

## 日本に異常高温をもたらす夏季の大規模な大気循環変動

小坂 優 (東京大学 先端科学技術研究センター)

### 1. はじめに

気温は気圧と結びつき、気圧の水平方向の変化は風と結びついている。ある場所での気温の揺らぎは、数千 km からときには地球規模に広がる気圧分布や風の吹き方の揺らぎと結びついている。都道府県や地域スケールで起こる熱波などの極端高温イベントは、こういった大陸・海盆スケールやさらに大きな空間規模で起こる、相対的にゆっくりとした大気循環の揺らぎがもたらす異常天候の中で起こる。

このような大気循環の揺らぎは、ある地域と、そこから離れた地域で、同時期に異常天候をもたらすことがある。このような、遠く離れた地域間の天候の共変動現象やそれをもたらす大気循環変動は「テレコネクション」と呼ばれる。テレコネクションは大陸スケールさらには地球スケールで異常天候を連鎖的にもたらすことがある一方で、予測の重要な根拠ももたらしている。特に、このような大きな空間スケールで起こる大気循環の変動のうちの比較的大きな部分が、いくつかの典型的な「テレコネクションパターン」によって表すことができる。

本講義では、日本で夏季の気温変動をもたらすテレコネクションを概観する。日本を含む東アジアの夏季の天候は、高温多湿な小笠原高気圧 (太平洋高気圧とも呼ばれる)、冷涼なオホーツク海高気圧、それらの間に位置する梅雨前線の影響下にある。小笠原高気圧が発達すると、上空では大陸上に中心をもつチベット高気圧が東に張り出す形になる。これらの高気圧の勢力に影響するテレコネクションには、三つの主要な「経路」がある (図 1)。うち二つはいずれも、いわゆるジェット気流の蛇行と関連している。あとの一つは熱帯と中緯度を結ぶテレコネクションで、太平洋-日本 (Pacific-Japan) パターン (以下「PJ パターン」) と呼ばれる (Nitta 1987)。

### 2. 東西波列テレコネクション

#### 2.1 ロスビー波

(全てではないが) 多くのテレコネクションにおいて重要なのが「ロスビー波」と呼ばれる波である。以下、やや専門的な内容になるが少しお付き合い頂きたい。ロスビー波は回転する球面上の流体に特有

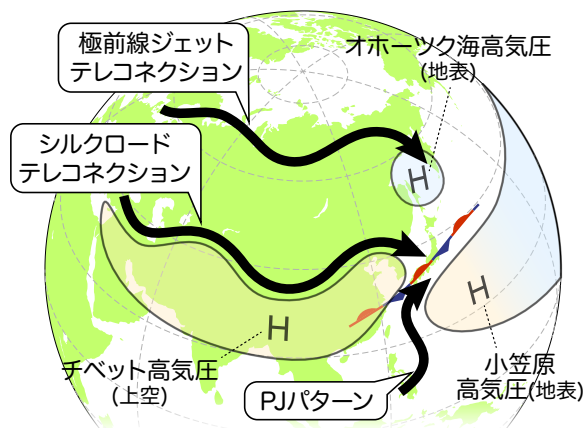


図 1. 東アジアの夏季の天候を左右する高気圧及び梅雨前線と、それらの位置や勢力に影響するテレコネクションの模式図。

の波で、大気だけでなく海洋にも存在し、大気では気圧の尾根や谷の連なりとして現れる。異常天候において重要なのは波長数千~1 万 km ほどのロスビー波で、中緯度で気圧の尾根や谷が同じ所に長くとどまり、異常天候をもたらすことがある (図 2a)。日々の天気に影響する移動性の高・低気圧と異なり、このような停滞性のロスビー波は数週間あるいは月平均、さらには季節平均した場にも見られる。

停滞性ロスビー波に伴って個々の尾根や谷が地球に対して止まっているとき、そのエネルギーは (ややこしいが) 東向きに伝わる (図 2a; 詳しくは付録参照)。このエネルギーの伝播は、気圧の尾根や谷の位置は変わらないが、新たな谷や尾根がその東側で発達する、という形で現れる。ただし必ず真東に伝わるとは限らず、北東向きのことも南東向きのこともある。真北・真南よりも東向きである。

中緯度に見られる強い西風はジェット気流と呼ばれる。上述の停滞性ロスビー波に伴う気圧の尾根や谷がジェット気流に重なると、ジェット気流の蛇行を引き起こす (図 2b)。このロスビー波とジェット気流の重なりは偶然ではない。上述したロスビー波のエネルギー伝播は、ジェット気流に沿って起こりやすい (図 2c)。光ファイバーが光をその内部に捉えて遠くまで伝えるように、ジェット気流はロスビー波を捉え、遠くまで効率よくエネルギーを伝える。

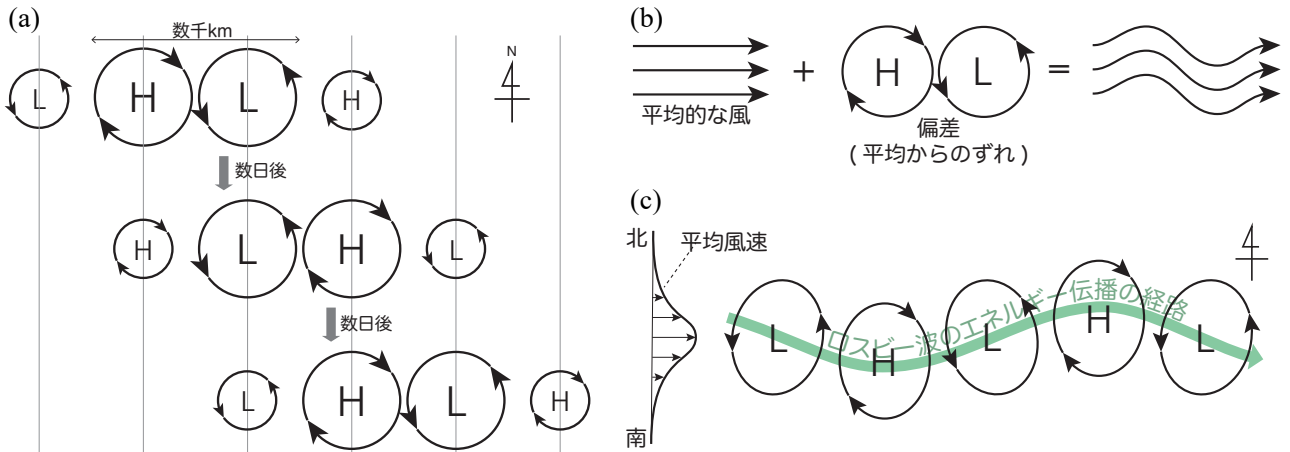


図2. 停滞性ロスビー波の様々な性質の模式図（北半球の場合）。(a) 停滞性ロスビー波のエネルギー伝播、(b) ロスビー波に伴う偏西風ジェット気流の蛇行、(c) ジェット気流による停滞性ロスビー波のエネルギー伝播の捕捉。ここではエネルギー伝播がジェット気流の軸に向かって屈折される様子を強調して描いているが、実際にはもっとジェットの軸に沿って伝わるように見える。

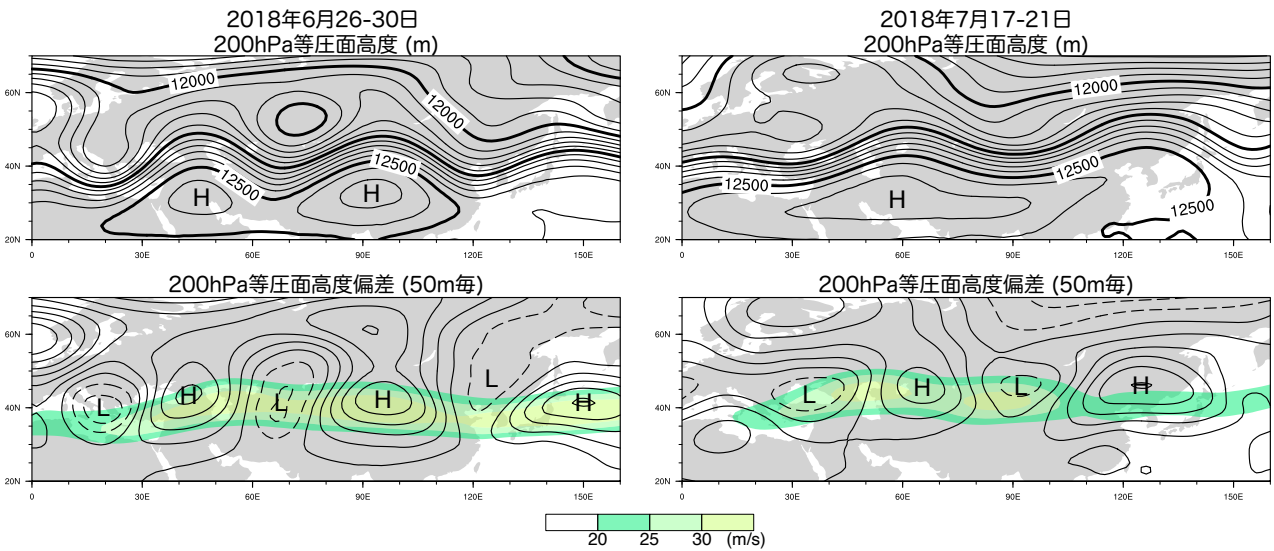


図3. 2018年6月26~30日（左）及び7月17~21日（右）の200hPa等圧面高度分布（上段）及び同じ時期の1979-2017年平均からの偏差（下段；実線はゼロもしくは正、破線は負）。等値線間隔はいずれも50mで、上段では250m毎に太線で示している。下段のカラーは同時期における200hPa東西風速（東向きを正とする）の1979-2017年平均値を示す。JRA-55再解析データ（Kobayashi *et al.* 2015）に基づく。

これを導波管効果という（付録参照）。そのロスビー波が、（これまたややこしいが）ジェット気流を蛇行させる。

## 2.2 シルクロードテレコネクション

夏季のユーラシア大陸上には、ジェット気流が2本存在する。このうち北緯40度付近を吹くアジアジェット気流は、チベット高気圧の北縁を地中海から日本上空へと吹く。アジアジェット気流はロスビー

波の導波管として働き、ここを伝わるロスビー波がアジアジェット気流を蛇行させる。このテレコネクションは、その伝播経路になぞらえて「シルクロードテレコネクション」と呼ばれる（Enomoto 2004; Kosaka *et al.* 2009）。上述の通り、その影響は西から東へと伝わる。

シルクロードテレコネクションが朝鮮半島から日本列島付近でジェット気流を北偏させる東西分布のとき、チベット高気圧が北東へ本州付近へと伸びる

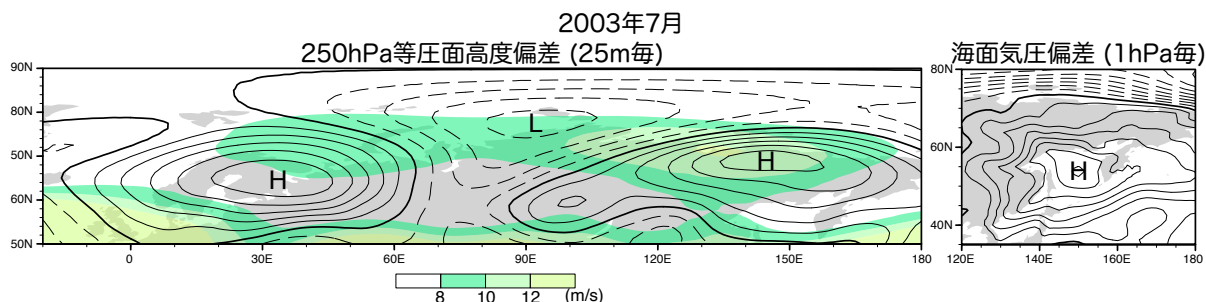


図 4. 2003 年 7 月の 250hPa 等圧面高度偏差 (左; 25m 毎) と海面気圧偏差 (右; 1hPa 毎)。偏差は 1979-2017 年平均からの差。細実線は正、破線は負、太実線はゼロ。左図のカラーは 7 月の 250hPa 東西風速 (東向きを正とする) の 1979-2017 年平均値を示す。JRA-55 再解析データに基づく。

形になり、これに対応して地表では小笠原高気圧が北上する傾向がある。高温多湿な小笠原高気圧が本州を覆うようになると、本州を中心に高温になりやすい。このとき梅雨前線も一緒に北に押し上げられ、梅雨明けを引き起こすことがある。なお、シルクロードテレコネクションが朝鮮半島付近でジェット気流を南に押し下げの場合、西日本で上昇気流が誘起され雨になりやすい。

図 3 は 2018 年夏にユーラシア大陸～北西太平洋上空で見られた気圧分布とその平年値からのずれ (つまり「偏差」) を、2つの時期について示している。上段の図において、北緯 40 度付近で等値線が混んでいるところをアジアジェット気流が吹いており、その蛇行が顕著である。7月21日には当時の国内観測史上最高となる 41.1°C を熊谷市で観測しているが、この日までの 5 日平均場 (右上図) では、アジアジェット気流が朝鮮半島付近で大きく北に変位している。対応してチベット高気圧は本州へと大きく張り出している (なお、これには後述する PJ パターンも寄与していた)。偏差 (右下図) では、カラーで示した平年値におけるジェット気流に沿う高気圧・低気圧偏差の列がロスビー波に対応している。

この年の 7 月上旬に西日本を中心とする豪雨災害 (平成 30 年 7 月豪雨) があったことをご記憶の方も多いただろう。その直前の 6 月末ころも上空のジェット気流の蛇行は顕著だが、その様子は上で述べた 7 月中頃の様子とは異なり、朝鮮半島のやや西を中心にジェット気流は大きく南に変位している。対応してチベット高気圧も西に後退している。このように、停滞性とは言え数週間スケールでもロスビー波の様子は移り変わる。それでも、月平均や季節平均にも残る持続的な成分が存在し、夏季の平均的な天候に影響する。

### 2.3 極前線ジェットテレコネクション

夏季ユーラシア大陸にはジェット気流がもう 1 本見られる。これはユーラシア大陸北岸付近を吹くもので、極前線ジェット気流と呼ばれる (図 4)。このジェット気流もロスビー波がエネルギーを伝えやすく、これに沿って「極前線ジェットテレコネクション」が見られる (Nakamura and Fukamachi 2004; Xu *et al.* 2019, 2020)。図 4 左は 2003 年 7 月に見られた極前線ジェットテレコネクションの例である。

このテレコネクションはオホーツク海高気圧の勢力に関わる。ロスビー波がオホーツク海の北で上空の気圧の尾根を伴うような東西分布のとき、地表面では冷涼なオホーツク海高気圧が発達しやすい (図 4)。これは地表付近で冷たい北東風「やませ」を北日本太平洋側にもたらし、冷夏を引き起こしやすくする。反対に、極前線ジェットテレコネクションがオホーツク海高気圧の発達を抑制するような分布のとき、他の要因が日本にもたらす高温を邪魔しない。この点において、極前線ジェットテレコネクションは日本で起こる極端高温と無関係ではない。

### 3. PJ パターン

上述のように、ジェット気流があると、ロスビー波のエネルギーはそれに沿うように伝わりやすい。一方、ジェット気流から離れた地域や、ジェット気流の「出口」に当たる領域では、数週間以上の時間スケールで起こるテレコネクションは、気圧の尾根や谷が東西に連なるというよりも、南北に並ぶ分布を持ちやすくなる。その連なりは南東-北西だったり北東-南西だったりする。

夏季の北西太平洋域で最も卓越するテレコネクションパターンが PJ パターンで、南北に並ぶ高低気圧偏差で特徴付けられる。図 5 は夏季季節平均場の経

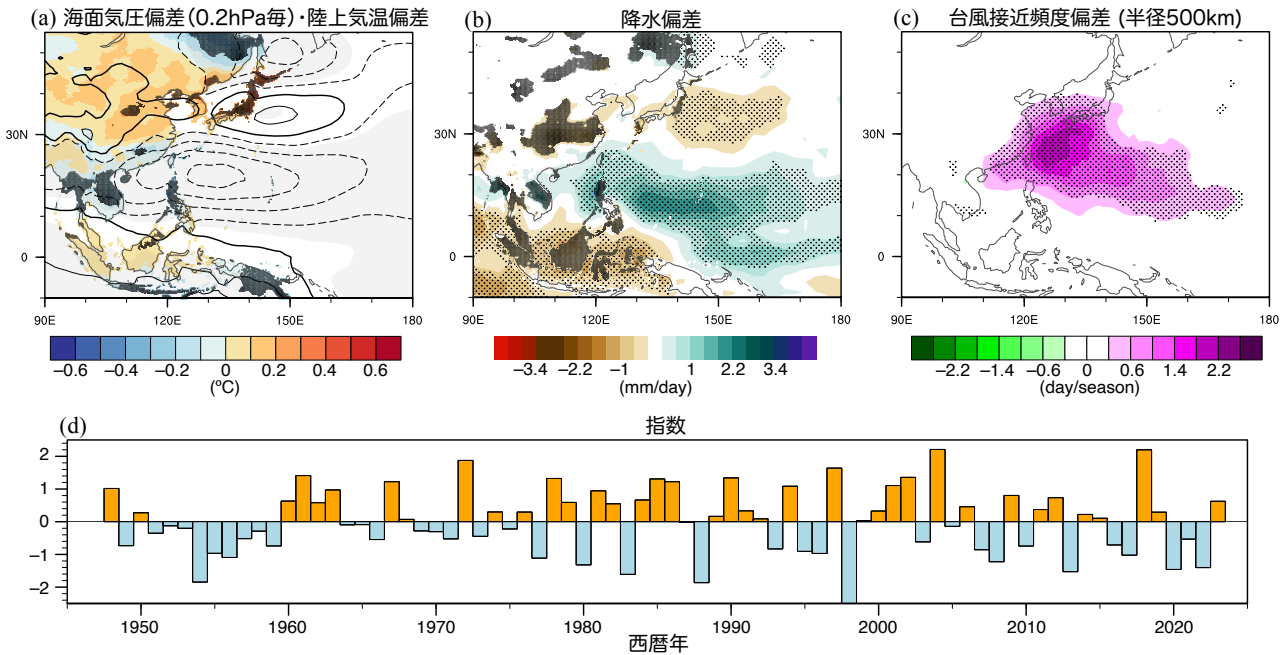


図 5. 6~8 月の季節平均場の年々変動として見られる PJ パターンの典型的な特徴。(a) 海面気圧偏差 (等値線) と陸上気温偏差 (カラー)、(b) 降水偏差、(c) 台風接近頻度偏差 (半径 500km 以内に台風中心が存在する頻度; カラー)、(d) 対応する PJ 指数時系列。等値線については、実線は正偏差、破線は負偏差で、(a)の太実線はゼロ線。点描はカラーで示した偏差について、灰色の陰影は等値線で示した偏差について、95%信頼水準を満たすことを表す。PJ 指数は Kosaka and Nakamura (2010)と同様の手法を 6~8 月季節平均場について 1948~2023 年の JRA-3Q 再解析データ (Kosaka *et al.* 2024) に適用して定義し、その単位標準偏差増加あたりの回帰偏差を(a)-(c)に示す。海面気圧: JRA-3Q (1946~2023 年)、陸上気温: APHRODITE (1961~2015 年; Yasutomi *et al.* 2011)、降水量: CMAP (海上、1979~2023 年; Xie and Arkin 1997) 及び APHRODITE (陸上、1951~2007 年, Yatagai *et al.* 2012)、台風経路: 気象庁ベストトラック (1951~2023 年) に基づく。

年変動として抽出された PJ パターンの特徴をまとめたもので、図 5(a)-(c)はその典型的な偏差を、図 5(d)は対応する PJ 指数時系列を示している。この指数の値が正のとき、夏季の大気状態は平年と比べて図 5(a)-(c)に示したような特徴を示し、反対に指数が負のときは図 5(a)-(c)とは反対符号の特徴が見られる。

南シナ海からフィリピン東方沖にかけての熱帯北西太平洋域で降水量が平年より多いとき (図 5b)、そのやや北を中心に地表で低気圧偏差が東西に広がり、その北に本州南東を中心とする高気圧偏差が見られる (図 5a)。これは小笠原高気圧の北上に対応する。南北に並ぶ低気圧・高気圧偏差の形成には、熱帯北西太平洋での積雲対流活動偏差が励起するロスビー波の北北東向きエネルギー伝播が関わっていると考えられている。対応して上空では、日本付近からその西でのジェット気流の北偏と、チベット高気圧の東への張り出しも伴っている。この気圧配置に伴って、北日本を中心に沖縄・奄美を除く日本の

広い範囲で平年よりも気温が高くなりやすい。1978 年、1994 年、2004 年、2018 年の暑夏では PJ 指数が正になっており、PJ パターンが寄与したと考えられる。また小笠原高気圧の北上は梅雨前線も一緒に北上させるため、中国の長江下流域や日本の九州以北で降水量が平年より少ない傾向にある (図 5b)。

PJ パターンは、オホーツク海高気圧域にも気圧偏差を伴っており、図 5(a)-(c)に示した符号のときオホーツク海高気圧が発達しにくい。このことも北日本を中心とする高温偏差に寄与していると考えられる。

なお、熱帯北西太平洋域の降水量増加の一部は台風や熱帯低気圧活動の強化によるもので、夏季の台風の日本列島への接近数も平年より多くなる (図 5c)。これが引き起こすフェーン現象も、局地的・短期的な極端高温に寄与すると考えられる。

#### 4. おわりに

本講義では夏季の日本の天候に影響する 3 つのテ

レコネクションについて概観した。実はそれらは完全に独立な現象ではない。数週間ほどの時間スケールで起こるシルクロードテレコネクションは、引き続いて PJ パターンを励起することがある (Takemura and Mukougawa 2020)。またそのシルクロードテレコネクションはヨーロッパから入射するロスビー波から発達することがよくあるが、このとき極前線ジェットテレコネクションも同時に励起されることがある (Iwao and Takahashi 2008, Xu *et al.* 2022)。PJ パターンと極前線ジェットテレコネクションは、オホーツク海高気圧偏差を伴う上空の大気循環偏差を通して影響し合うことも指摘されている (Hirota and Takahashi 2012)。このような複数のテレコネクションの同時あるいは連続発達や相互作用も、日本における極端天候を理解する上で重要である。

最後に、日本近海の海洋の役割について触れておきたい。上述のようなテレコネクションが日本の夏季の気温に影響することは間違いないが、では地表気温がどれだけ変わるかをこれだけで説明することは、ゆっくりと進む地球温暖化の影響を除いたとしても難しいだろう。日本のような島嶼域の気温は、その周囲の海の水温に大きく左右される。海洋の方が大気に比べて遙かに大きな熱容量を持つためである。2022 年秋以降黒潮続流の北偏が続いており、これに伴って三陸沖の海面水温は平年より極めて高かった。これが昨夏の猛暑に寄与したことは間違いない (Sato *et al.* 2024)。これほど水温が高ければ、オホーツク海高気圧が発達したとしても、そこから吹く「やませ」はもはや冷たくないだろう。水温が高い状況は今夏も続いている。このように複合的な要因を考慮した極端高温の説明のための研究は、まだ発展途上である。

### 付録: ロスビー波伝播の理論

本講義では数式は出さないが、興味のある方のために、講義ノートの付録としてロスビー波伝播の理論をもう少し詳しく紹介しておこう。簡単のため、順圧ロスビー波、つまり鉛直構造を持たない水平 2 次元の場合に限定する。強制がない場合の順圧渦度方程式は、カルテシアン座標において

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla\right)(f + \zeta) = 0$$

と書ける。ここで  $\mathbf{u} = (u, v)$  は水平風速、 $\nabla$  は水平勾配演算子、 $f$  はコリオリパラメーター、 $\zeta$  は相対渦度

である。東西一様な背景場を仮定し、そのまわりで式を線形化すると

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right) \zeta' + \left(\beta - \frac{d^2 \bar{u}}{dy^2}\right) v' = 0.$$

ただし上付きのバー ( $\bar{\quad}$ ) は背景場を、プライム ( $\prime$ ) は擾乱を表し、また  $\beta \equiv df/dy$  である。流線関数  $\psi$  を  $u = -\partial\psi/\partial y$ ,  $v = \partial\psi/\partial x$  となるように導入し、また  $\beta - d^2\bar{u}/dy^2 \equiv \beta^*$  と表記すると

$$-\left(\frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x}\right) \nabla^2 \psi' + \beta^* \frac{\partial \psi'}{\partial x} = 0. \quad \dots (1)$$

ここで  $\nabla^2$  は水平ラプラシアンである。

定在ロスビー波の群速度

一様な背景場を考える:  $d\bar{u}/dy = 0$ , よって  $\beta^* = \beta$  である。 $\psi'$  に対し波型の解  $\psi' \propto e^{i(kx+ly-\omega t)}$  を仮定する。ここで  $(k, l)$  は東西・南北波数、 $\omega$  は振動数である。これを(1)式に代入すると、分散関係式

$$\omega = \bar{u}k - \frac{\beta k}{K^2} \quad \dots (2)$$

が得られる。ただし  $K^2 \equiv k^2 + l^2$  は全波数と呼ばれる。定在ロスビー波では  $\omega = 0$  なので、全波数  $K^2$  は

$$K^2 = K_s^2 \equiv \frac{\beta}{\bar{u}} \quad \dots (3)$$

を満たす。地球では  $\beta > 0$  なので、この定在波が波型、つまり  $k$  と  $l$  が実数であるためには、 $\bar{u} > 0$  すなわち背景風は東向きでなければならない。

(3)式において、 $K_s^2$  は  $\bar{u}$  と  $\beta$ , つまり媒質の性質のみで決まることに注意してほしい。定在波を仮定することで波数に対し(3)式の拘束条件が付加される。

また(2)式から、ロスビー波の群速度 (つまりエネルギー伝播の速度)  $\mathbf{c}_g = (c_{gx}, c_{gy}) = (\partial\omega/\partial k, \partial\omega/\partial l)$  が導出されるが、特に定在ロスビー波の場合は

$$c_{gx} = 2 \frac{k^2}{K_s^2} \bar{u}, \quad c_{gy} = 2 \frac{kl}{K_s^2} \bar{u}$$

と書ける。

定在ロスビー波の屈折

次に背景場 (つまり媒質) が一様という条件を緩め、 $\bar{u}$  が南北にゆっくりと変化する場合を考える。

「ゆっくりと」としたのは、波の 1 波長の間での媒質の変化は小さいという意味で、この近似は WKB 近似と呼ばれる。このとき、分散関係式は単に(2)式で  $\beta$  を  $\beta^*$  に置き換えればよい。

背景場が南北に変化するとき、南北波数  $l$  も南北に変化する。なお媒質は東西には一様なので、東西波数  $k$  は一定である ((1)式に  $e^{-ikx}$  をかけて東西積分

することで、ある波数  $k$  だけの式を取り出せるので)。

ここで、群速度に沿ったラグランジュ微分

$$\frac{d_g}{dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{c}_g \cdot \nabla$$

を導入する。水平勾配演算子にかかっているのが風速ではなく群速度である点に注意してほしい。これを用いて、例えば  $d_g \mathbf{c}_g / dt$  の式を立てると、それは飛んでいくボールの速度の変化を記述するニュートンの運動方程式  $d\mathbf{v}/dt = \mathbf{F}$  と同様に、ロスビー波の群速度伝播の軌道を表現する。残念ながら  $d_g \mathbf{c}_g / dt$  の式はあまり簡単にはならないが、定在ロスビー波の群速度の向き  $c_{gy}/c_{gx}$  の変化に対する式は比較的簡単な形で書ける。

$$\begin{aligned} \frac{d_g c_{gy}}{dt c_{gx}} &= \frac{d_g l}{dt k} = \frac{1}{k} \frac{d_g l}{dt} \\ &= \frac{c_{gy} dl}{k dy} = \frac{c_{gy} K_s dK_s}{k l dy} \\ &= \frac{|\mathbf{c}_g| dK_s}{k dy} \end{aligned}$$

よって定在ロスビー波の群速度は、伝播とともに  $K_s^2 = (\beta - d^2\bar{u}/dy^2)/\bar{u}$  が大きくなる向きに曲げられる (Hoskins and Ambrizzi 1993)。ジェット気流の導波管効果は、ジェット気流軸で  $K_s^2$  が極大になることに起因する。ここで重要なのは  $\bar{u}$  つまりジェット気流の強さではなく、 $-d^2\bar{u}/dy^2$  の大きさ、つまりジェット気流のシャープさである。

#### 参考文献

- Enomoto, T. (2004) Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1019–1034.
- Hirota, N. and M. Takahashi (2012) A tripolar pattern as an internal mode of the East Asian summer monsoon. *Climate Dyn.*, **39**, 2219–2238.
- Hoskins, B. J. and T. Ambrizzi (1993) Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1661–1671.
- Iwao, K. and M. Takahashi (2008) A precipitation seesaw mode between Northeast Asia and Siberia in summer caused by Rossby waves over the Eurasian continent. *J. Climate*, **21**, 2401–2419.
- Kobayashi, S. *et al.* (2015) The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- Kosaka, Y., H. Nakamura, M. Watanabe and M. Kimoto (2009) Analysis on the dynamics of a wave-like teleconnection pattern along the summertime Asian jet based on a reanalysis dataset and climate model simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 561–580.
- Kosaka, Y. and H. Nakamura (2010) Mechanisms of meridional teleconnection observed between a summer monsoon system and a subtropical anticyclone. Part I: The Pacific–Japan pattern. *J. Climate*, **23**, 5085–5108.
- Kosaka, Y. *et al.* (2024) The JRA-3Q reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **102**, 49–109.
- 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.
- 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.
- Sato, H. *et al.* (2024) Impact of an unprecedented marine heatwave on extremely hot summer over Northern Japan in 2023. *Sci. Rep.*, in press.
- Takemura, K. and H. Mukougawa (2020) Dynamical relationship between quasi-stationary Rossby wave propagation along the Asian jet and Pacific-Japan pattern in boreal summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **98**, 169–187
- Xie, P. and P. A. Arkin (1997) Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539–2558.
- Xu, P., L. Wang and W. Chen (2019) The British-Baikar Corridor: A teleconnection pattern along the summertime polar front jet over Eurasia. *J. Climate*, **32**, 877–896.
- Xu, P. *et al.* (2022). The British-Okhotsk Corridor pattern and its linkage to the Silk Road pattern. *J. Climate*, **35**, 5787–5804.
- Yasutomi, N., A. Hamada and A. Yatagai (2011) Development of a long-term daily gridded temperature dataset and its application to rain/snow discrimination of daily precipitation. *Global Environ. Res.*, **V15N2**, 165–172.
- Yatagai, A. *et al.* (2012) APHRODITE: Constructing a long-term daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain gauges. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **93**, 1401–1415