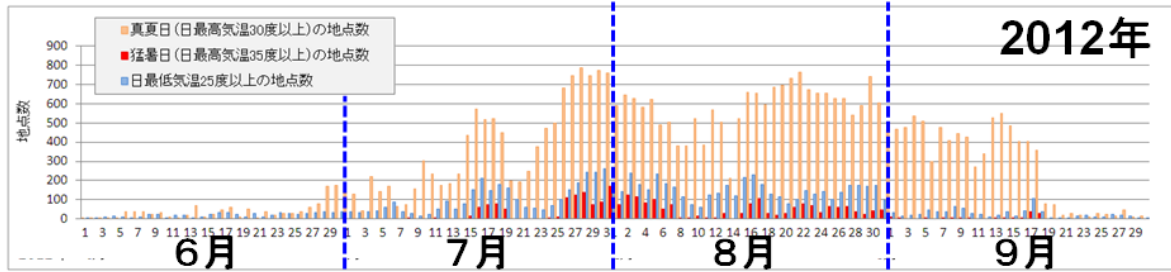


2012年盛夏期における日本の高温と大気循環の特徴

竹村 和人 (*)・大野 浩史・田中 昌太郎 (気象庁・気候情報課)



第1図 全国アメダス地点における、真夏日（橙色）、猛暑日（赤色）、日最低気温 25℃以上（青色）の地点数。

1 はじめに

2012年夏は、太平洋高気圧の勢力が日本の東海上で強く、本州付近に張り出したため、北日本から西日本にかけて高温となった。高温のピークは大きく分けて7月下旬～8月上旬と8月後半の2回にわたって見られ（第1図）、8月下旬の北日本の平均気温は1961年以降で最も高かった（+3.5℃）。上記2つの期間がまたがる2012年8月平均の大気循環場を見ると、ユーラシア大陸上でロスビー波束の伝播、日本付近におけるロスビー波の砕波、及び Pacific-Japan (PJ) パターン (Nitta 1987) が明瞭であった（図省略）。また、高温となった2つの期間における日々の大気循環場より、大陸上の波束伝播が明瞭となった後に、数日の時間スケールで日本付近での砕波、PJ パターンが順に明瞭となる様子が確認された（第3章で述べる）。

PJ パターンは、夏季に日本付近に高温をもたらすテレコネクションパターンの1つとして今日よく知られている。Nitta (1987) は西部太平洋熱帯域における対流活動と東アジアの高度が正相関で変動する傾向を示し、PJ パターンの存在を示した。一方、Enomoto (2003) は、アジアジェットに沿ったロスビー波の波束伝播（シルクロードパターン）及び日本付近での砕波に伴って小笠原高気圧が発達し、本州付近における高温に寄与することを示した。これらの先行研究の結果は、高温のピー

ク時における大気循環場と整合する¹。

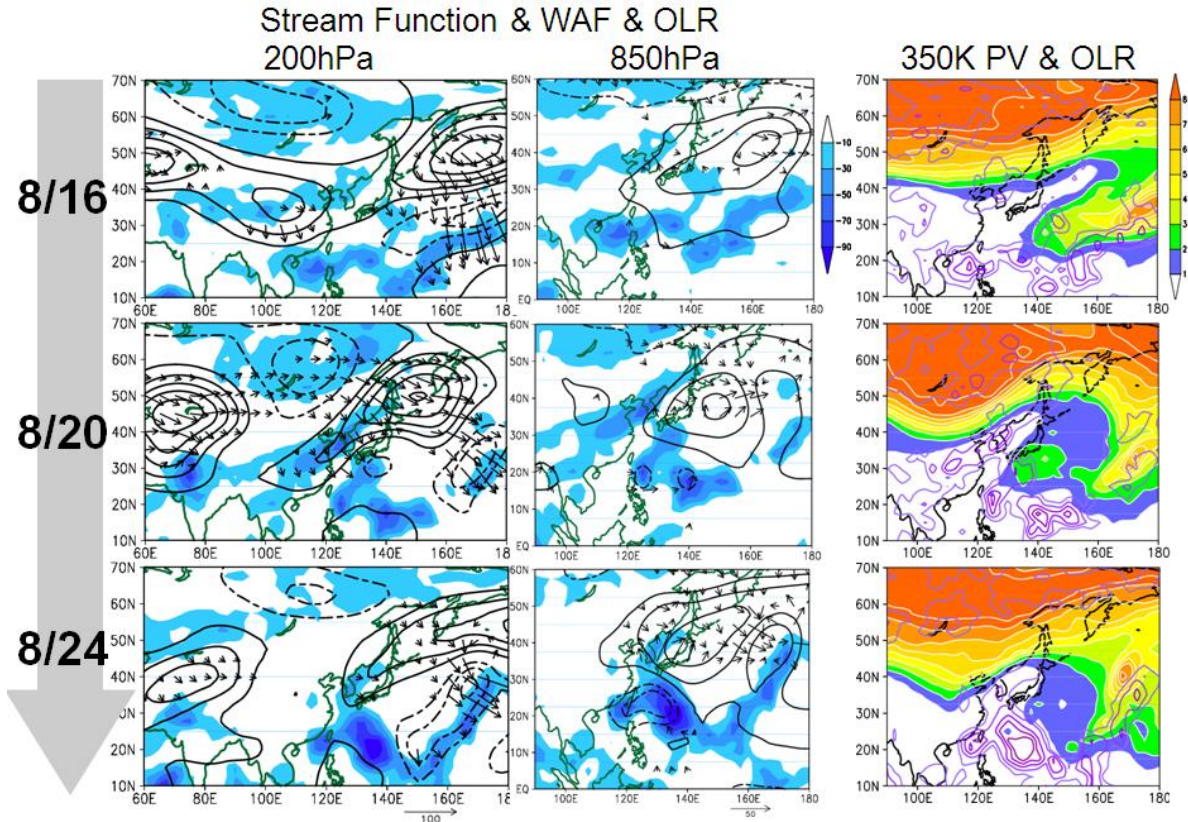
Kosaka and Nakamura (2011) は、EOF 解析を通して、シルクロードパターンとPJパターンが関連する可能性を統計的に示唆しているが、大陸上の波束伝播からPJパターンに至る過程を循環場の推移より示した研究はない。

本稿では、上記過程に関する2012年盛夏期の解析とコンポジット解析の結果を報告する。

2. 使用データ

大気循環場の解析には、気象庁と（財）電力中央研究所が共同で実施した長期再解析（JRA25）と同じシステムである気象庁気候データ同化システム（JCDAS）による解析値を用いた（Onogi et al. 2007）。また、熱帯域における対流活動の指標として、米国海洋大気庁（NOAA）より提供された外向き長波放射量（OLR）を用いた。解析期間は1979～2012年の7、8月とする。平年値は1981～2010年平均値を用いた（平年値作成の詳細については、気象庁（2011）を参照）。また、Takaya and Nakamura (2001) の波の活動度フラックスをロスビー波束の伝播の解析に用いた。

¹ 2012年夏季の高温のピーク時に見られたユーラシア大陸上の波束伝播は、シルクロードパターンとは厳密には一致しないが、ユーラシア大陸上の波束伝播から日本付近における砕波に至る過程はシルクロードパターンの特徴と類似していた。本稿では、ユーラシア大陸上の波束伝播について、シルクロードパターンとそれ以外のものを厳密に区別せず、“大陸上の波束伝播”と呼ぶ。



第2図 2012年8月後半における日本付近の循環場の推移。2012年8月16日（上段）、20日（中段）、及び24日（下段）を中心とした5日移動平均場。（左列）200hPa 流線関数年差（コンター間隔： $5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ；実線は正、点線は負）、OLR 年差（陰影；単位： W/m^2 ；負偏差のみ描画）と波の活動度フラックス（WAF；矢印）、（中列）左列図と同じだが、850hPaでコンター間隔は $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、（右列）350K等温位面渦位（陰影；単位： s^{-1} ）とOLR年差（コンター；負偏差のみ描画）。

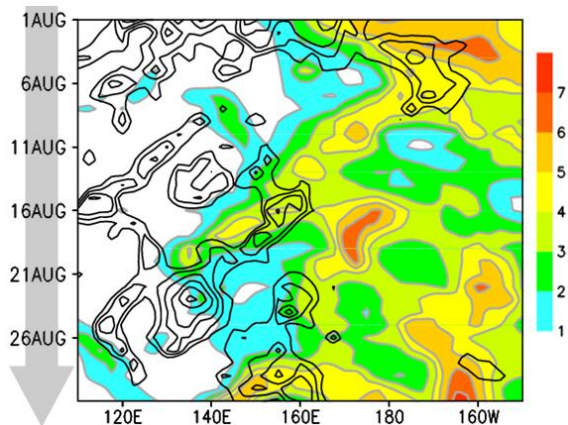
3. 大陸上の波束伝播と PJ パターンの発現（8月後半の事例）

ここでは、2回にわたる高温のピークのうち、後者（8月後半）の事例に着目する。

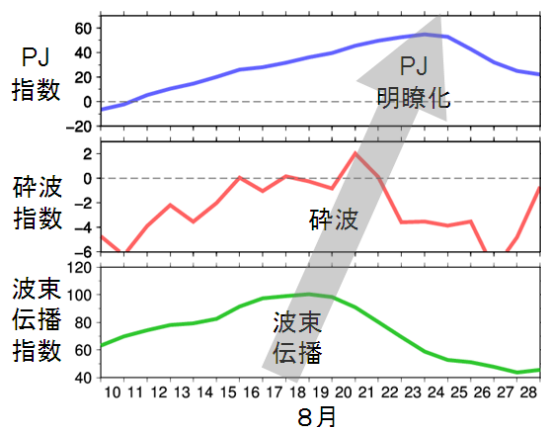
まず、8月中旬から下旬にかけての循環場の推移を第2図に示す。対流圏上層（第2図の左列）では、16日から20日にかけて、大陸上の波束伝播が次第に明瞭となり、20日には南東向きの波束伝播に伴って、北日本付近で高気圧性循環偏差、本州の南東海上で低気圧性循環偏差が形成されていることが分かる。また、日本付近における偏差の増幅と関連して、渦位の南北勾配の逆転が明瞭となり、ロスビー波の砕波が生じていることが分かる（第2図の右列）。なお、バイカル湖付近にお

いて波束伝播が北東向きから南東向きに変化しており、ロスビー波の反射（Hoskins and Ambrizzi 1993）が生じた可能性が示唆される。20日から24日にかけて、対流圏上層の大陸上の波束伝播は次第に不明瞭となるが、砕波に伴って南下・西進した本州南東海上の高渦位域の南側において対流活発化が明瞭になっていることが分かる。さらに、対流圏下層（第2図の中列）では、対流活発域の北側にあたる本州付近で高気圧性循環偏差が発達し、PJパターンが次第に明瞭となる様子が分かる。

次に、高渦位域の西進と対流活発域との対応について調べるために、両者の経度-時間断面図を第3図に示す。8月中旬に、 160°E 付近から高渦位域が西進し、これに数日遅れて



第3図 25°N~35°Nで平均した350K等温位面渦位(陰影; 単位: s⁻¹)と15°N~25°Nで平均したOLR 年差(コンター間隔: 20W/m²; 負偏差のみ描画)の経度-時間断面図。



第4図 波束伝播指数(緑線)、碎波指数(赤線)、及びPJ指数(青線)の2012年8月10日~28日における時系列。ゼロ線に灰色の点線を施している。

対流活発域の西進が見られる。その後、8月下旬の前半にかけて、対流活発域は130°E付近まで西進し、PJパターンの強化に寄与したと考えられる。高渦位大気の侵入と対流活動の活発化については、Sato et al. (2005) がその関連性を指摘しており、本事例の循環場の特徴と整合している。以上の結果は、対流圏上層でのロスビー波の碎波が、対流活発化を通してPJパターンと関連する可能性を示唆している。

さらに、大陸上の波束伝播、日本付近での

碎波、及びPJパターンの推移を、それぞれ指数化して見る(第4図)。ここでは各指数を以下のように定義した。

波束伝播指数:

60°~130°E、30°~70°Nの領域で平均した250hPa高度年差の大きさを定義する。波束伝播指数Wを式で表すと、

$$W = \langle |Z_{250}| [30^\circ - 70^\circ N, 60^\circ - 130^\circ E] \rangle \quad (1)$$

となる。ここで、 Z_{250} は250hPa高度偏差、括弧は面積重みつき領域平均、鍵括弧は平均領域を表す。波束伝播指数は常に正の値をとり、値が大きいほど大陸上の波束伝播が明瞭であることを表す。

碎波指数:

Pelly and Hoskins (2003) に従い、ロスビー波の碎波を力学的対流圏界面(2PVU面)上における温位の南北勾配の逆転としてとらえる。ここでは、日本付近での碎波を捉えるために、碎波指数を130°~160°Eの経度帯における30°Nの北側15°、南側15°で領域平均した2PVU面上の温位の差で定義する。碎波指数Bを式で表すと、

$$B = \langle \theta_{2PVU} [30^\circ - 45^\circ N, 130^\circ - 160^\circ E] \rangle - \langle \theta_{2PVU} [15^\circ - 30^\circ N, 130^\circ - 160^\circ E] \rangle \quad (2)$$

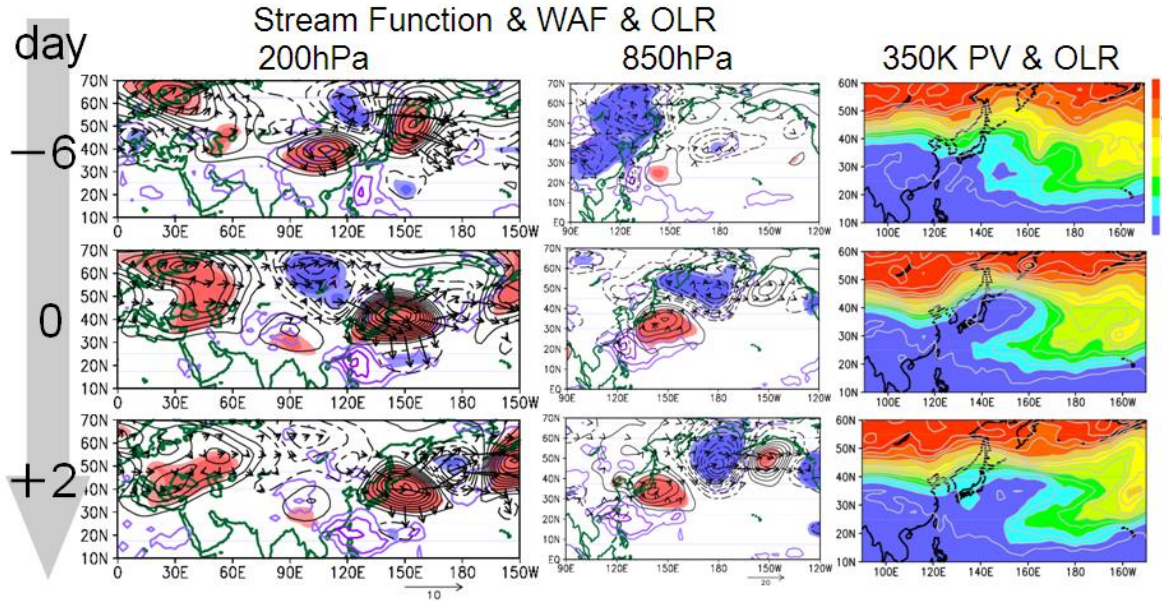
となる。ここで、 θ_{2PVU} は2PVU面上の温位(単位: K)を表す。碎波指数が正の場合、温位の南北勾配の逆転を示し、碎波が生じたとみなす。

PJ指数:

130°~160°E、30°~45°Nの領域と120°~150°E、10°~25°Nの領域で平均した850hPa高度の差で定義する。PJ指数Pを式で表すと、

$$P = \langle Z_{850} [30^\circ - 45^\circ N, 130^\circ - 160^\circ E] \rangle - \langle Z_{850} [10^\circ - 25^\circ N, 120^\circ - 150^\circ E] \rangle \quad (3)$$

となる。ここで、 Z_{850} は850hPa高度を表す。PJ指数が正の場合、フィリピンの東海上の低気圧性循環の強化、または本州付近の高気圧性循環の強化を表し、PJパターンが発現した



第5図 1979～2012年の7、8月に日本付近で砕波が顕著だった15事例の合成図。(上段)砕波のピークの6日前(day-6)、(中段)ピーク日(day0)、及び(下段)ピークの2日後(day+2)を中心とした5日平均場の合成図。(左列)200hPa流線関数年平均差(黒線;コンター間隔: $1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$;実線は正、点線は負、90(95)%信頼度水準で統計的に有意な領域に薄(濃)陰影)、OLR年平均差(紫線;コンター間隔: 10 W/m^2 ;負偏差のみ描画)と波の活動度フラックス(WAF;矢印)、(中列)左図と同じだが、850hPaでコンター間隔は $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、(右列)350K等温位面渦位(単位: s^{-1})。

とみなす。

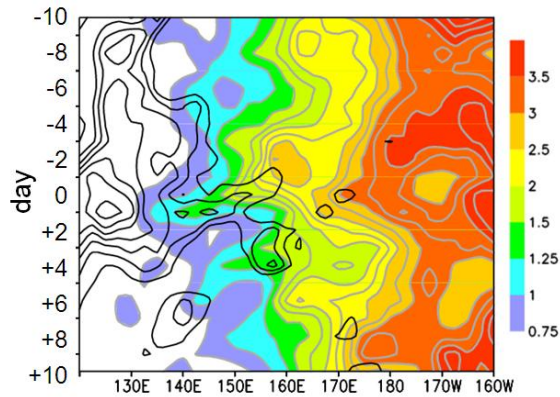
第4図より、波束伝播指数、砕波指数、PJ指数の順に増加、極大値を示しており、1週間程度の時間スケールで、個々の変動が順に発現する様子を見て取れる。

4. コンポジット解析

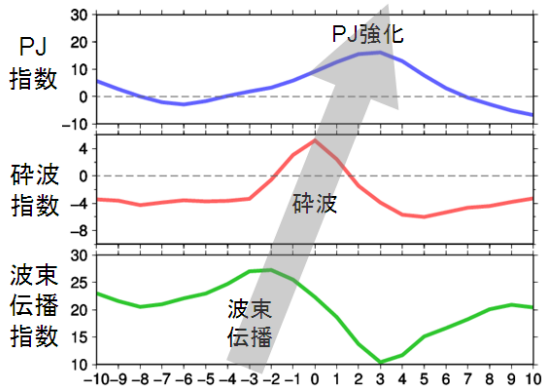
第3章で確認された大陸上の波束伝播から日本付近での砕波、PJパターンに至る大気循環の変動が、夏季において発現する傾向があるのかを調べるために、コンポジット解析を行った(第5図)。ここで、コンポジットを行う事例は、1979～2012年の7、8月の期間において砕波指数が大きな値を示した順に抽出された15事例とし、基準日(day0)は砕波指数が正の値かつ極大値を示した日とした。

基準日の6日前(day-6)では、対流圏上層において大陸上の波束伝播が見られ、特にユーラシア大陸の中・東部で明瞭となっている

ことが分かる(第5図の左列上段)。また、波束伝播の向きは東アジア付近で大きく変化しており、第3章の事例と類似した特徴が見られる。day0には、大陸上の波束伝播に伴って北日本付近の高気圧性循環偏差と本州の南東海上の低気圧性循環偏差が強化されていることが分かる(第5図の左列中段)。また、日本付近での偏差の増幅に対応して渦位の南北勾配が逆転し、ロスビー波の砕波が生じていることが分かる(第5図の右列中段)。さらに、本州の南東海上の低気圧性循環偏差の南～西側において対流活発化が見られ、これと対応して対流圏下層(第5図の中列中段)ではPJパターンの発現が見られる。その後、基準日の2日後(day+2)にかけて、対流圏上層では大陸上の波束伝播は不明瞭となるが、日本の南海上では対流活発な状態は継続していることが分かる(第5図の左列下段)。対流圏下層では、対流活発域と対応してPJパターンが最も明瞭となり(第5図の中列下段)、基準日の



第6図 第3図と同じ。ただし、25°N~30°Nで平均した350K等温位面渦位(陰影; 単位: s⁻¹)と15°N~25°Nで平均したOLR平年差(コンター間隔: 5W/m²; 負偏差のみ描画)の経度-時間断面図。



第7図 第4図と同じ。ただし、第5図と同じ15事例で合成した、砕波ピークの10日前(day-10)~10日後(day+10)における時系列。

4日後にかけて本州付近では高気圧性循環偏差が明瞭な状態が継続した(図省略)。以上の結果は、2012年盛夏期の事例解析において確認された、大陸上の波束伝播から日本付近での砕波、PJパターンに至る過程は過去にも存在し、かつ統計的に有意な変動であることを示している。

次に、2012年の事例解析と同様に、高渦位域の西進と対流活発域との対応について示す。第6図より、基準日の前日(day-1)から2日後(day+2)にかけて、太平洋西部で高渦位域と対流活発域の西進が見られ、両者の対応が良いことが分かる。また、対流活発域が本州の南海上に達するday+2は、PJパターンが

最も明瞭となる日と対応していることから、対流活発域の西進がPJパターンの強化に寄与したと考えられる。

さらに、基準日の10日前(day-10)から10日後(day+10)の期間における、第3章で定義した3つの指数の時系列を第7図に示す。この図より、2012年の事例解析と同様に、波束伝播指数、砕波指数、PJ指数が順に増加、極大値を示しており、1週間程度の時間スケールで個々の変動が順に発現する様子が見られる。

5. まとめと今後の課題

2012年盛夏期における高温のピーク時に見られた、ユーラシア大陸上の波束伝播から日本付近でのロスビー波の砕波、PJパターンに至る過程の存在について、事例解析、及びコンポジット解析を通して調べた。

高温のピークが現れた2012年8月後半の事例解析より、対流圏上層ではユーラシア大陸上のロスビー波束の伝播に伴って日本付近でロスビー波の増幅(砕波)が生じ、これに対応して、本州の南海上で高渦位大気の南下・西進、及び対流活発域の西進が見られた。さらに、対流活発域が西進するにつれて、対流圏下層においてPJパターンが明瞭となる様子が確認された。また、上記の過程は、コンポジット解析の結果においても確認された。

なお、ユーラシア大陸上での波束伝播が必ずしも日本の砕波、PJパターンを誘起するとは限らず、どのような条件のもとで上記過程が発現し得るのかを調べる必要がある。また、PJパターンの発現は、解析結果において確認された高渦位域の西進のみで説明することはできず、熱帯の季節内振動やアジアモンスーンの動向も含めて調べる必要がある。

謝辞

本解析を進めるにあたり、京都大学防災研究所災害気候研究分野の向川均教授、榎本剛准教授、気象庁気候情報課の前田修平氏より御助言を頂きました。この場を借りて、感謝申し上げます。

参考文献

- 気象庁, 2011: 1981~2010年平年値. 気候系監視資料 2010.
- Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. 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.
- Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.
- Kosaka, Y., and H. Nakamura, 2011: Dominant mode of climate variability, intermodal diversity, and projected future changes over the summertime western North Pacific simulated in the CMIP3 models. *J. Climate*, **24**, 3935-3955.
- 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: JRA-25 Reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
- Sato, N., Sakamoto, K., Takahashi, M., 2005. An air mass with high potential vorticity preceding the formation of the Marcus Convergence Zone. *Geophys. Res. Lett.* **32**, L17801. doi:10.1029/2005GL023572.
- 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.
- Pelly, J. L., and B. J. Hoskins, 2003: A new perspective on blocking. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 743-755.