

冬季亜熱帯ジェット上の波列における
北太平洋振動と熱帯インド洋・西太平洋の対流活動の複合影響

朝妻勇貴¹・倉持将也²・植田宏昭³

(¹筑波大学理工情報生命学術院、²気象庁、³筑波大学生命環境系)

1. はじめに

冬季において、南アジア上空 (25°N) の対流圏上層には亜熱帯ジェットが存在し、ロスビー波の伝播を捕捉する導波管としてはたらく (Branstator 2002 ; Watanabe 2004)。この導波管に捕捉された亜熱帯ジェット上の波列は北大西洋から南東方向へ欧州、中東へと伝播し、その後東に向きを変え中国南部へ伝播し、最終的に日本へと到達する (Hu et al. 2018 ; Jiao et al. 2019)。季節内から冬季平均の時間スケールにおける亜熱帯ジェットの波列のうち、経験的直交関数解析によって抽出される第 1 モードは、ジオポテンシャル高度の欧州、アラビア半島北部、アラビア海、中国南部、日本といった 5 つの活動中心を示す (e.g., Hu et al. 2018)。この波列はテレコネクションを通じて東アジア付近の対流圏上層トラフの変調をもたらし、東アジアの冬季モンスーンや地域気候の変動に寄与する (Sakai and Kawamura 2009 ; Yoshiike and Kawamura 2009 ; Hu et al. 2018 ; Yamazaki et al. 2019)。さらに、亜熱帯ジェット上の波列は、東アジアのトラフの変調を通じて、中国南部の大気汚染に顕著な影響を与えていることが指摘される (e.g., An et al. 2022)。

冬季における亜熱帯ジェット上の波列の励起源については、これまで多くの研究がなされてきた。代表的な励起源として北大西洋振動 (NAO) が挙げられる (Watanabe 2004 ; Sakai and Kawamura 2009 ; Hu et al. 2018 ; Huang et al. 2020)。NAO に伴う地中海付近の対流圏下層の収束場は対流圏上層の発散を促し、渦

の伸縮効果によって波列を励起することが知られ (Watanabe 2004 ; Huang et al. 2020 ; An et al. 2022)、NAO が対流圏上層に北西-南東方向のダイポール型の循環偏差を示す場合に波列が励起しやすいことが指摘されている (Huang et al. 2020)。

また、El Niño-Southern Oscillation (ENSO) に関連する熱帯インド洋-西太平洋のウォーカー循環偏差も亜熱帯ジェット上の波列の励起に影響する (Sakai and Kawamura 2009 ; Tian and Fan 2020 ; Kuramochi et al. 2021 ; Kuramochi and Ueda 2023 ; Zhao et al. 2022)。線形傾圧モデルを用いた数値実験によって、インド洋-海洋大陸の対流活動がアラビア海から東アジアへの波列を励起することが示されている (Kuramochi et al. 2021 ; Kuramochi and Ueda 2023)。Kuramochi and Ueda (2023) は、海洋大陸付近の対流活動偏差が中国南部-日本への波列 (南西-北東のダイポール) を励起することを示し、ダイポールの南西部は Matsuno-Gill 型の熱源応答 (Matsuno 1966 ; Gill 1980) の西縁と解釈でき、これが定常ロスビー波の伝播を通じてダイポールの北東部分の形成を担うとした。さらに彼らは渦度収支解析を通して、チベット高原上空における気候学的な風の収束が位相の固定されたダイポールの南西部の発生・維持に重要な役割を果たすことを示唆した。上述のインド-西太平洋熱帯域の対流活動偏差はマッデン・ジュリアン振動 (MJO ; Madden and Julian 1972) にも関連しており、MJO も季節内スケールの波列の励起に関連している

可能性がある (Takahashi et al. 2012 ; Kuramochi and Ueda 2023)。

これまで、NAO および熱帯対流活動が亜熱帯ジェット上の波列の励起源として働くことが明らかにされてきた。しかしながら、波列に対する NAO と熱帯対流活動との複合的な影響については十分に明らかにされていない。2 つの励起源の位相の組み合わせによって、波列の励起に同調して寄与する可能性がある一方、波列の伝播を阻害するようにはたらく可能性もある。本研究では亜熱帯ジェット上の波列に対する NAO と熱帯インド洋・西太平洋の対流活動の複合影響を調査することを目的とする。

2. 使用データと手法

解析には、JRA-3Q の 6 時間データと月平均データ (Kosaka et al. 2024) を使用した。解析期間は 1947/48 年から 2022/23 年の 12、1、2 月 (DJF) である。本研究では、気候値を解析期間全体の月平均値とし、偏差はその月の気候値からの差として定義した。

ロスビー波の伝播の診断には Takaya and Nakamura (2001) の wave activity flux (WAF) を用いる。

波列の励起と維持に寄与する力学的メカニズムを明らかにするために、渦度収支解析を適用した。線形化された渦度方程式は次のように書かれる (Sardeshmukh and Hoskins 1988)。

$$\frac{\partial \zeta'}{\partial t} = S' - \bar{\mathbf{v}}_\psi \cdot \nabla \zeta' - \mathbf{v}'_\psi \cdot \nabla (\bar{\zeta}) + R', \quad (2)$$

ここで、 ζ は絶対渦度、 $\mathbf{v}_\psi$ は回転風、 R' は残差項を表す。 S' は、Rossby wave source (RWS) と称され、次のように定義される：

$$\begin{aligned} S' &= -\nabla \cdot (\mathbf{v}'_\chi \bar{\zeta}) - \nabla \cdot (\bar{\mathbf{v}}_\chi \zeta') \\ &= -\bar{\zeta} D' - \mathbf{v}'_\chi \cdot \nabla \bar{\zeta} - \zeta' \bar{D} - \bar{\mathbf{v}}_\chi \cdot \nabla \zeta', \end{aligned} \quad (3)$$

ここで、 $\mathbf{v}_\chi$ は発散風であり、 $D = \nabla \cdot \mathbf{v}_\chi$ はその

発散である。式(3)の最右辺第 1 項は、気候学的絶対渦度に作用する発散偏差による伸縮効果 (S1) を意味する。第 2 項は、発散風偏差による気候学的絶対渦度の移流 (S2) である。第 3 項は、渦度偏差に作用する気候学的な発散による伸縮効果 (S3) であり、気候学的に風が収束する領域 ($\bar{D} < 0$) では擾乱を増幅し、気候学的発散場 ($\bar{D} > 0$) では擾乱を減衰することを意味する。第 4 項は、気候学的発散風による渦度偏差の移流 (S4) を意味する。

また、亜熱帯ジェット上の波列の形成・発達に対する熱帯対流活動による寄与を評価するため、非断熱加熱の空間分布を解析した。見かけの非断熱加熱 Q_I は熱力学方程式の残差項から算出される (Yanai et al. 1973)。

強制への大気場の応答を評価するために、LBM (linear baroclinic model : Watanabe and Kimoto 2000) を使用した。水平解像度は T42、鉛直 20 層の σ 座標系である。拡散係数の e-folding time は最大波数で 4 時間、垂直拡散では 1000 日とした。線形減衰係数は、0.5 日で $\sigma \geq 0.945$ および $\sigma \leq 0.025$ 、5 日で $\sigma \leq 0.900$ 、15 日で $\sigma = 0.830$ 、30 日で $0.035 \leq \sigma \leq 0.025$ の e-folding time とした。LBM に外部から加熱または渦度強制が与えられ、時間積分が行われる。背景場として、JRA-3Q から計算された解析期間の DJF 平均場を使用した。

3. 結果

3.1 線形傾圧モデルを用いた感度実験

LBM に、NAO に関連する渦度強制、ウォーカー循環偏差に関連した熱帯インド・西太平洋の対流活動に対応する加熱を与える感度実験を行い、NAO とウォーカー循環偏差が波列に与える複合影響を調査する。NAO に関連する渦度強制 (以後、 ζ と呼ぶ) は、NAO のダイポールの南東側の渦度分布を再現す

るように 45°N 、 10°E 、 $\sigma = 0.45$ を中心とする欧州上空における円形で最大値が $\pm 1 \times 10^{-5} \text{s}^{-1} \text{day}^{-1}$ の渦度として定義した (図 1a、1c、1d の緑等値線)。さらにウォーカー循環偏差に関連する加熱強制として、西インド洋と海洋大陸の熱源と冷源の組み合わせを与える。以後、西インド洋の冷源 (熱源)、海洋大陸の熱源 (冷源) の強制の組み合わせを Q+ (Q-) と呼ぶ。熱源・冷源は円形で、最大値は $\pm 1 \text{K day}^{-1}$ とし、強制の中心位置は西インド洋では 8°N 、 65°E 、 $\sigma = 0.45$ とし、海洋大陸では 8°N 、 110°E 、 $\sigma = 0.45$ (図 1b~1d の赤等値線) とした。これらの強制に対する大気の応答を調べるために、個別の強制を与える感度実験と、NAO に関連する強制とウォーカー循環偏差に関連する強制を組み合わせる感度実験を行った。以下、単独強制およ

び複合強制を与えた各実験をそれぞれ ζ 実験、Q+実験、 ζ Q+実験、 ζ Q-実験と呼ぶ。

図 1 は対流圏上層における強制に対する定常応答を示す。ここでは実験開始後 7~12 日目の応答を平均したものを定常応答として扱う。 ζ 実験では欧州から亜熱帯ジェットに沿って日本に向かう波列が明瞭である (図 1a)。また、Q+実験の応答ではアラビア海から日本にかけての波列が励起される (図 1b)。以上の 2 種の単独強制源を与えた実験から、NAO とウォーカー循環偏差に関連する熱帯インド洋・西太平洋の対流活動がそれぞれ亜熱帯ジェット上の波列の励起源としてはたらくことが示された。次に NAO と熱帯対流活動に関連した強制を組み合わせる強制を与えた結果を確認する。 ζ Q+実験の応答では亜熱帯ジェットに沿った欧州から日本への波列が明瞭であり、アラビア海から東アジア

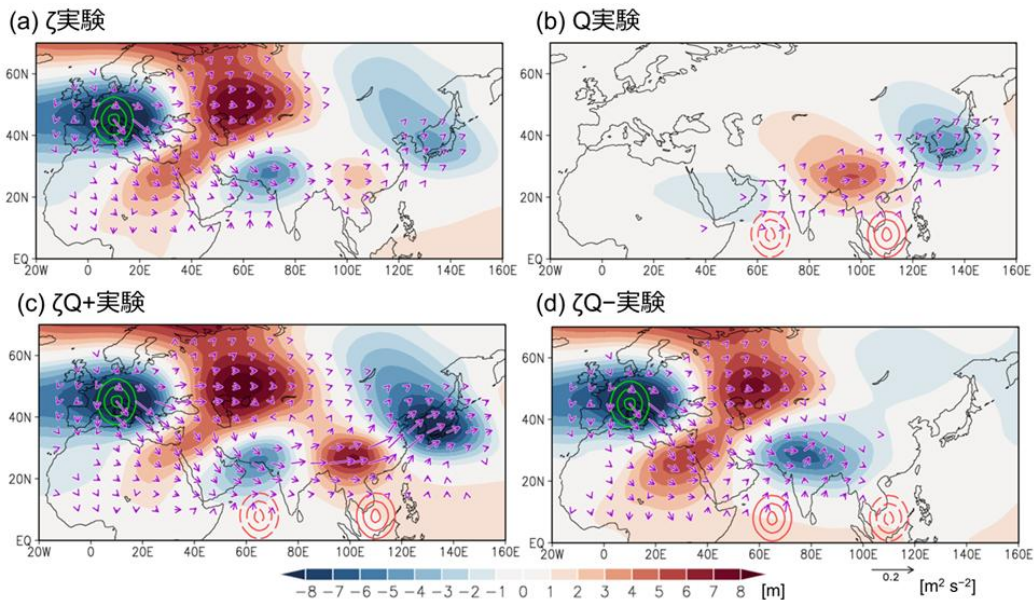


図 1 (a) ζ 実験 (b) Q 実験 (c) ζ Q+実験 (d) ζ Q-実験の準定常応答結果 (実験開始後 7~12 日目の平均) における、250 hPa ジオポテンシャル高度偏差[m] (陰影) および Takaya and Nakamura (2001) の波活動度フラックスの水平成分 [$\text{m}^2 \text{s}^{-2}$] (ベクトル)。緑線は 0.45σ での渦度強制 ($1, 3, 9 \times 10^{-11} \text{s}^{-2}$)、赤線は熱源 ($1, 3, 9 \times 10^{-6} \text{K s}^{-1}$) を示す。

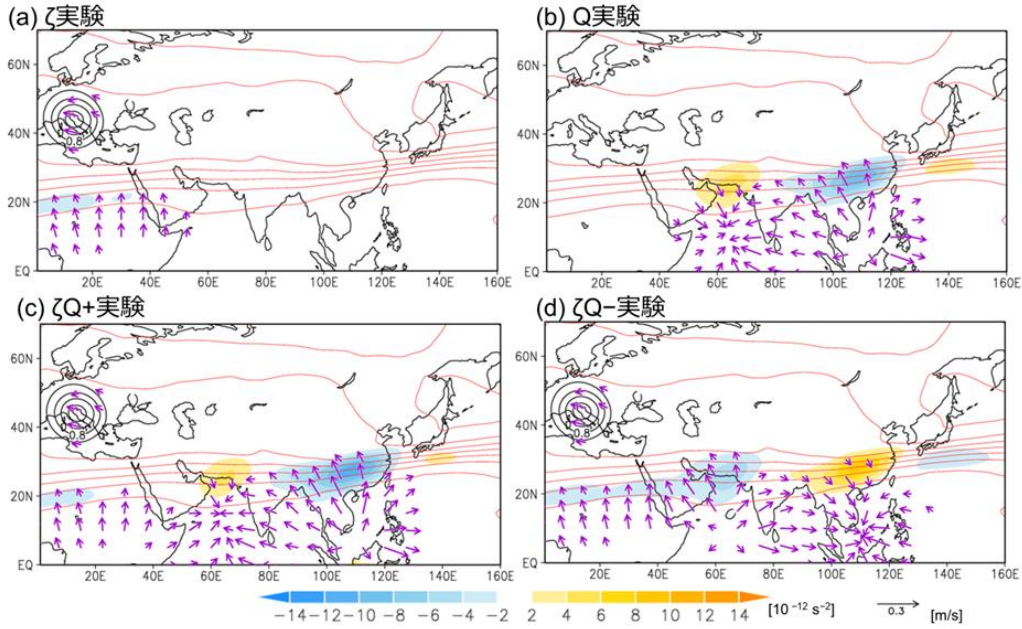


図2 (a) ζ 実験 (b) Q実験 (c) ζ Q+実験 (d) ζ Q-実験の、実験開始2日後における応答結果。
250 hPaにおける $S2 [s^{-2}]$ (陰影)、渦度 $[s^{-1}]$ (黒等値線、間隔: $0.4 \times 10^{-6} s^{-2}$)、発散風 $[m s^{-1}]$
(ベクトル) および気候学的な絶対渦度 $[s^{-1}]$ (赤等値線、間隔: 2×10^{-5}) をそれぞれ示す。

における Z250 の応答は ζ 実験や Q+実験の応答に比べてより大きい振幅を示す (図 1c)。これは NAO に関連した強制とウォーカー循環偏差に関連した強制が協調して波列を励起したことによって、単独の強制源が励起する波列よりも顕著な波列が励起されることを示す。一方で ζ Q-実験では欧州からインド付近までの波列が確認されるが、波列は東アジアへ伝播しない (図 1d)。この結果は、中国南部において、NAO に関連した渦度強制がウォーカー循環偏差に起因する熱帯からの遠隔強制と相殺することにより、結果として東アジアへのロスビー波束の伝播が抑制されることを示唆している。 ζ Q+実験と ζ Q-実験の決定的な違いは、 ζ Q+実験では欧州から東アジアへの顕著な波列が励起されるのに対して、 ζ Q-実験では、波列がインド付近で途絶え、東アジアまで伝播しないことである。

ここで渦度収支解析を感度実験の応答に適用することで、波列の励起や維持に関する力学的メカニズムを議論する。特に熱帯インド洋・西太平洋の対流活動の影響を受ける南アジアの渦度収支に着目する。

感度実験の2日目の応答に基づいた250 hPaにおける発散風偏差による気候学的絶対渦度の移流 ($S2$) の分布を図2に示す。熱帯強制を与えていない ζ 実験では (図 2a)、顕著な $S2$ は確認されない。一方で Q+実験では (図 2b)、アラビア海と中国南部に、それぞれ正 (低気圧性) の $S2$ と負 (高気圧性) の $S2$ が分布し、アラビア海と中国南部の渦度中心の増幅に寄与している。この $S2$ は、熱帯強制に関連した北向きの発散風偏差 (図 2b のベクトル) が、亜熱帯ジェットに伴う気候学的に強い渦度の南北勾配を横切ることによって生じる。このような $S2$ の分布は、 ζ Q+実験でも同

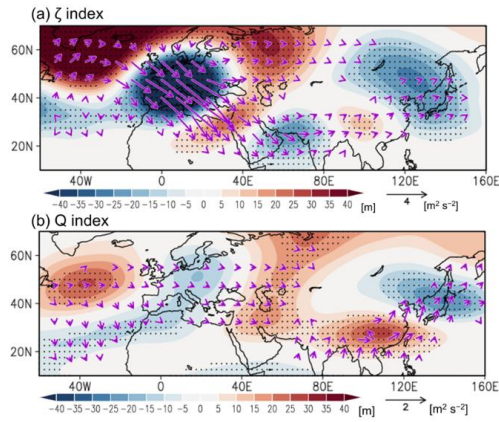


図3 (a) ζ index、(b) Q index に回帰した 250 hPa ジオポテンシャル高度偏差[m]（陰影）および Takaya and Nakamura (2001) の波活動度フラックスの水平成分[m² s⁻²]（ベクトル）。ドットは t 検定により陰影が 95 % 以上有意な領域を示す。

様に確認され（図 2c）、これらが、NAO が励起する波列のアラビア海と中国南部の活動中心の渦度傾向と協調して、アラビア海と中国南部の渦度中心の増幅に寄与しており、両者の強制が協調して波列を励起することが示唆される。一方 ζ Q-実験ではアラビア海に負（高気圧性）の S2 と中国南部に正（低気圧性）の S2 が分布し、Q+実験や ζ Q+実験とは対照的な分布を示す（図 2d）。これらの S2 分布は、NAO が励起する波列のアラビア海と中国南部の活動中心の渦度傾向と相殺して波列の増幅を阻害する役割を果たす。

3.2 再解析データを用いた統計解析

本節では、NAO とウォーカー循環偏差が亜熱帯ジェット上の波列に与える影響について、再解析データに基づいて調査する。亜熱帯ジェット上の波列に関連する NAO とウォーカー循環偏差の影響を評価するため、両者に関連する index を定義した。NAO に関

連する指標としては、NAO のダイポールの南東部の渦度偏差を抽出するように、欧州（35–55°N, 0–20°E）の月平均 250 hPa 相対渦度偏差を ζ index として定義した。また、ウォーカー循環偏差に関連する指標として Q index を Kuramochi et al. (2021) を参考に、海洋大陸（20°S–20°N, 80–150°E）とインド洋西部（20°S–20°N, 30–80°E）で平均した Q 偏差の差で定義した。

ζ index と Q index への Z250 の回帰図を図 3 に示す。 ζ index に対する回帰図では亜熱帯ジェットに沿った欧州から日本への波列が明瞭であり、NAO-like のダイポールの南東部から南東向きの波束伝播が確認される（図 3a）。 Q index に対する回帰図では、アラビア海から日本に向かう波列が顕著である（図 3b）。これらの結果は、亜熱帯ジェット上の波列の励起には NAO とウォーカー循環偏差に関連した熱帯インド洋・西太平洋の対流活動がともに重要であることを示す。

NAO とウォーカー循環偏差に関連した熱帯インド洋・西太平洋の対流活動が共に顕著な月について合成解析を行い、それらが波列に与える複合的な影響を調べた。NAO に関連した ζ index とウォーカー循環偏差に関連した Q index を用いて、両 index がともに $\pm 0.5\sigma$ （ここでの σ は標準偏差）を超えた月をそれぞれ ζ +&Q+、 ζ +&Q-、 ζ -&D+、 ζ -&D- の 4 つに分類した。その結果、それぞれ 15、26、24、29 か月の事例が抽出された。

図 4 に抽出した事例の Z250 偏差と WAF の合成図を示す。 ζ +&Q+事例と ζ -&Q-事例では（図 4b、c）、欧州から日本に向かう波列が顕著で、波のエネルギーが亜熱帯ジェットに沿って下流に伝播することがわかる。その一方で ζ +&Q-と ζ -&D+（図 4a、図 4d）では、波列は欧州からインド付近まで確認される

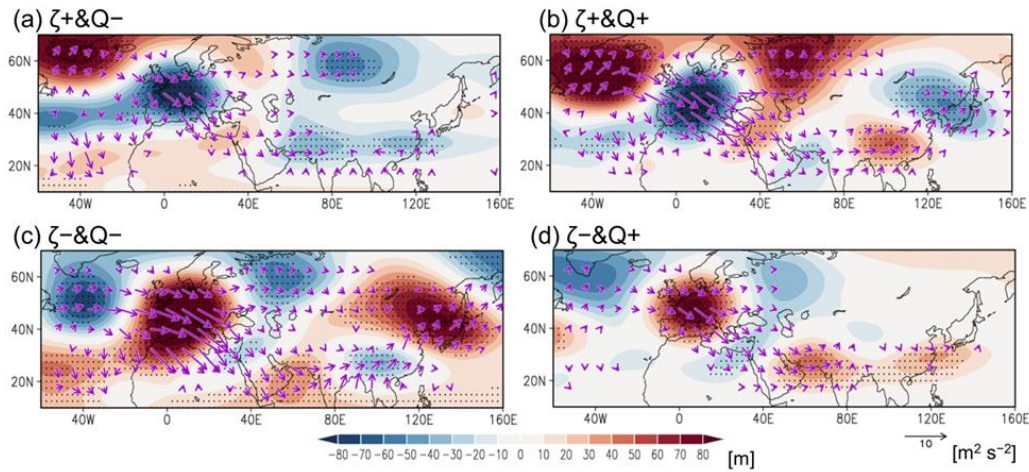


図4 (a) $\zeta+Q-$ 、(b) $\zeta+Q+$ 、(c) $\zeta-Q-$ 、(d) $\zeta-Q+$ 事例における 250 hPa ジオポテンシャル高度偏差[m] (陰影) および Takaya and Nakamura (2001) の波活動度フラックスの水平成分[m² s⁻²] (ベクトル)。ドットは t 検定により陰影が 95 %以上有意な領域を示す。

が、南アジアで波列が途切れ、東アジアへの波列および波束の伝播は確認されない。これらの結果は、3.1 の感度実験の結果 (図 1c、1d) とよく一致し、亜熱帯ジェット上の波列とその東アジアへの伝播には、NAO とウォーカー循環偏差の位相の組み合わせが重要であることを示唆する。

亜熱帯ジェット上の波列は東アジアの気候に顕著な影響を与えることが知られる (e.g., Sakai and Kawamura 2009 ; Hu et al. 2018) ため、NAO とウォーカー循環偏差に関連した熱帯インド洋・西太平洋の対流活動の複合影響によってもたらされた亜熱帯ジェット上の波列が東アジアの気候に及ぼす影響を確認する。 $\zeta+Q+$ 、 $\zeta-Q-$ の東アジアにおける対流圏下層の循環偏差を図 5 に示す。 $\zeta+Q+$ 事例 (図 5a) では、波列がもたらした対流圏上層のトラフに対応して、下層でも日本付近に低気圧性偏差が確認される。これに伴い北東アジアでは北西風偏差に伴う顕著な 850 hPa 気温の負偏差がみられ、冬季東ア

ジアモンスーンが強まったことを示す。 $\zeta-Q-$ 事例では (図 5b)、全体的にその逆の傾向を示しており、北東アジアの南東風偏差が顕著で、冬季東アジアモンスーンの弱化とそれに伴う日本や朝鮮半島、中国北東部で顕著な高温偏差が確認される。このような東アジアへの気候影響は先行研究が示した亜熱帯ジェット上の波列がもたらす傾向と整合的である (Sakai and Kawamura 2009 ; Hu et al. 2018)。

4. まとめ

北大西洋振動 (NAO) と熱帯インド洋・西太平洋の対流活動は、冬季の亜熱帯ジェットに沿ったロスビー波列の励起源としてはたらく。本論文では、NAO とウォーカー循環偏差に関連した熱帯インド・西太平洋の対流活動が冬季の亜熱帯ジェット上の波列の励起に与える影響を、数値実験と再解析データの解析によって調べた。

本研究により、NAO とウォーカー循環偏差に関連した熱帯インド・西太平洋の対流活動

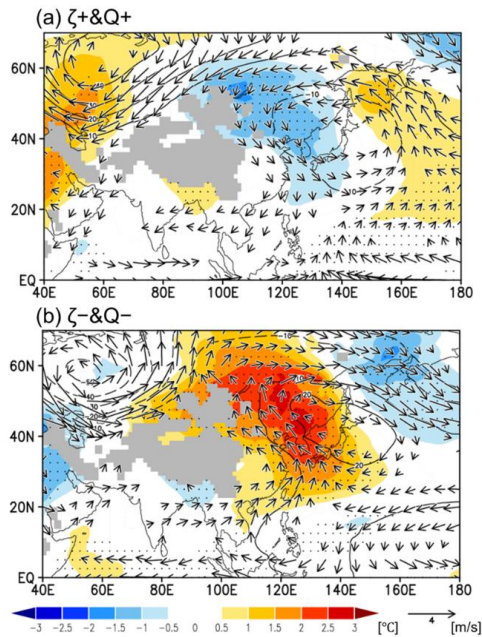


図5 (a) $\zeta+Q+$ 、(b) $\zeta-Q-$ 事例における 850 hPa ジオポテンシャル高度偏差[m] (等値線、間隔: 10)、気温偏差[°C] (陰影)、および水平風偏差 [m s^{-1}] (ベクトル)。ドットは t 検定により陰影が 95 %以上有意な領域を示す。

の複合的な波列への影響は、それらの位相の組み合わせに依存することが数値実験と再解析データの解析の両面から明らかになった。NAO と熱帯対流活動の影響は南アジアで相乗的あるいは相殺するように干渉し、東アジアへの波列の広がり方に顕著な違いをもたらす。NAO と熱帯インド・西太平洋の対流活動が同位相の波列を励起する位相の組み合わせの場合、東アジアに向かう顕著な亜熱帯ジェット上の波列が励起される。ウォーカー循環偏差に関連する熱帯インド洋・西太平洋の対流活動は、北向きの発散風偏差による気候学的な絶対渦度の移流 (S2) を通じて、アラビア海や中国南部で渦度傾向を発生させ、NAO が引き起こすロスビー波の伝播によ

って引き起こされる渦度傾向と相乗的に波列を励起する。この場合、東アジアへ向かう亜熱帯ジェット上の波列は、NAO や熱帯対流活動が単独で励起する波列よりも顕著となり、東アジアの冬の気候に顕著な影響を与える。具体的には、波列が中国に高気圧偏差、日本に低気圧偏差をもたらす位相の場合、東アジアでは平年より顕著な低温がもたらされる。一方で、NAO と熱帯インド・西太平洋の対流活動が逆位相の波列を励起する位相の組み合わせの場合、熱帯対流活動は NAO による定常ロスビー波の伝播による渦度傾向と相殺する渦度傾向をアラビア海や南シナ海にもたらす。その結果、波列は東アジアへ伝播することができず、東アジアの冬の気候に与える影響は弱い。亜熱帯ジェット上の波列が東アジアへ到達するか否かを規定するのは NAO と熱帯対流活動の位相の組み合わせが重要であり、単独の影響だけでは亜熱帯ジェット上の波列の最終到達経度を規定することはできないことを示す。以上のように、東アジアに向かう亜熱帯ジェット上の波列の励起には、NAO とウォーカー循環偏差に関連した熱帯インド・西太平洋の対流活動の位相の組み合わせが重要であることが明らかになった。特に亜熱帯ジェット上の波列の最終到達経度には NAO とウォーカー循環偏差の位相の組み合わせが大きく影響するため、東アジアの気候変動メカニズムを理解するには両者への理解を深めることが極めて重要である。

謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP23K20542, JP24K00705, JP24H02193 の助成を受けた。

参考文献

- An, X., W. Chen, S. Fu, P. Hu, C. Li, and L. Sheng. (2022). Possible dynamic mechanisms of high- and low-latitude wave trains over Eurasia and their impacts on air pollution over the North China Plain in early winter. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, **127**, doi:10.1029/2022JD036732.
- Branstator, G. (2002). Circumglobal teleconnections, the jet stream waveguide, and the North Atlantic Oscillation. *J. Climate*, **15**, 1893–1910.
- Gill, A. E. (1980). Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447–462.
- Hu, K., G. Huang, R. Wu, and L. Wang. (2018). Structure and dynamics of a wave train along the wintertime Asian jet and its impact on East Asian climate. *Clim. Dyn.*, **51**, 4123–4137.
- Huang, S., X. Li, and Z. Wen. (2020). Characteristics and possible sources of the intraseasonal South Asian jet wave train in boreal winter. *J. Climate*, **33**, 10523–10537.
- Jiao, Y., Wu, R., and Song, L. (2019). Individual and combined impacts of two Eurasian wave trains on intraseasonal East Asian winter monsoon variability. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **124**, 4530–4548.
- Kosaka, Y., S. Kobayashi, Y. Harada, C. Kobayashi, H. Naoe, K. Yoshimoto, M. Harada, N. Goto, J. Chiba, K. Miyaoka, R. Sekiguchi, M. Deushi, H. Kamahori, T. Nakaegawa, T. Y. Tanaka, T. Tokuihiro, Y. Sato, Y. Matsushita, and K. Onogi. (2024). The JRA-3Q reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **102**, 49–109.
- Kuramochi, M., H. Ueda, C. Kobayashi, Y. Kamae, and K. Takaya. (2021). Anomalous warm winter 2019/2020 over East Asia associated with trans-basin Indo-Pacific connections. *SOLA*, **17B**, 9–13.
- Kuramochi, M., and H. Ueda. (2023). Two types of wintertime teleconnection patterns over the western North Pacific associated with regionally different heating anomalies. *J. Meteor. Soc. Japan*, **101**, 21–37.
- Madden, R. A., and P. R. Julian. (1972). Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40–50 day period. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109–1123.
- Matsuno, T. (1966). Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J. Meteor. Soc. Japan*, **44**, 25–43.
- Sakai, K., and R. Kawamura. (2009). Remote response of the East Asian winter monsoon to tropical forcing related to El Niño–Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, **114**, D06105, doi:10.1029/2008JD010824.
- Sardeshmukh, P. D., and B. J. Hoskins. (1988). The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228–1251.
- Tian, B. Q., and K. Fan. (2020). Different prediction skill for the East Asian winter monsoon in the early and late winter season. *Clim. Dyn.*, **54**, 1523–1538.
- Watanabe, M., and M. Kimoto. (2000). Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343–3369.
- Watanabe, M. (2004). Asian jet waveguide and a downstream extension of the North Atlantic oscillation. *J. Climate*, **17**, 4674–4691.
- Yamazaki, A., M. Honda, and H. Kawase. (2019). Regional snowfall distributions in a Japan-Sea side area of Japan associated with jet variability and blocking. *J. Meteor. Soc. Japan*, **97**, 205–226.
- Yanai, M., S. Esbensen, and J. H. Chu. (1973). Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from largescale heat and moisture budgets. *J. Atmos. Sci.*, **30**, 611–627.
- Yoshiike, S., and R. Kawamura. (2009). Influence of wintertime large-scale circulation on the explosively developing cyclones over the western North Pacific and their downstream effects. *J. Geophys. Res.*, **114**, D13110, doi:10.1029/2009JD011820.
- Zhao, W., S. Chen, H. Zhang, J. Wang, W. Chen, R. Wu, W. Xing, Z. Wang, P. Hu, J. Piao, and T. Ma. (2022). Distinct impacts of ENSO on haze pollution in the Beijing–Tianjin–Hebei region between early and late winters. *J. Climate*, **35**, 687–704.