

集中豪雨発生直前の地上水平水蒸気収束場の状態*

米谷恒春**・和泉清***・井上正之***

要旨

集中豪雨発生時に特徴的な地上の水平水蒸気収束場の状態について、東京都が大気を監視するためほぼ5kmの間隔で展開している一般環境大気測定局のデータを用いて評価し、次の知見を得た。

1) 約5kmの間隔で展開している雨量観測網の5地点以上で時間30mm以上の雨量が記録された顕著な集中豪雨の場合には、対流活動の進展に対応すると考えられる水蒸気収束場の変化が認められた。

2) 顕著な集中豪雨発生直前では、豪雨域及びその周辺の区域は強い水蒸気収束場を呈する。このこと、即ち大きい収束量の算出された区域が集散的に存在することは、かなり特異な現象であった。

1. はじめに

災害を防ぐために種々の気象情報があるが、防災業務を行なう上でまだ十分といえず、一層の高度化等が望まれている分野もある。集中豪雨の予測に関連する情報はその最たるものと言えよう。集中豪雨に対する防災業務の効率化を図る情報としての利用可能性を検討するために、地上の狭い区域における水平水蒸気収束量を求め、収束場の状態と集中豪雨発生との関係を調べた。地上の水平水蒸気収束の状態は顕著な集中豪雨の発生と良い対応を呈している、と考えられる成果を得たので報告する。

集中豪雨に関する研究は多方面において行なわれている。実務面からの研究が大阪管区気象台を中心として行なわれたし(気象庁, 1982)、大学、その他の研究機関においても活発に実施されている(例えば、武田, 1987)。多くの研究では、豪雨ポテンシャルの評価に結びつく大気鉛直構造及び総観場の特徴の解明、レーダーを用いた雨量の短時間予測、並びに基礎的な研究としてのレーダー観測および数値モデルによる積乱雲、積乱雲群の構

造と維持過程の解明、が対象となっている。

本報告では、水平収束を研究の対象として取り上げたが、その動機は次の通りである。対流雲が発達するとき、雲底下層で水蒸気の収束が生じていることは水収支等の点からして論理的に間違いない。このことは、水蒸気の収束が地上で生じていることを必ずしも意味するわけではないが、対流雲の最盛期で降水に伴う下降気流が形成されたとき、少なくとも非常に良く発達した対流活動の場合には地上でも風だけでなく気温、気圧の顕著な変化が記録されることは既に知られている(小元, 1987; 花房, 1989)。従って、豪雨の水平規模に対応するスケールでみた地上の水蒸気収束の場が豪雨発生直前に通常の状態と異なる様相を示すであろうことは充分に考えられ、地上での水蒸気収束場の状態と対流活動の発達状況との関係を調べることは意義あることと思われる。

2. データと定義

水平水蒸気収束量は、東京都環境保全局が大気を監視するため、概ね八王子から東の部分(以下では対象地域と呼ぶ)に、ほぼ5kmの間隔で展開している一般環境大気測定局、35点のデータから算出した。水蒸気収束量は隣接する大気測定局を頂点とする三角形の区域(以下では単に区域と記す)について求める。なお、この区域の数は全部で51となった。

* Water vapor convergence field at the time when local severe rain was occurring.

** Tsuneharu Yonetani, 防災科学技術研究所.

*** Kiyoshi Izumi・Masayuki Inoue, 東京都土木技術研究所.

—1990年6月18日受領—

—1990年12月11日受理—

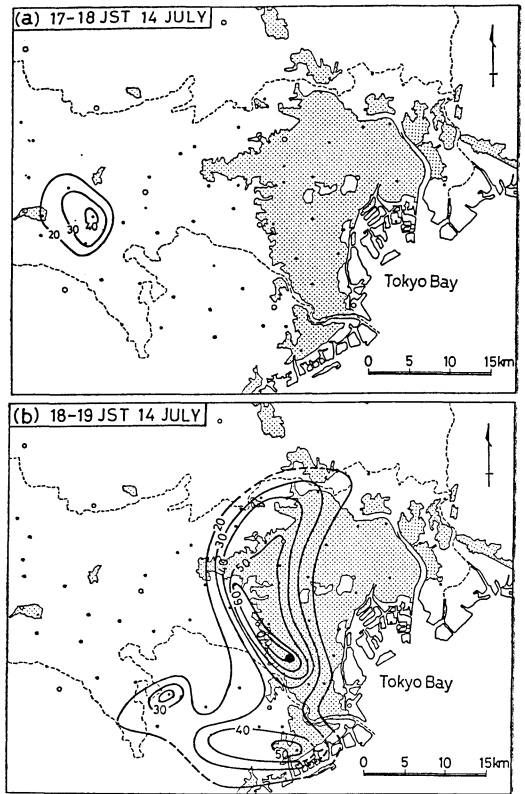
一般環境大気測定局の使用測器及び測定項目は、矢羽プロペラ法の微風向風速計による風向（16方位）及び風速、白金抵抗体法による温度並びに毛髪湿度計法による相対湿度である。また、利用できるデータは毎正時の測定値である。対流雲の寿命は1時間程度であるので、豪雨を伴う現象の発生、発達を詳細に検討するためには、この測定間隔は長すぎるが、研究の第1段階として、豪雨の発生等を1時間の時間分解能で調べることとした。

水蒸気収束量を求めるのに必要なデータで測定値が得られない気圧は、一律 1,000 mb と仮定する。このことの妥当性は以下のことから理解されよう。飽和混合比は、1,000 mb, 25°C のとき 20.44 g/kg であり、気温が 1°C 変化すると約 1.2 g/kg 変化するが、気圧が 50 mb 変化しても飽和混合比の変化量は 1.1 g/kg 程度でしかない。気圧の変化量は、日較差にしる季節間での違い、または集中豪雨発生時の変化にしる台風襲来時の気圧と平均的な気圧との差を超えることは無いであろうから、高々 30 mb 程度である。一方、気温は日較差でさえ数度 C 程度になるから、気圧を一定として水蒸気量を求めても致命的な誤差は生じないと判断される。そこで、東京の平均的な気圧と比較すると、やや小さい値ではあるが、一律 1,000 mb とした。

本報告では水平水蒸気収束の状態を表わす量として二つの値を用いる。一つは収束の強さを表わすための値で、単位面積当りの水平水蒸気収束量を用いた、以下では、混乱が生じることはないと考えられるので水平の言葉を略して、水蒸気収束量または単に収束量と呼ぶ。ただし、発散の場合は収束量に代わり発散量とする。他の一つについては、後ほど定義を与える。なお、水蒸気量は比湿、即ち 1 kg の空気塊に含まれる水蒸気の質量 (g) で表わす。

水蒸気収束量を求める式は (1) である、収束量を求める計算方法はベラミの方法等いくつかあるが、使用したデータの風向が16方位で表わされているというデータの粗さ及び「付録」で示したように差異は小さくなると判断されることから、ここでは、ベラミの方法で行われている風速成分等が空間の1次式で表わされるという仮定は採用せず、最も単純な平均値を用いて算出した。即ち式 (2) で区域の水蒸気収束量を求めた。また以下では、水蒸気収束量については $10^{-3} \text{g/kg}\cdot\text{sec}$ の単位で表わす。

水蒸気収束量(負のときは発散量) = 水蒸気収束の区域での総量/その区域の面積



第1図 1985年7月14日の時間雨量分布。点は雨量観測点、大きな丸は工大橋観測点を示す。点を施した領域は市街地である。

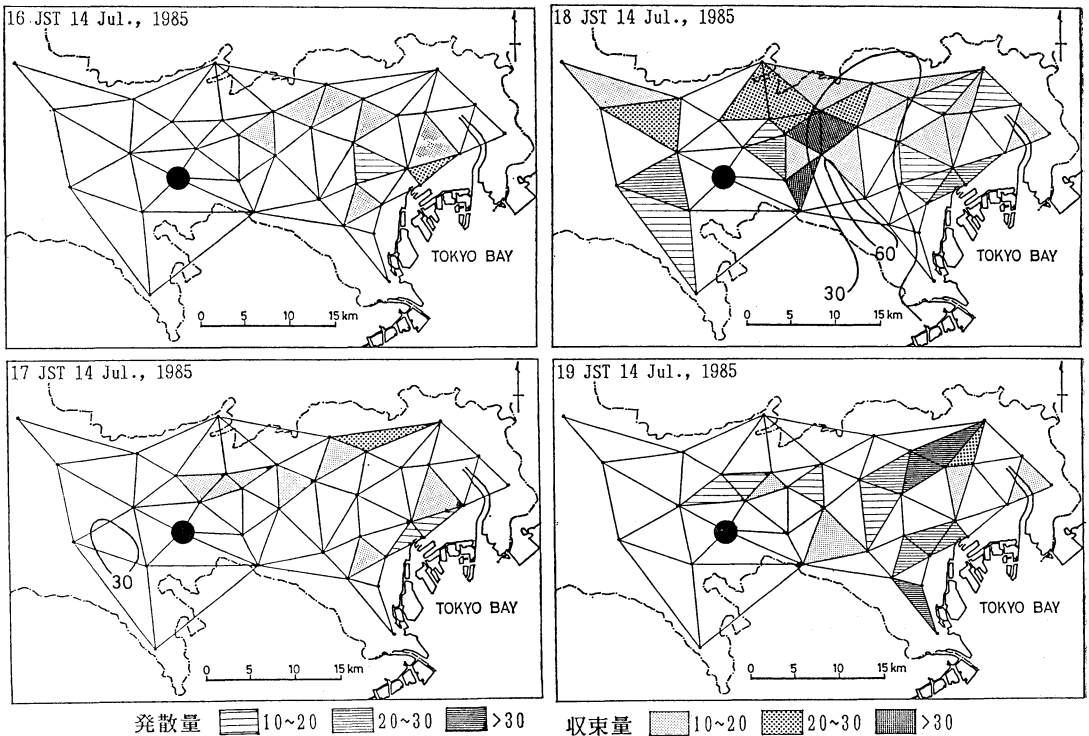
$$= (\int qudy + \int qvdx) / \iint dx dy \quad (1)$$

実際の計算では、例えば、式 (1) の右辺第1項の観測点1から2までの積分値は次式で近似されている。

$$\int_1^2 qudy = \frac{(q_1 + q_2)}{2} \frac{(u_1 + u_2)}{2} |y_2 - y_1| \quad (2)$$

ここで、 q は比湿、 u ; 風の東西成分で区域内に向かう方向を正とする、 v ; 風の南北成分で区域内に向かう方向を正とする、 x ; 東西方向の距離、 y ; 南北方向の距離である。

雨量は、東京都建設局が東京都全域に、ほぼ 5 km の間隔で展開している雨量観測網のデータ及び AMeDAS 点のデータによった。豪雨の一般的定義は無いので、本報告では1時間雨量が 30 mm を超える値が対象地域内の観測点一カ所以上で記録された場合を、ひとまず調査の対象とした。



第2図 1985年7月14日16時～19時の水蒸気収束場。大きな丸印は欠測であった観測点を示す。収束量，発散量の単位は $g/kg \cdot sec$ 。

3. 典型的な集中豪雨発生時の状況

東京での典型的な集中豪雨で最近のものとして1985年7月14日の東京都区部の西部を中心に発生した事例がある(第1図参照)。この日、18～19時の1時間に東京都建設局の雨量観測点である工大橋で77mmを最大に世田谷(AMeDAS点)で68mm等、50mmを超える雨量を記録した観測点が6地点に及んだ。一方、この豪雨域に隣接するAMeDAS点の東京及び府中では、1時間雨量がそれぞれ13mm及び1mm、日雨量でもそれぞれ29mm及び10mmにすぎなかった。この豪雨は、以上のように量的にも集中度においても顕著な集中豪雨であった。

東京都建設局河川部(1986)によると、豪雨域周辺での雨の降り初めの時刻は次の通りである。豪雨域の西側で時間雨量20mmの等値線外側では17:40～50頃、30mmの内側の北部では18:10頃である。1時間雨量が最大を示した工大橋では、雨は18時30分頃から降り始めている。また、豪雨域の東側、市街地の東半分の地域に雨が降り始めた時刻は18:30以降である。

また、これに先立つ17時過ぎから18時までの間に対象地域の西南端部の狭い範囲に強い雨が降った。高幡で47mmを記録したが、30mmを超える観測点は高幡を含めて2地点にすぎず、高幡から10kmも離れていないAMeDAS点の八王子では1mmであった。18時から東京の区部に降った集中豪雨と比べて非常に小さな豪雨といえよう。先ず本節で、この二つの対照的な豪雨を対象に、区域を最小単位として求めた水蒸気収束場の状態と豪雨の発生との関係を見る。

01時から09時までの毎正時、水蒸気収束量あるいは水蒸気発散量が10を超える区域はほとんどなかった。10時から13時にかけては水蒸気収束量または発散量が10を超える区域がいくつか存在するようになり、14時から16時ではこの傾向が強まり、第2図に示した16時の状態のように10を超える値が算出された区域が比較的多くなった。

対象地域の西南端部の狭い場所に強い雨が降り始めた17時の水蒸気収束場の状態に、16時までの状態と本質的な差異が生じているとはいえない。強雨域から離れた場

第1表 水蒸気発散量, 収束量 (単位: $10^{-3}g/kg \cdot sec$) の頻度分布

統計期間: 1983~1987年の6~9月

区域	収束量								総計
	<-40	-40~-30	-30~-10	-10~0	0~10	10~30	30-40	40≤	
全体	160	498	26,273	321,130	343,450	28,355	356	94	720,316
A	122	379	9,537	32,650	36,809	6,356	168	66	86,087
B	0	1	951	54,361	44,321	462	0	0	100,096

全体: 対象とした全区域, 51区域に関する統計

A: 面積が $8 km^2$ に満たない全区域, 6区域に関する統計B: 面積が $25 km^2$ を超える全区域, 7区域に関する統計

所で水蒸気収束量が10を超え, 比較的強い収束が生じた区域がやや多数存在しているが, この区域での収束が強雨の発生に関連するものとは考えがたい。強雨域に近い観測点のデータが欠測であり, また強雨域の西側で収束量が算出されていないので断定は出来ないが, この場合, 強雨の発生に先立つ対流雲の発達に伴う収束が地上で認められるとは言えそうにない。

顕著な集中豪雨が降り始めた時刻である18時の水蒸気収束場はこの時刻までのいかなる状態とも異なった様相を示した。豪雨となった領域とその近傍の広い場所で水蒸気収束量が10を超えた区域が互いに境界を接して存在し, さらに三つの区域で収束量が, この時刻までには算出されたことのない大きな値である30を超えた。豪雨域とその近傍に強い収束を呈した区域が広がっており, 水蒸気の著しい水平収束が地上で生じたことが示されている。

ところで, より強い降雨となった豪雨域の南部では大きな収束量が算出された区域はない。豪雨域の南部では雨の降り始めた時刻は, 既に記したように18時30分頃であり, 豪雨が降り始める直前でない区域では大きな収束量は算出されていない。一方, この時刻までに強雨が降り終わった西南端部では, 大きな発散量の区域が広い部分を占めている。強い雨に伴う下降流による発散がこの地域で生じたことに対応する様相と考えられる。

豪雨が降り終わった, または降っている最中である19時には, 豪雨域とその周辺の多くの区域では大きな水蒸気発散量が算出された。この時刻までには算出されたことが無い大きな発散量, 30を超す大きな値が豪雨域の周辺3カ所で算出されている。豪雨が降った範囲とその周辺では, 対象地域西南端部の18時の状態と同じように, 強い発散を呈した区域が多い。

20時の状態は第2図に示した16時のときと同じように

比較的多数の区域で収束量が10を超えていた。21時から24時までは収束量および発散量が10を超える区域がそれぞれ2~3存在しただけで, 18時及び19時に示されたような様相は生じていなかった。

4. 水蒸気収束量と集中豪雨発生との関係

前節で豪雨が発生した特定の日について示された事例のうち, 20以上となる収束量及び発散量はまれにしか生じていないこと並びに, 豪雨域及びその周辺の区域で豪雨が降り始める寸前あるいは直後に収束量が大きな値となっていたこと, がどの程度一般的であるかを本節で調べる。調査対象の期間は1983年~1987年の6月~9月とした。

水蒸気収束量及び発散量の度数分布を第1表に示す。収束量に関する特徴は次のようにまとめられる。①全計算件数 (720,316) の大多数, 92% (664,580) が-10~10に収まる値となった。収束量が30を超えたのは450件で全計算件数の0.06%にすぎず, 40を超えたのは94件にすぎなかった。②大きな収束量 (発散量) が算出されやすい区域があり, その区域の特徴として面積が他と比較して小さく, $10 km^2$ に満たないという事が認められた。例えば, 面積が $8 km^2$ に満たない全区域の6区域で収束量が30を超えた件数は234であり, 収束量が30を超えた全件数の52%を占めた。③逆に, 面積の大きい区域では30を超えるような大きな収束量及び発散量はまれにしか算出されなかった。

上記の, 面積が小さい区域で水蒸気収束量の変動幅が大きくなる傾向については以下のように説明されよう。即ち, 収束量を求める際の基本的な式は2. データ及び定義で記した式 (1) である。いま, 二つの区域を考えると, 一方Bが他方Aより, 東西方向の距離及び南北方向の距離が共に2倍長かったとしよう。風速及び

水蒸気量の空間的変動は通常それ程大きくないので、式(1)から明らかのように区域での水蒸気収束の総量(分子)は、Bについての方がAについての値より水平距離が長い分だけ、即ち2倍ほど大きくなる。一方、面積(分母)はBがAの4倍となる。このため単位面積当りの値である収束量は、Bでの値がAでの値のほぼ半分になる。結局、面積が小さい区域であればあるほど値の大きな収束量、発散量が算出される頻度が多くなる。

さて、前記対象期間内に、東京都建設局が展開している雨量観測網及び AMeDAS 点で1時間雨量が30 mm以上の強い雨(以下、単に強雨と記す)が記録されたことが少なからずあった。このうちから、雨域全域あるいはほぼ全域が対象地域内に含まれる21件について、強雨が降り始めた時刻における各区域の水蒸気収束量を調べ、次の結果を得た。

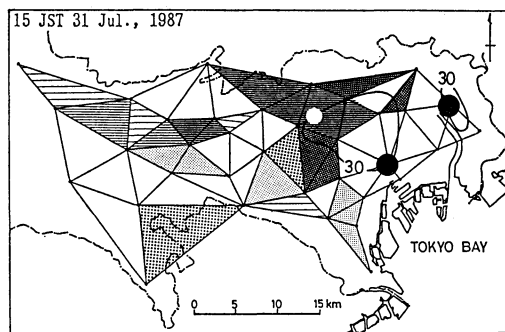
① 30 mm以上の強雨を記録した地点が5地点以上ある顕著な集中豪雨が発生した場合には、図2に示した1985年7月14日18時の場合ほど顕しいものではないが、小さくとも10を越す水蒸気収束量の算出された区域が降り始めの時刻、豪雨が降った近傍に集団的に存在していた。

② 強雨を記録した地点が少なく顕著な集中豪雨と言えない場合、先に示した1985年7月14日17時の状態と同じように、上記のような傾向は認められなかった。

さらに次のような状態も生じていた(第3図参照)。1987年7月31日15時から都心に顕著な集中豪雨が発現した。この時刻には強い収束と強い発散を呈した区域が近接して存在し、豪雨はこの近傍に降った。この時刻、15時までの1時間に AMeDAS 点の中新井で47 mmを記録する強い雨が降っており、強雨域は強い発散を示した領域に含まれている。このことから、この発散は強い降雨の発生に伴うものと考えられる。

強い雨に伴う発散が対流雲の新たな発達に影響する要因であることはよく知られている(例えば浅井他, 1981)。ここで取り上げた集中豪雨について、発生に及ぼした発散の影響は議論できないが、降雨に伴う下降流が対流雲の新たな発達を促すというよく知られた現象に対応する地上収束場の状態が示されたことは、非常に興味深いことである。

強い収束量を示す区域が多数存在する傾向が顕著な集中豪雨発生時に特徴的に認められるものであるか否かを検討するため、水蒸気収束の総量を表わす新たな量をここで導入する。即ち、面積が 8 km^2 以上の区域でかつ



第3図 1987年7月31日15時の水蒸気収束場。白丸印は AMeDAS 点の中新井を示す。凡例は第2図と同じ。

収束量、発散量が10以上となった場合だけを算入することとして、区域での水蒸気収束の総量の、対象地域全域における合計(以下、地域収束総量という)及び区域での水平発散の総量の、対象地域全域における合計(以下、地域発散総量という)の二つの値を導入する。対象地域の収束量等を求めるのに区域の面積及び収束量に条件を設けた理由は、既に示されたことから、本条件を設けることにより、顕著な集中豪雨発生時の特徴がより強調されて表現できる、と考えられるからである。

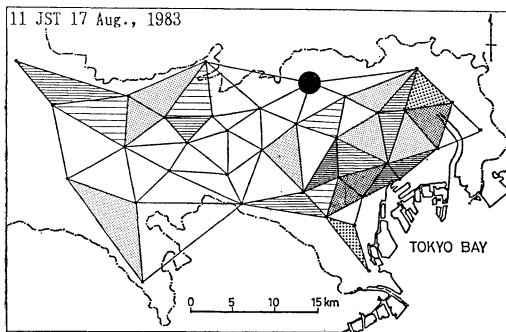
顕著な集中豪雨の発生と地域収束総量、地域発散総量との関係を第2表に示す。地域収束総量が2(単位は $\text{km}^2 \cdot \text{g}/\text{kg} \cdot \text{sec}$ 、以下同様)を超えたときに顕著な集中豪雨が発生している。70 mmを超える1時間雨量が記録され、収束量の分布状態などを前節で示した1985年7月14日18時の地域収束量は4.9と集中豪雨が発生したうちの最大となった。また、その状態を第3図に示した1987年7月31日15時の地域収束総量は3.6、地域発散総量は5.1である。

また、第2表から明らかのように大きな地域収束総量が算出された全ての時に顕著な集中豪雨が発生したわけではない。地域収束総量が2を超えた時は202を数え、全体の1.4%を占めた。ところで、地域収束総量が5を超えたときは2回あるが、全てが非集中豪雨日である。このように集中豪雨が発生する直前でないにもかかわらず地域収束総量が大い時があるが、この内の多数は次に述べるように台風等のスケールの大きな現象の影響を受けていた。

地域収束総量が2(2.5)を超えた202(80)件の内、地域収束総量が5を超えた2件を含む60(33)件は台風または熱帯性低気圧が首都圏を直撃するなど、台風また

第2表 全統計期間及び顕著な集中豪雨発生時()で示す)の地域収束総量, 地域発散総量(単位: $\text{km}^2 \cdot \text{g}/\text{kg} \cdot \text{sec}$)の度数分布

	地 域 収 束 総 量										
	<.5	.5~1	1~1.5	1.5~2	2~2.5	2.5~3	3~3.5	3.5~4	4~4.5	4.5~5	5~5.5
<.5	11,121	1,069	267	70	26(1)	2(1)	3(1)				
.5~1	428	413	166	54	25	6	3	1	1	1	
1~1.5	75	164	125	35	13	7	5				
1.5~2	20	82	77	43	14	5	1	3		1(1)	
2~2.5	8	38	49	22	9	5	3(1)	1			1
2.5~3	2	12	22	28	13	1	3		1		1
3~3.5		1	15	14	16	2	4	2			
3.5~4	1	2	8	5	2	7		2			
4~4.5				2	2	2	3		1		
4.5~5					2						
5~5.5								1(1)			
5.5~6							1				



第4図 集中豪雨が発生しなかった場合で地域総収束量が大きかった時の例. 凡例は第2図に同じ.

は熱低の影響を強く受けていたことが『東京都気象月報』に記載されていた日に生じている。また、スケールの大きな現象の影響を受けていた時の全体に占める割合は地域収束総量が2のときよりも2.5のときの方が大きくなっている。

地域収束総量が2.5を超えた80件について水蒸気収束量の空間分布状態を調べた。その結果、収束を示した区域と発散を示した区域とが相接して存在することが多く、収束域だけが集团的にある領域を占めている事例は少なかった。

上記の内容を量的に表現することが難しいので、結果を表等で示すことは出来ない。そこで、集中豪雨発生直前ではないが地域収束総量が大きな値となった時の収束

量分布状態を例示しておく(第4図参照)。図示した時刻の地域収束総量は3.4、地域発散総量は3.0で、地域収束総量は、その状態を第3図に示した集中豪雨が発生した時の値に近い。しかしながら、収束の分布状態は上に記したように収束を示した区域と発散となった区域とが隣接して存在しており、収束量が大きくなった区域が集团的に存在するという状態は生じていない。なお、この日は、大型で並みの台風8305号が7時過ぎに渥美半島に上陸し、21時に東京都の西部を通過している。東京管区気象台での日降水量は66.5mm、平均風速は6.1m/sであった。

収束量等に密接に関係していると考えられる風速について、35の全観測点の値を平均し、この平均値と地域収束総量との関係を次にみる(第3表参照)。統計期間での平均風速の平均は2.2となった。一方、地域収束総量が2及び2.5を超えた時の平均はそれぞれ4.8と5.2である。この平均値と平均風速の第3表の度数分布から明らかのように、強い風が吹いているときほど地域収束総量は大きい。

以上の一般的な傾向に対し、顕著な集中豪雨が発生したときの風速は、第3表から分かるようにそれほど強くない。平均風速の平均は3.5m/sであり、顕著な集中豪雨発生時の全てが含まれる地域収束総量が2を超えた時の平均値4.8より1m/s以上小さな値となっている。地域収束総量が2を超えたときは全体の30%を占める61件が、地域収束総量が2.5を超えたときは全体の41

第3表 いくつかの条件下における平均風速 (単位 m/s) の分布

対象時刻	平均風速										平均	総計
	0~1	1~2	2~3	3~4	4~5	5~6	6~7	7~8	8~9	9~10		
全体	1,488	5,801	4,254	1,928	688	290	150	37	3	1	2.2	14,640
A		1	29	47	26	38	37	20	3	1	4.8	202
B			5	21	9	12	20	10	2	1	5.2	80
C			1	4		1					3.5	

全体：統計期間の毎正時に関する統計

A：地域収束総量が2を超えた時

B：地域収束総量が2.5を超えた時

C：顕著な集中豪雨発生時

%を占める33件が、平均風速は6 m/sを超え、風が強いときであった。このような強風は集中豪雨発生時には吹いていない。

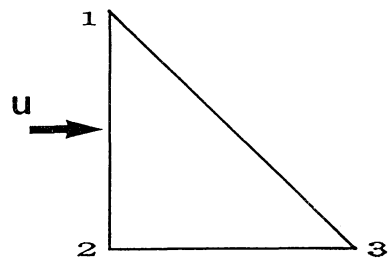
5. 考察

以上の結果について以下で考察を行うが、それに先立ち、気圧を1,000 mbとした場合どのような条件のときに以上の収束量が算出されるかを単純化した例で検討する。即ち、観測点1, 2, 3が斜辺でない一辺の長さを5 kmとする2等辺直角三角形を形成しており、辺12に直行する方向に風が吹いている場合について考える(第5図参照)。各頂点における風速及び比湿を、それぞれ頂点の番号を添え字として表すことにすると収束量は式(3)になる。

$$C = ((u_1 + u_2)(q_1 + q_2) - (u_2 + u_3)(q_2 + q_3)) / 10 \quad (3)$$

第4表に各観測点で風速が同一であった場合に、式(3)が10を与えるいくつかの q_1 と q_2 の組合せを例示する。風速が顕著な集中豪雨が発生した時の平均的な値である3.5 m/sのときに収束量が10となるのは、例えば観測点1で気温31°C、相対湿度97%、観測点3で気温25°C、湿度70%といった実際には発現するとは考えられない状態のときである。第4表から、風が一様なときに収束量が10を超えることが現実に起こり得るとすれば、それは10 m/s程度以上の非常に強い風が吹くときであることが判る。

風速が地点で異なる場合について、収束量が10となる現実的な値の組合せ例を第5表に示す。水蒸気量が各観測点で同じ20 g/kgの場合(例1)は言うに及ばず、水蒸気場が水蒸気収束量を大きくするような分布を与えた場合(例2)でも、風の場合は収束状態を呈している。



第5図 収束量を求めるための単純な例。

また、例2と例3とを比較すると明らかなように、水蒸気分布が同じでも風速が大きいときは、風が収束場を呈しているが、その状態は風速が小さいときほどには顕著でない。

以上から、水蒸気収束量が10以上の大きな値となる場合について、次のことが言える。①本質的に寄与している気象要素は風であり、その区域で風は収束していると考えられる。②しかし、風速が大きいときには、風の場合が顕著な収束場となっていないくとも収束量が10以上の値を取り得る。

さて、東京都を対象として、集中豪雨の発生と地上における水蒸気収束との関係を調べた結果は以下のようにまとめることができる。

1) 顕著な集中豪雨をもたらす現象の進展に伴う地上での水蒸気収束場の変化は、間隔約5 kmで展開されている一般環境大気測定局の観測値から評価される地上水蒸気収束の状態に良く反映されていると考えられる。ただし、この両者の対応は収束量を求める区域の面積が小さいほど精度が高くなるというわけではなく、スケールの問題が存在しているようである。

2) 区域の水蒸気収束量及び水蒸気発散量が10×

第4表 風が一定の条件下で収束量Cを10とする比湿の例

() 内の数値は q_1, q_3 を与える気温と相対湿度の例.

u (m/s)	満たすべき条件	q_1 (g/kg)	q_3 (g/kg)
3.5	$q_1 - q_3 = 14.3$	28.6 (31°C, 97%)	14.3 (26°C, 74%)
5	$q_1 - q_3 = 10$	25 (30°C, 90%)	15 (25°C, 73%)
10	$q_1 - q_3 = 5$	25 (30°C, 90%)	20 (28°C, 81%)

第5表 収束量Cを10とする組合せの例. -は値が定まらないことを示す.

() 内の数値は各々の比湿を与える気温と相対湿度の例.

例番号	u_1 (m/s) q_1 (g/kg)	u_2 (m/s) q_2 (g/kg)	u_3 (m/s) q_3 (g/kg)
1	3.5 20 (28°C, 81%)	- 20 (28°C, 81%)	1 20 (28°C, 81%)
2	4.5 20 (28°C, 81%)	3.5 18 (26°C, 83%)	2.5 16 (26°C, 74%)
3	10 20 (28°C, 81%)	9.5 18 (26°C, 83%)	9.4 16 (26°C, 74%)

10^{-3} g/kg·secを超えた件数は全調査件数の10%にも達していなかったが、顕著な集中豪雨が発生した直前は収束量が10を超えた区域が隣接して集団的に存在していた。

3) 区域での収束量が10を超えた場合等だけを算入することとして求めた対象地域全体での収束の総量が、 $2 \text{ km}^2 \cdot \text{g/kg} \cdot \text{sec}$ を超えた件数は全調査件数の1.4%にすぎないが、顕著な集中豪雨が発生した時はすべて、収束の総量が2を超えていた。

4) 対象地域全体での収束総量が大きくなる時は顕著な集中豪雨が発生する直前だけではない。しかしながら、集中豪雨発生直前とそうでない時とを比較すると次のような相違が認められた。①集中豪雨発生時でないときには、10以上の収束量の算出された区域が隣接して集団的に存在することは少なかった。②集中豪雨発生時でない場合では一般風が強くなり、集中豪雨発生時の平均風速が3.5 m/sであったのに対し、地域収束総量が2を超えた時の平均値は4.8 m/sとなった。

本節の初めに見たように、水蒸気収束量は風の状態に強く依存している。水蒸気収束量が大きくなるときは、風はその区域で収束しており、風速が大きくないときは風の収束が特に顕著である。集中豪雨発生直前に見られたように大きな収束量の算出された区域が隣接して集団的に存在しているときは、各区域で水蒸気及び風が収束していると共に、その領域が水蒸気及び風の収束場になっていることになる。

一方、集中豪雨発生時でない場合で地域収束量が大きくなったときは一般風の強いことが多かった。さらにこ

の時は、その状態を数値的に表現することが出来なかったが、10以上の収束量が算出された区域に隣接して10以上の発散量が算出された区域が存在していたことが多かった。すでに見たように風が強いときは大きな収束量が算出されやすくなるので、収束量の大きな区域で強い収束を呈していたとは必ずしも言いきれない。また大きな収束量の区域と大きな発散量の区域とが隣接しているときはその区域を含む広い領域が顕著な風の収束場となっているとは考えられない。

さらに、風が強いときほど地点による風速のばらつきは大きくなるであろうから、地域収束総量が風の強いほど大きくなることは、風速の地点差の風の強さへの依存性を反映したという一面もあろう。この判断は、地域収束総量が大きいときには地域発散総量も大きくなる傾向が第2表で認められることから妥当なものと言えよう。また、風の測定に微風向風速計を用いているために風速の大きいところで誤差が大きくなるということは十分に考えられ、これも要因として否定することは出来ない。

風が強いときに強い水蒸気収束量を呈する区域が多くなる傾向があるが、それにもかかわらず集中豪雨は一般風が強いときには発生していなかった。このことについて、このときの風の場の特徴、収束量を大きくする要因を上記したが、集中豪雨の発生機構の面から議論をつめる必要があると考えられる。しかしながら、この点を論じることは本報告の目的を超えている。解析結果として事実だけを報告しておく。

以上、毎正時での気象観測値と1時間雨量とを用いた

び風向が16方位であり、粗い分解能での解析に基づくものであるが、5 km 程度の水平分解能でみた地上水平水蒸気収束場及び風の場は、顕著な集中豪雨発生時に特異な状態を呈していたと言える。一般環境大気測定局の観測値に基づき評価される地上水蒸気収束場の状態から、集中豪雨に対する防災業務を実施する上で有効な情報を引き出し得る可能性があると判断される。今後は、時間分解能を10分程度にするなどして精度の向上を図ると共に、集中豪雨発生に関する現況監視、短時間予測への発展を図るべきと考えられる。

謝 辞

レフリーから頂いたコメントにより、内容を充実させることが出来た。記して、感謝の意を表します。また、一般環境大気測定局のデータは東京都環境保全局から提供を受けたことに、お礼を申し上げます。

参考文献

- 浅井富雄・武田喬男・木村竜治, 1981: 大気科学講座 2, 雲や降水を伴う大気, 東京大学出版会, 107-130.
- 花房龍男, 1989: 大気境界層における下降流の特性, 降ひょうと下降流突風(ダウンバースト)による災害に関する研究, 文部省科学研究費自然災害特別研究成果, No. A-63-4, 125-135.
- 気象庁, 1982: 集中豪雨の解析と予想, 気象庁技術報告, 101号, 330 pp.
- 小元敬男, 1987: 強風災害をもたらした下降流突風の事例解析, 天気, 32, 633-642.
- 武田喬男(研究代表者), 1987: 降雨災害をもたらす豪雨の集中度に関する研究, 文部省科学研究費自然災害特別研究成果, No. A-61-3, 179 pp.
- 東京都建設局河川部, 1986: 昭和59・60年に於ける水害記録, 153-183.

付録 気象要素の空間分布が1次式で表現されると仮定したときと単純な平均値を用いたときの収束量の相違ある区域での水蒸気収束量を求める場合に、ベラミの

方法で採用されているように、気象要素が空間の1次式で表現できるとしたときと、本報告で行ったように単純な平均値を用いて計算したときとで、どれだけの差が生じるかを見積る。以下では、観測点の座標及びそこでの気象要素の値を添え字によって示す。

水蒸気収束量を求める式は既に本文の(1)で示した。本質的な違いは生じないので、観測点1から観測点2までのuに関する積分値で比較を行う。平均値によって収束量を計算したときは、本文でも示したが、式(A1)となる。

$$\int_1^2 q u d y = \frac{(q_1 + q_2)}{2} \frac{(u_1 + u_2)}{2} |y_2 - y_1|$$

$$= \bar{u} \bar{y} |y_2 - y_1| \quad (\text{A } 1)$$

ここで、 \bar{u} は2観測点の平均値であることを示す。

積分区間において風速及び比湿が1次式で表現出来るとすれば、 u 及び q はそれぞれ (A2) 及び (A3) となる。この2式を用いると求める積分値は容易に計算でき、式 (A4) となる。

$$u = \frac{(u_2 - u_1)}{(y_2 - y_1)} (y - y_1) + u_1 \quad (\text{A } 2)$$

$$q = \frac{(q_2 - q_1)}{(y_2 - y_1)} (y - y_1) + q_1 \quad (\text{A } 3)$$

$$\int_1^2 u q d y = \frac{|y_2 - y_1|}{6} (2u_1 q_1 + u_1 q_2 + u_2 q_1 + 2u_2 q_2) \quad (\text{A } 4)$$

いま、観測点1での値と平均値との差を式 (A5) で定義すれば、観測点2での値は平均値を用いて式 (A6) と表わされる。式 (A6) と (A4) から、観測点1及び2の間で u 及び q の変化が空間座標の1次式で表わされる場合の積分値は式 (A7) となる。

$$u_1 - \bar{u} = \Delta u, \quad q_1 - \bar{q} = \Delta q \quad (\text{A } 5)$$

$$u_2 = \bar{u} - \Delta u, \quad q_2 = \bar{q} - \Delta q \quad (\text{A } 6)$$

$$\int_1^2 u q d y = |y_2 - y_1| \left(\bar{u} \bar{q} + \frac{\Delta u \Delta q}{3} \right) \quad (\text{A } 7)$$

一般に式 (A7) の第2項は第1項に比較して小さく、従って、式 (A1) の値と式 (A7) の値との差は小さい。