

梅雨前線付近に発生する微気圧変動の 特性および降雨との相関について*

田中 浩**・湯木 祥己***

要 旨

梅雨期に発生する降雨をもたらすメソスケール擾乱(以下降雨擾乱と略記)の特性を、微気圧変動を観測することにより解明することが本論文の目的である。微気圧変動は1984年の梅雨期に北部九州の3地点(福岡, 久留米, 大牟田)で観測された。今回の観測では特徴ある降雨現象が5例観測されたが、本論文ではその中で特に興味あるケースについて報告する。

微気圧データには、12時間周期を持つ太陽半日潮による気圧変動と、降雨擾乱に関係があると思われる数時間以下の気圧変動が見られた。まず、high-pass filterにより前者を除去し、微気圧変動と降雨擾乱との関係を詳細に調べた結果、2種類の微気圧変動パターンが存在していることがわかった。第1に、2~3時間の周期を持ち、比較的長続きする「重力波振動型」、第2に、活発な帯状降雨域を伴う「孤立変動型」である。重力波振動型は梅雨前線上に中間規模低気圧が発生した場合にしばしば観測され、明確な形状をもたない降雨域の存在と関連深い。孤立変動型は梅雨前線に付着して進行し、急速な気圧降下とそれに続く気圧上昇を呈する。気圧が上昇に転じると同時に、強い雨が始まり、強雨帯が通過すると気圧変動は弱まる。また、気圧変動の活動度と降雨活動との比較解析から、全般的に見て両者は良く対応していることがわかるが、この因果関係は現在のところ必ずしも明確ではない。

1. 序 論

温帯低気圧や梅雨前線に伴う帯状降雨域は大雨をもたらすことが多く、これまで多くの研究者によってその構造や発生原因について研究がなされてきた。Hobbsを中心とするグループは温帯低気圧に伴う帯状降雨域を6タイプに分類し(Houze *et al.*, 1976)、おのおのタイプについて気温や風、湿度はもちろんのこと、降雨粒子の粒度分布や存在状態まで詳細な観測を行い、それぞれの立体構造についての解明に努めた。特に1980年より出された一連の論文(例えば、Herzogh and Hobbs,

1980; Hobbs *et al.*, 1980)は、前線に伴う帯状降雨域の構造に関する研究の集大成とも言えるべきものである。この他英国でも、温帯低気圧に伴う帯状降雨域の報告として、Browning *et al.* (1973), Atkinson (1978), Bennetts and Ryder (1984 a, b)などが知られている。

一方、日本では梅雨期に観測される帯状降雨域や冬の季節風に伴ってできる筋状雲の構造についての研究が主である。後者は本研究と直接関係がないのでこれ以上は述べないが、梅雨期の降雨域に関する研究では、二宮らを中心とする気象研究所のグループのものがよく知られている。彼らは複数のレーダを使って観測を行い、梅雨前線上に発生した小低気圧に伴う帯状降雨域の動きや構造を解明してきた(例えば、Matsumoto and Akiyama, 1970; Ninomiya and Akiyama, 1972, 1973, 1974)。

メソスケールの降雨擾乱の発生原因として、2つのものが考えられている。ひとつは内部重力波である。地衝風バランスしていない下層ジェットによるシア層で内部重力波が発生しそれが外部へ伝播し(Lalas and

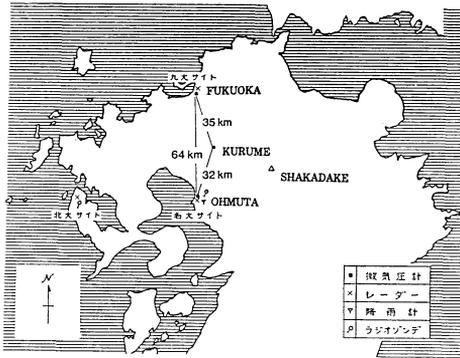
* Correlations between mesoscale pressure variations and precipitations associated with the Baiu fronts.

** Hiroshi Tanaka, 名古屋大学水圏科学研究所。

*** Yoshimi Yuki, 名古屋大学水圏科学研究所。現勤務先: 富士通株式会社

——1985年8月23日受領——

——1986年2月27日受理——



第1図 1984年6月25日から7月11にかけて、北部九州において、北海道大学、九州大学、名古屋大学の共同で行われた集中豪雨観測のネットワーク。

Einaudi, 1976), この内部重力波に伴う上昇流が帯状降雨域形成のトリガーとなっているとするものである。ただ、対流が生じるのに十分な上昇流が得られるには、内部重力波が増幅するための特別な仕掛けが必要であろう(例えば、Lindzen and Tung, 1976を参照)。また観測でも、主に convective storm に伴ってではあるが、内部重力波的な気圧変動が観測されている(Stobie *et al.*, 1983; Uccellini, 1975)。内部重力波の議論には、積雲対流に伴う加熱による wave CISK の考え方もあり、必ずしも単純ではない。

もうひとつは湿潤大気中で発生する条件付対称不安定(CSI)である。湿った空気塊が傾圧場において等温位面上を南北に移動する際に生じるコリオリトルクの変化と気圧傾度の変化との均衡がくずれ、この空気塊をさらに先へ進めるように働き、子午面循環が発生、この上昇部分で降雨擾乱が発生するというものである。特に放射や潜熱による非断熱加熱や粘性の効果を適当にとつてやると、現実的な南北波長を持つCSIが発生することも数値実験的に確かめられている(Stone, 1972; Tokioka, 1973; Bennetts and Hoskins, 1979)。CSIが帯状降雨域の原因であるとする証拠もいくつか存在する(Bennetts and Sharp, 1982; Emanuel, 1982; Bennetts and Ryder, 1984 a, b)。

これら以外にも、super-cell や multi-cell のメカニズムも組織化された降雨擾乱の発生原因として考えられている。ただし、大規模重力波やCSIがcellの発生のひきがねになる一般収束場に対応する概念であるのに対して、super-cell や multi-cell は一般収束場というよりもむしろ cell そのものによる組織化の概念である。

帯状降雨域といっても、そのスケールや発生場所の違いによりさまざまで、したがって発生原因もかなり異なっていると考えられる。現在はこれらの発生原因について観測との対応付けが盛んになされており、本論文ではその一例として、梅雨期における降雨擾乱に伴う気圧変動を観測し、まず手始めとして、梅雨期のメソスケール擾乱、あるいはそれに伴う降雨域にどのような特徴があるのかを抽出してみたいと思う。

2. 観測

2.1. 観測の概要

1984年6月25日から同年7月11日にかけて、北部九州において、集中豪雨についての総合的な観測が北海道大学、九州大学、名古屋大学の3大学共同で行われた。

この観測では各大学から持ち寄られた3基のレーダを中心に、第1図のような観測ネットワークが張られた。名古屋大学水圏科学研究所の班は大牟田市の海岸付近にRHIレーダと垂直レーダを設置し、同じ場所に雨滴粒度分布測定装置、ラピッド降雨計、微気圧計を設置した。微気圧計は3地点観測ができるように、さらに福岡市の九州大学構内と久留米市内に設置した。また、福岡、大分県境にある釈迦岳山頂に設置されている建設省の広域観測用レーダのデータも使用した。

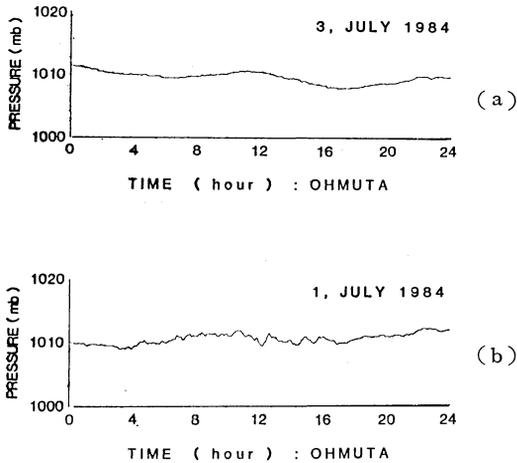
2.2. 測定項目

本論文で使用したデータに関する測定項目は次の通りである。

- (i) 福岡、久留米、大牟田における気圧。使用された微気圧計はST研究所製AK-3891で精度は0.1 mb、また、データは1分毎に記録された。
- (ii) 降雨強度。ラピッド降雨計(レスカ社RGT-3)により測定し、5分間の平均降雨強度を算出して解析に使用した。ただし、ラピッド降雨計による降雨強度測定は大牟田のみで、他の2地点については次に述べるレーダエコーからの算出による。
- (iii) レーダエコー強度。釈迦岳レーダにより10分毎に得られたPPIマップを解析に使用した。これにより、レーダエコーの水平的な動きと福岡、久留米の降雨強度のデータを得ることができた。

2.3. 微気圧計データの特徴

微気圧計(大牟田)で得られたデータが第2図に例示してある。これらを見ると2つの大きな特徴が存在する。まず、12時間の周期を持つ気圧変動が天候に関係なく観測されること、次に、雨天日にはそれよりさらに短



第2図 気圧のデータの時系列。
(a) 晴天(7月3日)の例
(b) 雨天(7月1日)の例

かい数時間以下の変動が見られるということである。前者は明らかに太陽半日潮であることがわかる(例えば, Chapman and Lindzen, 1970)。本研究は降雨擾乱と微気圧変動との関係を見るものであるから, 太陽半日潮の影響を除去するために, 適当な high-pass filter をかけたものを検討した。

2.4. 釈迦岳レーダのデータ

釈迦岳レーダは波長 5.6 cm の C-バンドレーダで, 半径 100 km の領域の PPI データを得ることができる。得られたレーダ反射因子 (Z 因子) は, 第1表に示されるように, 9段階の降雨強度に変換される。

これらのデータは水平面内の格子点上で与えられており, 福岡と久留米の降雨強度は, それぞれの微気圧観測地点に最も近い格子点の値を用いた。これらの値は第1表以上の精度でデータを得ることができないため, 大牟田の降雨強度データも, 5分毎のラピッド降雨計から得られた値を第1表の区分に当てはめて使用した。以下, 解析で使われる降雨強度は特別の断りのない限りこの区分で示されている。

3. 解析結果

3.1. ケース分けとその特徴

観測期間中に得られた3種類のデータ, すなわち, 3地点で測定された気圧データ, 大牟田で観測された降雨強度データ, 釈迦岳レーダによる福岡, 久留米の降雨強度および全体的なレーダエコーのパターンをもとに, 観

第1表 釈迦岳山頂の建設省広域観測用レーダの段階的指示形式。

階 級	降雨強度 (mm/h)
1	2— 5
2	5— 10
3	10— 20
4	20— 30
5	30— 40
6	40— 50
7	50— 70
8	70—100
9	100—

第2表 解析を行なった各ケースの期間とその概要。本論文ではこのうち Case 2, 3 および 4 が述べられている

Case	期 間	概 要
1	6月25日 } 6月26日 (朝)	梅雨前線の南側に存在する複数の带状降雨域による雨
2	6月26日 } 6月27日	梅雨前線に付随した強い带状降雨域の南下
3	6月28日	集中豪雨型 I (五木村集中豪雨)
4	6月30日 } 7月1日	集中豪雨型 II (集中豪雨にはならなかったが, 総観規模的に Case 3 と似ており, 各観測点にまとまった雨をもたらした。)
5	7月2日 } 7月3日	晴れた穏やかな日 (比較要因)
6	7月6日	梅雨前線の南側の一列に並んだ積乱雲群の通過

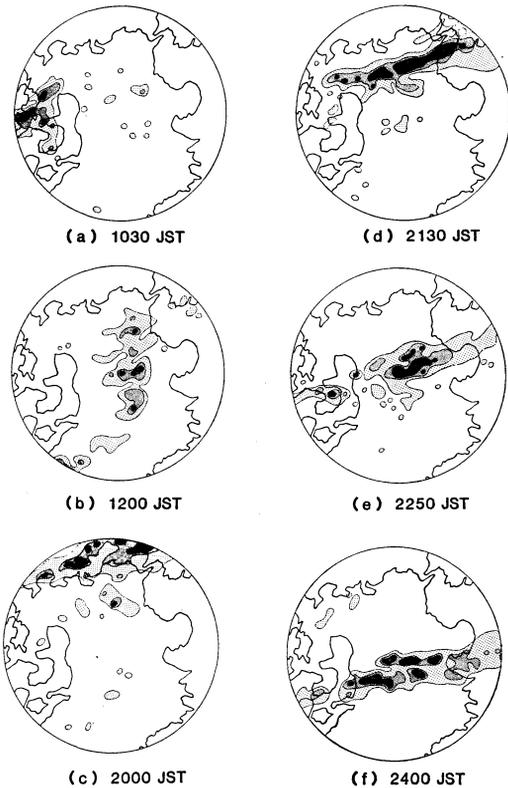
測をいくつかのケースに分け, おのおののケースについて解析を行った。第2表に各ケースの一般的特徴を掲げる。

3.2. 各ケースにおける解析結果

第2表に示されたケースのうち, 本論文では特徴ある微気圧変動が顕著に現れたケースについて, メソスケールの気圧擾乱と降雨との関連を中心に詳細に述べてみたい。

Case 2

このケースは梅雨前線の南下に伴い, それに付随して

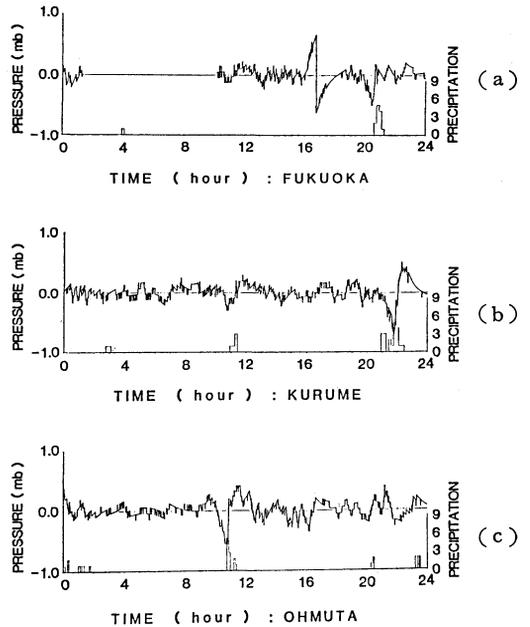


第3図 6月26日の釈迦岳レーダによるPPIマップ。

黒：40 mm/h 以上，濃灰色：20—40 mm/h，淡灰色：2—20 mm/h

明瞭な帯状降雨域が各観測点を順次通過した例である。その様子が第3図(c)～(f)に示されており、幅30～50 kmの東西に長く伸びた輪郭のはっきりとした帯状エコーが20時30分過ぎには福岡に、21時頃には久留米に、さらに22時20分には大牟田にかかってきた。ただ、大牟田では、第3図(e)に示されるように帯状エコーの端の部分が通過したため、他の2地点に比べ雨量はずっと少ない。この帯状エコーは夜半には熊本-大分ラインまで南下し弱まっていった。

この際の微気圧の時間変化が降雨強度の変化とともに第4図に示されている。なお、微気圧の値は第2章で述べたように原データに high-pass filter をかけたものである。帯状降雨域が福岡、久留米、大牟田と順次通過していくのに対応して、気圧が急速に低下した後一転して急激に上昇するという変動パターンが各地点に見られる。そして気圧の急上昇が始まるとはほぼ同時に雨が降り



第4図 6月26日に各観測点で測定された気圧データから、high-pass filterにより長周期変動を除去した微気圧変動。降雨強度(ヒストグラム)も同時に示される。

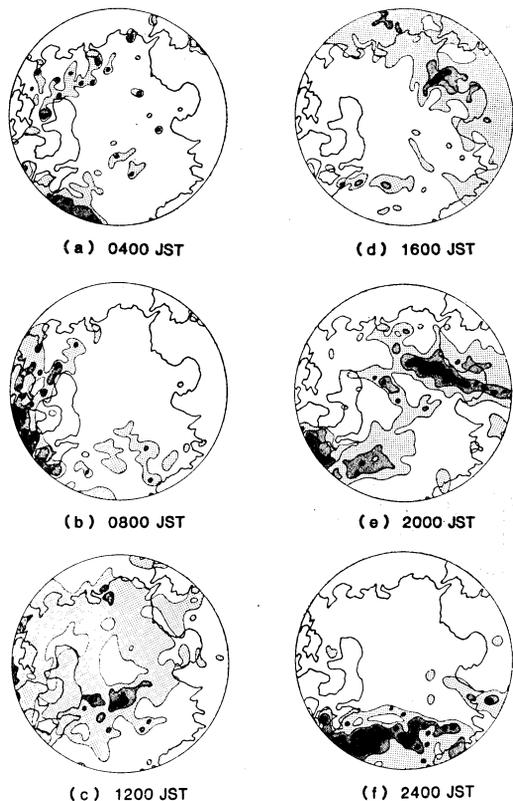
だすという特徴を持っている。また、この変動は福岡、久留米では顕著であるが、大牟田では他の2地点に比べあまりはっきりとしていない。これは先にPPIマップのところで述べたように、帯状降雨域が大牟田を通過する際、大牟田付近はその中で最も弱い部分が通過したということをよく反映している。

また、11時頃に久留米と大牟田で同様な変動パターンが見られるが、これは第3図(a)、(b)に示されるように、南北に連なった積乱雲群を含むあまり輪郭のはっきりしない帯状降雨域が通過したのに伴って現れたものである(16時頃、福岡に現れた急激な気圧変化は微気圧計の異常によるものである)。このような変動は何周期も繰り返すのではなく、1回限りの孤立したパターンを示すので「孤立変動型」と呼ぶことにする。

Case 3

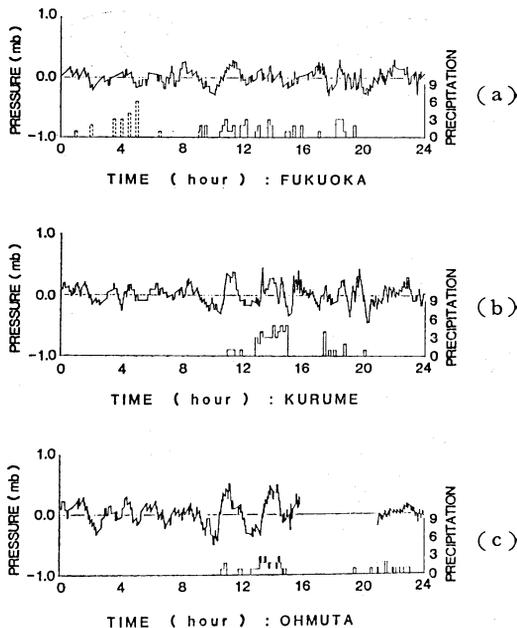
熊本県南部五木村で集中豪雨による災害が発生した事例である。しかしながら各観測点は五木村から約100 km北に離れており、雨量はあまり多くなかった。

地上天気図で見ると九州南部に梅雨前線が停滞しており、その梅雨前線上を上海付近にあった中間規模低気圧



第5図 第3図に同じ。ただし6月28日の観測。

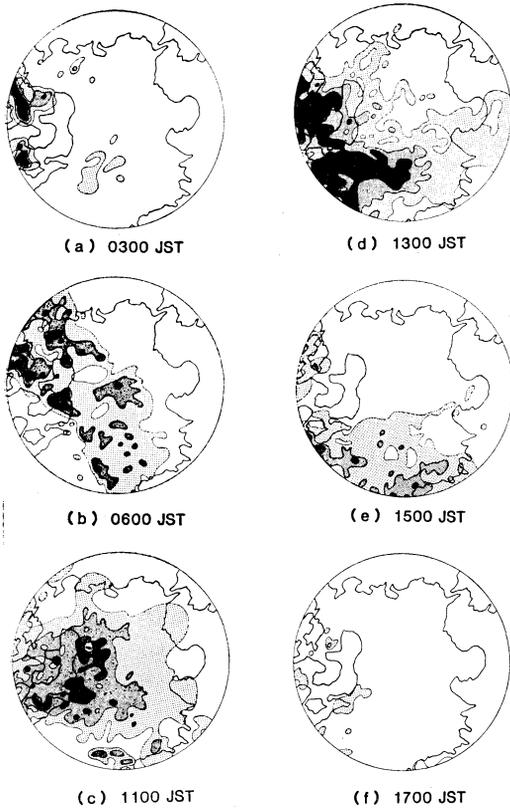
が接近し、29日0時頃に九州を通過した。第5図はその時のPPIマップの変化である。明け方までは梅雨前線に対応する降雨域は熊本県南部にあって、その北側に規模の小さい降雨域が点在している状態が続き、福岡ではこのため時々雨が降った(第5図(a))。8時頃、梅雨前線の北側に大きく広がった最初の降雨域が長崎県西部に上陸し(第5図(b))、東進しながら弱体化し、北部九州では弱い降雨域が散在している状態になった。そして、11時前に次の大きく広がった降雨域が西から近づき、その後北部九州一帯は比較的弱い降雨域ではぼ一面に覆われた状態になった(第5図(c))。これら梅雨前線の北側に広がる降雨域は層状性のものである。午後に入るとこの層状性エコーの主要部分が北東へ移動し、北部九州では西から雨が止んでいく(第5図(d))。17時になると九州北岸付近に広がっていた層状性エコーの中の強い部分が西から接近し、その後、北部九州の所々で強い雨が降り、部分的に帯状エコーに発達した(第5図(e))。深夜になると北部九州では数カ所に点在するエ



第6図 第4図に同じ。ただし6月28日の観測。

コーを除き消失してしまいましたが、一方、九州南部に停滞する梅雨前線下の降雨域が非常に強くなり、しかも降雨システムとしての位置をほとんど変えず、その中を強い降雨域が次々と通過するという状態(第5図(f))が29日明け方まで続いた。このため、熊本県五木村では、29日未明になって崖崩れ等の豪雨災害が起こった。

第6図にはその間の微気圧の変化が示されている。梅雨前線の活発化に伴い、明け方から梅雨前線に近い大牟田で約2時間の周期を持つ微気圧変動が現れてくる。そして西から大きな広がりを持つ層状性の降雨域が近づいて来た8時頃から、大牟田の周期変動の振幅は大きくなり、peak to peakで最大1mb程にもなった。同時に他の2地点でも同様な周期性を持った変動パターンが現れる。これらの変動は先の孤立変動型のパターンとは異なり、何周期も繰り返して観測されるという特徴がある。Case 2と同様に気圧降下後の気圧上昇時に降雨が強まる傾向がみられるもののCase 2ほどはっきりしない。このような変動パターンを本論文では「重力波振動型」と呼ぶことにする。興味あることに、この変動パターンは実際に五木村で豪雨が起きている夜から深夜にかけてはあまり顕著ではない。つまり、100 km 近く離れた所で非常に強い降雨活動があっても出現せず、むしろ、やや強いという程度の降雨域が広がって来た時の方が変



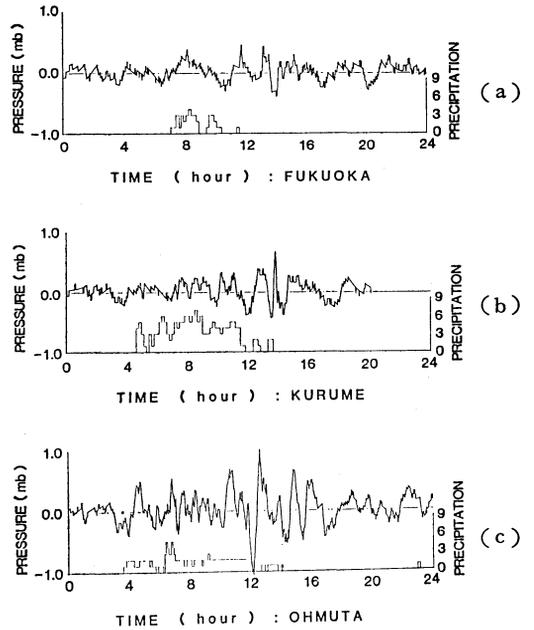
第7図 第3図に同じ。ただし7月1日の観測。

動の振幅が大きくなる。

Case 4

このケースは天気図上では Case 3 と基本的には同じであるが、梅雨前線の位置は若干北上していた。梅雨前線上に弱いじょう乱が西から接近し、九州中部を通過した。ただ、Case 3 に比べて若干北で起こったため、北部九州全域で降雨量は増加した。

第7図はその時の PPI マップの変化を示している。中間規模低気圧の西からの接近に伴い、強いエコーが現れ(第7図(a))、4時には大牟田で雨が降り出した。このエコーは幅広い帯状を呈し、西ほどその幅も広く、強さも増加している。このエコーの走向は中間規模低気圧の中心より東側の等圧線の走向とほぼ一致している(第7図(b))。また、エコーの構造はむしろ層状性で、その中に対流性エコーが散在している状態であった。9時過ぎからエコーの走向が不鮮明になり、九州の北中部を一面に覆った状態となる(第7図(c))。その後も時々北に大きく広がった降雨域が西から通過すると、久留

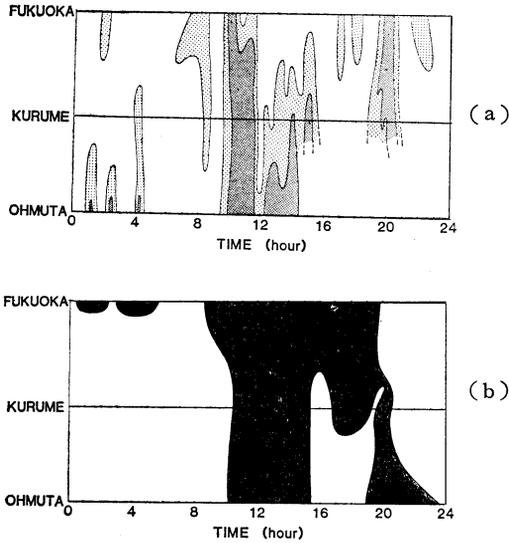


第8図 第4図に同じ。ただし7月1日の観測。

米と大牟田の2地点では雨が降った(第7図(d))。14時にはこれらの地点でも雨は完全に終わり、15時には降雨域の中心は南部九州へ移り(第7図(e))、次第に南下し衰弱していった(第7図(f))。

次にこのケースの微気圧変動について見てみる(第8図)。3時前に西から強い降雨域が近づいてくると、各地点とも重力波振動型の変動パターンが観測された。このケースでは、周期は1~3時間で、地上の梅雨前線に近いほど、すなわち大牟田、久留米、福岡の順で短周期の変動が顕著で、振幅も大きく、大牟田では peak to peak で最大 2 mb にも達している。

ここで、今回の観測期間中に観測された微気圧変動のパターンを降雨現象と対比しながら整理しておく。重力波振動型は比較的に大きく広がった中程度の降雨強度をもつ降雨域が近づくと現れる。周期は2~3時間で何周期も振動が持続するという特徴を持っている。孤立変動型は孤立した帯状降雨域が通過する際に観測され、急速に気圧が低下した後、急上昇するという一度だけの変動であり、気圧が急上昇に転じるとほぼ同時に雨が降り始めるという特徴をもつ。本論文では触れていないが、この他にも Case 6 で見られるように積乱雲が次々と発生しては通過し、観測点に強い雨をもたらせた際、30分から1時間の周期を持つ変動も観測された。これは降水セ



第9図 6月28日の wave activity と降雨活動の南北距離—時間断面図。

(a) wave activity. 濃灰色: 0.4 mb² 以上, 淡灰色: 0.2~0.4 mb².

(b) 降雨活動, 黒い部分が降雨の存在を示す。

ル自身に関係するものと考えられ, 本研究で取り扱うスケールに比べて小さいので省略した。

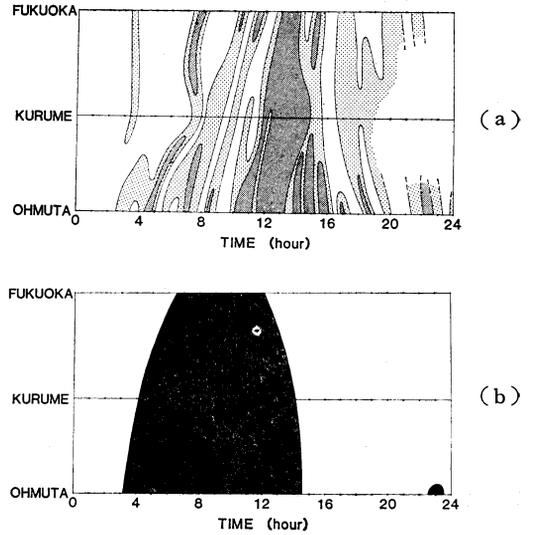
次章では, 微気圧変動に関して波動活動度 (wave activity) という量を定義し, これと降雨活動度との関係を調べる。孤立変動型に関しては wave activity という概念自体それほど有効ではないが, 重力波振動型との比較の意味で同様な解析を行った。

4. 気圧変動と降雨との関係

4.1. 重力波振動型

まず, wave activity という量を定義しておこう。第3章で示した微気圧変動の振幅が波の活動度を示していると考え, 振幅の2乗をとったもの, すなわち, もとの気圧データに high-pass filter をかけた気圧変動の時系列の2乗を wave activity とここでは定義する。また10分以下のノイズ的短周期の微気圧変動もフィルターで除去してある。降雨データについても個々の対流セルより大きなスケールを見る目的で, フィルターで高周波成分を落としている。

福岡, 久留米および大牟田の3点がほぼ南北に, しかもほぼ等間隔に並んでいることを利用し, wave activity



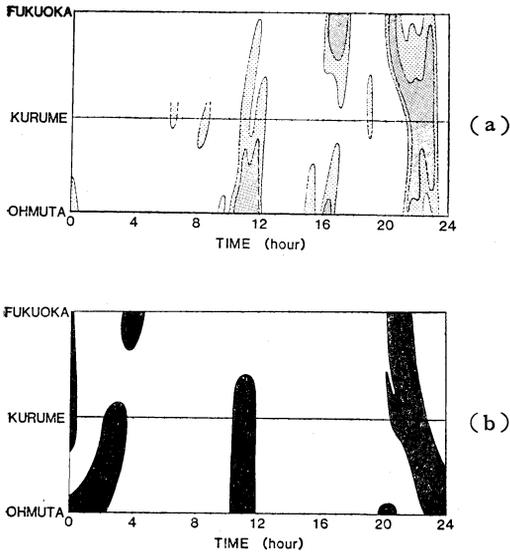
第10図 第9図に同じ。ただし7月1日の断面図。

の高い領域と降雨活動のある領域の南北距離—時間断面図を作った。それが第9図 (Case 3) である。wave activity の高い領域と降雨活動の存在する領域が総体的に見ると比較的よく一致していることがわかる。そして, wave activity は降雨活動のある期間中, 常に一定しているのではなく, 断続的に変化している。

同じく重力波振動型が顕著に現れた Case 4 について同様に見ていく (第10図参照)。先の例と同様, 降雨活動の領域下に入るのとほぼ同時に wave activity が高くなり始めており, 降雨活動と wave activity の高まりがよく対応している。ただこのケースは, 雨が降っている間よりは, むしろ, 降雨活動が終わりに近づいた頃からのほうが wave activity が増加するという興味深い現象も見られる。wave activity の高い領域も降雨活動の存在する領域も初めは右上り (北上型) であったのが, 次第に左上り (南下型) に変化していくという特徴を持っている。第10図をよく見ると, 北上型から南下型への転換期が wave activity と降雨活動では異なっていることがわかる。全体的に見れば, wave activity の高い領域と降雨活動領域の様相はよく似ており, Case 3 と同様, wave activity の高い状態が断続的に続いている。そしてその継続時間は前線に近い大牟田では20時間以上に達し, 福岡でも12時間以上持続する。

4.2. 孤立変動型

先に述べたように, この型の場合 wave activity という概念自体必ずしも妥当ではないが, ここでは敢えて



第11図 第9図に同じ。ただし6月26日の断面図。

wave activity を使った。

南北距離—時間断面図(第11図)を見てみよう。20時過ぎに強い帯状降雨域が南下していく様子が見て取れ、それと同時に wave activity の高い領域も南下しており、wave activity の高い領域と降雨活動のある領域は時間的、空間的によく一致している。しかしながら、重力波振動型の場合と異なり、wave activity の高い状態は帯状降雨域が通過した期間のみで、たかだか2時間程しか続いている。

5. 結論

今回の観測期間中、熊本県五木村で人的被害が出る程の集中豪雨があったものの、観測ネットワークの範囲内では集中豪雨と呼べる程の長続きする強い降雨現象は観測されなかった。しかしながら、梅雨前線に伴う特徴的な降雨現象が5例観測された。

降雨に関係する微気圧変動には大別して2種類の変動パターンが存在することがわかった。これらを本論文では重力波振動型と孤立変動型と呼ぶ。その特徴は以下に示す通りである。

(i) 重力波振動型

- (a) 大きく広がった中程度の降雨強度をもつ降雨域が近づくと現れる。
- (b) 2~3時間の周期を持ち、何周期も繰り返し観測される。

- (c) 個々の雨のピークと気圧変動のピークは必ずしも対応しない。
 - (d) 梅雨前線に近い所ほど振動が大きい。peak to peak の振幅が 2 mb に達する場合もある。
- (ii) 孤立変動型
- (a) 梅雨前線に対応した非常に顕著な帯状降雨域が通過する際、あるいは帯状積乱雲群が通過する際に観測される。
 - (b) 気圧が急速に低下した後、一転して急上昇する1回きりの変動である。
 - (c) 気圧が急上昇に転じた直後に雨が降る。
 - (d) 気圧低下の振幅は peak to peak 値が 1 mb 程度で降雨強度を反映している。

これらのうち重力波振動型について、波の活動度を示す wave activity の特性とその降雨活動との関係について解析を行った結果、wave activity が高い領域と降雨活動のある領域は大体においてよく対応していることがわかる。また、wave activity の高まりが降雨活動より先行して現れるか否かについてはケースにより異なる。

孤立変動型についても同様な解析を行った結果、wave activity の高い領域と降雨活動のある領域はよく一致しており、wave activity の高まりと降雨活動は同時進行的であることがわかる。

以上述べてきたような特徴について、今後、観測を増やしていく必要がある。しかも、ここで得られたような特徴ある気圧変動をさらに詳細に追跡するには、観測点を増加し、稠密な観測を行わなければならない。また、上記の特徴と降雨擾乱の発生メカニズムを結びつけるには、風、気温、湿度などの気象要素を含めた多元的観測を行わなければならない。

謝辞

本論文は、自然災害特別研究「降雨災害をもたらす豪雨の集中度に関する研究」の補助のもとに行われた膨大な研究の一部である。代表者の武田喬男教授(名大木圏科学研究所)をはじめとして、多くの方々の御援助に対して深く感謝する次第である。

文献

- Atkinson, B.W., 1978: Mesoscale precipitation areas in a warm frontal wave, *Mon. Wea. Rev.*, 106, 211-222.
- Bennetts, D.A., and B.J. Hoskins, 1979: Conditional symmetric instability—a possible explanation for frontal rainbands, *Quart. J. R. Met.*

- Soc., 105, 945-962.
- , and P. Ryder, 1984 a: A study of mesoscale convective bands behind cold fronts, Part I: Mesoscale organization, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 110, 121-145.
- , and ———, 1984 b: A study of mesoscale convective bands behind cold fronts, Part II: Cloud and microphysical structure, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 110, 467-487.
- , and J. Sharp, 1982: The relevance of conditional symmetric instability to the prediction of mesoscale frontal rainbands. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 108, 595-602.
- Browning, K.A., M.E. Hardman, T.W. Harrold, and C.W. Pardoe, 1973: The structure of rainbands within a midlatitude depression, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 99, 215-231.
- Chapman, S., and R.S. Lindzen, 1970: Atmospheric Tides: Thermal and Gravitational, D. Reidel, 200 pp.
- Emanuel, K.A., 1982: Inertial Instability and mesoscale convective systems, Part II: Symmetric CISK in a baroclinic flow, *J. Atmos. Sci.*, 39, 1080-1097.
- Herzogh, P.H., and P.V. Hobbs, 1980: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones, II: Warm-frontal clouds, *J. Atmos. Sci.*, 37, 597-611.
- Hobbs, P.V., T.J. Matejka, P.H. Herzogh, J.D. Locatelli, and R.A. Houze, Jr., 1980: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones, I: A case study of a cold front, *J. Atmos. Sci.*, 37, 568-596.
- Houze, R.A., Jr., P.V. Hobbs, K.R. Biswas, and W.M. Davis, 1976: Mesoscale rainbands in extratropical cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, 104, 868-878.
- Lalas, D.P., and F. Einaudi, 1976: On the characteristics of gravity waves generated by atmospheric shear layers, *J. Atmos. Sci.*, 33, 1248-1259.
- Lindzen, R.S., and K.K. Tung, 1976: Banded convection activity and ducted gravity waves, *Mon. Wea. Rev.*, 104, 1602-1617.
- Matsumoto, S., and T. Akiyama, 1970: Mesoscale disturbance and related rainfall cells embedded in the "Baiu front", with a proposal on transfer, *J. Met Soc Japan*, 48, 91-102.
- Ninomiya, K., and T. Akiyama, 1972: Medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multi-radar composite echo maps (Part I). *J. Met. Soc., Japan*, 50, 558-568.
- , and ———, 1973: Medium-scale echo clusters in the Baiu front as revealed by multi-radar composite echo maps (Part II), *J. Met. Soc., Japan*, 51, 108-118.
- , and ———, 1974: Band structure of mesoscale echo clusters associated with low-level jet stream, *J. Met. Soc. Japan*, 52, 300-312.
- Stobie, J.G., F. Einaudi, and L.W. Uccellini, 1983: A case study of gravity wave-convective storms interaction: 9 May 1979, *J. Atmos. Sci.*, 40, 2804-2830.
- Stone, P.H., 1972: On non-geostrophic baroclinic stability: Part III. The momentum and heat transports, *J. Atmos. Sci.*, 29, 419-426.
- Tokioka, T., 1973: A stability study of medium-scale disturbances with inclusion of convective effects, *J. Met. Soc. Japan*, 51, 1-9.
- Uccellini, L.W., 1975: A case study of apparent gravity wave initiation of severe convective storms, *Mon. Wea. Rev.*, 103, 497-513.