

## 平成30年7月豪雨をもたらした梅雨前線強化 —Qベクトルを用いた解析—

### Q-vector Analysis of the Baiu Frontogenesis Leading to the Heavy Rainfall Event in July 2018

榎本剛

Takeshi ENOMOTO

#### Synopsis

Q-vector analysis is conducted for the Baiu frontogenesis leading to the Heavy Rainfall Event in July 2018. The formulation of the Q-vector is reviewed, and a simple interpretation of the Q-vector is presented for a mid-latitude cyclone in the Northern Hemisphere. Q-vector divergence (convergence) is collocated with northerly (southerly) winds. Our Q-vector analysis indicates that the Baiu frontogenesis occurred in a Q-vector convergence zone in western Japan to the south of the northerly winds of Typhoon Prapiroon.

**キーワード:** 梅雨, 前線形成, 台風, オメガ方程式

**Keywords:** baiu, frontogenesis, typhoon, omega equation

#### 1. はじめに

2018年6月下旬から7月上旬にかけて, 西日本を中心に記録的な大雨(平成30年7月豪雨, 以下西日本豪雨)となり, 水害や土砂災害をもたらされた(Shimpo et al, 2019). 平成30年7月豪雨調査報告書(榎本, 2019)において, 著者は台風第7号(Prapiroon, タイの水の神)が梅雨前線形成に果たした役割について指摘した. 本稿では, この事例に対するQベクトル解析を行う.

#### 2. Qベクトル

##### 2.1 準地衡方程式系

ここでは, 中高緯度の気象大循環に対してよく成り立つ準地衡方程式系を示す.

等高線に沿って吹く風を地衡風と呼ぶ. 気圧( $p$ )座標で東向き, 北向きの地衡風は

$$u_g = -\frac{1}{f_0} \frac{\partial \phi}{\partial y}, v_g = \frac{1}{f_0} \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (1)$$

と表される. ここで $f_0$ は注目している緯度におけるコリオリパラメータ,  $\phi$ はジオポテンシャル高度,  $x, y$ は

それぞれ東向き, 北向きを正にとった局所デカルト座標である. 中高緯度では,

$$\begin{aligned} u &= u_g + u_a, & |u_g| &\gg |u_a| \\ v &= v_g + v_a, & |v_g| &\gg |v_a| \end{aligned} \quad (2)$$

であり, 非地衡風成分 $u_a, v_a$ は地衡風成分 $u_g, v_g$ よりも一桁程度小さい.

気圧傾度力を式(1)の地衡風に置き換えると, 運動方程式は

$$\begin{aligned} \frac{d_g u_g}{dt} &= f_0 v_a + \beta y v_g \\ \frac{d_g v_g}{dt} &= -f_0 u_a - \beta y v_g \end{aligned} \quad (3)$$

と書ける. ここで

$$\frac{d_g}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u_g \frac{\partial}{\partial x} + v_g \frac{\partial}{\partial y} \quad (4)$$

は, 地衡風により移流されるラグランジュ微分を表す.

連続の式は

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_g}{\partial x} + \frac{\partial v_g}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial u_a}{\partial x} + \frac{\partial v_a}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial p} &= 0 \end{aligned} \quad (5)$$

となる．ここで， $\omega = dp/dt$ は鉛直 $p$ 速度である．

熱力学の式は，比容 $\alpha = 1/\rho$  ( $\rho$ は密度)を用いて

$$\frac{d_g \alpha}{dt} - S_0 \omega = -\frac{R}{c_p p} J \quad (6)$$

と書ける．ここで $S_0 \equiv -\alpha_0/\theta_0 d\theta_0/dp$ は $p$ のみの関数である静止基本場(添字0)の安定度を表すパラメータ， $J$ は非断熱加熱率を表す．

## 2.2 $\omega$ 方程式

局所時間変化項を消去した $\omega$ に対する診断式を $\omega$ 方程式と呼ぶ． $\omega$ 方程式は，右辺を鉛直流の強制と見なして，鉛直流の誘起を診断する．渦度方程式と熱力学の式から導出されて古典的な $\omega$ 方程式では，強制項は渦度移流の鉛直差と温度移流のラプラシアンからなるが，両者に打ち消し合う項が存在する．

この欠点を解消した形式の $\omega$ 方程式をHoskins et al. (1978)が導出した． $f$ 平面上で非断熱( $J = 0$ )を仮定する．式(1)の両辺を $p$ で微分し，静力学平衡

$$\frac{\partial \phi}{\partial p} = -\alpha = -\frac{RT}{p} \quad (7)$$

を用いると温度風の関係

$$f_0 \frac{\partial \mathbf{u}_g}{\partial p} = \frac{R}{p} \frac{\partial T}{\partial y}, f_0 \frac{\partial \mathbf{v}_g}{\partial p} = -\frac{R}{p} \frac{\partial T}{\partial x} \quad (8)$$

が得られる．ここで $R = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ は乾燥空気気体定数， $T$ は気温である．

式(8)の両辺にラグランジュ微分(4)を作用させて，式(3), (4), (5), (6)を用いて整理すると

$$\left( S_0 \nabla^2 + \frac{f_0 \partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -2 \nabla \cdot \mathbf{Q} \quad (9)$$

が得られる．ここで，

$$\mathbf{Q} = -\frac{R}{p} \left( \frac{\partial \mathbf{v}_g}{\partial x}, \frac{\partial \mathbf{u}_g}{\partial y} \right) \cdot \nabla T, \quad \mathbf{v}_g = (u_g, v_g) \quad (10)$$

を $\mathbf{Q}$ ベクトルと称する．

式(9)において， $\mathbf{Q}$ ベクトルの収束( $\nabla \cdot \mathbf{Q} < 0$ )は上昇流( $\omega < 0$ )，発散( $\nabla \cdot \mathbf{Q} > 0$ )は下降流( $\omega > 0$ )を誘導する．

非断熱 $\beta$ 面 $f = f_0 + \beta y$ の場合でも同様に $\omega$ 方程式を導出できる．右辺に非断熱加熱と惑星渦度移流に関する項が加わり，

$$\left( S_0 \nabla^2 + \frac{f_0 \partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -2 \nabla \cdot \mathbf{Q} + \frac{R}{c_p p} \nabla^2 J - \frac{R \beta}{p} \frac{\partial T}{\partial x} \quad (11)$$

となる．

## 2.3 前線形成関数

前線形成関数は，温度傾度の大きさ $|\nabla T|$ の時間変化で定義される．非地衡風成分を無視すると， $\mathbf{Q}$ ベクトルは

$$\mathbf{Q} \equiv \frac{R d_g}{p dt} \nabla T \quad (12)$$

と定義できる．式(12)の両辺と $\nabla T$ との内積をとり，整理すると

$$\frac{d_g}{dt} |\nabla T|^2 = \frac{2p}{R} \mathbf{Q} \cdot \nabla T \quad (13)$$

が得られる(Hoskins and Pedder, 1980)．つまり $\mathbf{Q}$ ベクトルと温度傾度との内積が前線形成関数に比例する． $\mathbf{Q}$ と $\nabla T$ とが同じ向き( $\mathbf{Q}$ が暖域を指す)のときに前線は強化され，垂直( $\mathbf{Q}$ が等温線と平行)のとき中立，反対向き $\mathbf{Q}$ が寒域を指す)のとき前線弱化する．

鉛直流及び非断熱加熱を残すと

$$\frac{d_g}{dt} |\nabla T|^2 = \frac{2p}{R} \mathbf{Q} \cdot \nabla T + \frac{2p}{R} S_0 \nabla \omega \cdot \nabla T - \frac{2}{c_p} \nabla J \cdot \nabla T \quad (14)$$

と書ける．

## 2.4 $\mathbf{Q}$ ベクトルの解釈

中緯度においては，南北温度傾度 $\partial T/\partial y$ が卓越している．そこで， $\partial T/\partial x$ を無視すると式(10)は

$$\mathbf{Q} = -\frac{R}{p} \left( \frac{\partial v_g}{\partial x}, \frac{\partial u_g}{\partial y} \right) \frac{\partial T}{\partial y} \quad (15)$$

と簡単になる(Hoskins et al. 1978)．Sanders and Hoskins (1990)は，式(5)を用いて地衡風の $x$ 方向の変化だけを考える式

$$\mathbf{Q} = -\frac{R}{p} \left( \frac{\partial v_g}{\partial x}, -\frac{\partial u_g}{\partial x} \right) \frac{\partial T}{\partial y}$$

を導出し， $\partial \mathbf{v}_g/\partial x$ の向きを90°時計回りに回転させた方向が $\mathbf{Q}$ ベクトルの向きであるとしている．これを用いて，暖気に向いた $\mathbf{Q}$ ベクトルは前線形成，等温線と平行な $\mathbf{Q}$ ベクトルは不活発，寒気に向いた $\mathbf{Q}$ ベクトルは前線消滅を示すことを示した．

ここでは式(15)に基づき，北半球中緯度における低気圧の周りの南北風 $v_g$ の水平シアアから $\mathbf{Q}$ ベクトルの向きを検討する[Fig. 1]．低気圧中心を通る緯度上で西から東に $\partial v_g/\partial x$ の符号を考えると，北風最大の西側で負，北風最大から低気圧中心付近を通り南風最大までの区間は正，南風最大の東側で再び負である．次に $\partial v_g/\partial y$ の符号を北風最大緯度上で北から南に見ていくと，北風最大の北側で正，南側で負である．同様に南風最大の南側で正，北側で負である．従って， $\mathbf{Q}$ ベクトルは北風最大の周りで発散，南風最大の周りで収束となる．低気圧中心の西側で下降流，東側で上昇流が駆動される． $\mathbf{Q}$ ベクトルが暖域を向いている低気圧中心の北東及び南西で前線強化，寒域を向いている北西及び南東で前線弱が生じる．

## 3. $\mathbf{Q}$ ベクトル解析

ここでは2018年7月4～7日の日本付近における $\mathbf{Q}$ ベクトル解析の結果を示す．

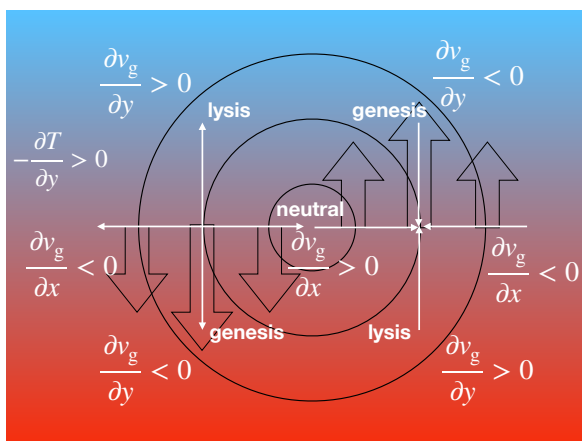


Fig. 1 Schematic diagram of Q-vector (white arrows) associated with a cyclone in the Northern Hemisphere with meridional temperature gradient  $\partial T/\partial y < 0$ . Concentric circles represent the geopotential height and open arrows the meridional geostrophic winds.

### 3.1 データ

用いたデータは、気象庁55年再解析 (Kobayashi et al. 2015) の水平解像度1.25度の等圧面解析値 (anl\_p125) を用いた。ジオポテンシャル高度と気温の6時間毎の出力から日平均データを作成して解析に用いた。式(1)を用いて、北緯35度におけるf平面における地衡風をジオポテンシャル高度から求めた。地衡風 (式(1)) やQベクトル (式(10)), 前線形成函数 (式(13)) に現れる勾配やQベクトルの発散 (式(9)) の計算には、球面調和函数を用いた。総観規模の構造を強調するため、球面調和函数による次数  $r = 2$  の等方フィルタ (Sadashmukh and Hoskins, 1984)

$$S(n) = \exp\{-[n(n+1)/N(N+1)]^r\}$$

を用い、波数  $N = 84$  で振幅が  $e^{-1}$  となるようにして微分演算により生ずる小さなスケールの構造を除去した。解析及び可視化にはThe NCAR Command Language (2019)を用いた。

### 3.2 Qベクトル

Fig. 2に2018年7月4~7日の700 hPa面におけるQベクトル (矢印) その発散 (陰影), 気温 (等値線) を示す。7月4日に台風は日本海にある。日本海では、Fig. 1のように等温線は東西に伸びている。Qベクトルは132E, 39N付近から発散しており、その東側で収束している [Fig 2a]。これらの発散, 収束域はそれぞれ台風に伴う北風と南風に対応する。発散域の南には北九州132E, 34Nを中心とする収束域が東西に伸びている。この収束域は、大陸から伸びる暖域の北東端に対応しており、Qベクトルは暖域を指すことから前線強化が生じている。

台風から変わった低気圧の東進に伴い、発散域が138Eに移動した7月5日には、34E~40Nの緯度帯で125E~145Eまでの東西に伸びた領域で等温線を暖域に向かうQベクトルが見られ、強い前線強化が生じている [Fig. 2b]。この前線強化は、台風が北風が寒気の南下をもたらしたことに対応している。

7月6~7日にかけては、上空の気圧の谷が通過し、それに伴い北西から南西に向いたQベクトルが日本の上空で収束して、上昇流を強制している [Fig. 2c, d]。

### 3.3 前線形成函数

Fig. 3に2018年7月4~7日の700 hPa面における前線形成函数を示す。前線強化は、7月4日 [Fig. 3a]には対馬海峡付近 (130E, 34N) で生じ、7月5日 [Fig. 3b]には37Nを中心に130E~140Eの範囲でさらに強く生じている。この前線強化は、Qベクトル [Fig. 2a, b]の出所から台風の影響であると考えられる。これに対し、7月6日 [Fig. 3c]に日本海南西部 (132E, 36N), 7月7日 [Fig. 3d]に東北南部 (139E, 37N) を中心とする前線強化は上空のトラフによるものと考えられる。

## 4. まとめ

本稿では、Qベクトル解析を行い台風第7号が西日本豪雨をもたらした梅雨前線強化に与えた影響について調べた。豪雨のピークとなった7月6日には台風は温帯低気圧化して東に去っており、前線強化は上空の気圧の谷によるものである。しかしながら、台風は日本海を北東進しながら、大陸から伸びる暖域と日本海の北の寒気とを巻き込み、温度傾度を強化している (榎本, 2019)。西日本豪雨の前から前半にかけて、台風による前線の強化は、本稿で行なったQベクトル解析からも明瞭に示されている。非断熱加熱の効果 (式(11), (14)) はここには示さなかったが、700 hPa面ではQベクトルよりも小さく無視できる。より上空の凝結加熱の極大においては、無視できない可能性があり、検討の必要がある。

## 謝辞

利用したデータセットは気象庁によるJRA-55長期再解析プロジェクトにより提供されたものである。本研究で使用した気象庁データは気象庁と (社) 日本気象学会の研究協力の枠組みである「気象研究コンソーシアム」を通じて提供された。本研究はJSPS 科研費JP26282111の助成を受けた。

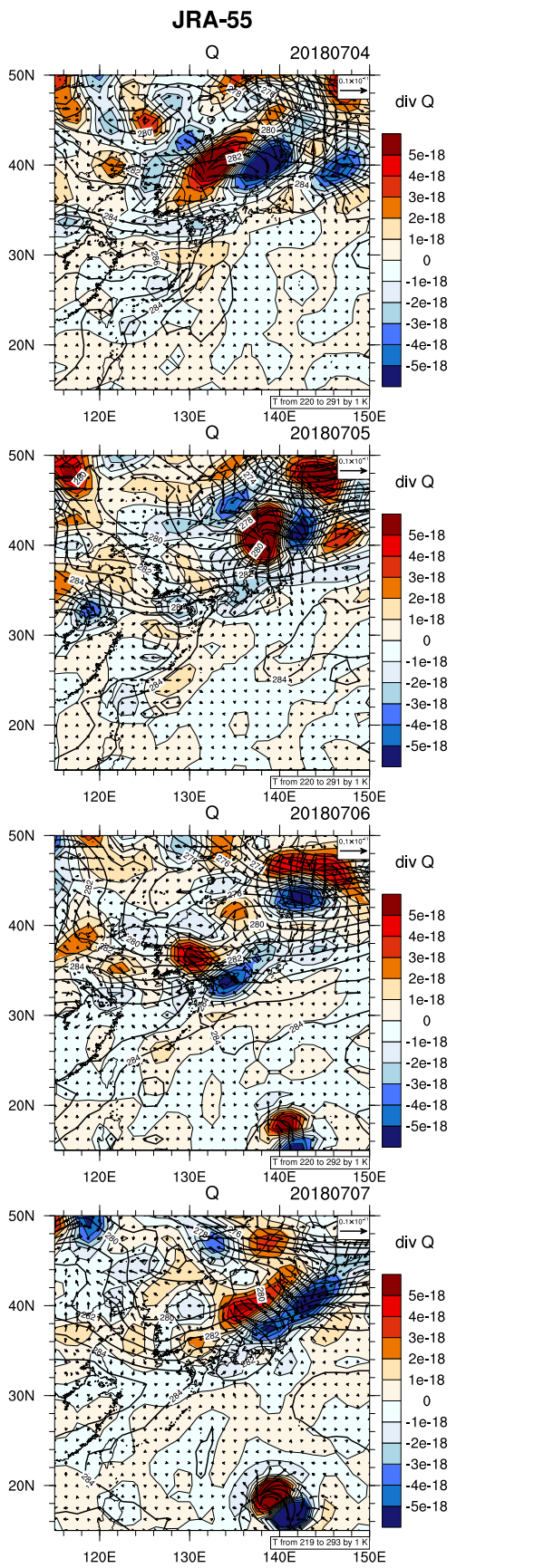


Fig. 2 Temperature (contours), Q-vectors (arrows) and its divergence (colour shades) at the 700 hPa surface on 4–7 July 2018. Produced from JRA-55

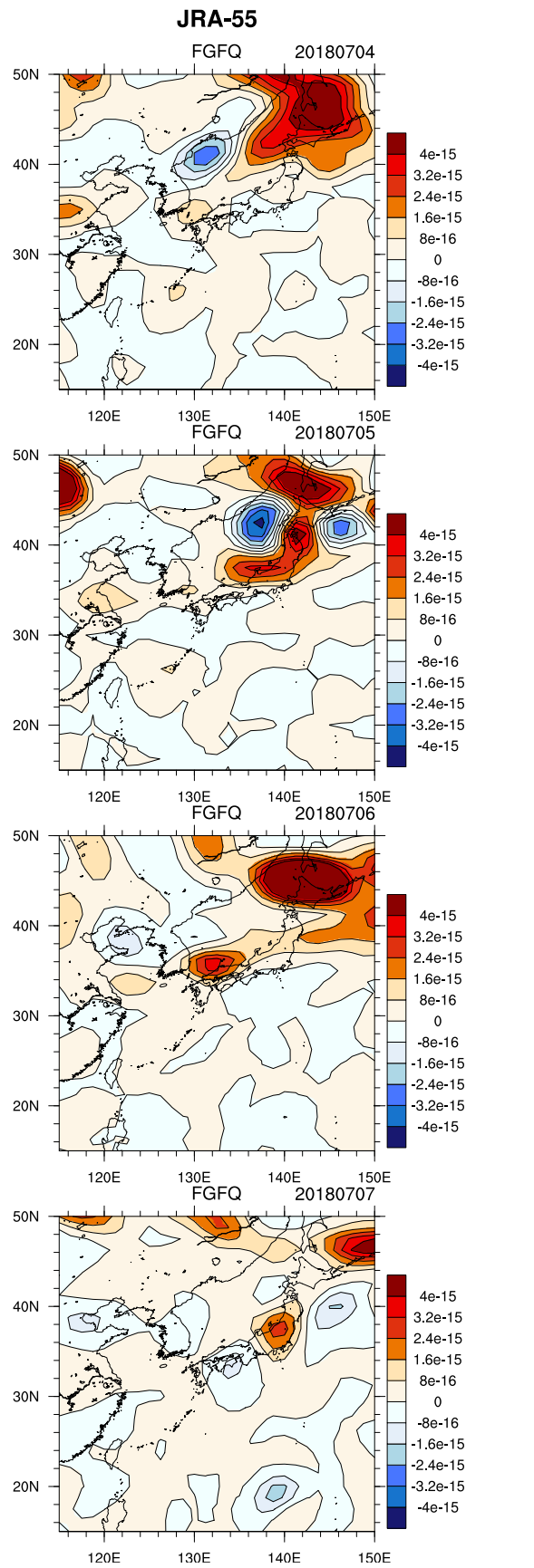


Fig. 3 Frontogenesis function at 700 hPa calculated as the inner product of the Q-vectors and the temperature gradient (13). Produced from JRA-55

## 参考文献

- 榎本剛 (2019): 気象・水文第3節 台風第7号の影響. 2018年平成30年7月豪雨災害調査報告書. 京都大学防災研究所, 14–17.
- Hoskins, B. J., I. Draghici, and H. C. Davies (1978): A new look at the  $\omega$ -equation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, pp. 31–38.
- Hoskins, B. J. and M. A. Pedder (1980): The diagnosis of middle latitude synoptic development. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106, pp. 707–719.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi (2015): The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 93, pp. 5–48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.
- The NCAR Command Language (Version 6.6.2) [Software]. (2019). Boulder, Colorado: UCAR/NCAR/CISL/TDD.
- <http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>
- Sardeshmukh, P. D. and B. J. Hoskins (1984): Spatial smoothing on the sphere. *Mon. Wea. Rev.*, 112, pp. 2524–2529.
- Sanders, F. and B. J. Hoskins (1990): An easy method for estimation of Q-vectors from weather maps. *Wea. Forecasting*, 5, pp. 34–353.
- Shimpo, A., K. Takemura, S. Wakamatsu, H. Togawa, Y. Mochizuki, M. Takekawa, S. Tanaka, K. Yamashita, S. Maeda, R. Kurora, Hi. Murai, N. Kitabatake, H. Tsuguti, H. Mukougawa, T. Iwasaki, R. Kawamura, M. Kimoto, I. Takayabu, Y. N. Takayabu, Y. Tanimoto, T. Hirooka, Y. Masumoto, M. Watanabe, K. Tsuboki, H. Nakamura (2019): Primary factors behind the heavy rain event of July 2018 and the subsequent heat wave in Japan. *SOLA*, 15A, pp. 15–18, doi:10.2151/sola.15A-003.

(論文受理日 : 2019年6月17日)