

異常降雨について

東北大理学部 大 西 外 史

§ 1 はしがき

本講で異常降水とよんでいるのは異常に多い降水のことをいって、異常に少ない降水のことは考えない。それは降水量の少ないのは1ヶ月とか2ヶ月とかの期間をとって始めて降水量が少ないと言えるので本講ではもっと時間スケールの小さい現象のみを対象とするからである。例年の降水量は地域によって異なり、ある地域は毎年降水量が多く、したがってその地域では少し位の雨では異常降水とはいえないかもしれない。ここでは定量的な規準をつけるわけではないが、常識的に1日100mm以上の降水を主な対象とすると考えてほしい。尚大雨といったり豪雨といったりするものも同じ現象で言葉上の表現だけと解してほしい。

降水現象は自然現象であるので科学的研究は多く、特に豪雨は特異な現象なのでよく研究対象にされてきた。しかも水害が日本の自然災害の筆頭であるため毎年ある水害の、水害毎に調査報告の類が各方面から出されている。こんなことのため異常降水に関する研究報告、調査報告の数はおびただしく、内容もあらゆる面からなされてきた。異常降水にかんする総合報告も著者が変れば内容、書き方、主眼点が全く異り、定まった型はないと思われる。

著者が本講で試みたのは、ある試案にすぎず、しかも異常降水の全貌を伝えようと試みたものでもない。著者の解析した異常降水例は数も少く、地域も東北地域に限られているので異常降水の一般論として妥当性を欠くかもしれない。あえて本講を試みたのは著者が異常降水なるものに一つの像が固まってきたためである。唯本講は気象学専攻を目的としない人を対象としているので、数式も殆ど使わず初等的に述べている積りである。

通常の降水が量的に多いのが異常降水ではなく質的にも異った現象であるので、その特異性を明らかにするのが本講の目的である。その前に降水現象の一般的な解説を§2にして、§3以後の本論の準備としたが、常識的な解説であるので省いても本講の理解には妨げとはならないはずである。

尚本邦で降る雨の大部分は雪が融けて雨となったものであるから、異常降雪についても本講の大綱は変わらないと考えてよいであろう。

§ 2 降水現象その他

2.1 大気中の水蒸気量

地球大気は窒素、酸素等々の気体から成立しているが、降水その他を考えると単に乾燥大気と水に分けることが多い。それは水以外の気体は地上100 km位まではオゾンその他をのぞいて地

第1表 水蒸気量の分布

緯 度 範 囲	0~10°	10~20	20~30	30~40	40~50	50~60	60~70	70~80	80~90
気柱内の水蒸気量 g cm ⁻²	4.1	3.5	2.7	2.1	1.6	1.3	1.0	0.7	0.4
年 間 降 水 量 cm	186	114	82	89	91	77	42	19	11

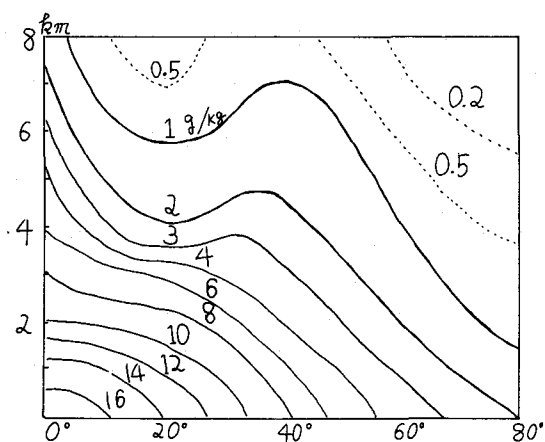
球上いたるところ成分比はほぼ一定の割合をしているし、相の変化がないからである。これに対して水はその量が非常に変わり、気相、液相、固相と相の変化があって、水蒸気の状態や雲粒の状態で

大気中であつたり、雨や雪となって落下したりする。このような物質は地球大気には他にないからである。

水蒸気の量そのものは案外少くて地球全体で 1.23×10^{19} g 位と見積まれている。断面積 1 cm^2 の鉛直気柱内の水蒸気量は暑い時が多く、第1表で示されるように平均では赤道近くの $0^\circ \sim 10^\circ$ でさえ 4.1 g に過ぎない。この緯度では年間降雨量の平均が 186 g cm^{-2} であるからある水の分子は平均として8日位しか空中にとどまっていないことになり、それだけ水の循環がはやいことになる。

ここで水蒸気の量を表す単位をのべておく。他の気体であれば容積比（分子数の比）で表すことが多いが、水蒸気だけは別格で次のように種々の表現法がある。通常用いられるのは**相対湿度**でパーセントで表し、**露点温度**あるいは**霜点温度**も用いられる。物理学その他でよく用いられるのは単位体積中の水蒸気の質量で**絶対湿度**とよばれる。気象学では更に次の2種の表現法がある。水蒸気の質量とそれに共存する同容積中の空気の質量の比を比湿といい、水蒸気の質量とそれと共存する乾燥大気の比を**混合比**という。この両者は実用上は殆ど同じ値になり、1000倍して g/kg の単位で表す。

混合比は気温の高い夏大きく、冬小さい。しかも高さによって大きく変り、夏など地上15kmも昇ると地表の1000分の1以下になることもある。平均の混合比の分布を第1図に示す。このよう



第1図 比湿の緯度（横軸）
及び高度分布

な高度分布のため第1表に示すように水蒸気の全量が小さくなったので地球全体の平均では断面積 1 cm^2 の鉛直気柱内で 2.4 g という値となる。したがって仮りに水蒸気が全部雨となって落下し、大気中の湿度が0となっても降水量は10cm以下であろう。降水量が多いときは真上の水蒸気が凝結して降水したのではなく、ある4,5km以下の層の空気塊の水蒸気が凝結してある場所に雨を降らせてその場所から去り、あとに新しい空気塊が代りに入ってそこで又凝結して雨を降らせる。このようなことがつづいて多い降水量になると思われる。

異常降水の研究に風の様子の解析が重要なのはこの理由からで、少くとも風速の弱いときは大雨にはなり得ない。降水となって

水蒸気が大気中から失なわれる一方地表から蒸発してこれが補なわれる。海面が一番大きい蒸発源であり、草や木の植物の葉も蒸発が多い。しかしある場所では年間の降水量と蒸発量が等しいわけではなく、風によって運ばれることで補なわれる。地球全体から見れば年間の降水量と蒸発量は等しい筈である。水の循環といった面は現在の気象学の研究課題の一つであるが勿論本講の目的ではないので説明は省く。

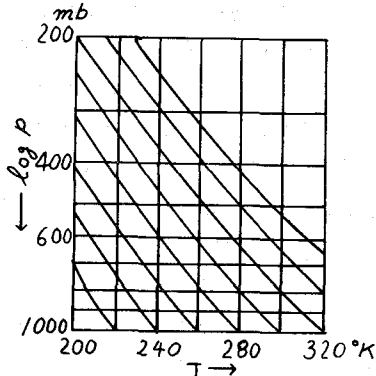
2.2 湿った空気の熱力学

大気中の熱の伝播は対流、輻射、伝導によって行なわれるが、2, 3日以内の短い時間の現象を考えるときは地表近くをのぞくと輻射と伝導によって失なわれたり、入ってきたりする熱量は小さくて、2, 3日位では数度の温度変化しかない。対流は空気塊の運動と共に熱が運ばれる現象であ

るから、空気塊に着目すると大気の熱的变化は地表近くを除いて断熱変化をするとみてよい。逆に空気塊は地表近くで熱のやりとりをして地表の性質や地表に接する時間で空気塊の熱的性質が定まると考えてよい。

始めに乾燥した大気を考えよう。地表で過熱した空気塊は密度が小さくなり上昇運動を起す。上昇するにつれ周囲の気圧の減少に伴い膨張し、外圧に抗して膨張するため仕事をしてその分だけ内部エネルギーが減少し温度が下がることになる。この冷却率は高さに無関係で 100 m の上昇につき約 1.0°C で乾燥断熱減率という。

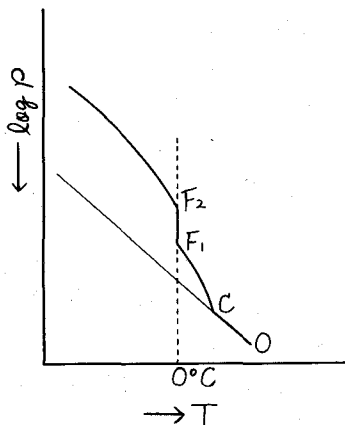
このような様子を図で示すため種々の断熱図が考案されているが、ここではエマグラムを紹介しよう。第 2 図に示すように横軸に絶対温度 T 、縦軸に $-\log p$ (p は気圧) をとった図で、等温



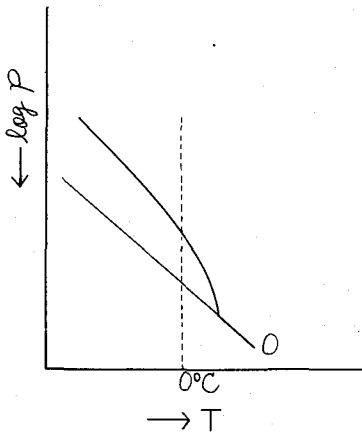
第 2 図 エマグラム 横軸は気温 (絶対温度)、縦軸は気圧 (ミリバール) 左にあがる実線が乾燥断熱線 (等温位線) である。

変化や等圧変化は座標軸に平行な直線となる。乾燥断熱線は図に示すように斜めのゆるい曲線となり、気圧 1000 mb と交るときの気温は温位という。よって空気塊の温位は外から熱を加えない限り変らない保存された値となる。この断熱図でこの中の閉曲線は 1 g の空気のみした仕事 (単位はエネルギーを気体常数で除したもの) を示すので、空気の熱力学的性質をみるのに用いられる。この他断熱図は種々の応用があるがここでは述べない。

次に湿った大気を (強制的に) 上昇させた場合を考えてみよう。第 3 図で O 点にあった空気塊が湿度 100 % 以下であれば、混合比は小さな値なので上昇したときの変化は乾燥大気と殆ど同じで、乾燥断熱線に沿って気温が下り点 C で湿度 100 % に達する。C 点は特性点といい、



第 3 図 湿った大気の断熱変化



第 4 図 湿った大気の断熱変化 (偽断熱変化)

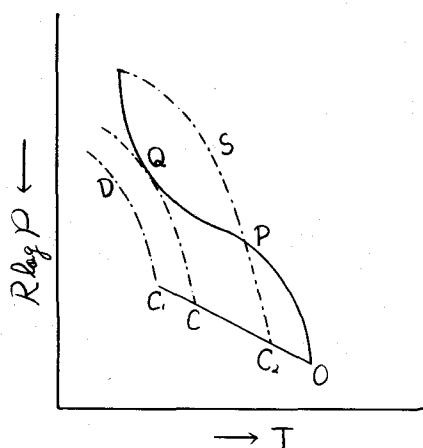
湿った空気塊の熱的性質が端的に示され、温位と混合比によってこの性質が代表される。更に上昇させると水蒸気が凝結して水滴となり潜熱を出すのでその分だけ温度の下り方は乾燥大気より小さくなる。もし水滴が落下

しないで雲粒となって浮遊しているとすると F_1 点で 0°C になり、水滴は凍り始める。浮遊水滴がある限りは融解の潜熱を出して 0°C に保たれるが F_2 点で全部凍ると、水蒸気は昇華して直接氷晶となり乾燥断熱減率より少し小さい減率で温度が下がる。これらを湿潤断熱減率といい、水蒸気の濃度によって変り、高温多湿のとき 100 m につき 0.3°C 位で乾燥したとき 1°C 位である。

以上の変化は水滴や氷晶が上昇する空気塊から全く離脱しないと仮定したので、ふたたび下降させると全く逆の変化をたどって元の状態にもどる。これに対して水滴や氷晶は直ちに落下してしまうという変化も考えられる。第4図に示すのがそれで**偽断熱変化**といい、 0°C では凍るべき水滴がないので F_1-F_2 の部分がない。実際の大気は雲も出来るし、雨や雪も降るので以上の両変化の間である。

以上の説明でもわかるように水蒸気が凝結するためには上昇運動が必要である。そのためには a 山を越えるとき、b 不連続面上をはい上るとき、c 大規模な上昇運動のあるとき、d 対流のあるとき、等がある。上昇運動を起し易いかどうかは所謂**安定度**に関係している。

エマグラム第5図で太い実線 $OPQR$ が大気の気温分布を表すとし、状態曲線という。空気塊を O 点から上昇させると、もし大気が比較的乾いていれば、乾燥断熱率で気温が下り C_1 で凝結を始める。 C_1 から湿潤断熱的に変化し C_1D の線に沿って変化する。 O, C_1, D の曲線は大気の状態曲線

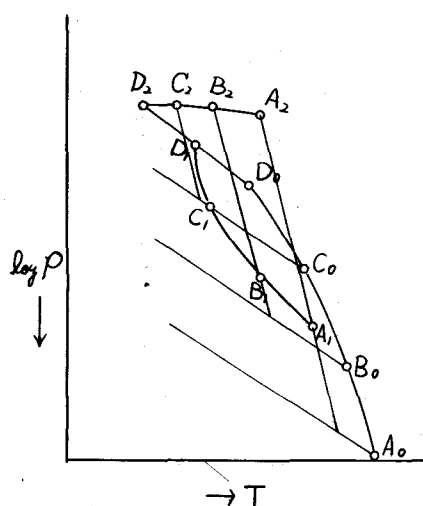


第5図 潜在不安定の説明

線 $OPQR$ の左にあるので同じ高さなら恒に周囲の空気より気温が低くて密度が大きい。この場合は空気塊が持ち上がってもそこで上昇速度がなくなると周囲の大気より密度が大きいためにもとに戻ろうとする。即安定である。湿潤断熱線が状態曲線と Q で接し、 O 点を通る乾燥断熱線と C で交るとする。特性点が C より左のときは安定なことが分る。湿度がもっと多いときには特性点は OC の間の点 C_2 に来て、 C_2 点を通る湿潤断熱線は状態曲線と P, R の2点で交る。空気塊が C_2P の間にある時は空気塊の気温は周囲の気温より低い、 PSR の間では高くなる。したがってもし空気塊を P 点以上に上昇させる作用があるとそれから先は不安定になる。更に R 近くまで上昇させると、 OC_2P で囲まれた面積で示される安定のエネルギーより、

$PSRQ$ で囲まれた面積で示される不安定のエネルギーの方が大きくなる。即何らかの作用で上昇作用があっても始めの間は安定でもとに戻ろうとするが、 P 点以上に上昇させる作用があれば不安定になり、次はこの不安定の力が下層の空気塊を吸い上げて不安定を続けさせる。このような場合を一般に**潜在不安定**といい、高温多湿のとき起き易い。

いままでは空気塊と周囲の空気との間の安定性を考えたが成層をしている気層が全体として上昇したときを考える。気温分布はたとえ初め安定であっても、第6図に示すように、気層内の各点は特性点をすぎたからは不安定に変る。したがって上層と下層の転倒を起すようになる。このような事は下層大気が湿っていて、上層大気が乾いているときに起り易く、夏の高層多湿な時に多い。



第6図 対流不安定の説明

このような潜在不安定のときは一般に安定で容易に不安定にならないが、一たん不安定になると上下の層が転倒して大雨になることが多い。

2.3 降雨機構

水滴といっても大粒から小さいのまでいろいろあり、第2表に示すように雨粒は雲粒に比して質量にして 10^8 倍になっている。降雨現象をミクロな目でみると、どうして雲粒が成長して雨粒になったかが問題となる。それは単に水蒸気が凝結して水滴になったとすると非常に長い時間がかかるからである。逆の蒸発でもそうで大きな水滴のときはなかなか蒸発しないが、小さな水滴はアッ

第2表 水滴の大きさ

直 径	自由落下速度	
0.001 cm	0.29 cmsec ⁻¹	} 雲 粒 } 霧 粒
0.01	26	
0.02	78	
0.1	390	} 雨 (雹)
0.2	596	
0.3	750	
1.0	1390	

いう間に蒸発してなくなってしまふ。凝結だけでは水滴が小さく直径 10^{-4} cm位になるのに0.3秒かかるのに対して、 10^{-3} cmの水滴では25秒もかかり、0.1 cmの雨滴位の大きさではなんと20時間もかかる。

これに対して雪がとけて雨になったとの説がある。実は水滴も純粋な水では -30° 以下でも凍らず過冷却の状態にあることが多い。但し水滴の中に不純物が入っていると(これを氷晶核という)もっと高温でも凍って氷晶と

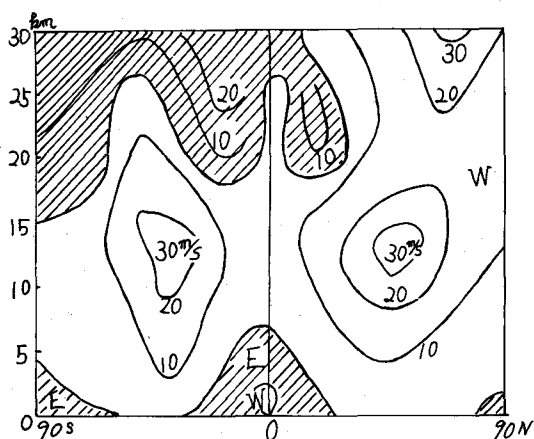
なる。Ag I がとくに人工核として有名であるが土壌粒子は天然のよい氷晶核である。さてこの小さい雲の水滴の群の間に氷晶が入ったらどうなるであろうか。水と氷とで飽和蒸気圧が異なり、前者が大きく、この差は -12°C 位で最大になる。この温度では水に対して飽和でも氷に対しては100%以上の湿度となる。したがって水滴と氷晶が共存すると水蒸気は氷に対して過飽和なため水蒸気は昇華して氷になり、逆に水滴は水蒸気が氷晶に奪われて飽和でなくなったので蒸発する。外見上は水滴は蒸発し、氷晶はその分だけ大きくなる。こうして大きくなった氷晶は雪となって落下し、もし途中が暖かければ地上に雨となって降る。

以上の理論は種々の実測で裏づけられ、本邦に降る雨の大部分はこうした雨と思われ、とくに大雨のときはこのような雨である。水滴と共存する氷晶は氷晶核のため水滴が氷晶になったのでもよく、上層から降ってきた氷晶でもよい。何れにせよ雲の上端は 0°C よりかなり低い必要がある。しかし雨の中には雲の上端の気温が 0°C より高いことがある。このような雨は暖かい雨と呼ばれ、本邦では暖かい雨の大部分は霧雨である。これは小さな雲粒の中に大粒の水滴が入っている時、第2表に示すように自由落下の速度が異なるので、大粒の水滴が小さな雲粒を併合して大きくなったと考えられる。何れの雨にせよ気流が上下に乱れているときに水滴の成長が大きいことが想像される。

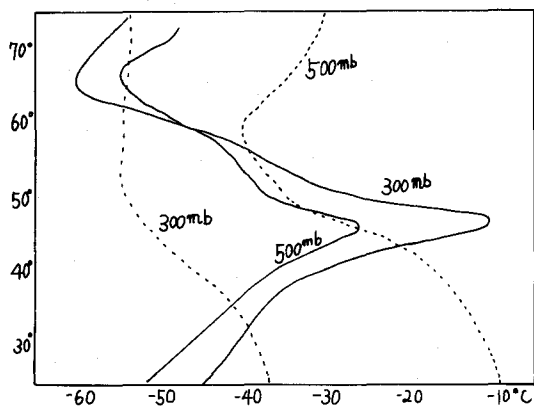
2.4 風の分布

平均してみると風は緯度線に平行に吹き、南北方向には流れがあっても小さい。その流れの高度、緯度分布を第7図に示す。この図からもわかるように一般論として、a. 下層は風が弱いが上層は強く、更に上層になると風が弱くなる。この極大になる高さは10~16 kmである。b. 赤道近くでは東風であるが図のように西風のあるときがある。c. 中緯度では西風が特に強いところがあり、その巾は比較的狭い。これを普通ジェットという。ジェットはせまい域内の現象で第8図は500 mb及び300 mb等圧面における風速分布と気温分布を示す。尚ジェットの平均位置は夏は高緯度(42° 位)、冬は低緯度(25°)になり同一緯度で地球を一廻りするのではなく多少の南北の変動がある。

風の鉛直方向の変化は方向も速さも一口では表せないが、地表近くで弱くても10 kmも高い所で



第7図 風の緯度、高度分布
北半球の冬、南半球の夏の図で、Wは西風、Eは東風、風速の単位：m sec⁻¹



第8図 500 mb と 300mb 面の風速 (実線) と気温 (点線) の緯度分布

は数十 m sec⁻¹の風速になることが多い程変化が大きい。水平方向は地形の影響をうけて変化しても鉛直方向の変化には及ばない。したがって風の勾配による乱れの発生は地表のすぐ近くを除き鉛直方向の変化によるのが卓越する。

今大気が乾燥しているとするとき空気塊の温位は上昇しても下降しても変らないから、浮力による安定性は温位の鉛直勾配に比例する。一方風速の鉛直方向の勾配があれば風の乱れはその勾配に比例して発生する。成層を不安定にする作用はこの乱れの大きさと風速勾配に比例するので結局不安定にする作用は風速勾配の自乗に比例する。この2つの安定性の比をリチャードソン数 (Richardson) といい、 Ri で表すと次の式で定義される。

$$Ri \equiv \frac{\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz}}{\left(\frac{dV}{dz}\right)^2} \quad (1)$$

ここで g は重力の加速度、 θ は温位、 z は鉛直座標、 V は風速である。

地表のすぐ近くでは温位勾配 $d\theta/dz$ は正のときも負のときもあり、負ならば Ri も負で完全に不安定で熱力学安定性と一致する。地表から少し離れると温位は上層程大きいのでリチャード数は正であるが、 $1/4$ より大きければ安定、小さくなると不安定となる。

§ 3 異常降水を起す条件

前節で述べたように水蒸気分布は下層に偏より、6, 7 km 以上の層の水蒸気は事実上考えなくても大過はない。この層に上昇流があって始めて水蒸気が凝結し降水となり、しかも次々と新たな空気塊が、水蒸気を失った空気塊と交替しては水蒸気を凝結さす。このような機構がなければ降水はあったとしても大した降水量にはならない。よって異常降水を起す根本条件として

1. 下層5, 6 km まで水蒸気量が多く、湿度が高いこと。
2. 下層より上層まで風速の強いこと。
3. 下層になんらかの強い上昇流のあること。

の3条件が必要となる。

第1の条件から降水量の多いのは夏季に限られると考えてよい。冬季に時折降水量の多いこともあるが、その量は夏季の多い時に及ばない。降雪の場合は降水量そのものはそれ程大きくはないが、固相のため長期間の降雪が地表に積っているための災害や積雪が急に融けるための災害があるが、降水量そのものの多いための災害とは認め難い。第2の条件は台風等によく見られるもので、強風と強雨が伴うということを示すものである。

第3の条件は実は一番の問題で異常降水の研究はこの条件の研究である。異常降水の気象を調べると、通常の降水が量的に多くなったのが異常降水ではなく、通常の降水とは質的にも異なることがわかる。例えば次節で述べるように異常降水のときは降雨域がせまくなる。それ故第3の条件を直接論ずるのをやめて異常降水に直接、間接関係のある条件を述べてみよう。著者の昨年の豪雨を統計的に調べたのを例記すると、第1、第2の条件の他に

4. リチャードソン数が小さいこと
5. 下層から上層まで風向の一定していること
6. 地表近くの下層の風速の大きいこと
7. ある山岳がある作用のすること

となる。異常降水のある時は必ずこの6条件が成立している。この他に研究者によっては

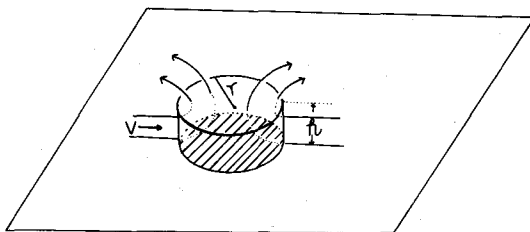
8. 小型低気圧の存在すること
9. 特有な気象配置になること
10. 上層風がある地域からきたこと

の条件をあげている。これらの条件を § 5 以下で論じていくことにする。

§ 4 異常降水の局地性

異常降水を調査して困ることの一つは局地性が強く、少し離れると他の場所は大した降水量でなく、観測網の目の荒さを嘆くことである。このような事は他にもあり低気圧で前線上に発達する所謂中緯度の低気圧は数千 km の大きなスケールであるが、風も雨も一般に弱いことが多く、台風は数百 km のスケールであるのに風も雨も多く被害も多いことに似ている。異常降水に集中豪雨と呼ばれるものは他の場所では大した降水量でなく、あるせまい場所だけひどい豪雨になるものをいい、被害は一層ひどくなるわけである。

この理由を簡単な模型で述べておく。第9図のように円型の断面を持つ系を考えよう。水蒸気密度



第9図 降水の模型

の多いのは下層だけであるからこの層のみを考えても大過はない。厚さ h の気層を考え、この層の平均の空気密度を ρ 、比湿を s 、この円柱の半径を r 、円柱に流れ込む風速を V とする。単位時間にこの円柱に外から流れ込む空気質量は $2\pi r h \rho V$ である。円柱の上面から出て行く空気質量も又これと同じである。円柱内で空気の比湿が s から s' にへりその分だけ降水量となり、円柱外に比湿 s

になって出ていくとすると単位時間の全降水量は

$$2\pi r h \rho V (s - s')$$

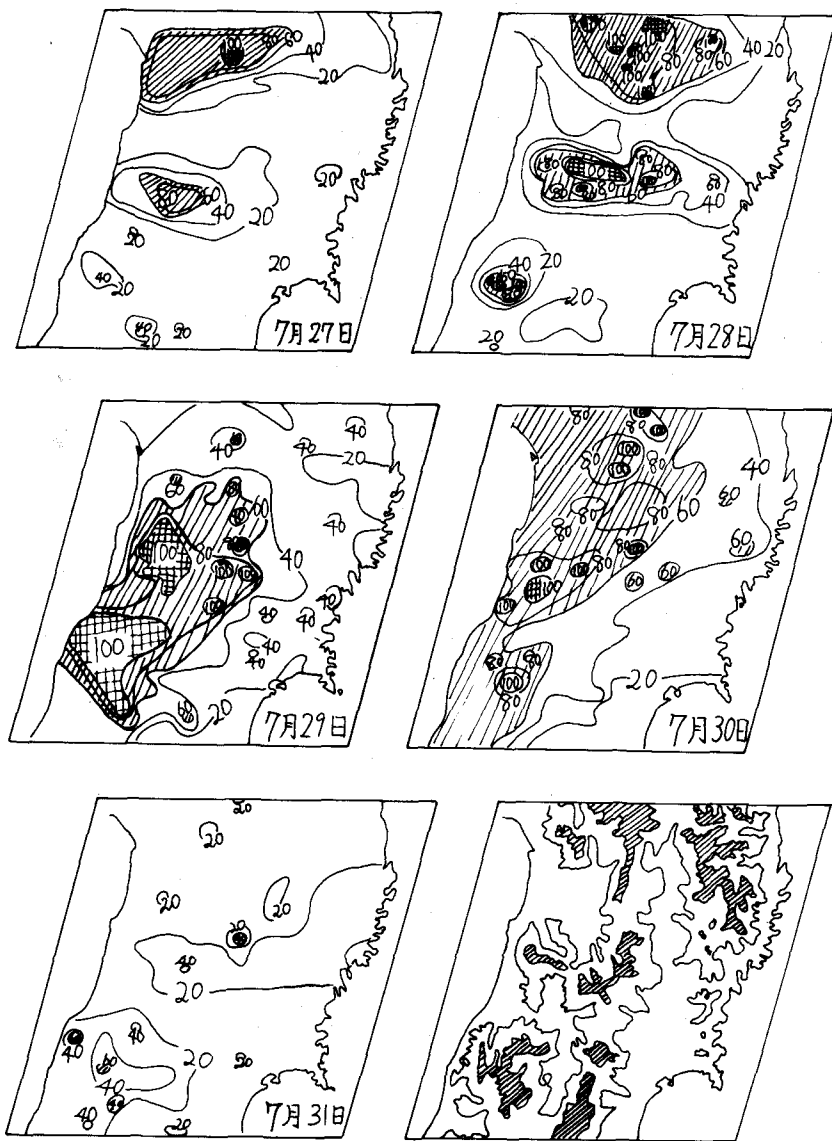
となる。これが円内に降るので地表の降水強度を m とすると

$$m = \frac{2\pi r h \rho V (s-s')}{\pi r^2} \quad (2)$$

この式から降水強度 m は風速 V に比例し、比湿の減少 $(s-s')$ に比例し、降雨域の半径 r に逆比例することが分る。この模型からも前節でかかげた条件の下層で湿っていることと風速の大きいことが異常降水の条件であることを示唆している。更に降水強度の大きい程降る地域がせまくなることが示されたが、この関係は円型の模型でなくとも成立するが同様な考えなので他は省く。

具体的に数字を入れてみると、

$$h = 5 \text{ km}, \quad V = 10 \text{ m sec}^{-1}, \quad s = 60 \text{ g/kg}, \quad s' = 10 \text{ g/kg}$$



第10図 降水量分布図

1969年7月27日～7月31日の降水量分布。降水量は当日の9時より翌朝9時までの24時間降水量(mm)，60 mm以上は斜線，100 mm 以上は交叉した斜線で表わしている。最後の図は地勢図で等高線は250 m及び750 m

のときで

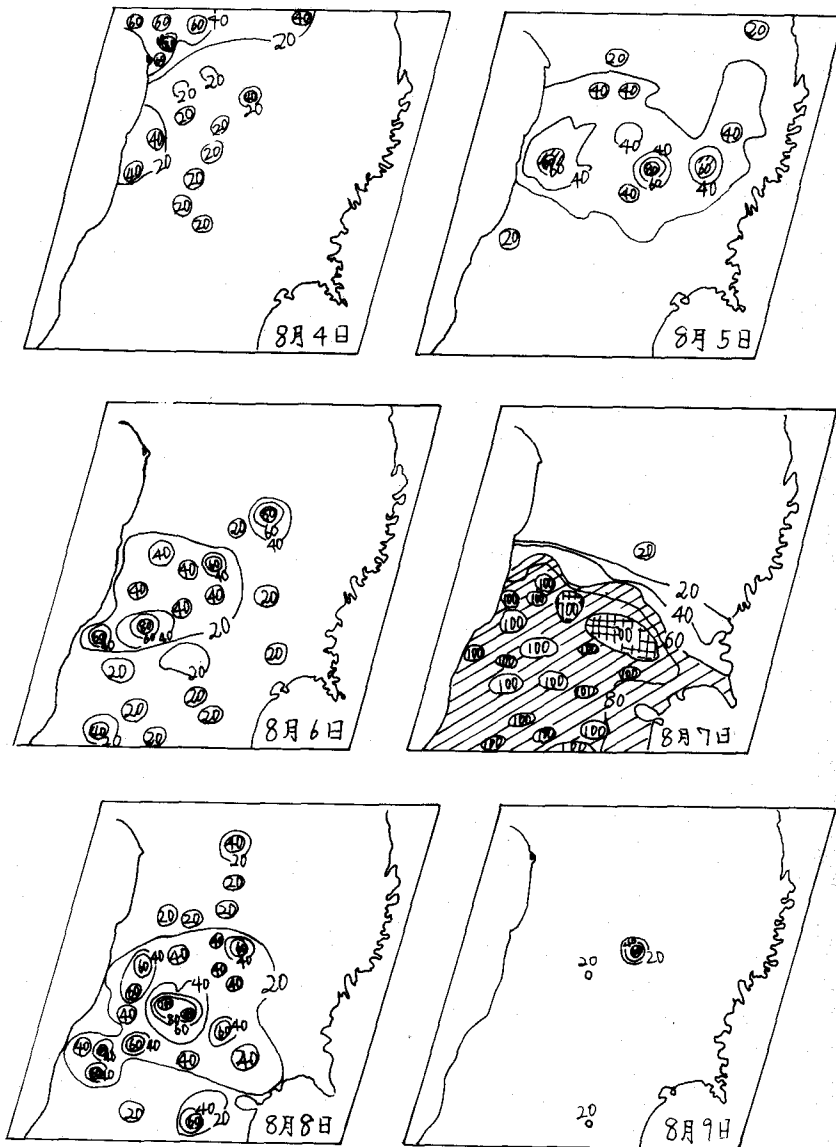
$m = 10 \text{ mm hr}^{-1}$ のとき $r = 180 \text{ km}$

20 " 90 "

50 " 36 "

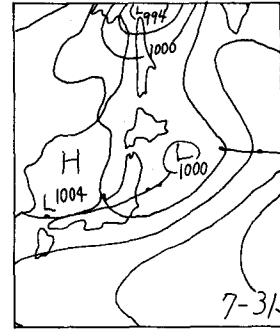
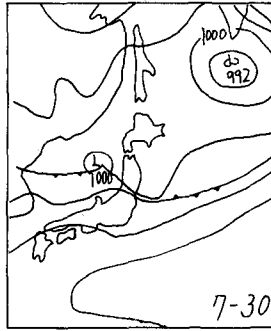
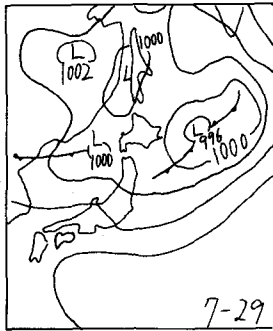
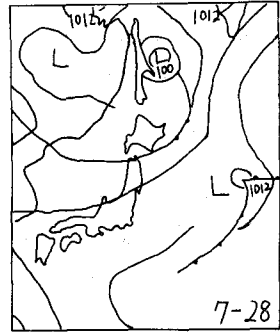
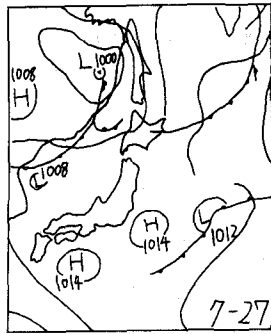
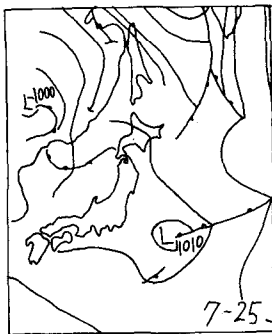
§ 5 1969年7月下旬～8月上旬の降雨

異常降水のある気象条件から大きく分けて、台風のような低気圧に伴うものと、前線に伴うものに分けられる。小型であればこの外雷雨のようなものもあるが大型では上の二つの型がある。この節で

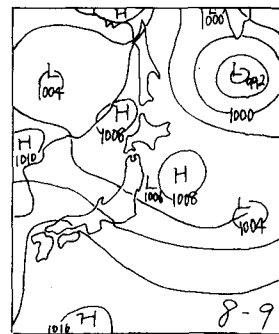
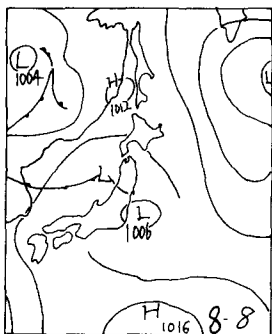
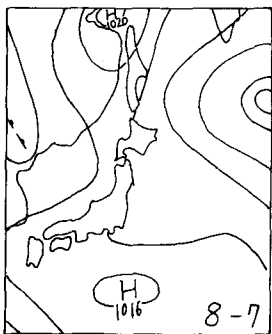
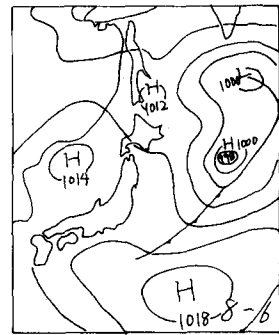
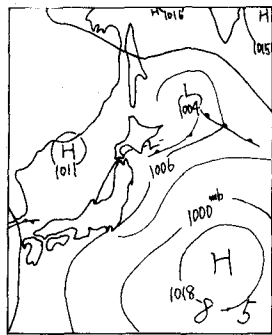
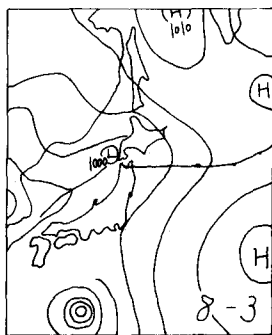


第11図 降水量分布図

1969年8月4日～8月9日



第12図 地上天気図 (朝9時)



第13図 地上天気図 (朝9時)

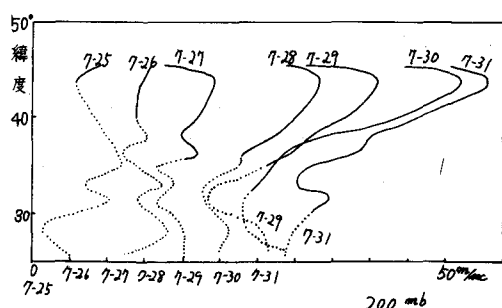
は 1969 年 7 月上旬から 8 月上旬にかけて山形県を中心として降水について解析をのべる。東北地方では農業気象の要請から多くの観測所が設けられ 360 地点以上の観測結果が利用できる。しかし他の地域はそれ程観測網が密ではないので、他地方に近い地域は解析から除外して東部中部に限ることにした。

この期間は梅雨末期で連日のように降雨があり、東北地方に限っても 7 月 25 日から降り始めて 8 月中旬までつづいた。第 10, 11 図にこの期間の降水分布を示し、尚第 10 図の最後の図にこの地域の地勢を示した。ここで降水量は当日の 9 時から翌朝 9 時までの 24 時間雨量である。この図からも分るようにこの期間は二つに分けることが出来る。

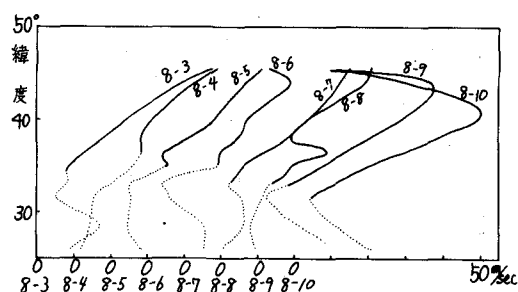
前期は 7 月 25 日から 8 月 3 日までの期間で、図に示さなかったが 7 月 25 日には栗駒山付近で 55mm の降水があっただけで、翌 26 日には秋田、山形両県に広く降ったが降水量は少なかった。27 日になると異常降水が始り、この日は田沢湖、鳥海山南方、朝日岳付近の 3 ケ所に降雨が集中し、多い所は 1 日 100 mm 以上の降水があった。28 日には降水量も多く、地域も広がり、29 日にはこの 3 地区が 1 つにつながり、30 日までつづき、31 日にやっと降水量も少くなり、8 月 1 日、2 日と次第に弱くなり、4 日朝までには殆どおさまった。この期間ある地点では 4 日位 100mm/day 位の降水が続いた。天気図を見るとこの期間同じような気圧配置で前線が本州を横断していた。

後期は 8 月 4 日に秋田県各地に局地的な降水があったが 8 月 5 日に鳥海山、焼石岳、世田米と同じ緯度線上に強い降水が見られ、6 日には山形県各地に局地的な降雨が見られたが、いずれも大した雨量ではなかった。それが 7 日になると山形県一帯と宮城県西半分が 100mm の雨量を越え、場所によっては 270mm にも達した。8 日には衰え多い所で 120mm に落ち、9 日は焼石岳で降雨が強かったにすぎない。この期間の気圧配置も前期と同様であった。なお 8 月 12 日から福島県南部に異常降水が始まったがこれは前に述べた理由で省く。

降雨と気象系との関係を見るに、天気図でもよいがここでは風系でみる。7 月 25 日より 8 月 10 日までの朝 9 時 (0 GMT) の 200mb 面 (大凡 12km) の風速を緯度で画いたのを第 14, 15 図に示す。この図で実線は偏西風を点線はそうでない方向の風を示している。縦軸は緯度で、稚内、札幌、秋田、仙台、輪島、館野、八丈島、鹿児島、名瀬、南大東島のデータを利用してかいた。

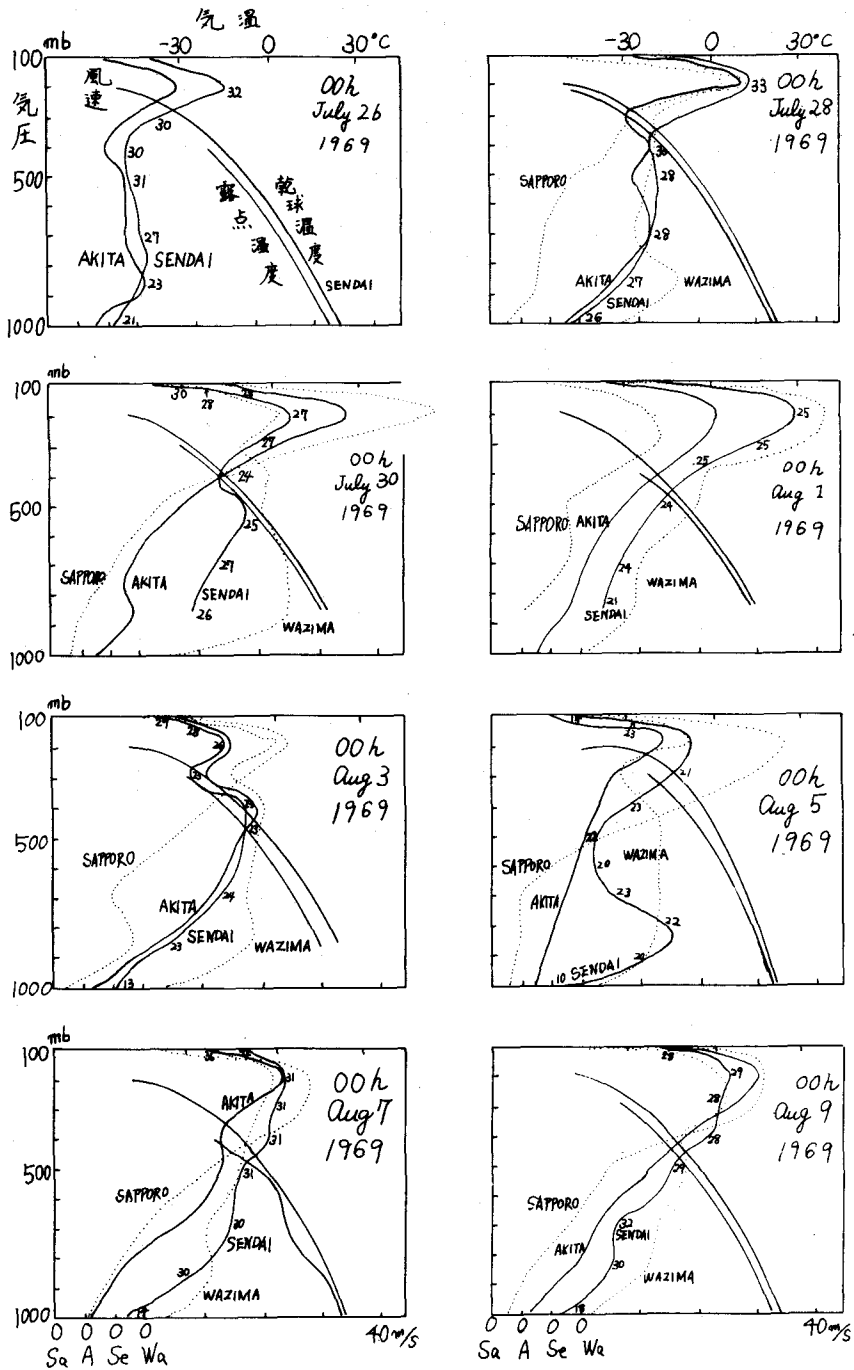


第14図 200mb 面の風速の緯度変化
1969 年 7 月 25 日～ 31 日の風速。
原点は日により少しづつずらし、
実線は偏西風を示す。



第15図 200mb 面の風速の緯度
変化
1969 年 8 月 3 日～ 8 月
10 日

7 月 25, 26, 27 日は 36 ~ 45°N では上層の風は弱く異常降水もまだ始まらなかった。28 日朝にやっと降水が 100 mm をこえたが 28 日朝では風速も強くなり、44°N では 46m/s にもなり、この強いジェッ



第16図 風速気温分布

札幌、秋田、仙台、輪島の風速分布、仙台の気温及び露点分布を示す。風速の原点は場所により原点を少しずつずらし、下の目盛で、気温、露点のは上の目盛で示す。縦軸は高さの代りに気圧で目盛ってある。仙台の風向は風向を数字で示してある。真北が0、東が9で時計方向に10°単位で書いてある。

トは8月10日までつづいた。豪雨のときは上層のジェットが強いことが明らかに示された。注目すべきは降水の多い所は、ジェットの中央の風の強い所でなくその南側であることである。これは後にふれる。降雨と局地的な気象要素との関係を見るため第16図に上層のデータ図にかかげる。(札幌), 秋田, 仙台, (輪島)の4ヶ所の9時(0 GMT)の風速分布と仙台の風向, 気温, 露点(霜点)温度を隔日毎に示す。7月26日は気温と露点温度の差がかなり離れているので飽和には少し遠いことを示し, 仙台でも秋田でも風は全般的に弱くて200 mb面でやっと 20 m/s になったに過ぎない。27日も26日とほとんど同じで, 唯850 mb面の風速が大きくなった。28日になると露点温度が気温に350 mbの高さにまで近づき高い所まで湿っていることを示し, 風速も全般的に強く, 風向も下層から上層まで西乃至北西で大体定まった方向であった。特に目立つのは下層の風の分布で仙台で400 mbの風速よりそれより下層の500, 600, 700 mb面の風速が大きいくことである。この頃には異常降水が始まっており, 秋田, 輪島の下層の風もこのような様子が見られる。29日にはこの傾向がつづき仙台では700 mb面で西の風, 風速 50 m/s , 500 mb面では西北西の風 27 m/s であった。30日も異常降水が続いたが, 湿度は高く, 風速は大きくて一定方向であることが分る。輪島で特に下層の風が特徴的である。31日も仙台では異常降水にみられる風速分布ではあったが, 秋田では上層の風は強かったが, 下層は弱くしかも風向が上層と下層とはかなり違って異常降水の型ではなかった。8月1日になると空気も乾き異常降水の終了を暗示している。

後期は8月5日より異常降水が始まったが, 気象要素の方は, 8月2日は上層と下層で風向がかなり異なっているし, 3日, 4日は空気が乾いていて何れも§3の条件を満していなかった。5日から異常降水が始まったがその日の朝には空気は300 mb面まで湿り, 風向はほぼ一致し風速は下層で強かった。6日はこの傾向が弱くなっても残り, 7日は下層と上層で湿り中間で乾いているが, 下層から上層まで風向が一致し, 風速も800 mb面で 30 m/s にも達しその上ですずっと強い。8日は湿度も比較的大きく, 中層700~500 mbで風速が大きくなっている。9日になると湿っているのは下層だけで, 風速の大きいのは上層だけで下層は弱くなっている。この日一ぱいで異常降水も終り10日には空気も乾燥し風速分布も通常の型に戻っている。

上記の解析例で異常降水のあったときは§3の条件1, 2, 5及び6が成立していることが示されたが4の条件を吟味してみよう。そこでリチャードソン数の目安として,

$$R \equiv \frac{\frac{g}{\bar{\theta}} \frac{\Delta \theta}{\Delta z}}{\left(\frac{\Delta V}{\Delta z}\right)^2} \quad (3)$$

を仙台でのデータで1969年の7, 8月について計算した。但し $\Delta \theta$, Δz , ΔV は1000 mb面と500 mb面の値の差とし, $\bar{\theta}$ は二つの高度の平均である。この期間の東北地方中部で異常降水のあった時は恒に R は0.2より小さかった。

最後に地形の効果である。著者は1967, 68年の東北地方の冬季以外の降水を解析して地形の効果としては, 一般流の収レン域で, 風上より風下に降水量が多いとの結果を得た。具体的には秋田附近, 東北中部の酒田附近から太平洋に及ぶ地域, 福島県の太平洋岸がその多い地域である。第10, 11図からみると通常の降水量の多い所が異常降水のあった地域であるが, 正確には少しくずれ, 風上, 風下の区別がつきにくくむしろ高い所に降っていた。しかし他の研究者によると風下の方が多いようであるが, 何れにせよ平地より山か山の近くが異常降水が起り易いことは正しいようである。

§ 6 異常降水とその他の条件

前に § 3 で異常降水に伴う条件をのべて、前節にて説明をした。しかし他の研究者は他の条件について言及しているので、8, 9, 10の条件についてふれてみる。

異常降水は 100 km のスケールであるのでこれに注目して小さな低気圧（これをメソ低気圧という）を松本・二宮が研究した。始めは北陸の豪雪についての観測中に発見したもので、日本海沖に発生し、北陸に上陸し、関東地方で消滅し、豪雪を伴った。この低気圧は大きさが 100 km、寿命が 10 時間、強さも弱くて通常の天気図でも観測でも発見できぬ位のものである。他に何の豪雪を生ずる原因もなくて豪雪になり、あとで詳しく調べたらメソ低気圧があったというイワクつきの低気圧である。このメソ低気圧は豪雪ばかりでなく豪雨にも関係し、豪雨の中心は低気圧の中心に少し離れ、低気圧と共に移動して消滅と共に豪雨も止む。この低気圧はその発見例も少なく、細かな性質も不明な点が多い。私の考えではこの説の最大の難点は発生の確率である。松本、二宮の説に従うと極めてひんぱんに発生しなければならないが豪雨或は豪雪はそれ程ひんぱんには起らない珍しい現象であることと、豪雨の起る場所が大体定まっていつもそこに起ることの二つの難点がある。

次に豪雨に特有の気象配置があるという問題である。台風的位置と降雨域の研究は古来多く、前線の位置と降水域も報告が多い。§ 5 で豪雨の中心はジェットの南側にあることを述べた。この説を拡張して渦度の鉛直成分の負の大きい所（風速をベクトル $\vec{v}$ で表わすと $\text{curl } \vec{v}$ を渦度という）が豪雨域の中心になるとの研究がある。これはもっともな説で、ジェットの渦度の負の所は北の冷たい大気と南の暖かい大気の混合している場所であるので不安定な所であるからである。更に別な研究によると 700 mb 位の高度で舌状の湿った大気が南方より延びて日本に入りこむとその北側に豪雨がある。これは特に気象現業の人に注目されている現象である。この他の気象配置と異常降水についての研究も数多いがここでは省く。

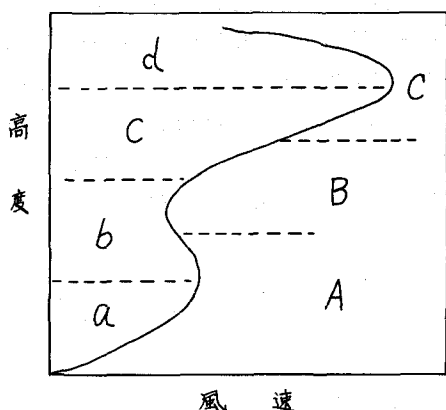
最後に上層の空気中に氷晶核の存在が重要であるという研究がある。雨は雪がとけたものであるから雪を生ずる原因の氷晶核の有無は直接降水と結びついているであろう。しかしこれと異常降水との関係については直ちに結論は出せないようである。

§ 7 地形性異常降水の模型

異常降水を起すためには下層に強い上昇流があって空気が十分湿っていなければならない。強い上昇流を生ずるためには、(a) 台風のような強い対流、(b) 山の斜面をはい上るとき、(c) 前線のある時その他である。台風のような低気圧性降雨はさしおき前線性の降雨は前節にのべたような気象条件が伴っている。この条件の中から異常降水の主な原因と思われるものをぬきだすと下記のようなになるであろう。上空 200 ~ 300 mb 面で強いジェットがありその南側に強い南北の風速勾配がある。そこでは風速も強く風向も下層から上層までそろい、湿度も下層から上層まで大きくリチャードソン数は小さい。

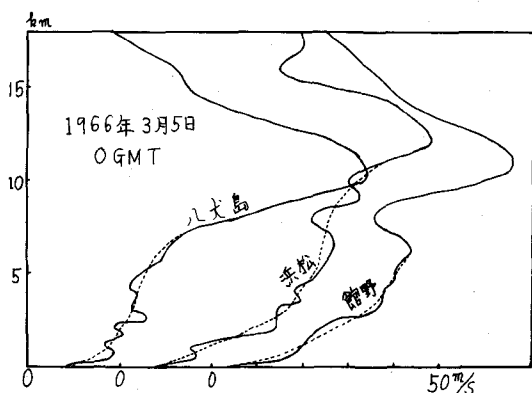
以上の条件は豪雨の主原因ではあるが、これだけでは豪雨になると限らず、あるきっかけがあって始めて豪雨となる。このきっかけは引金ともいわれ、当節にのべたメソ低気圧もこの引金となるであろう。豪雨は山地で起ることと下層ジェットが重要な役をすることから著者は地形性異常降水の模型を考えてみた。

その模型を説明する前に、下層に風速の強い部分があり、中層でいく分弱く、上層で又強くなる。第17図で示すような風速分布を考えよう。このような下層ジェットのある風速分布は特異な風速分布で不安定な時がある。ここでは不安定になる説明は省いて実例で定性的に示すに止める。



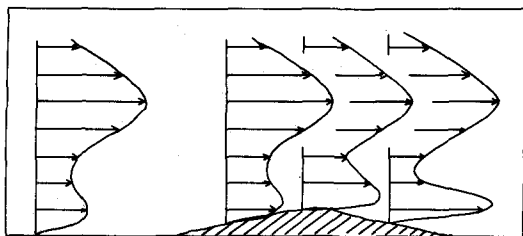
第17図 風速分布と安定度の説明

a, c, d, の部分は dV/dz が大きいので、リチャードソン数が小さく、乱れによる不安定になり易い。一方 A, C は d^2V/dz^2 が負、B は正で大きいので、B の部分が力学的に不安定になり易い。



第18図 風速分布図

1966年3月5日 00 GMT
浜松、八丈島、館野の風速分布。
ラジオゾンデのデータによる。



第19図 山越えの気流の説明

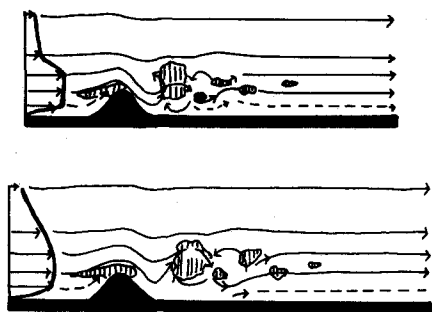
もし不安定が起きないとした時の風速分布の変り方を示す。風上より風下で変化が大きい。

浜松、八丈島、土浦附近の館野の3ヶ所の1966年3月5日の00時 GMT の風速分布を第18図に示す。上層の気圧、気温の測定は測定素子と送信機をのせた風船を飛ばし地上で結果を受信するテレメーター方式を採用している。風向、風速は風船の位置を地上で測定し、風船の流れた距離から推定する方法をとっている。地上風速のように10分間の平均風速でなく各瞬間の値である。もし気流に乱れがあると風船が不規則な運動をするので観測結果にもそれが表れる。さて図からわかるように各地の観測にはかなりの乱れがあり10分間の平均風速は恐らく点線のようなのであろう。風速分布で不安定な場所に乱れが見られるので、これから不安定な場所が

d^2V/dz^2 の正の所でこの値が大きい程不安定性が強くなる（正確には $\frac{g}{\theta} \frac{d\theta}{dz} - V \frac{d^2V}{dz^2}$ が負の所）ことが想像される。

ここで上記の日時を選んだのは富士山頂近くで航空機 BOAC 機が乱気流に突入して墜落した時を示したかったためである。この図から分るように山に達する前にすでに乱れていたがまだ乱気流といわれるまでには達していなかった。この気流が山に達すると第19図のように下層ではせまい所を通るため風速が大きくなり、中層では逆に弱くなって、中層附近で不安定は増大し、ついに乱気流になったものと想像される。乱気流は山頂附近が一番発生し易いわけではなく、むしろ風下の方が発生し易くしかも気流で流されて風下はかなり部分に広く伝播していたと考えるのが自然であろう。第20図に Förchtgott の考えた山による気流の乱れで、左端に示すような風速分布のとき、山の近くとくに風下に乱れが発生することが示されている。

ここで地形性異常降水の模型をのべる。前線性豪雨の主要原因であ上記の条件がすでにみたされている場合を考えよう。下層流が山をはい上ったり、前面をはい上ったりすると上昇流を生じて上空には水蒸気が凝結し小さ



第20図 Förrchtgott の求めた
山越えの気流の乱れ方
左端に風上の風速分布のとき、
風下に大きな乱れが生ずる。

な水滴が多数出来て、地表に小雨が降っている状態になっている。下層ジェットがあって山岳をこえるときは風速分布は第19図のようになるであろう。地表のすぐ近くでは風速勾配は大きいが温位勾配はそう小さくならないので、リチャードソン数はそれ程小さくはない所である。これに対して中層は d^2V/dz^2 が正で大きな値になるので力学的に不安定になる場合を考えよう。

もし中層の不安定の部分がかなり高い所にあつて、気温が $-5^{\circ} \sim -20^{\circ}$ の間に入っていれば豪雨の条件に適合する。それは不安定を起す高さがこの範囲になると凝結して過冷却のままになっている層と、更に気温

が低くて適当な氷晶核のため凍結して氷結になった層とが共に不安定になり得るからである。山の風下で風速分布の不安定化のため上下の層の混合が起ると氷晶の一部は過冷却の水滴群にまぎれ込み、これが成長して雪片となるであろう。水滴が凍結して氷晶となると潜熱を放出する。この潜熱は気相から液相になるときの潜熱より小さくて熱量は小さいかも知れない。しかし氷晶の成長は急速に進行するため単位時間あたりの放出熱量は大きく空気を加熱して上昇作用を助ける。この中層の上昇流は上層並びに下層の空気まで上昇させ、大気が湿っているので上昇流は水蒸気の凝結をとまなうので過冷却の水滴の補給に事欠かない。熱力学にみると上昇流は湿潤断熱変化をするので潜在不安定が起り更に上昇流を刺激して不安定な場所は上下にも水平にも広がり、風速分布の不安定性がない所も本格的な不安定性となり、かなりの広い場所で豪雨になるであろう。しかし豪雨の中心は過冷却の水滴が氷晶になるのが最も激しく起る場所であろうから山岳の風下の中層の不安定を生ずる所に停滞するであろう。或はこの中心に小さな低気圧が起り風が強ければ移動するであろう。しかしひんぱんに低気圧が発生して短時間には豪雨の中心は低気圧と共に移動するかも知れないが、少し長い時間の平均をとれば豪雨域はあまり移動しないと思われる。

このように考えると中層の不安定を生ずる原因は山であるが、下層がはいあがらなくとも左右に山がある所を風が吹きぬける時は下層流が強くなって風速分布が不安定になることも起り得る。鞍部点はこの二つの条件をかねそなえて更に有利になる。又山岳の風下に不安定を生ずると述べたが、特に湿って且風速が強ければ風上ですでに豪雨となるような不安定になることも起り得よう。事実風が強いときは風上で豪雨に、風が弱いときには風下で豪雨になるのが一般的であるようである。

§8 おわりに

自然科学特に天然現象を相手にする学問では why を3回くり返すと次は説明できないといわれる。異常降水も上の仮説である程度の説明はできるであろう。しかし更に why を重ねて、なぜ下層ジェットが生ずるのか？ 山の風下の不安定によって生じた乱れがいかにして数十軒のスケールまで成長するのか？ いかにして豪雨域を予測できるか？ 一般に広い地域で雨が降っているとき、ある場所に豪雨が降ると他の場所は雨が弱くなる傾向がある。それはなぜか？ 等々を問題にすると未知の分野が大きいといわなければならない。それはさておき異常降水は起り方も異常で、この異常性が重なって異常降水となることだけは理解し得たと思う。

台風に上る豪雨は著者がまだ未着手の問題なので全然ふれなかった。しかし台風でも豪雨を生じた

所では上記の条件がみたされているのではないかと想像している。

尚、本講の準備のため種々の作図やリチャードソン数その他の計算、更に本講の製図、浄書をして下さった猪瀬恵美子嬢に感謝します。

(1970 年 5 月 6 日記)

文 献

ここでは読者のことを考え解説的なものを選んだ。専門的なものは気象集誌に英文で特に 1967 年以降多く出ている。又気象庁研究時報にも注目すべきものが出ているが入手の便を考えて省いた。尚雑誌 " 天気 " は日本気象学会の機関誌である。

- | | |
|-------------|--|
| 二宮 洸三他 | 1967 : 集中豪雨. 天気, 14 , 321 - 338 |
| 福田喜代志 | 1968 : 北陸地方秋雨期豪雨時の解析例. 天気, 15 , 481 - 488 |
| 松本誠一 | 1967 : 北陸豪雪はなぜ起るか. 科学, 37 , 239 - 245 |
| 松本誠一他 | 1962 : 36.6 豪雨の定性的・定量的解析. 天気, 9 , 213 - 229 |
| 松本誠一, 二宮洸三 | 1969 : 降雪に伴う中規模ジェウ乱に関する研究
天気, 16 , 291 - 302 |
| 安井春雄, 前田伊三郎 | 1969 : 大雨に対する下層ジェットの役割. 天気, 16 , 174 - 180 |
| 山田三郎他 | 1969 : 降雨機構とその応用. 天気, 16 , 379 - 388 |

(50 音順)