

豪雨のスケールと水蒸気収支解析について*

二宮 洸三** 秋山 孝子**

要旨

豪雨域を含む領域での水蒸気収支解析の結果を議論する。解析領域の大きさによって、収支方程式の各項、 $\partial q/\partial t$, $\nabla \cdot \mathbf{v}q$ などと、実測降水量との関係がどのように変わるかを示し、その気象学的意味を考察することによって、豪雨の気象学的性質を明確にするのが、本稿の目的である。

1. はしがき

豪雨域の水蒸気収支に関連した研究報告はすでにいくつかなされている（たとえば二宮(1961), 松本・藤田・浅井(1962), Matsumoto(1968), Matsumoto・Ninomiya・Yoshizumi(1971), Akiyama(1973, 1975), 浅野・黒沢・倉嶋(1973)など）。

水蒸気の質量保存則が成り立つかぎり、ある領域で計算された「水蒸気の sink」は凝結量に等しく、もしそれがそこで降水として落下すれば、降水量にも等しい。このように元来、成り立っているはずの水蒸気の収支勘定を行って、ただ単に収支の帳尻が合ったとか、合わなかったというような議論を行っても、気象学的には今日なんの意味もないであろう。豪雨の水蒸気収支解析は、「なにが豪雨時の水蒸気収支の特徴であるか?」、その特徴は豪雨の本性或メカニズムとどのように関係づけられるか?」などの観点から論じられてこそ、はじめて気象学的な意義を持つのであろう(二宮(1974)の総合報告参照)。

たとえば松本・藤田・浅井(1962)は1961年6月豪雨について南分をもった下層ジェット流にともなう水蒸気の収束の重要性を指摘した。Matsumoto(1968)は1967年7月豪雨の降水は湿舌の形態をとる南西気流のみならず北西よりの流れによっても補給されていたことを示した。Matsumoto・Ninomiya・Yoshizumi(1971), Akiyama(1973)は1969および1968年の梅雨末期について、下層南西流による水蒸気の流入の重要性を示した。さらに

Akiyama(1975)は1972年7月豪雨について、きわめて詳細な解析を行い、豪雨は梅雨前線帯にむかう下層の transversal な水蒸気流束の収束によってひきおこされたこと、その水蒸気の origin は梅雨前線帯の南方にひろがる晴天域にもとめられることを明示した(極東域の梅雨期の大規模場の長期間についての気候学的水蒸気収支については、Murakami(1959), Saito(1966), Asakura(1971)などの研究があるが、本稿の主題と異なるので、特にふれないでおく)。

上記したように、いくつかの研究により豪雨域の水蒸気収支に関連した重要な事実のいくつかが明らかにされたものなお明確にされない問題点も残されている。たとえば Matsumoto(1968)の提起した水蒸気収束量と実測雨量の量的不一致についての解釈や、二宮(1961)の指摘した「豪雨に関して水蒸気の水平移流は重要なファクターではない」などは、さらに検討を要することがらである。

この報告では、まず、

1) 高層観測の空間的・時間的な粗さから、水蒸気収支解析が十分な精度をもって行われるには、解析領域がある程度以上の大きさであることが要求されることをのべ、ついで

2) 水蒸気収支計算が精度よく行われたことを前提とした上で、収支方程式の各項、 $\partial q/\partial t$, $\nabla \cdot \mathbf{v}q$ などと、降水量との関係が解析領域のひろさに対してどのように変わるか? さらに、

3) $\nabla \cdot \mathbf{v}q$ に寄与する質量収束にともなう水蒸気収束($q\nabla \cdot \mathbf{v}$)と水蒸気の水平移流の重要度が解析領域のスケールによってどのように変わるか?

の問題を、豪雨の特徴的スケールとの関連を念頭におきつつ議論して行く。

本報告では、1972年7月の解析(Akiyama(1975))と

* Some aspects of water vapor budget in relation to the scale of heavy rainfalls

** K. Ninomiya and T. Akiyama 気象研究所予報研究部

—1976年2月23日原稿受領—

—1976年3月8日原稿受理—

共通資料)の他に、1968年4月23日の北米大陸上の資料に基づく解析例が加えられ、さらに、他の人々による論文にかかげられた数値や図が考察の対象として引用・言及される。

2. 水蒸気収支方程式

水蒸気収支方程式は良く知られたものであるが、以下の各節の議論を明確にするため、説明をしておく。水蒸気の連続の式は、

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{v}q + \frac{\partial}{\partial p} \omega q = -m \quad (1)$$

である(記号は慣用に従う)。実際の解析では高層観測点の距離は数百 km であるので、われわれはある領域についての(1)式の平均値を評価できるにすぎない。領域 S についての面積平均を—で示すと、(1)は

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot \mathbf{v}q} + \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega}q + \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega}'q' = -\bar{m} \quad (2)$$

となる。 S についての平均上昇流 $\bar{\omega}$ は連続の式を p について積分して求める。 $\omega'q'$ は sub-grid サイズの乱れ(積雲対流や乱れ)による水蒸気の垂直輸送を示す。すなわちわれわれが高層観測資料から計算できるのは、各気層についての“見かけの水蒸気の sink (source)”

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \equiv \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \overline{\nabla \cdot \mathbf{v}q} + \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega}q \quad (3)$$

であり、(2)からわかるように

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \equiv -\bar{m} - \frac{\partial}{\partial p} \bar{\omega}'q' \quad (4)$$

であるから、各層で計算された“見かけの水蒸気の sink”は原理的に凝結量(\bar{m})に等しくないことを示す(たとえば sub-cloud layer で大きな sink があっても、そこでは凝結がなく、水蒸気は $\bar{\omega}'q'$ により雲層に輸送され、あるいは、雲層で $\partial \bar{q}/\partial t$ が零でも、 $\bar{\omega}'q'$ の垂直方向の収束があれば \bar{m} があるように)。(4)の右辺の2つの項を解析で分離するためには、ある種のモデルを想定しなければならないが、それは本報告の問題ではない。ここでは各気層での評価はあつかわず、対流層全層についての解析のみを行う。すなわち、(4)の垂直方向の積分によって、

$$\frac{1}{g} \int_{p_{top}}^{p_{sfc}} \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right) dp + \frac{1}{g} \int_{p_{top}}^{p_{sfc}} \overline{\nabla \cdot \mathbf{v}q} dp - \frac{1}{g} (\bar{\omega}q)_{top} = -M - E \quad (5)$$

を得る。ここで E は $-1/g(\bar{\omega}'q')_{sfc}$ すなわち、海面または地面からの蒸発を示し、 M は気層全体の凝結量である(対流層の上面では $-1/g(\bar{\omega}'q')$ は消失するし、 $\bar{\omega}q$ も上層では事実上零に近い)。

以後の各節では主として(5)式(水蒸気収支方程式)によって議論を進めるが、その前に、(5)式に関連して若干の説明をつけ加えておきたい。

(a) $\overline{\nabla \cdot \mathbf{v}q}$ の垂直分布

われわれは全層についての $\overline{\nabla \cdot \mathbf{v}q}$ の積分値を問題にするけれども、一応その垂直分布にもふれておく方がよいだろう。豪雨域を含む $(300 \text{ km})^2$ 程度の領域については、Akiyama (1975) がその論文の第8図に示したごとく、700 mb 以下での $\overline{\nabla \cdot \mathbf{v}q}$ が全層のそのの大部分を占め、700 mb 以上での $\overline{\nabla \cdot \mathbf{v}q}$ はほとんど寄与していない。これは他のケースでも共通した特徴である。すなわち、 $1/g \int \overline{\nabla \cdot \mathbf{v}q} dp$ は事実上地上 ~700 mb 間のそれに等しい。下層の水蒸気流束の収束は下層の凝結のみならず、 $\bar{\omega}q$ 、 $\bar{\omega}'q'$ を通して上層の凝結をひきおこしているのである。

(b) $\overline{\nabla \cdot \mathbf{v}q}$ と線積分について

ガウスの定理によってよく知られているように、流束の発散の面積積分はその領域を囲む閉曲線を直角に横切る流束成分の線積分に等しい。すなわち、

$$\int_S \overline{\nabla \cdot \mathbf{v}q} ds = \oint (\mathbf{v}_n q) ds \quad (6)$$

であるから、領域上での $\overline{\nabla \cdot \mathbf{v}q}$ は、その外周での流束分布で決定され、その内部での分布には関係しない。これもわかり切ったことであるが次節の議論との関連のため、一言ふれておいた。

(c) 計算方法の差異について

ある解析では、 $\overline{\nabla \cdot \mathbf{v}q}$ を高層観測点で囲まれた多角形領域について、(6)式に従って評価している。この場合、相隣りあう観測点の間では、linear の内挿を行っている。領域が3角形であれば、それは、いわゆる“Bellamyの方法”と同一である。一方、高層観測値に基づき、天気図上で u, v, q の等値線を解析し、格子点上の u, v, q の値から $\nabla \cdot \mathbf{v}q$ が計算できる。もし、後者の方法で、細かな $\nabla \cdot \mathbf{v}q$ のパターンが得られると思ったり、後者と前者が質的に異った評価だと思ったり、大きな誤りである。力学的・物理的な準拠なしに、内挿を行って細かいパターンを描くのみでは、元来の観測網のもつ分解能を超えることはできないのである。小沢(1963)は1961年6

月豪雨について、 u, v の等値線解析による収束分布と Bellamy 法による収束の比較を行って、両者がよい対応を示すことを確認したが、これは同一の観測値に基づくかぎり、元来当然なことなのである。

3. 水蒸気収支解析の正確さ

水蒸気収支解析の原理は簡単であるが、計算のもととなる観測データの空間的・時間的密度の不足のため、収支方程式の各項が常に正確に評価されるという保証はない。たとえば、浅野・黒沢・倉嶋 (1973) は1971年7月豪雨について西日本で水蒸気収支方程式の評価を行い、計算された凝結量と観測された降水量との時間的変化傾向は合致したが、量的にはよく一致しなかったと述べている。

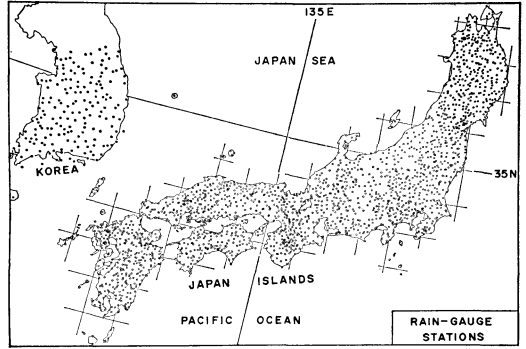
上記したような比較を行うには、まず実際の降水量が正確に見積られていなくてはならぬ。Akiyama (1975) の1972年7月豪雨の解析では雨量の見積りは第1図に示すようなきわめて周密な雨量計ネットワークに基づいており、いままでの報告のなかでもっとも信頼されるものと思われる。彼女は第2図に示した領域 (A+B+C) について、豪雨期間を含む16日間について、収支方程式 (5) によって凝結量 M を評価し、それと実測降水量 (R_0) とを比較した。その結果を第3図に引用するが、両者の時間的変化傾向および量ともに良く一致している。では、同様な解析をA, BおよびCの各 subarea それぞれについて行うとどのような結果が得られるであろうか？ その結果を第4図に示すが、変化傾向は比較的よく一致しているが量的な対応はかなり貧弱である。

上述したことから、水蒸気の保存則が小領域で成り立たないと考えるのはもちろん誤りである。なぜ小領域で収支解析が正確に行われないことがあるのかを以下議論する。

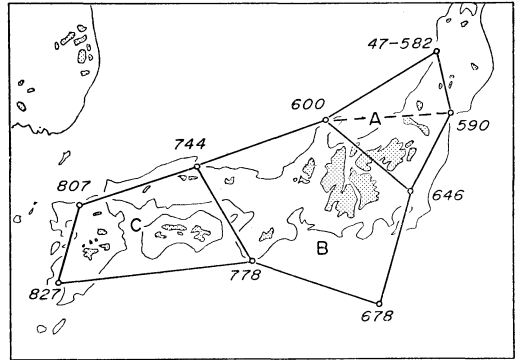
(i) 豪雨域の風の代表性

高層観測値に基づいて収支解析が行われている場合には、その観測値が空間的にも時間的にもその近傍の風をよく代表していることが必要である。代表性という言葉はかなりあいまいであるが、たとえば、観測点の距離が400 km、観測の時間間隔が12時間の場合ならば、空間にして ±200 km、時間にして ±6時間の時空のひろがりの中の平均的な数値を示していることが必要である。日本では、激しい対流活動域での周密な高層観測の実例がないけれども、米国の観測例 (Barnes (1972), Fankhauser (1969) などを見よ) によると、その領域での観測値は空間的にも時間的にも激しい変動を示している。

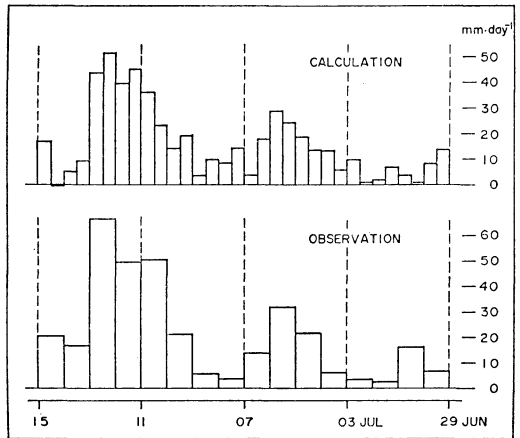
1976年4月



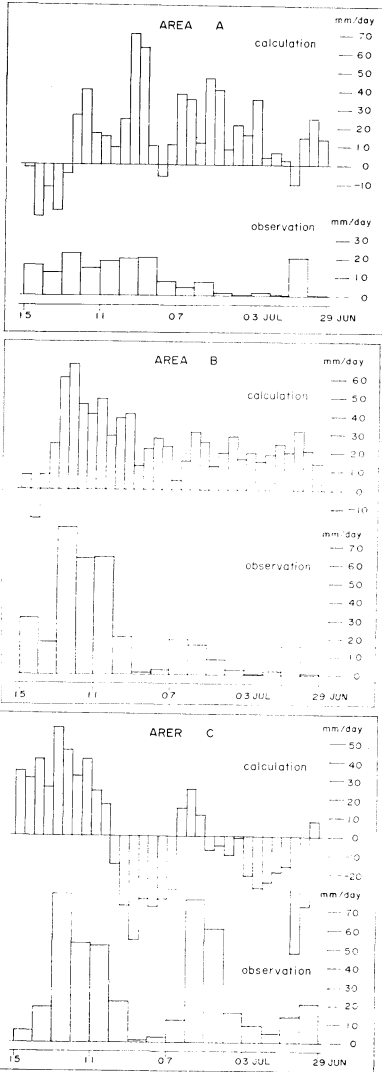
第1図 1972年7月豪雨の解析に使用した雨量観測点 (Akiyama (1975) より引用)



第2図 1972年7月豪雨の解析領域

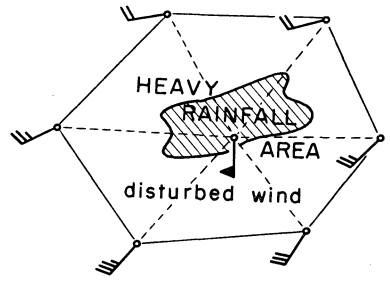


第3図 1972年7月豪雨の領域 (A+B+C) における計算雨量と実測雨量 (Akiyama (1975) より引用)

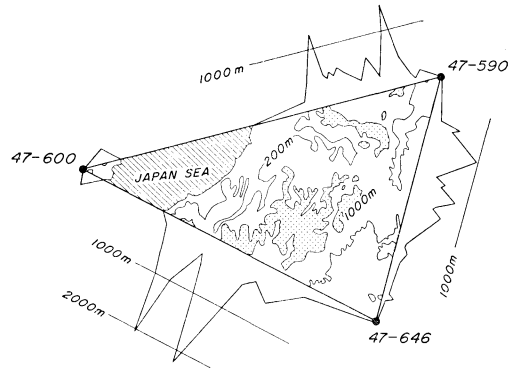


第4図 1972年7月豪雨の領域A, B, Cにおける計算雨量と実測雨量。小領域では対応がよくない。

この点を考えると豪雨域中心近傍の観測値（しかも時間的にも空間的にも粗い）に基づく定量解析の結果は、時として正当でないことは当然である。これに対し、豪雨域を包む領域の“乱されていない”観測値に基づく広域の収支解析が比較的、良好な結果を与えることは容易に納得されよう。このような事情を模式的に示したのが第5図である（上述したことがらは解析上の問題であるが、予報作業についても同様な注意が要求される）。



第5図 豪雨域と解析領域の関係。豪雨域の高層観測は場合によっては代表性に乏しく、周辺のデータのみによる解析が有意であろう。



第6図 輪島・館野・仙台で囲まれた三角形内部の地形と各辺の地形の断面図。

(ii) 山岳地帯での内挿の問題

たとえば第2図の(A+B+C)領域のように日本列島の周辺をとりまく領域で収支解析を行う場合、海岸線上にある高層観測点の中間で linear の内挿を行うことは（前節でのべたごとく、ある領域内の $\nabla \cdot vq$ の面積積分はその外縁にそう $v_n q$ の線積分だけで定まる）無理ではない。これに対し、日本列島を細分した領域で収支解析を行う場合、どのような内挿を行うべきかは明らかでない。たとえば第2図のA領域をさらに半分に分割した、輪島・館野・仙台で結ばれる三角形を考えてみる。この3角形の各辺における地形の断面図を第6図にかかげた。もっとも単純に考えても側面を通過するフラックスは“山の断面積”の分だけ減少するはずである。この断面積を差引くだけでも、収支方程式から評価される凝結量は、第7図のように大きく変化する。これに加えるに、このような領域でそもそも高層風をどのように内挿すべきかは、容易に答えがたい問題である。このような

見地からも、日本列島を細分した領域での収支解析の結果は、場合によっては十分な精度は期待しがたいであろう（このように述べている筆者ら自身、時によっては、小領域の定量解析を試みることもあるが、その場合は、その結果を、定性的に議論するにとどめている）。

(iii) 水物質の移動

収支方程式(5)でもとまる凝結量 M がその領域内での降水となる必要はない。たとえば凝結した水物質の水平収束、発散があれば M よりも降水量の大きいこと、あるいは小さなことも起こる。通常の高層観測データでこのような問題を論ずることは困難である。この問題を回避するには、降雨域ないしは降水雲の範囲を包みこむ広い領域での解析を行わねばならない。

小領域での水蒸気収支解析のケーススタディが必ずしも正当な結果を与えないのは主として、(i), (ii), (iii)の理由によるものであろう。くり返すが降雨現象の時間・空間のスケールにマッチした観測に基づかない収支解析の結果は意味がない。このような観測の代表性の欠如から派生する問題と、第4および5節で議論される、現象が本来もっている性格から生ずる問題とは、まったく異質のことがらであることを、最後に強調しておく。

4. 解析領域と水蒸気収支方程式

第4および5節の議論は、水蒸気収支方程式が正当に評価されたケースに関するものであることを、確認しておこう（正当に評価されたケースとは、収支方程式から評価された凝結量 M が実測降水量にほぼ等しかったケースを示す一但し蒸発量の無視できる場合に限るが）。

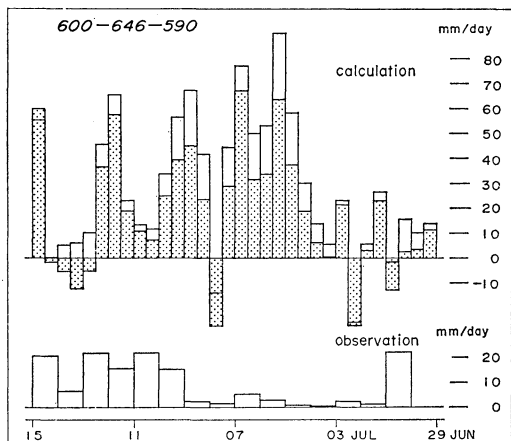
Matsumoto (1968) は水蒸気収束量 ($1/g \int \bar{v} \cdot \bar{v} q dp$) と実測雨量 (R_{ob}) との時間的変化傾向はよく一致するが、解析領域を大きくすると、水蒸気収束量が R_{ob} を下まわることを指摘した。彼はその説明として、

$$-\frac{1}{g} \int \bar{v} \bar{v} q dp \approx -\frac{1}{g} \hat{q} \int \bar{v} v dp$$

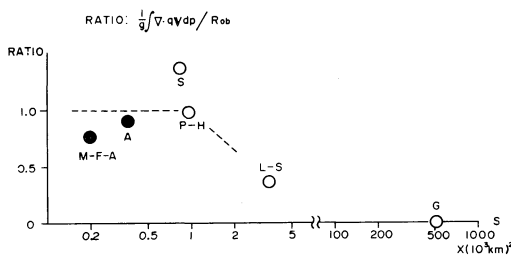
$$= -\frac{1}{g} \hat{q} \bar{\omega} \approx -\frac{1}{g} \hat{q} \bar{\omega}_u = R_{ob} \quad (7)$$

という関係を用いた。ここで \hat{q} は気層についての q の平均値であり、 $\bar{\omega}_u$ はこの領域内での上昇流のみの平均値を示している（以上の説明は松本 (1973, 1974) の総合報告やテキストにもわかりやすく書かれている）。この説明の論理それ自身は正当であるが、彼の使用した数値それ自身は後述するように疑問がある。ここでは、観点をかえ、収支方程式そのものの議論を行うことにする。

水収支方程式(5)において考察する気層の上限を高



第7図 水蒸気フラックスの出入の計算で第6図の地形の断面積を考慮しない場合と、断面積を差引いた場合（ステップをつけた棒グラフ）の計算風量の比較



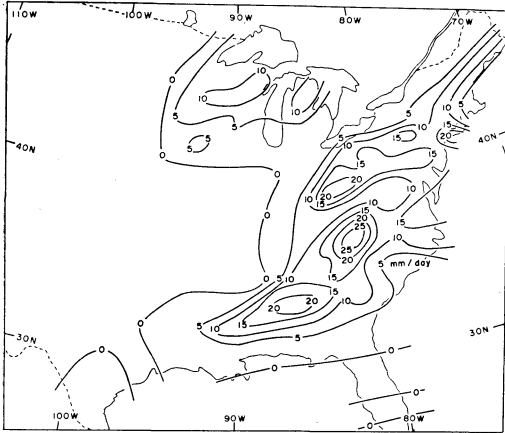
第8図 いろいろな解析領域における比 $1/g \int \bar{v} \cdot \bar{v} q dp / R_{ob}$ の値

くとり、かつ蒸発量が無視される場合には、

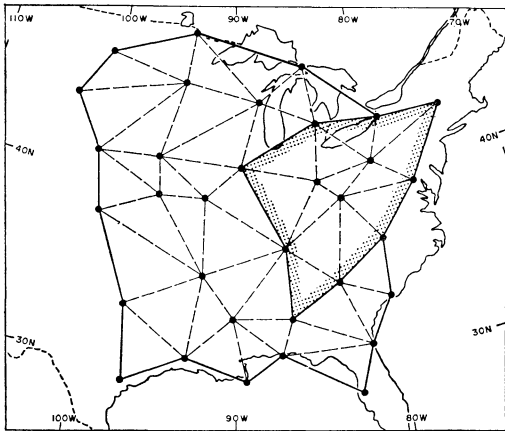
$$\frac{1}{g} \int \left(\frac{\partial q}{\partial t} \right) dp + \frac{1}{g} \int \bar{v} \cdot \bar{v} q dp = -M \quad (8)$$

となる。第1および第2項の M に対する寄与は解析領域の大小によってどうかわるかを調べよう。本来は一つの豪雨について、それを中心に置くいろいろなスケールの領域についての評価を行うべきであるが、高層および雨量観測網の制約のためそれは可能ではない（たとえば日本列島の場合、海上は観測がない）ので、いくつかのケーススタディーの結果を集めて議論せざるを得ない。

第8図は比 $1/g \int \bar{v} \cdot \bar{v} q dp / R_{ob}$ と解析領域の広さの関係を示した図である。第8図中の黒丸M-F-Aは松本・藤田・浅井 (1962) が1961年6月豪雨について、小領域 ($4 \times 10^4 \text{ km}^2$) で求めた $1/g \int \bar{v} \cdot \bar{v} q dp$ と R_{ob} の回帰直線の係数の数値である。ただし、彼らの解析は通常の高層



第9図 1968年4月23日の降水量分布

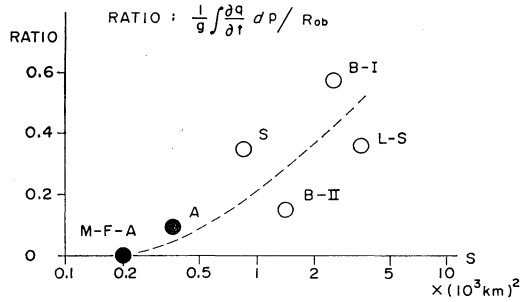


第10図 1968年4月23日の解析に使用した高層観測網

観測網によっており、そもそも $(4 \times 10^4 \text{ km}^2)$ に相当する分解能はないはずで(第3節参照)、ここでは、小領域5箇分 $(20 \times 10^4 \text{ km}^2)$ に相当するところにプロットしてある(彼らは本州南方洋上を含む広域についても解析しているが、観測データから考えて、精度に疑問があるので、この議論の対象から除外する)。黒丸AはAkiyama (1975) による1972年7月豪雨に関する日本列島上の解析に基づく数値である。

白丸P-Hはアメリカ合衆国上の低気圧にともなう大雨についてのPalmen・Holopainen (1962) の解析結果をPalmen・Newton (1969) のテキストから引用したものである。

また、白丸Sと白丸L-Sは1968年4月23日のアメリカ



第11図 いろいろな解析領域における比 $1/g \int \partial q / \partial t dp / R_{ob}$ の値

カ合衆国上の大雷雨についての synoptic 領域および large-synoptic 領域についての数値である。このケースについての雨量分布図および高層観測網をそれぞれ第9図および第10図にかかげておく。このケースについての収支計算はまず各三角形の領域について行い、ついでその結果をS領域(ステップルで囲った領域)およびL-S領域(全域)について面積加重平均を行って求めた数値が第8図のために使っている。

さて解析領域をさらに広げたらどうなるであろうか? その極限として地球全域を考えれば $\overline{\nabla \cdot vq}$ は零となるので、比 $1/g \int \nabla \cdot vq dp / R_{ob}$ も零となる(白丸Gで示す)。

プロットの個数は十分ではないが、第8図から、次のように結論できよう。数百 km 四方の領域では、降水量と $1/g \int \nabla \cdot vq dp$ はほぼ等しい。それ以上大きな領域では、 $1/g \int \nabla \cdot vq dp$ は降水量より、小さく、その差は領域がひろがるほど、大きくなる。

次に比 $1/g \int \partial q / \partial t dp / R_{ob}$ が解析領域の大きさに対してどう変化するかを調べる。いろいろなケースについて求めた比を第11図にかかげる。図中黒丸M-F-A, 黒丸A, 白丸S, 白丸L-Sについては、第8図について説明したものと同じである(Palmen・Holopainen(1962)のケースについては、 $1/g \int \partial q / \partial t dp$ の寄与は少ないとのみ書かれ数値が示されていないので、第11図には記入していない)。白丸B-Iおよび白丸B-IIはアメリカ合衆国上のBradbury (1957) の解析による数値である(Bradburyのケースでは、 $\nabla \cdot vq$ の評価に疑問がある—Mと R_{ob} の差が大きすぎる—けれども、 $\partial q / \partial t$ の値自身は、評価の容易なものなので信用しておく)。

第11図から次のように結論できよう。数百 km 四方以下の領域では、 $1/g \int \partial q / \partial t dp$ の降水に対する寄与は少ないが、それ以上に大きな領域では、その寄与は増大する。

つまり、第8図と第11図は、第(8)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変化することを明示している(第8図と第11図に示した破線は、その傾向を大胆に示したものである)。

第8図および第11図に示された事実はどのように、説明されるべきものであろうか? まず豪雨域では、すでに空気は飽和に達し、それ以上水蒸気の増加はなく(つまり $\overline{\partial q/\partial t} \approx 0$)、水蒸气流束の収束は凝結量したがって降水量とバランスしているはずである。一方、二宮(1967)、Ninomiya (1971 a, b)、Matsumoto・Ninomiya (1971)などの解析例が示すように豪雨域(収束域)の周辺には、著しい発散域が形成されるのが普通である。そこでは下降流と水蒸气流束の発散をともなった著しい乾燥域($\partial q/\partial t$ は負の数値をもつ)があらわれる。この有様を模式的に示したのが第12図である。すなわち豪雨域のみならず、それを取巻く発散域まで包含する大領域について収支解析を行った場合では、大領域の周辺を横切る水蒸気フラックスの流入(つまり $\overline{\mathbf{v} \cdot \mathbf{v}q}$)だけが豪雨域の降水となるだけではなく、領域内の発散域から送り出された水蒸気フラックスも豪雨域の降水となっているのであって、それは、とりもなおさず負の $\overline{\partial q/\partial t}$ を意味している。

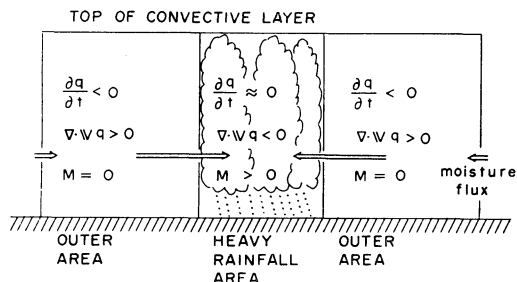
この節の結論をもう一度要約すると、次のようにも表現できる。“豪雨の水平スケールに対応した領域では、 $-1/g \int \overline{\mathbf{v} \cdot \mathbf{v}q} dp$ がほぼ降水量とバランスする。豪雨域より、1オーダー広い領域では、 $-1/g \int \overline{\mathbf{v} \cdot \mathbf{v}q} dp$ は、降水量の1/2~1/3をまかなうにすぎず、残余の降水量は、領域内の水蒸気の減少によってまかなわれている(この議論はあくまでも、豪雨のタイムスケール—実際には高層観測データによっているので6時間または12時間—に相当した短時間での考察であることを忘れてはならない。大領域について、しかも長時間について積分すれば、 $\partial q/\partial t$ は零となり、かわりに蒸発量が主要な項となってくる)。

5. 水蒸气流束の収束と水平移流

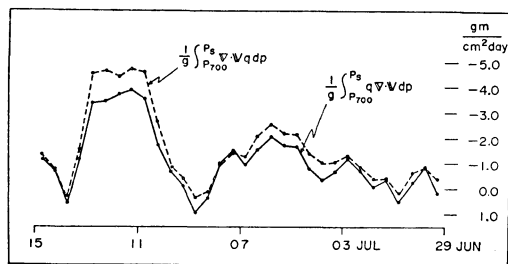
前節では水蒸気収支方程式における $\overline{\mathbf{v} \cdot \mathbf{v}q}$ の寄与のしかたを解析領域の大きさを変えて検討した。ここでは、観点をかえ、 $\overline{\mathbf{v} \cdot \mathbf{v}q}$ の内容を調べて見る。

$$\frac{1}{g} \int \overline{\mathbf{v} \cdot \mathbf{v}q} dp = \frac{1}{g} \int \overline{q \mathbf{v} \cdot \mathbf{v}} dp + \frac{1}{g} \int \overline{\mathbf{v} \cdot \nabla p} dp \quad (9)$$

と書かれるが、右辺第1項、第2項は、それぞれ、質量



第12図 豪雨域とその周辺における水蒸気収支方程式の各項の状態を表わしたモデル図。

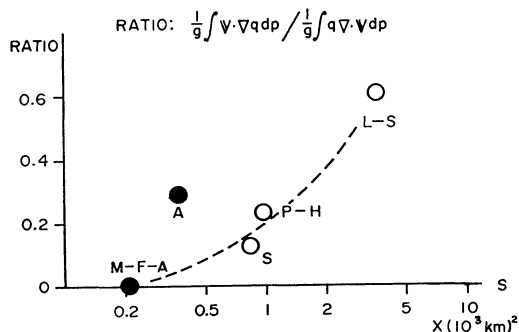


第13図 1972年7月豪雨について領域(A+B+C)での $1/g \int \overline{\mathbf{v} \cdot \mathbf{v}q} dp$ と $1/g \int \overline{q \nabla \cdot \mathbf{v}} dp$ との比較

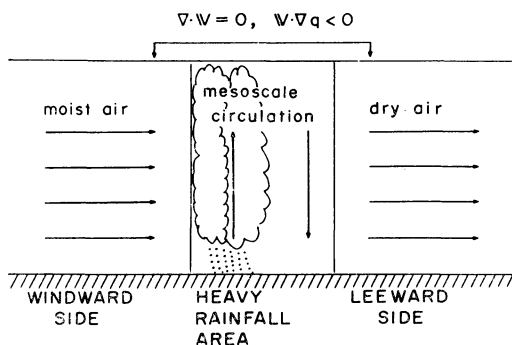
収束にとまらぬ水蒸気の収束(q が水平的に一樣であっても水蒸気の収束がある)および水蒸気の水平移流を示す。

まず第一項について考えるが、 $\mathbf{v} \cdot \mathbf{v}$ は大気の下および上層で符号をかえるけれども、下層での q の値が上層のそれに比して圧倒的に大きいので、結局、下層での質量発散が $1/g \int \overline{q \nabla \cdot \mathbf{v}} dp$ の値を決定する。いくつかのケーススタディが示すように、豪雨スケールの領域では、 $1/g \int \overline{q \nabla \cdot \mathbf{v}} dp$ が $1/g \int \overline{\mathbf{v} \cdot \mathbf{v}q} dp$ の大部分を占めている。第13図は1972年7月豪雨について、上記した、二つの量の大きさの比較をしたものである。

次に解析領域をひろげたら、どうなるであろうか? 一般的に、収束域と発散域は相隣りあっており、面積平均すれば打消し合うのに対し、水平移流は面積平均してもかならずしも打消し合うとは限らない。したがって解析領域を広げると水平移流の寄与は相対的に増大すると想像される。第14図に、比 $1/g \int \overline{\mathbf{v} \cdot \mathbf{v}q} dp / 1/g \int \overline{q \nabla \cdot \mathbf{v}} dp$ と解析領域との関係を示した。各ケースについての説明はすでにのべてある。この図が示すように、(1,000 km)²程度の領域では、圧倒的に、質量収束にとまらぬ水蒸気の収束が大きく、水平移流の寄与は、非常に少ない。領域をひろげると、水平移流の寄与は相対的に増大する



第14図 いろいろな領域での比 $1/g \int \nabla \cdot \nabla q dp / 1/g \int q \nabla \cdot \nabla dp$ の値



第15図 この図のような、水蒸気の水平移流のみで、質量収束のない環境のなかでの豪雨は、実例がない。

けれども、 $5 \times (1,000 \text{ km})^2$ 程度の大領域においてすら、上記した二つの項の寄与の割合は、ほぼ半々である。

この節の解析は豪雨域を含む、 $(1,000 \text{ km})^2$ 程度の領域については、水蒸気流束の収束の大部分は空気の状態収束にもなっており、水蒸気の水平移流によるものは非常にわずかである。

仮想的には、第15図のように、メソスケールの循環(収束場とそれに隣接する発散場をもつような)系があり、それを包含する領域では、質量発散がなく、水蒸気の水平移流だけが存在するような状況が、空想されるが、いくつかのケーススタディはこのような状況の存在を、否定しているのである。すなわち、水蒸気の水平移流のみでは豪雨の降水を生成・維持できないのである。

湿舌にそう水蒸気の水平移流が豪雨の水蒸気のみならずとして重要であるとする考えがあるが、この節の議論は、そのような考えを全面的に否定しているのである。

最後に、この報告であつかわれた豪雨はいずれも擾乱と関係した、しかもかなり広域の豪雨であることを、注

意しておこう。非常に狭い領域に集中した豪雨については、まだ解析(観測すらも)もないし、したがって、ここではなにも言及していない。また地形性の降雨についても第5節でのべた結論があてはまるかどうか、言及していない。

6. 結語

豪雨域を含む領域で行われたいくつかの水蒸気収支解析の結果について解析を行って、次の結論を得た。

(1) 通常の高層観測網によるかぎり、 $(100 \text{ km})^2$ オーダーの豪雨域での水蒸気収支解析がいつも正しく行われるとは限らない。解析は、データの時間的・空間的な内挿の上に立っているのであるが、豪雨域のある地点・ある時点での高層データが内挿の前提となる空間的・時間的な代表性に欠けることがあるからである。

確実な解析が行われるのは、豪雨域そのものの内部にはない高層観測点のつらなりで囲まれた領域についてである。同様、観測の時間間隔よりも短いライフタイムの現象についても解析は行われぬ。

(2) 水蒸気収支解析が正しく行われたケースのみについて、考察を行うと、 $(数百 \text{ km})^2$ の領域での収支解析では、 $-1/g \int \nabla \cdot \mathbf{v} q dp$ がほぼ実測降水量に等しい値を示す。これに対し、豪雨域とその周辺を包含する大領域での解析では、 $-1/g \int \nabla \cdot \mathbf{v} \bar{p} dp$ は実測降水量の半分程度であって、そのかわり、大きな $-1/g \int \partial q / \partial t dp$ が得られる。この事実は豪雨がその周辺(豪雨域に対する補償的発散域)から供給される水蒸気にも依存していることを示している。

(3) $(1,000 \text{ km})^2$ 程度の領域では、 $1/g \int \nabla \cdot \mathbf{v} q dp$ の大部分は、質量収束にもなる水蒸気の収束、つまり、 $1/g \int \bar{q} \nabla \cdot \mathbf{v} dp$ によるものである。これに対し、水蒸気の水平移流 $1/g \int \mathbf{v} \nabla q dp$ の寄与は、非常に少ない。

参考文献

Akiyama, T., 1973: The large-scale aspects of the characteristic features of the Baiu Front. Pap. Met. Geophy., 24, 157-188.
 Akiyama, T., 1975: Southerly transversal moisture flux into the extremely heavy rainfall zone in the Baiu season. J. Met. Soc. Japan 53, 304-316.
 Asakura, T., 1971: Distribution and variation of cloudiness and precipitable water during the rainy season over monsoon Asia. Water Balance of Monsoon Asia. Univ. Tokyo Press. (308 pp), 131-151.
 浅野 芳・黒沢真喜人・倉嶋 厚, 1973: 夏季日本

- の前線豪雨について. モンスーンアジアの水資源, 古今書院 (259 pp), 123-142.
- Barnes, S.L., 1972: Morphology of two tornadic storms. Preprints of 15th Radar Met. Conf., 69-76.
- Bradbury, D., 1957: Moisture analysis and water budget in three different types of storms. *J. Met.* 14, 559-565.
- Fankhauser, J.C., 1969: Convective processes resolved by a mesoscale rawinsonds network. *J. App. Met.*, 8, 778-798.
- Matsumoto, S., 1968: Smaller scale disturbance in the temperature field around a decaying typhoon with special emphasis on the severe precipitation. *J. Met. Soc. Japan.*, 46, 483-495.
- 松本誠一, 1973: 降水の空間的スケールと時間的変動の特性. 予報作業指針その7(雨量予報), (296 pp), 27-41.
- 松本誠一, 1974: メソスケールじょう乱の構造と力学. 気象庁技術報告第86巻, 梅雨末期集中豪雨研究報告, (454 pp), 136-149.
- 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・藤田敏夫・浅井富雄, 1962: 36・6豪雨の定性的・定量的解析. 第1報 下層ジェットの構造とその役割に関する解析. *天気*, 9, 213-221.
- Matsumoto, S., K. Ninomiya and S. Yoshizumi, Characteristic features of Baiu front associated with heavy rainfall. *J. Met. Soc. Japan.* 49, 267-281.
- Murakami, T., 1959: The general circulation and water-vapor balance over the the Far East during the rainy season. *Geoph. Mag.* 29, 131-171.
- 二宮洗三, 1961: 1959年8月12~13日の近畿・東海・北陸地方の豪雨について. *研究時報*, 13, 47-52.
- 二宮洗三, 1967: 中規模現象としての豪雨, *天気*, 14, 321-329.
- 二宮洗三, 1974: 梅雨前線帯豪雨の水収支解析. 気象庁技術報告, 第86巻, 梅雨末期集中豪雨研究報告. (454 pp), 53-66.
- Ninomiya, K., 1971 a: Dynamical analysis of outflow from tornado-producing thunderstorms as revealed by ATS-III pictures. *J. App. Met.* 10, 275-294.
- Ninomiya, K., 1971 b: Mesoscale modification of synoptic situations from thunderstorms development as revealed by ATS-III and aerological data. *J. App. Met.* 10, 1103-1121.
- 小沢 正, 1963: 1961年6月末豪雨の雨量分布について, *研究時報*15, 203-218.
- Palmén, E. and E. Holopainen. 1962: Divergence, vertical velocity and conversion between potential and kinetic energy in an extratropical disturbance. *Geophysica* 8, 89-113.
- Palmén, E. and C. Newton, 1969: Atmospheric circulation systems. Academic Press, New York (603 pp) § 12.6 Precipitation and the budget of water vapor, 379-386.
- Saito, N., 1966: A preliminary study of the summer monsoon of southern and eastern Asia. *J. Met. Soc. Japan.* 44, 44-59.

(54ページよりつづく)

初めに書きましたように, FGGE の仕事が具体化するにつれて, GAO の Staff の強化が必要となり, 現在の所, Director の B.R. Döös 以下, 4人の科学官 (V. Boldiren, M. Rubin, D. Rodenhuis と筆者), 5人の consultant (C. Pechman, I. Sitnikon, E. Jatila, G.W. Paltridge, J. Perry) がいます. 主な担当は FGGE の観測体系, データ処理関係が Boldiren (ソ). Jatila (フィンランド), GARP の渉外, ポーラー・サブ・プログラ

ム関係が Rubin (米), GATE 関係が Rodenhuis (米), Sitnikon (ソ), Pechman (米), モンスーン・サブ・プログラム, 数値実験作業委員会関係が筆者, 気候力学サブ・プログラム関係が Perry (米), Paltridge (オーストラリア) となっています. また, GATE の責任者であった J. Kuettner が, その経験を活かすべく, GATE の後始末, FGGE の運営などに助言を与えています. 彼は WMO 事務局長の consultant です. では又,