

# 地上梅雨前線の南方の九州における 線状降水帯の集団の維持について (2001年6月19日頃の事例解析)

## A case study on persistent appearance of the ensemble of precipitation bands in the warm sector of the Baiu front in the western Japan around 19 June 2001

合田泰弘 (Yasuhiro GODA) \*, 加藤内藏進 (Kuranoshin KATO) \*\*,  
塚本修 (Osamu TSUKAMOTO) \*\*\*

A case study on persistent appearance of the ensemble of precipitation bands in the warm sector of the Baiu front in Kyushu District, the western part of Japan around 19 June 2001 was performed based on the operational observational data. Around 00UTC (09JST) 19 June when the Baiu front on the surface weather map was still located about a few 100kms to the north of Kyushu, the number and the total area of the meso- $\beta$  or  $\gamma$ -scale line-shaped precipitation bands increased around Kyushu rapidly. These precipitation bands had been sustained there and gradually gathered each other to change into the Baiu frontal precipitation zone extending from the northern Kyushu to Seto-Naikai (Seto Inland Sea) around 09UTC (18JST) 19 June (the intense rainfall zone was still located in the warm sector of the Baiu front).

Until ~09UTC (18JST) 19 June, the moist air flow with the latently unstable stratification had been sustained around Kyushu corresponding to the low-level southerly wind toward the surface Baiu front to the north of Kyushu. This large-scale situation would contribute greatly to the maintenance of the ensemble of the line-shaped precipitation bands in the warm sector of the Baiu front.

Keywords: ensemble of line-shaped precipitation bands, precipitation in the warm sector of the Baiu front, Baiu frontal rainfall

### 1. はじめに

6月後半から7月にかけて、西日本、特に九州を中心に梅雨前線帯付近で多量の降水がある。これは、第1義的には、亜熱帯高気圧域からの下層南風により多量の水蒸気が梅雨前線帯へ流入するためである。その際に、成層の不安定化に伴って発生する多数の積乱雲は、メソスケール降水系として組織化され、時空間的に集中した激しい降水をもたらす。しかも、それらのメソスケール降水系はマルチスケール構造を持つことも特徴である(例えば、Ninomiya 1980, 1984; Ninomiya and Tatsumi 1980; Ninomiya and Mizuno 1987; Ninomiya et al. 1988a, b)。

ところで、九州付近の梅雨前線帯の南方では、一般に下層の水蒸気量が多く対流不安定の成層で

ある。従って、もし、亜熱帯高気圧の沈降流などにより対流の発生を抑制する作用が弱い場合には、その空気塊が地上付近の大規模場の合流・収束域に到達する前でも、すなわち地上天気図に描かれた梅雨前線の南方でも(以下、梅雨前線の暖域と呼ぶ)、積乱雲群に伴う降水が生じ得よう。

例えば、Ninomiya (1978)や Ninomiya and Yamazaki (1979)は、梅雨前線上の総観規模低気圧の暖域側で下層の強い南風の流入に伴う相当温位の上昇で成層の不安定が発生し、その数時間後豪雨が発生した事例を解析している。梅雨期以外でも、大変高温多湿な気団が南方に位置する日本付近の暖候期には、総観規模の低気圧の前線付近からその暖域にかけて積乱雲群がしばしば出現する。Akaeda et al. (1987) は、10月初め頃の事例について

\*岡山大学大学院教育学研究科修了生 (Graduate School of Education, Okayama University)

\*\*岡山大学大学院教育学研究科自然教育学系理科教育講座, 〒700-8530 岡山市北区津島中 3-1-1

\*\*\*岡山大学大学院自然科学研究科 (Graduate School of Natural Science and Technology, Okayama University)

\*\*Corresponding author. Graduate School of Education, Okayama University, Okayama, 700-8530, Japan

て、その積乱雲群の降水特性やその時間変化について事例解析を行っている。

一方、総観規模の低気圧の近傍でなくても、九州付近では、地上天気図上の梅雨前線南方に位置する時に、地形の影響も受けて、線状降水帯がしばしば見られるという(荒生・壺井 2000 ; 加藤他 2005 ; Yoshizaki et al. 2000 ; Kato et al. 2003 ; Adachi et al. 2004 など)。本論文で示すように、2001年6月19日頃にも、この線状降水帯が見られた。Adachi et al.(2004)は、その時の南九州における線状降水帯の形成維持過程に関する事例解析を行っている。

このように、九州の梅雨前線帯付近での豪雨に関しては、組織化された積乱雲群からなる線状降水帯がしばしばみられ、しかもそれが、地上の梅雨前線の暖域での南西流卓越時にも、地形の影響を大きく受けて生じる場合も少なくない点が分かってきた。しかし、そのような線状降水帯は、毎日の状況を眺めれば、地上天気図に描いてある梅雨前線付近やその暖域で多数発生することも珍しくない。特に、線状降水帯が多数維持されるような場合には、その集団としての効果により、総観スケールあるいはメソ $\alpha$ スケールでの大気場の振る舞いへのフィードバックも起こりうる。従って、個々の線状降水帯が形成・維持される過程の理解とは別に、地上の梅雨前線の暖域における線状降水帯の全体としての生じ方やその際の大気場の条件についても、理解を深めることは有用である。

そこで本研究では、梅雨前線の暖域での降水に関する一般的知見を理解するための一つのステップとして、一つの事例の解析ではあるが、大規模場の梅雨前線の南側に位置していた九州で線状降水帯が多数発生し、その後、梅雨降水帯が急速に南下した2001年6月19日頃の事例について、ルーチン気象観測データに基づく解析を行った。

## II. データ

本研究で用いた主なデータは次のとおりである。

- ①レーダーアメダス合成図(気象庁。CD-ROM版)
- ②アメダス観測年報(気象庁。CD-ROM版)
- ③気象庁月報(気象庁。CD-ROM版)
- ④気象庁天気図(気象庁。CD-ROM版)

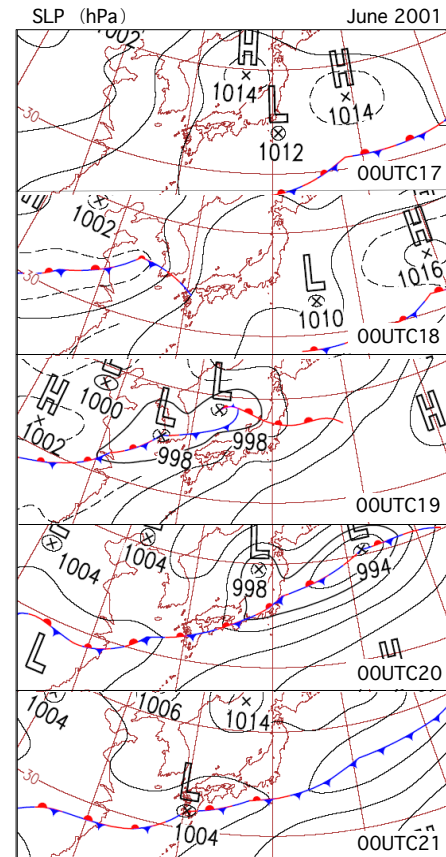
降水量の面的な分布や時間変化の解析には、気象官署やアメダスの地上気象観測だけでなく、レーダーアメダス合成図等も利用した。

- ⑤NCEP/NCAR再解析データ

(<http://www.cdc.noaa.gov/cdc/reanalysis/reanalysis.shtml>)

National Centers for Environmental Prediction/

National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR)によって全球4次元同化の再解析データとして作成されたデータ(2.5°×2.5°緯度経度格子で1日4回)。本研究では、この0, 6, 12, 18UTCのそれぞれの時刻の水平面分布を表示するために用いる。



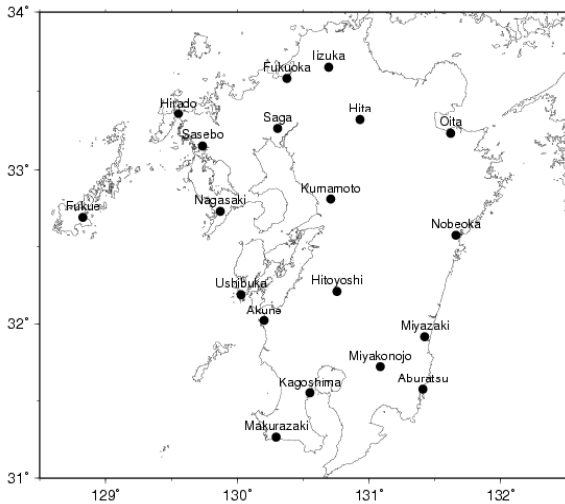
第1図 2001年6月17日～21日における各日00UTC(09JST)の地上天気図(気象庁)。

## III. 総観場と九州での降水分布の時間経過

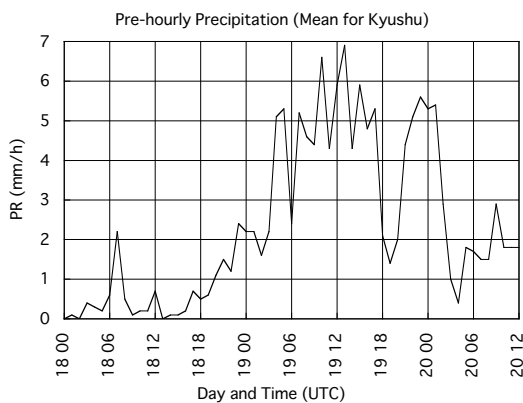
第1図は2001年6月17日から21日までの各日00UTC(09JST)における地上天気図である(気象庁天気図。CD-ROM)。2001年6月17日には、それまで九州の南方に停滞していた梅雨前線の活動が弱まり、日本付近は東西に帯状に高気圧に覆われていた。しかし、翌18日には大陸から擾乱を伴った前線が九州の北方の緯度を東進し、擾乱の後面には東西に伸びる前線が停滞するようになった。

19日になると擾乱はさらに東進し、前線(梅雨前線に対応)が東北地方南部から朝鮮半島南部以西まで伸びるようになった。このとき九州は、まだ前線の約300km南に位置していた。しかし、日本時間で19日夕方以降、地上の梅雨前線が急速に南下し、20日朝(例えば20日00UTC(09JST))

には九州中部付近まで南下した。21日には東日本で更なる前線の南下が見られるが、九州付近では九州南部付近に停滞し、九州南部には小低気圧が形成されていた。



第2図 第3図の解析で用いた地上気象官署の分布(黒丸)。



第3図 2001年6月18日～20日における九州本土の地上気象官署(第2図)で平均した前1時間降水量の時系列( $\text{mm h}^{-1}$ )。

第2図の九州本土の気象官署(气象台・測候所を含む)22地点における前1時間降水量データを、6月17日15UTC(18日00JST)から20日12UTC(20日21JST)について領域平均したものの時系列を第3図に示す。九州では、18日の正午頃(～03UTC)から降水が明瞭になり、19日の明け方頃から(～18日21UTC)九州平均の降水量が急激に増加を始めた。大きく見ると、降水量のピークは、夕方近くから(～19日09UTC)20日午前3時頃まで(～19日18UTC)続いており、九州平均で5～6 $\text{mm/h}$ もの降水量となった。

18日18UTC～19日12UTCにおける6時間毎のレーダーアメダス合成図を第4図に示す。また、18日09UTC(18JST)から19日15UTC(20日00JST)にかけての3時間ごとのレーダーアメダス合成図を九州付近の経度帯で約300km東西幅の短冊状に切り取って、時刻の順番に左から右へ並べたものを第5図に示す。第6図は、19日12UTCにおける地上天気図である。

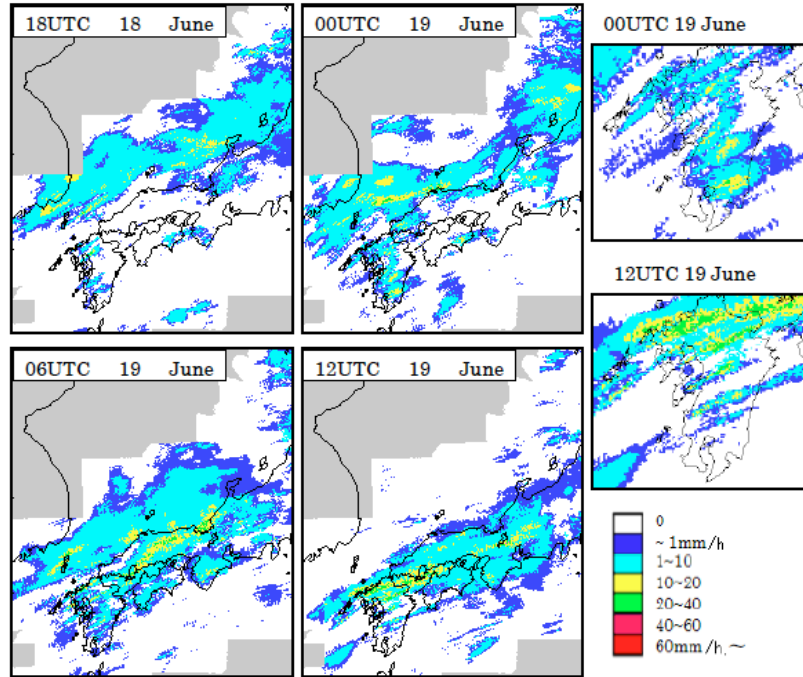
降水量が急激に増加している19日00UTC(09JST)頃には、九州は、まだ地上の梅雨前線の南方約300kmに位置していた。その時間帯においては、地上天気図上の梅雨前線の位置に対応する東西に伸びる降水帯は対馬海峡北部～山陰沖付近に見られ、九州付近の降水は、その南方で散在する幾つかのメソ $\gamma$ あるいは $\beta$ スケールの線状の降水帯に伴うものであった。興味深いことに、地上天気図上の梅雨前線に対応する降水帯南方のこれらの線状降水帯は、既に18日18UTC(19日03JST)には明瞭に出現するようになり、降水域の面積は全体として増加しながら、このようなパターンが19日06UTC(15JST)まで持続した。

なお、詳しくは後述するが、19日の日中には、九州付近の線状降水帯の本数や個々の線状降水帯が占める面積も大きくなっていった。例えば長さ数100km、幅数10kmに及ぶような降水系も見られた。第3図で示された18日21UTC(19日06JST)頃からの九州平均降水量の急増は、このような線状降水帯の占める面積が大きくなった時間帯に対応する。

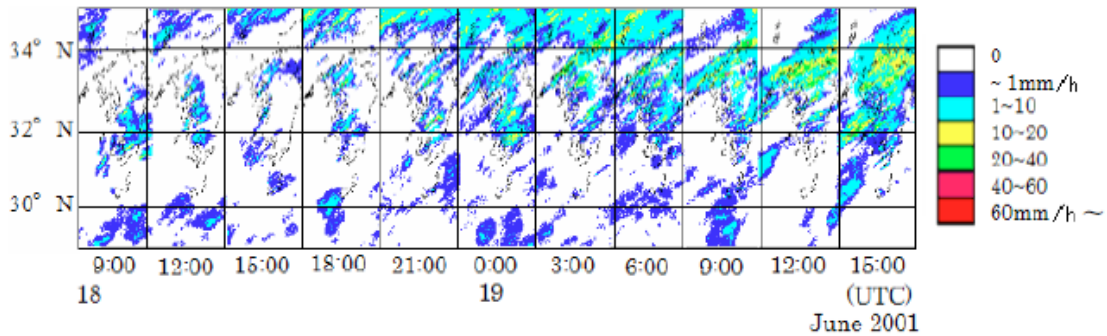
その後、19日09UTC(18JST)から12UTC(21JST)頃にかけて、九州の北半分に分布していた複数の線状降水帯が、東西に数100km以上、南北にも100km程度の広がりを持つ1つの大きな降水帯として、次第に組織化されていった(第4図の19日12UTCの広域図も参照)。一方、九州の南半分に分布していた線状降水帯の活動が全体としては弱まった。九州北部で組織化されてまとまっていた線状降水帯は、地上天気図上の梅雨前線よりも約100～200km南側に位置するものの(第6図も参照)、その降水帯は、梅雨前線に直接対応する主たる強雨帯(暖域ではあるが)として変化していったものと考えられる。

言い換えれば、北方に位置していた梅雨前線に対応する降水帯の中心が、それまで地上前線の『暖域』で多数の線状降水帯が出現していた九州北部まで、19日09UTC(18JST)から12UTC(21JST)にかけて急速に南下したものと認識できる(まだ19日12UTCには、その南下した降水帯の中心

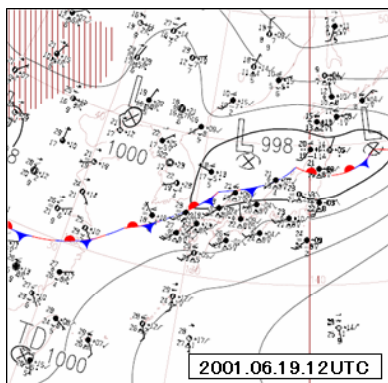
は、地上前線の『暖域』に位置するが)。



第4図 2001年6月18日18UTC(19日03JST), 19日00UTC(09JST), 19日06UTC(15JST), 12UTC(21JST)のレーダーアメダス合成図。19日00UTC, 12UTCについては、九州付近の拡大図も示す。



第5図 2001年6月18日09UTC(18日18JST)~19日15UTC(20日00JST)について、九州付近の経度帯に沿って短冊状に切り取ったレーダーアメダス合成図を、3時間ごとに並べたもの。

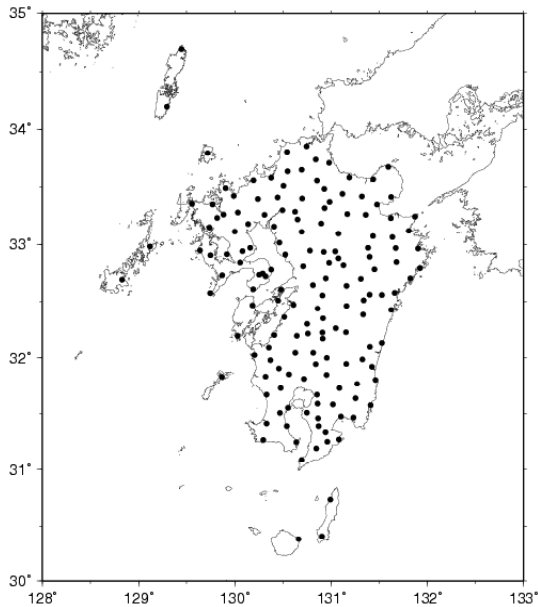


第6図 2001年6月19日12UTC(21JST)における地上天気図(気象庁天気図CD-ROMより)。

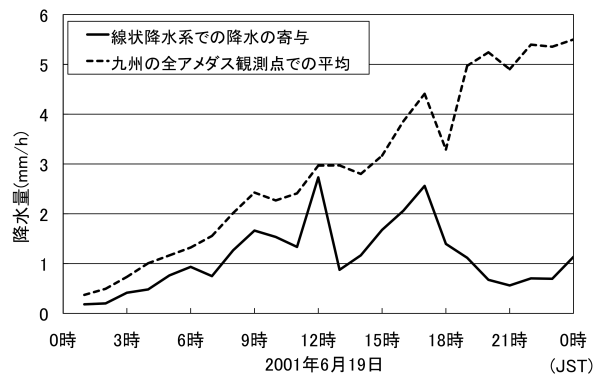
#### IV. 線状降水帯の振る舞いと九州付近の平均降水量の時間経過

III章で述べた期間における線状降水帯の面積の拡大, 維持の様子を詳しく記述するために, それぞれの時刻(前1時間積算値)における約2.5km×2.5km格子のレーダーアメダスデータに基づき, 長径50km以上, 最大降水量10mm/h以上で, かつ梅雨前線に対応するスケールの降水帯とは異なると画像から認識できるような線状降水帯を抽出した。なお, 九州平均の降水量との対応を記述するために, 線状降水帯の一部が九州本土にかかっているものを対象とし, 該当する線状降水域のうち海上に伸びている部分は, その面積の中にカウントしていない。このことによる線状降水帯の面

積の把握に問題も生じ得るが、第5図に示されるように、この事例では上記に該当する線状降水帯の多くは九州本土にかかっている部分が多かったので、それなりの議論は出来るものと考えた。



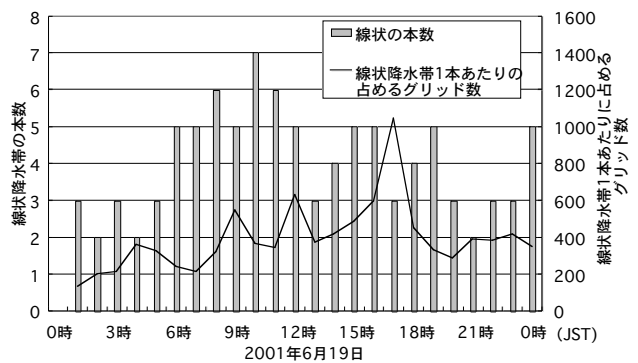
第7図 本研究で用いたアメダス観測点の分布(黒丸)。



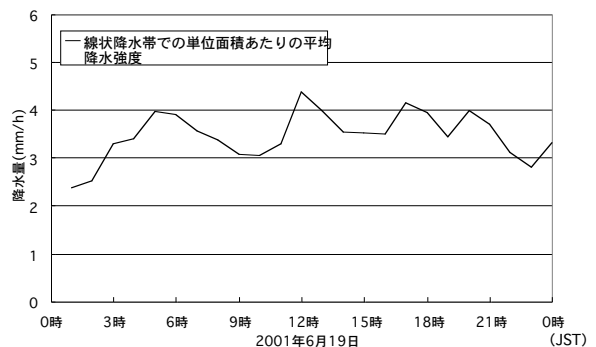
第8図 2001年6月19日における、九州のアメダス観測点で平均した前1時間降水量(破線)と、九州にかかる線状降水系による前1時間降水量が九州全体での平均降水量に占める寄与(実線)(いずれも単位は $\text{mmh}^{-1}$ )。後者はレーダーアメダス合成図データに基づく。

以下の議論では、九州全体で平均した降水量の代表性を高めるために、第7図に示す九州本土におけるアメダス観測点のデータを用いた。また、第8図は、レーダーアメダス合成データによる九州の陸上部分にかかる線状降水帯での前1時間降水量の面積積分値を九州全土の面積で除したもの(すなわち、線状降水帯のみによる降水が九州での総降水量に占める寄与。実線)と、アメダス観

測点における1時間降水量の平均値(破線)の時系列である。第9図に、レーダーアメダス合成データに基づく九州にかかる線状降水帯の個数(棒グラフ)と線状降水帯1本あたりを占める $2.5\text{km} \times 2.5\text{km}$  間隔のグリッド数の時系列(実線)を示す。なお、グリッド数は、線状降水帯の面積の指標として示したもので、 $100\text{km} \times 25\text{km}$ の水平サイズの降水系の場合、 $40 \times 10 = 400$ グリッドになる。また、第10図は、第9図と同様に、レーダーアメダス合成データに基づく線状降水帯のみで平均した前1時間降水(すなわち、線状降水帯の単位面積当たりの平均降水強度)の時系列である。



第9図 2001年6月19日における九州で見られた線状降水帯の個数と、線状降水帯1個あたりが占めるレーダーアメダスデータのグリッド数( $2.5\text{km} \times 2.5\text{km}$ 格子)の時系列。詳細は本文を参照。



第10図 2001年6月19日における、レーダーアメダス合成図に基づく、九州の陸上にかかる部分の線状降水帯における単位面積当たりの降水強度(前1時間降水量 $\text{mmh}^{-1}$ )。

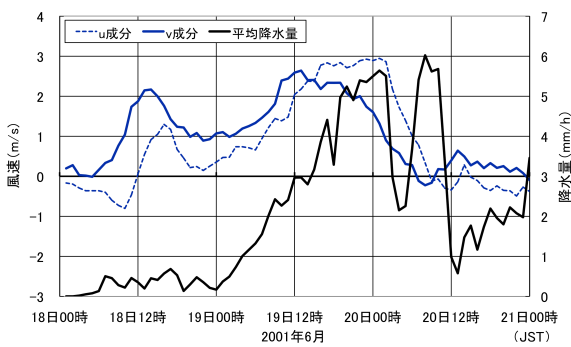
6月19日には、夕方まで九州平均の降水量が増加し続けていた(第8図)。なお、前述の定義の線状降水帯の寄与が19日18時以降減少しているのは、18時以降の九州北部での降水は、南下してきた梅雨前線スケールでの降水帯に対応するため、降水はあっても、線状降水帯での降水とはカウントしていないためである。



18日15UTC(19日00JST)以降,19日00UTC(09JST)頃までは,九州平均の降水量の増加と線状降水帯の個数の急増が対応していた。しかし,それ以降は,線状降水帯の個数はあまり増加していない(00UTC(09JST)以降の個数は,むしろ減少)。一方,線状降水帯1本あたりの面積( $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ のグリッド数)は,19日00UTC(09JST)以降も,19日夕方近くまで増加し続けた。一方,第10図に示されるように,線状降水帯での単位面積当たりの降水量(いわば,線状降水帯の領域のみで平均した降水強度)は18日21UTC(19日06JST)以降ほとんど変化していない。

従って,地上天気図上の梅雨前線の暖域における(かつ,梅雨前線に対応する降水帯の中心よりも南方での)九州での降水量の増加は,19日明け方頃までは線状降水帯の個数の増加と個々の線状降水帯の面積の増加の双方に対応していたのに対し,明け方～正午頃では,主に,線状降水帯の占める全体の面積の増加に対応していたことになる。なお,19日午後には,九州の線状降水帯の集団と北方の地上梅雨前線に対応する降水帯との合体前で,線状でない広域の降水域での寄与も加わっており,各システムの寄与は複雑になる。

以上のように,本事例では地上天気図上の梅雨前線や対応する梅雨降水帯の南方に九州が位置しているときに,九州では多数の線状降水帯の活動が持続したこと,その際に,個々の線状降水帯での平均降水強度は時間的に大きく変化しないものの,その個数や個々の降水帯が占める面積の増大に対応して九州での平均降水量も次第に増加し,その後,北方の梅雨前線に対応する降水帯が九州に南下した点は興味深い。



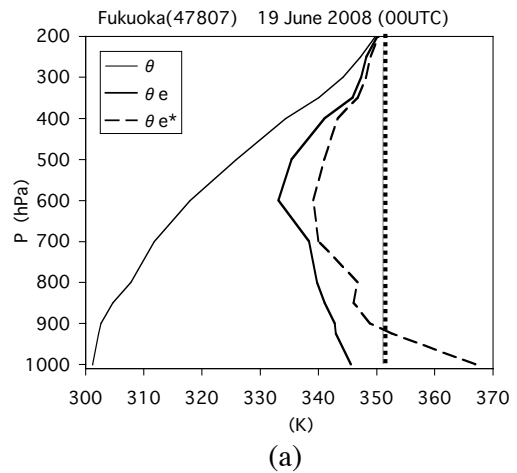
第11図 九州本土全域のアメダス観測点で平均した降水量(太い実線,  $\text{mmh}^{-1}$ )と風の東西成分(u:破線,  $\text{ms}^{-1}$ ),南北成分(v:細い実線,  $\text{ms}^{-1}$ )。6月18日00JST～21JSTについて示す。

## V. 九州付近の下層風と安定度

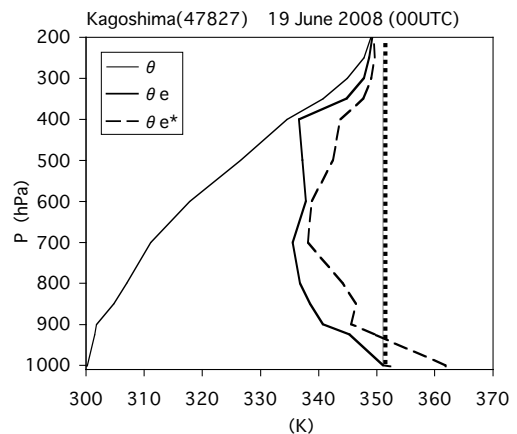
本事例における多数の線状降水系の発生・維持

に関する大規模場の要因を吟味するために,この節では九州全域での風系と深い湿潤対流に対する大気の安定性について考察する。

まず,第11図は,九州全域のアメダス点で平均した前1時間降水量,及び風速のu成分,v成分の時系列を6月18日から20日までについて示す。九州付近では,地上でも18日午後から南風が卓越し,線状降水帯が急に発達・拡大した19日9時ごろからは,南ないし南西の風( $v > 0$ )に変化した。しかも,真南の風と言うよりは西風成分も少し混じって南西の風に変わったタイミングで,降水の急激な増加が始まった。その方向からの風が持続している間,メインの梅雨降水帯の南方にありながら多量の降水も増加・持続していた。すなわち,水蒸気が南方から多量に流入するのみでなく,それが九州各地の地形を横切れるような西風成分も混ざった風系に伴って線状降水帯の集団が維持されていた点は興味深い。



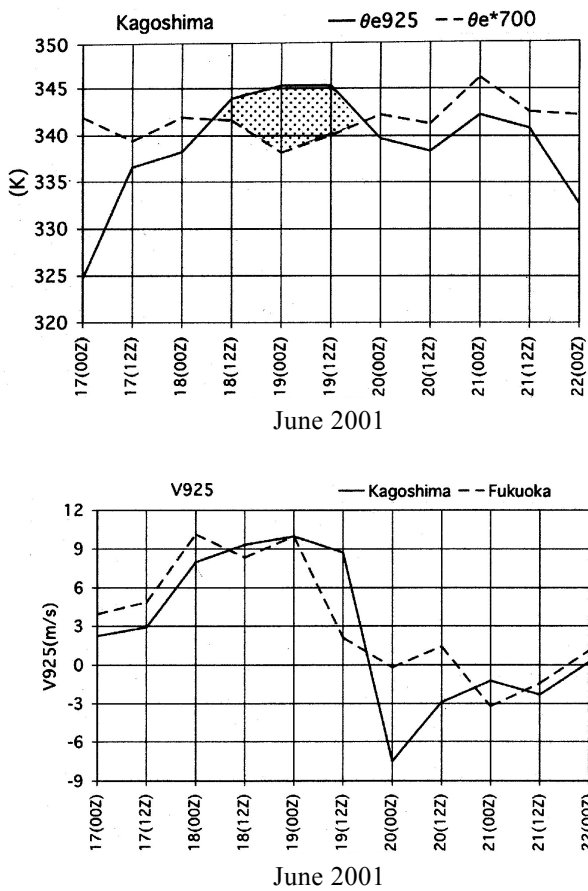
(a)



(b)

第12図 6月19日00UTC(09JST)における(a)福岡と(b)鹿児島の大気の成層状態。細い実線,太い実線,破線は,それぞれ温位 $\theta$ (K),相当温位 $\theta_e$ (K),飽和相当温位 $\theta_{e^*}$ (K)を示す。(a),(b)の縦の点線は,いずれも,この時刻の鹿児島での地上 $\theta_e$ の値を示す。

しかも、線状降水帯が多発・維持されるようになる6月19日00UTC(09JST)における高層気象観測データに基づく成層状態(第12図)によると、九州南部の鹿児島では強い潜在不安定度の状況にあり、下層も十分に湿っていることから自由対流高度も900hPa面よりも低い。福岡でも、潜在不安定な成層状態ではあるが、地表面付近の相対湿度が鹿児島ほど高くはないため、自由対流高度は鹿児島よりも高く、不安定度も小さい。しかし、福岡の図に鹿児島での地上の相当温位 $\theta_e$ を併せてプロットしたことでわかるように、もし地表面付近に湿った空気が流入すれば、福岡でも潜在不安定度は強まり自由対流高度も低くなりうる。



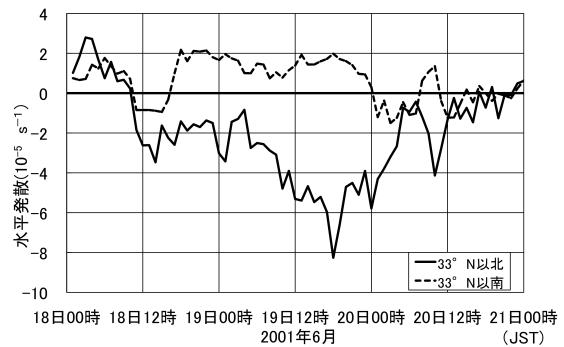
第13図 (上段)高層気象観測に基づく鹿児島における925hPaでの相当温位 $\theta_e$ 925(K, 実線)と700hPaでの飽和相当温位 $\theta_e^*$ 700(K, 破線)の時系列。陰影部は $\theta_e$ 925 $>$  $\theta_e^*$ 700, つまり潜在不安定な状態を示す。(下段)高層気象観測による925hPaでの $v$ 成分( $V_{925}$ )の時系列( $\text{ms}^{-1}$ )。実線:福岡 破線:鹿児島。

このとき、上述のように、南よりの風が10m/s吹いていたとすれば、5時間で200km程度(つま

り九州の南北幅の3分の2程度)の空気の移動がありうる(地上では面積平均で2m/s程度だったが、900hPa面付近では、10m/s程度吹いていた)。したがって、09JSTから数時間経過した後には、例えばごく起伏の小さな地形などの影響を受けて空気が持ち上げられるなどのわずかな強制上昇さえあれば、九州のほとんどの地形で積雲対流がいつ、どこで顕在化してもおかしくない状況にあったものと考えられる。

高層気象観測が12時間おきということで細かく見ることはできないが、第13図(上段)に鹿児島の高層観測データに基づく925hPaでの $\theta_e$ と700hPaでの飽和相当温位 $\theta_e^*$ の時系列を示す。鹿児島では、下層925hPa(1km足らずの高度)での $\theta_e$ の17日から18日にかけての急速な増大に対応して、18日12UTCには、700hPa $\theta_e^*$ よりも数K高くなった。すなわち、潜在不安定の状況に転じた。

第13図(下段)に示される900hPaの $v$ 成分をみると、17日頃から鹿児島では強い南風成分が見られ、特に18日00UTCには大変強くなる。このような南風によって、九州では17日から下層へ湿った空気の流入が持続し、その成層の不安定化の作用の積分効果により、潜在不安定な状況を持続させえたものと示唆される。



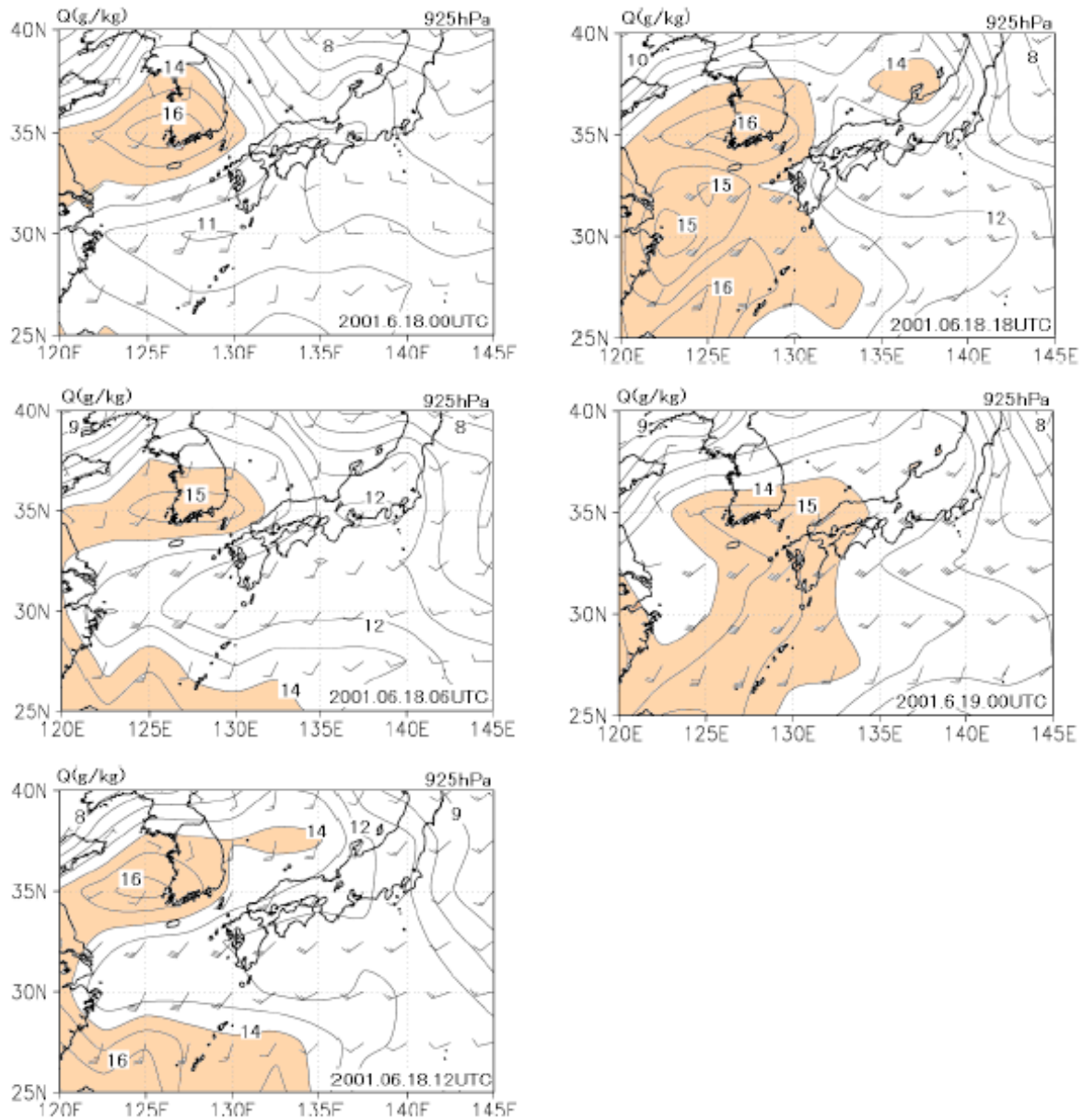
第14図 九州本土の各アメダス観測における風データから求めた領域平均の水平発散の時系列( $10^{-5}\text{s}^{-1}$ )。実線:北緯33度以北の九州本土の全アメダス観測点を用いた値(本文中では以後九州北部とする)。破線:同様に北緯33度以南(九州中南部とする)。

第14図は、アメダスの各観測点における地上風データに基づき算定したそれぞれ九州中南部および九州北部付近で平均した水平発散の時系列である。付録1のように、緯度・経度の一次式で $u, v$ 各成分を展開した式の係数を最小二乗法により求めて算定した。

九州北部では18日12JST以降、地上では収束

(負値)が持続し、メインの梅雨降水帯の位相が九州南部に達した 19 日夕方頃には特に大きな収束を示している。しかし、北緯 33 度以南の九州中南部では、線状降水帯が発生し始める 18 日 12 時から梅雨前線本体の降雨帯が九州中南部にかかり始める 19 日の夜にかけても、弱い発散が続いている点は興味深い(線状降水帯が存在するにも関わ

らず)。つまり、九州中南部では大気場としては亜熱帯高気圧縁部で弱い発散場であったとしても、南風成分によって大変湿った空気が下層を通過することにより潜在不安定が強化され、また地形や大気の乱れなどのごく小さなきっかけさえあれば、対流が顕在化できたのではないかと示唆される。



第 15 図 2001 年 6 月 18 日の 00UTC (09JST) から 19 日 00UTC (09JST) まで 6 時間ごとに示した 925hPa おける比湿 ( $\text{gkg}^{-1}$ ) (実線) と風ベクトル。長い矢羽 1 本が  $5\text{ms}^{-1}$ 、短い矢羽が  $2.5\text{ms}^{-1}$  を表す。

## VI. 九州を通過する強い南風に関連する総観場

次に、18 日以降のこのような強い南風成分の強化と湿潤な空気の流入はどのような総観場の変化に対応していたのかを把握するために、NCEP/NCAR 再解析データに基づく 18 日 00UTC から 19 日 00UTC までの 6 時間ごとの 925hPa お

ける比湿と風ベクトルの分布を第 15 図に示す。

九州で線状降水帯が発達・持続するようになった 19 日 00UTC には、九州から東シナ海東部にかけて比湿が大きな領域が広く分布している。また、九州で見られた下層の強い南風成分を持つ領域も、このような比湿の大きな領域にほぼ対応して広く



分布していた。

第1図に示されているように、17日00UTCには地上天気図上の梅雨前線が本州南方に南下して不明瞭になっていたが、九州付近の経度でも、北側の高気圧と南側の亜熱帯高気圧との区別が不明瞭な状態で、広く高気圧に覆われていた。18日00UTCには、天気図上の前線が描かれるようになり、その北の黄海付近には低気圧が発生しかけていた。その南方では、強い南寄りの風を示唆するような等圧線の分布へと変化してきた。925hPaでも(第15図)、この領域では南風成分が強まっていたが、比湿ではまだ極小域になっていた。しかし、18日00UTCにおいて、九州の風上側となる沖縄西方海上では比湿が大きく、その空気が時間の経過とともに(おそらく強い南風成分に移流されて)東シナ海から九州付近に高い比湿を持つ領域が広がってきたことがわかる。その結果、北側の前線・低気圧に対応する高比湿域と、今述べた高比湿域とが19日00UTC頃には九州付近で一体化した様子もわかる。このように、はじめは高気圧下で比湿も小さい状態になっていたものの、北方で強まった前線へ向かう下層の強い南風の持続に伴ってより南方の湿った空気が移流され、九州全域では、地上前線の南側で19日9時前後からの線状降水帯の活発化に対応した、925hPaでの高比湿・高相当温位の空気塊に変化していたことになる。

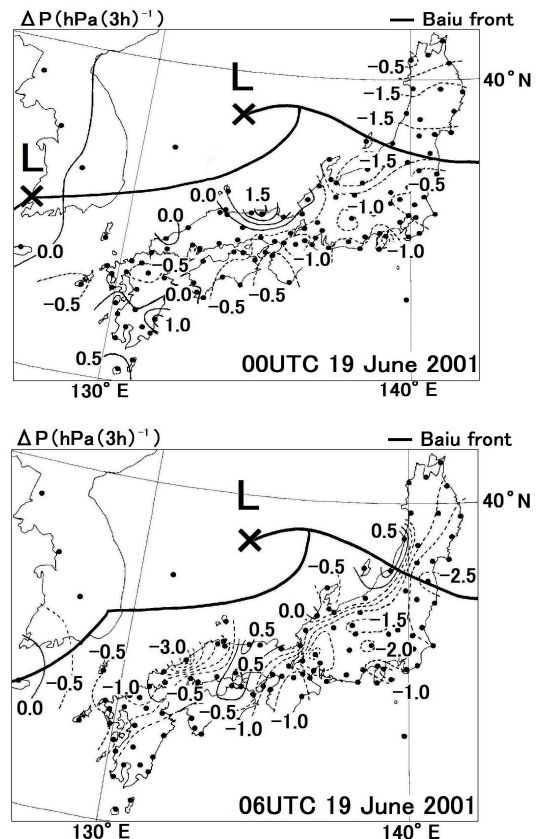
### VII. メソ $\alpha$ 規模での海面気圧降下域の形成

第16図は2001年6月19日00UTC(09JST)と06UTC(15JST)における各気象官署での観測データに基づく海面気圧の前3時間変化量 $\Delta P$ の分布である。解析に用いた地点を黒丸で示してある。また天気図上の地上前線の実線を示した。IV章で示したように、00UTCには、九州全域での線状降水帯が占める面積の増加に伴い、九州平均の降水量の急増が特に目立つようになった。しかし、この頃までは九州北部付近に弱い前3時間海面気圧の降下域( $\Delta P < 0$ )がみられるもの、九州全域の規模での系統的な気圧変化は見られない。

しかし、更に線状降水帯の占める面積と九州全体での降水量が更に増加し続けた6時間後の19日06UTC(15JST)においては、九州から中四国地方西部にわたって1.0hPaを越える大きさの前3時間気圧低下域が形成されていた。対流による気圧降下域の広がりへの寄与を定量的に見積もることは、本研究で用いた情報のみでは容易でないためここでは評価できないが、線状降水帯として組

織化された激しい積雲対流がこの領域で多数持続したことに伴う潜熱の総合的な効果によって、当該領域スケールでの気圧降下をもたらした可能性は否定できない。

逆にこのようなメソのスケールでの海面気圧降下があれば、地上付近の収束場を、単に個々の線状降水帯のスケールでなく、気圧降下域全体のスケールで形成するようなフィードバックが起きた可能性も否定できない。



第16図 2001年6月19日00UTC(09JST)(上段)と06UTC(15JST)(下段)における前3時間海面気圧変化量(hPa/3h)の分布。黒丸で示す各気象官署のデータに基づく。例えば上段は06JSTから09JSTへの変化量の分布を示す。なお、地上天気図上にプロットされた値のみでなく、日本については、SDPファイル(気象庁が時日別に編集した地上気象データのファイル)に収録されたデータも利用した。

なお、V章で述べたように、地上天気図上の前線により近い九州北部では、メインの降水帯が九州北部に形成される19日夕方以前でも地上での平均収束が見られたが(しかもメインの梅雨降水帯形成時により強化)、九州中南部ではむしろ弱い発散場であった。従って、最初になんらかの収束場が九州全体のスケールで形成された後に線状降

水帯が多数維持されたというよりも、線状降水帯の維持に伴って海面気圧の降下が起き、九州全体での収束の強化も促されたと考えられるべきかも知れない。

ところで前述のように、この九州全体を超えるスケールでの気圧低下域が見られた6時間後の19日12UTC(21JST)には、天気図上での地上前線よりも数100km南側で、メインの梅雨降水帯として南北幅150km、東西に500km以上ものスケールに組織化された。言い換えれば、メインの梅雨降水帯が急激に位相が南下して九州北部にかかり始めたことに対して、地上天気図上の梅雨前線の南方の九州で、メソスケールの線状降水帯が多数維持される条件が整っていた点も、重要な因子の一つであった可能性が示唆される。

## Ⅷ. まとめ

梅雨前線帯スケールの降水帯と九州付近で梅雨期によく見られる線状降水帯の集団の維持に関して、2001年6月19日頃の事例を解析した。主な結果は次の通りである。

(1) 総観規模の梅雨前線が地上天気図上で朝鮮半島南部から東北地方南部に伸びてきた6月19日の午前中に、地上前線の南方の数100kmに位置する九州において、メソ $\beta$ ~ $\gamma$ スケールの線状降水帯の個数が最初に増加した。その後、19日00UTC(09JST)以降は各々の線状降水帯の占める面積が増加を続け、その結果、九州での線状降水帯の占める面積と総降水量が急増した。夕方頃の09UTC(18JST)頃には、地上天気図上の前線はまだ九州北方にあったものの、複数の線状降水帯の集団が更にまとまりながら、梅雨前線に対応する降水帯のような規模になった。つまり、線状降水帯が多数維持されていた九州へ、梅雨前線に対応するメインの降水帯の位相が急速に南下して合体したとも見なせる。

(2) 九州付近では、すでに18日には地上で南風が卓越していたが、19日未明からの線状降水帯の活動や九州での降水の急増は、地上風の南寄りの風から南西の風へと変化したことにも対応していた。

(3) 18日には、東シナ海域から九州にかけて下層南風成分の強い領域が広がり、19日00UTC(09JST)頃には九州付近まで高比湿域が伸びていた。これを反映して、19日の日中には、深い湿潤対流に対する強い潜在不安定な状況で自由対流高度もかなり低くなったものと考えられる。このため、総観規模の地上天気図上の梅雨前線の南方にありながら、九州ではわずかな強制上昇があれば

深い湿潤対流が生じ得るような大気状態のため、多数の線状降水帯が維持されえたものと考えられる。

(4) 地上前線の南方にあたる九州では、19日06UTU(15JST)頃には九州から中国・四国地方西部に広がるメソ $\alpha$ スケールでの海面気圧降下域(前3時間変化量で見ても)が出現した。これは、19日未明以降、線状降水帯の集団が九州付近でより活発化しながら維持され続けていたことに対応する。メカニズムについては今後の検証が必要であるが、この気圧降下域が、少なくとも九州程度の空間スケールの収束を誘発して、そこでの深い対流を引き起こすきっかけを与えやすくなり、その結果、19日18JST(09JST)以降の梅雨降水帯の北部九州へ急速に南下させるための1つの重要な寄与をなした可能性も否定出来ない。

以上のように地上天気図上の梅雨前線の南側に九州が位置する時、九州付近を強い南西風に伴う大変湿潤で不安定な空気が通過する状況が持続すれば、自由対流高度も低いのでちょっとしたきっかけで対流が顕在化しうる。すなわち、そこが小さな起伏の地形であっても、いろいろな場所での地形性上昇流により、線状降水帯が多数発生して維持されうることになる。この時、メソ $\alpha$ 規模での気圧降下域の形成と重なる。

以上の事実間の因果関係がどのように成り立つかについては本研究でも未解明部分が多いが、本研究で取り上げた現象は、上述のような過程が起きる中で梅雨降水帯の位相の急激な南下も起きた興味深い事例であり、本研究の結果は、梅雨前線の暖域での降水の実態を梅雨前線活動全体の位置づけの中で詳細に記述する更なる研究の必要性を提起している。

## 謝辞

本研究は、第1著者の合田泰弘による卒業研究(2005年2月提出、岡山大学理学部地球科学科)をベースに、共著者が再検討して纏め直したものである。

なお、本研究の一部は、基盤研究(C)「東アジア前線帯付近の気候・水循環系にみる季節進行の歪みと異常気象に関する研究」(課題番号:16540399, 代表:加藤内蔵進)の補助を受けて実施され、再検討の際には、基盤研究(B)「日本付近の気候系の広域季節サイクルの中でみた日々の降水コントラストと年々の変動」(課題番号:21300336, 代表:加藤内蔵進)の補助も受けた。

付録. 1 アメダス観測による風速データを用いた水平発散の計算

球面座標系で表した水平発散は次のように表される。

$$\nabla_H \cdot \mathbf{V}_H = \frac{1}{a \cos \varphi} \left[ \frac{\partial u}{\partial \lambda} + \frac{\partial}{\partial \varphi} (v \cos \varphi) \right] \quad (1)$$

ここで,  $a$  は地球半径:  $6.368 \times 10^6$ (m),  $\phi$  は緯度,  $\lambda$  は経度,  $u$  は風の東西成分(西風が正),  $v$  は風の南北成分(南風が正)を表す。

ある気象官署で観測された風の  $u, v$  成分に関して, 使用した領域内の全気象官署での平均値を  $\bar{u}$ ,  $\bar{v}$ , 全気象官署の重心にあたる緯度・経度をそれぞれ  $\bar{\varphi}$ ,  $\bar{\lambda}$  とおくと,

$$u - \bar{u} = a_1(\varphi - \bar{\varphi}) + a_2(\lambda - \bar{\lambda}) \quad (2)$$

$$(v - \bar{v}) \cos \varphi = b_1(\varphi - \bar{\varphi}) + b_2(\lambda - \bar{\lambda}) \quad (3)$$

となり, 最小二乗法によって求めた  $a_2$  及び  $b_1$ , すなわち  $\frac{\partial u}{\partial \lambda}$  及び,  $\frac{\partial v \cos \varphi}{\partial \varphi}$  を, (1)式に代入することにより, 水平発散を算出した。

なお,  $Z = a x + b y$  となるように物理量  $x, y$  と  $Z$  との関係を表す一次式を最小二乗法によって決定する場合 ( $a, b$  は係数),

$$S = \sum_i^n \{ Z_i - a x_i - b y_i \}^2 \text{ が最小となるよう}$$

な  $a$  と  $b$  を求めることになる。すなわち,  $\frac{\partial S}{\partial a} = 0$ ,

および  $\frac{\partial S}{\partial b} = 0$  を同時に満足するような条件を求め

る。その結果, 次の方程式

$$\begin{pmatrix} \sum_i x_i^2 & \sum_i x_i y_i \\ \sum_i x_i y_i & \sum_i y_i^2 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a \\ b \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum_i z_i x_i \\ \sum_i z_i y_i \end{pmatrix} \quad (4)$$

から,  $a, b$  が決定出来る。

引用文献

- Adachi, A., T. Kobayashi and T. Kato, 2004: Dual wind profiler observations of a line-shaped convective system in southern Kyushu, Japan. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82, 725-743.
- Akaeda, K., K. Ninomiya and T. Takeda, 1987: Case of a long-lived cloud cluster. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 129-144.
- 荒生公雄, 壺井美花, 2000: 長崎半島付近で発生したライン状降雨-1997年7月11日の事例-。天気, 47, 785-792.
- 加藤輝之, 手柴充博, 梅本泰子, 橋口浩之, 柴垣佳明, 吉崎正憲, 金田幸恵, 2005: 地形性メソスケール降水系の研究。気象研究ノート第208号「メソ対流系」, 97-150.
- Kato, T., M. Yoshizaki, K. Bessho, T. Inoue, Y. Sato and X-BAIU-01 observation group., 2003: Reason for the failure of the simulation of heavy rainfall during X-BAIU-01 - Importance of a vertical profile of water vapor for numerical simulations - . *J. Meteor. Soc. Japan*, 81, 993-1013.
- Ninomiya, K., 1978: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region. ( I ) Synoptic-scale features. *J. Meteor. Soc. Japan*, 56, 253-266.
- Ninomiya, K., 1980: Enhancement of Asian subtropical front due to thermodynamic effect of cumulus convection. *J. Meteor. Soc. Japan*, 58, 1-15.
- Ninomiya, K., 1984: Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer Northern Hemisphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, 62, 880-894.
- Ninomiya, K., T. Akiyama and M. Ikawa, 1988a: Evolution and fine structure of a long-lived meso- $\alpha$ -scale convective system in Baiu frontal zone. Part I :Evolution and meso- $\beta$ -scale characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 331-350.
- Ninomiya, K., T. Akiyama, and M. Ikawa, 1988b: Evolution and fine structure of a long-lived meso-

- $\alpha$  -scale convective System in Baiu frontal zone.  
Part II : Meso-  $\beta$  -scale characteristics of precipitation. J. Meteor. Soc. Japan, 66, 351-371.
- Ninomiya, K. and K. Mizuno, 1987: Variations of Baiu precipitation over Japan in 1951-1980 and large-scale characteristics of wet and dry Baiu. J. Meteor. Soc. Japan, 65, 115-127.
- Ninomiya, K. and Y. Tatsumi, 1980: Front with heavy rainfalls in the Asian subtropical humid region in a 6-Level 77km-mesh primitive equation model. J. Meteor. Soc. Japan, 58, 172-186.
- Ninomiya, K. and K. Yamazaki, 1979: Heavy rainfalls associated with frontal depression in Asian subtropical humid region. ( II ) Mesoscale features of precipitation, radar echo and stratification J. Meteor. Soc. Japan, 57, 399-413.
- Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka., H. Takayama, Y. Shoji, H. Seko, K. Arao, K. Manabe and Members of X-BAIU-99 observation, 2000: Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu, Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 78, 835-856.