

# 例会講演要旨集

第 141 号

## 目 次

---

詳細目次・・表紙裏

## 例 会

1. 年気温と年較差のクラスター分析による北海道地方の地域区分ー北海道の地形・海流に基づく 5 地域区分との比較ー・・1
2. 沿岸域海上風況実測データを用いた WRF 計算風速のバイアス特性の検討・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・5
3. 線状降水帯の形成におけるサブハイの影響について・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・9
4. 冬型気圧配置の特徴からみる北陸の降雪環境の長期変動（多降雪日の出現環境に注目して）・・・・・・・・13
5. 秋が深まる頃の台風に伴う日本付近での広域降水に関する事例解析（盛夏期や秋雨期との比較）・・・・17

---

2016 年 12 月 21 日（水）

大阪合同庁舎第 4 号館 16 階大会議室（大阪府中央区大手前 4-1-76）

日本気象学会関西支部

## 詳細目次

### 例 会

1. 年気温と年較差のクラスター分析による北海道地方の地域区分—北海道の地形・海流に基づく5地域区分との比較— . . . . . 1  
\*草薙 浩 (京都ウェザー研究会)
2. 沿岸域海上風況実測データを用いた WRF 計算風速のバイアス特性の検討 . . . . . 5  
\*上出 広和、大澤 輝夫、加藤 茉里、見崎 豪之 (神戸大学大学院海事科学研究科)
3. 線状降水帯の形成におけるサブハイの影響について . . . . . 9  
\*山本 陽子 (大阪管区気象台気象防災部予報課)
4. 冬型気圧配置の特徴からみる北陸の降雪環境の長期変動 (多降雪日の出現環境に注目して) . . . . . 13  
\*山口 拓朗 (岡山大学教育学部)、大谷 和男 (岡山大学大学院自然科学研究科)、  
加藤 内藏進 (岡山大学大学院教育学研究科)
5. 秋が深まる頃の台風に伴う日本付近での広域降水に関する事例解析 (盛夏期や秋雨期との比較) . . . . . 17  
\*小嶋 ゆう実 (岡山大学教育学部)、松本 健吾 (岡山大学大学院教育学研究科)、  
大谷 和男 (岡山大学大学院自然科学研究科)、加藤 内藏進 (岡山大学大学院教育学研究科)

(※は講演者)

# 年気温と年較差のクラスター分析による北海道地方の地域区分 —北海道の地形・海流に基づく5地域区分との比較—

草薙 浩 (京都ウェザー研究会)

## 1. はじめに

北海道の気候を地形や海流を念頭に置いて観察すると、太平洋側西部・日本海側・オホーツク海側・太平洋側東部に内陸部を加えた5つの地域に区分することができることが報告されている(北海道の気候変化 <http://www.jma-net.go.jp/sapporo/tenki/kikou/kikohenka/kikohenka.html>)。

本発表では、クラスター分析法という客観的手法を2つの気温特性値(年気温と年較差)に適用して北海道の地域区分を行った。得られた結果を、北海道地方の地形・海流に基づく5気候区分地域と比較して調べた。

## 2. 気温データと解析方法

北海道地方(139地点)の平年値(1981-2010年)の日気温データ( $d_i : i=1 \sim 365$ )と観測地点の地理データは、気象庁のウェブサイト(<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>)から入手した。

各観測地点の年気温  $T_{av}$  は1年間の日気温( $d_i : i=1 \sim 365$ )の算術平均、年較差  $\Delta T$  は1年間で最高気温  $T_x$  と最低気温  $T_n$  の日の引き算により求めた。139観測地点( $n=139$ )の年気温と年較差( $p=2$ )を用いて、Ward法によるクラスター分析を行った(草薙 2016)。

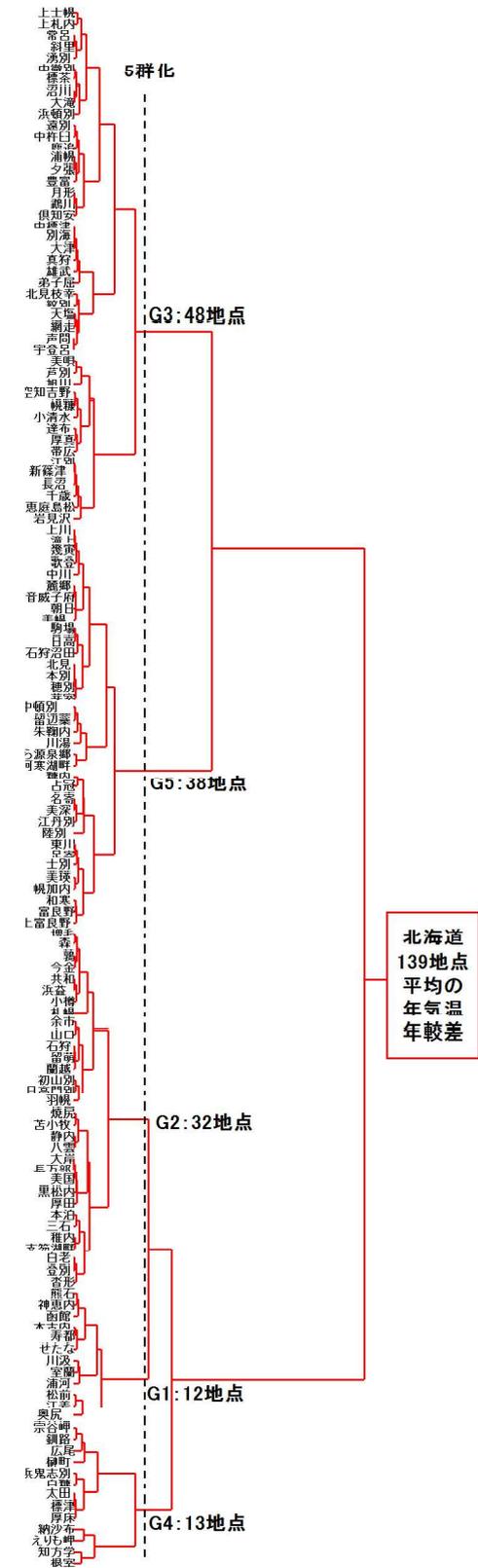
## 3. クラスター分析による地域区分

### 3-1. 139観測地点のデンドログラム

139観測地点の年気温と年較差をクラスター分析して得られたデンドログラムを第1図に示す。デンドログラムの左側にある139観測地点の個々の年気温値と年較差値が最終的に、右側の1つのクラスター、すなわち、図中に示す北海道139地点平均の年気温値と年較差値に集約されることを第1図は示している。

ここでは、北海道地方の地形・海流に基づく5気候区分地域と比較するため、破線位置で区分したG1群からG5群の5群について調べた。

北海道地方の139観測地点は、地点数の多い順にG3群46地点、G5群36地点、G2群32地点、G4群13地点、G群12地点に分かれる。

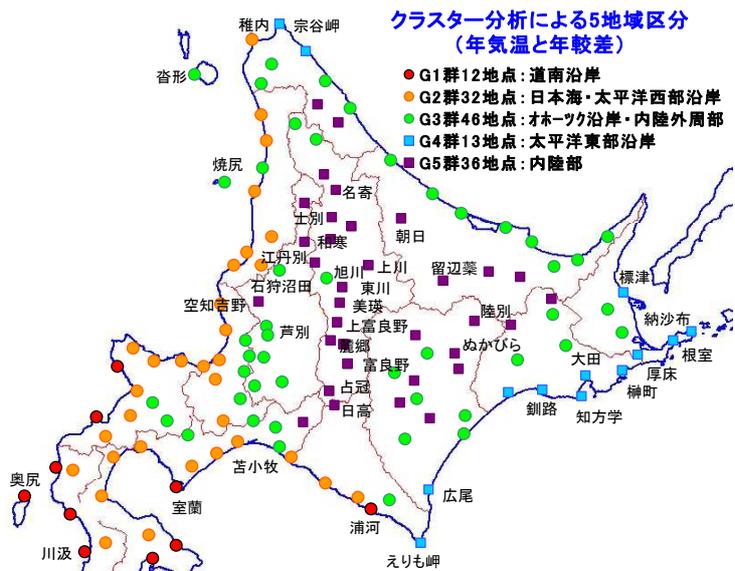


第1図 139観測地点のデンドログラム  
横軸はユークリッド距離

### 3-2. 北海道地方の5区分地域の地図

これらの5群を印付けして第2図の地図に示す。すると、5群は、観測地点が地域的に比較的まとまるG1群、G4群、G5群と、かなり分散するG2群、G3群の2種類に分かれている。すなわち、第2図から、G1群12地点は道南の沿岸に、G4群13地点は太平洋東部沿岸に、G5群38地点は内陸部地域にほぼ局在分布していることがわかる。一方、G2群32地点は日本海側沿岸から太平洋西部沿岸と道南内陸地域に広く分布し、G3群46地点はオホーツク海沿岸からG5群の外周を囲む地域に広く分散分布していることがわかる。

この結果を、札幌地方気象台のホームページから引用した、地形・海流に基づく5地域(第3図)の解説文と比較して考察した。



第2図 クラスタ分析による北海道地方の5地域区分地図

- (1) 太平洋側西部：渡島半島の南部から胆振・日高地方にかけては、津軽海流を抜ける津軽暖流の影響を受け、北海道の中でも温暖な地域になっている。また、冬季の雪が少ないのも特色である。
- (2) 日本海側：日本海に面する檜山・後志・石狩・留萌・宗谷地方の沿岸部は、対馬暖流の影響を受けて比較的温暖である。冬季には風雪が強まるが、夏季は気温が高く、晴天が多くなる。
- (3) オホーツク海側：オホーツク海側は、夏、冬とも乾燥した季節風が吹き込むため、一年を通じて晴天に恵まれやすく、降水量の少ない地域である。冬季に流氷が接岸して海面を覆い隠すと、内陸部と同様の厳しい冷え込みが続く。
- (4) 太平洋側東部：十勝から釧路・根室地方では、夏の湿った南東季節風が親潮によって冷やされ、海霧がしばしば発生する。このため、霧の影響の及ばない内陸部を除き、夏は晴れ間が少なく、気温も上がりにくい。冬季は雪が少なく、晴天の日が多いが、厳しい寒さが続く。
- (5) 内陸部：山地に囲まれた内陸部は、夏季の最高気温はしばしば30℃を超え、一方、冬季の最低気温は-20℃以下になるなど、日本でもっとも寒暖差の大きい地域となっている。



第3図 地形・海流に基づく北海道地方の5気候区分地域

G1群の道南沿岸地域は、(1)の太平洋側西部地域の一部(渡島半島南部)と(2)の日本海側地域の一部(檜山・後志の沿岸部)の温暖地域と対応

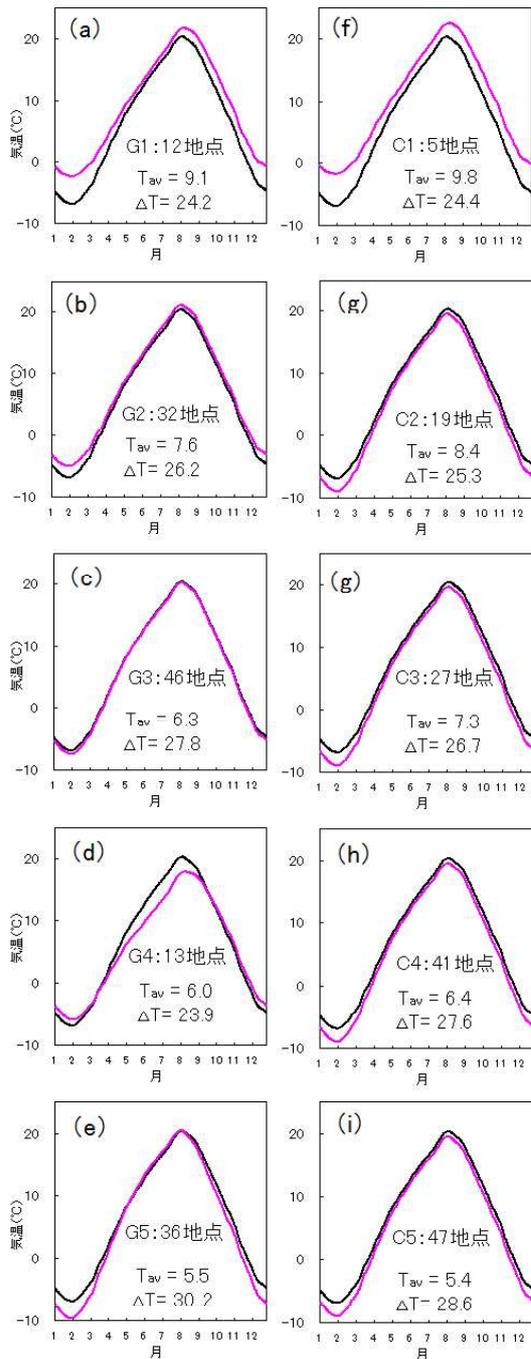
している。G2群の日本海側沿岸・太平洋西部沿岸・道南内陸地域は、(1)の太平洋側西部地域の津軽暖流の影響を受ける地域(渡島半島内陸、胆振・日高の沿岸)と(2)の日本海側地域の対馬暖流の影響を受ける地域(後志・石狩・留萌の沿岸部)に対応している。G3群のオホーツク海沿岸・内陸部外周部地域は、地形海流の5気候地域の全てに分散分布する特異な地域である。一方、G4群の太平洋東部沿岸地域は、(4)の太平洋側東部の親潮の影響を受ける地域とほぼ一致している。G5群の内陸部地域も、(5)の内陸部地域とほぼ一致している。

クラスタ分析では、津軽海流と対馬海流の影響を強く受けたG1群、親潮の影響を強く受けたG4



$T_{av}$  と年較差  $\Delta T$  も図中に示した。

クラスター分析の5地域のグラフ(第6図 a から e)には季節変化の違いが見られるが、年気温の5地域のグラフ(第6図 f から i)は季節変化の違いを反映していない。この違いは、年気温と年較差の2次元マップにして表すと見やすくなる。地球上では緯度が高くなると年気温が低くなり年較差が大きくなるので両者は逆比例の関係になるが、観測地点の置かれた地域の地理的地形的な条件で、この関係は変化する(草薙 2015)。第6図の5地域平均年気温  $T_{av}$  と年較差  $\Delta T$  を2次元マップにして



第6図 地域平均の日気温グラフ  
黒線は北海道139地点平均の日気温グラフ

第7図に示す。5地域のデータ点の相関係数は、クラスター分析:  $r = -0.614$  (第7図 a) と年気温:  $r = -0.994$  (第7図 d) となり、クラスター分析では地域の地理的地形的な条件(地形・海流)により相関係数が小さくなっていることが示された。

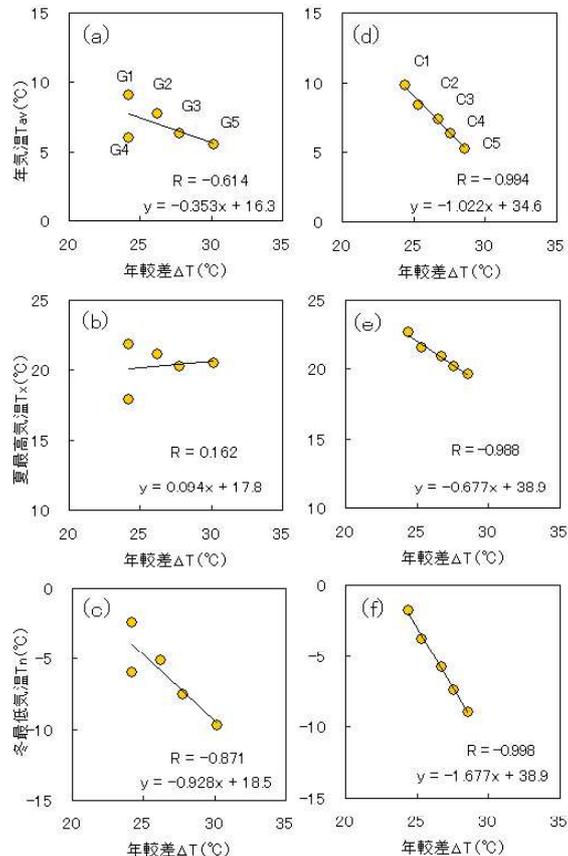
地形・海流の影響は、年間の最高気温  $T_x$  により強く現れ(クラスター分析:  $r = 0.162$ 、年気温:  $r = -0.988$ )、年間の最低気温  $T_n$  では弱い(クラスター分析:  $r = -0.871$ 、年気温:  $r = -0.998$ )ことがわかる。

#### 4. おわりに

クラスター分析による5区分地域は、地形・海流に基づく5気候区分地域をかなり再現することができた。年較差を加えているので、地形や海流による気温の季節変化を反映できたためと考えられる。

#### 参考文献:

- 草薙浩, 2016: 平年日降水量時系列のクラスター分析による近畿地方の地域区分—近畿の気象予報区域との比較—. 天気, **63**, 699-703.
- 草薙浩, 2015: 気温の海拔高度減率グラフと気温図によるアメリカと日本の気候の地域特性評価. 天気, **62**, 525-532.



第7図 地域平均の年気温と年較差の相関

# 沿岸域海上風況実測データを用いた WRF 計算風速のバイアス特性の検討

上出 広和 \* ・ 大澤 輝夫 ・ 加藤 茉里 ・ 見崎 豪之  
(神戸大学大学院 海事科学研究科)

## 1. はじめに

再生可能エネルギーの需要の拡大に伴い、日本でも洋上風力の導入計画が増加している。しかし、風力は低密度で不安定なエネルギー源であるので、高風速で安定的に風力エネルギーが得られる場所に風力発電所を建設することが重要であり、それには高精度な風況推定を行うことが必要不可欠となる。

風況推定手法の一つに、メソ気象モデル WRF を用いた数値シミュレーションがあり、近年ではこれを用いた洋上風力資源量調査が積極的に行われている(福島他, 2014)。平成 28 年度には、洋上風力発電の導入拡大及び開発支援を目的として、NEDO による「洋上風況マップ」作成事業が実施されている。しかし、WRF の推定精度やその計算条件に関しての明確な設定は、まだ十分に検証されていないことが問題として挙げられる。

Ohsawa et al. (2011) では日本周辺海域における WRF の風速推定精度を衛星データと比較することにより検証している。第 1 図に示すように、WRF は陸域では観測値を過大評価、海域では過小評価する傾向があることが示された。さらに沿岸域では、陸の影響を受けて、やや過大評価することも示された。

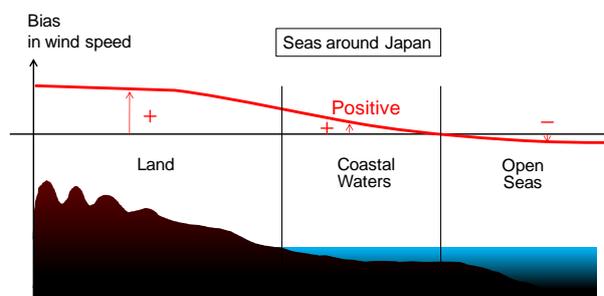
これまでに陸域と海域の WRF の推定精度が示されてきた一方で、海岸線に近い沿岸域での検証は行われてきていない。つまり陸域での過大風速の影響が、海域のどこまで及ぶのかはわかっていないのが現状である。そこで本研究ではこの過大評価傾向が海岸線からどの程度の沖合まで及ぶのかを調べるために、ナウファスブイや黒潮牧場ブイなどをはじめとする全国 39 地点の海上観

測地点のデータを利用し、3 年間(2009 年, 2012 年, 2014 年)の複数地点での風速の傾向を検証した。

## 2. 手法

本研究では主に米国大気研究センター(NCAR)や米国大気庁環境予測センター(NCEP)が共同で開発しているメソ気象モデル Advanced Research WRF(ARW) version 3.6.1 を用いて計算・検証を行った。

本研究における WRF の計算条件を第 1 表に示す。計算期間は 1 月 1 日から同年 12 月 31 日までの 1 年間で、2009 年、2012 年、2014 年の 3 年分を行った。初期値・境界条件には、気象場として気象庁メソ客観解析データ(MANAL)、土壌場として米国大気庁環境予測センター最終全球解析データ(NCEP FNL)を使用し、下面の境界条件としての海面水温データは、神戸大・産総研共同開発の MOSST(Shimada et al. (2015))を使用した。さらに、計算に用いる標高データは経済産業省と米国航空宇宙局(NASA)により共同開発された、ASTER-GDEM を利用し、土地利用は国土交通省国土数値情報を利用している。



第 1 図 日本沿岸域における Bias 特性(模式図)

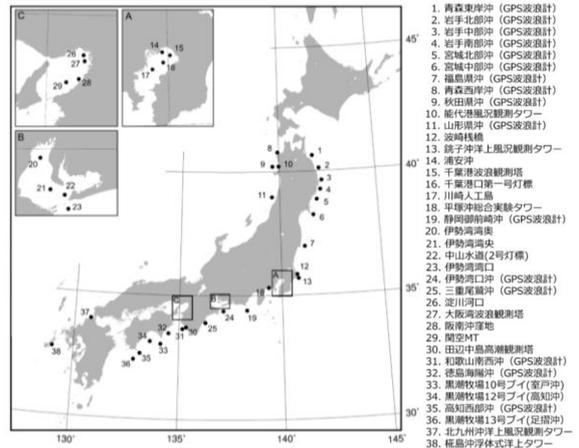
第1表 WRF 計算条件

計算期間	3年間・2009年、2012年、2014年
入力データ	気象要素: 気象庁メソ客観解析値(3時間毎, 5km×5km) 土壌要素: NCEP FNL(6時間毎, 1°×1°格子) 海面温度: MOSSI(1日毎, 0.02°×0.02°格子)
地形データ	標高: 経産省・NASA ASTER-GDEM 土地利用: 国交省 国土数値情報 土地利用細分メッシュ ※ 第1領域は米国地質調査所(USGS)の30秒データ
計算領域	第1領域: 2.5km格子領域(100×100格子) 第2領域: 0.5km格子領域(216×251格子、可変)
鉛直層	40層(地表から100 hPa面) 手動設定 下層5層(11m, 38m, 71m, 109m, 151m)
物理過程スキーム	長波放射過程: Dudhia scheme 短波放射過程: RRTM scheme 雲微物理過程: Ferrier (new Eta) scheme 大気境界層過程: Mellor-Yamada-Janjic scheme 接地層過程: Monin-Obukhov (Janjic Eta) scheme 大気陸面過程: Noah Land Surface Model scheme 積雲パラメタリゼーション: 無し
4次元データ同化	第1領域: 全層同化(風速, 気温, 混合比) 第2領域: 大気境界層高度以上で同化(風速, 気温, 混合比)

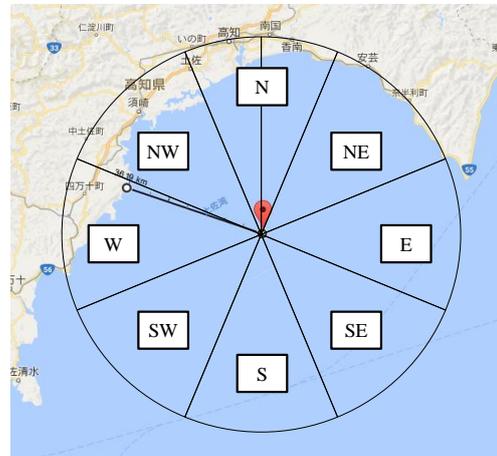
計算領域は、緯度経度 1 度×1 度のタイルを基本にして離岸距離 30km までの海域をすべて含むように設置し、日本全体を 160 領域に分割した。個々の WRF 計算条件においては、2.5km 格子の第 1 領域に 500m 格子の第 2 領域をネスティングした計算領域を用いた。鉛直層は地表面から 100hPa(高度約 10km)の間に 40 層を設定し、高度 300m 以下には 5 層を設定した。

WRF の精度検証には、沿岸海域上の観測値として、全国約 30 か所に及ぶ国土交通省等が管理しているブイや鉄塔による海上表層(数 m~30m 高度)の風速(1 時間値)を利用した。各観測点の位置を第 2 図に示す。この研究では、WRF の精度を検証しているの、より信頼のできる観測値のみを使用することとしている。そのため、観測値で風向が WRF と全く合わない地点と、あまりに風速の精度が悪い地点に関しては検証対象から外すこととした。

各観測地点の 8 風向別に分けた離岸距離の計測は、Google Map の距離計測機能を利用した。まず第 3 図のように、観測地点を中心に取り、8 風向の角度で分け、風向ごとの扇形内で観測点から見て最初に現れる陸との距離(つまり、扇形内での陸と観測点との最短距離)をその風向の離岸距離と定義した。100km 以上の離岸距離はすべて 100km としている。第 2 表はその測定結果である。



第2図 精度検証を行った各観測地点の位置



第3図 観測点の風向と離岸距離の取り方

第2表 観測点ごとの 8 風向別離岸距離 (※観測値が異常な地点は省略、単位: km)

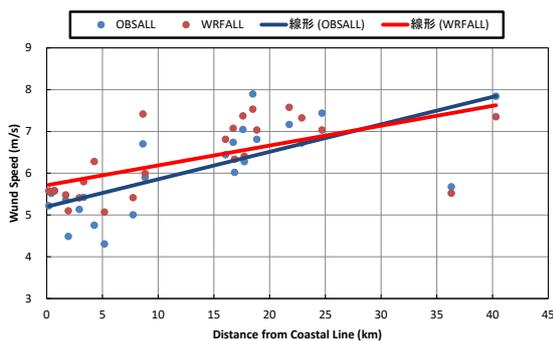
No	観測地点	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
1	青森東岸沖	100	100	100	100	21	18	22	28
2	岩手北部沖	100	100	100	100	25	16	16	23
3	岩手中部沖	100	100	100	100	6	3	3	4
5	宮城北部沖	19	100	100	100	100	31	19	18
9	秋田県沖	100	34	28	28	23	100	100	100
10	山形県沖	23	25	19	19	27	61	100	100
11	波崎橋	100	100	100	2	1	0	0	1
12	浦安沖	3	4	7	15	18	16	0	0
13	千葉港波浪観測塔	3	3	3	6	8	20	9	9
14	千葉港口第一号灯標	9	12	9	9	9	28	13	10
15	川崎人工島	11	24	11	9	13	15	5	4
16	平塚沖総合実験タワー	1	1	3	26	57	20	3	1
17	静岡御前崎沖	22	53	81	100	100	100	79	25
21	伊勢湾湾口	9	9	55	100	100	11	10	50
22	伊勢湾口沖	24	31	88	100	100	23	18	20
23	三重尾鷲沖	7	37	100	100	100	20	6	5
25	大飯港波浪観測塔	4	3	2	2	8	28	13	11
27	関空MT局	24	18	9	8	9	13	22	21
28	田辺中島高潮観測塔	4	3	5	2	2	100	56	7
29	和歌山南西沖	18	17	17	100	100	100	47	43
31	10号ブイ(室戸沖)	25	100	100	100	100	100	85	59
32	12号ブイ(高知沖)	39	48	100	100	100	100	26	39
33	高知西部沖	37	100	100	100	100	100	100	17
34	13号ブイ(足摺沖)	40	100	100	100	100	100	100	95

### 3. 検証の結果

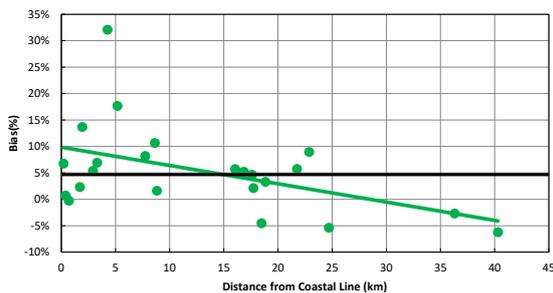
#### 3.1 WRF 計算結果

第 4 図に観測地点の離岸距離別(8 風向別ではない)に観測値と WRF の 3 年間平均風速をプロ

ットしたものを示す。さらに第 5 図にはそれらの差を示す。二つの図から、海岸線付近では WRF 推定風速が観測値に対して過大評価となっており、沖合に向かうにつれて過小評価へと変化していくことが分かる。Ohsawa et al. (2011) でも示された、海岸線における Bias の特性が今回の計算でも確かめられ、離岸距離約 30km で過大評価から過小評価へと変化することが明らかとなった。



第 4 図 観測値の離岸距離別 3 年間平均風速



第 5 図 離岸距離別の Bias

しかしながらこの検証方法では異なる風向から吹いてきた風がすべて同じ方向の風として計算されてしまっている。そこでこの傾向をさらに詳しく検証するために、観測地点の風向を 8 風向に分け、風向ごとの離岸距離と Bias を算出した。なお、Bias は観測地点の風向と WRF の推定風向が一致している瞬時値のみを抽出して検証した。その結果を次節以降で示す。

### 3.2 離岸距離と Bias の関係

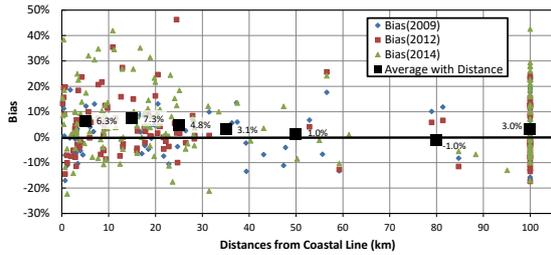
第 6 図に観測地点において風向を 8 つに分けた時の離岸距離と Bias の関係を示す。小さなプ

ロットは各地点各風向の Bias であり、黒色の四角形のプロットは小さなプロットの距離別の平均値である。0-10km, 10-20km, 20-30km, 30-40km, 40-60km, 60-100km, 100km 以上の距離のレンジごとに平均値を作成した。この図より、平均値は、100km 以上を除いては、沖合に向かうにつれて Bias が減少する傾向がみられた。

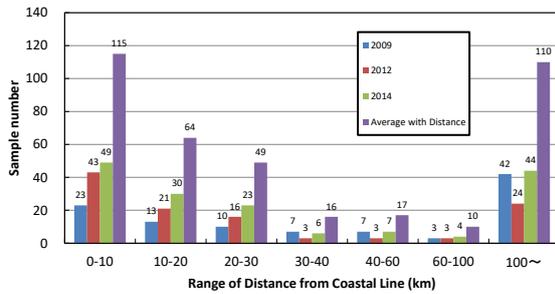
第 7 図は各レンジの小さいプロットの数のサンプル数をとったものである。これを見ると、40-60km と 60-100km のサンプル数が極めて少ないことが分かる。距離が大きくなるにつれてレンジ幅が大きくなるのは、サンプル数を確保するためである。

第 8 図は、8 風向別の Bias 算出時における各プロットを形成するためのサンプル数(第 6 図における各小さなプロットを形成するためのサンプル数)に応じてグラフを描いたものである。これは、データ数が極端に少なく、精度の悪いプロット(信頼性の低いプロット)が混入することによる影響を見るためである。第 8 図を見ると、離岸距離が 60km の付近で Bias が負に変化していることが分かる。また、60km までは比較的グラフが安定しているが、60-100km レンジと 100km 以上のレンジではばらつきがみられる。どちらもデータの信頼性が大きくなるにつれて Bias が負になっていくことが分かる。離岸距離の大きいところの Bias がばらつくのは、弱風時に吹送距離が大きすぎて観測地点まで風が届かないことが原因ではないかと考えられる。これを調べるために、第 9 図を考える。

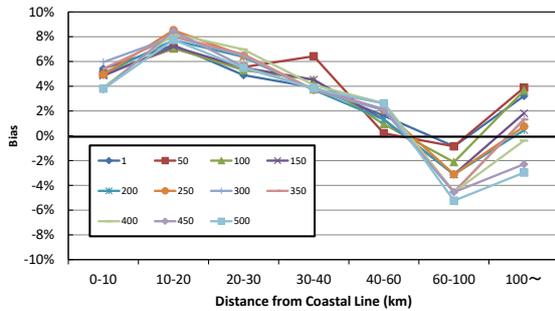
第 9 図は第 8 図でデータ数が 200 以上のもののグラフについて、データ抽出時の下限風速を変化させたものである。これを見ると、下限風速を上げていく、つまり弱風時を除いていくにつれて、10km 未満と 20-30km, 100km 以上の Bias が特に下がっていくことが分かる。遠距離の Bias が下がる理由は、低風速時の過大評価傾向のプロットが減少していくためであると考えられる。



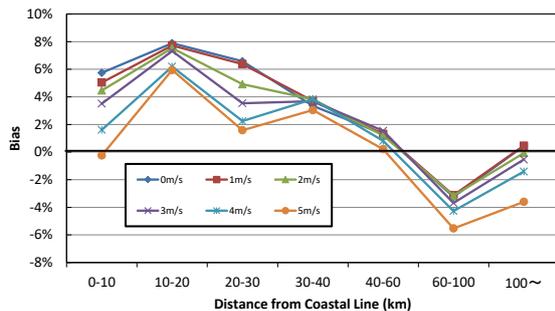
第 6 図 離岸距離と Bias の関係



第 7 図 離岸距離別サンプル数



第 8 図 離岸距離と Bias の関係  
(サンプル数の影響)



第 9 図 離岸距離と Bias の関係  
(下限風速の影響)

#### 4. まとめ

本研究では陸域での過大風速の影響が、海域のどこまで及ぶかを検証した。以下に本研究の主な結論をまとめる。

- WRF の計算風速のバイアスは、沖合に向か

うにつれて下がり、離岸距離が 30km のところで負値となる。

- 観測値の風向を 8 風向に分け、より詳細に解析を行うと、離岸距離が 60km 付近で負の Bias に変化することが分かった。
- サンプル数が多く、信頼性の高いデータを使用することによって、離岸距離が 60km を超えるものは負のバイアスに変化することが分かった。

#### 5. 今後の課題

離岸距離が 20km までは、WRF の観測値に対する過大評価がより大きくなる傾向である。これは、海岸線近くの近距離のフェッチの取り方が影響しているのではないかと考えられるので、離岸距離の取り方を変えて再検証を行う予定である。

また内湾の観測地点と外洋の観測地点で分けてグラフを描くなど、観測点の違いについて考察を試みる。

#### 参考文献

- (1) 福島雅人他, 2014: メソスケールモデルを用いた洋上風況予測と不確かさの評価, 第 36 回風力エネルギー利用シンポジウム予稿集, pp.333-336.
- (2) Ohsawa et al., 2011: Characteristics of offshore wind speed simulated with WRF in the seas around Japan, Proceeding of EWEA Offshore 2011, pp.1-9.
- (3) Shimada et al., 2015: Effects of sea surface temperature accuracy on offshore wind resource assessment using a mesoscale model, Wind Energy, pp.1839-1854.
- (4) 大澤輝夫他, 2016: NEDO 洋上風況マップにおける WRF 計算精度, 第 38 回風力エネルギー利用シンポジウム予稿集, pp.225-228.

# 線状降水帯の形成におけるサブハイの影響について

山本陽子（大阪管区气象台）

## 1. はじめに

近年、主に大阪府で線状降水帯が発生し大雨となった事例の総観場について調査した。線状降水帯は、メソスケールの現象として時間・空間的に狭い範囲での検証が多い中、今回は総観場が支配する広い範囲での検証を試みた。

## 2. 実況解析による現状把握

### 2.1 事例の概要

2012年7月15日の大雨（以下、事例1）では、六甲山地付近を起点として北摂山地から京都府南部にのびる線状降水帯が発生した。大阪府では、15日02時30分頃から警報基準を超える大雨となり、高槻市で04時00分までの1時間に解析雨量で約90mm、同3時間に約160mmの大雨となった（図略）。また近年の線状降水帯が発生した事例として2014年8月16～17日（北大阪で線状化：事例2）、2014年8月20日（広島市で線状化：事例3）の3事例を調査した。

### 2.2 総観場

#### 2.2.1 500hPaの総観場

事例1について、2012年7月14日21時のAXFE578の500hPa面天気図（第1図）での着目点を以下に示す。①5880m等高度線が西日本の南海上、北緯30度線以北まで張り出し勢力を強めている②5820m等高度線が山陰沿岸から東北地方にあり停滞前線の雲域が広がる③近畿地方は正渦度帯Aがかかる④ボツ海付近には切離した上層寒冷渦Bが東進しており、その南東側に正渦度帯Cがあり、①と②に挟まれた日本海から西日本では南西流が強化されていた⑤太平洋高気圧の圏内である北緯20度東経140度付近には切離された上層寒冷渦D、四国の南から東海道沖にかけて負渦度帯Eがあり、サブハイ（亜熱帯高圧帯）周辺の乾燥域（沈降場）が日本の南海上を覆っていた⑥Aの正渦度帯とEの負渦度帯は曲率を持たず平行に存在していて、AとEの間には渦度0線に対応する相

対的に風の強い領域（最大30kt）が存在した。

衛星水蒸気画像（第2図）ではAに雲域があり、Cには停滞前線に流れ込む雲域、Dには上層寒冷渦に巻き込む雲域があった。Aの雲域の北東側は東進するが、南西側はサブハイに対応するEの領域にブロックされて東進できず、Aの雲域は近畿地方にかかり続けた。この時の500hPaの湿数とレーダー合成図を重ね合わせてみると、湿潤域と乾燥域の境界でエコーが線状化していた（図略）。岐阜県や高知県でも同じ時間にエコーの線状化がみられ、比較的広範囲で同時に現象が起こっていた。

事例2、事例3のAXFE578の500hPa面天気図と衛星水蒸気画像（第3図）について比較すると、いずれも5880m以上の等高度線、5820m等高度線、Aの正渦度帯、西日本が南西流場、Dの寒冷渦、Eの負渦度帯が共通している。Bの上層寒冷渦とCの正渦度帯については位置が異なり、上層寒冷渦が存在しない場合もあるが、Eの負渦度帯が明瞭な暗域と対応しており、AとEの間の渦度0線の位置に明瞭な明域と暗域の境界がある。Dの寒冷渦は直接影響を及ぼしていないが、寒冷渦の流れに引き込まれるようにサブハイの暗域が北へ勢力を強めていた。

#### 2.2.2 850hPaの総観場

事例1の850hPa面天気図（図略）よりサブハイの縁を回り込む暖湿気が線状降水帯発生場所を指向している。2.2.1で示した中上層の湿潤域と乾燥域の明瞭な境界への850hPa高相当温位の流入が起こったとき、A対応の雲域が明瞭となり、線状降水帯発生の可能性が高まる。

## 3. 考察

サブハイが線状降水帯に及ぼす影響を考察した。  
①サブハイの北上による上層発散場の形成・・・山陰沿岸に前線が停滞する中、サブハイが北上することで上層発散場が形成されていた（図略）。  
②中上層の湿潤域と乾燥域の明瞭な境界（以下、

インサイドバウンダリー)の出現・・・第4図に事例2の500hPa湿度平面図と500hPa相当温位断面図を示す。25%以下の乾燥域が日本の南海上から北上し、インサイドバウンダリーが出現している。気象衛星センターほか(2002)では、衛星画像では変形域(第5図)は雲境界や湿潤境界として明瞭に現れることがあるとされており、第5図に示す湿潤域が第1図Aに、乾燥域がEに、赤矢印で示した伸長軸が渦度0線およびインサイドバウンダリーに対応していると考えられる。また、第4図の断面図から500hPa面での345K以上の高相当温位領域が南北方向に狭められており、北も南も沈降場、下層には多量の水蒸気があり、この気塊は狭い湿潤域を上昇することになる。

③中層乾燥域による対流不安定の強化・・・第6図に事例2の降水強度と500hPa湿度を示す。赤丸で囲った暖域内の弱い降水域が500hPaのインサイドバウンダリーに近づくにつれて降水が強まっている。同時に紫丸で囲った停滞前線近傍の強雨域が弱まっている。これは、暖域内の比較的弱い上昇流の中にあつた降水粒子が、中層の乾燥域により蒸発し中層を低温化させ対流不安定を強化し対流雲を発達させたのではないかと考えられる。このことについては三宅ほか(2014)の事例調査でも言及されている。事例は異なるが松本ほか(2012)の調査では気象庁非静力学モデルでの雨滴の蒸発効果を除いた感度実験を行っており、同様のメカニズムで対流を深めていると考えられる。

④インサイドバウンダリー近傍で強雨域発生・・・  
③の効果によりインサイドバウンダリー近傍で強雨域が発生した。

⑤サブハイ勢力維持による強雨域の停滞・持続・・・停滞前線が支配する降水帯であれば500hPa5820mの谷の動きに順じて西から東へ動くはずだが、インサイドバウンダリーは前線帯とサブハイとの力が均衡した場所にあり、サブハイの勢力が維持されている限りは降水セルが同じ場所で発生し続け、同じ場所へ動いて降らせるため、強雨域が同じ場所で持続し線状降水帯となる。

なお、線状降水帯を発生させる要因として下層風の強まりによる高暖湿気塊の流入があげられるが、下層風の強まりとサブハイとの間に関係があるかどうかは今回調査した事例からは明確な関連

性は見当たらなかった。

## 5. 結論・まとめ

大阪府で線状降水帯が発生した事例の総観場について調査した。その結果、①サブハイの北上による上層発散場の形成②中上層の湿潤域と乾燥域の明瞭な境界(インサイドバウンダリー)の出現③サブハイがもたらした中層乾燥域による対流不安定の強化④インサイドバウンダリー近傍で強雨域発生⑤サブハイ勢力維持による降水帯の停滞・持続、という共通点が見出せた。これらの要因により、サブハイの影響が線状降水帯の発生に大きくかかわっていることがわかった。概念図を第7図に示す。

予報作業では、停滞前線の暖域内降水が予想されたとき、サブハイ北上によるインサイドバウンダリーによって線状降水帯が発生しないか検討する必要がある。500hPa総観場(第8図:打越ほか(2015)より引用)でサブハイ北限の渦度0線(相対的に風の強まる領域)、湿潤域と乾燥域の湿度傾度の大きな場所が予想され、衛星画像やウィンドプロファイラー等でその存在を確認できれば線状降水帯発生の可能性がある。

ただし、すべての線状降水帯がこのパターンに当てはまるわけではない。調査事例が少ないので今後事例数を増やす必要がある。また、サブハイの影響による線状降水帯が発生する環境場は把握できたが、線状降水帯の発生場所の特定や降水量の予測は今後の課題である。

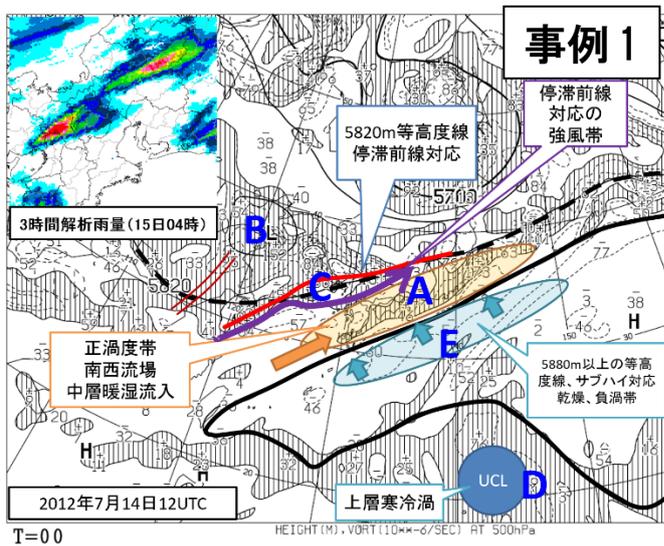
## 参考文献

打越充、亀田秀夫、福原正明、山本陽子(2015):大阪府で発生した線状降水帯による大雨.平成27年度大阪管区気象研究会誌(近畿地区)

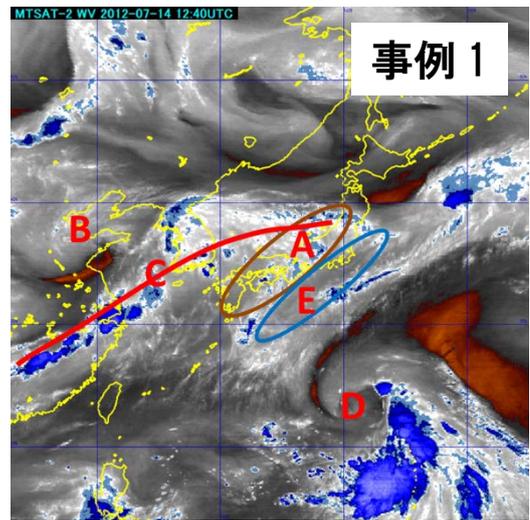
三宅里香、松下浩則、山本陽子、今野暁(2014):2014年8月16日に発生した北大阪の大雨事例解析.平成26年度大阪管区気象研究会誌(近畿地区)

松本覚、向井直人、土井ひかる、榎原資嗣(2012):2012年8月14日の線状降水帯について.平成24年度大阪管区気象研究会誌(近畿地区)

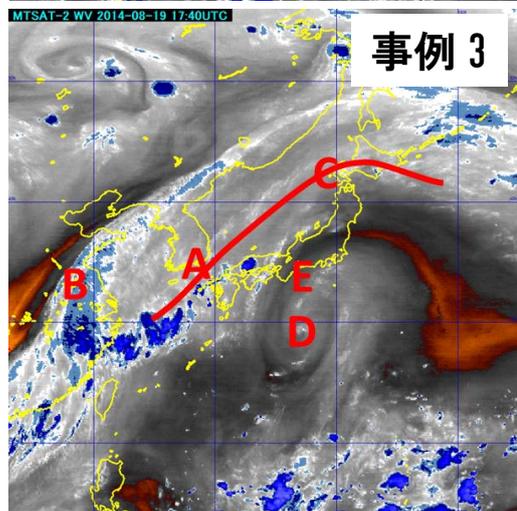
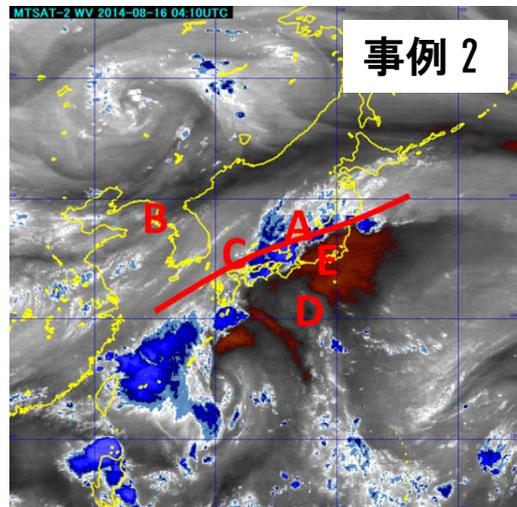
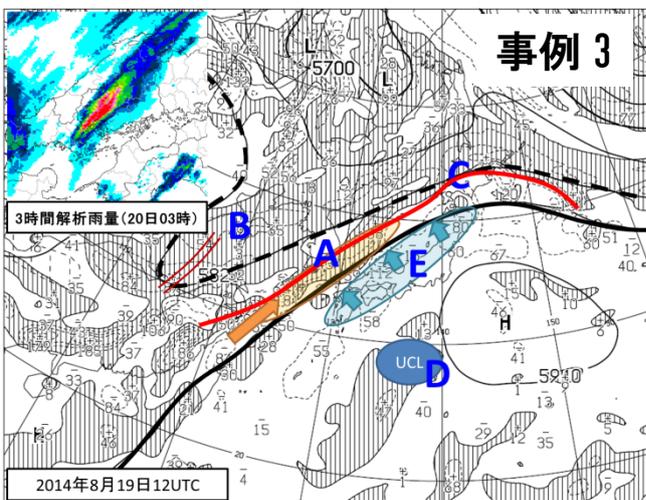
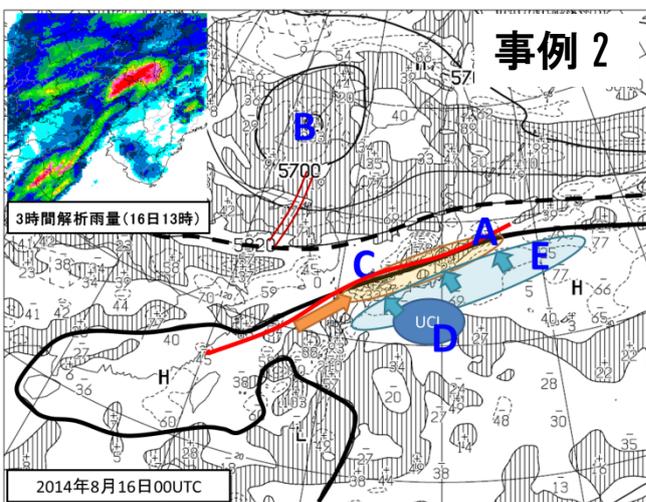
気象衛星センター,2002:気象衛星画像の解析と利用-航空気象編-,223pp.



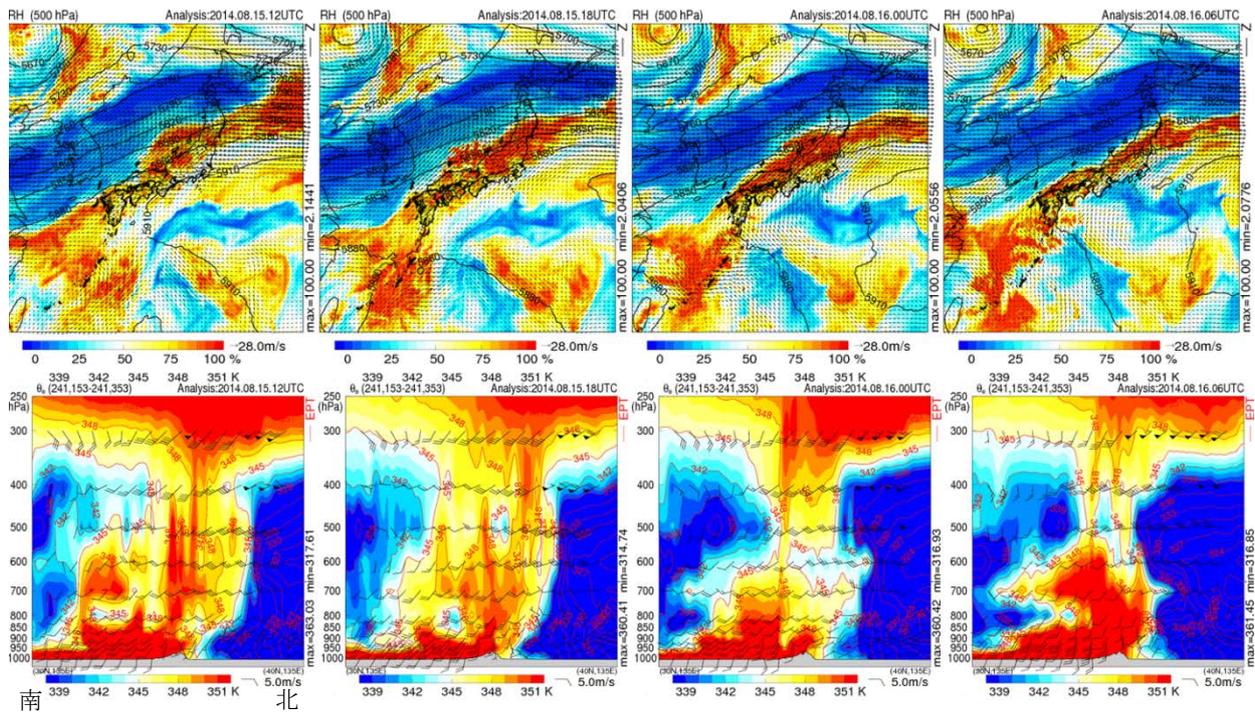
第1図 2012年7月14日21時の500hPa高層天気図 (AXFE578) と3時間解析雨量 (黒実線: 5880m等高度線、黒点線: 5820m等高度線、紫矢印: 強風帯(渦度0線)、橙矢印: 正渦度帯の動く向き、水色矢印: サブハイの動く向き、A: 正渦度帯、B: 上層寒冷渦、C: 停滞前線(赤実線)、D: 上層寒冷渦、E: 太平洋高気圧対応の負渦度帯)



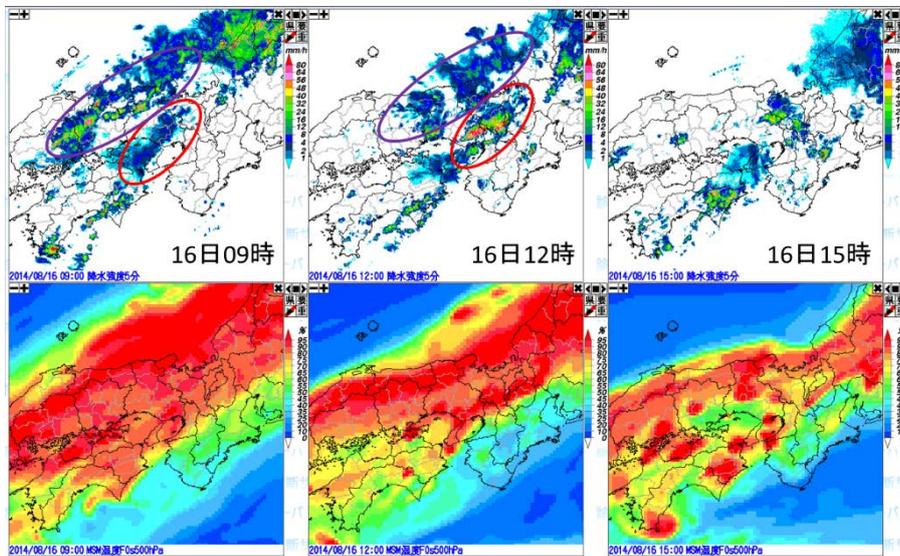
第2図 2012年7月14日21時30分の衛星水蒸気画像 (第1図の特徴を重ねている)



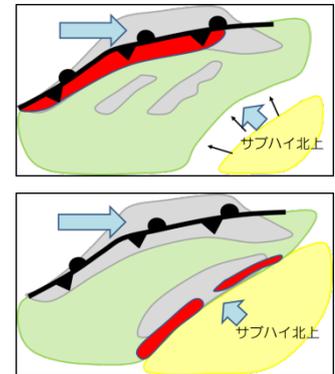
第3図 左列: 500hPa高層天気図 (AXFE578) と3時間解析雨量 右列: 衛星水蒸気画像  
 左上段: 2014年8月16日9時、左下段: 2014年8月19日21時  
 右上段: 2014年8月16日13時、右下段: 2014年8月20日2時



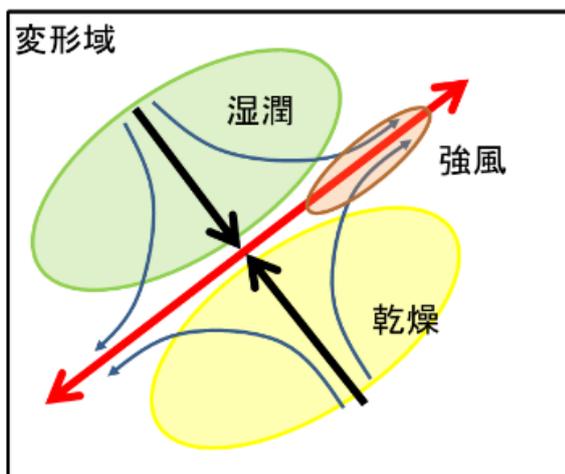
第4図 メソ解析値 上段：500hPa湿度（平面図）、下段：相当温位（断面図：左端は30N135E、右端は40N135E）  
左から順に：2014年8月15日21時、16日3時、16日9時、16日15時



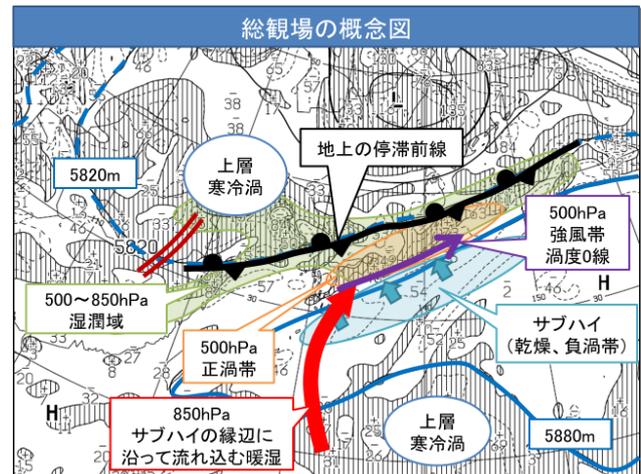
第6図 上段：降水強度、下段：メソ解析 500hPa湿度  
左から順に：2014年8月16日09時、16日12時、16日15時



第7図 概念図  
（赤色ハッチ：強雨域、灰色ハッチ：雲域、水色矢印：場の流れ、緑の塗りつぶし領域：湿潤域、黄色の塗りつぶし領域：乾燥域）



第5図 変形域の模式図 矢印：風の流れ



第8図 総観場の概念図 「打越ほか (2015)」からの引用

# 冬型気圧配置の特徴からみる北陸の降雪環境の長期変動

## (多降雪日の出現環境に注目して)

\* 山口拓朗 (岡山大学教育学部(理科))

大谷和男 (岡山大学大学院自然科学研究科卒(現所属 TSC テレビせとうち))

加藤内藏進 (岡山大学大学院教育学研究科(理科))

### 1. はじめに

冬の日本付近では、冬型の気圧配置の卓越とその時の日本海上での気団変質に伴って、日本列島の日本海側では降雪が続く。しかも、寒気吹き出し時の海上の対流雲の組織化により、平野部でもしばしば豪雪に見舞われる。

ところで、北陸～山陰などの地域では 1980 年代後半以降の降雪量の減少も顕著である(気象庁 2015『異常気象レポート 2014』)。一方、2000 年代には global warming hiatus と呼ばれる地球温暖化の停滞現象(以下ハイエイタスと略)がみられ(渡部 2014)、日本の冬の気候への影響に関する種々の議論もなされるようになった。

但し、例えば北陸地方など、日本海側の降雪変動には山雪型や里雪型の違い、寒気団内低気圧等、単に冬型の出現頻度だけでなく冬型の中での特徴の違いの影響も大きい。また、それらの季節経過の中での違いも大きい。従って、降雪量の変化に関わる大気環境の長期変動を理解するためには、単に季節風の強さだけでなく、今述べたような冬型の特徴の違いも含めて長期的な傾向の視点での吟味が必要と考える。

そこで本研究では、ハイエイタスが見られるようになった 2000 年代以降を含む、1970 年代以降の日本付近の冬型気圧配置の特徴や、北陸地方の降雪環境の長期変動について、多降雪日の出現の頻度だけでなく、その出現に関わる冬型気圧配置の特徴にも注目し、解析を行った。

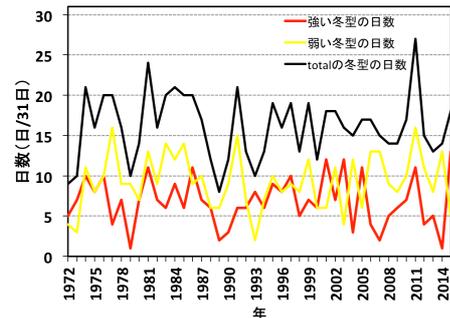
解析は、1971/72～2014/15 年冬(今回は 1 月のみ)についての気象庁による日々の簡易版の地上上天気図(09JST)と、印刷天気図(地上や高層)、NCEP/NCAR 再解析データ(2.5°×2.5°緯度経度格子)等を利用し行った。

### 2. 1972～2010 年 1 月における降雪量の長期変動(日々の降雪の寄与に注目して)

吉野・甲斐(1977)や大和田(1994)と同様な分類法により、1971/72～2014/15 年冬の 1 月の日々の地上天気図から、西高東低の冬型気圧配置の日

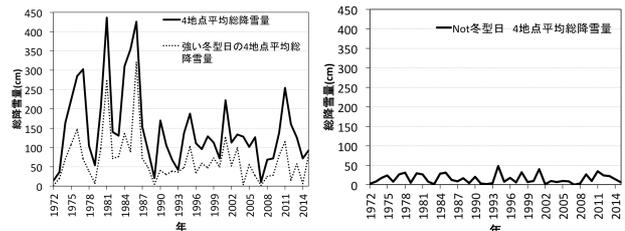
を抽出した。更に、日本海域での下層の季節風の強さの指標となる、130E から 140E での値を引いた海面気圧差  $\Delta SLP$  が、40N で 10hPa より大きく、かつ 30N で 5hPa より大きい場合を「強い冬型」とした( $\Delta SLP$  が 10hPa の時、約  $10\text{ms}^{-1}$  の地衡風の北風成分に対応)

寒冬年が多かったとされる 1972～1986 年、暖冬年が多かったとされる 1987 年～2000 年、ハイエイタスが見られるようになった 2001 年～2015 年について、冬型全体の出現頻度だけでなく、強い冬型の出現頻度も、1 年あたりに直すと 1 日～2 日程度の違いしか見られなかった。



第 1 図 1 月の冬型気圧配置の出現日数の年々変動。

一方、第 2 図に示されるように、北陸地方の平野部の 4 地点(新潟県高田、富山県富山、石川県金沢、福井県福井)で平均した総降雪量は、冬型の気圧配置の出現頻度が大きく変わらないにも関わらず、1980 年代以降全体として減少している。しかし、冬型時以外の南岸低気圧などによる降雪の寄与は大変小さい。つまり上記の変化は、冬型に関連した総降雪量の違いを反映している。

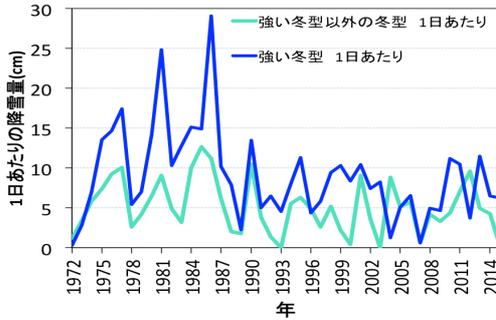


第 2 図(左) 北陸平野部 4 地点で平均した 1 月総降雪量(cm)。

(右) 同地点の冬型時以外の総降雪量(cm)。

さらに「強い冬型」とそれ以外の冬型(「弱

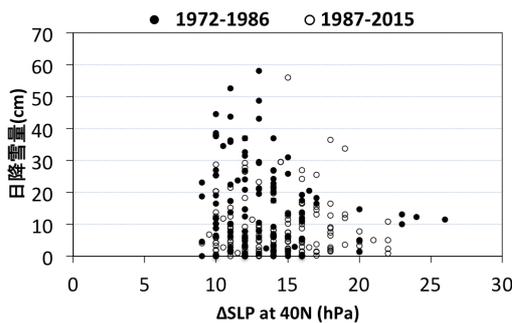
い冬型」とする) 時の 1 日あたりの降雪量の年々変動を比較すると、北陸での 1986 年頃以前の大きな総降雪量は、単に「強い冬型」(やそれ以外の冬型. 以下、便宜的に「弱い冬型」と呼ぶ) の出現日数の違いというよりは、「強い冬型」や「弱い冬型」時の 1 日あたりの降雪量が 1987 年以降に比べて多かった点を反映していたことになる(第 3 図)。



第 3 図 1 月の強い冬型とそれ以外の冬型のそれぞれ 1 日あたりの降雪量の年々変動 (cm)。

### 3. 1980 年代頃の「強い冬型」時の降雪の特徴

「強い冬型」時には、1986 年以前と 1986 年以降のどちらも多降雪となった日は(4 地点平均の日降雪量が 20cm 以上の日を「多降雪日」と呼ぶことにする), 40N での  $\Delta SLP$  が約 10~20hPa の状況で多く出現する。(第 4 図)。とりわけ、1986 年以前には、 $\Delta SLP$  ( $\geq$  約 10hPa) が同じような値でも多降雪日が高頻度で出現しており、日本海側の多量の降雪が下層の季節風の北風成分だけでなく、二宮(2006)でも指摘されているようにその他の要因の影響も受けていることが示唆される。



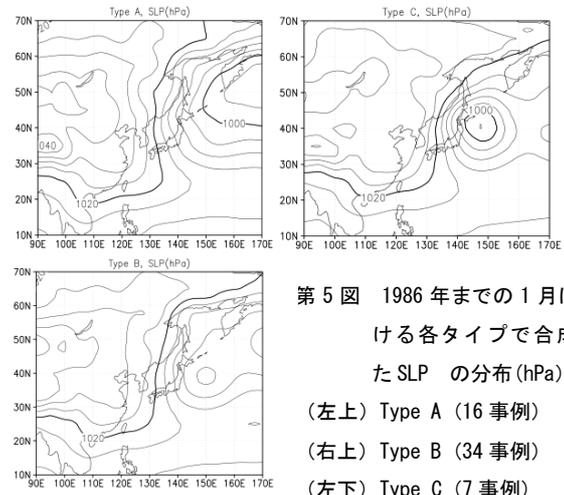
第 4 図 1 月の強い冬型時に北陸平野部 4 地点で平均した日降雪量 (cm) と 40N (日本海域) の海面気圧の東西差  $\Delta SLP$  (130E-140E) (hPa) との関係。

そこで、1986 年以前に出現した強い冬型時の多降雪日のうちとりわけ日降雪量の多かった事例を Type A (日降雪量 30cm 以上、海面気圧差  $\Delta SLP$  が 10hPa 以上 15hPa)、強い冬型時でも降雪量があまり多くなく、その期間全体の中で最も高頻度で見られた事例を Type B (日降雪量 0cm 以上 10cm 未

満、海面気圧差  $\Delta SLP$  が 10hPa 以上 15hPa 未満)、また、海面気圧差  $\Delta SLP$  がとりわけ大きかったのに降雪量は多くなかった事例を Type C (日降雪量 0cm 以上 10cm 未満、海面気圧差  $\Delta SLP$  が 10hPa 以上 15hPa 未満) とし、Type ごとの総観場の合成を行った。なお、本編ではまず、全て 86 年以前の事例の合成の結果を示す。

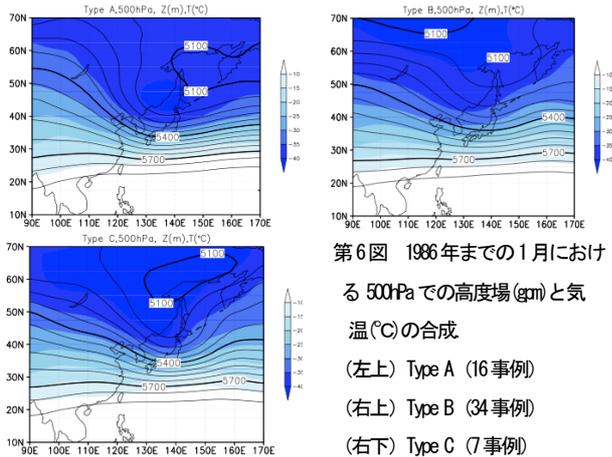
それぞれの Type における SLP の合成場を比較すると(第 5 図)、全ての Type に「山雪型」を特徴づけるような、日本海付近を中心に南北に等圧線が混む西高東低の気圧配置が見られた。しかし、Type A では、東西の気圧傾度の大きい領域が他の Type に比べ、東西により広がっていた。

それに関連して、Type A で 850hPa での水平寒気移流の大きな領域の東西のスケールが他の Type よりも約 1000km 広がった(図略)。これは、東側の低気圧が、Type B では日本列島により近いこと、Type C は、それに加えて大陸東岸から東シナ海西部にかけて移動性高気圧になりかけている等圧線のパターンが見られたことを反映している。また、Type C は地上の低気圧の東側に明瞭な暖気移流、その後面に寒気移流というコントラストも際立っていた。更に、Type C では、日本海付近の緯度帯での東西の地上気圧傾度の大きい領域の北方への広がり Type A, B より大きくなかった。



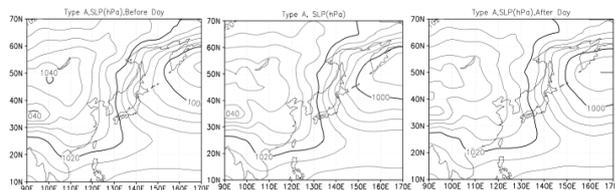
第 5 図 1986 年までの 1 月における各タイプで合成した SLP の分布 (hPa)。  
(左上) Type A (16 事例)  
(右上) Type B (34 事例)  
(左下) Type C (7 事例)

なお、Type B、Type C では日本列島東方にある地上低気圧から 1000~1500km ほど西方に 500hPa のトラフがあり、東方の低気圧は発達中の傾圧不安定波の構造を示していた。一方、Type A では、日本海北部の上空のトラフ付近で、-40 度の寒冷な領域を持ち、そのトラフは「里雪型」でよく現れるような寒冷渦的な特徴を示していた。

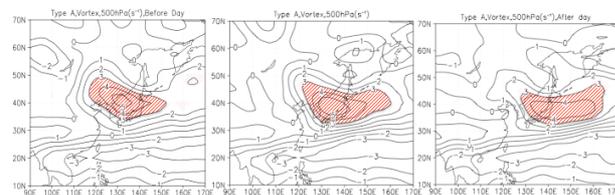


第6図 1986年までの1月における500hPaでの高度場(gpm)と気温(°C)の合成  
(左上) Type A (16事例)  
(右上) Type B (34事例)  
(右下) Type C (7事例)

また、「里雪型」の降雪時には、冬型の気圧配置の持続性が強いことも Akiyama (1981a, b) などで指摘されている。Type A では、大きな東西スケールを持つ冬型の気圧配置が、前日から翌日にかけて持続をするとともに(第7図), 500hPa 正渦度域の中心が1日に約500~1000km 東進しつつも、その中心より西方にも極大域が広がることに反応した、日本海付近での低気圧性の渦の持続がみられた(第8図)。以上のように、1986年までの強い冬型時の北陸平野部での顕著な降雪は、従来知られている山雪型と里雪型の双方の特徴が組み合わさったような総観場で起こったことがわかった。



第7図 1986年以前の1月におけるType AのSLP(hPa)合成場の時間経過(左が前日, 中が当日, 右が翌日)。

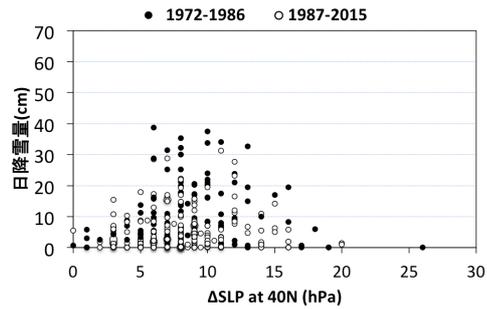


第8図 1986年以前の1月におけるType Aの500hPaの渦度( $10^{-5} s^{-1}$ )の合成場の時間経過(左が前日, 中が当日, 右が翌日, 正渦度の大きい領域に赤いハッチ)。

#### 4. 1980年代頃の「弱い冬型」時の多降雪の特徴

「強い冬型」のカテゴリに入らなかった冬型の事例でも1986年以前には、4地点平均降雪量が20cm~40cmに達する多降雪日が、少なからぬ頻度で出現していた。1980年代頃の多降雪の要因を探るためには、この「弱い冬型」時の多降雪日に

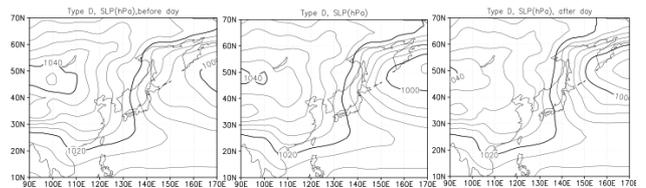
関する吟味も必要である。



第9図 1月の弱い冬型時の北陸平野部4地点で平均した日降雪量(cm)と40N(日本海域)の海面気圧の東西差ΔSLP(130E-140E)(hPa)との関係。

そこで、強い冬型時と同様、1986年以前の弱い冬型時の多降雪日のうち、日本海域でも全体で平均すると東西の気圧差も大きくないのに多降雪日となった事例をType D(日降雪量20cm以上, 40Nでの海面気圧差ΔSLPが5hPa以上10hPa), 降雪量があまり多くなく、弱い冬型時に最も高頻度で見られた事例をType E(日降雪量0cm以上10cm未満, 海面気圧差ΔSLPが5hPa以上10hPa未満)とし、強い冬型時の各Typeとの比較を行った。

Type D(第11図)とType AのSLPの合成場を比較すると、どちらも地上付近では「山雪型」を特徴づける西高東低の冬型気圧配置が見られ、また、その冬型気圧配置は前日から翌日にかけて持続していた。なお、Type Dの日本海上空付近では、Type Aと同様に、-40度の寒冷な領域を持ち「里雪型」を示す寒冷渦の特徴も共通していた。(図略)

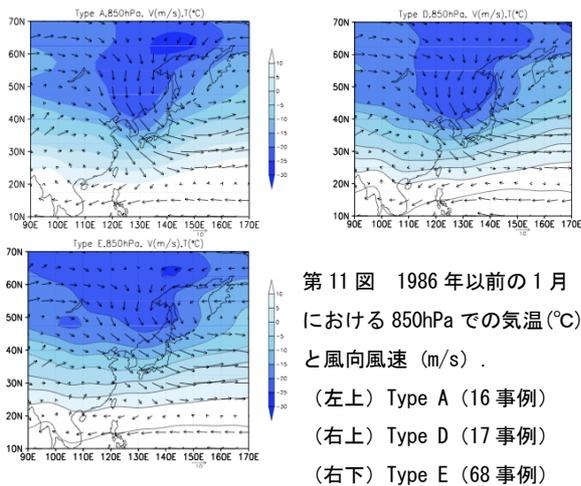


第10図 1986年以前の1月におけるType DのSLP(hPa)合成場の時間経過(左が前日, 中が当日, 右が翌日)。

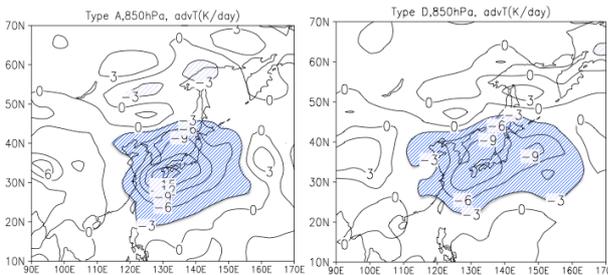
また、Type A, D いずれも、下層では大陸のより寒冷な空気が日本海の西部を中心に侵入し、しかも、日本海西部を回り込んで等温線に対し垂直になるように流れ込みつつ東寄りに向きを変えて、北陸~山陰に達し、北陸で顕著な降雪をもたらした(第11図)。実際、水平寒気移流も日本列島~その近海域の中で130E~135E付近でピークになっている(第12図)。

一方、降雪量があまり多くなかったType Eでは、日本海に流れ込む大陸側の寒気自体はType AやType Dに比べると寒冷ではなく、また、このType

では、下層風が等温線を横切る角度もあまり大きくなかった（従って、水平寒気移流も相対的に小さい）点が注目される。従って、Type D のように、大陸から日本海へ侵入する下層の強い寒気が日本海の少なくとも西半分で強い寒気移流を伴いつつ、500hPa では大規模場の寒冷渦が日本海北部に位置する状況では、日本海全域で平均した北寄りの季節風は Type A ほど強くなくても、北陸の平野部で多降雪をもたらしたことがわかる。



但し、Type D での日本海～日本列島西部での寒気移流の大きさは、最大でも約-9K/day と、Type A よりも小さかった点に「強い冬型」時と「弱い冬型」時の降雪量の違いが反映されていると考えられる（第12図）。



## 5. おわりに

本研究では、1980年代頃の多降雪の事例（Type A や Type D）は、地上付近の寒気吹き出しについてはこれまで知られている山雪型と、上層の大気場や持続性については里雪型という、双方の特徴を併せ持った総観場で起きていたことがわかった。また、降雪量の少なかった事例（Type B や Type E）と比較すると、単に日本海や本州南方域の全体で平均した北寄りの季節風が強いかなんかだけでなく、冬型気圧配置の持続性の有無や、上空の寒冷渦の

有無、また、強い寒気吹き出しの経路が西の方にシフトしていたかなんかも、冬型時でも北陸で多降雪になるかなんかを支配する要因であることが示唆された。

興味深いことに、上述の Type A や Type E は、1986年以前（1972～1986）の1月に出現頻度が大変高かった。従って、このような Type の冬型の出現が1月の冬型時の1日あたりの降雪量も1987年以降に減少したことに寄与している可能性も否定できない。そこで今後は、Type A, D のような状況が冬型1日あたりの気候学的な平均日降雪量変化にどのくらいの寄与があるのかを吟味するとともに、各 Type の1987年以降の総観場の特徴を1986年以前のそれと比較し、また、それらの Type の出現頻度の長期変化と併せて総合的に考察する必要がある。更に本研究で吟味したような総観場の中で、寒気団内低気圧や地上低圧部、上層の subsynoptic-scale の寒冷渦などの術現状況についても、Type ごとに把握する必要がある。

## 参考文献

- 加藤内蔵進・佐藤紗里・加藤晴子・赤木里香子・大谷和男, 2013: 冬を挟む日本の季節進行の非対称性（気候環境と季節感を軸とする学際的授業開発の視点から）. 環境制御, **35**, 23-30.
- 気象庁, 2015: 『異常気象レポート2014（近年における世界の異常気象と気候変動～その変動と見通し～（VIII））』. 気象庁刊行, 全253頁.
- 渡部雅浩, 2014: ハイエイタス. 天気, **61**, 277-279.
- Akiyama, T., 1981a: Time and Spatial Variations of Heavy Snowfalls in the Japan Sea Coastal Region. Part I. Principal Time and Space Variations of Precipitation Described by EOF. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 171-186.
- Akiyama, T., 1981b: Time and Spatial Variations of Heavy Snowfalls in the Japan Sea Coastal Region. Part II. Large-Scale Situations for Typical Spatial Distributions of Heavy Snowfalls Classified by EOF. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 591-601.
- Ninomiya, K., 1990: Evolution Process and Multi-scale Structure of a Polar Low Developed over the Japan Sea on 11-12 December 1985. Part 1: Evolution Process and Meso- $\alpha$ -scale Structure. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 293-307.
- Ninomiya, K., 1990: Evolution Process and Multi-scale Structure of a Polar Low Developed over the Japan Sea on 11-12 December 1985. Part 2: Meso- $\beta$ -scale Low in Meso- $\alpha$ -scale Polar Low. *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 307-318.
- Ninomiya, K., 2007: Synoptic-Scale Variations in the Polar Air-Mass Transformed over the Japan Sea. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 171-186.

# 秋が深まる頃の台風に伴う日本付近での広域降水に関する事例解析 (盛夏期や秋雨期との比較)

小嶋ゆう実 (岡山大学教育学部)・松本健吾 (岡山大学院教育学研究科)

大谷和男 (岡山大学院自然科学研究科、現 TSC テレビせとうち)

加藤内蔵進 (岡山大学院教育学研究科)

## 1. はじめに

日本列島付近での夏や秋のまとまった降水に対する台風の寄与は少なくない。しかし、日本付近では8月から10月のわずか数ヶ月の間に大気場が季節的に大きく変化する。

そのような大規模場の季節遷移や地域的違いのために、台風が日本列島に近づく際の広域的な降水量や降水特性の分布には、季節の進行に伴い、多様性が生じることが予想される(集中豪雨タイプか地雨的に持続するタイプかも含めて)。

特に、秋が深まった頃に日本列島に上陸、接近する台風時には、北側のシステムの関わり方が盛夏や秋雨とどう異なるのか興味深い。

そこで本研究では、盛夏期から秋雨期を経て秋が深まる時期への季節進行の中で、台風に関連した日本列島付近での広域降水の特徴の違いを系統的に把握することを目的として解析を行う。

そのためには、まず各ステージに関する詳細な解析例が必要であるため、10分間降水量も使用出来る2008年以降の台風で、盛夏期、秋雨期、秋が深まった頃の台風の事例について解析を行った。

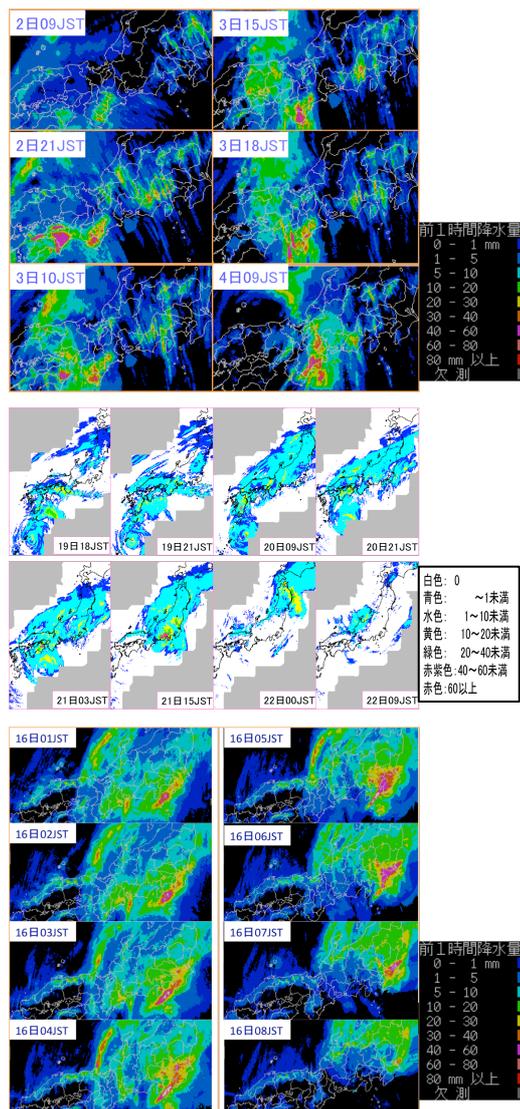
10月頃の例として、2013年の10月中旬ごろに東日本に接近した台風26号時の解析結果を2015年関西支部例会、及びに2016年秋季全国大会で報告したが、今回はさらに、盛夏期に近い時期の2011年9月2~4日頃の台風12号、秋雨期の2011年9月16~22日頃の台風15号の比較解析も行いながら、2013年台風26号の事例の結果の位置付けを考察する。

使用したデータは、気象庁の前10分間降水量、国際気象海洋(株)のレーダーアメダス合成図(気象庁編集)、気象業務支援センター発行の解析雨量、NCEP/NCAR再解析データ(2.5°×2.5°格子)等である。

## 2. それぞれの台風の特徴

各台風に伴う降水分布の概要について第1図に示す。

盛夏期の事例であるTy1112は、2011年9月2~4日にかけて中国四国を縦断し、紀伊半



第1図 レーダーアメダス合成図  
上段:2011年9月2~4日(国際気象海洋(株)HP)  
中段:2011年9月19~22日(解析雨量 CD-ROM(気象庁))  
下段:2013年10月16日01JST~08JST(国際気象海洋(株)HP)

島を中心に記録的な豪雨をもたらした。

しかも、台風本体付近だけではなく、関東や東海でも、太平洋側の斜面や山池の一部で強度の大変強い雨を含み、広範囲に雨域が広

がっていた。しかし空間的に一様ではなく、全体としては、非常に局地性が強かった。

秋雨期の事例である Ty1115 は 2011 年 9 月 21 日 9JST に紀伊半島に接近し、21 日 14JST 頃に静岡県に上陸した。強い勢力を保ったまま東海地方～関東地方、東北地方を北東に進んだ。9 月 19 日ごろまでは、盛夏期的な Ty1112 と一部類似した降水の特徴を示したが、9 月 20 日以降は秋雨前線に対応して、東北から中四国へ伸びる帯状の降水帯が持続し、本州上陸時頃にはメソβ か α スケールの強雨域も中心付近でみられた。

秋が深まった時期の事例である Ty1326 は、2013 年 10 月 16 日の明け方に伊豆諸島に最接近し、北部を中心に大雨が降った。大島では 824mm、東京でも 246mm もの雨が 15 日 0 時から 16 日 15 時の間に降った。しかしこのような顕著な大雨域以外の降水でも、1 時間に 5～10mm あるいは 10～20mm の青や緑の雨域が、台風の本体から離れた中部地方や日本海沿岸にまで広がっていた。3. で述べるように、このような地域では、10 分間降水量は主に 2～3mm 以下の強度で持続することで、総降水量は 100mm 前後にも達していた。

### 3. 広域降水の特徴

#### 3-1. Ty1112(盛夏近く)

各地域の 9 月 2～3 日、もしくは 3～4 日における 10 分間降水量の時系列を(第 2 図)示す。台風本体の東側に近い近畿地方だけでなく、台風から離れた中部地方や関東地方でも 4mm/10 分を超える降水が起こっている。

さらに第 2 図上段の大小の丸印を付した全 29 地点で平均降水量の時系列を(第 3 図)示す。この期間を通して、4mm/10 分以上の降水の寄与が大きく、また 70 分移動平均してもあまり滑らかではなく、全体としての降雨域は広いものの、降水は局地性が強いことがわかる。

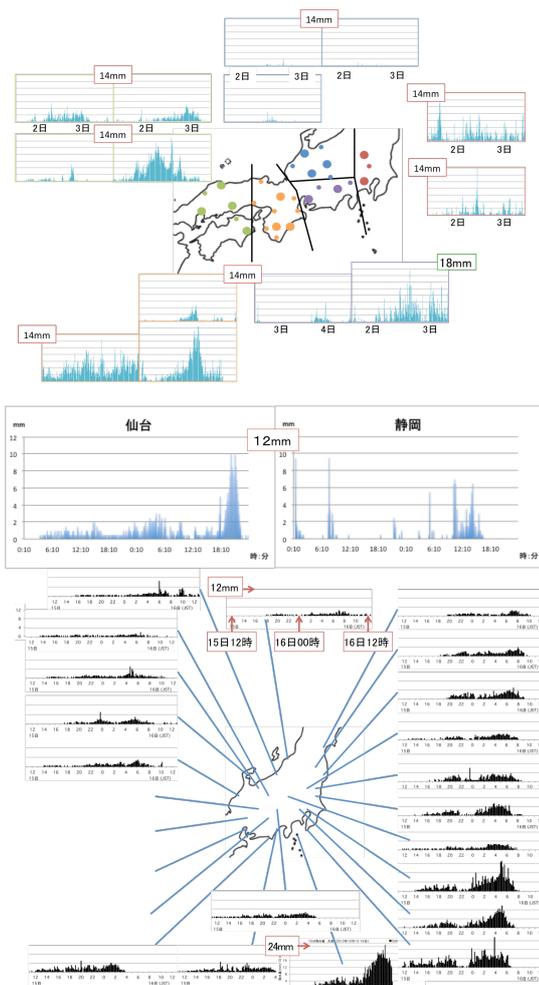
#### 3-2. Ty1115(秋雨)

先に述べたように 9 月 19 日頃まで Ty1112 で述べたようなタイプの局地性の強い降水が、北太平洋高気圧の北縁に沿って、主に日本海側でみられた(図略)。

しかし 20 日以降には、静岡のように台風本体付近では強い降水が短い時間間隔で強弱を繰り返したが、台風はかなり北～東北で、秋雨前線に対応する持続する降水帯がかかっていた仙台で例示されるように(第 2 図中段)、2mm/10 分以下の降水がおおよそ 24 時間にわたり持続し、20 日 00JST～21 日 15JST まで、総降水量は 173.5 mm にも達していた。

#### 3-3. Ty1326(秋が深まる時期)

10 月 15 日 23 時あたりから 10 分間降水量が東京では 5mm～10mm、大島では 20mm



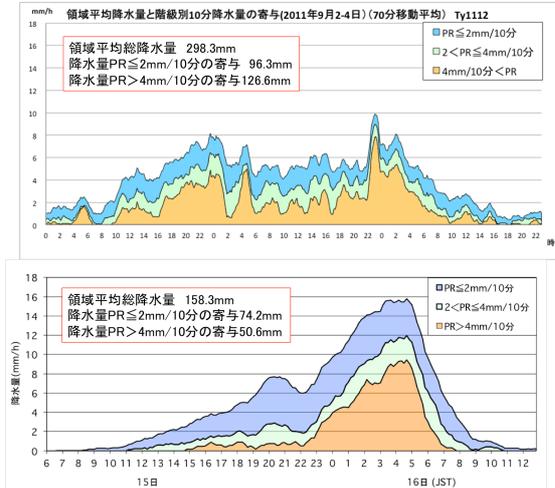
第 2 図 10 分間降水量の時系列でみる降水特性の空間的違い

上段：Ty1112 時の降水  
中段：Ty1115 時の降水 (仙台、静岡)  
下段：Ty1326 時の降水

に達する強雨となり、積算降水量も急に増加した。一方、名古屋など第 2 図下段の他の多くの地点では、10 分間降水量は 2mm 程度のみであるが、この図の 24 地点における 10 分間降水量の時系列で示されるように、関東南東部を除いて、広範囲にわたり 10 分間に 2mm 程度の「激しくはない雨」が降り続いていることがわかる。

この全 24 地点について集計した結果について、第 3 図上段と同様な図を下段に示す。15 日 23 時以降は大島のような激しい降水を反映して、10 分間に 4mm 以上の降水が領域平均降水量に占める寄与は大きいですが、15 日夕方ごろから翌朝まで、10 分間に 2mm 以下の降水の占める寄与もコンスタントに少なくはなく、2 日間の総降水量の半分以上を占め、広域で平均した総降水量も決して Ty1112 時に劣らないことがわかった。

なお、Ty1112 の事例でも 10 分間に 2 mm 以下の降水による総降水量の寄与は小さくはないが、地雨性なのか、対流性だが持続する時間が大変短いことを反映したものなのか、更なる吟味も必要である。



第3図 第2図上段下段のそれぞれ29地点(上段)、24地点29地点(下段)で平均した領域平均降水量と階級別10分間降水量の寄与。70分移動平均値をmm/hの単位に換算して示した。  
 上段：2011年9月2~4日(Ty1112)  
 下段：2013年10月15~16日(Ty1326)

#### 4. 広域大気場の背景

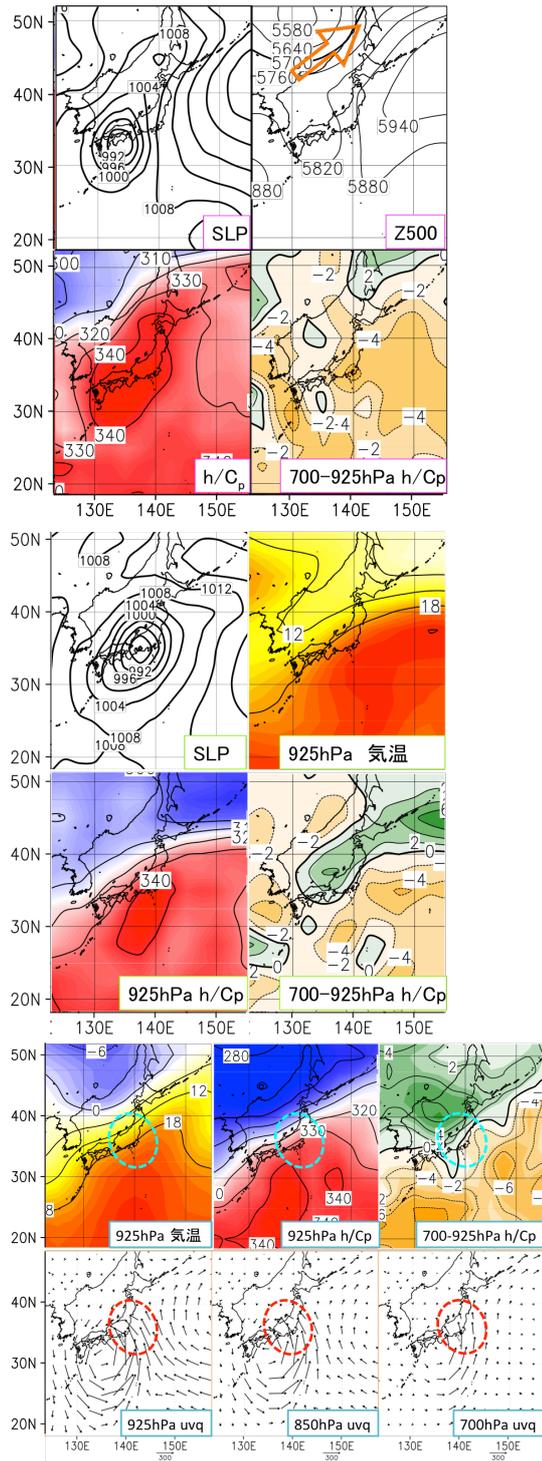
3章で述べたような広域降水が、どのような総観場で起こったのかを解析した。

9月初め頃に日本列島に上陸したTy1112時の総観場を第4図上段に示す。

南北の温度差の集中帯に対応する500hPaの偏西風の極大軸は、台風のはるか北側にあり(~45N)、従って先述した局地的に強い降水が起きた台風の東側では、高温多湿で不安定度も大きい気団の圏内で、下層の南風が広い範囲で吹き抜けていたことになる。

9月後半に上陸したTy1115時には空気場は、Ty1112時に比べ、大陸側が寒冷な大気に覆われ始めているように見える。それに伴い、台風が東海地方に上陸した頃でもその北方を西南西~東北東に伸びる下層の傾圧帯が維持されていた(台風がまだ南海上にあった20日頃から継続して)。その下層の傾圧帯は高層高相当温位域(比湿も大。図略)の北縁に位置し、安定度も良かった。Z500の等値線の混んだ領域は上述の下層の傾圧帯よりも北方にあり、温度風の関係も考えると、傾圧帯は上空ほど北側に傾く停滞前線的な特徴を示していた。

つまり台風本体とは別に、関東北部や東北、日本海側の地域は、上述の前線面に対応する安定な層の中に存在したため、あまり強くはない降水がおおよそ24時間にわたり持続した



第4図 それぞれの事例における総観場 SLP(hPa) Z500(gpm) (上級)、925hPaのh/Cp(K) ( $\theta_e$ に対応)、h/Cpの700hPaの値から925hPaの値を引いた差(K/100hPa) (下層の安定度に対応。プラスが安定)、925hPaの気温( $^{\circ}$ C) (中、下段のみ)、925、850、700hPaでの水蒸気フラックス(g/kg $\cdot$ m/s) (下段のみ)。  
 上段：2011年9月3日09JST  
 中段：2011年9月21日15JST  
 下段：2013年10月15日21JST

のではないかと考えられる。

さらに季節が進んだ、秋が深まった 10 月中旬に接近した Ty1326 時には、南側の高温多湿な気団は関東沖まで広がっているが、大陸側の気温はかなり低くなり、温度傾度の大きい領域が本州南岸まで広がっていた。しかもそこでは湿潤対流に対する安定度が良い (2.5° グリットスケールで見ると、関東～東海域は中立の成層に見えるが、台風が北上する前のこの時間における館野のゾンデ観測データでは地上と 500hPa の  $\theta_e$  の差が +20K もあった)。

台風最接近時の関東～伊豆大島付近とは別に、広域で持続した「あまり激しくはないが、総降水量は小さくない」という降水域が、このような領域に対応していた。

同じ時刻の水蒸気フラックス分布で示されるように、先ほどの温度傾度が大きく、安定度の良かったこのエリアに、水蒸気が下層から対流圏中層まで、南風～南東風によって流入している。

よってこのエリアでは、暖気移流による大規模場の、準地衡風のな上昇流を伴いながら、比較的厚い層で流入した水蒸気が消費されたことによる降水の持続が示唆される(秋雨期の事例とは違い、鉛直方向にも厚い傾圧帯で)。

## 5. まとめ

季節進行の中で、台風に関連した広域降水の特徴やそれに関わる総観場について、特に秋が深まった頃に日本列島に接近する台風に着目して比較解析した。

本研究では、まずは盛夏期に近い Ty1112(9 月初め頃)、Ty1115(秋雨の頃)、Ty1326(10 月半ばごろ)の 3 つの事例を取り上げた。

秋が深まりつつある時期に関東に接近した Ty1326 時には、台風中心近くの激しい降雨とは別に、大陸側の気温低下も強く反映して中心からその東方域と大陸域との気温、比湿、相当温位の水平傾度が大きく安定度も比較的良い領域で、2mm/10 分程度以下の降水による大きな寄与により、100mm 程度の総降水量が広域的にもたらされた点も注目される。

一方、Ty1112 時には、台風接近時に岡山など 2mm/10 分前後の降水により日降水量 200mm 程度に達した地域もあったが、台風本体付近以外で総降水量の多かった地域のほとんどでは、時空間的に大きな局地性を伴う強雨が卓越していた。これは、まだ全域が高温多湿で不安定度の強い気団の中にある日本列島域で、台風と東方の小笠原高気圧で挟まれて、下層の強い南風が通過する状況で生じていた。

Ty1115 時(秋雨の頃)には、台風本体のみでなく、中心から約 400km 北方で東西にベルト状に伸びる傾圧帯で、地雨的な降水帯での大雨も見られた。ただしその降水帯は、対流圏全層の傾圧帯というよりも、上層ほど北に傾く停滞前線の傾圧帯のようであった。

ところで、9 月から 10 月にかけて、シベリアが急速に冷えていくことに対応して、日本列島付近での傾圧性もかなり強まっていく(図略)。Ty1326 時には、関東東方を次第に温帯低気圧化しながら、さらに北上した台風の西方の日本海西部～東シナ海域では、寒気吹き出しに伴う筋状の積雲列もみられるほどであった。つまり、3 つの事例は台風接近時でも、季節進行の中での日本付近の傾圧性の 3 次元構造の違いを反映して、降水域が広域に広がる場合の降水特性の違いが生じた可能性を示唆している。

今後、より詳細な大気プロセスや季節的一般性についての吟味が必要であるが、台風北上に関連して多量の水蒸気が日本列島付近まで流入する中で、それをどのように再分配して消費するかは、単に日本付近の傾圧性の強さや、3 次元構造も含めた、季節進行の位置付けも注目する必要性を本研究は例示している。