

熱帯-中高緯度共変動に伴う夏季北西太平洋における北東冷気流

倉持将也(筑波大学理工情報生命学術院)、植田宏昭(筑波大学生命環境系)

1. はじめに

夏季の日本、主に東北地方において北東方向から吹き込む冷気流は「ヤマセ」として古くから知られる。ヤマセは冷夏の原因となり、その発生はオホーツク海高気圧(Okhotsk high: OH)と密接に関連する(加藤 1995 など)。しかしながら、これまでヤマセに関する研究はメソ~相関規模スケールでの解析が多く行われ、理解が進んでいる一方(川村 1995; Shimada et al. 2014)、テレコネクションなどの大規模循環場との関連の議論や理解は未だ十分ではない。さらに近年の記録的大雨時には、OH とこれに関連する北東風が発生したことが報告されている(Shimpo et al. 2019; Kuramochi et al. 2023)。北東冷気流の存在が水蒸気の収束に寄与した可能性が考えられ、停滞前線に関連する大雨と北東冷気流の関係について調査が待たれる。本研究では、夏季東アジアで発生するヤマセを含む北東冷気流の発生と関連する大気大循環について調査を行った。加えて、それらの結果に基づいて北東冷気流発生の有無の観点から2023年夏季の記録的高温について考察する。

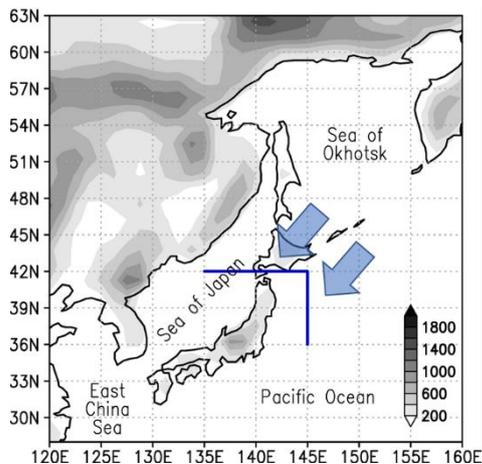


図 1: 地形(陰影; m)と CAO index の定義線(青線)。

2. 使用データと解析手法

大気の再解析データには JRA-55 の 6 時間値(Kobayashi et al. 2015)、日ごとの海面水温(SST)のデータには OISST(Reynolds et al. 2007)、降水量データには GPCP の日データ(Huffman et al. 2001)、対流活動の指標として NOAA の外向き長波放射(OLR)データ(Liebmann and Smith 1996)を用いた。解析期間は 1980~2022 年の夏季(JJA)とした。なお、GPCP の使用可能期間を考慮し、降水量のみ 1997 年以降で解析を行った。大気海洋場には 8 日のローパスフィルタリングを施した。気候値は解析期間の平均、および偏差はカレンダー日気候値からの差として定義した。

北東冷気流イベントの抽出や寒気解析には特定温位面以下の寒気質量(CAM; Iwasaki et al. 2014)を用いた。CAM はこれまで冬季の寒気吹き出しの解析に多く用いられているが、夏季においてもその有用性が認められる(Shimada et al. 2018; Liu et al. 2020)。CAM 量は特定温位面と地表面における気圧差で定義される。保存性が高く、その時間変化は水平 CAM フラックス収束項と非断熱生成/消滅項によって説明される。本研究では、夏季北半球の温位面での質量加重帯状平均法(Iwasaki 1989)に基づく帯状平均子午面風の北風成分が卓越する高度を考慮して、特定温位面を 293 K で定義した。この閾値は Liu et al. (2020)と同様である。北東冷気流イベントの抽出条件として、寒気吹き出し指標(CAO index)が 5 日以上連続して 1 標準偏差を超えたイベントと定義した。ここで CAO index は以下のように定義される(Shoji et al. 2014 に基づき、改変);

$$\text{CAO index} \equiv \frac{F_{\text{NE}} - \overline{F_{\text{NE}}}}{\sigma_{\text{NE}}}$$

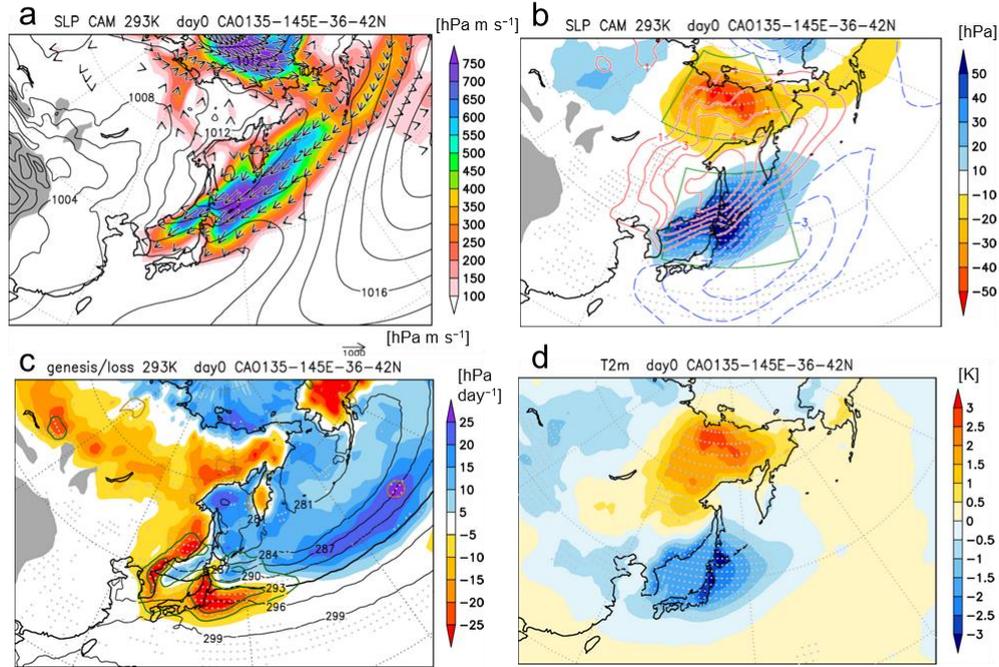


図 2: 抽出された 52 事例の北東冷気流イベントの中心日 (day 0) の合成図。(a) CAM フラックス偏差 (矢印; hPa m s^{-1}) とその大きさ (陰影)。等値線は SLP 合成値 (hPa)。 (b) CAM 量 (陰影; hPa) と SLP 偏差 (等値線; hPa)。 (c) CAM 生成/消滅量の合成値 (陰影; hPa day^{-1}) とその偏差 (等値線; $\pm 7, \pm 15 \text{ hPa day}^{-1}$; 正が緑線、負が茶色線)。 (d) 地上 2m 気温偏差 (陰影; K)。 b, c, d の点描は陰影で示す偏差が 95% 有意水準で統計的に有意な領域を示す。

ここで北東冷気流量 F_{NE} は、水平 CAM フラックス (MF_u, MF_v) を用いて、

$$F_{NE} \equiv \frac{a \cos \phi}{g} \int_{\lambda=135E}^{\lambda=145E} -MF_v d\lambda \Big|_{\phi=42N} + \frac{a}{g} \int_{\phi=36N}^{\phi=42N} -MF_u d\phi \Big|_{\lambda=145E}$$

で与えられ、図 1 の青線上で積分した CAM フラックスである。また、 σ_{NE} は F_{NE} のカレンダー日標準偏差、オーバーバーは気候値を表す。上記の基準に基づき解析期間 43 年間で 52 事例の北東冷気流イベントが抽出された。イベント期間中で F_{NE} が最大となる日をイベント中心日 (day 0) と定義した。これらに対して合成解析を行った。

3. 解析結果

図 2 に day 0 での SLP、CAM フラックス、CAM 量、CAM の生成/消滅量、および地表面

気温偏差を示す。OH の顕在化に伴い、アリューシャン列島付近から北東日本へ向かって北東方向からの CAM フラックスが強まっている (図 2a)。OH 偏差の縁を時計回りに回るように北極海からベーリング海峡を越え、北東冷気流へ繋がるようにも見える (図 2b)。東北日本を中心に CAM 量の増加 (= 低温偏差) が確認できる一方で、東シベリアでは CAM 量が有意に減少している。東シベリアの寒気減少は day 0 より 1~2 日ほど先行し、それぞれ CAM 量の増加/減少の偏差は CAM フラックスの収束/発散で説明されることが寒気収支解析から確認された (図省略)。さらに、収束した寒気は日本から朝鮮半島への帯状の領域で非断熱的に消費される (図 2c)。

OH や CAM フラックスの時間発展に着目すると (図 3 左列、中央列)、day -6, -5 頃からカムチャツカ半島の東を中心に高気圧偏差が発現

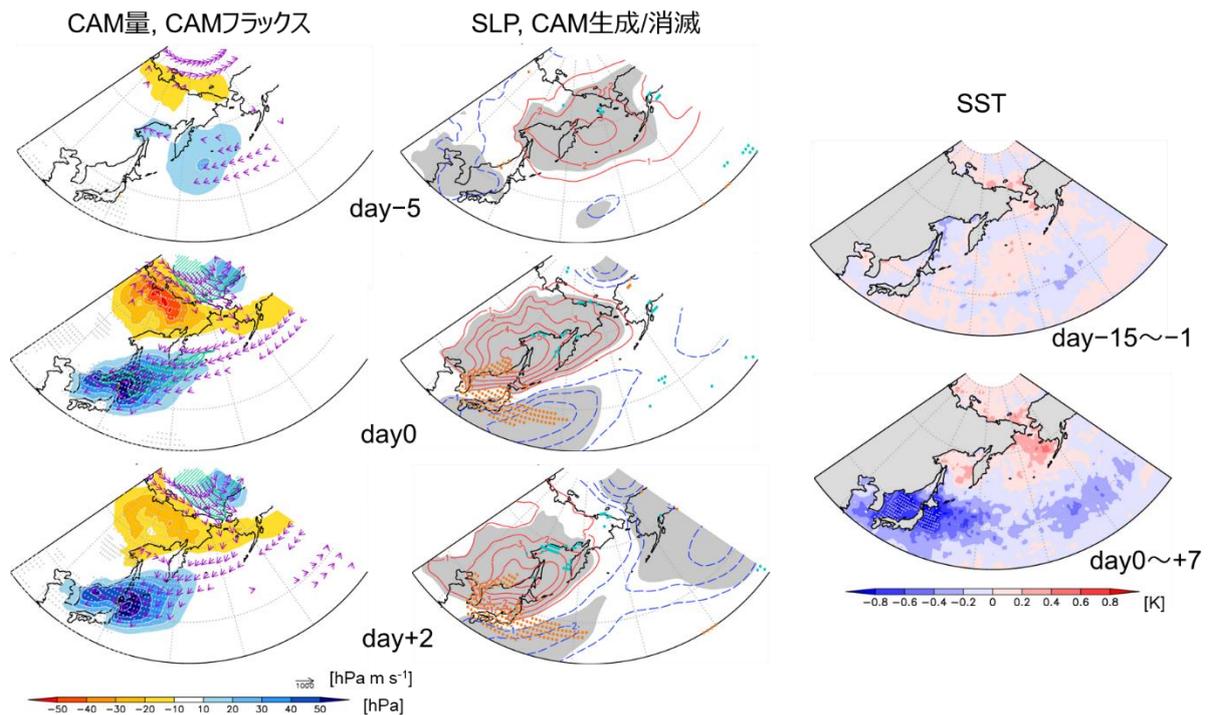


図 3: (左列)CAM 量(陰影;hPa)とCAM フラックス(hPa m s^{-1})、(中央列)SLP(等値線;hPa)とCAM 生成/消滅量(点描;正がオレンジ、負が水色)の偏差の day -5, 0, +2 における合成図。(右列) day -15 から-1 と day 0 から+7 でそれぞれ平均した SST 偏差(K)。点描と灰色の陰影は偏差が 95%有意水準で統計的に有意な領域を示す。

し、これに伴う CAM フラックス偏差も現れ始める。その後、高気圧偏差は南西進し、OH が強度を増すと同時に帯状の低気圧偏差が現れ、その間の圧力傾度によって北東冷気流が強まる。また、寒気吹き出し前後で SST 偏差を比較すると、寒気吹き出し後に有意に日本周辺の SST が低下する様子が確認できる(図 3 右列)。CAM 消滅偏差の大きい領域と地理的によく対応しており、ローカルな大気と海洋の熱交換によって SST が低下したと考えられる。

図 4 に 250 hPa におけるジオポテンシャル高度偏差と定常ロスビー波に対する波活動度フラックス(Takaya and Nakamura 2001)の時間発展合成図を示す。day -5 に東シベリアに有意な高気圧偏差が現れ、南東方向の低気圧偏差へ向かう準定常ロスビー波東伝播が確認できる(図 4b)。その後、この高・低気圧偏差の振幅増大とともに南東方向への伝播が強まり、低気圧偏差

は南西-北東方向の走向を持つ(図 4c, d)。さらに、低気圧性偏差から南東方向の弱い高高度場偏差へ波束伝播と波活動度フラックスの収束が確認できる(図 4d, e)。day 0 以前の東シベリアの高気圧偏差の発達には 8 日以下の短周期擾乱による寄与が見られること、および、ピーク日にはブロッキングの状況も示す事例が多く含まれることが確認された(図省略)。SLP 偏差の中心位置と比較すると、偏差の軸は高度と共に北西に傾いており、準定常ロスビー波の上方伝播を伴う。

図 5 には熱帯域を含む領域の OLR と降水量偏差の時間発展合成図、および day 0 の相対渦度偏差の空間分布を示す。day 0 に着目するとフィリピン海を中心に対流活動の不活発偏差と日本付近の活発な偏差が対で現れており(図 5c)、同領域での高/低気圧循環偏差対(図 5f)は Pacific-Japan (PJ) テレコネクションパターンに

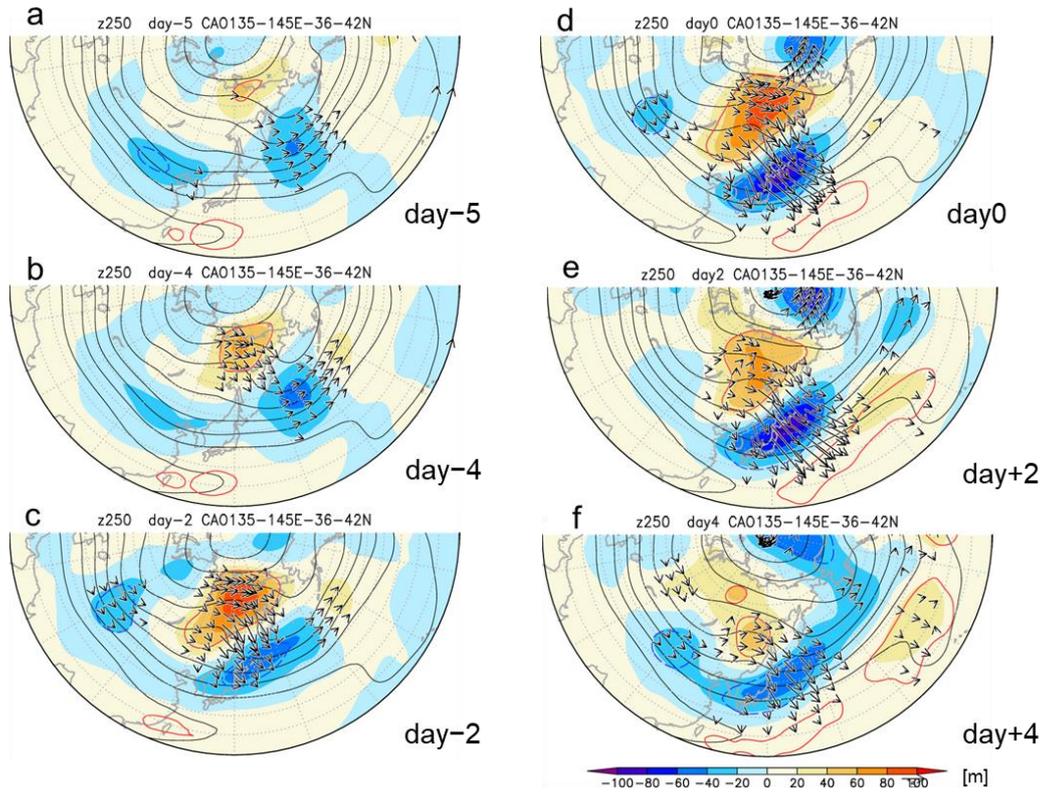


図 4: day -5 から +4 における 250 hPa ジオポテンシャル高度偏差(陰影; m)と波活動度フラックス(矢印; $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$)。黒の等値線はジオポテンシャル高度の合成値。赤/青の等値線は正/負偏差が 95% 有意水準で統計的に有意な領域を示す。

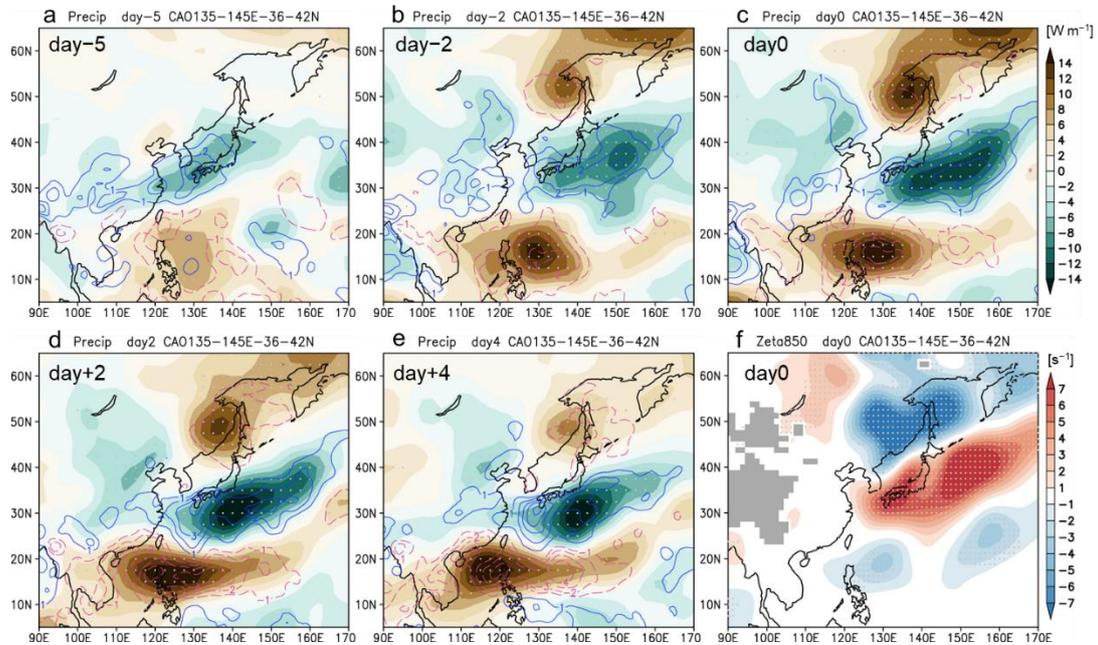


図 5: (a-e) day -5 から +4 における OLR (陰影; W m^{-2})と降水量(等値線; mm day^{-1})の偏差。(f) day 0 における渦度偏差(陰影; 10^{-6}s^{-1})。点描は陰影で示す偏差が 95%有意水準で統計的に有意な領域を示す。

よく似た構造を示す。対応する対流活動偏差は day -4 以降に顕在化する様子が確認できた。熱帯域の対流加熱強制によって励起される PJ パターンが日本付近の低気圧偏差を強めることで、OH との間の圧力傾度が強化され、顕著な北東冷気流の発生に寄与するものと考えられる。また、日本付近では降水量の正偏差が帯状に現れており、北東冷気流に伴って前線構造が強化されることが示唆される。北東からの冷気流と南西からの水蒸気フラックスがぶつかり、収束することで降水の強化が起こると考えられる。

4. 2023 年夏季の北東冷気流の活動度

2023 年夏季は PJ パターンやシルクロードパターンの影響で記録的な高温となり、同時に日本周辺海域の SST も記録的に高い状況が続いた (Takemura et al. 2024)。本節では北東冷気流発生の有無と 2023 年夏季の記録的高温との関係について概説を試みる。図 6a に 8 月平均の CAO index の年々変動時系列を示す。2023 年 8 月の CAO index の値は $0.69 \times 10^8 \text{ kg s}^{-1}$ で、2010 年に次いで 2 番目に小さい値であった。また、図 6b には 2023 年 6~8 月の、CAO index の時系列を示す。7 月以降 CAO index はほぼ 0 の値を示し、偏差として負の状況が継続した。これらの結果は、2023 年は盛夏以降に北東冷気流の発生がほとんど見られなかったことを意味する。さらに、北東冷気流の発生が日本周辺の SST を低下させる結果 (図 3) を踏まえると、この状況が 2023 年の日本周辺における SST の記録的高温のローカルな部分に寄与した可能性が示唆される。

5. まとめと議論

夏季の CAM を用いてヤマセを含む北東冷気流の発生に関連する大規模循環場について調査を行った。北東冷気流の発生時には、CAM フラックスが収束し、日本周辺の寒気量が増加する。それにやや先行するように東シベリ

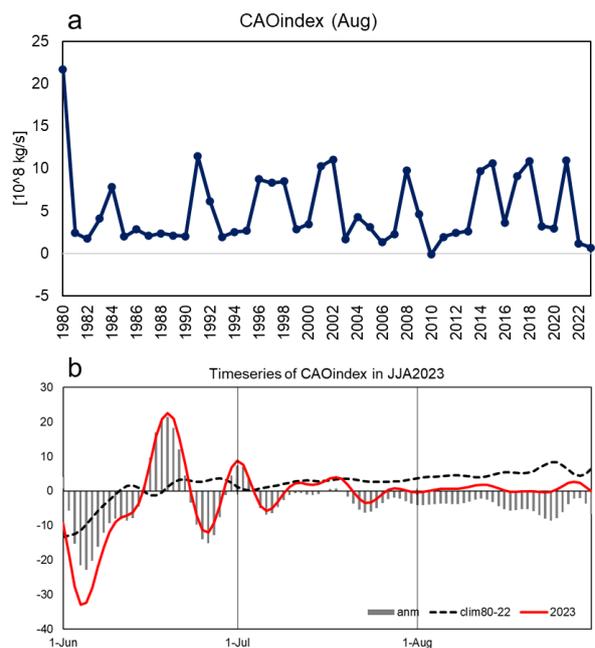


図 6: (a) 1980~2023 年の 8 月平均 CAO index の年々変動時系列。(b) 2023 年 6~8 月の日ごとの CAO index の時系列 (赤実線) と気候値 (黒点線) と偏差 (灰色棒)。単位は 10^8 kg s^{-1} 。

アでは寒気量の減少が起こることが分かった。日本付近で収束した寒気は非断熱的に消費され、その際 SST の低下や降水を伴うことが示された。大規模循環場に注目すると、上層のブロッキングを伴う OH の顕在化と、その南東側で東西方向に伸びた低圧偏差との間で圧力傾度が強まることが顕著な北東冷気流の発生に重要であると示された。この低圧偏差は対流圏上層のブロッキング高気圧からの南東方向へのロスビー波東伝播に加えて、フィリピン海の対流不活発偏差によって強制される PJ パターンによっても強められる可能性が示唆された。また、2023 年の記録的高温に関して、7 月以降こうした北東冷気流が発生しなかったことは猛暑や近海の SST 昇温と整合的であり、こうした状況に寄与した可能性が示唆される。

合成解析で得られた OH と上層の高気圧偏差の鉛直構造に関しては、Nakamura and Fukamachi (2004) が示した 7 月型の OH によく

似るが、亜寒帯前線ジェットに沿ったユーラシア大陸上の波束伝播は本研究結果ではそれほど明瞭ではない。背景場と関連した月ごとの違いを詳細に比較する必要性が示唆される。また、今後は温位面解析として CAM のみでなく、Negative heat content (NHC; Iwasaki et al. 2014) を用いた解析を行い、特に SST 低下と寒気の消費の間の詳細な物理プロセスについて詳細に議論する。

PJ パターンの南北対偏差と OH を合わせた南北 3 極子パターンは、JJA 平均での東アジア-北西太平洋領域の長周期変動の最も卓越するモードとして示されている (Xie et al. 2016 など)。図 5 に示した偏差分布はこの 3 極子パターンと十分似ており、今回着目した時間スケール(数日~1 週間)での PJ パターンと OH の同時発現に必然性があるかどうかは、熱帯-中高緯度相互作用の観点から今後より詳細に調べられるべき課題である。

参考文献

- Huffman, G. J., R. F. Adler, M. M. Morrissey, D. T. Bolvin, S. Curtis, R. Joyce, B. McGavock, and J. Susskind, 2001: Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *J. Hydrometeor.*, **2**, 36–50.
- Iwasaki, T., 1989: A diagnostic formulation for wave-mean flow interactions and Lagrangian-mean circulation with a hybrid vertical coordinate of pressure and isentropes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 293–312.
- Iwasaki, T., T. Shoji, Y. Kanno, M. Sawada, M. Ujiie, and K. Takaya, 2014: Isentropic analysis of polar cold air mass streams in the Northern Hemispheric winter. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2230–2243.
- 加藤内蔵進, 1995: ヤマセに関するオホーツク海高気圧の相関的特徴. 気象研究ノート第 183 号「ヤマセ」(川村宏編), 日本気象学会, 67–90.
- 川村宏, 1995: 局地風「ヤマセ」とヤマセ現象. 気象研究ノート第 183 号「ヤマセ」(川村宏編), 日本気象学会, 1–5.
- Kobayashi, S., and co-authors, 2015: The JRA-55 reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- Kuramochi, M., H. Ueda, T. Inoue, M. Honda, and K. Takaya, 2023: Coherent amplification of the Okhotsk high, Korean trough, and northwestern Pacific subtropical high during heavy rainfall over Japan in August 2021. *Prog. Earth Planet. Sci.*, **10**, 69.
- Liebmann, B., and C. A. Smith, 1996: Description of a complete (interpolated) outgoing longwave radiation dataset. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 1275–1277.
- Liu, Q., G. Chen, and T. Iwasaki, 2020: Long-term trends and impacts of polar cold air mass in boreal summer. *Environ. Res. Lett.*, **15**, 084042.
- Nakamura, H., and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 1213–1233.
- Reynolds, R. W., T. M. Smith, C. Liu, D. B. Chelton, K. S. Casey, and M. G. Schlax, 2007: Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate*, **20**, 5473–5496.
- Shimada, T., Y. Kanno, and T. Iwasaki, 2018: Low-level cool air over the midlatitude oceans in summer. *J. Climate*, **31**, 2075–2090.
- Shimada, T., M. Sawada, and T. Iwasaki, 2014: Indices of cool summer climate in northern Japan: Yamase indices. *J. Meteor. Soc. Japan*, **92**, 17–35.
- Shimpo, A., and co-authors, 2019: Primary factors behind the heavy rain event of July 2018 and the subsequent heat wave in Japan. *SOLA*, **15A**, 13–18.
- Shoji, T., Y. Kanno, T. Iwasaki, and K. Takaya, 2014: An isentropic analysis of the temporal evolution of East Asian cold air outbreaks. *J. Climate*, **27**, 9337–9348.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608–627.
- Takemura, K., and co-authors, 2024: Preliminary diagnosis of primary factors for an unprecedented heatwave over Japan in 2023 summer. *SOLA*, (in press)
- Xie, S.-P., Y. Kosaka, Y. Du, K. M. Hu, J. S. Chowdary, and G. Huang, 2016: Indo-western Pacific ocean capacitor and coherent climate anomalies in post-ENSO summer: A review. *Adv. Atmos. Sci.*, **33**, 411–432.