2016年1月の日本の大寒波に伴う

北極振動の急激な極性反転と北極海氷の減少

坂 泰志(三重大院生物資源)・立花 義裕(三重大院生物資源) 山崎 孝治(北大/三重大院生物資源)・西井和晃(三重大院生物資源) 小寺 邦彦(名大 STE 研)・小木 雅世(マニトバ大)

1. 序論

近年,地球温暖化に伴う全球気温の上昇が 指摘されている.しかし,冬季東アジア域で は寒気の吹き出しが増え寒冷化に伴い,上記 とは対照的なことが考えられる.典型的な例 を挙げると,2016年1月21日付近において東 アジア全域に非常に強い寒波をもたらした (図省略).この寒波による影響は,例年に くらべ特殊であり沖縄や台湾で観測史上初の 降雪をもたらしたことがあげられる.

また,初冬におけるバレンツ・カラ海 (BKS: Barents-Kara Seas)の海氷減少が大 気循環場に影響を及ぼし、東アジアに寒波を もたらすことが知られている(Honda et al. 2009). 2015年12月のBKSにおける海氷減 少は1978年以降過去最大の減少を示した(図 省略).一方で、中緯度気候を示す指標とし て北極振動(AO, Thompson and Wallace 1998) があげられる. 2015年12月下旬(12/21)か ら 2016 年 1 月中旬 (1/16) にかけて大きく値 が反転(+3→-3)していた(図 1).本研 究で使用した指標は, Ogi et al. (2004) で提 唱された北極振動 (SV NAM, Seasonal Variations of the Northern hemisphere Annular Mode)を用いる.この反転は1か月以内で引 き起こり, DJF (Dec-Jan-Feb) に着目したと き、同じような事例は1960年からの統計上一 度もなく非常に極端な変動である. このよう な極端変動により引き起こる東アジア域の異 常気象の原因を解明することは重要である.

本研究は前述の 2015 年 12 月から 2016 年 1 月の間に引き起こった北極振動の極性反転メ カニズムを解明することを目的とする.



図1 2015年12月1日から2016年1月31日ま でにおける日々のSV NAM と PNA, NAO 指標.

2. 使用データ・解析方法

使用データは日平均のJRA-55 再解析データ (Kobayashi et al. 2015), NOAA 1/4°OISST V2データ(Reynolds et al. 2002)である.本解 析における気候値は 1980 年から 2015 年まで のものを使用し, 12月1日から12月5日まで の5日平均場において気候値偏差を求めた. この5日平均偏差場を1月末日まで求め,本 誌ではBKSの海氷減少が極端に大きくなる12 月中旬(12/16)から下旬(12/26)に着目し 考察を行った.

3. 対流圏ジェットの減速

北極振動の指数が正(+3)から負(-3) に反転するのは対流圏ジェットの減速(蛇行) が考えられる.そこで,北極振動が正の極大 値から負へと転じる12月21日-12月25日で 帯状平均した東西風場と Eliassen Palm(EP) フラックスを算出した(図3).60Nから70N で対流圏上層に東風偏差がありジェットの減 速がみられる.また,対流圏下層からのEPフ ラックスの鉛直上向き伝播とEPフラックスの 収束(図3青線)には整合性がり,ジェットの減速に寄与していることがわかる.そこで,対流圏下層に位置するBKS域の大気と海洋の相互作用を検討する.



図3 12月21日-12月25日における帯状平 均東西風場(色)とEPフラックス場(矢印, m²/s²スケールは右下に表示),EPフラックス ダイバージェンス(線,1ms⁻²間隔,値は10⁵ したものを表記)

4. BKS 域における大気海洋相互作用

BKS 域での海面水温(SST)と海氷密接度 (SIC),熱フラックス(顕熱及び潜熱フラ ックスの総和)を示した(図 4a).ジェット が減速し始める(図 3)前の12月16日以降に 着目した.BKSでは海氷減少に伴いSSTが正 偏差となり,気候値とくらべ海から大気への 熱輸送が大きい(図 4a 赤枠).



図 4a (上段) BKS における熱フラックス偏差 (紫) と気候値(緑線), (中段) SST (赤線) と SIC (青線)の実況値, (下段)中段と同じだ が偏差を示した.

次にこのような海氷減少が起こった原因を 調べるため BKS 上の大気場を検討した. BKS 上では 12 月 16 日以降で気温が正偏差であり, グリーンランド海からの西風偏差となり BKS 上に暖気を輸送していることが示唆される (図 4b, c).また,前述に示した海氷減少 とそれに伴う大気への熱輸送も大きくなって いることが言える(図 4d, e).これらより ジェットが減速し始める時に対応し,BKS 域 に及ぶ暖気移流が海氷後退に影響しているこ とがわかった.

さらに、BKS の海氷減少を強制源とする定 常ロスビー波応答を調べる.図 4f,gには、 その応答の平面図と鉛直断面図(50N-80N) を示した.12月16日-20日平均場(図4a赤 枠)ではBKS域からの定常ロスビー波の鉛直 上向き伝播が見られる(図4f).次の12月21 日-25日平均場(図4a青枠)では、下層 700hPa面にて波の活動度フラックスの鉛直成 分の上向き成分が非常に大きく(図省略)、 また鉛直断面図においても矢印で示された BKSを中心とした鉛直上向き伝播が顕著であ り(図4g),BKS上の熱源域と対応している ことから定常ロスビー波の励起源であること が示唆されます.

その結果, BKS 上には上層まで卓越した高 気圧(ブロッキング高気圧)ができ(図 4h), これがジェットの蛇行に影響を及ぼし北極振 動の極性反転を引き起こしたことが考えられ る.

[₩/m2] 5. 数值実験

前述までは再解析データの結果によるメカ ニズムを紹介したが、さらに数値実験により BKS による熱源応答がもたらすブロッキング 高気圧形成を明らかにする.実験に用いたモ デルは LBM (Linear Baroclinic Model) である (Watanabe et al. 2002).分解能は T42L20 と し(水平約2.8度),初期値を2015年12月に して計算を始めた.また、熱源を BKS 上 900hPa 面まで与え(図5a),下層からによる 影響を考察する(図5b).この計算結果を示 したのが図5c である.また、前節までの再解 析データの結果は BKS の海氷が減少し,海か ら大気への熱輸送が顕著なことによる応答が ブロッキング高気圧を形成することを確認し た(図 4h).両者の結果(図 5c,図 4h)を 比べると,500hPa面における BKS上の高気圧 偏差(60E-120E,60N-85N)と中緯度の低 気圧偏差(30E-90E,40N-65N)はよく一 致していることがわかる.

LBM 実験と再解析データの結果に整合性が あることから, BKS が及ぼす熱応答がブロッ キング高気圧を形成するという力学的なメカ ニズムを支持する.

6. まとめ

2015年12月から2016年1月に引き起こっ た北極振動の極性反転が引き起こる力学メカ ニズムの考察を行った.極性反転が引き起こ る過程には12月中旬でのBKS域の海氷減少 が重要であった.この海氷減少はBKS上での 暖気移流によって引き起こることが示唆され た.海氷減少による海から大気への熱輸送が 顕著であることで,下層から上層まで卓越し たブロッキング高気圧を形成することがわか った.このブロッキング高気圧の形成により 高緯度を吹くジェットの減速が12月中旬から 下旬にかけて起こり,北極振動の極性反転が もたらされることを示唆した.

東アジアに強い寒波を起こした 2016 年 1 月 21 日辺りまで,このブロッキング高気圧は持 続していた(図省略).

また,再解析データで示された BKS での海 氷減少に伴うブロッキング高気圧形成メカニ ズムについてモデル実験を行い評価した.そ の結果,モデルで再現された高度場偏差と再 解析データで求めた偏差場には整合性がある ことを示した.よって,モデル実験の結果が 再解析データの結果を支持することが言えた.

今後この事例解析の結果の定量化を行いた く統計的な解析し考察する予定である.

引用文献

- Honda, M., J. Inoue and S. Yamane, 2009: Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L08707, doi:10.1029/2008GL037079.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y, Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, 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.
- Ogi, M., K. Yamazaki, and Y. Tachibana, 2004: The summertime annular mode in the Northern Hemisphere and its linkage to the winter mode. J. Geophys. Res., 109, D20114, doi:10.1029/ 2004JD004514.
- Reynolds, R. W., N. A. Rayner, T. M. Smith, D. C. Stokes, and W. Wang, 2002: An improved in situ and satellite SST analysis for climate. *J. Climate*, **15**, 1609–1625.
- Takaya, K and Nakamura, H 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.
- Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, 1998: The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297–1300.
- Watanabe, M. and F.-F. Jin, 2003: A moist linear baroclinic model: Coupled dynamical-convective response to El Nino. J. Climate., 16, 1121-1139.



図4 (b) 2016年12月16日-20日平均場における1000hPa面の気温偏差(色,℃)と風偏差(ベクトル,ms¹)を示した. (c) (b)と同じだが2016年12月21日-25日平均場のものを示した. (d) 2016年12月16日-20日平均場における熱フラックス偏差(色,Wm²,上向きを正とした)と海氷密接度偏差(線,0.1間隔)を示した. (e) (d)と同じだが2016年12月21日-25日平均場のものを示した. (f) 2016年12月16日-20日平均場での50N-80Nにおいて緯度平均を行った経度鉛直断面図を示した. 高度偏差(色,m)とTakaya and Nakamura 2001より算出した波の活動度フラックス(矢印,m²s²). (g) (f)と同じだが2016年12月21日-25日平均場300hPa面における高度偏差(色,m)と実況値(線,m),波の活動度フラックス(矢印,m²s²)を示した.



図 5 (a) LBM 実験で与える熱源(横軸, 0.5 間隔, K/day) (b) LBM 実験で与える熱源領域を示した. (c) LBM 実験より計算された BKS 熱源応答による 500hPa 面における高度偏差(線, m)