

中緯度海洋前線帯が移動性高低気圧間の水循環に与える影響

岡島悟(筑波大学生命環境系)

1. はじめに

中緯度海洋前線帯の周辺では、海洋から大気への熱放出とそれに伴う大気下層の傾圧性の回復作用が顕著であり、海洋前線帯が多彩な時空間スケールにおいて活発な大気海洋相互作用を促進していることが知られている(例えば Tanimoto 2003; Small et al. 2008; Kwon et al. 2010; Kelly et al. 2010). 下層傾圧性の回復作用により、移動性擾乱活動が前線帯に沿って強化され、主要なストームトラックは海洋前線帯近傍に存在している(Nakamura et al. 2008; Kuwano-Yoshida and Minobe 2017). そして、主要なストームトラック周辺地域の天気・気候は移動性擾乱の影響を大きく受ける。

活発な中高緯度の降水の大半は移動性低気圧とそれに伴う前線に関連して生じることが知られている(Utsumi et al. 2017). 近年の研究で、熱帯及びその周辺地域の水循環に対する熱帯低気圧の重要性が示されているが(Pérez-Alarcón et al. 2023), 中緯度の水循環に関わる過程の解明には、水循環と移動性高低気圧間の関係を理解することが必要である。全球の水循環システムの理解深化にとって、中緯度の水循環に対する移動性高低気圧の役割の解明が必要であると言える。

これらの背景を踏まえ、本研究(Okajima et al., 2024b)では、気候学的な降水及び蒸発に対する高気圧・低気圧の寄与に着目しつつ、海洋前線帯が中緯度の水循環に対して及ぼす影響を定量的に評価した。

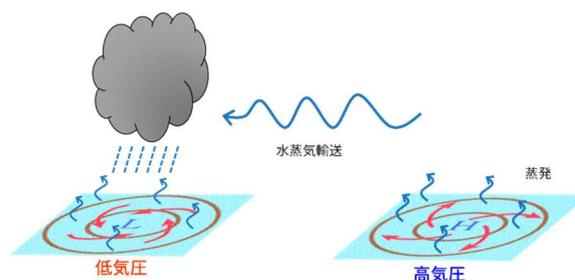
2. 使用データと解析手法

本研究では、海洋前線帯の影響を評価するための大気大循環モデル(AGCM)実験(Kuwano-Yoshida and Minobe 2017)の結果に、高低気圧領域それぞれの寄与を定量化するた

めの曲率に基づく手法(Okajima et al. 2021; 2024a; 2024c)を組み合わせる事で、海洋前線帯における大気海洋相互作用への高低気圧の寄与の評価を行った。

AGCM 実験は水平約 0.5 度格子、鉛直 48 層の AGCM for Earth Simulator (AFES) version 3 により、下部境界として daily の OISST を与えて 1981/09-2001/08 の 20 年間の積分を行ったもので、水平平滑化無の SST を与えた実験(CNTL), それぞれ北太平洋・北大西洋の海洋前線帯で水平平滑化した SST を与えた実験(SMTHK, SMTHG)からなる(Kuwano-Yoshida and Minobe 2017). 本研究では 6 時間毎の出力を解析し、移動性擾乱に伴う高周波成分は 8 日のハイパスフィルタにより抽出した(Okajima et al. 2022). 本研究では冬季(12-2 月)に着目して解析を行った。また CNTL 実験との比較のための全球大気再解析として JRA-55(Kobayashi et al. 2015)を使用した。

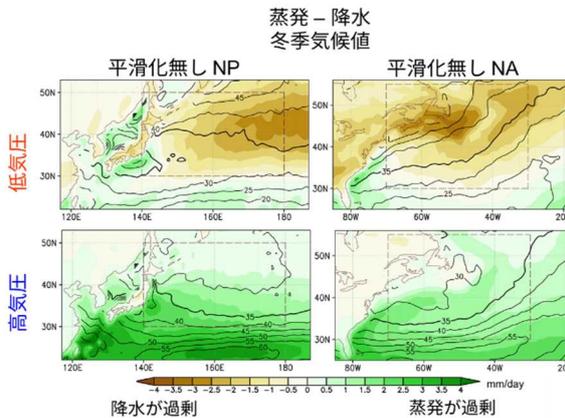
水平風から局所的な流れの曲率を計算し、850-hPa の曲率を用いて低気圧・高気圧・「中立」領域を決定し、それぞれの領域で蒸発及び降水を 6 時間毎に積算し、各領域の気候平均への寄与を計算した。「中立」か否かの閾値は曲率半径 2,500km としたが、定性的な結論は曲率の閾値に依存しない事を確認した(図略)。これらの方法により、高低気圧間の水循環を定量的に評価した(第 1 図)。



第 1 図 低気圧－高気圧間の水循環のイメージ。

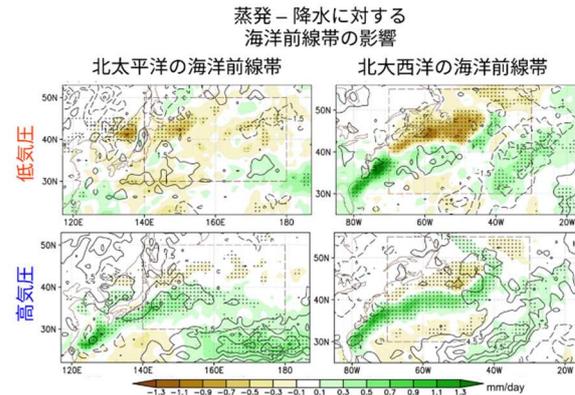
3. 解析結果

最初に, CNTL 実験における蒸発—降水(E-P)の気候値に対する低気圧・高気圧領域の寄与を評価した(第2図). ストームトラック域の低気圧領域内では, 気候平均的に降水が蒸発に比べて過剰であった. 一方, より亜熱帯側で頻度の高い傾向にある高気圧領域内では, 気候平均的に蒸発が過剰であった. この結果は, 降水が基本的に低気圧に伴って生じているという認識(第1図)とも符合する. なお, これらの結果は JRA-55 による解析でも定性的に同様であった(図略).



第2図 CNTL 実験における, 低気圧・高気圧領域の蒸発—降水の気候値に対する寄与(mm/day). 黒線は CNTL 実験における低気圧・高気圧領域存在頻度(%).

次に, 海洋前線帯が上述のような高低気圧間の水循環に及ぼす影響を, CNTL 実験及び SMTHK/SMTHG 実験の差を取る事で評価した(第3図). 低気圧領域内では, 海洋前線帯に対する応答として冷水偏差上で E-P の減少が顕著であった. 一方, 高気圧領域内では, 海洋前線帯への応答として, 暖流に沿って E-P の増加が顕著であった. 海洋前線帯の存在に伴う高気圧領域頻度の増加が海洋前線帯域下流域の赤道側で見られるものの, 海洋前線帯周辺の E-P の応答に対する頻度の応答の分布の対応は良くなかった.

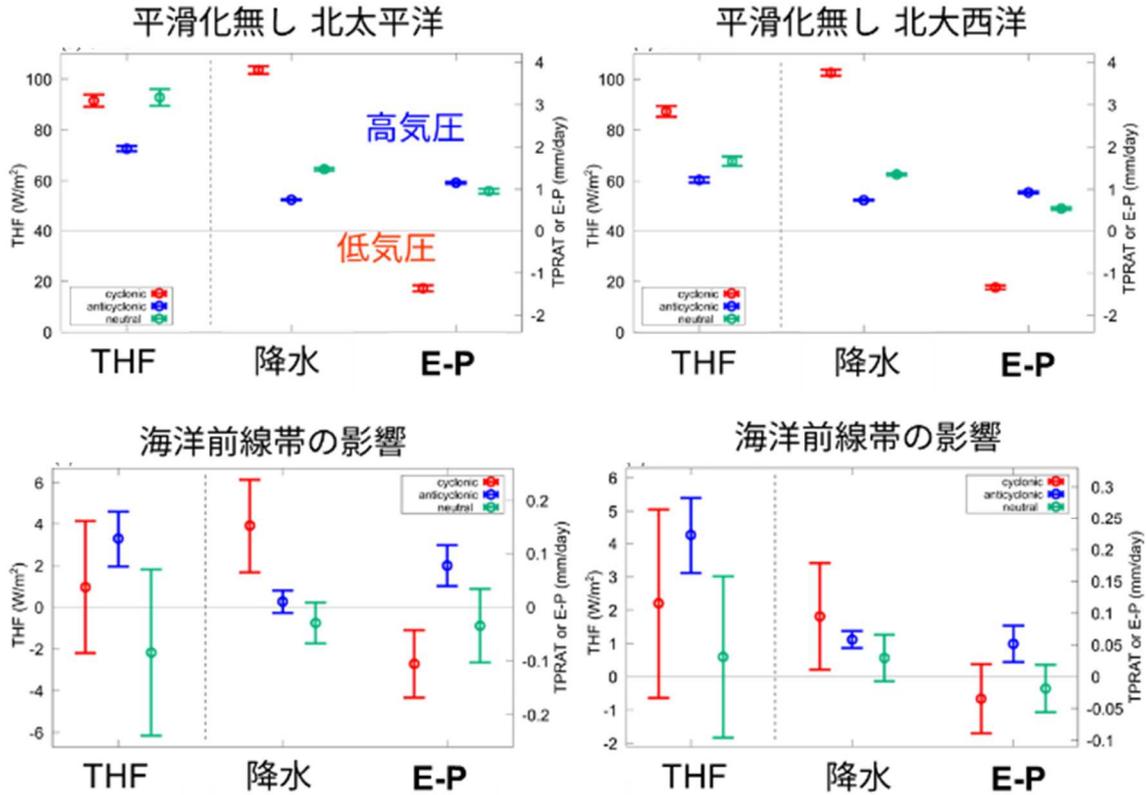


第3図 低気圧・高気圧領域内における, 気候学的な蒸発—降水に対する海洋前線帯の影響(mm/day). CNTL 実験の気候値への寄与から(左) SMTHK, (右) SMTHG 実験を引く事で求めた. 黒線は低気圧・高気圧領域存在頻度に対する海洋前線帯の寄与(%). 点描は 90%信頼水準で有意な応答を示す.

海洋前線帯に対する E-P の応答は, 海洋前線帯に伴う暖水・冷水偏差の両方の極を含む. これらによる正味の効果を評価するため, 各海盆の海洋前線帯域(第3図, 破線枠)で領域平均した統計を第4図に示す. 気候平均では, 低気圧・高気圧・「中立」領域の三者がそれぞれ熱フラックスに対して寄与しているが, 降水への寄与には低気圧領域が支配的であった. 結果として, E-P への寄与は高低気圧領域間で逆符号であり, 水循環に対する寄与が対照的である事が示される.

海洋前線帯の影響を見ると, 熱フラックスは高気圧領域内でより強化される一方で, 降水強化は低気圧領域内で顕著であった. この結果は, ラグランジュ的トラッキングに基づき, 低気圧に伴う蒸発が海洋前線帯への応答に対して二次的である事を指摘した先行研究(Tsupouridis et al. 2021)と整合的である. これらの結果として, 海洋前線帯の存在により, 気候平均の E-P (水循環)が高低気圧領域で共にそれぞれの符号で強化される. すなわち, 海洋前線帯は高低気圧間の水循環を強化するという事が分かる.

海洋前線帯で領域平均した統計



第 4 図 (上) CNTL 実験における, 北太平洋・北大西洋の海洋前線帯域(図 2 中破線枠内)で領域平均した, 上向き乱流熱フラックス(THF), 降水, E-P の気候値に対する, 低気圧・高気圧・「中立」領域の寄与. エラーバーは 1 標準誤差を示す. (下) CNTL 実験及び SMTHK(北太平洋)・SMTHG(北大西洋)実験の差.

上述の結果は, 高気圧領域における過剰な水蒸気が低気圧領域へ輸送され降水となるという描像を示唆する. この高低気圧間の水蒸気の輸送を, 局所的な曲率の勾配(曲率の正の方向)に射影した水蒸気フラックスにより評価した. 具体的には, 高気圧領域から低気圧領域に向かう水蒸気輸送の指標として, 高低気圧間の遷移領域(曲率半径 $>2,500\text{km}$)で曲率勾配に射影した水蒸気フラックス

$$\epsilon \equiv \mathbf{v}'q \cdot \frac{\nabla\kappa_2}{|\nabla\kappa_2|}$$

を計算した(κ_2 は流れの局所的な曲率; Okajima et al. 2021; 2024a). 北太平洋・北大西洋の海洋前線帯域において, 気候学的水蒸気輸送は曲率の正の方向であった. すなわち, 高気圧領域から低気圧領域へ正味で水蒸気が

輸送されていることが示された(図略). そして, 海洋前線帯は, この気候学的水蒸気輸送を強化していた(図略). この結果は, 高低気圧領域の E-P 応答への対照的な寄与(第 3 図, 第 4 図)と整合的である.

4. まとめ

本研究では, 気候学的水蒸気輸送に対する高気圧・低気圧の寄与に着目し, 海洋前線帯が中緯度の水循環に対して及ぼす影響の定量的評価を行った.

中緯度の水循環に対する移動性高低気圧の役割として, 低気圧(高気圧)領域では気候平均的な降水(蒸発)が過剰であり, それと整合して, 気候学的水蒸気が高気圧領域から低気圧領

域へと輸送されている事が示された。そして、中緯度海洋前線帯がこの気候学的な高低気圧間の水循環を強化するという結果を得た。

これらの結果は、大気の総観規模の移動性擾乱は、より長い時間スケール(気候平均等)の中緯度大気海洋相互作用においても重要な役割を果たしており、移動性高低気圧と水循環の関係は、天気～気候の時間スケールの全球の水循環に対する我々の理解を深化させ得るという示唆を与えるものである。また、中緯度では、気候学的な降水の極大が蒸発の極大に比べてやや極側に位置しているが、本研究で評価した高気圧から低気圧への水蒸気輸送はその間を繋ぐように起こっており、高低気圧間の水循環が、グローバルな水蒸気の気候学的な極向き輸送においても重要な役割を果たしている事が示唆される。

今後は、中緯度の高低気圧間の水循環の過去の変化傾向や将来変化の解析や、気候モデルにおける再現性、また寒候期におけるより詳細な季節性(Nakamura 1992; Okajima et al. 2024a)についても調査する予定である。

参考文献

- Kelly, K. A., et al. (2010). *J. Clim.*, 23(21), 5644-5667.
- Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebata, A., Moriya, M., Onoda, H., ... & Takahashi, K. (2015). *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 93(1), 5-48.
- Kuwano-Yoshida, A., & Minobe, S. (2017). *J. Clim.*, 30(3), 1081-1102.
- Kwon, Y. O., et al. (2010). *J. Clim.*, 23(12), 3249-3281.
- Nakamura, H. (1992). *J. Atmos. Sci.*, .
- Nakamura, H., et al. (2008). *Geophys. Res. Lett.*, 35(15).
- Okajima, S., Nakamura, H., & Kaspi, Y. (2021). *Sci. Rep.*, 11(1), 13202.
- Okajima, S., Nakamura, H., & Kaspi, Y. (2022). *J. Climate*, 35(4), 1137-1156.
- Okajima, S., Nakamura, H., & Kaspi, Y. (2024a). *Geophys. Res. Lett.*, 51(2), e2023GL106932.
- Okajima, S., Nakamura, H., & Spengler, T. (2024b). *Geophys. Res. Lett.*, 51(6), e2023GL106187.
- Okajima, S., Nakamura, H., & Kaspi, Y. (2024c). *Geophys. Res. Lett.*, 51(20), e2024GL111599.
- Pérez-Alarcón, A., et al. (2023). *npj Clim. Atmos. Sci.*, 6(1), 212.
- Small, R. D., et al. (2008). *Dyn. Atmos. Oceans*, 45(3-4), 274-319.
- Tanimoto, Y., Nakamura, H., Kagimoto, T., & Yamane, S. (2003). *J. Geophys. Res. Oceans*, 108(C10).
- Tsopouridis, L., Spengler, T., & Spensberger, C. (2021). *Wea. Clim. Dyn.*, 2(4), 953-970.
- Utsumi, N., Kim, H., Kanae, S., & Oki, T. (2017). *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122(1), 152-167.