

ストームトラックの変動に伴う 対流圏界面高度の季節内長周期変動

向川 均・山下 景子*・長谷部 文雄*

* 北海道大学大学院地球環境科学研究科

要 旨

1979 年 12 月から 2000 年 2 月までの冬季の NCEP/NCAR 再解析データおよび、CMAP 降水量データを用いて、総観規模擾乱の活動が活発なストームトラックの季節内長周期変動に伴う対流圏界面高度変動を明らかにするため、北太平洋域と北大西洋域のそれぞれの領域について解析を行った。本研究では、対流圏界面を 3.5 PVU という渦位の値で定義した。

まず、各領域での特徴的なストームトラック変動を取出すため、850hPa における総観規模擾乱に伴う南北熱輸送量の主成分分析を行った。その結果、各領域の第一主成分としてストームトラックの強度変動、第二主成分としてストームトラックの南北変動が抽出された。また、各領域でストームトラックが活発化(沈静化)するとき、あるいは、ストームトラックが北偏(南偏)するとき、気候値でのストームトラック領域で圏界面高度が上昇(下降)することが線形回帰分析から示された。

最後に、この圏界面高度変動のメカニズムに関するデータ解析を行い、これらの主成分変動に伴う圏界面高度変動には、北西太平洋域を除き、総観規模擾乱に伴う渦度フラックスの寄与が重要であることが示唆された。一方、北西太平洋域では、ストームトラック強度の変動に伴う降水量変動が、圏界面高度変動に重要な役割を果たしていることが示唆された。

キーワード：ストームトラック、対流圏界面、季節内長周期変動、渦度フラックス、非断熱加熱

1. はじめに

成層圏-対流圏における水蒸気・オゾンなどの大気微量成分の輸送・混合や、力学的上下結合の観点から、対流圏界面付近の大気構造やその変動を理解することは極めて重要である(Holton et al., 1995)。圏界面は、第 0 近似的には、放射-対流平衡によって鉛直温度分布が決まる対流圏と、ほぼ放射平衡で温度分布が決定される成層圏との境界として理解することができる。このような鉛直一次的描像は、積雲活動に伴う対流の盛んな熱帯域の圏界面の形成や変動を理解するうえでは有効である。一方、中高

緯度域においては、総観規模擾乱に伴う水平運動が卓越するため、中高緯度域における圏界面の形成には、3 次元的大気運動が本質的な役割を果たしていると考えられる。例えば、Haynes et al. (2001) は、湿潤過程を含まない単純化した大気力学モデルを用いた数値実験の結果から、自励的に発達する傾圧不安定波に伴う南北熱輸送の効果によって、中高緯度域の大気下層での鉛直安定度が低下し、明瞭な対流圏界面が形成されることを示している。圏界面の形成に対するこのような総観規模擾乱の効果を、気象データから直接に示すことは困難であるが、圏界面高度の変動と、総観規模擾乱の活動度、すなわ

ち、ストームトラックの活動度変動との関係を解析することにより、総観規模擾乱が圏界面形成に果たす役割について、間接的に調べることができると考えられる。一方、中高緯度域における圏界面高度変動に関する知見は、個々の高低気圧に伴う変動を除いて、ほとんど得られていない。特に、季節内変動などの、より長周期の変動に関する解析や、それに関する矛盾のない説明はほとんど存在しない。

そこで本研究では、1979年12月から2000年2月までのNCEP/NCAR再解析データの一日平均値および、CMAP降水量データを用いて、総観規模擾乱の活動の活発な領域であるストームトラックの季節内変動に伴う対流圏界面高度変動について解析を行った。ここでは、特に、中高緯度域における季節内変動が卓越する、北半球冬季に関する解析結果について記述し、圏界面高度変動に及ぼす総観規模擾乱の役割について考察する。

2. データと解析方法

本研究では、1979年12月から2000年2月までのNCEP/NCAR再解析データの一日平均値を主に用いて解析を行った。このデータの鉛直レベル数は1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10hPaの17レベルで、各等圧面上の、緯度経度2.5度×2.5度の水平格子点上でデータが与えられる。解析した期間の再解析データには、衛星データが取り込まれているので、それ以前の期間に比べデータ品質が良くなっている。また、同じ期間のCMAP半旬平均全球降水量データ(Xie and Arkin, 1996)も用いた。このCMAPデータは、現在最も信頼できる降水量データと言われている(Trenberth and Guillemot, 1998)。

本研究では、次式で定義される等温位面上での渦位 P_θ

$$P_\theta \equiv -g(\zeta_\theta + f) \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (1)$$

に基づき対流圏界面を定義した。ここで、 g は重力加速度、 ζ_θ は等温位面上での相対渦度($\partial v/\partial x - \partial u/\partial y$)、 f はコリオリパラメータ($2\Omega \sin \phi$; Ω は地球自転角速度、 ϕ は緯度)、 θ は温位、 p は気圧を意味する。断熱過程で非粘性を仮定すると、渦位は等温位面上での保存量となるため、空気塊の起源を議論する際の基本的な力学量である。また、中高緯度では $f \neq 0$ で、成層圏での大気鉛直安定度($-\partial\theta/\partial p$)は対流圏に比べ不連続的に大きくなるため、渦位も不連続的に大きくなり、ある渦位の値で

圏界面を定義することが可能となる。このようにして定義された圏界面は力学的圏界面と呼ばれている。さらに、Hoinka(1998)は、 $P_\theta = 3.5$ PVU ($1 \text{ PVU} \equiv 1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$)となる等温位面上で定義される対流圏界面高度が、温度減率($-\partial T/\partial z$)の鉛直微分係数の不連続点で定義される対流圏界面高度と最も良く一致することを示している。このため本研究においても、 $P_\theta = 3.5$ PVUで対流圏界面を定義し、以下の手順で計算される渦位の3次元分布から圏界面高度を求めた。

1. 各等圧面上で与えられる u, v より、対数気圧座標系での線形補間により、270Kから480Kまでの3K毎の等温位面上での ζ_θ を求める。
2. 対数気圧座標系での線形補間により各等温位面の気圧を求め、ある等温位面上での鉛直安定度を、その上下2層の温位面での気圧から中央差分を用いて計算する。
3. 各温位面上で渦位分布を計算する。
4. 各温位面上での気圧分布を用いて、渦位分布を対数気圧座標系で表現する。

ここで、ある温位の値をもつ気圧面が2つ存在する場合には、両者の気圧の平均値を、その温位の気圧の値とした。

3. 結果

以下では、中高緯度における季節内長周期変動が卓越する、12月、1月、2月の北半球冬季について解析した結果を示す。

3.1 対流圏界面高度の気候値

まず、北半球冬季における圏界面高度の気候値と、その変動の大きさの水平分布をFig. 1に示す。ここで気候値は、各日についての1979/80年から1999/00年までの21年平均値に5日移動平均をとったもので定義した。また、変動の大きさを、気候値からの日々の偏差の大きさの標準偏差で示した。まずFig. 1aで、圏界面高度の気候値を見ると、低緯度域で圏界面高度が高く(>15km)、極域で低い(~8km)という一般的な傾向の他に、偏西風ジェット気流の極大域と対応して、日本付近と北米東岸付近で、圏界面高度の南北傾度が顕著に大きくなるのがわかる。一方、圏界面高度変動の極大域は、圏界面高度の南北傾度の極大域と、おおよそ一致していることがFig. 1bより見て取れる。特に、日本付近では、その大きさは、2km以上に達している。

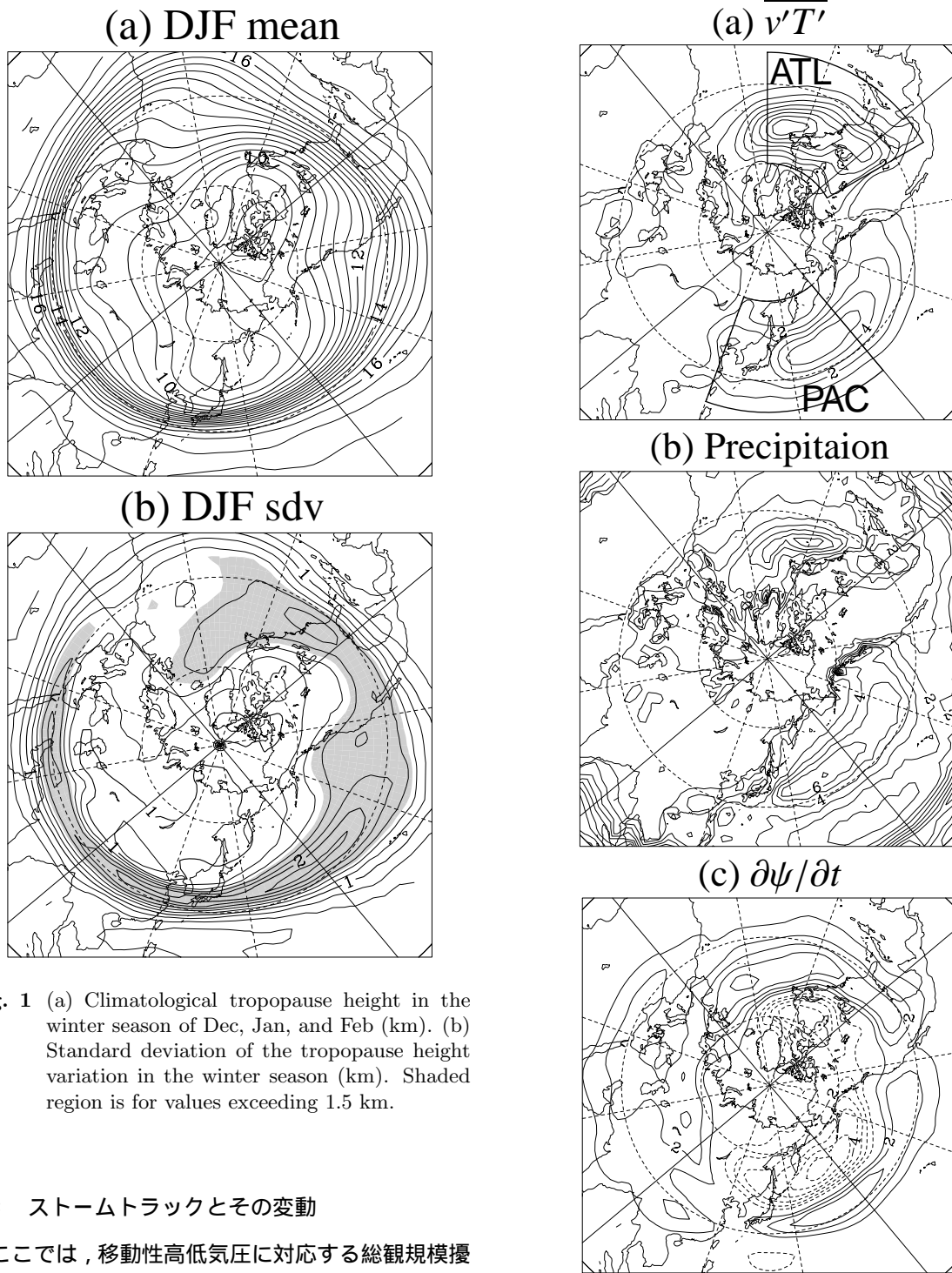


Fig. 1 (a) Climatological tropopause height in the winter season of Dec, Jan, and Feb (km). (b) Standard deviation of the tropopause height variation in the winter season (km). Shaded region is for values exceeding 1.5 km.

3.2 ストームトラックとその変動

ここでは、移動性高低気圧に対応する総観規模擾乱が頻繁に通過し、その活動の盛んな領域として定義されるストームトラックとその変動について述べる。まず、ストームトラックを定量的に特徴づけるため、Fig. 2aで、総観規模擾乱に特徴的な、2.5日から6日の周期を持つ大気運動に伴う850hPaにおける南北熱輸送量の冬季での気候値を示す。この図より、ストームトラックに対応する北西太平洋域と北西大西洋域で南北熱輸送量が大きくなることがわかる。これは、ストームトラック領域では、総観規模擾乱が傾圧不安定により発達していることを意味

Fig. 2 Climatological values of (a) the northward heat flux associated with synoptic waves (K m s^{-1}), (b) the precipitation (mm day^{-1}), and (c) the time tendency of the streamfunction due to the vorticity flux divergence associated with synoptic waves in wintertime ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$). Each region (PAC and ATL) for the EOF analysis is enclosed by the thick solid line in (a).

している。

また、Fig. 2a で示される北太平洋域と北大西洋域のストームトラック領域で、圏界面高度の変動も大きくなることもわかる (Fig. 1b)。この圏界面変動の多くの部分は、ストームトラック域での個々の高低気圧の通過に伴う変動と考えられるが、ストームトラックの変動も圏界面高度の変動に寄与していることが考えられる。そこで、ストームトラックの変動に伴う圏界面高度の変動を調べるため、北西太平洋域と北西大西洋域のそれぞれのストームトラックの季節内長周期変動の指標を次のように定義した。

まず、総観規模擾乱に伴う南北熱輸送量の極大域を含むように、北太平洋域 ($20^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $120^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$; Fig. 2a で、PAC で示した領域) と北大西洋域 ($20^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$, $100^{\circ}\text{W}\sim 40^{\circ}\text{W}$; ATL で示した領域) の各格子点で、2.5 日から 6 日の周期を持つ大気運動に伴う 850hPa における南北熱輸送量をバンドパスフィルター (Blackmon, 1976) を用いて求める。次に、この変動から長周期変動を取り出すため、求めた時系列に 10 日のローパスフィルター (Blackmon, 1976) を施す。さらに、この時系列から作成される、各格子点における気候値 (Fig. 2a) からの偏差について主成分分析を行い、卓越するストームトラックの変動パターンを取り出した。このようにして得られた、各領域における第一主成分と第二主成分を、それぞれ、Figs. 3a, 5a および、Figs. 4a, 6a に示した。これらの図は、各主成分に伴うスコア (PC1, PC2) の偏差が、単位標準偏差だけ増加したときの南北熱輸送量偏差を線型回帰により求めたものである。ここで、PC1, PC2 の各スコアの偏差は、季節進行の寄与を取り除くため、21 年間平均で定義した日々の気候値からの偏差で定義した。

まず、北太平洋域では、第一主成分の変動パターン (Fig. 3a) は気候値 (Fig. 2a) の分布とほぼ一致することから、第一主成分はストームトラックの強度変動を表現していることがわかる (Nakamura et al., 2002)。第一主成分の寄与率は 42% である。一方、第二主成分は (Fig. 4a) は、ストームトラックの中心緯度に対応して、南北熱輸送量の気候値が極大となる 40°N 付近をノードとする南北の双極子構造で特徴づけられ、ストームトラックの南北変位を表現している。このモードの寄与率は 14% である。一方、北大西洋域でも、北太平洋域と同様に、第一モード (Fig. 5a; 寄与率 36%) はストームトラック自体の強度変動を、第二モード (Fig. 6a; 寄与率 11%) はストームトラックの南北変位を表している。

3.3 ストームトラックに伴う圏界面変動

次に、3.2 節で得られたストームトラック変動の各主成分と関連する圏界面高度変動を線形回帰分析により求めた (Figs. 3-6b)。まず、北太平洋領域での第一主成分に伴うスコア (PC1) の変動に伴い、ストームトラックの活動が活発になる (PC1 が正) と、 40°N 付近のストームトラックの中心軸付近で圏界面が高くなり、その北西側と南東側では、逆に低くなることわかる (Fig. 3b)。また、第二主成分に伴うスコア (PC2) の変動に伴い、ストームトラックが北偏する (PC2 が正) 場合にも、第一主成分と同様に、ストームトラック領域の 40°N 付近で圏界面が高くなり、その北西側と南東側で低くなる (Fig. 4b)。但し、PC2 に伴う圏界面高度変動の大きさは、PC1 に伴う変動に比べ、最大で約 1.3 倍程度大きい、アジア大陸東岸付近では小さく有意ではない。

北大西洋領域でのストームトラック変動に伴う対流圏界面高度変動の特徴も、北太平洋領域での特徴と良く似ている。例えば、ストームトラックの PC2 変動に伴う圏界面高度変動 (Fig. 6b) の方が、PC1 に伴う変動 (Fig. 6a) よりも約 1.8 倍大きく、統計的にも有意である。また、どちらの変動の中心も、ストームトラックの中心軸に一致していることがわかる。

一方、ストームトラックに伴う圏界面高度の変動の極大域は、北太平洋域と北大西洋域のいずれでも、ストームトラック領域とほぼ一致するため、Fig. 1b で示された冬季における圏界面高度変動の極大領域 (35°N) のやや極側の、 40°N に存在することがわかる。全変動に対する割合は、PC1 に伴う変動については、最大でも約 20% (北太平洋域)、約 15% (北大西洋域) であるのに対し、PC2 に伴う変動では、それぞれ、約 30% と約 28% に達している。

4. 圏界面変動に関する考察

ここでは、ストームトラックの変動に付随する圏界面高度変動のメカニズムについて考察する。まず、圏界面付近の大気循環場の変動をみるため、Figs. 3-6c に、Figs. 3-6b で示された圏界面高度偏差場と同様に線型回帰分析により求められた、ストームトラック変動に伴う 250hPa 高度場の変動パターンを示す。両者の偏差場を比較すると、各領域のいずれの主成分変動に関しても、正 (負) の高度場偏差の領域は、ほぼ正 (負) の圏界面高度偏差の領域と対応しており、偏差の大きさも両者でほぼ比例関係にあることがわかる。このことは、正の高度場偏差が

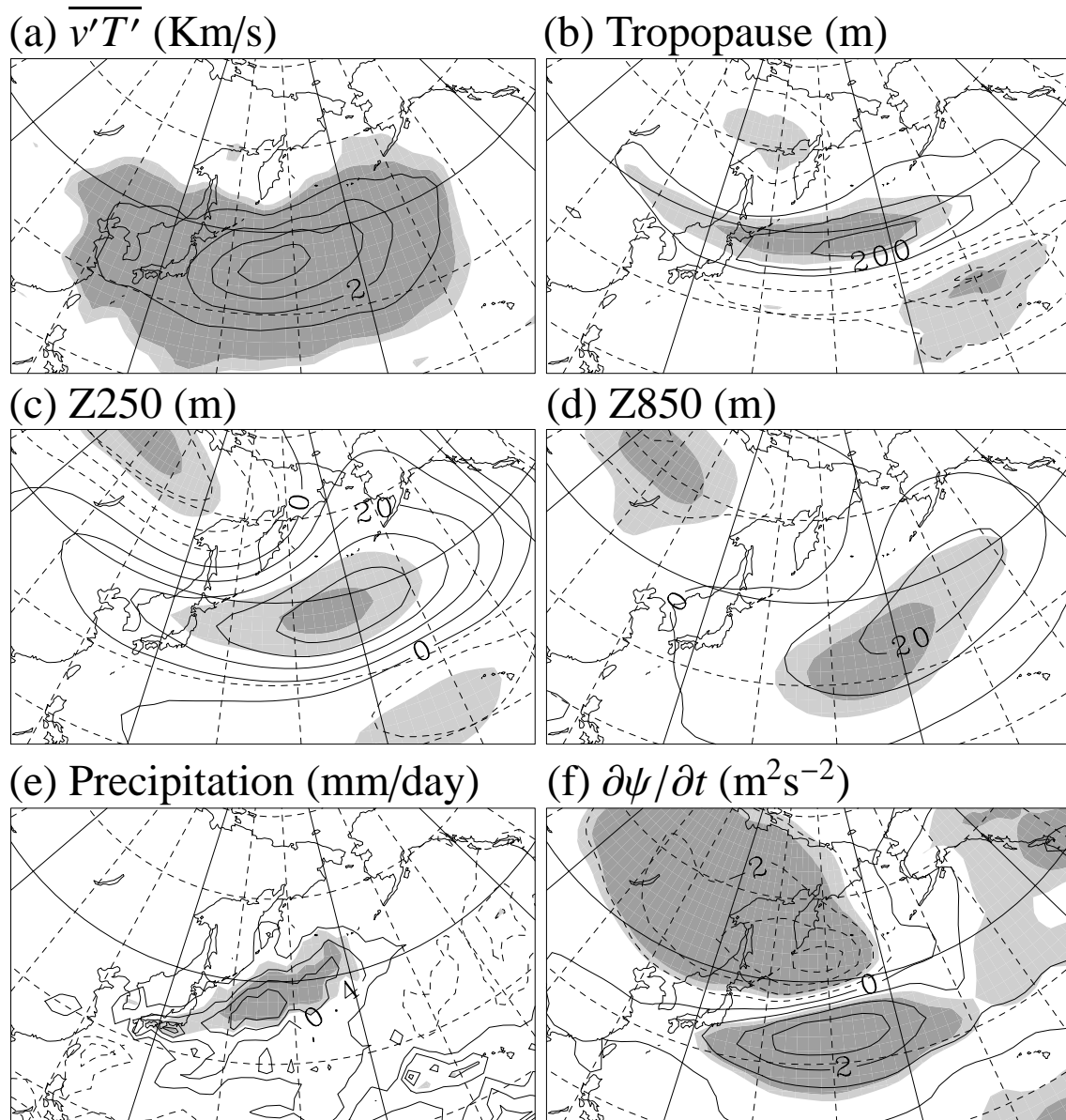


Fig. 3 (a) Linear regression maps of (a) 850-hPa northward heat flux (K ms^{-1}), (b) tropopause height (m), (c) 250-hPa height (m), (d) 850-hPa height (m), (e) precipitation (mm day^{-1}), and (f) time tendency of the streamfunction by the vorticity flux divergence due to synoptic waves (m^2s^{-2}) associated with the PC1 intraseasonal low-frequency variability (LFV) of the North Pacific storm track. Negative values are dashed. Zero lines are omitted in (a), (b), and (e). Shaded lightly and heavily are where the local correlation exceeds 90% and 95% confidence levels, respectively. These maps represent typical anomalies when PC1 increases by a unit std dev.

負の渦位偏差に対応していることで説明できる。但し、圏界面高度偏差場の南北スケールは大気上層の高度場偏差場に比べ小さく、その中心も、やや北西側に偏在しているという違いも見てとれる。

したがって、圏界面高度変動のほとんどは、対流圏上層の高度場変動として理解できると考え、以下では、対流圏上層の高度場変動のメカニズムを考察する。まず、高度場偏差の鉛直構造を概観するため、

Figs. 3–6d に、同様の線形回帰分析で求めた、大気下層の 850hPa における高度場偏差を示す。太平洋領域における PC1 変動に伴う偏差を除くと、両者の偏差の中心はほぼ一致しており、ストームトラックに付随する高度場偏差はほぼ等価順圧構造を持つことがわかる。一方、太平洋領域におけるストームトラック活動自体の強弱に対応する PC1 変動に付随する高度場偏差は (Fig. 3d)、北太平洋の中部から北

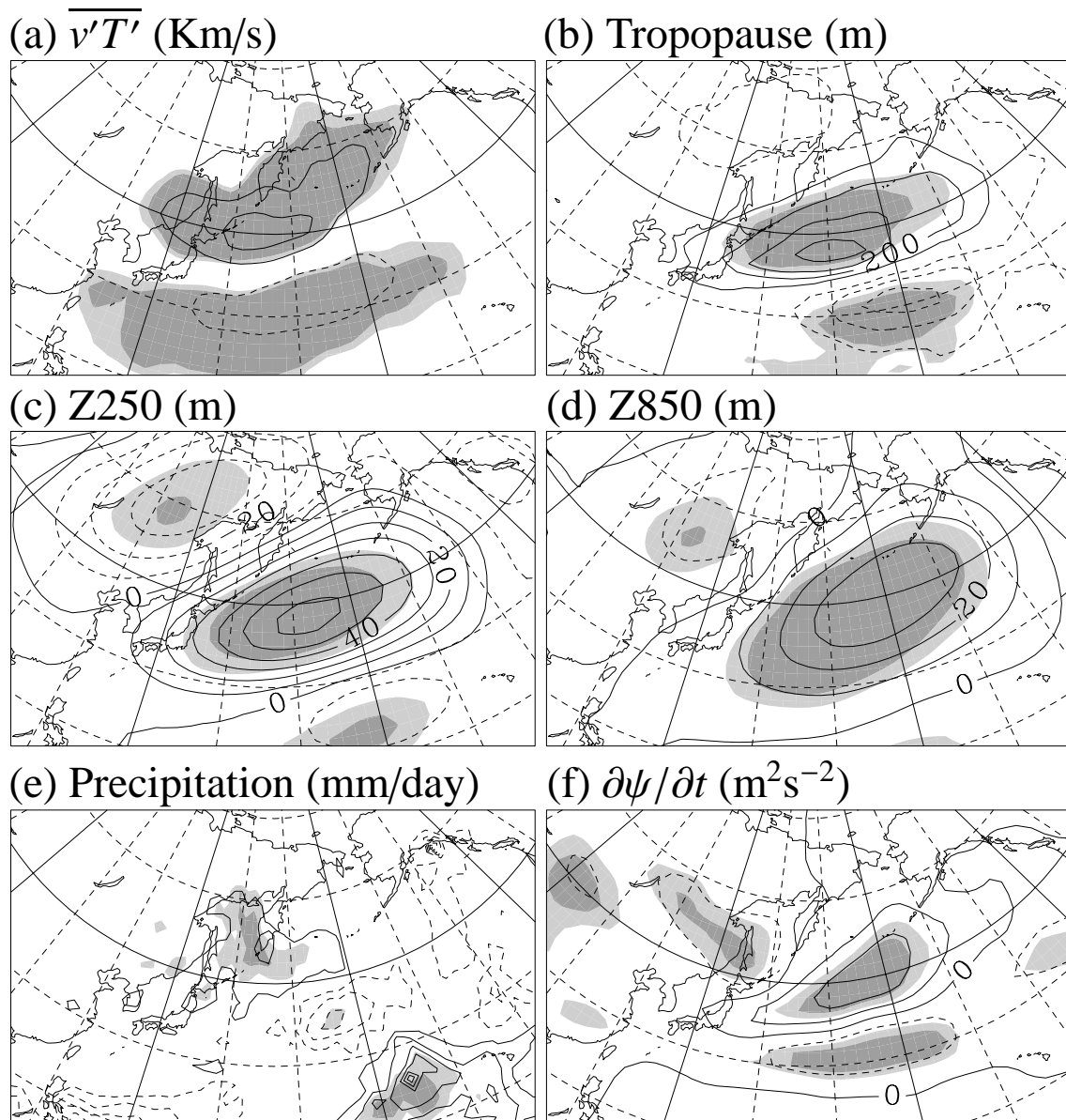


Fig. 4 As in Fig. 3, except for the anomalies associated with the PC2 LFMV of the North Pacific storm track.

東部で、ほぼ等価順圧構造を有するものの、極東域では、下層の偏差場は小さく上層のみに有意な高度場偏差が存在し、傾圧的な構造となる (Nakamura, et al., 2002) ため、その成因も異なると考えられる。

これらの高度場偏差の成因の一つとして、ストームトラックを構成する総観規模擾乱に伴うフラックスや非断熱過程を考えることができる。ここで、非断熱過程は、総観規模擾乱の活動に伴う降水量からその大きさを見積もることができる。一方、総観規模擾乱に伴うフラックスとしては、水平熱輸送量と水平渦度輸送量が考えられるが、総観規模擾乱に伴う水平熱輸送量は大気下層でのみ有意な値を持つため、圏界面高度変動と関連する対流圏上層の高度場

変動を考える場合には、水平渦度輸送が重要となる。まず、これらの量の冬季における気候値を Figs. 2b, 2c に示す。これらの図より、中高緯度においては、北太平洋領域と北大西洋領域のストームトラック (Fig. 2a) 領域で降水量が多いことがわかる。Inatsu et al. (2003) は、ストームトラックの維持に、降水量に伴う非断熱加熱により励起される循環の重要性を指摘している。一方、伝統的な気象力学では (Hoskins et al., 1983), 上層での水平渦度輸送により、ストームトラック域で順圧的な西風が形成されることで、ストームトラックが維持される効果が重要と考えられてきた。この総観規模擾乱に伴う水平渦度輸送の効果を見積もるため、Fig. 2c に、各格

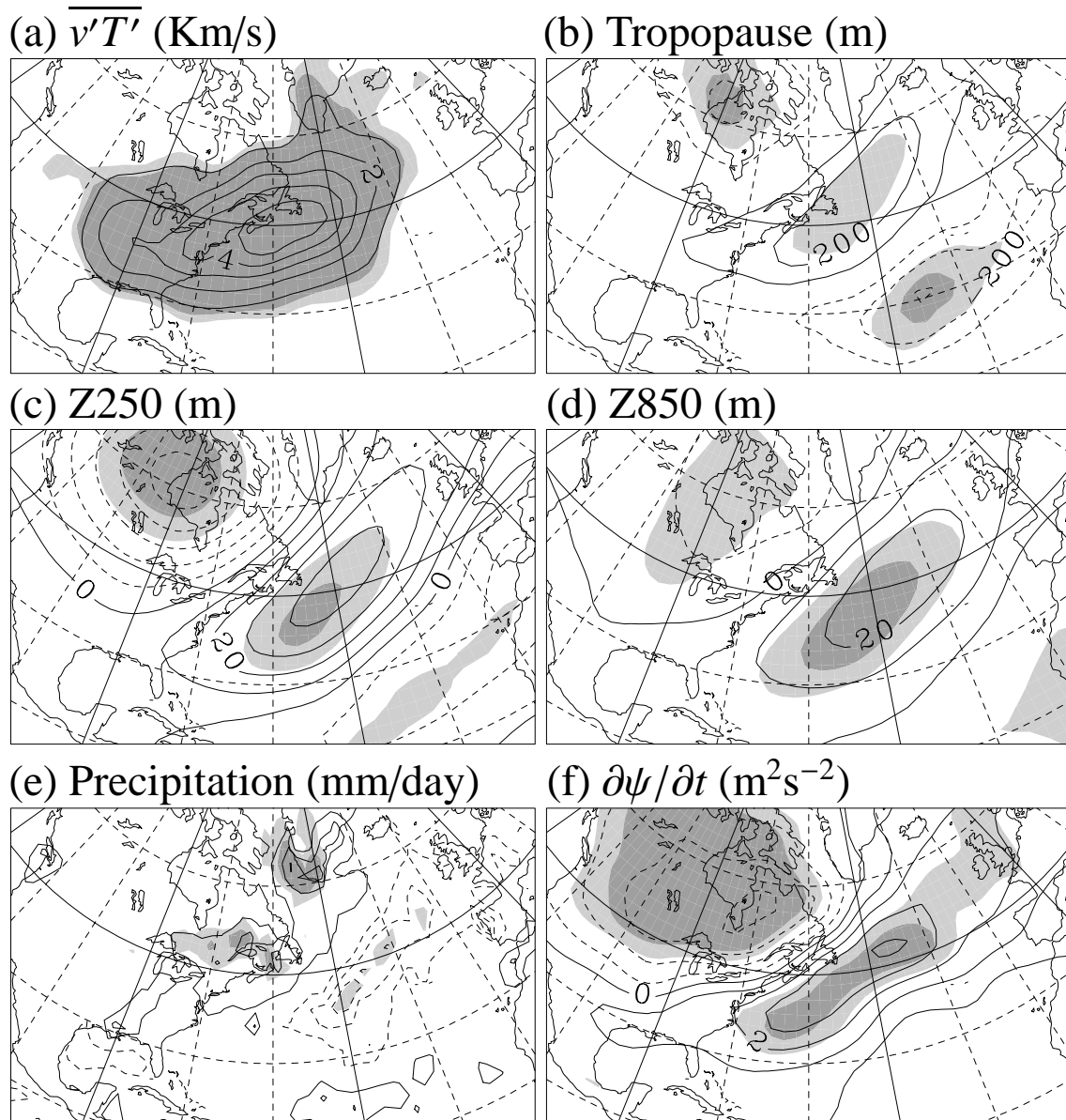


Fig. 5 As in Fig. 3, except for the anomalies associated with the PC1 LFV of the North Atlantic storm track.

子点で、Blackmon (1976) のバンドパスフィルターを用いて得られる、総観規模擾乱に特徴的な 2.5 日から 6 日の周期を持つ風ベクトル変動 v_h と、渦度変動 ζ_h から計算される次の量の水平分布を示した:

$$\frac{1}{600\text{hPa}} \int_{850\text{hPa}}^{250\text{hPa}} \nabla^{-2} (-\nabla \cdot \overline{v_h \zeta_h}) \frac{dp}{g} \quad (2)$$

ここで、 $\overline{(\cdot)}$ は季節平均を示し、式 (2) は、対流圏全層で平均した水平渦度フラックスの収束発散に伴う流線関数の時間変化傾向 $\partial\psi/\partial t$ の冬季気候値を表している。流線関数 ψ は、ジオポテンシャル高度 Z を用いて $\psi = Zg/f$ とかけるので、Fig. 2c で示されたパターンは、総観規模擾乱により強制される大気上層の高度場の平均的時間変化傾向とおおよそ考

えてよい。この図から、総観規模擾乱に伴う渦度フラックスの収束発散によって、季節平均的には、ストームトラックの中心軸の極側 (赤道側) で、低気圧 (高気圧) 性循環が形成される傾向にあることがわかる。この循環によって、ストームトラック軸付近での西風が強化され、それが、ストームトラックの形成に重要な大気下層での西風シアの維持に寄与していると、伝統的な気象力学では考える。

次に、ストームトラック変動に伴う、これらの強制力の変動を調べる。まず、Figs. 3-6e に、線型回帰分析により求められたストームトラック変動の各 PC に伴う降水量変動の分布を示す。ここで用いた半旬平均値で与えられる CMAP 降水量データにあ

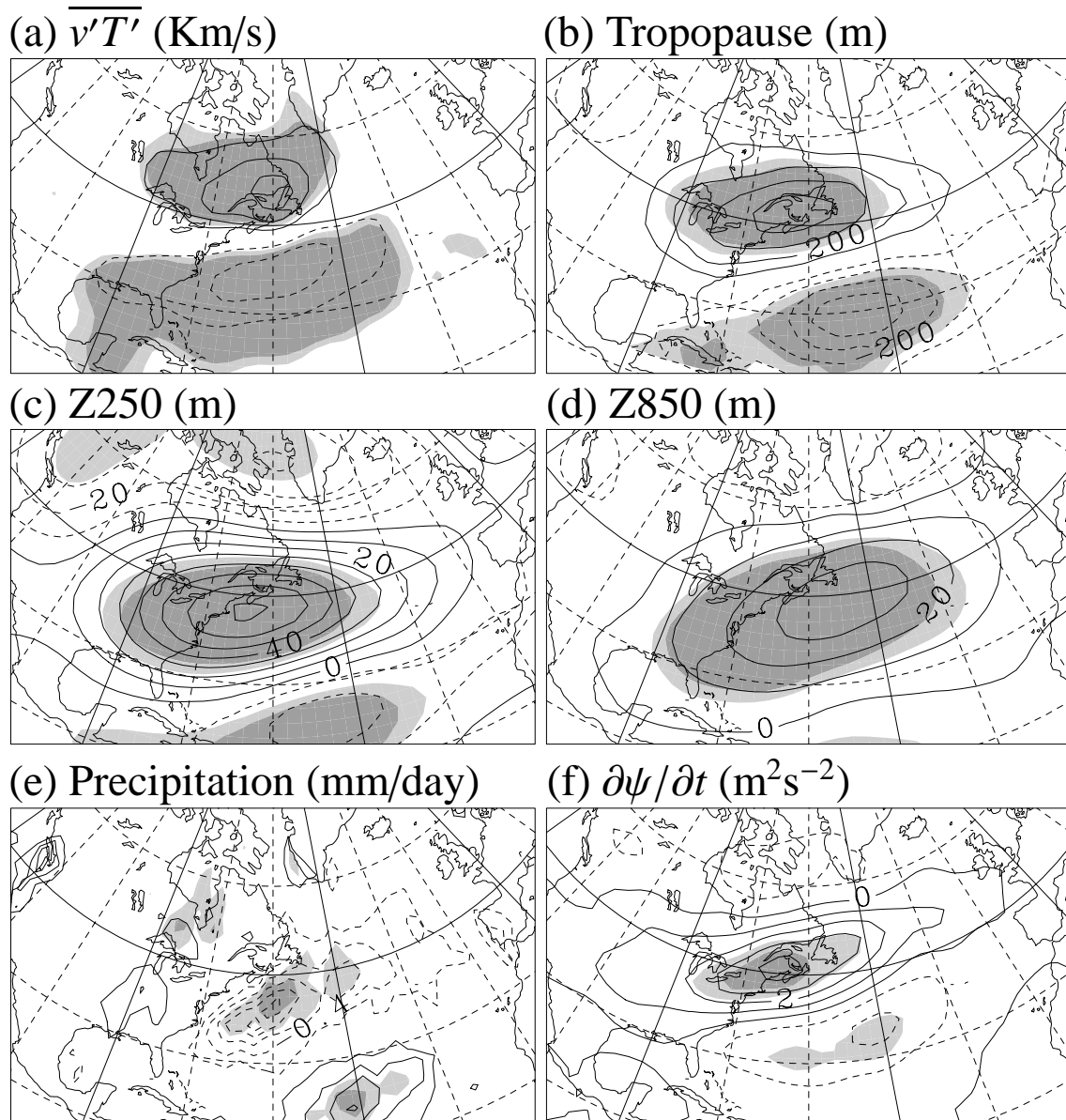


Fig. 6 As in Fig. 3, except for the anomalies associated with the PC2 LFV of the North Atlantic storm track.

わせ、各 PC も半旬平均を取った後で回帰係数を求めた。北太平洋域では、PC1, PC2 とともに、ストームトラックが活発化する領域で降水量が増加していることがわかる (Figs. 3e, 4e)。特に、PC1 に付随して、日本南岸や、日本の東方太平洋域での降水量は有意に変動する (Fig. 3e)。一方、北大西洋域では、PC1 に伴う降水量変動 (Fig. 5e) は北米セントローレンス川の河口付近や、グリーンランド南岸で有意ではあるが、北太平洋領域 (Fig. 3e) に比べ有意な領域はかなり局在化している。一方、PC2 (Fig. 6e) では、ストームトラックの中心緯度の南側では、PC2 に伴う有意な降水量変動が存在するが、その北側には対をなすべき降水量変動は 5 大湖付近を除

き明瞭ではない。

Figures 3–6f には、同じく線型回帰分析により求められた各 PC 変動に伴う渦度フラックスの変動により誘起される流線関数の時間変化傾向を示した。この計算では、式 (2) の $\overline{(\cdot)}$ で、季節平均操作の代わりに、10 日のローパスフィルター (Blackmon, 1976) を適用した。Figures 3–6c の 250hPa の高度場変動と比較して、北太平洋領域での PC2, 北大西洋領域での PC1, PC2 に伴う変動では、流線関数の時間変化傾向の南北スケールが小さいという違いはあるが、両者の空間パターンはほぼ一致しており、総観規模擾乱に伴う渦度フラックスによって、大気上層の高度場偏差、あるいは、圏界面高度場偏差が維持

される傾向にあることがわかる。一方、北太平洋領域の PC1 に伴う変動を見ると (Figs. 3c, 3f), 北東太平洋領域では両者の符号は一致するものの、北西太平洋領域やアジア大陸東岸では、流線関数の時間変化傾向がほぼ 0 となる領域で高度場偏差が極大となり、両者の相関は極めて小さい。このことは、北西太平洋で高度場の傾圧構造が顕著になることと対応しており (Figs. 3c, 3d), 大気上層の高度場偏差および圏界面高度偏差は、総観規模擾乱に伴う渦度フラックスでは維持できないことが示唆される。一方、その領域で、PC1 に対応する降水量変動 (Fig. 3e) は有意に大きな値を持つため、ストームトラック強度の変動に付随する降水量変動に伴う非断熱加熱の変動で励起される傾圧的な高度場変動が、大気上層の高度場偏差および圏界面高度場変動を維持している可能性が高いと示唆される。

5. 結論

1979 年 12 月から 2000 年 2 月までの NCEP/NCAR 再解析データの一日平均値および、半旬平均 CMAP 降水量データを用いて、総観規模擾乱の活動が活発な領域であるストームトラックの季節内長周期変動に伴う対流圏界面高度変動について解析を行った。本研究では、対流圏界面を 3.5 PVU という渦位の値で定義した。

まず、ストームトラック変動の指標を作成するために、各格子点で計算される 850hPa における総観規模擾乱に伴う南北熱輸送量分布について、総観規模擾乱の活動が活発な北太平洋領域 (20°N~60°N, 120°E~180°E) と、北大西洋域 (20°N~60°N, 100°W~40°W) で主成分分析を行った。その結果、各領域の第一主成分としてストームトラックの強度の変動、第二主成分としてストームトラックの南北変動が抽出された。次に、各主成分に伴うスコア (PC) に 10 日のローパスフィルターを施して求められた季節内長周期変動に付随する圏界面高度の変動を、線形回帰分析を用いて解析し、次の結果を得た。各領域でストームトラックが活発化 (沈静化) する PC1 が正 (負) のとき、ストームトラック領域で圏界面高度が上昇 (下降) する。また、各領域でストームトラックが北偏 (南偏) する PC2 が正 (負) のときも、ストームトラック領域で圏界面高度が上昇 (下降) する。

次に、これらの圏界面高度変動が対流圏上層での高度場変動とよく一致することを確認し、高度場変動とその力学要因について考察した。その結果、北

太平洋領域における PC1 変動以外の変動では、高度場変動は、ほぼ等価傾圧構造であり、総観規模擾乱に伴う渦度フラックスの収束発散により維持される傾向にあることがわかった。すなわち、これらの主成分変動に伴う圏界面高度変動には、総観規模擾乱に伴う渦度フラックスの寄与が重要であることが示唆される。一方、北太平洋領域における PC1 変動では、特に、北西太平洋領域および、アジア大陸東岸で高度場偏差の傾圧構造が顕著になることが示された。この傾圧構造は、総観規模擾乱に伴う渦度フラックスの収束発散では説明することはできない。一方、これらの領域では、PC1 変動に伴い、ストームトラック域での降水量変動が顕著になることから、圏界面高度変動には、総観規模擾乱の降水過程に伴う非断熱加熱により励起される傾圧構造を持つ停滞性擾乱が重要な寄与をしていることが示唆される。

謝 辞

図の作成には地球流体電脳ライブラリを用いた。

参考文献

- Blackmon, M. L., 1976: A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 33, pp. 1607–1623.
- Haynes, P. H., J. F. Scinocca, and M. D. Greenslade, 2001: Formation and maintenance of the extratropical tropopause by baroclinic eddies. *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 28, pp. 4179–4182.
- Hoinka, K. P., 1998: Statistics of the global tropopause pressure. *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 126, pp. 3303–3325.
- Holton, J. R., et al., 1995: Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, Vol. 33, 403–439.
- Hoskins, B. J., I. N. James, and G. H. White, 1983: The shape, propagation, and mean-flow interaction of large-scale weather systems. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 40, pp. 1595–1612.
- Inatsu, M., H. Mukougawa, and S.-P. Xie, 2003: Atmospheric response to zonal variations in mid-latitude SST: Transient and stationary eddies and their feedback. *J. Climate*, Vol. 16, 3314–3329.
- Nakamura, H., T. Izumi, and T. Sampe, 2002: Interannual and decadal modulations recently observed in the Pacific storm track activity and

- east Asian monsoon. *J. Climate*, Vol. 15, pp. 1855–1874.
- Trenberth, K. E., and C. J. Guillemot, 1998: Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dyn.*, Vol. 14, 213–231.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 78, 2539–2588.

Intraseasonal Low-Frequency Variability of Tropopause Height Associated with Storm Tracks

Hitoshi MUKOUGAWA, Keiko YAMASHITA*, and Fumio HASEBE*

* Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University

Synopsis

Intraseasonal low-frequency variability (LFV) of the tropopause height associated with storm track variation in the winter season was examined using NCEP/NCAR reanalysis and CMAP precipitation datasets from Dec. 1979 to Feb. 2000 in the North Pacific and the North Atlantic regions. The tropopause was defined by the value of 3.5 PVU potential vorticity.

Based on the EOF analysis of the meridional heat flux associated with synoptic waves, characteristic LFV of the storm track was extracted. For each region, the first EOF corresponds to the variation of the storm track activity whereas the second one represents the meridional displacement of the storm track region. Linear regression analysis revealed the following statistically significant relationships between storm track variation and the tropopause height: For each region, when the storm track activates, or when the storm track shifts to the north of its climatological position, the tropopause becomes higher in the climatological storm track region.

Finally, the mechanism of this type of the tropopause height variability was analyzed. Except for the Northwestern Pacific region, the horizontal vorticity flux associated with the storm tracks was found to play a primarily role on the formation of the tropopause height anomaly. On the other hand, the variation of diabatic heating due to the precipitation associated with the storm track activity in the Northwestern Pacific region is indispensable for the tropopause height variation there.

Keywords : storm track, tropopause, intraseasonal low-frequency variability, vorticity flux, diabatic heating