解 説

レーダーと降雪 (I)

今 井 一 郎

Radar and Snowfall (I)

ICHIRO IMAI

は し が き

「レーダーと降雪」という標題であるが、これには二通りの問題が考えられる。一つはレーダーの機能や特性に及ぼす降雪の影響というような部面であつて、たとえばレーダーの導波管の開端口や反射器などに着雪が起つて性能を害したり、降雪中の電波減衰や降雪自身の電波散乱によつてレーダーの探知能力が減殺されたりする、いわば降雪のレーダーに及ぼす被害の問題である。もう一つは気象現象としての降雪をレーダーという新しい武器を駆使して観測し、あるいは研究する部面であつて、この場合はレーダーが降雪観測の手段となるわけである。ここでは後の方の問題、すなわち「レーダーによる降雪観測」について述べて見たいと思う。

1. 気象レーダーの沿革

現在レーダーと呼ばれているものは波長20～1 cmのいわゆるマイクロ波（または極超短波）のパルス電波を探照燈のように狭い角度内に発射し、その反射電波を受信して物体の位置を探知する装置の総称である。レーダーの原理は遠く1925年頃の電離層の測定にまでさかのぼることもできるが、今日のように小型の物体を探知できるものが完成したのは第二次大戦初期の1941年のころであり、このころすでに雨や雪などの気象現象がレーダーに現われることは理論的にも分つていたし、又実際にもキャッチされていた。しかし、戦時中はレーダーが特に気象観測の目的で使われたことは少かつたようで、たまたま軍用レーダーで台風やハリケーンなどが捕えられた程度らしい。ハリケーンの眼は1944年の秋に北米東岸を北

上したハリケーンについて、New Jersey の空軍基地で始めて写真にとられた。台風の眼は同じ年の12月、レーテの決戦が終末を告げたころ、フィリピン東方洋上で米艦が写真撮影を行つている。

終戦後米国で多数の軍用レーダーが要らなくなり、気象の観測や研究に転用されるようになったので、レーダーの気象への応用は急速に発展した。現在米国には軍・官・私を含めて 100ヶ所以上のレーダー観測所があり、ルーチンに観測を行つている。米国以外では2, 3ヶ所以上のレーダー観測所を持つている国は数えるほどしかない。

レーダーを主として雨や雪の研究に用いているところは米国では軍関係の外に Massachusetts 工大, Illinois 州立水理調査所, Harvard 大学, Texas 農工大など多数あり、又カナダの McGill 大学、濠洲の連邦科学工業研究機関 (C. S. I. R. O)、フランスの国立気象研究所などでも活潑な研究が進められている。

2. レーダーの電波

気象レーダーに用いられる波長は10 cm, 6 cm, 3 cm, 1 cm帯などがあつてそれぞれに特長がある。10 cm帯は減衰が少いので台風などの遠距離の強い擾乱の探索に適しているが、方位分解能が悪く、大きいアンテナを必要とする。3.2 cm波は最も多く用いられる波長であるが、減衰が強い代りに細いビームを出せるので、近距離の降雨雪のこまかい構造を調べるのに適している。最近はこちら両者の中間をとつた5～6 cm帯が気象用に次第に用いられ始めて来た（東京と福岡の気象台のは5.7 cm, 気象研究所と大阪のとは3.2 cmである）。また1 cm波帯は微

小粒子に対する反射係数が大きいことを利用して、主に測雲用に用いられる。

これらの電波の短いパルスは放物面アンテナによつて狭い角度内に集束されて発射され、目標物体にあたつて帰つて来るまでの時間がブラウン管指示装置上に現われるようになっていく。パルスの長さは 10^{-6} sec 程度で、これが毎秒数百回の割合で発射される。ビームの巾はアンテナの大きさにもよるが普通 $1 \sim 3^\circ$ 位である。指示装置には目標物体の水平面内の分布が現われる PPI (plan-position indicator), 垂直断面を見せる RHI (range-height indicator) などがある。

レーダーは数百軒というような遠距離の物体を探索するので、電波の屈折と地表面の曲率の影響を考える必要がある。まず屈折について見ると、電波屈折率は一般に大気の下層ほど大きいので、レーダー波の経路は下に曲るのが普通である。しかしその曲率は地表面の曲率に比べると $1/4$ 程度に過ぎないから、水平に出た電波が遠くに行くに従つて次第に高いところを通るようになる点では、屈折のない場合と大して変りはない。

もつとも大気下層の成層状態は変動が大きく、電波屈折率の傾度も気象状態によつて変るので、いわゆる異常伝播を起すこともしばしばある。普通レーダー面に現われないような遠距離の地形が時たまはつきりと現われる

第1図 湿度60%の標準大気におけるレーダービームと地表面の関係

ことがあるのは、大抵は地面に近いところに低温多湿の気層があつて、屈折率が異常に大きくなり、電波経路の曲率半径が地表面のそれよりも小さくなるのが原因である。第1図は標準大気における種々の距離と発射角に対する電波経路の高さを図示したものである。

3. レーダー波の減衰

レーダーの電波のビームは遠方に行くほど先開きになるから、エネルギーも距離の自乗に逆比例して減少して行く。これらの関係は次節のレーダー方程式からも明かであるが、この外に伝播路にある物質によつて吸収や散乱をうけて実質的に減衰して行く。これには空気中の酸素や水蒸気などのガスによるものと、水滴や氷晶、塵埃などの浮遊粒子によるものとがある。前者は 100km について 1db (往復では2倍) 程度であるからあまり問題にはならない。

これに反して雨などの粒子による減衰はかなり大きい。勿論波長が短いほど大きく、10cm波では通常減衰を考えなくてよいが、3cm波では強い雨の後側は全く見えなくなるほどである。

減衰の強さを表わすのに減衰係数を用いる。これは 1 km 当りの減衰を db で表わしたもので、近似的に降水の強さに比例する。雨の場合について見ると、減衰係数を k , 雨の強度を R (mm/hr) で表わしたときの k/R の概略の値は下表ようになる。

波長 cm	1.25	3.2	5.6	10
k/R	0.15	0.03	0.003	0.0003

例えば 10mm/hr の雨が 30km にわたつて降つているとすると、3cm波では 9db, 10cm波では 0.09db となる。これはエネルギーにしてそれぞれ88%, 2%だけ減ることを意味する。レーダーでは往復だから上の db 値は更に2倍しなければならない。

雨による減衰はこのように著しいが、雪による減衰は極めて小さいので省略することができる。これは雨によるものが主として水の吸収にもとづくのに対して、氷では吸収が非常に小さいためである。たとえば 5 mm/hr

の雪といえは相当の大雪であるが、これが 100km にわたって続いていても減衰は 3 cm波でわずかに 0.6db (往復) にすぎない。

4. 降水粒子に対するレーダー方程式

いまレーダーの出力を P_t 、パラボラアンテナの有効面積を A_e 、パルスの空間長を h とし、降水粒子までの距離を r 、粒子 1 個の反射係数 (散乱断面積) を σ とすると平均受信電力 $\bar{P}_r$ は次式で与えられる。ただし電波の減衰は考えない。

$$\bar{P}_r = \frac{P_t A_e h}{8\pi r^2} \Sigma \sigma. \quad (1)$$

ここに Σ は単位体積についての総和である。

さて反射係数 σ であるが、これは降水粒子の種類、大きさ、形などによつて異なるが、普通の降水粒子は波長に比べてかなり小さいので大体レーレー散乱が成立ち、直径 D の球形とすると D^6 に比例する。すなわち、

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 D^6. \quad (2)$$

λ は波長、 ϵ は粒子の複素誘電率で、 $\left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2$ の値は波長 1 ~ 10cm の範囲では水で 0.93、氷で 0.17 という殆ど一定の値である。それ故、氷粒のレーダー反射は同じ大きさの水滴に比べると約 $1/5$ になる。

(2) を (1) に入れると

$$\bar{P}_r = \frac{C}{r^2} |K|^2 \Sigma D^6. \quad (3)$$

ただし $C = \frac{\pi^4 P_t A_e h}{8\lambda^4} F$ はレーダーの設計で定まる係数

で、 $K = \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2}$ である。すなわちきまつたレーダーでは受信電力は距離の自乗に逆比例し、 $|K|^2 \Sigma D^6$ に比例することが分る。このようにレーダー反射は ΣD^6 に比例するから、 ΣD^6 はレーダーでは極めて重要な因子である。そこで普通これをレーダー反射因子と呼び Z で表わしている。 Z の値は降水粒子の空間中の大きさ分布できまり、雲では 10^{-3} 、雨では $10^2 \sim 10^4$ (いずれも単位は mm^6/m^3) の程度である。通常 3 cm波レーダーで感知で

きる最小の Z の値は 1 のオーダーであるから雲はレーダーには出ないのが普通である。

5. 雨のレーダー反射

雨滴の大きさ分布は降雨の強さや性質によつて色々であるが、平均的に見れば、雨の強さ R とレーダー反射因子 Z との間には統計的な関係があり、雨が強いほど反射は強い。逆に反射の強さを測定すると雨の強さの大体の値を知ることが出来る。

Z (mm^6/m^3) と R (mm/hr) の関係は多数の人が実験的に求めているが、Marshall によると

$$Z = 200 R^{1.6} \quad (4)$$

を用いるのが便利である。この関係式は温暖前線の北側で降る持続性の雨については割合よく成立つことが知られているが、これは雨滴の大きさ分布がいわゆる Marshall-Palmer の分布式

$$N_D = N_0 e^{-\lambda D} \quad (5)$$

に大体従うからである。ここに N_D は直径 D の雨滴の単位体積中の数で、 $N_0 = 0.08 \text{cm}^{-4}$ 、 $\lambda = 41 R^{-0.21}$ である。

(5) 式から Z を求めて見ると

$$Z = 10^{-12} \int N_D D^6 dD = 296 R^{1.47}$$

となり、(4) とかなりよく致する。

持続性でない雨すなわち驟雨性の雨や地形性の雨でも R の指数はやはり 1.6 に近い値であるが、係数は一般に 200 よりもかなり小さく、また時によつて変動が大きい。たとえば 16 などという値も得られている。これは雨滴の大きさ分布が持続性の雨のように大粒の方まであまり裾を引かずに、比較的小粒の方にまとまっているためである。従つて驟雨性の雨では、レーダーの反射電力から雨量を求める際にかなり大きい誤差を伴うことを注意しなければならない。

6. 雪のレーダー反射

雪は一般に球形ではなくて複雑な形をしており、又雪片となると内部に多量の空気を含んでいる。しかし球形でない場合も形状因子 f を考えることにより取扱が簡単

になる。雪片を同じ密度のままで球形にしたときの直径を D_s 、雪片の誘電率を ϵ_s とすると

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_s|^2 f D_s^6, \quad K_s = \frac{\epsilon_s - 1}{\epsilon_s + 2} \quad (6)$$

で表わされる。形状因子 f は氷の廻転楕円体について計算したものがあり、軸比10の長楕円体で1.28、扁楕円体で1.47、平板でも1.83であるから、誘電率の小さい雪片ではもつとずつと1に近いと考えてよい。

雪がとけて水滴になったときの直径（融解直径と呼ぶ）を D_m 、雪片の密度を ρ_s とすると

$$D_s^6 = D_m^6 / \rho_s^2. \quad (7)$$

雪片を氷と空気のような混合物と見なそう。Debyeによると一様な混合物の K/ρ は各成分のそれを質量比で重価平均したものに等しいから

$$m_s \frac{K_s}{\rho_s} = m_i \frac{K_i}{\rho_i} + m_a \frac{K_a}{\rho_a}.$$

ただし m は質量で添字 s, i, a はそれぞれ雪片、氷、空気に対する値を表わす。右辺第2項は第1項に比べて著しく小さいので無視でき、また $m_s \doteq m_i$ であるから

$$K_s / \rho_s \doteq K_i / \rho_i. \quad (8)$$

(7), (8) から $|K_s|^2 D_s^6 = |K_s|^2 D_m^6 / \rho_s^2 = (|K_i|^2 / \rho_i^2) D_m^6$ となるから結局

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \frac{|K_i|^2}{\rho_i^2} f D_m^6 \quad (9)$$

が得られる。この式は便利な式で、雪片の反射係数は、雨滴の場合の $|K|^2$ の代りに氷についての常数 $|K_i|^2 / \rho_i$ を使い、雨滴直径 D の代りに雪片の融解直径 D_m を用いれば雨の場合と同じ式が使える、たゞ形状因子 f だけが未知なだけであるが、これは前に述べたように1に近い値であるから無視しても大差ない。そこで雪の場合は $\Sigma D_m^6 \doteq Z$ と定義すればあとは大体常数であるから、雪のレーダー反射は雨の場合と同様 Z に比例することになる。 $|K_i|^2 / \rho_i^2 = 0.197$ 、雨では $|K|^2 = 0.93$ であるから、形状因子を除けば、雪のレーダー反射は同じ Z を持つ雨の約0.21倍であることが知られる。

さて、雪の場合も Z と降雪の強さ R との間に統計的な関係があれば好都合である。Marshall は雪の場合も

雨と同じ $Z = 200 R^{1.6}$ が大体成立つとしているが、第2図で分るように非常にバラついていて、同じ降雪強度に対する Z の値は最大100倍もの中があり、実用の目的には使えそうもない。単に目安になる程度である。

第2図 雪のレーダー反射因子 (Z) と降雪強度 (R) の関係 (Marshall による)

このように雪の場合にバラつきが大きいのは、雪片の大きさ分布が結晶形や気温などによつて著しく違うためと思われる。これを調べるには分布を色々の場合について観測すればよいが、地上で受けた分布から空間中の分布を求めるには雪片の落下速度が必要である。ところが雪片の落下速度は雨滴とちがつて融解直径 D_m だけではきまらず、結晶形や湿りの程度などによつて変るから、落下速度についての詳しい知識も必要となる。

7. 雪片の落下速度

雪の結晶の1個1個の落下速度については中谷・寺田 (1935) の詳しい観測があるが、関東地方では単独の結晶が降ることは割合に少く、大抵は結晶がいくつか集合して雪片を形作っている。

雪片の落下速度については孫野 (1953) が数多くの測定を行つており、大きさとの関係も求められている。しかしレーダーに応用するには見かけの大きさではなくて融解直径（又は質量）との関係が必要である。孫野の測定結果でも、雪片の密度を仮定して換算すれば融解直径との関係に引きなおすこともできるが、落下速度と質量を同時に測定する方が望ましいわけである。これについてはカナダの Langleben (1954) が16mm 映画を用いて

第3図 種々の結晶よりなる雪片の落下速度と融解直径の関係 (Langleben による)

行つた測定がある。これは暗箱の中を落下する雪片を16 mm で追跡し、下におちたものをとちして濾紙に吸取つて質量を求め、落下速度と D_m の関係を出す方法である。第3図はその結果を示したもので、各測定点の一つの D_m に対する多数の測定結果の平均値をプロットしたものであるから、個々の測定点はもつとバラついているものと思われる。

この図で分るように、結晶形によつて関係は異なっているが、いずれも大体 $D_m^{0.3}$ に比例している。

筆者等も新潟県塩沢と東京の雪について同じく 16mm を用いて測定を行つた。結晶形の記録を残すために、雪片は黒いビロードの上に受け、直ちに接写を行い、そのあとで濾紙に吸寄せた。結果は次のようになった。

(1) 塩沢: $v = 240 D_m^{\frac{1}{3}}$

(平面及び立体樹枝, 季節風の雪)

(2) 東京: $v = 207 D_m^{\frac{1}{3}}$

(粉雪, 立体角板集合?, 温暖前面からの雪)

(1)は Langleben の雲粒付樹枝 $221 D_m^{0.31}$ と殆ど一致し、又孫野の結果を換算したものとも大体一致する。(2)は温暖前面の高層雲から直接降つて来た雪で、途中で雲層はなく、雲粒は殆ど付いていない。低気圧中心から遠い前面でよく降る雪である。気温は(1)の場合約 -3°C , (2)のときはほぼ 0°C 前後であつた。(2)の測定結果を第4図に示す。この図で分るように上記の式はもちろん平均的なもので、個々の雪片についてはかなりバラつきがある。

第4図 雪片の落下速度と融解直径の関係 (武蔵境)

8. 雪片の粒度分布

レーダーに必要なのは空間中の粒子数の大きさ分布である。これは水平面に受けた粒子の分布を各大きさに応じた落下速度で割れば求められる。この空間分布については孫野 (1954) の観測もあるが、落下速度が同時測定でないのと、見かけの大きさから換算して D_m を出している点でやや不確実である。

筆者等は連続した記録を得るために長巻の濾紙をモーターで送つて、その上におちた雪片を暖めてとちし、痕径から直接 D_m を求める方法を取つた。落下速度は同時に前述の16mm による測定を平行して行つた。粒度分布の計算は30秒又は1分間におちた数について行つた。

第5図は横軸に融解直径 D_m , 縦軸に単位体積中の数の対数をとつた粒度分布曲線の例で、1956年2月9日に新潟県塩沢で観測したものである。季節風下の降雪で、降り方に変動が大きく、気温は -3°C 前後であつた。雪片は雲粒のついた平面および立体樹枝結晶の集まりであつた(第6図)。第5図の曲線は1, 2, 3の順に降雪強度が少くなっている。このように雪片の大きさ分布は大体指数分布をしており、その傾斜は降雪強度が強くなるほど緩かになって、大粒の方に尾を引くようになる*。しかし降雪強度が同じでも分布は必ずしも同じになるとは限らない。結晶形のちがいや、雲粒附着の程度、雪片の湿り具合などによつて結晶が集合し易かつたり、雪片

* 曲線の左上部は雪片がおちたときに割れて出来た小粒のものも含まれていると考えられるのでそう正確なものではない。

第5図 雪片の空間粒度分布 (塩沢)

[第6図 2月9日19時57分に塩沢で観測した雪片(×4)

が出来にくかつたりするから、分布曲線の傾斜も異なつて来る。雪粒附着が多くて霰性のものが多いと分布は急傾斜になる。

第7図は同じ降雪強度でも分布が著しく異なることを示す例で、1955年3月5日東京武蔵境で温暖前面の雪について観測したものである。気温は殆ど0°Cであつた。結晶形はいわゆる粉雪であつて、1mm以下の微細な立体的角板集合と見なされた。図の曲線1では単独の結晶や小雪片が圧倒的に多いが、3では小雪片が少なくなつて大雪片が著しく増している。2は1と3の中間的な分布を示している。この三つの場合はいずれも降雪強度 0.4 mm/hr前後であつたが、反射因子 Z は図に記入してあるように 140, 535, 388と4倍ものちがいがある。

第5図と第7図とを比べて気が付くことは、第7図の例では降雪強度が小さいにも拘わらず、曲線の傾斜が第5図に比べて緩かになつていて、大粒の割合が多くなつ

第7図 雪片の空間粒度分布 (武蔵境)

ていることである。これも結晶形その他の条件のちがいによるものであろう。

9. 降雪のレーダー反射因子

雪片の大きさ分布が Z と R との関係を求めることが出来る。 Z は $\sum D^6$, R は $\sum D^3$ に比例するから、 Z は R に比べて分布曲線の裾の部分の利き方が著しい。従つて分布が緩かなほど、同じ R に対する Z の値は大きくなる。

第8図は塩沢の観測値をまとめて Z - R 図の上に記入

第8図 雪の Z と R の関係 (塩沢)

したもので、白丸は昼間、黒丸は夜間の観測である。夜間は大体 Marshall の関係を中心に点が分布しているが、昼間は夜間に比べて同じ R に対する Z の値が数倍も大きくなっている。これは昼間の分布の傾斜の方が緩やかであつたため、多分日中の気温上昇により雪片が湿気を帯びて集合し易くなつたものであろう。点のバラつきが大きいのは、大雪片の実数が少いことによる統計的な原因もあるが、又実際に比較的短時間の間に分布の性質が変化することにも起因している。これは季節風の降雪の特徴である。

これに反して温暖前線型の雪ではかなり長時間にわたつて $Z-R$ の間にかなりよい関係が成立つ。第9図は前線の武蔵境の観測を図示したもので、観測の行われた約2時間を三つの期間に分けると、各期間について

$$Z = 600R^{1.8}; 2400R^{1.8}; 1500R^{1.8}$$

第9図 雪の Z と R の関係 (武蔵境)

という関係がかなりきれいに成立っている。第7図の分布曲線1, 3, 2はそれぞれこの3期間から選んだもので、分布のちがいが $Z-R$ 関係に及ぼす影響がよくうかがわれる。このような $Z-R$ 関係の変化は実際に反射電力の測定からも確かめられた (小平・稲葉, 1955)。

$Z-R$ 関係式の係数は、殊に第2期では Marshall の値

の10倍以上にもなつていて、同じ降雪強度の季節風の雪に比べて反射因子が著しく大きい。これはやはり分布曲線の裾が大粒の方まで広がっているためである。

以上の結果から、降雪の $Z-R$ 関係の特徴をまとめて見ると、(1)降雪の反射因子 Z は Marshall の関係から予期されるものよりもかなり大きい場合が多く、場合によつては10倍以上にもものぼる。(2)温暖前面の雪では数十分にわたつて同じ関係が保たれるが、分布型の変化によつて突然関係が変わることがある。(3)季節風の雪では分布の変化が激しいため、関係はかなりバラついてはつきりしない。

第6節で述べたように、雪のレーダー反射は同じ Z の値を持つ雨に比べて約 $1/5$ であるが、同じ降水強度に対する雪の Z の値は雨の数倍から10倍以上にのぼることもあるので、降水強度の等しい雨と雪を比べると、レーダー反射の強さは大体同程度となり、場合によつては雪の方が強くなることもある。これは一つには、雪の落下速度が雨の数分の一に過ぎないため、雪の方が空間密度が大きくなることにもよる。この関係を数式的に取扱うと次のようになる。

今、定常的な状態を考え、雪片が落下して 0°C の層を通過しても集合や分裂がなく、そのままけて雨滴に変ると仮定する。雨滴の分布は Marshall-Palmer 分布に従うとすると雨滴の空間数 N_R は

$$N_R = N_0 e^{-\lambda D}, \quad N_0 = 0.08, \quad \lambda = 41/R^{0.21}.$$

定常状態では各粒径 D (雪では融解直径 D_m) につき任意の水平面を単位時間に通過する粒子の数は一定であるから

$$N_R v_R = N_s v_s.$$

ただし、 v_R , v_s は雨滴および雪片の落下速度、 N_s は雪片の空間数である。落下速度の近似式

$$v_R \doteq 1420 D^{\frac{1}{2}}, \quad v_s = 240 D^{\frac{1}{3}}$$

を入れると

$$N_s = \frac{v_R}{v_s} N_R = 0.47 D^{\frac{1}{6}} e^{-\lambda D}.$$

となる。これから雪の Z_s を求めて見ると

$$Z_s = \int N_s D^6 dD = 1280 R^{1.51}$$

が得られる。これは雨の $Z_R = 296 R^{1.47}$ に比べると 4 倍以上大きい。実際は 0°C の層を通過する際に集合や分裂が起ると考えられるので必ずしもこの通りにはならないが、実測の $Z-R$ 関係が上の式に近くなっていることは、 0°C 層通過による分布の変化が割合に小さいことを思わせる。もつとも、これは、実測の行われた温度が 0°C 前後であつたためかなり集合が進んでいたとも考えられる。実際の雪では、結晶が集合して雪片を作る頻度は気温によつて異なると考えられるから、粒度分布も気温によるであろう。 0°C よりもかなり低温のときは分布曲線は急になり、 0°C 層に近づくに従つて急速に大きい

雪片が増えて Z の増大が起ることが考えられる。

いずれにしても雪の落下速度が小さいことはレーダー反射を強くするのに都合のよいことであつて、レーダーには普通の水滴の雲はほとんど現われないにも拘わらず、雪雲はしばしばかなり明瞭に現われる。たとえば温暖前面からの雨が降り始める数時間前から高さ $7\sim 8\text{km}$ のところに水平な雪の層が現われ、又雷雨の終つたあとにやはり 10km 近いところに輪廓のはつきりしない広範囲のエコーが現われることが多いが、これらはいずれも落下の遅いことと高さとから考えて、氷としか考えられないので、かなり大粒の雪の結晶かまたは雪片であろうと考えられる。(続く)

(筆者は気象研究所高層気象研究部長 理博)

表紙写真説明

降雪のレーダーエコー

気象研究所 今 井 一 郎

1955 年 3 月 5 日 18 時 05 分 高円寺の気象研究所レーダーで撮影したもの。距離円の間隔は 10km 毎。写真の中央に見えるたくさんの細かい点は附近の地物。左方および周辺部の点々としたエコーは山のエコー。右下半部の刷毛ではいたような淡いエコーが雪のエコーである。北東から南西に走る縞模様が見える。

古本高価買入 (御報参上)

弊社は常に堅実、清新な営業方針を持続し特にバックナンバー部門ではお客様の御希望を完全にお満足されるよう心掛け、確実なる信用と定評を有す。

御整理なさるお蔵書は理科系、文科系を問わず是非弊社にお譲り下さい。必ず現金で高価に戴きます。御一報次第参上適正評価致します。

バックナンバー
図 書
売買・輸出入・
出 版

株式 佐々木書店
株 會 社

社 長 佐 々 木 栄 一

東京都文京区森川町二 (東大前)
電 話・小 石 川 (92) 5 5 5 3・3 4 0 2
振 替 口 座・東 京 1 5 6 8 0 番