

# 北半球の亜熱帯高気圧の季節進行

宮坂貴文・中村尚(東京大学大学院理学系研究科)

## 1. はじめに

北太平洋、北大西洋の東側部分に中心を持つ亜熱帯高気圧は年間を通じて存在し、冬季に比べて夏季は強く、かつセル状の形状を持つ特徴がある。高気圧に伴う沿岸での強い赤道向きの風は沿岸湧昇・蒸発・混合を通じて沿岸付近の海面水温を低く保つ働きがある。さらに、高気圧域での下降流に伴う断熱昇温は、その下にある低海面水温とともに安定した惑星境界層を形成するため、海洋性層雲の形成に有利な条件を作り出している。

夏季にはこの海洋性層雲による長波放射冷却とその東側に存在する乾燥した大陸上での顕熱による大気加熱によって生じる局所的な海陸加熱コントラストが亜熱帯高気圧の形成にとって重要である (Miyasaka and Nakamura 2005)。高気圧は低海面水温化、そして海洋性層雲の発達を促して加熱コントラストを強化するため、フィードバックシステムの存在が示唆される。さらに、夏季亜熱帯高気圧がその上空に南北の渦度ダイポールを伴う三次元構造を持つこと、波活動度フラックス解析により亜熱帯高気圧がプラネタリー波の波源として振る舞い得ることが Miyasaka and Nakamura (2005)により指摘されている。

冬季の亜熱帯高気圧も夏季と同様に上空に南北渦度ダイポールを伴う三次元構造をしているが (宮坂・中村 2002)、海陸間の温度コントラストは夏季と逆転、あるいは弱化しているため、夏季に見られるフィードバックシステムは働いていないと考えられる。冬季についての波活動度フラックス解析は、

亜熱帯高気圧上空の南北渦度ダイポールへ上流からの顕著な波活動度の入射を示唆しており、夏季のようにプラネタリー波の波源として振る舞う様子はほとんど見られない。宮坂・中村(2002)は、上空の南北渦度ダイポールの存在が運動量収支、渦度収支の観点から見て亜熱帯高気圧域の下降流の存在と整合的であることを指摘し、その下降流の強さをオメガ方程式による診断をもとに評価すると、プラネタリー波全体の寄与(対流圏全層の渦度移流と熱移流)の半分が 500hPa より上層の渦度移流だけで説明し得ることも指摘された。プラネタリー波全体の寄与は観測される下降流の強さの大部分(太平洋では 83%、大西洋では 58%)を説明することから、上層プラネタリー波の水平伝播が亜熱帯高気圧の形成に重要であることが示唆される。

夏季と冬季についてそれぞれ調べられている亜熱帯高気圧の三次元構造と形成力学を春季と秋季についても調べるのが本研究の目的である。

## 2. データと力学的診断

用いたデータは NCEP/NCAR 再解析データで、解析期間は 1979~1998 年である。なお、非断熱加熱と雲量については NCEP/NCAR 再解析データの改良版である NCEP/DOE 再解析データを用いた。

本研究ではプラネタリー波を月平均場における東西非一様成分で定義し、Plumb (1985)で定義される波活動度フラックスを診断した。このフラックスは定常ロスビー波の群速度の向きに平行であるという特徴を

持つ。

$$\mathbf{W} = \frac{p}{2} \begin{pmatrix} \psi^{*2}_x - \psi^* \psi^*_{xx} \\ \psi^*_x \psi^*_y - \psi^* \psi^*_{xy} \\ \frac{f_0^2}{N^2} (\psi^*_x \psi^*_z - \psi^* \psi^*_{xz}) \end{pmatrix}$$

移動性擾乱を切離周期 8 日のハイパスフィルター成分で定義し、この移動性擾乱による渦度輸送、熱輸送に伴う長周期場へのフィードバックを傾向方程式に基づいて診断した。

$$\begin{aligned} & \left( \nabla^2 + f \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{1}{S} \frac{\partial}{\partial p} \right) \right) \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial t} \\ & = -\nabla \cdot (\overline{\mathbf{v}' \zeta'}) + f \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{\nabla \cdot (\overline{\mathbf{v}' \theta'})}{-\Theta_p} \right) \end{aligned}$$

### 3. 結果

亜熱帯高気圧の強さや広がりには季節依存性があり、北太平洋亜熱帯高気圧は夏季に最も強く、そして海盆の西端までその勢力が及ぶこと、冬季には極めて弱く、海盆の東部分にその影響はとどまっている様子が 1000 hPa 流線関数の東西非一様成分から判る(図 1)。そして春季や秋季は夏季と冬季の中間的な様相である。一方、北大西洋では北太平洋と同様に夏季に最も強く、広がりも最大であるが、最も弱まるのは春季や秋季で、冬季に勢力を盛り返す傾向にある点が異なっている。

亜熱帯高気圧の三次元構造を見るために 250 hPa での相対渦度の東西非一様成分を図 1 に等値線で示した。上部対流圏の循環場も季節依存性はあるものの、地表高気圧の上空に南北渦度ダイポールが年間を通じて存在している様子が見られ、亜熱帯高気圧が冬季(宮坂・中村 2002)や夏季(Miyasaka and

Nakamura 2005)だけでなく、春季や秋季にも同様の三次元構造をしていることが判った。

上空の循環場に対する波活動度フラックスを診断すると、北太平洋では冬季に見られる亜熱帯高気圧上空の南北渦度ダイポールへの上流からの波活動度の入射が 9~5 月に見られ、この時期は冬的な特徴を示している(図 1)。北大西洋では 11 月~3 月に上流からの波活動度入射が見られた。波活動度の対流圏中層での鉛直成分を見ても、上記の期間は亜熱帯高気圧の上流側の中高緯度で顕著な上向き成分が見られ、やはり冬的な傾向であった(図 2)。なお、5~9 月の期間は太平洋、大西洋ともに亜熱帯高気圧の中心付近で上向き成分が見られ、夏的な傾向を示している。

移動性擾乱からの長周期場へのフィードバックを 250 hPa 高度場変化傾向で評価すると、北大西洋においては亜熱帯高気圧上空の南北渦度ダイポールの北側部分に相当する高気圧性循環を強化するように移動性擾乱が働いている様子が 11~3 月に見られた(図 3)。一方、太平洋においては 1 月に亜熱帯高気圧上空の渦度ダイポールを移動性擾乱が直接強化する様子は見られないが、3 月や 11 月には北太平洋西部でダイポールの高気圧性循環を強化している様子が見られた。なお、1 月においても北太平洋亜熱帯高気圧の上流にある低気圧性循環を移動性擾乱が強化する働きがあるため、波活動度の伝播を通じて間接的に南北渦度ダイポールと地表高気圧の強化に働いている可能性が考えられる。

移動性擾乱から地表高気圧へのフィードバックを 1000 hPa 高度場変化傾向で評価すると、上空でのフィードバックと同様に

11~3月に北大西洋亜熱帯高気圧の北側を強めるように働き、太平洋では春季と秋季に亜熱帯高気圧の北西への張り出しに寄与していることが示唆される(図4)。

夏季に働く亜熱帯高気圧の形成力学の季節進行を見るため、下部対流圏( $0.667 < \sigma < 1$ )で積算した非断熱加熱を図5に示す。大陸西岸の加熱とその西側の海洋上の冷却は太平洋、大西洋ともに5月頃から顕著になり、9月頃まで持続することが判った。この海陸間の冷却、加熱の季節進行と対応するように下層大気の高気圧コントラストも5~9月で顕著であった(図省略)。海洋上の冷却に寄与している海洋上の下層雲も太平洋では5~9月に、大西洋では5~7月に北緯30度以北まで雲量の多い領域が拡大していた(図6)。

層雲の北上の様子を緯度、季節断面で図7に示す。海洋性層雲の発達に伴う春季から夏季にかけての長波放射冷却の強化・北上は、大陸側での顕熱加熱の強化・北上よりもやや遅れていることが判った(図7a,b)。顕熱加熱は極大に達した6月以降は弱まるのに対し、長波放射冷却は極大が8月で、その後も10月頃まで持続して亜熱帯高気圧の維持に貢献していると考えられる。なお、長波放射冷却の季節進行は、亜熱帯高気圧の強化に伴って沿岸付近での海面水温が低く保たれて海洋性層雲が発達することを反映していると考えられる(図7c)。こうしたことから、北太平洋の夏季亜熱帯高気圧の形成にとって重要なフィードバックシステムは4月頃始まり10月頃に終わるものと考えられる。

#### 4. まとめ

北半球亜熱帯高気圧の季節進行を調べた結果、北太平洋、北大西洋のどちらの高気圧

も年間を通じて上空に南北渦度ダイポールを伴う三次元構造をしていることが確かめられた。夏季の亜熱帯高気圧形成に関するフィードバックは4~10月に働いており、中高緯度起源の定常ロスビー波伝播や移動性擾乱からのフィードバックで特徴づけられる冬季の亜熱帯高気圧形成力学は11~3月に見られることが判った。

#### 謝辞

本研究の一部は、文部科学省の科学研究費基盤研究(A)課題番号18204044および環境省の地球環境研究総合推進費(S-5)の支援により実施された。

#### 参考文献

- 宮坂・中村, 2002: 冬季北半球の亜熱帯高気圧と対流圏プラネタリー波. *日本気象学会秋季大会予稿集*, **83**, 50.
- Miyasaka, T. and H. Nakamura: Structure and formation mechanisms of the Northern Hemisphere summertime subtropical highs. *J. Climate*, **18** (2005) 5046-5065
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 217-229.

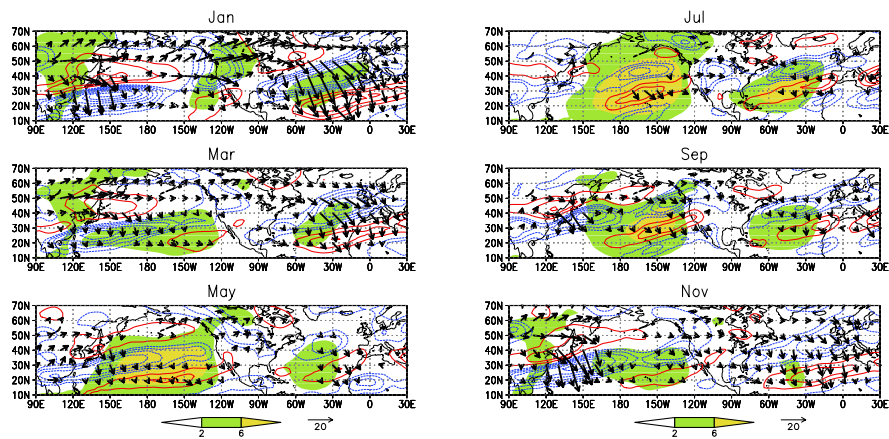


図 1 : 1979~1998 年の各月の気候平均。等値線は 250 hPa 相対渦度の東西非一様成分 ( $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  間隔。赤実線が正值、青点線が負値、零値は描いていない。) ベクトルは 250 hPa 波活動度フラックス (Plumb 1985) の水平成分 (単位は  $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ ) カラーは 1000 hPa 流線関数の東西非一様成分 (単位は  $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ )

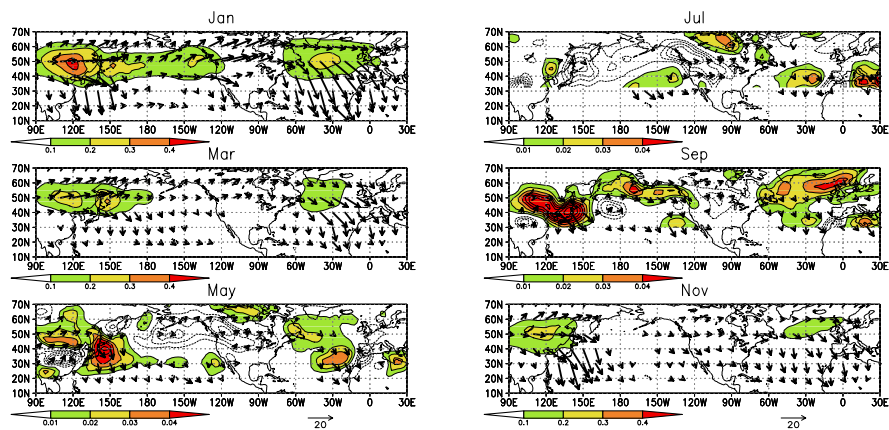


図 2 : 1979~1998 年の各月の気候平均場に対する波活動度フラックス(Plumb 1985)の 500 hPa での鉛直成分 (5~9 月は  $0.01 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  間隔、11~3 月は  $0.1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  間隔。点線は負値、零値は描いていない。) と 250 hPa での水平成分 (ベクトル、単位は  $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ )

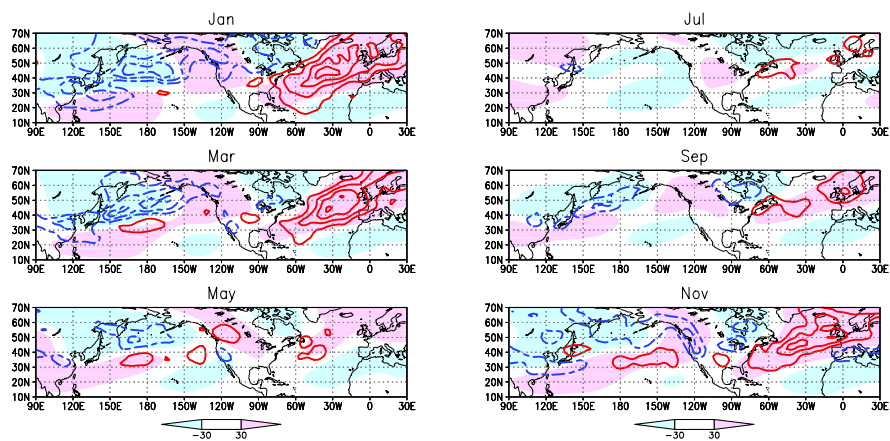


図 3 : 1979~1998 年の各月の気候平均。カラーは 250 hPa 高度場の東西非一様成分 (単位は m)、等値線は傾向方程式により求めた移動性擾乱による 250 hPa 高度場変化傾向の東西非一様成分 (5 m day<sup>-1</sup> 間隔。赤実線は正值、青破線は負値、零値は描いていない。)

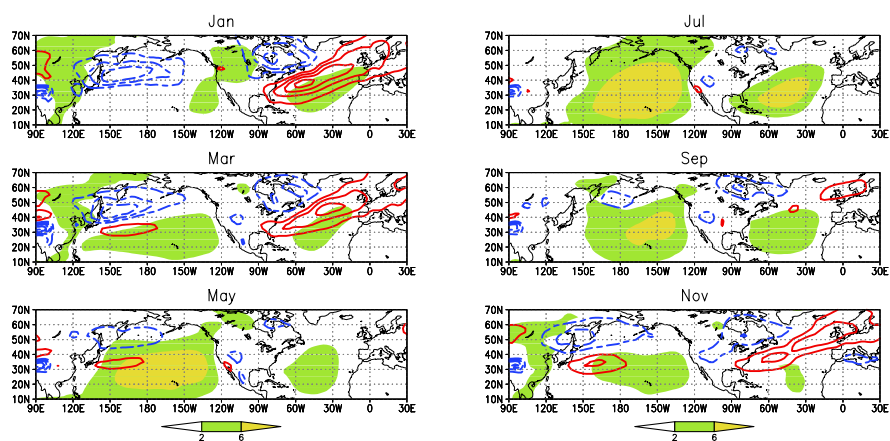


図 4 : 1979~1998 年の各月の気候平均。カラーは 1000 hPa 流線関数の東西非一様成分 (単位は 10<sup>6</sup> m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup>)、等値線は傾向方程式より求めた移動性擾乱による 1000 hPa 高度場変化傾向の東西非一様成分 (5 m day<sup>-1</sup> 間隔。赤実線は正值、青破線は負値、零値は描いていない。)

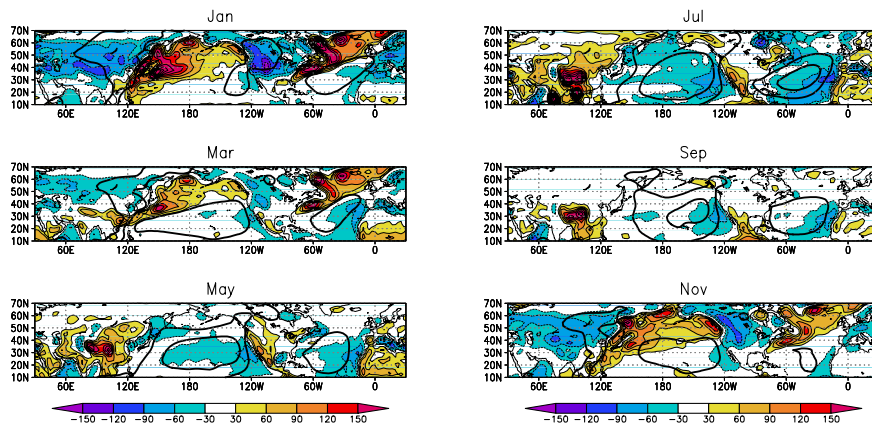


図 5 : 1979~1998 年の各月の気候平均。0.667 <  $\sigma$  < 1 で積算した非断熱加熱の東西非一様成分 (30 W m<sup>2</sup> 毎に描画、零値は描いていない)、1000 hPa 流線関数の東西非一様成分が  $2.6 \times 10^6$  m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup> の領域を太線で示した。

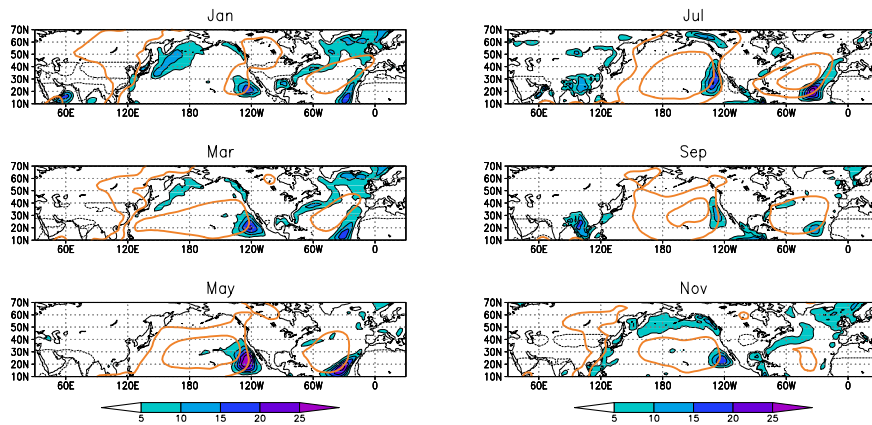


図 6 : 1979~1998 年の各月の気候平均。0.88 <  $\sigma$  < 0.94 での平均雲量の東西非一様成分 (5% 毎に描画、零値は描いていない)、1000 hPa 流線関数の東西非一様成分が  $2.6 \times 10^6$  m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup> の領域を太線で示した。

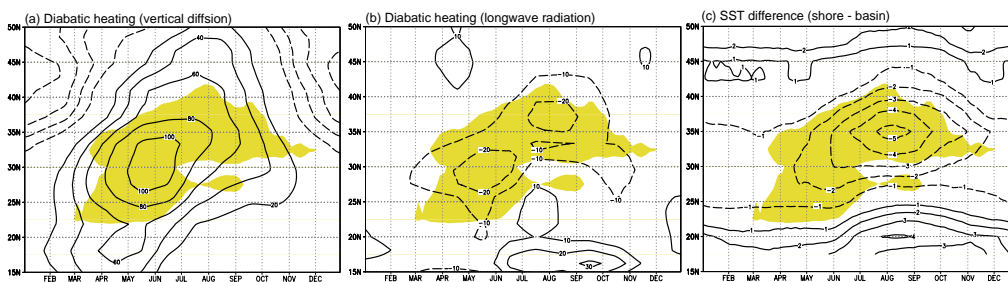


図 7 : 北米西岸における 1979~1998 年の各月の気候平均の季節・緯度断面。黄色の陰で示したのは沿岸に沿った地表風速が  $6 \text{ m s}^{-1}$  以上の領域。(a) 海岸線より 10 度東 (内陸側) の地点での鉛直拡散に伴う非断熱加熱の  $0.667 < \sigma < 1$  での積算値 ( $20 \text{ W m}^{-2}$  毎)、(b) 海岸線より 5 度西 (海洋側) の地点での長波放射冷却に伴う非断熱加熱の  $0.667 < \sigma < 1$  での積算値 ( $10 \text{ W m}^{-2}$  毎)、(c) 海岸線より 5 度西の地点 (沿岸付近) と 20 度西の地点 (沖合) の海面水温の差 (沿岸付近から沖合の値を引いた)。