

梅雨前線帯の豪雨*

二 宮 洸 三**

1. はしがき

われわれは大気現象としての豪雨をどのように理解しているであろうか？ 各研究者によってその理解は異なっているようである。数値予報の結果から MOS 的な手法で雨量予測を行うことを考える人は、ある領域の物理量（上昇流・安定度・水蒸気量…）が豪雨を支配していることを前提として認め、豪雨それ自体の振舞や性質は副次的なことと考えるであろう。豪雨を低気圧や中間規模擾乱に付随する現象と考えれば、研究の興味はそれらの擾乱の構造の解明や、その数値実験にむけられるであろう。豪雨を積雲対流の一側面としてとらえれば、研究の中心は deep moist convection や雲力学の分野におかれるであろう。一方「豪雨」の示す共通した観測的事実——降水量、継続時間、空間スケール——が、豪雨が単に他の擾乱の付随的現象でないことを示す、と考える人は、メソスケール擾乱の研究を重視するであろう。

現在いろいろな方向から研究が進められている事実は豪雨が多様な側面をもつ複合的現象であることを示している。この解説では、あまり固定した観点に立つことはさけ、筆者等の行なつたいくつかの case study にもとづいて、素直な目で豪雨を観察してみたい。

2. 梅雨期の豪雨

台風ともなう大雨、地形性的大雨、典型的な雷雨などは、この考察から除外しよう。（実際問題としては、このような区分はむずかしいけれども。）

梅雨期の豪雨の発生時の状況を現象論的に観察すれば、次のようなケースに分類できるように思われる；

- 1) 大規模低気圧とそれに伴う前線系近傍で発生する豪雨。
- 2) 中間規模擾乱（前線上の小低気圧として解析され

るものや、中間規模のエコークラスターとして認められるもの）近傍の豪雨。

3) 大きなレインバンドともなう豪雨。

上記したいずれの豪雨も、適切な密度の観測データで観察すれば、それがメソスケール（中規模）の降水系によってひきおこされていることが知られる。

他方、それらを巨視的に眺めれば、いずれも梅雨前線帯の豪雨ということもできる。梅雨期の豪雨についても、はしがきで指摘したようないろいろな側面があるわけである。

3. 梅雨前線帯

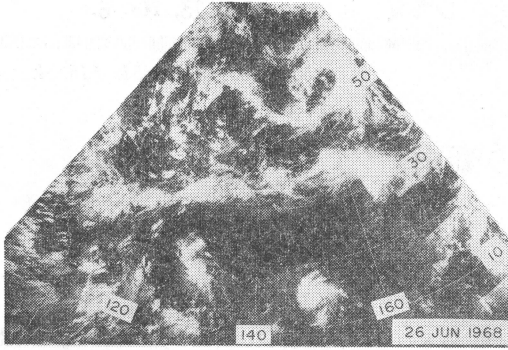
第1図は1968年6月26日の ESSA-5 の雲写真である。中国大陸南部より東シナ海、日本列島をへて太平洋に至る大きな雲の帯が梅雨前線帯である。詳細にみればそれは一様な雲の帯ではなく、大規模または中間規模低気圧ともなう雲塊から成り立っていることがわかる。

半旬程度の期間について平均雲量の分布図を作れば、擾乱ともなう雲域は平滑化され、梅雨前線帯は比較的一様な雲の帯として認識される。これは“平均された梅雨前線帯”の姿である。それは季節の進みにつれゆるやかに北上し、夏に至って消失する。次に“平均された梅雨前線帯”と気団分布との関連を観察しよう。この季節の気団分析には 850 mb 面の相当温位 (θ_e) の分布を見るのが適当だといわれている。平均的には、 θ_e の 335°K 線はほぼ熱帯気団およびモンスーン気団の北限に一致しており、梅雨前線帯は、平均的には、上記した気団の北縁に沿って位置していることが示される。ここへのべた、熱帯気団、モンスーン気団と梅雨前線帯の相対的な位置関係は、後に水蒸気収支に関連して議論するように、豪雨の発生に重要な意味をもつと思われる。

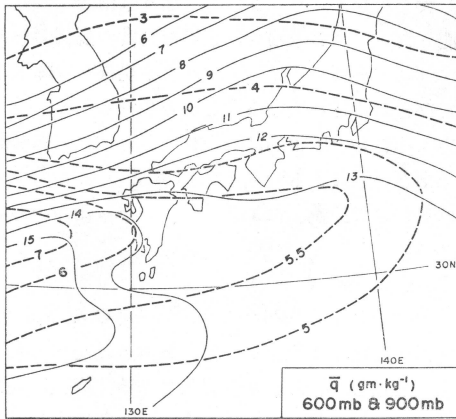
第2図は1969年7月3～10日の7日間についての130°E 線にそう南北断面上の平均 θ_e の分布である。梅雨前線帯はほぼ 30°～35°N に位置している。対流圏下層の θ_e の南北傾度はかなり大きい(10°K/300 km) がそれは

* Heavy Rainfalls in Baiu Front.

** K. Ninomiya, 気象研究所予報研究部



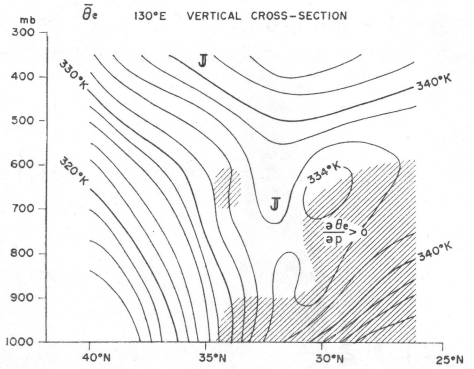
第1図 1968年6月26日の ESSA-5 による雲写真.



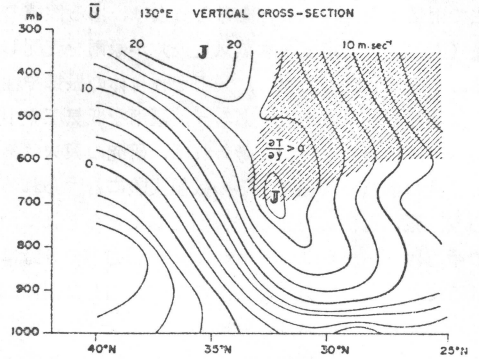
第3図 第2図と同期間の900 mb および600 mb の混合比分布 (松本・二宮・吉住, 1971から).

主として混合比 q の南北傾度によるものである($\theta_e = \pi(T + L/c_p q)$ である. ここで π は温位関数である). 積雲対流や中間規模擾乱の発達に関して, Ri 数や垂直安定度の分布が議論される. 第2図に示されるように, 梅雨前線帯の南側(斜線域)では潜在不安定がみられるが, そこでは降水現象のおきていないことを注意しておきたい. 興味深い事実は梅雨前線帯(32~33°N)では, θ_e が垂直方向にほぼ一様なことであろう. $\partial\theta_e/\partial p$ は零に近く, したがって Ri も零に近い.

後述するが, 梅雨前線帯では, 中間規模低気圧がよく発生・発達する. この種の擾乱が Ri の小さな領域で発生することは理論的研究の示すことではあるけれども, 第2図で示した“平均的梅雨前線”の平均的成層状況がまず存在して, そこで中間規模擾乱が発達するというように短絡的な思考をすることは好ましくない. より詳細に観察すれば, 梅雨前線帯の θ_e の分布は, 時間的にも



第2図 1969年7月3~10日の130°E 垂直断面における相当温位 θ_e 分布. 斜線は潜在不安定層を示す(松本・二宮・吉住, 1971から).



第4図 第2図と同期間の130°E 垂直断面における風速の u -成分分布(松本・二宮・吉住1971から).

空間的にも変動しており, 中立に近い成層状態($\partial\theta_e/\partial p \approx 0$)は擾乱の中心近傍の豪雨域に限ってあらわれている. これは, 積雲対流による θ_e の垂直混合の働きを示すと考えられよう(擾乱にともなう上昇気流つまり気柱の伸長によっても安定度は減少する). すなわち, 前線帯で発達し東進する擾乱およびそれにともなう豪雨の平均状態として, 第2図のごとき平均梅雨前線の成層状態があらわれるのだと考えることもできよう.

次に“平均的梅雨前線帯”の水蒸気場について言及しよう. 第2図と同じ期間についての900 mb および600 mb の混合比の平均値の分布を第3図にかかげよう. まず対流圏下層(900 mb)について見れば, 前線帯南方——つまり熱帯およびモンスーン気団の領域——では, ほぼ混合比が13 gm/kg 以上の, しかも水平的にはほぼ一様な混合比分布がみられる. 一方600 mb では, モンスーン気団から, 梅雨前線の南縁にかけて, 5 gm/kg 以

上の高い混合比の領域が伸びている。これは、いわば“平均的な湿舌”とでも名づけるべきものであろう。もちろん、ある時刻における湿舌は、もっと狭かつ著しい混合比の傾度によって特徴づけられることはいうまでもない。前線帯に沿って南西から伸びる湿舌の形状は、水蒸気の水平移流による湿舌の形成・維持を想像させがちであるが、これは後節で議論するように誤った印象にすぎない。

“平均的梅雨前線”のもう一つの特徴は下層の強風帯の存在であろう。第2図と同一期間の風速の u -成分の平均値の 130°E 南北断面図上の分布を第4図に示す。前線帯の 700 mb 近傍に、上層のジェット流とは別に、下層の風速の極大のあることが示される。以下、記述の簡略のため、これを“下層ジェット”と記すことにしよう。下層ジェットと豪雨の関係については、後に議論するが、ここでは、第4図は、あくまでも平均図であることを注意しておきたい。つまり、第4図のような平均的下層ジェットが定期的にあるというわけではなく、中間規模低気圧の中心の南側（そこは豪雨域でもあるが）で著しく風速が強くなり、したがって、ある期間の平均値としても、極大があらわれるという解釈もなりたつのである。

この節での梅雨前線の平均的構造についての知見は主として松本他（1970, 1971）、秋山（1973）などの研究報告によって得られたものである。豪雨をともなう梅雨前線帯の平均的構造の説明は現象論として理解しやすく、その中立に近い成層状態と中間規模擾乱の発達との関係、下層ジェットのまわりの鉛直循環の説明なども比較的受入れやすい概念であろう。しかし、図示したような平均状態が擾乱に対し、外的条件として与えられているわけではなく、変動する擾乱の状況それ自身の平均的状态が平均図上にあらわれている事実も忘れてはならない。すなわち吉住（1974）がその総合報告でのべたように、いくつかの種類の循環、擾乱の相互作用の結果として、現実にもみられる梅雨前線帯が形成・維持されているのであろう。

4. 梅雨前線帯の水蒸気収支

梅雨前線帯の豪雨に関連して、水蒸気収支の状況を観察してみよう。梅雨期の豪雨近傍の水蒸気収支解析は、松本等（1962）、松本（1968）、松本等（1971）、秋山（1973, 1975）などによって詳しく行なわれて来た。これらの結果を中心にこの節の議論を進めよう

水蒸気の連続の式は、

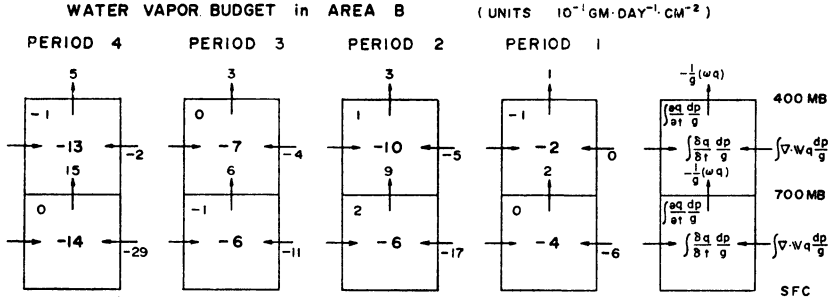
$$\left[\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{v} \bar{v} q + \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega} q \right] + \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega' q'} = -m \quad (1)$$

とかかれる。記号は慣用的のものであるが、 $\bar{\quad}$ は平均値、 $'$ は subgrid scale の乱れ（積雲対流など）を示す。(1) 式の [] 内の項は、 q 、 v および ω の分布から計算されるもので、一般に apparent moisture sink (or source) と呼ばれるものである。sink があると、凝結があるように思われがちであるが、sink が垂直方向の対流輸送 ($\omega' q'$) の発散をひきおこすこともあるので、必ずしも凝結（その高度の）を意味しない。例えば subcloud layer で大きな moisture sink があっても、そこで凝結はなく、 $\omega' q'$ の形態で水蒸気が cloud layer に運び上げられる。逆に cloud layer の凝結量は sink のみでなく、垂直方向の対流輸送の収束にもよるはずである。すなわち、apparent moisture sink の垂直分布が求められても、ただちに凝結量 m や、対流輸送 $\overline{\omega' q'}$ の垂直分布を求めることはできない（ある種のモデルを仮定すれば、それらの垂直分布を求めることができるが、これはこの解説の対象ではない）。

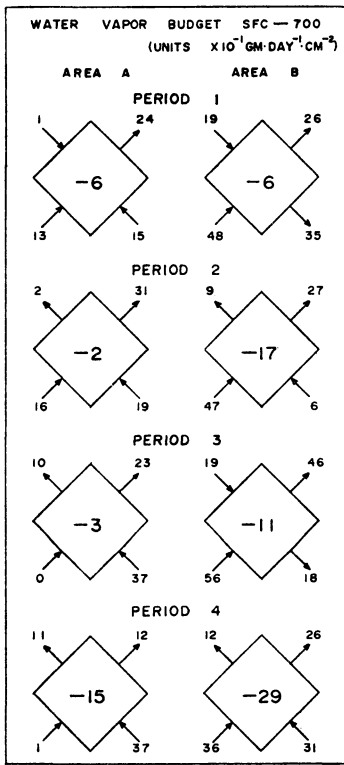
梅雨前線帯の豪雨に関して、筆者等が興味をもつのは、(1) 式の各項がどのような役割を演じており、それが前線帯近傍の状況とどのように関係しているかという問題である。この節のはじめに記した報告のうち、1972年7月豪雨に関する秋山（1975）の報告は、豪雨の側面を明確に示しているように思われるので、その結果を引用したい。第5図は1972年7月豪雨期間の日本列島域（原論文で area B と記されている）での解析の結果である。Period 1, 2, 3 および 4 は 6月29日～7月3日、7月4日～7日、8日～11日および12～15日の各期間であり、Period 1 は“並みの降水”2 および 3 は“豪雨”そして 4 は“非常に強い豪雨”の期間に相当している。第5図では第(1)式の [] 内の各項を、SFC～700 mb, 700 mb～400 mb の気層に積分した数値、つまり、

$$\frac{1}{g} \int \frac{\partial q}{\partial t} dp \equiv \frac{1}{g} \int \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} dp + \frac{1}{g} \int \bar{v} \cdot \bar{v} q dp + \frac{1}{g} \overline{\omega q_1} - \frac{1}{g} \overline{\omega q_2} \quad (2)$$

の各項の数値が示されている。“豪雨”期間、非常に強い豪雨”期間での下層の大きな moisture sink ($1/g \int \partial q / \partial t dp$ の負の数値) は下層の水蒸気流束の収束によるものである。この収束は同時に、700 mb 面を横切る大きな上むきの水蒸気輸送をひきおこし、結果として上層（ここでは水蒸気流束の水平収束は少ない）の moisture



第5図 1972年7月豪雨についての日本列島域の水蒸気収支。SFC~700mb, 700mb~400mbの各層について、 $-\int \nabla v q dp/g$, $\int \partial q / \partial t dp/g$, $-1/g \omega q$ および $\int \partial q / \partial t dp/g$ を示す。period 1, 2, 3, 4については本文参照(秋山1975から)。



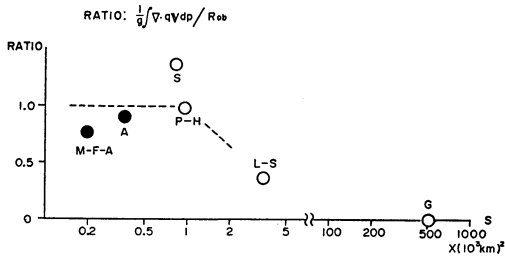
第6図 1972年7月豪雨についての東支那海域(area-A)および日本列島域(area-B)における、SFC~700mb層のNW, NE, SWおよびSE側面を出入する水蒸気流束と、水平水蒸気流束の収束量(秋山, 1975から)。

moisture sink をひきおこしているのは、下層の水蒸気流束の収束であるという事実である。第3図でみた梅雨前線上空の、moist zone は、梅雨前線帯にそって起きた下層の水蒸気収束の産物と考えるべきである。

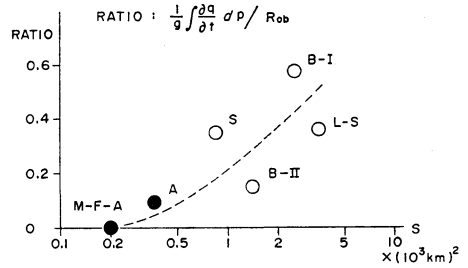
次に下層の水蒸気流束の収束がどのような形態でおきているかが興味の対象となる。この節のはじめに引用した報告の多くは、領域を出入する水蒸気流束を、 u, v 成分にわけて議論しているが秋山(1975)の報告では、解析期間の前線帯の走向を考慮して、SE-NW, SW-NEの方向の成分にわけて議論しているのでわかりやすい。第6図に東シナ海域(area A)と日本列島域(area B)それぞれについて、領域の四方から流入する水蒸気流束の大きさを記入した図を引用する。日本列島の豪雨域の風上に相当する東シナ海域で観察すると、“豪雨”、“非常に強い豪雨”の期間には、領域の南東側からの水蒸気流束の流入が著しく大きいことがわかる。これに対し南西からの(大陸がわからの)流入は非常に少ない。南東からの前線帯にむかっただの水蒸気の流入は、北東側からの日本列島にむかっただの水蒸気の流出をひきおこしている。一方日本列島域では、南西からの(東シナ海域からの)流入量も大きい。が、“非常に強い豪雨”期間では、南東側からの著しく大きな水蒸気の流入が重要である。第6図のAおよびB両領域をまとめて考察すれば、この豪雨の水蒸気源としては前線帯にそっての水蒸気の流入は重要でなく、前線帯にむかう transversal な水蒸気の流れが重要であると考えられる。

上記したことがらは、他の報告でも程度の差こそあれ共通してのべられている。雨量予報のための予報因子として前線帯に対して直角な水蒸気流束の成分を採用することは有意義なことであろう。しかしこれは、あくまでもかなり大きなスケールで考察した水蒸気流束の収束に

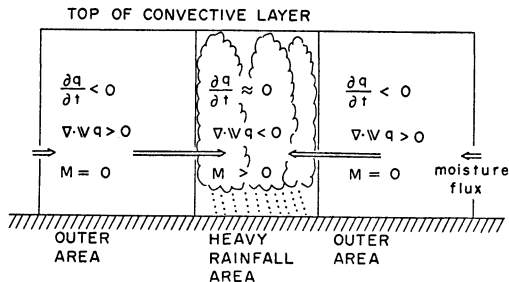
sink をひきおこしている。この図からは、 m および $1/g \omega'q'$ を別々に議論することはできないが、重要な結論は、気柱全体(SFC~400mb)を考えると、その



第7図 豪雨を含むいろいろな面積 (S 横軸) について得られた比 $1/g \int \nabla \cdot v q dp / Rob$ (二宮・秋山, 1976から).

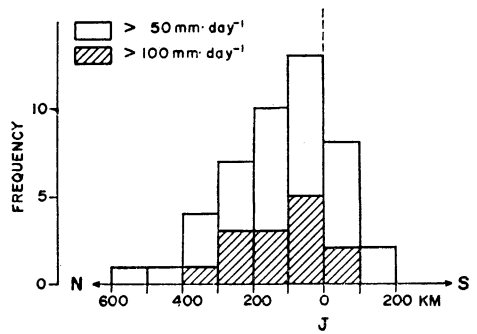


第8図 豪雨を含むいろいろな面積について得られた比 $1/g \int \partial q / \partial t dp / Rob$ (二宮・秋山, 1976から).



第9図 豪雨域およびその周囲の水蒸気収支の特徴のモデル的説明図(二宮・秋山, 1976から).

APPEAR. FRQ. OF RAIN AREA (JUN 16 - JUL 15)



第10図 1968年梅雨期における130°E近傍における下層ジェット軸に対する豪雨の発生頻度(秋山, 1973cから).

についての総観的条件としての因子と考えればよいのであり、メソスケールの豪雨のモデルなどと結びつける必要はない。

梅雨前線帯にむかう南分をもった水蒸気の流れを考えると、太平洋高気圧周辺の循環との関連を忘れてはならない。吉住(1974)がその総合報告のなかで、要約しているように、太平洋高気圧の北西縁で卓越する南よりの気流は北上しつつ、大きな水平収束と変形を起し、前線帯を強化しているのである。

最後に注目したいのは、秋山(1975)の指摘した、豪雨の moisture source region である太平洋上(太平洋高気圧)は雲が少なく、雲量の極大ゾーンである前線帯にそっての西方からの水蒸気輸送は重要でないという事実である。この事実をどう解釈すべきかは、難問であるが、豪雨が、大量の水蒸気が蓄積されながら対流活動の抑制されている領域のすぐ北側でおきている事実には、意味深いものがある。

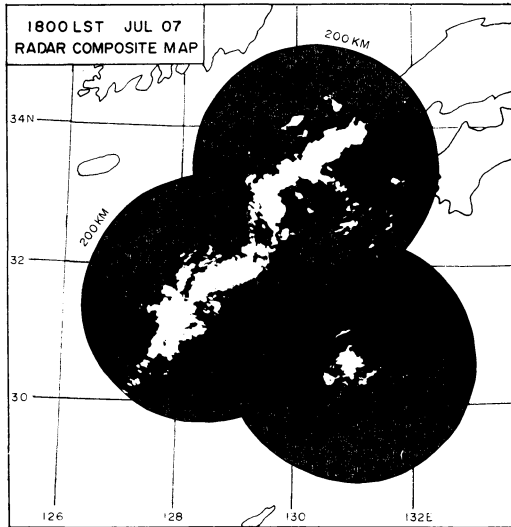
5. 豪雨のスケールと水蒸気収支

(1)式を考察する気層の上限まで積分しかつ蒸発量 $(-1/g \omega' q'_{SFC})$ を無視すれば、

$$\frac{1}{g} \int \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right) dp + \frac{1}{g} \int \nabla \cdot v q dp = M \quad (3)$$

となる。第1および2項の降水量に対する寄与が豪雨域を包む解析領域の大小によってどうかわるかを議論しよう。第7図および第8図は、いくつかの case study (梅雨前線帯の豪雨のみではない) についての比 $1/g \int \nabla \cdot v q dp / Rob$, $1/g \int (\partial q / \partial t) dp / Rob$ の数値を解析領域の面積に対して、プロットしたものである (Rob は実測雨量である)。これらの図は、第(3)式の左辺の二つの項の降水に対する寄与のしかたが解析領域のとりかたによって異なることを明示している。すなわち、豪雨域では、空気はすでに飽和に達し、それ以上の水蒸気の増加はなく ($\partial q / \partial t \approx 0$)、水蒸気流束の収束は凝結量したがって降水量とバランスする。他方、豪雨域の周辺には、強い発散域つまり下降域があらわれ、水蒸気流束の発散場をともなった乾燥域が出現する ($\partial q / \partial t < 0$)。このありさまを模式的に示したのが第9図である。

第9図の内容は次のように要約できる。“豪雨の水平スケールに対応した領域では、 $-1/g \int \nabla \cdot v q dp$ が降水量とバランスする。豪雨域を取り囲む、広い領域で考える



第11図 1970年7月7日18時、九州西方海上の帯状エコー（二宮・秋山，1974から）。

と、その周辺を横切る水蒸気流束の収束 $-1/g\overline{v\omega dp}$ だけが豪雨域の降水となるのではなく、領域内の豪雨域を取りかこむ発散域内の水蒸気の減少が豪雨のかかなりの部分をまかなっている”。

以上の説明は、しかしながら、典型的豪雨の正確な解析例の少ない現在、十分な確信をもってなされたわけではない。けれども、第9図の状況は、地球大気にみられる状況下で、豪雨の降水量の最大値に、ある限界のあること、その広がりかつ継続時間にも共通した限界のあることに対する理解への一つの手がかりを与えているように筆者には思われる。

6. 下層ジェット

第3節の“平均的梅雨前線”についてのべたように、そこには“平均的下層ジェット”が存在した。それが、実体的にはなにを示しているのかは、しかし、慎重に考えねばならない。つまり定常的に強風軸があるのか、それとも擾乱の通過にともなって、しばしば強風があらわれそれが平均図にあらわれるのかではその実体像は大きく異なる。以下、豪雨と下層ジェットの関係をできるだけ実体的にたどってみたい。

松本（1974）の総合報告によると、日雨量100mmを超える大雨の大部分が下層ジェットをともなったものであったという。また、九州地方の下層風（850～700mb）の風速と、“後6時間雨量”の間には0.5という高い相関係数が得られたことも報告されている。

大雨の予報因子として下層ジェットが注目されるのはそれが水蒸気の輸送や、なんらかの不安定化作用などの原因として考えられたのであろうが、この総合報告によれば、下層風速と降水量の時間ラグ相関の解析を行うとむしろ、豪雨が発生しそれに追従して下層ジェットが強化されることが確かめられている。

第7節に図示するが、下層ジェットの風速の垂直プロファイルは対流層における垂直方向に一樣な風速分布によって特徴づけられる。しかも、かなり大きな非地衡風成分を持っている。このことから、そこで水平運動量の対流混合があると考えるのは不自然ではない。表現をかえれば、水平運動量の対流輸送 $\overline{w'u}$ があるといってもよい。この推論を確かめるには、運動量収支の解析を行えばよい。この解析は実際にやってみると意外にむづかしいが、現在吉住氏が信頼できる解析結果をまとめつつある。

次に豪雨域と下層ジェットとの相対的位置関係についてふれておこう。松本（1973）によれば、下層風速と最も高い相関を示すのは、その高層観測点の100～200km北側の領域の降水量である。これは、豪雨が下層ジェットの北側で発生しやすいことを示している。もっと直接的な統計が秋山（1973）によって行われているが、第10図に引用したように、豪雨の出現頻度は、下層ジェット軸の北側200～0kmにあり、その南側100km以遠での発生頻度は極めて少ない。

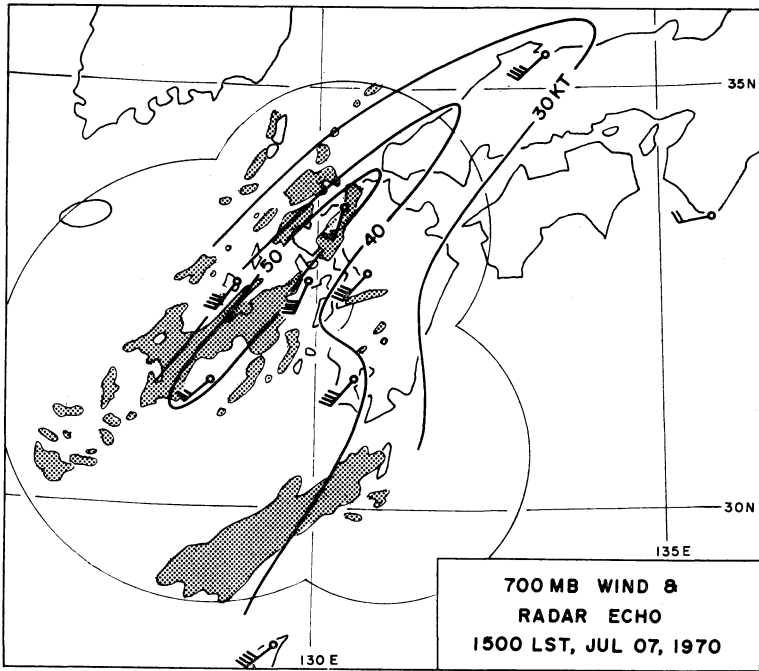
さて上記した解析では、下層ジェットの存在は、垂直断面上の強風軸や、天気図上の強風軸の存在を称しているのであるが、下層ジェットを単に下層の強風軸として、認識してよいかどうかは大変に疑問である。筆者の私見であるが、ごく大ざかみにいって、下層ジェットには次の3つの側面があるように思われる。

- (a) かなり大きな準定常的な下層の強風域。
- (b) 低気圧、中間規模低気圧の中心の南側の下層ジェット。
- (c) 豪雨の帯状構造にともなう下層ジェット。

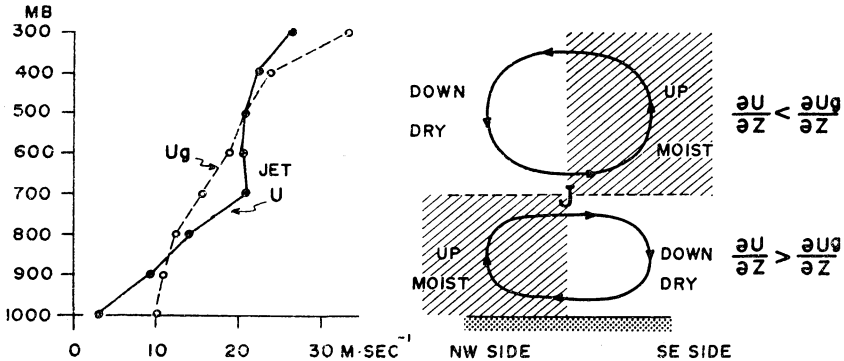
さらに、その非地衡風の性格を吟味した上で、下層ジェットの性格づけをする必要があるだろう。

7. 豪雨の帯状構造と下層ジェット

豪雨時には、しばしばエコーの帯状（列状）の分布がみられ、また細長く伸びた降水の極大域の観測されることはよく知られている。その帯状構造のスケールは、単一ではなく、積雲の列状配列と思われるものもあれば、中規模エコークラスターの配列と思われるものもある



第12図 1970年7月7日15時の帯状エコーにとまなう700mbの強風軸(二宮・秋山, 1974から)。



第13図 1970年7月7日の下層ジェットの主風向の成分の実測風と地衡風の垂直分布。右は、その垂直シアと循環のモデル図(二宮・秋山, 1974から)。

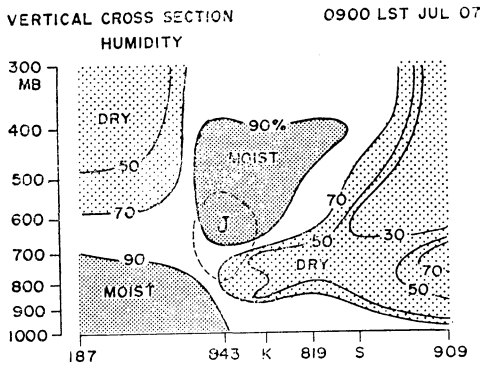
し、前線帯それ自体も雲の帯状構造と考えられよう。

日本近傍の豪雨の帯状構造は、富士山レーダー資料を中心にかなり詳しく調べられてきている(例えば立平, 1975など)が、その立体的構造は、通常の高層観測データで、十分解析されるとは限らない。

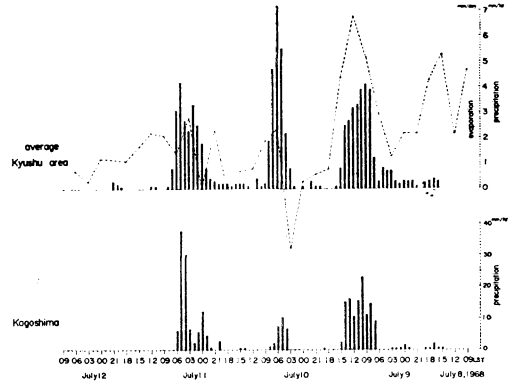
ここでは、大きな豪雨の帯状構造(ただし梅雨前線帯そのもののような大規模なものではない)の例を示そう。第11図は1970年7月7日18時の、九州西方海上の台

成エコー写真である。この帯状エコーは気象衛星写真で観測すると、1000 km 程度の長さをもっていたことがわかる。九州北西部の細長く伸びた大雨域内の豪雨が、この帯状エコーによってもたらされた。

この帯状エコーは、一様なものではなく、200 km 程度の間隔をおいて配列している、中規模エコークラスターより成りたっていた。大きな帯状エコー内部のエコー分布について、どのようなモードが卓越しているか(つ



第14図 下層ジェット近傍の湿度の垂直分布(二宮・秋山, 1974から).



第15図 1968年7月上旬の九州地方の中間規模擾乱にともなう降水量の変動(松本・吉住・竹内, 1970から).

まり、比較的一様なのか、積雲スケールのモードなのか、あるいは、中規模の組織があるのか?) については、いろいろな見解があるようであるが、筆者の観察したかぎり、程度の差はあっても、中規模エコークラスターの特徴が見られる例が少なくない。秋山(1974)の数例についての追試もこの観察を支持している。

第12図は、この帯状構造近傍の700 mb 風速分布であって、そこに、700 mb 面の風速極大域のあることを示している。また興味深いのは、この下層の強風が、かなり強い非地衡風成分をもつことである。その主風向についての、実測風(面積平均値)と地衡風成分の垂直分布を比較したのが第13図である。このような非地衡風成分は、下層ジェットのまわりの垂直循環をひきおこすはずであり、それは松本・二宮(1971)によれば、次のように考えられる。下層ジェットは x 軸にそって流れるとし、渦度の x 成分 ($y-z$ 面内の循環に対応する) の時間変化つまり、渦度方程式、

$$-\frac{d\xi}{dt} + D_{yz}\xi + (u_y w_x - u_x v_y) = f \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial u_y}{\partial z} \right) \quad (4)$$

を考える。ここで $\xi = w_y - v_z$, $D_{yz} = v_y + w_z$ である。さらに問題を単純化し、 x 軸方向には一様とし、 $D_{yz} = 0$ と仮定して、線型化すれば、

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \psi = f \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial u_y}{\partial z} \right) \quad (5)$$

となる。ここで $v = -\partial\psi/\partial z$, $w = \partial\psi/\partial y$, $\xi = \nabla^2 \psi$ である。一方、 x 方向の運動方程式は、

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -f \frac{\partial \psi}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial z} u'w' \quad (6)$$

であり、右辺第2項は、運動量の対流輸送の垂直収束を示している。運動量の垂直混合により、第13図のような

非地衡的な垂直分布があらわれると、第(5)式の関係を通して、第13図右図のような垂直循環が形成される。

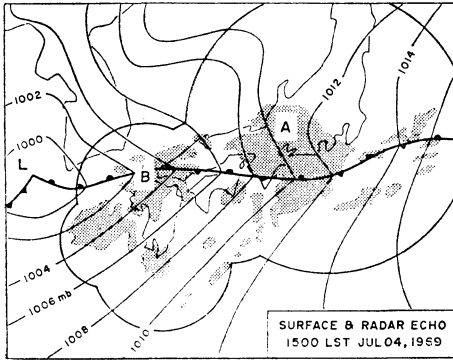
このような循環系を、高層風観測の解析から実際に示すことは、まだ成功していないが、下層ジェット近傍の湿度分布(第14図)は、このモデル図をよく支持しているように思われる。また下軸ジェットの下方北側で収束の存在することは、前節でのべた北側での豪雨の高い発生頻度とよく一致するように思われる。

上記の説明では、運動量の対流輸送、非地衡風的な下層ジェット、鉛直循環、下層の収束、ひきつづく積雲対流の発生という相互作用で、豪雨の帯状構造と、下層ジェットの維持の機構を説明している。しかし大気中の現象は、それだけで説明しつくされるものではない。事実この日の帯状構造の発生の大規模な条件として上層寒冷渦近傍の上昇流や、傾度風的な強風軸の形成が吉住(1975)によって解析されている。

また、“下層の強風域”は、低気圧や中間規模低気圧にともなってもあらわれるし、また太平洋高気圧の西北縁にそっても出現するものでもある。そこに出現した下層の強風が、そもそも、どのようにして、またどのような擾乱にともなって形成されたのかを十分に吟味することなしに、単純に、第13図のモデルを適用したりしてはならない。

8. 梅雨前線帯の中間規模擾乱

梅雨前線帯の豪雨が、あまり発達しない低気圧にともなって発生することは、しばしば経験されている。通常の発達した低気圧(一般に上層の谷となん等かの関係をもつ)の波長に対して、あまり発達しないこれらの擾乱の波長(間隔)が、1000~数百 km とはるかに短いこと



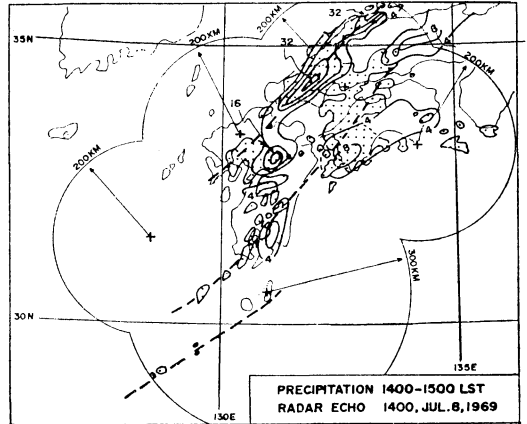
第16図 1969年7月4日 総観規模低気圧の東方に発達した中間規模エコークラスター (A) (二宮・秋山, 1973から)。

に注目して、中間規模擾乱と呼ぶことにしよう。中間規模擾乱の観測的、理論的研究の成果については、吉住(1974)、時岡(1974)、相原(1974)の総合報告があり、ここでは一般論をくり返す必要はなく、豪雨との関係についての若干の注意事項を記すにとどめよう。

第15図は、1968年7月上旬の九州地方の降水量の変動を示した(松本等, 1970)ものである。3つの極大はそれぞれ中間規模低気圧の通過に対応するものである。この例では、その周期は約1日、波長は約1000kmであったが、他の年の梅雨期には2000kmから500km程度の波長のみられることもあって一律ではない。また1968年7月上旬には、数個の擾乱が波動的に、ほぼ等間隔で発達したけれども、常にこのような状況がみられるとは限らない。例えば1969年7月の例(二宮・秋山, 1971, 1972, 1973)のように、総観規模低気圧の前方に発生することもある。第16図はそのケースの地上天気図と、合成レーダー図を重ねたものであるが、図中、Aと記した、エコークラスターが中間規模擾乱にもなるエコー系である。

このような中間規模擾乱は、850 mbの流れを注意深く解析すると検出することができる場合が少なくない。また未発達の場合は、地上天気図上、閉じた等圧線としては認識できなくとも、適切なバンドパスフィルターや空間的な偏差値を求めれば、解析できる場合が多い。

梅雨期の中間規模擾乱は中層に warm core を持つケースがしばしばみられるようであり、その中心の南に、下層の強風域がみいだされるようである。したがって、擾乱の径路に相当する梅雨前線帯では平均図上、中層の warm belt や下層の強風軸のあらわれるという見方



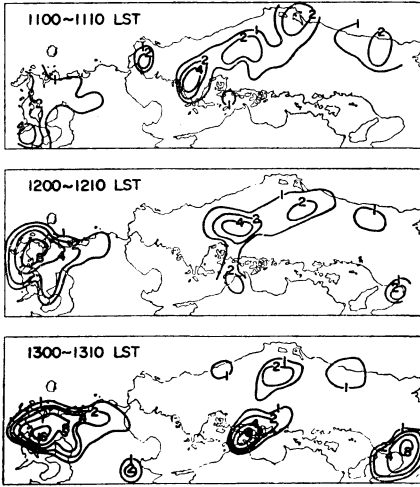
第17図 1969年7月8日の総観規模低気圧の暖域で観測された豪雨の中規模的分的 (松本・二宮, 1971から)。

も現象の一側面の説明としてはまちがいでない。

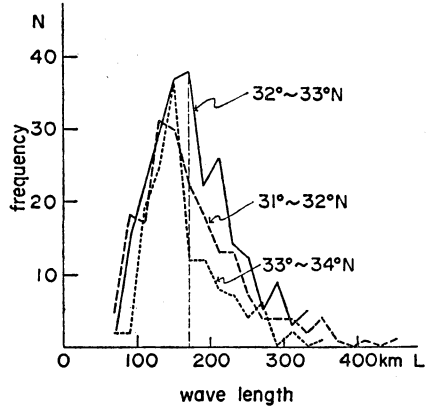
さて、中間規模擾乱について、しばしば誤解されることがらについて、少し注意してみよう。小低気圧について、一言で、“それは中間規模擾乱であった”と片づけてしまったのでは、何の意味も、面白みもない。それがどのような構造をもち、どのような振舞を示したかを、実体的に知ることだけが意味がある。平均的にみると、前線帯の成層は湿润中立で、Ri 数は小さいが、これをもって、ただちに理論の結果と対比させることも、かならずしも当を得ない。なぜなら、そのような成層は実は擾乱そのものの発達や存在によって形成されるという一面もあるからである。

一般に、擾乱にともなう風速場、温度場、高度場の変動成分は、データの時系列や、空間分布について適切なフィルターを施すことによって、検出できることは、前にも述べた。このようにして検出した変動成分を使い、擾乱の構造などに関連して、その垂直軸の傾きなどを議論することもしばしば行われている。しかし、われわれが問題にすべきは、一般場と擾乱の渦度や温度場や風速場の3次元的な分布が、その時間的変化とどのように関連するかということであって、ただ単にフィルターされた場の幾何学的な構造を話題にすべきではない。

もう一つ注意すべきことは、発達する擾乱もその初期の状態では(特に下層では)必ずしも、中間規模のそれと、判然とは異なっていないことである。したがって、両者の区分は、多分に概念的なものであることも注意しておく方がよい。最後に、豪雨と下層ジェットとの関係



第18図 1967年7月9日の10分間雨量分布にみられる豪雨の中規模的分布(松本・常岡, 1969から)。



第19図 1969年7月8~12日九州で解析された気圧擾乱の波長の頻度分布(松本・秋山, 1970から)。

をみる場合、観測事実として下層ジェットが存在していたとしても、下層ジェットそのものが豪雨と関係があったのか、あるいは、擾乱そのものがより直接的に関係していたかは、慎重に考察すべきことがらである。

9. 豪雨の中規模構造

第2節でのべたように、梅雨期の豪雨の総観的状况を分類すれば、大規模な低気圧またはそれともなる前線系近傍の豪雨、中間規模低気圧および大きな带状構造をもつ豪雨にわけられる。しかしながら、それらを十分に稠密な観測網で解析すると、それらがより小さな中規模現象の性格を示していることがわかる(第17図)。このような意味において、豪雨の中規模的性格は今日では多くの人の認めるところとなっている。しかしながら、“中規模擾乱”そのものについての実体的知識はあまりに乏しく、むしろその“認識”のみが先走っているようにも思われる。

梅雨期の豪雨に関連した中規模擾乱の構造と力学について、松本(1974)の総合報告があり、一般的解説としてこれ以上つけ加えることはない。また中規模解析についての問題点・注意点については二宮(1974)の解説がある。

ごく一般的にいうと、われわれが豪雨に中規模的性格を認めるのは、降水量の分布や、その継続時間に、特有なひろがりや life time を認めるからである。たとえば、第18図(松本・常岡, 1969)に示した1967年7月9日

の10分間雨量の分布図は、明らかに中規模的分布を示している。また地上風から計算される収束、渦度分布、気圧(偏差値)分布にも松本・秋山(1969, 1970)が示したような中規模の分布が見出されている。第19図は、気圧場の波長についての頻度分布で約200 km程度の波長を示している。

いくつかの中規模擾乱については気圧場と収束場の位相差から、それが内部重力波の性格を有することも考察されている(松本・二宮, 1968, 1969)。しかしこの機構がいずれの豪雨にもあてはまるとは考えられない。また中規模擾乱が豪雨をもたらしたのか、豪雨域に擾乱が発生したのかは、わからない。ある豪雨については渦状エコーのあらわれることも(宮沢1967, 秋山1970)報告されている。これについては、“台風”に類似した機構があるのかも知れない(ないのかも知れない)。

もし、一つの豪雨が中規模擾乱に関係して発生したとしても、それだけでは日雨量数百 mm という雨量は説明できない。低気圧や中間規模擾乱の近傍に限定されるなんらかの条件下でひきつづいて中規模擾乱が発達すると理解すべきであろう。個々の豪雨についての中規模解析の例はあるけれども、低気圧・中間規模擾乱との相対的關係において、中規模擾乱の発達状況をさらに実体的に調べる必要があろう。

中規模擾乱の解析について松本・二宮(1969)は、単に局地天気図を描くのは有効でなく、適切なフィルターによって擾乱成分を抽出することが必要であると説いた。それ以後、いくつかのケーススタディがその方法を踏襲して行なわれている。しかしながら、実際の豪雨に

ついて、現象のスケールや周期が全領域、全期間にわたって同一ないしは単一であるという保証はないし、種類の擾乱のみが単独に存在しているわけでもない。時間的・空間的なフィルターは有効であるけれども、それは、ある意味では極めて人工的な“色眼鏡”であることも忘れてはならない。時には、フィルターをやめて、生のフィールドを見直すことも必要であろう。

10. 垂直安定度と豪雨

中規模現象としての特徴をもつと思われる豪雨も、たとえば早回しの日記雨量計や降雨強度計によって観察すれば、さらに小さなスケールつまり、積雲スケールの降水系より成り立っていることがわかる。積雲対流の運動を基本的に支配するのは大気の静的（垂直）安定度である。このような観点から、豪雨と安定度との関係についての研究調査がなされて来ている。

大気の成層状態を示すためには、いろいろな表現がある。たとえば温位 θ の垂直傾度、相当温位 θ_e の垂直傾度や、下層の気塊を断熱上昇させある高度に達した時の周囲の大気との気温差（たとえば Showalter 示数）などがよく使用されている。実用的立場からは多少の優劣があるが、その物理的意味には差異がないので、ここでは θ または θ_e の垂直分布について考察したい。すでに第2図について観察したように、梅雨前線の北側でみられるような安定な成層 ($\partial\theta_e/\partial p < 0$) の領域では、豪雨は発生しない。他方、梅雨前線帯の南方のように大きな潜在不安定 ($\partial\theta_e/\partial p > 0$) のみられる領域でも、かならずしも豪雨が発生するとはかぎらない。多くのケースについて指摘される事実は、豪雨域では、潜潤中立に近い成層状態があらわれていることである。これは、豪雨発生条件が、湿潤中立であると考えるよりは、豪雨によって潜在不安定が解消し（つまり θ_e の対流混合がおり）、中立に近い状態があらわれたと理解した方が適当であろう。

統計的解析において、豪雨の有無、降水量と、その付近の高層観測点における垂直安定度との関係を調べることが行なわれるが、高層観測が豪雨域の状態を示すのか、その周辺の状態を示すのか、また時間的には、豪雨時なのか、あるいはその前後の状態を示しているのかでは、その観測値のもつ物理的意味が異なることに注意しなくてはならない。従来の解析では、上記したような考察にかけるところがあるように思われる。

さて、いままでの議論では、ある時刻において観測された垂直安定度について考えて来た。次に垂直安定度の

時間的変化をひきおこす要因についてふれてみたい。ある点の温位 θ の時間変化は、熱力学の式によって、

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} + \overline{v\theta} + \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega\theta} + \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega'\theta'} = \pi \frac{L}{C_p} m \quad (7)$$

とかかれる。——で示したのは、われわれが天気図や格子点の値などで知ることのできる一般場をあらわす量であるし、'をつけたのは、sub grid scale の乱れ（具体的には、積雲対流など）によるものである。総観的状况と対比するには、(7) を、次の形式に表現した方がよい；

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} + \overline{v\theta} + \omega \frac{\partial\theta}{\partial p} = - \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega'\theta'} + \pi \frac{L}{C_p} m \quad (8)$$

つまり、 θ の変化は、

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\overline{v\theta} - \omega \frac{\partial\theta}{\partial p} - \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega'\theta'} + \pi \frac{L}{C_p} m \quad (9)$$

または

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = -\overline{v\theta} - \omega \frac{\partial\theta}{\partial p} + \frac{\partial\theta}{\partial t} \quad (9)'$$

である。 $\partial\theta/\partial t = (-\partial\omega'\theta'/\partial p + \pi L/C_p m)$ は、温位の対流輸送の垂直収束および潜熱の放出による θ の実質変化であり、見かけ上の熱源でもある。温位の垂直傾度の変化は、したがって、

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t} \left(-\frac{\partial\theta}{\partial p} \right) &= -\frac{\partial}{\partial p} (\overline{v\theta}) - \frac{\partial}{\partial p} \left(\omega \frac{\partial\theta}{\partial p} \right) \\ &+ \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\partial\theta}{\partial t} \right) \end{aligned} \quad (10)$$

である。すなわち、differential advection、温位の垂直移流の垂直微分、differential heating が温位の垂直傾度を支配する。もちろん、これらの項をさらに分割して意味づけることも可能であるが、ここではその必要がないだろう。 $\partial\theta/\partial t$ の内容であるが、豪雨時の凝結 m は、主として積雲対流によるものであってしたがって $\overline{\omega}$ だけからは決定されない。ある総観状況のもとでは、右辺第1項および第2項は、成層を不安定化するセンスに働く（たとえば下層の暖気移流と上層の寒気移流）。したがって一般場の効果のみを考えれば、状況によってはいくらかでも気層が不安定化することもあるはずだが、実際には、中立以上に不安定化することはない。それは一般場の効果によって、成層が不安定化すると、積雲対流の働きによって、第3項がその不安定を解消するからである。その時、熱を上にはこぶと共に、中・上層を潜熱の放出によって温めるわけである。

このような“調節作用”は、いわゆるパラメタリゼーションの手法によって、数値予報モデルにもある程度は取り入れられているけれども現実の豪雨の雨量は十分に表現されていないようである。最近、山崎・片山

(1975年秋季気象学会大会)が荒川の積雲対流のパラメタリゼーションモデルにもとづいて、AMTEX 海域で、積雲のマスフラックスの評価を行ったが(本来は予報モデルについて行われる方法であるが、一般場の効果を実際の観測資料から評価し、それにバランスすべき積雲のマスフラックスを評価している)、計算された降水量は、実測値と傾向的にはかなりよい一致をみせていたので、あるいは豪雨の降水量の予測についても有効なのではないかと期待される。

なお、潜在不安定の時間変化を議論するには、

$$\frac{\partial \bar{\theta}_e}{\partial t} = -\overline{v\theta'_e} - \overline{\omega \frac{\partial \theta'_e}{\partial p}} - \frac{\partial}{\partial p} \overline{\omega' \theta'_e} \quad (9)''$$

の p 微分をとればよい。 θ_e は保存量であるけれども sub grid scale の eddy による輸送 $\overline{\omega' \theta'_e}$ があるので、一般的には $\partial \bar{\theta}_e / \partial t + \overline{v\theta'_e} + \overline{\omega \partial \theta'_e / \partial p} \neq 0$ であることも、ここで一言注意しておきたい。

このごろ、(といっても10数年前から) θ のかわりに dray static energy, θ_e のかわりに moist static energy が使用されることが少なくないが、これは、特殊な物理量ではなく、 θ や θ_e と物理的にはほぼ同じ概念をもつ量である。

11. 海洋と豪雨

(9) および (9)'' で示されたように、海面からの顕熱補給や蒸発があると $(-1/gC_p[T'\omega']_{\text{SFC}}, -1/g[q'\omega']_{\text{SFC}}$ はそれぞれ、顕熱補給量と蒸発量を意味する) 成層の潜在不安定を増加させる。たとえば、冬期の日本海や黒潮海域では、このようなことがらしばしば観測される。このためか、梅雨期の豪雨についても、直接的な海洋の影響を重視する人もいる。

観測点事実から見ると、豪雨時の総観状況は下層の暖気移流に特徴づけられており、一般的に気温は海面水温より高いのが普通である。しかも下層大気は飽和に近く、蒸発量も沿岸水域では多くはないであろう。したがって、熱帯・亜熱帯海域から梅雨前線帯にむかって流入する気塊が、日本近海でさらに不安定化されることは考えにくい。むしろ二宮(1974)の指摘したように、冷水塊上で、成層が安定化し、積雲対流の抑制されることの方が起こりやすい。

では海洋の役割はどこに見られるであろうか? 第4節でのべたごとく、豪雨の水蒸気流の源は熱帯海域に求められる。1日数 mm~10 mm の蒸発量によって、広大な熱帯海域で非常に湿潤な気団が形成される。それらの気団の可降水量は 50 mm 程度である。つまり数日~10

日間の蒸発量に相当する水蒸気量を含有している。このような気塊が前線帯で降水をもたらしたとしよう、実際の降水となり得るのは、可降水量の半分程度であるので、豪雨のように数百 mm に達する降水量は、頭上の気柱のみではまかないきれず、おそらくはその10程度以上のひろがりをもつ気塊が収束してくる必要がある。豪雨の代表的スケールの10倍以上の領域でしかも10日程度の日数をかけて変質された気団の収束が必要なわけである。くりかえすが豪雨における海洋の役割は広大な湿潤気団の形成にある。局所的な影響はもしあっても、副次的なものにすぎない。

12. あとがき

複合的な現象である梅雨前線帯の豪雨について、要領のよい解説を行うことは不可能である。結局、筆者自身の興味にしたがって、かつ手持の知識によって、主観的な梅雨前線と豪雨の素描を描くことにとどまってしまった。以前に記した解説との重複は、できるだけ避けたつもりであるので、たとえば“積雲対流と中規模擾乱”(1971)、“梅雨前線帯の豪雨と中間規模および中規模擾乱”(1974)、“集中豪雨の話”(1975)などもあわせて読まれたらよいのではないと思われる。

またこのような豪雨の問題については、気象業務の現場での仕事に関係して関心を持たれる方もおられるにちがいない。実際の気象をよく観察すればすぐわかるように大気現象は複雑なものであって、“典型的な状況”や、教科書のモデルのような状況は、めったにあらわれないものである。研究報告には、研究者がその現象の本質的部分と考えた(その考えも、いつも正しいとは限らない!)部分を抽出して議論してあるのであって、時には他の大切な側面を見落していることも少なくない。特にこの解説のような要約においてはそうである。豪雨についてももう少し専門的な知識を求められる人は、引用文献およびさらにそこで引用してある文献にさかのぼって、正確な情報を得ていただきたい。

なお、地形と豪雨の関係も大切な問題であるが、この解説では、ふれなかった。気象学会秋季大会(1976)では、地形と豪雨に関するシンポジウムが行なわれる予定であるので、ここでは、この問題にふれる必要がないと考えたからである。

この解説の内容の大部分は気象研究所の豪雨の研究プロジェクトの一連の報告物(文献に記した)によって得られたものである。研究の結果・図を引用させていただき、かつ日ごろの御教示や討論をいただいているプロジ

エクトのメンバーにお礼を申し上げたい。

文 献

- 相原正彦, 1974: 中間規模じょう乱と積雲対流の熱効果, 気象庁技術報告, 86, 98-121.
- Akiyama, T., 1973 a: Ageostrophic low-level jet stream in the Baiu season associated with heavy rainfalls over the sea area, J. Met. Soc. Japan, 51, 205-208.
- , 1973 b: The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu Front. Paper. Met. Geophys., 24, 157-188.
- , 1973 c: Frequent occurrence of the heavy rainfall along the north side of the lowlevel jet stream in the Baiu season, Paper, Met. Geophys. 24, 379-388.
- , 1974: Mesoscale Organization of Cumulus Convection in the Large-scale Rainband in the Baiu Season, J. Met. Soc. Japan, 52, 448-451.
- , 1975: Southerly transversal moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu Season, J. Met. Soc. Japan, 53, 304-316.
- 秋山孝子, 松本誠一, 1970: 梅雨前線内の鉤状エコーの生涯と構造, 天気, 17, 420-428.
- 浅井富雄, 1974: 豪雨と積雲対流, 気象庁技術報告, 86, 150-162.
- Matsumoto, S., 1972: Unbalanced low-level jet and solenoidal circulation associated with heavy rainfalls, J. Met. Soc. Japan, 50, 194-203.
- , 1973: Lower tropospheric wind speed and precipitation activity, J. Met. Soc. Japan, 51, 101-107.
- 松本誠一, 1974: 下層ジェットの構造と力学, 気象庁技術報告, 86, 122-135.
- , 1974: メソスケールじょう乱の構造と力学, 気象庁技術報告, 86, 136-149.
- Matsumoto, S. and T. Akiyama, 1970: Mesoscale disturbances and related rainfall cells embedded in the Baiu Front, with a proposal on the role of the convective momentum transfer, J. Met. Soc. Japan, 48, 91-102.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1969: On the role of convective momentum exchange in the mesoscale gravity wave, J. Met. Soc. Japan, 47, 75-85.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1971: On the mesoscale and medium-scale structure of a cold front and the relevant vertical circulation, J. Met. Soc. Japan, 49, 648-662.
- 松本誠一, 二宮光三, 1969: 降雪に伴う中規模じょう乱に関する研究, 天気, 16, 291-302.
- Matsumoto, S. and Y. Tsuneoka, 1969: Some characteristic features of the heavy rainfalls observed over the western Japan on July 9. 1967. part 2, J. Met. Soc. Japan, 47, 267-278.
- Matsumoto, S., S. Yoshizumi, and M. Takeuchi, 1970: On the structure of the Baiu Front and the associated intermediate-scale disturbances in the lower atmosphere, J. Met. Soc. Japan, 48, 479-491.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya, and S. Yoshizumi, 1971: Characteristic features of Baiu Front associated with heavy rainfall, J. Met. Soc. Japan, 49, 267-281.
- Miyazawa, S., 1967: On vortical mesoscale disturbances observed during the period of heavy snow and rain in Hokuriku district, J. Met. Soc. Japan, 45, 166-176.
- Ninomiya, K., 1974: Influence of the sea surface temperature on the stratification of airmass and the cumulus activity over the East China Sea in the Baiu Season, Paper. Met. Geophys., 25, 159-175.
- 二宮光三, 1971: 積雲対流と中規模擾乱, 気象研究ノート, 109, 109-119.
- , 1973: 中規模じょう乱と対流現象, 天気予報指針, (基礎編), 147-157.
- , 1974: 梅雨前線帯の豪雨と中間規模および中規模擾乱, 気象研究ノート, 120, 17-41.
- , 1974: 梅雨前線帯豪雨の水収支解析, 気象庁技術報告, 86, 53-66.
- , 1974: 梅雨前線帯豪雨の総観モデル, 気象庁技術報告, 86, 188-205.
- , 1975: 集中豪雨の話, 出光書店, 205頁.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1971: The development of the medium-scale disturbance in the Baiu Front, J. Met. Soc. Japan, 49, 663-667.
- 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, 578-579.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1973: Ibid (part II), J. Met. Soc. Japan, 51, 108-118.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1974: Band structure of mesoscale echo clusters associated with low-level jet stream, J. Met. Soc. Japan, 52, 300-313.
- 二宮光三, 秋山孝子, 1974: 極東域における梅雨前線気象庁技術報告, 86, 19-35.
- , 1974: 梅雨前線帯におけるレーダエコー, 気象庁技術報告, 86, 163-187.
- , 1976: 豪雨のスケールと水蒸気収支解析について, 天気, 23, 221-229.
- Tatehira, R. and Y. Makino, 1975: Mesoscale meteorological structure associated with huge Band Echo, J. Met. Soc. Japan, 53, 127-138.
- 時岡達志, 1974: 中間規模じょう乱の不安定理論,

気象庁技術報告, 86, 84-97.
 Yoshizumi, S., 1975: Development of an instability
 line under a cut-off low, Paper. Met. Geophys.,
 26, 167-180.

吉住楨夫, 1974: 大雨を伴う梅雨前線帯の構造, 気
 象庁技術報告, 86, 36-52.
 —, 1974: 梅雨前線帯の中間規模じょう乱, 気象
 庁技術報告, 86, 67-83.

日本気象学会誌 気象集誌

第II輯 第54巻 第1号 1976年2月

新田勲: 気団変質特別観測における熱および水蒸気の収支解析……………1-14
 村上勝人: インドにおける夏のモンスーンの変動に関する解析…………… 15-31
 武田喬男・森山憲昭・岩坂泰信: 尾鷲地域の豪雨の Case study …………… 32-41
 播磨屋敏生: 霞の embryo と形成 …………… 42-51
 森山 茂: 放射伝達に及ぼす火星大気中のダストの効果(その3) —ダストによる放射効
 果を入れた火星大気の輻射対流平衡に関する数値実験…………… 52-58
 塩谷正雄・岩谷祥美: 強風時における変動風速の水平方向の空間相関…………… 59-67

要報と質疑

E.M. Agee: 対流セルの偏平度を対流層の厚さと乱渦の異方性の関数とした観測事例 …………… 68-71
 二宮洸三: AMTEX '74 期間, 黒潮海域の大気下層の水平気温傾度の変動…………… 72-75
 駒林 誠: 古気候と大気のハドレー循環…………… 76-79

日本気象学会誌 気象集誌

第II輯 第54巻 第2号 1976年4月

伊藤朋之: 長期間の自動連続測定のために改良されたボラック型凝結核測定装置…………… 81-90
 宮原三郎: 側壁を持つ回転流体中のクリティカルレベルでの波の吸収…………… 91-98
 野本真一・竹永一雄・島村 克・原 達也: 数値予報結果を使用した台風進路の統計予報……………99-104
 P.S. Sehra: 南極および赤道地域の大気の構造…………… 105-117

要報と質疑

高島 逸: 衛星 データ (11.2 μm) に於ける大気エアゾールの地表面温度決定への影響に
 ついて…………… 118-122
 R.F. Griffiths, J. Latham and R.L.Reed: 溶解する電からの electrical corona …………… 123-125
 山形俊男: 弱いシアー流中のロスビー波の伝播について…………… 126-128