

北ユーラシアにおける夏季降水量の経年変化とロスビー波

岩尾 航希・高橋 正明(東大・気候システム)

1. はじめに

北ユーラシアでは近年顕著な温暖化が進行しており[IPCC, 2001]、中でも北東アジア(モンゴル・内モンゴル)では砂漠化が懸念されている[UNEP, 1997]。この地域では、年間の降水が夏季に集中しているため[Yatagai and Yasunari, 1995]、夏季における降水量が地表面の気候・環境に与える影響は大きい。特に北東アジアの夏季降水量は1990年代に多くその後1999年から2002年にかけて少ない年が続いた[Iwao and Takahashi, 2006]。そしてこの4年連続の少雨が、家畜の大量死[Morinaga and Shinoda, 2003]や黄砂現象の増加[Kurosaki and Mikami, 2003]などの自然災害を引き起こす要因となった可能性がある。

Iwao and Takahashi [2006]では、夏季降水量の経年変化に北東アジア・シベリア間の振動モードがあり、このモードには亜熱帯ジェット上とユーラシア大陸北部を西から伝播してくるロスビー波が関係していることを示した。これらの領域を伝播するロスビー波は夏季ユーラシア大陸上を伝播する主要な波動としてよく知られており[Enomoto et al., 2003; Nakamura and Fukamachi, 2004; Sato and Takahashi, 2006]、これまで別々に議論されることが多かった。Iwao and Takahashi [2006]の結果はこれらロスビー波の同時的な伝播を示唆している。

一方、Terao [1998]は夏季ユーラシア大陸上空の季節内変動について解析を行った。この研究では主に亜熱帯ジェット上の長周期波動に注目して解析が行われており、25-60日周期で東西波数6,7の定在波、15-25日周期で東西波数3-8の東進波が卓越する波動として取り上げられている。またユーラシア大陸北部(70N)を伝播する東西波数3,4の定在波、東進波についても、一年間(1983年)のケーススタディではあるが、簡潔に述べられている。

本研究では、北ユーラシアにおける夏季降水量の南北振動モードについて、そのメカニズムを明らかにすることを目的とする。中でも今回は亜熱帯ジェット上・ユーラシア大陸北部上空を伝播するロスビー波に注目し、それぞれの領域における季節内変動の関係性を調べる。そしてその関係において、夏季降水量の振動モードがどのように発現するのか、収支解析から明らかにする。

2. データと解析方法

夏季降水量の経年変化を調べるため、北ユーラシアにおける39地点(図1)の夏季(JJA)平均降水量データを、National Climatic Data Center (NCDC)提供の二つのデータセット、Global Daily Climatology Network (GDCN)とGlobal Summary of Day (GSD)から、1961-2004年にわたり作成した。

気象場についてはECMWF・ERA40の6時間間隔データを用い、それから長周期の偏差場データを作成した。具体的には、まず季節変化する日々の気候値を、入手可能な全ての年(1958-2002年)の各日について平均し、それに31日の移動平均をかけることにより定義した。そして日々データの気候値からの偏差に対して10日のlow-pass filterをかけ、長周期偏差場データを算出した。解析期間は両データがカバーする1961-2002年の夏季とする。

3. 結果

3.1 夏季降水量の振動モード

Iwao and Takahashi [2006]では格子データを用いて7月降水量の経年変化(1979-2004年)に北東アジア・シベリア間の振動モードがあることを示した。この振動モードを長期間(1961-2004年)の定点観測データでも確認するため、この領域において均一に選択した39観

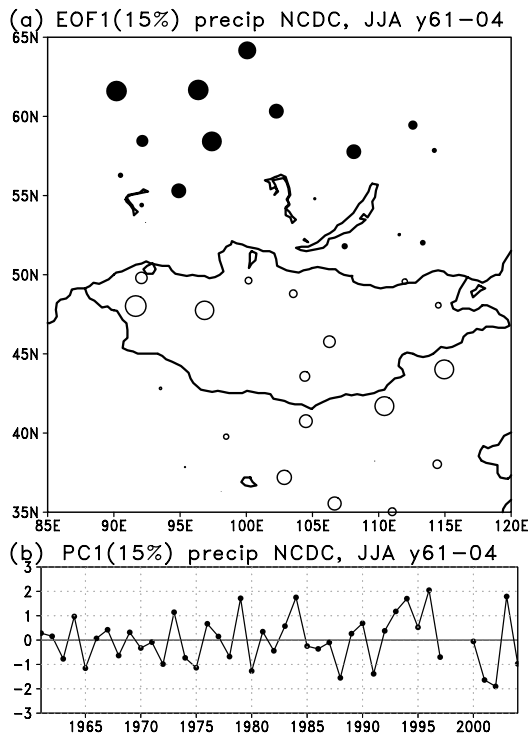


図1: 北ユーラシア 39 観測点における夏季(JJA)降水量の経年変化(1961-2004)に EOF 解析を行った結果得られた第 1 モードの(a)空間パターンと(b)時間係数。(a)において \odot がそれぞれ正、負の値を示している。

測点の夏季降水量の経年変化に EOF 解析を行った。EOF 解析は正規化した夏季平均降水量に対して行っている。図 1 は得られた第 1 モードの空間パターンとその経年変化を示している。正の値を持つ観測点がモンゴルから主にその南東に広がっており、負の値を持つ観測点はシベリアに分布している。つまり北東アジア・シベリア間の振動パターンは長期間の定点観測データにも明瞭に見られることが確認できた。またこのモードの経年変化は 1990 年代中盤に大きく、2001, 2002 年には非常に小さい値を示している。1998, 1999 年は欠損値となっているものの、これらの結果は Iwao and Takahashi [2006] と整合的な結果となっている。

3.2 夏季におけるロスビー波の導波管

前述したように、北ユーラシアにおける夏季降水量の振動モードには、亜熱帯ジェット上と

ユーラシア大陸北部を伝播するロスビー波が強く関与している。これらロスビー波同士の関係を調べる前に、ロスビー波が伝播する媒体となる夏季の基本場に注目する。

準地衡風系において渦位(q)は、

$$q = f_0 + \beta y + \nabla^2 \psi + \rho_0^{-1} (\rho_0 \varepsilon \psi_z)_z = q_{vor} + q_{str}$$

つまり絶対渦度(q_{vor})とストレッチング渦度(q_{str})の和で表される。ここで $\varepsilon = f_0^2 / N^2$ で、その他変数は慣例に従う。そして渦位保存則から定常ロスビー波の 3 次元的な全波数(K)を求めることができ [Andrews et al., 1987; Hoskins and Ambrizzi, 1993; Nishii and Nakamura, 2004]、

$$K^2 \approx \bar{q}_y / \bar{u} - \varepsilon / 4H^2$$

と表すことができる。ここでオーバーバーは 1961-2002 年の夏季平均した基本場を表す。

図 2a は 1961-2002 年夏季平均の 300hPa における Ertel の渦位分布を示している。ユーラシア大陸上で勾配の大きい領域が南北に別れて存在しており、一つは亜熱帯ジェット領域に、もう一つはユーラシア大陸北部領域に見られる。つまりこれらの領域がロスビー波の導波管になっていることを示唆する。そして準地衡風系の渦位の緯度勾配(\bar{q}_y)を、絶対渦度勾配($\bar{q}_{vor,y}$)とストレッチング渦度勾配($\bar{q}_{str,y}$)に分けて示したのが図 2b,c である。絶対渦度勾配は亜熱帯ジェット上に極大を持ち、このことは実効ベータ($\beta_* = \beta - \bar{u}_{yy}$) [Hoskins and Ambrizzi, 1993] が夏季亜熱帯ジェット上で極大を持つことと対応する [Ambrizzi et al., 1995; Enomoto et al., 2003]。しかし、この値はユーラシア大陸北部では顕著な極大を示していない。即ち、大気上層を伝播する定常的な順圧ロスビー波を考えたとき、亜熱帯ジェットは導波管となり得るが、ユーラシア大陸北部は導波管となり得ないことを意味する。一方、ストレッチング渦度の緯度勾配は亜熱帯ジェット、ユーラシア大陸北部に南北に分断された極大域を持つ。つまり、これらの領域を伝播するロスビー波を考える上では、成層の緯度勾配が重要であることを示唆する。そしてこれら渦度の勾配を用いて計算した全波数を、東西方向のグローバルな波数($a \cos \phi K$)として描いた

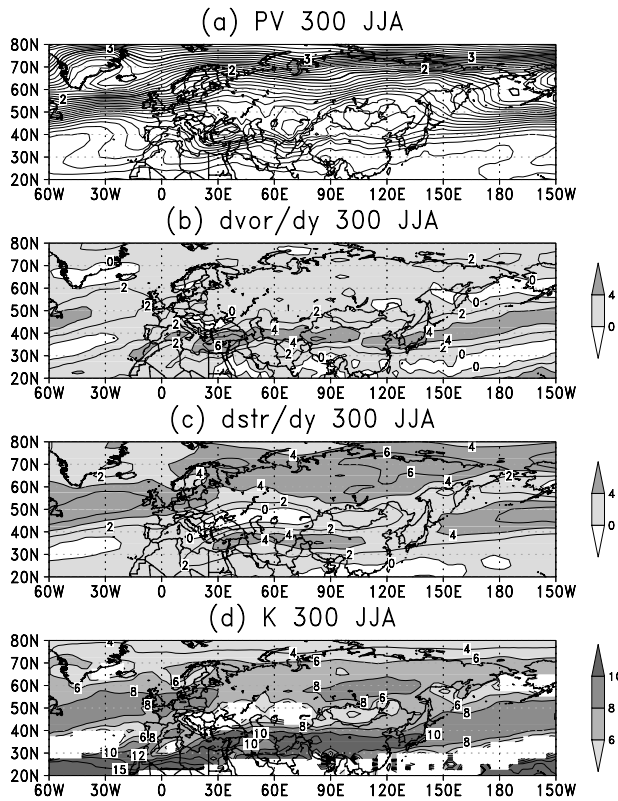


図 2: 1961-2002 年の夏季(JJA)で平均した 300hPa における (a) Ertel の渦位 (0.1 PVU 間隔: $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ Km}^2 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$)、(b) $\bar{q}_{vor/y}$ ($2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-2}$ 間隔)、(c) $\bar{q}_{str/y}$ ($2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-2}$ 間隔)、(d) $a \cos \phi K$ (等値線: 2, 4, 6, 8, 10, 12, 15, 25-30; $K^2 < 0$ の領域は欠損値) の分布。

のが図 2c である。亜熱帯ジェット上とユーラシア大陸北部領域に極大が見られ、それぞれおよそ波数 10, 8 の値を示しているのがわかる。

3.3 夏季ユーラシア大陸上の長周期変動

夏季亜熱帯ジェット上とユーラシア大陸北部の導波管領域を伝播する準定常的なロスビー波同士の関係を明らかにするため、ユーラシア大陸上 300hPa における 40N と 60N の南北風の長周期変動 $v'(30-150\text{E}, 40-60\text{N}, 300\text{hPa}, \text{JJA } 1961-2002)$ に対して EOF 解析を行った。

図 3 は得られた EOF 第 1 モードと第 2 モード (VEOF1 と VEOF2) の空間パターンを表している。もしこれら緯度帯を伝播するロスビー波が完全に独立ならば、それらロスビー波は別々のモードとして抽出されることが考えられる。しかし、

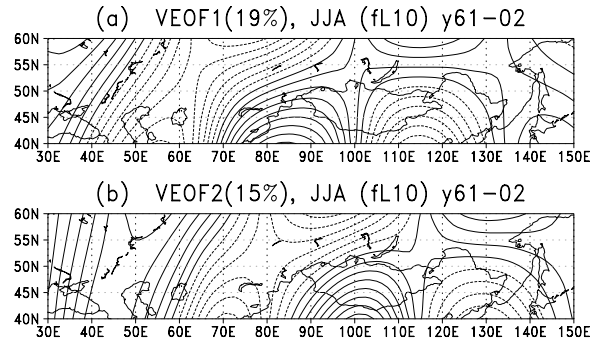


図 3: ユーラシア大陸上層の二つの緯度帯における南北風 $v'(30-150\text{E}, 40-60\text{N}, 300\text{hPa})$ の 1961-2002 年夏季(JJA)における長周期変動に対して EOF 解析を行った結果得られた(a)第 1 モードと(b)第 2 モードの空間パターン。

ここで抽出された VEOF1 と VEOF2 はどちらも両緯度帯に波列パターンを有しており、両緯度帯を伝播するロスビー波が関係を持っていることを意味している。VEOF1 と VEOF2 のどちらのパターンにおいても、40N と 60N に沿った東西波長は経度にしてそれぞれ 60° と 80° となっている。これらの値は、南北にも同等な波長の波を仮定し、鉛直の波数も考慮すると、図 2d に示す 3 次元的な全波数と矛盾しない波長となっている。また、両緯度帯の偏差はユーラシア大陸東部で南北逆位相になっており、南北で波長が違うので西に行くほど位相が近くなっているのが分かる。さらに、VEOF2 は VEOF1 よりも $1/4$ 波長東にずれたパターンをしている。つまり、これら二つのモードで東西の位相のずれを説明する。

VEOF1 と VEOF2 から再構成された南北風の偏差場に対して時空間スペクトル解析を行った結果(図省略)、46 日周期の定在波と 18 日周期の東進波にピークが見られた。波長構造を含めこれらの特徴は Terao [1998]と整合的な結果を示している。ユーラシア大陸北部を伝播するロスビー波の波長が、本研究において若干短いことに関しては、解析を行った緯度帯の違い(60N と 70N)に起因していることが推測される。

VEOF の時系列(VPC1 と VPC2)を用いて、降水量の振動モードと関係する VEOFs の位相を

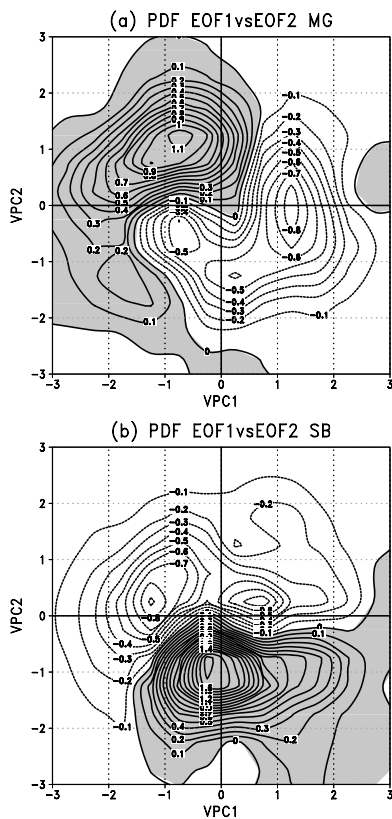


図4: (a)北東アジアで降水量が多くシベリアで少なかった7年と、(b)北東アジアで降水量が少なくシベリアで多かった7年において位相平面上にプロットした、VPC1とVPC2の確率密度分布の、ガウス分布から偏差(%). 座標はVPC1の標準偏差で正規化している。

特定する。図4は北東アジアで降水量が多くシベリアで少なかった年(図4a)と、逆に北東アジアで少なくシベリアで多かった年(図4b)において、VPC1とVPC2を位相平面上にプロットしたものを、ガウス分布からの確率密度の偏差として示したものである。プロットした年は、夏季平均降水量に対してEOF解析を行い得られた時系列(図1b)を基に、上位と下位の7年間で定義した。北東アジアで多雨であった年においては第4象限で、シベリアで多雨であった年にはおよそ第2象限で確率密度が高くなっているのが分かる。このことは、特定の位相を持つ定常的なロスビー波が降水量の南北振動に関与していることを示唆している。図3の空間パターンから、これらの位相では40Nにおいておよそ100-115E、60Nにおいて92-112Eの領域で南北風偏差が最大

になることが分かる。

3.4 降水量振動パターンを伴う気象場の偏差

降水量の振動パターンを形成する大気の偏差場を調べるため、図4で第4象限と第2象限の位相を持つイベントを合成し解析を行う。合成するイベントは、VPC1とVPC2がこれらの位相を持ち、その振幅(図4の中心からの距離)が1以上、更にこの二つの条件が5日以上満たされているイベントとした。つまり周期が20日以下の移動波は合成場に含まれないことになる。その結果第4と第2象限でそれぞれ36と35のイベントが選択された。これらイベントはどちらも7月に集中しており(図省略)、降水量の振動が7月に顕著であること[Iwao and Takahashi, 2006]との関係性がうかがえる。ここで合成された偏差場を以後それぞれVMGとVSBと呼ぶことにする。

図5には、VMGにおける300hPのジオポテンシャルハイトとwave activity flux [Takaya and Nakamura, 2001]の分布をVPCの振幅が最大となる8日前から0日まで4日おきに示している(図5a-c)。-8日にはイギリス周辺と東欧にあったジオポテンシャルハイトの偏差が、-4日には東に伝播すると共に南北の導波管上に分岐している。そして、南北でロスビー波の東西波長が違うので、そのまま更に東に伝播することにより南北で位相がずれ、0日にはユーラシア大陸東部で逆位相の偏差が現れているのが分かる。この時、降水量にも逆符号の偏差が北東アジア・シベリア間に確認できる(図5d)。同様な偏差の発展はVSBにも見られ(図省略)、この場合もやはり偏差の発端はイギリス周辺に見られた。夏季イギリス周辺ではブロッキングが頻繁に発生することが知られており[e.g., Pelly and Hoskins, 2003]、実際この領域では長周期変動の大きい分散が確認できた(図省略)。従って、ここで発生するブロッキングがロスビー波の励起源として寄与している可能性が考えられる。

VMGにおいて降水量の振動パターンが最も顕著であった-2日の鉛直構造を見てみる。図6には北東アジア・シベリア領域(90-120E)におい

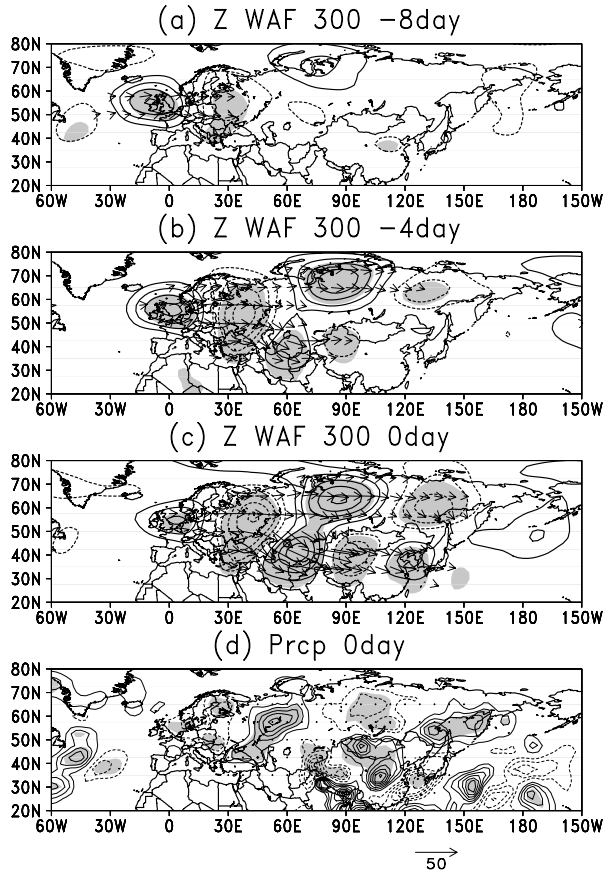


図 5: 300hPa の南北風をもとに合成した北東アジアで降水量が多くシベリアで少ない現象に関するイベント(VMG)における、300hPa ジオポテンシャルハイトの偏差(20m 間隔等値線) と wave activity flux (ベクトル) の(a) -8、(b) -4、(c) 0 日における分布と(d) 0 日における降水量の偏差(0.25mm/day 間隔等値線)。陰影は 95%以上で有意な領域。詳しくは本文参照。

て東西平均した、非地衡風と水平風の収束・発散を子午面断面で示している。北東アジア(30-50N)では上昇流偏差が見られ、水平風は下層で発散、上層で収束している。逆にシベリア(60-75N)では下降流偏差になっており、上層で収束、下層で発散がみられる。そして特に上層においては、北東アジアからシベリアへの南風の非地衡風偏差があり、両領域で二次的な鉛直循環を形成していることが見て取れる。降水量の振動パターンが卓越するときにおけるこれらの特徴は、月平均場の回帰から求めた Iwao and Takahashi [2006] の結果と一致する。

ここで見られた鉛直構造がどのように形成されているか調べるため、渦度・熱収支解析を行

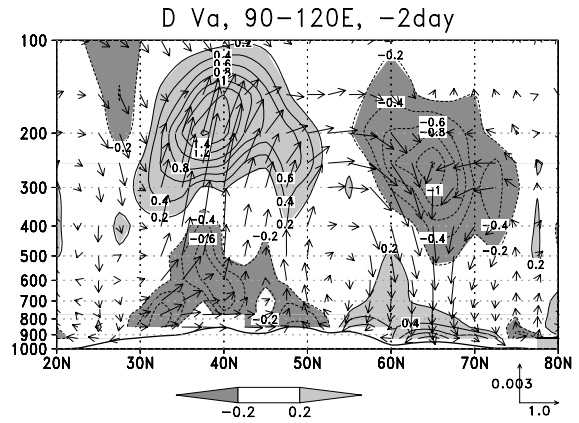


図 6: VMG、-2 日において北東アジア・シベリア領域(90-120E)で東西平均した、非地衡風(ベクトル: m/s)と水平風の収束・発散($10^{-6}/s$ 間隔の等値線と陰影; 0/s の等値線は省略)の子午面断面図。

った。用いた方程式は、

$$\zeta'_t = -\bar{u}\zeta'_x - \bar{v}\zeta'_y - u'\bar{\zeta}_x - v'\bar{\zeta}_y - \bar{\zeta}D' - \zeta\bar{D} - NL' - F'$$

$$T'_t = -\bar{u}T'_x - \bar{v}T'_y - u'\bar{T}_x - v'\bar{T}_y - \bar{\omega}\theta'_p(p/p_0)^k - \omega'\bar{\theta}_p(p/p_0)^k - NL' - Q'_1/c_p$$

ここでオーバーバーは前述した時間平均、プライムは合成した長周期の偏差場、 NL 、 F 、 Q_1 はそれぞれ非線形の効果、摩擦の効果、非断熱加熱を表し、あとの表記は慣例に従う。6 時間間隔データの残差から F' 、 Q'_1 を定義し、そこで得られた各項と線形項の残差から NL' を算出した。

図 7 にはそれぞれの高度においてバランスする主な項の分布を示している。まず図 6ab は 200hPa の渦度収支で、ここでは渦度偏差の東西移流($-\bar{u}\zeta'_x$) と水平収束・発散による伸縮項($-\bar{\zeta}D'$) が主にバランスしていた。また南北風偏差による渦度移流($-v'\bar{\zeta}_y$) も大きな寄与を持っており(図省略)、 $-\bar{u}\zeta'_x$ を緩和させる方向に働いていた。水平収束・発散は非地衡風成分によりもたらされる事を考えると、図 5 の上層に見られた北東アジアからシベリアへの南風非地衡風偏差は、 $-\bar{u}\zeta'_x$ と $-v'\bar{\zeta}_y$ により説明されることを意味

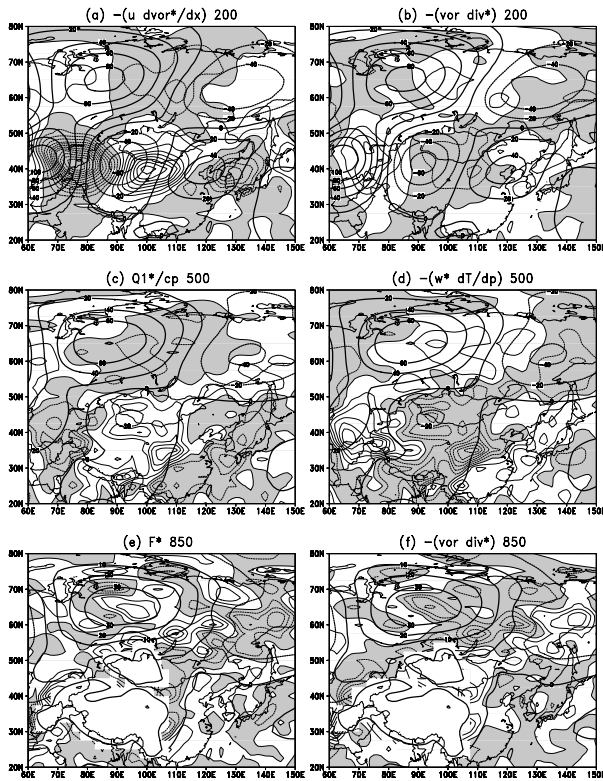


図 7: VMG、-2 日において渦度・熱収支解析をした結果で、200hPa における(a) $-\bar{u} \zeta'_x$ (b) $-\bar{\zeta} D'$ ($10^{-6}/s \cdot day$ 間隔の細い等値線; 負の領域に陰影)、500hPa における(c) $-\omega' \bar{\theta}_p (p/p_0)^\kappa$ (d) Q_1'/c_p (K/day 間隔の細い等値線; 負の領域に陰影)、850hPa における(e) F' (f) $-\bar{\zeta} D'$ ($10^{-6}/s \cdot day$ 間隔の細い等値線; 負の領域に陰影)。太い実線はそれぞれの高度におけるジオポテンシャルハイトの偏差で、(e,f)においては地形も表している。

している。一方 850hPa では(図 7ef)、各効果の空間スケールが小さくなるものの、上層とは逆の収束発散による $-\bar{\zeta} D'$ が見られ、これが摩擦の効果(F')と主にバランスしていた。そして 500hPa における熱収支(図 7cd)においては、その間で発達する鉛直流の偏差による断熱加熱 $-\omega' \bar{\theta}_p (p/p_0)^\kappa$ と非断熱加熱 Q_1'/c_p がバランスしていた。この非断熱加熱は水蒸気の凝結加熱によりほぼ説明されることが確認できたので(図省略)、これが降水量の偏差となって北東アジア・シベリア間に振動パターンを形成することが考えられる。

4. まとめ

夏季亜熱帯ジェット上とユーラシア大陸北部を伝播するロスビー波に注目して、北東アジア・シベリア間の降水量振動モードの解析を行った。夏季これらの領域の上層には気候的に導波管が存在し、亜熱帯ジェット上の導波管形成には絶対渦度の水平勾配が、ユーラシア大陸北部の導波管にはストレッチング渦度の水平勾配が主に寄与していた。

夏季両緯度帯の上層における季節内変動を調べた結果、両緯度帯を伝播するロスビー波にはイギリス周辺に同一の波源を持つ伝播モードが存在することが分かった。そしてそれが南北の導波管上に分岐して東へ伝播することにより、両緯度帯でロスビー波の東西波長(経度)が異なるため位相がずれ、結果的にユーラシア大陸東部で南北逆位相の構造が現れる。さらにこのロスビー波に伴う南北風偏差がおよそ北東アジアとシベリアにおいて最大になるとき、降水量の振動パターンが現れることが分かった。

その時の力学的なバランスを、収支解析を用いて調べた。その結果、上層ではロスビー波に伴う渦度偏差の東西移流と水平風の収束・発散の偏差による伸縮効果がバランスしており、下層では逆符号の収束・発散による伸縮効果と、水平摩擦の効果が主にバランスしていた。そして中層では鉛直流偏差が発達しており、それによる断熱加熱・冷却が水蒸気の凝結による非断熱加熱・冷却とバランスしていた。その結果、北東アジア・シベリア間に二次的な子午面循環がみられ、両領域に降水量の振動パターンが現れることが明らかになった。

本稿では、北東アジアで降水量が多くシベリアで少ない場合(VMG)についてのみ結果を示した。逆の場合(VSB)については示していないのだが、およそ VMG と同様の現象が確認できた。しかし上層の南北風との関係(図 4)が VMG と 180° 逆になっていないことなど、依然理解が不十分な点が残っている。これらの点は今後の課題とする。

謝辞

この研究は環境省の地球環境研究総合推進費 (A-1, G-2, B-4) のご支援によるものです。また首都大学東京の松本淳先生には、データの一部を提供していただきました。感謝いたします。

参考文献

- Ambrizzi T., B.J. Hoskins, and H.H. Hsu (1995), Rossby-wave propagation and teleconnection patterns in the austral winter, *J. Atmos. Sci.*, 52, 3361-3372.
- Andrews, D.G., J.R. Holton, and C.E. Leovy (1987), *Middle Atmosphere Dynamics*, 175-178 pp, Academic Press.
- IPCC (2001), *Climate change 2001: The scientific basis*, edited by Houghton J.T., Ding Y., Griggs D.J., Noguera M., Linden P.J.vd, Dai X., Maskell K., and Johnson C.A., Cambridge University Press.
- Iwao, K., and M. Takahashi (2006), Interannual change in summertime precipitation over northeast Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L16703, doi:10.1029/2006GL 027119.
- Enomoto, T., B.J. Hoskins, and M. Matsuda (2003), The formation mechanism of the Bonin high in August. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 129, 157-178.
- Hoskins B.J. and T. Ambrizzi (1993), Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow, *J. Atmos. Sci.*, 50, 1661-1671.
- Kurosaki, Y., and M. Mikami (2003), Recent frequent dust events and their relation to surface wind in East Asia, *Geophys. Res. Lett.*, 30, 1736, doi:10.1029/2003 GL017261.
- Morinaga, Y., and M. Shinoda (2003), Dzed the natural disaster in Mongolia, *Sci. J. KAGAKU*, 73, 573-577.
- Nakamura, H., and T. Fukamachi (2004), Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130, 1213-1233.
- Nishii K., and H. Nakamura (2004), Lower-stratospheric Rossby wave trains in the southern hemisphere: A case-study for late winter of 1997, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 130, 325-345.
- Pelly, J.L., and B.J. Hoskins (2003), A new perspective on blocking, *J. Atmos. Sci.*, 6, 743-755.
- Sato, N., and M. Takahashi (2006), Dynamical processes related to the appearance of quasi-stationary waves on the subtropical jet in the midsummer Northern Hemisphere, *J. Climate*, 19, 1531-1544.
- Takaya K., and H. Nakamura (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.
- Terao (1998), Barotropic disturbances on intraseasonal time scales observed in the midlatitudes over the Eurasian continent during the northern summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 419-436.
- UNEP (1997), *World atlas of desertification*. Second edition, edited by Middleton N.J. and Thomas D.S.G., Arnold, 182 pp.
- Yatagai, A., and T. Yasunari (1995), Interannual variations of summer precipitation in the arid/semiarid regions in China and Mongolia: Their regionality and relation to the Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 909-923.