

令和 3 年度 卒業論文

黒潮大蛇行が及ぼす海上の落雷分布の変化

**Changes in the distribution of thunderbolt over the sea
caused by the Kuroshio large meander**

三重大学 生物資源学部 共生環境学科

地球環境システム教育学コース 地球環境学プログラム

気象・気候ダイナミクス研究室

518319 加藤 実紗

指導教員：立花 義裕 教授

目次

第 1 章	序論	3
第 2 章	使用データ	4
2-1	落雷データ	
2-2	OISST	
2-3	ERA5 予報・再解析データ	
2-4	PERSIANN-CDR	
第 3 章	解析手法	5
3-1	2011~2020 年の落雷数の気候値	
3-2	大蛇行時と非大蛇行時の差, 比	
3-3	大蛇行時と非大蛇行時の月推移	
3-3-1	相関分析	
3-3-2	t 検定	
第 4 章	解析結果	7
4-1	2011~2020 年の落雷数の気候値	
4-1-1	2011~2020 年の年平均, 月別の落雷分布	
4-1-2	2011~2020 年の夏 (6~9 月) の落雷分布	
4-1-3	2011~2020 年の冬 (11~2 月) の落雷分布	
4-2	大蛇行時と非大蛇行時の差	
4-2-1	SST の偏差	
4-2-2	落雷数の偏差と比	
4-2-3	気温, 風速, CAPE, 降水量の偏差	
4-3	大蛇行時と非大蛇行時の月推移の比較	
4-3-1	グリッドごとの比較	
4-3-2	領域ごとの比較	
4-3-2-1	落雷数の比較	
4-3-2-2	降水量と CAPE の積の比較	
第 5 章	結論	26
謝辞		27
参考・引用文献		28

第1章 序論

雷は美しく、神秘的な現象の一つであり、我々の想像を遥かに超える自然の力の現れである。しかし時に人類に対し牙を剥き、多くの被害をもたらす。

事実、地球上では1分間に平均50もの雷が発生する。これにより年間10%の人々が被害に遭い、そのうち20~25%が死亡する (A. Kalair et al., 2013)。そのような雷に対し、我々は身近な危険の一つとして認識を強め、加えてより詳細な発生機構の理解が急がれる。

日本の落雷の先行研究はほとんどが事例解析であり、今まで気候学的な視点で研究が行われた例は少ない。さらにその対象は陸上で発生したものであり、海上で発生した落雷について述べたものはごくわずかである。その一つである Iwasaki (2014) は 2009~2012 年の平均的落雷分布を示し、黒潮流域に沿って落雷が発生することを述べた。ただしこの研究は数年間の平均的分布を示すにとどまり、長期変化は調べられていない。

長期的な気象イベントの一つに黒潮大蛇行がある。黒潮大蛇行とは、日本南岸を流れる黒潮が紀伊半島沖を大きく離れ、蛇行する現象である。近年も黒潮大蛇行が発生しており、1965年の観測開始以降、4年8ヶ月（75年8月~80年3月）の最長記録に次ぎ、現在4年6ヶ月（17年8月~）続いており、史上2番目の長さとなっている。黒潮大蛇行が起これと、それに伴った海面水温の変動が大気に影響を及ぼす (Xu et al., 2010; Nakamura et al., 2012; Nonaka et al., 2003)。また、大蛇行時に発生する冷水塊、暖水塊は沿岸部の異常気象の一因となることが指摘されている (Sugimoto et al., 2021)。これらの先行研究から黒潮大蛇行は落雷分布に影響すると予想される。しかし、黒潮から大気への影響を高解像度の雷データを用いて検証したものは存在しない。

そこで本研究では、日本周辺の海上の落雷について黒潮大蛇行に着目し、大蛇行が起これことで落雷分布にどのような変化があるか考察した。

第2章 使用データ

2-1 落雷数データ

落雷数のデータには株式会社フランクリン・ジャパン様からご提供頂いた JLDN (Japanese Lightning Detection Network) の観測データを用いた。本データの水平解像度は 0.1 度 (経度) $\times$ 0.1 度 (緯度) であり、本研究では 2011~2020 年の月平均のデータを使用した。

2-2 OISST (海面水温データ)

海面水温 (Sea Surface Temperature, 以下 SST) のデータには、アメリカ海洋大気庁 (NOAA) の Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) (Reynolds et al., 2007) を用いた。解像度は 0.25 度 (経度) $\times$ 0.25 度 (緯度) である。本データは、2011 年から 2020 年までの日平均データを月平均データに再計算し使用した。

2-3 ERA5 再解析データ

大気場のデータについては、欧州中期予報センター (ECMWF) が開発した ERA5 予報・再解析データを用いた (Hersbach and Dee., 2016)。
解像度は 0.25 度 (経度) $\times$ 0.25 度 (緯度)、鉛直層は 37 等圧面である。本データは 2011~2020 年の月平均値を使用した。

2-4 PERSIANN-CDR (降水量データ)

降水量のデータについては NOAA の PERSIANN-CDR を用いた (Hsu et al., 1997)。解像度は 0.25 度 (経度) $\times$ 0.25 度 (緯度) である。本データは、2011 年から 2020 年までの日平均データを月平均データに再計算し使用した。

第3章 解析手法

3-1 2011～2020 年の落雷数の気候値

2011～2020 年の落雷数の年平均，月別の気候値を作成した．その後，夏と冬の落雷分布をより詳しく考察した．

3-2 大蛇行期間，非大蛇行期間の変数の偏差

大蛇行時（2011～2016 年）と非大蛇行時（2018～2020 年）の年平均 SST 偏差を確認した．次に他の変数について大蛇行時（2011～2016 年），非大蛇行時（2018～2020 年）の気候値を作成し，その差（大蛇行－非大蛇行）と比（非大蛇行：大蛇行）を考察した．

3-3 大蛇行期間，非大蛇行期間の変数の月推移の違い

大蛇行時，非大蛇行時それぞれの期間の月平均落雷数から 1～12 月の月推移 index を作成した．これをグリッドごとに作成し，大蛇行時と非大蛇行時でどの程度月推移が似ているか，相関係数を用いて考察した．

次にこの 2 つの期間の月推移を領域別に考察した．領域に関しては後に説明する．

3-3-1 相関分析

相関係数 r を次式によって定義する．

$$r = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x(i) - \bar{x})(y(i) - \bar{y})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x(i) - \bar{x})^2} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y(i) - \bar{y})^2}} \quad (1)$$

N : 標本数 , $x(i), y(i)$: 標本の値 , $\bar{x}, \bar{y}$: 標本平均

3-3-2 t 検定

相関係数の有意性の検定には t 検定を用いた．t 検定とは，統計学において，2 標本が正規分布で，等分散の集合同士の場合の差の検定であり，2 つの母集団が等しい平均を持つという仮説を検定する為に用いられる．

最初に検定統計量 t を次式によって定義する．

$$t = \frac{\bar{x} - \bar{y}}{\sqrt{\frac{(N_1 - 1) \times S_1^2 + (N_2 - 1) \times S_2^2}{N_1 + N_2 - 2}} \sqrt{\frac{1}{N_1} + \frac{1}{N_2}}} \quad (2)$$

$\bar{x}, \bar{y}$: 標本平均 , s_1, s_2 : 標本分散 , N_1, N_2 : 標本数

第4章 解析結果

4-1 2011～2020 年の落雷数の気候値

4-1-1 2011～2020 年の年平均，月別の落雷分布

まずは 2011～2020 年での日本周辺の落雷数の分布を確認するために 2011～2020 年の落雷数の年平均 (Fig. 1)，月別 (Fig. 2) の気候値を作成した。

年平均の落雷分布を見ると，陸上では関東地方で約 1200 以上と最多となっている．他にも愛知県北部，九州全域にかけて多くの落雷が発生している．岡山，兵庫でも約 700～800 の落雷が見られるが，北海道，東北では多くて 300～400 と，比較的少なくなっている．

海上では東シナ海東部を中心に多く見られ，沖縄から関東の東側まで黒潮流域に沿うように落雷が発生している．これは Iwasaki (2014) と整合的である．

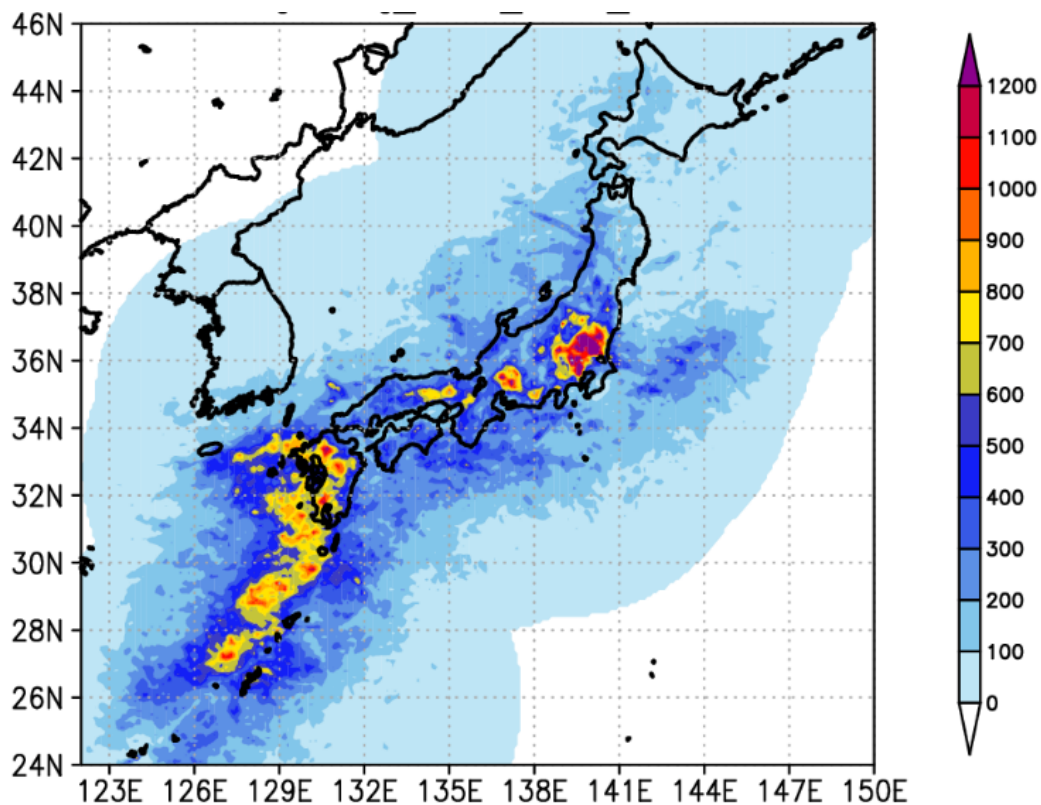


Fig. 1 2011～2020 年の年平均の落雷分布 (回)

月平均の落雷分布を見ると、1年を通して、特に夏に多く落雷が発生していることがわかる。秋頃から落雷数は激減し、冬には日本海側沿岸で寒冷前線に沿って冬季雷が発生する。

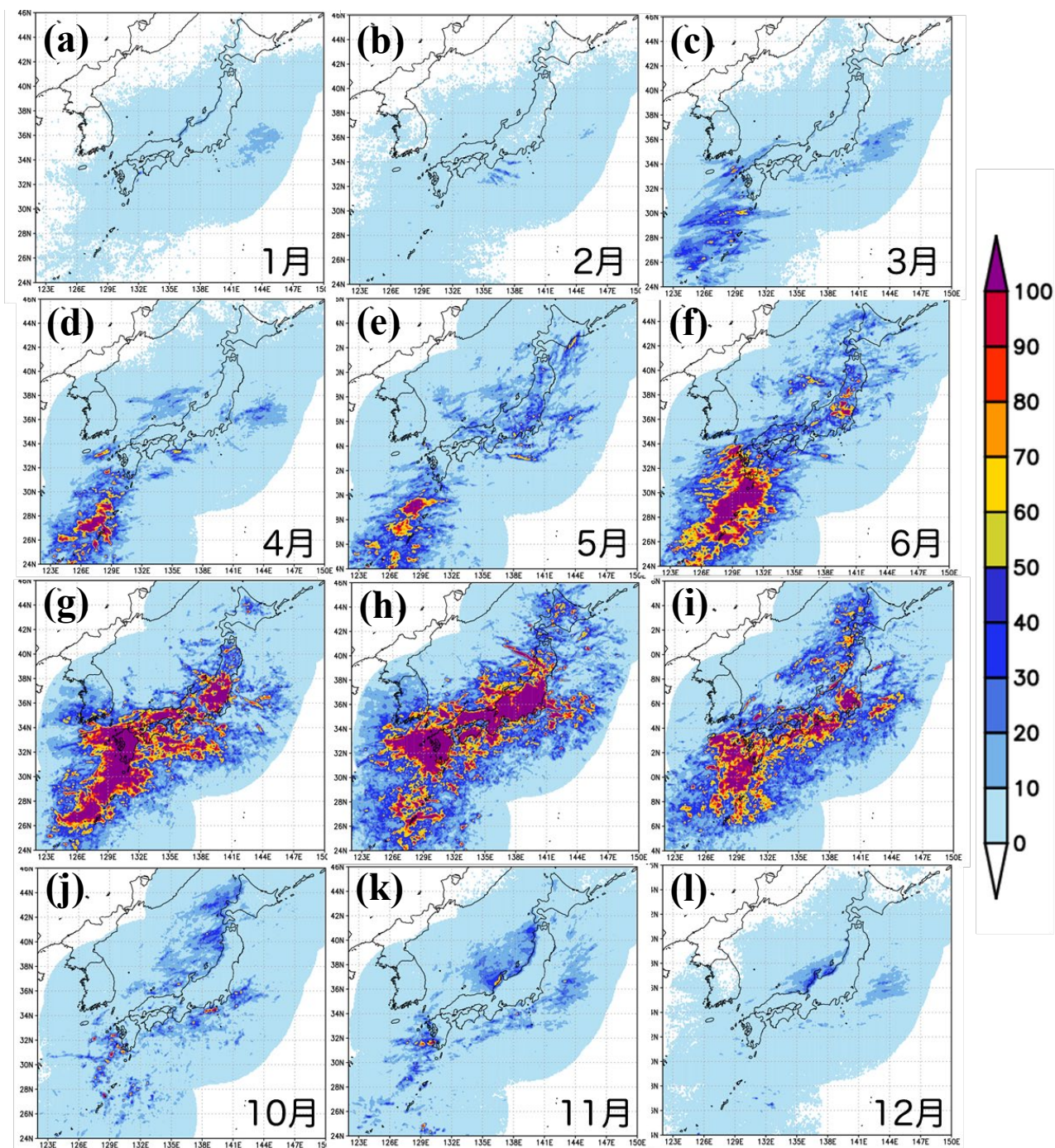


Fig. 2 2011~2020年の月平均の落雷分布 (回)

(a) 1月, (b) 2月, (c) 3月, (d) 4月, (e) 5月, (f) 6月, (g) 7月,
(h) 8月, (i) 9月, (j) 10月, (k) 11月, (l) 12月

ここで、夏（6～9月）と冬（11～2月）の落雷分布をより詳しく見るため、カラーバーを変えてそれぞれ考察する。

4-1-2 2011～2020年の夏（6～9月）の落雷分布

夏の落雷分布（Fig.3）を見ると、6月では東シナ海東部中心に落雷が多く発生し、7月になると四国、東海沖の海域や陸上でも増加が見られる。8月になると一年のピークを迎え、9月になると陸上の落雷は激減するが、相対的に海上の落雷には目立った変化は見られない。

4-1-3 2011～2020年の冬（11～2月）の落雷分布

冬の落雷分布（Fig.4）を見ると、11月では日本海側沿岸、東シナ海東部、関東の東の海域で多く落雷が見られるが、12月になると東シナ海東部で減少する。1月では12月と比較し全体的な減少が見られ、2月になると東海沖で最も多くの落雷が見られる。

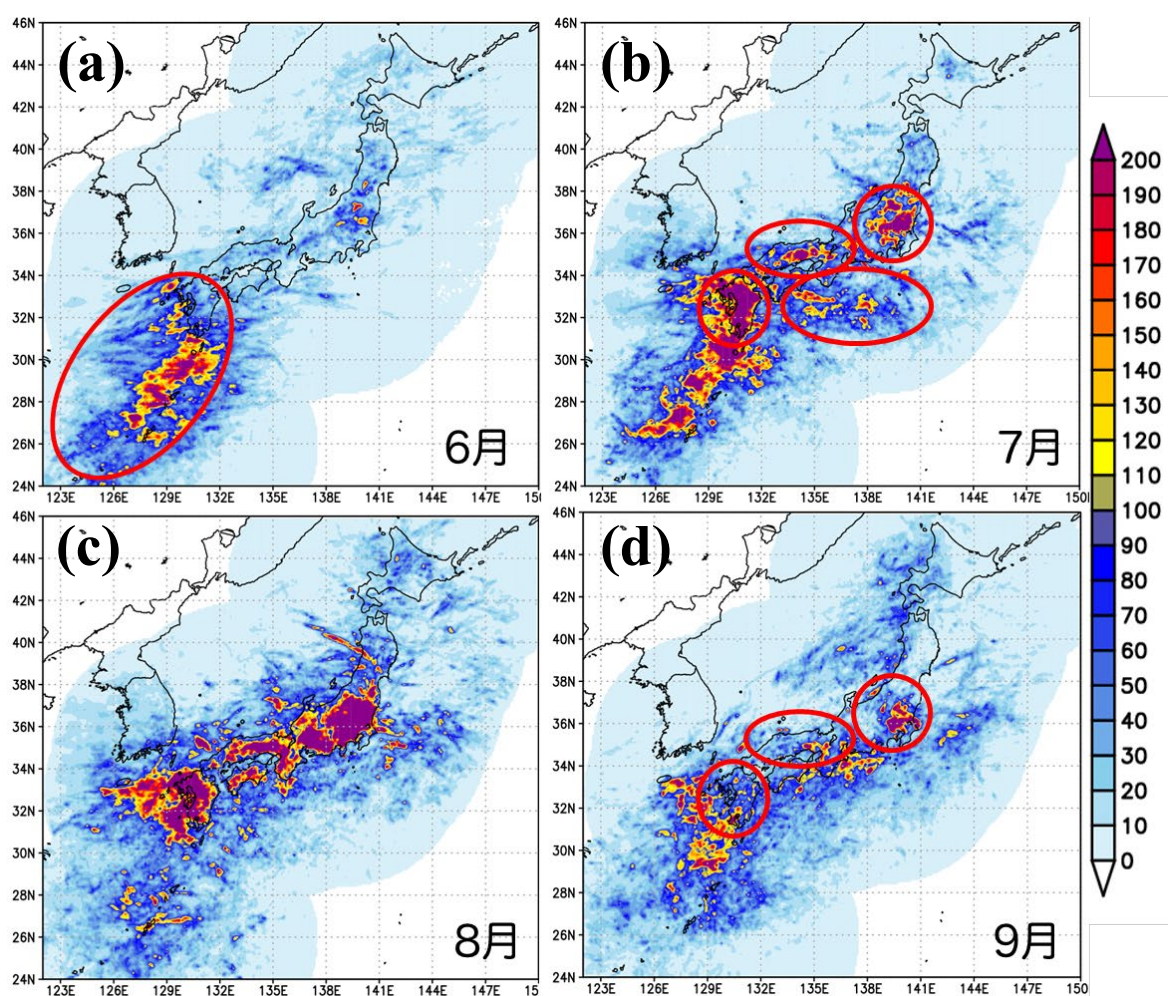


Fig. 3 2011~2020 年の月平均の落雷分布 (6~9 月) (回)

(a) 6 月, (b) 7 月, (c) 8 月, (d) 9 月

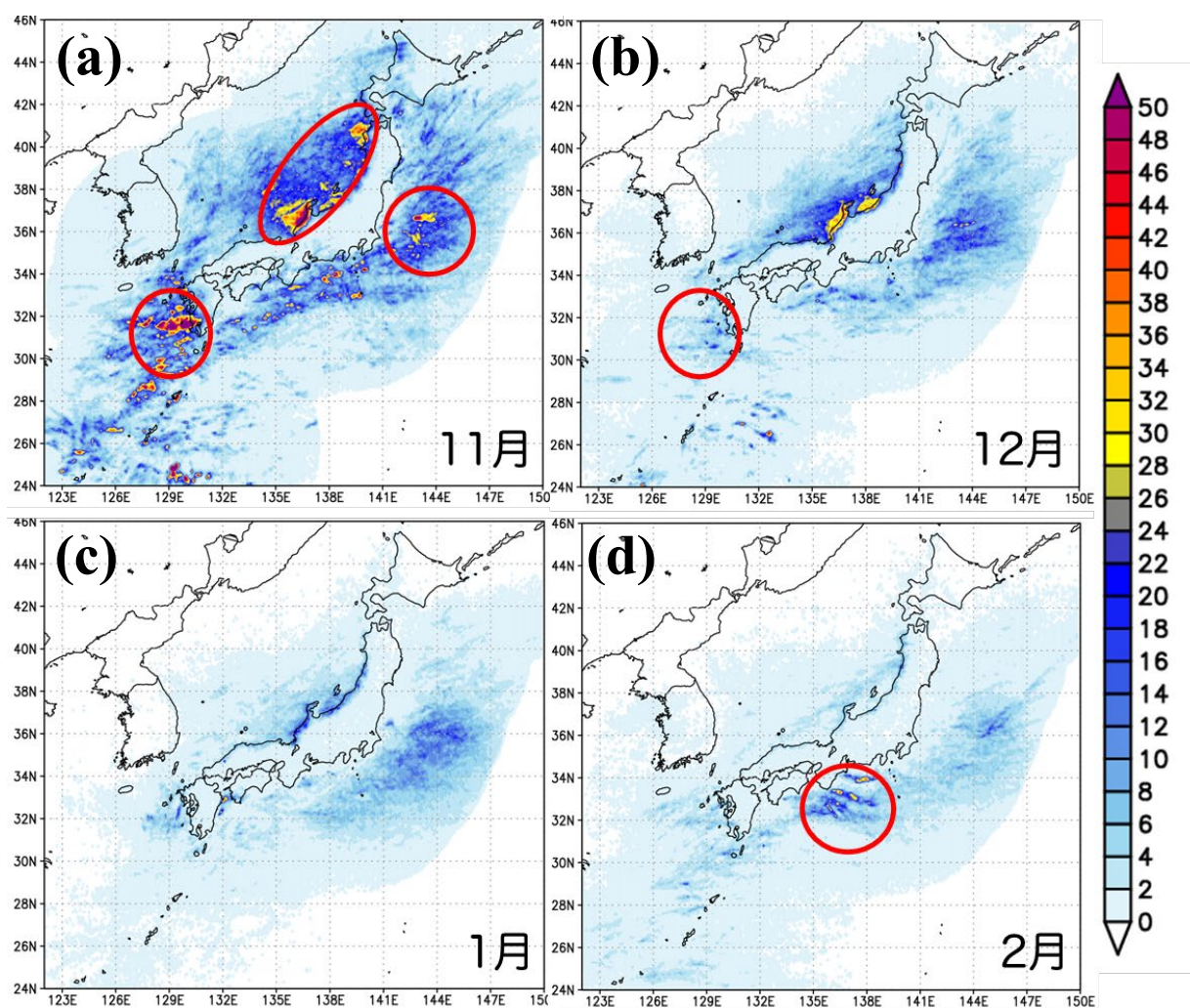


Fig.4 2011~2020 年の月平均の落雷分布 (11~2 月)

(a) 11 月, (b) 12 月, (c) 1 月, (d) 2 月

4-2 大蛇行期間、非大蛇行期間の変数の偏差

4-2-1 SST の偏差

大蛇行時（2011～2016 年）と非大蛇行時（2018～2020 年）の SST 偏差を見ると、東海沖で暖水塊、四国沖で冷水塊が見られる（Fig. 5）。これは黒潮大蛇行時の特徴をよく表しているといえる。

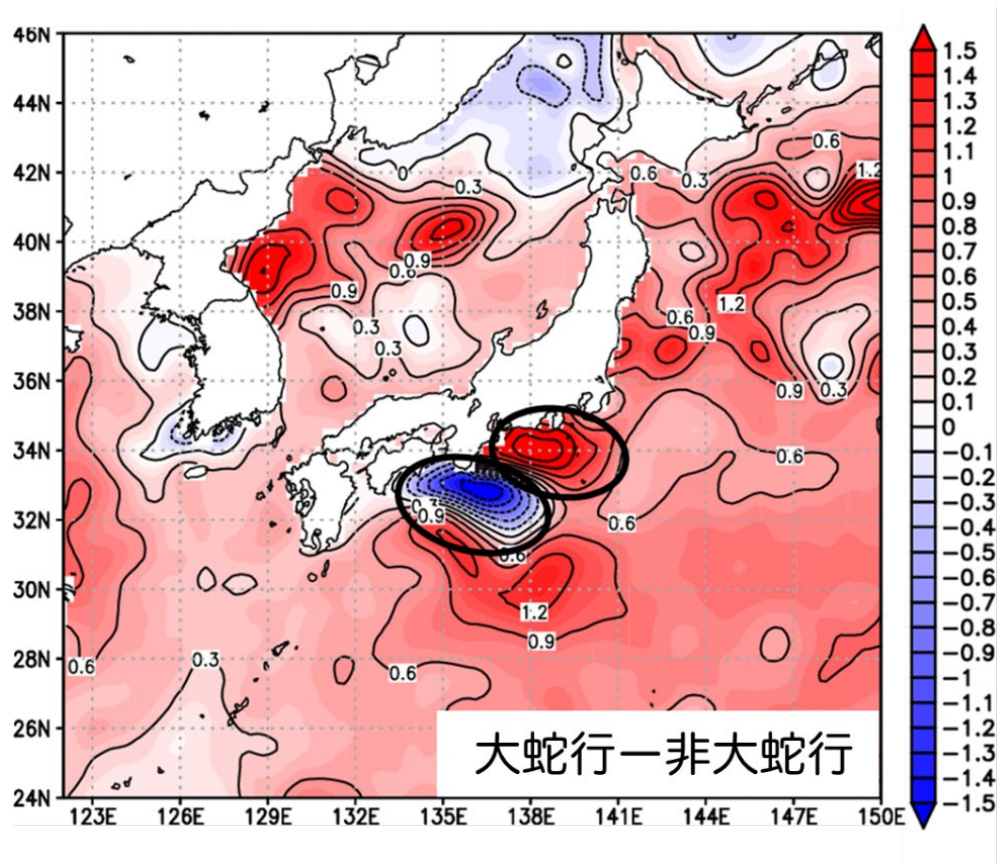


Fig. 5 大蛇行期間と非大蛇行期間の SST 偏差（大蛇行－非大蛇行）（℃）

4-2-2 落雷数の偏差と比

大蛇行時と非大蛇行時の落雷数の分布に違いがあるのかを確認するため、大蛇行時、非大蛇行時の年平均 (Fig. 6) を調べ、その差 (大蛇行—非大蛇行) (Fig. 7) を調べた。

大蛇行時は非大蛇行時と比べて関東地方、東シナ海東部を中心に落雷数の増加が見られ、関東の東、南の海域でも増加傾向にある。また、九州や四国沖では減少傾向にある。ここでは、先ほど示した暖水塊、冷水塊の位置と落雷数の増減の場所が一致しているように見える。

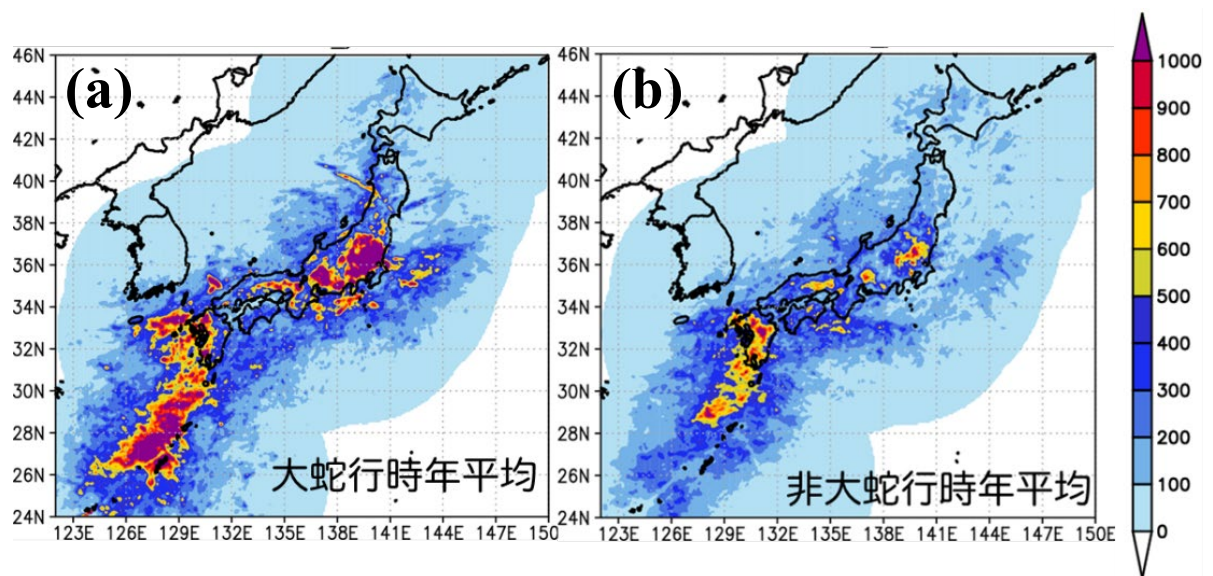


Fig. 6 大蛇行期間 (a), 非大蛇行期間 (b) の年平均の落雷分布 (回)

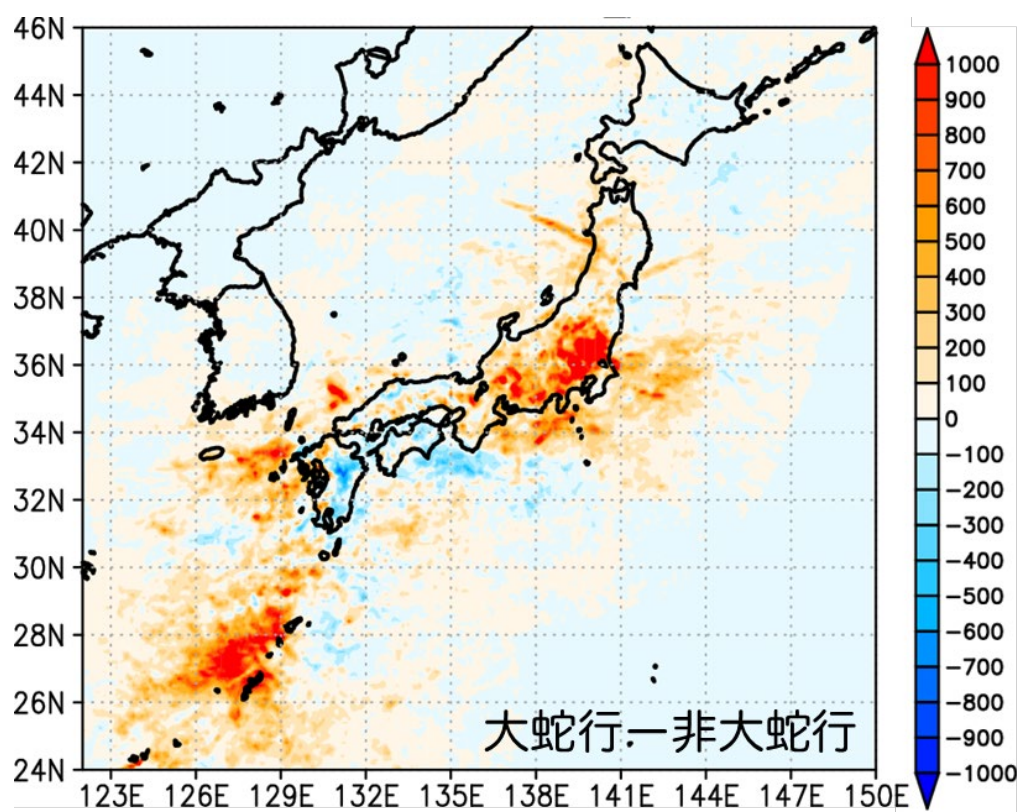


Fig. 7 大蛇行期間と非大蛇行期間の落雷数偏差（大蛇行－非大蛇行）（回）

次に、年平均落雷数の大蛇行時と非大蛇行時の比を計算した (Fig.8)．比を計算することで元々落雷数の増減が少ない場所でも、増減が多い場所と平等に非大蛇行時の数に比べ大蛇行時では何倍増えた、減ったのかを知ることができる．非大蛇行と比べ大蛇行時では暖水塊で約 5 倍以上、冷水塊で約 1/2 倍以下となった．落雷数の増減だけで見ると関東陸上のシグナルがよく目立った．しかし比で見ると、陸上より南の暖水塊の海域がより大蛇行時では大きな影響を受けていることがわかる．ここから、黒潮大蛇行による SST の上昇、低下が落雷数に影響を及ぼすのではないかと考察できる．そこで、落雷の発生に関係すると予想される潜熱フラックス、気温、風速、対流有効位置エネルギー (CAPE)、降水量の偏差を 2 期間で比較する．

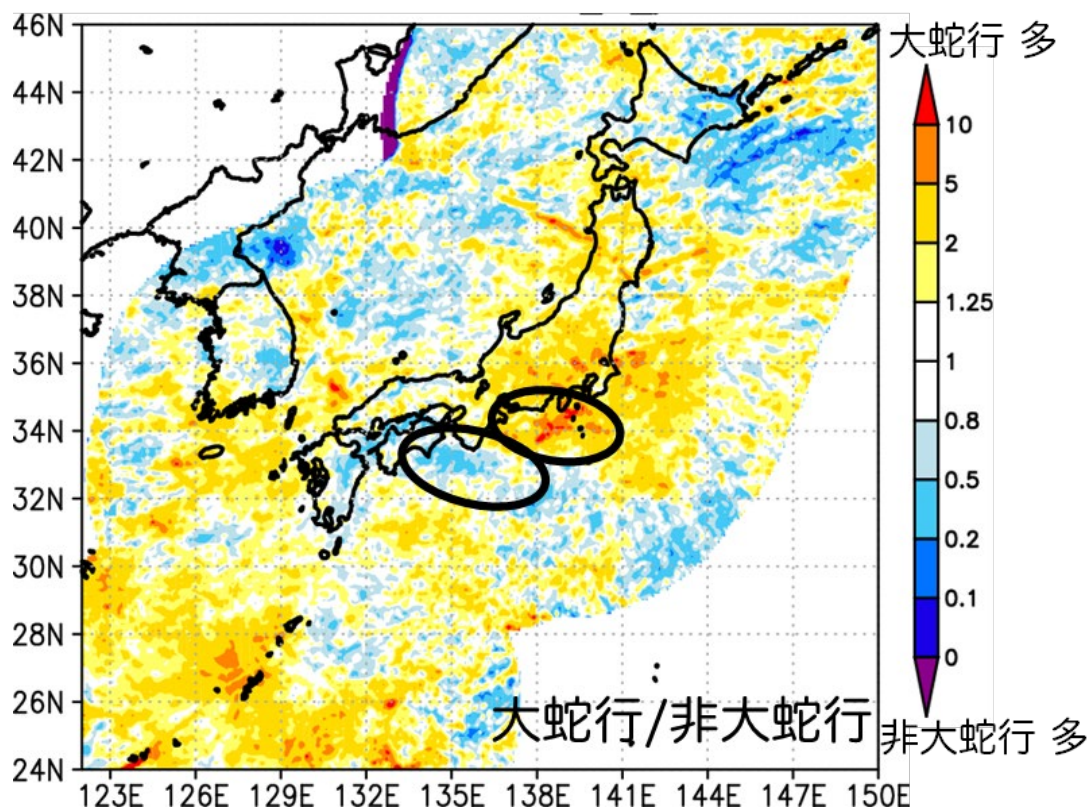


Fig. 8 大蛇行期間と非大蛇行期間の落雷数の比 (大蛇行/非大蛇行)

4-2-3 気温、風速、CAPE、降水量の偏差

Fig. 9 より、2m 気温は暖水塊で約 1.1°C の上昇が見られる．全体として気温は上昇しているが、冷水塊ではほぼ変化がない．Fig. 10 より、地上の風速は暖水塊で約 0.3m/s の上昇が見られ、冷水塊では約 0.5m/s の低下が見られる．Fig. 11 より、潜熱フラックスは暖水塊で約 50W/m^2 の上昇が見られ、冷水塊では約 60W/m^2 の低下が見られる．Fig. 12 より CAPE は暖水塊で約 30J/kg の上昇が見られる．冷水塊では他の変数ほどの差は見られなかったが、コンターが湾状に変化し、四国沿岸部では負偏差を示していることから黒潮大蛇行が少なからず影響を与えていることが示唆される．Fig. 13 より、降水量は暖水塊で約 0.8mm/day の上昇、冷水塊で約 0.2mm/day の上昇と他の変数に比べ明瞭な差は見られなかった．

以上より、大蛇行が起こると暖水塊（東海沖）では、SST、2m 気温の上昇、風速が強くなることにより海からの熱、水蒸気が大気へもたらされる（潜熱フラックスの増加）．その結果大気不安定（CAPE の増加）となり、上昇気流が強化され、落雷が発生しやすい場が生まれると考察できる．冷水塊ではこの反対のプロセスを辿る．

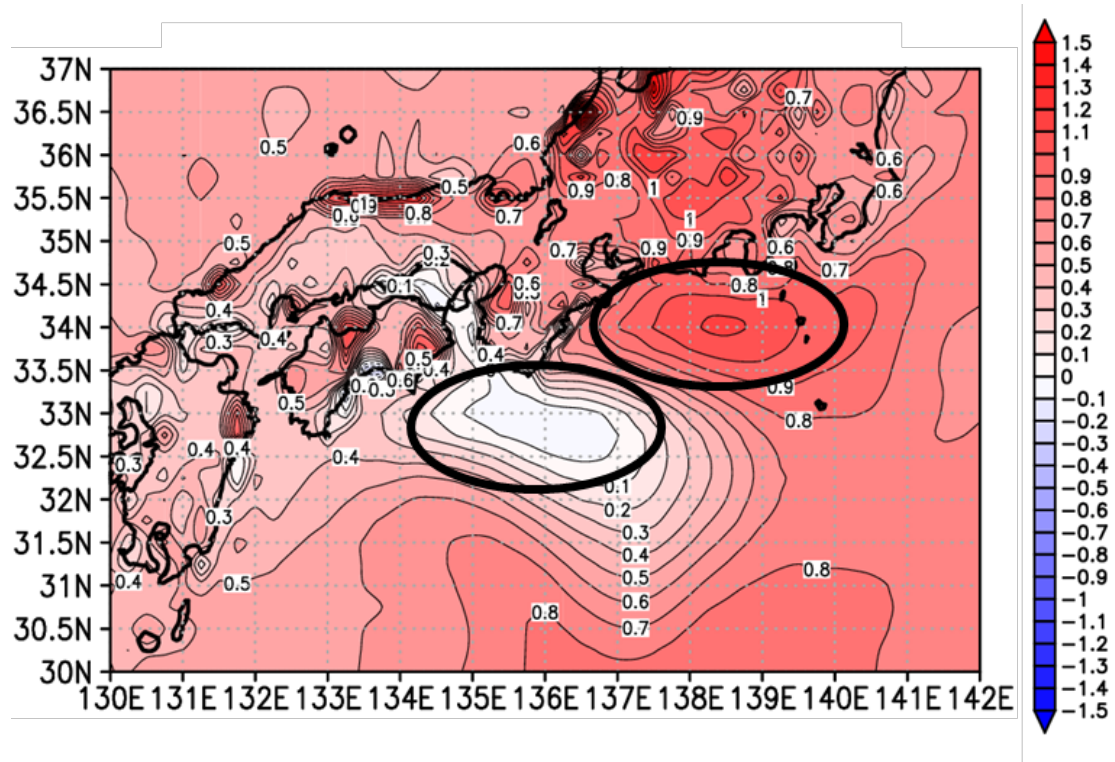


Fig. 9 2m 気温の偏差 (大蛇行－非大蛇行) (°C)

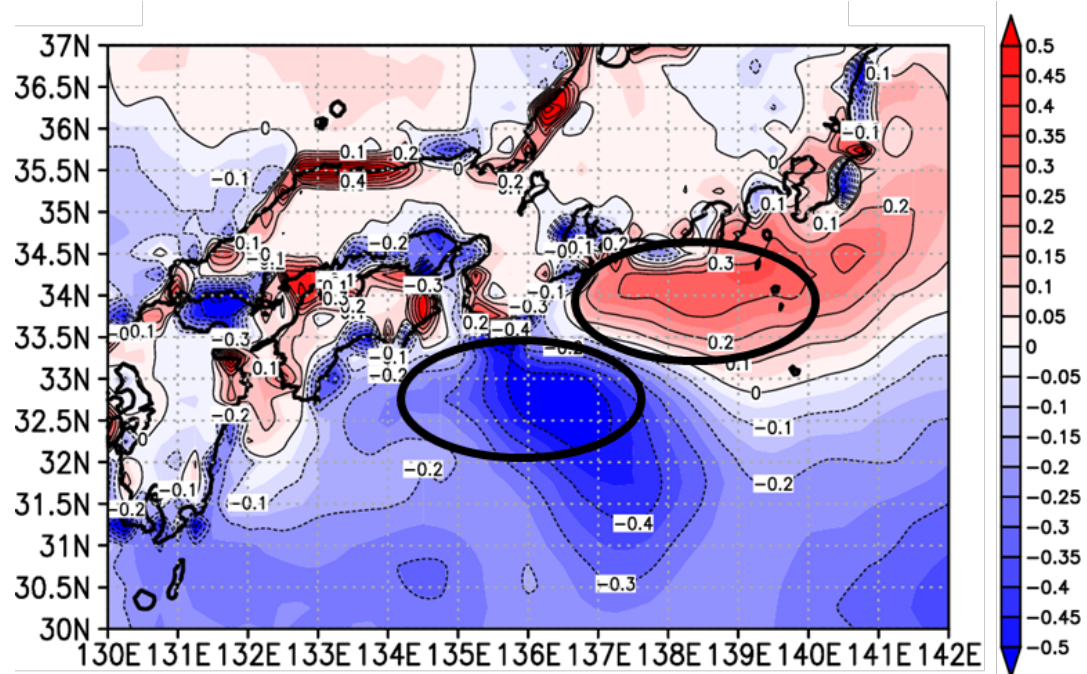


Fig. 10 地上 10m 風の偏差 (大蛇行－非大蛇行) (m/s)

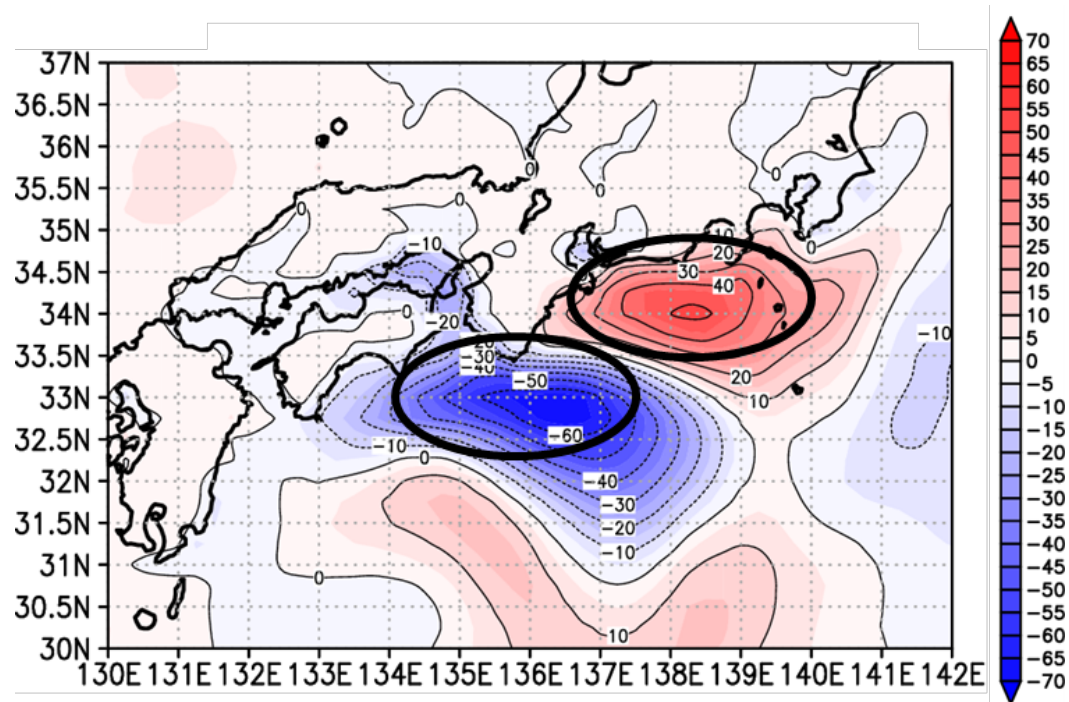


Fig. 11 潜熱フラックスの偏差（上向き正，大蛇行－非大蛇行）(W/m^2)

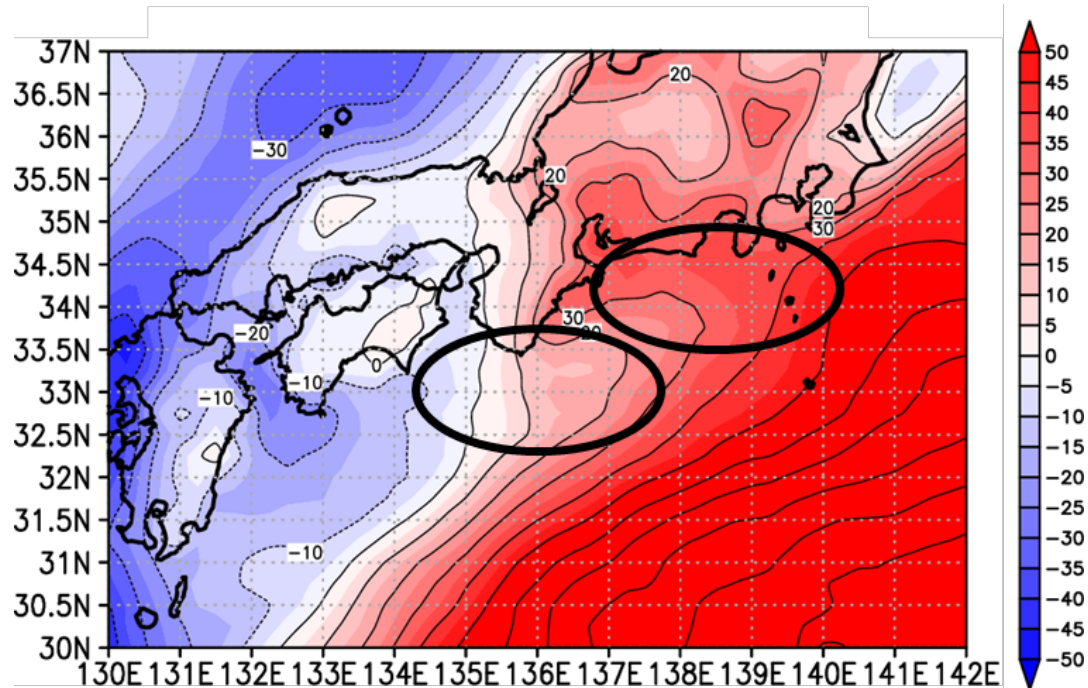


Fig. 12 CAPE の偏差（大蛇行－非大蛇行）(J/kg)

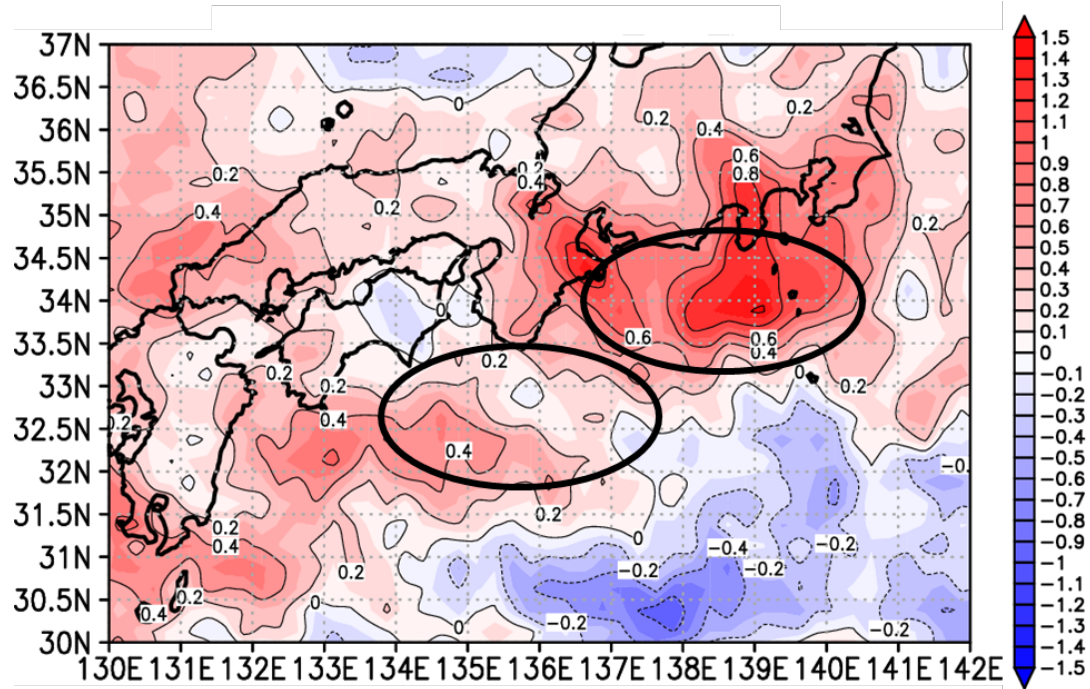


Fig. 13 降水量の偏差 (大蛇行—非大蛇行) (mm/day)

4-3 大蛇行期間、非大蛇行期間の変数の月推移の比較

続いて大蛇行時と非大蛇行時でどの程度月推移が似ているかをグリッドごと、領域ごとに考察する。

4-3-1 グリッドごとの比較

まずグリッドごとの結果を示す (Fig. 14). 全域ではほぼ正相関を示し、特に北緯 38 度以南の陸上で高い相関を示した。また、海上では九州南部から四国沖では比較的高い相関を示すが、海上全体としては相関が低い結果となった。以上より、黒潮大蛇行が起これると主に陸上では落雷数の月推移に変化はないが、海上では月推移に変化が起こることがわかった。

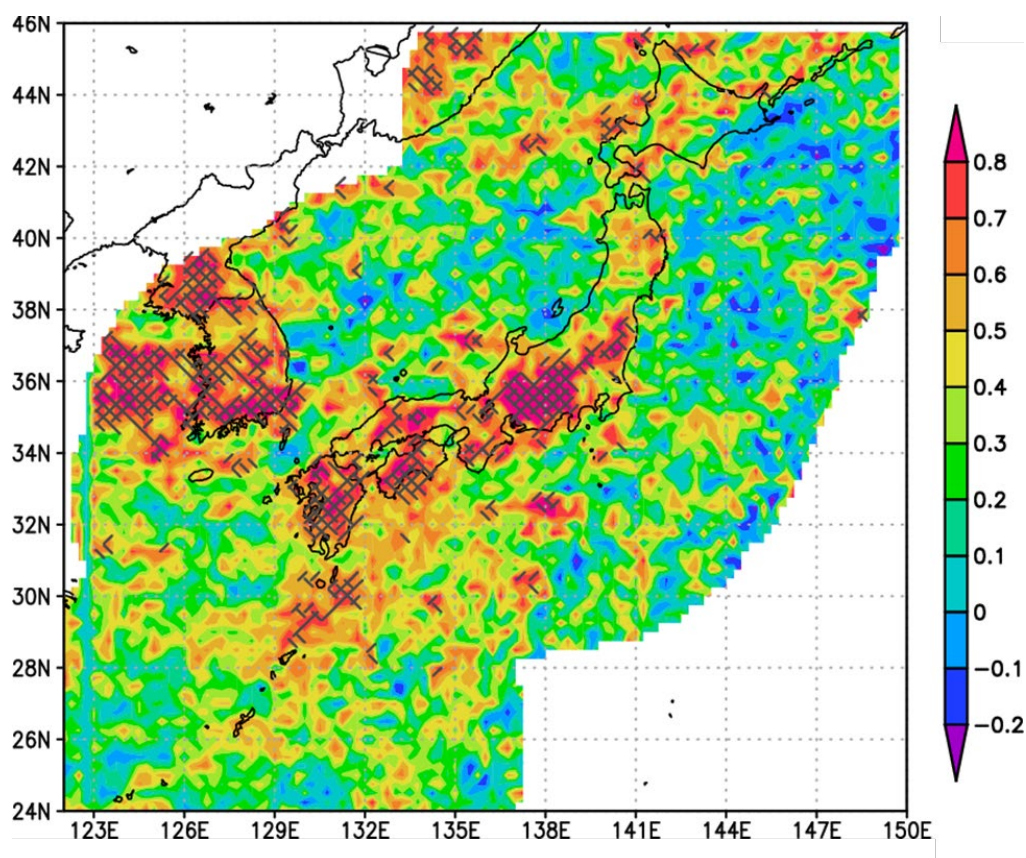


Fig. 14 大蛇行期間と非大蛇行期間の月推移の相関係数
色：相関係数，ハッチ：有意水準 10%以下で有意な場所

4-3-2 領域ごとの比較

続いて領域ごとの結果を示す。今回は 4-2 の結果から①全領域、②暖水塊域（東海沖）、③冷水塊域（四国沖）の 3 つの領域に区分けし、比較した。

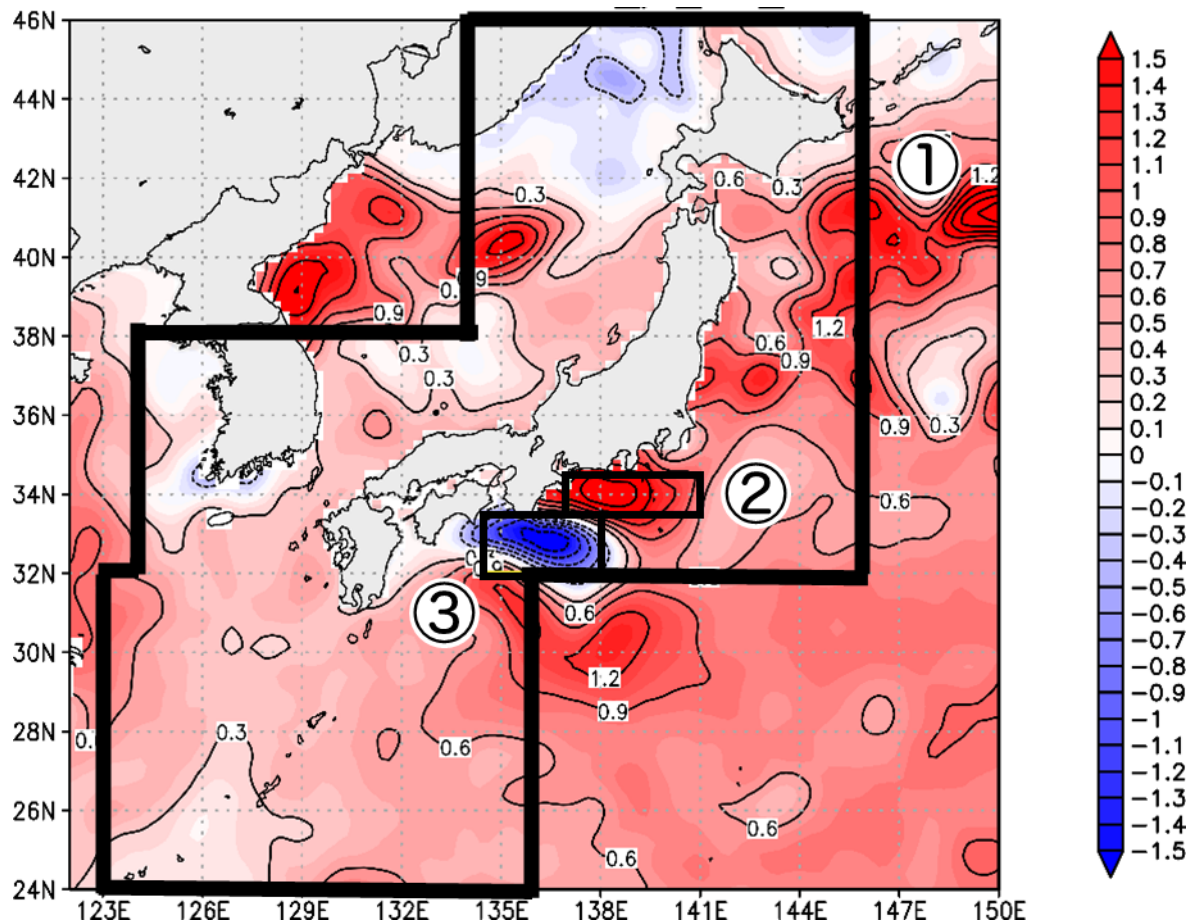


Fig. 15 大蛇行期間と非大蛇行期間の SST 偏差 (°C)

- | | |
|--------------|--------------------------------|
| ① 全領域 | (東経 123～136 度, 北緯 24～32 度) |
| | (東経 124～146 度, 北緯 32～38 度) |
| | (東経 134～146 度, 北緯 38～45 度) |
| ② 暖水塊域 (東海沖) | (東経 137～141 度, 北緯 33.5～34.5 度) |
| ③ 冷水塊域 (四国沖) | (東経 134.5～138 度, 北緯 32～34.5 度) |

4-3-2-1 落雷数の比較

領域平均した落雷数の月推移を3つの領域で比較する。Fig. 16 (a) より、全領域 (Fig. 15 の①の領域) では大蛇行が起こると比較的夏の落雷数が増加し、冬はほぼ同程度である。Fig. 16 (b) より、暖水塊 (Fig. 15 の②の領域) では大蛇行時に落雷数が全ての月を通して増加し、特に夏では全領域と比較しても顕著な増加が見られる。また、10月には約15倍も増加する。Fig. 16 (c) より、冷水塊 (Fig. 15 の③の領域) では年平均の結果を考慮すると大蛇行時には落雷数が減少すると考えられるが、9、10、11月には大蛇行時が非大蛇行時を上回る結果を示した。ここで、9月は大蛇行時に約2.7倍の増加を示した。

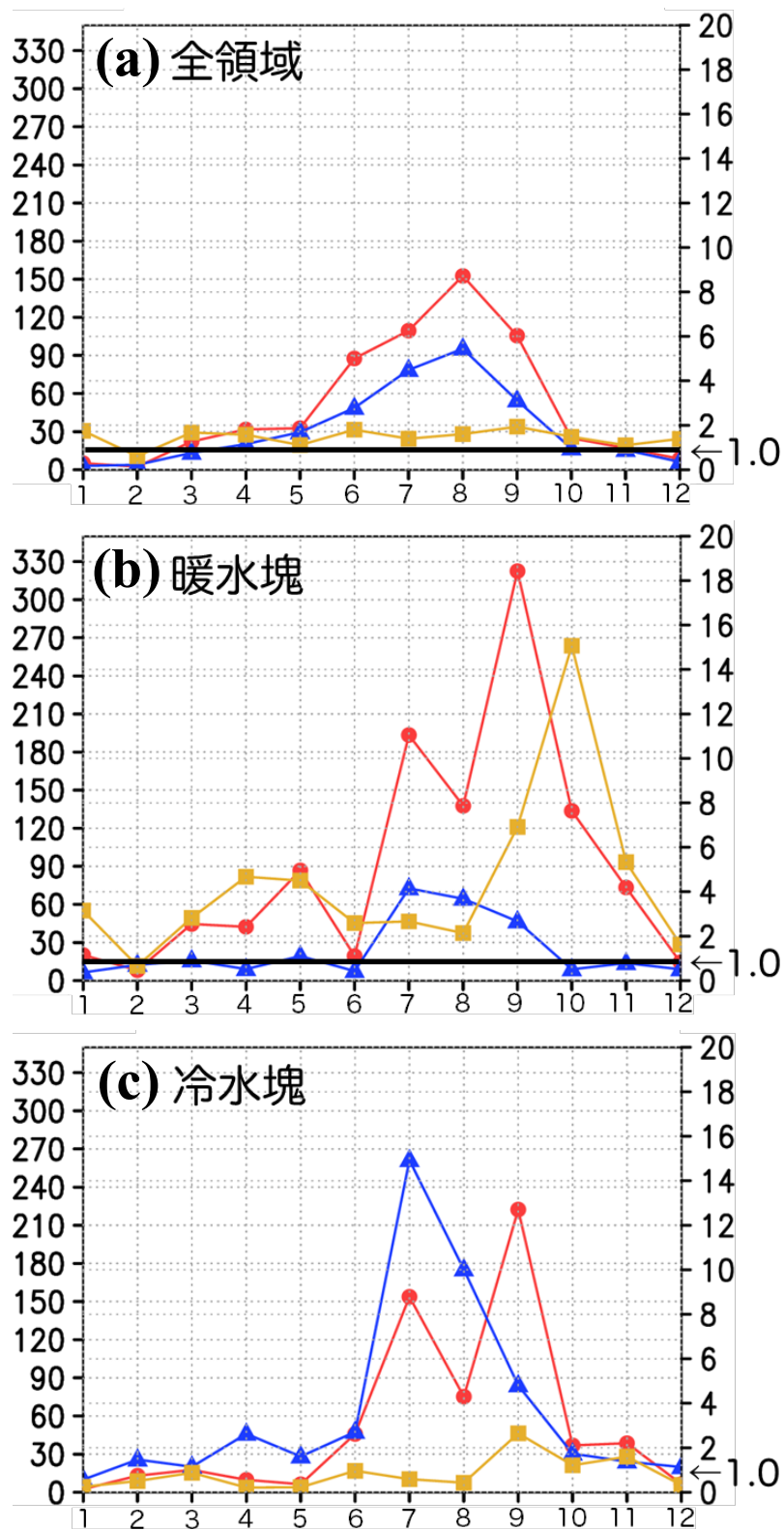


Fig. 16 大蛇行（赤）と非大蛇行（青）の年平均の落雷数の月推移とその比（黄）
 左軸：落雷数（回），右軸：大蛇行と非大蛇行の比，(a)全領域 (b)暖水塊 (c)冷水塊

4-3-2-2 降水量×CAPE の比較

次に領域平均した降水量と CAPE の積の月推移を比較する．ここでは大蛇行と非大蛇行の比に着目する．先行研究より，落雷は降水量と CAPE の積に比例するがこの研究は陸上の落雷について述べられたものである．そこで，暖水塊，冷水塊でも同様の結果を示すのか調べた．落雷数の月推移の比と降水量×CAPE の相関係数を計算すると，陸を含む全領域では 0.56 となり，有意水準 10% 以下で有意となった (Fig. 17 (a))．しかし暖水塊と冷水塊ではそれぞれ 0.25, 0.27 という有意でない値を示し，落雷数は降水量と CAPE の積に比例しない結果となった (Fig. 17 (b), (c))．特に暖水塊では，大蛇行時に落雷数が 10 月に約 15 倍も増加したが，降水量×CAPE ではそのような傾向は見られない．また，全領域の中での陸上のみ，海上のみで同様に比を比較すると相関係数はそれぞれ 0.60 (有意水準 10% 以下で有意)，0.51 (有意でない) という結果を示した．

このような結果から，海上，特に暖水塊と冷水塊では，陸上とは異なる落雷の発生原理を持つことが示唆される．

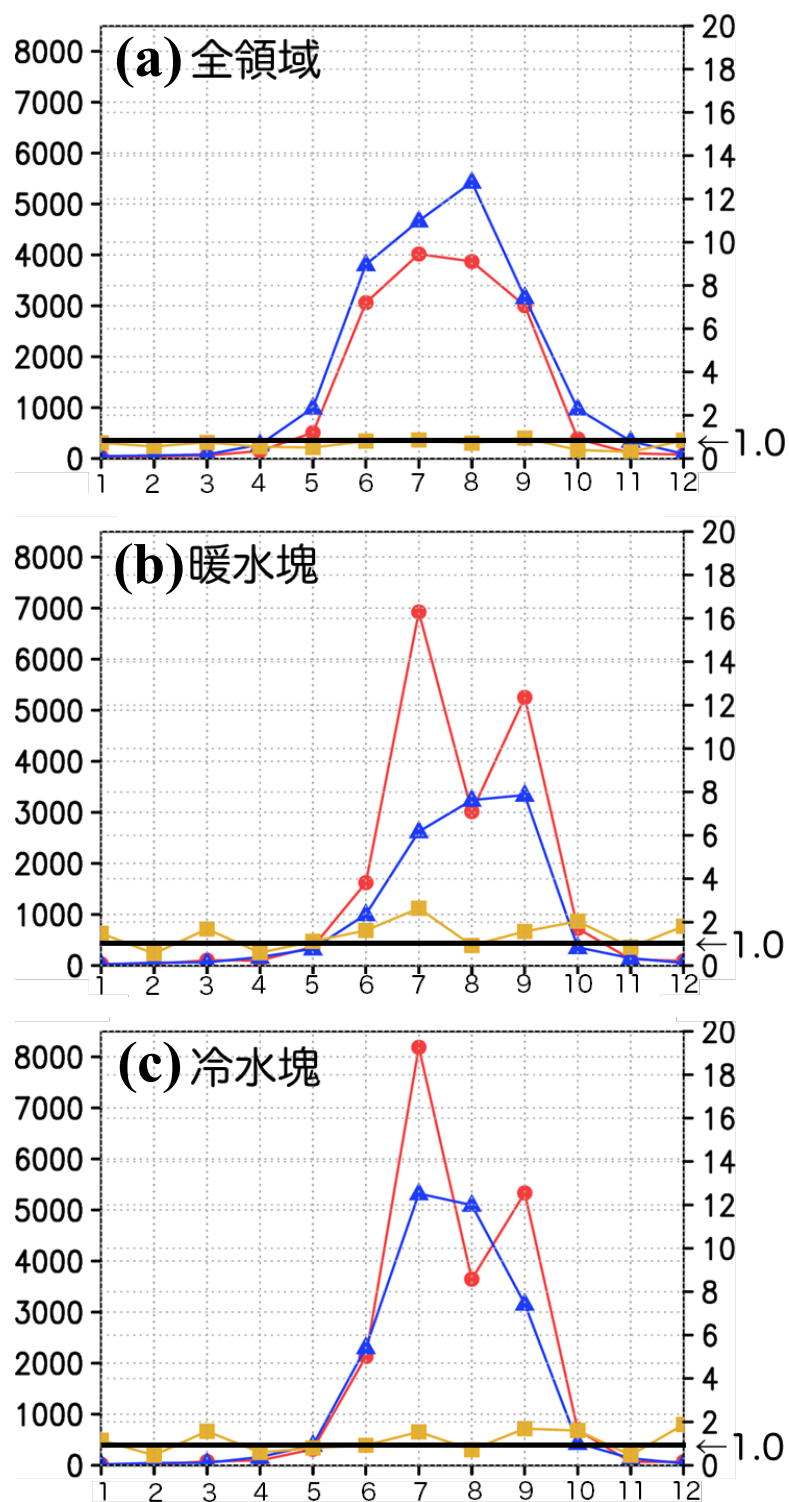


Fig. 17 大蛇行（赤）と非大蛇行（青）の年平均の降水量×CAPEの月推移とその比（黄）

左軸：降水量×CAPE（ $\text{mm} \cdot \text{J} / (\text{kg} \cdot \text{day})$ ），右軸：大蛇行と非大蛇行の比，(a)全領域 (b)暖水塊 (c)冷水塊

第5章 結論

本研究では、黒潮大蛇行が及ぼす、日本周辺の海上の落雷分布の変化について解析した。

まず 2011～2020 年の年平均、月平均の落雷分布を示した。続いて黒潮大蛇行が起こることと海上の落雷分布にどのような影響を及ぼすのかを考察した。

年平均の結果より、大蛇行時、非大蛇行時の差を見てみると暖水塊域（東海沖）では海面水温、地上気温の上昇、風速が強まる。ここで海からの熱、水蒸気が大気へ輸送されることにより潜熱フラックスの増加が起こる。また、CAPE が増加していることから大気が不安定となり上昇気流が強化される。従って落雷が起こりやすい環境場が生まれると考えられる。冷水塊域では逆のプロセスを辿る。

このように数年スケールで発生する黒潮大蛇行が落雷に影響を及ぼすということは、今まで前例のなかった落雷数の長期予報が可能となることを示唆する。落雷の長期予報ができることで以下のことが可能になる。まず 1 つ目に落雷データを得る際に必要な機器の設置場所を絞れることができる。今後数ヶ月、数年単位で落雷が起こりやすい場所が予測できると、その場所に重点的に機器を設置することでコストを抑え、効率的にデータを得ることができる。2 つ目に、船舶の航路を考える際に落雷が予測される場所を避けてルートを決めることができる。特に観測船では、観測機器に雷が落ちるリスクを減らすことができる。観測計画は数ヶ月前から立てるため、多くの落雷の発生が予想される場所を知っておくことは、計画を立てる際に非常に有益な情報となり得る。

また、大蛇行時、非大蛇行時で落雷数の月推移の比較を行った。領域ごとに見ると、暖水塊では大蛇行時の 10 月に非大蛇行時の約 15 倍も多くなった。また、年平均での結果を考慮すると冷水塊では大蛇行時には落雷数が減少することが考えられるが、9、10、11 月では非大蛇行時よりも大蛇行時が上回る結果となった。この理由として、秋には多くの低気圧が発生するため、黒潮大蛇行の影響が他の季節と比べ直接的には現れないことが予想される。

大蛇行時、非大蛇行時でグリッドごとの落雷数の月推移の比較、合わせて降水量×CAPE と落雷数の月推移の比較から、暖水塊、冷水塊含む海上では陸上とは異なる落雷の発生原理を持つことが示唆された。陸上と海上の大きな違いの一つに下層の水蒸気量が挙げられる。常に多くの水蒸気が存在する海上では、水蒸気の増加の一要因となる風速が重要になることが考えられる。

謝辞

本研究を進めるにあたり，指導教員の立花義裕教授には研究方針から解析手法，論理の構成に至るまで熱心にご指導頂きました．深く感謝申し上げます．

また，貴重なデータを提供していただいた株式会社フランクリン・ジャパン様に感謝の意を表します．

同研究室の方々にも大変お世話になりました．研究結果の解釈や論理展開についての確なご指摘をくださった新潟大学の安藤雄太特任助教，気象物理の知識や研究方針についてご指導頂いた春日悟研究員，研究内容に対しプログラミングの技術，多くの専門知識，文章の書き方，スライドの作り方についてご助言を頂いた，加藤茜氏，中村裕貴氏，竹端光希氏，松田佳奈氏，山中晴名氏に深く感謝します．その他，研究生活を共に頑張ってきた同期をはじめ，発表練習，スライドの確認に最後まで付き合って頂いた３年生の皆様に改めて感謝致します．

参考・引用文献

- R.W. Reynolds, T.M. Smith, C. Liu, D.B. Chelton, K.S. Casey, M.G. Schlax Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature *J. Climate*, **20**, 5473-5496
- Hersbach, H. and Dee, D.: ERA5 reanalysis is in production, ECMWF Newsletter 147, ECMWF, available at: <https://www.ecmwf.int/en/newsletter/147/news/era5-reanalysis-production>, 2016. (参照 2022-02)
- Hsu, K., X. Gao, S. Sorooshian, and H. V. Gupta, 1997: Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **36**, 1176–1190
- A. Kalair, N. Abas and N. Khan, 2013: Lightning Interactions with Humans and Lifelines. *Journal of Lightning Research*, **5**, 11-28
- Iwasaki, H., 2014: Preliminary Study on Features of Lightning Discharge around Japan Using World Wide Lightning Location Network Data. *SOLA*, **10**, 98–102
- Xu, H., H. Tokinaga, and S.-P. Xie, 2010: Atmospheric effects of the Kuroshio large meander during 2004–05. *J. Climate*, **23**, 4704–4715
- Nakamura, H., Nishina, A., & Minobe, S, 2012: Response of storm tracks to bimodal Kuroshio path states south of Japan. *J. Climate*, **25**, 7772–7779
- Nonaka, M., and S. P. Xie, 2003: Covariations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension: Evidence for ocean-to-atmosphere feedback. *J. Climate*, **16**, 1404-1413
- Sugimoto, S., B. Qiu, and N. Schneider, 2021: Local atmospheric response to the Kuroshio large meander path in summer and its remote influence on the climate of Japan. *J. Climate*, **34**, 3571-3589
- David M. Romps, Jacob T. Seeley, David Vollaro and John Molinari, 2014: Projected increase in lightning strikes in the United States due to global warming. *Science*. **346**, 851-854
- 株式会社フランクリン・ジャパン JLDN 全国雷観測ネットワーク (<https://www.franklinjapan.jp/network/jldn/>) (参照 2022-02)
- 新学術領域研究「変わりゆく気候系における中緯度大気海洋相互作用 hotspot」HP (<http://www.jamstec.go.jp/apl/hotspot2/index.html>) (参照 2022-02)
- 気象庁HP (<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>) (参照 2022-02)