

# TRMM 搭載 LIS により観測された台風における雷放電の特徴

中野 藤之\*・森本 健志\*\*・牛尾 知雄\*\*・河崎 善一郎\*\*

## 要 旨

台風の発生から消滅までの一生を通じた雷放電の分布及び雷放電発生頻度の特徴を明らかにするために、熱帯降雨観測衛星 (TRMM : Tropical Rainfall Measuring Mission) に搭載されている雷観測装置 (LIS : Lightning Imaging Sensor) を用い、1998年~2007年の10年間に発生した218個の台風で観測された雷放電についてコンポジット解析を行った。その結果、台風における雷放電の発生頻度は、①台風の進行方向の左側で多いこと。②動径方向には、Peak season (7月~9月) では、外側降雨帯が一番多く、次に眼の壁雲、内側降雨帯がもっとも少ないこと。一方で、Late season (10月~12月) では眼の壁雲で多く、中心から離れるに従い減少すること。③台風の一生のうちでは衰退期に多いこと、などが明らかになった。

## 1. はじめに

台風は多数の対流雲が組織化した気象擾乱であり、台風の降水システムは内側レインシールド、外側レインシールド、内側降雨帯、外側降雨帯及び眼の壁雲などから構成され (Shimazu 1998)、その中には雲頂が対流圏界面を越えて発達する非常に深い対流を含んでいることが多い。一般的に雲頂が $-20^{\circ}\text{C}$ 温度層を越えて発達する対流雲では雷放電が発生するとされている。 $-20^{\circ}\text{C}$ 以下の温度層において雷放電の発生に必要とされる正電荷の領域が形成されるからである (Simpson and Scrase 1937 ; Simpson and Robinson 1941)。しかし、台風を構成している雲は、十分にこの条件を満たしていると考えられるにも関わらず、大陸上で発生する寒冷前線などに伴う一般的な積乱雲に比べ雷放電の発生頻度は低い (Cecil *et al.* 2002)。

発生頻度が低いとはいえ、雷放電は、台風の降水シ

ステムにおいて特徴的な分布をしているということが、台風と類似の気象現象であるハリケーンの研究において明らかになっている。例えば、Molinari *et al.* (1994) は、全米雷観測ネットワーク (NLDN : National Lightning Detection Network) を用いてハリケーン・アンドリュウ (1992年) における対地放電 (落雷) の時空間分布を明らかにしている。また、Molinari *et al.* (1999) は、Samsury and Orville (1994) によって研究されたハリケーン・ヒューゴ (1989年) とハリケーン・ジェリー (1989年) を含めた、合計9つのハリケーンにおける対地放電 (落雷) について解析を行い、ハリケーンにおける雷放電の分布を示した。それらによると、眼の壁雲では、雷放電の発生頻度は少ないながらもピークをもち、眼の壁雲の外側 (内側降雨帯) は、雷放電の発生頻度が少ない領域であり、外側降雨帯がもっとも雷放電の発生頻度が多い領域である。これらの特徴は、Lyons and Keen (1994) によっても確認されている。また、Cecil *et al.* (2002) は、熱帯降雨観測衛星 (TRMM : Tropical Rainfall Measuring Mission) に搭載されている降雨レーダ (PR : Precipitation Radar), TRMM マイクロ波観測装置 (TMI : TRMM Microwave Imager), 雷観測装置 (LIS :

\* 大阪大学大学院工学研究科 (現 : 株式会社アース・ウェザー), nakano@ewi.co.jp

\*\* 大阪大学大学院工学研究科。

—2008年12月26日受領—

—2010年11月9日受理—

Lightning Imaging Sensor) などのデータを用いて、1997年12月から1998年12月の期間における45のハリケーンについて解析を行い、外側降雨帯では、ハリケーンの眼の壁雲・内側降雨帯、及びハリケーンでない熱帯海洋上の積雲対流システムに比較して、雷放電が多く発生することを示した。すなわち、これらの研究によって、ハリケーンにおける雷放電の分布が明らかにされ、雷放電発生頻度の大きい領域は、外側降雨帯であることが示されている。このように、ハリケーンにおける雷放電についての先行研究はあるが、台風で発生する雷放電のみに焦点を絞り、その特徴を解析した研究は皆無であり、それゆえ、台風における雷放電については、その分布や、台風の一生を通じた発生頻度の特徴、台風の気象要素との関係などがほとんど未解明である。その意味で本研究は、台風における雷放電の特徴を明らかにする初めての研究である。

台風とハリケーンは、発生海域が異なっており、台風は太平洋北西部（東経100度～180度の北太平洋上）で発生する。一方、ハリケーンは大西洋北部（カリブ海・メキシコ湾を含む北大西洋）・太平洋北中部（180度～西経140度の北太平洋）・太平洋北東部（西経140度より東の北太平洋）などで発生する。一般的に台風とハリケーンの違いは、この発生海域の違いであり、気象学的には類似の現象とされている。しかし、台風の発生する海域は、暖水プール（warm pool）といわれる、海面水温が29°C以上の地球上でもっとも海面水温の高い海域である。海面水温が高いことから蒸発量が多く、台風のエネルギー源となる水蒸気の凝結に伴う潜熱が、より多く供給されている。それゆえ、ハリケーンの発生する海域と比較して、積雲対流がより活発な海域になっているといえる。また、大西洋上に発生するハリケーンの発生源としては、偏東風波動（easterly wave）が重要である（Landsea and Gray 1992）とされている一方で、台風の発生源としては、モンスーンシアライン（monsoon shear line）と、モンスーントラフの東端における西風と東風のモンスーン合流域（monsoon confluence region）の寄与が大きく、その割合は約70%である（Ritchie and Holland 1999）。

台風とハリケーンとの存在海域の海面水温や一般風分布の違い、発生源となる擾乱の相違などがあることから、総観的には類似の気象現象であるとされている台風とハリケーンが、個々の対流雲の性状や、その活動度などが有意に異なっている可能性がある。それゆ

え、ハリケーンにおいて示された雷放電の特徴とは異なるものが、台風における雷放電の特徴の中に認められる可能性があるといえる。さらに、台風における雷放電の発生が、一般的な積乱雲などには存在していない、暖気核や、螺旋状の上昇流などの台風固有な構造の影響を受けているといえる。従って、台風における雷放電の特徴を理解することは、台風を構成している対流雲の特徴と、台風の構造そのものを理解するひとつの重要な指標になり得るといえる。そこで本論文では、台風における雷放電の特徴を明らかにすることを目的として解析を行う。また、ハリケーンにおける雷放電分布との比較を行う。

## 2. 使用データ

本論文で使用するデータは、(1) TRMM 搭載の LIS が観測した雷放電データ、(2) JAXA (Japan Aerospace Exploration Agency) /EORC (Earth Observation Research Center) 台風データベース、(3) RSMC (Regional Specialized Meteorological Center) の台風ベストトラックデータである。以下にこれらのデータについて述べる。

(1) TRMM は熱帯域の降雨観測を目的として1997年11月28日に打ち上げられた熱帯域を中心に観測する衛星である。TRMM は、軌道高度350 km (2001年8月以降は400 km に軌道高度上昇)、軌道傾斜角35度の太陽非同期軌道を飛行している。約90分で地球を1周して、1日に約16周回し、最大で北緯38度から南緯38度までの範囲を観測している。この TRMM に搭載されている LIS は雷放電、つまり、雲放電（雲内放電、雲間放電、大気放電）と、対地放電（落雷）からの光学的エネルギー放射を観測するセンサであり、観測バンド777.4 nm (近赤外線領域)、観測幅600 km×600 km、空間分解能5 km、時間分解能2 ms である。LIS が上空から雷放電を観測する場合、その光学信号は雲頂から放射される散乱光として観測される。この散乱光の観測は、雲と地上の間の閃光を地上で観測した結果とよく対応することから、雲は保存散乱体 (Conservative scatter)、すなわちほとんどの光学信号は、雲の外に逸散するかのようには振舞うものとしている (Christian *et al.* 1994)。雷放電の検出効率については、90%以上という報告 (Christian and Goodman 1987) や、夜間において93±4%、昼間において73±11%という報告もある (Boccippio *et al.* 2002)。それゆえ、雲による遮蔽効果は無視できない

ながらも、高い検出効率を有している。LIS によって記録された雷放電からの発光データは「Events」、 「Groups」、 「Flash」などに分類される。「Events」は雷雲セルを示しており、「Groups」は雷放電の進展過程（ステップリーダー、リターンストローク、ダートリーダーなど）に伴う発光を示している。「Flash」は雷の基本単位である雷閃光を示している。本論文は、台風における雷放電の分布や、発生頻度を明らかにすることを目的としていることから、一連の放電過程の細部にまで立ち入る必要はないので、雷放電のデータとして「Flash」を用いることとする。LIS の Flash データは、GHCC (Global Hydrology and Climate Center) から取得する。

(2) JAXA/EORC 台風データベースは、TRMM の全観測期間のうち台風、ハリケーン、サイクロン等の熱帯低気圧全般が観測されている部分を集めたデータベースである。台風の観測された領域は、PR で降雨が観測されている領域と、台風の位置情報とを関連づけて検出したものとされている。この方法によって検出された回数が、TRMM の台風観測回数である。TRMM の観測した台風の観測日時、観測軌道番号、観測範囲ごとに、PR、TMI、可視赤外観測装置 (VIRS: Visible InfraRed Scanner) のデータが収録されている。本論文では、このデータベースに基づいて、1998年～2007年の10年間に、TRMM が台風を観測した軌道番号及び、VIRS のデータを用いる。

(3) RSMC の台風ベストトラックデータには、1995年から、台風の6時間ごとの中心位置（緯度・経度）、中心気圧、最大風速、暴風半径、強風半径、台風の大きさ・強さなどの情報が含まれている。本論文では、中心位置（緯度・経度）、中心気圧、強風半径のデータを利用する。

### 3. 解析方法

#### 3.1 解析対象

本論文では、1998年～2007年の10年間に、太平洋北西部（東経100度～180度の北太平洋上）で発生した台風の勢力範囲内で起きた雷放電を、解析対象とする。台風の勢力範囲については後で定義する。同海域において、上記の10年間に233個の台風が発生した。JAXA/EORC 台風データベースによれば、台風は発生しているが、その台風の上空を TRMM が通過しなかったために、1度も観測されなかった台風が、10年間で12個あった。その中には、台風0426号（以下、

T0426のように表記する）のように、11月22日に発生したが、翌日には消滅したという非常に短命な台風が含まれている。また、LIS のデータ欠損が、10年間で3回（2002年9月6日～9月11日と9月26日～10月2日、2003年10月30日～11月2日）あった。そのため、この期間に TRMM が観測した3個の台風、すなわち T0218、T0221、T0319は解析対象から除外した。従って、解析した台風の数、TRMM により1度も観測されなかった12個の台風と、LIS のデータ欠損のため雷放電データを得られなかった3個の台風を除いた、合計218個の台風である。

JAXA/EORC 台風データベースに示されている台風の観測回数には、最大風速が34ノット（1ノット＝0.51 ms<sup>-1</sup>）未満の熱帯低気圧及び、温帯低気圧に変化した台風の観測が含まれている。RSMC の台風ベストトラックデータに基づき、台風の発生及び消滅の日時を決定することにより、熱帯低気圧及び、温帯低気圧に変化した台風の観測を除いた。そのため、台風の観測回数は、JAXA/EORC 台風データベースに示

第1表 解析に含まれていない台風。

|                         |  |
|-------------------------|--|
| TRMM により観測されなかった台風      | T9911, T9919, T0110, T0111, T0217, T0219, T0224, T0426, T0601, T0612, T0716, T0717 |
| LIS のデータ欠損のため解析から除外した台風 | T0218, T0221, T0319  |

第2表 発生年ごとの解析台風数と TRMM 観測回数。左から台風発生年、発生台風数、観測欠損のあった台風数、解析台風数、TRMM が台風を観測した回数を示す。

| 発生年  | 発生台風数 | 観測欠損 | 解析台風数 | TRMM 観測回数 |
|------|-------|------|-------|-----------|
| 1998 | 16    | 0    | 16    | 107       |
| 1999 | 22    | 2    | 20    | 97        |
| 2000 | 23    | 0    | 23    | 173       |
| 2001 | 26    | 2    | 24    | 192       |
| 2002 | 26    | 5    | 21    | 188       |
| 2003 | 21    | 1    | 20    | 169       |
| 2004 | 29    | 1    | 28    | 268       |
| 2005 | 23    | 0    | 23    | 193       |
| 2006 | 23    | 2    | 21    | 181       |
| 2007 | 24    | 2    | 22    | 170       |
| 合計   | 233   | 15   | 218   | 1738      |

されている台風の観測回数よりも少なくなっている。熱帯低気圧及び、温帯低気圧になった台風の観測を除いた観測回数は1738回である。この観測回数の中には、TRMM が台風を観測したが、雷放電がまったくなかったという場合も含まれている。第1表に解析に含まれていない台風、第2表に発生年ごとの解析台風数と TRMM 観測回数の詳細を示す。

### 3.2 解析手法

まず、緯度0.5度×経度0.5度の格子間隔で、TRMM が台風を観測した軌道において LIS が検出した Flash 数と View Time：観測時間（単位は分）を取得する。本論文では、台風において発生する雷放電の特徴を明らかにすることが目的なので、取得する Flash 数と View Time は、LIS によって雷放電が観測された格子点のみに限定している。LIS によって雷放電が観測されなかった格子点の View Time は取得されない。LIS のデータから雷放電の発生場所の緯度・経度がわかる。全球を緯度・経度0.5度の格子間隔で分割し、格子番号を振る。雷放電が発生した場所の緯度・経度と対応する格子番号が必ずひとつ存在する。これを、雷放電が発生した格子（0.5度格子）としている。また、降雨の有無は考慮していない。取得した雷放電の台風の中心からの距離や、相対的な位置を知るためには、台風の中心位置情報が必要である。RSMC の台風ベストトラックデータの台風中心位置情報は、6時間ごとに収録されている。そのため解析には、RSMC の台風ベストトラックデータを1時間ごとに線形補間した値を用いる。さらに、雷放電が発生した時刻の中心気圧、強風半径についても、中心位置と同様に、1時間ごとに線形補間をした値を用いる。つまり、1時間ごとの台風中心位置・中心気圧・強風半径に対して、その時刻1時間内に発生した雷放電を対応させているということになる。

台風の中心位置と、雷放電の発生位置の情報とから台風の中心から雷放電までの距離が求められる。本論文は台風における雷放電を解析対象としているので台風の影響範囲にある雷放電を確実にサンプルする必要がある。この際、一般的に台風の大きさとして定義されている強風域をサンプル範囲とすると、台風の強風半径の境界線上に雷放電を伴う積乱雲がある場合、その積乱雲の雷放電を分断してしまい、サンプル漏れが生じてしまう可能性がある。台風の大きさの定義については議論があるところであり、Brand (1972) や Merrill (1983) で用いられた the average radius of

the outer closed isobar (ROCI) とする方法や、Liu and Chan (1998) の  $1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$  までの相対渦度の平均半径とする方法などが試行され、これらの報告によれば、台風の平均的な大きさはそれぞれ3.7度（約370 km）、4.4度（約440 km）といわれている。しかし、台風における雷放電を考える場合には、Frank (1977) において、Outer Circulation と示されている台風のもっとも外側の循環までを考慮に入れる必要があると考える。なぜなら、台風の曲率を持った風の影響が及ぶ範囲が、台風の大きさだと考えられると同時に、その範囲内で発生した雷放電は、台風起源の雷放電だと考えられるからである。

それゆえ、本論文では、台風の大きさ、その勢力範囲を、地表付近の接線風速が  $10 \text{ms}^{-1}$  以下になる範囲までとする。Izawa (1964) による台風の平均した接線風速は、地表付近において、風速  $15 \text{ms}^{-1}$  の強風域から300 km も離れれば、風速が  $10 \text{ms}^{-1}$  になるには十分の距離であることを示している。また、船舶による台風における風の場の観測によれば、強風域から300 km 離れた場所における風速はおおよそ  $10 \text{ms}^{-1}$  になる (Ohshima *et al.* 1991)。以上のことから、本論文では、台風の大きさを、台風の強風半径+300 km と定義し、これを台風の勢力範囲とし、台風循環場 (Typhoon Circulation Field：TCF) とよぶことにする。

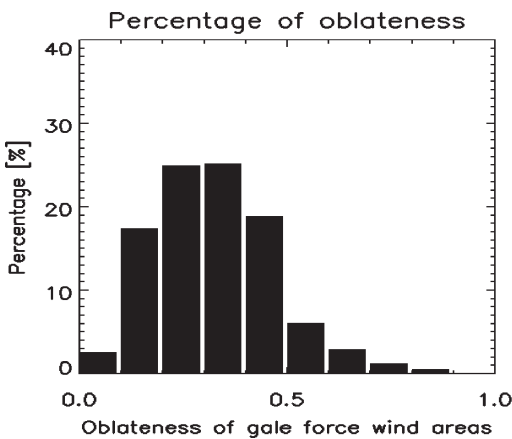
台風の強風域は円であることもあれば、楕円であることもある。このことは、雷放電をサンプルする際、そのサンプルする量である雷放電が発生した格子数に影響を与える可能性がある。解析した全218個の台風において、強風域が円である場合の割合は32%で、強風域が楕円である場合の割合は68%である。台風の強風域は楕円形であることが多いことを示している。第1図は、強風域が楕円である場合の 扁平率の割合を0.1ごとに1.0まで示したものである。横軸が扁平率を示しており、縦軸がその割合である。扁平率が0.5以上の割合は11%であり、扁平率が0.2~0.4の割合が高い。平均長半径と平均短半径は、それぞれ294 km、197 km となり、扁平率は0.3である。扁平率が極端に大きくないことから、楕円を円と近似することとする。すなわち、楕円の長半径を円の半径とし、台風の強風域は全て円として扱うこととする。台風の強風域が、楕円である場合は楕円として、円である場合は円として、台風循環場 (TCF) で発生した雷放電をサンプルしてみると、雷放電が発生した格子数は、3379

格子となる。一方、台風の強風域を全て円としてサンプルした場合は、3690格子となる。全て円とした場合、約8%多く雷放電をサンプルしていることになるが、サンプル数が極端に異なるわけではない。従って、強風域を円とした場合と、そうでない場合とで、解析結果が大きく異なることはないといえる。

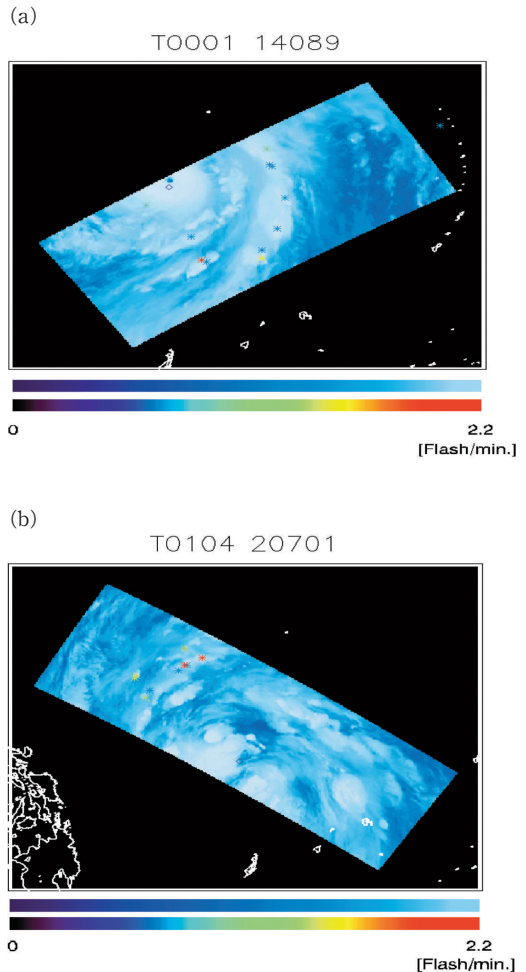
また、強風域の大きさは、台風の一生を通じて、その段階ごとに異なっており、台風ごとで比較した場合でも異なっている。すなわち、台風循環場 (TCF) の大きさが一様でない。雷放電が台風を中心からどの距離において発生しやすいかを明らかにするために、台風循環場 (TCF) の大きさによって規格化をする。その大きさは半径約400 kmである。規格化に際し、14×14の格子に分割し、この格子ごとに Flash 数を合計、View Time は平均を求める。合計の Flash 数を View Time の平均で除し、Flash rate (1分間あたりの雷放電数) を求める。このため、規格化後の格子 (以後、0.5度格子と区別するために分割格子という) は具体的な格子サイズを持たず、数値も絶対値を示しているものではない。さらに、規格化した台風円のどの象限において雷放電が多く分布しているのかを明らかにするためには、台風の進行方向が、全て同じ方向を向くように変換する必要がある。しかし、RSMCの台風ベストトラックデータには、台風の進行方向の情報が含まれていない。そのため台風の進行方向は、1時間ごとに線形補間した中心位置情報を用いて、ある時刻の緯度・経度と、1時間後の緯度・経

度とから、台風がどの方向に進んだのかを、16方位で求めた。

TRMMの観測した台風の例を、JAXA/EORC 台風データベースの VIRS データを用いて描画したのが、第2図 a, bである。雲画像にプロットされている\*印が LIS により観測された雷放電が発生した地点であり、雷活動が活発なほど暖色系で示してある。◇印は台風を中心位置を示す。第2図 aのように台



第1図 強風域が楕円である場合の扁平率の割合。横軸は0.1ごとの扁平率。縦軸がその割合を示す。



第2図 TRMMによる台風の観測例。雲画像は VIRS データを用いて描画。\*印は LIS により観測された雷放電が発生した地点。◇印は台風を中心位置。暖色系の色ほど雷活動が活発であることを示す。(a) T0001を観測した TRMM 観測軌道 (軌道番号: 14089)。 (b) T0104を観測した TRMM 観測軌道 (軌道番号: 20701)。

風の南東側を中心に観測している軌道もあれば、第2図bのように台風の北東側を観測している軌道もある。このように、観測範囲も異なっていれば、台風ごとに TRMM の観測回数も異なっている。台風によっては、たった1回しか観測されないものもある一方で、24回観測されているものもある。そのため Flash 数を、そのまま比較に用いることは出来ない。そこで、この観測の不均一を解決するため Flash rate を用いることとする。

#### 4. 結果と考察

##### 4.1 台風における雷放電の空間分布

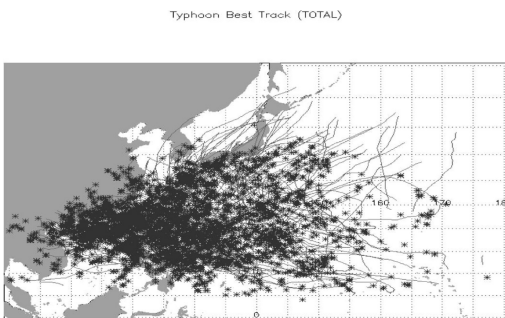
全218個の解析台風において、TRMM は1738回の観測を行った。雷放電が発生した格子点数は3690である。第3図は、全218個の台風の経路と、台風循環場(TCF)においてサンプルされた3690の雷放電が発生した格子点をプロットした図である。

第4図(124頁)に Flash rate の等値線表示を示す。1998年～2007年の10年間に発生した解析台風218個において発生した雷放電の分布を示しており、座標の中心が台風を中心となるようにコンポジットしたものである。座標の上方向が台風の進行方向であり、もっとも小さい台風循環場(TCF)の大きさで規格化してある。Flash rate は、コンポジットする際、別々の台風による雷放電が同じ分割格子に含まれている場合、分割格子における合計の Flash 数を、その分割格子における平均の View Time で除して求めている。従って、同一分割格子において、別々の台風において発生した雷放電数が極端に異なっていた場合

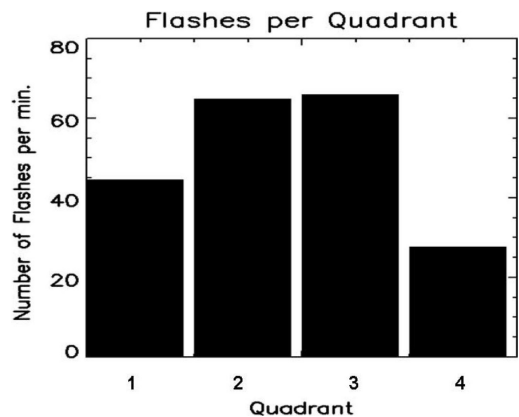
(例えば1と100など)でも、コンポジットの結果は平均的な描像を示していることになる。また、Flash rate が100以上の格子は、1つの台風が来た場合に常に1分間あたり100回以上の雷放電が発生するというを示しているのではなく、平均的に100回以上の雷放電が発生しやすい場所であることを示していることになる。

Molinari *et al.* (1994) と Molinari *et al.* (1999) に従い、台風を眼の壁雲・内側降雨帯・外側降雨帯の3つの領域に分類すると、その位置関係から、眼の壁雲は、第4図の座標軸0～0.1に、内側降雨帯は0.1～0.3に、外側降雨帯は0.3以上にそれぞれおおよそ該当する。内側の赤い円内が、眼の壁雲、内側の赤い円と外側の赤い円に挟まれている部分が、内側降雨帯、外側の赤い円外が、外側降雨帯をそれぞれ示している。

Flash rate は、台風の4象限に関係なく分布をしていることから、台風のどの象限においても雷放電は発生するが、雷活動の観点からみれば、非常に弱いといえる。Flash rate の値が大きい領域は、台風の進行方向前面から、左側にかけて分布しており、台風の進行方向の左側で雷活動がより活発である。台風の象限ごとの平均 Flash rate の棒グラフを示したのが第5図である。横軸の1～4の番号は、それぞれ第1象限



第3図 台風の経路図と雷放電が発生した格子点の合成図。全218個の台風の経路と、台風循環場(TCF)においてサンプルされた3690の雷放電が発生した格子点のプロット。



第5図 台風の象限ごとの平均 Flash rate の棒グラフ表示。横軸の1～4の番号は、それぞれ第1象限～第4象限に対応する。縦軸は平均 Flash rate を示す。第1象限は台風の進行方向右前面、第2象限は台風の進行方向左前面、第3象限は台風の進行方向左後面、第4象限は台風の進行方向右後面に該当する。

～第4象限に対応する。縦軸は平均 Flash rate を示す。第1象限は台風の進行方向右前面、第2象限は台風の進行方向左前面、第3象限は台風の進行方向左後面、第4象限は台風の進行方向右後面である。第5図を見ると、台風の第2、3象限で雷活動がもっとも活発であることがわかる。

雷放電の活発な地点が、台風の進行方向の左側になる原因は明らかではない。台風の循環風によって雷放電を発生させる電荷の担い手となる氷粒子の蓄積に有利な場が形成されやすいという可能性や、台風に入流する空気塊の温度が異なることでより対流不安定な場が形成されやすく、積乱雲の発達に有利である可能性などが考えられる。しかし、この原因の解明は本論文の範囲を超えるので、今後の課題としたい。

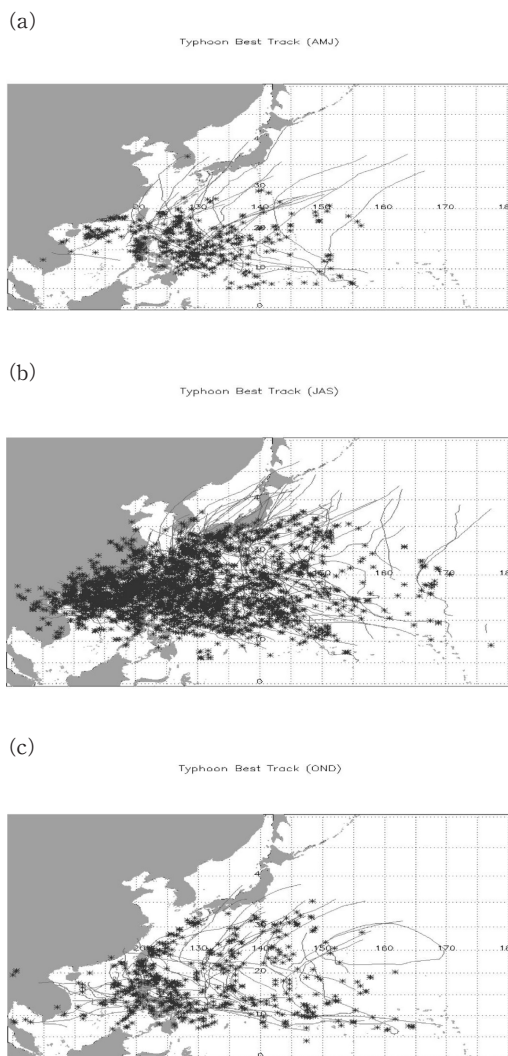
しかしこの結果は、Corbosiero and Molinari (2002) が、NLDN と NHC (National Hurricane Center) のデータを用いて、1985年～1999年に大西洋で発生した35のハリケーンの雷放電分布を調べた結果と異なっている。この研究によれば、ハリケーンにおける雷放電は、中心から100 km の眼の壁雲にしる、中心から100～300 km の外側降雨帯にしる、ハリケーンの進行方向の右側で多いという結果を示している。この違いは、NLDN が検知しているのが対地放電(落雷)のみで、雲放電が含まれていないという点や、NLDN の検知範囲の関係で、大西洋上にあるハリケーンの雷放電を観測出来ていないなどの観測データや、観測範囲の違いによるものかもしれない。

次に、台風における雷放電の季節による違いを明らかにするために、Wang and Chan (2002) に基づいて、台風の発生頻度により季節を3つに区分した。すなわち、4月～6月(AMJ)をEarly season、7月～9月(JAS)をPeak season、10月～12月(OND)をLate seasonとする。残りの1月～3月(JFM)は、台風の発生頻度がもっとも低い季節であり(Lander 1994)、解析した10年間においても、こ

第3表 3つの季節に区分した季節ごとの発生台風数と雷放電が発生した格子点数。( )の中は割合を示す。

| 季節区分         | 解析台風数     | 雷放電発生格子点数  |
|--------------|-----------|------------|
| Early season | 31 (14%)  | 449 (12%)  |
| Peak season  | 125 (57%) | 2658 (72%) |
| Late season  | 57 (26%)  | 568 (15%)  |

の季節に発生した台風は5個であったため、統計的に十分なサンプル数が確保できないとみなし、ここでは省略することとする。第3表に3つに区分した季節ごとの解析台風数と、雷放電が発生した格子点数を示す。気象庁が発表している台風の平年値(1971年～2000年の30年間)によれば、年間の発生数は26.7個であり、4月～6月の発生数は3.5個、7月～9月の発生数は14.7個、10月～12月の発生数は7.7個である。発生数の割合を示すと4月～6月は13%、7月～9月は55%、10月～12月は29%となる。第3表で示した解

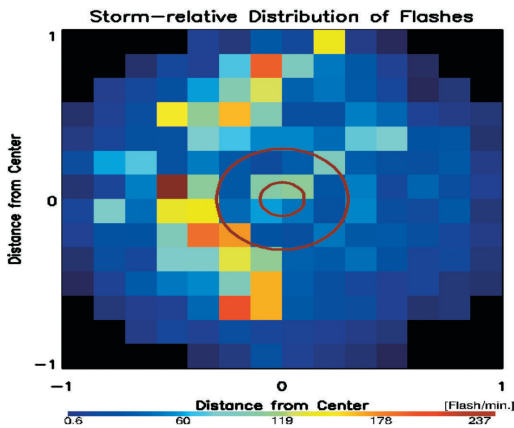


第6図 季節別に区分した場合の台風の経路図と雷放電が発生した格子点の合成図。(a) Early season, (b) Peak season, (c) Late season.

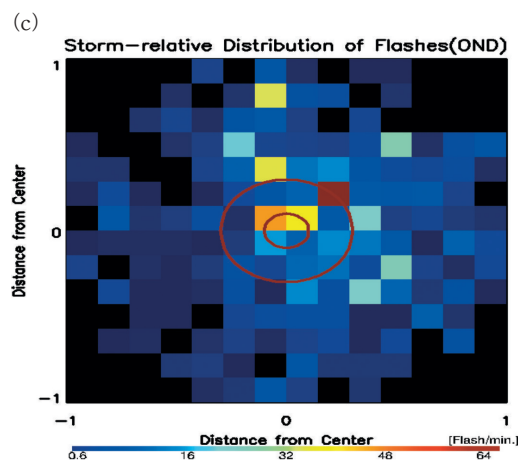
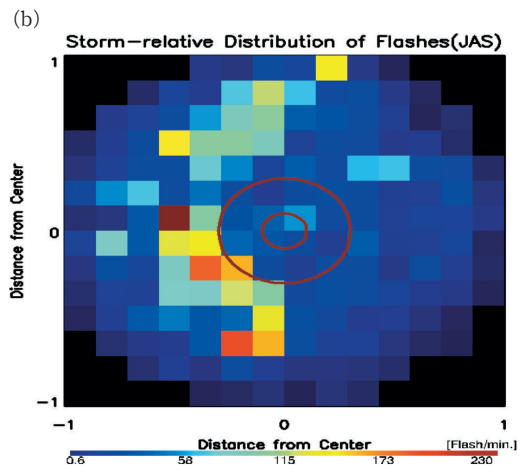
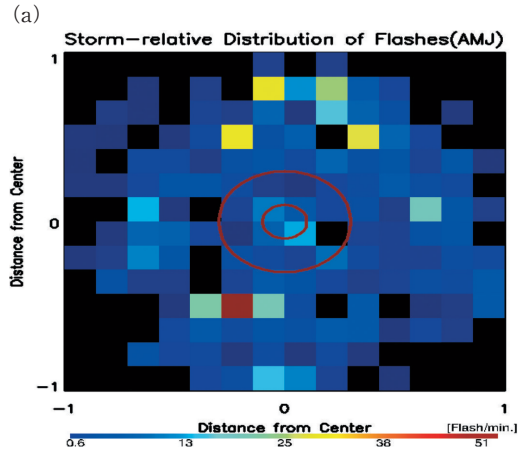
析台風数の割合は、ほぼ平年の発生数の割合と同程度である。従って、季節によって統計的な偏りはないと考えられると同時に、季節別の雷放電分布は、それぞれの季節における雷放電分布の特徴を捉えているとみなすことが出来る。

第6図は、季節ごとに区分した場合の台風の経路図と、台風循環場 (TCF) においてサンプルされた雷放電が発生した場所をプロットした図である。第6図 a, b, c がそれぞれ Early season, Peak season, Late season に対応している。第7図は、季節ごとに区分した場合の Flash rate の等値線表示であり、第8図は、台風の象限ごとの平均 Flash rate の棒グラフ表示である。第7図及び第8図とも a が Early season, b が Peak season, c が Late season に対応している。

第7図及び第8図より、Early season で解析した台風は、31個であり、雷放電が発生した格子点数は449である。雷放電は、どの象限においても発生していることがわかる。Peak season で解析した台風は

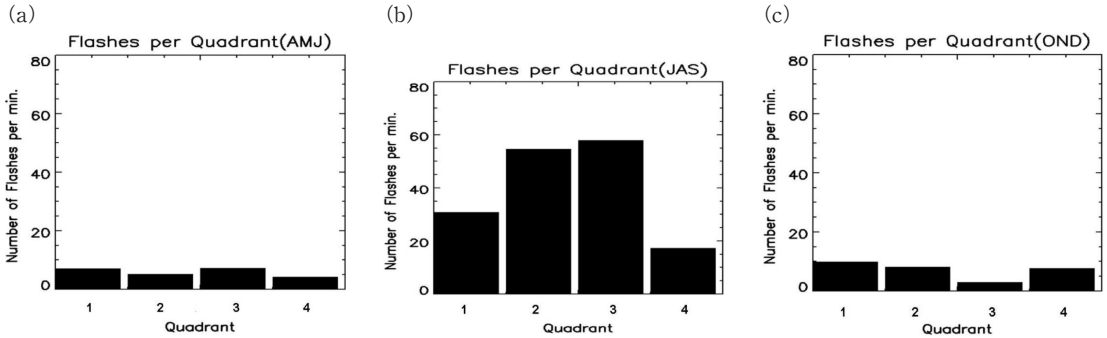


第4図 台風循環場 (TCF) における Flash rate の等値線表示。1998年~2007年に発生した全218個の台風における Flash rate のコンポジット。もっとも小さい台風循環場の大きさにより規格化している。Flash rate は、コンポジットする際、別々の台風による雷放電が同じ分割格子に含まれている場合、分割格子における合計の Flash 数を、その分割格子における平均の View Time で除して求めている。座標の中心が台風を中心。座標の上方向が台風の進行方向である。内側の赤い円内が、眼の壁雲、内側の赤い円と外側の赤い円に挟まれている部分が、内側降雨帯、外側の赤い円外が、外側降雨帯をそれぞれ示している。



第7図 季節別に区分した Flash rate の等値線表示。(a) Early season, (b) Peak season, (c) Late season,





第8図 季節別に区分した台風の象限ごとの平均 Flash rate の棒グラフ表示。(a) Early season, (b) Peak season, (c) Late season.

125個であり、雷放電が発生した格子数は2658である。雷活動が活発な領域は、台風の進行方向前面から左側にかけてであり、特に第3象限において顕著である。第7、8図bからも第3象限において雷活動がもっとも活発であることがわかる。Peak seasonにおける台風の発生割合は、全体の約7割を占めていることから、この特徴は台風における雷放電分布の典型だと考えられる。しかし、この典型的な雷放電の特徴を示していないのが、Late seasonであった。Late seasonで解析した台風は、57個で、雷放電が発生した格子点数は568である。雷活動が活発な領域は、第1象限において見られる。Peak seasonに見られる第2象限から第3象限にかけての、活発な雷活動(第7図b)は、Late seasonにおいては顕著ではない(第7図c)。第8図cからも第1象限において雷活動がもっとも活発であることがわかる。それゆえ、Late seasonにおける雷放電の分布は、典型的な台風における雷放電の分布とは異なっていると考えられる。Early season及びPeak seasonと、Late seasonにおける雷放電分布の特徴の違いは、雷放電を、台風の中心からの距離ごとに見た場合にも認められる。

#### 4.2 台風における雷放電の動径分布

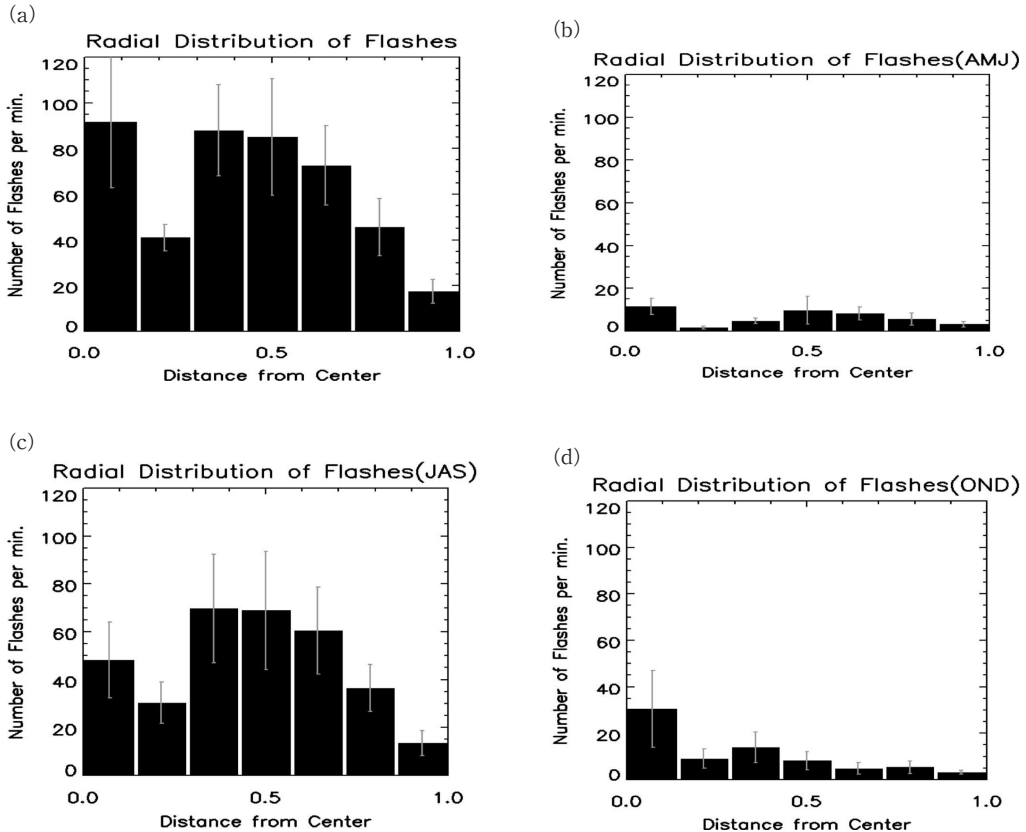
第9図は、Flash rateを、台風の中心から動径方向に7つに分割、合計し、その合計回数でそれぞれ除したものである。エラーバーは、95%の信頼区間を示しており、第9図に示されているどの値も、この信頼区間に収まっている。

第9図aは、全215台風における中心からの距離ごとの雷放電分布である。第9図b, c, dはそれぞれEarly season, Peak season, Late seasonに発生した雷放電について示したものである。また、台風の4

象限を目の壁雲・内側降雨帯・外側降雨帯の3領域に分けて、平均Flash rateを示したのが第4表~第7表である。第4表は全体、第5表はEarly season、第6表はPeak season、第7表はLate seasonに対応している。

年間を通した台風における雷放電を動径方向に見た場合、もっとも雷放電の発生頻度が高いのは目の壁雲であり、台風の中心から離れるに従って発生頻度が低くなっている。特に内側降雨帯はもっとも雷放電の発生が低い領域であることがわかる(第9図a)。この結果は、Yokoyama and Takayabu (2008)の解析結果と同じ傾向を示しており、年間を通して台風における雷放電の発生頻度を見た場合には、目の壁雲においてももっとも発生頻度が高い。しかし先に議論したように、典型的な台風における雷放電の分布は、Peak seasonにおけるものと考えられる。この季節における雷放電を動径方向に見てみると、雷放電の発生頻度は、外側降雨帯でもっとも高く、次が目の壁雲、もっとも低いのが内側降雨帯という分布をしていることがわかる(第9図c)。このことは、第6表を見ても明らかである。従って、台風における雷放電は、外側降雨帯において顕著であり、内側降雨帯では発生頻度が低いといえる。この特徴的な雷放電の分布は、ハリケーンにおける雷放電の分布と共通している(Molinari *et al.* 1994)。

しかし、Late seasonでは、この特徴は見られず、もっとも雷放電発生頻度が高いのは、目の壁雲においてであり、それ以降は中心から離れるに従い、次第に減少していく傾向にある(第9図d)。Late seasonにおいて、他と大きく異なっているのは、外側降雨帯における雷放電の発生頻度が減っている点である。この



第9図 台風における雷放電の動径分布。横軸は規格化された台風の中心からの距離。縦軸は平均 Flash rate。エラーバーは95%の信頼区間を示す。(a) 全218個の台風における中心からの距離ごとの雷放電分布。(b) Early season, (c) Peak season, (d) Late seasonの台風における中心からの距離ごとの雷放電分布。

ことは、第6表と第7表における外側降雨帯における雷放電発生頻度を見比べてみてもわかる。この原因として、外側降雨帯の有無と、その対流活動が大きく影響していることが考えられる。

外側降雨帯は、台風の周囲で、下層に相当温位が350 K以上の暖湿な空気があり、対流不安定成層をした大気中で発生するといわれており、対流活動が活発な領域である(榊原 2000)。一方で、対流活動が顕著でない外側降雨帯も T8514において観測されている(Tabata *et al.* 1992)。雷放電の発生頻度からすると、Peak seasonにおける台風の外側降雨帯は、活発な対流活動を有していると考えられる。このことから、台風における雷放電の発生頻度は、外側降雨帯の存在に大きく依存していることが考えられる。この結果は、ハリケーン・ヒューゴ(1989年)とハリケーン・ジェリー(1989年)という2つのハリケーンにおける雷放

第4表 台風の3つの領域における象限ごとの平均 Flash rate。第1象限は台風の進行方向右前面、第2象限は台風の進行方向左前面、第3象限は台風の進行方向左後面、第4象限は台風の進行方向右後面に対応する。

| 象限/領域 | 眼の壁雲 | 内側降雨帯 | 外側降雨帯 |
|-------|------|-------|-------|
| 第1象限  | 119  | 45    | 43    |
| 第2象限  | 114  | 35    | 65    |
| 第3象限  | 73   | 48    | 67    |
| 第4象限  | 60   | 36    | 27    |

電の大きな違いの理由のひとつとして、ハリケーン・ヒューゴはハリケーン・ジェリーに比較して外側降雨帯がほとんど存在していなかったためだと報告している Samsury and Orville (1994) の考察と一致している。すなわち、台風であれ、ハリケーンであれ、活発

第5表 Early season における台風の3つの領域における象限ごとの平均 Flash rate.

| 象限/領域 | 眼の壁雲 | 内側降雨帯 | 外側降雨帯 |
|-------|------|-------|-------|
| 第1象限  | 8    | 2     | 7     |
| 第2象限  | 13   | 2     | 5     |
| 第3象限  | 10   | 2     | 8     |
| 第4象限  | 16   | 2     | 4     |

第6表 Peak season における台風の3つの領域における象限ごとの平均 Flash rate.

| 象限/領域 | 眼の壁雲 | 内側降雨帯 | 外側降雨帯 |
|-------|------|-------|-------|
| 第1象限  | 69   | 31    | 30    |
| 第2象限  | 49   | 29    | 56    |
| 第3象限  | 44   | 43    | 59    |
| 第4象限  | 30   | 19    | 17    |

第7表 Late season における台風の3つの領域における象限ごとの平均 Flash rate.

| 象限/領域 | 眼の壁雲 | 内側降雨帯 | 外側降雨帯 |
|-------|------|-------|-------|
| 第1象限  | 42   | 12    | 9     |
| 第2象限  | 48   | 5     | 7     |
| 第3象限  | 20   | 3     | 2     |
| 第4象限  | 13   | 16    | 7     |

な対流活動を伴う外側降雨帯が存在していれば、外側降雨帯において雷放電の発生頻度をもっとも高くなる。一方、外側降雨帯が存在していないか、存在していても対流活動が顕著でない場合は、外側降雨帯における雷の発生頻度が減少するため、相対的に眼の壁雲において雷放電の発生頻度が多くなるといえる。台風が外側降雨帯を伴っているか否かは、台風が発生した季節に関係なく考えられる。それゆえ、Peak season に発生したハリケーン・台風でも外側降雨帯を伴っていないか、不活発なものも存在するといえる。しかし、平均すると、Peak season のほうが Late season よりも活発な対流活動を有する外側降雨帯が存在している割合が高いといえる。

台風における雷放電の動径方向の典型的な分布は、外側降雨帯でもっとも高く、次が眼の壁雲、もっとも低いのは内側降雨帯であるといえる。この結果は、ハリケーンにおける雷放電の動径分布とも一致している

(Molinari *et al.* 1994 ; Molinari *et al.* 1999 ; Cecil *et al.* 2002)。

#### 4.3 台風の一生を通した雷放電発生頻度

本論文で行う解析では、ある雷放電が観測された時、その時刻に対応した、1時間ごとの台風の中心気圧 ( $P_{\text{lightning}}$ ) を求めている。この対応関係を用いて、台風の一生を通しての雷放電の変化を明らかにする。台風の一生を通した気圧変化は、台風により多様である。

全218個の台風における気圧変化は、おおまかに①対称型(発生と消滅の気圧がほぼ一致) ②非対称型(発生と消滅の気圧が不一致) ③双頭型(再発達したため、2回以上の気圧低下がある) ④直線型(発生から消滅まで気圧一定) ⑤無衰退型(最低気圧を維持したまま消滅) ⑥無発達型(発生した気圧が最低気圧で気圧上昇して消滅)と6つの形状を含んでいた。そこで、台風の一生を通した雷放電の特徴を明らかにするために、台風ごとに異なる気圧変化を全て規格化する。

まず、台風の一生のうちで、もっとも低い気圧を示した時を最盛期と考え、その気圧を最低気圧 ( $P_{\text{min}}$ ) とする。台風発生時の気圧 ( $P_{\text{develop}}$ ) と最低気圧を用いて、発生・発達期～最盛期までの気圧を規格化し、最低気圧と台風消滅時 ( $P_{\text{dissipate}}$ ) の気圧を用いて、最盛期～衰退期までの気圧を規格化する。これを式で表すと以下のようなになる。

(1) 発生・発達期～最盛期までの気圧を規格化するための式。

$$\begin{aligned} X_{D \rightarrow M} &= P_{\text{develop}} - P_{\text{min}} \\ Y_{D \rightarrow M} &= P_{\text{lightning}} - P_{\text{min}} \\ Z_{D \rightarrow M} &= Y_{D \rightarrow M} / X_{D \rightarrow M} \end{aligned}$$

D → M は発生・発達期～最盛期を示す。Z<sub>D→M</sub>が規格化された値で0.1ごとに0.0～1.0までの値を示す。図の表示の関係で値に負号をつける。従って、図では0.0～-1.0で表示される。

(2) 最盛期～衰退期までの気圧を規格化する式

$$\begin{aligned} X_{M \rightarrow D} &= P_{\text{dissipate}} - P_{\text{min}} \\ Y_{M \rightarrow D} &= P_{\text{lightning}} - P_{\text{min}} \\ Z_{M \rightarrow D} &= Y_{M \rightarrow D} / X_{M \rightarrow D} \end{aligned}$$

M → D は最盛期～衰退期を示す。Z<sub>M→D</sub>が規格化さ

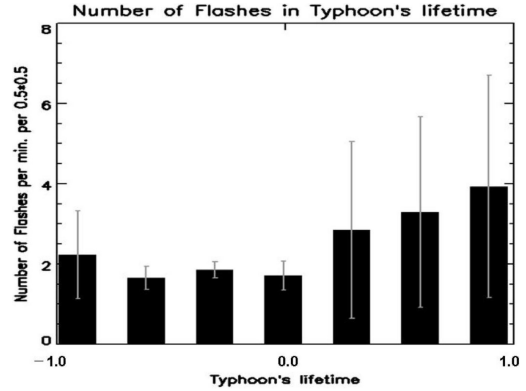
れた値で0.1ごとに0.0~1.0までの値を示す。

(1), (2)における0.0は台風の最盛期に該当するので図の横軸の中心位置になる。

双頭型 (3) のような場合も、2回以上の気圧低下のうちで、もっとも低い気圧を示した時を最盛期とし、その気圧を最低気圧とした。無衰退型 (5) のような場合は、発生・発達期~最盛期までを規格化した。直線型 (4) のように、気圧が発生~消滅まで変化しない場合や、無衰退型 (5) の最盛期以降のように消滅するまで気圧が変化しない場合は、ここで用いる規格化によっては、その傾向をみる事が出来ない。この解析では除外することにした。直線型 (4) や無衰退型 (5) の最盛期以降のような、気圧変化がなく一定の場合に発生した Flash 数は108であった。同様な理由により、無発達型 (6) のような気圧変化をした場合も解析から除外することにした。無発達型 (6) のような気圧変化をしたのは、T0208のみで、Flash 数は16であった。従って合計124の Flash をこの解析では除外することとした。全 Flash 数は13308であったので、除外された Flash 数は Flash 数全体の1%にも満たない数であり、解析結果に影響はないといえる。

規格化した0.1単位で、Flash rate を求め、0.3単位で平均をとったものが第10図である。エラーバーは、95%の信頼区間を示しており、第10図のどの値も、この信頼区間に収まっている。図の横軸は中心が最盛期に相当し、中心より左側が発生・発達期、中心より右側が衰退・消滅期に相当する時間経過を表している。衰退期から消滅期にかけて雷放電の発生頻度が、次第に多くなっていく傾向にあることがわかる。また、発生期にもわずかに多く発生している。台風の勢力がもっとも強い最盛期には、雷放電の発生頻度は少なくなっている。以上のことから、台風における雷放電は、台風の勢力とは比例関係ではなく、むしろ反比例しているといえ、特に衰退・消滅期にかけてはその傾向がより顕著である。

衰退期から消滅期にかけて雷放電の発生頻度が多くなる理由は次のように考えることが出来る。衰退期~消滅期の台風は、層状性降雨の多くなるステージであるが、全てが層状性降雨になるわけではない。事実、Yokoyama and Takayabu (2008) によれば、衰退期における層状降雨の割合は、眼の壁雲では平均35%程度である。また、内側降雨帯及び外側降雨帯においては平均約60%程度である。また、衰退期~消滅



第10図 台風の一生涯を通した雷放電発生頻度。台風の一生涯を通した気圧変化によって規格化してある。横軸は台風の一生涯を示し、横軸の中心が最盛期に相当。中心より左側が発生・発達期、中心より右側が衰退・消滅期。縦軸は0.3ごとの Flash rate の平均。エラーバーは95%の信頼区間を示す。

期の台風は、日本列島や大陸に到達していることが多く、地形の影響などを受け、新たに積乱雲を生成し、豪雨や雷放電を生成する場合もある。さらに、眼の壁雲を構成していた積乱雲が分裂し、個々の対流雲となる場合もあり、赤外画像などでも雲の濃淡がはっきりした対流雲を確認することが出来る。このように、衰退期から消滅期にかけては、数は少ないものの活発な雷活動をもたらす積乱雲を含んでいると考えることも出来る。

さらに、雷放電を起こす電荷の蓄積という観点からみれば、最盛期のように台風の循環軸が対称で、激しい循環をしている場合には、電荷の担い手である氷粒子が、雷放電を起こすために必要なほどには蓄積しにくい状況にあると考えられる。これが原因で台風の最盛期には雷放電の発生頻度があまり高くならなかった可能性がある。ただし、この推察の成否に関しては、電荷を担う氷粒子などの雲微物理量を含めたより詳細な解析を行い、台風の勢力と雷放電の発生頻度との関係を明らかにする必要がある。

これらの状況を反映して第10図のような傾向が示されたと考えられるが、衰退期におけるエラーバーのばらつきが大きいのは、雷放電が発生した場所が陸上か海上かの違いによる可能性がある。この点に関しても今後の課題としたい。

## 5. 結論

本論文は、台風における雷放電の特徴を明らかにする目的で、TRMM 搭載の LIS が観測した台風における雷放電の解析を行った。1998年～2007年の10年間に発生した全218個において発生した雷放電の解析から、以下のような特徴が明らかになった。

すなわち、台風における雷放電は、①台風円のどの象限においても発生するが、特に台風の進行方向の左側において雷活動は活発である(第4図)。②台風を中心からの距離ごとに、動径方向に見た場合に、Peak seasonでは外側降雨帯でもっとも多く、次に眼の壁雲で発生し、内側降雨帯は発生数をもっとも少ない(第9図c, 第6表)。一方、Late seasonでは眼の壁雲で多く、中心から離れるに従い減少する傾向にある(第9図d, 第7表)。Late seasonでは、外側降雨帯で発生する雷放電の頻度が、Peak seasonに比べて減少している。③台風の一生を通してみると、台風の勢力が強い最盛期には発生頻度が少なく、衰退・消滅期に発生頻度が多くなる(第10図)。このことから、台風の勢力と、雷放電の発生頻度は比例関係にはなく、むしろ反比例関係にある。

このような台風における雷放電の3つの特徴が明らかになったが、これらの特徴をもたらしめている要因について議論するには、暖気核や、下層における収束・上層における発散などの対流形態、中心軸を中心とした循環風などの台風特有な構造と、電荷の担い手となる氷粒子の生成、蓄積の関係についてより詳細な解析が必要である。

## 謝辞

本稿は、第一著者の琉球大学大学院理工学研究科修士論文である「人工衛星観測による台風における雷現象の特徴」を再解析したものです。解析手法、解析期間など多くの点において大幅に修正を行い、より詳細な解析としています。本研究を行うにあたり使用したTRMM 台風データベース(Ver.1.2)は、宇宙航空研究開発機構地球観測利用センターにおいて作成されており、同センターより提供を受けました。また、RSMCの台風ベストトラックデータ、NASA/GHCCのLISデータを用いました。ここに感謝の意を表します。また、日頃、議論頂いているTRMM/GDM Science Teamに感謝致します。最後に本研究は、TRMM 5th RAの助成によって成されました。ここに感謝の意を表します。

## 参考文献

- Brand, S., 1972: Very large and very small typhoons of the western North Pacific Ocean. *J. Meteor. Soc. Japan*, **50**, 332-341.
- Boccippio, D. J., W. J. Koshak and R. J. Blakeslee, 2002: Performance assessment of the optical transient detector and lightning imaging sensor. Part I: Predicted diurnal variability. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **19**, 1318-1332.
- Cecil, D. J., E. J. Zipser and S. W. Nesbitt, 2002: Reflectivity, ice scattering, and lightning characteristics of hurricane eyewalls and rainbands. Part I: Quantitative description. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 769-784.
- Christian, H. J. and S. J. Goodman, 1987: Optical observations of lightning from a high-altitude airplane. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **4**, 701-711.
- Christian, H. J., R. J. Blakeslee, S. J. Goodman and D. M. Mach, 1994: Algorithm Theoretical Basis Document (ATBD) for the Lightning Imaging Sensor (LIS). <http://thunder.msfc.nasa.gov/bookshelf/pubs/atbd/> (2009.1.15閲覧)
- Corbosiero, K. L. and J. Molinari, 2002: The relationship between storm motion, vertical wind shear, and convective asymmetries in tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 366-376.
- Frank, W. M., 1977: The structure and energetics of the tropical cyclone. I. Storm structure. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1119-1134.
- Izawa, T., 1964: On the mean wind structure of typhoons. Typhoon Research Laboratory Technical Note No.2, Meteorological Research Institute, Tokyo, 19 pp.
- Lander, M. A., 1994: An exploratory analysis of the relationship between tropical storm formation in the western North Pacific and ENSO. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 636-651.
- Landsea, C. W. and W. M. Gray, 1992: The strong association between western Sahelian monsoon rainfall and intense Atlantic hurricanes. *J. Climate*, **5**, 435-453.
- Liu, K. S. and J. C. L. Chan, 1998: Size of tropical cyclones as inferred from ERS-1 and ERS-2 data. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2992-3001.
- Lyons, W. A. and C. S. Keen, 1994: Observations of lightning in convective supercells within tropical storms and hurricanes. *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1897-1916.
- Merrill, R. T., 1983: A comparison of large and small tropical cyclones. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1408-1418.

- Molinari, J., P. K. Moore, V. P. Idone, R. W. Henderson and A. B. Saljoughy, 1994 : Cloud-to-ground lightning in Hurricane Andrew. *J. Geophys. Res.*, **99**, 16665-16676.
- Molinari, J., P. Moore and V. Idone, 1999 : Convective structure of hurricanes as revealed by lightning locations. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 520-534.
- Ohshima, T., H. Uchida, T. Hamada and S. Osano, 1991 : A comparison of GMS cloud motion winds with ship-observed winds in typhoon vicinity. *Geophys. Mag.*, **44**, 27-36.
- Ritchie, E. A. and G. J. Holland, 1999 : Large-scale patterns associated with tropical cyclogenesis in the western Pacific. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2027-2043.
- 榊原 均, 2000 : 気象レーダーによる台風の観測と解析. 気象研究ノート, (197), 114-121.
- Samsury, C. E. and R. E. Orville, 1994 : Cloud-to-ground lightning in tropical cyclones : A study of Hurricanes Hugo (1989) and Jerry (1989). *Mon. Wea. Rev.*, **122**, 1887-1896.
- Shimazu, Y., 1998 : Classification of precipitation systems in mature and early weakening stages of typhoons around Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 437-445.
- Simpson, G. C. and G. D. Robinson, 1941 : The distribution of electricity in thunderclouds, II. *Proc. Roy. Soc. London*, **A177**, 281-329.
- Simpson, G. C. and F. J. Scrase, 1937 : The distribution of electricity in thunderclouds. *Proc. Roy. Soc. London*, **A161**, 309-353.
- Tabata, A., H. Sakakibara, M. Ishihara, K. Matsuura and Z. Yanagisawa, 1992 : A general view of the structure of Typhoon 8514 observed by dual-Doppler radar—From rainbands to eyewall clouds—. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 897-917.
- Wang, B. and J. C. L. Chan, 2002 : How strong ENSO events affect tropical storm activity over the western North Pacific. *J. Climate*, **15**, 1643-1658.
- Yokoyama, C. and Y. N. Takayabu, 2008 : A statistical study on rain characteristics of tropical cyclones using TRMM satellite data. *Mon. Wea. Rev.*, **136**, 3848-3862.

---

## Lightning Distribution in Typhoons Observed by the TRMM/LIS

Fujiyuki NAKANO\*, Takeshi MORIMOTO\*\*, Tomoo USHIO\*\* and  
Zen KAWASAKI\*\*

\* (*Corresponding author*) *Graduate School of Engineering, Osaka University*  
(*Present affiliation : Earth Weather Inc., 1-2-20 Nakamachidai, Tsuzuki-ku, Yokohama, Kanagawa 224-0041, Japan*).

\*\* *Graduate School of Engineering, Osaka University, 2-1 Yamada-Oka, Suita, Osaka 565-0871, Japan.*

(Received 26 December 2008 ; Accepted 9 November 2010)

---