

# 北陸地方秋雨期豪雨の解析例\*

福田 喜代志\*\*

**要旨**；北陸地方梅雨期豪雨予報の index として 300mb 相対負過度の増強をあげたが、秋雨期豪雨も同様である。しかし、梅雨期は北に正、南に負の相対過度が認められるのに対し、秋雨期には南北共に負過度である。この相違を検討するため、豪雨時の断面解析を行つた結果、広い暖気中に寒気が部分的に存在して気層の不安定を起こしていることが、豪雨の一原因であることを認めた。

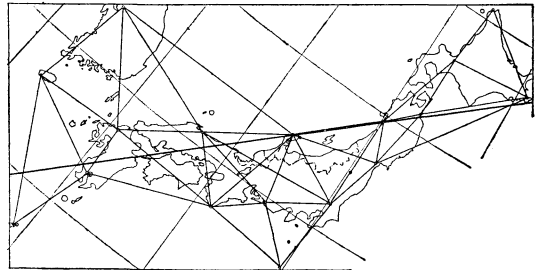
## 1. まえがき

梅雨期豪雨時に 300mb より高層に負の強い相対過度が見られることについて、前報(1967)(1968)で北陸地方7月豪雨の特性として述べた。同期高層 300mb 付近には負過度があることが比較的多く豪雨時と限らないが、秋田より北の同高度で正過度になると、北陸地方は殆んど豪雨になる。これは、jet stream が秋田—輪島間で発達した場合に当り、梅雨期豪雨の一特性であって、寒暖气団接触地帯の南側が豪雨域になることを示している。しかし、上述は主として梅雨期豪雨に当てはまることで、他の豪雨のすべてに適用出来るとは限らない。本報では、9月の北陸地方豪雨につき前報と同様の解析を進めた。この期間は台風性豪雨が主であるためもあって、北方過度分布では7月の豪雨時と全く相違する。

北陸地方降水量は、新潟・富山・石川並に福井各県の気象月報により、区内観測所を含めた全観測所の日量最多値をとり、高層資料は気象庁 Aerological Data によった。期間は1962—1966年の5ヶ年である。

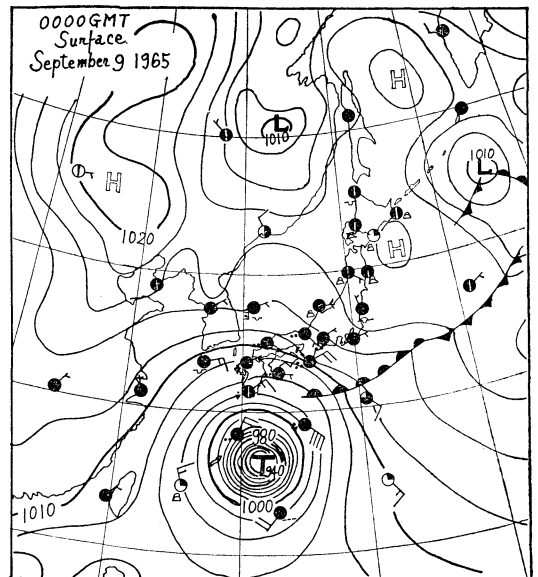
## 2. 断面解析

断面は第1図の通りで輪島—秋田を通る大円に沿ってとった。9月の豪雨は台風前面の暖気が広く深く北進した場合に多く見られるので、過度場の断面は梅雨期豪雨と状況が異なる。第2図の場合には台風の中心が沖縄の東 300km にあって北上中で、24時間後には四国東部に達したが、この間、福井県東部では 100mm 以上の降雨があった。第2図(b)はその場合の気温湿度分布の断面で、南海にある温暖前線にともう顕著な気温の転移層の上層に多湿域がある。これは暖気の前面上滑走と解釈



第1図

発散過度を計算した観測点並に三角形。太線は輪島秋田を通る大円で、この線に沿って断面をとる。



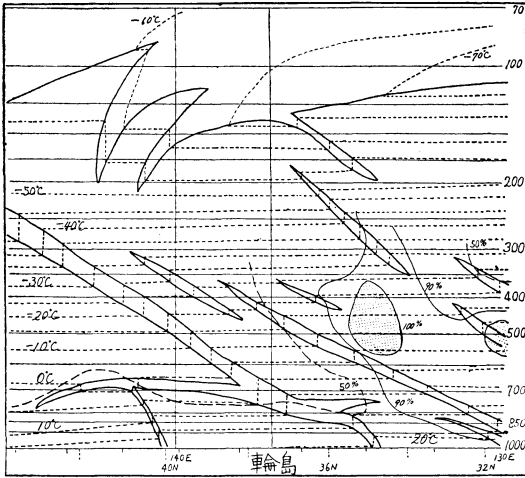
第2図(a)

昭和40年9月9日09時の地上天気図。(福井県小谷堂で101mm/dayの降水)

\* Some Analysis of Heavy Rain at HOKURIKU District in Fall

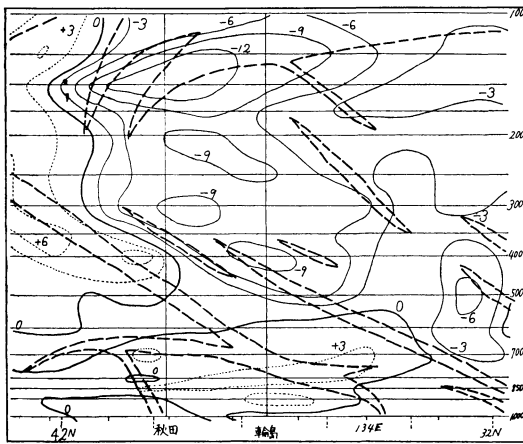
\*\* K. Fukuda 新潟地方気象台

—1968年2月27日受理, 1968年10月17日改稿受理—



第2図(b)

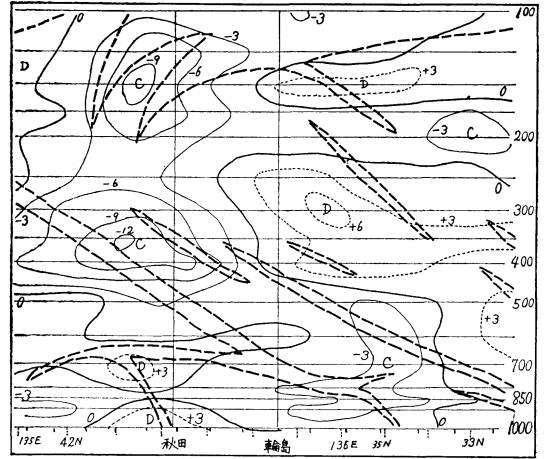
前図の場合の気温湿度分布の断面。断面は第1図による。太実線は気温転移層



第2図(c)

前図の場合の渦度分布の断面。単位 $10^{-5}S^{-1}$  破線は気温転移層。断面は前図と同じ。

するとともに、この転移層の上層に別な転移層のあることより見て、暖気の上に寒気がかさなって、垂直不安定をおこし、活発な局地的対流が発生した結果と考えられる。第2図(d)の発散分布の断面では、上記多湿域の下部に局地的収束域、上層に発散域があって、強勢な上昇気流の存在を物語っている。この状態は台風が接近通過した次の日には一層発達して雨勢は強くなった。渦度分布の断面第2図(c)で知られることは、顕著な気温の転移層として、図の右下より輪島上空に至るものと、 $134^{\circ}E$  低層より左端 300mb に達するものがあるが、これは天

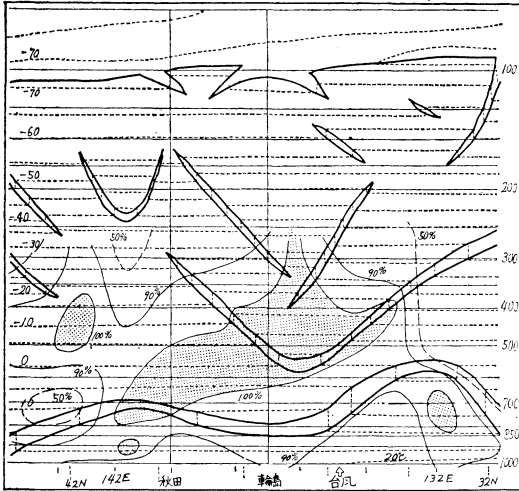


第3図(d)

前図の場合の発散分布の断面。他は前図に同じ。

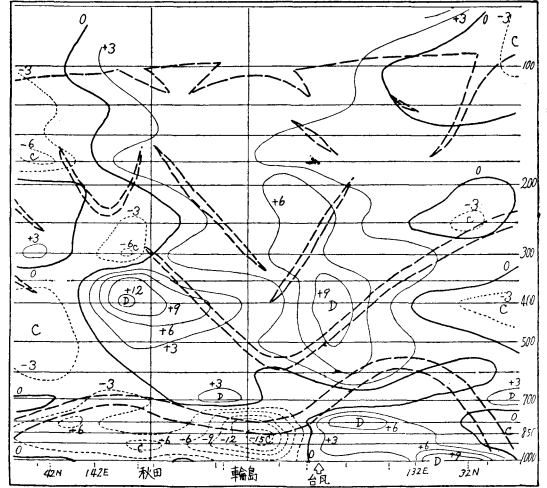
気図上の前線と一致するものでこの両気温転移層より上層が強い負の相対渦度域になり、最強 $-14 \times 10^{-5}S^{-1}$ にも達する。この強い負渦度域は上層に低緯度から暖気団が侵入した結果、絶対渦度保存の法則により負の相対渦度が増したものと見られ、暖気の活発な北進を示す。一方、下層の正の相対渦度は上と対称的に寒域に当る。また、負渦度域内の転移層は、暖気内の局地的気流の乱による相当規模の対流が原因と考えられる。この現象は次に述べる台風圏内では一層顕著である。

台風圏内の豪雨時につき解析した例が第3図で、台風圏の中心は名古屋の南方 100 km にあって急速に NNE 進し、24時間後には千島に去った。北陸地方は全く台風圏内にあり、この時刻を中心とした日降水量は新潟県砂場で 322mm であった。第3図(a)の気温分布の断面では転移層が上下に何条にもあり、暖気と暖気とが重畳している状態にあるが、これ等の中間には相対的な寒気があり、寒気の下層に暖気が侵入して不安定層を作っている。第3図(c)の発散分布の断面によれば、台風前面の下層に強い収束域、上層に広大な発散域がある。これは台風圏前半の激しい上昇気流域で、この中に厚い湿域があり強雨域の存在を示している。この低層の強収束域は巨視的に計算されたものであるが、中域解析には低層の西乃至北風が重大で、この例の場合も 700mb 程度より上層は南風であったが、下層では強い北よりの風となり山地で局地的収束を作っていた。これが豪雨の中心域を決定するもので、日本海側予報現業関係にはよく知られた北陸地方の台風中心域豪雨の特性である。すなわち、全



第3図(a)

昭和40年9月17日21時、気温湿度分布の断面。新潟県砂場 322mm/dayの降水。他は第2図(b)に同じ。

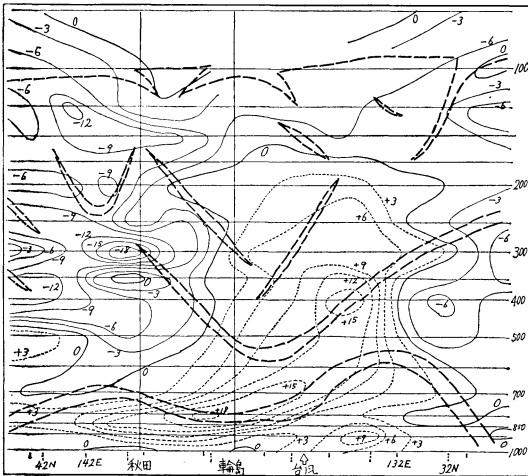


第3図(c)

前図の場合の発散分布の断面。他は第2図(d)に同じ

3. 渦度と雨量との関係

豪雨時、上層は負の相対渦度が卓越する。夏期の上層は一般に負渦度となることが多く、これを豪雨時の十分条件とすることは出来ないで、そのひろがりや分布を調べなければならない。前節第2図(c)並に第3図(b)で見られるように、豪雨時の上層負渦度は北海道上空にまで及んでいる。第4図に輪島・米子・館野並に稚内・札幌・根室の300mb 風で計算した9時の相対渦度とその後24時間の北陸地方最多降水量の関係を示す。これによると、豪雨の多くは両者が負の場合に出現している。両者が負であっても降水量が少ない場合には、北陸地方以外で豪雨があるか、または、その前後の日に北陸地方で豪雨があった場合が相当多い。また、7月の場合のように北方で正渦度、現地で負渦度で降水量が多かった例も少数ある。この結果から、9月の豪雨の大部分は、上層の負渦度域が北方に及び北海道でも到達しているときに起こることがわかる。第5図は渦度の組合せに露点を入れたもので、第4図と同じ地点の資料で計算された21時 300mb 渦度の和と同時輪島 700mb 露点と日雨量との関係を示した。渦度は露点同様に降水の重要な示標であるが、その分布が季節により異なる。参考まで、前報で述べた7月には、南北の渦度の差の方が関係深いことを第6図で示す。同図は浦塩・札幌・秋田並に輪島・米子・烏山の風で計算した21時の 300mb 渦度の両者の差と同時刻の輪島 700mb 露点と24時間雨量との関連を示したもので、7月と9月との豪雨時に、両者には著し

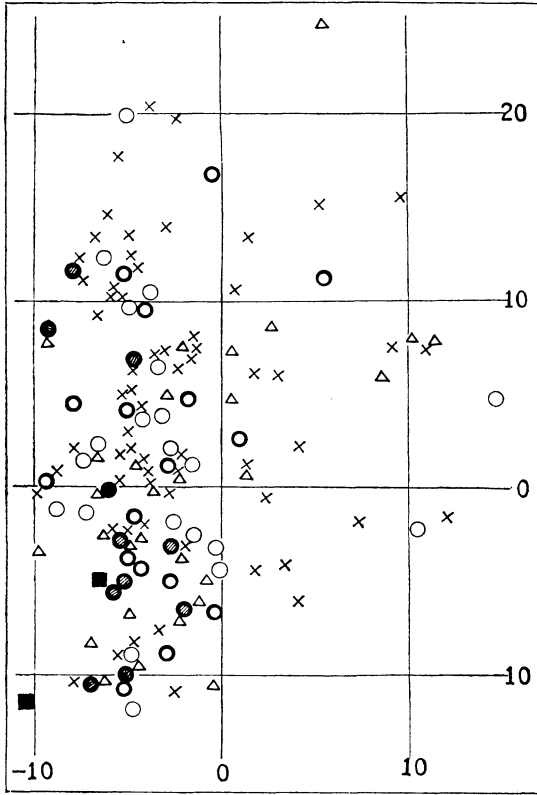


第3図(b)

前図の場合の渦面。他は第2図(c)に同じ

層南風(台風中心が日本海上通過)の場合は豪雨は見られず、台風中心が東側通過の場合、北陸地方山地を中心として豪雨がある。

第3図(b)の渦度分布の断面解析より見られることは、台風中心域の強烈な正渦度と周囲の負渦度域との明確な分離で、北側に強い負渦度域がある。これは殆どどの台風の場合解析されるものである。



第4図

9月09時 300mb 渦度と北陸地方降水日量最多。横軸は館野・輪島・米子の、縦軸は稚内・札幌・根室の資料で計算した渦度。年次1962—1966, 単位は  $10^{-6} S^{-1}$ 。模様は降水量の区別, ×: -, 00~25mm/day, △: 26—50", ○: 51~75", ○: 76~100", ●: 101~150", ●: 151~200", ■: >200"

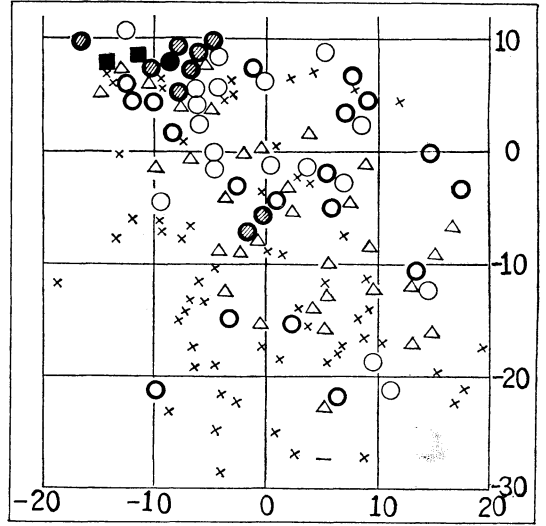
い渦度分布の差があることを明白にしている。

7. 不安定

豪雨は熱帯または赤道気団の移流が活発な地域で起こることは、上層の強い負渦度の存在から明らかである。

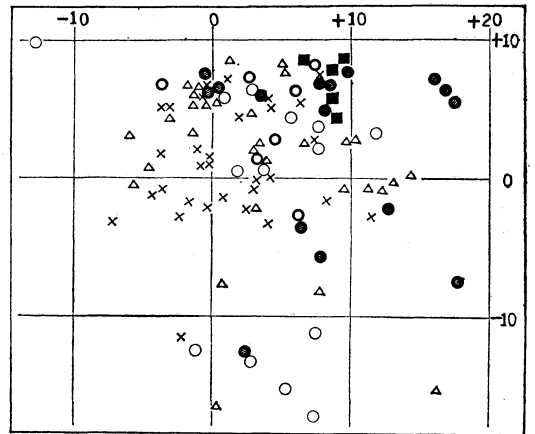
7月豪雨の場合は北側に極気団性の寒気存在を示す正渦度域があり、顕著な前線を構成しており、前線活動地帯に暖気の激しい流入があったことで、異常な豪雨の出現も説明される。しかし、9月豪雨の場合には、上層には7月ほど明瞭な寒気が見られないことが多い。

桜庭(1949)は熱雷の場合に、上層に寒気存在することを見出し、暖気団中の寒気による不安定と積乱雲の発達を解明しているが、多くの豪雨は局地的のもので、結局は発達した積乱雲に原因がある。従って、熱



第5図

9月21時 300mb 渦度及び輪島 700mb 露点と北陸地方降水日量最多。横軸は輪島・館野米子並に稚内・札幌・根室の資料で計算した渦度の和、縦軸は露点(°C)。他は前図と同じ。

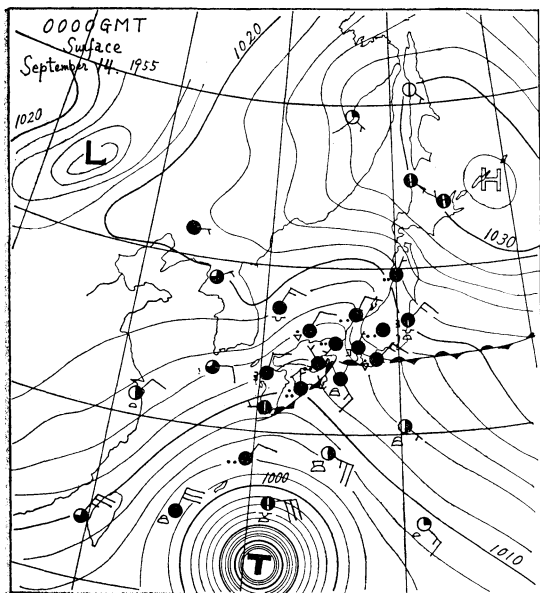


第6図

7月21時 300mb 渦度及び輪島 700mb 露点と北陸地方降水日量最多。横軸は浦塩・札幌秋田並に鳥山・輪島・米子の資料で計算した渦度の差他は前図と同じ。

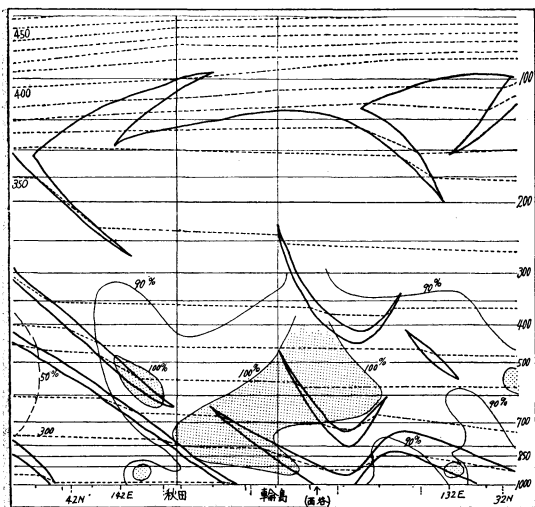
雷が巨視的には高気圧圏内に起こる点を除けば、多くの豪雨機構も熱雷と同一観点より考察することが出来る。

9月豪雨の場合、寒気は7月のように強くないが、ただ、暖気団中にこれと相対的な寒気団が侵入していることは、第2図(b)並に第3図(a)の気温分布の断面図で



第7図(a)

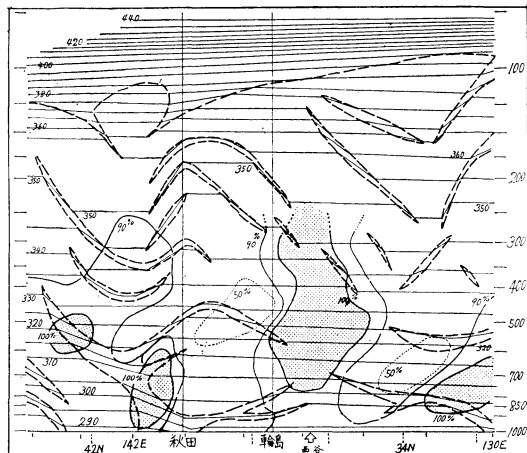
昭和40年9月14日09時の地上天気図。福井県西谷 844mm/dayの降水。



第7図(b)

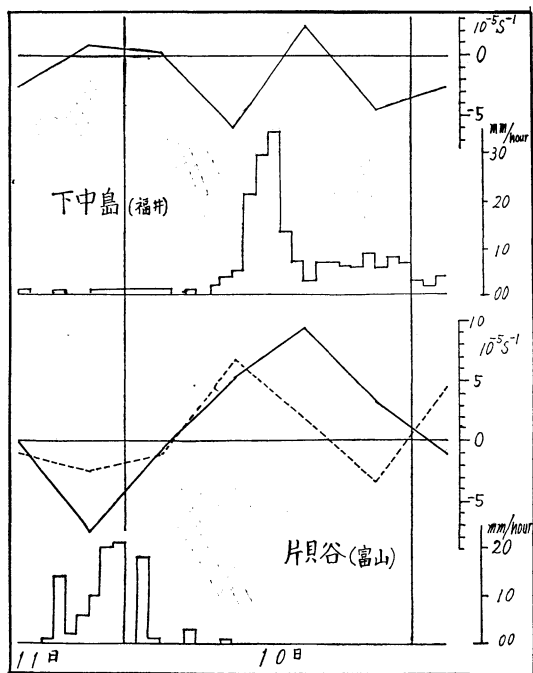
前図の場合の温位湿度分布の断面。太実線は気温転移層。断面は Fig.1 による。(強雨の前)

見られる通りで、幾重にもかさなった気温転移層の配置から推測される。このような弱い寒気団が暖気中で活動した例を次にあげる。第7図は昭和40年9月14日福井県西谷村の雨量 844mm に及ぶ異常な豪雨の例で、14日9



第7図(c)

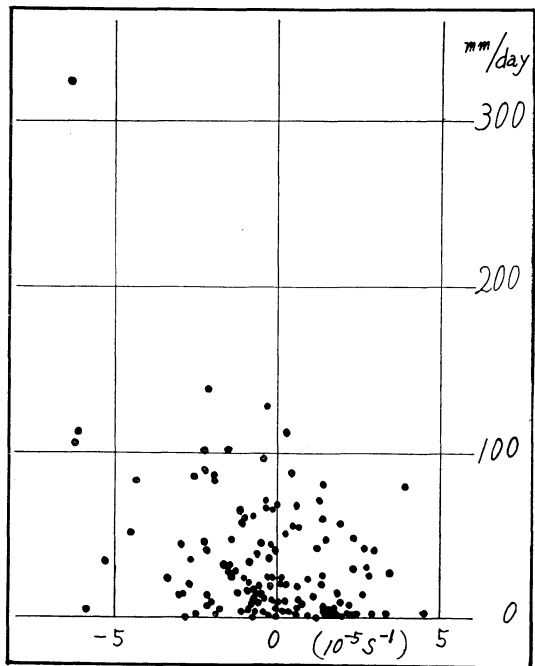
前図と同日21時の温位湿度分布断面。太破線は気温転移層。他は前図と同じ。(強雨最勢期)



第8図

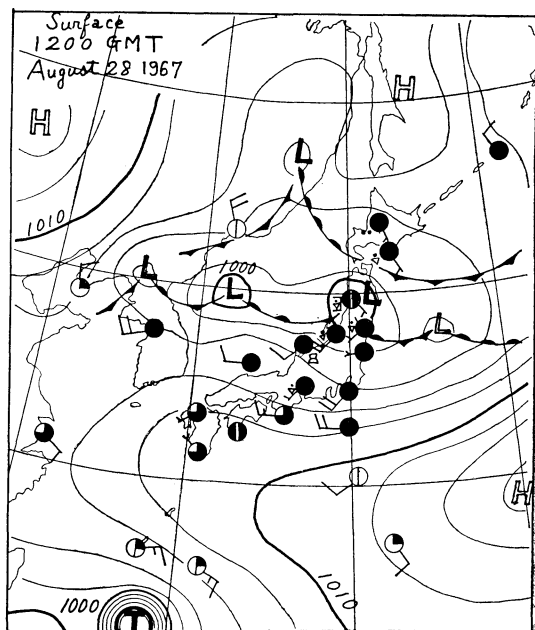
昭和40年9月10日、850mb 発散と毎時降水量。上図は輪島・米子・潮岬、下図は輪島・米子・館野(実線)ならびに輪島・館野・秋田(点線)の資料で計算。

時台風の中心は南大東島の南 400km にあって北進中であつたが、台風の東側から北上する暖気は日本上層を



第9図

9月21時 850mb 発散新潟県降水日量最多。  
 横軸：輪島・館野・秋田の資料で計算した発散，縦軸：降水量。



第10図 (a)

Fig. 10, a 昭和42年8月28日21時地上天気図。降水日量：新潟県中条 437mm，山形県小国 532mm。

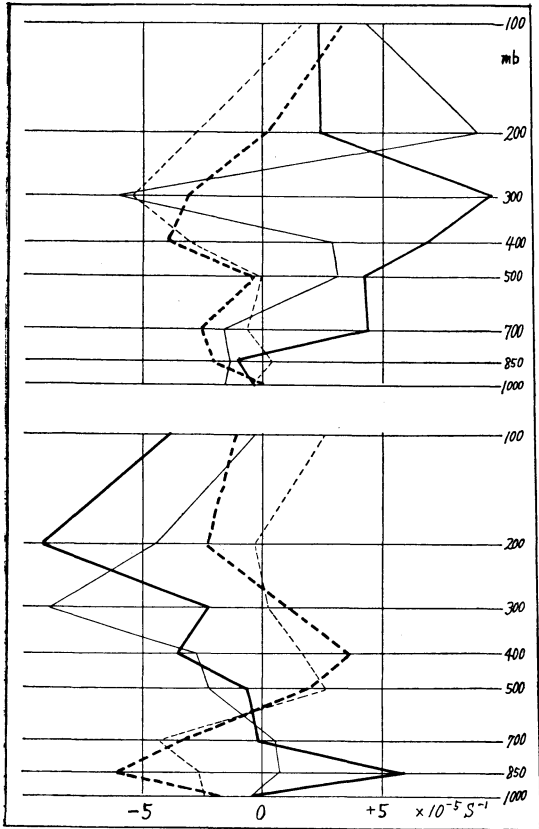
おっていた。同時刻、中部地方に弱い前線があったが、降雨最盛期の21時には、秋田西方沖に小低気圧があって、この小低気圧より南に延びる前線が北陸地方を南北に走っていた。9時の気温分布の断面では、第7図(b)のように気温転移層は何条もあったが、豪雨域の中心である西谷上空付近の上層転移層北側の相対的な寒気は、その下層にある転移層南側の暖気とかさなっており、局地的に不安定をおこす状態にあった。21時には第7図(c)のとおり、秋田一輪島間に新たな寒気の侵入があり、その南側の湿域は発達して豪雨は最盛期になった。この湿域の両側には乾燥域があって豪雨域の上昇気流とその周辺での下降気流との存在を示し激しい対流雲の発達を物語っている。

上述したような気温転移層のうちには対流の結果発生した局地的なものも多くあるのであるが、そこにおこったであろう不安定による対流過程は推定される。これと共に重大なのは、第7図(b),(c)で示した温位分布の断面である。地球大気の大環流の一環として見られる小笠原高気圧のような持続的高圧帯の上層部には広大な根強い沈降気流があって気温の通減率は乾燥断熱状態に近

い。この成層状態が、その儘で北進したならば、第7図で示されるように圏界面の下層では温位の垂直変化は極めて小さいものであろう。すなわち、対流圏では安定度は上層ほど減少し、350~150mbの高度では湿潤断熱程度か、これを越す気温通減率になっている。従って、この直ぐ下層に上昇気流がおり、飽和して上昇を続けるならば、完全に不安定となり、雲層は激しい発達を続け豪雨の原因となる。

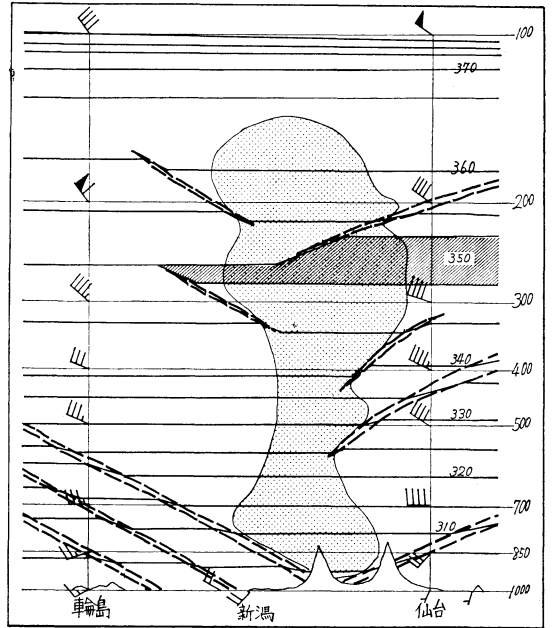
5. 下層収束

豪雨の場合、上層には広い持続的な発散があり、下層にはせまい強い収束域がある。この収束域は相当小範囲で時間的にも変化が多い。第8図は昭和40年9月10日大型台風が日本海を北陸地方に接岸して通過した場合の例で、850mb面の収束は地域により大きく変わり、これにともなって強雨域も変っている例である。それで、一定時刻一定域の発散と降水日量を対照させることは多少無理な点もあるが、現在の観測点より計算される広い地域の発散量でも、その内部の最強値と概ね比例の関係にあるとして、発散量と降雨量の関係を求めたものが第9図である。同図は秋田・館野・輪島の資料で計算した21時850mb発散と新潟県内24時間最多降水量の関係である。



第10図 (b)

前図の場合の発散(破線)と温度(実線)の垂直分布。上図は稚内・札幌・根室、下図秋田・輪島・館野の資料で計算、細線09時、太線21時。



第10図 (c)

前図の場合の温位、雲並に風分布の輪島—仙台線の断面。破線は気温転移層、風向は上が北、雲分布は想像図。

概括的ではあるが、この図でも収束が大きい場合に豪雨があることが確かめられる。発散正值に対し多量の降水がある場合は21時に発散正であっても、降雨の最強時には負値であった場合になる。なお、ここで示された発散量は巨視的なもので、小・中域的な地形による収束は忘れられない。7月の場合についても、他地域についても第9図と同様なものが得られたが省略する。

6. 梅雨期並に秋雨期豪雨の比較

前節まで9月豪雨の特性を述べたが、先に報告した7月豪雨との共通点は、豪雨域の300mb上層に強い負の相対温度がある点である。しかし、9月豪雨時には負温度域が北海道にまで及ぶほど優勢であり、北海道上空が7月のように正温度の場合は反って豪雨となることが稀である。このことは7月に北海道正温度で北陸地方豪

雨、負温度で弱雨であることと全く矛盾している。例えば、昭和37年7月20日は北海道上空が特に強い負温度域であって、登別では日量145mmの強雨があったが、北陸地方では数mmの降雨で終わったことがある。この時でも日本海に小低気圧があって、これより延びる温暖前線が本州中部を南北に走っていたので下層の収束は十分であった。このように7月には北海道に及ぶような負温度域が広い場合、本州方面の負温度域は反って弱勢で、豪雨となるに至らない。一方、9月には台風等の影響もあるが、要は小笠原方面の高気圧が強いので、さらに強い負温度域が南から進出し、新しい熱帯気団の勢力が本州上空に加わるのであろう。また、9月に北海道方面が正温度の場合、北陸地方が7月のように豪雨となることが稀なのは、9月に極気団による寒気が侵入する場合は、熱帯気団の北進が衰えた期間であって、豪雨がないのが普通である。これ等は、寒冷気団残存・熱帯気団進出期の7月と熱帯気団持続・寒冷気団欠損期の9月との相違である。8月には熱帯気団の北進が盛んであって、この時、急速な寒気団の突入があれば、一層激しい豪雨の原因となる。例えば、昭和30年8月30日日本海北部の低気圧にとものう顕著な寒冷前線が通過したが、福井県大谷

では 148mm/day の強雨がかった。また、第 10 図の例は昭和42年 8 月28日新潟県北部・山形県南部豪雨の場合で、この時は東北地方南部を東西に走る停滞前線が激しい活動を始め、山形県小国で 532mm/day、新潟県中条で 437mm/day の豪雨がかった。

第10図(b)に稚内・札幌・根室の資料で計算した温度の垂直分布を示した、28日 9 時には 300mb に強い負温度があったが、雨勢が強くなった21時には全層正温度となり、極気団の急速な突入が認められた。この間、秋田・輪島・館野の資料で計算した 300—200mb 温度は強い負値を保持して熱帯気団の卓越を示していた。

### 7. まとめ

豪雨は熱帯気団の北進が活発で、日本を支配しているときにおこることは従来からの概念であった。この熱帯気団北進の判別が 300mb 高度の温度分布で、負の相対温度の卓越により示される。もとより、熱帯気団圏内全域にわたり豪雨があるわけではなく、その一局地に集中的におこることは云うまでもない。梅雨期には寒気を示す正温度域が北方で強力な場合、その南の暖域で豪雨が出現する。秋期は大規模な極気団性の寒域が存在せず、暖気が広範囲に激しく侵入するとき、暖気の内部で立体的な温度分布に不均衡を生じた結果、不安定がおこり、ここに局地的に激しい対流が行われ豪雨となる。この種の対流がおこったことは、気温の局所的な転移層が幾重にも存在することから推測出来る。

豪雨の過程を前節にあげた第10図の例で述べると、このときの上層寒気は秋田以北にあり、豪雨域上層は強い負温度域で熱帯気団が占めていた。熱帯気団は豪雨域に流入する以前は比較的乾燥しており、所謂、湿舌は豪雨域内で同時に見られる程度が多い。400mb 付近より上層の圏界面までの層は安定度が小さく、気温の逓減率は乾燥断熱の状態に近い。第 10 図(c)で見られるように仙台上空では、乾燥断熱の状態が 250mb 高度付近にあった。また秋田・輪島・館野の資料で計算した発散量は、700mb より下層に強い収束があり、500~300mb ~層で発散、200mb より上層は収束であって、強い上昇気流の存在が認められる。熱帯気団が流入する際、その下層では寒気と接触する頃、前線或は低気圧の影響で上昇するが、地形のためまたは局地的強い収束があると一層強い上昇流をおこし降雨が始まる。しかし、これだけでは日量数百mm の豪雨にはならない。上層に

湿潤断熱状態を越える気温逓減率の層があって、下層の上昇気流がこの層に達して対流により飽和した空気塊の上昇が続き圏界面に達する雄大な対流雲を完成して、この状態がある時間続けば豪雨となる。その実例として第 10 図の場合豪雨域では強雷をともなっていた程の強い対流であったが、これは多くの豪雨の場合にある現象である。

要約すると、

- 1) 優勢な熱帯気団の中では、上層の 300mb~ 圏界面までの気層が強い負の相対温度をもち、同時に安定度の低い気層状態にあり、下層は高温で湿度が比較的高い。
- 2) 700mb より下層に、その原因は種々あるとしても、とに角、強い持続的収束がある。
- 3) 600~400mb の中層には下層の上昇を上層に中継するに適した条件がある。これには (a) 比較的高所に寒気が侵入するか、或は、(b) 暖気が幾重にも重なり合って侵入するかして対流をおこすことがあげられる。この状態は気温の部分的な転移層の存在で示される。

以上の条件が局地的に一致した地域で集中的に豪雨がおこるのであるが、1) 2) は持続的現象で、地上または高層天気図解析から判断される。3) の(a)の場合も同様に判断されることが多い。特に梅雨期などにはわかり易い。しかし、3) の(b)の場合は、暖気団が分枝をなしており、各層の侵入方向もまちまちであろうから広域天気図では見出し難いものであろう。ただ、豪雨時でも雨勢が熱帯のスコールのように一時的に或はかんけつ的に消長することがあることより、その存在は推察される。

本報では、1) につき、熱帯気団の北上を 300mb 温度で表現して統計的に降水量との関係を解明し、他のことについては実例をあげて説明した。

### 文 献

- 1) 福田喜代志, 1967: 豪雨雪機構の相違に関する解析例題, 天気 Vol. 14 No. 11, 423~428
- 2) 同 上, 1968; 北陸地方梅雨期豪雨予報の一示標としての 300mb 温度, 天気 Vol. 15, No. 3, 102~108
- 3) S. Sakuraba, 1949: On the Mechanism of Heat Thunderstorm and Some Properties of Cumulonimbus in Japan, The Geophysical Magazine Vol. 20, No. 2~4, 81~86