

# 台風 Haiyan の強度発達と雷放電活動の 相関性に関する研究

北海道大学 理学部 地球惑星科学科

学籍番号：02140998

丹羽 俊輔

Shunsuke Niwa

(指導教官：佐藤光輝)

平成30年3月2日

## 要旨

毎年、世界各地で熱帯低気圧による大きな被害が発生している。熱帯低気圧の1つである台風に関しては、2013年11月にフィリピンを襲った台風 Haiyan では、死者 6300 人以上、被害総額 20 億米ドルという被害をもたらした [National Disaster Risk Reduction Management Council, 2014]。台風被害を軽減するためには、台風の進路と規模の正確な予報が重要となる。Ito [2016] は、現在気象庁が台風の予報に使用している全球数値予報モデル (JMA-GSM) における台風の中心位置、中心気圧、最大風速の予報誤差が過去 30 年でどのように推移しているのかを評価した。その結果、台風の進路予報は年々向上しているが、強度予報は年々悪化していることが明らかになった。台風が引き起こし得る災害リスクの軽減化のために、台風の強度予報の正確性を向上させることは近年の重要な課題となっている。

一方、台風の強度発達を雷活動から予測するという、従来とは全く異なるアプローチで迫る研究が近年精力的に進められている。Price et al. [2009] は、強い規模をもつ台風では雷放電数が最大風速より約 30 時間先行し、両者の時間変化は高い相似性を示すことを報告した。Demaria et al. [2012] では、内部コア内の雷発生密度は最大風速が弱まる前に増加し、レインバンド内では最大風速が強まる前に雷発生密度が増加することを示した。これらの先行研究が示すように、雷活動は台風強度の良い指標となり、強度予報に応用できる可能性があることが強く示唆している。

しかしながら、雷活動と台風の強度発達の関係性の先行研究は数多くあるが、どれも雷放電数のみを扱っており、電荷モーメント変化量 (CMC : Charge Moment Change) などの電気的特性について着目して比較を行った例は皆無である。雷放電は積乱雲の鉛直対流活動と密接に関係しており、また積乱雲の鉛直対流活動は台風の強度発達に直結すると考えられるので、雷放電は台風の強度発達の指標になる。雷放電は放電現象のため、雷放電の発生頻度だけでなく、CMC やピーク電流値などの電気的特性も独立した鉛直対流の指標となっている。雷放電数とは違う CMC やピーク電流値などの指標に着目して積乱雲の鉛直対流活動を調べることで、台風の強度予報につながる新たな関係性を発見することができるのではないかと仮定した。そこで本研究では、雷放電の CMC とピーク電流値という 2 つの独立した電気的特性を示す物理量を用いて、雷活動と台風の強度発達の関係性を調べることを最終目標としている。本論文ではその最初の段階として、2013 年 11 月にフィリピンで甚大な被害をもたらした台風

Haiyan を例にとり、雷活動と台風の強度発達との関係性を調べた。

本研究では、気象庁から得られる台風 Haiyan に関するデータ、WWLLN (World Wide Lightning Location Network) から得られる雷データ、昭和基地で取得される ELF 帯電磁波動データを用いて解析を行った。台風 Haiyan の事例のみの結果ではあるが、雷放電数と台風の強度発達の関係は、先行研究と整合する結果となった。CMC とピーク電流値に関して、雷を計数する緯度・経度範囲によって相関性や特徴は異なるが、台風強度との強い関係を見出すことができた。雷放電数、CMC、ピーク電流値の全ての指標において、雷放電を計数する緯度・経度範囲を台風の強度発達に伴って時間的に変化させる場合と、緯度・経度範囲を時間的に固定する場合で相関性の違いを比べた。その結果、雷放電を計数する緯度・経度範囲を台風の発達に伴って時間的に変化させる場合の方が、相関性は高いことが明らかになった。またレインバンドに該当する範囲で台風強度が最大になる約 1 日前に、雷放電数だけでなく CMC やピーク電流値も最大をとることが確認されたことから、レインバンドにおける雷活動が台風の強度発達と密接に関係していることも明らかになった。

今回の解析では、台風 Haiyan における雷活動を検知するために、ELF 波動観測データと検出効率が低い WWLLN のデータとの比較から雷放電を同定した。このため、計算に使用した雷放電数は非常に少ないものであった。推定結果の統計誤差を低減化するため、今後はより多くの雷放電を ELF 波動観測データから独自に決定できるような、解析手法の見直しが必要と考える。また、全てのレインバンドを含める緯度・経度範囲で雷放電数と台風強度の相関が最大となったが、そのような範囲で解析を行う際に、台風と無関係な雷を解析に含めない手法を確立することで、CMC、ピーク電流値でもより高い相関がみられると予測している。

今後は、台風 Haiyan 以外の台風についても解析を進める。先行研究では、雷を計数する緯度・経度範囲を一定にとり、台風の強度発達と雷放電数の関係を調べていた。しかし、台風の発達に伴って雷放電を計数する緯度・経度範囲を時間的に変化させる場合、雷放電数だけでなく CMC などの電気的特性も用いて台風の強度発達を統計的に調べることで、台風強度予報につながる新たな特徴を発見できることが考える。

# 目次

1. 序論	5
1.1 雷	5
1.2 台風	7
1.3 台風強度と雷活動の関係性	11
1.4 目的	13
2. 観測データ	14
2.1 台風 Haiyan	14
2.2 WWLLN	15
2.3 GEON	16
3. 解析手法	18
3.1 雷放電数	18
3.2 CMC およびピーク電流値の推定	21
4. 結果	28
4.1 雷放電数	28
4.2 CMC およびピーク電流値	31
5. 考察	36
6. まとめ	43
7. 謝辞	45
8. 参考文献	46

# 1. 序論

## 1.1 雷

### 1.1.1 雷放電と雷雲の形成

雷は、大気中で大量の正負の電荷分離が起こり、それらの電荷が放電によって中和される現象である。雷雲内で起こる放電を雲内放電（IC: Intracloud Discharge）、雷雲—地上間で起こる放電を対地放電（CG: Cloud-to-Ground Discharge）と呼び、対地放電は正極性と負極性（+CG, -CG）がある。雷活動を伴う積乱雲には、誕生、発達、成熟、減衰、消失の5つの段階がある。図 1.1.1 に雷雲形成過程の概念図を示す。誕生から消失までの時間は約1時間であり、雷雲の帯電の強さは各段階で異なる。雷雲の内部には、サイズが大きなあられと小さい氷晶が混在しており、それらが衝突することで、大きなあられは負に、小さな氷晶は正に帯電する[Soula, 2012]。上昇気流による終端速度の違いにより、小さな氷晶は上方へ、大きなあられは下方へ向かい、電荷分離を引き起こし、電場が発生する。雷雲の内部では、誕生から20分以内で正、負に帯電した領域ができ、電場の値が臨界電場に達すると雷放電が起こる。したがって雷放電は発達、成熟、減衰の段階で確認される[Price, 2013]。典型的には、発達期には雲内放電、成熟期には対地放電、減衰期には両方が確認される[Williams et al., 1989]。

### 1.1.2 雷放電による電磁波とその伝搬

雷放電が発生すると、その電流によって電磁波が発生する。雷放電による電磁波のうちELF帯やVLF帯の電磁波は、地面と電離圏の間を反射することで地球上を伝搬する。周波数によって伝搬の際の減衰率が異なり、周波数が低い電磁波ほど減衰率が低くなるので、長距離伝搬することができる。これらの電磁波を観測することで、遠距離からリアルタイムで雷活動を監視することができる。雷放電による電磁波のうち、超長波（VLF; 3–30 kHz）では約1000–3000 km、極超長波（ELF; 3–300 Hz）では地球全周をそれぞれ伝搬することがわかっている。そのため、これらの周波数帯の電磁波を用いた雷観測が行われている。

雷放電は、地球全体で1秒当たり約50回発生している[Christian et al., 2003]。これらの雷放電による電磁波により、ELF帯において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あらわれるスペクトル構造をもっている. 図 1.1.2 に雷放電による電磁波伝搬とシューマン共鳴の概念図を示す.

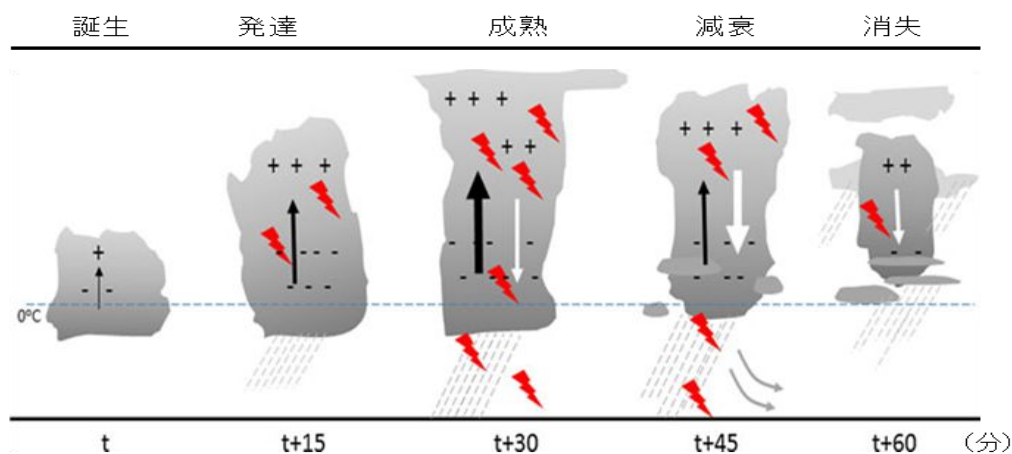


図 1.1.1 雷雲形成過程と雷活動の概念図. 雷雲誕生から 15 分ごとの発達段階を示す. 黒矢印は上昇気流, 白矢印は下降気流, 太さは強度をそれぞれ表す. 横軸は時間を表し, 単位は分である. 誕生から消失までのサイクルは約 60 分である. (*Price* [2013]を基に作成.)

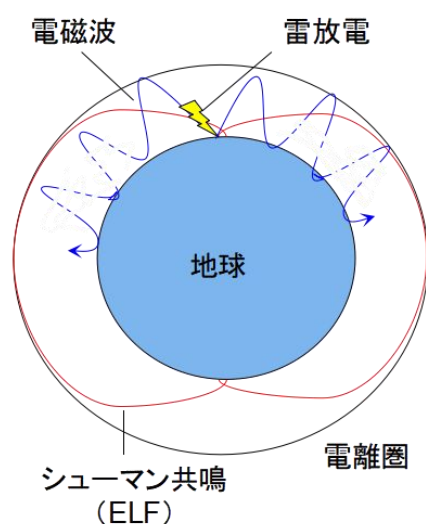


図 1.1.2 シューマン共鳴の概念図. 黒円は電離圏, 青円は地球, 波状の実線は雷によって発生した電磁波, 赤線は共鳴モード 1 のシューマン共鳴の磁場成分の振幅の大きさを表す.

## 1.2 台風

### 1.2.1 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)。また台風の強さの階級について、気象庁による分類と国際的に使用されている分類をそれぞれ表 1.3.1, 表 1.3.2 に示す。

台風の内部構造の概念図を図 1.2.1 に示す。台風の構造について、まず台風に伴う雲が存在する領域を「台風領域」と定義する。台風領域のうち、中心から 100–200 km 程度までの領域を「コア領域」、コア領域の外側から外側降雨帯を「外側領域」とする。コア領域のうち、台風の眼や壁雲が位置する数 10 km の領域を「内部コア」、それよりも外側で内側降雨帯などが発生する領域を「外部コア」と区分する。

台風の一生は、発生期、発達期、最盛期、衰弱期というライフステージに区分される。それぞれのライフステージは次のように定義される。

発生期：弱い熱帯低気圧として検出されてから、最大風速 17 m/s の強度に達するまでの期間

発達期：台風と認定されてから、台風強度が増加して最大に達する期間

最盛期：台風強度が最大になってから、ほぼ一定に保たれる状態の期間

衰弱期：台風強度が低下して渦が消滅するまでの期間

2013 年の台風 30 号 (Haiyan) における、それぞれのライフステージの衛星画像を図 1.2.2 に示す。図 1.2.2(a) に示すとおり発生期では、積乱雲が活発に発生し、それらが集まって「クラウドクラスター」と呼ばれる雲の塊が形成される。時間が経つにつれ、クラウドクラスターは合併し、大きな 1 つの雲域にまとまる。図 1.2.2(b) に示すとおり、発達期には台風の渦巻きがはっきりし始め、渦の中心付近で雲活動が活発になる。中心から約 600 km 離れた外側にはレインバンドが発生する。Haiyan の強度は、11 月 7 日 12 時 (UTC) ごろにピークに達した。この最大勢力を持った期間が最盛期であり、図 1.2.2(c) に示すとおり衛星画像から台風の眼がはっきりと確認できる。発達に適さない領域に進入すると、台風は衰弱していく。台風の勢力が衰えると、図 1.2.2(d) に示すとおり台風中心付近の雲構造は崩れる。気象庁は、台風の構造が崩れたときには温帯低気圧と判断し、台風の構造を保っているが最大風速が 17 m/s を下回った場合には

表 1.2.1 気象庁による台風強度の階級

強さ	最大風速
表現しない	33 m/s (64ノット) 未満
「強い」	33 m/s (64ノット) 以上～44 m/s (85ノット) 未満
「非常に強い」	44 m/s (85ノット) 以上～54 m/s (105ノット) 未満
「猛烈な」	54 m/s (105ノット) 以上

表 1.2.2 国際的な台風強度のカテゴリー(香港天文台の公開情報を参考に作成)

カテゴリー	台風
1 (Tropical Storm)	17 m/s (34ノット) 以上～24 m/s (48ノット) 未満
2 (Severe Tropical Storm)	24 m/s (48ノット) 以上～32 m/s (64ノット) 未満
3 (Typhoon)	32 m/s (64ノット) 以上～42 m/s (81ノット) 未満
4 (Severe Typhoon)	42 m/s (81ノット) 以上～51 m/s (100ノット) 未満
5 (Super Typhoon)	51 m/s (100ノット) 以上

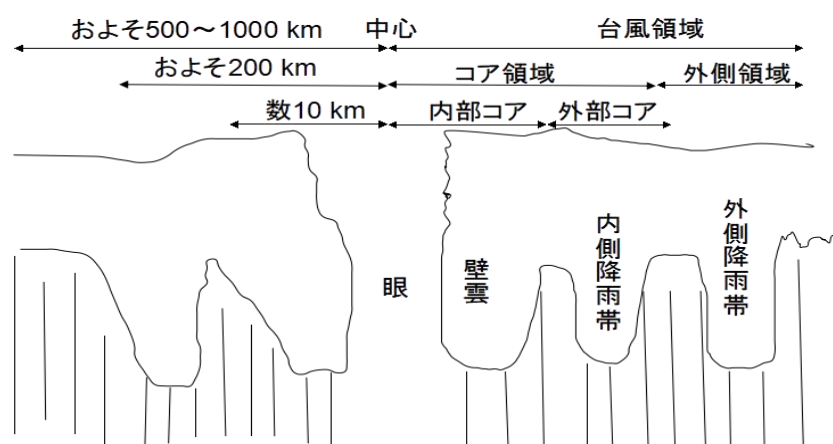


図 1.2.1 台風に伴う雲の鉛直断面構造を示す概念図。(筆保弘徳, 伊藤耕介, 山口宗彦, 2014: 台風の正体, 朝倉書店 P71 をもとに作成)



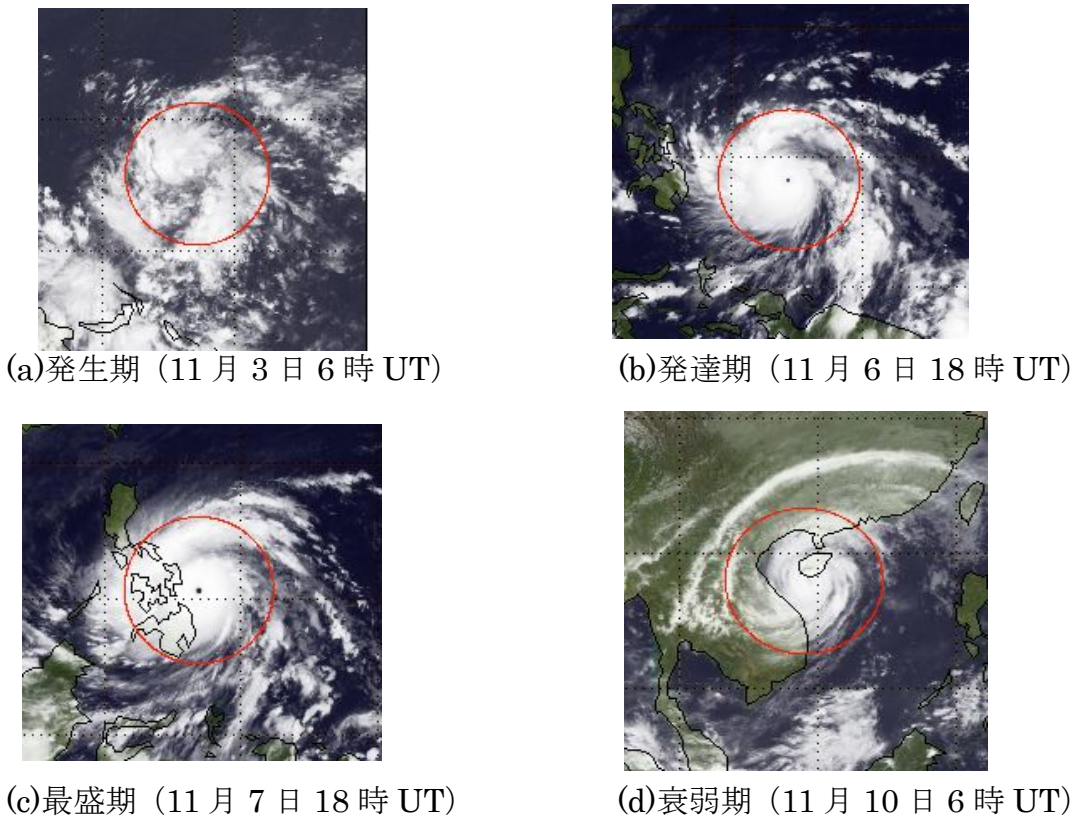


図 1.2.2 Haiyan の各ライフステージ. 各画像の中心は Haiyan の中心となっており, 円は台風の中心から 600 km の範囲を表す. 衛星画像は, 高知大学気象情報頁保存書庫 (<http://weather.is.kochi-u.ac.jp/wiki/archive/>) によるものである.

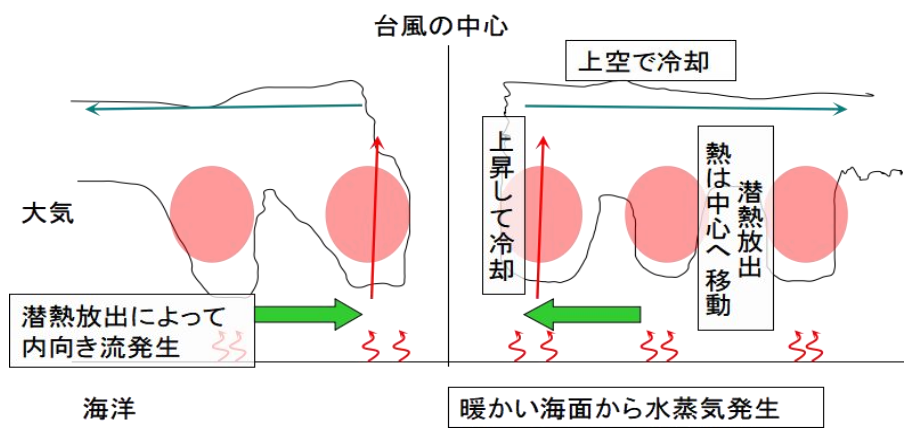


図 1.2.3 台風発達メカニズムの概念図. 緑矢印は潜熱放出によって生じた地表面の内向き流, 赤波線は海面からの水蒸気, 赤矢印は浮力を得た空気塊の上昇, 青矢印は上空で空気が冷却される様子, 薄い赤丸は台風中心付近の壁雲や積乱雲による潜熱放出の様子を表す.

熱帯低気圧と判定する。

台風の発達メカニズムについて説明する。台風の発達メカニズムの概念図を図 1.2.3 に示す。台風の発達は直下の海洋から供給される熱エネルギー（水蒸気）によってもたらされる。地表面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エネルギー（水蒸気）を獲得する。海洋からの水蒸気は上昇する際に凝結して潜熱を放出し空気塊を加熱する。加熱された空気塊は正の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。回転中心付近で上昇気流が強まるので、外側から内側に向かう流れが駆動される。この内向き流により、中心の周りに存在する積乱雲とともに、その雲内で放出された潜熱も中心へ移動することで、中心付近の上昇気流の発達がさらに促される。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、台風領域内の積乱雲の対流活動は台風の強度発達と密接な関係がある。

## 1.2.2 台風に関する予報の精度

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。近年は、気象観測能力の向上、国や地方自治体の防災に対する取り組み、公共インフラの整備、住宅の強度の増加など、さまざまな取り組みにより台風被害は減少している。しかし、世界では未だに台風が大きな被害を与えている。2013 年にフィリピンを襲った台風 Haiyan は、死者 6300 人以上、被害総額 20 億米ドルという被害をもたらした [National Disaster Risk Reduction Management Council, 2014]。台風被害軽減するために、正確な予報が必要とされている。

台風予報の正確性について、台風の中心位置に関する予報の正確性は年々向上している。しかし、台風の強度に関する予報の精度は年々悪化している [Ito, 2016]。図 1.2.4 は、気象庁が使用している全球数値予報モデル (JMA-GSM) における台風の中心位置、台風の中心気圧、高度 10 m における台風の最大風速に関するそれぞれの予報と観測の誤差を表したグラフである。台風の中心位置に関する予報誤差は過去 30 年間で半分以下になっているが、最大風速や中心気圧といった台風の強度に関する予報誤差は年々増加していることがわかる。台風が引き起こし得る災害を予測するために、台風の強度における予報の正確性を向上させることは重要な課題となっている。

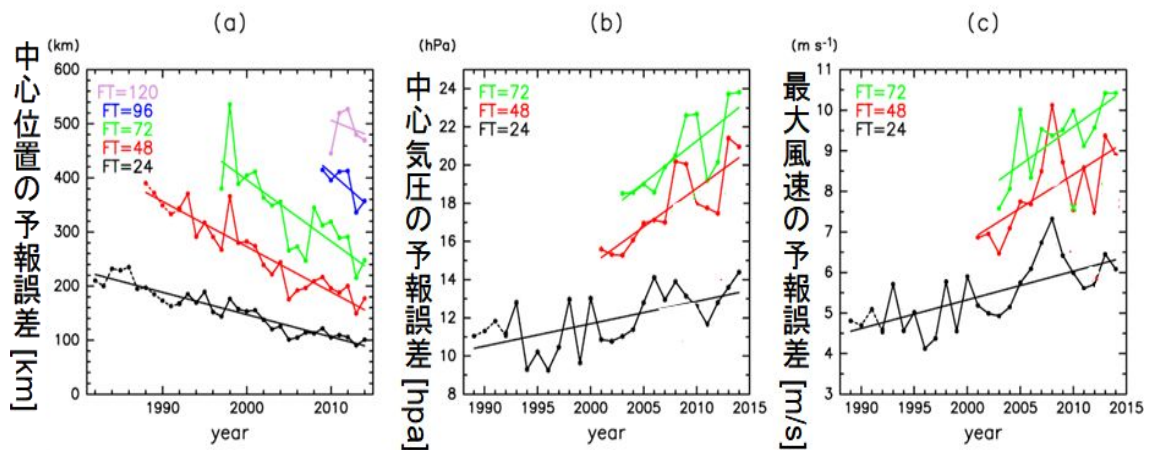


図 1.2.4 JMA-GSM における，台風における (a) 中心位置 (b) 中心気圧，(c) 最大風速に関する年平均の予報誤差のグラフである．破線は 1989－1992 年の値，実線は 1992－2014 年の値，黒線は 24 時間予報，赤線は 48 時間予報，緑線は 72 時間予報，青線は 96 時間予報，紫線は 120 時間予報における値を示している [Ito, 2016].

### 1.3 台風強度と雷活動の関係性

雷活動は積乱雲の発達と密接に関係しており，雷活動と気象現象の関係性に関する研究が近年盛んに行われている．その中で，雷活動と台風の強度発達に密接な関係があるとの結果が報告されている．ここでは，ハリケーンやサイクロンも台風と表現することとする．

Price et al. [2009]は，2005－2007 年に世界各地で起きたカテゴリー 4, 5 の強度をもった台風について，台風の中心を中心とする  $10^{\circ} \times 10^{\circ}$  の領域内で発生した雷放電数の時間変化と，台風の中心気圧と最大風速の時間変化を比較した．図 1.3.1 は 2005 年 7 月 5 日から 11 日にかけて起きた台風の最大風速と雷放電数の比較結果である．太線は雷放電数，細線は台風の最大風速を示す．この図から，雷放電数は最大風速より約 30 時間先行して同様な変化をすることが読み取れる．

Demaria et al. [2012]では，2005－2010 年において北東太平洋，大西洋で発生した台風について，内部コアとレインバンドの二つの領域に分けて雷発生密度と最大風速を比較した．その結果，内部コア内の雷発生密度は最大風速が強まる前に増加，レインバンド内では最大風速が強まる前に雷発生密度が増加することを示した．

*Pan et al.* [2014]では、2005–2009年において北西太平洋で発生した全ての強度の台風について、台風の中心から半径 600 km 以内の雷放電数と台風の最大風速の時間変化を比較した。比較に使用した台風のうち、弱い台風（カテゴリー 1, 2, 3）は 32 個、強い台風（カテゴリー 4, 5）は 37 個であった。強い台風、弱い台風の両方において、雷放電数と最大風速の間に高い相関（相関係数がそれぞれ 0.81, 0.74）が見られた。雷放電数と最大風速が最大となるそれぞれの時刻は、強い台風のうち 78% で平均 30 時間、弱い台風のうち 56% が平均 66 時間で雷放電数が先行する結果となった。

*Whittaker et al.* [2015]では、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ー 4 以上の強度の台風について、雷放電を計数する領域（Collect Window : CW）を台風の中心から半径 50–500 km の間で変化させながら、雷放電数と最大風速を比較した。その結果、雷放電数と最大風速が最大となる時刻のラグタイムは、CW の大きさに依存することがわかった。

これらの先行研究では、雷放電数のみに着目しており、雷放電の電気的特性について触れられていない。雷放電は積乱雲の対流活動と密接に関係している。積乱雲の対流活動によって放出される潜熱が台風の発達に直結するので、雷放電は台風の対流の指標になる。雷放電は放電現象のため、雷放電の発生頻度だけでなく、電荷モーメント変化量（Charge Moment Change : CMC）やピーク電流値などの電気的特性も独立した対流の指標となっている。雷放電の発生頻度とは異なった指標で積乱雲の対流の強さを調べることで、台風と雷放電の間にある、台風の強度予報につながる新たな関係性を発見することが期待できる。

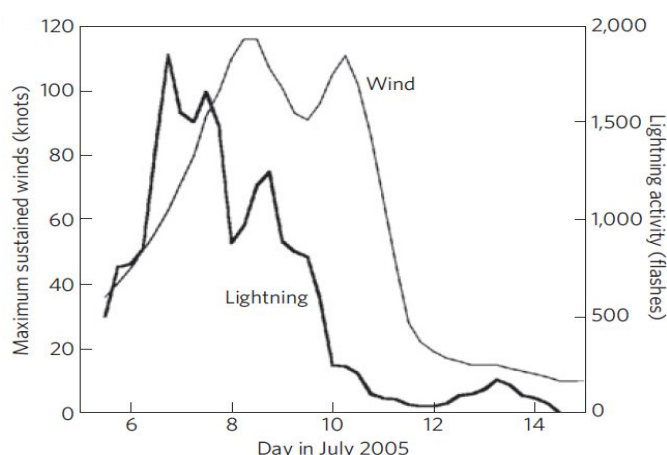


図 1.3.1 2005 年のハリケーン Dennis における雷放電数と最大風速の関係。太線が雷放電数、細線が最大風速を示す [*Price et al.* 2009]。

## 1.4 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強度と密接に関係している。積乱雲における対流強度を直接観測する手法としてウィンドプロファイラがあるが、これは観測範囲、コスト面において制限が大きい。一方、積乱雲の対流強度の指標となる雷放電を用いて台風内部の積乱雲の対流強度を知ることができれば、広い観測範囲かつ低コストで台風の強度予報に役立つ可能性がある。

また、雷活動と台風の強度の関係に関する先行研究は数多く行われているが、それらは雷の発生頻度のみを扱っており、雷放電の電気的特性に触れられていない。

したがって本研究は、雷放電の CMC とピーク電流値という 2 つの独立した電気的特性を用いて、雷活動と台風の強度発達の関係性を明らかにすることを最終目標としている。本論文ではその第一段階として、2013 年 11 月にフィリピンに甚大な被害をもたらした台風 Haiyan についてそれらの関係性を調査した。

## 2.観測データ

### 2.1 台風 Haiyan

本研究では、台風 Haiyan のデータとして、気象庁の台風位置表を使用した。Haiyan の台風位置表を図 2.1 に示す。

台風位置表について説明する。左の列から、6 時間ごとの時刻（日本協定時）、中心位置の緯度、経度、中心気圧、最大風速、暴風域半径、強風域半径、大きさ、強さ等が記されている。

強風域が楕円状の場合、強風域半径の欄には長径方向、長径、短径が記されている。この場合、長径と短径の平均を強風域半径として計算した。

2013年台風第30号 HAIYAN (1330)  
位 置 表

(日本時) 月 日 時	中心位置		中心 気圧 hPa	最大 風速 m/s	暴風域半径 km	強風域半径 km	大きさ・強さ等	
	緯度	経度					大きさ	強さ
11 3 15	5.8 N	157.2 E	1004	—	—	—	熱帯低気圧発生	
21	6.1	155.5	1008	—	—	—		
4 03	6.1	153.3	1004	—	—	—		
09	6.1	152.2	1002	18	—	110	—	—
15	6.2	150.4	1000	18	—	110	—	—
21	6.3	148.8	998	20	—	190	—	—
5 03	6.5	147.2	992	23	—	220	—	—
09	6.5	145.9	985	30	60	220	—	—
15	6.5	144.6	980	30	70	220	—	—
21	6.9	142.9	975	35	90	280	—	強い
6 03	7.1	141.3	965	40	110	280	—	強い
09	7.3	139.7	950	45	110	NE: 330 SW: 280	—	非常に強い
15	7.6	138.0	930	50	110	NE: 330 SW: 280	—	非常に強い
21	7.9	136.2	920	55	130	NE: 370 SW: 280	—	猛烈な
7 03	8.2	134.4	905	60	130	NE: 370 SW: 280	—	猛烈な
09	8.7	132.8	905	60	130	NE: 370 SW: 280	—	猛烈な
15	9.3	131.1	905	60	130	NE: 430 SW: 280	—	猛烈な
21	10.2	129.1	895	65	150	N: 460 S: 330	—	猛烈な
8 03	10.6	126.9	895	65	150	N: 460 S: 330	—	猛烈な
09	11.0	124.8	910	55	130	N: 460 S: 330	—	猛烈な
15	11.4	122.5	940	45	130	N: 500 S: 330	—	非常に強い
21	11.9	120.5	940	45	130	NE: 500 SW: 330	—	非常に強い
9 03	12.2	118.0	940	45	150	NE: 500 SW: 330	—	非常に強い
09	12.3	116.6	940	45	150	NE: 440 SW: 330	—	非常に強い
15	13.5	114.8	940	45	150	NE: 440 SW: 330	—	非常に強い
21	14.4	113.1	945	45	150	NE: 440 SW: 330	—	非常に強い
10 03	15.4	111.4	950	40	150	NE: 440 SW: 330	—	強い
09	16.5	110.3	955	40	150	NE: 440 SW: 330	—	強い
15	17.9	109.0	960	35	150	NE: 440 SW: 330	—	強い
21	19.4	108.0	965	35	150	NE: 370 SW: 280	—	強い
11 03	20.4	107.5	975	30	90	280	—	—
09	21.5	107.1	990	20	—	220	—	—
15	22.4	107.7	1004	—	—	—	熱帯低気圧に変わる	
21							消滅	

図 2.1 台風 Haiyan の台風位置表（気象庁ホームページより）

## 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、2013年11月3日3時–2013年11月11日9時（UTC）における World Wide Lightning Location Network (WWLLN) 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 データは、1 つの雷放電に対して 5 点以上の観測点が探知し、Time Of Arrival (TOA) により雷位置を推定している。TOA とは、複数の観測点で、それぞれが雷を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 の検出効率は、全球における強度が 30 kA の雷放電で 30% である (<http://wwlln.net/>)。図 2.2 に、WWLLN によって観測された 2018 年 1 月 8 日 9 時 20 分–10 時 00 分（UTC）における雷発生分布を示す。

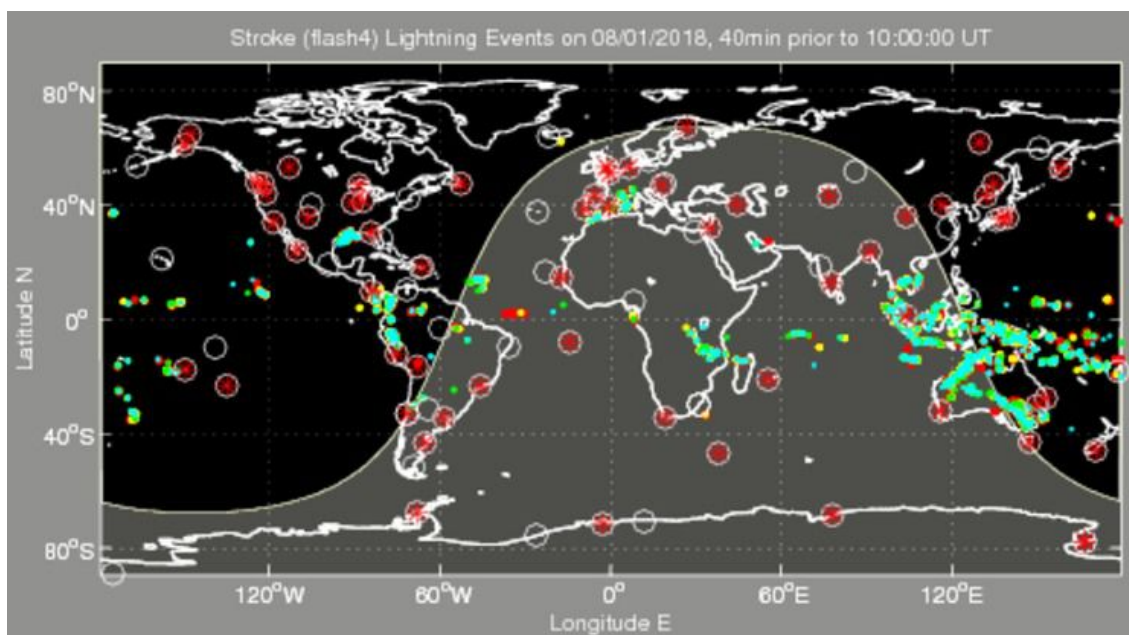


図 2.2 2018 年 1 月 8 日 9 時 20 分–10 時 00 分における WWLLN による雷発生分布。青点は 9 時 50 分–10 時 00 分、緑点は 9 時 40–50 分、黄点は 9 時 30–40 分、赤点は 9 時 20–30 分に発生した雷、白円に囲まれた赤いアスタリスクは観測点を示す。明暗境界線も示されており、黒色部が夜を示す。

([http://wwlln.net/TOGA\\_network\\_global\\_maps.htm](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 帯電磁波は伝搬の減衰率が低く、地球全体を伝搬する。ゆえに比較的少ない観測点で全球の雷放電による ELF 帯電磁波を観測することができる。各観測点は現在、南極の昭和基地 (69.018° S, 39.506° E)、日本の女川 (28.433° N, 141.483° E)、スウェーデンの Kiruna (67.883° N, 21.000° E) の 4 点設置されている。

本研究では、昭和基地で得られた ELF データを用いた。ELF 帯電磁波観測では、磁氣的南北方向・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。磁力計の感度は 0.2–500 Hz において 0.30 mV/pT である。磁力計とデータ記録用コンピュータの写真を図 2.3 に示す。人工の電磁波の影響を避けるため、磁力計は昭和基地から南西に 5 km 離れた西オングル島に設置されている。磁力計の出力信号は、VHF 帯の電波を用いたテレメトリーによって昭和基地まで送られる。

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  $f_c=1$  Hz より低い周波数成分を、LPF は  $f_c=100$  Hz よりも高い周波数成分を通過させ、1–100 Hz の間で観測している。図 2.4 に観測システムのブロックダイアグラムを示す。

昭和基地では、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 2.3 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]



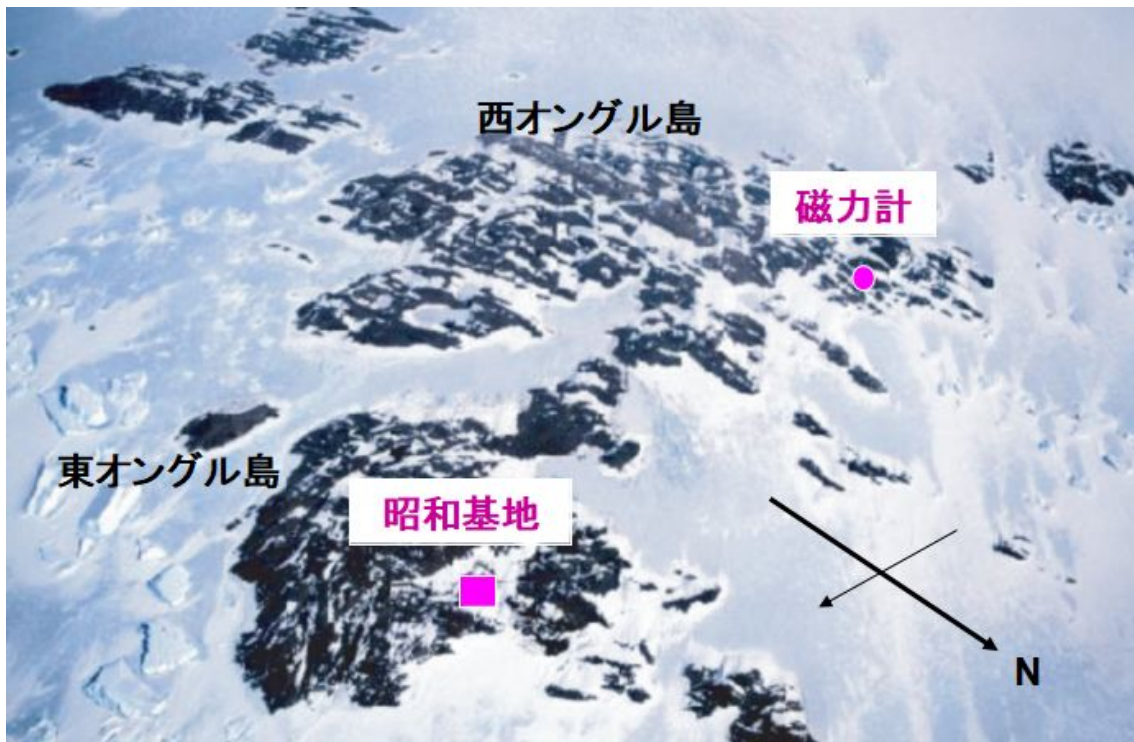


図 2.4 昭和基地と磁力計の位置関係 [Sato,2004]

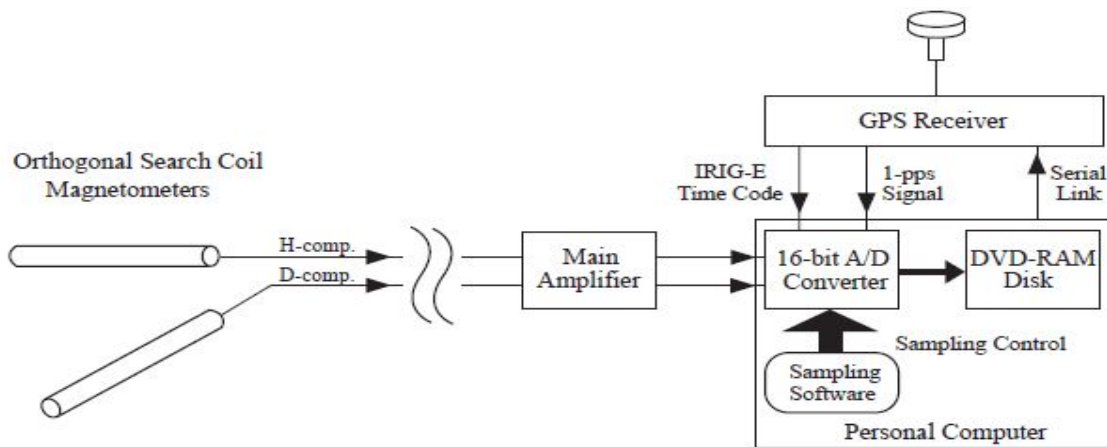


図 2.5 ELF 帯電磁波観測システムのブロックダイアグラム [Sato, 2004]

### 3.解析手法

#### 3.1 雷放電数

Haiyan の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。

MTSAT-1R による赤外雲画像から、Haiyan の半径が最大するとき、その半径を 600 km、レインバンドを含めた範囲を半径 2000 km と読み取った。雷放電を計数する範囲を、時間変化しない範囲として中心から半径 600 km, 1000 km, 2000 km, 時間変化する範囲として、(強風域半径), (強風域半径) + 600 km, (強風域半径) + 1600 km, ドーナツ形の範囲として  $600 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$ ,  $600 \text{ km} < r < 2000 \text{ km}$ ,  $(\text{強風域半径}) < r < (\text{強風域半径}) + 600 \text{ km}$ ,  $(\text{強風域半径}) < r < (\text{強風域半径}) + 1600 \text{ km}$  とした。今回扱った範囲を表 3.1.1 に示す。図 3.1.1 は強風域半径が最大の際のそれぞれの円を描いた衛星赤外雲画像である。

次に、WWLLN データの雷位置から台風の中心までの距離を求め、該当する範囲内にあった雷放電数を算出した。得られた雷放電数について、雷活動の日変化の影響を抑えるために、24 時間の時間幅で移動平均をとった。その後、雷放電数と最大風速との相関を 6 時間ごとでラグをとりながら調べ、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 3.1.2 に Haiyan の中心から半径 600 km 以内における、移動平均をとる前の雷放電数のグラフ、時間幅 24 時間の移動平均のグラフを示す。

表 3.1.1 雷をカウントした範囲

円形 (半径)	ドーナツ形 (短半径 < 長半径)
600 km	$600 \text{ km} < 1000 \text{ km}$
1000 km	$600 \text{ km} < 2000 \text{ km}$
2000 km	$(\text{強風域半径}) < (\text{強風域半径}) + 600 \text{ km}$
(強風域半径)	$(\text{強風域半径}) < (\text{強風域半径}) + 1600 \text{ km}$
(強風域半径) + 600 km	
(強風域半径) + 1600 km	

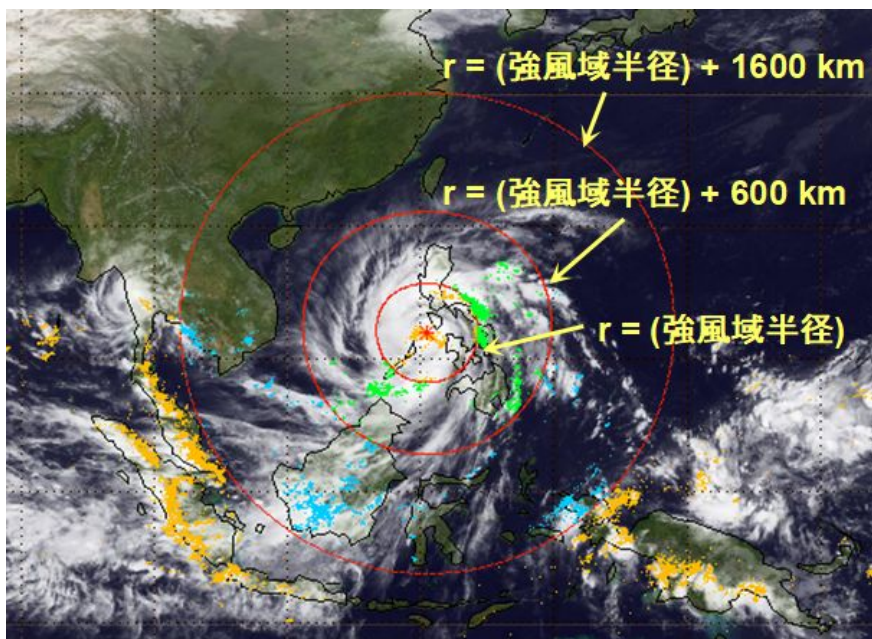
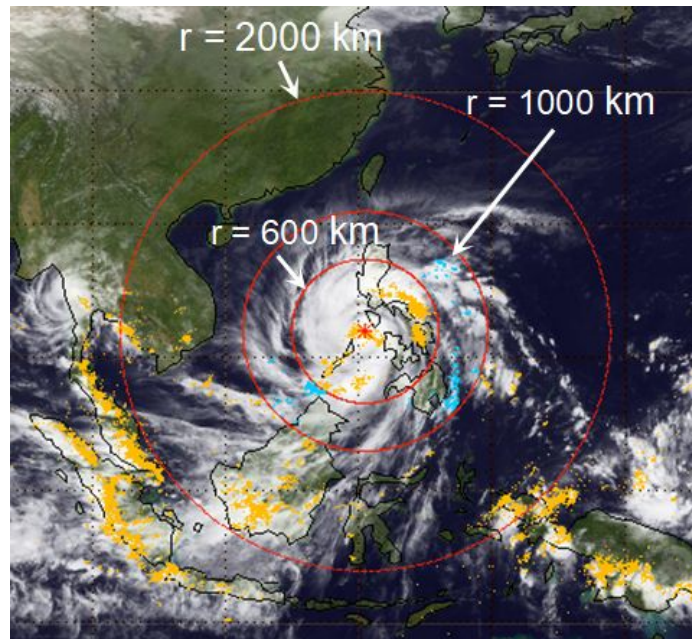


図 3.1.1 (上) : 2013 年 11 月 8 日 12 時 (UTC) における, Haiyan の中心から半径 600 km, 1000 km, 2000 km の円. 黄点は雷, 青点は中心から 600 km と 1000 km の間に発生した雷を示す. (下) : 同時刻における中心から(強風域半径), (強風域半径) + 600 km, (強風域半径) + 1600 km の円. 青点は(強風域半径) + 600 km と(強風域半径) + 1600 km, 緑点は(強風域半径)と(強風域半径) + 600 km の間に発生した雷を示す.

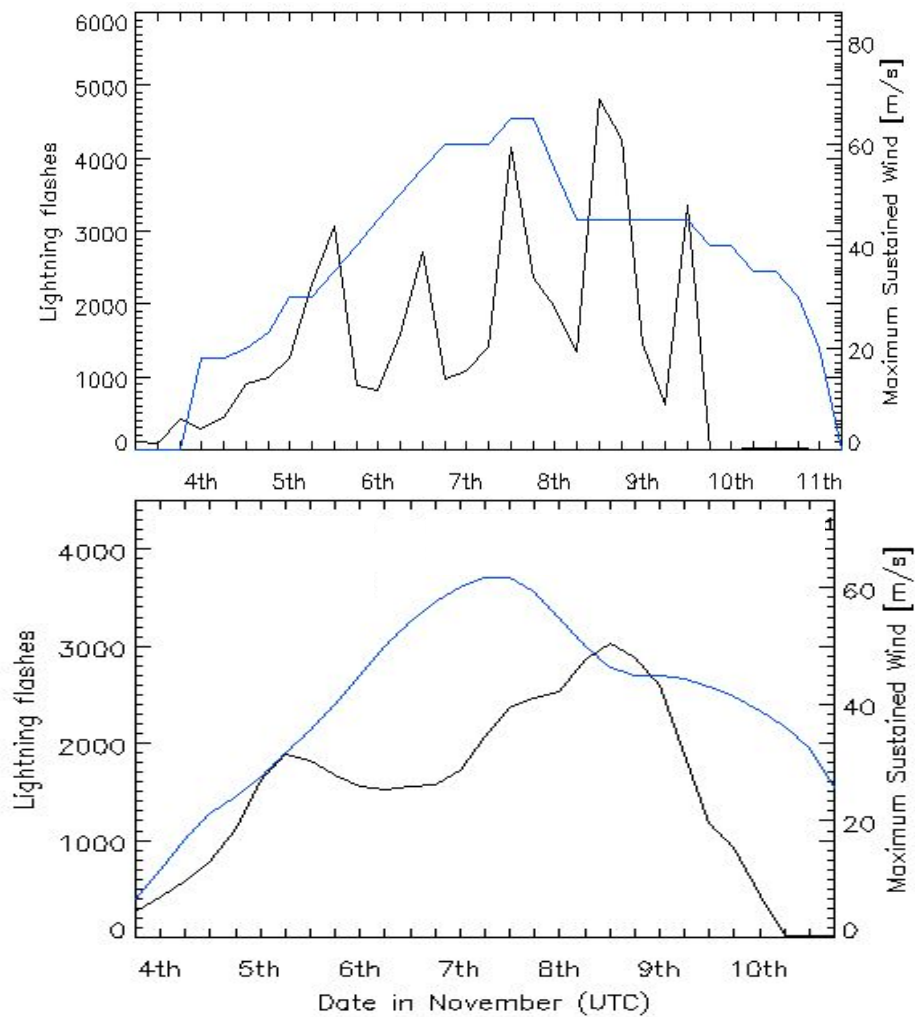


図 3.1.2 (上) : Haiyan の中心から半径 600 km 範囲内の雷放電数.

(下) : 24 時間の時間幅で移動平均をとったもの.

横軸は日付 (UTC), 左縦軸は雷放電数, 右縦軸は最大風速, 黒線は雷放電数, 青線は最大風速を示す. 24 時間の時間幅で移動平均をとることにより, 雷活動の日変化の影響を軽減できることがわかる.

## 3.2 CMC およびピーク電流値の推定

本研究では、WWLLN データと昭和基地の ELF 波形データを用い、雷放電の電気的特性を表す物理量として CMC とピーク電流値を使用している。これらの計算をするには、まず ELF パルス波形と WWLLN データの雷イベントの同一性を確認しなければならない。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 個ずつ区別することはできない。しかし過渡的な ELF パルス波形であれば、WWLLN のような雷観測網によって雷イベントを特定することができる。まず、以下の順序を踏んで WWLLN データの雷イベントと ELF パルス波形の同一性を確認した。

1. 雷放電数の解析の際に、Haiyan の中心から対象の範囲内の WWLLN データを抽出する。
2. ELF 波形データから磁場の強さ  $B_{total}$  を計算し、閾値 (15 pT) を超えた波形の時刻を記録する。  $B_{total}$  は次の式で表される。

$$B_{total} = \sqrt{B_{NS}^2 + B_{EW}^2} \quad (3.2.1)$$

$B_{NS}$  と  $B_{EW}$  はそれぞれ磁場の南北成分、東西成分を表す。それぞれの成分の波形の例を図 3.2.1 に示す。

3. 抽出した WWLLN データ、ELF 波形データから以下の条件に合致する WWLLN データ、ELF パルス波形の時刻をそれぞれ記録する。

$$t_{WWLLN} + dt - 0.01 < t_{elf} < t_{WWLLN} + dt + 0.01 \quad (3.2.2)$$

$$dt = \frac{d}{0.8c} \quad (3.2.3)$$

$t_{WWLLN}$  は WWLLN データの時刻、 $dt$  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、 $d$  は雷発生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 波形データのリサーチプロットを作成し、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、昭和基地における方位角の差が  $\pm 10^\circ$  以下の WWLLN データを選択し、雷放電の位置を決定する。リサーチ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 3.2.2 に示す。

Syowa ELF Data 2013/11/05 09:31:46.83–48.63(UT)

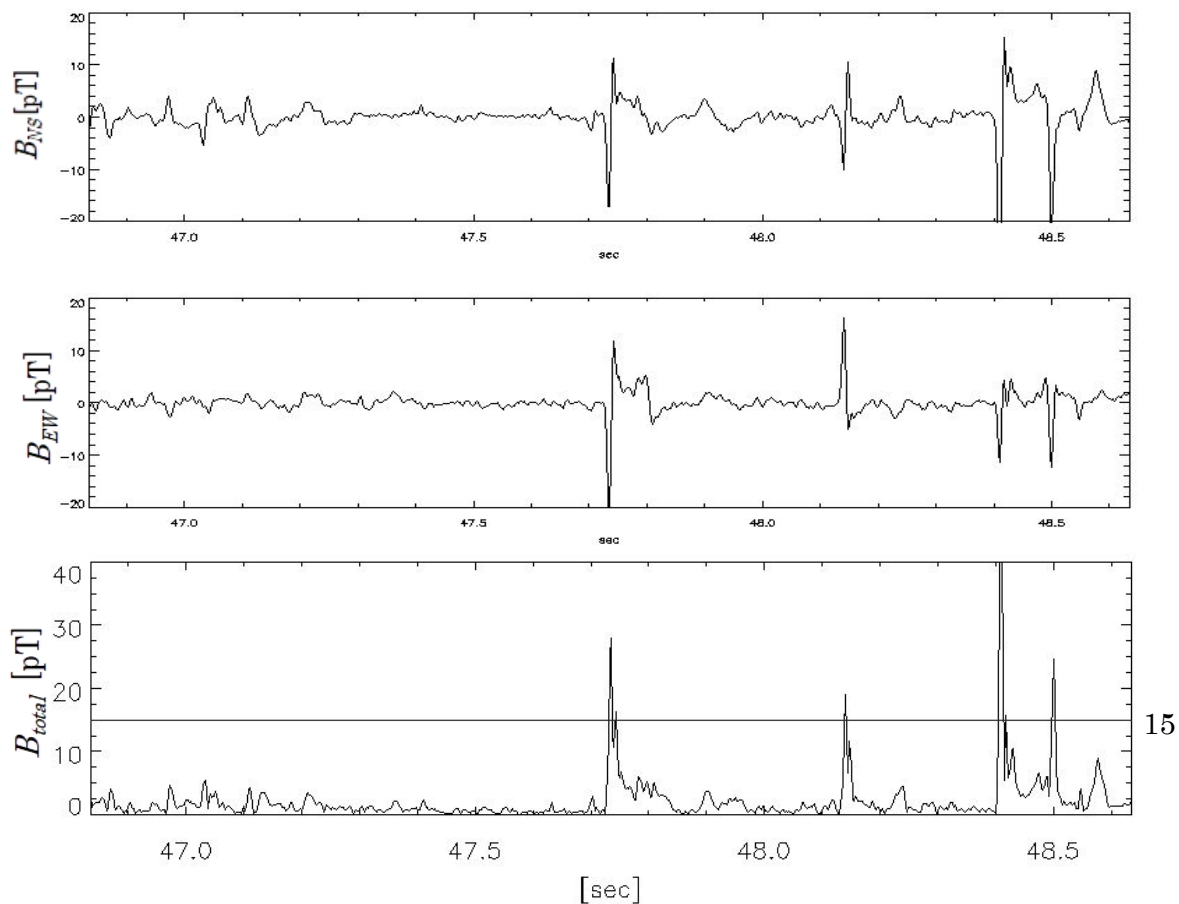


図 3.2.1 2013 年 11 月 5 日 9 時 31 分 46.83–48.63 秒 (UTC) における, 昭和基地で観測された ELF 波形データ. 上から南北成分, 東西成分, 磁場の大きさを示している. 磁場の大きさの波形における横線は, 閾値 (15 pT) を示している.

2013/11/05 09:31:47.735(UT)

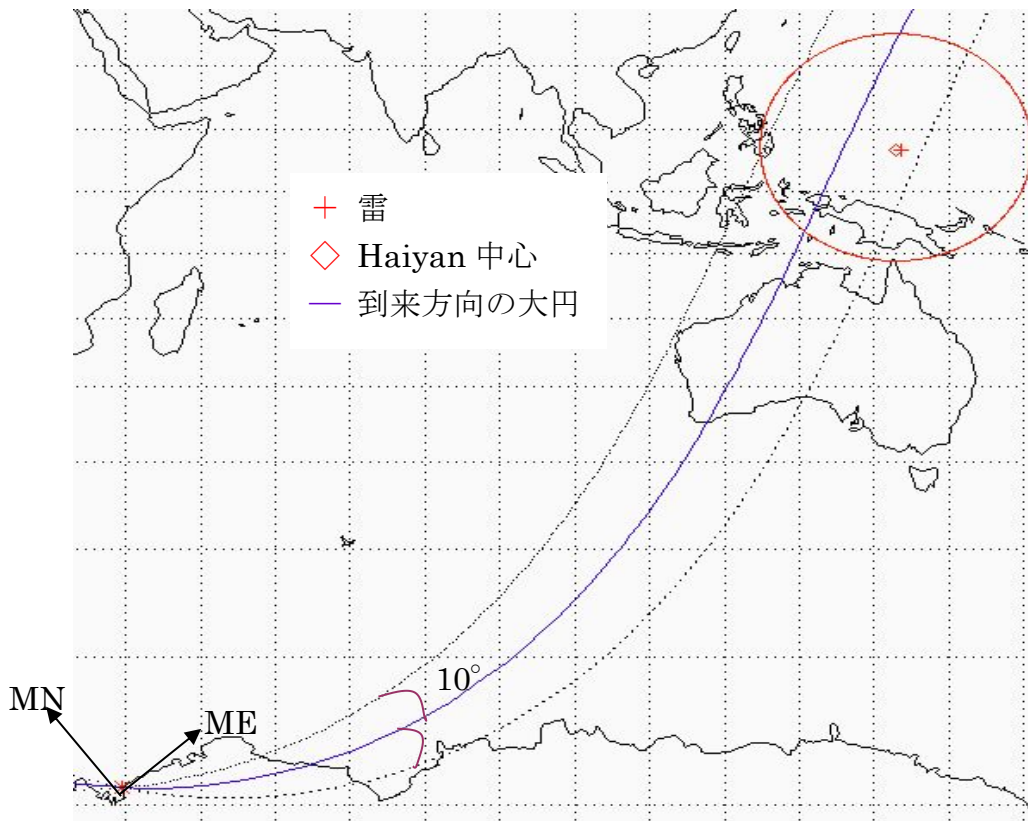
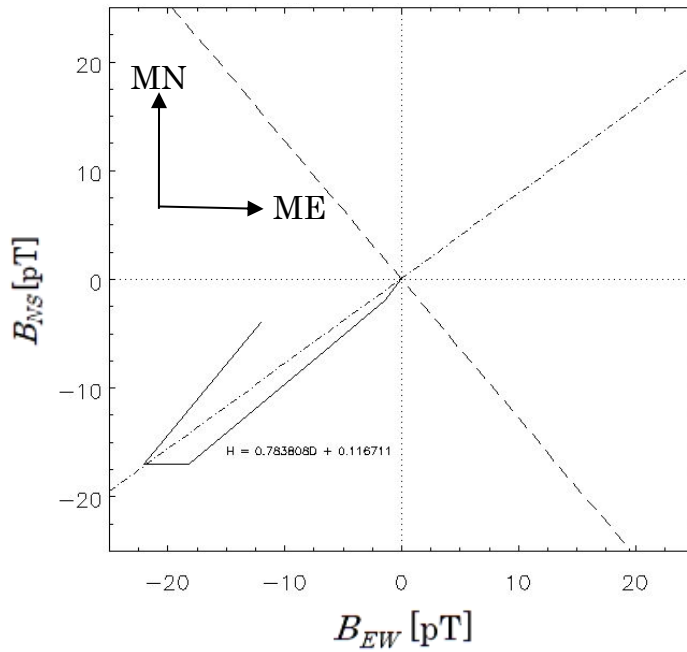


図 3.2.2 (上) : 2013 年 11 月 5 日 9 時 31 分 47.735 秒 (UTC) 付近の ELF 波形データから作成したリサージュプロット. (下) : 推定された到来方向と決定された雷位置. 点線は到来方向から方位角  $\pm 10^\circ$  , 赤円は中心から半径 2000 km の範囲を示す.

WWLLN データと ELF 波形データの雷の同一性を確認した後, *Sato*. [2004] による計算方法を用いて CMC を計算した. 計算手順を以下に示す.

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  $H_\phi$  は, 以下の式で表される.

$$H_\phi = \frac{I dl(\omega)}{4\pi h a} \sum_n \frac{2n+1}{n(n+1)-\nu(\nu+1)} P_\nu^1(\cos \theta) \quad (3.2.4)$$

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

$$\nu(\nu+1) = (kaS)^2 \quad (3.2.5)$$

$$S = \frac{c}{V} - i\left(\frac{5.49\alpha}{f}\right) \quad (3.2.6)$$

$$\frac{c}{V} = 1.64 - 0.1759 \ln f + 0.01791(\ln f)^2 \quad (3.2.7)$$

$$\alpha = 0.063 f^{0.64} \left[ \frac{dB}{Mm} \right] \quad (3.2.8)$$

$k$  は波数,  $S$  は屈折率,  $\alpha$  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 ( $H_\theta$ ,  $H_\phi$ ) が得られる.

$$\begin{pmatrix} H_\theta \\ H_\phi \end{pmatrix} = \frac{1}{\mu_0} \begin{pmatrix} \cos \mathcal{G}_{GC} & \sin \mathcal{G}_{GC} \\ -\sin \mathcal{G}_{GC} & \cos \mathcal{G}_{GC} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} B_{NS} \\ B_{EW} \end{pmatrix} \quad (3.2.9)$$

図 3.2.1 の波形に直交座標変換をかけた波形を図 3.2.3 に示す.



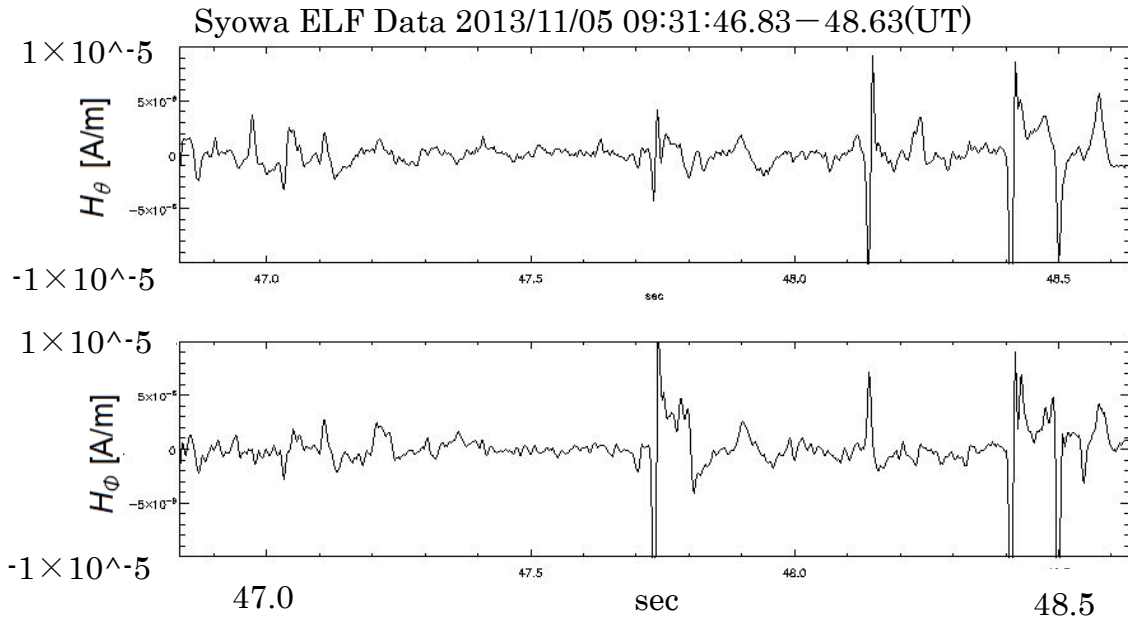


図 3.2.3 2013 年 11 月 5 日 9 時 31 分 47.735 秒 (UTC) における直交座標変換後の磁場波形

$\vartheta_{GC}$  は磁気北極から雷位置の方位角を表す。得られた  $H_\phi$  を高速フーリエ変換をすることでパワースペクトルが求まる。地球半径  $a$  は 6371 km, 電離圏高度  $h$  は 80 km,  $n = 32000$  として式 (3.2.4) 解くことで電流モーメント  $Idl(\omega)$  が得られる。

電流モーメントから CMC を推定する手法は *Huang et al.*, [1999] に従う。まず、電流モーメントを次のように表す。

$$Idl(t) = I_0 dl \cdot \exp(-t/\tau) \quad (3.2.10)$$

$I_0 dl$  は  $t = 0$  における電流モーメント,  $\tau$  は時定数である。これをフーリエ変換することで, 式 (3.2.11) が得られる。

$$Idl(f) = \frac{I_0 dl}{i \cdot 2\pi f + 1/\tau} \quad (3.2.11)$$

フィッティングを行うために式 (3.2.11) の二乗の逆数をとる。

$$\frac{1}{|Idl(f)|^2} = \left(\frac{2\pi}{A}\right)^2 f^2 + \left(\frac{1}{A\tau}\right)^2 \quad (3.2.12)$$

$A$ は $I_0dl$ である。この方程式は、次のように表すことができる。

$$y = c_1x + c_2 \quad (3.2.13)$$

ここで、

$$y = 1/|Idl(f)|^2 \quad (3.2.14)$$

$$x = f^2 \quad (3.2.15)$$

$$c_1 = (2\pi / A)^2 \quad (3.2.16)$$

$$c_2 = (1 / A\tau)^2 \quad (3.2.17)$$

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

$$\Delta = \sum |Idl_{obs}(f) - Idl(f)|^2 \quad (3.2.18)$$

$\Delta$ が最小となるようなときが最もフィットする $I_0dl$ ， $\tau$ である。

式 (3.2.17) より， $I_0dl$ と $\tau$ は次式で求めることができる。

$$I_0dl = A = \frac{2\pi}{\sqrt{c_1}} \quad [\text{Am}] \quad (3.2.19)$$

$$\tau = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{c_1}{c_2}} \quad [\text{s}] \quad (3.2.20)$$

CMCは式 (3.2.21) によって推定できる。

$$I_0dl \cdot \tau = (I_0\tau) \cdot dl = Qdl \quad (3.2.21)$$

また， $dl=5 \text{ km}$ として，ピーク電流値 $I_0$ を推定した。

図 3.2.4 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。

電流モーメントスペクトル 2013/11/05 09:31:47.735 (UTC) 電流モーメント

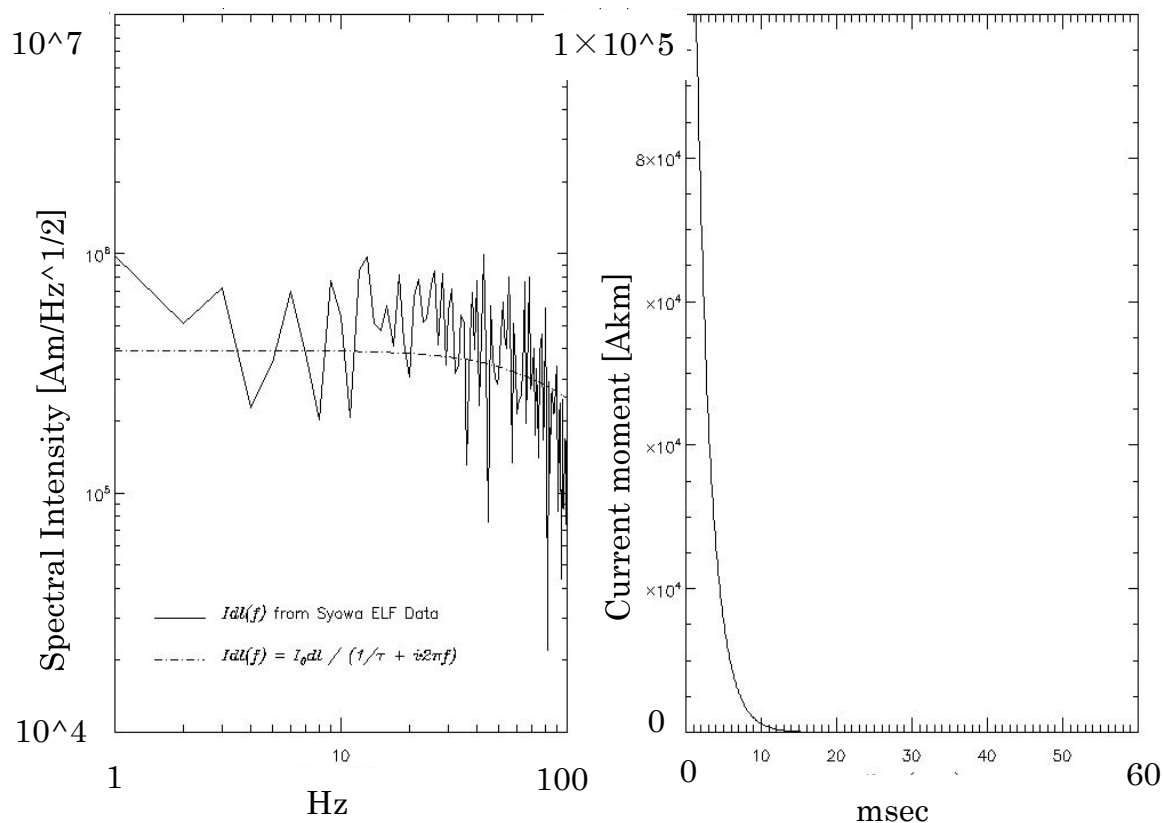


図 3.2.4 (左) : 電流モーメントスペクトル. 点線が  $I_{dl}(f)$ , 実線は  $I_{dl_{obs}}(f)$   
 (右) : 電流モーメント波形.

このイベントの場合,  $I_0 dl$  と  $\tau$  はそれぞれ  $8.24 \times 10^4$  Akm と 2.98 ms, また CMC, ピーク電流値はそれぞれ  $2.46 \times 10^3$  Ckm,  $1.64 \times 10^4$  Akm と推定される.

## 4.結果

### 4.1 雷放電数

台風 Haiyan の中心位置から半径  $r = 600 \text{ km}$ ,  $1000 \text{ km}$ ,  $600 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$ ,  $r = 2000 \text{ km}$  のそれぞれの範囲で 6 時間ごとの雷放電数をカウントし, 最大風速と比較した結果を図 4.1.1 に示す. 台風の最大風速と雷放電数のそれぞれの値は, 24 時間の時間幅で移動平均をとり, 図 4.1.1 にプロットしている. 図 4.1.1 に示す範囲の取り方以外にも, 表 3.1.1 に示す全ての範囲の取り方に対して雷放電数と最大風速と相互相関係数を, ラグを変えながら計算した. 相互相関係数の最大値とそのときのラグを表 4.1.1 にまとめた. ラグは正ならば雷放電数が最大風速に対して先行していることを表し, 負ならば最大風速が雷放電数に対して先行していることを表す. また相互相関係数は有効数字 2 桁の値としている. 雷放電数を計数する範囲として強風域半径を基準としている場合は, とる範囲が時間とともに大きく変わる. Haiyan の強風域半径の時間変化に関する参考資料として, 強風域半径のグラフを図 4.1.2 に示す. ただし, このグラフも 24 時間の時間幅で移動平均をとっていることに注意が必要である.

図 4.1.1 の 4 つのそれぞれのグラフから読み取れる雷放電数と最大風速との関係について説明する. 台風の中心から半径  $600 \text{ km}$  の範囲では, 最大風速がピークとなる約 2 日前と約 1 日後に雷放電数のピークがあり, 約 2 日前のピークは小さく, 約 1 日後のピークは最大値をとっている. その直後に最大風速の減衰が始まる. 半径  $1000 \text{ km}$  の範囲では, 最大風速のピークの約 1 日前から約 1 日後までの 2 日間にかけて, 雷放電数は多くなっている. 半径  $600 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$  の範囲では, 最大風速のピークの約 1 日前に雷放電数がピークに達し, その後ほぼ単調に減少している. 半径  $2000 \text{ km}$  では, 雷放電数は 11 月 9 日 0 時ごろまで最大風速の変化を約 1 日先行しているような挙動を示し, その後再びピークとなっている. 上記の特徴のうち, 半径  $600 \text{ km}$  と同じ特徴が見られたのが強風域半径の範囲である. 半径  $1000 \text{ km}$  と同じ特徴は,  $r = (\text{強風域半径}) + 600 \text{ km}$ ,  $(\text{強風域半径}) < r < (\text{強風域半径}) + 600 \text{ km}$  に見られ, 半径  $2000 \text{ km}$  と同じ特徴は,  $600 \text{ km} < r < 2000 \text{ km}$ ,  $r = (\text{強風域半径}) + 1600 \text{ km}$ ,  $(\text{強風域半径}) < r < (\text{強風域半径}) + 1600 \text{ km}$  の範囲で確認された.

表 4.1.1 から, 雷を計数する範囲を広くするほど相互相関係数が高くなることわかる.  $600 \text{ km} < r < 2000 \text{ km}$  の範囲の相関係数は,  $r = 2000 \text{ km}$  や  $r = (\text{強風域半径}) + 1600 \text{ km}$  の範囲と比較して低い値ではあるが, グラフの特徴は同じようなものとなっている. 大きさが時間変化しない範囲 ( $r = 600 \text{ km}$  など) と時間変化する範囲 (強風域半径など) に関して, 強風半径最大時の大きさがほ

ほぼ同じ大きさ ( $r = 1000 \text{ km}$  と  $r = (\text{強風半径}) + 600 \text{ km}$ ,  $r = 2000 \text{ km}$  と  $r = (\text{強風半径}) + 1600 \text{ km}$  など) の範囲で比較すると、大きさが時間変化する範囲の方が相互相関係数は少し高くなる傾向がわかった。

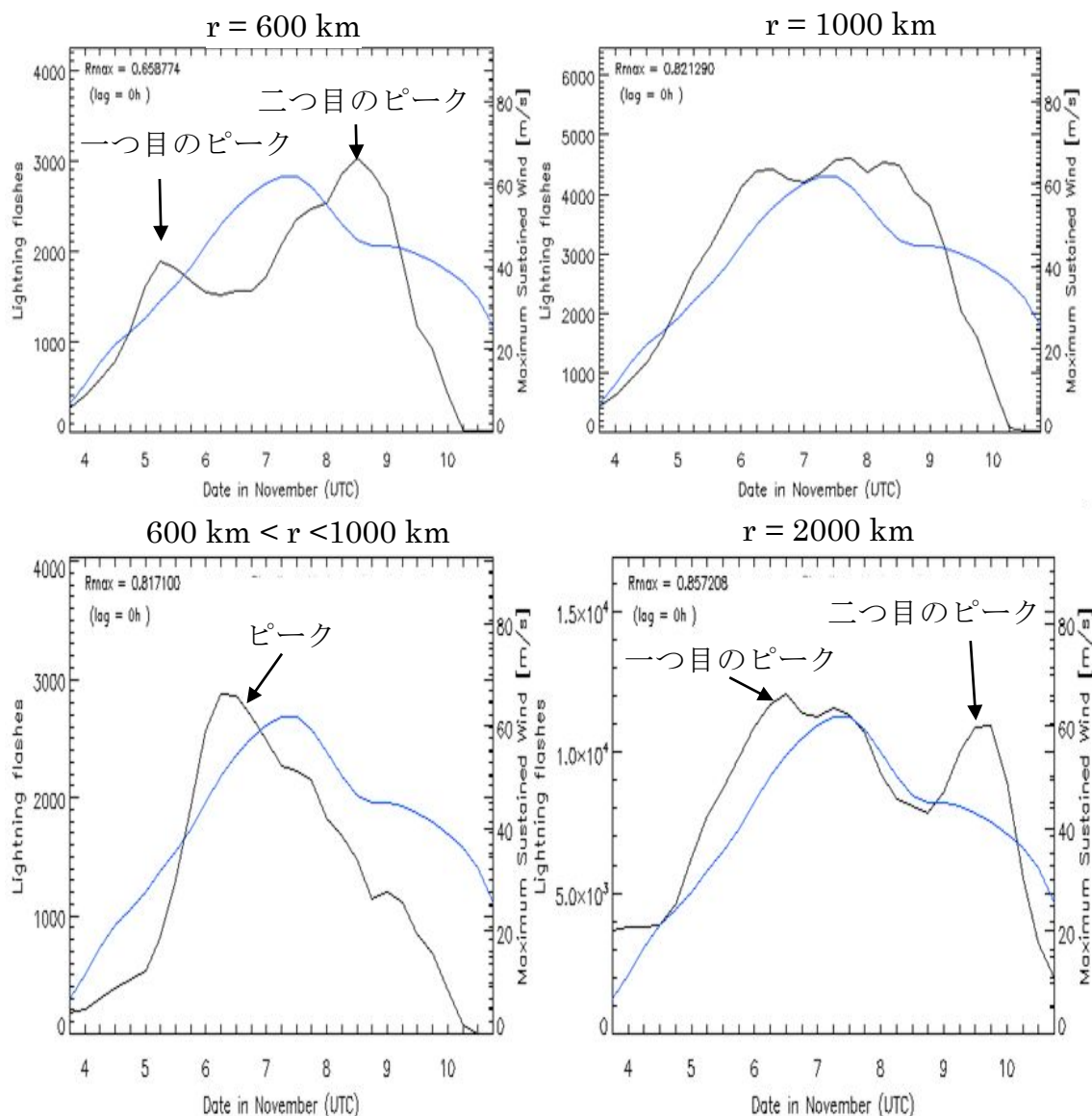


図 4.1.1 中心から半径  $r = 600 \text{ km}$  (左上),  $r = 1000 \text{ km}$  (右上),  $600 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$  (左下),  $r = 2000 \text{ km}$  (右下) における雷放電数のグラフ. 黒線は雷放電数, 青線は台風の最大風速を示す. 横軸は 2013 年 11 月における日付 (UTC) を表し, 目盛りは 6 時間ごとにとっている. 左縦軸は雷放電数, 右縦軸は最大風速を表す. 各グラフの左上に, 雷放電数と最大風速の間でラグをとりながら相互相関係数を計算した際に, 最大値になったときのラグとその相互相関係数を示している. ラグは正ならば雷放電数が最大風速に対して先行していることを示す.

表 4.1.1 表 3.1.1 に示す各範囲における雷放電数と最大風速との相互相関係数とそのときのラグ

範囲の形状	台風中心からの半径	相関係数	ラグ[h]
円形	600 km	0.66	0
	1000 km	0.82	0
	2000 km	0.86	0
	(強風域半径)	0.77	0
	(強風域半径) + 600 km	0.82	0
	(強風域半径) + 1600 km	0.89	0
ドーナツ形	600 km < 1000 km	0.82	0
	600 km < 2000 km	0.77	0
	(強風域半径) < (強風域半径) + 600 km	0.82	0
	(強風域半径) < (強風域半径) + 1600 km	0.84	0

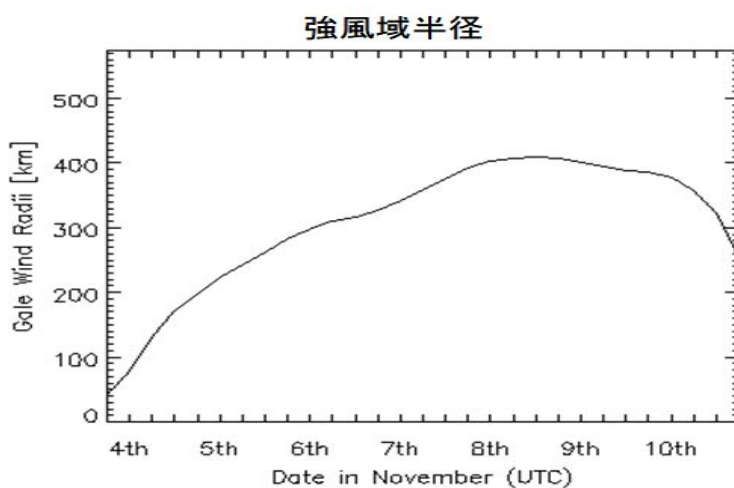


図 4.1.2 各時刻における台風 Haiyan の強風域半径. 横軸は 2013 年 11 月における日付, 縦軸は強風域半径の長さを表す.

## 4.2 CMC およびピーク電流値

CMC とピーク電流値は，3.2 節で示しているように，昭和基地で観測された雷放電 ELF パルス波形と WWLLN データにおける雷イベントとの同一性を確認した後に計算を行っている．最初に ELF 波形と WWLLN で同一性が確認された雷放電の数を各範囲でまとめたものを表 4.2.1 に示す．表 4.2.1 の雷放電数から明らかなように，計算に使用した雷放電の数は非常に限られていることがわかる．

得られた CMC とピーク電流値の 6 時間ごとのそれぞれの積算値および平均値を求め，24 時間の時間幅で移動平均をとり，図 4.1.1 に示す雷放電数の場合と同様に最大風速との相関性を調べた．まず，それぞれの積算値に関する結果を述べる．結果の例として  $r = 600 \text{ km}$ ， $r = 1000 \text{ km}$ ， $600 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$ ， $r =$  (強風域半径)のそれぞれの範囲における，積算値のグラフを図 4.2.1，図 4.2.2，に示す．また，各範囲の相互相関係数とそのときのラグタイムをまとめた表を，表 4.2.2 に示す．表 4.2.2 の相互相関係数は有効数字 2 桁としている．

表 4.2.1 CMC とピーク電流値の計算に使用した雷放電数

範囲の形状	台風中心からの半径	雷放電数
円形	600 km	117
	1000 km	183
	2000 km	926
	強風域半径	50
	強風域半径+600km	170
	強風域半径+1600km	851
ドーナツ型	$600 \text{ km} < 1000 \text{ km}$	70
	$600 \text{ km} < 2000 \text{ km}$	813
	強風域半径 < 強風域半径+600 km	123
	強風域半径 < 強風域半径+1600 km	805

### CMC, 6 時間ごとの積算値

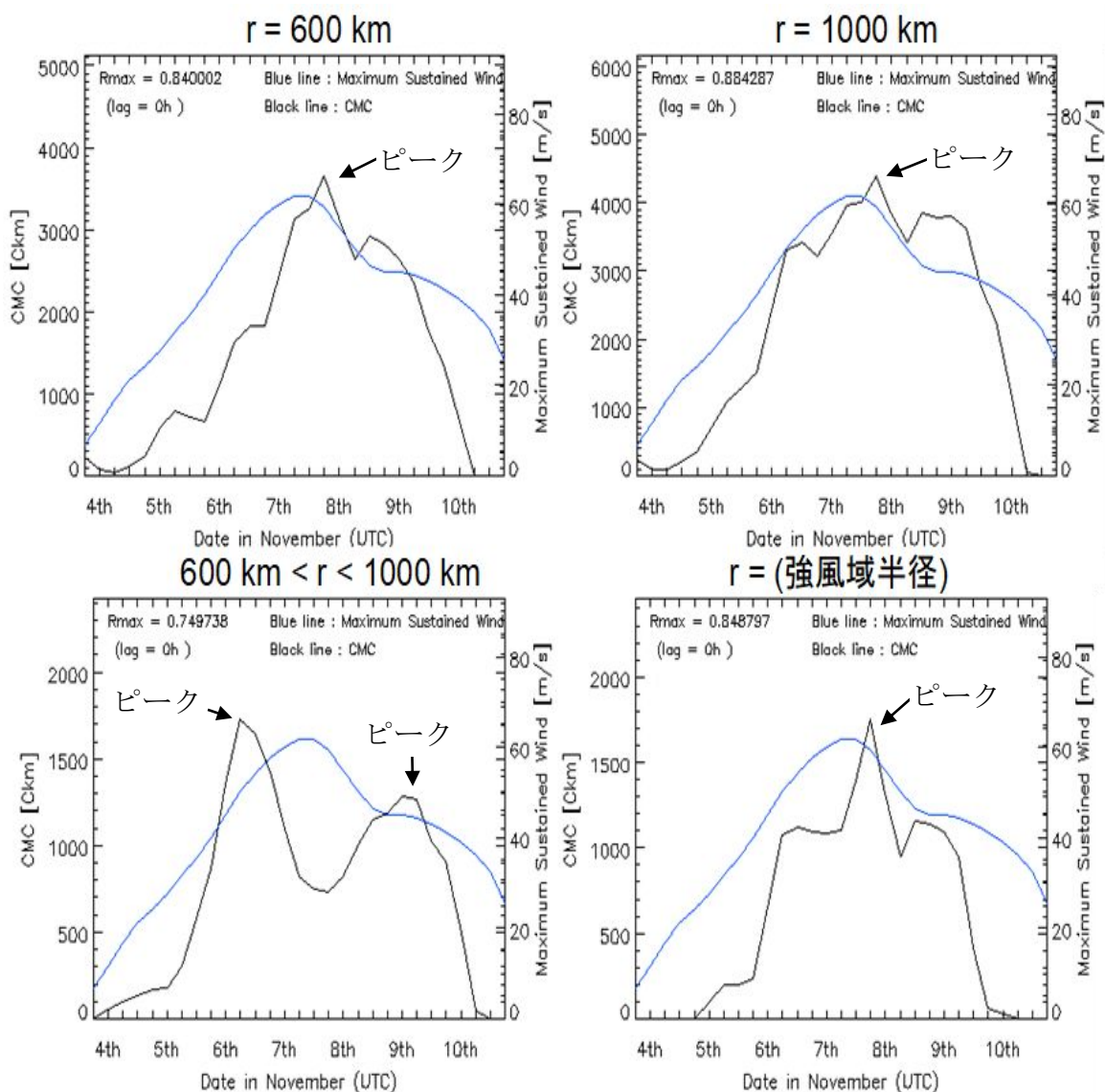


図 4.2.1  $r = 600 \text{ km}$  (左上),  $r = 1000 \text{ km}$  (右上),  $600 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$  (左下), 強風域半径 (右下) の範囲における, それぞれの 6 時間ごとの CMC の積算値と最大風速を比較したグラフ. 横軸は 2013 年 11 月における日付(UTC), 左縦軸は CMC, 右縦軸は最大風速を表す. 黒線と青線はそれぞれ 6 時間ごとの CMC 積算値および最大風速を表す. 各グラフの左上に, CMC と最大風速の間でラグをとりながら相互相関係数を調べた際に, 最大値となったラグとその相互相関係数を示している. ラグは正ならば CMC が最大風速に対して先行していることを示す.



ピーク電流値, 6 時間ごとの積算値

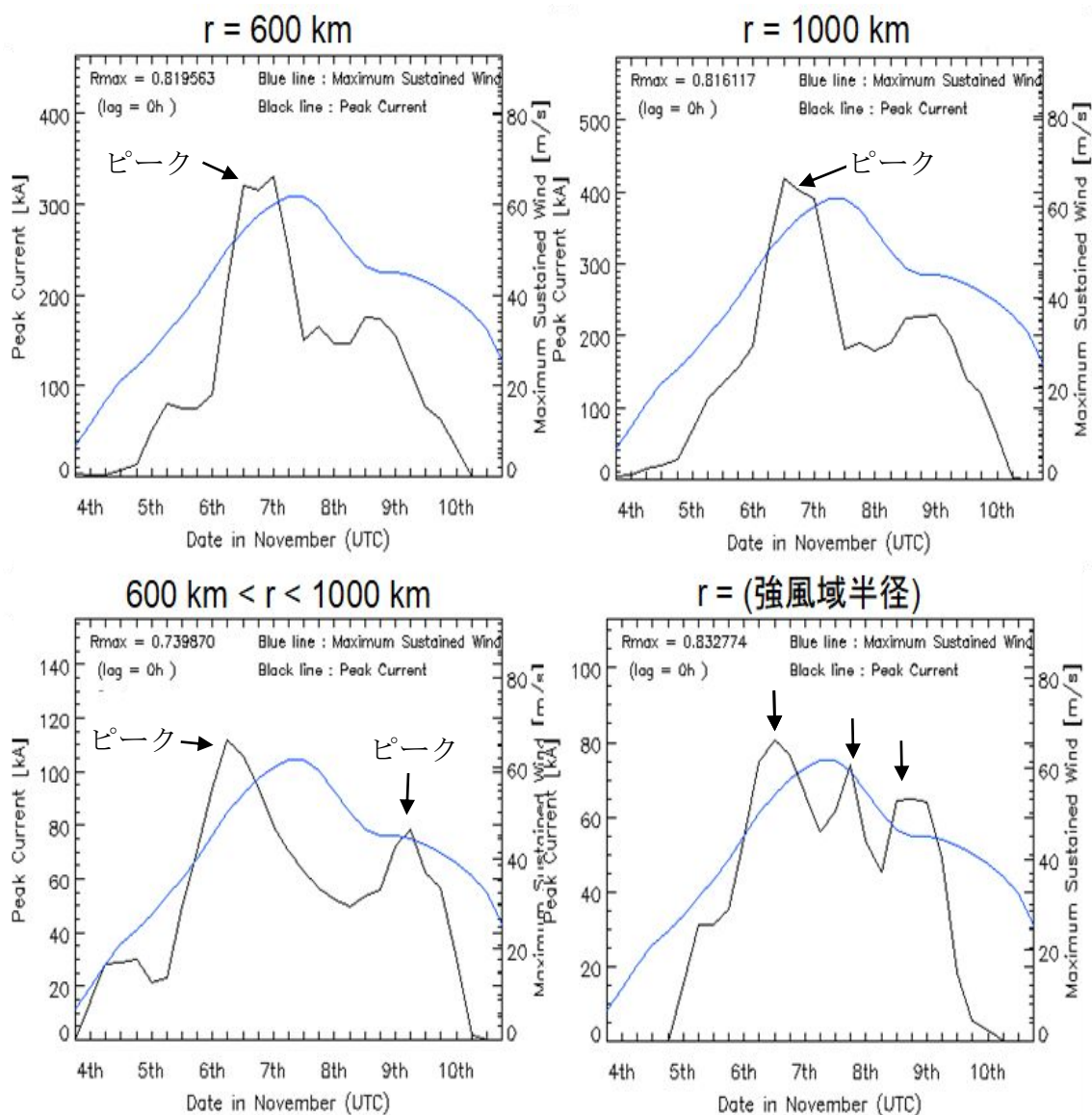


図 4.2.2 図 4.2.1 と同様の範囲における, ピーク電流値の 6 時間ごとの積算値と最大風速を比較したグラフ. 黒線はピーク電流値の 6 時間ごとの積算値, 左縦軸はピーク電流値を示し, その他は図 4.2.2 と同じである. 各グラフの左上に, ピーク電流値と最大風速の間でラグをとりながら相互相関係数を調べた際に, 最大値となったラグとその相互相関係数を示している. ラグは正ならばピーク電流値が最大風速に対して先行していることを示す.

表 4.2.2 CMC, ピーク電流値の積算値と最大風速の相関係数およびラグタイム

6時間ごとの積算値		CMC		ピーク電流値	
範囲の形状	台風中心からの半径	相関係数	ラグ[h]	相関係数	ラグ[h]
円形	600 km	0.84	0	0.82	0
	1000 km	0.88	0	0.82	0
	2000 km	0.59	-54	0.47	0
	強風域半径	0.85	0	0.83	0
	強風域半径+600	0.87	0	0.84	0
	強風域半径+1600km	0.58	-54	0.54	0
ドーナツ状	600 km < 1000 km	0.75	0	0.74	0
	600 km < 2000 km	0.64	-60	0.52	-66
	強風域半径 < 強風域半径+600 km	0.85	0	0.83	0
	強風域半径 < 強風域半径+1600 km	0.61	-54	0.47	0

図 4.2.1 から確認できる CMC の積算値と最大風速の関係の特徴について述べる。  $r = 600 \text{ km}$ ,  $r = 1000 \text{ km}$ , 強風域半径では, 最大風速がピークに達してから 6-12 時間後に CMC 積算値が最大値となっている。  $r = 1000 \text{ km}$ , 強風域半径においては, 最大風速がピークに達する約 1 日前から約 2 日後にかけて CMC 積算値が高い値を維持している。このグラフと同じような特徴をもつグラフが,  $r = (\text{強風域半径}) + 600 \text{ km}$ ,  $(\text{強風域半径}) < r < (\text{強風域半径}) + 600 \text{ km}$  の範囲においても確認された。  $600 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$  では, 最大風速がピークに達する約 1 日前に CMC 積算値の最大値となり, 最大風速のピーク付近で減少, 最大風速のピークの約 2 日後にもう一度ピークに達している。  $r = 2000 \text{ km}$  などの広大な範囲では, 11 月 9 日 18 時 - 10 日 0 時にかけて CMC 積算値は極端なピークとなっており, CMC 積算値と最大風速の間に高い相関は見られなかった。この特徴を示した  $600 \text{ km} < r < 2000 \text{ km}$  におけるグラフを図 4.2.3 (左) に示す。表 4.2.2 に示す CMC 積算値と最大風速との相関性から, 全ての範囲において最も相関が高かったのは  $r = 1000 \text{ km}$  の範囲であった。また, とる範囲を固定した場合と, 強風域半径を基準とするため時間とともにとる範囲が変化する

場合とでは、固定した範囲の方が比較的高い相関を示した。

図 4.2.2 から確認できるピーク電流値の積算値と最大風速の関係の特徴について述べる。  $r = 600 \text{ km}$ ,  $1000 \text{ km}$  の範囲では、ピーク電流値の積算値は最大風速のピークの 18 時間前から 6 時間前にかけて非常に高い値をとっている。このグラフと同じような特徴をもつグラフが、  $r = (\text{強風域半径}) + 600 \text{ km}$ ,  $(\text{強風域半径}) < r < (\text{強風域半径}) + 600 \text{ km}$  の範囲においても確認された。  $600 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$  の範囲では、CMC 積算値と同様に、最大風速がピークに達する約 1 日前にピーク電流値の積算値の最大値をとるピーク、その後減少し、約 2 日後にもう一度ピークに達している。強風域半径の範囲では、ピーク電流値の積算値は最大風速のピークの 18 時間前、6 時間後、30–42 時間後でそれぞれピークとなっている。全てのレインバンドを含むような範囲においては、CMC 積算値と同様に 11 月 9 日 18 時 — 10 日 0 時にかけて CMC 積算値は極端なピークとなった。この特徴を示した  $600 \text{ km} < r < 2000 \text{ km}$  におけるグラフを図 4.2.3 (右) に示す。表 4.2.2 に示すピーク電流値の積算値と最大風速との相関性から、全ての範囲において最も相関が高かったのは  $r = (\text{強風域半径}) + 600 \text{ km}$  の範囲であった。また、とる範囲が時間変化しない場合と、とる範囲が時間変化する場合の違いは、とる範囲が時間変化する場合の方が比較的高い相関を示している。

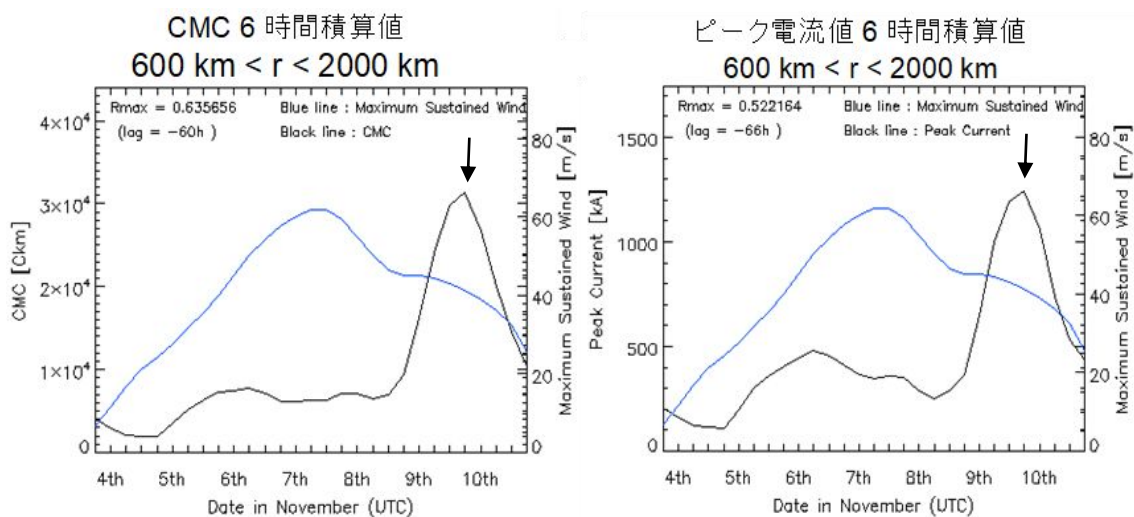


図 4.2.3 半径  $600 \text{ km} < 2000 \text{ km}$  の範囲における、(左) CMC の 6 時間積算値 (右) ピーク電流値の 6 時間積算値と最大風速を比較したそれぞれのグラフ。グラフの様式はそれぞれ図 4.2.1, 図 4.2.2 に同じである。

次に、CMC とピーク電流値のそれぞれの平均値に関する結果を述べる。結果の例として、積算値の場合と同様に範囲における平均値のグラフを図 4.2.4, 図 4.2.5, に示す。また、各範囲の相互相関係数とそのときのラグタイムをまとめた表を、表 4.2.3 に示す。表 4.2.2 と同様に相互相関係数は有効数字 2 桁としている。

図 4.2.4 から確認できる CMC 平均値と最大風速の関係の特徴について述べる。  $r = 600 \text{ km}$ ,  $r = 1000 \text{ km}$ ,  $600 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$  の範囲における 3 つのグラフを見比べると、レインバンドにおける CMC と最大風速との相関は高いことがわかる。また最大風速がピークに達する約 1 日前と約 1 日後に CMC 平均値のピークがある。  $r = 1000 \text{ km}$  では、11 月 5 日 0 時から 6 日 12 時にかけて高い値を維持し、最大風速のピーク付近で減少した後、11 月 8 日 0 時から 9 日 12 時にかけて同じく高い値を維持、その後急速に減少している。このグラフと同じような特徴をもつグラフが、  $r = (\text{強風域半径}) + 600 \text{ km}$ ,  $(\text{強風域半径}) < r < (\text{強風域半径}) + 600 \text{ km}$  の範囲においても確認された。  $r = 2000 \text{ km}$  などの広大な範囲では、CMC の値が横ばいで目立った時間変化が見られなかった。この特徴を示した  $600 \text{ km} < r < 2000 \text{ km}$  におけるグラフを図 4.2.6 (左) に示す。全ての範囲において最も相関が高かったのは、強風域半径の範囲であった。強風域半径では CMC のピークが最大風速の 6–12 時間後にあることがわかった。表 4.2.2 に示す CMC と最大風速との相関性からは、とる範囲を大きくすればするほど相関は高くなり、最大風速の時間変化が CMC の変化に対して先行する傾向が強いことが読み取れる。とる範囲を固定した場合と、強風域半径を基準とするため時間とともにとる範囲が変化する場合とでは、CMC と最大風速との相関性には明瞭な違いは確認できなかった。

図 4.2.5 から確認できるピーク電流値と最大風速の関係の特徴について述べる。  $r = 600 \text{ km}$ ,  $r = 1000 \text{ km}$  の範囲において、平均ピーク電流値が極端に高い値をとるときが最大風速の 18 時間前に確認できる。この特徴は、強風域半径と  $600 \text{ km} < r < 2000 \text{ km}$  の範囲を除いたすべての範囲で確認された。  $600 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$  の範囲においては、ピーク電流値の最大値が最大風速の 30 時間前にあり、その後の減衰の仕方は約 1 日後の最大風速の挙動と似ている。しかし相互相関係数は高くなく、ラグも 6 時間となっている。一方、図 4.2.6(右)に  $600 \text{ km} < r < 2000 \text{ km}$  の範囲のグラフを示す。図 4.2.5 の  $r = 600 \text{ km}$  のように極端に高いピークが出現するケースとは異なり、  $600 \text{ km} < r < 2000 \text{ km}$  など範囲を広くとった場合においては、ピーク電流値は横ばいであり、目立った時間変化は見られなかった。

ピーク電流値の場合も CMC と同様、相互相関係数が最も高かったのは強風域半径の場合であった。ピーク電流値のピークは最大風速の 18 時間前にあり、最

大風速がピークに達するまで減少，その後一度増加してから最大風速の減衰とともに減少している．ピーク電流値と最大風速の相関性において，とる範囲が時間変化しない場合と，とる範囲が時間変化する場合の違いは，とる範囲が時間変化する場合の方が比較的高い相関を示している．

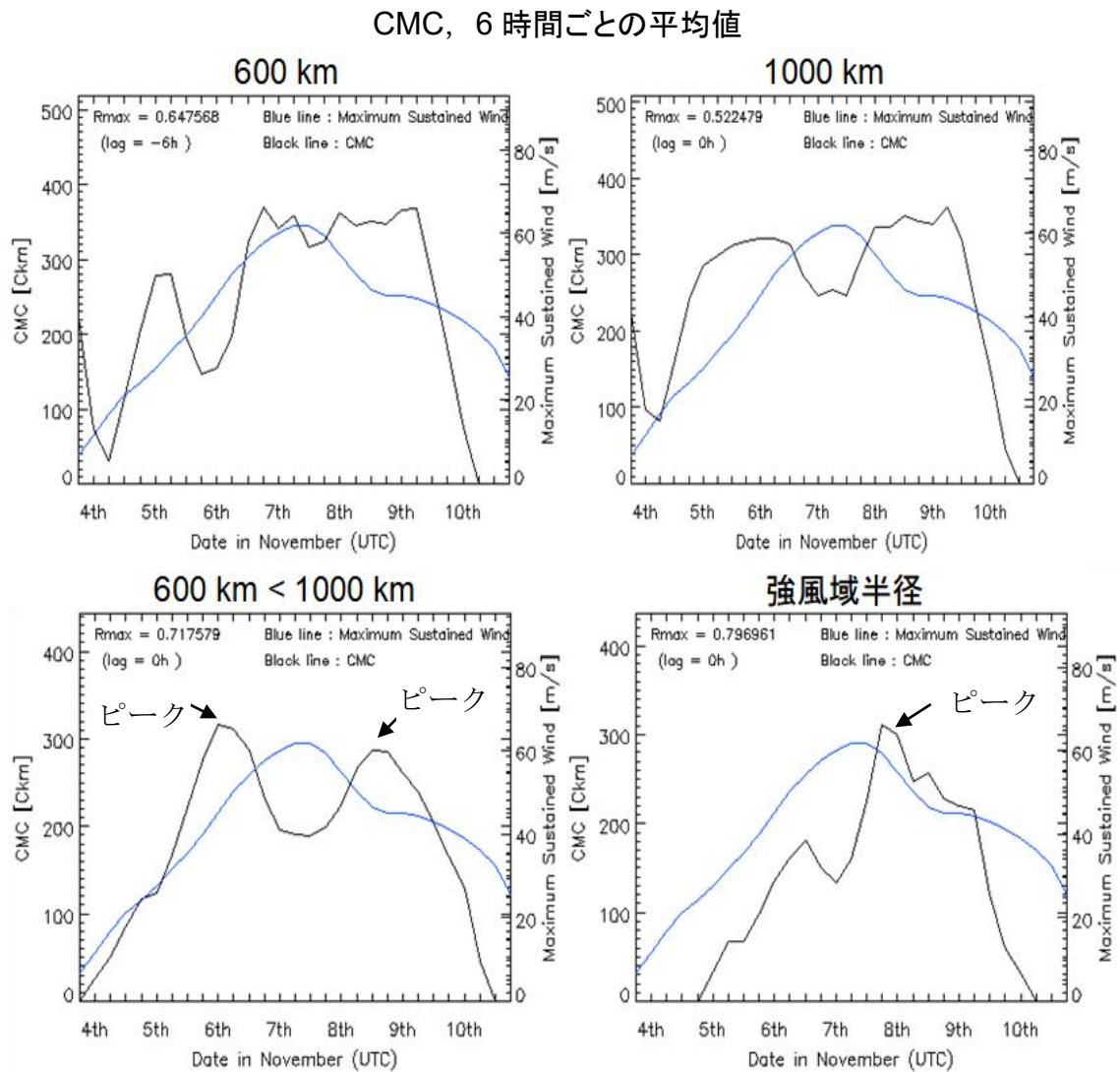


図 4.2.4 図 4.2.1 と同様の範囲における，CMC の 6 時間ごとの平均値と最大風速を比較したグラフ．黒線は CMC の 6 時間ごとの平均値を示し，その他は図 4.2.1 と同じである．

ピーク電流値, 6 時間ごとの平均値

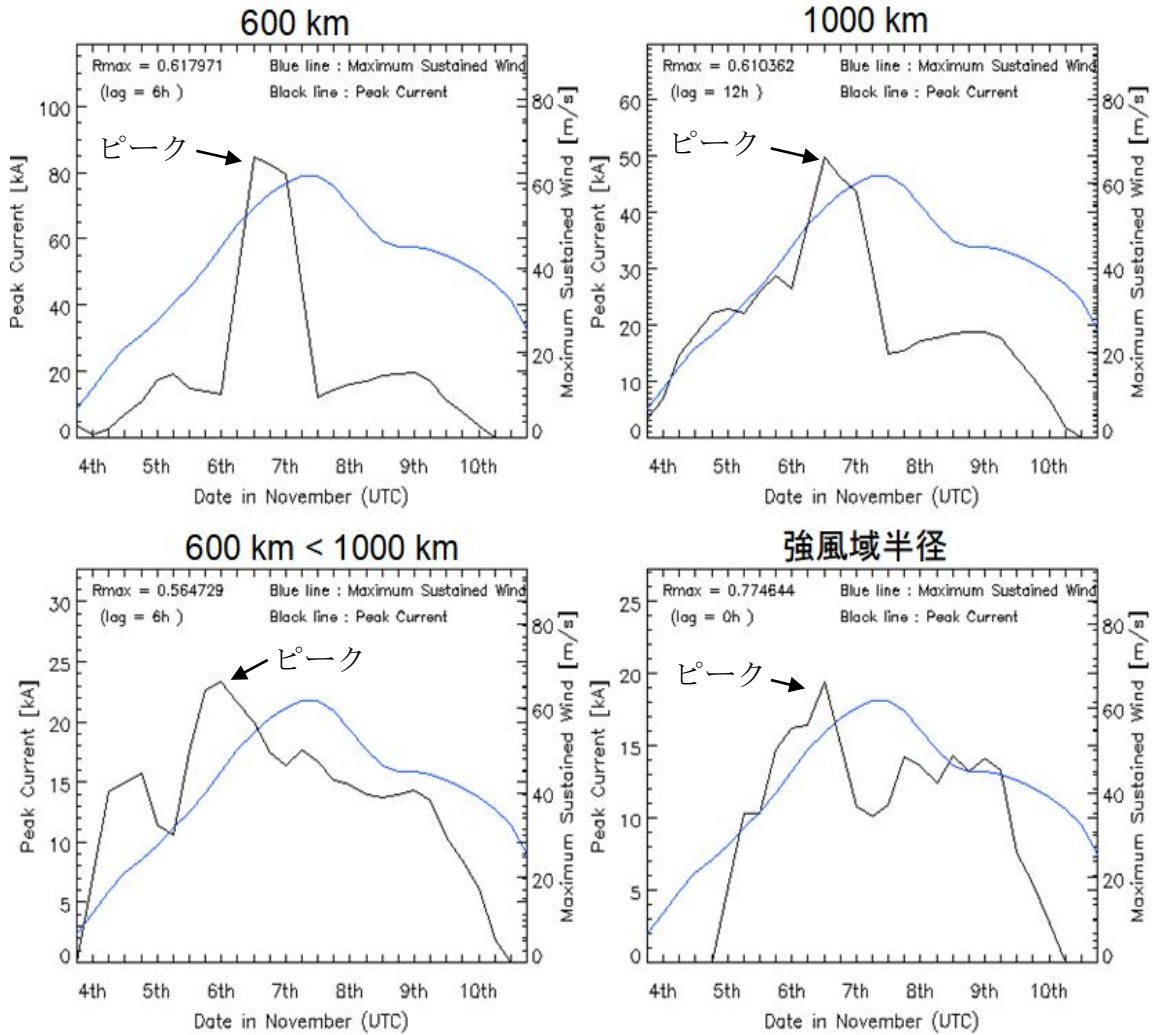


図 4.2.5 図 4.2.1 と同様の範囲における, ピーク電流値の 6 時間ごとの平均値と最大風速を比較したグラフ. 黒線はピーク電流値の 6 時間ごとの平均値を示し, その他は図 4.2.2 と同じである.

表 4.2.3 CMC, ピーク電流値の平均値と最大風速の相関係数およびラグタイム

6時間ごとの平均値		CMC		ピーク電流値	
範囲の形状	台風中心からの半径	相関係数	ラグ[h]	相関係数	ラグ[h]
円形	600 km	0.65	-6	0.62	6
	1000 km	0.52	0	0.61	12
	2000 km	0.58	-60	0.51	12
	強風域半径	0.8	0	0.77	0
	強風域半径+600	0.58	0	0.7	6
	強風域半径+1600km	0.63	-24	0.6	12
ドーナツ状	600 km < 1000 km	0.72	0	0.56	6
	600 km < 2000 km	0.56	-60	0.11	18
	強風域半径 < 強風域半径+600 km	0.58	0	0.7	6
	強風域半径 < 強風域半径+1600 km	0.6	-18	0.58	12

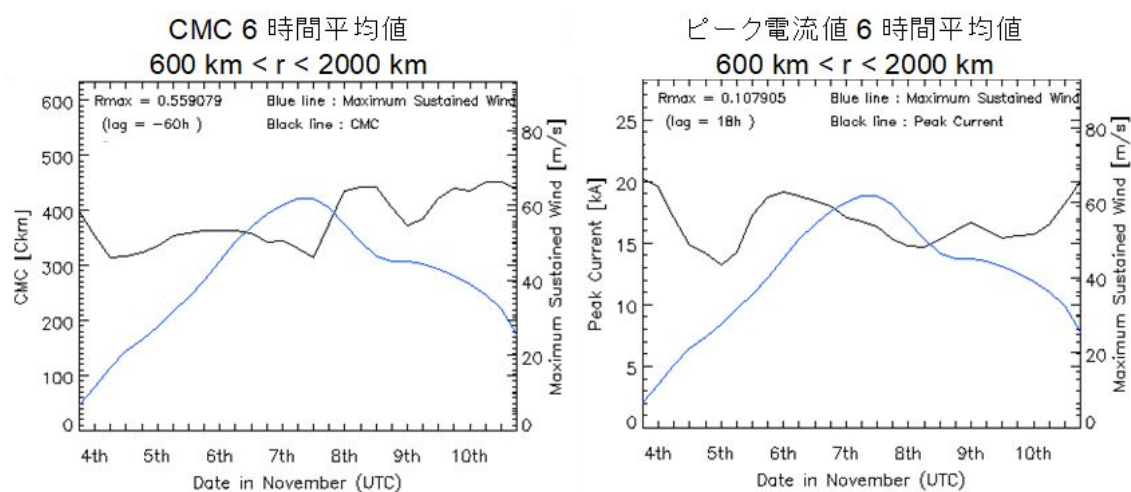


図 4.2.6 半径  $600 \text{ km} < 2000 \text{ km}$  の範囲における, (左) ピーク電流値の 6 時間平均値 (右) CMC の 6 時間平均値と最大風速を比較したそれぞれのグラフ. グラフの様式はそれぞれ図 4.2.1, 図 4.2.2 に同じである.

## 5. 考察

考察に入る前に、台風 Haiyan における各ライフステージについて述べておく。雷放電数、CMC、ピーク電流値のデータに合わせるため、6時間ごとの最大風速データに対して24時間の移動平均をとった。その後、Haiyanの各ライフステージを図5.1のように分類した。図5.1の分類に発生期がないが、移動平均をとった際に発生期を示す変化が見えなくなったと考えている。各ライフステージとその時間帯は、発達期：発生から11月7日6時、成熟期：7日6時から9日6時、減衰期：9日6時から消失までと定義した。7日12時から8日12時にかけて最大風速が弱まっているにも関わらず、成熟期を9日6時までとしている。この理由として、図5.1に示しているように、この時間帯はHaiyanがフィリピン上空に位置している時間帯とほぼ重なる。台風は陸上に位置すると急速に衰弱するので、この時間帯の最大風速の減衰はフィリピンの陸地の影響を強く受けたためだと考えられる。Haiyanは陸地の影響を受けながらも一定の強度を維持できていると考え、成熟期の時間帯を7日6時から9日6時と設定した。

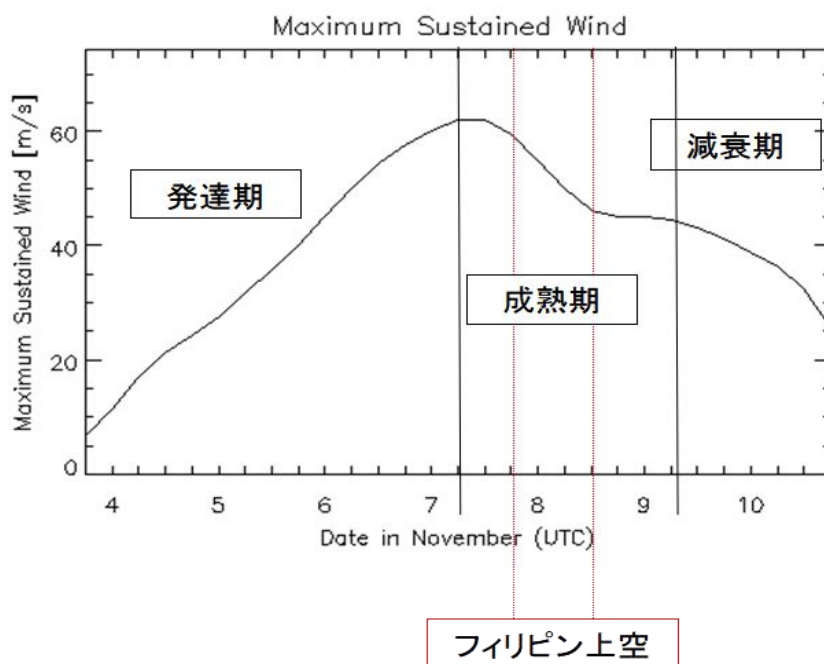


図5.1 24時間の時間幅で移動平均をとった台風Haiyanの最大風速と各ライフステージの定義。横軸は日付(UTC)、縦軸は最大風速を表す。各ライフステージの時間帯は、発達期は発生から7日6時、成熟期は7日6時から9日6時、減衰期は9日6時から消失までとした。衛星画像から、Haiyanがフィリピン上空に位置していた時間帯を7日18時から8日12時までとした。



雷放電数に関する結果の考察に入る。半径 600 km、強風域半径の範囲における特徴から、台風のコア領域（内部コア+内部降雨帯，図 1.2.1 参照）では台風強度が減衰する直前に雷放電数が多くなっていることがわかる。また，半径 600 km <  $r$  < 1000 km の範囲における特徴から，レインバンドにおける雷放電数は台風強度がピークに達する約 1 日前に最大となっていることがわかる。これらの結果は，*Demaria et al.* [2012] の結果と一致する。

*Price et al.* [2009], *Pan et al.*[2014], *Whittaker et al.* [2015] では，WVLLN データを用いて台風の中心から約 500–600 km の範囲の雷放電数をカウントし，強い台風では雷放電数のピークが台風強度のピークの約 30 時間前に訪れるという結果を示していた。一方，本研究の台風 Haiyan の事例において，半径 600 km の範囲で雷放電数をカウントすると同じような結果は得られなかった。しかし，全てのレインバンドを含む半径 2000 km など，範囲を広くとって雷放電数をカウントすると同じような結果が得られた。このことから，レインバンドをすべて含むような領域で雷放電数をカウントすることが大事であることがわかった。したがって，レインバンドを包絡する領域は台風毎に大きさが変わるものでなければならない。

しかし今度は，台風のレインバンドをすべて含むような半径だと，ある重要な問題が生じる。図 5.2 に，2013 年 11 月 9 日 18 時 (UTC)における Haiyan の衛星赤外雲画像を示す。この時刻は Haiyan が減衰期に入った直後の時刻である。この時刻では半径 2000 km のように範囲を広くとった場合において，雷放電数のピークが確認されている。図 5.2 から確認できるように，全てのレインバンドを含むような半径をもつ円状の領域では，台風と無関係な雷放電（図 5.2 の緑円部）を多数含んでしまう。この雷雲では強雷が多く発生しており，CMC やピーク電流値を自動計算する際に使用されてしまう。半径 2000 km の範囲で計算に使用した雷放電数のグラフを図 5.3 に示す。図 5.2 と図 5.3 の比較から，全てのレインバンドを含む範囲における 9 日 18 時付近のピークは台風と無関係な雷によるものと推測できる。この問題は電気的特性の計算にも大きな影響を及ぼしている。図 4.2.3 において，このような範囲における CMC とピーク電流値の 6 時間ごとの平均値が横ばいになっていることを示した。この一連の考察から，電気的特性の積算値の 11 月 9 日 18 時 — 10 日 0 時にかけての極端なピークや，平均値が横ばいになっている原因は，台風は無関係な雷放電の寄与が大きいことにあると考察した。

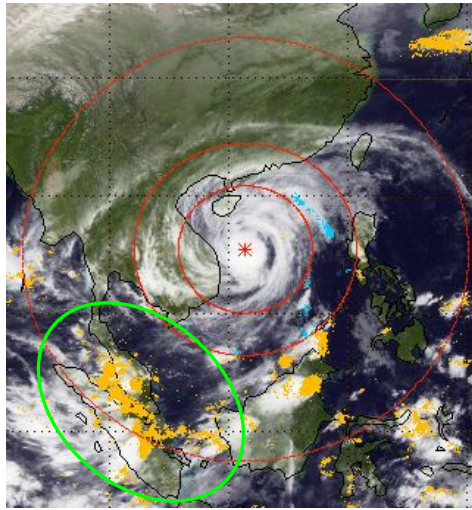


図.5.2 2013年11月9日18時(UTC)における Haiyan の衛星赤外雲画像. 赤円, 黄点, 青点が示すものは図 3.1.1 (上) に同じ. 半径 2000km の範囲 (最も外側の赤円) では台風と無関係な雷 (緑円部分) を多く含むことがわかる.

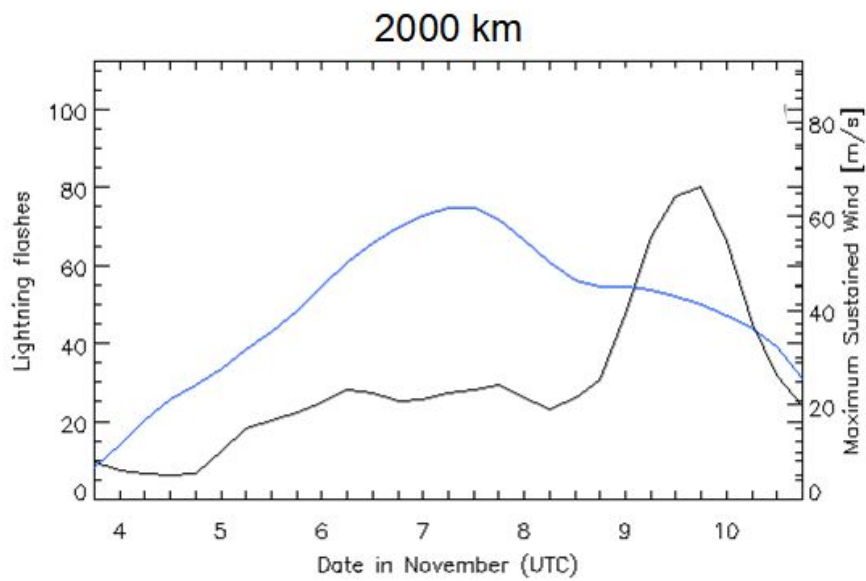


図 5.3 600 km < r < 2000 km の範囲において, CMC とピーク電流値の計算に使用された雷放電数のグラフ. 軸などのグラフの様式は図 4.1.1 と同様である.

CMC とピーク電流値の積算値について考察する。  $r = 600 \text{ km}$ ,  $r = 1000 \text{ km}$ ,  $600 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$ ,  $r = (\text{強風域半径})$ のそれぞれの範囲における、計算に使用した雷放電数のグラフを図 5.4 に示す。 図 4.2.1, 図 4.2.2 と図 5.4 を比較すると、図 4.2.2 における  $r = 600 \text{ km}$ ,  $r = 1000 \text{ km}$  の除けば、それぞれの積算値と計算に使用した雷放電数のグラフの特徴は同じようなものであることがわかる。 また、計算に使用した雷放電数が非常に少ないということもあるので、今回の解析における電気的特性と台風の関係についての考察は、積算値より平均値を用いて行った方が良いと考えた。

次にそれぞれの平均値の考察に入る。 図 4.2.4 に示すとおり CMC の平均値について、台風強度がピーク達する時刻の 1 日前から 1 日後にかけての時間帯は、レインバンドを含む範囲（半径  $1000 \text{ km}$  や(強風域半径) +  $600 \text{ km}$  など）で CMC の平均値が減少していた。 特に  $600 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$  の範囲では、台風強度の前後できれいなピークとなっている。 この特徴について、以下のように考察した。 図 1.2.3 に示すように、台風のエネルギー源は海洋から得られる潜熱エネルギーである。 台風内の内向き流によってその潜熱エネルギーが台風中心に運ばれ、台風は発達する。 ここで、以下の考察を分かり易く説明する概念図を図 5.5 に示す。 台風の進行方向から内向き流はその逆方向からの内向き流より強いと予想できる。 したがって、図 5.5(上)に示すとおり台風の進行方向に海洋があれば多くの潜熱エネルギーを得ることができ、台風の雲領域における対流が強くなる。 逆に図 5.5(下)に示すとおり、進行方向に陸地があれば潜熱エネルギーを得ることができず、台風の雲領域の対流が強くなることができない。 したがって、Haiyan の強度がピークに達する約 1 日前から、Haiyan がフィリピン領土に近づくにつれて得られる潜熱エネルギーが減少し、雲領域の対流が弱くなって CMC 値が低下したのではないかと考察した。 強度のピークの約 1 日後から、Haiyan の進行方向に海洋が位置するようになり、そこから潜熱エネルギーを得て雲領域の対流活動が活発になる。 そして CMC 値が上昇したのではないかと考察した。

次にピーク電流値について考察する。 まず表 3.1.1 に示す多くの範囲で確認された 11 月 6 日 12-18 時 (UTC) におけるピークについて、計算した雷放電とそのピーク電流値を見ていくと、6 日 20 時 54 分 29.320 秒において  $815 \text{ kA}$  という桁外れに強いピーク電流の雷放電が確認された。 この 1 発の雷放電が、11 月 6 日 12-18 時のピークの原因であることがわかった。 したがって、ピーク電流値は平均値ではなく中央値で議論したほうがよいことがわかった。

この雷放電の影響を除いたグラフを  $600 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$  の範囲でとった場合で確認したところ、CMC と同様に最大風速のピークの約 1 日前にピーク電流値が最大となることが確認できた。 CMC の場合では、最大風速のピークの後に

## 計算に使用した雷放電数

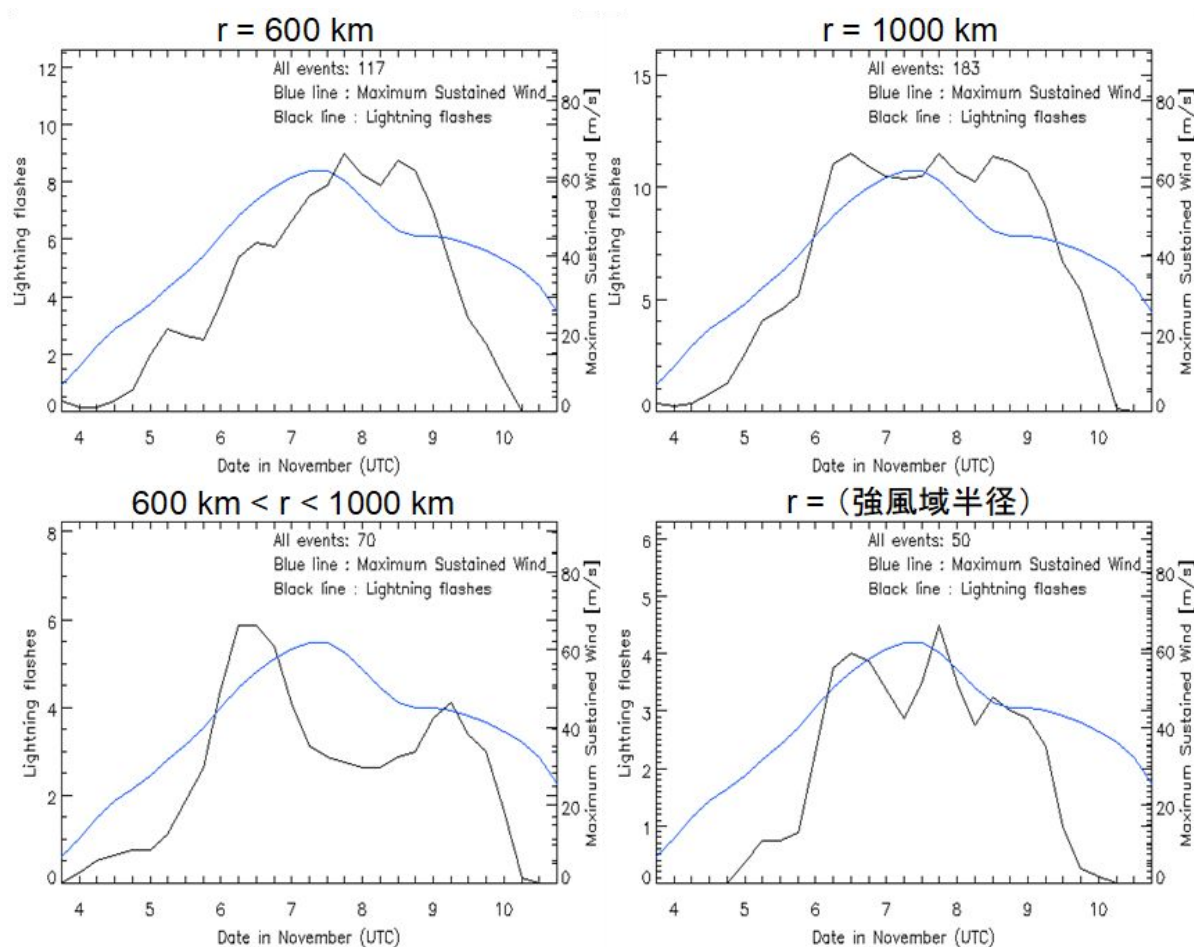


図 5.4 中心から半径 600km (左上), 1000km (右上), 600km < 1000km (左下), 2000km (右下) における, 計算に使用した雷放電数のグラフ. 黒線は雷放電数, 青線は台風の最大風速を示す. 横軸は 2013 年 11 月における日付(UTC)を表し, 目盛りは 6 時間ごとにとっている. 左縦軸は雷放電数, 右縦軸は最大風速を表す. 各グラフの上部に, 各範囲の計算に使用した雷放電の総数を示している.

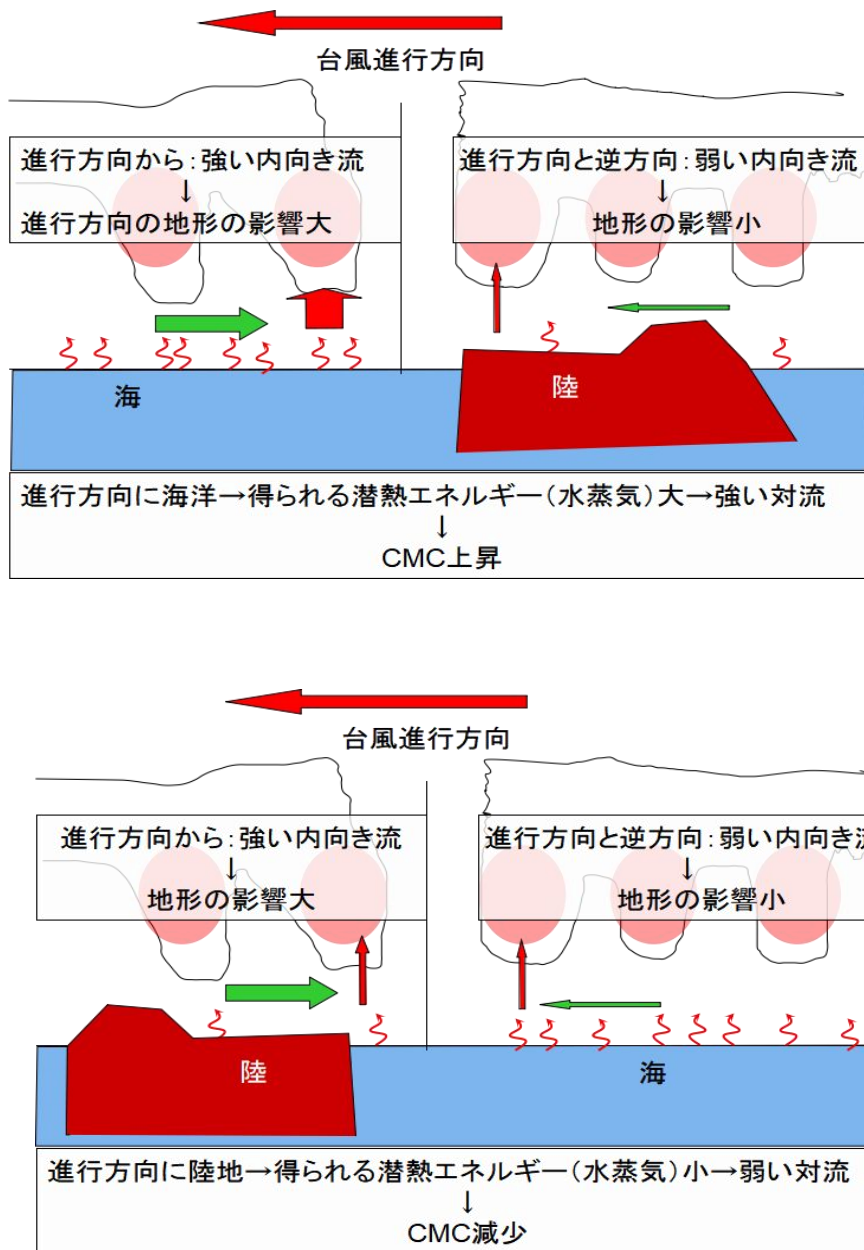


図 5.5 台風内の雷放電 CMC 値の時間変化から推測される，台風進行方向にある地形による影響の概念図．（上）は台風進行方向に海があるとき，（下）は進行方向に陸があるときの CMC 値への影響を説明している．

もう一度ピークが来るが、ピーク電流値の場合はそうではない。近年、陸上における対地放電 (CG) よりも海上における (CG) の方がピーク電流値は高いことが報告されている [Chronis et al., 2016]。600 km < r < 1000 km と範囲をとった場合において、CMC、ピーク電流値の平均値がともにピークとなっている 6 日 0 時 (UTC) と、CMC のみがピークになっている 8 日 18 時 (UTC) の衛星赤外雲画像を図 5.6 に示す。図 5.6 から、6 日 0 時 (UTC) は海上の CG が多く、8 日 18 時 (UTC) では陸上で CG が確認できる。このことから、雷放電が海上で起こるのか、陸上で起こるのかの違いが、CMC とピーク電流値のグラフの違いの一つの原因となっていることが推測できる。

今回の解析において、表 4.2.1 に示すとおり CMC とピーク電流値の計算に使用した雷放電数は非常に限られた。CMC、ピーク電流値の両方において強風域半径の範囲が最も相互相関係数が高かったが、台風 Haiyan の寿命約 1 週間のうち 50 発の雷放電しか計算できていない。雷放電の電気的特性と台風強度を調べる上で、雷を計数する範囲は強風域半径の範囲が最も有効であると結論づけることはできない。したがって、今後は、計算する雷放電数を多くするように解析手法を見直す必要がある。

雷放電数、CMC、ピーク電流値の 3 つのパラメータにおいて、台風の空間的大きさに合わせて、範囲が時間変化する場合と、範囲が時間的に固定している場合とで相互相関係数を比較すると、範囲が時間変化する場合の方が相互相関係数が高くなる傾向が強かった。このことから、台風の時間発展に合わせて範囲を変化させて雷放電を捉えることが重要であると考えられる。

また、600 km < r < 1000 km の範囲では、CMC、ピーク電流値の計算に使用した雷放電数が非常に少ないという問題はあるが、最大風速のピークの約 30 時間前にそれぞれの雷のパラメータがピークに達していることがわかった。全てのレインバンドを含む範囲では雷放電数と台風強度の相関が非常に高いことから、レインバンドにおける雷活動は台風強度予報において非常に重要であることがわかった。したがって、より多くのレインバンドを含みながらも、台風と無関係な雷をカウントせずに雷放電と台風強度をモニターできるような手法を確立すると、より正確な台風強度予報が実現すると期待される。

11月6日0時 (UTC)



11月8日18時 (UT)

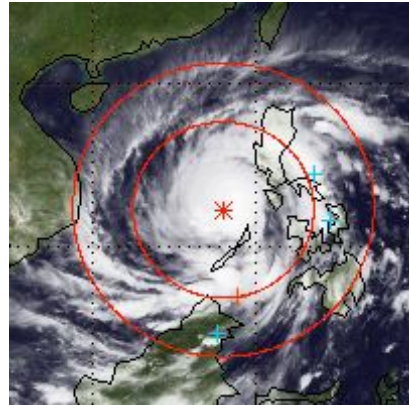


図 5.6 (左) は 2013 年 11 月 6 日 0 時 (UTC), (右) は 2013 年 11 月 8 日 18 時 (UTC) における台風 Haiyan の衛星赤外雲画像. 赤円は台風中心から半径 600 km, 半径 1000 km を表す.  $600 \text{ km} < r < 1000 \text{ km}$  の範囲において計算に使用した雷放電の位置を+で示している. 6 日 0 時 (UTC) では計算した雷放電は全て海上であり, 8 日 18 時 (UTC) では陸上の雷放電が確認できる.

## 6.まとめ

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強度と密接に関係しており、雷放電は積乱雲の対流強度の指標である。したがって、雷放電活動は台風強度のよい指標となり得る。雷活動と台風の強度の関係に関する先行研究は数多く行われており、雷放電数のピークは最大風速に対して約1日先行することが示唆されている[Price et al., 2009; Demaria et al., 2012; Pan et al., 2014; Whittaker et al., 2015]。しかし、それらは雷の発生頻度のみを扱っており、雷放電の電気的特性に触れられていない。

したがって本研究は、雷放電の CMC とピーク電流値という2つの独立した電気的特性を用いて、雷活動と台風の強度発達の関係性を明らかにすることを最終目標とする。今回の解析では、その最初の段階として、気象庁からの台風データ、WWLLN による雷データ、昭和基地から得られる ELF 波形データを用いて、台風 Haiyan におけるそれらの関係性を調査した。

今回、台風 Haiyan の事例のみの結果であるが、雷放電数と台風の強度発達の関係は先行研究と整合する結果であった。CMC とピーク電流値に関して、雷を計数する範囲によって相関性や特徴は異なってくるが、台風強度との強い関係を見出すことができた。雷放電数、CMC、ピーク電流値の全てのパラメータにおいて、台風の発達に伴って雷放電を計数する範囲が時間変化する場合と、範囲の大きさが時間的に変化しない場合で相関性の違いを比べた。その結果、台風の発達に伴って雷放電を計数する範囲が時間的に変化する場合の方が、相関性は高いことが明らかになった。またレインバンドに該当する範囲で台風強度が最大になる約1日前に、雷放電数だけでなく CMC やピーク電流値も最大となることが確認されたことから、レインバンドにおける雷活動が台風の強度発達と密に関係していることも明らかになった。

今回の解析では、計算に使用した雷放電数は非常に少なかったため、解析手法を見直し、多数の雷放電数を用いて得られた結果と今回の結果とを見直す必要がある。また、全てのレインバンドを含める範囲で解析を行う際に、台風と無関係な雷をカウントしない手法を確立することによって、そのような範囲で雷放電数と台風強度の相関が最大であったように、CMC、ピーク電流値でもより高い相関がみられることが期待できる。

これからは台風 Haiyan だけでなく、さまざまな台風について解析を進める。先行研究では、雷を計数する範囲を一定にとり、多様性に富む多くの台風について強度発達と雷放電数の関係を調べていた。しかし、台風の発達に伴って雷放電を計数する範囲を時間的に変化させる場合、雷放電数だけでなく CMC など



の電気的特性も用いて台風の強度発達を調べることで、台風強度予報につながる新たな特徴を発見できることが期待される。

## 7. 謝辞

本論文を作成するにあたり，多くの方々にご支援いただきましたので，この場を借りて感謝の意を述べさせていただきます。

私の指導教官である佐藤光輝講師には，日頃から大変粘り強く，的確に指導していただきました。私の至らない点が数多くあり，どれだけご迷惑をおかけしたのかわかりません。研究に対する姿勢，取り組み方，心構えなどから，資料の説明の仕方のような初歩的なことまで，多くのことを指導していただきました。佐藤講師のおかげで本論文を作成することができました。ありがとうございました。

修士課程の佐藤剛志氏には，プログラミングで行き詰まったりわからないことがあった際に，修士論文作成でお忙しい中，時間を割いて相談に乗っていただいていたありがとうございました。

その他，惑星宇宙グループの皆さまには研究室生活を送る上で多くの支援をいただきました。ありがとうございました。

最後に，常に生活の支えとなっている家族や友人に深く感謝致します。

## 8.参考文献

Christian HJ et al (2003) Global frequency and distribution of lightning as observed from space by theoptical transient detector. *J Geophys Res* 108:4005. doi:10.1029/2002JD002347

Chronis, T., W. Koshak, and E. McCaul (2016), Why do oceanic negative cloud-to-ground lightning exhibit larger peak current values?, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 4049-4068, doi:10.1002/2015JD024129.

DeMaria, M., R. T. DeMaria, J. A. Knaff, and D. Molenaar (2012), Tropical cyclone lightning and rapid intensity change, *Mon. Weather Rev.*, 140, 1828–1842.

Huang, E., Williams, E., Boldi, R., Heckman, S., Lyons, W., Taylor, M., Nelson, T., Wong, C., 1999. Criteria for sprites and elves based on Schumann resonance observations. *Journal of Geophysical Research* 104, 16943–16964.

Ito, K., (2016), Errors in Tropical Cyclone Intensity Forecast by RSMC Tokyo and Statistical Correction Using Environmental Parameters, SOLA, 2016, Vol. 12, 247–252, doi:10.2151/sola.2016-049

National Disaster Risk Reduction and Management Council (2014), Updates re effects of TY YOLANDA (HAIYAN). [Available at <http://www.ndrrmc.gov.ph/>, accessed 27th May 2014, 17 April.]

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, 581–592.

Price, C., M. Asfur, and Y. Yair (2009), Maximum hurricane intensity preceded by increase in lightning frequency, *Nat. Geosci.*, 2, 329–332.

Price, C., (2013), Lightning Applications in Weather and climate Research, *Surv Geophys* (2013) 34:755–767 DOI 10.1007/s10712-012-9218-7

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 J, J B Brundell, R H Holzworth, and E H Lay, Growing Detection Efficiency of the World Wide Lightning Location Network, *Am. Inst. Phys. Conf. Proc.*, Coupling of thunderstorms and lightning discharges to near-Earth space: Proceedings of the Workshop, Corte (France), 23-27 June 2008,1118, 15-20, DOI: 10.1063/1.3137706,2009.

Sato Mitsuteru (2004), Global lightning and sprite activities and their solar activity dependences, Ph. D. Thesis, Tohoku University.

Soula, S., (2012), Electrical environment in a storm cloud. *Journal aerospacelab*,5

Williams ER, Weber ME, Orville RE (1989) The relationship between lightning type and convective state of thunderstorms. *J Geophys Res* 94:13213–13220

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.

World Wide Lightning Location Network. (閲覧日: 2018 年 1 月 8 日).  
<https://wwlln.net/>

気象庁 | 台風位置表2013年 (閲覧日: 2017 年 10 月 16 日 )  
<http://www.data.jma.go.jp/yoho/data/typhoon/T1330.pdf>

保存書庫—高知大学気象情報頁Wiki (閲覧日: 2017 年 11 月 20 日 )  
<https://weather.is.kochi-u.ac.jp/wiki/archive>

高橋 劭 (2009) 『雷の科学』 東京大学出版.

筆保弘徳・伊藤耕介・山口宗彦（2014）『台風の正体』朝倉書店