

36・6 豪雨の定性的・定量的解析***

第1部: 下層ジェットの構造とその役割に関する解析*

松本 誠一・藤田 敏夫・浅井 富雄**

要旨: 36・6 豪雨時の解析を通して見出された最も顕著な事実は南寄りの強い下層ジェットの存在であった。6月24日から30日までの1週間にわたって下層ジェットの構造を示し、本邦における降水量の大部分はこのジェット気流により輸送された水蒸気に求め得ることを示す。さらにジェットの非地衡風成分及びその付近の垂直循環等、力学的側面からの問題点を提起する。

1. 緒言

1961年6月24日から30日に至る一週間に亘って、四国・近畿・中部・関東地方に記録的豪雨が発生した。この豪雨は継続時間の長さにおいて、又地域的拡りの大きさにおいて非常に稀なケースである。この事は現在の高層観測網に基づくシノプティック・スケール解析を通して豪雨機巧をうかがうのに幾分有利であった。上記一週間の解析を通して見出された幾つの特徴的な事実のなかで、豪雨発現に最も支配的役割を果たしたと考えられる下層ジェットの存在に焦点をおき、解析事実の概要を記述し、三の問題点を指摘する。現在、下層ジェットについての力学的考察を行ないつつあり、後の機会に報告する。

尚この期間の上層天気図に基づく総観解析は別に報告される。

2. 垂直断面図から見た下層ジェット

140°Eに沿う垂直子午断面から見出されるこの期間の特徴的な構造は、200mb高度に中心を有する西寄りのジ

ェットとそれに伴うフロント、及び800mb高度付近に中心を持った南寄りのジェットと安定層又はフロント(以下フロントとよぶ)という二つの主要なシステムに大別出来る。この主要なシステムの他に27日~28日には地上のフロントに対応するシステムが加わる。典型例として示した第1図は夫々27日9時と28日9時の断面図である。

(i) 上層ジェットとフロント

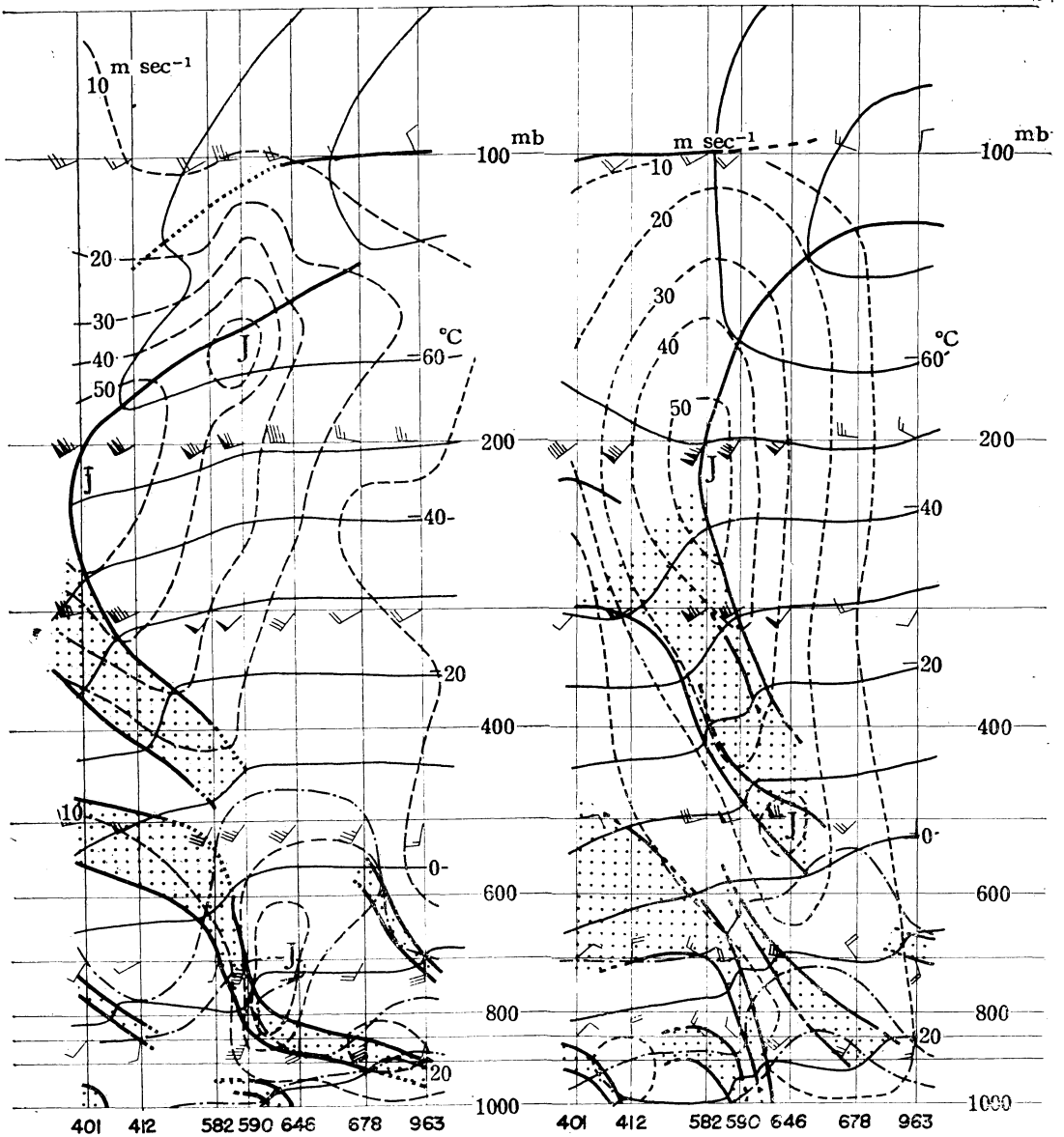
熱帯圏界面は100mb高度にあってその北端は秋田~札幌付近(40~45°N)に達し、一方北側の200~250mb高度にある亜熱帯圏界面は稚内~札幌付近まで南下し、これが上層のフロント層の下面に連なる。更に熱帯圏界面の下でその北端域150mb高度付近に圏界面リーフが存在し、これがフロント層の上面に連なっている。上層のフロントは温位330~340°Kで400~500mbの高度以下では見出し得ない。この上層フロントの上端部200mb附近の高度にジェット中心が存在し、その南側に上下端を夫々圏界面リーフとフロント上面で囲まれた安定度の弱い温位340~350°Kの気層が存在する。これらの構造は毛利(1956)の解析結果に似ている。

200mb高度に存するジェット中心は40~45°Nを移動し40~60m/sec, W~SWで、この期間を通してトラフの東側に位置していたことを示している。特に27日には45°N付近に急激に北偏しSW~SSWで風速も極大(60

* Analysis of Low-Level Jet Associated with the Heavy Rain Observed over Japan, 24-31, June, 1961

** S. Matsumoto, T. Fujita, T. Asai.

*** 気象研究所予報研究部における共同研究 担当者は浅井富雄, 千秋鋭夫, 竹内衛夫, 藤田敏夫, 松本誠一。 1962年7月4日受理



第1図 6月27日9時(左)と28日9時(右)の140°Eに沿う垂直午断面図。太実線は圏界面, フロント及び安定層(陰影)を, 細実線は等温線(10°C毎), 破線は等風速線(10m/sec毎), 鎖線は等混合比線(5, 10, 15gr/kg)である。

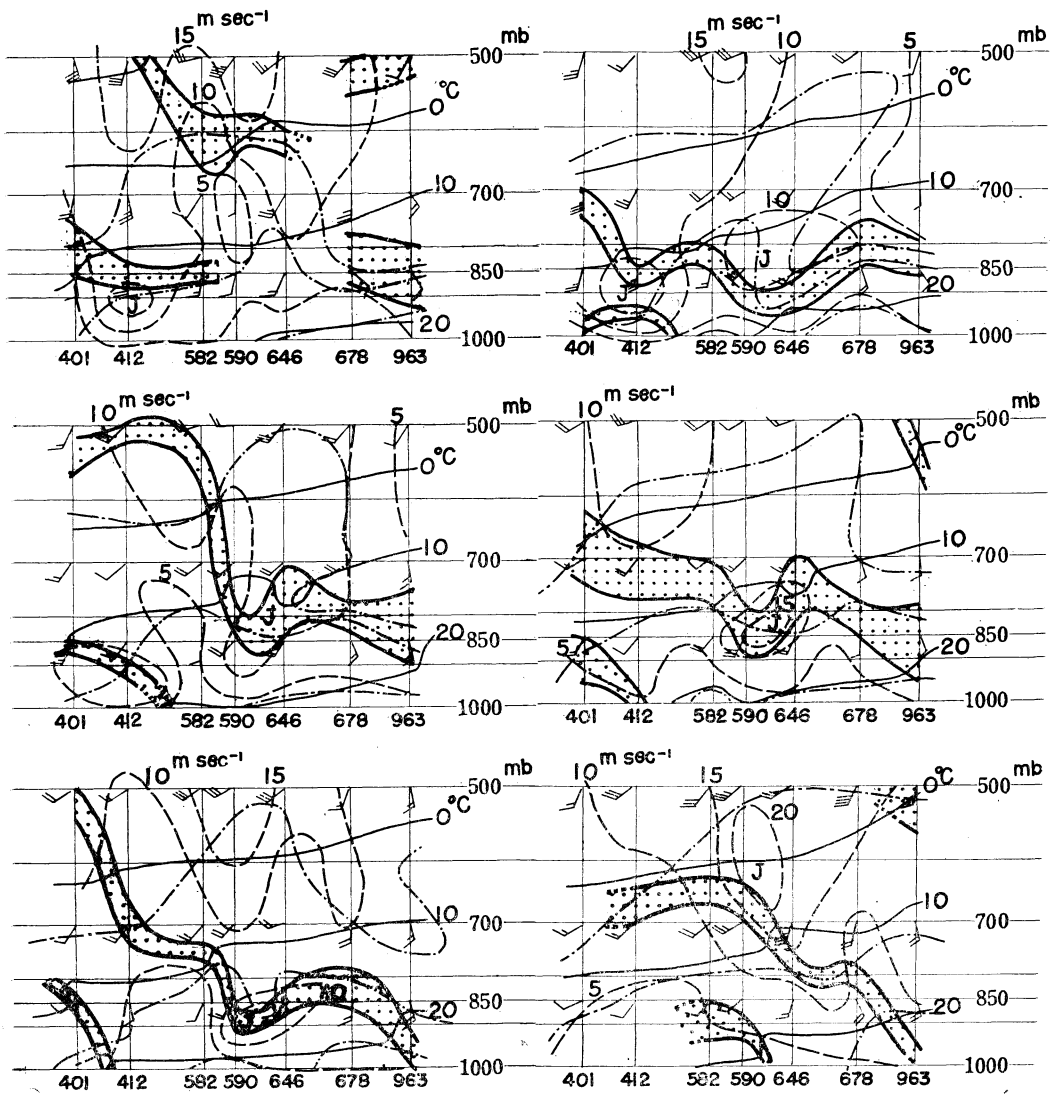
m/sec)に達した。

尚, これらの気流系は中華大陸の南側からではなく, 北部を通して来たものであって, 村上(1951)によれば梅雨あけ時期の状態に対応している。

(ii) 下層ジェットとフロント

800mb付近の高度にSW~Sの下層ジェットの存在す

ることがこの期間の最も顕著な現象の一つである。第2図a, bは24日から30日までの12時間毎の対流圏下部の断面図である。24日21時~25日9時に, 仙台, 館野付近に出現したジェットは12~13m/secの余り強くないSWの風であった。これが次第に南分を増しつゝ強まり, 27日9時には25m/secの殆んど真南に近いジェットが館



第2図 a 上から24, 25, 26日(左が9時, 右が21時)の140°Eに沿う垂直子午断面図。等風速線が5 m/sec 毎であることを除き他は第1図に同じ。

野で見出される。この頃、能登半島付近に低気圧が発生し、発達しながら北東進し、それと共に風向は再びSWに転じ、風速も減じつゝ30日には見出し得ない。一方この間、ジェットを中心は東西方向には潮岬～八丈島(135°～140°E)を移動し、27日の極大時には最も東偏し、以後再び風向をSからSWへ転じつゝ西方へ移動した。

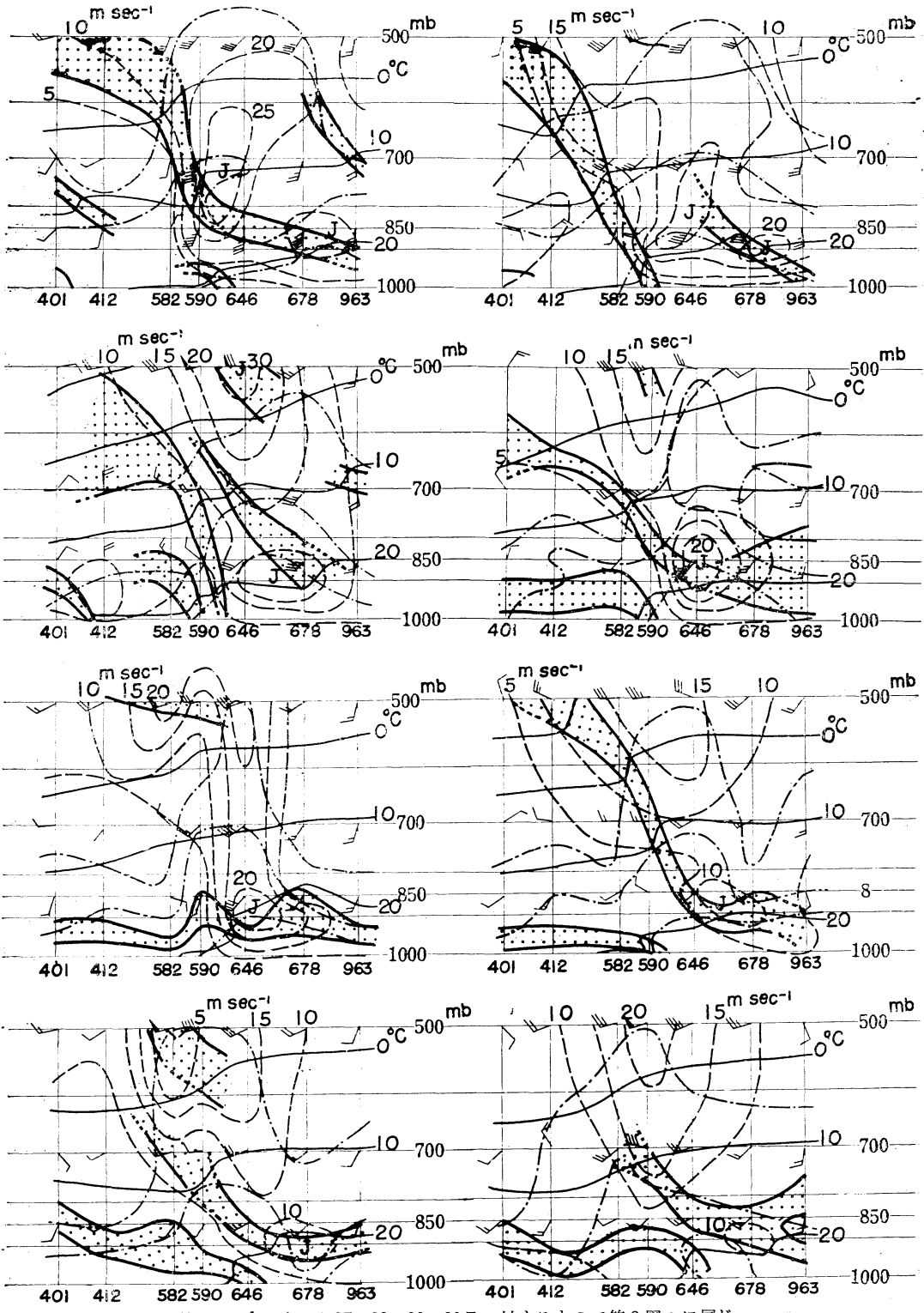
この下層ジェットに対応するフロント解析は子午断面では容易でないが検出することが出来、ジェット中心の北側から下を通して地上には達せず、鳥島、八丈島から

北に伸びている安定層(貿易風帯逆転層)につながる。

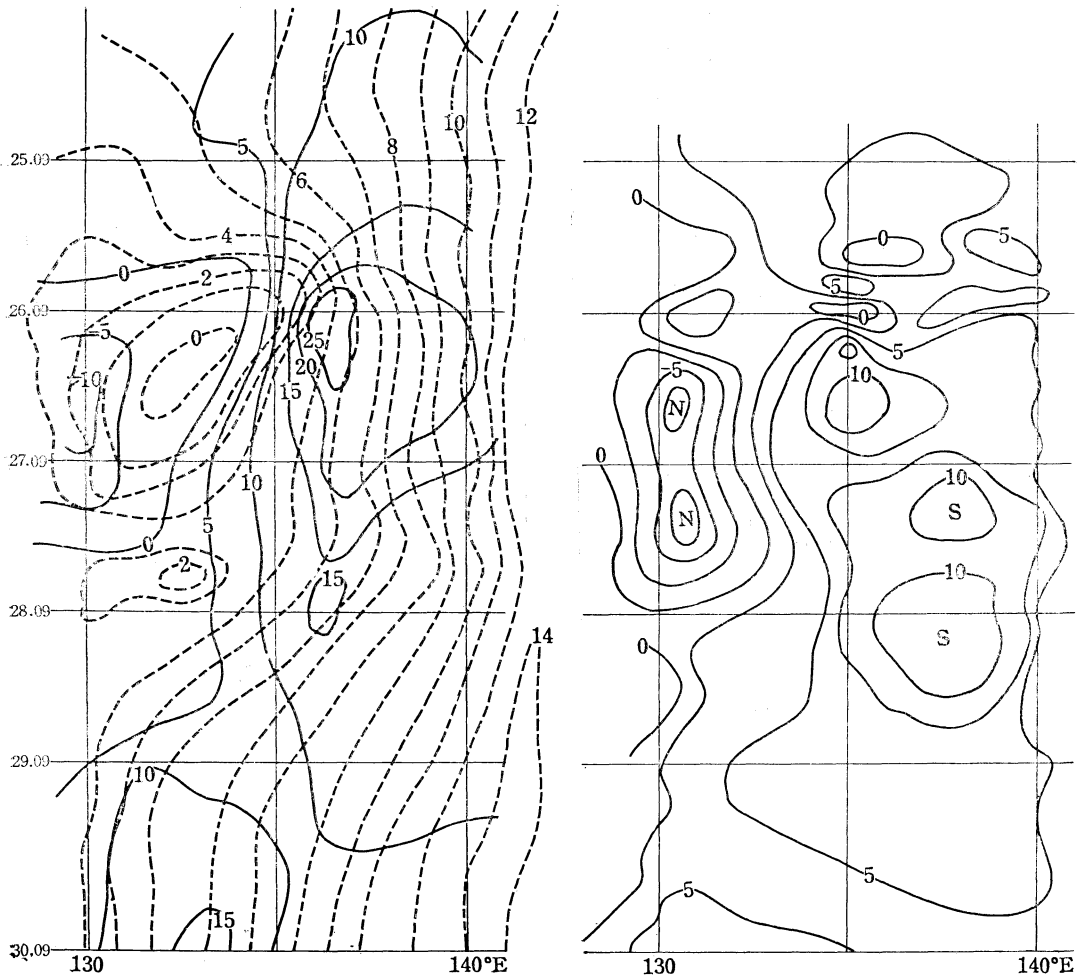
この期間を通じて地上のフロント(所謂梅雨前線に対応するもの)は見出し得なかったが、27日から28日にかけては前述の低気圧に伴う地上のフロントが解析出来、以後の降雨に重要な役割を果しているので、その低気圧については別に報告される*。

ジェットを中心は温暖である。従ってその上部には安

* 本報告の第2部として竹内衛夫が報告する予定である。



第2図 b. 上から27, 28, 29, 30日に対するもので第2図aに同じ。



第3図 30°Nでの海面高度における実測風(右)及び地衡風(左、破線は1mb毎の等圧線で1000mbを省く)の南北成分(m/sec)のタイムセクション。

定度の弱い気層が余り厚くない(約100mbの厚さ)が存在する。水蒸気分布を見ると、南の八丈島、鳥島では850~800mbの安定層の上は乾燥し、一方北の北海道でも乾いており、従って850mbの高度以上では館野、仙台付近は相対的に湿っている。即ち、大勢として、ジェット的位置する緯度は湿潤である。然しながら更に詳細に見ればジェット中心の南側はより乾燥、北側はより湿潤となっている。これらの構造は後に述べる非地衡風成分と共に垂直循環の様相を明かにする一つの手がかりを与え、ジェットの力学に一つの問題点を提起している。

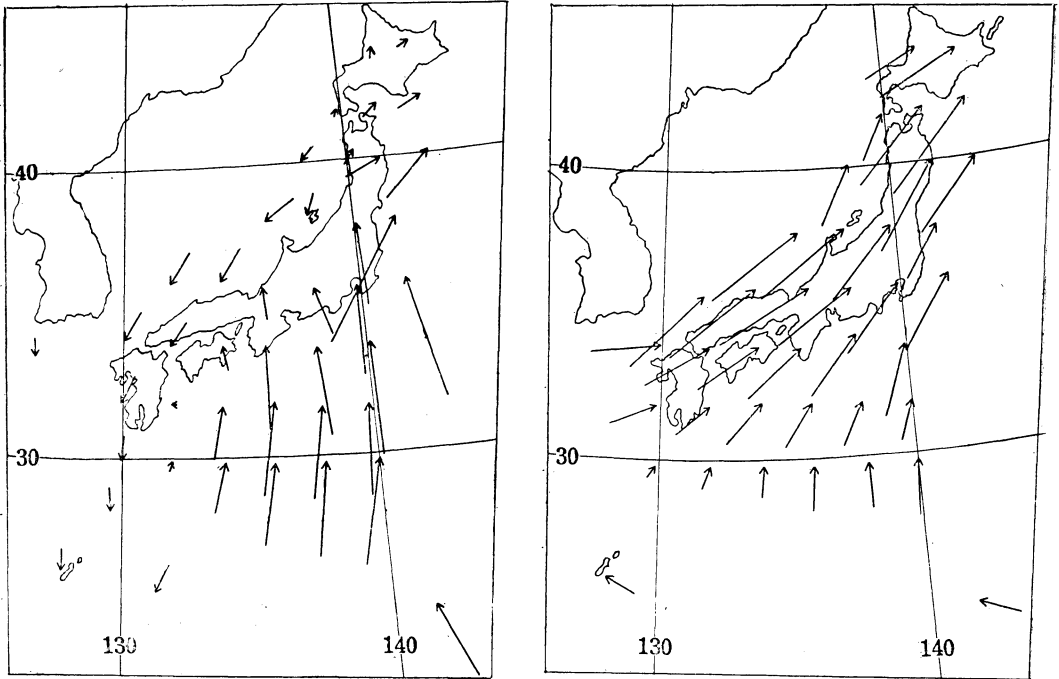
尚、豪雨域は上層の西寄りジェット軸と下層の南寄りジェット軸の交点近付に位置せず differential advection (Petterssen, 1956) の考えは否定される。上層ジ

ェットの南側且下層ジェットの西側の領域に豪雨域が見出され、Beebeら(1955)により指摘されている tornado 発生メカニズムとのよい対応が認められる。

3. 下層ジェットの規模と変動

(i) ジェットと台風の気流系

前半の期間、西日本に小さな台風が接近したが、これと下層ジェットの相対的關係は第3図に示される。Tangoで観測された26日の一つの極大値は台風の影響下で現れたものと解釈される。この期間におけるTangoの状態曲線を見ると、鳥島、名瀬などにみられる850mb付近の逆転層が消失していることから台風の影響をみることが出来る。一方、27~28日を中心とした優勢な南風は下層ジェットの主流に対応したもので、台風の気流系と



第4図 27日9時の850mb(左)と500mb(右)面における6時間流跡線。

は考え難い。

(ii) ジェットのスケール

本邦上空で観測された下層ジェットは、はるか南方洋上から集中した強風帯として現れ、 $135^{\circ}\sim 140^{\circ}\text{E}$ の中の溝状となって南の空気を本邦に送り込んでいることは第4図に表される。24日から29日に至る間の動静を第5図の東西垂直断面図上に示す。850~700mbの高度にジェットの中心が位置し、東西に数百kmの広がりを持って一週間近く存在したことがわかる。 34°N における下層ジェットの最大風速(南北成分)は10m/sec以上の値を示し、27日には最高の22m/secに達している。この変動は地衝風でよく代表されている。然しながらその風速自身は地衝風よりかなり強いことに注目する必要がある。とくに27日を中心とした数日間では、地衝風からの偏差は5m/secに達している。この地衝風偏倚には約36時間週期の振動が重なっている(第6図)のが認められるが、12時間間隔の資料のため確言は出来ない。

(iii) ジェット中心の位置の変動

ジェット中心の位置の変動は既に前節でもふれたが、ジェットの勢力の変動は位置の変動(第7図)に伴っておこっており、ジェット中心が東偏し最も低層に達した27日に最大の発達を示した。もっと詳細に解析すれば、

この下層ジェットも二重構造を持つ場合があり、上記の関係の解明は将来に残されている。

4. 下層ジェットの役割

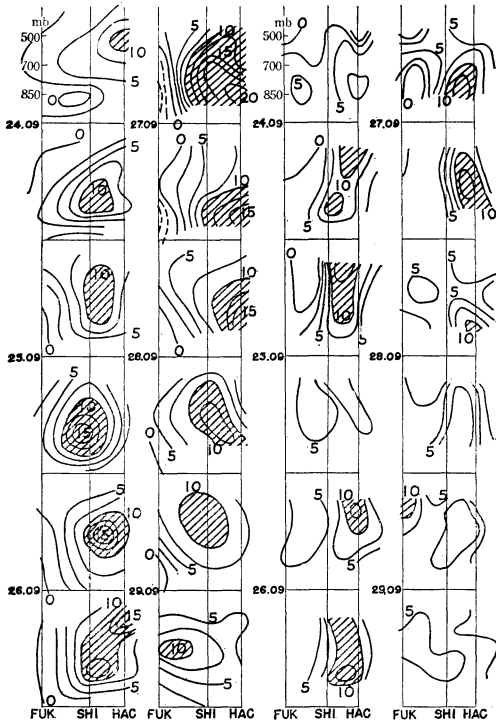
下層ジェットと豪雨の関係を考える場合、ジェットの力学的役割と水蒸気輸送能という二つの面が考えられる。前者は水平発散、垂直運動と密接に結びつき、後者は水蒸気の供給とその集中に重要な役割を果すことが期待される。こゝでは後者の問題について述べる。

(i) 水蒸気の補給源

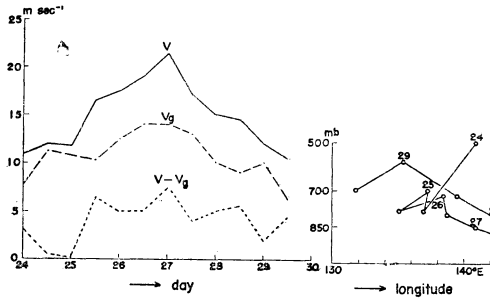
本邦に大量の降水をもたらした水蒸気の補給源が何処にあったかは第8図から推定出来る。25日から29日までは湿潤空気の源が南方洋上にあり、これに反し、その前後では東支那海に源が求められる。尤も更にさかのぼれば彎曲して太平洋に達することも期待出来る(村上, 1959)。又28日には湿潤域が一時南方に後退しているが、これは27日に発生した低気圧の後面に吹出した北方からの寒気に押し戻されたものである。

(ii) 下層ジェットと水蒸気輸送

水蒸気輸送量及びその収束を量的に計算するために、第9図に示したような領域を設定した。図中1, 2, … 8と番号をつけた緯度経度各 2° で仕切られた区域は降水量との対応を調べた領域である。



第5図 24日から29日までの12時間毎の34°Nに沿う垂直東西断面図で、左は実測風、右は地衡風の南北成分(m/sec)である。陰影部は10m/sec以上を示す。



第6図 34°N 垂直東西断面で見られる下層ジェット中心の風速の南北成分 (V) と地衡風の南北成分 (V_g) 及び (V-V_g) の時間的変動。

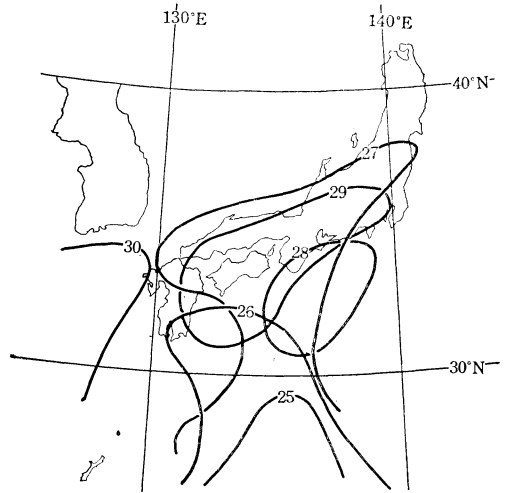
第7図 第6図と同じ下層ジェット中心の位置の時間的変動。

24日から30日までの全期間の平均水蒸気輸送量を第10図に示す。南の境界 ABB' を通して流入した水蒸気量が右図の破線で示されている。この寄与が最も大きく、且下層に集中していることがわかる。一方西の境界 AC' を通して流入した水蒸気量が左図の破線で示されているが、範囲が広いにもかかわらず流入総量は前者に比して

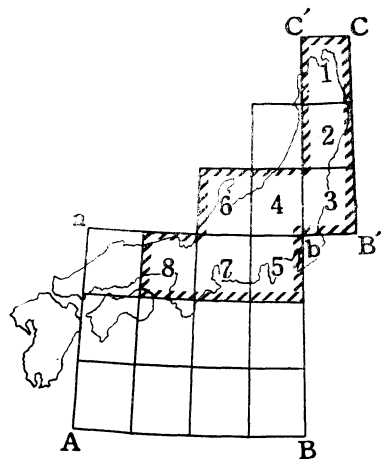
はるかに少く、しかもその貢献は上層の方が大きい。北及び東の境界を通しての流出量が右図及び左図の実線で示されているが、流入した水蒸気の一部が主として東の境界から流出していることがわかる。上層 500mb 付近では流入量と流出量がほぼ均衡して降水に殆んど貢献しなかったこと、下層特に 850mb 付近の南からの流入量が降水を大きく支配したことが明瞭である。

(iii) 水蒸気収束量と降水量

上述の要領で12時間毎に 850, 700, 500mb の3層で計算した水蒸気輸送量から領域 ABCC' 内の水蒸気の収支計算を行なった。第11図によれば、西からの水蒸気輸



第8図 6月24日から30日まで(9時)の700mbにおける10gr/kg等混合比線



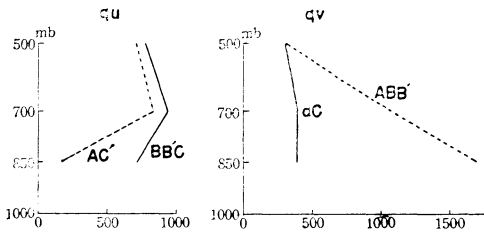
第9図 水蒸気収支計算に用いた領域。斜線内は降水量と比較した領域

送が降水に貢献したのは24日と30日であって、25日から29日までの間は南からの輸送が支配的役割を果たしたことが明瞭となる。ここで考えている領域内に蓄積された水蒸気量は全期間を通して大体正の値をもち、特に25日、27日及び29日に極大値を示している。

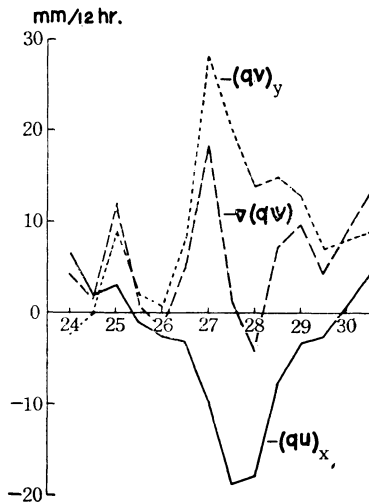
一方、実際の降雨状況を見ると24日午後から四国南東部に降り出した雨は24日から25日にかけて記録的豪雨と

hr という豪雨となり、降り方も強い対流性になった(第12図b)。丁度、この頃、富山湾付近に低気圧が発生したが、この低気圧の北東進に伴って、降雨域も東進し28日から29日にかけて、三陸沖に出た低気圧から南西にのびる寒冷前線に沿って、関東南部、東海、近畿地方に70mm/12hr~200mm/12hrという豪雨をもたらした(第12図c)。これらの豪雨は、上述の南寄りの下層ジェット

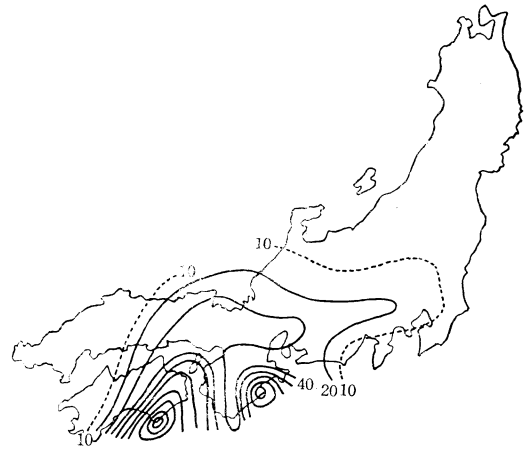
の東進を追いかけるようにその西側に位置している。さて、実際の降水量と前記の水蒸気収束量を比較検討するために、領域 ABCC' の中に比較的均等になるように56地点を選んで12時間の空間平均降水量を求めたところ、両者の変動はかなりよく対応していることがわかる(第13図)。水蒸気収束量が降水量に比してかなり量的に小さいが、それは陸上の降水量を実際には降水の少な



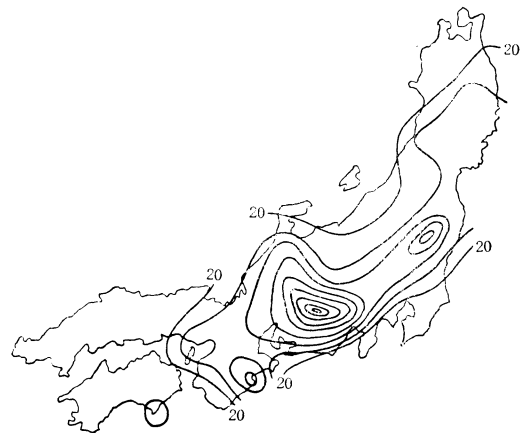
第10図 領域(第9図)の境界(厚さ200mb)を通しての6月24日から30日まで全期間平均の水蒸気輸送量(10⁴ton/sec 単位)。左は東西方向、右は南北方向の水蒸気輸送量



第11図 破線は第9図 ABCC' の領域における水蒸気収束量(mm/12hr 単位)。実線は東西方向、点線は南北方向の水蒸気収束量の6月24日から30日までの変化を示す。

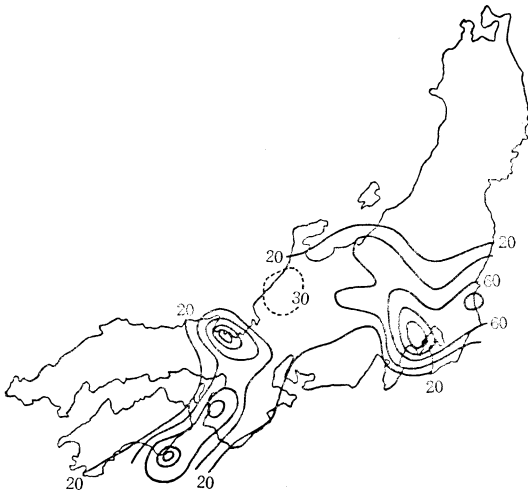


第12図 a. 12時間雨量図(6月24日21時~25日9時)

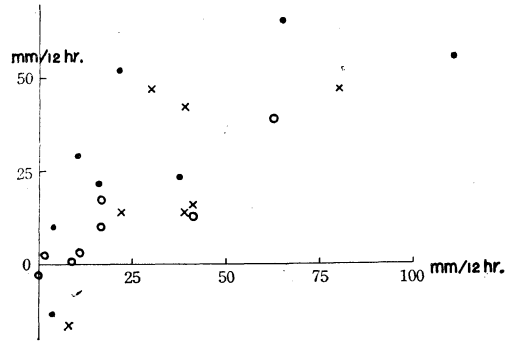


第12図 b. 12時間雨量図(6月27日9時~21時)

なり、徳島県穴喰で644mmに達した降雨域も紀伊半島、近畿地方へと拡がった(第12図a)。そして26日には次第に東進して中部地方へ及んだが、この頃の雨の降り方は地雨性のものであった。しかし27日には飯田地方を中心として中部地方全般に60mm/12hr~200mm/12



第12図 c. 12時間雨量図(6月28日21時~29日9時)

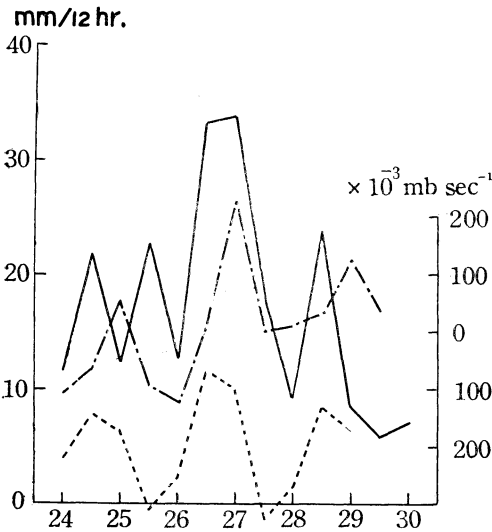


第14図 第9図の8個の小領域における水蒸気収束量(縦軸)と降水量(横軸). ●は26日21時~27日9時, ×は27日9時~27日21時, ○は27日21時~28日9時に対するものである.

が、これも又よい対応を示している。一方風の発散から運動学的に導出した垂直気流と水蒸気収束量とのよい対応(第13図)は、風の発散成分が重要な役割を占めていることを示している。このことは下層ジェットと併せて非地衡風成分の取扱いを考慮せねばならないことが予想される。

参考文献

- 1) Beebe, R.G. and F.C. Bates, 1955: A Mechanism for Assisting in the Release of Convective Instability, Monthly W.R., **83**, 1~10.
- 2) Mohri, K., 1956: An Aerological Study of Heavy Rainfall over West and Central Japan during Early Summer 1953, Journ. Met. Soc. Japan **34**, 244~253.
- 3) Murakami, T., 1959: The General Circulation and Water-vapor Balance over the Far East during the Rainy Season, Geophys. Mag. **29**, 131~171.
- 4) 村上多喜雄, 1951: 梅雨あけの機構について, 気象集誌, **29**, 162~172.
- 5) Petterssen, S., 1956: Weather Analysis and Forecasting. Vol. **2**, 193~195.



第13図 第9図 ABCC' の領域における水蒸気収束量(破線)と降水量(実線)及び領域A B b aにおける平均垂直流(鎖線)の6月24日から30日までの変化を示す。

った海上にまで及ぼしたための降水量の過大評価, 水蒸気収束量の上述の計算方式は下層の収束量を過少評価しがちであること, 海面からの蒸発を考慮しなかったこと等が考えられる。第14図には更に緯度経度各 2° 間隔の8個の領域について, 水蒸気の収束量と降水量とを26日から28日にわたる4回の観測時について比較している

× × ×