温位座標を用いた冬季東アジアにおける寒気流出過程の時間発展 庄司 貴成(東北大院理), 菅野 湧貴, 岩崎 俊樹, 高谷 康太郎(海洋研究開発機構)

#### 1. はじめに

冬季東アジアの気象・気候は、東アジア 冬季モンスーン (以下 EAWM) によって支 配されており、それは高緯度から中緯度へ 間欠的に寒波(コールドサージ)を発生す  $\Im$  (Chang and Lau 1982; Zhang *et al.* 1997). コールドサージは、大陸上の気温低下やシ ベリア高気圧の強度によって定義される。 その定義方法は対象とする現象や領域によ り自由度がある。これまでは中国大陸上や 南シナ海へのローカルな影響を評価したも のが大部分である。そこで本研究では、よ り広い範囲をカバーできる冬季東アジア域 の寒気流出を測るインデックスを定義する ことにした。他方、東アジア域の大気変動 を捉えるインデックスとして EAWMI (East Asian winter monsoon index) があるが、季 節平均場で定義されているため、季節内で 間欠的に生じるコールドサージに関連付け たインデックスがないことも本研究の動機 である。ところで、従来の気圧座標による 寒気解析は熱力学表現が煩雑なために、寒 気流出を定量的に評価するのに難がある。

そこで本研究では温位座標に基づいて、 東アジア域の寒気流出過程の時間発展につ いて調べる。温位座標系における寒気質量 フラックスは、高緯度から中低緯度域に流 出する寒気流量を直接表している。東アジ ア域の寒気流出は、特定温位面 *θ<sub>T</sub>* =280K 以 下の 90E から 180E の南向き寒気質量フラ ックスでよく特徴づけられる。この南向き 寒気質量フラックスの時間的な変動をイン デックスとし、これに対するラグ相関・回 帰係数を調べる。

## 2. データ・解析手法

解析に使用したデータは JRA-25/JCDAS (Onogi *et al.* 2007)である。解析期間は 1980/81~2009/10 年の 12~2 月である。オ リジナルのデータは 6 時間間隔であるが、 それらを日平均して解析に使用した。なお、 水平解像度は 2.5 度である。

温位座標系における、寒気質量、寒気質 量フラックス、寒気質量生成消滅量はそれ ぞれ以下のように定義される。

$$DP \equiv p_S - p(\theta_T) \tag{1}$$

$$\boldsymbol{H} \equiv \int_{\boldsymbol{p}(\boldsymbol{\theta}_{T})}^{\boldsymbol{p}_{S}} \boldsymbol{\nu} \, \mathrm{d} \mathbf{p} \tag{2}$$

$$G(\theta_T) \equiv \frac{\partial p}{\partial \theta} \dot{\theta}\Big|_{\theta_T}$$
(3)

ここに $p_s$ ,  $p(\theta_T)$ はそれぞれ、地表面気圧、  $\theta_T$ 面の気圧を表す。

本研究では、(2)式で表される寒気質量フ ラックスのうち、その南北成分の変動に着 目する。冬季東アジア域の寒気流出は45N を横切る90Eから180Eの南向き寒気質量 フラックスにより表される。すなわち、

$$F_{EA} \equiv \frac{2\pi a \cos \phi}{g} \int_{90E}^{180E} \left( \int_{p(\theta_T)}^{p_S} v \, dp \right) d\lambda \bigg|_{45N} (4)$$
  
ここに  $a (=6.37 \times 10^6 \text{ [m]}), g (=9.806 \text{ [m s}^2\text{]})$   
は、それぞれ地球半径、重力加速度である。  
(4)式を 30 年間の気候値に対する標準偏差  
により規格化したものを寒気南下指数とし  
て定義する。

$$Index \equiv \frac{F_{EA} - \overline{F_{EA}}}{\sigma_{EA}}$$
(5)

# 3. 解析結果

まず、冬季東アジア域の寒気の気候学特

性ついて調べる。図1は、寒気質量とその フラックス、寒気質量フラックスの絶対値、 南北寒気質量フラックスの標準偏差を図示 したものである。



図 1 (a) 寒気質量(shade)とそのフラックス(vector), (b) 寒気質量フラックスの絶対値(shade), (c) 南北 寒気質量フラックスの日変動の標準偏差(shade)

60N 以北には 300[hPa]を超える厚い寒気が 定常的に存在しており、極東域では 45N 以 南まで垂れ下がっている。寒気質量フラッ クスから、East Asian stream が明瞭に見え、 東アジア域では 45N 付近で寒気質量フラッ クスの極値があり、その変動量も大きいこ とが分かる。



図2は、45Nを横切る寒気質量フラック スの南北成分について、その気候値の東西 分布を示したものである。図2は、90Eか ら180Eで南向き寒気質量フラックスが卓 越しており、東アジア域の寒気流出が(4)式 で表されることを支持している。90Eから 180Eの範囲で積分した南向き寒気質量フ ラックスの気候値は5.7×10<sup>10</sup> [kg s<sup>-1</sup>]であり、 その日変動の標準偏差は2.5×10<sup>10</sup> [kg s<sup>-1</sup>]で ある。このことから気候値に対して大きな 割合で変動しており、東アジア域の寒気流 出のインパクトの大きさを物語っている。



図 3. 寒気南下指数に対する SLP の相関係数(shade), 回帰係数(contour)と地上風の回帰係数(vector)

図3は、(5)式で表される寒気南下指数の 変動に対する、海面更正気圧(以後、SLP) と地上10m風ベクトル(以後、地上風)の ラグ相関・回帰係数分布を寒気流出のピー クをDay0として、Day-6からDay+4まで 2日おきに図示したものである。寒気質量 フラックスの変動はシベリア高気圧とアリ ューシャン低気圧の変動と高い相関がある。 Day 0 にかけて、ユーラシア大陸上ではシ ベリア高気圧が急速に発達しながら、ゆっ くりと南東進し、Day 0 時に極大となり、 その中心位置はバイカル湖付近 (50N, 110E) まで達する。Day 0 以降、シベリア高気圧 はチベット高原の地形に沿って急速に南下 しながら衰退していく。Day +4 時点でシベ リア高気圧の中心位置は香港付近 (20N, 115E) にあり、さらにその南端は赤道付近 まで達している。Day 0 以降、急速に南下 するシベリア高気圧の南縁にあたる南シナ 海〜フィリピン付近では北風偏差の強化が 見られる。他方、アリューシャン低気圧は 寒気流出の前後に渡って強い勢力を保った まま停滞する。



図 4. 寒気南下指数に対する寒気質量の相関係数 (shade),回帰係数(contour)とそのフラックスの回帰 係数(vector)

次に図4は図3と同様に、寒気質量とそのフラックスのラグ相関・ラグ回帰係数分 布を図示したものである。Day0以降、寒 気流出に伴い、中国北東部~北西太平洋上 の中緯度域では顕著な寒気質量の増大が生 じる。そのすぐ南側の主に海洋上において、 寒気質量消滅量が増大する(寒気質量生成 消滅量の図は省略)。すなわち、中緯度域で 増大した寒気質量は、そのすぐ下流の暖か い海洋上で効率的に消滅する。他方、Day 0 以降、ユーラシア大陸上と北米大陸西岸域 では寒気質量が有意に減少する。前者は、 シベリア高気圧の発達に伴う、時計回りの 循環偏差により、大陸上の寒気質量が中緯 度域へ流出したことで生じたと考えられる。 後者については、アリューシャン低気圧の 発達に伴う、反時計回りの循環偏差により、 東側の寒気が西側に運ばれ中緯度域に流出 したために生じたと考えることができる。 寒気質量フラックスの分布はこれらの理由 を支持している。



図 4. 寒気南下指数に対する T925 の相関係数(shade) と回帰係数(contour)

続いて、T925 についても同様に調べたの が、図5である。下層の気温は、これまで 見てきた下層の大気循環や寒気の分布を反 映したものである。すなわち、寒気質量の 増大が著しい中緯度域では低温偏差が見ら れ、一方、寒気流出に伴って寒気質量の減 少が生じたユーラシア大陸上と北米大陸西 岸域では高温偏差が生じている。

### 4. まとめ

本研究では、温位座標を用いて $\theta_{T}$ =280K の特定温位面以下の寒気質量フラックスに 着目した冬季東アジアの寒気流出の解析を JRA-25/JCDAS より行なった。冬季東アジ ア域の寒気流出は、45Nを横切る、90E か ら 180E の南向き寒気質量フラックスによ り測られる。その気候値と日変動の標準偏 差はそれぞれ、5.7×10<sup>10</sup> [kg s<sup>-1</sup>]、2.5×10<sup>10</sup> [kg s<sup>-1</sup>]である。この時間的な変動を標準偏 差で規格化したものを寒気南下指数として 定義し、その指標に関連付けてラグ相関・ 回帰解析を行なうことにより、東アジア域 の寒気流出過程の時間発展に調べた。

ここで定義した寒気質量フラックスに対 する前後数日間のラグ相関は、東アジアに おけるコールドサージに関連した総観場の 時間的な特徴をよく表現していた。

寒気流出に先立って、Day-4 にバイカル 湖の北西(65N,100E)にあったシベリア高 気圧は急速に発達しながら、寒気中心とと もに南東進し、Day 0 に(50N,110E)付近 に達して極大となる。他方、アリューシャ ン低気圧は、寒気流出の前後に渡って強い 勢力を維持して停滞する。両者がもたらす 強い東西気圧傾度は、南向きの寒気質量フ ラックスを誘起する。寒気は東に広がりな がら南下し、朝鮮半島~北西太平洋上での 寒気質量の顕著な増大につながり、地上気 温を低下させる。そのさらに下流の海洋上 で寒気質量が消滅する。寒気のフロントの 南下速度はおよそ 13 [m s<sup>-1</sup>]であり、Day+4 には赤道付近まで達する。これら一連の寒 気流出過程はおよそ1週間から10日程度の 時間スケールを持つ。以上より、温位座標 系による、45Nを横切る、90Eから180E の南向き寒気質量フラックスの時間的な変 動を規格化したインデックスは、東アジア 域の寒気流出を測る指標として有用である。

### 参考文献

- Chang, C. -P., and K. M. Lau, 1982: Short term planetary-scale interactions over the tropics and mid-latitudes during northern winter. I: Contrasts between active and inactive periods. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 933-946.
- Jhun, J. G., and E. J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. *J. Climate*, **17**, 711-726.
- Kim, Y., K. Y. Kim, and J. G. Jhun, 2012: Seasonal evolution mechanism of the East Asian winter monsoon and its interannual variability. *Climate Dynamics*, **41**, 1213-1223.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto,
  S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto,
  N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The
  JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369-432.
- Wang, L., and W. Chen, 2010: How does well do existing indices measure the strength of the East Asian winter monsoon? *Adv. Atmos. Sci.*, 27, 855-870.
- Zhang, Y., K. R. Sperber, and J. S. Boyle, 1997: Climatology and interannual variation of the East Asian winter monsoon: Result from the 1979-95 NCEP/NCAR Reanalysis. *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2605-2619.