

# 例会講演要旨集

第 150 号

## 目 次

---

詳細目次・・表紙裏

## 例 会

1. ERA5 を用いた日本沿岸海域における風速の長期変動解析・・・・・・・・・・・・・・・・・・1
2. 海岸線近傍海域における WRF 計算風速の空間再現性向上に向けた取り組み・・・・・・・・5
3. 日本の降水タイプ別に集計した年間降水量と年平均気温の相関・・・・・・・・・・・・・9
4. 2018 年に近畿地方を通過した台風の特徴・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・13

---

2019 年 12 月 22 日（日）

エル・おおさか（大阪府立労働センター）5 階研修室 2

（大阪府中央区北浜東 3-14）

日本気象学会関西支部

## 詳細目次

### 例 会

1. ERA5 を用いた日本沿岸海域における風速の長期変動解析 ..... 1  
\*辻岡 怜子・大澤 輝夫 (神戸大学大学院海事科学研究科)・  
市川 弘人 (株式会社ユーラスエナジーホールディングス)
2. 海岸線近傍海域における WRF 計算風速の空間再現性向上に向けた取り組み ..... 5  
\*井上 鷹矢・大澤 輝夫 (神戸大学大学院海事科学研究科)・  
小長谷 瑞木 (神戸大学大学院海事科学研究科/イー・アンド・イー ソリューションズ株式会社)・  
川本 和宏 (むつ小川原港洋上風力開発株式会社)
3. 日本の降水タイプ別に集計した年間降水量と年平均気温の相関 ..... 9  
\*草薙 浩 (京都ウェザー研究会)
4. 2018 年に近畿地方を通過した台風の特徴 ..... 13  
\*神田 豊 (日本気象学会)・馬場 雅一 (大阪管区気象台)

(\*は講演者)

# ERA5 を用いた日本沿岸海域における風速の長期変動解析

\*辻岡怜子<sup>1</sup>、大澤輝夫<sup>1</sup>、市川弘人<sup>2</sup>

(<sup>1</sup>神戸大学大学院海事科学研究科、<sup>2</sup>株式会社ユーラスエネルギーホールディングス)

## 1. はじめに

日本沿岸域において洋上風力発電の導入拡大が見込まれている。洋上風力発電に関しては、計画から稼働までが 11 年間、さらに事業実施期間が 20 年間と想定されており<sup>1)</sup>、適地選定や採算性を検討するためには、長期にわたる風況の変動傾向を把握することが重要である。また、近年では気候変動による風況への影響が懸念されていることから、過去から将来までを考慮した長期的な風況推定が必要とされる。

そこで本研究では、予測モデルを用いた風速の将来変動解析、および複数の客観解析値を用いた風速の長期変動解析を行った。

## 2. 予測モデルを用いた風速の変動解析

### 2.1 将来予測モデル

気候変動に関する政府間パネルの第 5 次評価報告書における結合モデル比較プロジェクトが定める実験仕様に基づいて、世界の研究機関の 50 以上の気候モデルで過去予測や将来予測の実験が行われている。将来予測実験に関しては、2100 年時点における放射強制力の大きさによって 4 通りの温室効果ガス排出シナリオが設定されている。ただし、放射強制力の値が大きくなるほど風速への影響が大きくなることは明らかにされているため<sup>2)</sup>、本研究では中位安定化シナリオに基づいた解析を行う。また、本研究では日本の気候モデルに注目した。日本のモデルは大きく MIROC と MRI にわたることができるが、解像度、取得可能な変数等を考慮して、MIROC5 と MRI-CGCM3 を用いて解析を行う。ただし、MIROC5 は東京大学大気海洋研究所、国立環境研究所、海洋開発研究機構が共同開発し、MRI-CGCM3 は気象庁気象研究所が開発しているモデルである。

### 2.2 客観解析値

本研究では、1986~2005 年を将来予測モデルの検証期間として設定する。検証には、欧州中期予報センター (ECMWF) が配信する ERA5 を用いた。ERA5 は、2019 年 8 月 31 日に開発が停止された ERA-Interim に代わる、時間解像度、空間解像度ともに改良された最新の客観解析値である。ERA5 の諸元を将来予測モデルの諸元と併せて表 1 に示す。

表 1 モデルの諸元

モデル	データ期間	データ時刻	対象領域	格子系
MIROC5	1850~2100年	00, 03, ..., 21UTC (1日8回)	全球	T85 約140km×140km
MRI-CGCM3	1850~2100年	00, 03, ..., 21UTC (1日8回)	全球	T159 約120km×120km
ERA5	1979~現在	00, 01, ..., 23UTC (1日24回)	全球	約31km×31km

### 2.3 手法

高度 10m の年平均風速を算出後、最小二乗法を用いて求めた回帰直線の傾きを風速の増減傾向としてマップ化する。最小二乗法による回帰直線の傾きは、回帰直線を  $y = ax + b$  とした場合、次式 (1) により求めることができる。

$$a = \frac{s_{xy}}{s_x^2} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (1)$$

ただし、 $x$  は年、 $y$  は年平均風速、 $s_{xy}$  は  $x$  と  $y$  の共分散、 $s_x^2$  は  $x$  の分散、 $n$  は解析対象期間、 $x_i$  と  $y_i$  は個々の数値、 $\bar{x}$  と  $\bar{y}$  は解析対象期間における個々の平均値を表す。

### 2.4 将来期間における風速の増減傾向

将来期間として設定した 2021~2040 年において、MIROC5、MRI-CGCM3 はそれぞれ図 1 のような風速の増減傾向を示す。図 1 より、MIROC5 では、沖縄・南西諸島沿岸で減少傾向を示すが、その他の日本沿岸のほとんどの海域で増加傾向を

示すことがわかる。一方、MRI-CGCM3 では北海道・東北の沿岸で最大で1年あたり0.01m/sほどの増加傾向を示すが、東北以南の沿岸海域では減少傾向を示すことがわかる。これらのことから、将来予測モデルが示す風速の増減傾向にはモデルによってばらつきがあるため、信頼性を評価する必要があると考えた。次節では、検証期間を設定して最新の客観解析値であるERA5と将来予測モデルを比較した結果を示す。

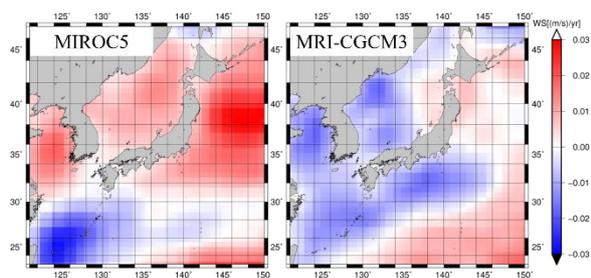


図1 年平均風速の増減傾向  
(左：MIROC5、右：MRI-CGCM3)

## 2.5 将来予測モデルの精度検証

1986～2005年の20年間を検証期間として設定した場合に、ERA5 および将来予測モデルはそれ

ぞれ図2のような風速の増減傾向を示す。図2より、東北の太平洋側における風速の減少傾向はERA5とMRI-CGCM3で共通して見られるが、ERA5と将来予測モデルが示す増減傾向が全体的に類似しているとは言い難く、また、将来予測モデル間のばらつきは将来期間と同様に大きいと言える。そこで、個々のモデルが示す増減傾向の有意性評価を行うため、信頼度水準90%でのt検定を実施した。その結果を図3に示す。図2において示された増減傾向が統計的に有意でない領域を、図3では白色でマスクして表している。図3より、ERA5が示す増減傾向は東北の太平洋側や日本海側、四国以西の太平洋側において統計的に有意であることがわかる。一方、将来予測モデルが示す増減傾向は、日本沿岸海域のほとんどの領域が白色でマスクされ、統計的に有意でないことが示された。したがって、本研究で目的としている風速の長期的な増減傾向を捉えるためには、将来予測モデルのデータでは不十分であり、有意性の高い客観解析値による解析が重要であると結論付ける。

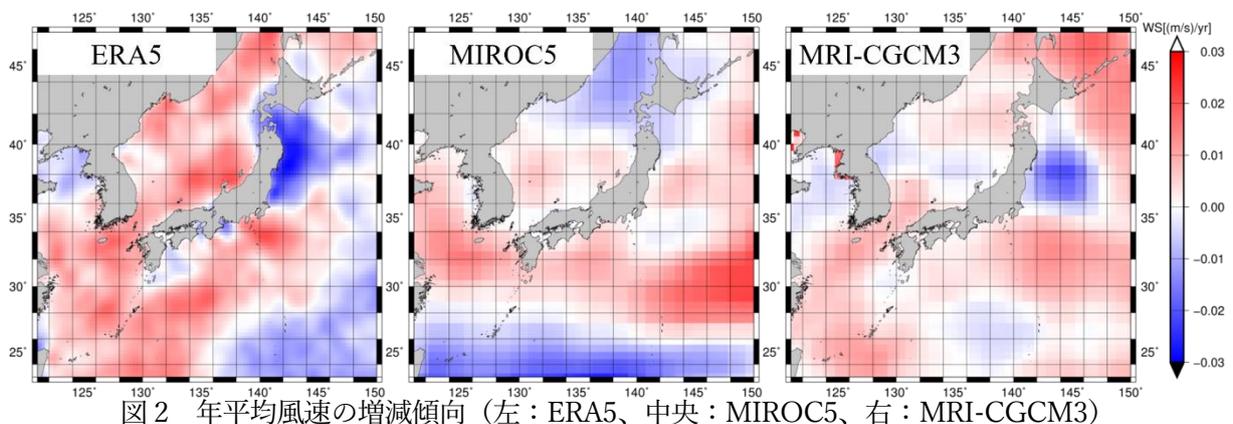


図2 年平均風速の増減傾向 (左：ERA5、中央：MIROC5、右：MRI-CGCM3)

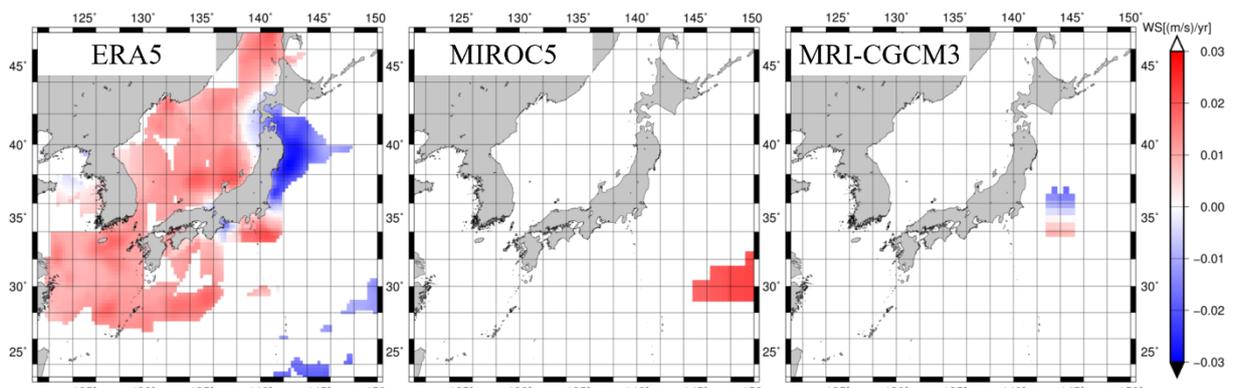


図3 有意性評価後の風速の増減傾向 (左：ERA5、中央：MIROC5、右：MRI-CGCM3)

### 3. 客観解析値の精度検証

#### 3.1 日本沿岸の現場観測値

客観解析値が示す風速の長期変動傾向について精度検証を行うため、海上保安庁日本海洋データセンター（以下、JODC）により観測・配信されている沿岸海上気象データとの相関を検証する。ただし、解析対象の33地点を図4(左)に示す。

#### 3.2 客観解析値

本研究で使用した客観解析値を表2に示す。解析には、ERA5、ERA-Interim、MERRA-2、WRFの高度10mまたは100mの風速を使用した。ただし、時間解像度が毎正時1時間毎でないデータについては、線形内挿することにより全てのデータセットを統一している。また、WRFに関しては表中の括弧内に記す通り、ERA-InterimとERA5の2種類を入力値として、それぞれ5km解像度でダウンスケーリングしている。

表2 解析に用いた客観解析値

客観解析値	配信元	データ期間	データ時刻	対象領域	格子系	高度
ERA5	ECMWF (欧州中期予報センター)	1979～現在	00, 01, …, 23UTC	全球	0.25° × 0.25° (等緯度等経度)	10m
			(1日24回)			100m
ERA-Interim	ECMWF (欧州中期予報センター)	1979～2019/8	00, 06, 12, 18UTC	全球	0.75° × 0.75° (等緯度等経度)	10m
			(1日4回)			
MERRA-2	NASA (米国防空宇宙局)	1979～現在	00:30, …, 23:30UTC	全球	0.50° × 0.66° (等緯度等経度)	10m
WRF (ERA-Interim)	神戸大学	1985～2017	00, 01, …, 23UTC	日本	5km × 5km (等距離)	10m, 100m
WRF (ERA5)	神戸大学	1990～現在	00, 01, …, 23UTC	日本	5km × 5km (等距離)	10m, 100m

#### 3.3 精度検証の手法

解析期間1998～2017年における風速の1時間値を算出し、月平均風速偏差について客観解析値と観測値との相関を検証した。ただし、月平均風速偏差が2σより大きい観測値については、観測値の品質を均質にするため解析から除外する。

$$D(y, m) = V(y, m) - \frac{1}{20} \sum_{y=1}^{20} V(y, m) \quad (2)$$

ただし、σは標準偏差、yは年(y=1(1998年)～20(2017年))、mは月(m=1月～12月)、V(y, m)はy年のm月平均風速、D(y, m)はy年m月の20年平均の月平均風速値からの偏差を表す。

#### 3.4 日本沿岸における観測値との相関関係

月平均風速偏差に対する客観解析値と観測値の相関係数の平均値と標準偏差、および相関係数が上位となった地点数を表3に示す。ただし、全客観解析値の相関係数の平均値が0.40未満の観測地点は解析対象から除外する。表3より、33地点の相関係数の平均値はERA5をダウンスケーリングしたWRF(10m)（以下、WRF）が最も高く、次にERA5(10m)（以下、ERA5）とMERRA-2が同値で続く。また、WRFは相関係数の標準偏差が最も小さいことから、観測値との相関が安定して高いと言える。一方、相関係数が最大の地点数はERA5が最も多く、次にMERRA-2、WRFの順に続く。以上より、ERA5とWRFの優位性は確かめられたが、ダウンスケーリング値であるにも関わらず、WRFがERA5よりも相関係数の高い地点数が少ない要因については次節以降で考察する。

表3 客観解析値と観測値の相関  
(最良値を赤字で示す)

	ERA5		ERA-Interim	MERRA-2	WRF		WRF	
	(10m)	(100m)	(10m)	(10m)	ERA-Interim (10m)	(100m)	(10m)	(100m)
平均値	0.70	0.67	0.62	0.70	0.68	0.66	0.71	0.69
標準偏差	0.147	0.132	0.155	0.129	0.129	0.133	0.125	0.128
第1位の地点数	12	4	0	9	2	0	8	4
第2位の地点数	8	2	2	6	2	1	8	4

#### 3.5 陸上の現場観測値

沿岸域の長期変動解析において、現場観測値との高い相関が見られた高度10mのERA5とWRFについて、気象官署のデータを用いて両者の精度比較を行った。図4(右)に解析対象とする管区・沖縄気象台と地方気象台の56地点を示す。ただし、現場観測値は月平均風速を使用した。

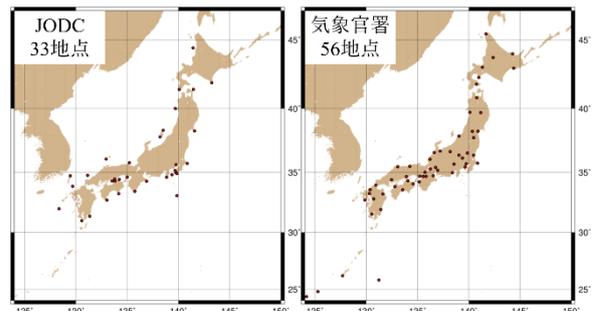


図4 解析対象の観測地点  
(左：JODC 33地点、右：気象官署 56地点)

### 3.6 陸上における観測値との相関関係

沿岸域と同様に、1998～2017年における月平均風速偏差に対して、客観解析値と現場観測値との相関を検証した。ERA5とWRFについて、観測値との相関係数の平均値と標準偏差、および56地点中の相関係数が最も高い地点数を表4にまとめる。表4より、全項目でWRFの方がERA5より観測値と高い相関を示すことがわかる。したがって、陸上と比較して複雑でない地形の沿岸域においては、地点数に着目すると解像度の粗いERA5でもWRFより良い結果をとったが、陸上のような複雑地形においては、解像度の高いWRFが観測値と高い相関を示すことが示された。

表4 ERA5、WRFと観測値との相関  
(最良値を赤字で記す)

	ERA5(10m)	WRF(10m)
平均値	0.69	0.72
標準偏差	0.144	0.116
第1位の地点数	17	37

### 4. 客観解析値を用いた風速の変動解析

第3章において、ERA5をダウンスケーリングしたWRFが観測値と高い相関を示すことが明らかにされた。本章では、WRFを用いて日本沿岸海域における風速の長期変動解析を行った。ただし、解析期間を1998～2017年の20年間とし、結果を図5に示す。図5より、北陸以北の日本海沿岸と南西諸島沿岸において、風速は増加傾向にある一方、東北以南の太平洋沿岸の多くの海域において減少傾向にあることが示された。

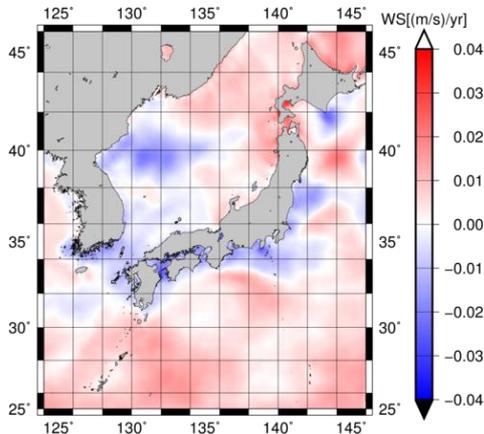


図5 WRFによる年平均風速の増減傾向

### 5. おわりに

本研究では、将来予測モデルおよび客観解析値が示す風速の長期変動傾向について、精度検証を含む解析を行った。得られた結果を以下に示す。

- 1) 客観解析値との比較およびt検定を用いた検証結果より、線形的な風速の長期変動を仮定した場合、将来予測モデルによる増減傾向は統計的に有意でないことが示された。
- 2) 日本沿岸33地点の観測値を用いて客観解析値の精度検証を行った結果、ERA5、ERA5のダウンスケーリング値であるWRFの精度が高いことが示された。
- 3) 陸上の気象官署56地点の観測値を用いてERA5とWRFの精度比較を行った結果、沿岸域と比較して複雑な地形である陸上においては、高解像度なWRFがERA5よりも優位性が高いことが示された。
- 4) WRFを用いた日本沿岸海域における風速の増減傾向マップより、北陸以北の日本海沿岸と南西諸島沿岸において風速は増加傾向にある一方、東北以南の太平洋沿岸の多くの海域において減少傾向にあることが示された。

### 謝辞

本研究で使用した将来予測モデルMIROC5、MRI-CGCM3はESGF、客観解析値ERA5はECMWF、MERRA-2はNASA、日本沿岸33地点のデータは海上保安庁日本海洋データセンター、気象官署56地点のデータは気象庁の各ホームページより取得した。ここに併せて謝意を表す。

### 参考文献

- 1) NEDO: 着床式洋上風力発電導入ガイドブック最終版, 79p.
- 2) Julia Moemken et al., 2018: Future Changes of Wind Speed and Wind Energy Potentials in EURO-CORDEX Ensemble Simulations, Journal of Geophysical Research, Vol. 123, pp. 6373-6389.

# 海岸線近傍海域における WRF 計算風速の空間再現性向上に向けた取り組み

\*井上鷹矢<sup>1</sup>, 大澤輝夫<sup>1</sup>, 小長谷瑞木<sup>1, 2</sup>, 川本和宏<sup>3</sup>  
 ( <sup>1</sup>神戸大学大学院海事科学研究科, <sup>2</sup>イー・アンド・イー ソリューションズ株式会社,  
<sup>3</sup>むつ小川原港洋上風力開発株式会社)

## 1. はじめに

日本では、2019 年 4 月に洋上風力発電普及法が施行され、洋上風力発電施設を優先整備する促進海域が指定されるなど、益々洋上風力発電の導入が進むことが期待される。導入の際には、詳細な風況調査が必要となるが、洋上観測鉄塔などの直接観測はコストが高く、1 地点での観測値のみしか得られない。そのため、比較的安価である陸上の風況マストや洋上のブイの観測値と数値シミュレーションを組み合わせ、空間的な風況の把握が出来ることは非常に有用である。そのため、風況推定のための数値シミュレーションは、水平風速勾配や鉛直プロファイルといった空間再現性が重要になると考えられる。

そこで本研究では、力学的なパラメータおよび地表面粗度を変化させる感度実験を行い、WRF 計算風速の空間再現性の向上に取り組んだ。

## 2. 現場観測データ

本研究では、現場観測サイトとして青森県六ヶ所村むつ小川原港を対象とした。観測地点は、①海岸線上に位置する鉛直ドップラーライダー (VL)、②海岸から約 1.5km の防波堤上に位置する風況マスト (MT-B)、③同 2 km 地点に位置する洋上ブイ (Buoy) の 3 地点を用い、観測概要と各地点の位置をそれぞれ表 1 と図 1 に示す。このサイトでは、観測値に比べ、WRF 計算風速の水平勾配が小さく、洋上での鉛直シアが小さいことが確かめられている (小長谷ら, 2018)。

水平風速勾配には、VL 60m と MT-B 55m の値を用い、洋上鉛直シアには、Buoy 5m と MT-B 55m の値を用いて検証する。対象期間は、観測値の得られる 2017 年 7 月、10 月、2018 年 1 月、4 月の 4 ヶ月間とした。

表 1 観測概要

ID	観測高度※1	観測器	備考
① VL	60m	鉛直照射型 ドップラーライダー	三菱電機製DIABREZZAを使用。
② MT-B	55m	三杯式風速計 および矢羽式風向計	防波堤上に設置された風況マスト。
③ Buoy	5m	ブイ上のプロベラ式 風向風速計	青森県危機管理局 原子力安全対策課が管轄

※1 本研究にて用いた高度で、設置高度を加味した高度を示す。

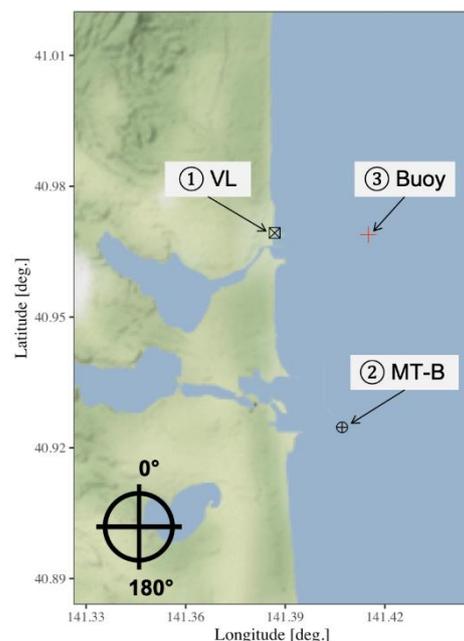


図 1 観測地点及び解析領域

解析領域は WRF 計算の第 3 領域を示す

## 3. 数値シミュレーションの計算設定

本研究では、WRF-ARW Ver.3.8.1 を使用した。基準計算 (CASE1) の計算設定を表 2 に示す。また、計算領域の第 3 領域は図 1 の領域である。CASE1 では、全ての値においてデフォルトの設定を用いる。なお、感度実験において、データ同化による変化の平滑化効果を除くため、第 3 領域の 4 次元データ同化は行っていない。CASE2 では、

水平渦粘性パラメータである Smagorinsky 定数を変化させる。本研究では、WRF の RANS 計算を用いており、レイノルズ応力の鉛直成分に関しては PBL スキームでモデル化されている一方で、水平成分は水平渦粘性係数によりモデル化されている。WRF の水平渦粘性係数は以下の式で表される (William et. al, 2008)。

$$K_h = C_s l^2 \left[ 0.25(D_{11} - D_{22})^2 + \overline{D_{12}^2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (3.1)$$

ここで、 $K_h$  : 水平渦粘性係数、 $C_s$  : Smagorinsky 定数、 $l$  : グリッド長さ、 $D$  : 拡散項である。これより、 $C_s$  を小さくすることで、水平方向の渦粘性が小さくなり、水平風速の勾配が大きくなると考えられる。本研究では、デフォルトである 0.25 から 0.05 に変化させ、検証を行う。CASE3 では、海面粗度パラメータである Charnock 係数の値を変化させる。WRF での海面の粗度長は以下の式によって与えられている (Charnock, 1955)。

$$z_0 = \alpha_{ch} \frac{u_*^2}{g} \quad (3.2)$$

ここで、 $z_0$  : 海面の粗度長、 $u_*$  : 摩擦速度、 $\alpha_{ch}$  : Charnock 係数である。Case3 の感度実験では、 $\alpha_{ch}$  をデフォルトである 0.018 から 0.005 に変化させ、検証を行う。CASE4 では、地表面粗度テーブルをデフォルトである USGS から JMA (気象庁) で用いられているテーブルに変更する。USGS と JMA の粗度テーブルを表 3 に示す。JMA の地表面粗度テーブルは、入力値である MSM で用いられているものと同様のものであり、多くの土地利用区分で USGS より大きい粗度となっている (青柳ら, 2012)。

空間再現性の検証には、水平風速勾配の比較に CASE1、CASE2、CASE4、洋上鉛直シアの比較に

表 4 感度実験の概要

ケース名	条件変更点	Smagorinsky定数( $C_s$ )	Charnock係数( $\alpha_{ch}$ )	地表面粗度テーブル	検証項目
CASE1	(基準計算)	0.25	0.018	USGS	水平風速勾配/洋上鉛直シア
CASE2	Smagorinsky定数	0.05	0.018	USGS	水平風速勾配
CASE3	Charnock係数	0.25	0.005	USGS	洋上鉛直シア
CASE4	地表面粗度テーブル	0.25	0.018	JMA	水平風速勾配/洋上鉛直シア

CASE1、CASE3、CASE4 を用いる。また、洋上鉛直シアの検証には、北を  $0^\circ$  として  $0^\circ \sim 180^\circ$  を海風とし、それぞれの海風時のみを用いる。感度実験の概要を表 4 に示す。

表 2 WRF 計算設定

モデル	WRF (ARW) ver.3.8.1
入力データ	気象要素: 気象庁 MSM (3時間毎, 5km × 5km) 土壌要素: NCEP FNL (6時間毎, 1° × 1° 格子) 海面温度: MOSST (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 国土地理院 土地利用細分メッシュ
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(100 × 100格子) 第3領域: 0.1km格子領域(100 × 150格子)
鉛直層	40層(地表から100hPa)
物理過程スキーム	長波放射過程: Dudhia scheme 短波放射過程: RRTM(Rapid Radiative Transfer Model) scheme 雲微物理過程: Ferrier (new Eta) scheme 大気境界層過程: Mellor-Yamada-Janic (Eta operational) scheme 接地層過程: Monin-Obukhov (Janic Eta) scheme 大気陸面過程: Noah Land Surface Model scheme 積雲パラメータ化: Kain-Fritsch (new Eta) scheme (第1領域のみ)
4次元データ	第1領域: 全層同化(風速, 気温, 混合比) 第2領域: 大気境界層以上で同化(風速, 気温, 混合比) 第3領域: 同化なし

表 3 地表面粗度テーブル

USGS		JMA		LandUse
ZOMIN	ZOMAX	ZOMIN	ZOMAX	
.50,	.50,	3.0,	3.0,	'Urban and Built-Up Land'
.05,	.15,	0.2,	0.3,	'Dryland Cropland and Pasture'
.02,	.10,	0.2,	0.3,	'Irrigated Cropland and Pasture'
.05,	.15,	0.2,	0.3,	'Mixed Dryland/Irrigated Cropland and Pasture'
.05,	.14,	0.2,	0.25,	'Cropland/Grassland Mosaic'
.20,	.20,	0.4,	0.4,	'Cropland/Woodland Mosaic'
.10,	.12,	0.1,	0.4,	'Grassland'
.01,	.05,	0.2,	0.3,	'Shrubland'
.01,	.06,	0.1,	0.4,	'Mixed Shrubland/Grassland'
.15,	.15,	0.4,	0.4,	'Savanna'
.50,	.50,	2.0,	2.0,	'Deciduous Broadleaf Forest'
.50,	.50,	2.0,	2.0,	'Deciduous Needleleaf Forest'
.50,	.50,	2.0,	2.0,	'Evergreen Broadleaf Forest'
.50,	.50,	2.0,	2.0,	'Evergreen Needleleaf Forest'
.20,	.50,	3.0,	3.0,	'Mixed Forest'
0.0001,	0.0001,	0.001,	0.001,	'Water Bodies'
.20,	.20,	0.2,	0.2,	'Herbaceous Wetland'
.40,	.40,	0.4,	0.4,	'Wooded Wetland'
.01,	.01,	0.1,	0.1,	'Barren or Sparsely Vegetated'
.10,	.10,	0.1,	0.1,	'Herbaceous Tundra'
.30,	.30,	0.3,	0.3,	'Wooded Tundra'
.15,	.15,	0.15,	0.15,	'Mixed Tundra'
.05,	.10,	0.05,	0.0012,	'Bare Ground Tundra'
0.001,	0.001,	0.0012,	0.0012,	'Snow or Ice'
.01,	.01,	.01,	.01,	'Playa'
.15,	.15,	.15,	.15,	'Lava'
.01,	.01,	.01,	.01,	'White Sand'

## 4. 感度実験の結果

### 4.1 水平風速勾配の再現性

図2に観測値(OBS)とCASE1、CASE2、CASE4の水平風速勾配を示す。ここでは、MT-B 55mとVL 60mの平均風速をそれぞれVL 60mの平均風速で規格化した値を示している。MT-B 55mの値は、OBSが1.128、CASE1が1.023、CASE2が1.022、CASE4が1.093となった。小長谷ら(2018)と同様、観測値に比べ、WRF推定値は水平風速勾配が過小評価となっていることが分かる。水平渦粘性を変化させたCASE2では、水平風速勾配に大きな変化は見られず、むしろ水平風速勾配をCASE1よりも過小評価する結果となった。その一方で、地表面粗度を変化させたCASE4では水平風速勾配が大きくなり、水平方向の空間再現性が向上していることが分かる。図3にCASE1、CASE2、CASE4のVL 60mの風速で規格化した60m高風速場を示す。ここで、図中の赤点は観測地を示す。CASE1、CASE2は風速場においてもほとんど変化がなく、沖合約3km地点において5%程度の風速の増加しかみられない。一方、CASE4では同地点で15%の増加が見られ、海岸線から沖合にかけて水平風速勾配がよく現れていることがわかる。ここで、CASE4において水平風速勾配の再現性が向上した原因について考察する。WRFは海岸線付近で風速を過大

評価する傾向があり、沖合との風速差が小さくなることから、水平風速勾配が観測値に比べ、小さくなることが知られている(見崎ら,2017)。本検証においても、海岸線上に位置するVL 60mでの観測風速は、5.75m/sであるのに対し、CASE1の推定風速は、7.01m/sと21.9%の過大評価であった。一方で、CASE4での推定風速は、6.03m/sとなり、4.87%まで過大評価が抑えられていた。このことから、CASE4では、地表面の粗度が大きくなることで、海岸線付近での風速の減少が再現され、水平風速勾配が大きくなり、再現性が向上したと考えられる。

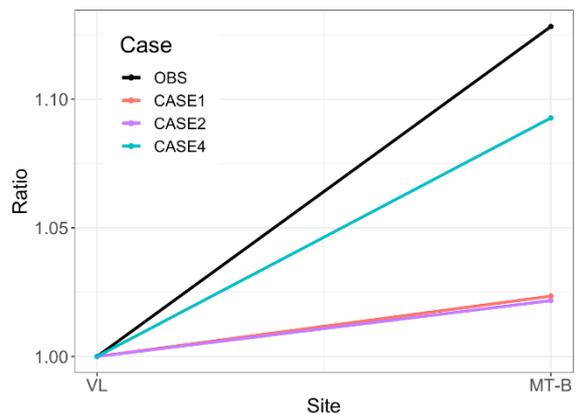


図2 水平風速勾配  
(VL 60mの風速で規格化)

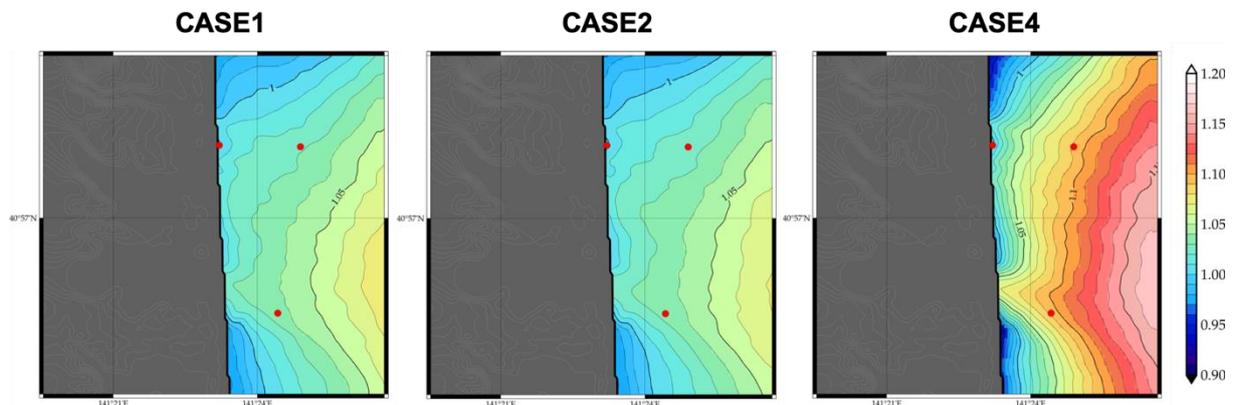


図3 60m高の平均風速場 (VL60mの風速で規格化)

## 4.2 洋上鉛直シアの再現性

図4に観測値(OBS)とCASE1、CASE3、CASE4の鉛直シアを示す。これはBuoy 5mとMT-B 55m位置の平均風速をそれぞれBuoy 5mの平均風速で規格化した値を示している。なお、検証には海風時のみを用いている。MT-B 55mの値は、OBSが1.136、CASE1が1.227、CASE3が1.207、CASE4が1.219となった。小長谷ら(2018)と同様、洋上では観測値に比べ、WRF推定値は鉛直シアが過大評価となっていることがわかる。感度実験では、海面粗度を変化させたCASE3及び地表面粗度を変化させたCASE4においても、大きな変化はみられなかった。これより、現場観測で得られる鉛直シアは、地表面粗度や海面粗度を変更するだけでは得られないということが示された。鉛直シアの再現性については、熱的環境など他の再現性を鑑みる必要があると考えられるため、今後検証して行きたいと考えている。

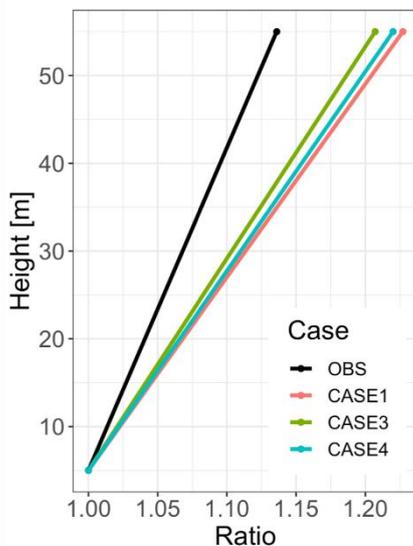


図4 洋上鉛直プロファイル  
(Buoy 5mの値で規格化)

## 5. まとめ

本研究では、力学的パラメータ及び地表面粗度を変化させ、WRF計算風速の水平風速勾配と洋上鉛直シアの感度実験を行った。得られた結果を次に示す。

- 1) 水平渦粘性パラメータの感度実験では、水平風速勾配の変化はほとんどなく、感度は小さい。
- 2) 地表面粗度をJMAで用いられているテーブルに変更することで、海岸線付近での風速の減少が再現され、水平風速勾配の再現性が向上した。
- 3) 観測で得られるような洋上の鉛直シアは地表面粗度や海面粗度を変化させるだけでは再現できず、熱的環境の再現性など他の要因を考慮する必要があると考えられる。

## 謝辞

本研究では、青森県危機管理局原子力安全対策課が管轄し、日本海洋科学振興財団むつ海洋研究所が管理する係留ブイの観測データを提供して頂いた。また、本研究は、科研費基盤研究(B)17H03492「バンカビリティ評価に使用可能な信頼できる洋上風況精査手法の確立」による成果の一部である。ここに併せて謝意を表する。

## 参考文献

- Shigeki SHIMA, 2016: Studies & Activities in Japan Marine Science Foundation, Jpn. J. Health Phys., 51 (4), pp.251-253.
- (公財)日本海洋科学 振興財団, 2014: 六ヶ所村沖合の海況の特徴, 平成26年度排出放射性物質影響調査成果報告会(六ヶ所村)
- 小長谷ら, 2018: 複数の風況シミュレーションを用いた近海域における洋上風況推定値の比較, 風力エネルギーシンポジウム論文集, Vol.40, pp179-182
- Charnock, H, 1955: Wind Stress on a Water Surface, Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 81, pp639-640.
- Skamarock W, et. al. 2008: A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Technical Notes-475+STR.
- 青柳暁典, 清野直子, 2012: メソ数値予報モデルと都市, 気象研究ノート, Vol.224, pp.273-301
- 見崎ら, 2017: WRFによって計算される海岸線付近の水平風速勾配の検証, 日本風工学会論文集, Vol.42(2), pp57-66

# 日本の降水タイプ別に集計した年間降水量と年平均気温の相関

草薙 浩 (京都ウェザー研究会)

## 1. はじめに

降水連続日数と一雨降水量の細分階級図の経年変化から見た日本の降水長期変化と気温変化の研究(草薙 2018)において、第1図の細分階級図を2分割する直線の左上側の短期間の強い降水(一雨降水の平均日降水量が多いイベント群)は気温上昇と正相関、右下側の長期間の弱い降水(一雨降水の平均日降水量が少ないイベント群)は気温上昇と負相関することが明らかになった。

ところが、気温の経年変化の観測データは、年ごとの自然変動、数年から数十年周期の自然変動、1次回帰直線で記述されるこの期間の平均的な人為起源の気候変動の3つの変動成分の重ね合わせとみなすことができるとされている(気象庁 2018a)。

そこで本発表では、降水タイプ別に集計した年降水量の経年変化と日本の年平均気温の経年変化との相関について、人為起源の気候変動成分(以降、トレンド成分と記述する)を除去しない場合と除去した場合に分けて調べることにした。

## 2. 日降水量および年平均気温データと解析方法

### 2.1. 日降水量時系列データ

解析に用いる日降水量データは、草薙(2018)と同じ、気象庁が気候変動解析に用いている51観測地点(気象庁 2018b)、解析期間1901年から2017年までの42734日を用いた。年平均気温は、降水量データと同じ51観測地点の1901年から2017年までの117年間のデータを用いた。

### 2.2. 年降水量細分階級2次元図の作成

一雨降水量の範囲を細分階級に分けた年降水量細分階級2次元図の作成は、草薙(2018)と同じ方法で行った。

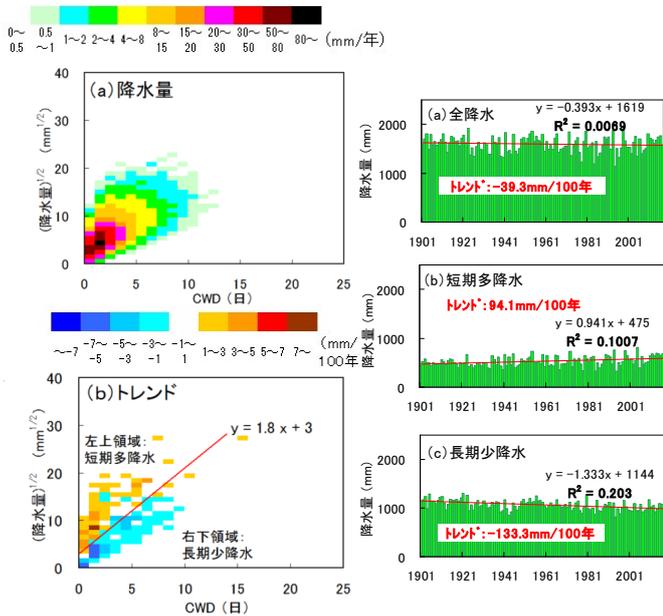
この年降水量細分階級図の左上側の一雨降水の平均日降水量が多いイベント群を「村雨型」降水、右下側の平均日降水量が少ないイベント群を「霖雨型」降水と呼ぶ。

## 3. 年降水量と年平均気温の長期観測データ間の相関

### 3.1. 年降水量と年平均気温の相関

気温の経年変化の観測データは、前述の3つの成分の重ね合わせとみなされている。最初に、経年変化の観測データからトレンド成分を取り除かない場合の検討を行った。

気温、年降水量細分階級図の全領域の年降水量(全ての降水イベントの和)、村雨型降水イベント

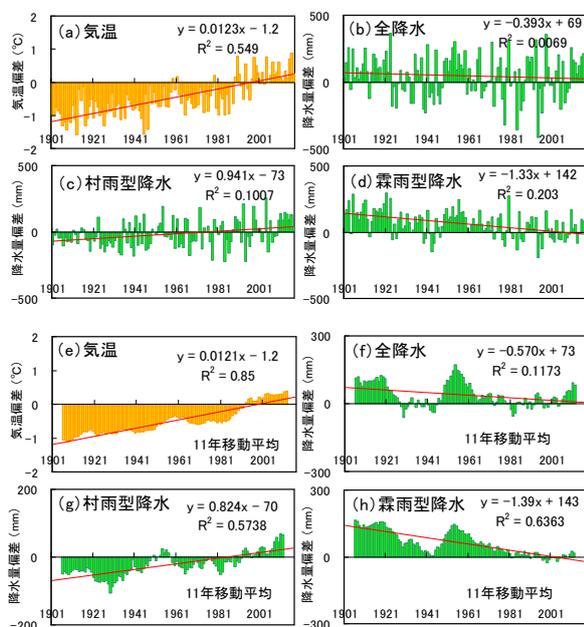


- (1) 細分階級2次元分布図
  - (a) 降水量、(b) トレンド
  - (縦軸：一雨降水量、横軸：CWD)
- (2) 降水量経年変化
  - (a) 分布の全領域、
  - (b) 直線の左上領域、
  - (c) 直線の右下領域、

第1図 細分階級2次元分布図と降水量の経年変化

を足し合わせた年降水量、霖雨型降水イベントを足し合わせた年降水量、の3つのデータについて、117年間の観測データ（いずれも1981年-2010年の平年値に対する偏差で示す）の各年の観測値、11年移動平均値を第2図の棒グラフに示す。

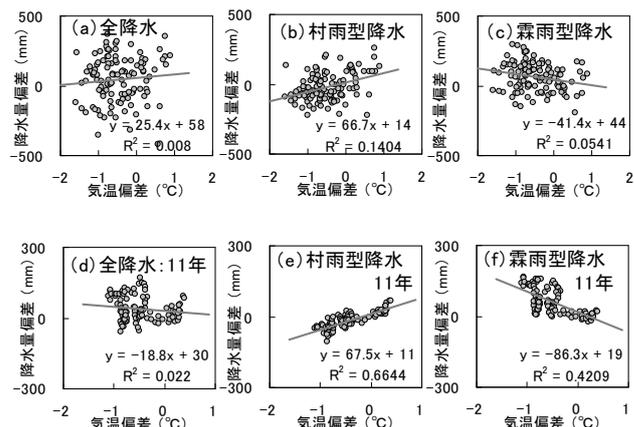
図には、1次回帰を適用して求めた直線と回帰式も示す。第2図aからdの移動平均なしでは、年平均気温と年降水量の両者共に年々変動による棒グラフの上下の変化が激しい。11年移動平均した第2図eからhでは、年々の変動が除かれて数年から数十年周期の自然変動の成分を確認することができるとともに、トレンド成分も見やすくなっている。



第2図 気温と降水の経年変化

気温と全降水、村雨型降水、霖雨型降水の対応する各年値を、横軸は気温偏差と縦軸は降水量偏差にとった散布図にして1次回帰式と決定係数 ( $R^2$ ) とともに第3図に示す。

村雨型降水の第3図bとeでは回帰式の勾配が正で気温が上昇すれば降水量も増加する関係に、雨型降水の第3図cとfでは回帰式の勾配が負で気温が上昇すれば降水量が減少する逆の関係になって



第3図 気温と降水の相関関係。

いる。決定係数  $R^2$  から求めた気温偏差と降水量偏差の相関係数 ( $R$ ) と直線式の勾配から計算した  $1^\circ\text{C}$ あたりの降水量変化率  $K$  ( $=$  勾配/年降水量  $\times$  100、但し、勾配の単位:  $\text{mm}/^\circ\text{C}$ 、年降水量の単位:  $\text{mm}$ ) を第1表にまとめた。

第1表 気温と降水の相関関係と降水量変化

	相関係数 $R$ (-)			降水量変化率 $K$ (%/ $^\circ\text{C}$ )		
	全領域	村雨型 降水	霖雨型 降水	全領域	村雨型 降水	霖雨型 降水
移動平均なし	0.089	0.375	-0.233	1.6	12.6	-3.9
11年移動平均	-0.148	0.815	-0.649	-1.2	12.7	-8.1

移動平均することによって年々変動成分が除かれて散布図のばらつきが小さくなり、相関係数が大きくなるのが分かる。11年移動平均に絞って整理すると、全降水では気温との相関なし ( $R = 0.148$ ) であるが、村雨型降水では気温と強い正相関があり ( $R = 0.815$ )、霖雨型降水では気温と強い負相関 ( $R = -0.649$ ) のあることが示された。全降水の相関係数の値は村雨型降水と霖雨型降水の相関係数の値が相殺しあった結果と考えられる。 $1^\circ\text{C}$ あたりの降水量変化率  $K$  は、全降水  $K=-1.2\%$ / $^\circ\text{C}$  (0.5)、村雨型降水  $K=12.7\%$ / $^\circ\text{C}$  (14.98)、霖雨型降水  $K=-8.1\%$ / $^\circ\text{C}$  (-6.7) であった。括弧内は前報の第6図から求めた値であり、今回の値は、観測期間117年の観測データを10年ごとに算術

平均して年々変動成分を除く異なる手法で降水量変化率  $K$  を計算した括弧内に示す前報の値と比較して妥当な値である。

以上の結果、経年変化の観測データからトレンド成分を取り除かない場合、村雨型降水では気温が高い年には降水量が多く、霖雨型降水では逆に気温が高い年には降水量が少ないという、気温と降水の関係の違いが追認された。

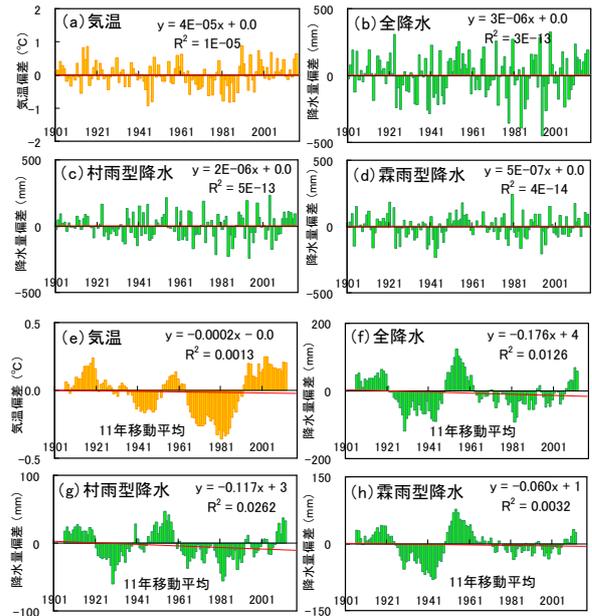
### 3-2.トレンド成分を除いた年降水量と年平均気温の相関

つぎに、経年変化の観測データからトレンド成分を取り除いた場合の検討を行った。

気温の経年変化の観測データは、前述の3つの成分の重ね合わせとみなされているので、気温の経年変化の観測データから、人為起源の気候変動に起因するトレンド成分を数学的に引き算すれば自然変動成分のみを抽出することができる。降水量については、このような3成分の重ねあわせと考える根拠はない。しかし、村雨型降水および霖雨型降水では、1次回帰直線から求めた長期変化傾向(トレンド)は  $t$  検定を適用した結果、5%水準の統計的有意性があるので、気温と同様、トレンド成分を引き算する取り扱いができると判断した。

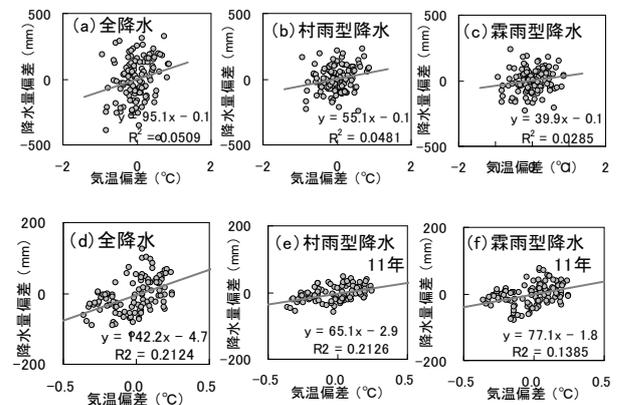
第2図aからdの移動平均なしの4つの図中に示す1次回帰式の勾配と切片を用いて年平均気温、全降水、村雨型降水、霖雨型降水の経年変化の各年値からトレンド成分の各年値を引き算した。得られた自然変動成分の各年値について、各年値(移動平均なし)、11年移動平均値の経年変化を第4図に示す。

図中に示す1次回帰式の勾配はほぼゼロで人為起源のトレンド成分がなくなっている。その結果、第2図と比較して気温の図で特に顕著な変化が見られ、第4図eの11年移動平均では数年から数十年の自然変動に起因する温暖な期間と寒冷な期間が上向きと下向きのピークとして顕在化したことがわかる。降水量の図でも多降水期と少降水期(第4図fからh)のピークがより明瞭になっている。



第4図 長期変化傾向成分を除いた気温と降水の経年変化

気温と全降水、村雨型降水、霖雨型降水の対応する各年値を、横軸は気温偏差と縦軸は降水量偏差にとった散布図にして1次回帰式と決定係数  $R^2$  とともに第5図に示す。



第5図 長期変化傾向成分を除いた気温と降水の相関関係。

霖雨型降水の第5図cとfでは回帰式の勾配が正(気温が上昇すれば降水量も増加する)に変化していて、トレンド成分を除かない場合は異なる関係が明らかになった。

第5図から計算した気温偏差と降水量偏差の相

関係数 R と 1°Cあたりの降水量変化率 K を第 2 表にまとめた。

第 2 表 長期変化傾向成分を除いた気温と降水の相関関係と降水量変化率

	相関係数 R (-)			降水量変化率 K (%/°C)		
	全領域	村雨型 降水	霖雨型 降水	全領域	村雨型 降水	霖雨型 降水
移動平均なし	0.226	0.219	0.169	6.0	10.4	3.7
11年移動平均	0.461	0.461	0.372	8.9	12.3	7.2

11 年移動平均に絞って整理すると、村雨型降水の気温との相関係数  $R = 0.461$  (p 値 0.002)、霖雨型降水の気温との相関係数  $R = 0.372$  (p 値 0.006) と計算された。括弧中に示した p 値は 1%有意の有意水準の限界 p 値 0.01 より小さいので相関係数は 1%水準の統計的有意性が認められた(岩淵 2001)。第 1 表の 11 年移動平均の相関係数(村雨型降水  $R = 0.815$ 、霖雨型降水  $R = -0.649$ )と比較すると小さい値であるが、人為起源のトレンド成分を除いた場合にも気温と降水量の間に相関性のあることが示された。

人為起源のトレンド成分を除いた場合(第 2 表)、いずれのタイプの降水型においても降水量変化率は正値をとり  $K = 7.2 \sim 12.3 \text{ \%}/^{\circ}\text{C}$  の範囲の値である。

以上の結果、人為起源のトレンド成分を除かない場合と除いた場合で、降水量と気温の相関関係に大きな違いのあることが明らかになった。

#### 4. おわりに

日本の 1901 年から 2017 年までの 117 年間の観測データを降水連続日数と一雨降水量の細分階級図を用いて、村雨型降水と霖雨型降水の 2 つに分けて解析した結果、過去 117 年間の人為起源の気温上昇と、村雨型降水は降水量の増加 ( $K = 12.7 \text{ \%}/^{\circ}\text{C}$ )、霖雨型降水は降水量の減少 ( $K = -8.1 \text{ \%}/^{\circ}\text{C}$ ) という、逆の相関関係が導き出された。これらの一雨降水の平均日降水量が多いイベント群と一雨降水の平均日降水量が少ないイベント群に分けて解析した結果は、人為起源による気温上昇によって雨の降り方が変化している日本の降水現象の事例の 1

つと考えられる。しかし、今回の解析はあくまでも相関をみただけであり、因果関係まで説明するものではないことに注意が必要である。

一方、人為起源による気温上昇を除けば、村雨型降水、霖雨型降水ともに降水量が増す気温と降水量が正相関する ( $K = 7.2 \sim 12.3 \text{ \%}/^{\circ}\text{C}$ ) という逆の結果が導き出された。気温上昇により大気が含まうる水蒸気量が増えることで降水量が増加するというメカニズムが考えられている(藤部 2015)が、降水タイプ別に解析した今回の結果がこのメカニズムの理解役立つものと思われる。

#### 参考文献:

- 藤部文昭, 2015: 温暖化に伴い強雨は増えるのか? —アメダス観測が示す気温と強雨の関係—. <http://www.mri-jma.go.jp/Topics/H26/Happyoukai2014/05.pdf>.
- 岩淵千春, 岩淵千明, 浦 光博, 石井 滋, 西田公昭, 神山貴弥, 2001: あなたもできるデータの処理と解析. 岩淵千春 編, 福村出版, 118, 165
- 気象庁, 2018a: 長期変化傾向(トレンド)の解説. <https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/trend.html> (2018. 11. 30 閲覧)
- 気象庁, 2018b: 日本の年平均降水量偏差. [http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/list/an\\_jpn\\_r.html](http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/list/an_jpn_r.html) (2018. 10. 10 閲覧)
- 草薙 浩, 2018: 降水連続日数と一雨降水量から見た日本の降水特性の長期変化. 天気, 65, 39-42.

# 2018年に近畿地方を通過した台風の特徴

神田豊\*、馬場雅一(大阪管区气象台)

## 1. はじめに

2018年7月から9月にかけて、暴風域を伴うT1812(以下、2018年台風第12号をT1812などという)、T1820、T1821及びT1824が近畿地方を通過した。特にT1821では、和歌山で歴代1位の最大風速を観測したほか、大阪、京都や彦根で第二室戸台風以降最大となる風速となった。

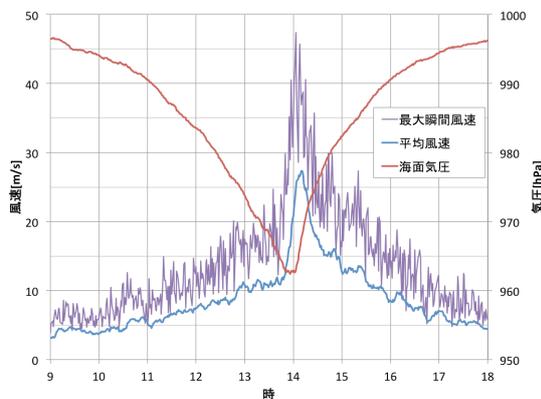
第1図に示すとおりT1821では大阪で気圧最低となってから急に風速が強まっている。台風の進行速度も関係したとみられるが、これほどの暴風となった要因は明らかではない。また、これらの台風で風速20m/s以上を観測したのは一部の地点に限られ、風速は中心気圧や中心からの距離には必ずしも連動していない状況もうかがえる。

ここでは、各台風の詳細な経路を推定し、中心からみた気圧や風速の分布を分析する。さらに、強風となった地域やタイミングの特徴から、典型的な台風とは異なる側面を見出す。

## 2. 台風周辺の気圧と風速の特徴

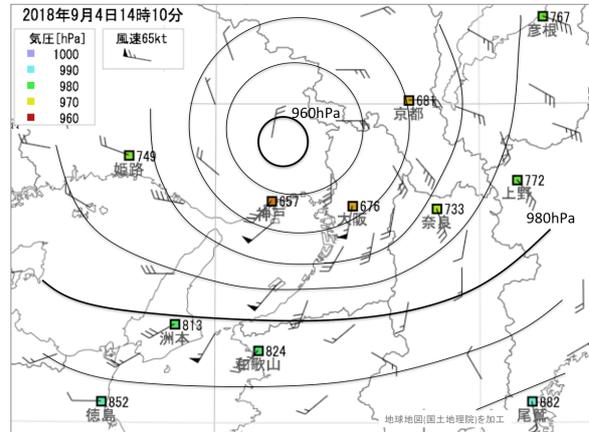
### 2.1 台風経路の推定

T1821により大阪で最大風速を観測した頃の気圧分布を表す第2図からは、観測地点はまばらで台風の中心位置や等圧線の決定にはあいまいさを感じられる。また、気象庁が再解析した台風経路の時間間隔は一部を除き3時間毎と長く、台風の中心位置と暴風の関係を詳細には分析しにくい。



第1図 T1821による大阪の風と気圧の変化

2018年9月4日9時~18時の、大阪の最大瞬間風速、平均風速(左目盛)及び海面気圧(右目盛)を表したものの。

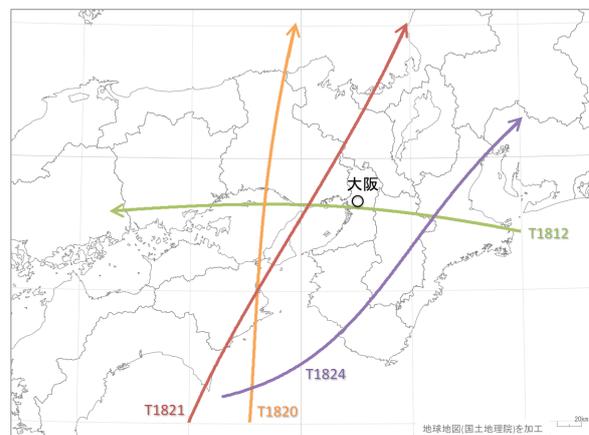


第2図 T1821周辺の気圧分布

2018年9月4日14時10分の、海面気圧及び風の観測値に等圧線を描画した暫定的な解析図。

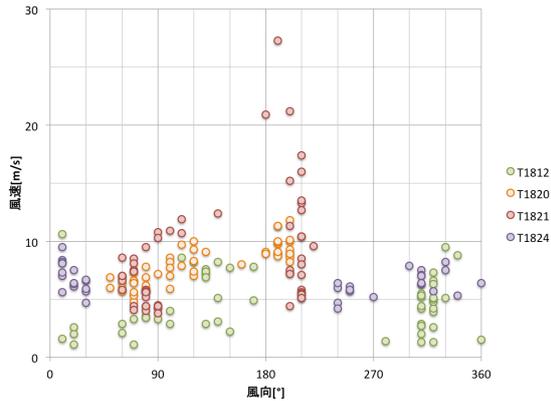
一方、観測値は時間的にはかなり細かく得られており、台風を固定して観測地点をみると、CTスキャンしたかのように台風の構造を表している可能性がある。中心が近くを通過した各観測地点において、海面気圧が最低となったか風向が急変した時を台風の最接近時刻とし、それと観測地点の緯度又は経度との関係を3次式で近似する。このように推定した各台風の経路を第3図に示す。

ここでは台風位置をこの関係式から求めることとするが、気圧最低位置は中心の眼などの影響で10km程度のばらつきが生じるので、以後の分析ではこのスケールで議論する。



第3図 各台風の推定経路

T1812、T1820、T1821及びT1824について、各観測地点における最接近時刻から推定した経路を表したものの。

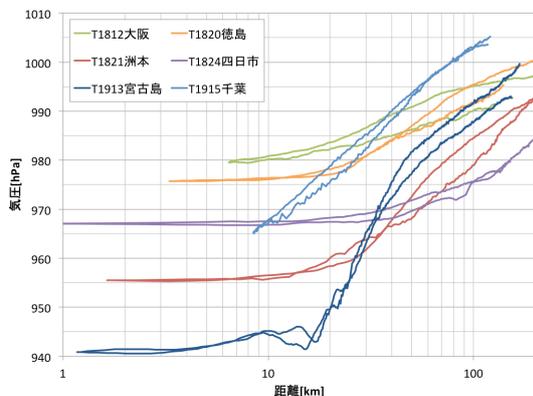


第4図 各台風による大阪の風向と風速の関係  
T1812、T1820、T1821 及び T1824 が接近した約 9 時間の、大阪の 10 分間平均風向と風速の関係を表したもの。

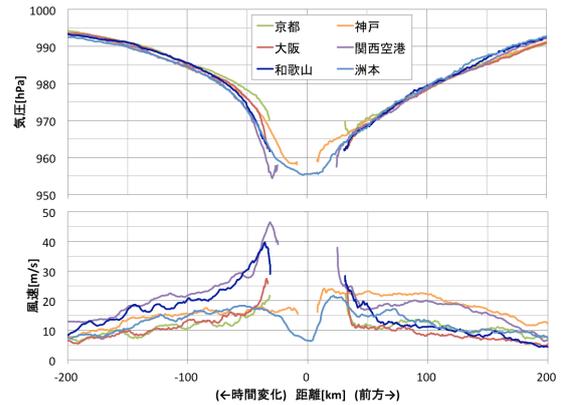
## 2.2 各台風の気圧と風速の傾向

第4図に示すとおり、各台風による大阪における風速はほぼ全ての風向で概ね 10m/s 以内におさまっているが、T1821 では風向が南南西のみで極端な風速となっている。第2図や第3図からわかるように、大阪から見た紀伊水道の向きはほぼ南南西であり、中心経路の走向とも一致したことがひとつの要因になった可能性もうかがえる。

一方、気圧傾度は中心に近づくほど大きくなるのが一般的であり、藤部(1996)が示す Schloemer の実験式によれば、第5図に示すように横軸を距離の対数で表すと気圧は直線状に変化することになる。2019年に宮古島付近を通過した T1913 や千葉市付近を通過した T1915 では、それぞれ最盛期に近い典型的な台風の構造がみられるが、T1821 では中心から離れた位置で気圧傾度が大きかった。



第5図 各台風からの距離と気圧の関係  
T1812、T1820、T1821、T1824、T1913 及び T1915 から観測地点への距離の対数と、海面気圧の関係を表したもの。

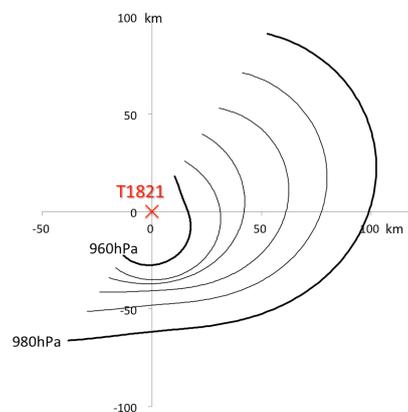


第6図 T1821 からの距離と気圧及び風速の関係  
横軸に台風中心の進行方向前方を正とした各観測地点への距離と、上図に海面気圧との関係を、下図に 10 分間平均風速との関係を表したもの。

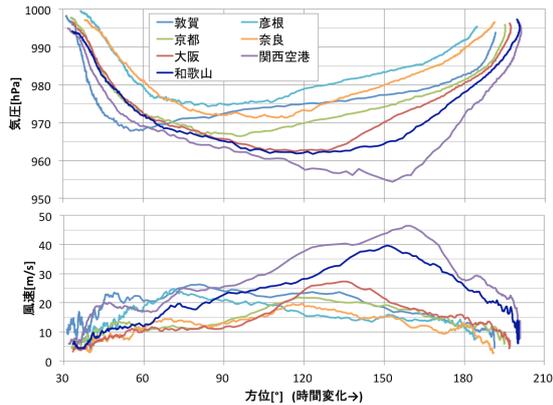
## 2.3 T1821 の気圧と風速の特徴

第6図に示すとおり T1821 の気圧傾度は中心の進行方向前方より後方の方が大きく、同様に風速もより強い特徴がみられる。中心付近を除き各観測地点の気圧にばらつきはみられないことから、この期間の気圧構造に大きな変化はなかったと推定できる。

T1821 周辺の気圧分布を表した第7図では中心の南側の気圧傾度が大きく、台風の最接近後に風速が強まった観測地点が多かったことと整合する。ただし、これは時間平均的な気圧分布となっており、中心からみた観測地点の分布密度は期間の前半と後半で異なるため、特に中心付近の形状が保たれていたかどうかまではわからない。



第7図 T1821 周辺の平均的な気圧分布  
2018年9月4日12時～18時の、T1812 右半円内の各観測地点の海面気圧に基づき、中心からの方位に対する特定等圧線への距離を3次式で近似して描画したもの。



第8図 T1821 からの方位と気圧及び風速の関係

T1821 中心から観測地点をみた方位と、上図に海面気圧との関係を、下図に10分間平均風速との関係を表したもの。台風の進行方向は約30°なので、各観測地点における最接近時の方位は約120°となる。

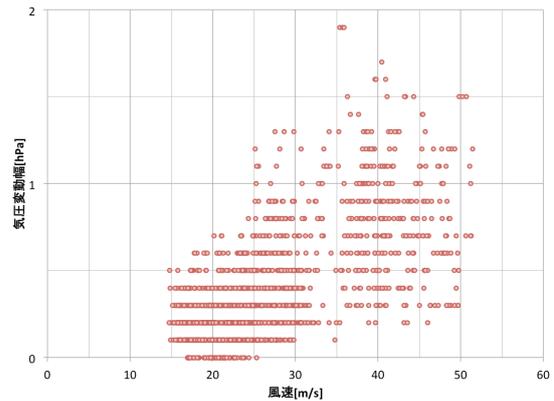
## 2.4 T1821 での気圧の変形

仮に台風周辺の等圧線が同心円状になっていたとすれば最接近時に気圧最低となる。しかし、第8図で気圧が急に上昇した変化点に注目すると、観測地点が南から北に向かうほど、T1821 からみたその方位は南東側から北東側に反時計回りに変化しており、風速もそれに追従している。

気圧や風の観測値からはT1821の経路に蛇行はほとんどみられず、強風時の風向からみて、フェーン現象に伴う気圧低下とも異なる変化であったと考えられる。したがって、第7図に示す等圧線が中心の南側に膨らんでいる部分が、期間の後半に反時計回りに回転した可能性もうかがわせる。

T1821で風速が20m/s以上となった多くの観測地点は進行方向の右半円内であり、それが強風の要因のひとつとみられるが、特に風速が強まったのはこのような気圧傾度の大きい部分が通過したためとも考えられる。このような特徴があることをふまえて、気圧変化から詳細な気圧傾度を早期に解析できれば、台風の前方に位置する地域の予測風速をある程度修正できる可能性もある。

一方、第8図に示す関西空港の気圧最低と風速最大となった時の方位はほぼ一致し、その変化の形状も似ている。風速が強まると建物内の空気が吸い出される効果により気圧変動が大きくなり、気圧は低めとなりやすい。気圧と風の観測位置は離れているため詳細は不明だが、第9図に示すとおり風速と短周期の気圧変動には関係がみられ、強風により気圧がやや低めとなった可能性もある。



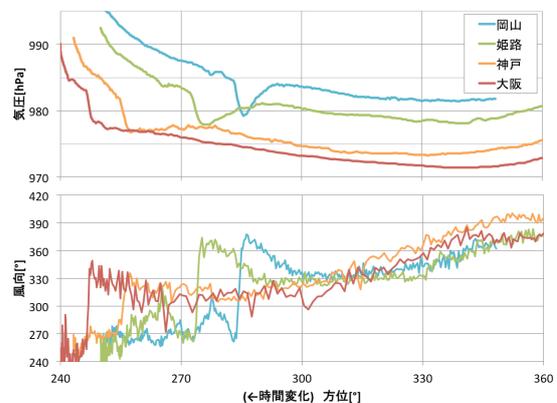
第9図 関西空港の風速と気圧変動幅の関係

T1821 が接近した2018年9月4日12時~15時の、1分間平均風速と気圧変動幅の関係を表したもの。

## 2.5 T1824 での気圧急低下

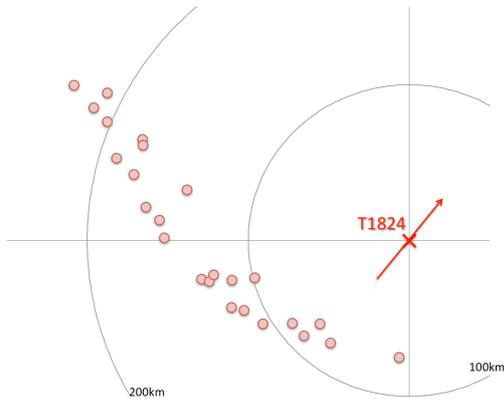
T1824では、四国、中国、近畿、東海、北陸地方の多くの観測地点で、台風最接近後しばらくしてから気圧の急低下が観測された。このような現象は筆保ほか(2000)が分析した内部重力波の伝搬による Pressure Dip (以下、PD という)と見られ、井上ほか(2013)はT1217で局所的な下降気流による気温上昇を伴うと分析している。

PDをとらえたほとんどの観測地点は進行方向左半円内で、第10図に示すとおり風向は反時計回りに変化していたが、一時的に時計回りとなり気圧が低下している。気温が一時的に上昇した観測地点もあり、左半円内では風向が時計回りとなった期間が風の発散となることから、乾燥断熱変化で下降した気流が地上で発散したと推定できる。



第10図 T1824 からの方位と気圧と風向の変化

T1824 が近くを通過した際の、中心から各観測地点をみた方位に対する、上図に海面気圧の変化を、下図に10分間平均風向の変化を表したもの。



第 11 図 T1824 中心からみた気圧急低下位置  
T1824 により気圧急低下が認められた 25 地点の、その時刻に台風中心からみた位置を表したものを。矢印は進行方向。

PD を観測した位置は、第 11 図に示すとおりほぼ直線状に並んでいる。観測した順序はまちまちで気圧変化の形状にも違いがあるため、局所的な低気圧が各観測地点を通過したのではなく、気圧の低いシアラインが台風に伴って移動した結果とみられる。なお、T1812、T1820 や T1821 では PD を確認できなかったため、温帯低気圧化により近い T1824 の特徴のひとつであったと思われる。

多くのアメダス地点においても風向の急変を観測しており、その際の風速が期間内最大となった観測地点もあった。また、PD により台風最接近時よりも低い気圧を観測した地点もあることから、注目すべき現象と考えられる。

### 3. まとめ

2018 年は台風が様々な経路で近畿地方を通過したこともあり、地域特性を調べる有益な観測値が得られた。各観測地点の気圧や風の時間変化から推定した詳細な経路に基づき、台風周辺の気圧構造や風速の分布を分析した。

その結果、T1821 では進行方向後方の気圧傾度が大きく、気圧が局所的に低い領域が反時計回りに回転した兆候もあり、これらにより特定の地域やタイミングで風速がより強まったとみられる。また、強風時に短周期の気圧変動を伴う一時的な気圧低下をまねいた可能性のある事例もあり、解析には注意が必要なことも明らかになった。

2018 年に近畿地方を通過した台風では、風速 20m/s 以上となったのは進行方向右半円内の一部の観測地点などに限られる。しかし、中心付近の最大風速や暴風域の大きさにより風に対する警戒が呼びかけられたものの、このような観測結果を

示唆する予測表現にはなっていない。これを改善するためには、特定時刻のみならずその前後も含めた解析が重要となるため、台風の構造を表す高解像度の数値予測モデルへの観測値同化の進展に期待される。

一方、T1824 の進行方向左半円内では、風向急変を伴う一時的な気圧低下が多く、多くの地点で観測されており、下降気流を伴う気圧の低い領域がライン状になって通過した結果とみられる。一時的な強風も観測されるなど、解析上のみならず防災上からも注目すべき現象であることから、さらなる調査・分析が望まれる。

### 謝辞

本稿をまとめるにあたり、神戸地方気象台の溝本悟氏には観測の観点から助言をいただきました。ここに深く感謝の意を表します。

### 参考文献

- 井上創介, 平澤朋美, 岸隆幸(2013):2012 年台風第 17 号通過時に観測された潮位変動を伴った Pressure Dip について. 測候時報, **80**, 33-42.  
藤部文昭(1996):移動する台風の風速分布を表す計算式について. 天気, **43**, 671-680.  
筆保弘徳, 塚本修(2000):台風 9810 号で観測された顕著な Pressure Dip. 天気, **47**, 443-451.