

昭和62年度日本気象学会春季大会 シンポジウム「梅雨とモンスーン」報告

東アジア循環場の季節進行と梅雨前線*

加藤内蔵進**

1. はじめに

梅雨前線は、高温多湿な熱帯性海洋気団の北縁の多降水帯として5月には既に存在する。梅雨前線の形成維持やその活動の変動のメカニズム解明のためには、前線帯へ水蒸気を集めるプロセスの理解が不可欠である。従って、梅雨とモンスーンとの関係も、水蒸気輸送を担う梅雨前線付近の下層風系や水蒸気場形成に対するモンスーンの役割という観点で眺める必要がある。一方、梅雨前線の位置(北限)や前線帯での降水特性(対流性が層状性か)を決める要因として、中高緯度の循環系も重要であろう。

ところで、東アジアの大循環場は冬から夏にかけて大きな遷移を伴い、その影響は大陸上の梅雨前線で特に大きい。そこで本講演では、主に大陸の梅雨前線の特徴を1979年の春から夏にかけて概観し、グローバルな夏のモンスーンと梅雨前線の活動との関係について若干の考察を試みる。

2. 東アジアの冬から夏への季節進行

チベット高原付近の $70^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ 平均の 500 mb 面における u (5日平均)の緯度時間断面を第1図に示す(1979年, 気象庁客観解析資料より)。冬から春には、対流圏中層の西風ジェットがチベット高原付近で南北に分流されている(南回りジェットの軸が 25°N 付近)。しかし、5月の終わり頃、対流圏中層の南回りジェットは消失し、中高緯度の「冬の状態」が終わる。

一方、第2図 ($10^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ の領域で平均した1979年の5日平均 OLR (Outgoing Longwave Radiation) の時系列)に示されるように、6月なかば過ぎに、インド～西太平洋のモンスーン領域で OLR の値

が急激に減少する(対流活動の活発化)。つまり、グローバルなインドモンスーンが始まり、北半球低緯度では真夏の状態が始まる。第3章で示すように、これらの季節の各遷移に対応し、梅雨前線の特徴は大きく変化する。

3. 各時期別の梅雨前線の特徴

3.1. 5月

梅雨前には、チベット高原の南を回る対流圏中層(~ 500 mb)の西風ジェットに対応する下層の温度傾度集中帯として特徴づけられ、華南～本州南方海上に停滞する。第3図(1979年5月の月平均海面気圧分布, 気象庁客観解析資料)に示されるように、梅雨前線の北側の寒気を伴う地上の高気圧が特徴的である。しかし、前線帯の南側での亜熱帯高気圧は明瞭ではない。流れの分流というチベット高原の力学効果(温度風バランスが成立するように、温度傾度もつくられる)で生じた前線帯であることが示唆される。

3.2. 6月前半

降水帯、比湿傾度集中帯としての大陸の梅雨前線は華南に停滞するが、チベットの南回りジェット(500 mb 付近)の消失に対応して前線帯付近の下層温度傾度は消失している。温度傾度消失には、華北方面での地面からの加熱が効く(Kato, 1985)。なお、日本付近の梅雨前線は、6月以降も下層の水平温度傾度を伴う。

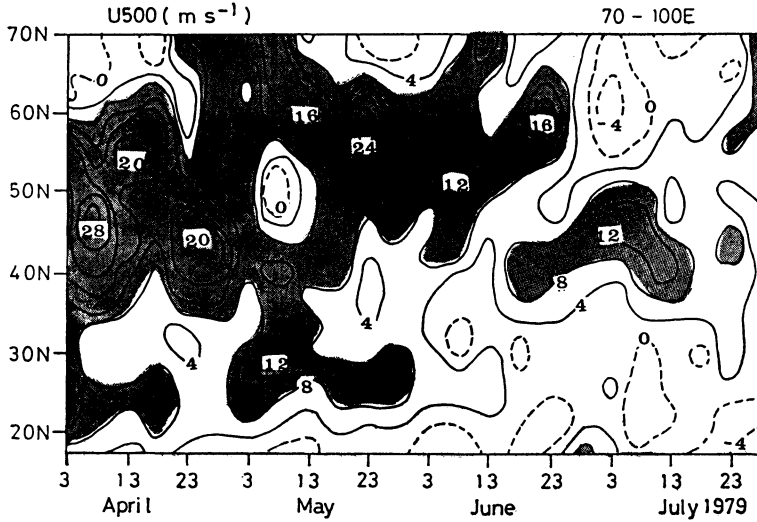
第4図は、1979年6月上旬の 850 mb 平均風, \mathbf{V}_{850} の場である(Ninomiya and Muraki, 1986)。ベーリング海($\sim 60^{\circ}\text{N}/170^{\circ}\text{E}$)から華北平野($\sim 35^{\circ}\text{N}/115^{\circ}\text{E}$)へ伸びる梅雨トラフが形成され、大陸の梅雨前線は、梅雨トラフをまわる下層の北西風(寒気でなく暖気)とインドシナ方面からの南西風(6月後半以降に比べると風速は弱い)との合流帯にあたる。

3.3. 6月後半～7月前半

1979年における10日移動平均の 850 mb 面での南北

* Characteristics of the Baiu front and the seasonal transitions of the large-scale circulations in East Asia

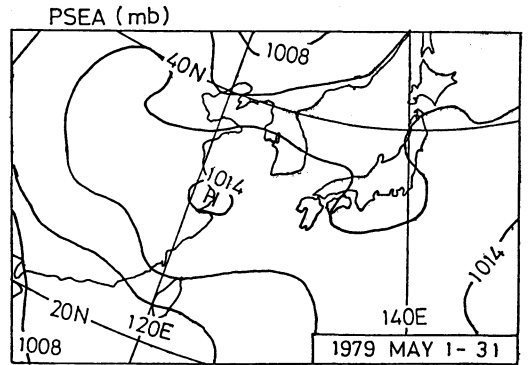
** Kuranoshin Kato, 名古屋大学水圏科学研究所



第1図 1979年における5日平均500 mbのu (70°E~100°E) の緯度時間断面 (ms⁻¹). 0 ms⁻¹ および負値を破線で示す. 黒い部分は8 ms⁻¹ 以上.



第2図 1979年の(10°N~20°N, 40°E~110°E) 平均の旬平均 OLR の時系列 (Wm⁻²).



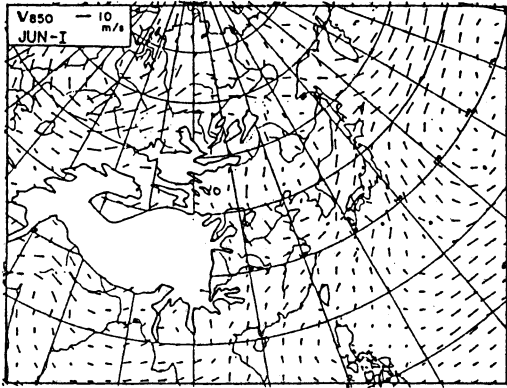
第3図 1979年5月の平均海面気圧分布 (mb).

風, v_{850} , 水平発散, $\nabla \cdot \mathbf{V}_{850}$ (106.875°E~118.125°Eで平均) の緯度時間断面を, FGGE level III-bに基づき第5図(a), (b)にそれぞれ示す. グローバルなインドモンスーンの開始 (オンセット, 6月20日ごろ) に伴い, インド~西太平洋のモンスーントラフの一部として南シナ海域 (~10°N) の ITCZ も強化され, 高気圧性曲率を持つ下層の南風成分が強まる (南シナ海域の ITCZ との局所の子午面循環の強化を示唆), 地上天気図上では, 太平洋高気圧の華南方面への張り出しに対応し, 華南の梅雨前線は華中へ移動する. 下層の南風強化は, 前線帯への水蒸気の輸送という点で重要な意味を持つ. 南

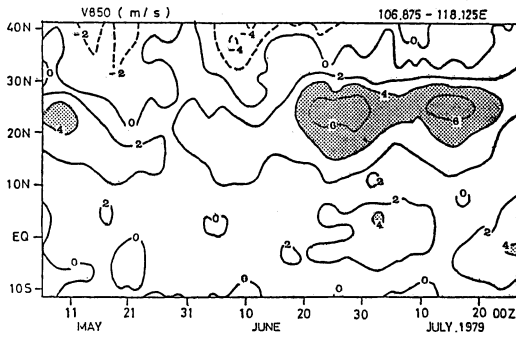
風強化自体のプロセスに関しては, まだ必ずしも明らかにされていないが, モンスーン・オンセットに伴う南シナ海域~華南の局所の子午面循環の強化で前線帯の南の亜熱帯高気圧を強め (下層の南風も強化), モンスーンが梅雨 (大陸~九州) の活動に大きな影響を与えていると示唆される点は興味深い.

4. 梅雨前線活動の季節内変動とモンスーン

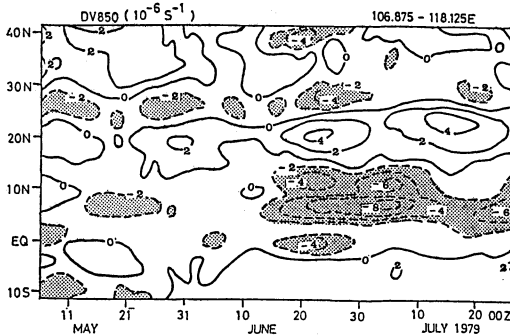
梅雨前線帯での降水量の季節内変動は大きく, 梅雨とモンスーンとの関係を理解するうえで, 季節平均のみでの議論では不十分である. ここでは, 大陸の梅雨前線



第4図 1979年6月上旬の850 mb 平均風。スケールは図中の凡例参照 (Ninomiya and Muraki, 1986).



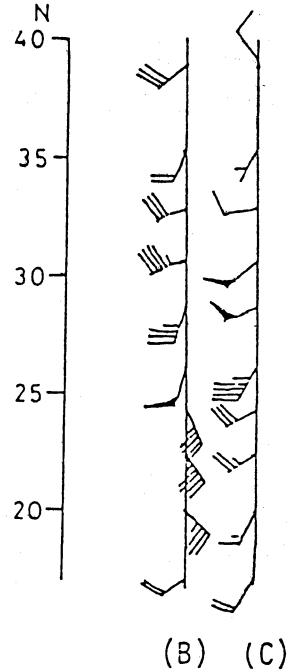
(a)



(b)

第5図(a) 10日移動平均の v_{850} ($106.875^{\circ}\text{E} \sim 118.125^{\circ}\text{E}$ で平均) の緯度時間断面 (ms^{-1}). $v_{850} \geq 4 \text{ms}^{-1}$ に黒い部分をつけた。
(b) 同, $\nabla \cdot \mathbf{V}_{850}$ (10^{-6}s^{-1}). 負値を破線で、また $\nabla \cdot \mathbf{V}_{850} \leq -2 \times 10^{-6}\text{s}^{-1}$ に黒い部分をつけた。

1987年11月

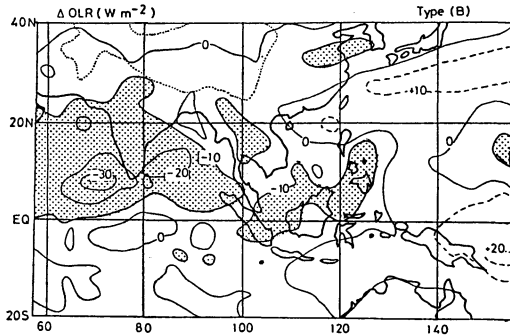


第6図 B型およびC型の V_{850} の南北プロファイル ($\sim 115^{\circ}\text{E}$) の例. B型の例: 1983年7月15~19日, C型の例: 1979年7月15~19日の各平均. 長い矢羽は 2ms^{-1} , フラグは 10ms^{-1} .

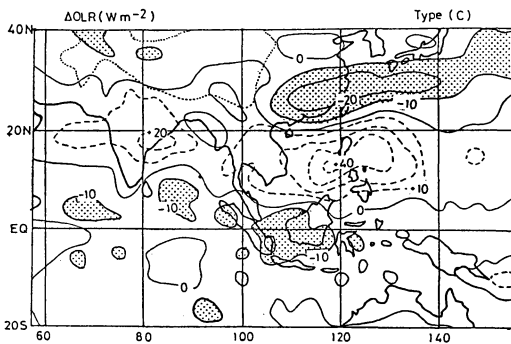
(華中に限定) が活発な時の前線付近の下層風系やモンスーンの状態について、1979~1983年の5月~7月の半月平均データを用いて議論する。

梅雨前線が華中で「活発」な半月とは、① $110 \sim 120^{\circ}\text{E}$ で平均した OLR の半月平均値が 220Wm^{-2} 以下となる緯度が存在し、②その OLR 極小軸が 25°N と 35°N との間に位置する、半月と定義する。下層風の変動に関して、 $\sim 115^{\circ}\text{E}$ に沿う10地点 ($17^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$) における半月平均 u_{850} , v_{850} を用いて相関係数行列から出発した主成分分析を行った。第1主成分と第2主成分 (寄与率は各々、37%, 20%) のスコア (時間変動の係数) を検討した結果、第6図に示す例のような2つのタイプの下層風のプロファイルが出現しやすいことがわかった。

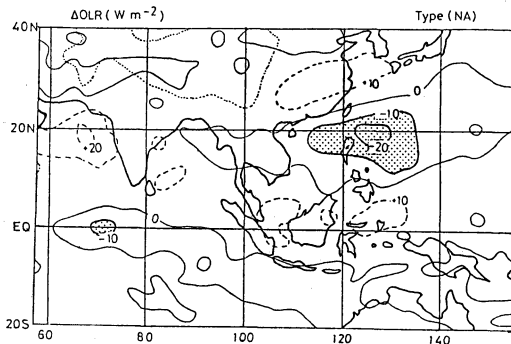
亜熱帯高気圧のリッジ軸は、B型時には華南 ($\sim 25^{\circ}\text{N}$) に、C型時には 20°N 以南に位置する。しかし、いずれの型でも、華中の梅雨前線の南側 $1,000 \text{km}$ ぐらいいわたり下層の南風成分が強い点の特徴である。特にB型では、リッジ付近 ($\sim 25^{\circ}\text{N}$) でも南風が強い。亜熱帯高気圧



(a)



(b)



(c)

第7図 タイプ毎の OLR 偏差の合成 (Wm^{-2}). 6月15日～7月19日の5年間の平均場からの偏差。(a) B型, (b) C型, (c) NA型.

の構造となる。一方、華中の梅雨前線が「活発」ではない時 (NA 型) (6月15日～7月19日), 華南での強い南風は観測されない (図略)。

第7図 (a), (b), (c) は, それぞれ B 型, C 型, NA 型で合成した OLR 偏差 (6月15日～7月19日の5年間の平均場からの) の分布である。B 型は, インド本土でモンスーンが active (活発) な時期にあたり, 活発な対流域 (負の OLR 偏差, モンスーントラフ) がアラビア海 ($\sim 10^{\circ}N/50^{\circ}E$) から西太平洋熱帯海域 ($\sim 10^{\circ}N/130^{\circ}E$) へベルト状に伸びる。一方, C 型時はモンスーンがインド本土で break (不活発) で, この領域は大きな正偏差を示す。その南方には $\sim 5^{\circ}N/50^{\circ}E$ から $EQ/120^{\circ}E$ に伸びるベルト状の対流域が存在する (負偏差域)。

このように, モンスーンのインド本土での活発・不活発と華中の梅雨前線の活発・不活発とは必ずしも 1 対 1 には対応しない。しかし, B 型, C 型ともに, 東西スケールの大きいモンスーントラフ (リッジ) がベルト状に明瞭である。

一方, NA 型では, $20^{\circ}N/130^{\circ}E$ 付近に熱源が北偏し局在する。この状況は, 日本列島の暑夏にみられるパターンである。モンスーンと梅雨との関係を考える際, インド方面の熱源のみならず, 西太平洋域まで含めたその空間分布に注目する必要があるわけである。

なお, このシンポジウムとは別に, 学会最終日の翌日に『梅雨研究会』が開かれた。その報告で述べる予定であるが (『天気』投稿予定), どのような水蒸気分布の構造を持つ亜熱帯高気圧が形成されるか (輸送も含めて) という観点からもモンスーンとの関係を研究していく必要がある。また, $\sim 130^{\circ}E$ 以東の梅雨前線帯での降水の変動は, 北側のトラフの動向にも大きく支配されると考えられ, その方面の研究も必要である。

最後に, 第4章の研究に関しては, 堤雅也 (鹿児島地方气象台), 黒田友二 (気象大学校) の各氏に御協力頂きました。深く感謝致します。

文 献

- Kato, K., 1985: On the abrupt Change in the structure of the Baiu front over the China Continent in late May of 1979, *J. Meteor. Soc. Japan*, 63, 20-36.
- Ninomiya, K. and H. Muraki, 1986: Large-scale circulations over East Asia during Baiu period of 1979, *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 409-429.