

# 南半球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

南北両半球の各海盆に年間を通じて存在する亜熱帯高気圧は一般に海盆の東側に中心を持ち、また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ことが指摘されている (Miyasaka and Nakamura 2005; Miyasaka and Nakamura *submitted*)。高気圧は前述のように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。なお、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や、プラネタリー波の波源として振る舞い得ることも夏季亜熱帯高気圧の特徴として挙げられる。

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; 宮坂・中村 2006) 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。冬季のプラネタリー波に

対する波活動度フラックス解析は、夏季のように亜熱帯高気圧が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ず、亜熱帯高気圧上空の南北渦度ダイポールへ上流からの波活動度の入射が見られる傾向にある。なお、上空の南北渦度ダイポールの存在は運動量収支、渦度収支の観点から見て亜熱帯高気圧を維持する働きを持つ下降流の存在と整合的である。

このように、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、亜熱帯高気圧の季節進行を調べるのが本研究の目的である。解析対象は南半球の亜熱帯高気圧である。

## 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気候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。

$$\mathbf{W} = \frac{P}{2} \begin{pmatrix} \psi_x^{*2} - \psi^* \psi_{xx}^* \\ \psi_x^* \psi_y^* - \psi^* \psi_{xy}^* \\ \frac{f_0^2}{N^2} (\psi_x^* \psi_z^* - \psi^* \psi_{xz}^*) \end{pmatrix}$$

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

地表の亜熱帯高気圧のプラネタリー波成分の強さは、南太平洋と南大西洋では夏季に最も強く、冬季に最も弱い(図 1)。一方、南インド洋では夏季と冬季の強さは同程度で、春季と秋季に弱いという特徴を持つ。また、中心位置も南太平洋と南大西洋では年間を通じて海盆の東側に存在するのに対し、南インド洋では夏季には東側、冬季には西側に存在している点が異なる。

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に季節依存性は見られるものの、地表高気圧の上空に南北渦度ダイポールが存在している様子が年間を通じて見られ、亜熱帯高気圧が冬季(宮坂・中村 2006)や夏季(Miyasaka and Nakamura *submitted*)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、冬季南インド洋上に見られる低緯度側からの波活動度の入射は 7~9 月でのみ顕著であることが分かった(図 1)。それに対し、南太平洋の冬季に見られる高緯度側からの入射が見られたのは 5~7 月であ

った。

波活動度フラックスの対流圏中層での鉛直成分をみると、夏季において南太平洋と南インド洋において見られる上向き成分は 11~3 月に見られ、この時期に夏的な特徴を示している可能性が示唆される(図 2)。

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、7~9 月に顕著なフィードバックが見られ、南大西洋から南インド洋にかけての領域で亜熱帯高気圧上空の南北渦度ダイポールの高緯度側部分である高気圧成分を強めるように働いていることが分かった(図 3)。それに対して南太平洋では同じく 7~9 月においてダイポールの高気圧成分を弱めるように働いていることが分かった。移動性擾乱からのフィードバックは冬季に強く、夏季に弱いことが確かめられた。

移動性擾乱から地表高気圧への直接的なフィードバックを 1000 hPa 高度場変化傾向で評価すると(図 4)、上空でのフィードバックと同様に 7~9 月に南大西洋から南インド洋にかけて亜熱帯高気圧の高緯度側部分を強めるように働いていることが分かり、夏にむかってフィードバックは弱くなっていることが確かめられた。なお、7 月と 9 月の違いを見ると、南太平洋と南大西洋の高緯度側への張り出し具合と移動性擾乱からのフィードバックの強さの間に良い対応関係が見られることが分かる。

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 <math>\sigma</math> < 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 9 月頃から顕著になり、3 月頃まで持続することが判った。

層雲を介した夏季亜熱帯高気圧に伴うフ

フィードバックの季節進行の様子を南太平洋を例に緯度、季節断面で図6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・南下は、大陸側での顕熱加熱の強化・南下よりもやや遅れていることが判った(図6a,b)。顕熱加熱は極大に達した12月以降は弱まるのに対し、長波放射冷却は極大が1月で、その後も4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6c)。こうしたことから、南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9月頃始まり4月頃に終わるものと考えられる。

#### 4. まとめ

南半球亜熱帯高気圧の季節進行を調べた結果、南太平洋、南大西洋、南インド洋のいずれ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9~4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南インド洋と南大西洋では7~9月に、南太平洋では3~7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*, **82**, 50.
- 宮坂・中村, 2006: 冬季南半球亜熱帯高気圧の三次元構造と形成力学. *日本気象学会秋季大会予稿集*, **90**, 118.
- Miyasaka, T. and H. Nakamura, 2005: Structure and formation mechanisms of the Northern Hemisphere summertime subtropical highs. *J. Climate*, **18**, 5046-5065.
- Miyasaka, T. and H. Nakamura: Structure and mechanisms of the Southern Hemisphere summertime subtropical highs. *J. Climate*, submitted.
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 217-229.

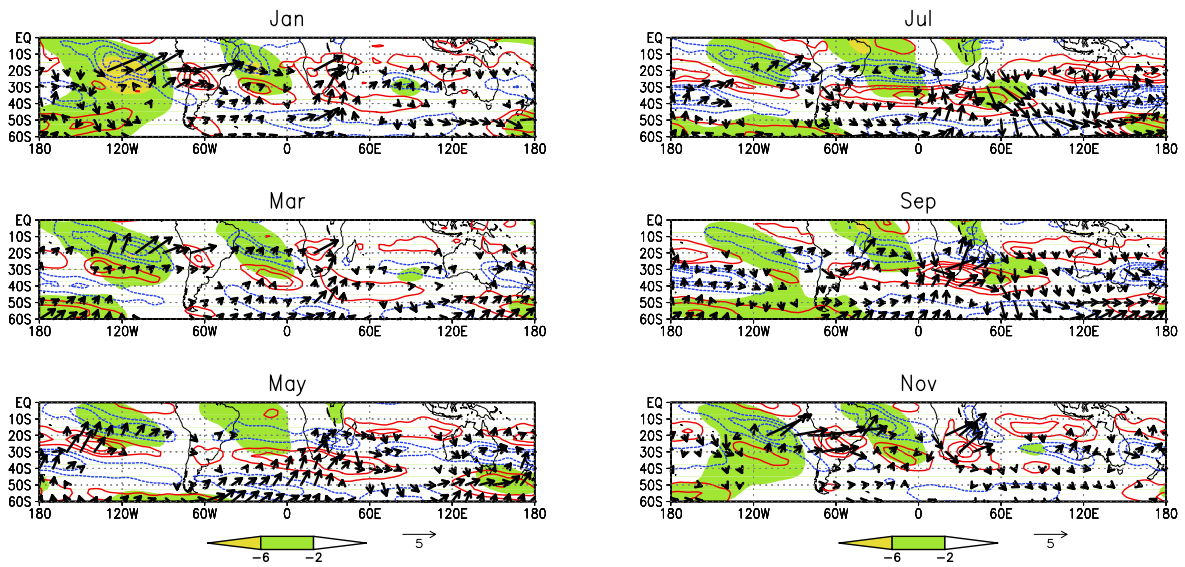


図 1：1979~1998 年の各月の気候平均。等値線は 250 hPa 相対渦度の東西非一様成分 ( $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  間隔。赤実線が高気圧性、青点線が低気圧性、零値は描いていない。) ベクトルは 250 hPa 波活動度フラックス (Plumb 1985) の水平成分 (単位は  $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ )、カラーは 1000 hPa 流線関数の東西非一様成分 (単位は  $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ )。

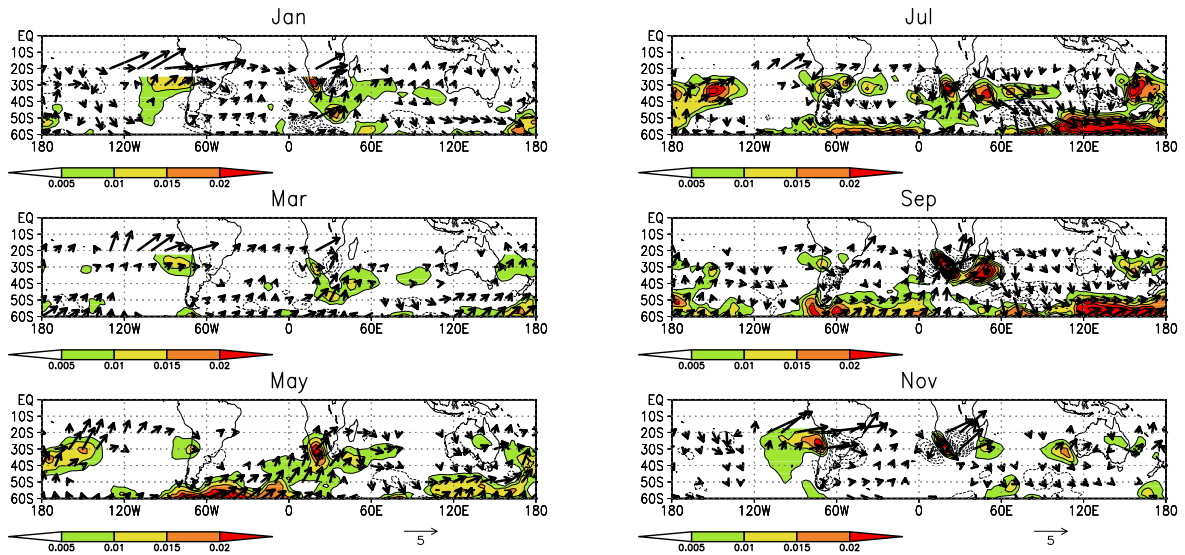


図 2：1979~1998 年の各月の気候平均場に対する波活動度フラックス(Plumb 1985)の 500 hPa での鉛直成分 (0.005  $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$  間隔。点線は負値、零値は描いていない。) と 250 hPa での水平成分 (ベクトル、単位は  $\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$ )。

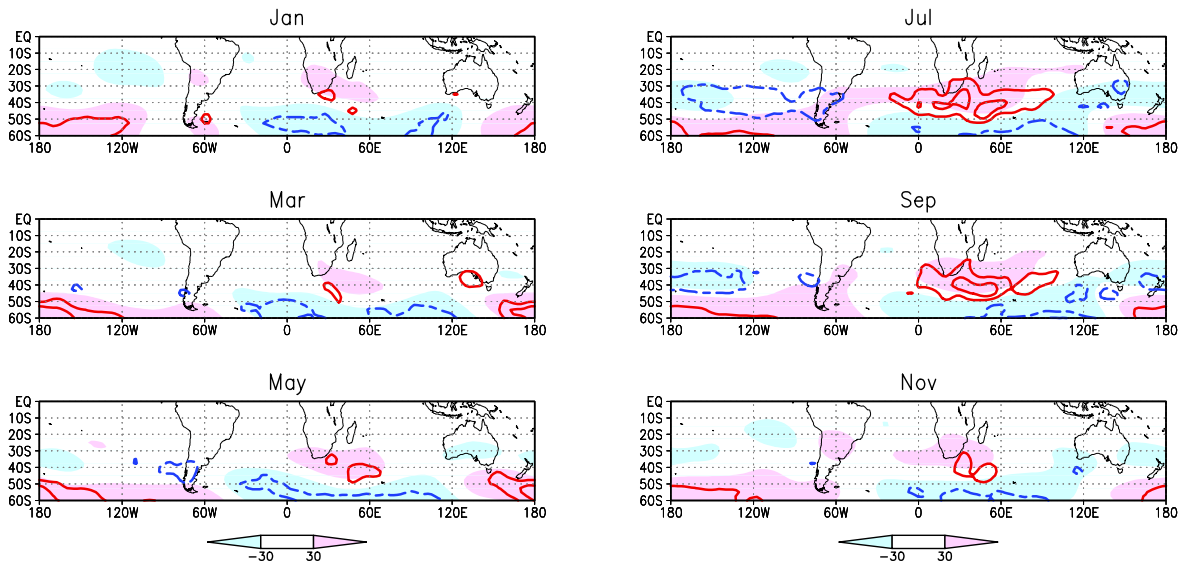


図 3 : 1979~1998 年の各月の気候平均。カラーは 250 hPa 高度場の東西非一様成分 (単位は m)、等値線は傾向方程式により求めた移動性擾乱による 250 hPa 高度場変化傾向の東西非一様成分 (5 m day<sup>-1</sup> 間隔。赤実線は正值、青破線は負値、零値は描いていない。)

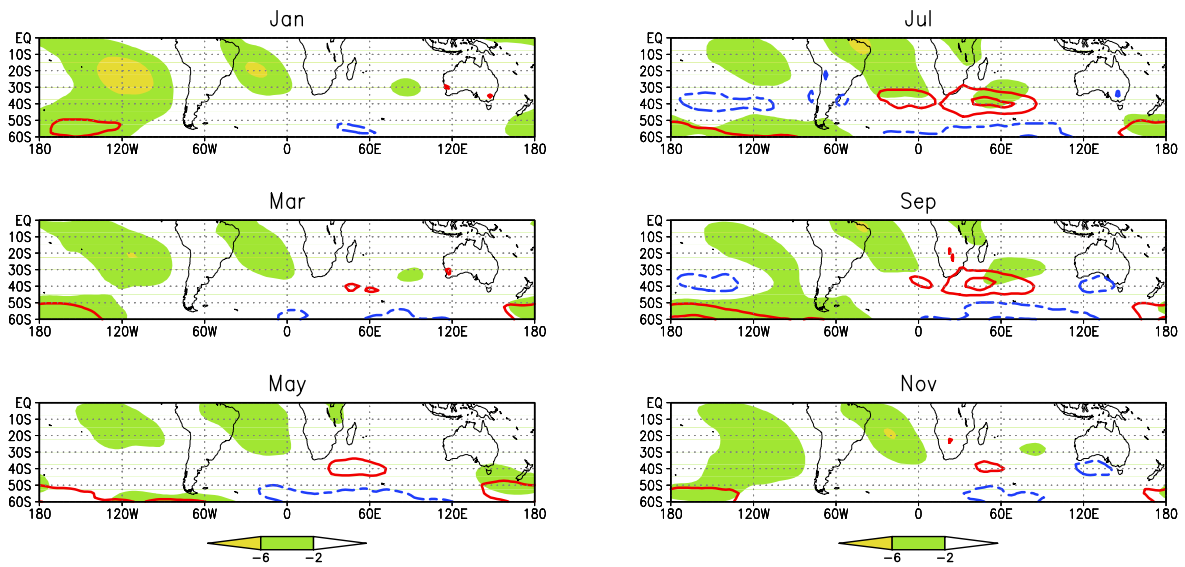


図 4 : 1979~1998 年の各月の気候平均。カラーは 1000 hPa 流線関数の東西非一様成分 (単位は  $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ )、等値線は傾向方程式より求めた移動性擾乱による 1000 hPa 高度場変化傾向の東西非一様成分 (5 m day<sup>-1</sup> 間隔。赤実線は正值、青破線は負値、零値は描いていない。)

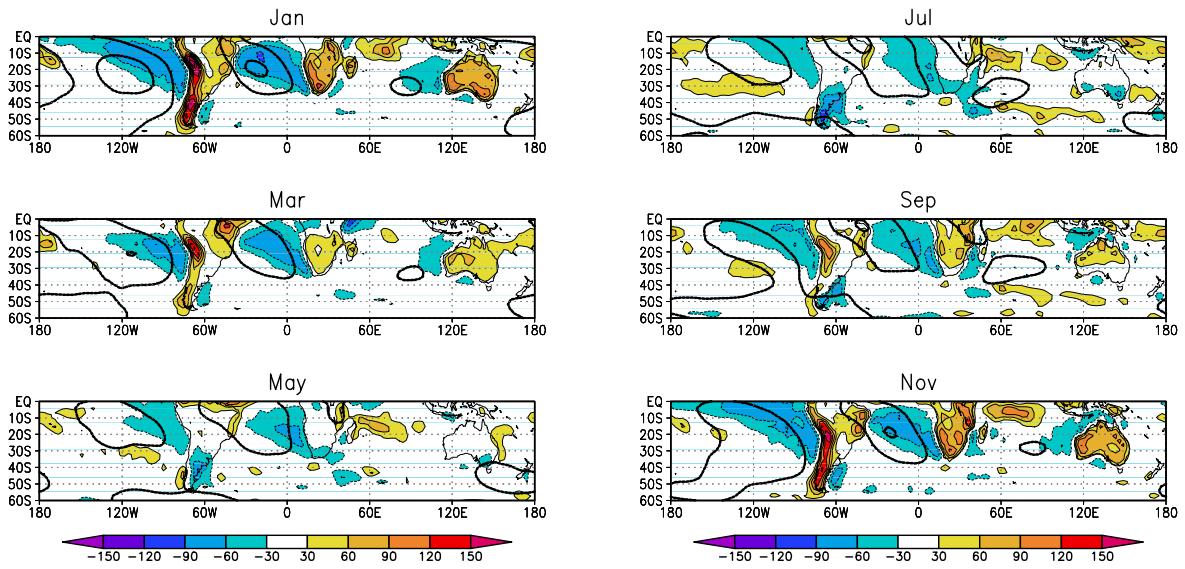


図 5 : 1979~1998 年の各月の気候平均。0.667 <math>\sigma</math> <math>< 1</math> で積算した非断熱加熱の東西非一様成分 (30 W m<sup>-2</sup> 毎に描画、零値は描いていない)。1000 hPa 流線関数の東西非一様成分が  $-6, -2 \times 10^6$  m<sup>2</sup> s<sup>-1</sup> の領域を太線で示した。

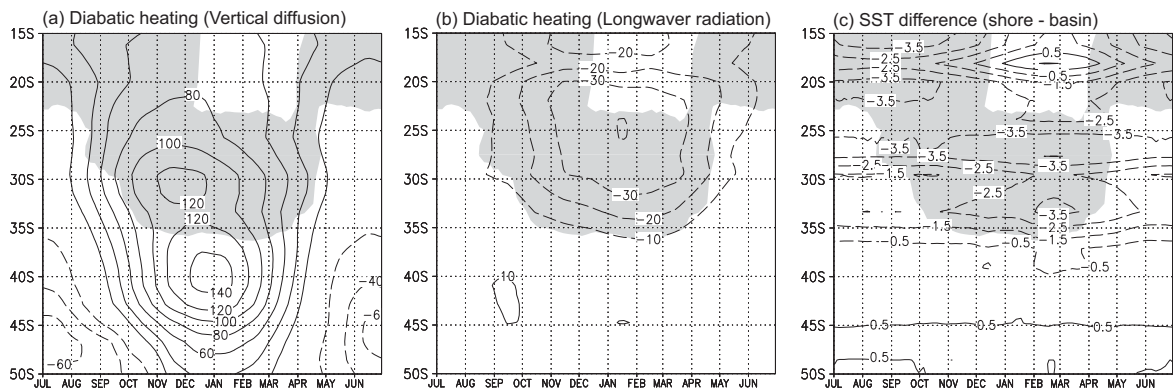


図 6 : 南米西岸における 1979~1998 年の各月の気候平均の季節・緯度断面。黄色の陰で示したのは沿岸に沿った地表風速が  $6 \text{ m s}^{-1}$  以上の領域。(a) 海岸線より 10 度東 (内陸側) の地点での鉛直拡散に伴う非断熱加熱の  $0.667 < \sigma < 1$  での積算値 ( $20 \text{ W m}^{-2}$  毎)、(b) 海岸線より 5 度西 (海洋側) の地点での長波放射冷却に伴う非断熱加熱の  $0.667 < \sigma < 1$  での積算値 ( $10 \text{ W m}^{-2}$  毎)、(c) 海岸線より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