

平成 18 年 7 月豪雨をもたらした環境場としての循環場の解析

原田やよい (気象庁気候情報課)

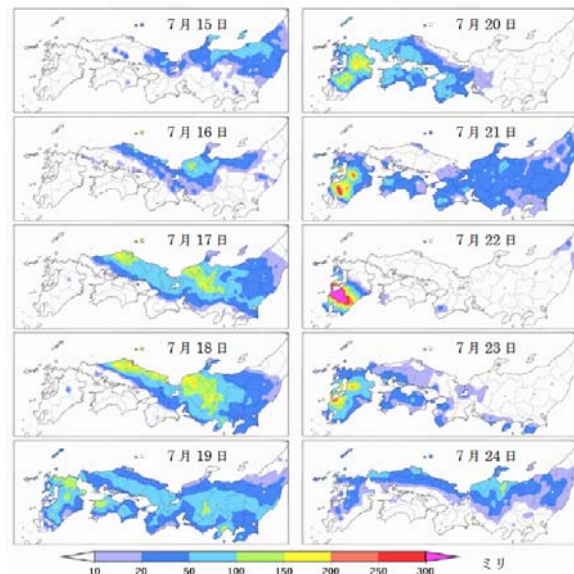
1. はじめに

2006年7月15日から24日にかけて発生した「平成18年7月豪雨」においては、東日本から西日本の広範囲で記録的な大雨となり、各地で甚大な被害が発生した。総降水量は王滝村御嶽山で701mm(7月15日～21日)、宮崎県えびの市で1,281mm(7月18日～24日)を記録するなど各地で降水量に関する極値を相次いで更新し、死者は28名(2006年9月13日現在消防庁による)に達した。本稿では、このような豪雨をもたらした環境場としての循環場の特徴を述べる。データはJRA-25とJCDASを用いた。

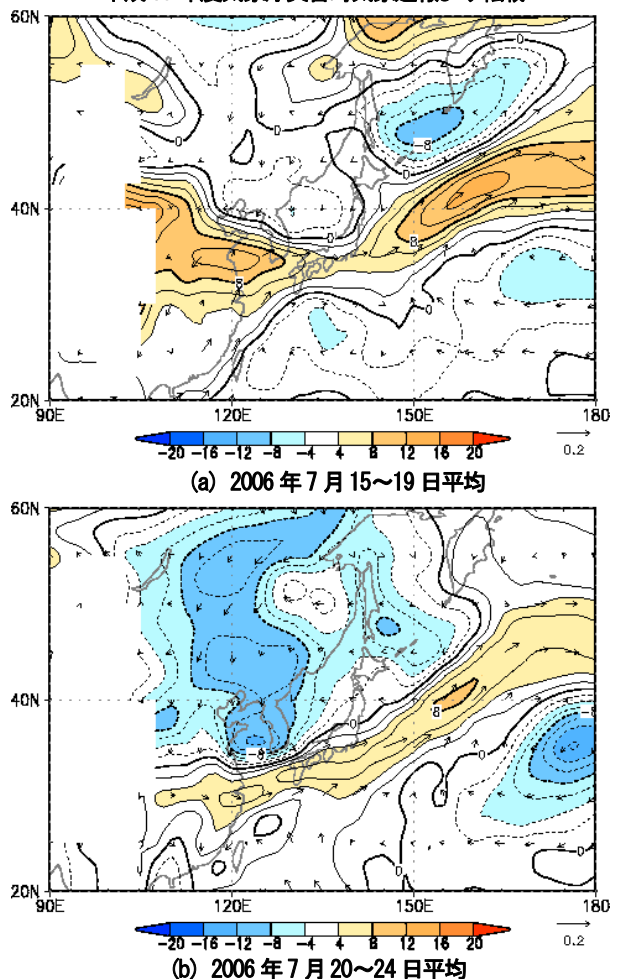
2. 梅雨前線の活動状況

第1図に「平成18年7月豪雨」時の、日別降水量分布図を示す。分布図を見ると、同じ豪雨といっても期間の前半と後半で降水量の分布がかなり異なっていることがわかる。期間の前半、特に17～18日にかけては山陰から北陸、長野県の広い範囲で150mm以上の降水が見られるのに対して、期間の後半、特に21～22日にかけては九州南部付近に200mm以上が集中している。このため、本解析においても梅雨前線の特徴に関しては、期間の前半と後半に分けてまとめることとする。

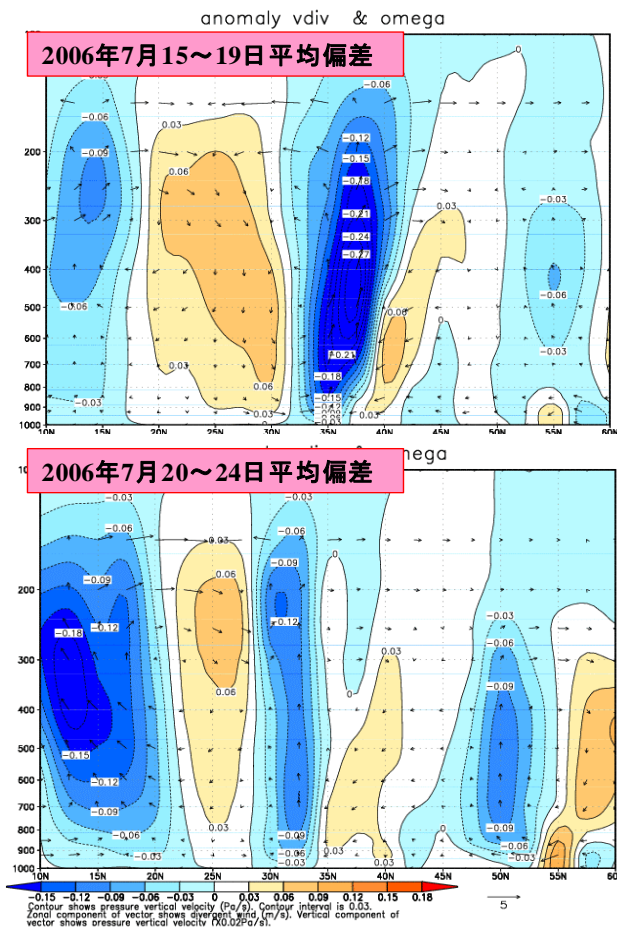
第2図には925hPa相当温位平年偏差と水蒸気フラックス平年偏差を示す。期間の前半と後半を比較すると、前半のほうが梅雨前線帯に沿って高相当温位偏差が明瞭でしかも広範囲に見られることがわかる。期間の後半には高相当温位偏差は全体的に弱まり、位置も九州から東シナ海にかけて前半より南下している。一方朝鮮半島付近には低相当温位偏差が見られる。また水蒸気フラックスに着目すると、期間の前半には華中から朝鮮半島の南海上で見られた水蒸気フラックス平年偏差が、期間の後半には日本の南西海上で明瞭となっており、九州付近に暖湿気が流入しやすい状況であったことがわかる。つまり第2図からは豪雨期間の前半は梅雨前線の活動そのものが非常に活発であり、後半は前半に比べて前線活動そのものは弱まるものの、暖湿気の流入しやすい場であったことが示唆される。そのことを確認するために梅雨前線付近の鉛直流を見てみると(第3図)、期間の前半と後半のいずれも梅雨前線に対応する緯度で上昇流偏差が見られるが、特に期間の前半北緯37.5度、500hPa付近を中心に上昇流偏差が明瞭であり、後半の2倍前後の強さとなっていることがわかる。この上昇流偏差を梅雨時期における累年の半旬別上昇流偏差の梅雨期間(ここでは5月31日～7月24日と設定)の最大値と比較すると、1979年以降では最も強く(第4図)、単純に規格化するとおよそ2.5 σ にも及ぶ(図省略)。一方、期間の後半については累年の最大値と比較すると特に顕著とは言えない。



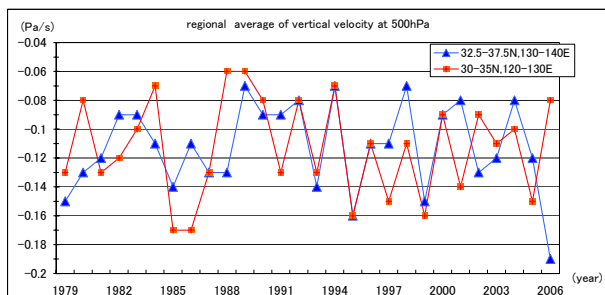
第1図 2006年7月15～24日にかけての日別降水量分布図
平成18年度気象庁災害時気象速報より転載



第2図 925hPa相当温位平年偏差と水蒸気フラックス平年偏差
等値線は相当温位平年偏差(K)、ベクトルは水蒸気フラックス平年偏差(g/kg*m/s)を表す。

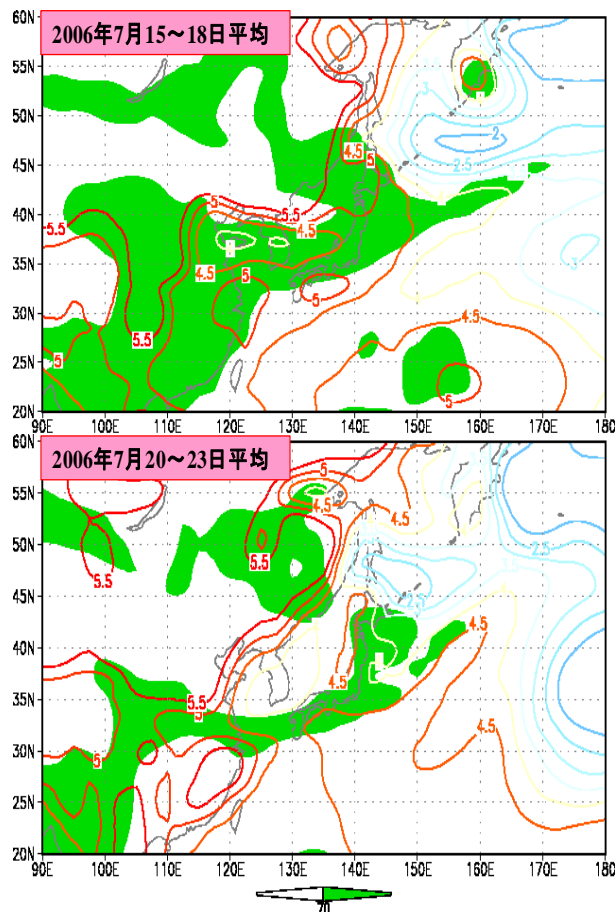


第3図 発散風と鉛直流の緯度高度断面図
 等値線は鉛直流（単位はPa/s）を表し、ベクトルは発散風の南北成分と鉛直流による。ただしベクトルの鉛直流のスケールは50倍してある。上図は東経125～135度平均、下図は東経120～130度の平均を表す。



第4図 日本付近で領域平均した半旬別上昇流偏差最大値の経年変化
 各年の値は5月31日～7月24日までの半旬別上昇流偏差（負偏差）の最大値を表している。ただし2006年については北緯32.5～37.5度、東経130～140度の領域平均の場合は豪雨期間前半（7月15～19日平均）の値、北緯30～35度、東経120～130度の領域平均の場合は豪雨期間後半（7月20～24日平均）の値を示す。単位はPa/s。

次に豪雨の発生ポテンシャルの目安となる気温減率を見てもいい。加藤（2007）は、梅雨前線の活動が活発になると大気の下層から中層にかけては潜熱放出により暖められて、梅雨前線の中心付近ではむしろ豪雨



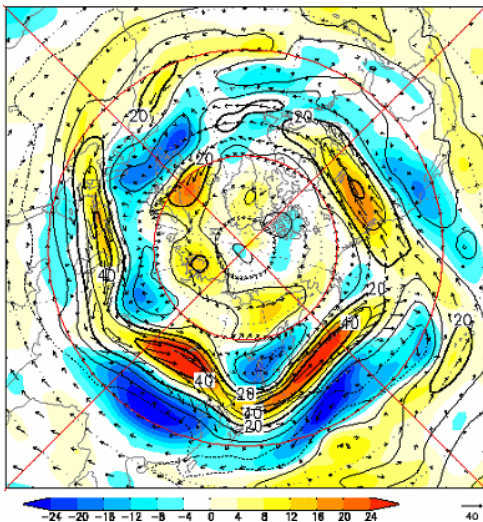
第5図 700hPaにおける相対湿度と気温減率
 緑の陰影域は700 hPa面における相対湿度が70%以上の領域を表す。等値線は気温減率-dT/dZ(単位はK/km)を表し、700hPaと925hPa面の気温と高度を用いて計算している。

は起こりにくくなり、豪雨はむしろ梅雨前線の南端など、大気が不安定な成層となっている領域で起こりやすく、700hPaと1000hPa間における気温減率が5K/kmという値が、豪雨の起きるポテンシャルを判断するひとつの指標となると指摘している。これらを踏まえて期間の前半、後半の気温減率を見ても（第5図）、期間の前半には華中から西日本、東日本の広い範囲で気温減率が4.5～5K/km前後の領域が見られる。また相対湿度70%以上の領域は梅雨前線の目安として示してある。期間の前半は梅雨前線に相当する領域内に、大気の安定化がまだ不十分な領域が広い範囲で存在していたことが考えられる。一方、期間の後半には相対湿度70%以上の領域は狭まり、北日本から東日本にかけては気温減率が4.5K/km以下となっている。このことから期間の後半は、日本付近の梅雨前線は全体的に大気の成層の安定化が進んでいたと言える。この時期の平年の安定度と比較しても、期間の前半は明らかに不安定だが、期間の後半は、本州付近については平年とほぼ同程度である（図省略）。ただし期間の前半に比べて狭くなった梅雨前線の南側、華南、華中から東シナ海、九州、四国地方にかけては気温減率が5.0K/km前後

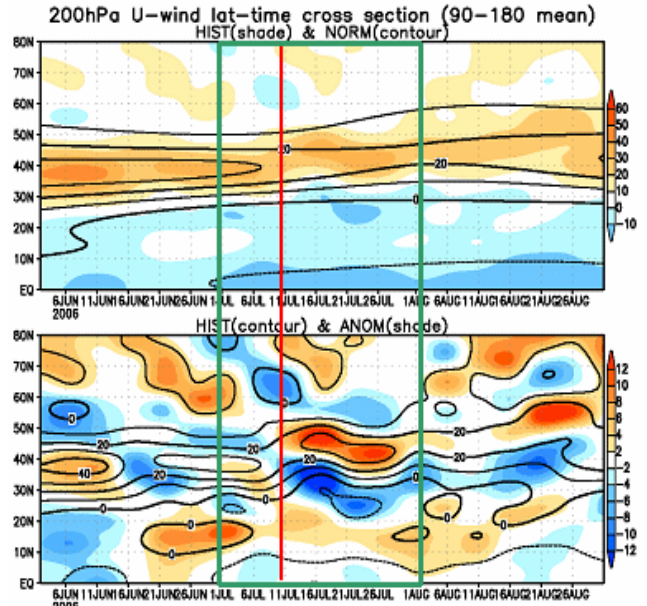
の不安定な領域が見られ、この付近で豪雨の発生ポテンシャルが高かったことが推察される（実際に華中ではこの期間100mm/day前後の降水を観測した地点があった）。

3. 7月の偏西風の状況とロスビー波の波束伝播

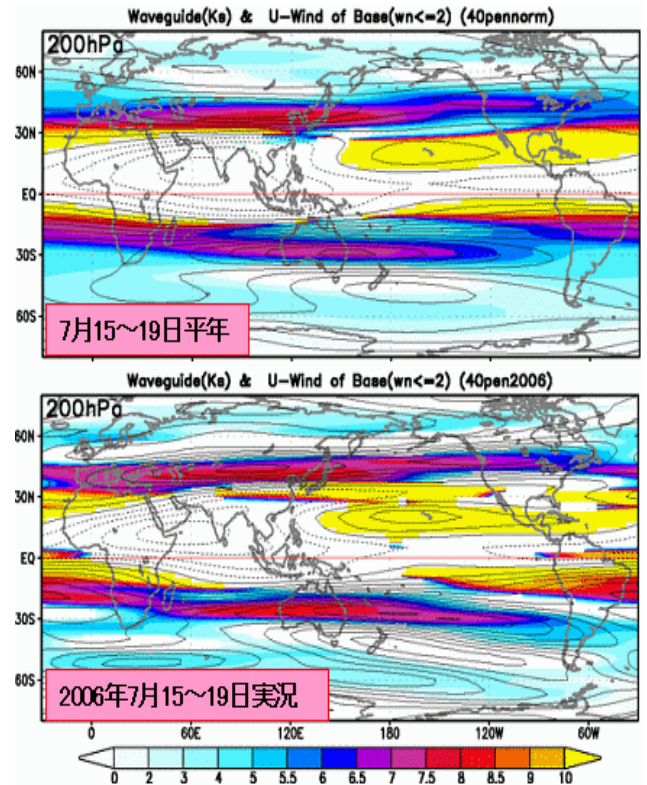
2節で述べたように、期間の前半の梅雨前線は、本州付近に位置したものとしては、累年で見て非常に活発だった。本節ではこのような前線の活発化をもたらした7月の偏西風の特徴と、豪雨期間に前後して見られた顕著な準定常ロスビー波の伝播について述べる。まず豪雨期間前半のアジアジェットの様子を見てみると（第6図）、アジアジェットのジェット軸付近での強風偏差が明瞭であり、日本付近ではトラフが深まり、中国北部と日本の東海上でリッジが見られ、偏西風の蛇行が強まっている。またジェット軸より北の領域では弱風域も明瞭である。200hPa東西風の時間緯度断面図（第7図）でユーラシア大陸から極東域における7月アジアジェットの時間経過を見てみると、7月10日前後を境に急速に北上した後、ジェット軸付近の強風偏差とその南北の弱風偏差は7月下旬まで持続している。つまり、ジェット軸付近では平年よりもシャープな導波管が形成されていたと考えられる。実際、豪雨期間前半において東西波数2以下で計算したKs（伝播可能な定常ロスビー波の最大波数）の分布を見てみると（第8図）、ユーラシア大陸上ではKsの極大域が平年よりも北に位置し、かつその南北の外部波領域が明瞭に見られる。この分布から、平年よりもシャープな導波管がユーラシア大陸上に存在し、日本の東海上で一部破れは見られるものの、北米大陸まで平年よりも伸びた状態であったと言える。一方、アジアジェットより高緯度の領域、特に東シベリア付近では、いったん低緯度からLow-Qが侵入すると、孤立した渦位アノマリーが形成維持されやすい状態であった。実際、7月に入ると、寒帯前線ジェット沿いにロスビー波が伝播してきた際に、



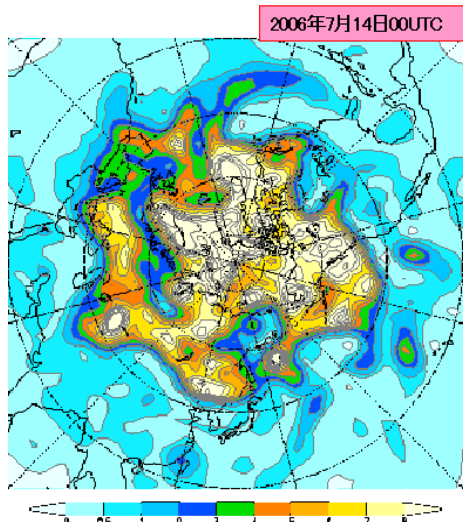
第6図 7月15～19日平均の200hPa東西風成分
等値線は実況値、陰影域は平年偏差、ベクトルは東西風の平年偏差をそれぞれ表す。



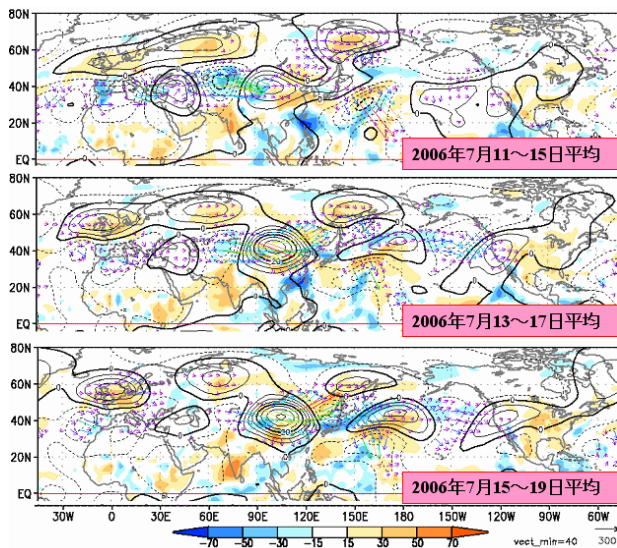
第7図 6月1日から8月31日における200hPa東西風成分（東経90～180度平均）の時間緯度断面図
上図：等値線は平年値、陰影域は実況値を表す。
下図：実線は実況値、陰影域は平年偏差を表す。
単位はすべてm/s。緑線で囲んだ領域は7月の期間を表す。



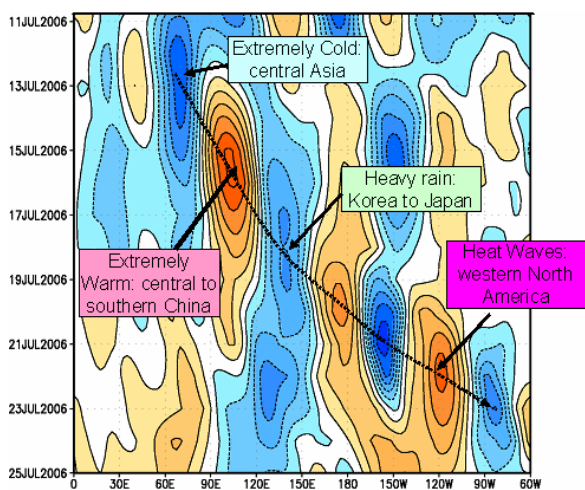
第8図 200hPaにおけるKs（伝播可能な定常ロスビー波の最大波数）と風東西成分の分布図
上図：平年の7月15～19日平均で計算した値。
下図：2006年7月15～19日平均で計算した値。
陰影域は風の東西成分を波数2以下で切断して計算したKsを、等値線は波数2以下で切断した風の東西成分を表している。



第9図 7月14日00UTCの340K温位面における渦位分布図
単位はPVU (1PVU=10⁶m²s⁻²Kkg⁻¹)。詳細は二階堂(1986)を参照。

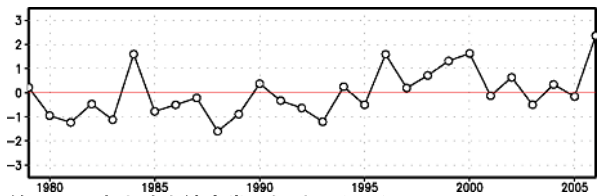


第10図 2006年7月11~19日における5日平均200hPaの波の活動度フラックスと流線関数年偏差
ベクトルは波の活動度フラックス (m²/s²)、等値線は流線関数の年偏差 (10⁶m²/s)、陰影域はOLR年偏差 (W/m²) を表す。等値線の間隔は5 × 10⁶m²/s。

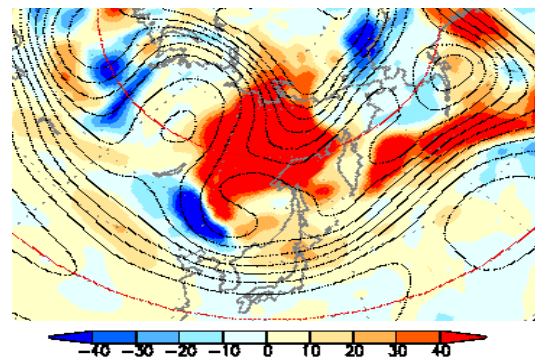


第11図 北緯40~50度で南北平均した250hPa流線関数の経度時間断面図
等値線は年偏差、図中の黒矢印は準定常ロスビー波の伝播位置を表す。等値線の間隔は5 × 10⁶m²/s。

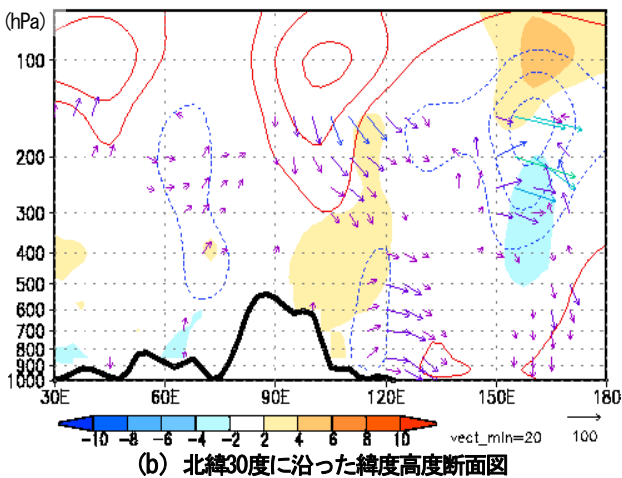
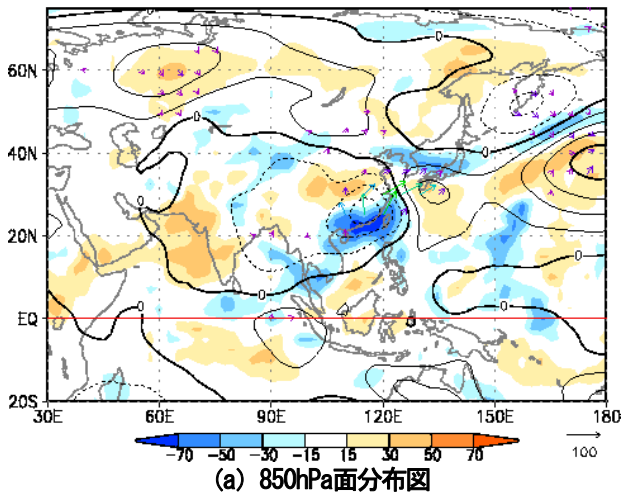
Low-Qの高緯度への大規模な侵入が何度となく見られ(図省略)、7月14日には東シベリアにおいて、第9図に見られるような東シベリアにLow-Q、沿海州付近にHigh-Qが分布する渦位分布の逆転が生じており、日本付近でトラフが深まった原因のひとつとして重要である。更に、このような状況下で第10、11図に示すようなアジアジェット経路でヨーロッパから日本へと準定常ロスビー波が伝播してきた。このロスビー波のもつエネルギーは、過去のこの時期、同じ緯度帯に見られたものと比較しても顕著であり(第12図)、この大きなエネルギーを持ったロスビー波の波束伝播によって、極東域の偏西風の蛇行が大きくなったと考えられる。また第11図に示すように、この波束伝播によって日本だけではなく、伝播経路に沿った世界各地において異常高温・低温も引き起こしている。以上に述べてきたように豪雨期間の前半については、顕著な準定常ロスビー波の波束伝播が、梅雨前線が極端に活発化し日本付近に停滞した一因と考えられるが、期間の後半については梅雨前線の活動度は累年の値と比較して特段顕著というわけではなかった。期間の前半に顕著だった波の活動度フラックスのピークも過ぎて、極東域で見ると偏西風の蛇行のピークも過ぎている。しかし、それにも関わらず、中国東北区付近ではトラフが深まり続け、梅雨前線は西日本方面への南下し、停滞していた。第13図に示すように、期間の後半は高周波擾乱による南向きの運動量輸送が中国東北区付近で、北向きの運動量輸送が東シベリアで見られ、これが東シベリアにおける渦位分布の逆転分布(つまりは偏西風の分流)の維持に



第12図 東半球中緯度帯で領域平均したWave Activity Fluxの東西成分の年々変動
期間は7月10~19日、平均に用いた領域は北緯40~50度、東経0~180度。値は1979~2006年の期間で規格化したもの。



第13図 7月20~24日平均の300hPaにおける高周波擾乱による運動量の南北輸送
陰影域は運動量の南北輸送を表し、赤色が北向き、青色が南向き輸送を表す。2~8日のバンドパスフィルターを施した風により計算している。単位はm²/s²。等値線は高度を表し、8日以上ローパスフィルターを施している。



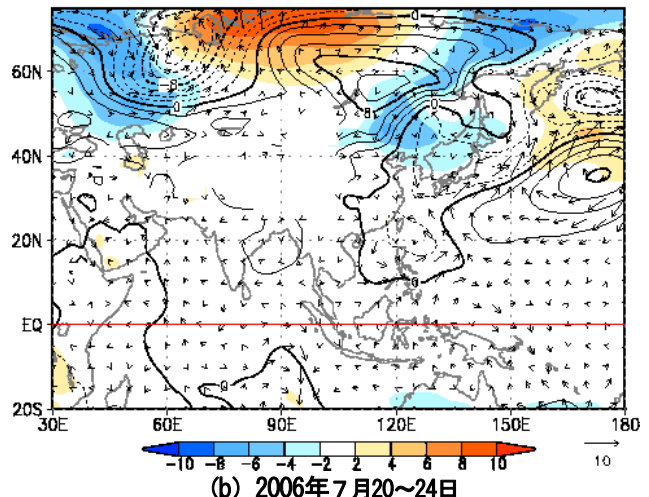
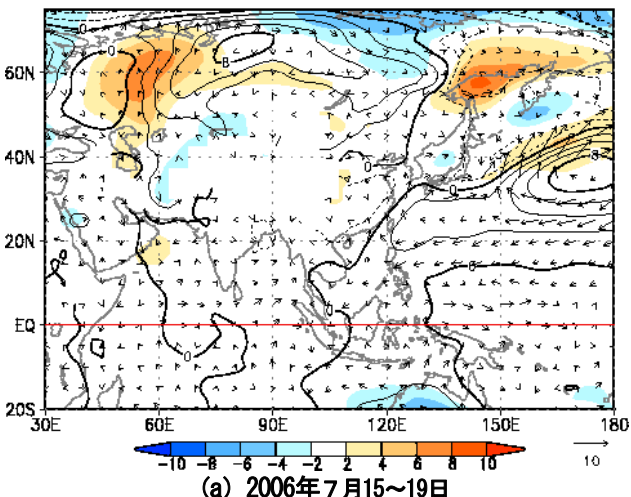
第14図 2006年7月13~17日平均の波の活動度フラックスと流線関数年平均偏差の850hPa面分布図と北緯30度に沿った緯度高度断面図

(a) は850hPa面分布図で、ベクトルは波の活動度フラックス (m^2/s^2)、等値線は流線関数の年平均偏差 ($10^6\text{m}^2/\text{s}$)、陰影域はOLR 年平均偏差 (W/m^2) を表す。(b) は北緯30度に沿った緯度高度断面図でベクトルは波の活動度フラックス (水平方向は m^2/s^2 、鉛直方向は $\text{Pa}\cdot\text{m}/\text{s}^2$)、等値線は流線関数の年平均偏差、陰影域は気温の年平均偏差 (K) を表す。ただし (b) 図の波の活動度フラックスの鉛直成分は20倍してある。

貢献し、中国東北区付近のトラフを深めて梅雨前線の停滞をもたらしたと考えられる。

4. 日本付近への暖湿気の流入について

第2図に示したように、期間の前半は華中から朝鮮半島の南海上で水蒸気フラックス偏差が見られていた。この時より少し前の時期の日本の南の循環場を見てみると (第14図)、華南には台風第4号に対応する低気圧性循環偏差が、その東北東には太平洋高気圧よりスケールの小さな高気圧性循環偏差が見られる。対応する北緯30度線に沿った断面図をみると、台風からその東の高気圧に向かう波の活動度フラックスが下層を中心に弱いながら認められ、高気圧付近で収束している (Kosaka et al. (2006))。このことから、山田ら (2006) が指摘するように、台風から射出された波が日本の南海上の高気圧を強化し、華中から朝鮮半島の南海上への暖湿気流入、梅雨前線活動の強化にも寄与する一方、九州付近へはむしろ直接南からの暖湿気が流入しにくい状況をもたらしていたと考えられる。さらに豪雨期間前半の地表面付近の様子を見てみると (第15図)、期間の前半は、日本の南海上の高気圧がその前の時期よりも弱まりつつあるものの平年より強く、海面気圧偏差のゼロ線が中国東岸から朝鮮半島の南にまで達しており、高気圧縁付近から東シナ海、朝鮮半島の南を回り込むようにして梅雨前線に向かうような流れになっている。一方、期間の後半については、台風第5号の北西進などにより東シナ海の高気圧は弱まり、海面気圧偏差のゼロ線は四国の南海上にまで後退している。このため今度は九州の南海上では南風偏差が卓越し、期間の前半よりも九州付近に暖湿気が流入しやすくなったと考えられる。いずれにしても日本付近への暖湿気の流入については台風のコースが非常に重要な要素であると言える。



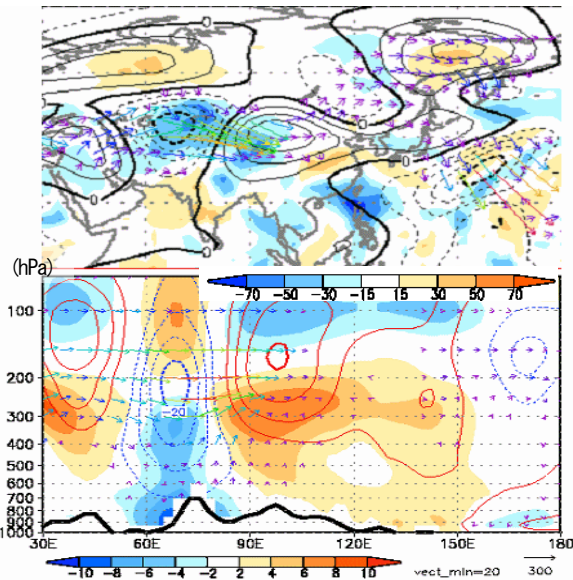
第15図 豪雨期間の前半と後半における海面気圧と10m風と850hPa気温の年平均偏差

等値線は海面気圧年平均偏差 (hPa)、ベクトルは地上10m風年平均偏差 (m)、陰影域は850hPaにおける気温年平均偏差 (K) を表す。

5. まとめと議論

「2006年7月豪雨」をもたらした背景として、期間前半についてはアジアジェット沿いの顕著な準定常ロスビー波の伝播、直前の東シベリア付近における渦位分布の逆転、などにより日本付近のトラフを深めつつ偏西風の蛇行が大きくなったこと、華中～朝鮮半島の南海上経路で暖湿気が流入したことなどから、梅雨前線が異常に活発となったと考えられる。一方、期間後半については、前半ほどではないが、この時期としては比較的活発な梅雨前線が九州付近まで南下し（おそらくは高周波擾乱がトラフの維持、深まりに貢献）、時を同じくして九州の南西海上では下層で南海上から暖湿気の入りやすい流れに変化していたために、梅雨前線の南端で活発な積乱雲の発達をもたらしたと考えられる。勿論、暖湿気流入の詳細な過程についてはJCDASよりも解像度の細かい解析値や観測値などで詳細に検証する必要があり、予測も週間や1か月予報のスケールでは困難ではある。しかし、期間前半のような準定常ロスビー波の予測については現在の予報モデルでも十分可能であり、日本付近のトラフやリッジの位置を適切に予想できれば、比較的早い段階で警戒を行うことも、将来的には可能になると思われる。

最後に、2006年7月に見られた顕著な準定常ロスビー波の波束伝播について、ユーラシア大陸上で見られた特徴を述べておく。第16図に7月11～15日平均場で計算した波の活動度フラックスを示す。図中のバルハシ湖の

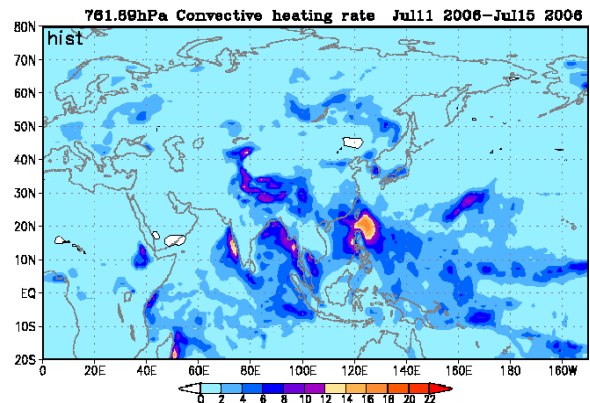


第16図 2006年7月11～15日平均場で計算した波の活動度フラックス

上図：200hPa面の分布図。ベクトルは波の活動度フラックス (m^2/s^2) を表し、基本場には平年値を使用している。等値線は流線関数年平均偏差 ($10^6\text{m}^2/\text{s}$) を、陰影域はOLR年平均偏差 (W/m^2) を表す。

下図：北緯40度に沿った高度経度断面図。ベクトルは波の活動度フラックス（水平方向は m^2/s^2 、鉛直方向は $\text{Pa}\cdot\text{m}/\text{s}^2$ ）を表し、基本場には平年値を使用している。ただし鉛直方向はスケールを20倍している等値線は流線関数年平均偏差 ($10^6\text{m}^2/\text{s}$) を、陰影域は気温年平均偏差 (K) を表す。

南（およそ北緯40度、東経80度付近）に注目すると、低気圧循環偏差の東側で波のエネルギーの増幅が明瞭である。また高度経度断面図（第16図下図）では400hPa面付近において波の活動度フラックスの上向き成分が見られ、この時のユーラシア大陸における衛星画像を見ると、バルハシ湖付近で擾乱の発達に対応するような雲域が見られていた（図略）。またJRAJCDAS 3次元物理モニターにおいて、7月11～15日における潜熱加熱のうち、そのほとんどが対流性によるものであった。下層における対流性加熱率の分布を見てみると（第17図）、ちょうど波の活動度フラックスの上向き成分が見られる位置におよそ12K/dayの加熱が見られるのがわかる。2次元物理モニターにおける降水量においても、およそ10mm/dayの凝結が解析されており（図省略）、バルハシ湖付近の傾圧性擾乱が発達し、その対流加熱によって準定常ロスビー波が増幅したこと（Hoskins et al. (1981)）もしくは傾圧性擾乱そのものが順圧的な波に性質を変えて上流から伝播してきた準定常ロスビー波に合流したことなどが可能性として考えられるが、これについては今後更なる検証や調査を行う予定である。



第17図 7月11～15日平均の750hPa付近における対流性加熱率 単位はK/day

参考文献

- 加藤, 2007: 応用気象学シリーズ4 豪雨・豪雪の気象学, 豪雨のメカニズム.
- 二階堂義信, 1986: Q-map(等温位面上で解析された渦位分布図), 天気, Vol. 33 No. 7, pp. 3-45.
- Hoskins, B. J and D. J. Karoly, 1981: The steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orogographic Forcing, J. of Atmos. Sci., 1981, 38, pp. 1179-1196.
- 山田昇平, 川村隆一, 2006: JRA-25 再解析による台風 の遠隔強制の評価, 日本気象学会 2006 年度春季大会 講演予稿集, pp. 151
- Kosaka, Y and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern, Q. J. R. Meteorol. Soc., 2006, 132, pp. 2009-2030.