

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、頻度に見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に見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。

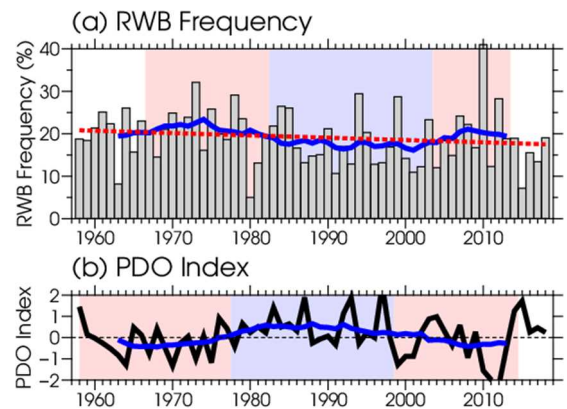
3. 解析結果

3.1. 砕波頻度の十年規模変動

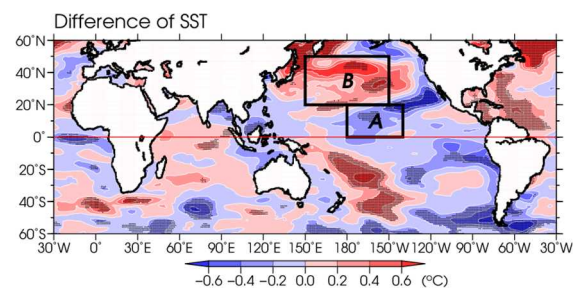
第 1 図(a)に、8 月における日本付近 (25°-45°N, 130°-160°E) で領域平均した砕波頻度の経年変化を示す。砕波頻度には緩やかな減少トレンドがみられ

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 3.4 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

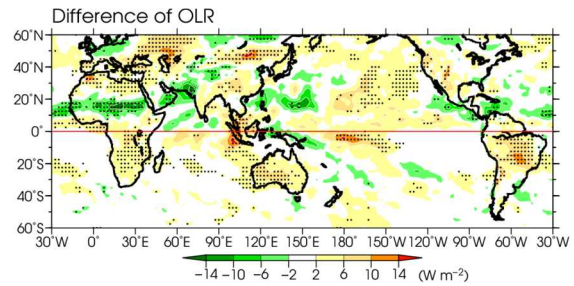
本節では、砕波頻度の十年規模変動における、より近年の位相変化と関連する海況及び大気循環場の特徴を明らかにするため、2004~2013年と1983~2003年の期間における8月平均場の差の特徴を示す。第2図に示したSSTの差は、PDOに対応する変化が明瞭であり、熱帯域の北太平洋中部に統計的に有意なSSTの低温化領域が存在する。また、東部太平洋赤道域でもSSTの低温化傾向が明瞭である。さらに、第3図に示したOLRの差より、中部太平洋熱帯域では、SSTの低温化傾向と対応して広い範囲で積雲対流活動が不活発となる傾向を示す。

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グジット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。

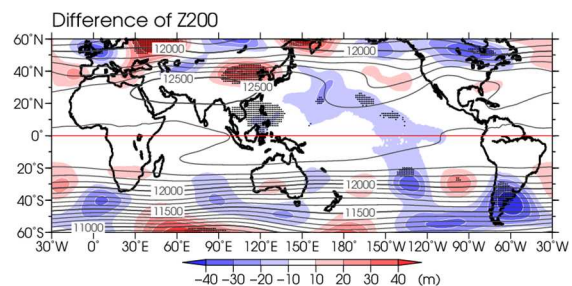
$$d_B \equiv \frac{\partial u_B}{\partial x} - \frac{\partial v_B}{\partial y}. \quad (1)$$

式(1)の u_B は東西風、 v_B は南北風の基本場をそれぞれ表す。アジアジェットのエグジット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。

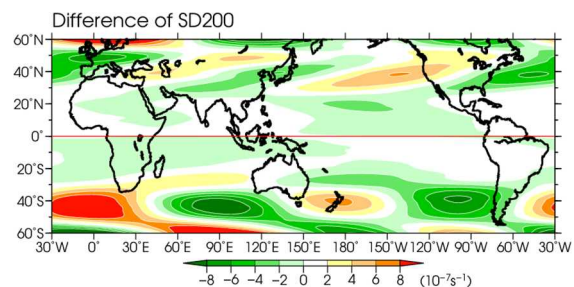
これらの結果より、中部太平洋熱帯域でのSSTの低温化と関連する積雲対流活動の不活発化が、中部太平洋トラフの強化に寄与し、それに伴う日本付近でのアジアジェットの減速・分流の強化が、砕波頻度の増加に寄与することが示唆される。



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）。



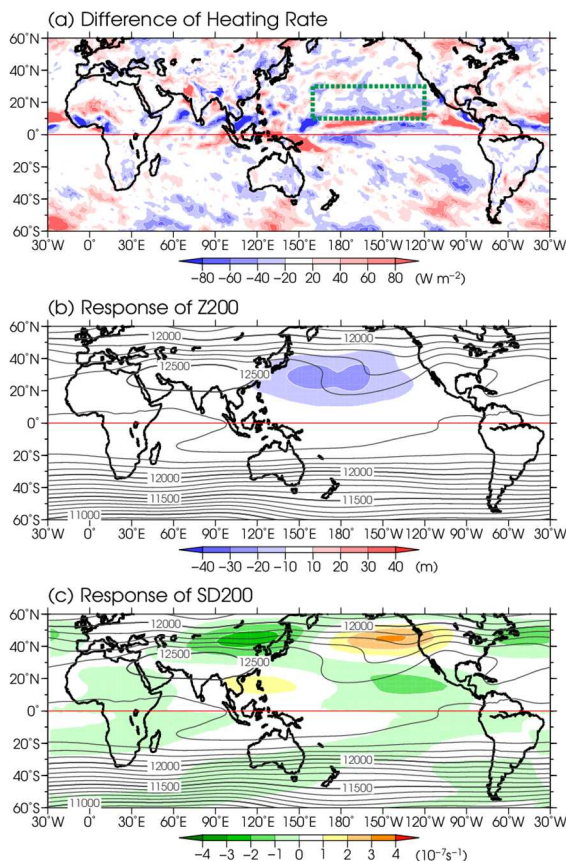
第5図 第2図と同じ。ただし200hPa水平風の平均場より算出した基本場の伸縮変形の差（単位： 10^{-7}s^{-1} ）。緑色の陰影は基本場の減速・分流が強化する領域を示す。

3.3. 線形傾圧モデルを用いた数値実験

第3.2節で述べた、中部太平洋熱帯域での積雲対流活動の不活発化に伴う日本付近の対流圏上層における大気循環場への影響を評価するため、線形傾圧モデル(LBM; Watanabe and Kimoto 2000, 2001)を用いた数値実験を行った。LBMの水平解像度はT42、鉛直層数は20層であり、基本場は8月の1958~2018年平均場で定義した。LBMに与えた加熱強制は、非断熱加熱率の平均場の差であり、強制域はSSTの低温化傾向（第2図）及び積雲対流活動の不活発化（第3図）がともに統計的に有意に見られた北太平洋中部の熱帯域（ 10° – 30°N , 160°E – 120°W ; 第6図(a)の緑破線枠内の冷却強制域）に限定した。

200hPa 高度の冷却強制に対する応答(第 6 図(b))を見ると、太平洋の30°N帯で高度が下降しており、中部太平洋トラフが強化することを示している。この応答は、積雲対流活動の不活発化に伴うロスビー波応答に対応している。また、この応答の振幅は、第 4 図で示した 200hPa 高度平均場の差の振幅と同程度であり、積雲対流活動の不活発化が中部太平洋トラフの強化に大きな影響を与えることを示している。さらに、200hPa 水平風の応答から算出した基本場の伸縮変形(第 6 図(c))は、日本付近で負の値、すなわち西風の減速・分流が強化する応答を示しており、第 5 図で示した結果と整合的である。

これらの結果より、北太平洋中部の熱帯域における積雲対流活動の不活発化は、中部太平洋トラフ及び日本付近での西風の減速・分流の強化を通して、砕波頻度の増加をもたらすことが分かる。



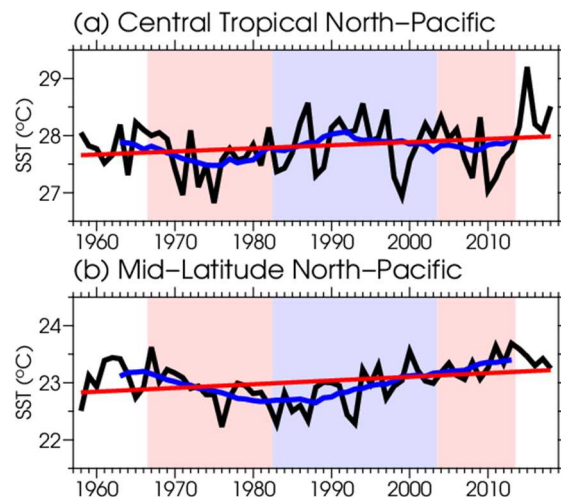
第 6 図 (a)第 2 図と同じ。ただし鉛直積算した非断熱加熱率の差 (単位: $W m^{-2}$)。緑破線枠域は、LBM に与えた冷却強制域を示す。(b)及び(c)は LBM 実験より得られた冷却強制に対する定常応答を示し、(b)は 200hPa 高度の応答 (単位: m)、(c)は 200hPa 水平風の応答より算出した基本場の伸縮変形 (単位: $10^{-7} s^{-1}$) をそれぞれ表す。

3.4. 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 3.2 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 7 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 7 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 7 図 (a)北太平洋中部の熱帯域付近 (180° – $140^{\circ}W$, 0° – $20^{\circ}N$, 第 2 図の領域 A)、及び(b)北太平洋中央部 (20° – $50^{\circ}N$, $150^{\circ}E$ – $150^{\circ}W$, 第 2 図の領域 B)で領域平均した SST (単位: $^{\circ}C$)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発化する傾向となっていた。また、積雲対流活動の不活発化と関連して、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減速・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。積雲対流活動の不活発化が中部太平洋トラフ及び日本付近での西風の減速・分流の強化に及ぼす影響は、LBMを用いた数値実験の結果からも示された。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減速・分流の強化に寄与する可能性が考えられる。

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.
- Watanabe, M., and M. Kimoto, 2000: Atmospheric-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343–3369.
- Watanabe, M., and M. Kimoto, 2001: Corrigendum. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127**, 733–734.