

温位座標による寒気流出の解析：冬季北半球の気候特性

岩崎 俊樹（東北大院理）、庄司 貴成、沢田 雅洋（東大大気海洋研）、氏家将司（気象庁）

1. はじめに

冬季モンスーンでは、高緯度に蓄積された寒気が間欠的に放出され、中緯度の気象と気候に影響する。寒気の流出は顕著な現象で、これまで多くの研究がなされてきた。ただし、気圧座標による解析がほとんどで、熱力学の表現が煩雑で、寒気流出を定量的に評価するのに難があった。本研究では、温位座標に基づいて、寒気質量とその流れの地理的な分布を定量的に評価する手法を開発し、北半球の1月の気候特性を調べた。

2. 解析手法

本解析では、まず、寒気を温位が指定値 θ_T 以下の大気と定義し、寒気質量およびその水平フラックス、生成消滅量を評価した。

単位面積当たりの寒気質量は安定成層（温位座標に対する単調性を保証）を仮定すれば、以下のように定義できる。

$$DP \equiv p_S - p(\theta_T) \quad (1)$$

単位は直感的な理解のため hPa とする。温位座標系の連続方程式は次式で与えられる。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} \right) + \nabla \cdot \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} \mathbf{v} \right) + \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{\partial p}{\partial \theta} \dot{\theta} \right) = 0 \quad (2)$$

これを θ_s から θ_T まで積分し次式を得る。

$$\frac{\partial}{\partial t} DP = -\nabla \cdot \int_{p(\theta_T)}^{p_S} \mathbf{v} dp + M(\theta_T) \quad (3)$$

すなわち、ある地点における特定温位面以下の寒気の質量は、右辺第1項の寒気自身の水平収束・発散と第2項の寒気の生成量を用いて、保存則として記述される。寒気の生成量は θ_T における非断熱的な冷却量を用いて、

次式で表される。

$$M(\theta_T) \equiv - \left. \frac{\partial p}{\partial \theta} \dot{\theta} \right|_{\theta_T} \quad (4)$$

気候学的な平衡状態では、(3) 式で、左辺が無視され、次式を得る。

$$M(\theta_T) \approx \nabla \cdot \int_{p(\theta_T)}^{p_S} \mathbf{v} dp \quad (5)$$

寒気質量のほか寒気容量も保存則に基づき調べたが、本稿では紙数の関係で省略する。

3. 解析結果

3.1 平均子午面循環

図1は、温位面上で質量加重平均(MIM: Mass weighted isentropic zonal mean)した平均子午面循環と等温位線で、JRA-25を30年平均した1月の平均値である。低緯度のハドレー循環のほか、中高緯度に直接循環が見える。中高緯度直接循環は(45N, 850hPa)に変曲点があり、平均流は下降流から水平流（北風）に変わる。熱力学的には45N以北では、断熱加熱となるのに対して45N以南では、移流による冷却が卓越し、それぞれ非断熱冷却・加熱と釣り合っている（Iwasaki and Mochizuki, 2012:以下IM12とする）。高緯度で作られた寒気が中・低緯度に流れるという単純な描像を得る。(3)式の第2項の質量フラックスの南北成分を東西に積分すれば、各緯度における θ_T の質量流線関数に一致することに注意する。本研究では、この寒気が地理的にどのようなルートで、中・低緯度に流れ出すか調べる。極域寒気を表す閾値として(45N, 850hPa)の温位 $\theta_T=280\text{K}$ を選ぶ。

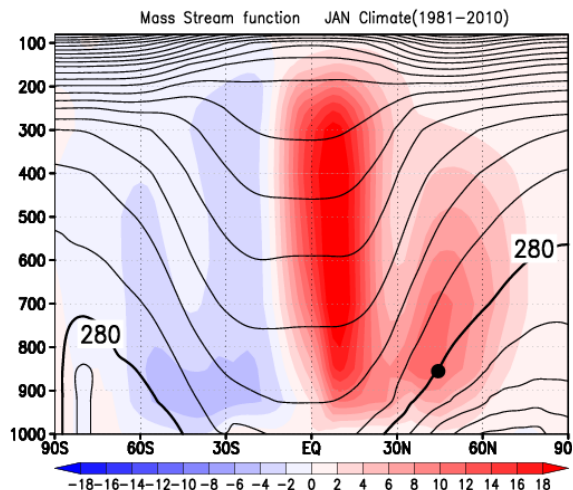


図1 1月の質量流線関数（カラー：単位は $10^{10} \text{Kg sec}^{-1}$ ）と、温位（等値線間隔は 10K）の子午面断面図。JRA-25 より求めた 30 年平均値。

3.2 寒気質量とそのフラックス、生成消滅量の分布。

図2 は、寒気質量とその水平フラックスである。 $\theta_T=280\text{K}$ とした場合、寒気層の厚さは、北極付近では 400hPa を超え、大気中層に達している。低緯度になるにしたがって薄くなり、30 度くらいではほぼ 0 となる。しかし、北半球では、地形や大気波動の影響により、寒気質量の分布は同心円から大きく外れる。東アジアと北米の東海岸に強力な寒気の軸があり、3 番目の軸が東ヨーロッパに伸びている。ヨーロッパから東アジアまでの寒気は、中央アジアの高原に隔てられて南下できず、ユーラシア北部に涵養され、偏西風により東へと流される。

図3 は、非断熱冷却と加熱に伴う寒気の生成（青）と消滅（赤）である。寒気はユーラシア大陸上、北極海、北米北部などで生成される。その効率は 1 日当たり 50hPa 程度であり、実在する寒気は 10 日前後で形成可能である。他方、消滅は、主として太平洋と大西洋で起こる。相対的に暖かい

海面により温められて、1 日当たり 100hPa 以上も消滅する地域がある。消滅域がライン状になっているのは、海面水温が 280K 程度よりやや暖かいところで、寒気質量が効率的に消滅するためである。とくに、大西洋では、暖流がノルウェー海やバレンツ海まで入り込み、北緯 60 度近辺まで寒気質量の消滅域となっている。

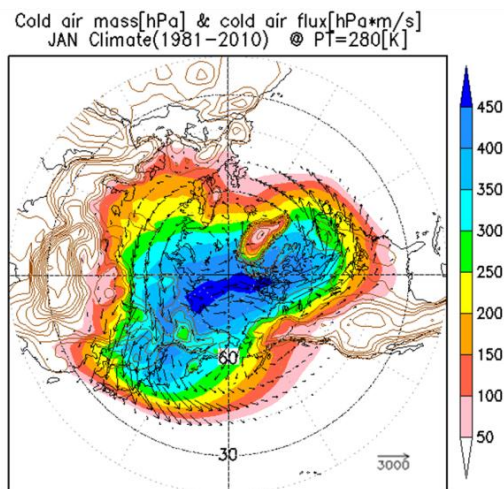


図2. 寒気質量（hPa）と寒気質量フラックス（ $\text{hPa m secPa m sec}^{-1}$ ）の地理分布。JRA-25 より求めた 1 月の 30 年平均値。

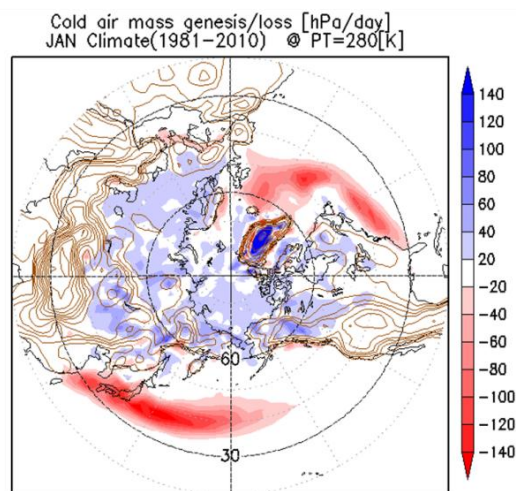


図3. 寒気質量の生成と消滅（ hPa day^{-1} ）。JRA-25 より求めた 1 月の 30 年平均値。

3.3 寒気のメインストリーム

図4では、温位が280K以下の寒気質量フラックス強度をカラーで描画した。冬季北半球では、2つの顕著な寒気質量の流れが指摘される。地理的な対応から、東アジア(EA)ストリームおよび北アメリカ(NA)ストリームと呼ぶ。

EAストリームは、ヨーロッパに端を発し、ユーラシア大陸上の50Nあたりの生成域を増大しながら東進してシベリアに達し、ここで、急に南東に向きを変え、華南～太平洋上に出て消滅する。NAストリームでは、シベリア北部に始まり、北極近くの北極海を横断し、グリーンランドとロッキーマウンテンの間を南下して、アメリカ東海岸に出て、大西洋で消滅する。北半球の極域寒気の出口は東アジア地域と北アメリカ東岸地域にほぼ限定される。

次に、 θ_T を変えて流れを見る。図5に標準の $\theta_T=280\text{K}$ から $\pm 10\text{K}$ ずらした270Kと290Kの場合を示す。図1からわかるように、温位を10度変えれば寒気質量が大きく変わるので、寒気質量フラックスも大きく変わる。それでも、いずれの場合も、EAとNAの二つのストリームが良く見える。ただし、ストリームの方向は系統的に変化する。 θ_T が270Kの場合は、南北成分が強調される。とくに、270K以下の寒気の大気温は常に氷点以下となるので、海上に出れば強い顕熱フラックスの供給を受け直ちに消滅する。これに対して、温位が290Kに近い「寒気」の場合は、偏西風の影響が強調される。海上に出ても $\theta_T=290\text{K}$ を簡単には超えないし、暖かい寒気は高度も高いのでより上空の風に流されて、偏西風の影響が大きくなる。

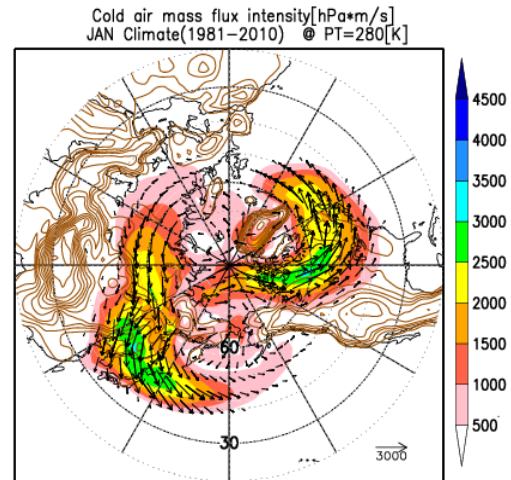


図4. 寒気質量フラックスの強度とベクトル (hPa m sec⁻¹)。JRA-25 による1月の30年平均値。

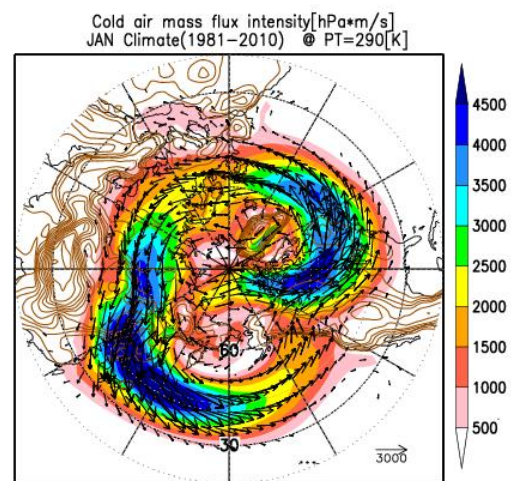
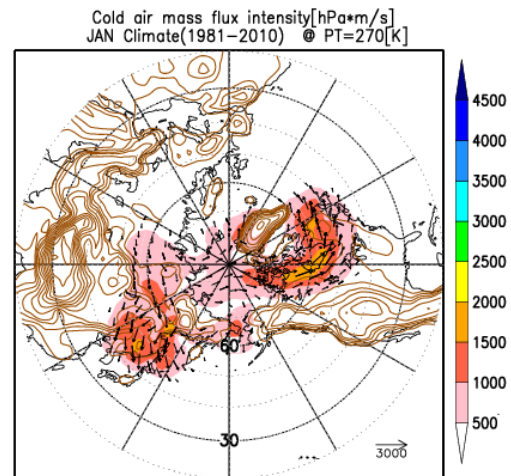


図5. 図4に同じ。上: $\theta_T=270\text{K}$. 下: $\theta_T=290\text{K}$.

4. 考察

特定温位 (θ_T) 以下の寒気質量の保存則に基づいて、極域寒気流出に関する解析手法を提案した。この手法には、閾値 (θ_T) の選び方に、任意性がある。寒気質量自身は θ_T により変化する。換言すれば、見たいものに合わせ θ_T を選べばよい。極域寒気の生成・流出・消滅を見るためには 280K 位が適当である。

以上の解析手法を用いて、北半球の冬の気候特性を調べた。とりわけ北半球の寒気質量の流れは、気候学的に大きく2つ（東アジアストリームと北米ストリーム）に、大まかに組織化されていることが分かった。質量加重付温位面帯平均（MIM）で見られた、中緯度における対流圏下層の強い北風も、この2つの流れによるものである。

寒気流はいかに形成されるのだろうか？ 寒気は下層にあるため、山岳による障壁効果が大きい。とりわけ、ユーラシア大陸は中央アジアに高地が続き、寒気の南下を妨げている。他方、ロッキー山脈やグリーンランドは北米の流れをリードしている。地形効果に関しては、南北半球間の比較が興味深い。さらに、寒気流の出口付近では、波動平均流相互作用が重要な働きをしている。とくに、MIM では下層の北風のコリオリ加速は E-P フラックスの発散と釣り合っていた。すなわち、Extratropical Pumping の関係が対流圏下層の寒気流にもおよそ成立している。(IM12)。この関係はそのままストリーム単位で成り立っているものと考えられる。ストリームの出口付近では、シベリア高気圧や非定常な傾圧波動がつくる東向きの気圧傾度力が形成される。この気圧傾度力が E-P フラックス

の発散の主要な項となっている。また、ストリームにより解放された有効位置エネルギーは波動エネルギーに変換される。この波動がストリームの維持に寄与している。

今回の解析では、気候特性に重点を置いた。今後は変動特性を調べる必要がある。とくに、寒気流出は間欠的に起こるので、そのメカニズムを当手法により調べ、非定常運動と気候値との関係を明らかにしたい。寒気流出は熱帯や南半球にも影響するといわれている。中高緯度—熱帯相互作用の視点でも興味深い。

さらに、MIM 解析では停滞性超長波の寒気流への影響も大きいことが知られている (IM12)。各ストリームの気候変動にも興味を持たれる (庄司ほか、本編)。

さらに、物質（大気微量成分）輸送への影響評価も興味深い課題である。

5. 参考文献

Iwasaki and Mochizuki, Mass-weighted isentropic zonal mean equatorward flow in the northern hemisphere winter. 2012, SOLA, 8, 115-118