

200km くらい風下の長崎や鹿児島等で6~7時, 300km くらい風下の宮崎, 熊本, 佐賀, 福岡等では8~9時ごろに強雨が多いことになる。

台風による大雨もらせんエコーの度数分布図と雨量分布図を比較すると, 暖流上で発生, 発達したらせんエコーが上陸し, 衰弱する地域で主に強雨となっている傾向にある。ただし, このようなメソスケールの強エコー域になってからは個々のセルの追跡はできにくいから, その個々のセルの正確な寿命は定めにくい, エコー域としては九州山脈の風下 20km くらいはその勢力を持続して, そのご急に衰弱したりしている。

4. 注意報, 警報のための対策

降雨機構とその応用—人工制御

武田 京一* 元田 雄四郎**

1. はしがき

以下に述べるものは主としてわれわれが1961~1966の5年間に科学技術庁の委託で日本人工降雨研究協会九州支部で行なった人工降雨に関する研究結果の一部である。

2. 実験方法その他

実験は従来から行なっていた熊本県人吉市周辺で実施することとし, 人吉市郊外に人工降雨専用の 3 cm レーダーを設置した。このレーダーは PPI の他に RHI を備え, エコーの強度から雨量の定量的測定も可能である。

従来の多くの人工降雨実験においては播種後はすぐに雨量計の資料の統計的判定が行なわれ, 途中の降雨形成の過程については十分な検討の為されることがないので, われわれはそこを明らかにしたいと思った。それで飛行機で所要の雲に播種し(主として雲頂付近で), その効果をレーダーを用いて調べようとしたのである。実験は毎年2回夏季および冬季にそれぞれ約1週間ずつ行なった。

3. 実験結果

A. 冬季実験

第1図および第2図はこのレーダーで始めて捕えたドライアイス散布による人工降雨のエコーである。エコー

したがって, この種の強雨・大雨の子報には既に(1963~4年)報告したように, 九州近海上での下層収束流の位置と強度を常時監視しておく必要があり, それを可能にするものは現時点ではレーダーの連続観測しかなく, エコーセルがまだ分散している時期に, その個々のセルを追跡して三次元的に下層風の収束域とその強さの時間的变化の目安をつける外ない。この方法なら連続監視ができ, 強雨の2~3時間前に強雨域をメソスケールで予想して注意報, 警報を早目に出すことも可能になると考える。

なお, 紙数の関係し上文献名は省略する。

の形がとても自然に起こるようなものではないから, まず人工のものであると考えてよからう。自然エコーは停滞しているにも拘らず人工エコーは移動していることが分かる。

なお, 第1~4図に示したものは, いずれもレーダーの最大レンジは 50km であるが, アンテナの仰角は4°~10°である。

しかし何故人工エコーのみが移動するか? 人工エコーは雪であるか雨であるか? 第1図のドーナツ形の自然エコーと第2図の円形の自然エコーとの差異はどうか? などの説明は容易ではなかった。それらが自分に納得の行くように説明できるまでには, 恥ずかしいことではあるが, 数年かかってしまった。

1) 何故人工エコーのみが移動するか?

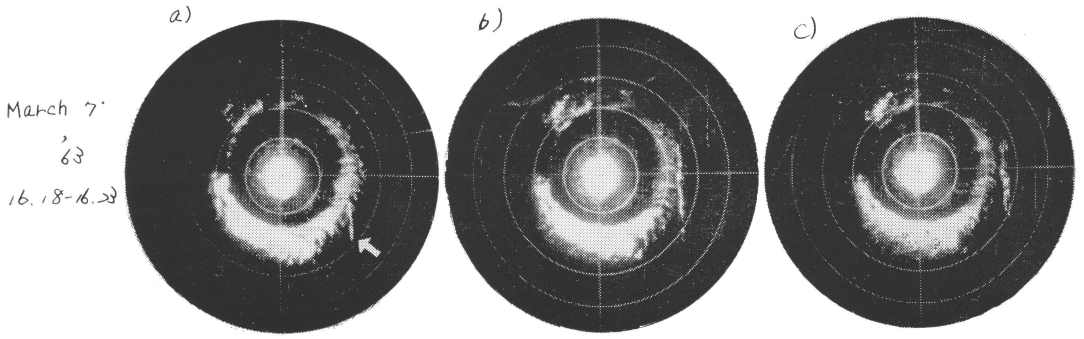
説明に苦心したのは其処の温度だった。われわれは飛行機の温度計の測定と, 現地における高層観測との2通りの温度の値をもっていた。第1図の場合にはその両者の差異が10°もあった。そしてどちらの値が正しいかを決定することができないうちに第2図の実験を迎えたが, その場合は現地は降雨中で高層観測ができなかったので飛行機観測の値 -8°C を採用した(この結果はアメリカの D. Atlas のすすめで J. App. Met. に発表された (Takeda)。さらにソ連の M. П. Леонов はその著書中に引用している (Леонов, 1967)。

さて第2図の場合ドライアイスの散布が -8°C で行

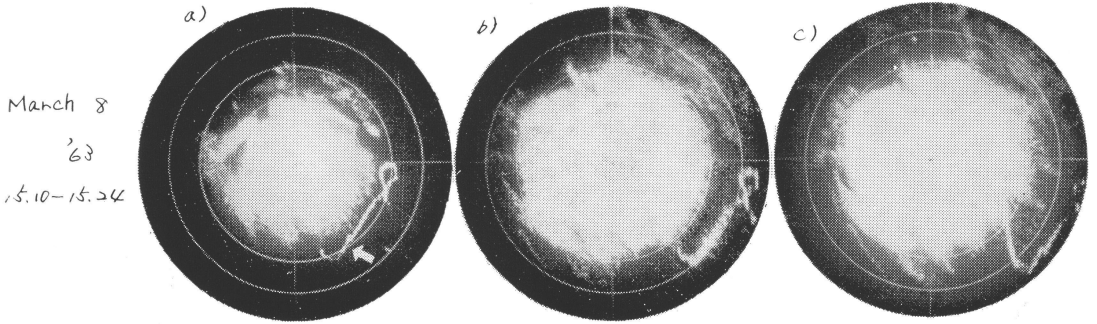
* K. Takeda 九州大学農学部

** Y. Motoda 九州電力総合研究所

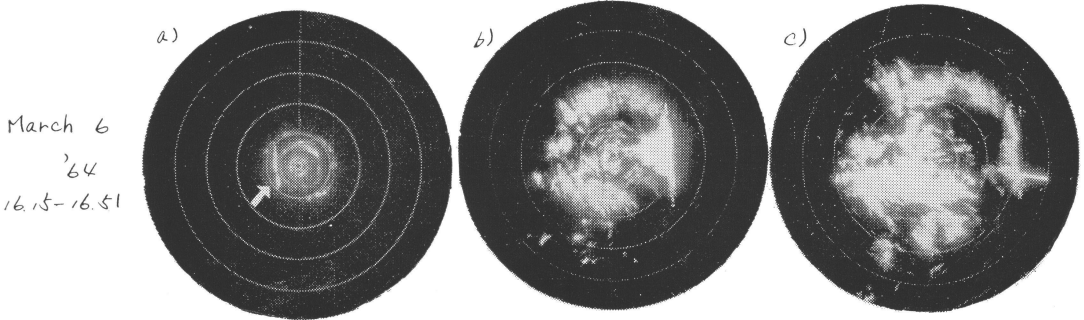
—1969年8月13日受理—



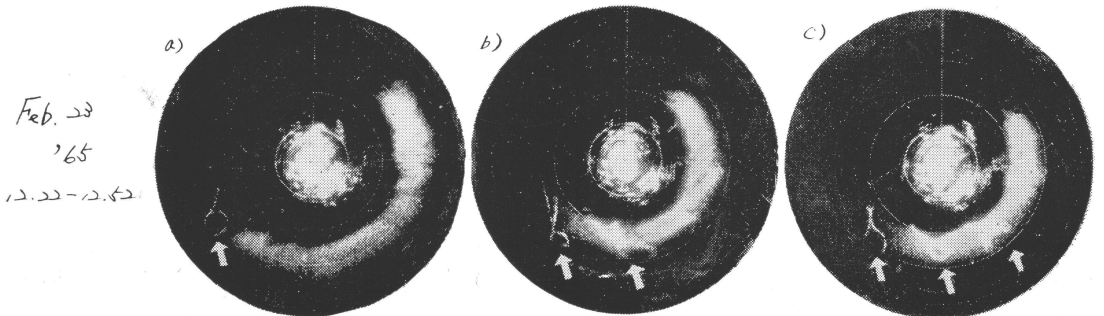
第1図. ドライアイスを風上(人吉の西方10~20km)で直線状にまいた場合



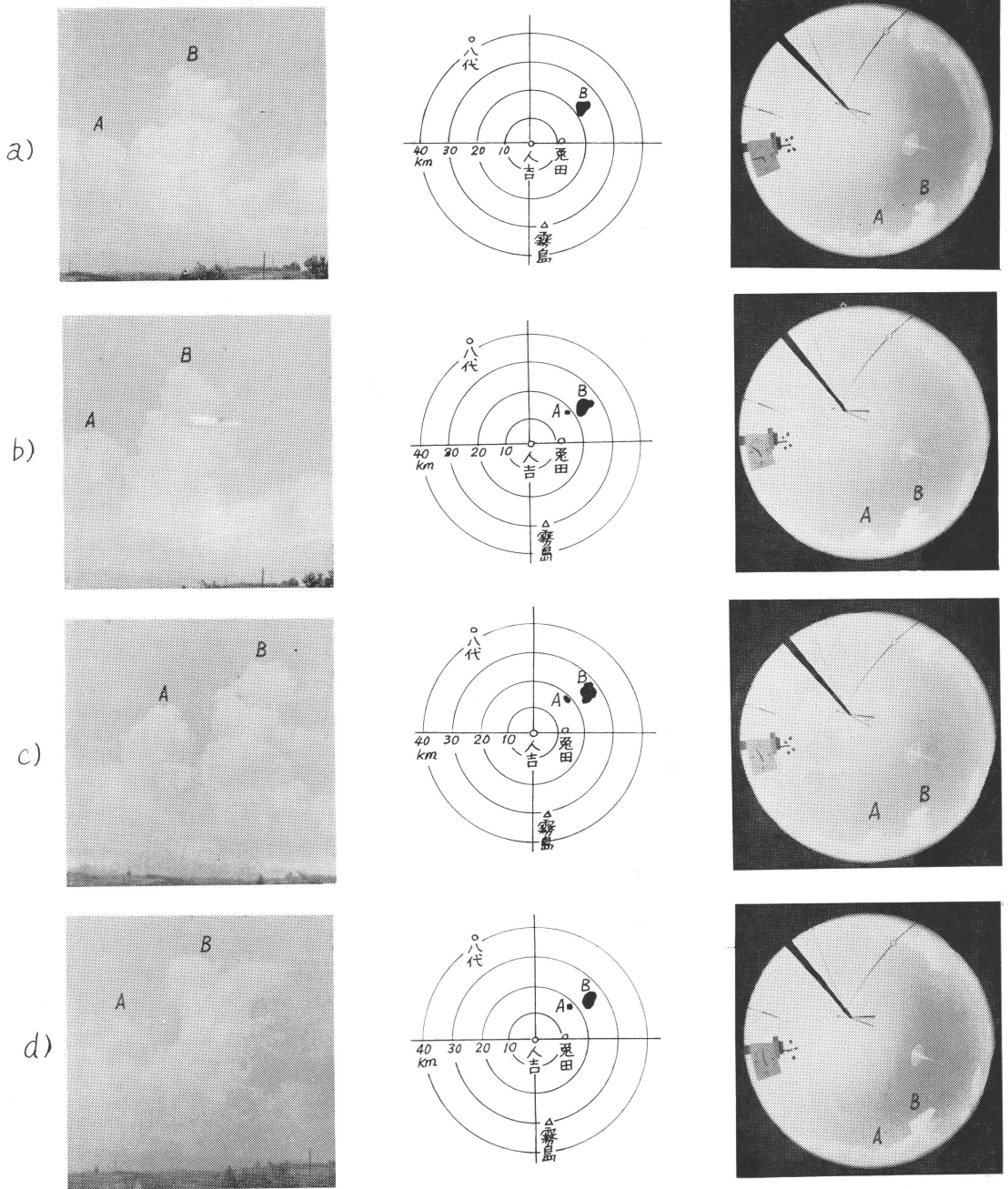
第2図. ドライアイスを風上で往復運動をしながらいまいた場合



第3図. ドライアイスを風上で直線状にまいた場合



第4図. 沃化銀煙を風上で往復運動しながら放出した場合



第5図 a)~d) は1962年8月7日14時30分より5分間隔の写真，左側は人吉における普通写真，中央はレーダーエコーの写し（ただしグラウンドエコーは除いてある），右側は免田（人吉の東方約11km）における全天写真。a) 雲Aからはまだ雨は降っていないが，雲Bからはすでに雨が降っている（雲Bの雲頂高度約8500m，その気温 -17°C ）。b) 雲Aによる降雨発生。c) 雲A発達し降雨域は少し大きくなる（雲Aの雲頂高度約4700m，その気温 2°C ）。d) 雲Aの上部は消滅したが，降雨はなお続いている。

なわれたとなると、自然降雨の上部の温度は -6°C 位になってしまふ。これは自然の氷晶核の作用温度として知られている -15°C 前後に比して甚だ高温である。そうだとするとこの自然降雨はどうして発生したのだろうか？ この疑問は自分にとって数年間未解決のままであったが、その後飛行機の温度計の示度が約 10° 過高であったことに気付いた。もしそうであるとするとドライアイスの散布高度は -18°C 、自然エコーの頂部の温度は -16°C 位となってこれは納得の行く値である。

2) 人工エコーは雪であるか雨であるか？

当時不明だったのは自然エコーは温度の方から見れば 0°C 以下だから当然雪に違いない。しかし雪の中にドライアイスも播いても氷晶が成長するとは考えられない。それにも拘らず人工エコーは実際に発生していることだった。その後降雪中には雲粒（過冷却の水滴）がなお多数存在し、そのために人工エコー（すなわち人工雪）が発生したことに気付いた。

3) ドーナツ形の自然エコーの正体は？

われわれがやったようにアンテナの仰角を上げて (5° 以上) レーダー観測をやると、空が As など覆われているときドーナツ形の自然エコーの現われることが時々ある。初めはブライトバンドかと思ったが、それにしては温度が低過ぎる (-10°C 以下)。これは As などの雲中にすでに降雪が起こっているのであって、下方には乾燥した空気が存在するため降雪は地上まで達しないからである（空中降雪とでもいうべきであろう）。大体の計算をして見るとその雪粒は数百 m 落下すると蒸発してしまうことが分かる。もし下方に湿った空気が存在するならば降雨は地上に達し、それと共にレーダーエコーは第2図の如く円形となるであろう。

第4図はドーナツ形エコー（実際には北西部が欠けて三日月形になっている）の風上から数回にわたって沃化銀粒子を散布した場合に発生した人工エコーの例である（Takeda, 1968）。レーダーには現われていなくても過冷却の水滴はなお多数存在し、氷晶は発達して自然エコーの2倍位の降水強度を示したものと考えられる。

4) 風のシャーの影響はどうか？

第3図は飛行機からドライアイスを散布したときに見られた著しく変った形のエコーの例である（Takeda, 1965）。しかしこれは自然降雨のレーダーエコーを風のシャーで説明した Marshall の論文（Marshall, 1953）のおかげで、空中に傾斜して幕状に存在する人工降雪とアンテナから発射された円錐形ビームとの交わりとして説

明することができた。

B. 夏季実験

夏季実験の目的は散水によって生じる人工降雨をレーダーで把握すること、および雲が厚くなった場合に発生する自然降雨との区別をいかにしてつけるかということであった。

1) 散水による人工降雨エコー

数十回の実験資料についてレーダーの PPI 上で人工降雨エコーが現われたかどうかを検討したが、冬季実験の場合と異なり明瞭な人工降雨エコーは認められなかった。もちろん散水場所と時刻とから人工降雨らしいと思われる大きさ 1 km 以内の小さな点状エコー、或は自然降雨エコーの僅かな変化を観測できたと思われた例は若干存在する。しかしそれらは客観的に人工降雨エコーであると主張し得るようなものではなかった。

その原因は種々考えられる。第1にレーダーの分解能である。われわれのレーダーはパルス幅 $1.5\mu\text{s}$ 、ビーム幅 1° だから分解能は距離的に 225m 、方位的に 350m （距離 20km ）、或は 520m （距離 30km ）となって、この程度の大きさのものは識別が困難である。

第2に雲の性質である。飛行機の散水した雲は多くは厚さ $1000\sim 2000\text{m}$ 位の積雲だったから（もちろん積乱雲のような大きな雲には散水していない）、あの程度の散水 ($60\text{l}/\text{km}$) でレーダーの分解能以上の例えば百幅数 m、長さ数 km に達するような降雨帯を発生することは困難であったと思われる。

2) 雲が厚くなった場合に発生する自然降雨との区別

従来九州地方では干ばつで数百回も散水実験のできたおかげで、経験的に次のようなことが分っていた。積雲形の雲に雲頂付近から散水した場合降雨を生じるかどうかは主として雲厚のいかんによる。すなわち雲厚が 1000 m 以下では全く降雨を生じないかまたはポツリポツリ位の雨にしか過ぎない。雲厚が 1500 m 以上もあればまず雨らしい雨が降る（もっともこの場合雨というのは地上に降った雨のことでなく、飛行機が散水後急降下して雲底付近を飛んだとき飛行機に当たった雨のことである）。しかし積雲自身も雄大積雲から積乱雲へと発達すると、なにも人工的に散水しなくても自然に雨は降るようになる。それならば積雲形の雲における自然降雨と人工降雨との区別はどうしたらつけることができるだろうか？

これに対する十分な解答は未だ得られていない。しかし偶然にも得られた雲の地上写真とレーダーの観測から

自然降雨の発生した際の雲厚を決定することができたことは、それに対する一つの参考資料を提供するものと思われる。すなわち第5図 a)~d) に示す雲 A は雲頂温度が 0°C 以下に下らなかったもので、これから発生した雨は完全に暖かい雨である。しかも同時に得られたレーダーの結果と対照すると雲厚が 2300m になったときに雨が発生している。この事実は Ludlam の理論的結果 (Ludlam, 1951) ともよく一致する (上昇気流の速度 4~5 m/sec, 半径 30~40 μ の海塩粒子が成長して降雨を生じる最小雲厚)。故に雲厚 1000~2300m の積雲はそのままでは降雨は生じないが、散水すれば降雨を生じることができるといえるであろう。

4. あとがき

われわれは先に人工降雨の実験結果を説明するのにいろいろ苦心してきた。しかしそれは正確かつ詳細な気象資料が不足していたからであって、今迄のところ現在のわれわれの雲物理学の知識をもって説明できないような現象はなに一つ起こっていないように思われる。従って人工降雨は降雨機構の応用であるといってもよからう。

人工降雨の実験にレーダーを使用したことは大体において成功だったと思われる。それによってわれわれは発生した降雨を物理的に説明することもできたし、また (ここでは詳しく述べなかったが) 定量的に測定するこ

ともできたのである。最後に著者が以前 (日本気象学会昭和39年度秋季大会) 述べた言葉をも一度繰り返させて頂きたい。“レーダーは従来統計学の領域に引っぱり込まれかけていた人工降雨を再び雲物理学の領域に引き戻すものである。”

文 献

- 1) Леснов, М.П., 1967: Активные воздействия на облака в хлоридно-глюкоиде, Ленинград.
- 2) Ludlam, F.H., 1951: The production of showers by the coalescence of cloud droplets, Q. J.R.M.S., **77**, 402-417.
- 3) Marshall, T.S., 1953: Precipitation trajectories and patterns, J.M., **10**, 25-29.
- 4) Takeda, K., 1964: An evidence of effects of dry-ice seeding on artificial precipitation, J. App. Met., **3**, 111.
- 5) Takeda, K., 1965: A quantitative determination of the amount of artificial precipitation in the case of dry-ice seeding, Proc. International Conference on Cloud Physics, Tokyo and Sapporo, 441-445.
- 6) Takeda, K., 1968: Some recent results of weather modification activities in Japan, Proc. 1st National Conference on Weather Modification, 8-15, Amer. Met. Soc.

降雨の雲物理的考察*

駒 林 誠*

前回の集中豪雨に関するシンポジウムにおいて筆者は降雨の雲物理的考察について話を進めた。

今回は、さらに考えを補足しながら、44年6月、7月の梅雨期の降雨について三重県の尾鷲と鹿児島県の枕崎

において観測した結果にもとづいて話を進める。なお話題の元となる結果の2、3については本大会予稿集¹⁾にあげるので参照戴きたい。

* M. Komabayashi 名大理
—1969年8月14日受理—