

第1回「梅雨研究会」報告*

1. はしがき

「梅雨前線はどのようにして形成維持されているのか？」これは古くて新しい問題である。今年(1987年)の春の学会シンポジウムでも、「梅雨とモンスーン」というテーマで活発な討論が行なわれた。しかし、参加者が多く(約数百人)時間も限られたシンポジウムの場で、多くの意見を出し合い議論を尽くすのも容易ではない。それを補う意味もあって、学会最終日の翌日(5月29日(金)の午前・午後)、インフォーマルに「梅雨研究会」を開催した(世話人、加藤内蔵進)。参加者は約60名で、主に大きいスケール(～数1000 km以上)の立場から、7名が話題提供を行なった。その内容について以下の章で各話題提供者に執筆をお願いしたのが本稿である。現在までの研究成果の他、各人の抱く「妄想」等、今後の研究への新しい視点(問題意識)をぶつけ合うねらいもあった。

様々な議論をしながら、物事はいかにわかっていないものが多いか(わかったような錯覚に陥っているか)を再認識させられもし、大変充実した研究会だったと思う。今後も、年1回程度、定期的に研究会を持ちたいものである。なお、今回はスケジュールが過密で十分な総合討論が出来ず、次回からは、半日以内で、しかもテーマを絞るべきだとの反省点もあった。(加藤内蔵進)

2. 梅雨前線と亜熱帯高気圧域の水蒸気場

加藤内蔵進**

梅雨前線帯での降水活動は、亜熱帯高気圧域からの水蒸気輸送により維持される。しかし、シンポジウム報告(気象学会1987年春)でも述べたように、東アジアの梅雨前線の特徴は、5月、6月前半、6月後半以降で大きく異なり、また場所(大陸と日本列島付近)による差異も大きい。これらの違いを、水蒸気場も含めた亜熱帯高気圧の3次元構造を把握しつつ、前線帯への水蒸気集中

のプロセスという観点から整理することは、ローカルにも、グローバルにも、梅雨前線の形成維持、変動のメカニズムを理解するうえで重要である。以下、断片的であるが、今後の研究の展望として若干の例を紹介したい。

シンポジウム報告にも書いたが、華中で梅雨前線が活発な時、その南側(20～30°N)で下層の南風が強い。1979～83年6、7月の半月データによれば、九州方面でも同様な特徴が認められる。しかし、130°E付近の前線帯への下層の南風が弱い時にも(下層の西風は強い時)九州で雨量が増加する場合も少なくない(加藤ら、1987)。後者の場合、九州の北側で500 mb面のトラフが深い(40°N/130°EにおけるZ₅₀₀の年平偏差が約-50 gpm、但し、該当する5つの半月のデータを合成)。両者の例での水の集中過程の違いの研究は、前線帯での傾圧性や北のトラフの役割を理解するうえでも重要である。

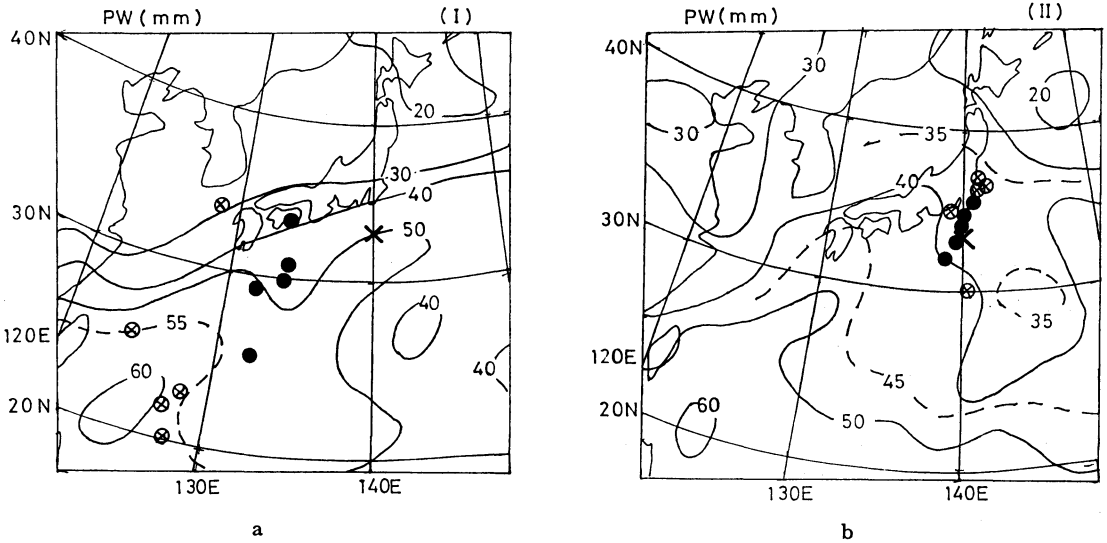
ところで、亜熱帯高気圧の日本付近での発達に伴い梅雨前線が一時的に消失する事がある(「梅雨の中休み」、日本の盛夏時と基本的には同じ)。この種の「中休み」前(1979年6月11日00 GMT～14日00 GMT、期間(I))及び「中休み」時(同14日12 GMT～17日12 GMT、期間(II))でそれぞれ平均した可降水量(500 mb～地上)の分布を第1図に示す(気象庁客観解析データ)。また、32.79°N/140.00°E(図中×印)へ到達した気塊の1日前、2日前の位置の分布も示した(850 mbの風で追跡)(加藤・栗原、1987)。

期間(I)では梅雨前線の南方の亜熱帯高気圧の軸(25°N付近)でも下層で南風が強く水蒸気量も多い(140°E以西)。東日本の梅雨前線へ到達する気塊は、そこを(晴天域)通過したものである。一方、期間(II)では高気圧の中心付近で乾燥して風も弱い(相対湿度は約50%。このため可降水量も少ない)。従って高気圧域を通して更に北へ水蒸気を輸送出来ない。

このように、亜熱帯高気圧域内の下層風や水蒸気場の変動も大きく、ステージによる水循環過程の違いが示唆される。これらの実態の記述と梅雨前線活動との関係、

* Reports on the first Meeting on the Baiu.

** Kuranoshin Kato, 名古屋大学水圏科学研究所。



第1図 期間平均の可降水量 (mm, 500 mb～地上) の分布. 32.79°N/140.00°E (図中×印) に到達した気塊の1日前, 2日前の位置をそれぞれ, ●, ⊗で示した. (a): 期間(I), (b): 期間(II). 但し, トラジェクトリーは (a): 11日 00 GMT～13日 00 GMT, (b): 15日 12 GMT～17日 12 GMT の各マップタイムに×印の地点へ到達したものの追跡結果を示した.

そして, モンスーンとの関係について, 今後の研究の蓄積が必要である.

3. 梅雨前線と積乱雲群

岩崎 博之*

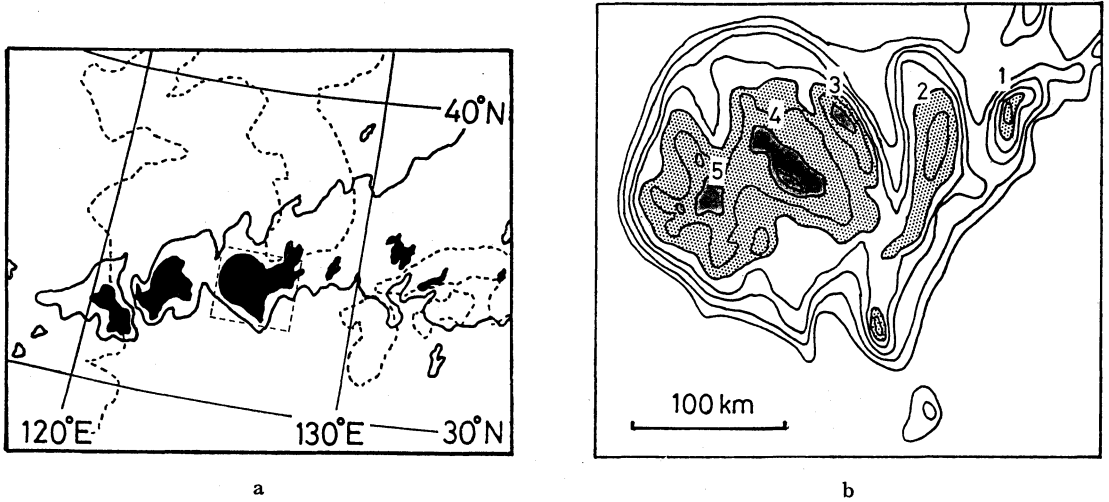
気象衛星データの普及により, 梅雨前線の広範囲かつ細かな観測が可能となった. ここでは衛星データから見た梅雨前線を積乱雲群に注目して紹介する.

第2図(a)は気象衛星 NOAAによる梅雨前線に相当する雲帯の T_{BB} 分布である. 130°E 以東では雲頂 $T_{BB} - 60^{\circ}\text{C}$ 以上の比較的背の低い雲域が広がっているのに対して, 130°E 以西では活発な対流活動を反映する $T_{BB} - 60^{\circ}\text{C}$ 以下の背の高い雲塊—クラウドクラスター (cloud cluster)—の集団として認識される. この傾向は単一のクラウドクラスターの追跡 (Akiyama, 1984) や一週間程度の時間平均でも認められる (東, 1987). これは梅雨前線を構成する雲群の性質が東西方向に異なる事を示唆する. 第2図(a)の点線枠内の細かな T_{BB} 分布を第2図(b)に示す. クラウドクラスターは, より低温な T_{BB} を呈する meso- β スケールの雲群の集団として認められる. これら meso- β 雲群の多くは T_{BB} の低さと

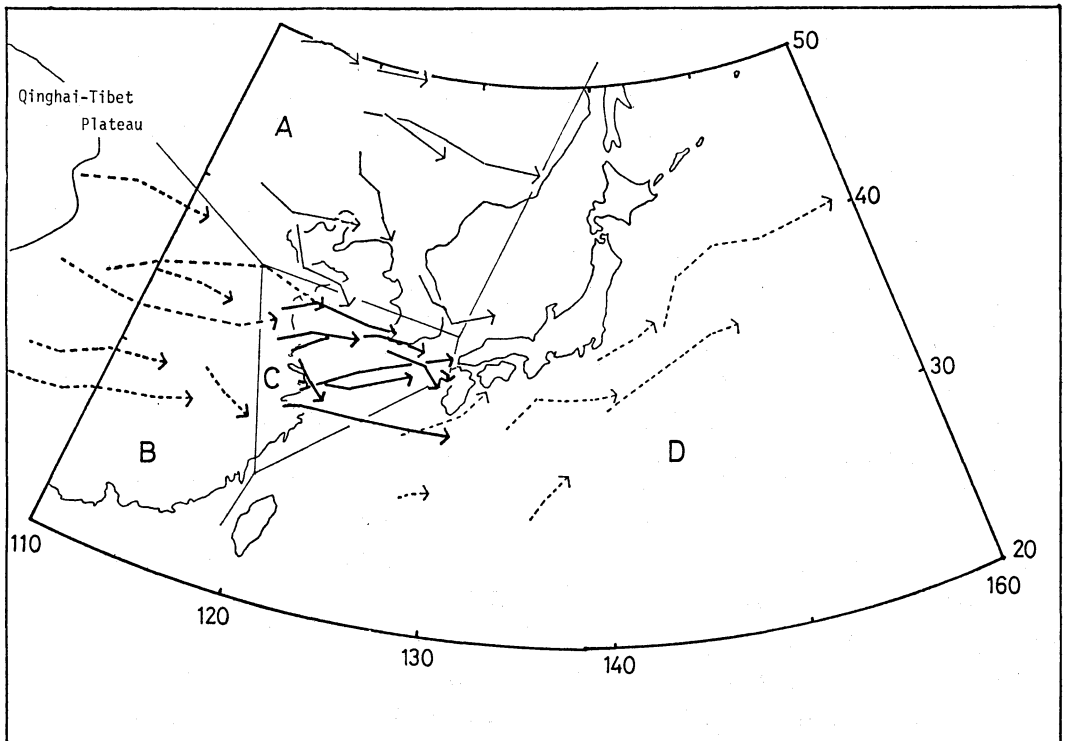
水平スケールから活発な積乱雲または積乱雲群に対応すると考えられる. ここで meso- β 雲群の個数を梅雨前線の対流活動度と見なし, 梅雨前線の雲域面積 ($T_{BB} - 40^{\circ}\text{C}$ 以下) との関係を見る. 両者の時間変化は数日スケールで一致し, 南からの水蒸気フラックスの変化とも相関がよい. が, その起時には1日程度の差がある. また, 第2図(b)と異なり雲頂 $T_{BB} - 60^{\circ}\text{C}$ の雲域が広がらず複数の meso- β 雲群が孤立する事例も年により多数観測される. その際には, meso- β 雲群の個数と南からの水蒸気フラックスの時間変化との関係は不明瞭となる (東, 1987). これらの現象は大規模な場での梅雨前線の水循環と合わせて興味深いものである.

次に, 積乱雲群の集団であるクラウドクラスターに注目をする. 第3図は1980年3～10月までに日本周辺で観測された長寿命のクラウドクラスターの軌跡である. これらは梅雨期を含む6～8月に出現数が多く, またその軌跡から4つのグループに分けられる (Takeda and Iwasaki, 1987). おおのこのグループは出現・消滅地点の集中や移動方向などに共通性を有する. これは, 領域に特徴的な大気状態などが影響していると思われる. その内でC領域では, 梅雨前線上に出現するものが多く, 移動につれ徐々に傾圧性の強い領域へ位置することになる. この際のクラウドクラスターを構成する積乱雲群の

* Hiroyuki Iwasaki, 名古屋大学水圏科学研究所.



第2図 (a): 梅雨前線付近の T_{BB} 分布の例 (1985年6月24日15時 (LST)). 実線は $T_{BB} = -40^{\circ}\text{C}$ の等値線で, $T_{BB} \leq -60^{\circ}\text{C}$ の領域を黒塗りで示した. $T_{BB} > -40^{\circ}\text{C}$ の等値線は省略. (b): (a) に示す点線領域内の T_{BB} 分布. 等値線は 2°C 毎で, $T_{BB} \leq -60^{\circ}\text{C}$ の領域のみを示す. 図中の番号1~5は, それぞれ, mcso- β 雲群に対応する (東, 1987).



第3図 1980年3月~10月に日本付近で観測されたクラウド・クラスターの軌跡. ただし, 直径200 km以上, および寿命が12時間以上のものを対象とする. 軌跡を参考に, A~Dの4つのグループに分類してある.

振舞の変化、及び梅雨前線上で発達する中間規模低気圧との関係などの研究を進める必要があろう。

大規模場での梅雨前線の現象認識の進歩に対して、meso- β , α scale での認識は充分に進んでいるとは言えない。今後、衛星データ特に、GMS の時間分解能と NOAA による雲域周辺の水蒸気分布の情報一の利用により、この分野の研究が推進されると考えている。

4. SPCZ と梅雨前線帯との比較 (序報)

児玉 安正*

梅雨に関する現象論的知識は、少なくとも大規模場に関する限り、近年かなり増加した。しかし、梅雨の成因は依然として明らかではない。解析的研究から、梅雨前線帯の活動に影響を与える要因が数多くあることが指摘されており、このような舞台装置の複雑さが梅雨の理解を困難にする原因のひとつとなっている。梅雨の理解のためには、これらの要因の梅雨前線帯への影響を評価し、梅雨前線帯の形成維持に最低限必要な要因はなにかを明らかにする必要があると思われる。このための一つの方法として、東アジア以外の領域に梅雨に似た側面を持つ現象を見つけ、それと東アジアの梅雨とを比較することが考えられる。それは、両者の相違点と類似点を整理することによって、舞台装置の違い(たとえばチベット高原の有無)が梅雨にどのような影響を及ぼすかについて示唆が得られる可能性があるからである。従来梅雨は東アジアに特有の現象であるといわれてきた。しかし、従来の知識は人間生活に関係のある陸域の気象現象に偏っており、とくに南半球の海洋上については調査が不足していることに注意する必要がある。したがってこれら海洋上に梅雨に似た現象が起こっていないかどうか調査してみる必要があると思われ、衛星資料はそのための有力な手段となる。

この研究では、南太平洋上にみられる雲帯である SPCZ (South Pacific Convergence Zone) (Trenberth, 1976) と梅雨前線帯における上層雲量日々変動 ($10^\circ \times 10^\circ$ 領域内の cloud cover で定義) を調べ、比較を行なった。梅雨前線帯では上層雲が日々持続して存在するが、これは日本の北方を通る前線帯や他の季節の日本南岸を通る前線帯にはみられない上層雲量変動からみた梅雨前線帯の特徴である(児玉と浅井, 1985)。SPCZ にお

る上層雲量日々変動を OLR データ (1979~1985) によって調べたところ、上層雲が10日間程度持続して存在する現象が年に1~2回南半球の暖候期(12月~3月)にみられることがわかった。この現象は Huang and Vincent (1983) が報告している SPCZ が準定常的な状態になることに対応すると思われる。雲量変動からみたこの現象と梅雨との共通点は上層雲が日々持続して存在することで、相異点は梅雨が初夏に限定されているのに対しこの現象は暖候期の不特定の時期にみられることである。この現象のみられる空間的な範囲、オーストラリアモンスーンとの関係、これまで梅雨前線帯について知られていた大規模場の特徴が SPCZ についてもみられるかどうかなどを調べるのが今後の課題である。

謝辞 この解析では気象庁長期予報課の OLR データを使用させていただきました。

5. 世界の前線帯の中での梅雨前線帯

松本 淳**

5.1 はじめに

グローバルな前線帯の分布は、北半球は、Reed (1960)、吉村(1967)により、また南半球は、Van Loon (1965)により示された。北半球の研究によれば、梅雨前線帯は、北太平洋寒帯前線帯の一部となる。

一方、梅雨前線帯について、倉嶋(1959)は、中国大陸上では熱帯前線とし、二宮・秋山(1980)は、北半球唯一の亜熱帯前線帯とした。すなわち、梅雨前線帯は、世界の前線帯の中でも特殊な性質をもつとみられる。これは、日本や東アジアの気候を世界の気候帯に位置づける問題に関係する。

5.2 梅雨前線の特殊性

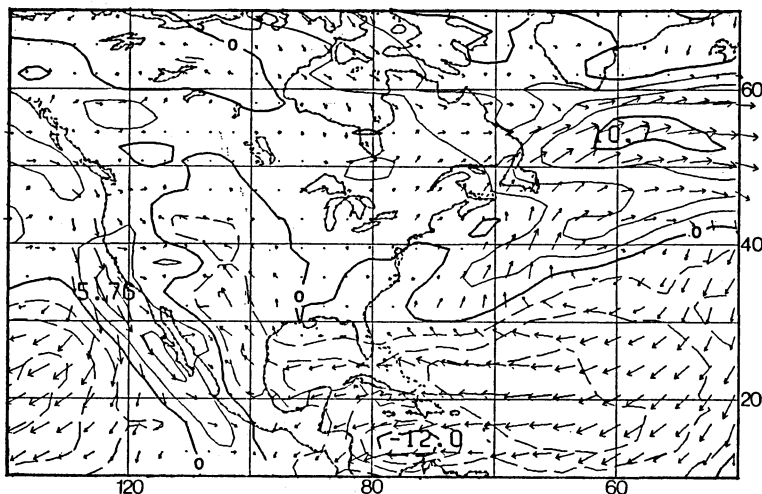
前線の分布から、梅雨前線帯は、きわめて停滞しやすく、季節の進行に伴い段階的に位置を変える点が特徴的である。

5, 6月の梅雨前線帯は、北半球でもっとも低緯度にある。南半球では、夏に低緯度にのびる南米東岸~南大西洋の前線帯と、児玉さん(前出)が示した SPCZ が停滞性をもつ。一方、北米東岸でも、夏に 30°N 以南に前線がのびることがあり、この前線は、気温傾度が小さいが停滞はしない。これらの前線帯について、マクロな視点から、温度場・気団・気流系などを比較する必要がある。

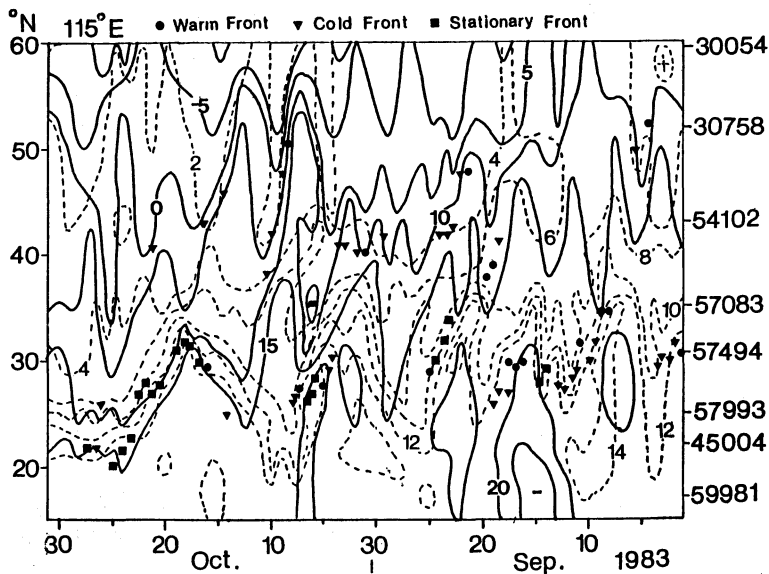
北米東岸の下層の気流系は、亜熱帯高気圧南西部の風が南東風のままメキシコ湾から大陸内部に侵入し(第4

* Yasumasa Kodama, 東京大学海洋研究所。

** Jun Matsumoto, 東京大学地理学教室。



第4図 北アメリカ付近の1979年6月下旬の1000 mb 面平均風 (ECMWF のデータより、東京大学気象研究室増田耕一氏が図化した図の一部。等風速線は、東西成分について 2.5 m s^{-1} 間隔で記入)。



第5図 1983年秋季の 115°E に沿う 850 mb 面の気温 ($^\circ\text{C}$, 実線), 比湿 (g kg^{-1} , 破線) と 120°E での地上の前線の位置の南北・時間断面。

図)。梅雨前線帯のように、南西風に転向しない。東アジアでの梅雨明け後の状態に似ている。

一方、Yoshino (1965) は、梅雨前線帯が停滞する位置により、梅雨季を4つのステージに区分したが、他の前線帯では、不連続的な位置の季節変化はみられない。

東アジアの他の季節では、梅雨明け後に、亜熱帯前線帯の性質をもつ前線帯が、華北～樺太付近にみられる (Matsumoto, 1985)。また秋雨季は、9月下旬以前の前線帯では中国大陸上の気温傾度がきわめて小さい (第5図)。したがって亜熱帯前線帯としては、梅雨前線帯だ

けが特殊とは言えない。

6. 梅雨前線帯での傾圧性の役割

秋山 孝子*

1982年7月の解析例で、梅雨前線近傍の傾圧性と前線活動との関連について検討する。

5日平均でみると、前線上に雲量の多い時期 (active phase) と少ない時期 (inactive phase) がある。active phase で傾圧性は大きく、inactive phase で小さい。つまり梅雨前線活動は傾圧性と深い関連をもつ。active phase は傾圧性の維持されている状況であり、inactive phase は傾圧性の解消されている状況である。傾圧帯の形成過程として、大規模水平変形場による温度勾配の強化と鉛直循環の形成 (極前線形成の理論, Hoskins 1971) がある。梅雨前線の場合にも、程度の差はあろうが、同様な過程が考えられる。active phase の平均場にみられる大規模水平変形場は、大規模な下層収束をもたらす前線活動の維持にあたっている。じょう乱の発達に伴う下層への暖気流入、中～上層の対流昇温も温度勾配の強化に作用する。inactive phase では、大規模水平変形場が解消されており下層収束の終息した状況となっている。“傾圧性の役割”をより確かにするためには、上記の傾圧性の変化過程を定量的に評価する必要がある。また、強い傾圧性をもつ寒帯前線 (polar front) との対比も重要であろう。

次に前線帯の傾圧性の地域差について考える。梅雨前線帯は東西数千 km におよぶ。active phase の平均場でみると、前線帯の傾圧性は東西でかなり差がある。また発達する雲システムにも地域特性がある。いかえると、傾圧性以外のもの (安定度・水蒸気量など) も前線活動の維持に大きな役割をもつ。この点についても定量的な議論が必要である。“傾圧性の役割”について、理解をより深くするためには、傾圧性の地域差と、前線上のじょう乱の発達過程構造などの差との関連も明らかにすべき課題である。

現象は複雑である。解析的なアプローチをする場合、現象を安易に割り切るのは危険だ。“傾圧性の役割”についても、“大陸では傾圧性によらない”と決めつけるのはどうであろうか？ 梅雨前線帯の形成維持機構の問題に限らず、現象の解明には、様々な観点からの探りが

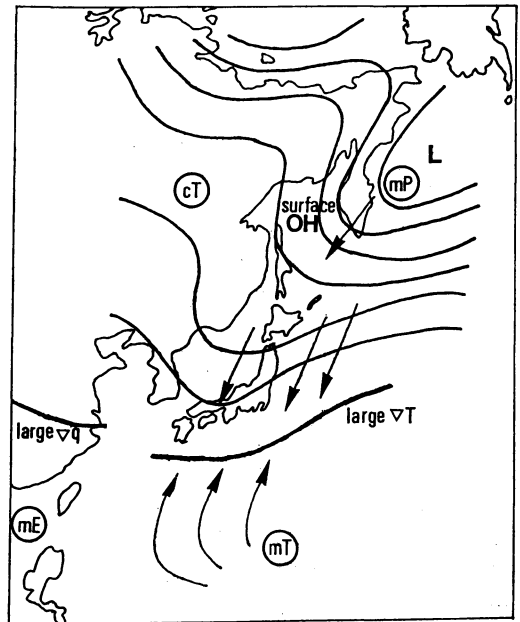
必要だと思う。このようなことを再認識した研究会であった。

7. オホーツク海高気圧は梅雨にとって何なのか

栗原 泰子**

岡田 (1910) の梅雨論以来、長い間オホーツク海高気圧の梅雨に対する重要性が指摘されてきた。また、学校教育においても“梅雨前線は、オホーツク海高気圧からの冷たい空気と小笠原高気圧からの暖かい空気が衝突してできる停滞前線である”と説明されており、一般には、梅雨についてこのような認識が定着しているようである。

しかし、最近では、オホーツク海高気圧は梅雨前線の形成に必ずしも必要ではないと考えられてきている。実際、オホーツク海高気圧が出現してなくても梅雨前線が存在することはよくあり、一方、6、7月の月平均天気図にオホーツク海高気圧がみられることはほとんどない。また、時間、空間スケールを比較すると、梅雨期間が大体40日間あるのに対し、オホーツク海高気圧の平均寿命は約3日と短く、水平スケールでも、梅雨前線は1/4半球に及ぶが、オホーツク海高気圧はせいぜい2,000 km である。これらのことは、オホーツク海高気圧が梅雨前線の形成を支配するものでないことを裏づけてい



第6図 オホーツク海高気圧が出現しやすい梅雨期の500 mb 高度場と気団分布の模式図。

* Takako Akiyama, 気象研究所。

** Taiko Kurihara, 都立大学地理学教室。

る。

梅雨期の対流圏下部では、二宮・村木(1986)に示されるように、チベット高原北部から北に伸びる梅雨リッジとベーリング海から中国に伸びる梅雨トラフが見られるが、この梅雨トラフに対応する寒気が梅雨前線を形成する北側の気団であると考えられる。オホーツク海高気圧から南下するオホーツク海気団は、梅雨前線の温度傾度を下層で強化するかもしれないが、決して主役ではない。一方、オホーツク海高気圧が出現しやすい場の形成は、梅雨トラフ・リッジの位置にも依存しているようである。大川(1973)が示したように、オホーツク海高気圧の半数以上は東シベリアに尾根、ベーリング海に谷(梅雨リッジ、トラフに対応)となっている場合に出現する。このとき、ちょうどオホーツク海上空が収束場になるため、地上では下降流による高気圧が発達するのである(第6図)。したがって、梅雨前線を形成する場がある特定のパターンとなったとき、オホーツク海高気圧が生じやすいのであって、両者は因果関係にあるのではなく、条件付同時現象といったほうが妥当ではないかと考える。

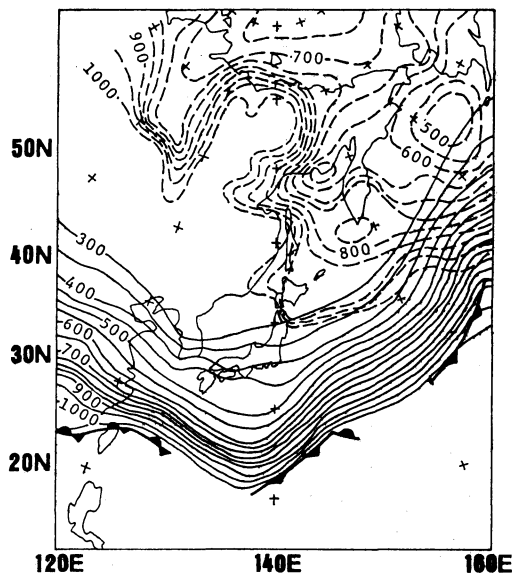
8. オホーツク海気団と梅雨前線との関係について

菅野 洋光*

梅雨前線は、オホーツク海気団(海洋性寒帯気団、以下mPと省略)の南限として考えることができるのだろうか。このことについて1985年の梅雨を事例として検討した。

mPは地表からの冷却により形成される寒帯気団である。これを客観的な基準で定義するために、東アジア地域の数地点について、梅雨期およびその前後の気温および相当温位の鉛直プロファイルを作成し検討した。その結果、北極海およびオホーツク海において、地表からの冷却により安定した気層が形成されており、その冷却のおよぶ上限は相当温位300Kで示されることが明らかになった。これにより相当温位300K以下の寒気をmPと定義した。

梅雨前線面を相当温位330Kで、mPの上限を同じく300Kで代表させ、両者についての高度分布を等圧線図で第7図に示した。これは、オホーツク海高気圧の発達で梅雨寒となったときの事例で、mPはベーリング海からオホーツク海にかけて厚くなり、また最も南下している。mPの南端は北海道から東北地方太平洋側へ達して



第7図 mPの上面と梅雨前線面の高度分布を等圧線図で示す(1985年6月10日00Z)。実線：梅雨前線面(330Kの等相当温位面)、破線：mPの上面(300Kの等相当温位面)。

いるが、南下に伴う海水温の上昇により下層から変質し、梅雨前線までは達していない。また、大陸上へは、山地による阻止および地表からの加熱により顕著には侵入していない。このようにmPが海水温により変質し、また海洋上に限定されることは梅雨期を通じてみられ、少なくとも160°E以西においては、mPが直接梅雨前線へ達する事例は認められなかった。

ところで、5月初めのまだ大陸上で気温の低い時期には、大陸上から太平洋上の40°N付近で、相当温位300K以下の寒気が直接前線面を形成している事例がみられる。この前線面は寒帯前線ジェット気流に伴っており、気団からも上層の気流からも、Polar frontであることがわかる。日本の梅雨期における梅雨前線は亜熱帯ジェット気流に伴っており、また気団的にもこれとは明らかに異なっている。

すなわち、梅雨前線を気団の境界としてとらえた場合、その北側の気団はKato(1985)が示したような、大陸上での加熱により形成された鉛直および南北方向に混合した空気、あるいは海洋上ではmPが変質してより温暖になった空気であり、地表からの冷却により形成された寒帯気団の南限としては考えられないのである。

* Hiromitsu Kanno, 都立大学地理学教室。

文献

- Akiyama, T., 1984: A medium-scale cloud cluster in a Baiu front. Part I: Evolution process and fine structure. *J. Meteor. Soc. Japan*, **62**, 485-504.
- 東 善広, 1987: 梅雨前線帯の雲群の特徴についての研究. 名古屋大学大学院理学研究科修士論文.
- Hoskins, B.J., 1971: Atmospheric frontogenesis models: some solutions. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **97**, 139-153.
- Huang, H.J. and D.G. Vincent, 1983: Major changes in circulation features over the South Pacific During FGGE, 10-27 January 1979, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 1611-1618.
- Kato, K., 1985: On the abrupt change in the structure of the Baiu front over the China Continent in May of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 20-36.
- 加藤内蔵進・仮屋久則・福永秀一, 1987: 西日本の梅雨前線活動を支配する亜熱帯高気圧域の下層風系とモンスーンとの関係について, 昭和61年度全国長期予報技術検討会資料 (1987年2月, 鹿児島地方気象台), 10-24.
- 加藤内蔵進・栗原泰子, 1987: 中部日本における「梅雨の中休み」時の総観場の特徴について(1979年6月中旬の事例解析), (「天気」に投稿中).
- 児玉安正・浅井富雄, 1985: 日本南岸沿いの多雲量帯にみられる季節変化の特徴 (1982年4月~1983年3月). 気象学会1985年春季大会予稿集.
- 倉嶋 厚, 1959: 大気環流と季節風, 季節風, 地人書館, 201-283.
- Matsumoto, J., 1985: Precipitation distribution and frontal zones over East Asia in the summer of 1979. *Bull. Dept. Geogr., Univ. Tokyo*, **17**, 45-61.
- 二宮洗三・秋山孝子, 1980: 極東における梅雨前線帯. 気象研究ノート, **138**, 1-29.
- Ninomiya, K. and H. Muraki, 1986: Large-scale circulations over East Asia during Baiu period of 1979. *J. Meteor. Soc. Japan.*, **64**, 409-429.
- Okada, T., 1910: Baiu or rainy seasons in Japan. *Bull. Central Meteor. Obs. Tokio*, **1**, No. 5.
- 大川 隆, 1973: オホーツク海高気圧の成長機構. 研究時報, **25**, 65-77.
- Reed, R.J., 1960: Principal frontal zones of the Northern Hemisphere in winter and summer. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **41**, 591-598.
- Takeda, T. and H. Iwasaki, 1987: Some characteristics of meso-scale cloud clusters observed in East Asia between March and October 1980. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 507-513.
- Trenberth, K.E., 1976: Spatial and temporal variations of the Southern Oscillation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 639-653.
- 吉村 稔, 1967: 北半球の前線帯の年変化. 地理学評論, **40**, 393-408 (英文要約つき).
- Yoshino, M., 1965: Four stages of rainy season in early summer over East Asia (Part I), *J. Meteor. Soc. Japan*, **43**, 231-245.