

第6図 東海地方で時間雨量 20 mm 以上の強雨が観測されたときの潮岬の 850 mb 面における混合比。縦軸が混合比。

ち4例が潮岬よりかなり離れた静岡県東部～伊豆方面の強雨で、潮岬の値はこの方面の指標としては必ずしも使えないことを示しているといえる。また、他の2例は愛知および岐阜県の強雨であるが、いずれも1地点でのみ降った場合である。いずれにしても対流不安定は要因と考えられる。

(6) 第6図に第5図と同じく強雨の降った期間中の09時・21時の潮岬の 850 mb の混合比を示した。平均値は 13.3 gr/kgr で、強雨は多量の水蒸気流入時に起きている。第6図でわかるようにほとんど 10 gr/kgr 以上である。

以上、第(1)項より第(6)項までを総合的に考察すると、強雨は下層に多量の水蒸気を含んで対流不安定の成層をした気流が陸地へ流入したとき起り、山地斜面の滑昇や地形その他の収束が引き金になって対流不安定

が解消したとき発生するという結論になる。

5. あとがき

このような降雨が地形によって影響を受ける現象は、地形性滑昇や地形収束以外にもあるようである。その1つの例として昭和51年9月の岐阜県西部の豪雨について調査した(小花, 1976)が、ここでは省略する。

なお、この調査結果の一部を昭和51年度日本気象学会秋季大会のシンポジウム「地形と豪雨」で発表した。

文 献

福井英一郎, 1970: 日本における豪雨の分布と最近60年間の変動, 気象研究ノート, 105, 1-12.
 河村 武, 1968: 豪雨に及ぼす地形の影響に関する気候学的知見, 東京管区気象台地域気象調査資料 No. 37.
 水越允治, 1968: 大雨の気候学, 気象研究ノート, 98, 368-382.
 小花隆司, 松田 一, 1968: 現業用気象レーダによる降水量の観測, 研究時報, 20, 293-301.
 小花隆司, 1976: 51.9豪雨における地形効果(I), 天気, 投稿中.
 田中源三, 1970: 東海地方の風向別大雨パターンについて, 東京管区地方気象研究会誌, No. 3(昭和45年度), 93.
 田中勝夫, 深津 林, 服部満夫, 松野光雄, 1971: エコーの移動方向で分類した東海地方の大雨の型, 研究時報, 23, 431-443.
 田中勝夫, 1973: 南西気流における東海地方のエコーと地形, 東京管区地方研究会誌, No. 6 (昭和48年度), 282-284.
 立平良三, 1963: レーダの降水探知能力の距離による低下について, 気象集誌, 41, 255-260.
 安田清美, 1970: 日本における強雨(50 mm/hr 以上)の気候学的特性, 天気, 17, 539-548.

3. 雲物理学的にみた地形の効果*

武 田 喬 男**

実際の降雨量分布を調べると、しばしば降雨は地形の効果で増幅されているかのように見える。ここでは、降

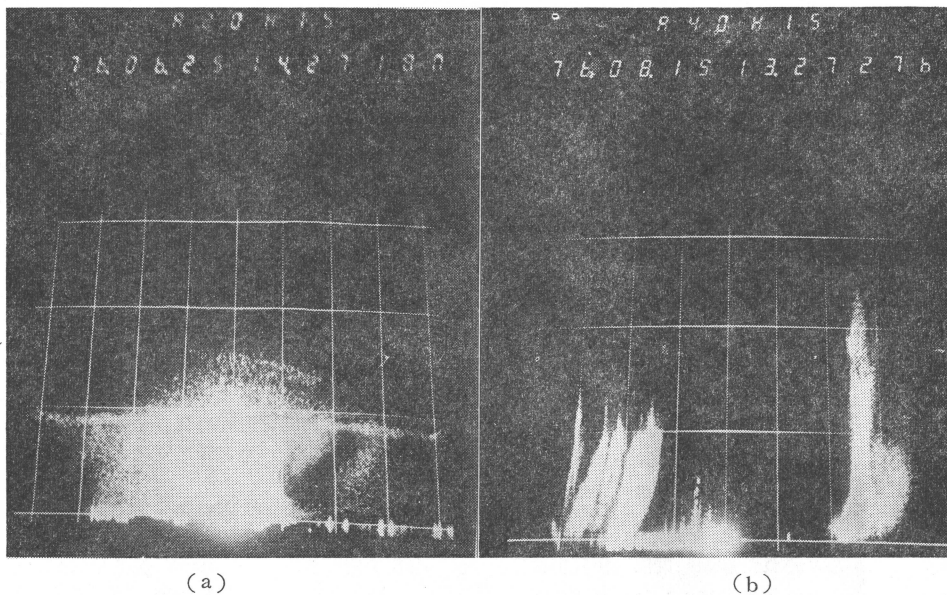
水雲及び降水に対して示すであろう地形の応答を中心に、豪雨形成における地形の役割について雲物理学の立場から考えてみたい。

1. 2つのタイプのレーダエコー

RHI レーダで降水を観測していると、ある程度以上

* Effects of orography on Rainfall and Micro-physical Processes.

** T. Takeda, 名古屋大学水圏科学研究所



第1図 2つのタイプのレーダエコー。

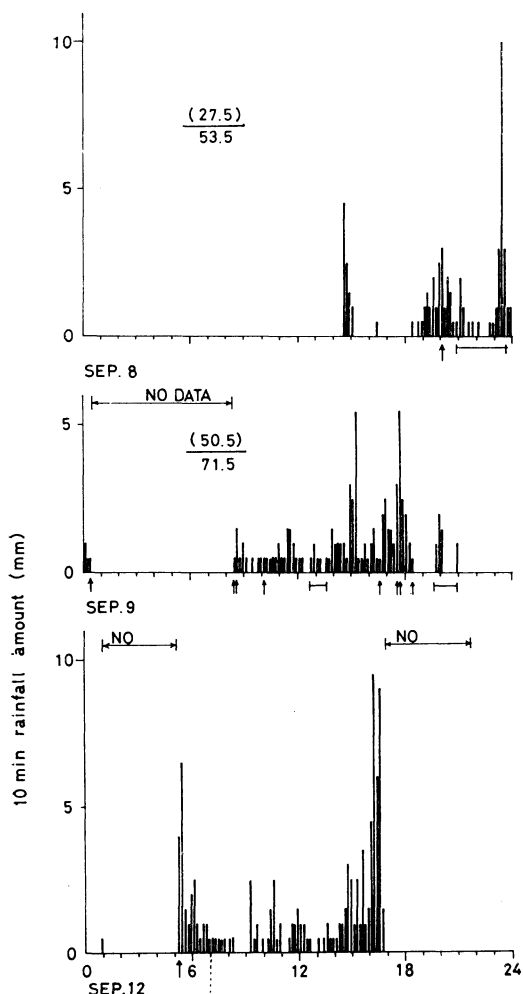
の地上降雨量をもたらす降水雲は、大体第1図に示すようなaタイプあるいはbタイプのエコーを伴っていることが多いことに気がつく。aタイプは顕著なブライトバンドを継続的に含むレーダエコーで、この時は、 0°C 高度以上の層状の雪雲からの降水が主たる雨である。bタイプは通常対流性エコーといわれているもので、下層から発達している対流雲から雨が降る。両タイプのレーダエコーがどの程度の割合で実際に見られるかを第2図に示す。第2図は、今年の9月台風17号が日本付近に存在していた時名古屋で観測された10分間雨量の時間変化である。8日及び9日は名古屋大学でRHIレーダによる観測を行っていた。図中横軸の下に矢印あるいは短線が指定されている以外の時間帯は、全て、aタイプのレーダエコーが卓越していた時間である。aタイプのエコーは時間的にもかなりの比率で現われているし、日雨量の半分以上の雨をもたらしている。即ち、8日は日雨量53.5 mmのうち27.5 mmがそうであり、9日は71.5 mmのうち50.5 mmがそうである。豪雨において積乱雲などの対流雲からの降水が重要であることはいうまでもないが、aタイプのエコーとして現われる中層雲からの降水もかなり重要なものであるのだろう。実際に地形性豪雨が起っている時の立体的なエコー構造の観測は非常に少ない。ここでは、第1図に示すようなエコーをもった降水雲あるいは降水は、地形の影響でどのような変質

を受けると推定されるかを述べてみたい。

2. 地形の降水増幅効果

その前に、豪雨と地形との関係を簡単にまとめておこう。第3図は奥田(1970)が調べた10年間(1952~1961)の大雨の月別頻度である。大雨は日雨量100 mm以上で定義してある。図は、大雨のよく起る場所が月によってかなり異なること、その場所が地形と大いに関係していることを示している。特に、8~10月に尾鷲周辺で大雨日数の多いことが目立つ。当然、月々で降水をもたらす気象じょう乱の種類が違うこと、および、地形性降水と関係する下層風の卓越風向が月によって異なること等がこれら頻度分布の違いに関係しているのであろう。

地形と関連して豪雨が形成される過程は決して一様ではない。地形の効果である地域だけに降雨をもたらすシステムが形成され、それによって豪雨が起るということもなくはないであろう。しかし、地形性豪雨の多くは、降雨をもたらす気象じょう乱が近づいた時、それに対する地形の応答が変り降雨の起り方が変ることにより形成されると考える方が妥当である。地形の応答は主に下層の卓越風と関係するものであろう。この応答による降雨の変化は、降雨の地形による増幅というかたちでも表すことが出来る。榊原・武田(1973)は、台風7002に伴う紀伊半島における降雨量分布の解析から、半島上の増幅係数の分布を求めることを試みた。即ち、ある地点



第2図 1976年9月台風17号の接近時名古屋で観測された10分間雨量の時間変化。横軸の下の矢印及び短線はbタイプのエコーの卓越を意味する。

(x, y) の時間 t の降雨量 $R(x, y, t)$ は、地形の影響がなかったならば降ったであろう降雨量 $h(x, y, t)$ にその地点固有の増幅係数 $k(x, y)$ を剰じたもので表すことが出来ると考えた。第4図はそのような仮定のもとに求めた増幅係数の分布である。(a) は生の10分間雨量、(b) は地形の影響がなかったならば降ったであろう降雨の分布、(c) はその時の増幅係数である。(d) は1時間後の増幅係数である。元々の降雨量分布はNW—SEの方向の降雨帯であるべきであったのが、地形の増幅効果のためにNE—SWの方向の山脈に沿って地上降雨域が形成されてしまった。増幅係数は時間と共に少

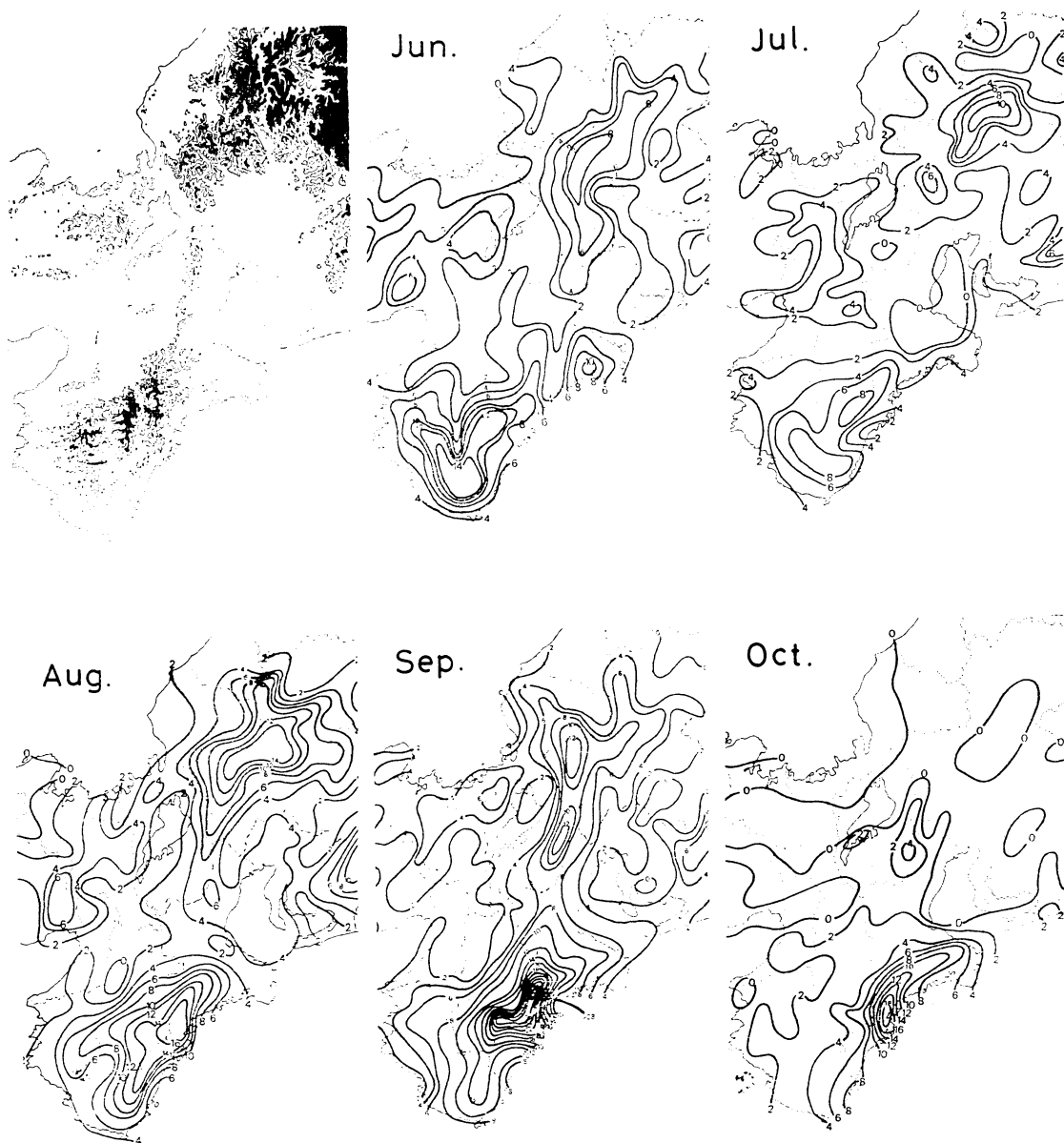
しずつ変わっていくが、これは主に下層の卓越風が時間と共に変ることを反映しているのであろう。しかし、この増幅効果は現象論的な話で、増幅をひき起す過程そのものについては分っていないことが多い。ここでは、前述のように、第1図に示したエコーをもつ降水雲が地形の影響でどのように変質し、どのように降雨の増幅が起るかを考えてみよう。

3. aタイプのエコーを伴う中層雲と下層の雲

1975年および1976年の梅雨期、名古屋大学のレーダにより梅雨前線の北側でこのタイプのエコーを数例長時間観測することが出来た。その観測をもとに、まず、エコー特性を考えてみる。第5図は $10 \log z_e$ の時間—高度断面図の1例である (z_e は等価レーダ反射強度因子、 $10 \log z_e$ の単位は db Z)、1時から6時にかけてブライトバンドが連続して観測されているが、この時間帯で50 mm 近い雨が降っている。ブライトバンドの存在は、 0°C 高度以上での雪の存在を示していると共に、 0°C 高度以上・以下の両方において (少なくとも 0°C 高度付近では) 降水粒子がたえず地面に相対的に落下していることを示している。このことは、定常の仮定の下では、ある高度間のレーダ反射強度因子の差から落下する降水粒子のこの高度間での変化を議論することが出来ることを意味している。

このようなレーダエコー内の典型的なレーダ反射強度因子の垂直プロファイルを示す。いずれのプロファイルも1時間平均である。ブライトバンドの下層に着目すると、高度が下ると共に反射強度が増す場合 (June 7, 000~100)、あまり変らない場合 (July 4, 300~400) および減る場合 (June 6, 1800~1900) があることが分る。即ち、中層雲から落下した後、雨滴が下層雲内で雲粒を捕捉するか、雨滴同志が併合することにより、あるいは単に下層雲からの雨が加わることににより (第1の過程が主なものであろう)、下ほど $10 \log z_e$ が増す場合、下層での雨滴の蒸発により $10 \log z_e$ が減る場合、あるいはそのような効果をあまり受けない場合がある。

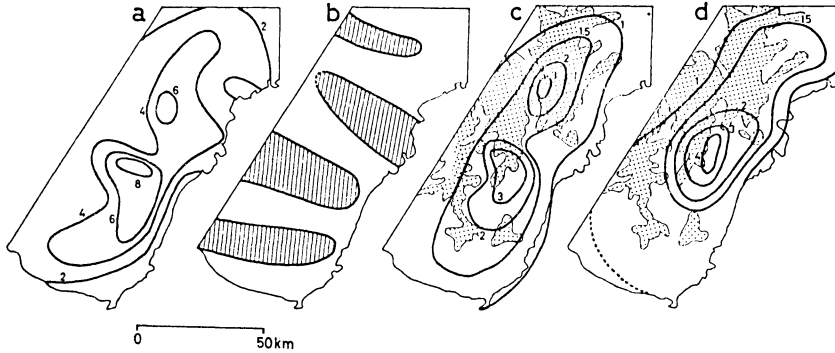
各例について下層での変化の度合をまとめたのが第7図である。横軸にブライトバンドの中心から400 m 下の高度 (平均約4000 m) の $10 \log z_e$ 、縦軸にその高度からさらに2000 m 下の高度 (約2000 m) までの $10 \log z_e$ の変化がとってあり、データはそれぞれの例の1時間平均である。示した5例の中に、下層で蒸発の激しいもの他に、2000 m 落下する間に数 db Z 増加する



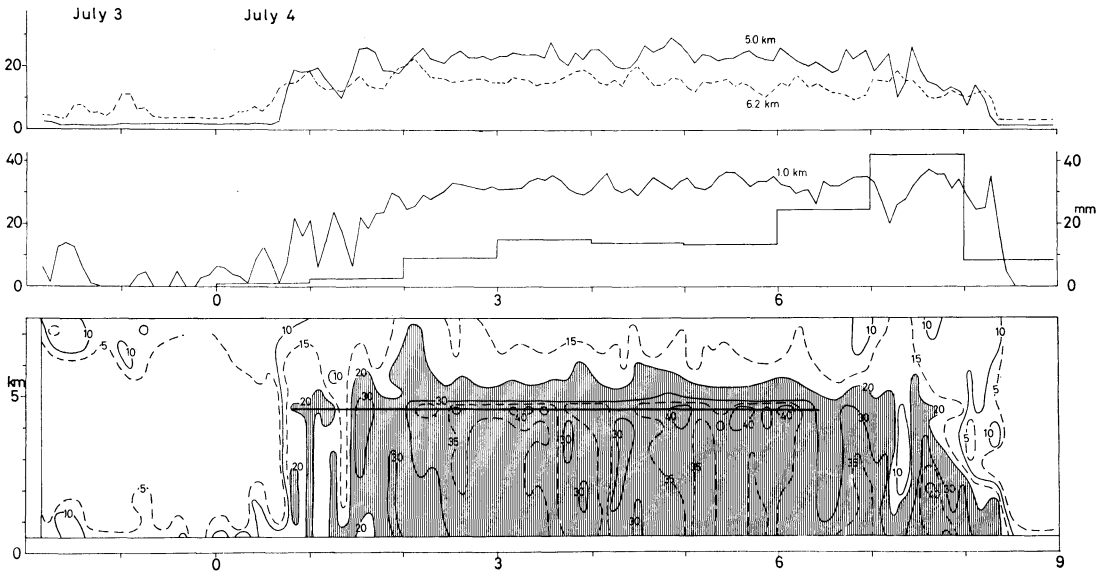
第3図 1952～1961年の大雨月別頻度 (奥田, 1970).

場合、即ち、下層雲内で雲粒を捕捉する場合があることが分る。ここで $10 \log z_e$ の変化を $Z-R$ 関係を用いて mass flux の変化に換算する。 $Z-R$ 関係は降水の性質によって変ってくるものであるが、continuous rain の代表的な $Z-R$ 関係式 $-Z=150 R^{1.8}$ を用いることにする (藤原, 1965)。第8図は、4000 m から 2000 m までの $10 \log Z_e$ の増加に対応する mass flux が、4000 m

の $10 \log Z_e$ の値によってどのように変わるかを示したものである。この図に第7図の結果を重ねあわせると、梅雨期に観測した5例では、下層 2000 m 間の $10 \log Z_e$ の増加は mass flux の増加としてはせいぜい $3 \times 10^{-5} \text{ g/cm}^2/\text{s}$ (約 1 mm/hr の降水強度に対応) にすぎないことが分る。この増加が雨滴が 2000 m 落下する間に下層雲内の雲粒を捕捉することによって起っており、そのよう



第4図 紀伊半島上の増幅係数の分布. a : 1970年7月の18.00~18.10の雨量, $R(x, y, t)$. b : $h(x, y, t)$, c : 増幅係数, d : 1時間後の増幅係数 (榑原・武田, 1973).

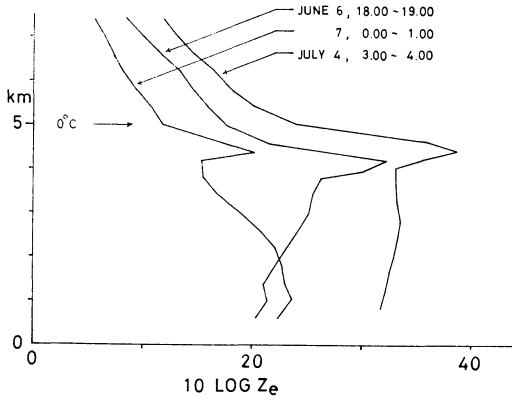


第5図 1975年7月3日~4日の $10 \log z_e$ の時間-高度断面図及び各高度の $10 \log z_e$ の時間変化 (z_e : 等価レーダ反射強度因子, 単位 dbZ).

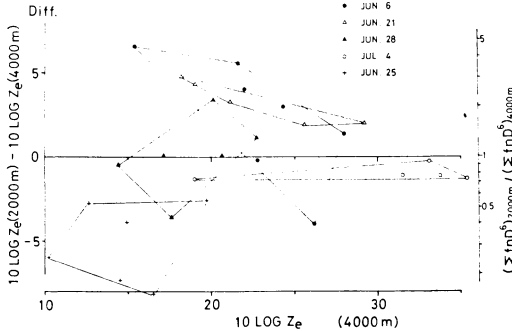
な雲粒が雨滴の捕捉にかかわらず常に下層の上昇気流にもとづく凝結によって補給されているとするならば, そのために必要な上昇気流の速度は 10 cm/s 程度である. この値は, 恐らく実際に存在し得るものであろう. このように, 梅雨期の観測では, 中層雲からの降水が下層の雲の中で雲粒を捕捉することにより起る雨量強度の増加は 1 mm/hr 程度のものである.

それでは, このような中層雲からの雨が地形の影響で形成される下層の雲の中を通過する時には, 雨量強度としてどの位増加するものであろうか. 尾鷲においても,

地形性上昇流により背の低い雲が層状に並ぶかたちで形成されるという報告はあるが, それらの雲の中の雲粒度分布の観測例は殆んどない. もしも, 地形性上昇流の速度が 20 cm/s 程度であり, この上昇流によって毎秒つくられる雲水が全て中層雲からの雨の mass flux の増加になるとするならば, $10 \log Z_e = 20 \text{ dbZ}$ の雨の増加分は 10 dbZ 前後であることが予想される. 気象研究所および名古屋大学はこれまでに尾鷲で数回レーダ観測を試みてきたが, まだ観測例は少く結論的なことを述べることはまず出来ないだろう. しかし, 1971年8月の気象

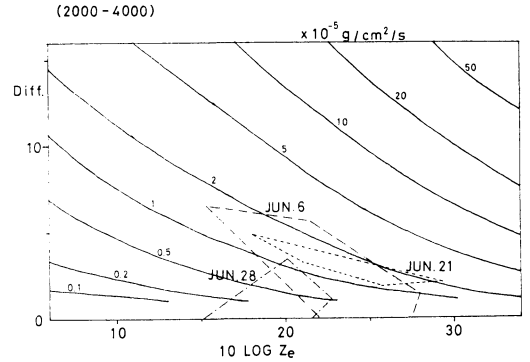


第6図 10 log z_e の典型的な垂直プロファイル。



第7図 高度4000 m及び2000 mの10 log z_e の差。

研究所の観測(柳沢・青柳・神林, 1974)によると, 第9図に示すように, ブライトバンドの反射強度因子 25 db Z に対して下層に 45 db Z 以上の反射強度因子がたびたび現われている。この値から推定される下層での雨量強度の増加は, 前述の梅雨前線付近の構造としての下層での増加に比してはるかに大きな値である。即ち, 第1図の a タイプのエコーを伴う降水雲あるいは気象じょう乱への地形の応答として, 地形の効果で下層に形成される雲はかなりの降雨の増大をもたらす可能性があるといえるであろう。もっとも, このような増大はいつでも認められるわけではなく, 1975年9月の尾鷲における名古屋大学のレーダ観測では, ブライトバンドが長時間継続して観測され, 時間降雨量 10 mm 近い雨が降ったがレーダ反射強度の下層での増加は認められなかった。このように, 降雨のタイプは似たものであっても, 地形の応答の仕方は変ってくる。但し, これまで述べた地形の増幅効果は, 他の過程を通して起るものに比べて, どちらかといえばあらかじめ詳細し易いものであろう。

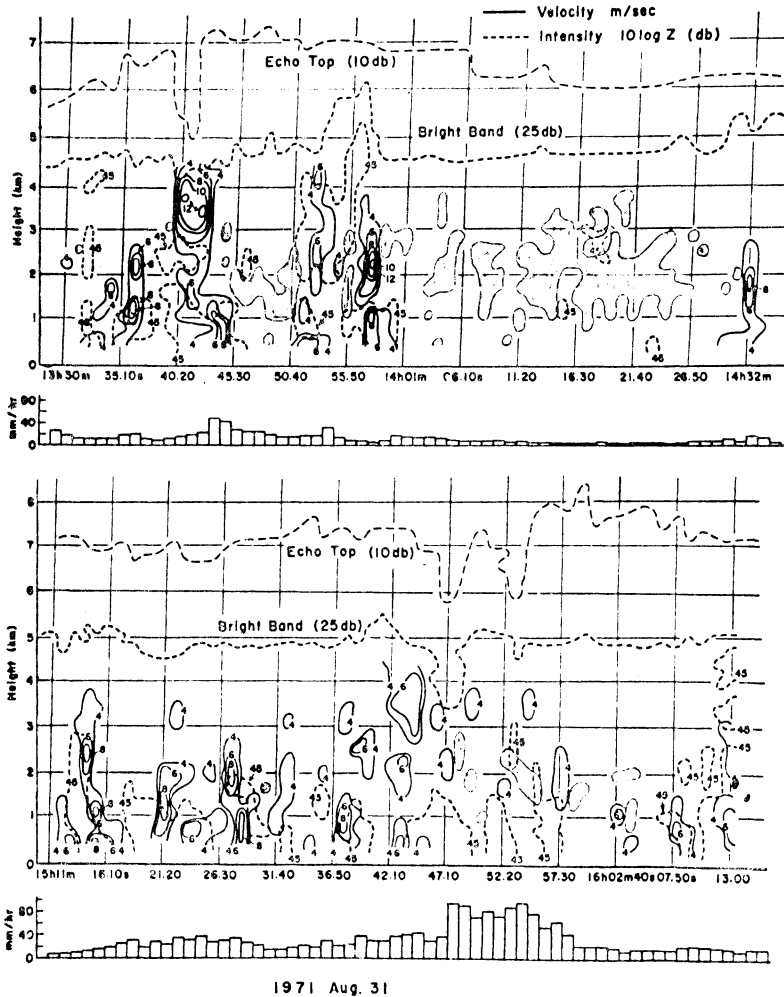


第8図 4000~2000 m 間の 10 log z_e の差と mass flux の差 (単位 $10^{-5} \text{ g/cm}^2/\text{s}$) との関係。

4. a タイプのエコーを伴う中層雲と積乱雲

梅雨期のレーダ観測により, 中層雲のレーダ特性について更に興味ある事実が見出されているが, これは地形の応答の可能性の一つとして十分考えられるものである。第10図は, ブライトバンドより上の層(6200~5200 m)および(6200~4600 m)でのレーダ反射強度因子の増加を示す。0°C 高度は約 5000 m で, 6200 m から 5200 m までの変化は降雪粒子が融けはじめる前の成長を示していると考えることが出来る。なお, データはそれぞれ1時間平均である。興味深いことは, 7月4日の1つの点を除いて 1000 m 間の増加 (db Z) が 6200 m での反射強度因子にあまりよらないことである。第8図から推定出来るように, 10 log z_e の増加分が同じならば, 6200 m での反射強度因子が大きいほど mass flux の増加は大きいということになる(第8図は continuous rain にあたるもので, 雪の場合の量的関係としては適用出来ないが, 定性的傾向は同じである)。このことはある意味では当然のことである。即ち, 1000 m 間の増加は, 落下する雪がその層内の過冷却雲粒を捕捉するか, 昇華成長することにより起ると考えられ, また, その値は定常状態では層内の上昇流の速度が大きいほど大きいはずである。一方, この上昇流にさからって落下してくる上空の雪は当然上昇流が大きいほど大きい数が多い傾向にある。このように, 第10図の 6200 m から 5200 m までの変化の差は, 上昇流の大きさの異なる中層雲の間の差を示していると解釈出来る。

基本的にはこのような特性をもっている中層雲において, 前に述べたように7月4日のある1時間だけに 15 db Z という特異に大きな増加が現われたわけである。この増加を, 落下する降雪粒子の雲粒捕捉あるいは昇華

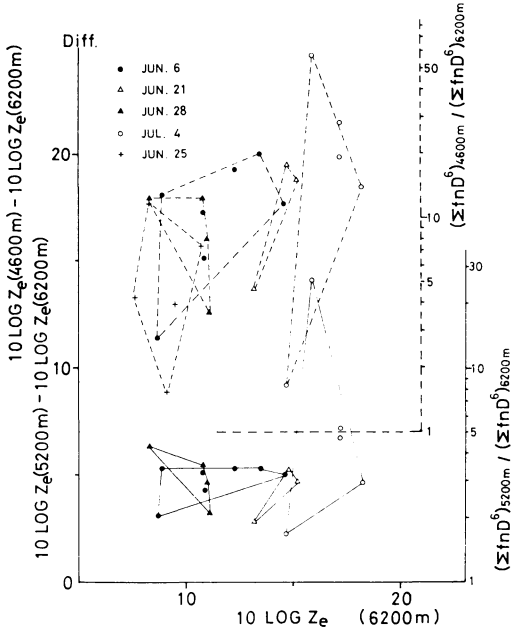


第9図 1971年8月31日尾鷲で観測された $10 \log z_e$ および上昇流の時間-高度断面図 (柳沢・青柳・神林, 1974).

成長による増加, 即ち, mass flux の増加と考えるならば, その増加分を補う上昇流の速度は他の場合に比べてかなり大きいものでなければならないことになる. おそらく, 1 m/s 以上のものになるであろう. 逆に, そのような上昇流にさからって降雪粒子が落下してくることはかなりむずかしいことになる. 15 db Z の増加は降雪粒子の mass flux の増加ではなく, 降雪粒子同志の併合による巨大化 (雪片形成) を示していると考えの方が妥当のようである. 図の右の縦軸に示した比は, 両高度間の mass flux が同じとするならば, 近似的に併合度を表していると見ることも出来る. このようにこの時間帯だけ雪片併合が他に比べて活発であったと考えることが出

来る.

この時間帯は第5図に示された7月4日の5~6時にあたり, その後すぐエコー頂 10 km 以上の積乱雲が通過している. いい変えと積乱雲のすぐ東側に位置していた中層雲内では雪片の併合が活発に行われていたことになる. 当然, 積乱雲の上部から流出する ice particles は中層雲の上部に供給されるはずであり, それは中層雲内の雪とは異質のものであろう. これらの降雪粒子の間では併合過程が活発に起ると考えることは出来そうである. このような過程が山岳の近くで起ることは十分考えられる. つまり, 中層雲におおわれた山岳付近で, 地形性上昇流により下層の対流不安定が解放されて中層雲を



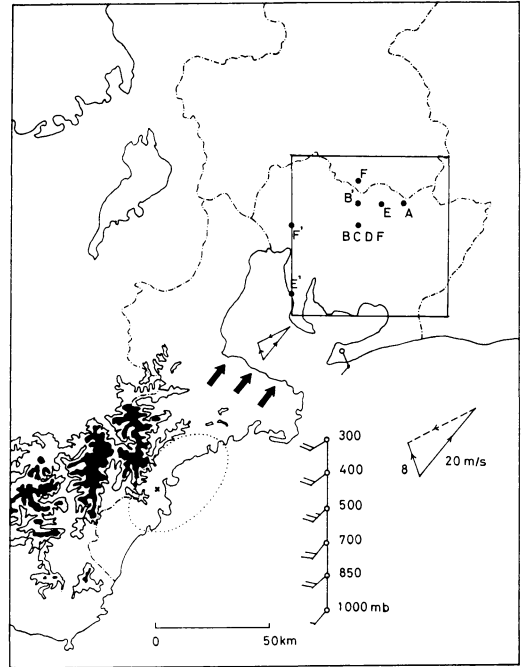
第10図 高度 6200 m および 4600 m, 6200 m および 5200 m の $10 \log z_e$ の差.

つきぬける積乱雲が形成され、その積乱雲の上部から流れ出る ice particles が中層雲の上部に供給されるわけである。その様子は模式的に第13図の c に示してある。雨水の化学成分および雨滴粒度分布の観測をもとに、尾鷲付近では雲は3層構造をしているのではないかと推定されたことがあるが(磯野・駒林他, 1970)、今述べた過程もまた、積乱雲に起因する上層雲・中層雲および下層の雲といった3層の雲の作用で多量の降水が能率よく形成されることにある。

5. Bタイプのエコーを伴う降水雲

Bタイプのエコーを伴う対流性の降水雲、主に積乱雲に対する地形の応答はさらに複雑である。これについてはすでに武田(1974)および武田・森山・岩坂(1976)により述べられているので、ここでは詳しいことは省略することにするが、量的な議論をすることが出来るような観測データはまだ不十分である。

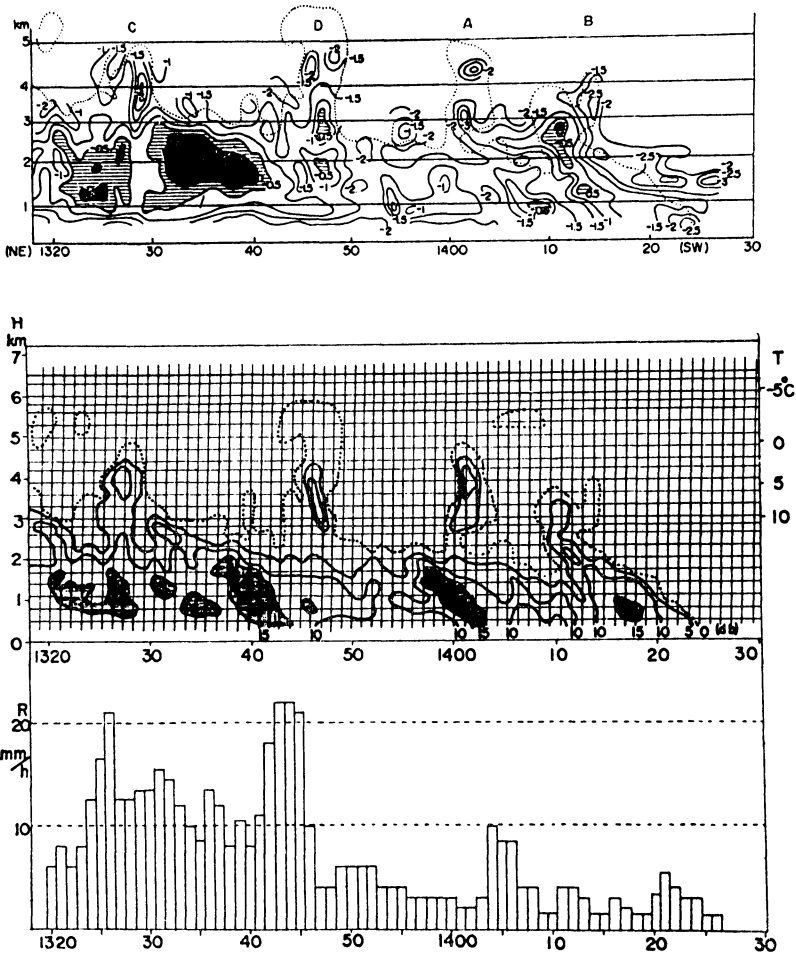
現場でレーダ観測をしている人々は、しばしば、海上から尾鷲に近づいてくるセル状エコーが尾鷲付近で急にその反射強度を増し、また上陸後はエコーがとまと共に急激にエコーの形がくずれることがあるという。これは、積乱雲の力学的な発達過程が急に変るといふよりか、積乱雲の中の降水の急激な発達を示唆している。同じようなことは第11図からもうかがい知ることが出来



第11図 1972年7月西三河豪雨時の各種乱雲の最大降雨強度地点(A~F)とレーダエコー発生地域(点線)(武田, 1974).

る。第11図は、1972年7月の西三河豪雨時、それぞれの積乱雲は点線で囲まれた領域でレーダエコーとして現われた後北東に移動し、A~Fの地点で最大の強度の降雨をもたらしたことを示している。AからFのほとんどの点が同じような地域にあることは注目すべきである。即ち、移動する積乱雲の中にとめられてきた水が能率よく落される地点が似ていることであり、どの積乱雲についてもその降水能率をよくする効果をもった地域が存在していることを暗示している。

また、1971年9月の尾鷲集中豪雨に関する武田・森山・岩坂(1976)の解析は、南から次々と北上してくる積乱雲あるいはその集団が、尾鷲付近に到達すると、他の地域でよりもはるかに多い雨をもたらす結果として集中豪雨が形成されたことを示した。その降雨増幅の機構は、積乱雲が尾鷲付近に近づくと地形の効果で変質をうけ、そのまわりに背の低い積雲が層状に形成され、両者の相互作用の結果として多量の雨がもたらされることなのであろうと推測された。この豪雨については、尾鷲付近の立体的なエコー構造に関する観測はなく、この過程を確かめることが出来なかったが、藤原・青柳他(1974)は第12図に示すような尾鷲でのエコー構造を1971年9月



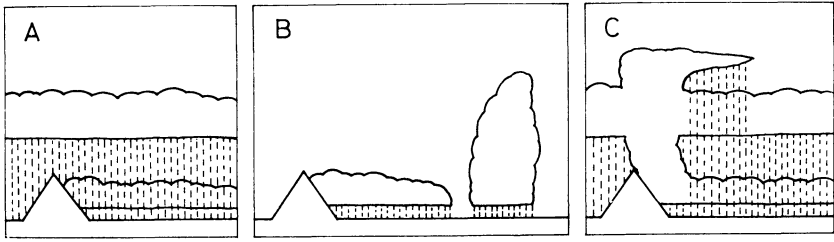
第12図 1971年9月18日尾鷲で観測されたレーダ反射強度の時間-高度断面図。
(藤原・青柳・椎野・柳瀬, 1974)。

の別の降雨について観測している。即ち、背の低いエコーにとり囲まれながら、背の高い対流性エコーがある間隔において過過していることがよく分る。

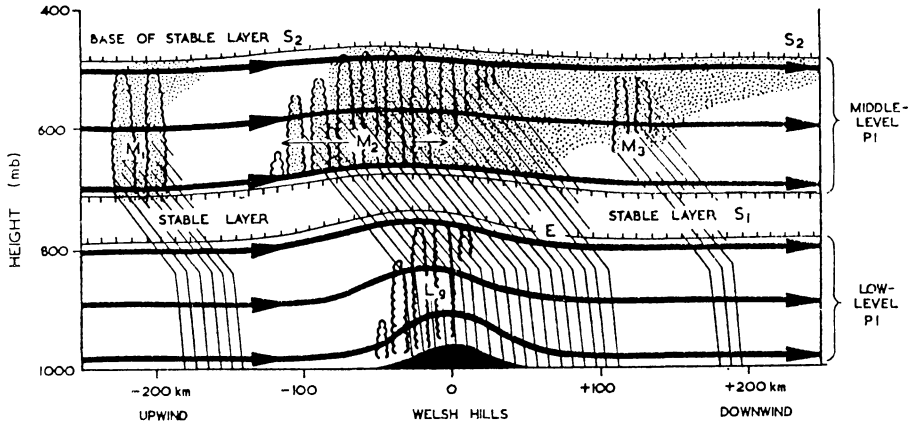
地形の影響で積乱雲が変質をし、そのまわりを背の低い層状の積雲でとりこまれた時の積乱雲における降水は次のように推定される。積乱雲が地形の影響で形成される水平収束場に入れば当然積乱雲は力学的に発達し、その中の水分は増すであろうが、水平収束の結果としてできたまわりの層状雲からも水滴のかたちで積乱雲内へ水分がとりこまれる。この水滴は層状雲から雨滴として抜け落ちることの出来なかった小水滴が大部分を占めるものと考えられる。このようにして、積乱雲の中では、元々積乱雲内部に存在していた水滴集団と層状雲からと

りこまれた水滴集団の異ったタイプの粒度分布をもった水滴集団が合わさったことになる。この場合、colloidal instabilityは増し、水滴の併合過程は起き易くなるであろう。即ち、積乱雲だけでは、また層状雲だけではそれぞれ雨滴になり得なかった小水滴が、両者が合わさったために雨として降ることが出来るようになる。積乱雲の降水能率がある地域で急によくすることは、このような過程で一応説明することが出来る。この過程が豪雨形成に結びつくには、恐らく、層状雲内の水滴がなくなっただけの十分な水分の補給が必要とされるのであろう。

以上述べてきた3つの過程は第13図のA、BおよびCに模式的に示されている。Browning, Hill and Pardoe



第13図 地形の応答の3つの型。



第14図 地形性降雨の1つのモデル (Browning・Hill・Pardoe, 1974).

(1974)は、地形性降雨の解析からこれらとは異った地形の応答を提示している。それによると、第14図に示すように、中層の potential instability の解放が山の風上で山そのものによって行われることにより、中層雲からの降水が形成される。下層でも地形性上昇流のため山の風上に低い雲が形成され、中層雲からの降水は下層の雲内で効率よく水滴を捕捉し地上に達する。即ち、地形の効果でできる下層雲に seed される粒子そのものも地形の影響で形成されるわけである。

このように、降水をもたらす気象じょう乱に対する地形の応答の仕方はさまざまである。現象的には、それらは降水の地形による増幅というかたちで現われることになる。さまざまな応答の仕方について共通していることは、地形の影響で気象じょう乱に伴う降水雲内の水分が他の地域以上に効率よく落ちることであり、凝結量そのものも多くなると考えられる点である。即ち、地形の効果は力学的には地形性上昇流の形成であり、雲物理学的には降水能率をよくする過程である。その過程が、気象じょう乱のタイプ、下層の卓越風あるいは地形の特徴に応じてさまざまな形態をとるのであろう。

ここに述べてきたことは、残念ながら推測の域を出ないことが多い。実際に地形性豪雨が起っている時の降水雲の立体的構造、エコー構造については、観測データがあまりに不十分である。地形性豪雨において何が実際に起っているのか、その実態が殆んど分っていないといわざるを得ない。地形性豪雨の実態について、豪雨域の水分の収支をも含めた確実な観測事実が要望される。

文 献

Browning, K.A., F.F. Hill and C.W. Pardoe, 1974: Structure and mechanism of precipitation and the effects of orography in a wintertime warm sector, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, 100, 309-330.
 藤原美幸, 1965: Raindrop size distribution from individual storms, *J. Atmos. Sci.*, 22, 585-591.
 青柳二郎, 椎野純一, 柳瀬利子, 1974: 尾鷲における低い降水雲の構造について, *Papers in Met. and Geophys.*, 25, 23-50.
 磯野謙治, 駒林 誠, 岩井邦中, 堀井晴雄, 榎原均, 1970: 降水雲の複合的な構造とその水収支 (特に尾鷲・大台ヶ原多雨地帯の降雨を中心に),

文部省科学研究費「水文学」, 特定研究業績報告, 5-32.

奥田 穰, 1970: 日本における大雨の気候学的研究, Papers in Met. and Geophys., 21, 323-379.

榊原 均, 武田喬男, 1973: Modification of typhoon rainfall by orographic effect, J. Met. Soc. Japan, 51, 155-167.

武田喬男, 1974: 集中豪雨の降水特性と微物理学的

過程, 気象研究ノート, 120, 81-95.

——, 森山憲昭, 岩坂泰信, 1976: A case study of heavy rain in Owase area, J. Met. Soc. Japan, 54, 32-41.

柳沢善次, 青柳二郎, 神林慶子, 1974: 尾鷲付近の降雨域構造のレーダ解析, Papers in Met. and Geophys. 25, 51-80.



天気科学

駒林 誠 編

朝日小事典, 1976, 変形新書版, 254頁, 980円.

気象についての大へんユニークな本が出版されたので, ここに広く学会員に紹介しておきたい. この本の特徴として, 次の諸点をあげることができる.

(1) 小事典型式であること. 体系的に章節をたてて「天気科学」を記述したのではなく, 156の大・中・小項目を選び, 五十音に並べて, それぞれの項目の専門家が解説している. 大項目は4ページ, 中項目は2ページ, 小項目は1ページ程度で, いずれもページの初めで始まり, 末で終わるようになっている. 最初から読む必要はなく, 開けたページから読める. この本は, 言葉の意味を知るために「引く辞書」ではなく, ある事柄についての本質を知るための「読む事典」といえる. 巻末に

詳細な牽引が付けられている.

(2) 項目の選び方がユニークなこと. たとえば第1ページに「青空」があり, 次に「朝・昼・夜の気象」とつづく. 「気象教育」「雨と雲の帯状構造」「マスコミと気象」「酸素大気と生物の進化」「積雲対流の観測」「積雲対流の理論」「パラメタリゼーション」「大気エネルギー」「大気波動」などの項目もある.

(3) 執筆者が, それぞれの専門分野のエキスパートであること. 編著者は駒林誠(現大阪管区気象台技術部長), 著者は河村武(気象研究所応用研究部室長), 齋藤実(神戸海洋気象台海洋課長), 廣田勇(京都大学助教授), 矢花和一(気象大学校教授), 高津真也(朝日新聞出版局)の諸氏である. それぞれの項目について専門家がコンパクトに記しただけに, 事柄の本質が明りょうに表わされている. この本は一般読者を対象としたものであろうが, 学問の分化の著しい今日においては, 気象を専門とする人にとっても, この本を通じて初めて知るような大へん有益な内容を含んでいる. なお巻末に内外の研究者百余人の小伝があり, それぞれの項目の末尾と巻末に参考文献が付けられている. (倉嶋 厚)