

# 温位座標に基づく EP-flux を用いた運動量収支解析

氏家 将志・原田 やよい(気象庁気候情報課)

## 1 はじめに

亜熱帯ジェットの内偏・北偏や、寒帯前線ジェットの強弱に伴う、帯状平均東西風の強風域の位置の変化は高度場等の基本場(ここでは東西平均値を指す)の変化や傾圧不安定波やロスビー波等の波動の伝播経路の変化を通して、日本の天候にも大きな影響を与える。そのため、帯状平均風の変化とその要因を分析することは日々の実況監視や気候診断において重要である。特に中高緯度では風の基本場は波の伝播経路を決めると同時に波の活動による運動量輸送を通して形成されている。

Eliassen-Palm flux(以下、EP-flux)はそのような波と基本場の相互作用を理解する上で重要であり、月々の気候診断にも有効なツールである。EP-flux は波の南北・鉛直方向の群速度ベクトルの向きを近似的に表現していると同時に、その収束・発散は帯状平均東西風への波による強制項であるためである。従来の EP-flux の定式化は準地衡風近似、微小振幅の仮定で定義されているものが多い。気候診断においても、波の伝播の方向や基本場へ強制の平年差のみを見ることが多く、定性的な議論が多かった。波による基本場への強制がどの程度寄与したかをより詳細に議論するには基本場の運動方程式に関する収支解析が有効である。現実大気において、収支解析を定量的に行うには、精度の良い解析値と EP-flux の定式化が必要である。

本稿では帯状平均場の運動量収支を解析するツールを作成した。解析事例として、顕著な寒冬・暖冬となった 2005/2006 年冬、2006/2007 年冬のジェットの変化と、ジェットの変化における擾乱の役割について議論する。

## 2 解析手法

現実の大気の解析値を用いて収支解析を行うには、解析に使われたモデルの方程式系に近い形で、方程式の各項の収支を計算することが理想的であ

る。<sup>1</sup>そのため、収支解析に用いる方程式系はできるだけ近似を含まないことが望ましい。本稿では Iwasaki(1989), Andrews(1983) らが提唱する等温位面で質量を重み付けして帯状平均をとる手法を用いた。この手法をとる事で、準地衡風近似を取ることなく、プリミティブ方程式系から EP-flux を定義できる。また、質量を重み付けしていることで等温位線と地面が交差する領域でも適切に扱えるため、対流圏下層での解析にも有効である。鉛直座標が温位のままでは感覚的にわかりづらいため、Iwasaki(1989) に倣い、最終的な鉛直座標として温位面で帯状平均した気圧(原著論文に倣って  $p_{\dagger}$  と呼ぶ)に焼き直した。しかし、物理的な性質は温位座標と同じである。質量重み付けした帯状平均場の方程式系は以下のように示される。

$$\frac{\partial \bar{u}^*}{\partial t} + \frac{\bar{v}^*}{a} \left( \frac{\partial}{\partial \mu} \bar{u}^* \sqrt{1 - \mu^2} \right)_{p_{\dagger}} + \bar{\omega}_{\dagger}^* \frac{\partial \bar{u}^*}{\partial p_{\dagger}} = \frac{1}{a\sqrt{1 - \mu^2}} \nabla \cdot \mathbf{F} + f\bar{v}^* + \bar{X}^* \quad (1)$$

$$\mathbf{F} = \begin{pmatrix} F_{\phi} \\ F_{p_{\dagger}} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} -a\sqrt{1 - \mu^2} (\overline{u'v'})^* \\ -a\sqrt{1 - \mu^2} (\overline{u'\omega'_{\dagger}})^* - \left( p \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right)_{p_{\dagger}} \end{pmatrix} \quad (2)$$

$a$  = radius of the earth

$\mu$  =  $\sin\phi$

$\bar{A}$  = zonal mean  $A$  on isentropic surface

$A^*$  =  $\frac{\rho_{\theta}}{\bar{\rho}_{\theta}} A$

$p_{\dagger}$  =  $\frac{1}{2\pi} \int \min(p(\lambda, \mu, \theta), p_{surf}(\lambda, \mu)) d\lambda$

EP-flux は (2) で定義される。EP-flux の水平成分は非発散ロスビー波、閉塞した温帯低気圧等の順圧的な波による運動量輸送(波のエネルギー伝播

<sup>1</sup>ただし、JRA-25 で使用された全球モデルの予報変数は東西・南北風でなく、渦度と発散なので、運動方程式に関して厳密にこのことを実践することはできない

の観点からは群速度に相当する)、鉛直成分は発散性のロスビー波や発達中の温帯低気圧等の傾圧的な波による運動量の鉛直輸送を示している。最下層ではEP-fluxの鉛直成分は(3)のようになり、地形によるトルクに一致する。このことは、大気と地球の角運動量の交換を適切に表現していることを示している。運動量収支解析では(1)の各項を計算し解析を行う。

$$F_{p_{surf}} = \left( p_{surf} \frac{\partial g z_{surf}}{\partial \lambda} \right)_{p_{surf}} \quad (3)$$

### 3 データ

データはすべてJRA-25(Onogi, et, al.,2007)を用いた。収支解析の結果には、

- (a) スナップショットの値から方程式の各項を計算することに伴う、時間方向の打ち切り誤差
- (b) 空間方向、特に鉛直方向の内挿や差分に伴う誤差

のように数値的なエラーが含まれている。(a)に関しては解析値の時間間隔が6時間である以上避けることはできない。(b)に関する誤差をできるだけ小さくするために、データは鉛直解像度の高いモデル面解析値を用いた。モデル面解析値は鉛直方向に-pハイブリッド座標(以下、座標)、南北方向にガウス格子を取っている。<sup>2</sup>JRA-25のモデル面解析値の水平・鉛直解像度はT106L40(~0.4hPa)である。

摩擦項の計算やEP-fluxの非断熱加熱成分の計算には3次元物理モニターを使用した。<sup>3</sup>

EP-fluxの南北方向成分による平均流への強制は、 $u, v$ の三重相関項である上に緯度方向に微分をしているため、緯度方向の高波数成分が卓越しやすい。そのため、緯度分布を示す際は、運動方程式の各項に空間方向に4次の拡散をかけている。

鉛直座標に温位を用いるには温位が高度に対して単調増加、つまり成層安定でなくてはならない。しかし、現実の大気では、大気境界層内や熱帯、対

<sup>2</sup> 座標は地表面の境界条件の扱いが容易である。ガウス格子は空間フィルターをかける際に行う、波-格子変換の精度が数学的に保証されているという利点もある。

<sup>3</sup> 3次元物理モニターの6時間値は容量の関係で気象庁外には公開されていない

流圏界面付近のように成層不安定な領域がある。本稿の解析では成層不安定な領域では乾燥対流調節を行い、不安定を解消している。

## 4 収支解析の精度

図1, 図2は30N-40N, 300hPa, 850hPa付近における運動量収支の時系列図である。この領域は、ヒマラヤ等の地形の影響を受けやすく、かつ準地衡風近似が成り立つかどうか微妙な緯度帯である。対流圏上層では各項の加速・減速の符号は両者とも概ね一致しているが、温位座標の方が運動方程式の収支が良くバランスしている。これは準地衡風近似を仮定しているか否かの差が大きいと推測する。対流圏下層の場合、気圧座標では、大量の偽のフラックスが、下層で収束し(Tanaka, et, al.,2004)、波によって西風が減速されている。一方、温位座標でのEP-fluxは主に西風を上層で減速、下層で加速させ、風の鉛直シアを無くすように働く傾圧性の波の効果と物理的に整合的である。带状風の変化は対流圏上層ではEP-fluxの収束発散項とコリオリ項が支配的である。対流圏下層では摩擦項(主に乱流混合によるもの)も他の2項に比べ小さいながら無視できない。温位座標による定式化では、対流圏上層、下層ともに運動方程式の左辺と右辺のバランスが良く成り立っている。このことは波による運動量の鉛直、水平輸送が量的にも適切に表現されていることを示している。

運動量収支の各項には時間、空間方向の誤差や他の項の効果があるため、長期間積算すると誤差が積み重なって収支解析の精度が悪くなる。そのため、次節以降では、運動方程式の各項の積算値は最大で半月(5日)とする。また、対流圏上層に比べ、対流圏下層の方が収支の精度が悪くなる傾向がある(図略)。

## 5 解析事例

### 5.1 2005年11-12月

2005年12月はシベリア高気圧とアリューシャン低気圧がともに平年より強かった。日本付近では西高東低の気圧配置が強まり、顕著な低温になった(前田・佐藤,2006)。

偏西風の変動に注目すると、2005年11月中旬ごろから偏西風の南偏が始まり、12月は月を通し

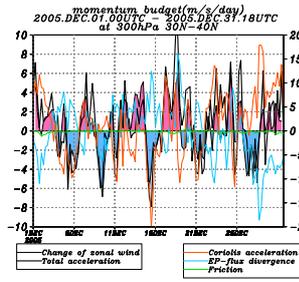
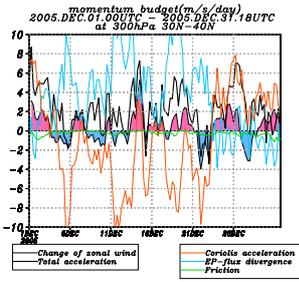


図 1: 30N-40N 平均, 305.33hPa における運動量収支の時系列 (左) 気圧座標、(右) 温位座標。太黒実線: トータルの加速度、細黒実線: 東西風の変化率、水色実線: コリオリ力による加速、赤実線: EP-flux による加速、緑実線: 摩擦による加速。ピンク、水色のシェードはそれぞれ、西風加速、減速を示す

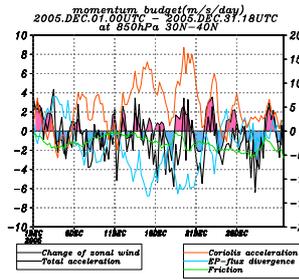
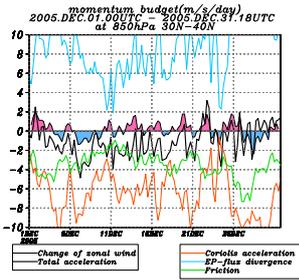


図 2: 1 と同じ。ただし、845.43hPa について

てそれが維持された。日本付近はジェット中心の北側に位置しており、このような偏西風の南北変化も低温の維持に影響していたと考える。図 3 は 300hPa における 5 日平均帯状平均東西風の緯度時間断面図である。10 月以降 40N-50N 帯では西風偏差が続いていたが、11 月の中旬に顕著な西風減速が起こり、東風偏差が現れた。その後も、12 月上旬に 50N-60N 帯で、中旬に 40N-50N 帯で西風減速が起こった。このように 11 月から 12 月までの間、減速がずっと続いたわけではなく、顕著な西風減速が何度か起こることで、東風偏差が維持されていた。40N-50N 帯の東風偏差と対を成すように、30N-40N 帯では西風偏差が維持された。以下では各減速イベントでの運動方程式の各項を見ることで何が東風偏差の維持に寄与していたかを議論する。

図 4 は 300hPa 付近における運動方程式の各項の緯度時間断面図である。実際の東西風の変化 (図 4(a)) と運動方程式の各項から見積もった変化量 (図 4(b)) を比べた場合、後者の方が振幅が強い傾向が見られる。しかし、符号の正負やオーダーは一致しており、収支は概ねバランスしている。11 月 6 日から始まった 40N-50N 帯での減速では、平均場のコリオリ力による減速 (図 4(c)。惑星角運動量から相対角運動量への変換) と EP-flux の

水平収束 (図 4(d)) による減速が寄与していた。30N-40N 帯、60N 以北では EP-flux の水平発散により西風が加速しており、緯度帯ごとのコントラストがはっきりしている。このとき、天気図上でどういったことが起きていたかという、図 5 のように、東シベリアではブロッキング高気圧が発達していた。ブロッキングの発生した領域での波の活動度フラックスは極向きであり、順圧性の波による運動量の南北輸送が帯状平均場に影響していたと考える。東シベリアのブロッキングが弱まった 11 月下旬以降も 40N-50N 帯では EP-flux による西風減速により、東風偏差を維持しようとしている。しかし、EP-flux による西風減速を打ち消すようにコリオリ力は西風加速に転じたため、正味の変化量としては東風偏差を戻すように働いている。12 月上旬には再び東シベリアで高気圧が発達し、50N-60N 帯で西風減速が起こった。このとき、EP-flux の水平収束による強い減速が起こり、それを打ち消すように EP-flux の鉛直発散とコリオリ力による加速が起きている。EP-flux の水平収束による西風減速と東西風減速のタイミングは合っているようである。減速イベントと、EP-flux の水平収束による減速は良く対応しており、前田・佐藤 (2006) の指摘するように、非定常な波による運動量の北向き輸送が弱いことによって東風偏差が維持されていたと推測する。40N-50N 帯に注目すると、12 月下旬から EP-flux の鉛直発散による減速が 12 月を通して続いており、12 月 11 日に正味の変化量も再び減速に転じ、東風偏差が再び維持された。対流圏下層では (図 6) 11 月下旬以降、35N-45N 帯に EP-flux の鉛直発散による加速偏差が見られ、対流圏上層の減速偏差と対になっている。このことは平年より赤道寄りの場所で傾圧性擾乱の活動が活発であり、波動によって西風運動量が下方に運ばれていたことを示している。対照的に 50N-60N 帯では減速偏差であり、傾圧性擾乱の活動が不活発であった。

11 月中旬から続いた 30N-40N で西風偏差、40N-50N で東風偏差の形成は、平均流によるコリオリ力と、擾乱による南北方向への運動量輸送がきっかけで起こった。12 月以降の 40N-50N 帯での東風偏差の維持には移動性擾乱による運動量の北向き輸送が弱かったことに加えて、停滞性の傾圧性擾乱が活発であったにことよる西風運動量の南向き輸送が作用していたと考える。

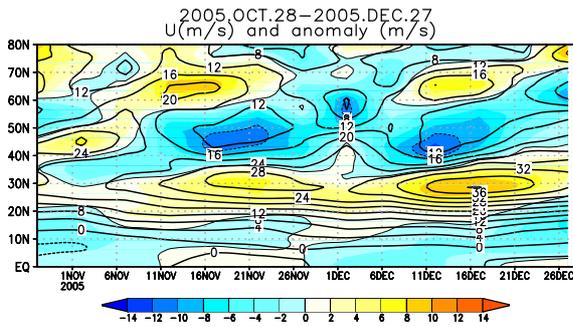


図 3: 2005 年 61 半旬 (10 月 28 日-11 月 1 日) から 73 半旬 (12 月 27 日-12 月 31 日) の 305.33hPa における帯状平均東西風 (コンター) とその平年偏差 (シェード)

## 5.2 2006 年 11-12 月の事例

2006 年 12 月は 2005 年 12 月と対照的に西高東低のいわゆる冬型の気圧配置が長続きせず、寒気が入りやすく、全国的に高温になった (原田ほか, 2007)。図 7 は 300hPa 付近における帯状平均東西風の緯度時間断面図である。11 月中旬までは 40N-50N 帯では東風偏差が見られた。11 月下旬からこの緯度帯で西風偏差が生成され、12 月 16 日まで偏差が維持された。2005 年 11-12 月ほど偏差の南北コントラストや強い西風加速、減速は明瞭でなく、30N-50N まで広い範囲で西風偏差が維持されていた。日本付近はこの明瞭になったジェット気流の南側に位置し、高温となった。図 8 は 300hPa 付近における運動方程式の各項の時間緯度断面図である。11 月下旬から 12 月中旬にかけて、40N-60N 帯では EP-flux の水平成分による西風加速が維持されていた。12 月 7-11 日平均の北半球天気図 (図 9) ではユーラシア大陸から太平洋にかけてゾナルな高度の正偏差が、大西洋でも正偏差が見られた。波の活動度フラックスは全体的に赤道向きであった。擾乱による運動量の北向き輸送によって高緯度でのジェット気流が明瞭になったことを示しており、運動量収支の図と矛盾しない。40N-60N 帯での EP-flux の水平成分による加速は月を通して見られ、この緯度帯に西風運動量が多く輸送されていたことを示している。このとき、EP-flux の発散成分とコリオリ力はお互いに打ち消しあうように働いていた。50N 付近では EP-flux の鉛直成分は主に西風を減速させるように働いていた。

対流圏下層に注目すると、11 月中旬以降、40N-60N で鉛直成分による加速偏差が続いていた。(ただし、運動方程式の収支はうまくバランスしてい

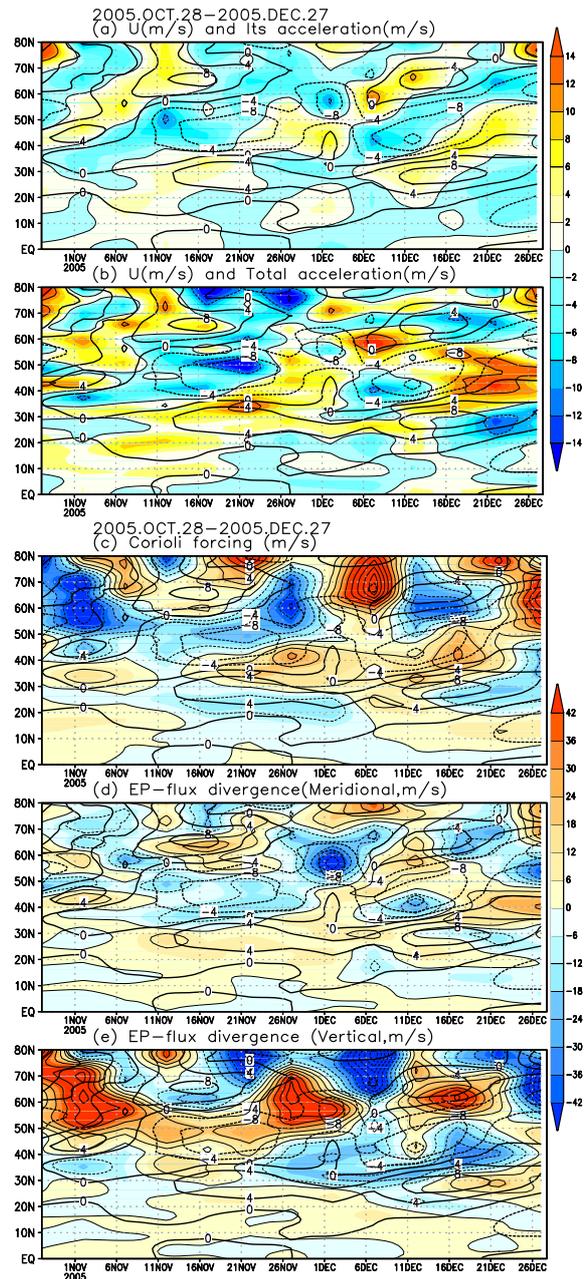


図 4: 2005 年 61 半旬 (10 月 28 日-11 月 1 日) から 73 半旬 (12 月 27 日-12 月 31 日) 運動方程式の各項の平年偏差 305.33hPa における 5 日積算値の時間緯度断面図 (シェード)。時間積算値のため、単位は m/s。 (a) 東西風の変化量、(b) 運動方程式の各項のトータル、(c) コリオリ力による項、(d) EP-flux の水平発散による項、(e) EP-flux の鉛直発散による項。コンターはすべて東西風の平年偏差を表す。

ない。) 平年よりもやや極寄りのところで傾圧性擾乱の活動が活発で、西風運動量の南向き輸送が強かったことを示している。また、その上層では、水平成分による西風加速が、南北側では西風減速が持続されている。このことは鉛直方向に伝播した波が屈折することで西風運動量の南向き輸送と

11.7 - 11.11

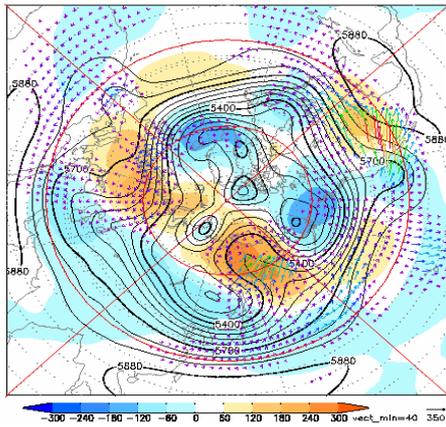


図 5: 2005 年 63 半旬 (11 月 7 日-11 月 11 日) における 500hPa 高度 (コンター) とその年平偏差 (シェード)、250hPa 波の活動度フラックス (ベクトル)

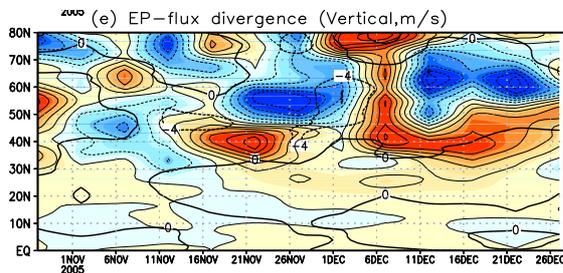


図 6: 図 4(e) と同じ。ただし、845.43hPa について

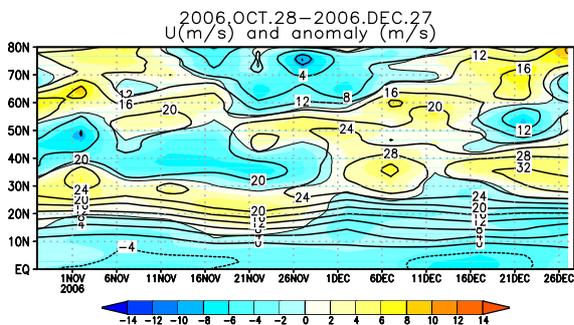


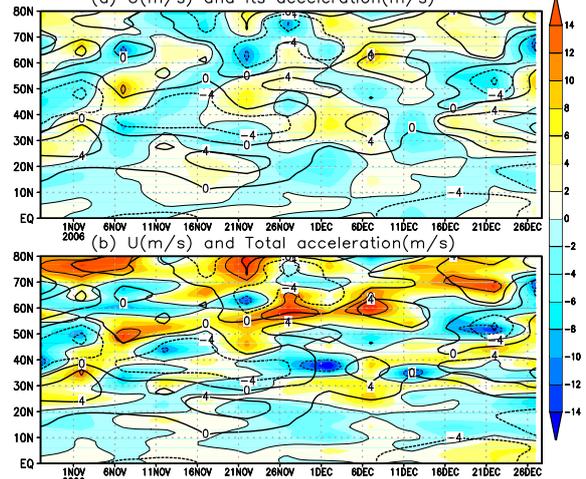
図 7: 図 3 と同じ。ただし、2006 年 61 半旬 (10 月 28 日-11 月 1 日) から 73 半旬 (12 月 27 日-12 月 31 日) について

南北輸送がなされていることを示唆している。

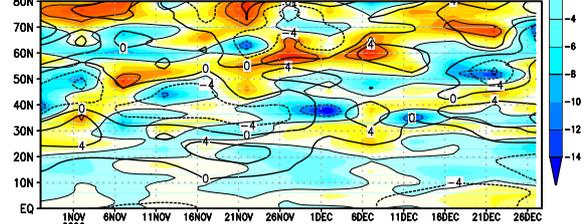
これらの運動量輸送は主に停滞性擾乱によるものが寄与していた (原田ほか, 2007)。

2006 年 12 月のジェットの北偏は主として停滞性の波による運動量水平輸送による加速が月を通して継続していたことにより、形成・維持されたと考える。

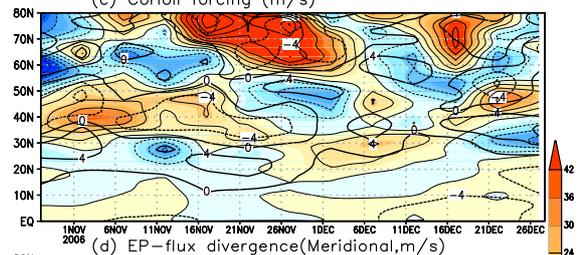
2006.OCT.28-2006.DEC.27



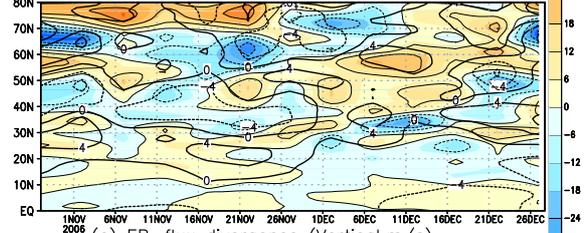
(b) U(m/s) and Total acceleration(m/s)



2006.OCT.28-2006.DEC.27



(d) EP-flux divergence(Meridional,m/s)



(e) EP-flux divergence (Vertical,m/s)

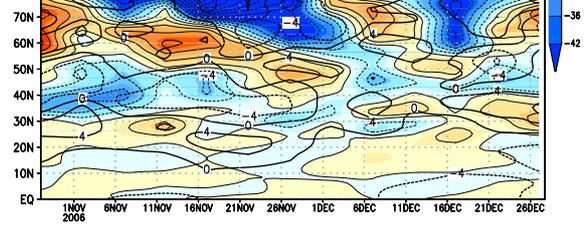


図 8: 2006 年 61 半旬 (10 月 28 日-11 月 1 日) から 73 半旬 (12 月 27 日-12 月 31 日) 運動方程式の各項の 305.33hPa における 5 日積算値の時間緯度断面図 (シェード)。時間積算値のため、単位は m/s。(a) 東西風の変化量、(b) 運動方程式の各項のトータル、(c) コリオリ力による項、(d) EP-flux の水平発散による項、(e) EP-flux の鉛直発散による項。コンターはすべて東西風の年平偏差を表す。

### 5.3 2005 年、2006 年の比較

原田ほか (2007) でも示されたように、傾圧性擾乱の活発域の南北方向の分布や、対流圏上層での屈折の方向が異なっていたことが、波による運動量輸送を通じて、2005 年 12 月と 2006 年 12 月の偏西風の変動の違いをもたらしたと考える。

12.7 - 12.11

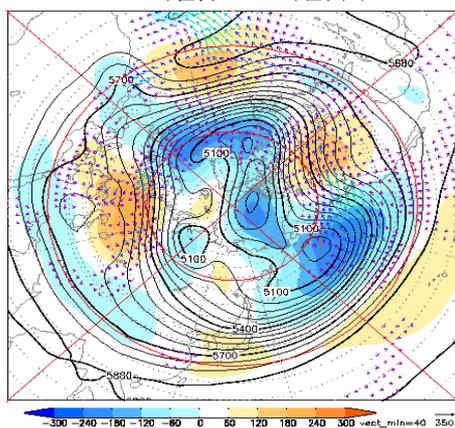


図 9: 2006 年 69 半旬 (12 月 7 日-12 月 11 日) における 500hPa 高度 (コンター) とその平年偏差 (シェード)、250hPa 波の活動度フラックス (ベクトル)

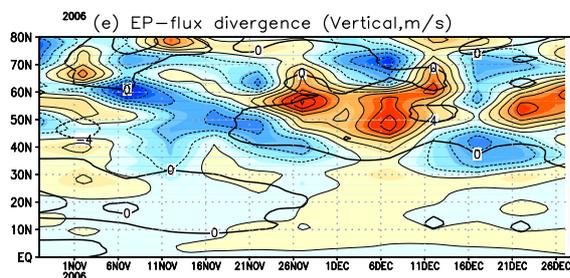


図 10: 図 8(e) と同じ。ただし、845.43hPa について

2005 年冬、2006 年冬を AO という観点で見ると、AO インデックスで見ると、2005 年 12 月は負のフェーズ、2006 年 12 月は正のフェーズであった (原田ほか, 2007)。また、2006 年 12 月に関しては、ジェットの変動の維持に南北方向の運動量輸送が寄与していたことや、持続的な加速 (停滞性擾乱によるもの) がその主な役割を果たしていたことから典型的な正の AO 時の EP-flux のパターン (木本, 渡部, 2004) と似ている。しかし、2005 年 12 月は傾圧性擾乱による鉛直方向の運動量輸送も偏西風の南偏に寄与していたり、運動量の南北輸送の偏差が停滞性擾乱よりも移動性擾乱の不活発に伴う偏差が顕著であったりと正の AO 時のパターンを単純に裏返したというわけではなさそうである。偏西風の分布は両者で対照的な構造をしているが擾乱による水平、鉛直の運動量輸送の寄与が両者では異なっていることが運動量収支解析からも示された。

## 6 まとめ

帯状平均の東西風の変化をより詳細に理解することを目的として温位座標に基づく EP-flux を定式化し、運動量収支解析を行った。温位座標での運動量収支解析では気圧座標による解析に比べ、鉛直方向の運動量輸送を適切に表現でき、対流圏下層でも運動量収支がバランスすることがわかった。運動量収支解析ツールを用いて 2005 冬、2006 冬の北半球のジェットの変動について解析を行った。その結果、東風偏差のきっかけとなった 2005 年 11 月のコリオリ力と擾乱による南北輸送が寄与していた。12 月の東風偏差の維持には停滞性擾乱が深まったことによる運動量の鉛直輸送も寄与していたことも示唆された。40N 以北での 2005 年冬のジェットの減速、2006 年冬のジェットの強化と両年は対照的であったが波の運動量の鉛直輸送、水平輸送、それぞれの寄与は、必ずしも単純な対照ではなかった。

運動量収支解析では波による運動量輸送の変化を示せるが、波源の位置や波の伝播方向が平年からずれていた理由までは特定できない。波の励起源となる、下部境界条件や加熱による強制の平年からの変化等とあわせて考える必要がある。本稿では主に波による基本場への作用について主に考察したが、波の励起、伝播経路の変化 波による基本場の変化 波の伝播経路の変化といったフィードバックも考慮する必要があるだろう。

また、EP-flux の南北成分は  $u, v$  の 3 重相関項であるために、定常成分と非定常成分の厳密な分離が数学的に困難である。そのため、停滞性、移動性擾乱の寄与に関しては定性的な考察にとどまった。ジェットの変動における定常波動の寄与と非定常波動の寄与、あるいはその相互作用を定量的に示す手法を開発することが今後の課題である。

## 7 謝辞

EP-flux を計算するプログラムは東北大学理学研究科流体地球物理学講座で開発されたものを面解析値に使えるよう改変した。同講座の岩崎俊樹教授、大学院生の小玉知央氏にはプログラムの改変を行う上で有益なコメントを数多く頂いた。

## 参考文献

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.

Andrews, D.G., 1983: A finite-amplitude Eliassen-Palm theorem in isentropic coordinates. *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1877-1883.

Onogi, K. and co-authors, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **85**, 369-432.

Tanaka, D., T. Iwasaki, S. Uno, M. Ujiie and K. Miyazaki, 2004: Eliassen-Palm flux diagnosis based on isentropic representation. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 2370-2383.

前田 修平, 佐藤 均, 2006: 2005年12月の日本の異常低温と大気大循環の異常. 第4回「異常気象と長期変動」研究集会.

原田 やよい, 中三川 浩, 長谷川 寛, 後藤 敦史, 2007: 2006/2007年暖冬に見られた循環場の特徴について. 第5回「異常気象と長期変動」研究集会.

木本 昌秀, 渡部 雅浩, 2004: 北極振動の中立モード理論. 気象研究ノート, **207**, 11-22.