

# 亜熱帯収束帯としての「対流ジャンプ」の 力学的、熱力学的特徴

佐藤 尚毅 (地球環境観測研究センター)  
高橋 正明 (東大・気候システム)

## 1. はじめに

梅雨期の降水の多くは梅雨前線帯 (BFZ) によってもたらされている。日本では盛夏期は梅雨の急激な終了の後に始まる。低緯度での対流活動と梅雨明けとの関係に関しては、Ueda et al. (1995) が、7月下旬に亜熱帯西部北太平洋 (WNP) 上に現れる強い対流が北側に高気圧性の循環を生じさせることを指摘した。Ueda et al. (1995) は、この対流活動を「対流ジャンプ」と呼んだ。WNP 上の高い海面水温 (SST) は、対流活動を強化するための必要条件のようである。しかし、対流活動の空間分布は SST の分布とはよく対応しない。Ueda and Yasunari (1996) によると、典型的な対流ジャンプの年には亜熱帯 WNP に正の SST 偏差が実際に見られ、それは7月上旬に現れている。しかし、平均的には、この正の SST 偏差は7月下旬にはすでに弱くなっている。その場所での SST の変動だけで活発な対流の形成過程を説明するのは難しそうである。

一方で、Kodama (1992) は、低緯度の海洋上で降水系の特性を調べ、BFZ、南太平洋収束帯 (SPCZ)、南大西洋収束帯 (SACZ) の3つの亜熱帯収束帯 (STCZ) が存在することを示した。これらの STCZ は、北 (南) 半球低緯度域での対流活動に伴う強い非断熱加熱のある領域から北東 (南東) に伸びる降水帯であると解釈できる。Kodama (1992) は、前線に沿った東向きの流れと、亜熱帯高気圧の北西 (南西) の縁に沿った極向きの流れが STCZ への水蒸気の供給に寄与していることを示した。さらに、Kodama (1993) は、亜熱帯ジェットと、亜熱帯高気圧の西の縁の下層の極向きの流れが、準定常的な STCZ の維持のための必要条件であることを明らかにした。その後、Kodama

(1999) は、水惑星大気大循環モデル (AGCM) を用いた数値実験によって、STCZ の南西の暖水域での積雲対流に伴う非断熱加熱が STCZ の形成に寄与していることを示した。

以上の結果から、対流ジャンプの南西には実際に暖水域や熱帯収束帯 (ITCZ) が存在するので、対流ジャンプは STCZ である可能性があるかと期待できる。実際に Ueda et al. (1995) や Ueda and Yasunari (1996) によって示された対流域は北東に伸びている。しかし、Ueda et al. (1995) や Ueda and Yasunari (1996) は、対流ジャンプの詳細な構造や、その南西にある対流活動との関係については議論していない。

したがって、本研究では、観測データを解析することによって対流ジャンプの構造を調べ、Kodama (1999) によって再現された対流ジャンプと同種のものである可能性を検討する。本研究では急激な季節進行よりは、空間構造に注目する。以下では、等価黒体温度 ( $T_{BB}$ )、SSM/I による可降水量、客観解析データを解析に用いる。

## 2. 方法

最初に気象庁気象研究所 (MRI/JMA) によって編集された  $T_{BB}$  データを用いて、対流活動の水平分布を調べる。ここでは、7月中旬と下旬の  $T_{BB}$  の分布を求める。Ueda et al. (1995) や Ueda and Yasunari (1996) によれば対流ジャンプは7月下旬に観測されるので、7月中旬と下旬の差に注目する。1980年から1997年までの18年間の平均値を解析する。

次に、7月下旬の対流ジャンプに対応する低  $T_{BB}$  域が特に明瞭であった典型年として、1984、1985、1994年を選んだ。以下では力学的な特徴をはっきりと示すために、3つの典型

年について解析を行なう。

7月下旬の $T_{BB}$ の合成図を最初に調べる。次にNCEP/NCARによる客観解析データを用いて同じ時期の200 hPa面高度と海面気圧(SLP)の合成図を計算する。また200 hPa面と850 hPa面における11日平均場での相対渦度、渦度収支(東西移流、南北移流、伸縮)も解析する。ここでは、Kodama (1999)で明らかになったSTCZの力学的特徴が、対流ジャンプでも見られるか、検討する。

次に水蒸気分布を調べる。ここではSSM/Iによる可降水量を解析する。この解析では、1987年以前のデータは使えないため、1994年のデータのみを用いる。

### 3. 結果

はじめに1980～1997年で平均した7月中旬と下旬の $T_{BB}$ の分布を調べた(図は省略)。南鳥島周辺で南西から北東に走る低 $T_{BB}$ 域が、7月下旬のみで見られる。このことから対流域は暖水域から北東に伸びていることが確かめられる。この結果はUeda et al. (1995)によって示された結果と矛盾しないが、対流域の北東の部分は高いSSTとは対応していない。さらに、SST分布には7月中旬から下旬への急激な季節進行は見られない。対流活動の空間分布と季節進行は直接にはSSTの変動と対応していないことに注意する必要がある。本研究では対流域の水平分布により詳細に注目する。

図1(上)に、典型年(1984、1985、1994年)の7月下旬で平均した $T_{BB}$ の分布を示す。対流域がフィリピン付近の暖水域から北東に伸びていることが分かる。対流域の水平構造は、Kodama (1999)によって再現された結果と類似している。また、気候場と同様に、典型年の7月中旬、下旬でも、急激な季節進行が生じていることが確かめられる。

850 hPa面風速場の合成図を図1(下)に示す。上の図の低 $T_{BB}$ 域に対応して南風が見られる。Kodama (1992)やKodama (1999)による結果を比べて風場はやや異なっている。図1(下)においては南東風成分が大きくなっている。一方で、Kodama (1992)やKodama

(1999)による他のSTCZにおいては南西風成分のほうが支配的である。低 $T_{BB}$ 域の南東側の強い下層の南東風成分は、北太平洋高気圧の周りの大きなスケールの高気圧性循環が強いことと関係しているようである。

図2に、典型年の7月下旬で平均した200 hPa面高度と海面気圧を示す。大規模な場を見ると、チベット高原上での強い非断熱加熱に伴って、ここで注目している対流域の西方に上層の高気圧が存在している(図2の上段)。さらに細かくみると、降水帯の北西側と南東側にそれぞれ谷と尾根が見られる。一方、下層においては、対流域のすぐ近くに低気圧性の渦度が生じている(図2の下段)。これらの結果に対応して、低 $T_{BB}$ 域の北西に上層の低気圧性渦度が、南東に高気圧性渦度が検出される。対流域の下層においても低気圧性の渦度が確認できる(図は省略)。

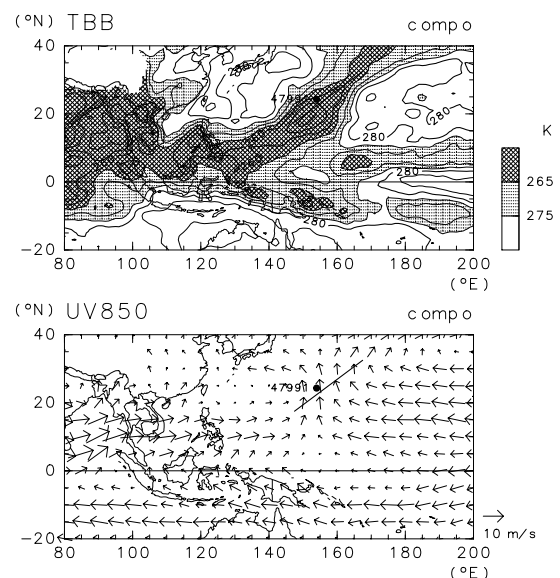


図1: 1984、1985、1994年の7月下旬で平均した $T_{BB}$ (上)と850 hPaにおける風ベクトル(下)。等値線間隔は5 K。実線は対流域のおおよその位置、「47991」と書かれた点は南鳥島の位置を示す。

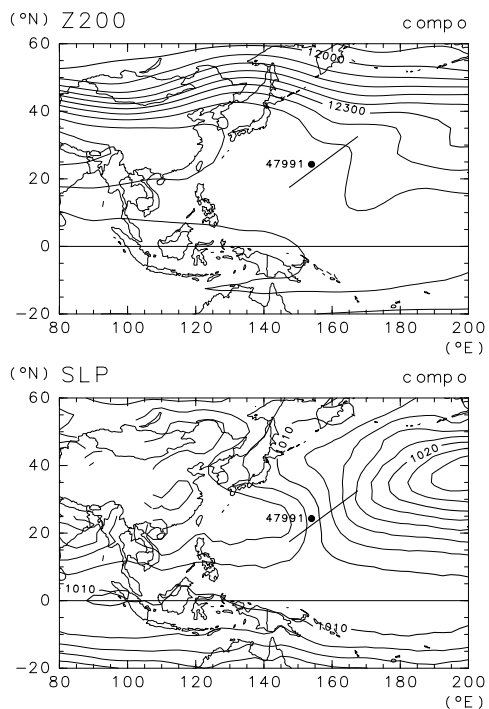


図2: 1984、1985、1994年の7月下旬で平均した、200 hPa面高度(上)と海面気圧(下)。等値線間隔は30mと2hPa。

次に、典型年の7月下旬の200 hPa面での渦度収支を図3に示す。ここでは、渦度収支は時間平均場について計算し、移動性じょう乱からのフィードバックは無視している。図3の上段、中段、下段はそれぞれ渦度の東西移流、絶対渦度の南北移流(実効 $\beta$ )、伸縮項を示す。対流域の上空では伸縮項によって負の(高気圧性の)渦度傾向がもたらされている(図3の下段)。北緯30°以北では東西移流が伸縮項を相殺しているようであり(図3の上段)、また北緯30°以南では南北移流が相殺している(図3の中段)。図4は、850 hPa面での渦度収支を、図3と同様に示す。下層では東西移流の効果は相対的に小さいようである(図4の上段)。上層流に伴う正の伸縮項は、南風によってもたらされる負の南北移流項によって相殺されている(図4の中段)。これはSverdrupバランスとして理解できる。

1994年7月下旬のSSM/I可降水量を図5に示す。降水帯の北東側で南西側よりも多くの可降水量が検出されている。この可降水量の勾配は北緯25°以北で特に顕著である。大気

の水蒸気の大半は対流圏下層に存在するので、図5の結果は、下部対流圏においては降水帯の北西側により多くの水蒸気が存在することを示唆している。一般に時間平均場において40 mmを超えるような可降水慮の値は中高緯度ではめったに観測されない(図は省略)。ゆえに、降水帯の北西側に水蒸気が多く存在するという事は、この降水帯の特徴的な性質であるといえる。

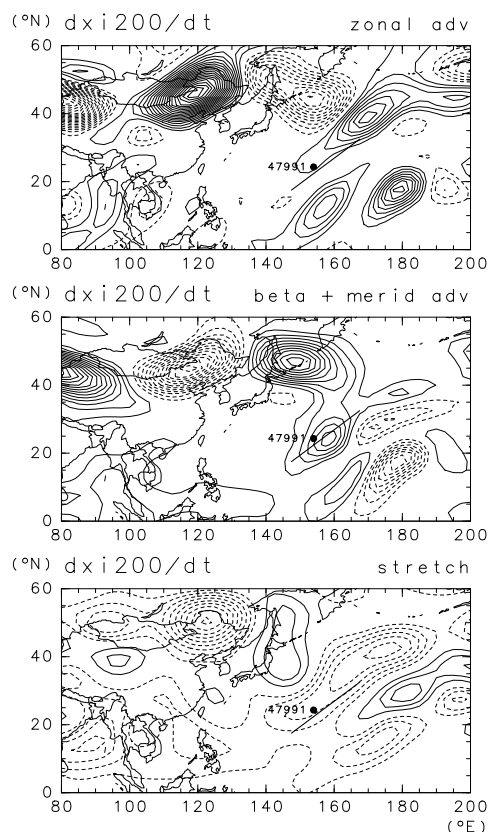


図3: 1984、1985、1994年の7月下旬で平均した200 hPa面における、渦度の水平移流(上段)、絶対渦度の南北移流(中段)、伸縮項(下段)。等値線間隔は $5 \times 10^{-11} / s^2$ 。ゼロの等値線は省略し、負の等値線は点線。

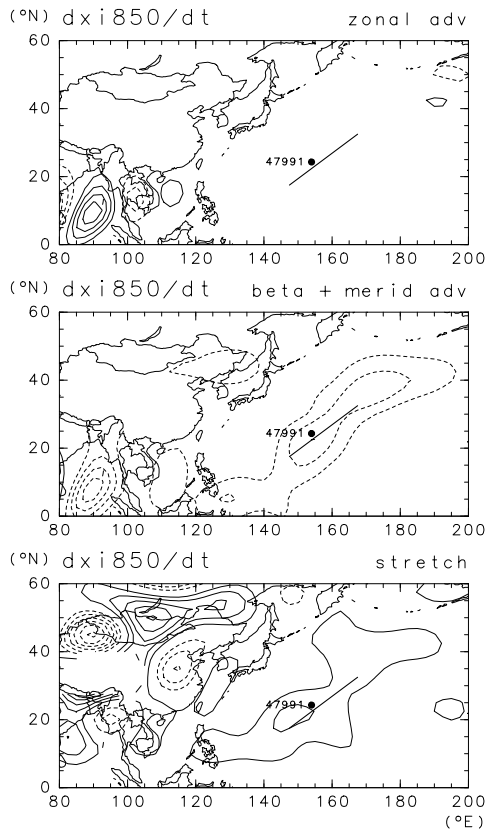


図4: 図3と同じ、ただし、850 hPa面。

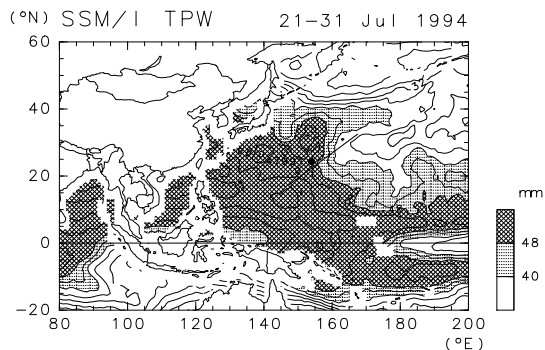


図5: 1994年7月下旬のSSM/Iによる可降水量。等値線間隔は4 mm。

#### 4. 議論

図1(上)に示されたように、対流ジャンプに対応して、7月下旬に西部北太平洋の暖水域から北東に伸びる対流活動域が検出された。対流活動の水平構造は、Kodama (1992) によるSTCZに関する観測データの解析結果や Kodama (1999) による数値実験の結果とよく類似している。水平構造に関しては、対流ジャンプはSTCZと共通した特徴を持っているとい

える。以下では、この対流域を「南鳥島収束帯 (Marcus Convergence Zone, MCZ)」と呼ぶことにする。より細かく見ると、図1(上)に見られるように、 $T_{BB}$  の極小はフィリピン付近と東経 150° 付近に分かれている。他の観測されたSTCZではこのような分かれたピークははっきりしないが、Kodama(1999) においては図1(上)に示されたMCZと同じような水平構造が見られている。このように2つの分かれたピークが生じるメカニズムはKodama (1999) や本研究においては解明されておらず、今後の課題であるといえよう。少なくとも、この水平構造をSSTの水平分布によって説明することはできない(図は省略)。

降水帯は、図2(上)に示された全球規模の上層の高気圧の北東に位置している。対流域付近のより細かい構造に注目すると、降水帯の軸の北西にトラフ、南東にリッジが見られる。上層での渦度解析の結果によると、北緯 40 ~ 50° に位置する亜熱帯ジェット上では、降水帯の近くを除いて、東西移流と実効 $\beta$ 項が互いに相殺している(図3の上段と中段)。これは定常ロスビー波の伝播を示している。一方で、降水帯の上空では、伸縮項を無視することができない(図3の下段)。対流活動によって渦度強制が生じていると推測できる。降水帯のすぐ近くのトラフとリッジは伸縮項と他の2つの項(東西移流と実効 $\beta$ 項)とのつりあいの結果として形成されたものであると解釈できる。下層においては、活発な対流の生じている場所で低気圧性の渦度が見られる(図2の下段)。下層では東西風が弱いので、相対渦度の東西移流は無視できるくらい小さい(図4の上段)。図4(下)より、対流活動に伴う上昇流に対応して正の渦度強制が生じていることが分かる。この渦度強制は、図4(中)の実効 $\beta$ 項とつりあっている。このつりあいに対応して下層では南風が解析されている(図は省略)。他のSTCZと比べて亜熱帯高気圧の周りの高気圧性循環の一部としての南東風が強いものの、この段落で述べているMCZの特徴はKodama (1999) によって再現されたSTCZと基本的に整合的である。力学的な観点から見れば、MCZや対

流ジャンプに対応する降水域は STCZ とみなせると思われる。

SSM/Iの観測によると、可降水量の値はMCZの北西側で大きくなっている(図5)。一方で他のSTCZでは低緯度側のほうが大きくなっている。この点において、MCZは他のSTCZとはかなり異なっている。収束帯をはさんだ可降水量の勾配は北緯25°より北で特に明瞭である。他のSTCZで観測されているような、低緯度側により多くの水蒸気が分布するという水蒸気分布は、MCZにおいてはみられない。今後、水蒸気分布をより詳細に明らかにするためには、より多くの観測データの収集、解析のほか、現地観測も必要になってくるであろう。

南東側で可降水量が少ないことは、亜熱帯高気圧での下降流と関係している可能性がある。実はKodama(1999)の実験においても収束帯の南東側に乾燥域が生じている。Kodama(1999)は乾燥域が降水帯に伴う補償下降流によって生じている可能性に言及している。結局のところ、MCZに伴う乾燥域が、単に大きなスケールの亜熱帯高気圧の下降流のみによるものであるかどうかは明らかではない。より大きな場においては、MCZの北西側の大きな可降水量が特徴的である。この多量の水蒸気は、大陸上の熱的低気圧のまわりの下層風やBFZに伴う湿舌によってもたらされているようである(Akiyama 1973)。MCZを前線帯として特徴づけうる比湿勾配は、MFZに関連した湿潤な下層風と亜熱帯高気圧のまわりの乾いた南東風の両方によって生じていると結論すべきなのかもしれない。

図4(中と下)に示されたように、MCZに伴う降水域の周辺では下層でSverdrupバランスが成り立っている。つまり、下層の南風は上昇流に対応して観測されている。MCZはこの点において、他のSTCZと同一視できる。しかし、図5から推測されるように、下層の比湿の南北勾配は逆転している。このような状況では、南風はMCZへの水蒸気の供給にとって負の効果を持つ。一方、他のSTCZでは南風は湿った空気を移流している。この負のフィー

ドバックが、MCZの持続期間が他のSTCZに比べて短いという観測事実と関係しているかもしれない。Kodama(1999)においても乾燥域は再現されているが、そのSTCZへの影響についてはまだ詳細な議論はなされていない。MCZに関係した水蒸気収支を解析するためには、比湿、海上風、鉛直風、海面フラックスなどを定量的に理解する必要がある。

## 5. 結論

対流ジャンプに関して降水システムの特徴を調べ、フィリピン付近の暖水域から北東に伸びる対流活動域として、「南鳥島収束帯(Marcus Convergence Zone, MCZ)」を検出した。この対流活動の空間分布や時間発展は局所的なSSTの変動とは直接には対応していない。

気圧や渦度の分布、渦度収支によって代表されるMCZの力学的特徴は、他のSTCZや水惑星AGCMで再現されたSTCZとよく似ている。MCZに伴うトラフはフィリピン付近の暖水域での活発な対流活動に関係した力学的強制によって形成されたと考えられる。

MCZ周辺での水蒸気の分布は、他の観測されたSTCZとはかなり異なっている。BFZの南側の湿潤な南西風によって、収束帯の南西側により多くの水蒸気をもたらされていることが示唆される。

## 参考文献

- Akiyama, T., 1973: The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu front. *Pap. Met. Geophys.*, **24**, 157-188.
- Kodama, Y., 1992: Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part I: Characteristics of subtropical frontal zones. *J. Meteor. Soc. Japan*, **70**, 813-836.
- Kodama, Y.-M., 1993: Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ) Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. *J. Me-*

- teor. Soc. Japan*, **71**, 581-610.
- Kodama, Y., 1999: Roles of the atmospheric heat sources in maintaining the subtropical convergence zones: An aqua-planet GCM study. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 4032-4049.
- Ninomiya, K., 1984: Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer northern hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 880-894.
- Ueda, H., T. Yasunari and R. Kawamura, 1995: Abrupt seasonal change of large-scale convective activity over the western Pacific in the northern summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 795-809.
- Ueda, H. and T. Yasunari, 1996: Maturing process of the summer monsoon over the western North Pacific —A coupled ocean/atmosphere system. *J. Meteor. Soc. Japan*, **74**, 493-508.