

次世代気象気候ライブラリを用いた雷の発生プロセスの解明

佐藤 陽 祐

北海道大学理学研究院

1. はじめに

雷はそれ自身が高度に電子化された現代社会において大きな脅威となるだけでなく、豪雨をもたらす積乱雲に伴って発生することから、古くから気象学の研究対象であった。気象学では、観測、理論研究、室内実験と並んで、数値実験が現象を明らかにするための一つの重要な手法である。数値実験を使った最も身近な例は日々の天気予報（数値予報と呼ぶ）であろう。しかしながら、数値予報に用いられる数値気象モデルをはじめとした、多くの数値気象モデルにおいては雷を直接計算しているものはほとんどない。アメリカやフランスのグループの一部が使用している数値モデル^{1,2}は雷を直接計算しているが、数値予報には用いられていない。その原因の一つは2章で示すように、雷を直接扱った計算には大きな計算資源が必要なことである。そこで本研究では将来的に数値予報で雷を直接扱った計算を行うことを見据え、雷コンポーネントを開発して、大型計算機で性能が出るように設計されている次世代気象・気候ライブラリに開発した雷コンポーネントを実装して、数値実験を行うことを目指した。具体的には、台風周辺で発生する雷と台風のライフサイクルの関係について数値実験の結果から考察を行うことを目指した。

台風は災害を引き起こすことから精度の良い予報が求められている。近年の観測的研究から、台風に伴って発生する雷の頻度と台風のライフサイクルに関して関係性が報告され、台風周辺の雷が台風の発達・減衰の指標として利用できる可能性が指摘されている³。具体的には、台風の強度が最大となる約24時間前に雷の頻度が最大になるという報告がされている。

しかしながら、別の先行研究では、台風の強度が最大になる24時間前ではなく、台風が急発達（Rapid Intensification, RIと呼ばれ、急発達後に台風は最大強度となる）する24時間前に雷頻度が最大になるという報告⁴だけでなく、台風が減衰する直前に雷頻度が最大になるという報告⁵もあり、台風のライフサイクルと雷の最大頻度に関する統一的な見解は得られていない。また、観測学的研究からはそのようなライフサイクルと発雷頻度に関する原因の考察が十分に行われていない。

そこで本研究では、台風周辺で発生する雷と台風のライフサイクルの関係を、雷コンポーネントを実装したSCALEで再現し、台風周辺で発生する雷と台風のライフサイクルの関係を生み出す原因を調査することを目指した。

2. 手法と実験設定

2.1. 数値モデル

実験に用いたアプリケーションは次世代気象気候ライブラリ Scalable Computing for Advanced Library and Environment (SCALE^{6,7}) version 5.3.1に雷コンポーネント⁸を実装した気象モデルである。SCALEは有限体積法によって空間離散化を行い、大気密度、温位、比湿などのスカラー量はグリッドの中央で、3次元の運動量はグリッドの側面に定義するArakawa-

C 格子を採用している。時間積分は3段の Runge-Kutta 法を採用し、比湿などのトレーサーについては非負保証のスキームを用いて、負値が発生することを抑制している。素過程として雲微物理過程⁹⁻¹¹、乱流輸送¹²⁻¹⁴、地表面フラックス¹⁵、放射モデル¹⁶、都市モデル¹⁷などが実装されている。本研究で用いた雷コンポーネントはこれらの素過程の一つであり、著者が自ら開発して SCALE に実装し、本研究でその妥当性を評価した。

この雷コンポーネントは、雲粒を含めた水物質が持つ電荷を予報変数とし、電荷分離過程（水物質が電荷を獲得する過程）、電荷の移動、電場の計算、放電（中和：水物質が電荷を失う過程）から成る。電荷分離は Takahashi (1978)¹⁸ の室内実験によって提唱された着氷電荷分離機構を以下のように実装した。着氷電荷分離機構では、雲内であられ (Graupel) と氷または雪が衝突し、併合せずに弾む際に電荷分離が生じるという機構である。SCALE の雲微物理モデル内で、あられを含んだ水物質が衝突するプロセスは陽に計算されている。この計算から得られる、あられと氷・雪との衝突の割合などを用いて、単位時間あたりにあられ、雪または氷が獲得する電荷分離量 ($d\rho_g/dt$, $d\rho_{i,s}/dt$) は式(1), (2)のように計算される。

$$\frac{d\rho_g}{dt} = \delta\rho \int_0^\infty \int_0^{r_2} n_g(r_1)n_{i,s}(r_2)\pi(r_1+r_2)|V_g(r_1)-V_{i,s}(r_2)|E_{coll}(1-E_{coal})dr_1dr_2, \quad (1)$$

$$\frac{d\rho_{i,s}}{dt} = -\frac{d\rho_g}{dt}. \quad (2)$$

ここで n は水物質（あられ、雪、氷など）の数濃度、 V は水物質の終端落下速度、 r は水物質の半径であり、下付き文字の g , i , s などであられ、氷、雪を表す。また E_{coll} は衝突確率、 E_{coal} は併合確率である。 $\delta\rho$ は1回の衝突と弾みによってあられが獲得する電荷分離量であり、Takahashi (1978)¹⁸ の室内実験により作成されているルックアップテーブルからデータベースを作成した。式(1)右辺の $\delta\rho$ 以外の部分が単位時間あたりにあられと雪または氷が衝突して弾む確率である。

電荷分離過程によって電荷を獲得した水物質は風や水物質の落下とともに移動する。水物質の密度やサイズの違いによって雲内に電荷の空間分布が生成される。この電荷密度の空間分布と電位 (ϕ) の関係式

$$\Delta\phi = -\frac{\rho(x,y,z)}{\epsilon}, \quad (3)$$

を用いて、計算領域全体の電位が、また電位と電場 (E) の関係

$$E = -\nabla\phi, \quad (4)$$

を用いて計算領域全体の電場が求まる。これらの計算で計算領域内の水物質がもつ電荷密度、電位、電場が3次元で求まる。

放電（中和）過程はその物理プロセス自体に未解明な部分が多いため、経験的なパラメタリゼーションにより実装した。具体的には放電経路を予測する MacGorman (2001)¹⁹ のパラメタリゼーションと放電経路を予測しない Fierro et al. (2013)²⁰ のパラメタリゼーションを導入した。これらのパラメタリゼーションでは式(4)の計算で得られた電場の絶対値が、ある閾値 (E_{int}) を超えた場合に放電が起こり、水物質の電荷密度の絶対値を小さくする（すなわち中和する）。これらのパラメタリゼーションの詳細は参考文献を参照されたい。

表 1 に雷コンポーネントの計算に必要な計算時間を示す。電場の計算に必要な計算コストが高い。これは式(3)がポアソン方程式であり、この計算に全通信が頻繁に必要なためである

と考えられる。このように雷コンポーネントは電荷密度を予報することで、予報変数を通常より多く必要であることに加え、ポアソン方程式を含んでいるために非常に大きな計算コストが必要となる。本研究で Oakforest-PACS の資源を使うことでこのような計算が可能になった。今後は高速に式 (3) を解く高速ポアソンソルバーの導入などを行う必要がある。

表 1. 計算の最後 12 時間での電場の計算, 中和, 電荷分離を含む他の雲物理過程の計算に要した計算時間

	電場の計算	放電の計算	他の雲微物理過程 (電荷分離を含む)
計算時間 [s]	23979	7.18	4768

2.2. 実験設定

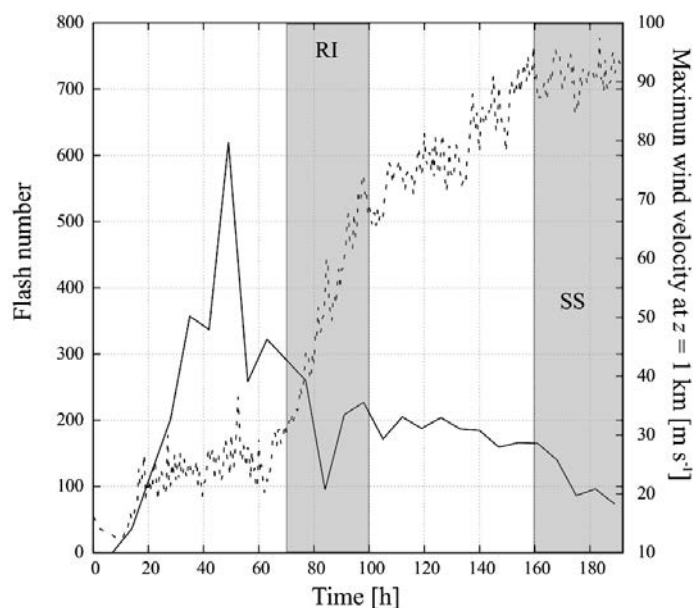
実験設定は、先行研究²¹に基づいた理想実験とした。先行研究では雷を考慮した数値実験は行われていなかったため、本研究で雷を考慮した数値実験を行なった。この実験設定では周期境界条件の計算ドメイン (3000 km 四方) の中心に、半径 750 km (最大の渦半径は 120 km, 最大風速は 20 ms^{-1} とした) の渦を初期に置き、 f -面近似でコリオリ力 ($f = 1 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) を与え²², 台風の発生から定常状態に達するまでの数値実験を行う。水平解像度は 5 km, 鉛直解像度は 200 m ~ 1040 m (上層ほど粗い) とし、モデル上端は 21 km に設定した。積分時間は 193 時間, $\Delta t = 15 \text{ s}$ で実験を行なった。また雲微物理モデルは Seiki and Nakajima (2014)¹⁰, 乱流モデルは Nakanishi and Niino (2006)¹³, 放電モデルは Fierro et al. (2013)²⁰ を $E_{int} = 110 \text{ kV m}^{-1}$ として用いた。また、下層フラックスは Uno et al. (1995)¹⁵ を用いて、海水温を一定 (300 K) として計算した。なお実験設定の詳細は先行研究²¹を参照いただきたい。

3. 結果

本稿では台風のライフサイクルと雷の発生頻度の関係について主に議論を行う。また本研究で用いる雷コンポーネントの発雷数は必ずしも観測される発雷数には対応していない。発雷数に関数する観測を用いたモデルの検証は今後の課題であるが、相対的な発雷頻度の大小関係を議論することは現時点での計算結果でも可能である。そこで、本研究では主に発雷頻度の大小関係のみを議論する。

図 1 は計算開始時刻から計算終了時刻までの発雷数と台風の強度の指標となる高度 1 km での最大風速である。最大風速は計算開始から 60 時間程度は 20 ms^{-1} 程度であるが、 $t = 70$ 時間程度から急激に最大風速が強くなり (RI), その後、徐々に風速の強化が続き、 $t = 160 \text{ h}$ から風速が一定となる定常状態 (Steady State, SS) となる。この傾向は実験設定の参考とした先行研究²¹と同様の傾向であり、SCALE によって台風のライフサイクルが再現されたと言える。

次に再現された台風のライフサイクルごとの発雷頻度を見ると、RI の直前に雷頻度が増加し、その後、発雷頻度が減少して、SS では発雷頻度は小さく推移している。このような傾向は近年



第1図：(実線) 領域全体の雷発生頻度と(点線) 高度1 kmでの最大風速の時系列。
 発雷頻度は計算領域全体の積算値であり、前後210分の移動平均とした。またRIとSSはそれぞれ Rapid Intensification, Steady State の略である。それぞれの意味は本文中で定義

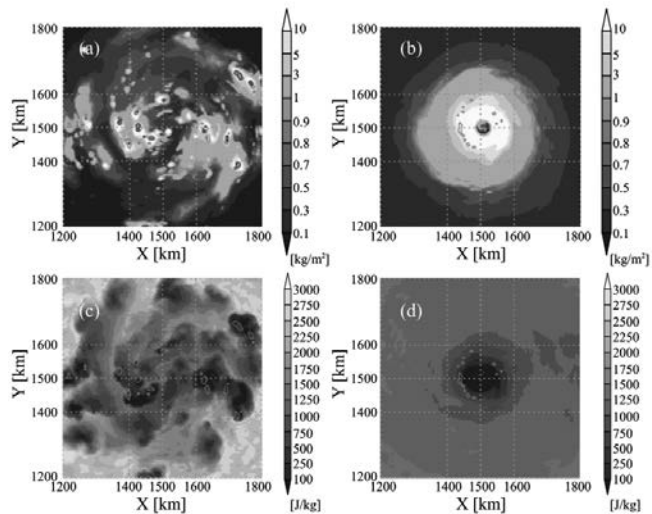
の観測⁴によって報告されている、台風が急発達する約24時間前に雷の頻度が最大になるという事実と矛盾しておらず、台風のライフサイクルと発雷頻度の関係が再現できた。次に再現されたライフサイクルと発雷頻度の関係を生み出す原因について、雷が最大となっているRI直前の $t = 50$ hと雷がSSに達した $t = 190$ hの違いを議論することでライフサイクルと発雷頻度の関係をもたらす原因を考察する。

図2a, bは $t = 50$ h, 190 hでの雲と雷の水平分布(鉛直積算した水物質の質量), 図2c, d対流エネルギー(Convective Available Potential Energy: CAPE)の水平分布である。CAPEは対流雲を発生させるエネルギーの大きさを表し、これが高いほど、何かのきっかけで雷を発生させる対流雲が発生しやすいことを表す(対流が発生した後はエネルギーが消費されCAPEは小さくなる)。

図2aから、RI直前はEyewallと呼ばれる壁雲の構造が明瞭ではなく、孤立した積乱雲が発生しており、それらの孤立した積乱雲の周辺で、雷が高頻度で発生している(図2a, 赤色や青色線の等値線が多く見られる)ことがわかる。これらの雷が発生している領域は周囲よりCAPEが低く(図2c), CAPEを消費して対流が発生し、その対流によって生まれた対流雲の周辺で雷が発生していることが見て取れる。

一般的にCAPEを消費して発生する対流では鉛直流が強く、水物質の鉛直方向の混合が起こりやすい。そのため、このようなCAPEを消費して起こる対流によって発生する対流雲の内部ではあられと雪、またはあられと氷の衝突が起こりやすく、電荷分離も頻繁に発生している。RI直前ではCAPEを消費して発生する対流が主な対流雲の発生要因であるため、電荷分離が頻繁に起こり、雷の頻度も大きくなっていると考えられる。

一方、SSに達した後は、台風自身が持つ循環(2次循環という)による上昇流は起こり、台風



第2図：(Contour) 発雷数と(a, b)鉛直積算した雲水量，(c, d)CAPEの水平分布。

(a, c), (e, f)はそれぞれ計算開始から50時間，190時間後の瞬間値，発雷頻度はそれぞれの時間の前30分での発雷数であり，黄，青，赤線は30分間に1，3，5回の雷が発生したことを示す

の壁雲が明瞭になり壁雲で雷は発生しているものの(図2b)，その頻度は小さい(図2bでは30分に1回を示す黄色線のみしかない)。またRI直前に見られたような雷とCAPEとの間に明確な関係が見られない。そのため，CAPEを消費して発生する対流は起こっておらず，2次循環による上昇流によって生じる対流雲が主な雲である。

一般的に2次循環によって起こる上昇流は，CAPEを消費して発生する対流によって発生する上昇流に比べて弱く，水物質の鉛直方向の混合は小さいとされている。このような対流で発生する対流雲の内部では，あられと雪，またはあられと氷の衝突の発生頻度が，CAPEを消費して発生する対流雲に比べ相対的に低くなるため，電荷分離もRI前に比べて起こり難い。そのため，雷の発生頻度も小さくなっていると考えられる。以上のようにRI前と，SSでは雷をもたらす積乱雲を形成する対流のタイプが大きく異なっているため，雷の頻度もRI前とSSで異なっていることが本研究により示された。

では，なぜRI直前に発雷の頻度が活発になるかを考察する。複数の先行研究によれば，台風が急発達する直前に，Preconditioningと呼ばれる成長ステージがあり²⁴⁻²⁶，このPreconditioningの際にCAPEを消費するような対流(すなわち雷が高頻度で発生しやすい対流)が一番多く発生すると報告されている。この本実験でも $t = 50$ h前後で最も多くCAPEを消費する積乱雲が発生しており，Preconditioningの状態であると言える。そのため，急発達直前の発雷頻度が最大となる現象はPreconditioningの際に発生するCAPEを消費する積乱雲の多さに起因していると考えられる。従来の観測ではこのようなライフサイクルと発雷頻度の関係を引き起こす原因を調査することは困難であったが，数値実験によって台風の発生からSSまでを通した積分によってこのような関係をもたらす原因を考察できた。

4. 結論とまとめ

本研究では，著者らが独自に開発した雷コンポーネントを次世代気象・気候ライブラリSCALE

に実装し、台風の発生から定常までの数値実験を行い、台風のライフサイクルと発雷頻度の関係を再現した。また再現した結果を解析し、発雷頻度とライフサイクルの関係をもたらし原因を考察した。解析の結果、RI直前に雷の頻度が最大になることはPreconditioning時に発生するCAPEを消費して発生する対流雲が多くなっていることに対応していることが明らかとなった。

謝辞

本研究は東京大学情報基盤センター、若手・女性利用制度のほか、文部科学省科研費（基盤C：17K05659）、理化学研究所基礎科学特別研究員制度（XXVII-008）の助成を受けて行われました。

参考文献

1. Mansell, E. R., MacGorman, D. R., Ziegler, C. L. & Straka, J. M. Charge structure and lightning sensitivity in a simulated multicell thunderstorm. *J. Geophys. Res.* **110**, D12101 (2005).
2. Barthe, C., Chong, M., Pinty, J.-P., Bovo, C. & Escobar, J. CELLS v1.0: updated and parallelized version of an electrical scheme to simulate multiple electrified clouds and flashes over large domains. *Geosci. Model Dev.* **5**, 167–184 (2012).
3. Price, C., Asfur, M. & Yair, Y. Maximum hurricane intensity preceded by increase in lightning frequency. *Nat. Geosci.* **2**, 329–332 (2009).
4. DeMaria, M., DeMaria, R. T., Knaff, J. A. & Molnar, D. Tropical cyclone lightning and rapid intensity change. *Mon. Weather Rev.* **140**, 1828–1842 (2012).
5. Zhang, W., Zhang, Y., Zheng, D., Wang, F. & Xu, L. Relationship between lightning activity and tropical cyclone intensity over the northwest Pacific. *J. Geophys. Res. Atmos.* **120**, 4072–4089 (2015).
6. Nishizawa, S., Yashiro, H., Sato, Y., Miyamoto, Y. & Tomita, H. Influence of grid aspect ratio on planetary boundary layer turbulence in large-eddy simulations. *Geosci. Model Dev.* **8**, 3393–3419 (2015).
7. Sato, Y. *et al.* Impacts of cloud microphysics on trade wind cumulus: which cloud microphysics processes contribute to the diversity in a large eddy simulation? *Prog. Earth Planet. Sci.* **2**, 23 (2015).
8. Sato, Y., Miyamoto, Y. & Tomita, H. Effect of aerosols on charge distribution in a tropical cyclone ~ Numerical study using a meteorological model coupled with a lightning component. *Prog. Earth Planet. Sci.* submitted (2019).
9. Tomita, H. New microphysical schemes with five and six categories by diagnostic generation of cloud ice. *J. Meteorol. Soc. Japan* **86A**, 121–142 (2008).
10. Seiki, T. & Nakajima, T. Aerosol effects of the condensation process on a convective cloud simulation. *J. Atmos. Sci.* **71**, 833–853 (2014).
11. Suzuki, K., Nakajima, T., Nakajima, T. Y. & Khain, A. P. A study of microphysical mechanisms for correlation patterns between droplet radius and optical thickness of warm clouds with a spectral bin microphysics cloud model. *J. Atmos. Sci.* **67**, 1126–1141 (2010).
12. Brown, A. R., Derbyshire, S. H. & Mason, P. J. Large-eddy simulation of stable atmospheric boundary layers with a revised stochastic subgrid model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **120**, 1485–1512

- (1994).
13. Nakanishi, M. & Niino, H. An improved Mellor–Yamada level-3 model: its numerical stability and application to a regional prediction of advection fog. *Boundary-Layer Meteorol.* **119**, 397–407 (2006).
 14. Deardorff, J. W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model. *Boundary-Layer Meteorol.* **18**, 495–527 (1980).
 15. Uno, I., Cai, X.-M., Steyn, D. G. & Emori, S. A simple extension of the Louis method for rough surface layer modelling. *Boundary-Layer Meteorol.* **76**, 395–409 (1995).
 16. Nakajima, T., Tsukamoto, M., Tsushima, Y., Numaguti, A. & Kimura, T. Modeling of the radiative process in an atmospheric general circulation model. *Appl. Opt.* **39**, 4869 (2000).
 17. Kusaka, H., Kondo, H., Kikegawa, Y. & Kimura, F. A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: comparison with multi-layer and slab models. *Boundary-Layer Meteorol.* **101**, 329–358 (2001).
 18. Takahashi, T. Riming electrification as a charge generation mechanism in thunderstorms. *J. Atmos. Sci.* **35**, 1536–1548 (1978).
 19. MacGorman, D. R., Straka, J. M. & Ziegler, C. L. A lightning parameterization for numerical cloud models. *J. Appl. Meteorol.* **40**, 459–478 (2001).
 20. Fierro, A. O., Mansell, E. R., Macgorman, D. R. & Ziegler, C. L. The implementation of an explicit charging and discharge lightning scheme within the WRF-ARW model: benchmark simulations of a continental squall line, a tropical cyclone, and a winter storm. *Mon. Weather Rev.* **141**, 2390–2415 (2013).
 21. Miyamoto, Y. & Takemi, T. A transition mechanism for the spontaneous axisymmetric intensification of tropical cyclones. *J. Atmos. Sci.* **70**, 112–129 (2013).
 22. Rotunno, R. & Emanuel, K. A. An air–sea interaction theory for tropical cyclones. part II: evolutionary study using a nonhydrostatic axisymmetric numerical model. *J. Atmos. Sci.* **44**, 542–561 (1987).
 23. Stevenson, S. N., Corbosiero, K. L. & Abarca, S. F. Lightning in eastern north Pacific tropical cyclones: a comparison to the north Atlantic. *Mon. Weather Rev.* **144**, 225–239 (2016).
 24. Titley, D. W. & Elsberry, R. L. Large intensity changes in tropical cyclones: a case study of supertyphoon Flo during TCM-90. *Mon. Weather Rev.* **128**, 3556–3573 (2000).
 25. Wang, Z. & Hanks, I. Moisture and precipitation evolution during tropical cyclone formation as revealed by the SSM/I–SSMIS retrievals. *J. Atmos. Sci.* **73**, 2773–2781 (2016).
 26. Yoshida, R., Miyamoto, Y., Tomita, H. & Kajikawa, Y. The effect of water vapor on tropical cyclone genesis: a numerical experiment of a non-developing disturbance observed in PALAU2010. *J. Meteorol. Soc. Japan. Ser. II* **95**, 35–47 (2017).