WWLLN とは異なった雷放電数およびその電気的特性の傾向が得られる可能性がある。将来的には、近年大西洋域で開始された静止軌道衛星による雷観測 (Geostationary Lightning Mapper: GLM) が北西太平洋域でも行われ、そのデータを利用することでより高い感度で雷放電を検出できることが期待できる。また本解析における電気的特性の計算に使用する雷放電数は、WWLLN で検出された雷放電数に比べて一桁、二桁少なくなっている場合が大半であった。雷放電数および電気的特性を計算する際の雷放電検出効率を高めることは今後の課題である。

事例解析で示した電荷量の中央値の大きさについて考察する。縦軸のスケールが数百から 2000 C ほどになっている。Rakov and Uman [2003] によると、典型的な CG 放電のリターンストロークにおける電荷量は -5 C とされている。本解析で算出している雷放電電荷量の推定値は典型的な雷放電電荷量と比較して非常に大きく見積もられている。清水 [2017] でも指摘されているように、この原因の一つとして雷放電電荷量推定に使用する経験式は日本の冬季雷のものであり、夏季雷のデータを取得できていないことが考えられる。日本の冬季雷は、電荷帯電領域が広い前線性の積乱雲によって発生し、放電距離が短い放電が多い。夏季雷は雲底高度および雲頂高度が冬季より高い積乱雲によって発生し、放電距離が冬季雷に比べて長い。

雷放電によって生起される ELF 帯磁場波形は、式 (3.3.22) で示すように放電距離と電流値の積に比例する。放電距離が短い冬季雷の ELF 帯磁場波形は、同じ電流値をもつ夏季雷と比較して振幅が小さくなることが予想される。このため、3.3.2 節で経験的に得た係数 $\alpha = (\text{電荷量}) / (\text{ELF 帯磁場積分値})$ を使用して夏季雷の電荷量を推定すると、実際の値よりも大きな値が算出されると考えられる。本手法を夏季雷に適用するためには、夏季雷のデータを用いた経験式の導出が必要である。

また、本手法は、本来観測点ー雷放電間距離が 1000 km 以内のイベントについて有効な手法である。さらに観測点ー雷放電間距離が変化することによって電荷量推定値の誤差がどのように変化するかを検証がなされていない状態で解析を行った。図 5.9 に、本解析で電荷量推定に使用した全ての雷放電における、久住ー雷放電間距離と推定電荷量の関係を表した図を示す。図 5.8 より、久住ー雷放電間距離が大きくなればなるほど、推定電荷量の下限值、上限値ともに増加していることがわかる。また、日本に接近する台風の場合、台風と久住観測点

の距離は時間とともに近づく．そのため 台風の発生時あたりでは強力な雷放電のみを検出できるが，次第に小さい規模の雷放電も検出することができるようになる．このため，解析対象となる地域において検出効率の差が大きくなる．こういった久住－雷放電間距離による電荷量推定値の変動や雷放電検出効率の不均一性も，推定電荷量の中央値が典型値より大きい原因の一つと考えられる．加えて，PHANFONE のような日本に接近する台風の中には，図 4.4.6 のレインバンドにおける電荷量のグラフのように，台風のライフタイムの中で早期に単調減少するものがいくつか存在する．また 4.5 節で示しているように，弱い台風の発達期に電荷量の分布の幅が非常に広がったり，最盛期，衰弱期において電荷量が小さい雷放電が急増したりしている．北上する台風が久住に接近することによる影響の可能性が高いので，本手法の久住－雷放電間距離に対する不確実性は，これらの特徴の最大の要因と考えられる．

久住－雷放電間距離と推定電荷量の関係

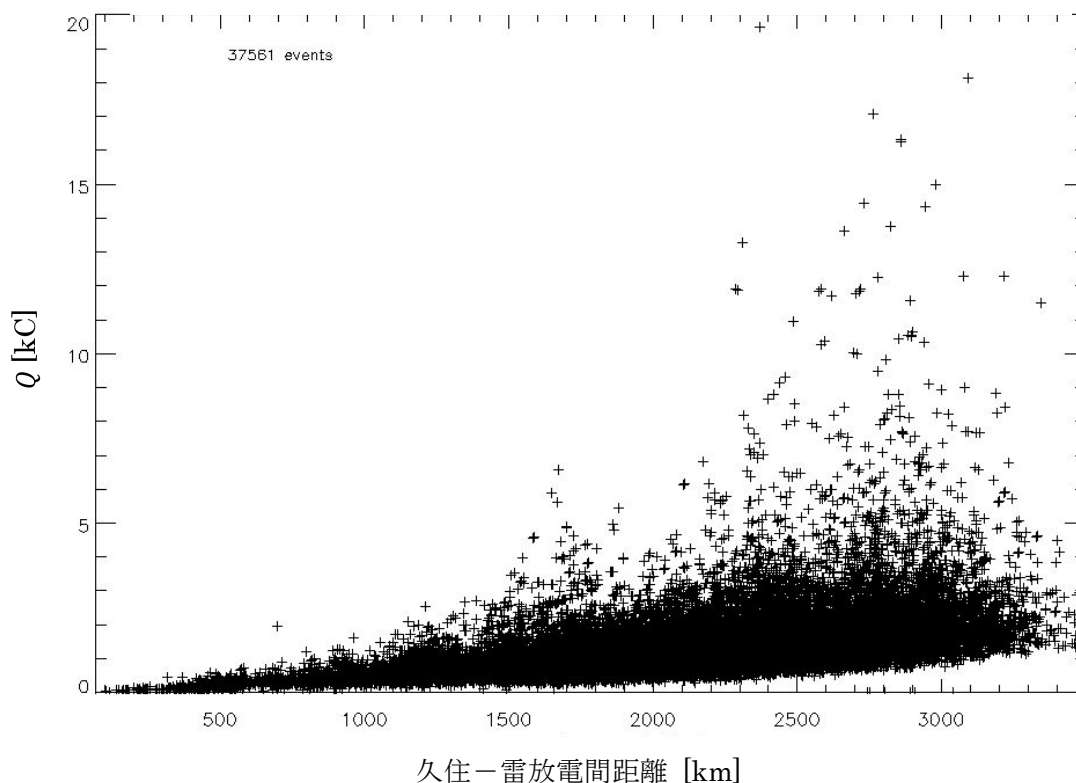


図 5.9 久住－雷放電間距離と推定電荷量の関係を表した図．左上に計算した全イベント数を示す．

本解析の計数窓は時間的に固定し、大型のものは計数窓を広範囲にして使用した。この計数窓の設定を十分に評価せずに雷放電の電気的特性と台風の強度発達との関係性を調査している。台風の大きさは多様であり、かつ時々刻々と変化する。しかし本研究を含め、これまでの台風の雷活動を調査した研究では計数窓を固定している。同じ計数窓を使用しても、小型の台風と大型の台風では異なった領域の雷活動をモニターしている可能性高い。*Whittaker et al. [2015]* では、雷放電数の時間変化が台風の強度変化に先行する時間は、用いる計数窓の大きさに大きく依存することを報告している。したがって、設定した計数窓が本解析の調査結果に大きな影響を与えている可能性がある。最も有効な計数窓を特定することも今後の課題に挙げられる。

第6章 まとめ

毎年台風によって甚大な被害が出ており、防災のために台風の精確な予報が必要である。台風の進路予報精度は年々向上しているが、強度予報精度は20年間ほぼ改善できていない。台風の強度発達には壁雲における対流強度が密接に関係しており、また雷放電は積乱雲内の対流強度の指標であるので、雷活動は台風強度のよい指標となる。台風の強度発達と雷活動の高い相関関係が先行研究で示唆されており、強度予報の改善に雷が適用できることが期待されている。ほとんどの先行研究では雷放電の数のみを使用し、雷放電の電気的特性は用いられていない。

そこで本研究では、WVLLNによって特定された台風の内部コア、レインバンドそれぞれで発生した雷放電を特定し、その雷放電とGEONによって検出されたELF帯磁場パルスと同定させ、雷放電の電気的特性を推定することで台風の強度発達と雷放電の電気的特性の関係性を解明することを目的とした。台風に関する情報はJTWCから取得し、2013年から2014年に発生した台風について、WVLLNとGEONの昭和基地、久住のデータを使用して推定された雷放電数および雷放電の電気的特性と最大風速の時間変化を比較した。台風領域内の雷放電を検出する計数窓を普通サイズの台風と大型の台風で異なる大きさに設定した。普通サイズの台風では、内部コアとして半径100 km以内、レインバンドとして半径100 kmから500 kmの領域、大型の台風では内部コアを半径200 km以内、レインバンドを半径200 kmから1000 kmの領域とした。電気的特性としてはピーク電流値、CMC、電荷量を用いた。昭和基地で $B_{total} > 20$ pTの大きさの磁場を検出した雷放電では、ELF帯磁場波形から電流モーメントスペクトルを計算し、フィッティングを行うことでピーク電流値を推定した。昭和基地で $B_{total} > 10$ pTの大きさの磁場を検出した雷放電では、ELF帯磁場波形から電流モーメント波形を算出、積分することでCMCを推定した。電荷量の推定では久住で観測されたELF帯磁場波形を用い、雷放電の誘導磁場におけるELF帯磁場波形と電流波形の相関性を利用することで電荷量を推定した。これらの手法を用い、2013年から2014年にかけて発生した台風のうち40個の台風について、強度発達と雷放電の電気的特性の関係性を調査した。

本研究から以下のことが示唆された。

- (1) 本手法で解析した雷放電数は、内部コアでは台風の強化が止まる直前にピークがくる、レインバンドの雷放電数のピークは台風強度が発達している最中や前後に存在するなど、時間変化の特徴は先行研究と一致した [Demaria et al., 2012; Zheng et al., 2015]。しかし、内部コアとレインバンドの両方において相

関係数の平均値が $r < 0.6$ であり、先行研究と比較して低くなっている [Price et al., 2009; Pan et al., 2014; Whittaker et al., 2015]. これは使用する計数窓の大きさや雷放電数計算手法の差によるものと考えられる.

(2) 解析対象 40 個の台風のうち 29 個の台風では、発生期に正極性雷の中央値のピークが存在していた. これは複数の積乱雲が併合する際に、雲頂が対流圏界面に達して上層の雲が外に広がり、外方向に張り出した上層の正電荷域、あるいは形成された層状域で放電距離の長い雷放電が発生するためと考えられる.

(3) 解析対象の強い台風 (強度 4, 5) 12 個のうち 11 個の台風の内部コアにおいて、発達期に負極性の電気的特性の積算値、中央値がピークを迎えた. これは壁雲内の対流強度が強まり、絶縁破壊電圧が低下しつつも壁雲内の負電荷領域が上層へ輸送されることによって引き起こされると考えられる. これは数値シミュレーションで再現された台風の壁雲内における鉛直電荷分布と一致する. 発達期における負極性電気的特性のピークは台風強度が最大になる約 1–2 日前に存在し、雷放電数と同様に負極性電気的特性が台風の最大風速を予報する上で有効である可能性が示された.

(4) ライフステージ別の電気的特性頻度分布から、台風の最盛期、衰弱期にはレインバンド領域で CMC 値が大きい正極性雷が多数発生する傾向がある. これは台風が陸地に接近したことで、大規模な正極性雷が発生しやすい陸上の雷放電を検出していることに起因していると考えられる.

本解析で推定した電気的特性は WWLLN で検出された雷放電情報を基に推定しており、その時間変化は北西太平洋域で検出効率が低い WWLLN のデータに大きく依存する. また電気的特性の計算に使用した雷放電数は WWLLN によって検出された数より一桁あるいは二桁少なくなっている. 電荷量の推定においては、観測点と台風の距離が進路によって大きく変化する久住のデータを使用している. したがって久住の雷放電検出効率が台風の一生に大きく変化する. また、電荷量推定値は久住一雷放電間距離に大きく依存してしまっている. これら雷放電観測網の検出効率の低さや不均一性、および電荷量の推定精度は今後の課題である.

また本解析では雷放電検出に使用した計数窓は、大型台風においては先行研究と異なるものを使用した. しかしその有効性を十分に評価していない. 台風の強度発達と雷活動の関係性を調査する上で最も有効な計数窓がどのようなものなのかを特定することも本研究の課題となる.

本研究の課題をまとめると、北西太平洋域でより検出効率の高い VLF / ELF 帯観測網を使用すること、解析事例数を増やしてデータを補強すること、最も有効な計数窓を特定することの 3 点となる。

Appendix

弱い台風(強度 1~3) 内部コア 発生期

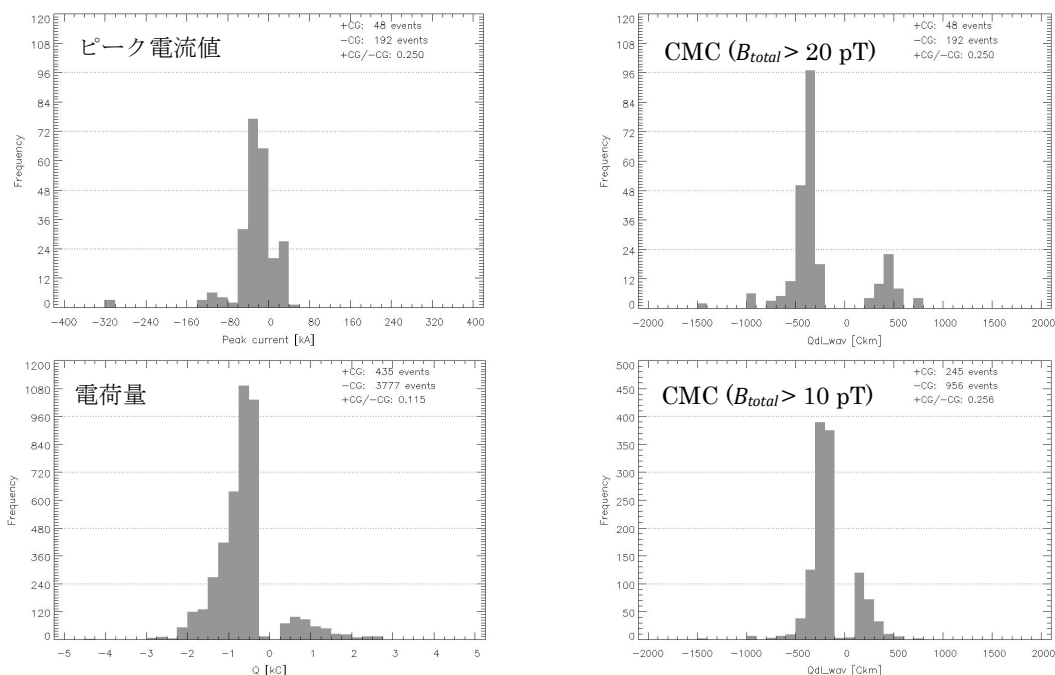


図 A1 弱い台風の発生期に内部コアで発生した雷放電のピーク電流値 (左上), CMC ($B_{total} > 20 \text{ pT}$) (右上), 電荷量 (左下), CMC ($B_{total} > 10 \text{ pT}$) (右下) の頻度分布. 各図の右上には正極性雷、負極性雷の数とその比を示している.

弱い台風(強度 1~3) 内部コア 発達期

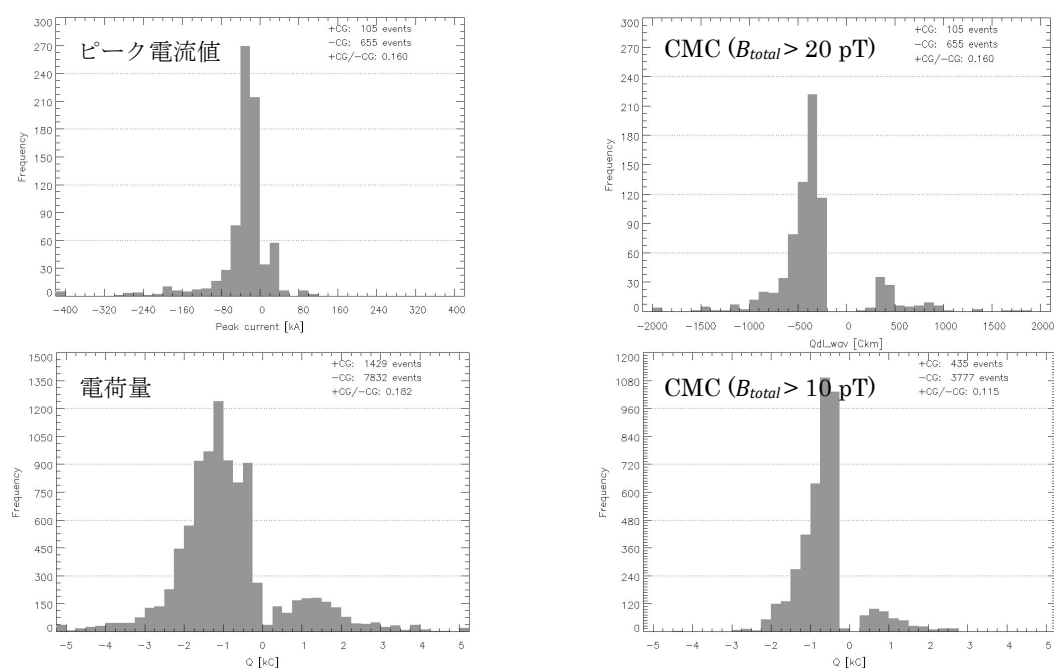


図 A2 弱い台風の発達期に内部コアで発生した雷放電の電気的特性頻度分布.

弱い台風(強度 1~3) 内部コア 最盛期

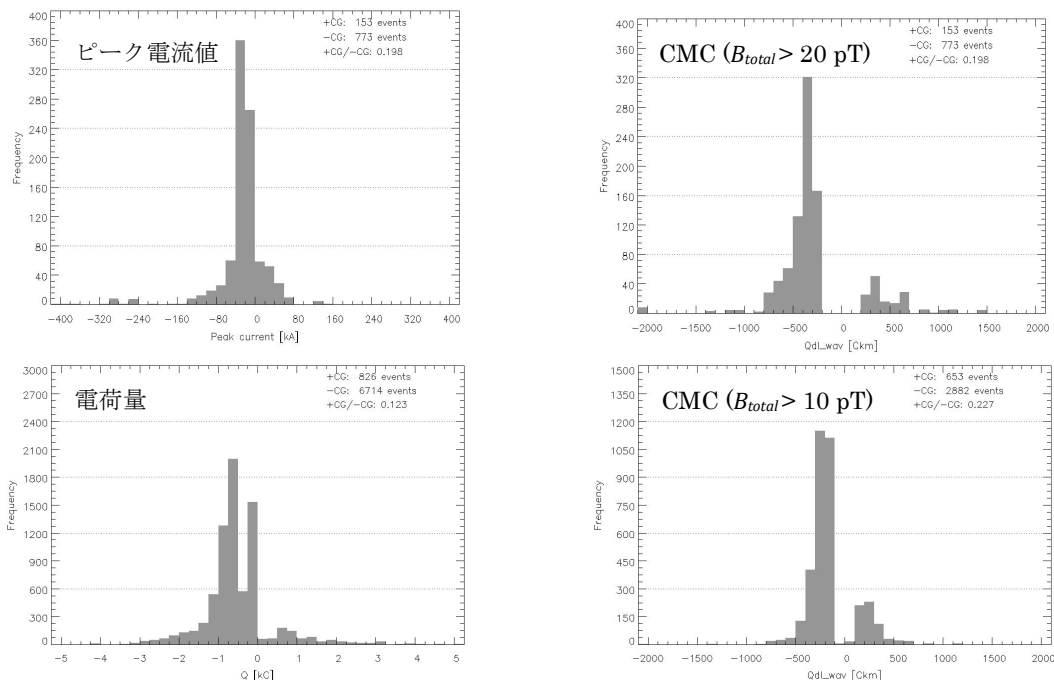


図 A3 弱い台風の最盛期に内部コアで発生した雷放電の電気的特性頻度分布。

弱い台風(強度 1~3) 内部コア 衰弱期

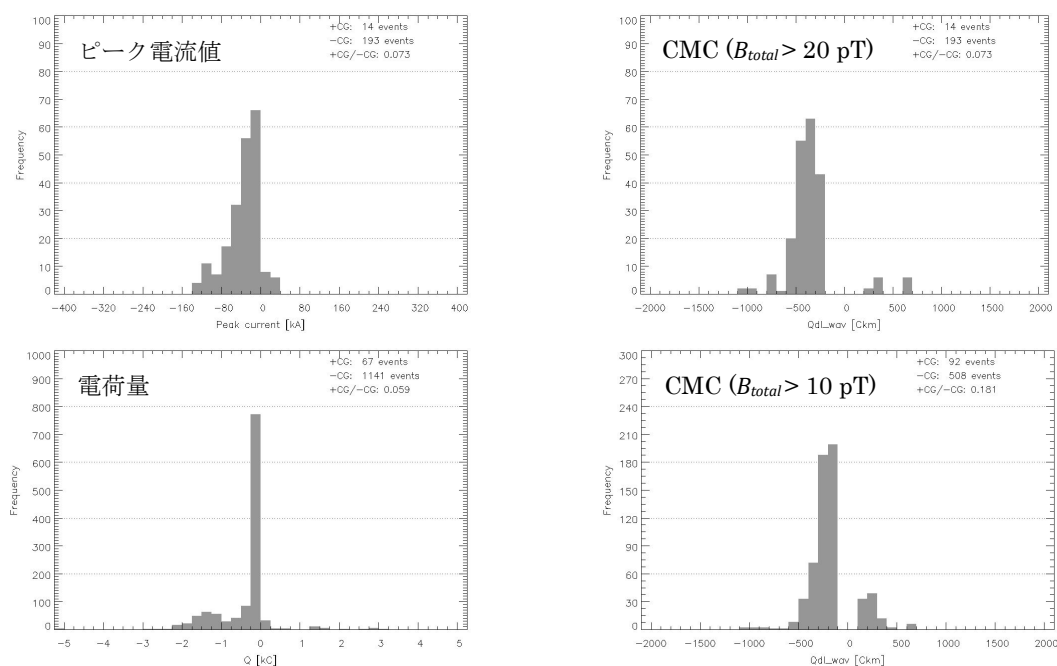


図 A4 弱い台風の衰弱期に内部コアで発生した雷放電の電気的特性頻度分布。

弱い台風(強度 1~3) レインバンド 発生期

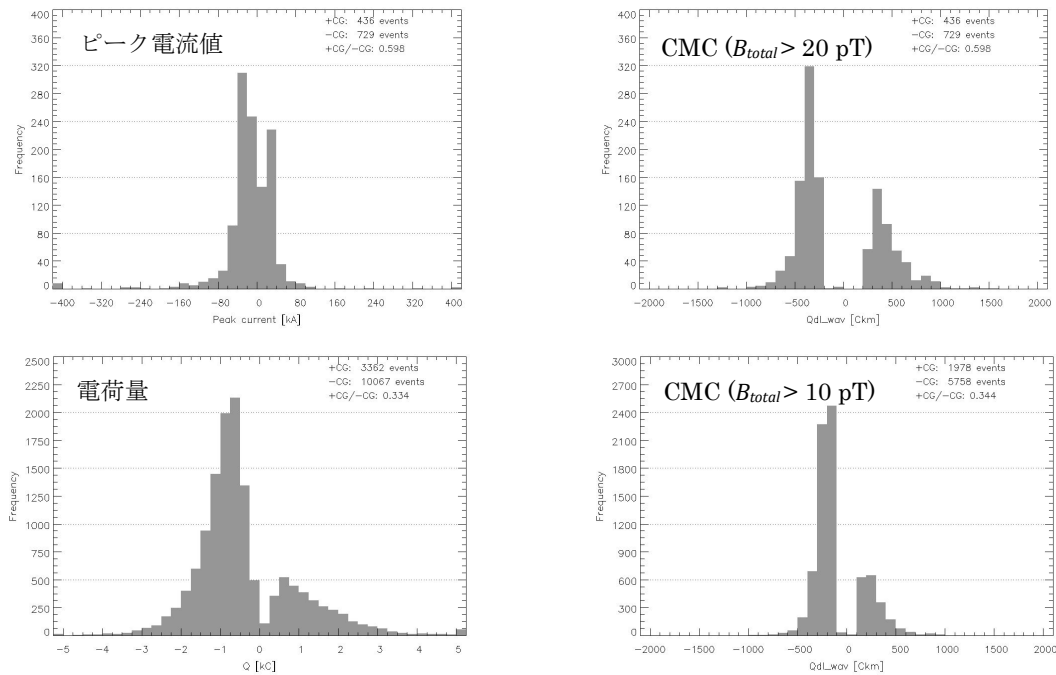


図 A5 弱い台風の発生期に内部コアで発生した雷放電のピーク電流値 (左上), CMC ($B_{total} > 20$ pT) (右上), 電荷量 (左下), CMC ($B_{total} > 10$ pT) (右下) の頻度分布. 各図の右上には正極性雷、負極性雷の数とその比を示している.

弱い台風(強度 1~3) レインバンド 発達期

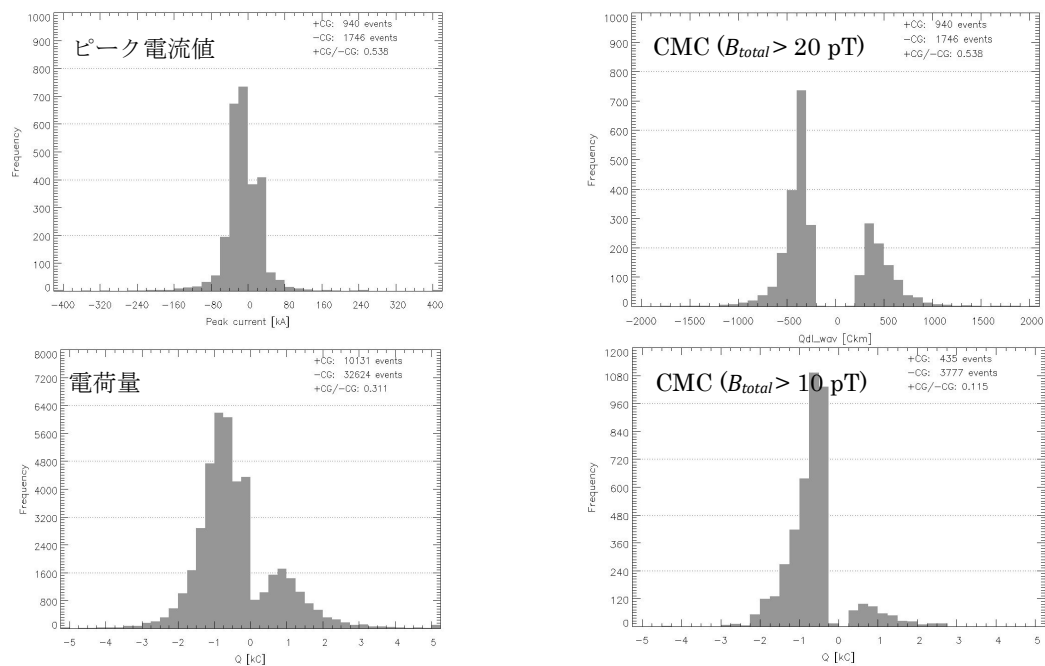


図 A6 弱い台風の発達期に内部コアで発生した雷放電の電気的特性頻度分布.

弱い台風(強度 1~3) レインバンド 最盛期

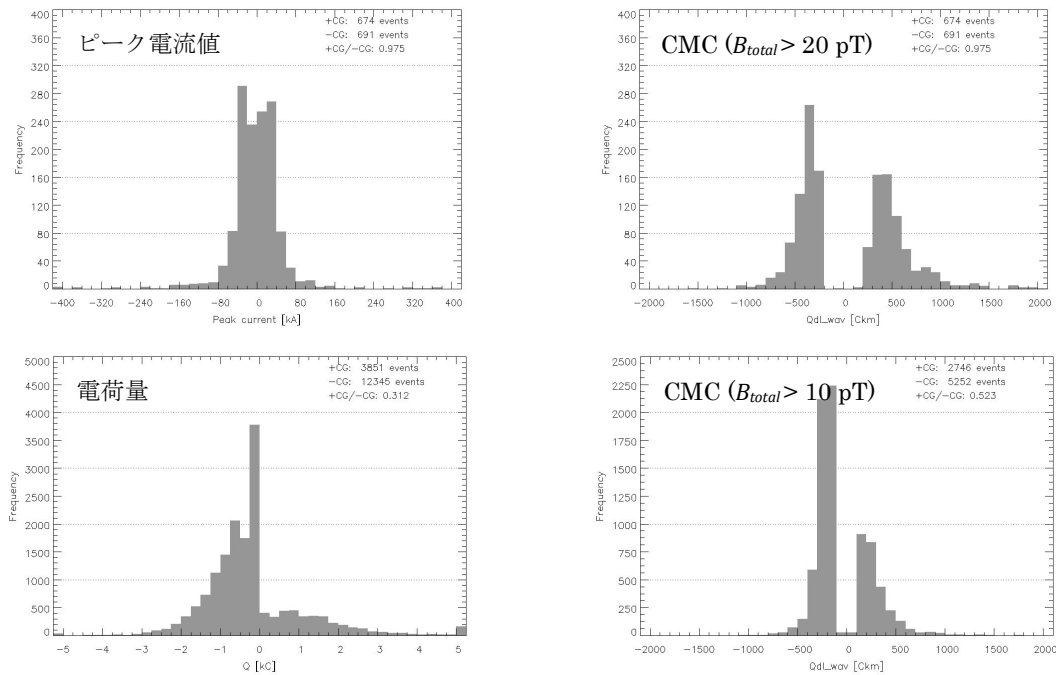


図 A7 弱い台風の最盛期に内部コアで発生した雷放電の電気的特性頻度分布。

弱い台風(強度 1~3) レインバンド 衰弱期

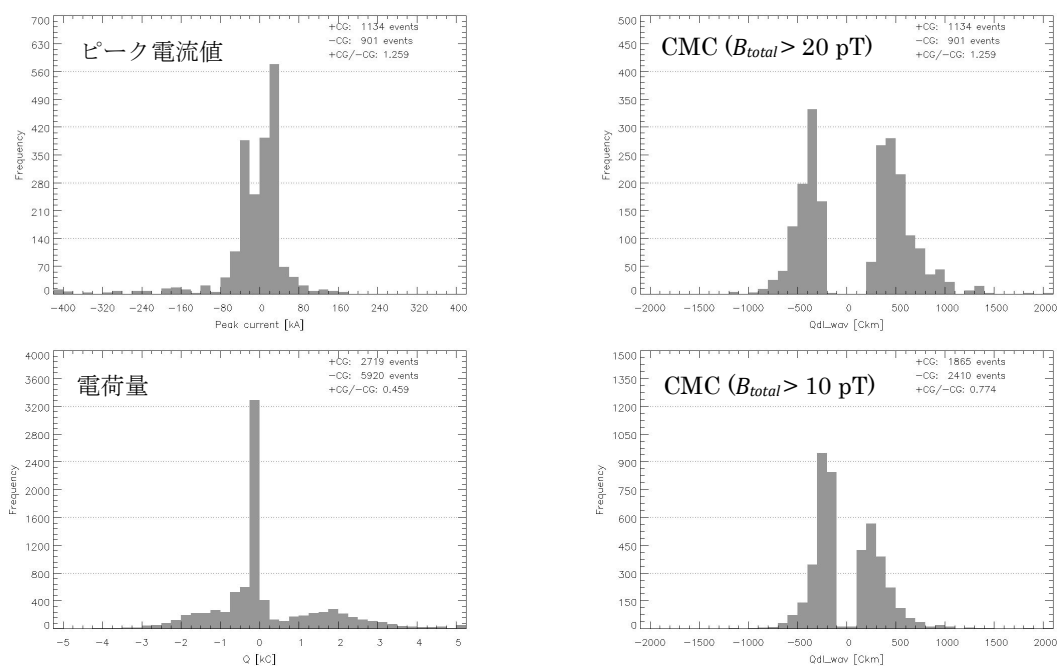


図 A8 弱い台風の衰弱期に内部コアで発生した雷放電の電気的特性頻度分布。

強い台風 (強度 4, 5) 内部コア 発生期

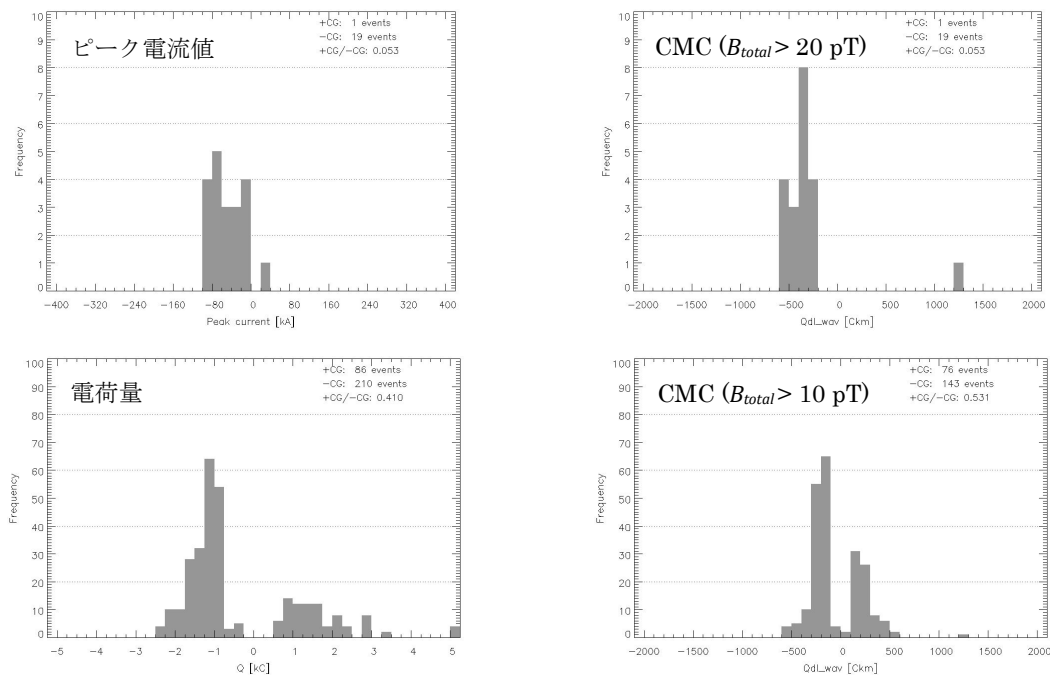


図 A9 強い台風の発生期に内部コアで発生した雷放電のピーク電流値 (左上), CMC ($B_{total} > 20$ pT) (右上), 電荷量 (左下), CMC ($B_{total} > 10$ pT) (右下) の頻度分布. 各図の右上には正極性雷、負極性雷の数とその比を示している.

強い台風(強度 4, 5) 内部コア 発達期

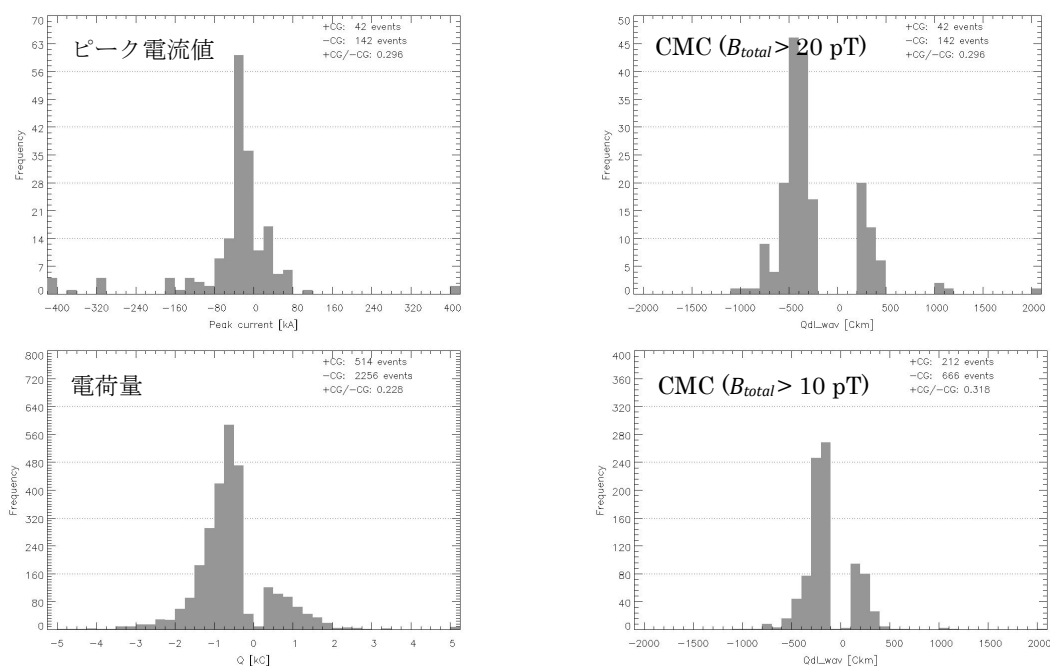


図 A10 強い台風の発達期における内部コア雷の電気的特性頻度分布.

強い台風(強度 4, 5) 内部コア 最盛期

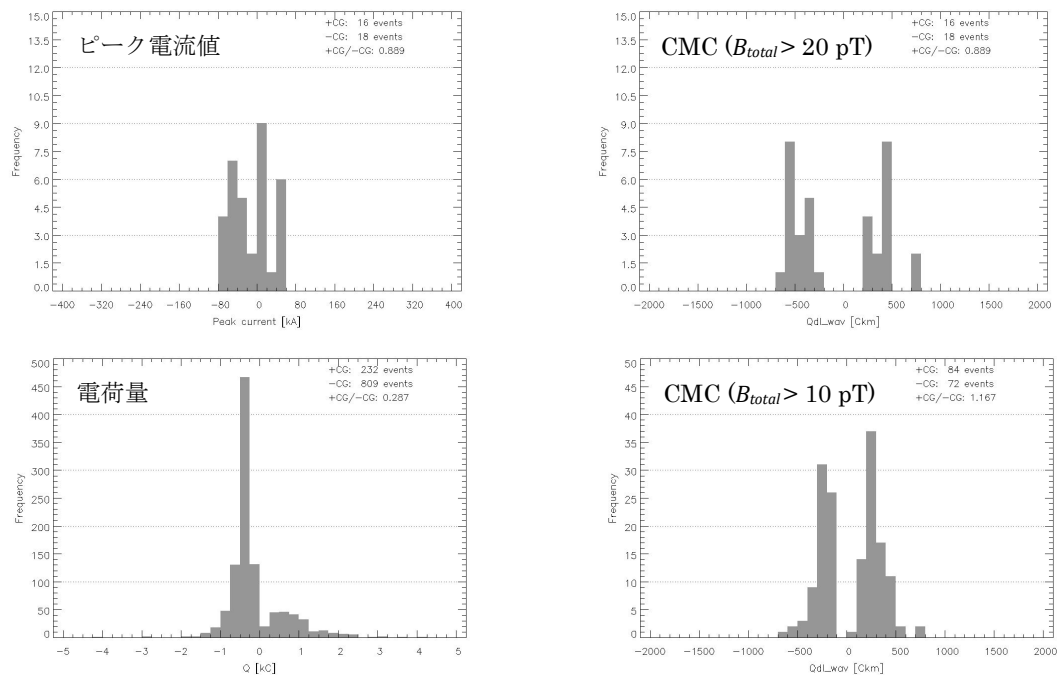


図 A11 強い台風の最盛期に発生した内部コア雷の電気的特性頻度分布。

強い台風(強度 4, 5) 内部コア 衰弱期

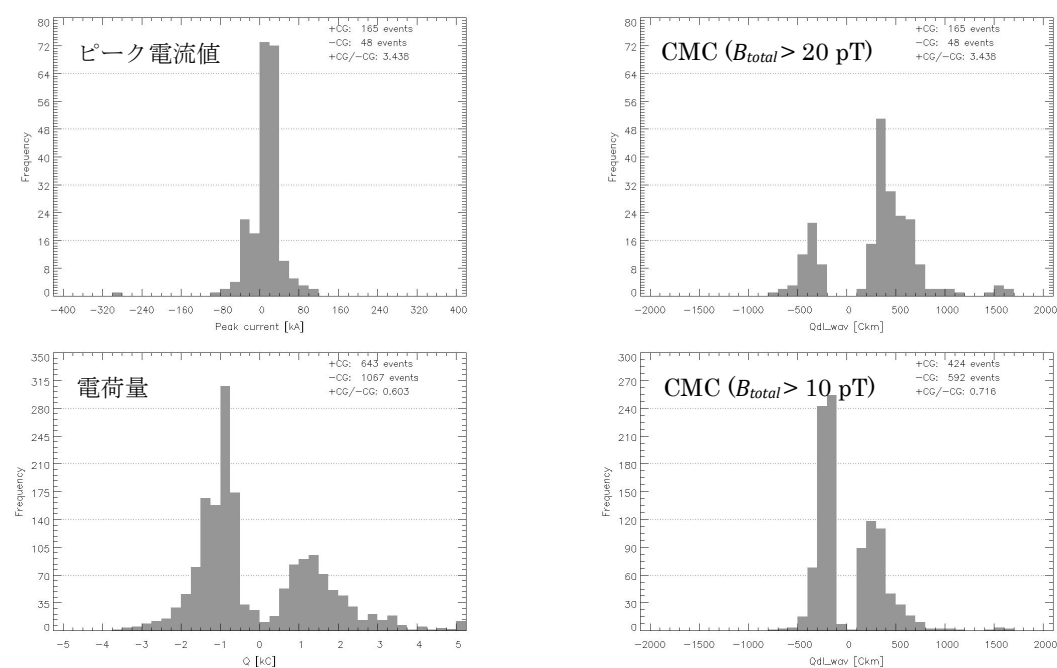


図 A12 強い台風の衰弱期に発生した内部コア雷の電気的特性頻度分布。

強い台風(強度 4, 5) レインバンド 発生期

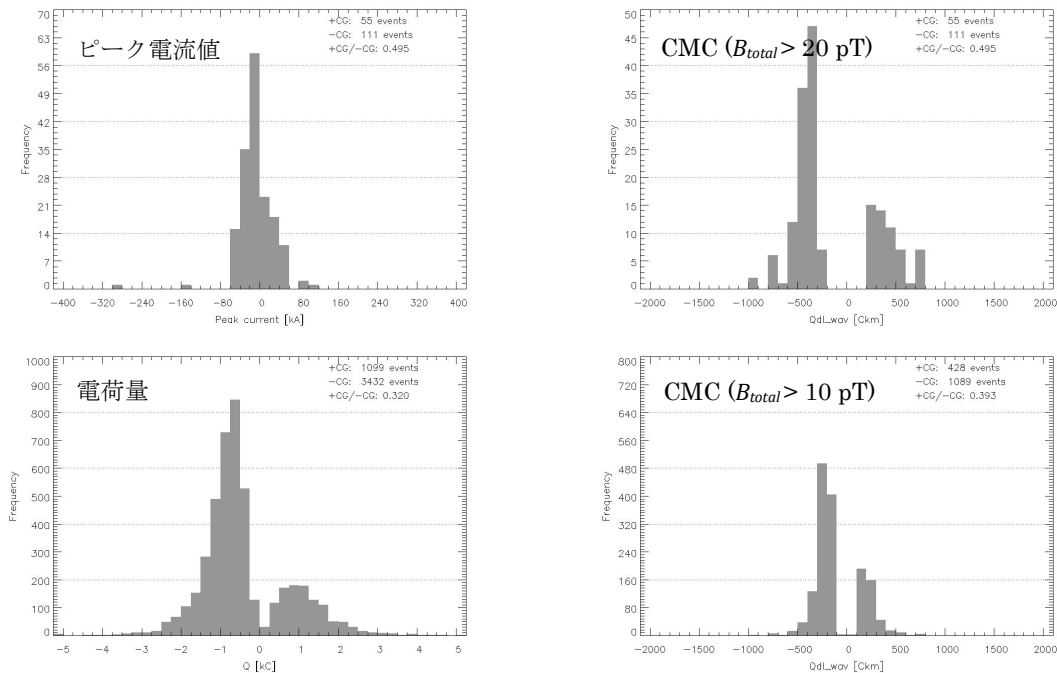


図 A13 強い台風の発生期にレインバンドで発生した雷放電のピーク電流値 (左上), CMC ($B_{total} > 20$ pT) (右上), 電荷量 (左下), CMC ($B_{total} > 10$ pT) (右下) の頻度分布. 各図の右上には正極性雷、負極性雷の数とその比を示している.

強い台風(強度 4, 5) レインバンド 発達期

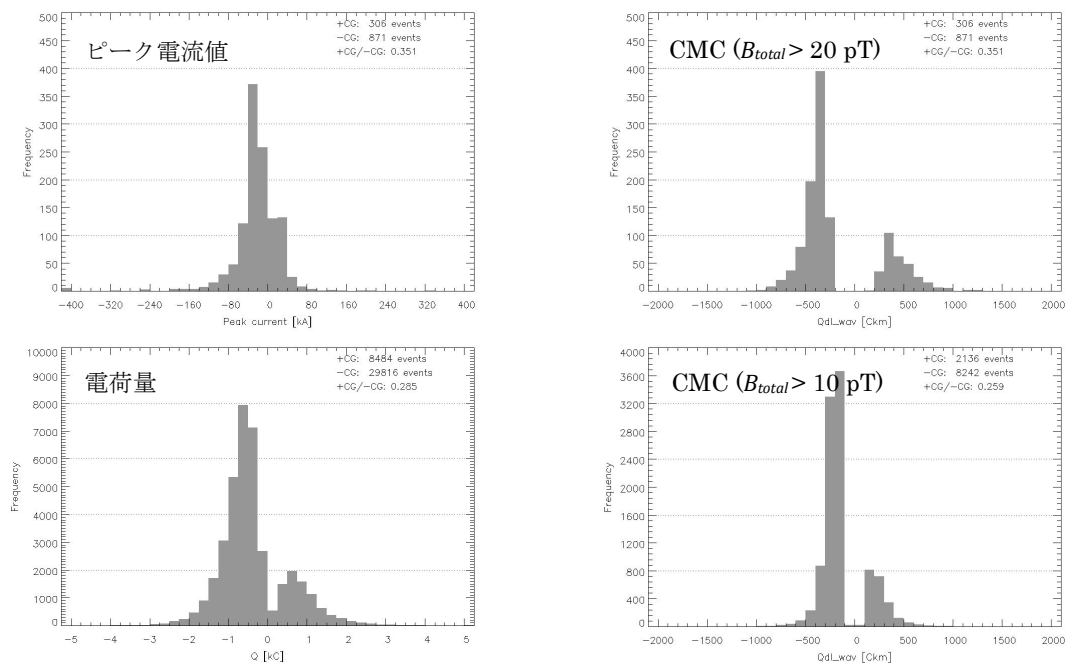


図 A14 強い台風, 発達期のレインバンドにおける電気的特性頻度分布.

強い台風(強度 4, 5) レインバンド 最盛期

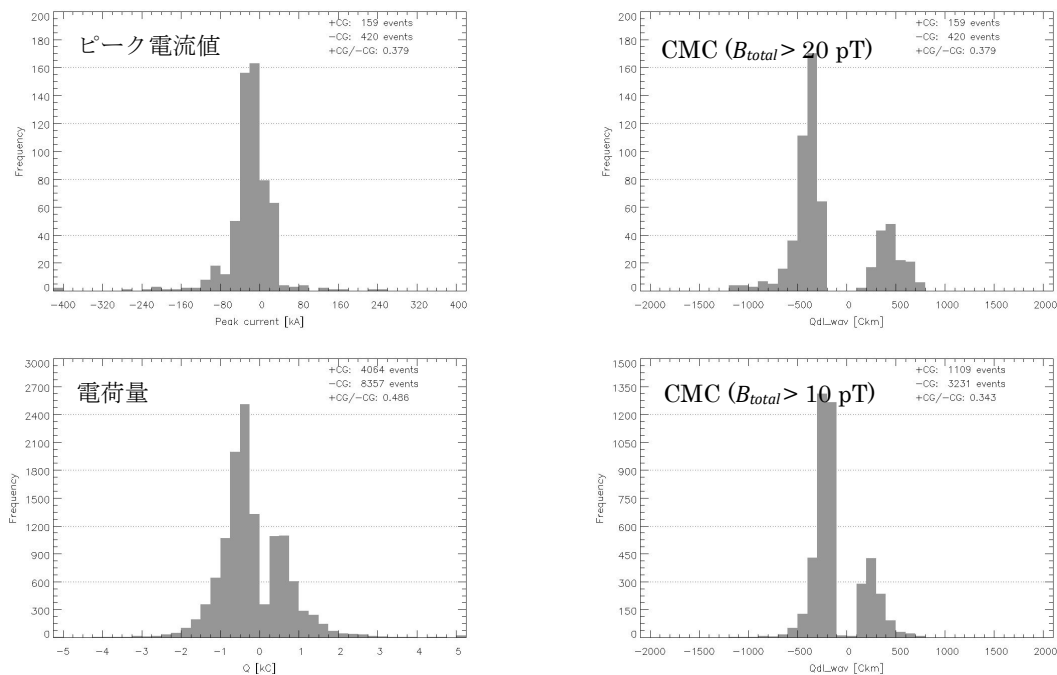


図 A15 強い台風, 最盛期のレインバンドにおける電気的特性頻度分布.

強い台風(強度 1~3) レインバンド 衰弱期

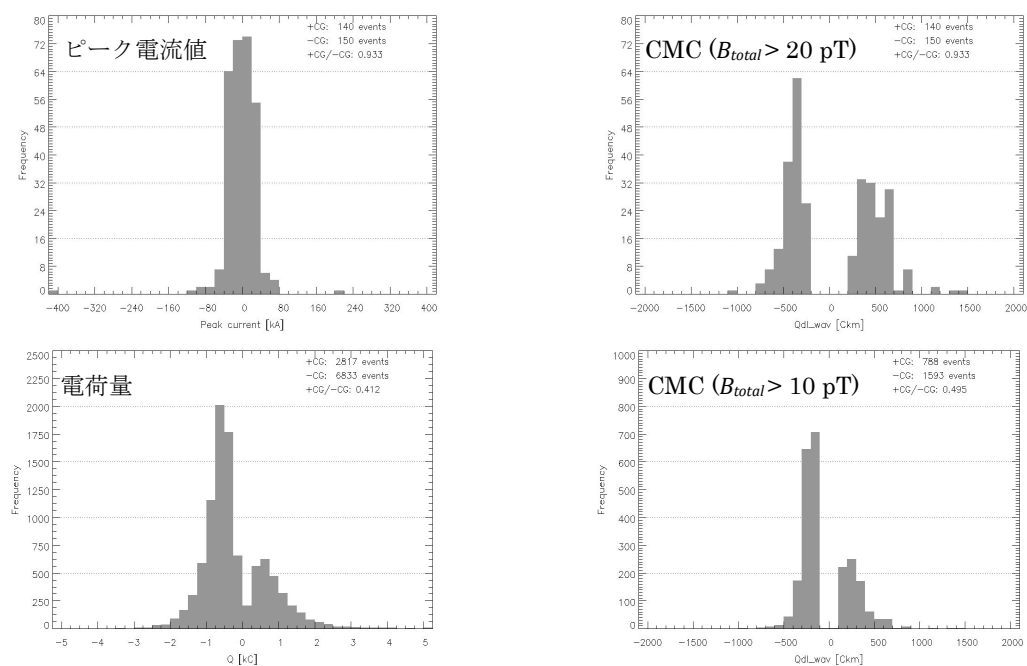


図 A16 強い台風, 衰弱期のレインバンドにおける電気的特性頻度分布.

謝辞

本論文を作成するにあたり、多くの方のご支援を受けました。この場を借りてお礼申し上げます。指導教員の佐藤光輝教授は、貴重な時間を割いて粘り強くご指導くださり、大変お世話になりました。ご多忙の中、適切に助言、提案をくださり、時には叱咤してくださいました。私が1年間の休学を申し出る際、不手際によりご迷惑をおかけしたにも関わらず、許可してくださいました。休学期間を含め、研究室に在籍していた4年間、実に多くのことを学ぶことができました。心より感謝いたします。高橋幸弘教授、久保田尚之准教授はじめ、本研究室のメンバーの方々からはEOUセミナーにて研究に対する助言、コメントを多数いただきました。高橋教授も佐藤教授と同様に、不手際があったにも関わらず私の休学を許可してくださいました。また、高橋教授のサイエンスに対する真摯な姿勢に大きな刺激を受けました。久保田准教授は、台風や気象に関してご教授くださったり、短期支援員として研究の補助をさせていただいた際には非常に興味深い経験をさせていただいたりしました。ありがとうございました。本研究室のトラビ・カンビーズ氏、石田百合乃氏、渡部成美氏、野田明羅氏、廣部拓巳氏は、私が主催した自主ゼミに、過酷なスケジュールだったにも関わらず参加してくださいました。自分とは異なる専門分野についてより深く知ったり、発表の経験を積むいい機会になりました。惑星宇宙グループのメンバーの方々には、日々の研究室生活にて大変お世話になりました。精神的に厳しく感じていた時期には、ほんの何気ない会話が大きな心の支えになりました。吉田辰哉氏、大野辰遼氏をはじめとする先輩方には、お忙しい中、多くの相談に親身に乘ってくださいました。苦勞を共にした同期には、心強さ感じることができました。音羽電機工業株式会社の工藤剛史博士は、OB訪問をさせていただいた際、ご多忙の中、時間を割いてお会いしてくださいました。その際に、貴重なお話や研究に対する助言をくださいました。また、音羽電機工業株式会社様から内定をいただき、本研究に対して高いモチベーションを保つことができました。本研究を進めるうえで関わってくださった全ての方々に、心から感謝申し上げます。

最後に、これまで家族に多大なご支援をいただきました。両親は、私の1年間の休学を、悩んだ末に許可してくださいました。休学中、大変なご迷惑とご心配をかけたにもかかわらず、私が復学後に経済的な心配をしなくても済むようにご支援くださいました。おかげさまで貴重な体験や、不自由のない研究生活をすることができました。本論文は家族の支援がなければ作成することはできませんでした。本当にありがとうございます。

参考文献

Blakeslee, R. J., Lang, T. J., Koshak, W. J., Buechler, D., Gatlin, P., Mach, D. M., et al. (2020). Three years of the Lightning Imaging Sensor onboard the International Space Station: Expanded global coverage and enhanced applications. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, *125*, e2020JD032918. <https://doi.org/10.1029/2020JD032918>

Budden, K. G. (1961), *The Wave-guide Mode Theory of Wave Propagation*, p.43 Prentice-Hall.

Burke, C. P. And D. L. Jones (1992), On the polarity and continuing currents in unusually large lightning flashes deduced from ELF events, *J. Atmos. Terr. Phys.*, *54*, 243.

千葉大学環境リモートセンシング研究センターデータベース
<http://www.cr.chiba-u.jp/japanese/database.html>

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.

Cummer, S. A., and U. S. Inan (2000), Modeling ELF radio atmospheric propagation and extracting lightning currents from ELF observations, *Radio Sci.*, *35*, 385-394, doi:10.1029/1999RS002184.

Cummer, S. A., W. A. Lyons, and M. A. Stanley (2013), Three years of lightning impulse charge moment change measurements in the United States, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *118*, 5176-5189, doi:10.1002/jgrd.50442.

Cummins K and M. Murphy (2009), An Overview of Lightning Locating Systems: History, Techniques, and Data Uses, With an In-Depth Look at the U.S. NLDN (2009 - invited paper), *IEEE Transactions on*

Electromagnetic Cmpatibility, 51 (3), pp. 499-518, August 2009.

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.

DeMaria M, DeMaria RT, Knaff JA, Molenaar D (2012), Tropical cyclone lightning and rapid intensity change. *Mon Wea Rev* 140:1828–1842. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-11-00236.1>

Fierro AO, Mansell ER (2017) Electrification and lightning in idealized simulations of a hurricane-like vortex subject to wind shear and sea surface temperature cooling. *J Atmos Sci* 74 :2023–2041. <https://doi.org/10.1175/JAS-D-16-0270.1>

筆保弘徳・伊藤耕介・山口宗彦 (2014) 『台風の正体』朝倉書店

Goodman, S. J., R. Blakeslee, H. Christian, W. Koshak, J. Bailey, J. Hall, E. McCaul, D. Buechler, C. Darden, J. Burks, T. Bradshaw, and P. Gatlin (2005), The North Alabama Lightning Mapping Array: Recent severe storm observations and future prospects, *Atmos. Res.*, 76, 423-437.

Heckman. S., 2014 ENTLN Status Update. XV International Conference on Atmospheric Electricity, 15-20 June 2014, Norman, Oklahoma, U.S.A.

本多嘉明 (2020) 「地球観測グランドデザイン 「将来の静止衛星観測に係る検討会 (MInT) 」 の活動報告」
[https://www.jma-net.go.jp/sat_info/himawari/kondan/kai2/shiryou2_2-3.pdf].

Huang, E., E. Williams, R. Boldi, S. Heckman, W. Lyons, M. Taylor, T. Nelson, and C. Wong (1999), Criteria for sprites and elves based on Schumann resonance observations, *J. Geophys. Res.*, 104, 16,943-16964, doi:1029/1999JD900139.

Huang, S.M., C.L. Hsu, A. B. Chen, J. Li, L. J. Lee, G. L. Yang, Y. C. Wang, R. R. Hsu, and H. T. Su (2011), Effects of notch-filtering on the ELF sferics and the physical parameters, *Radio Sci.*, vol.46, RS5014, doi:10.1029/2010RS004519.

Ishii, M., F. Fujii, T. Shimohori, M. Saito, A. Sugita, and S. Hidayat (2001), Detection efficiency of JLDN, Proc. 12nd Ann. Confer. PE Soc. IEEJ Vol. B, 191-192. (in Japanese)

JAXA/EORC Tropical Cyclones Database
[https://sharaku.eorc.jaxa.jp/TYP_DB/index.html].

JICA フィリピン国 防災セクター戦略策定のための 情報収集・確認調査 ファイナルレポート (2017) [<https://openjicareport.jica.go.jp/pdf/12284998.pdf>]

Joint Typhoon Warning Center (JTWC)
[<https://www.metoc.navy.mil/jtwc/jtwc.html>]

気象庁 Home Page: 台風予報の精度検証結果
[https://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typ_kensho/typ_hyoka_top.html]

気象庁 Home Page: 台風の大きさと強さ
[<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/typhoon/1-3.html>]

高知大学気象情報頁 [<http://weather.is.kochi-u.ac.jp/>].

Krider, E. P., A. E. Pifer, and D. L. Vance (1980), Lightning direction finding system for forest fire detection, bull. Am. Meteorol. Soc., Boston, Mass.

Kudo, T. (2014), A study of lightning magnitudes and thunderstorm activity based on the observation of VLF sferics, *Ph. D. thesis*, Hokkaido University.

- Lang, T. J., S. A. Cummer, D. Petersen, L. Flores-Rivera, W. A. Lyons, D. MacGorman, and W. Beasley (2015), Large charge moment change lightning on 31 May to 1 June 2013, including the El Reno tornadic storm, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *120*, 3354–3369, doi:10.1002/2014JD022600.
- MacGorman, D. R., C. Emeric., and P. L. Heinselman (2012), Lightning activity in a hail-producing storm observed with phased-array radar, paper presented at 22nd International Lightning Detection Conference, Broomfield, Colorado, USA.
- Matsui, M.; Michishita, K.; Yokoyama, S. Characteristics of Negative Flashes with Multiple Ground Strike Points Located by the Japanese Lightning Detection Network. *IEEE Trans. Electromagn. Compat.* 2019, *61*, 751–758.
- Murphy, M., and A. Nag (2015), Cloud lightning performance and climatology of the U.S. based on the upgraded U.S. National Lightning Detection Network, in Seventh Conference on the Meteorological Applications of Lightning Data, paper 8.4, Am. Meteorol. Soc., Phoenix, AZ
- 新野宏: 「シビア現象」の理解・予測への課題と期待」, 2010 年度日本気象学会 春季大会シンポジウム 「災害軽減に向けたシビア現象予測の将来」 報告, 2 (2012)
- Pan, L., X. Qie, and D. Wang (2014), Lightning activity and its relation to the intensity of typhoons over the Northwest Pacific Ocean, *Adv. Atmos. Sci.*, *31* (3), 581–592, doi:10.1007/s00376-013-3115-y.
- 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.
- Petersen, W. A., and S. A. Rutledge, 1992: Some characteristics of cloud-to-ground lightning in tropical northern Australia. *J. Geophys. Res.*, *97*, 11 553–11 560, doi:10.1029/92JD00798.

- Price, C., M. Asfur, and Y. Yair (2009), Maximum hurricane intensity preceded by increase in lightning frequency, *Nat. Geosci.*, 2, 329–332, doi:10.1038/NGEO477.
- Rakov V. A. and M. A. Uman (2003), *Lightning-Physics and Effects*. Cambridge University Press, 687pp.
- Rodger, C. J., J. B. Brundell, and R. L. Dowden, 2005: Location accuracy of VLF World Wide Lightning Location (WWLL) network: Post-algorithm upgrade. *Ann. Geophys.*, 23, 277-290.
- Rodger, C. & Brundell, J. & Holzworth, Robert & Lay, Erin. (2009). Growing Detection Efficiency of the World Wide Lightning Location Network. *AIP Conf. Proc.* 1118. 10.1063/1.3137706.
- Said, R. K., and M. Murphy, 2016: GLD360 upgrade: Performance analysis and applications. Extended Abstracts, 24th Int. Lightning Detection Conf. and Sixth Int. Lightning Meteorology Conf., San Diego, CA, Vaisala, 8 pp.
- Sato, M., and H. Fukunishi, (2003). Global sprite occurrence locations and rates derived from triangulation of transient Schumann resonance events, *Geophys. Res. Lett.*, 30 (16), 1859, doi: 10.1029/2003GL017291.
- Sato, M. (2004), *Lightning and Sprite Activities and Their Solar Activity Dependencies*, Ph. D. thesis, Tohoku University
- Sato, M., Y. Takahashi, A. Yoshida, and T. Adachi (2008), Global distribution of intense lightning discharges and their seasonal variations, *J. Phys. D: Appl. Phys.*, 41, 234011.
- Sato, M., F. Tsuchida, N. Honma, D. Tsurushima, and Y. Takahashi (2013), *Lightning Current Measurement Based on ELF Magnetic Field Observations*, AP-RASC 2013, Taipei, Taiwan.

- Sato, Y., Miyamoto, Y. & Tomita, H. (2019). Large dependency of charge distribution in a tropical cyclone inner core upon aerosol number concentration. *Prog Earth Planet Sci* 6, 62. doi: 10.1186/s40645-019-0309-7
- Saunders. C. P. R. , H. Bax-Norman, C. Emersic, E.E. Avila, N.E. Castellano (2006) Laboratory studies of the effect of cloud conditions on graupel/crystal charge transfer in thunderstorm electrification *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 132, pp. 2653-2673
- Schultz. C.J, W.A. Petersen, Carey L.D. (2009) Preliminary development and evaluation of lightning jump algorithms for the real-time detection of severe weather *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 48(12), pp. 2543-2563
- Sentman, D. D. (1987), Magnetic elliptical polarization of Schumann resonances, *Radio Sci.*, 22, 595
- Sentman, D. D. and Frazer, B. J. (1991), Simultaneous observations of Schumann resonances in California and Australia: ionospheric cavity, *Icarus*, 88, 73.
- 清水千春, (2017), ELF 帯電波観測に基づく雷放電電荷量の推定とダウンバースト発生条件に関する研究, 北海道大学大学院修士論文
- 昭和 20 年 9 月『枕崎台風』| 広島県
[<https://www.pref.hiroshima.lg.jp/soshiki/100/makurazaki.html>]
- Soula. S., and S. Chauzy (2001), Some aspects of the correlation between lightning and rain activities in thunderstorms, *Atmos. Res.*, 56, 355– 373.
- 高橋 劭 (1986), 雷の電気, 気象研究ノート, 154 号, 365-379.
- 高橋 劭, (2004), 2003 年度藤原賞記念講演「雷雲電荷発生機構 : 霰の電荷符号逆転の謎」 天気, 日本気象学会, 51, 7-15

Thomas, J. N., Solorzano, N. N., Cummer, S. A. and Holzworth, R. H., Polarity and energetics of inner core lightning in three intense North Atlantic hurricanes. *J. Geophys. Res.*, 2010; doi:10.1029/2009JA014777.

辻野智紀 (2018), 「台風物理学入門」
[http://www.itonwp.skr.u-ryukyu.ac.jp/Typhoon_Research_Group/lecture/2017/2017_Tsujino.pdf]

Virts, K. S., Wallace, J. M., Hutchins, M. L., & Holzworth, R. H. (2013). Highlights of a New Ground-Based, Hourly Global Lightning Climatology, *Bulletin of the American Meteorological Society*, 94(9), 1381-1391

Wang, F., Zhang, Y., Liu, H., Yao, W., Meng, Q., (2016). Characteristics of cloud-to-groundlightning strikes in the stratiform regions of mesoscale convective systems. *Atmos.Res.* 178–179, 207–216.

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.

Whittaker, I. C., E. Douma, C. J. Rodger, and T. J. C. H. Marshall (2015), A quantitative examination of lightning as a predictor of peak winds in tropical cyclones, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 3789–3801, doi:10.1002/2014JD022868.

Williams, E. R., B. Boldi, A. Matlin, M. Weber, S. Hodanish, D. Sharp, S. Goodman, R. Raghavan, and D. Buechler (1999), The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms, *Atmos. Res.*, 51, 245-265.

WMO HP OSCAR Space Based Capabilities
[<https://www.wmo-sat.info/oscar/satellites/>].

WWLLN - The World Wide Lightning Location Network. [<https://wwlln.net/>]

WWLLN Home Page: TOGA Network Global Lightning Map
[http://wwlln.net/TOGA_network_global_maps.htm]

- Yamashita, K.(2011), Study on the global and Asian lightning activity based on the observation of ELF/VLF sferics, *Ph. D. thesis*, Tohoku University.
- Yamashita, K., Y. Takahashi, M. Sato, and H. Kase (2011), Improvement in lightning geolocation by time-of-arrival method using global ELF network data, *J. Geophys. Res.*, 116, A00E61, doi:10.1029/2009JA014792.
- Zhang, W., Y. Zhang, D. Zheng, F. Wang, and L. Xu (2015), Relationship Between lightning activity and tropical cyclone intensity over the northwest Pacific, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 4072–4089, doi:10.1002/2014JD022334.
- Zheng, D., Zhang, Y., Meng, Q., Chen, L., & Dan, J. (2016). Climatological Comparison of Small- and Large-Current Cloud-to-Ground Lightning Flashes over Southern China, *Journal of Climate*, 29(8), 2831-2848, doi: 10.1175/JCLI-D-15-0386.1t
- Zhu, Y., V. A. Rakov, M. D. Tran, and A. Nag (2016), A study of National Lightning Detection Network responses to natural lightning based on round truth data acquired at LOG with emphasis on cloud discharge activity, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 14,651–14,660, doi:10.1002/2016JD025574.