

黄河流域における降水量の年々変動とそれに及ぼす総観場の季節内変動の影響

藤波初木 (名古屋大学地球水循環研究センター)

1. はじめに

黄河は流域に住む人々の重要な水資源である。近年、その水資源の減少が深刻な問題となっている。黄河流域の降水量変動は、黄河の流量変動をもたらす主要な要因の一つである。黄河流域は年間降水量の約60%以上が夏季(6~9月)にもたらされる(Yatagai and Yasunari 1995等)。そのため、夏季降水量の年々変動の実態とその変動要因を明らかにすることは重要である。本研究は、黄河流域の夏季降水量の長期傾向とその年々変動の実態を明らかにすることを目的とする。特に年々変動に関しては、変動要因を明らかにし、季節内変動との関係も考察する。

2. データ

本研究では、降水量データとして、Xie et al. (2007)によって作成された日平均格子点データを使用する。このデータは中国の豊富な地点降水量データを空間内挿することにより作成されている。黄河流域では、黄河水利委員会の地点雨量データも利用されており、現時点で同領域の降水量変動も最もよく再現しているデータであると考えられる。データの期間は1978~2002年で、空間解像度は0.5度である。より長期間で広領域の降水量変動をとらえるためGPCP(Global Precipitation Climatology Project)の5日平均格子点データも使用する。このデータは地点降水量データと衛星による推定降水量を同化した全球データである。期間は1979年~2006年で、格子点間隔は2.5度である。(Huffman et al., 1997)。大気循環場のデータは日平均値のNCEP/NCAR再解析データを使用する(Kalnay et al. 1996)。格子点間隔は2.5度である。

3. 結果

3.1. 夏季の黄河流域における降水量の年々変動

本研究では北緯34度~43度、東経105度~120度を黄河流域とする。この領域は黄河中流域から下流域(黄土高原~黄河河口)を含んでいる。図1は黄河流域を含む経度帯で平均した降水量(25年平均値; 以後、気候値とする)の緯度時間断面図である。6月中旬から7月中旬に長江流域(北緯30度~34度付近)に見られる降水の極大は梅雨(Meiyu)にあたる。黄河流域は7月上旬から8月中旬にかけて降水量が多くなる。以後、この期間を黄河流域の雨季(6月30日~8月18日の50日間)とする。図2は黄河流域の雨季の総降水量の年々変動を示している。降水量の長期傾向としては弱い減少(10年で約-0.17mm/day)を示すが、統計的に有意ではない。Endo et al. (2005)は1961~2000年の地点降水量データを用いて中国の夏季降水量の長期傾向を解析し、黄河流域では(統計的に有意ではないが)夏季降水量が減少傾向であることを示している。一方で、100mm近い振幅をもつ年々変動がある。流域の年積算降水量の気候値が約450mmであるので、この変

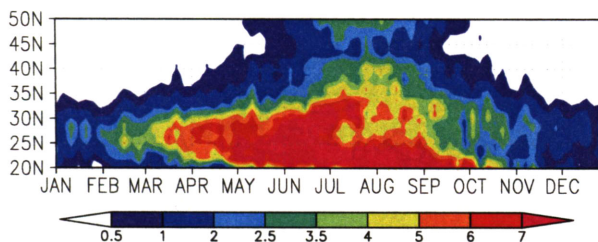


図1: 黄河流域の降水量の緯度時間断面図(25年平均値)。値は東経105度~120度の平均値。単位はmm/day。Xie et al (2007)のデータを使用した。

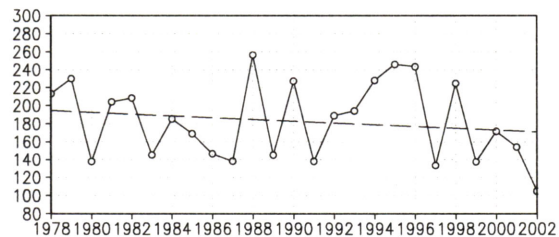


図2: 黄河流域で平均した雨季総降水量の年々変動(実線)と長期傾向(破線)。縦軸の単位は(mm/50day)。Xie et al. (2007)のデータを使用した。長期傾向(トレンド)は線形回帰分析により計算した。

動は非常に大きい(年積算降水量の 20%以上)。また、雨季総降水量の年々変動の時系列は、年総降水量の年々変動と約 0.7 の相関をもつ。これは雨季総降水量の年々変動が年総降水量の変動に強く影響を及ぼしていることを示している。

次に、黄河流域の雨季総降水量の年々変動に関連した、より広領域の降水量変動を調査する。以降の解析は 2006 年まで利用でき、より広領域のデータが得られる GPCP データを使用する。GPCP を基に計算した黄河流域の雨季総降水量の年々変動の時系列は、Xie et al.(2007)のデータを基に作成された時系列(図 2)と非常によく一致を示す(図省略; 相関係数は 0.96)。図 3 は、GPCP による黄河流域の雨季総降水量の年々変動(1979~2006 年)と各格子点上の年々変動との相関係数の分布である。正相関の領域は黄河流域からその西側の乾燥地帯にまで広がっている。また、インド西部の領域にも有意な正相関の領域がある。一方、長江下流域から朝鮮半島にかけて有意な負相関の領域がある。図 4 は黄河流域で降水量が多かった年と少なかった年(図 2 の年々変動の時系列より選んだ上位 5 年と下位 5 年)の雨季総降水量のコンポジットである。雨の多い年は黄河

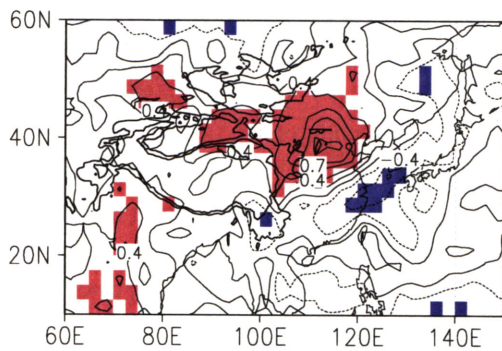


図 3: 黄河流域の雨季総降水量の年々変動と各格子点上の降水量の年々変動との相関係数の空間分布。ハッチは 5%有意水準を超えている格子点。太実線は標高 1500 m と 3000m の等値線。

下流域を中心に雨量が多く、華中から東シナ海にかけて雨量が少ない(図 4 左)。雨の少ない年は、降水量の多い領域が華南から長江流域、朝鮮半島まで延びている(図 4 右)。降水量の多い年と少ない年の差は、黄河下流域で 150 mm 以上の差がある(図省略)。

黄河流域の雨季降水量の年々変動の要因を調べるために、大気循環場に対して回帰分析を行った。上層(200hPa: 約 12000m)では、北緯 40 度に沿って、東経 40 度より東側に顕著な波列構造(低気圧偏差、高気圧偏差が連なること)をもつ偏差パターンが見られる(図 5 上)。この波列に関して、黄河下流域(北緯 40 度、東経 120 度付近)を中心に高気圧偏差が、その西側には低気圧偏差が存在している。黄河流域の高気圧偏差とその西側の低気圧偏差は、中層(500hPa: 約 5500 m、図 5 中央)と下層(850hPa: 約 1500m、図 5 下)においてもほぼ同じ場所に存在し、偏差の構造が順圧的である

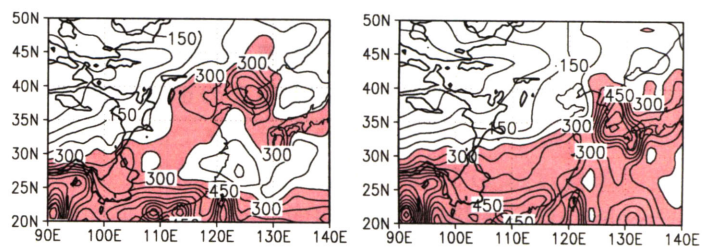


図 4: 黄河流域の雨季総降水量の(左)多かった年(1979、1988、1990、1995、1998)と(右)少なかった年(1980、1991、1997、1999、2002)の総降水量分布のコンポジット。等値線間隔は 50mm。ハッチは 250mm 以上の領域。

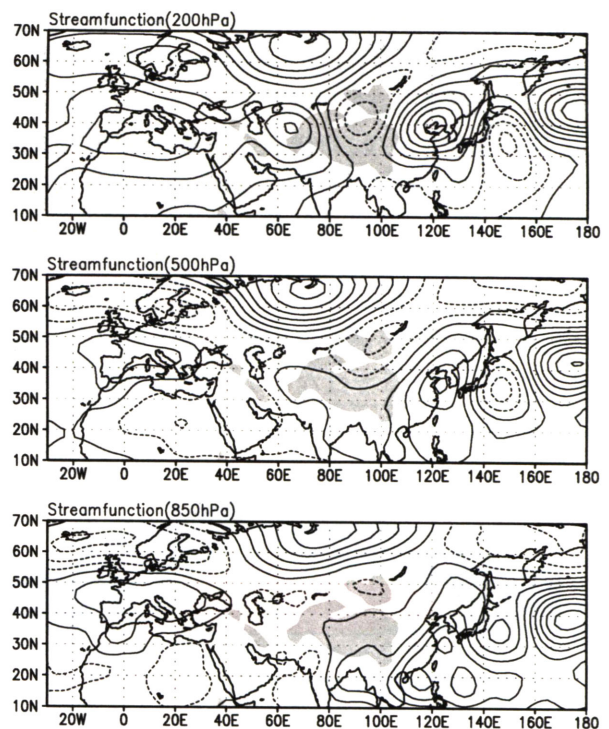


図 5: 黄河流域の雨季総降水量の年々変動に対する流線関数への回帰。200hPa(上)、500hPa(中央)、850hPa(下)。正(負)偏差は高気圧(低気圧)偏差を示す。ハッチは標高 1500m 以上の領域。

ことを示している。この波列は亜熱帯ジェット気流上を東に伝播する、準定常ロスビー波と解釈できる(Iwao and Sato 2006, Ding and Wang, 2005)。夏季の東アジア域の循環場偏差を形成する要因の一つとして、西太平洋付近の対流活動偏差に起因して熱帯側から中緯度に波列が伝播するPJパターン(Pacific-Japanパターン)が知られている(Nitta 1987)。長江流域の夏季降水量の年々変動には、このPJパターンが重要である。しかし、図5の回帰分析からは、それに関係した偏差パターンは見られない。これは、黄河流域の雨季降水量の年々変動には、北部西太平洋付近の対流活動の影響より、亜熱帯ジェット気流上を東に伝播する定常波列の方が重要であることを示している。

黄河流域周辺の順圧的な循環場偏差は、黄河流域への水蒸気輸送に重要な役割をもっている。図6は水蒸気フラックスとその収束発散量への回帰分析の結果である。黄河下流域の高気圧偏差は、その西～北西側で黄河流域へ流入する南からの水蒸気フラックスを増加させる。また、高気圧偏差西側の低気圧偏差(北緯45度、東経105度付近)は流域の西側からの水蒸気フラックスを増加させる。これらが黄河流域への水蒸気フラックス流入の増加をもたらし、収束量が増加するため、降水量が増加すると考えられる。

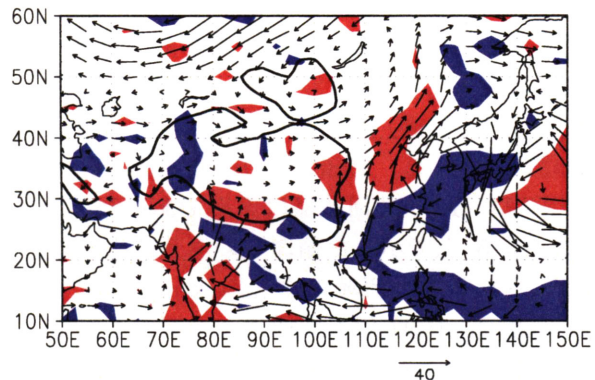


図6: 水蒸気フラックス(ベクトル)とその収束発散量に対する回帰分析の結果。赤い(青い)ハッチは収束(発散)偏差。太実線は標高1500mの等値線。

3.2. 夏季の黄河流域における降水量の季節内変動

ここまでは雨季の総降水量の年々変動を調べた。しかし、雨季の降水活動は期間中に常に活発であるわけではなく、10日～60日程度の周期で雨の多い時期と少ない時期を交互に繰り返す。この現象を季節内変動という。図7は黄河流域で雨季総降水量が多かった年の、黄河流域の降水量の時系列(図7上)とそのウェーブレット解析(図7下)の結果である。降水量は7月上旬に多くなり、その後、降水量の多い時期と少ない時期を繰り返し、8月中旬以降は再び降水量が少なくなる(図7上)。7月上旬から8月中旬まで、約14日程度の周期が顕著である(図7下)。また、約3日周期の変動も顕著である。約3日周期の変動は約14日周期でスペクトルの大きさが連動している点が興味深い。約3日周期の変動は移動性の擾乱であると考えられるが、その活動が季節内変動スケールで変化していることを示している。一方で、雨季降水量が少なかった1997年も同様に約14日周期の季節内変動が顕著であった。しかし、1988年と比較して、不活発期の期間が長かったため、雨季総降水量が少なくなった。つまり、季節内変動の周期性が、必ずしも総降水量の年々変動に関係しているわけではない。

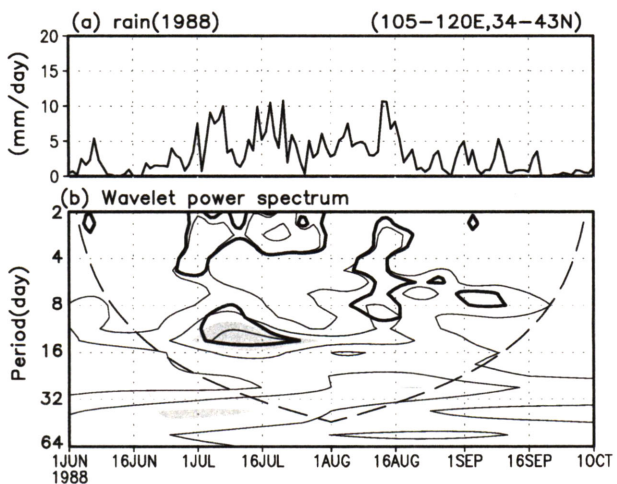


図7: 1988年夏季の黄河流域の降水量の時系列(上)とそのウェーブレットスペクトル。横軸(時間)は図上と図下で共通である。図下のハッチはスペクトルが5%の有意水準を超えていることを意味する。

黄河流域の降水量の季節内変動は、亜熱帯ジェット気流上の準定常波の季節内変動によってもたらされる。雨季平均の循環場(図5上参照)は、この季節内変動の活動の変調によってもたらされる傾向がある。図8は1988

年の 200hPa における北緯 40 度に沿った南北風成分の時間経度断面図である。降水量の多い時期は、黄河流域周辺(東経 105~120 度)は南風成分が卓越し、少ない時期には北風成分が卓越する。この南北風成分の入れ替わりが季節内変動時間スケールで生じることが、黄河流域の降水量の季節内変動を引き起こす。この南北風の変動をもたらす大気循環場も図 5 で示した年々変動と同様に、順圧的な構造をもっており、上層が南風(北風)の時は下層まで南風(北風)成分が卓越する。すなわち南風(北風)は黄河流域に湿潤(乾燥)空気をもたらす、降水量を増加(減少)させる。1988 年の南北風成分を雨季で平均すると、黄河流域は南風であった。これは、図 5 上で示した循環場の偏差によってもたらされる黄河流域の南北風成分と一致する。一方で、1997 年も同様に、上層の亜熱帯ジェット気流上の南北風の季節内変動が顕著であった(図省略)。しかし、北風成分が顕著に卓越したため、降水量の少ない期間が多くなった。雨季平均で南北風を平均すると、1997 年の黄河流域は北風成分が卓越していた。つまり、雨季の降水量が多くなるか、少なくなるかは、上層の波の季節内変動によってもたらされる南北風変動が、どのように黄河流域に影響を及ぼすかに依存している。波の季節内変動が黄河流域上空で南風もたらすか、北風をもたらすかは、波の発生する場所、波の波長、季節内変動の周期等で変化する。これらがどのようなプロセスで決定されるのかを解明することは、今後の課題である。

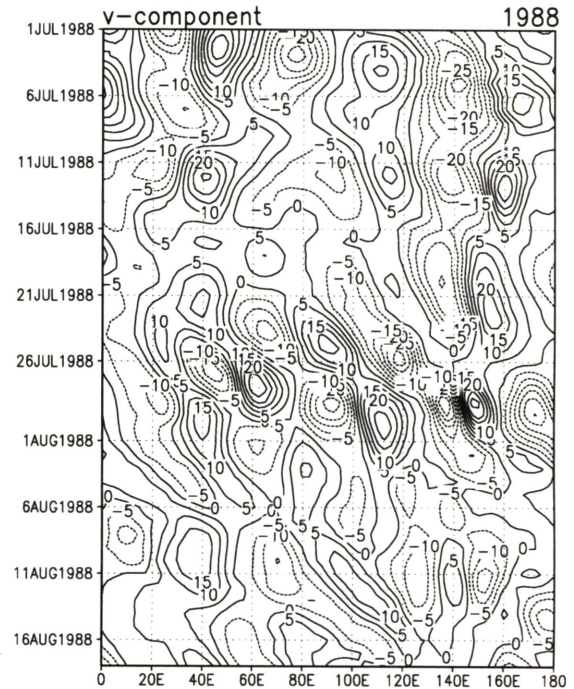


図 8: 1988 年の 200hPa における北緯 40 度に沿った南北風成分の時間経度断面図。実線(破線)が南風(北風)成分。等値線間隔は 5m/s。

引用文献

- Ding, Q. and B. Wang, 2005: Circumglobal Teleconnection in the Northern Hemisphere Summer, *J. Climate*, **18**, 3483-3505.
- Endo, N, Ailikun, B. and T. Yasunari, 2005: Trends in precipitation amounts and the number of rainy days and heavy rainfall events during summer in China from 1961 to 2000, *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 621-631.
- Huffman, G. J. and Coauthors, 1997: The global precipitation climatology project (GPCP) combined precipitation dataset, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 5-20.
- Iwao, K., and M. Takahashi, 2006: Interannual change in summertime precipitation over northeast Asia, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L16703, doi:10.1029/2006GL 027119.
- Kalnay, E. and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437-471.
- 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.
- Xie, P. and Coauthors, 2007: A Gauge-Based Analysis of Daily Precipitation over East Asia, *J. Hydrometeor.*, **8**, 607-626.
- Yatagai, A and T. Yasunari, 1995: Interannual variations of summer precipitation in the arid/semi-arid regions in China and Mongolia: their regionality and relation to the Asian summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 909-923.