

同時に異った高度に現われたブライトバンド*

藤 吉 康 志 武 田 喬 男**

要旨

三重県尾鷲市で、1977年6月にレーダー観測を行なった際、RHI レーダースコープ上にそれぞれ3 kmと4 km~4.5 km の異った高度にブライトバンドを持つエコーが同時に現われた。この日の潮岬、浜松のゾンデデータによれば、0°C 高度は4.5 km 付近にあった。何故、ゾンデにより示される0°C 高度から予想されるブライトバンド高度より、1~1.5 km も低い高度にもブライトバンドが形成されたか、考察を行なった。

その結果、上層の雲から降ってきた降雪粒子が、極めて乾いた中層の空気内で蒸発したため、中層の空気が冷やされたのであろうと推測された。又、それぞれ異なったブライトバンド高度を示した2種類のエコーの移動速度は、特に4 km 以下で互いに逆方向であった。その理由として、片方は実体としての粒子の移動速度を、もう一方は降水粒子群の位相速度をレーダーで見えていたことによるものと推測された。

1. 序

1977年6月に三重県尾鷲市で RHI レーダ(波長 3.2 cm)を使って降水雲の観測を行なっていたところ、22日14時40分から15時10分にかけて、RHI レーダースコープ上の高度3 km と4~4.5 km の異った2高度に同時にブライトバンドが現われた。

これまでに、同時に異なった2高度でブライトバンドを観測したという報告は、著者等が調べた限りみかけられない。本論文ではレーダー観測の結果を示し、形成された機構について推測を試みた。

2. レーダーエコーの概要

写真1(a)~(f)は、レーダーエコーの RHI スコープ写真を示したものである。縦軸は高さ、横軸は観測点を中心とした距離である。写真1(a)~(d)では左側が東南東(方位120°)で海側、右側が西北西で山側であり、写真1(e)(f)では左側が東(方位90°)で海側、右側が西で山側である。

13時41分では地上に降水粒子は達してはず、エコーベースは高度約4 km にあった。エコー強度は5.5 km 高度で最大となり、それ以下の高度では再び弱くなっており、又、13時41分以降高度5 km 以下でいわゆる鐘乳石状構造のエコーパターンを示し、この部分で降雪粒子の蒸発が生じていることを示している(Harris, 1977; Imai, 1957)。09時の潮岬、浜松両地点での0°C 高度は約4.5 km で、この蒸発は0°C 高度以上でもかなり起っていたといえる。

14時08分ではエコーの一部分が地上に到達していた。この時エコー強度は5 km 付近で一時極大を示し、3 km 高度にかすかにブライトバンドが現われていた。14時38分では数多くの場所でエコーが地上に達していた。ただし、地上付近は山の影の為にエコーが消えている。この時にもエコー強度はエコートップから高度が下がるにつれて強くなっているが、いったん極大値が現われる高度は4 km 付近であり、13時41分と比べると約1 km 下がっていた。同時に、エコートップも約2 km 下がっていた。ブライトバンドは矢印で示してあるように、14時08分に比べより明確に3 km 高度に現われていた。又、エコーは4 km 以下では殆んど傾きを持たないが、エコートップから4 km までは、写真には明確に出ていないが、右下りに傾いていた。

13時41分から14時38分までの一連のエコーは、上空の

* Bright bands found out at different two levels simultaneously.

** Yasushi Fujiyoshi and Takao Takeda, 名古屋大学水圏科学研究所。
—1979年10月1日受領—
—1980年2月19日受理—

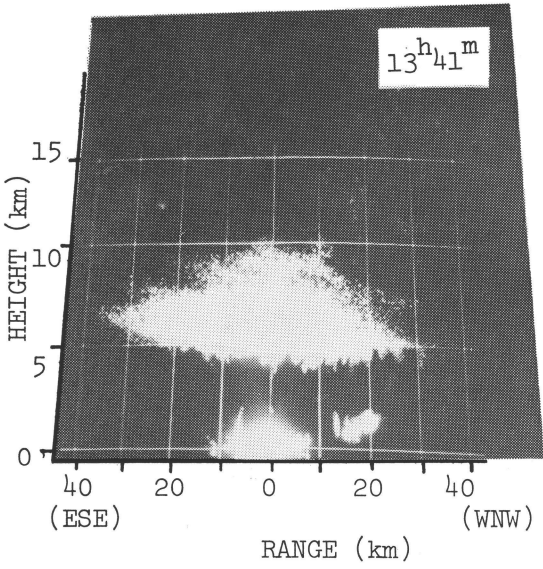


写真 1-(a)

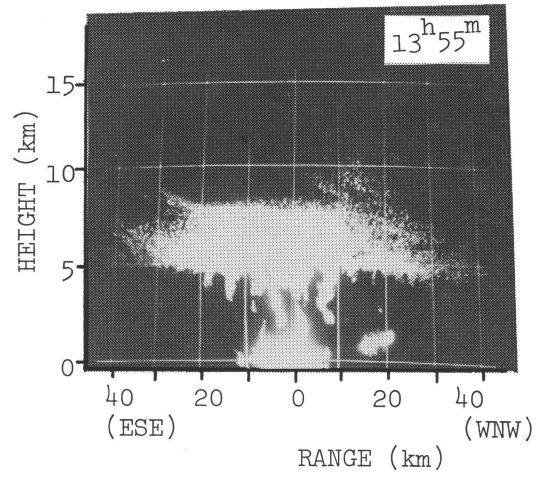


写真 1-(b)

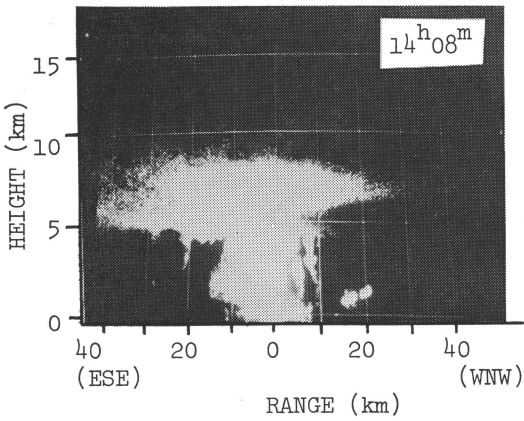


写真 1-(c)

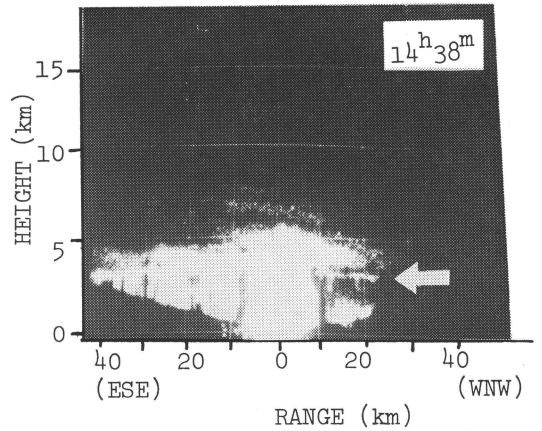


写真 1-(d)

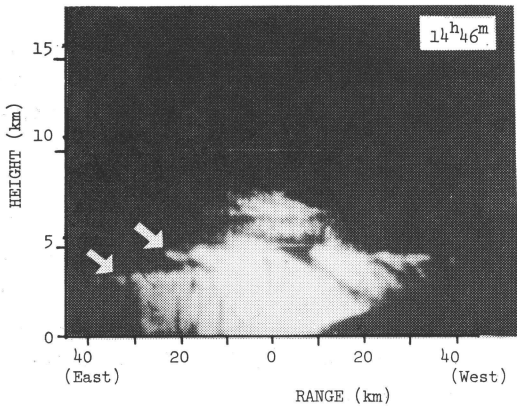


写真 1-(e)

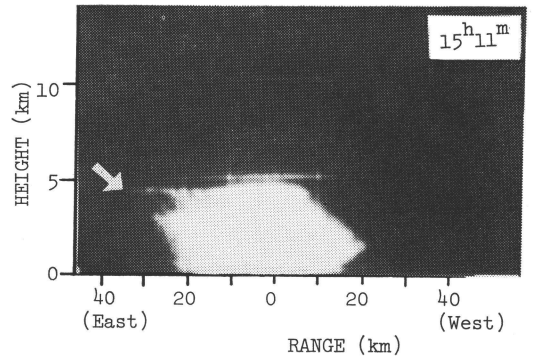
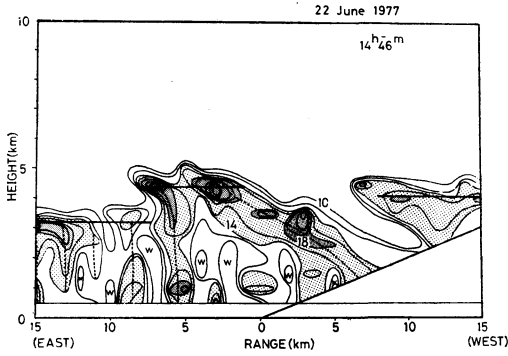


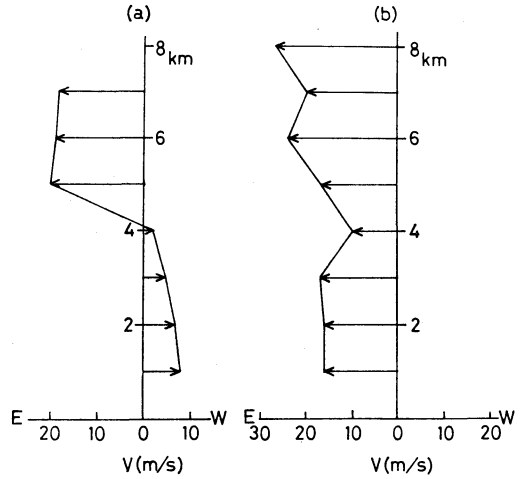
写真 1-(f)



第1図

generating cells によって形成された後、最早これらの cells からの降水粒子の供給が無く、全体として落下している降水粒子群によるものと考えられる。これらの降水粒子群は、特に下端に於て蒸発を受けつつ落下し、氷晶同士の併合によって大きな雪片が生じた場合等では、蒸発し切らずに地上に達し streak を形成していたことになる。

14時38分のレーダーエコーでは、ブライトバンドは高度 3 km のみに現われていたが、14時46分のレーダーエコーでは、矢印で示したように、ブライトバンドは 3 km と 4~4.5 km の異った 2 高度に現われていた。ただし、写真 1 (d) と同様に地上付近のエコーは山の影となって消えている。第 1 図は 14 時 46 分のレーダーエコーの垂直断面図である。等値線は、エコー強度(この論文では $10 \log Z_e$ で定義; $Z_e = \sum N^0 D$ (mm^6/m^3) は等価レーダー反射強度因子)について、10 dBZ 以上 2 dBZ 毎にひき、14 dBZ 以上の領域にうすい影をつけ、18 dBZ 以上の領域には濃い影をつけてある。レーダーより西側に見られるエコーは、既に地上に達しており、4~4.5 km にブライトバンドを持ちエコー強度も強い。特に、ブライトバンドの上と下とでエコー強度にさほどの差がない。このことは、エコー強度は粒子の直径に極めて強く依存するから、融ける前と融けた後とで降水粒子の大きさが大きくは変わっていないことを意味し、かなり密度の大きい(例えば霰のような)降水粒子が形成され、落下していたものと思われる (Takeda・Fujiyoshi, 1978)。図中点線で示した streak は、3 km にブライトバンドを持つエコーでは殆ど傾きを持たないが、レーダーより西側に存在する 4~4.5 km にブライトバンドを示すエコーでは、かなり大きな傾きを示しており、同じ断面内でも互いに異った傾きを示している点が興味深い。写真 1 (e)



第2図

は、この傾向が第 1 図に示されている領域よりも東側あるいは西側にも続いていることを示している。

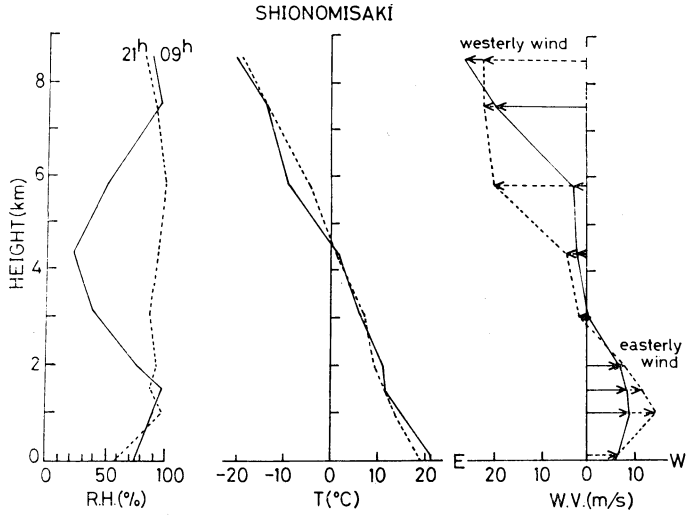
第 2 図はエコーの各高度での平均移動速度を示したものである。この移動速度は、移動速度を知りたい高度で横軸に距離、縦軸に時間をとったエコー強度の時間・距離断面図を作って、第 1 図と同じように等値線をひきその平均的な傾きを求めることにより得た。第 2 図(a)で明らかなように、13時41分から14時38分までのエコーは 4 km より上空では東向きに動き、4 km 以下では西向きに動いていた。ところが、14時46分以後は、第 2 図(b)に示したように全高度で東向きに移動するエコーが現われた。後者はそれ以前に存在した、3 km にブライトバンドを持つエコーと重なって行き、その後は全体として急速に弱まっていった (写真 1 (f))。

このように、13時41分から14時38分までのエコーは、ブライトバンドが 3 km に現われ、エコーの傾き及び移動方向は高度 4 km 以上では右下りで東側へ、4 km 以下では殆ど傾きを持たず西側へと移動して行った。一方、14時46分以降現われたエコーでは、4~4.5 km にブライトバンドが現われ、全高度で東側へ移動し、全体に右下がりの傾きを示していた。

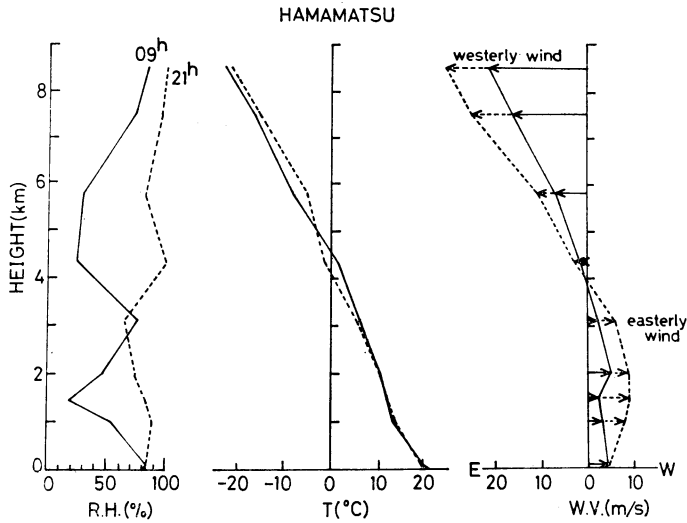
3. ブライトバンドとエコーの動きについての考察

3.1. 二つの異なる高度のブライトバンド

降雪粒子の質の差 (例えば霰と雪片)、あるいは大きさの差が融解速度の差をもたらしたためにブライトバンド高度が異ったのであろうという説明も考えられるが、



第3図-a



第3図-b

これらの差で生ずるブライトバンド高度の差は高々数100mのオーダーで、今回見られたように1~1.5kmもの差を生ずることは理論的に考えられない。又、強い逆転層が存在するため降雪粒子が上層の0°C高度を通過した際に一旦融けてブライトバンドを形成し、融けてできた雨滴が落下中に再び凍結し、下層の0°C高度を通過した際に再び融けて別のブライトバンドを形成したという考え方もできる。しかし、潮岬・浜松の高層データにはそのような強い逆転層は見出されず、又、一旦融けてできた雨滴が落下中にマイナス数度で再びすぐ凍ること

は考えにくい。仮にこの機構で異った2高度にブライトバンドが生ずるならば、上下平行に並んだブライトバンドが観測される筈であるが、今回の観測では写真1(e)の左側と右側に先ず別々に現われており、この点でも実際の現象とは合わない。従って、写真1(e)の左側と右側(即ち東側と西側)とで0°C高度が異なっていたと考えざるを得ない。

第3図(a)(b)は、それぞれ、1977年6月22日09時と21時(JST)の潮岬及び浜松における温度・湿度・風速の東西成分の高度分布である。両地点で、09時での0°C

高度は4.5 km 付近にあり、下層は東風、上層は西風である。中層での風速は極めて弱いことが分かる。特に注目すべきことは、09時では0°C 高度付近では湿度が低く、極めて乾いた状態にあったことである。

高層データから判断すると、ブライトバンドは4~4.5 km に現われる筈である。そこで問題は、14時46分以前において何故ブライトバンドが3 km に現われるくらいに0°C 高度が約1 km 程も下降したかである。Leary・Houze (1979) 及び Wexler *et al.* (1954) は、雪が融解する際に周りの空気から熱を奪って0°C 高度が下がることを指摘した。今回の場合は、レーダーエコー及び高層データから明らかなように、雪の蒸発によって周りの空気が冷やされていたと考えた方が良い。昇華熱の方が融解熱よりも大きいため、もしそうならば、空気はより急速に冷えるであろう。

水平移流と空気の鉛直運動の効果を無視した場合、底面積 1 cm^2 ・厚さ $\Delta P(\text{mb})$ の空気の層内で $M(\text{gr})$ の雪が蒸発することにより、 $\Delta T(^{\circ}\text{C})$ だけこの空気の層の平均的な温度が降下したとすると、 L 及び C_p は昇華熱及び空気の定圧比熱として、

$$C_p \frac{\Delta P}{g} \Delta T = LM$$

である。 ΔP を 100 mb (720 mb (高度 4.7 km) - 620 mb (高度 3.2 km)), M を 0.2 gr とすれば、

$$\Delta T \sim 5^{\circ}\text{C}$$

即ち、この気層内で雨量に換算して全体として 2 mm の雪が蒸発すれば、この気層は全体に約5°Cほど冷えて0°C 高度は1~1.5 km は下降し得ることになる。

この日は、08時頃より上空エコーが度々現われ、これらのエコーは地上に達することなく消滅してしまうことが観測され、降雪粒子が全て落下途中で蒸発していたと考えられる。更に14時08分以降地上で観測された平均雨量強度は、降雪粒子が落下途中で蒸発していたにも拘らず、約2 mm/hrであったが、高層データを見て分かるように、この中層の空気は極めて乾いており、この程度の雪の蒸発があっても飽和しない。従って、この気層内で0°C 高度を1~1.5 km 下げるのに必要な全雨量で2 mm 相当の蒸発があったことは十分考えられ得る。

第3図(a)(b)に示したように、一般場の0°C 高度は4.5 km 付近にあり、本来は14時46分以降西側から移動してきたエコーのように、4~4.5 km にブライトバンドが現われる筈である。事実、3 km にブライトバンドが現われたのは6月22日のここに示した時間帯のみであ

って、6月22日以前及びこの時間帯以降の観測では、ブライトバンドは常に4~4.5 km に現われていた。従って、14時46分以降現われたエコーを構成する降水粒子は、上述のような氷晶の蒸発による冷却をあまり受けていない空気を落下していたと考えられる。それでは、何故東側の部分のみが冷却を受けたのであろうか。

レーダーよりはるか西側の0°C 高度より上空で形成された降雪粒子群は、落下しながら西風により運ばれてくる。これらの降雪粒子群は0°C 高度より上空の乾いた気層中で蒸発し、周りの空気を冷やしながら東へ移動して来る。仮に一般風の垂直シアがそれほど大きくなければ、全高度で空気と降水粒子とは同じように移動して行く為、気層の冷却は共に移動して行く降雪粒子群のみの落下中の蒸発により起り、従って、蒸発量も限られさほど冷えることはないであろう。ところが第3図(a)(b)を見て分かるように、0°C 高度より直ぐ下で一般風は西風から東風へと変わっている。即ち、垂直シアが存在している。更に落下を続ける降雪粒子群は、この東風内でも蒸発する。この東風成分を持って移動する冷えた気塊は、上空を西風成分を持って次々と移動してくる別の降雪粒子群の蒸発により更に冷えて行く。

このように十分冷えた気層は、飽和しないまでも湿度は次第に高くなり、従って降雪粒子の蒸発速度も遅くなるであろう。この状態で既に下がった0°C 高度付近で大きな雪片が形成されると、それらは蒸発し切らずに地上に降雨をもたらすことになるであろう。雪片が融解する高度は当然本来の0°C 高度4.5 km より下にあり、観測されたようにこの高度が3 km になっていたのであろうと考えられる。

ここで重要なことは、西側で降雪粒子が形成された大気の0°C 高度は4.5 km であり、この気塊の0°C 高度が下がる為には降雪粒子が下落する限られた時間内に十分熱を奪う必要があることである。即ち、同じ落下速度を持つ粒子同士ならば、雲底での降水強度が大きいほど粒子が入りこんで蒸発する気塊は良く冷えるであろうし、逆に雲底での降水強度が等しくとも、落下途中で全て蒸発してしまうくらい落下速度が遅い粒子が降る場合と、蒸発しきらずに地上に達してしまうくらい速い落下速度を持つ粒子が降る場合とでは、気塊の冷え方は異なるであろう。落下速度の大きい粒子(例えば霰)が形成された場合は、速く落下するため周りの空気はさほど冷えず、ブライトバンドは4~4.5 km 付近に現われ続けるであろう。この高度の風は西風成分を持ち、この降水粒

子群によるエコーは、ブライトバンドを4~4.5 kmに示したまま東向きに移動して来ることになる。14時46分以降観測されたエコーは、このようなものであると思われる。

以上の考察から、今回見られたような異った高度にブライトバンドが同時に現われるのに必要な条件としては、0°C高度が一般風の垂直シアーが大きい高度(今回の観測例では、風が西風から東風へと変わる高度)よりも上にあり、しかも0°C高度付近が極めて乾いた状態にあること、更にタイプの異なる降雪粒子から成る降水雲が存在することである。

なお、上記の条件が観測点付近で満たされたことについては、そのような場がたまたま観測点上空にあったと考えた方が良いと思うが、他方、尾鷲という地形が関係していたためとも考えられる。この点については、現在のところ結論づけることができない。

3.2. エコーの移動速度と傾き

すでに述べたように、第2図(a)(b)は3 kmにブライトバンドを持つエコーと、4~4.5 kmにブライトバンドを持つエコーとで、エコーの移動方向が4 km以下で全く逆になっていたことを示している。一般風は第3図(a)(b)に示したように、4 km以下では東風であり、第2図(a)に極めて近い垂直シアーを示していた。

一般に、generating cellで形成された降水粒子が次々と落下してくる場合、個々の粒子の水平方向の速度は、粒子が位置する高度の風速にはほぼ等しいが、この降水粒子により構成されるstreak(従って、エコー)の傾きは、風の垂直シアーと粒子の落下速度で決まり、かつstreakの水平速度はgenerating cellの速度にはほぼ等しい(Marshall, 1953)。4~4.5 kmにブライトバンドを持つエコーがgenerating cellの速度にはほぼ等しい速度で西から東へと移動して行ったことは、generating cellから降水粒子が次々と形成され落下しているstageを見ていたためであろうと解釈される。この時のstreakの形は第1図で見たように右下がりに傾き、一般風の垂直シアーから予想される傾向とはほぼ一致する。一方、3 kmにブライトバンドを持つエコーは、写真1の説明でも述べたようにエコートップもエコーベースも共に時間と共に下降している。すなわち、generating cellからの降水粒子の供給がなくなったstageであり、エコーとして見えているstreakは、時間的にほぼ一定の形を保つ前述のstreakとは異ったものである。この時のエコーの水平移動速度は位相速度(generating cellの速度)では

なくて、個々の粒子の各高度での移動速度を示していることになる。従って、4 km以上では一般風の西風に対応して西から東へと動き、4 km以下では東風に対応して東から西へと動くことになり、その速度は、一般風の各高度の速度と良く一致していたことになる。

4. まとめ

1977年に三重県尾鷲市で、降水雲のRHIレーダー観測を行っていた際に、6月22日14時40分から15時10分にかけて、3 kmと4~4.5 kmの異った高度に同時にブライトバンドが現われた。この日の高層データによれば、0°C高度は4.5 km付近にあり、ブライトバンドは4~4.5 kmに現われることが期待された。そこで、何故ブライトバンドが3 km高度に現われるくらいに大気が冷やされたのか、また何故同時に異った高度にブライトバンドが現われたのかについて考察を行なった。

その結果、上層の雲から降ってきた降雪粒子の、極めて乾燥した中層の空気内での蒸発が、上述の観測事実を説明する際に重要な要素であろうと推測された。又、この異なったブライトバンド高度を示す二つのエコーの移動速度は、特に4 km以下で互いに逆向きであり、その理由として片方は実体としての粒子の移動速度を、もう一方は降水粒子群の位相速度をレーダーで見ていたことによるものと推測された。

観測に参加して頂いた、高瀬邦夫、村林成、大谷健の各諸氏に感謝します。又、尾鷲測候所の皆様には色々とお便意を計って頂きましたことを深謝致します。

文 献

- Harris, F. Ian., 1977: The effects of evaporation at the base of ice precipitation layers: Theory and radar observations, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 651-672.
- Imai, I., 1957: Radar study of a dissipating thunderstorm, *Pap. Met. Geophys.*, **8**, 81-97.
- Leary, C.A. and R.A. Houze, Jr., 1979: Melting and evaporation of hydrometeors in precipitation from the anvil clouds of deep tropical convection, *J. Atmos. Sci.*, **36**, 669-679.
- Marshall, J.S., 1953: Precipitation trajectories and patterns, *J. Met.*, **10**, 25-29.
- Takeda, T. and Y. Fujiyoshi., 1978: Micro-physical processes around melting layer in precipitating clouds as observed by vertically pointing radar, *J. Met. Soc. Japan*, **56**, 293-303.
- Wexler, R., R.J. Reed and J. Honig, 1954: Atmospheric cooling by melting snow, *Bull. Amer. Met. Soc.*, **35**, 48-51.