

例会講演要旨集

第153号

目次

詳細目次・・表紙裏

例会

1. 数値高潮モデルを用いた大阪湾の高潮シミュレーション・・・・・・・・・・1
2. 湿地生態系からのメタン発生に関する最近の知見・・・・・・・・・・5
3. 夏季日本付近におけるロスビー波の碎波頻度の十年規模変動・・・・・・・・7

2021年1月9日(土)

オンライン開催

日本気象学会関西支部

詳細目次

例 会

1. 数値高潮モデルを用いた大阪湾の高潮シミュレーション・・・・・・・・・・1
*風本 圭佑 (大阪管区気象台気象防災部予報課)・坂元 賢治 (気象庁大気海洋部環境・海洋気象課)

2. 湿地生態系からのメタン発生に関する最近の知見・・・・・・・・・・5
*高橋 けんし (京都大学生存圏研究所)

3. 夏季日本付近におけるロスビー波の碎波頻度の十年規模変動・・・・・・・・7
*竹村 和人^{1,2}・向川 均¹・前田 修平³
(1 京都大学大学院理学研究科, 2 気象庁気候情報課, 3 気象庁高層気象台)

(*は講演者)

数値高潮モデルを用いた大阪湾の高潮シミュレーション

風本圭佑* (大阪管区気象台)

坂元賢治 (気象庁大気海洋部環境・海洋気象課)

1. はじめに

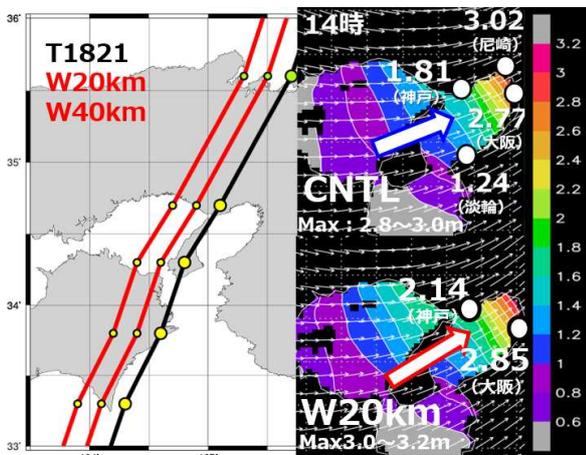
第2室戸台風は、1961年9月16日9時過ぎに室戸岬の西方に上陸し、13時過ぎには兵庫県尼崎市と西宮市の間に再上陸した。大阪で937hPa、最大風速33.3m/s、最大瞬間風速50.6m/sを観測するなど各地で暴風となった。大阪市では高潮により市の西部から中心部にかけて31平方kmが浸水するなど大阪府や兵庫県などで高潮による浸水害が発生した。平成30年台風第21号(T1821)までは、大阪検潮所で標高293cm、潮位偏差245cm、神戸検潮所で標高229cm、潮位偏差193cmの過去最高潮位を観測した台風である。一方、T1821は、非常に強い勢力を保ったまま2018年9月4日14時頃に兵庫県神戸市付近に上陸し、大阪湾では猛烈な風が吹き、9月4日14時過ぎに、大阪検潮所で標高329cm、潮位偏差277cm、神戸検潮所で標高233cm、潮位偏差181cmを観測し、第2室戸台風の観測値を更新した。

風本・坂元(2019)は、数値高潮モデルを用いてT1821の進路を変えた複数のシナリオでシミュレーションを行い、T1821の進路より西に約20km、約40kmずれてT1821が播磨灘を通過していた場

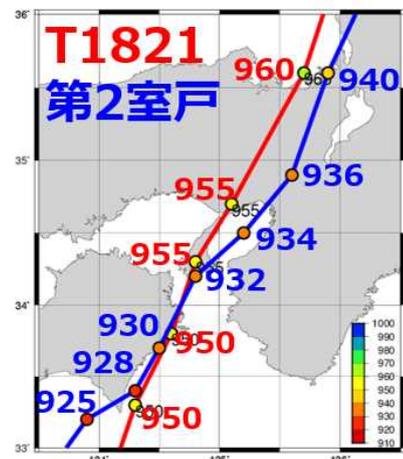
合、T1821より10cm以上高い潮位偏差となっていた可能性を示した(第1図)。T1821が大阪・神戸に最接近した際の中心気圧はそれぞれ962.4hPa、958.2hPaであり、第2室戸台風の中心気圧(大阪で937hPa、神戸で945.9hPa)よりも高い気圧であったが、大阪ではT1821の方が潮位偏差は大きくなった(第1表)。T1821、第2室戸台風ともに大阪湾を通る経路であった(第2図)。この潮位偏差の違いについて、坂元ほか(2018)はT1821では

第1表 大阪と神戸における第2室戸台風とT1821で観測された最低気圧(hPa)、最大風速(m/s)、最大瞬間風速(m/s)、最高潮位(標高、cm)、最大潮位偏差(cm)の比較。各要素赤字は第2室戸台風とT1821の比較の結果、値が大きい方を示す。

		第2室戸台風	平成30年台風第21号
最低気圧 hPa	大阪	937.0	962.4
	神戸	945.9	958.2
最大風速 m/s	大阪	SSE33.3	SSW27.3
	神戸	NE27.0	E24.1
最大瞬間 風速m/s	大阪	SSE50.6	SSW47.4
	神戸	WSW39.2	SSW45.3
最高潮位 cm	大阪	293	329
	神戸	229	233
最大潮位 偏差cm	大阪	245	277
	神戸	193	181



第1図 T1821の進路(黒線)とT1821の進路を西に約20km、約40km平行移動させた進路(赤線)(左図)。T1821の高潮の潮位偏差の再現結果(右上)とT1821の進路を西に20km移動させた場合の潮位偏差(右下)(0.2m毎)。青・赤枠矢印は大阪湾の風向を示す(右)。風本・坂元(2019)から作成。



第2図 T1821の進路(赤線)と第2室戸台風の進路(青線)。数字はその地点での中心気圧(hPa)。

大阪湾の長軸に平行な南西風となり、第2室戸台風では西風であったことが要因としている。このことは、第2室戸台風並みの勢力の台風により大阪湾で南西風が吹いた場合、T1821の観測値を超える高潮となる可能性を示唆している。

2. 第2室戸台風の数值高潮モデルによる調査

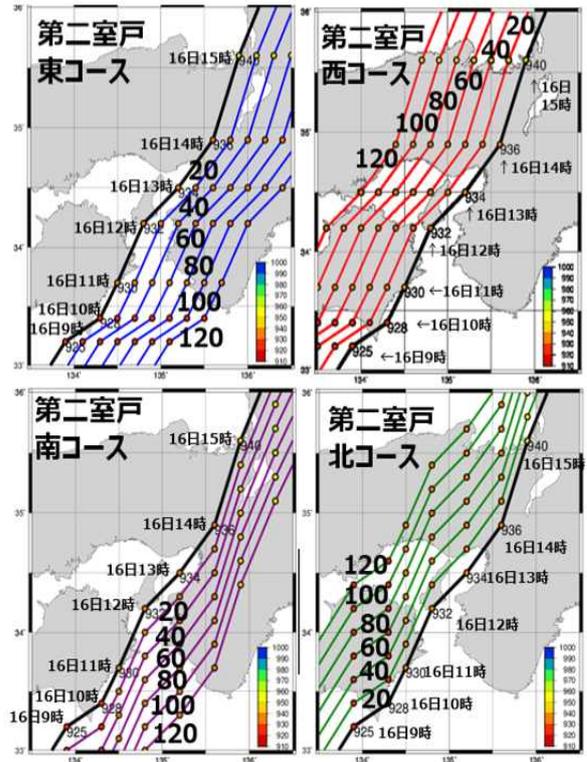
2.1 調査の目的

2020年9月、令和2年台風第10号が特別警報級（伊勢湾台風級：中心気圧が930hPa以下又は最大風速50m/s以上）の勢力で九州に接近することが予想されたため、気象庁では記録的な高潮への警戒を呼び掛けていた。今後、大阪湾にも特別警報級の台風が接近することが想定される。特別警報級の台風が接近した場合、大阪湾での潮位偏差がどの程度になるかを事前に想定することは、気象台の予報作業における高潮予測の参考となるだけでなく、適切な量的予報を提供することで防災機関の防潮堤の開閉の判断などの防災活動に資すると考える。このため、本調査では、特別警報級の台風として、第2室戸台風の進路、移動速度、中心気圧を用いて数值高潮モデルにより大阪湾の高潮のシミュレーションを行うこととした。

2.2 数值高潮モデルによる調査

2.2.1 方法

平成25年に気象庁地球環境・海洋部海洋気象情報室（現：気象庁大気海洋部環境・海洋気象課海洋気象情報室）から大阪管区気象台気象防災部地球環境・海洋課に配布された気象研究所で開発された数值高潮モデル（解像度1.6km×1.6km）を用いた。外力として大阪管区気象台（1961）で報告されている第2室戸台風の1時間毎の解析データによるボーガス風を用いて、第2室戸台風の進路及び同進路を東西南北に約20kmから約120kmまで約20km（0.2度）毎に平行移動して数值計算を行った（第3図）。この数值高潮モデルの主な物理過程は吸い上げ効果、吹き寄せ効果であり、四国山地などによる台風の勢力の衰え、波浪、成層状態、河川などの影響は考慮されていない。今回用いた数值高潮モデルでは、(1)、(2)式の運動方程式、(3)式の連続の式を解いて、海面高度偏差（潮位偏差） ζ 、x方向の流速u、y方向の流速vの時間発展を求めている。



第3図 第2室戸台風の進路を東（左上）、西（右上）、南（左下）、北（右下）に約20kmから120kmまで約20km毎に平行移動した場合の進路。

$$\frac{\partial Du}{\partial t} + \frac{\partial Du^2}{\partial x} + \frac{\partial Duv}{\partial y} = -\frac{1}{\rho_w g} D \frac{\partial(\zeta - \zeta_0)}{\partial x} - \frac{1}{\rho_w} (\tau_{ax} - \tau_{bx}) + fDv \quad (1)$$

$$\frac{\partial Dv}{\partial t} + \frac{\partial Duv}{\partial x} + \frac{\partial Dv^2}{\partial y} = -\frac{1}{\rho_w g} D \frac{\partial(\zeta - \zeta_0)}{\partial y} - \frac{1}{\rho_w} (\tau_{ay} - \tau_{by}) + fDu \quad (2)$$

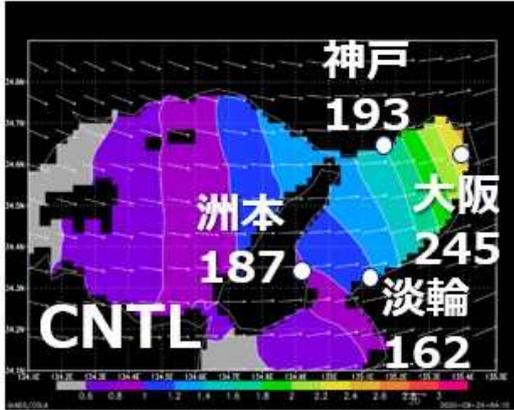
$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial Du}{\partial x} + \frac{\partial Dv}{\partial y} = 0 \quad (3)$$

$$D(x, y, t) = H(x, y) + \zeta(x, y, t) \quad (4)$$

ここで、 ζ_0 は地上気圧面の海面高度、 ρ_w は水の密度、 τ_{ax} と τ_{ay} は風応力、 τ_{bx} と τ_{by} は海底応力、 f はコリオリパラメータ、 H は水深を示す。

2.2.2 再現結果

第4図は、第2室戸台風の進路を用いた数值高潮モデルによる計算結果で、大阪湾で記録的な潮位を観測した時間に一番近い1961年9月16日14時の潮位偏差の計算結果である。大阪湾奥で、240～260cmの潮位偏差を計算しており、大阪（242cm）、



第4図 第2室戸台風の進路を用いた潮位偏差の再現結果(カラー:0.2m毎)。大阪、神戸、淡輪、洲本の値は潮位偏差観測値、淡輪と洲本は痕跡から決定した値。

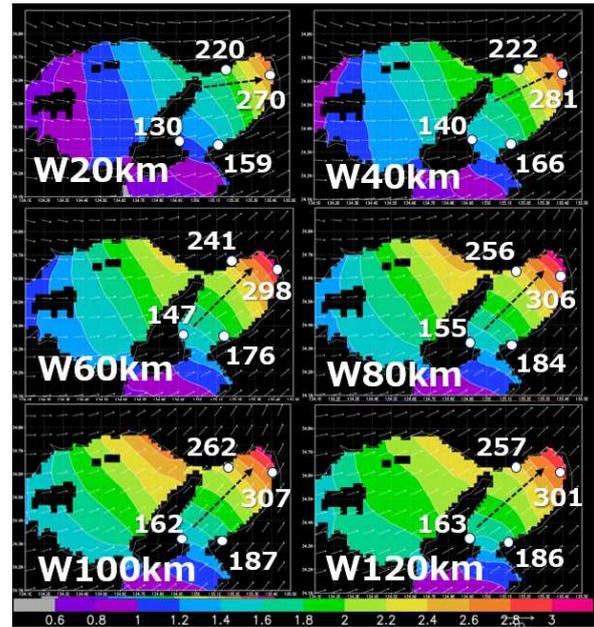
神戸(182 cm)の計算結果は、実況(大阪:245 cm、神戸:193 cm)をよく再現している。一方、淡輪(実況:162cm、計算結果:121 cm)、洲本(実況:187cm、計算結果:113 cm)では、観測値より低い計算結果となった。洲本と淡輪の潮位偏差の観測値は痕跡から決定されており、誤差が大きくなったと考えられる。この第2室戸台風の進路を用いた計算結果を「CNTL」と呼ぶ。

2.2.3 進路を平行移動した計算結果

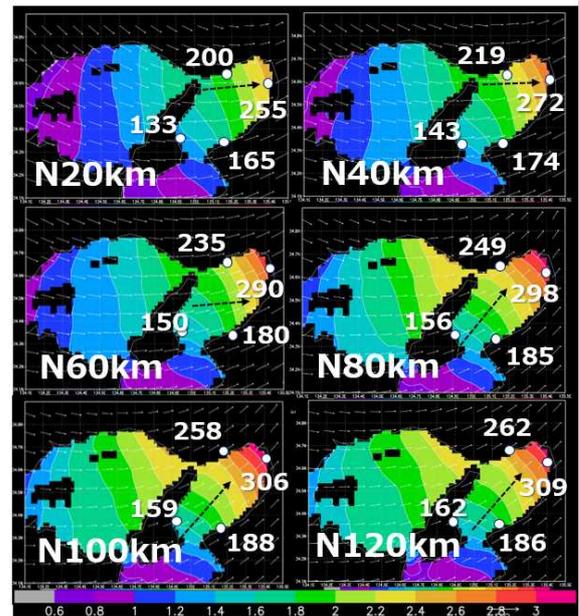
第2室戸台風の進路を東西南北に約20kmから120kmまで約20km毎に平行移動させた進路を用いて数値高潮モデルで計算を実施した(第5、6、7、8図)。西に平行移動させた計算結果では、全ての進路でCNTLを上回る潮位偏差となった(第5図)。特に、西に約100km平行移動した場合、潮位偏差は最大となり、大阪307cm、神戸262cmでT1821の潮位偏差を30cm以上も上回る結果となった。北に平行移動した結果でも全ての進路でCNTLを上回る潮位偏差となった(第6図)。北に約120km平行移動した場合、潮位偏差が最大となり、大阪309cm、神戸262cmで本調査のシミュレーションの中で大阪の計算結果としては最も大きい潮位偏差となった。第7図の東、第8図の南に平行移動した結果ではCNTLの進路から離れるにつれて潮位偏差が次第に小さくなる傾向が確認できた。

3 考察

吸い上げ効果と吹き寄せ効果を考慮した高潮の実験式では、大阪湾の潮位偏差は、「潮位偏差(cm) = $a \times (1010 - \text{最低気圧 hPa}) + b \times \text{最大風速} \times \text{最$

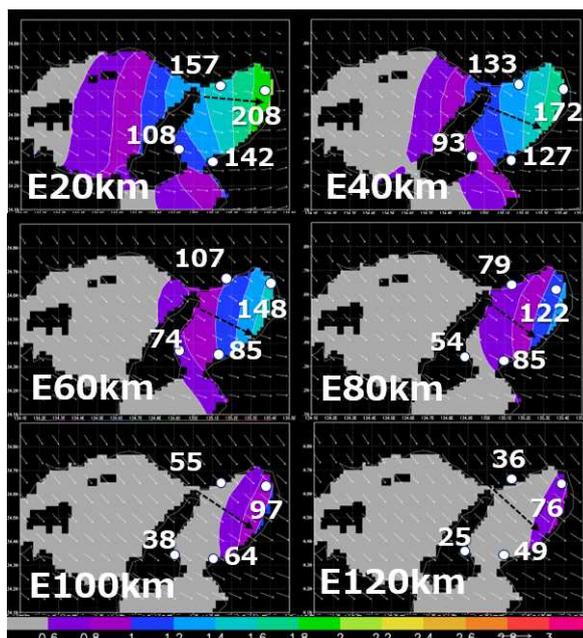


第5図 第2室戸台風の進路を西に約20kmから120kmまで約20km毎に平行移動させた計算結果。カラーは潮位偏差(単位はm、0.2m毎)。黒点線矢印は大阪湾の風向を示す。

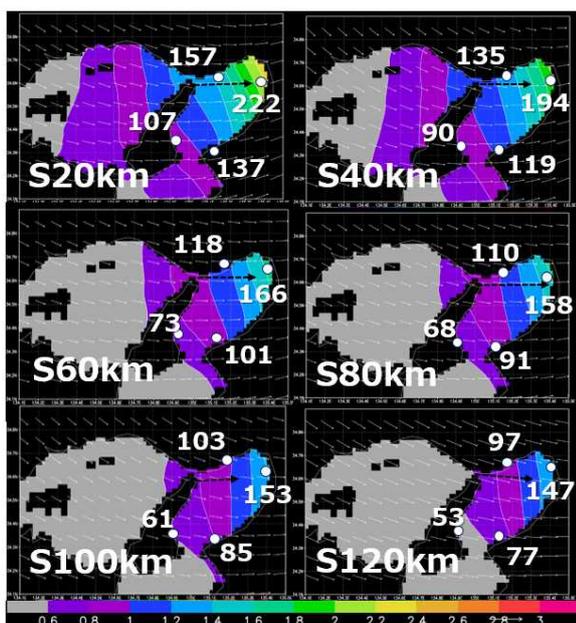


第6図 第2室戸台風の進路を北に約20kmから120kmまで約20km毎に平行移動させた計算結果。カラーは潮位偏差(単位はm、0.2m毎)。黒点線矢印は大阪湾の風向を示す。

大風速 $\times \cos \theta$ 」で表現することができ、ここでaやbは湾固有の定数、 θ は主風向(神戸は156.0度、大阪は173.7度)と最大風速の風向とのなす角度(度)である(気象庁、2007)。西、北に平行移動した場合は、次第に風向が大阪湾の長軸に平行な南西風となり、 θ が本来の進路よりも小さくなったため、 $\cos \theta$ が最大の1に近づき観測値よ



第7図 第2室戸台風の進路を東に約20 kmから120 kmまで約20 km毎に平行移動させた計算結果。カラーは潮位偏差（単位はm、0.2m毎）。黒点線矢印は大阪湾の風向を示す。



第8図 第2室戸台風の進路を南に約20 kmから120 kmまで約20 km毎に平行移動させた計算結果。カラーは潮位偏差（単位はm、0.2m毎）。黒点線矢印は大阪湾の風向を示す。

りも高い潮位偏差が計算されたと考えられる。

一方、東、南に平行移動した場合は、風向が北寄りや西寄りになり、風速が弱まることで吹き寄せ効果が弱まり、さらに台風の中心から離れることで気圧が上がり、吸い上げ効果も弱まったため、潮位偏差がCNTLよりも小さくなった。

4. まとめ

第2室戸台風を特別警報級の台風として数値高潮モデルを用いて大阪湾の高潮シミュレーションを実施した。第2室戸台風が実況よりも西側、北側の淡路島から播磨灘を通過していた場合、大阪湾の潮位偏差は300 cmを超え、過去最高潮位を観測したT1821よりも30 cm以上高い潮位偏差となるおそれがあることがわかった。

今後、風本・坂元(2019)のT1821の計算結果、今回の第2室戸台風の計算結果を取りまとめ、台風時の潮位偏差予測の参考となる資料を作成し、気象台の予報作業で活用したい。

参考文献

- 大阪管区気象台(1961)：異常気象報告第9巻。
- 風本・坂元(2019)：平成30年台風第21号の進路を用いた高潮モデルによるシミュレーション。令和元年度兵庫県気象研究会誌。
- 坂元ほか(2018)：平成30年台風第21号による高潮について。平成30年度近畿地区気象研究会誌。
- 気象庁(2007)：平成19年潮位表。付表。

湿地生態系からのメタン発生に関する最近の知見

高橋 けんし（京都大学生存圏研究所）

大気中のメタンガス(CH₄)は、CO₂に次ぐ放射強制力を持つ重要な温室効果気体である。グローバルにみた CH₄ の発生源は自然起源と人為起源を含めて様々であり、発生量も発生源ごとに大きく異なる。自然の発生源として最も大きな寄与率を持っているのは湿地であると考えられている(Poulter et al., 2017)。したがって、湿地生態系からの CH₄ 発生プロセスを解明するとともに、その発生量の定量的な評価を行うことは、気候変動予測において極めて重要な課題となっている。例えば、Zhang et al.(2017)は、将来的な気候変動下における湿地の動態を気候モデルで取り扱うことの重要性を議論するとともに、その不確定性の要因についても言及している。CH₄ 発生量の中長期的変動はまた、フィードバック的に気候変動にも関わる。

湿地における CH₄ の生成プロセスは、還元的な土壌環境を好んで生息するメタン生成細菌(methanogen)が中心的な役割を担っている。メタン生成細菌が土壌中で産生した CH₄ は、土壌表面から大気中へと直接放出されるほか、沼地などの水面から泡となって発生することもある。実際、湿地生態系からの CH₄ 放出に関する研究論文は、土壌表面からの発生プロセスに着目したものが圧倒的に多い (Le Mer and Roger, 2001)。

しかし我々は、最近、滋賀県大津市内の国有林内にある溪畔湿地を対象として CH₄ の放出プロセスを詳しく調べていたところ、そこに自生する湿地性樹木の一つであるハンノキ(*Alnus japonica*)の幹から、CH₄ が放出されていることを見出した。しかも、その放出量が湿地の土壌表面からの放出量を上回るような個体が在ることも分かってきた。

ある種の樹木が CH₄ の発生源となっているという報告がなされるようになったのは最近のことであり、植物生理生態学的なアプローチも含めて、発生メカニズムを解明するとともに、グローバルな CH₄ 収支へのインパクトを定量的に評価する必要があるということは論を俟たない(Covey and Megonigal, 2019)。例えば、熱帯雨林からの CH₄ 発生の主要なプロセスとして、湿地性樹木の寄与は大きな注目を集めている(Pangala et al., 2017)。

もともと、水稻やある種の水生植物が、土壌中の CH₄ を根圏から幹・葉へと輸送し、最終的に大気中へと放出することはよく知られており、実際、IPCC レポートにおいても、水稻栽培が CH₄ の重要な発生源として認識されている。しかし、樹木からのメタン放出については現象論的に新しく、そのメカニズムや放出特性の変動過程(日変化、季節性)はよく分かっていない。

以上のような“樹木”からの CH₄ 発生プロセスの発見は、大気中の CH₄ にとっての発生源としての湿地を理解しようとする際に、単なる「湿地」というカテゴリーで一括りに捉えるのではなく、湿地の構成要素である“土壌”と“植生”という二つの放出プロセスに分けて認識し、その季節性や年々変動を放出源ごとに定量化する必要があることを示唆する。さもなければ、大気 CH₄ の濃度変動に対する「湿地」の寄与を、全く見誤ってしまう恐れがあるばかりでなく、気候変動モデルを中心的な基盤とした温暖化対策を誤った方向へ導いてしまう懸念がある。

我々は、「湿地」を CH₄ 発生源として一括りにするのではなく、“土壌”と“植生”という二つの発生源要素に区別して認識し直す重要性を

提示すべく、滋賀県大津市にある国有林内の溪畔湿地を研究サイトとして、継続的な観測研究を行っている。具体的には、溪畔湿地の土壌表面と湿地性樹木の一つであるハンノキの幹からの CH_4 発生量を、近赤外域の半導体レーザーを用いた超長光路吸収分光法 (Takahashi et al., 2012) によって精密に定量化している。半導体レーザー分光装置を実際に観測サイトに持ち込み、無人での自動観測を実現している。従来、大気濃度レベルの CH_4 ガスを計測するには、ガスクロマトグラフィー水素炎イオン化検出器 (GC-FID) が使われてきた。しかしながら、GC-FID 法を野外環境で無人運転することは困難を伴うため、野外調査地で大気試料を密閉容器に採取し、いったん実験室へ持ち帰ってから GC-FID を人間が操作して分析を行うというアプローチをとらざるを得なかった。半導体レーザー分光法を用いることにより、土壌表面と植生からの CH_4 放出量を無人で自動計測することが可能となった。その結果、 CH_4 発生量を観測現場でリアルタイムに精密に測定し、発生量の日変化から季節変化までを追跡できるようになった。

土壌表面および植生からの CH_4 発生量の現場測定には、半導体レーザー分光法による CH_4 濃度のリアルタイム計測技術と、閉鎖循環方式のチャンバーフラックス法を組み合わせている。チャンバーフラックス法にはいくつかのバリエーションがあるが、その基本的な考え方は、ガス発生源を覆うようなチャンバーを設置し、チャンバー設置開始直後からのチャンバー内のガス濃度の時間変化を測定するというものである (図 1)。無人測定を行うためには、測定の都度チャンバーを設置するのではなく、チャンバーは常設しておきつつ、通常は土壌表面や樹木表面を大気開放しておく。一定時間ごとに、チャンバーについている“蓋”を自動的に閉じることで、一定のヘッドスペースを有するチャンバーとなる。一連の動作をプログラム制御す

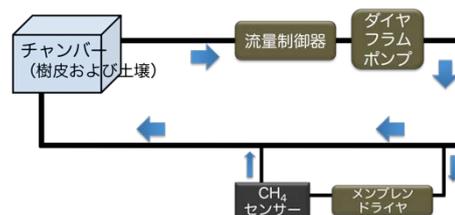


図 1. チャンバーフラックス自動計測システム

ることで、チャンバーフラックス法による無人の自動計測が可能となる。

発表では、著者が行っている研究について詳しく紹介するとともに、その背景となっている湿地生態系からの CH_4 放出に関する最近の研究について述べる。

謝辞

研究の推進にあたり、科学研究費助成事業 (18H03356) の支援を受けました。

参考文献

- Poulter et al., 2017: Global wetland contribution to 2000-2012 atmospheric methane growth rate dynamics, *Environ. Res. Lett.*, 12, 094013.
- Zhang et al., 2017: Emerging role of wetland methane emissions in driving 21st century climate change, *PNAS*, 114(36), 9647-9652.
- Le Mer and Roger, 2001: Production, oxidation, emission and consumption of methane by soils: A review, *Eur. J. Soil Biol.*, 37, 25-50.
- Covey and Megonigal, 2019: Methane production and emissions in trees and forest (review article), *New Phytol.*, 222, 35-51.
- Pangala et al., 2017: Large emissions from floodplain trees close the Amazon methane budget, 552, 230-234.
- Takahashi et al., 2012: Automated closed chamber measurements of methane fluxes from intact leaves and trunk of Japanese cypress, *Atmos. Environ.*, 51, 329-332.

夏季日本付近におけるロスビー波の砕波頻度の十年規模変動

*竹村 和人^{1,2}, 向川 均¹, 前田 修平³

(¹京都大学大学院理学研究科,²気象庁気候情報課,³気象庁高層气象台)

1. はじめに

夏季アジアジェットに沿って伝播するロスビー波は、ジェット出口付近に位置する日本付近において高い頻度で砕波し（例えば Postel and Hitchman 1999）、その頻度は夏季日本の気温と関連することが指摘されている (Takemura et al. 2020). Takemura et al. (2020) は、エルニーニョ・南方振動 (ENSO) が日本付近における砕波頻度の年々変動に及ぼす影響とそのメカニズムを示したが、頻度にみられる長周期変動の特徴とそのメカニズムは明らかにされていない。本研究では、日本付近の砕波頻度のみられる十年規模変動に着目し、それに関連する 8 月平均場の海況及び大気循環場の特徴を調べた。

2. 使用データと解析手法

大気循環場データとして気象庁 55 年長期再解析データ (JRA-55, Kobayashi et al. 2015) の日別値及び月平均値、海面水温 (SST) のデータとして COBE-SST (Ishii et al. 2005) の月平均値を用いた。熱帯域の積雲対流活動の推定には外向き長波放射量 (OLR, NOAA 提供) を用いた。太平洋十年規模振動 (PDO, Mantua et al. 1997) 指数は気象庁 HP より取得した。ここで PDO 指数は、1901 年から 2000 年までの期間について求めた北太平洋の 20°N 以北における SST 偏差の経験的直交関数第 1 モードに対して、月平均 SST 偏差 (1901 年から 2000 年までの平均値に対する差) を投影した係数で定義される。これらのデータの対象期間は、OLR は 1979~2018 年、それ以外は 1958~2018 年の 8 月である。

砕波の発生は、力学的対流圏界面 (2PVU 面) 上における温位南北勾配の逆転に基づく指数 (Pelly and Hoskins 2003) を用いて検出し、砕波頻度は、砕波の発生日数の月全体の日数に対する割合 (%) で定義した。

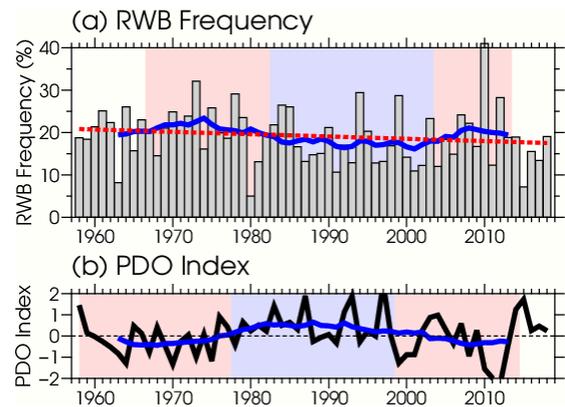
3. 解析結果

3.1. 砕波頻度の十年規模変動

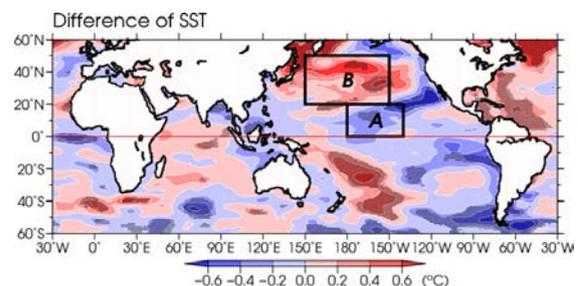
第 1 図(a)に、8 月における日本付近 (25°-45°N, 130°-160°E) で領域平均した砕波頻度の経年変化を示す。砕波頻度には緩やかな減少トレンドがみられ

るが (赤破線)、年々変動が大きいことに関連して、線形トレンドに統計的な有意性は認められなかった。一方、砕波頻度の 11 年移動平均 (青線) より、頻度にも十年規模の変動 (背景色) が存在することが見て取れる。

次に、砕波頻度の十年規模変動と PDO との関連を調べるために、8 月における PDO 指数の経年変化を第 1 図(b)に示す。砕波頻度と同様に 11 年移動平均 (青線) に着目すると、指数の十年規模変動を明瞭に見て取れるが、その位相は砕波頻度の変動の位相に数年程度先行する傾向を持つ。この特徴の要因に関しては、第 3.3 節で考察する。



第 1 図 8 月における(a)日本付近 (25°-45°N, 130°-160°E) で領域平均した砕波頻度 (棒グラフ) 及び(b)PDO 指数 (黒線) の経年変化。(a)の赤破線は 1958~2018 年の期間における線形トレンド、(a)及び(b)の青線は 11 年移動平均を示す。背景色はそれぞれの十年規模変動に伴う位相の区分を表し、暖 (寒) 色系は負 (正) の PDO 位相に対応する期間を示す。



第 2 図 8 月における SST の、2004~2013 年と 1983~2003 年の期間における平均場の差 (単位: °C)。点は、差が 95%信頼度水準で統計的に有意な領域。黒線枠域は、第 3.3 節での SST の評価領域を表す。

3.2. 十年規模変動の位相変化と関連する海況及び大気循環場の特徴

本節では、砕波頻度の十年規模変動における、より近年の位相変化と関連する海況及び大気循環場の特徴を明らかにするため、2004~2013年と1983~2003年の期間における8月平均場の差の特徴を示す。第2図に示したSSTの差は、PDOに対応する変化が明瞭であり、熱帯域の北太平洋中部に統計的に有意なSSTの低温化領域が存在する。また、東部太平洋赤道域でもSSTの低温化傾向が明瞭である。さらに、第3図に示したOLRの差より、中部太平洋熱帯域では、SSTの低温化傾向と対応して広い範囲で積雲対流活動が不活発となる傾向を示す。

次に、中部太平洋熱帯域での積雲対流活動の変化による北太平洋での大気循環場変動への影響を調べるため、200hPa高度の差を第4図に示す。この図より、日本の南東海上~北太平洋中部の熱帯域の広い範囲で対流圏上層の高度が下降する傾向が明瞭であり、これは気候学的な中部太平洋トラフ（等値線）の強化に対応する。ここで、中部太平洋トラフの北西縁は、アジアジェットのエッジ付近に対応することから、トラフの強化は日本付近における西風の減速・分流の強化を通して、砕波頻度の増加に寄与することが考えられる。このことを検証するため、200hPa水平風の平均場における基本場の伸縮変形の差を第5図に示す。ここで、基本場は東西波数 $k < 3$ の成分とし、伸縮変形(Mak and Cai 1989, Bluestein 1992)は以下のように定義される。

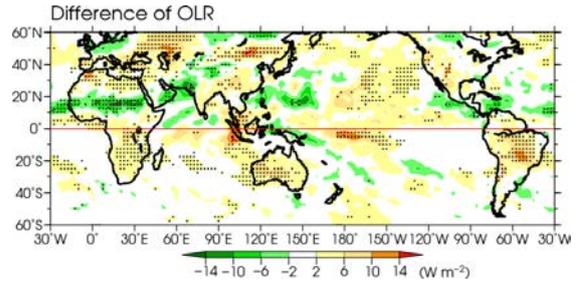
$$d_B \equiv \frac{\partial u_B}{\partial x} - \frac{\partial v_B}{\partial y}. \quad (1)$$

アジアジェットのエッジ付近に位置する日本付近では西風の減速・分流が強化する傾向を示し、その領域は中部太平洋トラフの強化域（第4図）の北西側に対応する。

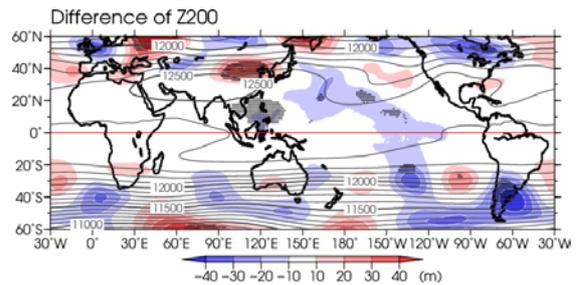
これらの結果より、中部太平洋熱帯域でのSSTの低温化と関連する積雲対流活動の不活発化が、中部太平洋トラフの強化に寄与し、それに伴う日本付近でのアジアジェットのエッジの減速・分流の強化が、砕波頻度の増加に寄与することが示唆される。

3.3. 十年規模変動の位相の比較

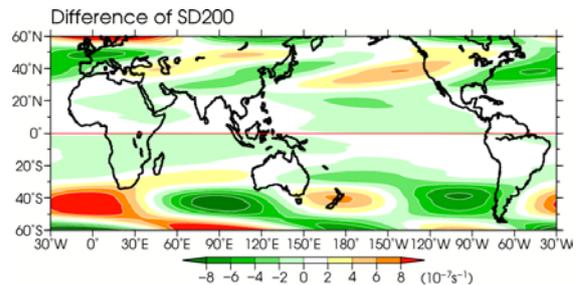
第3.1節で述べた、砕波頻度及びPDO指数にみられる十年規模変動の位相にずれが生じる要因について、北太平洋で領域平均したSSTの経年変化より考察を行う。



第3図 第2図と同じ。ただしOLRの平均場の差（単位: $W m^{-2}$ ）。黄（緑）色の陰影すなわち正（負）の値は、積雲対流活動の不活発化（活発化）を示す。



第4図 第2図と同じ。ただし200hPa高度の平均場の差（単位: m）。等値線は、8月における200hPa高度の1958~2018年平均（100m間隔）。

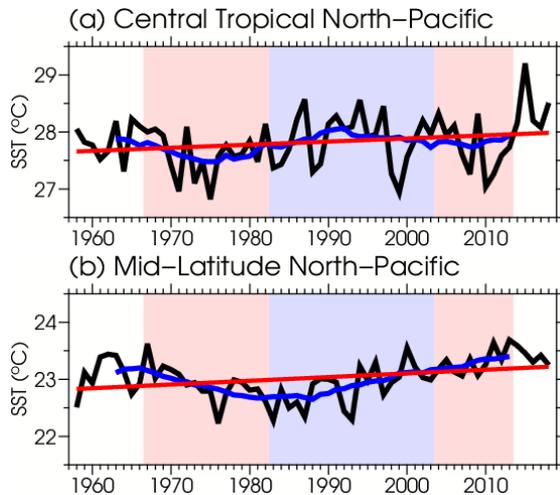


第5図 第2図と同じ。ただし200hPa水平風の平均場より算出した基本場の伸縮変形の差（単位: $10^{-7} s^{-1}$ ）。緑色の陰影は基本場の減速・分流が強化する領域を示す。

第3.2節で示した結果より、砕波頻度の十年規模変動は、PDOに関連するSST変動において、特に、北太平洋中部の熱帯域でのSST変動と最も強く関連することが推察される。このことを検証するため、8月における北太平洋中部の熱帯域（第2図の領域A）及び北太平洋中央部（第2図の領域B）で領域平均したSSTの経年変化を第6図に示す。両者のSSTには、統計的に有意な上昇トレンド（赤線）に加えて十年規模変動（青線）も見取れるが、その位相は両者で異なる様相を示している。両者の十年規模変動の位相を砕波頻度の変動の位相（背景色）と比較すると、砕波頻度の位相は北太平洋中部の熱帯域におけるSST（第6図(a））とほぼ同期する傾向

がみられる。

この結果は、砕波頻度の十年規模変動が、北太平洋中部の熱帯域における SST 変動と強く関連することを示しており、第 3.2 節の結果とも整合する。



第 6 図 (a)北太平洋中部の熱帯域付近 (180°-140°W, 0°-20°N, 第 2 図の領域 A), 及び(b)北太平洋中央部 (20°-50°N, 150°E-150°W, 第 2 図の領域 B) で領域平均した SST (単位: °C) の経年変化 (黒線). 青線は 11 年移動平均, 赤線は 1958~2018 年の期間における線形トレンド ((a), (b)ともに 95%信頼度水準で統計的に有意) を示す. 背景色は, 砕波頻度の十年規模変動に伴う位相の区分 (第 1 図(a)と同じ) を表す.

4. まとめと今後の課題

本研究では、夏季 (8 月) の日本付近の砕波頻度にみられる十年規模変動に関連する海況及び大気循環場の特徴を調べた。その結果、十年規模変動に伴って砕波頻度が高かった期間 (2004~2013 年) では、低かった期間 (1983~2003 年) と比べて、SST は太平洋十年規模変動に対応して中部太平洋熱帯域で低温化する傾向がみられ、積雲対流活動はその領域で不活性化する傾向となっていた。また、積雲対流活動の不活性化と関連して、中部太平洋トラフが強化する傾向がみられた。また、砕波頻度が高かった期間では、日本付近におけるジェットの変速・分流が強化する傾向を示し、これには中部太平洋トラフの強化が一部寄与する可能性が考えられた。さらに、砕波頻度の十年規模変動の位相は、北太平洋中部の熱帯域における SST とほぼ同期する傾向がみられた。これらの結果より、十年規模変動に伴う中部太平洋熱帯域における SST の変動が、積雲対流活動及び中部太平洋トラフの強度の変調を通して、日本付近の砕波頻度の長周期変動に影響を及ぼす

ことが示唆される。

第 4 図に示した 200hPa 高度の平均場の変化傾向には、ユーラシア大陸上の 40°N 帯での波列パターンもみられ、このことはシルクロードパターン (Enomoto et al. 2003) に代表されるようなアジアジェットに沿う波列パターンの変動もまた、中部太平洋トラフの強化やジェットの変速・分流の強化に寄与する可能性が考えられる。このため、中部太平洋熱帯域における積雲対流活動の不活性化が日本付近の大気循環場に及ぼす影響について、大気循環モデルを用いた数値実験により今後詳細に評価する予定である。

参考文献

- Bluestein, H. B., 1992: Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Vol. 1. Oxford University Press, 431 pp.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **129**, 157–178.
- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto, and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th century using ICOADS and the Kobe collection. *Int. J. Climatol.*, **25**, 865–879.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- Mak, M., and M. Cai, 1989: Local barotropic instability. *J. Atmos. Sci.*, **46**, 3289–3311.
- Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069–1079.
- Pelly, J. L., and B. J. Hoskins, 2003: A new perspective on blocking. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 743–755.
- Postel, G. A., and M. H. Hitchman, 1999: A climatology of Rossby wave breaking along the subtropical tropopause. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 359–373.
- Takemura, K., H. Mukougawa, and S. Maeda, 2020: Large-scale Atmospheric Circulation related to Frequent Rossby Wave Breaking near Japan in Boreal Summer. *J. Climate*, **33**, 6731–6744.