

アジアの梅雨・世界の梅雨*

児 玉 安 正**・山 田 広 幸***

1. はじめに

「梅雨」は、中国から日本にかけてみられる初夏の雨季につけられた固有名であり、東アジアの気候・風土を特徴づける現象である。一方、梅雨前線帯に似た亜熱帯前線帯による降雨現象が、アジア以外の亜熱帯域にも存在することが最近知られるようになった。本稿では、他の亜熱帯域も含めた広い視点から梅雨の研究が行われることを望み、梅雨の基礎知識に加え、日本の外に目を向けて亜熱帯域の降雨現象に関するテーマを選ぶことにした。梅雨に関連した解説が天気に掲載される頻度は意外と少ないので、今後も様々な視点から梅雨の解説論文が書かれることを望みたい。

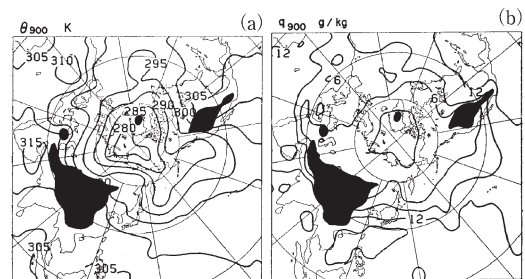
2. 梅雨前線帯のマルチスケール構造

梅雨は、東アジアに梅雨前線帯が停滞することで起こる。二宮洸三氏は、初夏の北半球の循環場を俯瞰し、梅雨前線帯の特徴を他の前線帯と比較して、梅雨前線帯は北半球で唯一の顕著な亜熱帯前線帯であることを強調した¹⁾。第1図に初夏の北半球の900 hPa面の温位と比湿の分布を示す。50°N～60°N付近に存在する寒帯前線帯は、対流圏中下層の $\nabla\theta$ (温位 θ の水平勾配)の極大ゾーンであり、他に θ と ξ (相対渦度)の変動の極大ゾーンとしても特徴づけられる。このような特徴は梅雨前線帯にはみられない。30°N、100°～160°E付近に存在する梅雨前線帯は、幅の狭い準定常的な降水帯、下層の大きな $\nabla\theta_e$ 、 ∇q (θ_e は相当温位、 q は水蒸気の混合比)、厚い湿潤層、対流不安定の生成、水蒸気フラックスの大きな収束と上昇流な

どで特徴づけられる^{1,2)}。これらの亜熱帯前線帯としての特徴を有する前線帯は他にはみられない。

梅雨前線帯のうちでも、大陸上の部分は特に下層の θ の勾配は緩やかである^{1,2)} (第1図)。気団論的には、大陸上の梅雨前線帯は高温で湿潤なモンスーン気団と高温で乾燥した大陸気団の境界をなす。一方、日本よりも東方では、梅雨前線帯はある程度の $\nabla\theta$ を伴い、海洋性熱帯気団と冷涼な海洋性寒帯気団の境界をなす。梅雨前線帯の傾圧性の東西の違いは、西日本の土砂降り、東日本のしとしと雨に代表される降水特性や、前線上の低気圧性擾乱の性質に影響を与える。

このような平均場にみられる特徴の他に、様々なスケールの擾乱の相互作用によって、梅雨前線帯の降水変動がもたらされる。第2図に梅雨前線帯の概念モデルを示す³⁾。梅雨期には、亜熱帯ジェットがチベット高原の南側を、寒帯前線ジェット気流が北側を通る。梅雨前線帯は亜熱帯ジェット気流に平行しているが、北側の寒帯前線ジェットのトラフと相互作用する時には、対流圏中層まで達する正渦度をもつ～2000 kmスケールの準総観規模 (sub-synoptic scale) の低気圧が梅雨前線上に発生する。この低気圧の後面では、梅雨前線上にメソ α スケールの雲システムの列が形成される。低気圧後面では乾いた寒気の移流があり、梅



第1図 900 hPa面の温位 (a) と比湿 (b)¹⁾。
期間は1975年6月19日～26日。

* Baiu in Asia and Baiu-like phenomena in the world.

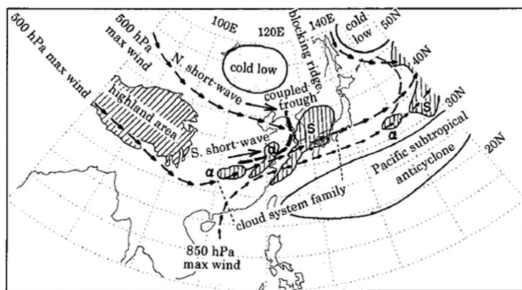
** Yasu-Masa KODAMA, 弘前大学大学院理工学研究部。

*** Hiroyuki YAMADA, 海洋研究開発機構。

© 2007 日本気象学会

雨前線帯の $\nabla\theta_e$ が一時的に強化され、メソ α スケールのシステムの発達に好都合な状態となると考えられる。こうして準総観規模の低気圧を親とする雲ファミリーが形成される³⁾。

梅雨前線は、亜熱帯ジェット気流に平行して発生する。第3図に示すように、亜熱帯ジェット気流の偏西風は地上まで達し、その高緯度側に降水帯が形成される。梅雨前線帯は、亜熱帯ジェット気流では偏西風は地上まで達せず、また地上に前線を作らないという、教科書の記述の例外となっている。ただし地上の前線帯の $\nabla\theta$ は寒帯前線帯に比べて小さい。下層では梅雨前線帯に向かって低緯度側からの風の吹き込みがある。これは亜熱帯高気圧の西縁の気流であり、前線帯に水蒸気を供給すると共に、前線帯に沿った風と合流収束することで、前線強化を引き起こす⁴⁾。第3図には、後述する南半球の亜熱帯前線帯である南大西洋収

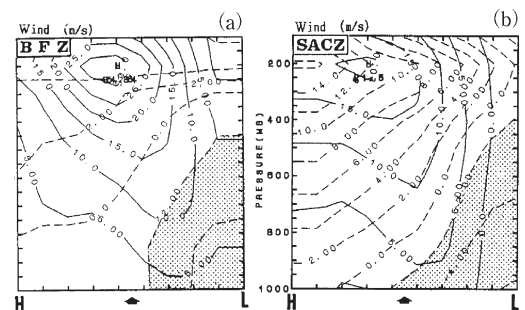


第2図 梅雨前線雲帯の概念モデル³⁾。図中の α とSは、それぞれ、メソ α スケールの雲システムと、準総観規模スケールの雲システムを示す。

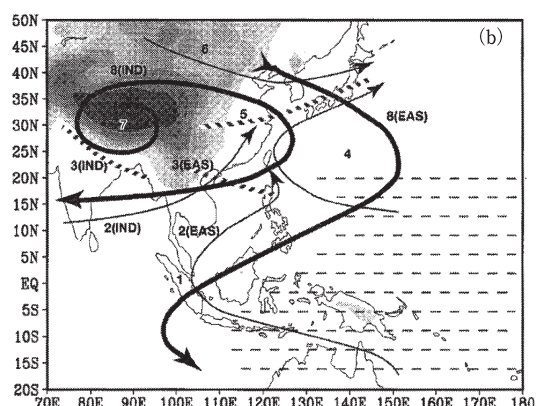
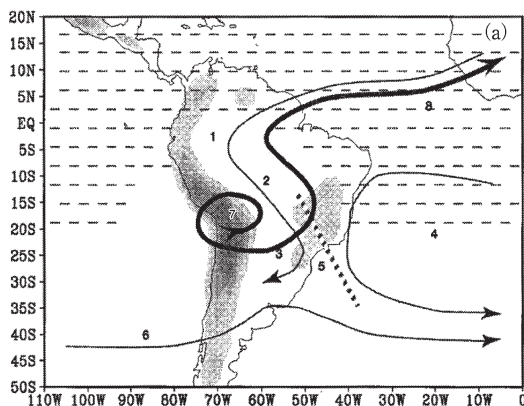
束帯 (SACZ) の断面図も示される。ほとんど同じ構造がみられる。

3. 梅雨は東アジアのみの現象か?

梅雨は東アジア独特の雨季であるという認識は広くもたれている。海陸分布の状況が似る北米東岸で亜熱帯前線帯がみられないのはなぜか。東アジア、北米ともに亜熱帯高気圧の西縁にあり、湿潤な気流が流入する。第1図からわかるように、北米大陸や北米東岸には梅雨前線帯を特徴づける大きな ∇q はない。東アジアでは、亜熱帯ジェット気流が梅雨期に 30°N 付近にあり、それに沿って存在する梅雨前線に降水が集中する。一方、北米では亜熱帯ジェット気流が 40°N 付近



第3図 梅雨前線帯 (a) と SACZ (b) の断面内の風速分布⁴⁾。コンターは実線が降水帯に平行な成分、破線が降水帯に直交する成分で、低緯度側からの吹き込みとなる部分に影をつけた。Lは断面の低緯度側、Hは高緯度側を示し、矢印は降水帯の軸を示す。

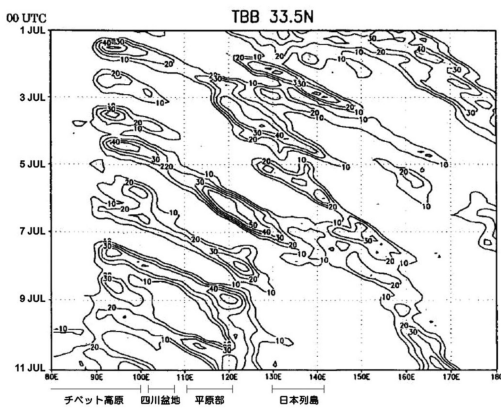


第4図 南米夏季モンスーン (a) とアジア夏季モンスーン (b) の概念モデル⁶⁾。1: 下層の越赤道風, 2: 下層の西風, 3: グランチャコ低気圧とアジアモンスーントラフ, 4: 亜熱帯高気圧, 5: SACZと梅雨前線帯, 6: 中緯度偏西風, 7: ボリビア高気圧とチベット高気圧, 8: 上層の反流。(EAS)は東アジア夏季モンスーンと関連する循環を、(IND)はインド夏季モンスーンと関連する循環を示す。

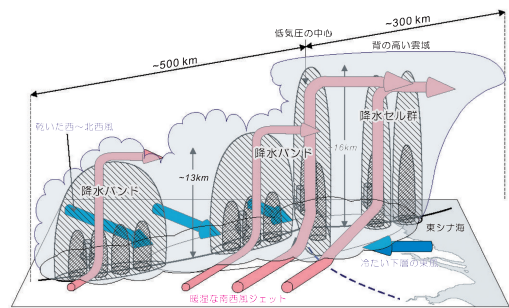
にあり、降水はジェット気流よりも南側で広範囲に分布する⁵⁾。下層の気流が運んできた水蒸気が、東アジアでは梅雨前線で集中して降水に変わるが、北米では、40°N 付近の前線帯に達する以前に、メソスケールの対流性雲システムなどで降水に変わるため、 q は北に向かって徐々に減少する。北米でも、亜熱帯ジェット気流が30°N 付近まで南下し、ジェット気流に沿って降水帯ができることがある。この降水帯は出現頻度が少なく停滞性もないため、梅雨前線帯のような準定常的な降水帯とはならない。しかし、その構造には亜熱帯前線帯である梅雨前線と似た特徴がみられる⁵⁾。基本的には夏季の亜熱帯ジェット気流の振る舞いが東アジアと北米で異なり、このことが、梅雨現象

の有無を決めていると考えられる。

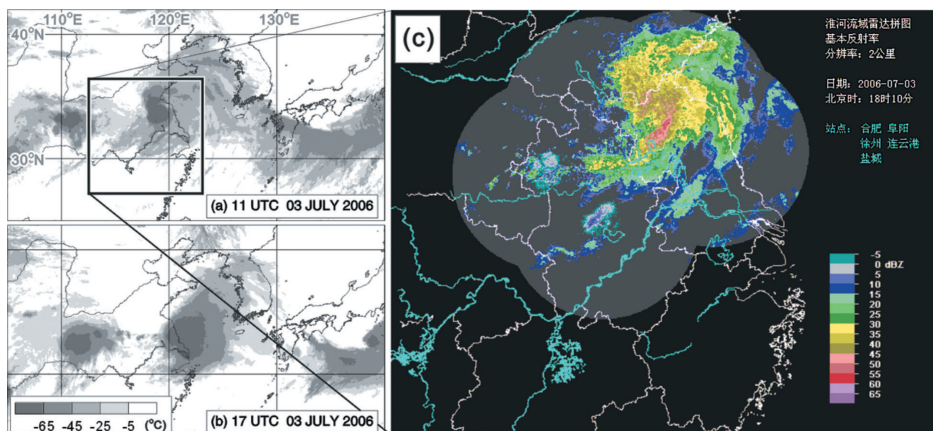
南半球には顕著な亜熱帯前線帯が存在する。南太平洋収束帯 (SPCZ) と南大西洋収束帯 (SACZ) と呼ばれる、熱帯から中緯度にかけて北西—南東方向に伸びる長大な降水帯があり、その亜熱帯域の部分が夏季に亜熱帯前線帯としての特徴を示す⁴⁾。第4図は、アジア夏季モンスーンと南米夏季モンスーンの循環場を比較したものである⁶⁾。SACZ と梅雨前線帯は、共に亜熱帯高気圧の西縁の熱帯海上から水蒸気が流入する位置にあり、上空ではジェット気流のトラフがあるなど、モンスーンシステムとしてみた循環場に多くの共通点がある。顕著な亜熱帯前線帯は、暖候期に亜熱帯高気圧の西縁で熱帯からの暖湿流があり、上空の亜熱帯ジェットが緯度30度付近に頻繁に現れる領域にのみ発達する。北米や盛夏期の東アジアで亜熱帯前線帯が



第5図 1991年梅雨期における赤外輝度温度(°C、マイナス記号省略)の時間—経度断面 (Ninomiya and Shibagaki, 2003 の第5図b に加筆した)。



第6図 長江下流域におけるデュアルドップラーレーダー観測により捉えられた、背の高い雲システムに伴う降水エコーの3次元構造の模式図⁹⁾。



第7図 (a, b) 2006年7月3日に発達したクラスターのMTSAT衛星輝度温度分布。(c) クラスター内部のレーダー反射強度分布 (淮河流域気象センター <http://www.amo.gov.cn/hbc> より)。

維持できないのは、亜熱帯ジェット気流の緯度が高く2番目の条件が満たされないためと考えられる⁵⁾。

SPCZとSACZは、梅雨前線帯に比べて活動の年々変動や季節内変動が大きく、梅雨前線帯にみられる季節進行に伴う北上のような現象も知られていない。降水が少ない年もある一方で、ブラジルではSACZによる豪雨災害がしばしば発生する。SACZが停滞することの多いブラジル高原には、無数のダム湖が作られSACZの降水が水力発電に利用されている。石油資源に乏しかったブラジルでは、電力のほとんどは水力でまかなわれる。降水帯の季節変化など違いも多いものの、南半球にも亜熱帯前線帯が存在することは興味深い。最近、南北アメリカではSACZの研究が活発になってきている。梅雨前線帯とSACZの研究交流は双方の研究の発展に有益であろう。

4. 中国大陸上の雲システム

ドップラーレーダーの普及と非静力学雲解像モデルの開発により、梅雨前線上のメソ対流系に関する研究が近年盛んに行われている。特筆されるのは、中国大陸でメソ対流系の観測が行われるようになったことである。西日本に集中豪雨をもたらすクラウドクラスターは、その西方（風上側）にある東シナ海や中国大陸で発生するが⁷⁾、その発生機構の理解にはレーダーを用いた現地での詳細な観測が必要とされた。その中国では1991年に起きた長江・淮河流域の大洪水を踏まえ、洪水予測が急務となったが、観測網の整備が遅れていた。このため、日本からドップラーレーダーを持ち込んで運用する日中の共同研究が、1998年以降に長江・淮河流域で実施された。そこで、大陸の梅雨に関する研究の進展を紹介したい。

梅雨前線に沿った東西方向の雲の動き（第5図）では、チベット高原で陸面加熱による雲活動の日変化が顕著であり、雲域の一部は東進して平原上で発達し、日本域へ到達する。チベット高原西縁域での雲の発達には、高原上の熱的低気圧⁸⁾や、四川盆地の”south-west vortex”と呼ばれるメソ渦の役割が指摘され、平原上では下層ジェットによる水蒸気供給や、上層トラフによる渦度移流の重要性が指摘されている。

共同観測はこの平原域で行われ、メソ対流系の3次元構造の観測結果が報告されている⁹⁾（第6図）。下層で湿潤な南西風と乾燥した北西風、そして海からの東風が収束する領域に、背の高い降水エコーが形成され、その西側には線状の降水バンドが500 kmも伸び

ている。このような対流系はしばしば地上の小低気圧を伴うが、その発達には降水による潜熱加熱が本質的な役割を果たしていることが数値実験により指摘されている¹⁰⁾。降水エコーの鉛直構造を統計的にみると、反射強度のピークが4 kmよりも下にある、浅い対流・深い対流のどちらにも属さないエコーの割合が多く、「中程度の高さをもつ対流（Convection of Medium Depth）」と名付けられている¹¹⁾。深い対流エコーで構成された北米のシビアストームと異なった鉛直構造であり興味深い。メソ対流系の構造は環境場に依存するが、環境場の形成を支配する要因が、この違いをもたらす可能性がある。水田からの蒸発が湿潤な梅雨の環境場の形成に寄与することが指摘されており¹²⁾、大気―陸面相互作用を考慮した雲システムのモデル研究によって地域特性の理解が進むだろう。

中国は近年、独自でレーダー網の整備を進め、雲システムの全体像を観測出来るネットワークが構築されつつある（第7図）。日本の測器を用いた共同観測は減ると思われるが、中国と韓国、日本の現業レーダーを活用すれば、雲システムの時間発展を総観できる、広大なレーダー観測網の構築も夢ではない。各国の利害が絡むため、そのハードルは依然高いものの、実現すれば梅雨前線帯における雲システムの発達機構の理解が飛躍的に進むことになるだろう。

参 考 文 献

- 1) Ninomiya, K., 1984 : J. Meteor. Soc. Japan, **62**, 880-894.
- 2) Akiyama, T., 1973 : Pap. Meteor. Geophys., **24**, 157-188.
- 3) Ninomiya, K. and Y. Shibagaki, 2003 : J. Meteor. Soc. Japan, **81**, 193-209.
- 4) Kodama, Y.-M., 1992 : J. Meteor. Soc. Japan, **70**, 813-836.
- 5) Kodama, Y.-M., 1993 : J. Meteor. Soc. Japan, **71**, 581-610.
- 6) Zhou, J. and K.-M. Lau, 1998 : J. Climate, **11**, 1020-1040.
- 7) Takeda, T. and H. Iwasaki, 1987 : J. Meteor. Soc. Japan, **65**, 507-513.
- 8) Yasunari, T. and T. Miwa, 2006 : J. Meteor. Soc. Japan, **84**, 783-803.
- 9) Yamada, H. *et al.*, 2003 : J. Meteor. Soc. Japan, **81**, 1243-1271.
- 10) Yamasaki, M., 2005 : J. Meteor. Soc. Japan, **83**, 305-329.
- 11) Zhang, C. *et al.*, 2006 : J. Meteor. Soc. Japan, **84**, 763-782.
- 12) Shinoda, T. and H. Uyeda, 2002 : J. Meteor. Soc. Japan, **80**, 1395-1414.