小松周辺の冬季雷に関する一考察*

道 本 光一郎**

要 旨

厳冬期に出現する対流性のエコーの中には，エコー頂気温が十分に低くても発雷しないものが多数観測される．これらを判別するために −10°C 層の高度と地上気温を調査したところ，発雷している時の値（平均値で 2.0 km，+3.0°C）と比べて，エコー頂気温が十分に低くても発雷しないものは非常に低い値（平均値で 1.3 km，−0.6°C）となった．

1. はじめに

小松周辺の冬季雷に関する報告は，遠峰ら（1986）がある．それによると，レーダーエコー頂気温が −20°C 以下になると発雷する例が多いことが示されている．しかし，厳冬期（特に2月から3月始め）において，エコー頂気温が −20°C よりも十分に低くても発雷しない例が多数観測されることは注目に値する．

本研究では，これらの例について再度解析を行い，その結果を報告する．

2. 発雷の理論的背景

高橋（1984）は，冬季雷の数値実験を行い，着氷電荷発生機構が主な電荷発生機構であると述べている．すなわち，強い電荷分離は雷雲の発達段階では雲頂付近で行われ，成熟段階では −10°C 層付近に大きな負電荷が蓄積されると報告している．つまり，−10°C 層以下の高度で霰は氷晶との衝突で正に，氷晶は負に帯電する．負電荷の氷晶は上昇気流により上方へ運ばれる．一方，雲頂付近では霰と氷晶の衝突で霰は負に，氷晶は正に帯電する（着氷電荷発生機構）．上方から降下する負の霰と下方から上昇する負の氷晶とが重なり，−10°C 層付近に大きな負電荷が蓄積されると説明している．

そこで，−10°C 層付近における電荷蓄積が発雷現象と重要な関係があるのではないかと考えた．

また，田中他（1971）の調査によると，強い寒気が流入してきて北西流場になると，発雷の頻度が少なくなると報告されている．河村（1980）によっても同様な傾向があることが，小松周辺におけるレーダーエコーと輪島の高層観測データの調査により確認されている．

これらのことをふまえて，寒気の流入と発雷現象との間に何らかの関係があるのではないかと考え，−10°C 層の高度に注目することにした．

3. 解析結果

第1図は前報告中にもある図であるが，各エコー群ごとのエコー頂気温と発雷の有無を示している．この図の中でのそれぞれについて −10°C 高度と地上気温を，輪島の高層観測値から求めた．第2図は横軸にエコー頂気温，縦軸に −10°C 高度をそれぞれ示す．図中の×印は発雷あり，▲印は発雷ありのうちの「一発雷（いっぱつらい）」を示す．○印および●印は第1図と同じく，それぞれ非発雷のものを示す．なお，一発雷として×印の発雷ありから分けたものは，発雷が1～数回しか観測されず，しかもその発雷の間隔が数時間以上であるものとした．

特徴的なことは，−10°C 高度が 1.8 km 付近を境として発雷ありのグループと一発雷および非発雷（エコー頂気温は −20°C 以下）のグループが分離していることである．

第3図は横軸に地上気温，縦軸に −10°C 高度をそれぞれ示し，発雷あり（×印），一発雷（▲印），非発雷（○印）をそれぞれ示している．地上気温+3°C，−10°C 高度 1.8 km 付近を境として，第2図と同様に分離されていることがわかる．

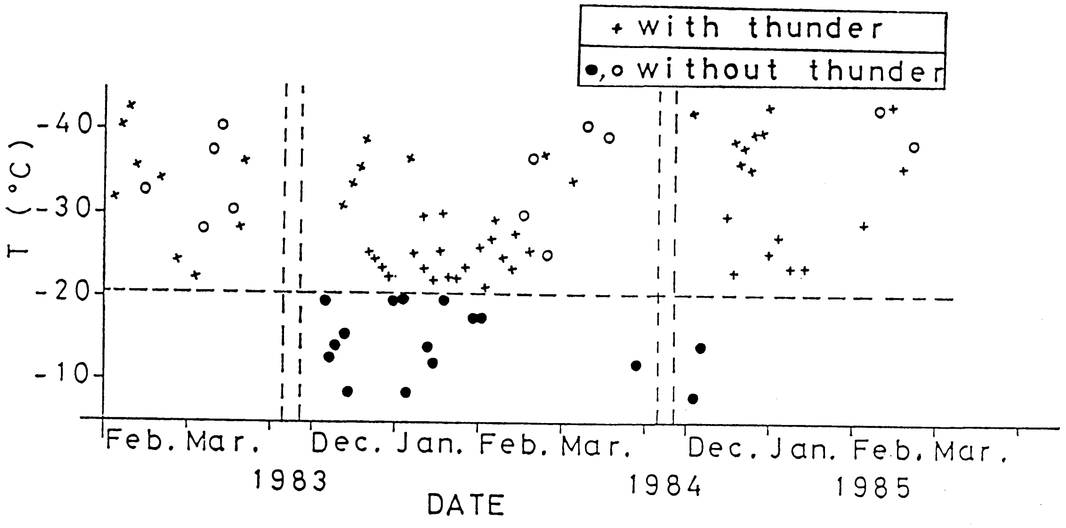
なお，観測測器や観測方法についての詳細は遠峰ら

---

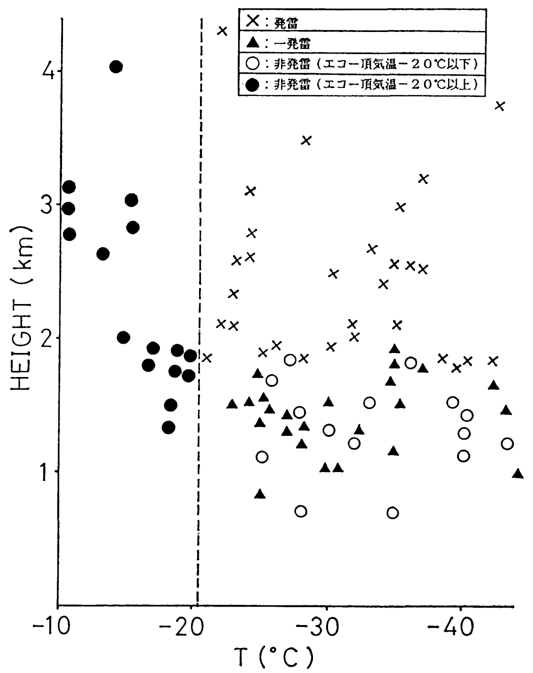
* A study on thunderstorms in winter in the area surrounding Komatsu.

** Koichiro Michimoto，防衛大学校地学教室．

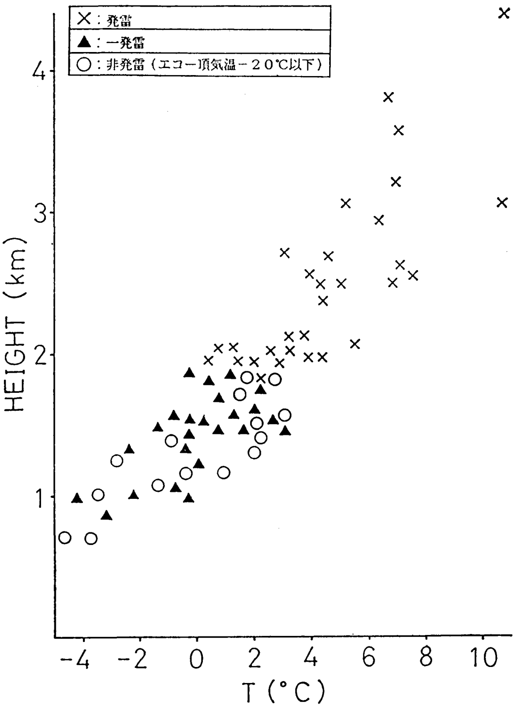
——1988年4月11日受領——
——1988年9月26日受理——



第1図　各エコー群ごとのエコー頂気温と発雷の有無，発雷あり（×印），非発雷（○，●印），−20°C 付近を破線で示す．



第2図　各エコー群ごとの発雷の有無，発雷あり（×印），一発雷（▲印），非発雷（○，●印），横軸はエコー頂気温，縦軸は −10°C 高度，破線は −20°C をそれぞれ示す．



第3図　各エコー群ごとの発雷の有無，発雷あり（×印），一発雷（▲印），非発雷（○印），横軸は地上気温，縦軸は −10°C 高度をそれぞれ示す．

(1986) を参照されたい.

4. 考察とまとめ

3冬季のレーダーエコーの解析で，毎年厳冬期に非発雷エコーが確認された．エコー頂気温は −30～−40°C 以下になっているにもかかわらず，発雷しないものが多数存在した．レーダーエコーの形状からは発雷の有無を判別することは困難であった．当時，輪島や小松などの水蒸気張力との相関を調べたが，雲の有無で大きく値が左右され，はっきりとした結果は得られなかった．

近年，雷雲の電荷分離と電荷蓄積の過程に対して −10°C 層付近の霰や氷晶のふるまいが重要であると指摘されている．−10°C 層の高度が対流雲からの発雷の有無に対しての目安になる理由として，次のようなことが考えられる．−10°C 層付近に負の電荷が蓄積するのは，高橋 (1984) によれば，負に帯電した霰の上空からの降下と，−10°C 層の高度以下で霰と衝突し，負に帯電し下方より上昇してくる氷晶によりもたらされる．もし −10°C 層の高度が低い場合，この −10°C 層の高度以下で起こる霰を正に，氷晶を負に帯電させる電荷分離機構が十分に働かず，−10°C 層における負電荷の蓄積が不十分になるということが考えられる．すなわち，−10°C 層の高度が低くて，雲底付近もしくは雲底にごく近いところまで降下しているような場合には，エコー頂気温が −20°C よりも低くなっていても発雷しないことが多い．これは十分な電荷蓄積が行われていない結果であると考えられる．

また，一発雷についても同様に電荷蓄積過程が不十分であると考えられる．

道本 (1988) の調査によると，同じく小松周辺における長時間（2日間）の冬季雷観測の結果として次のような事例の報告がある．日本海低気圧の東進による集中的な発雷ののち，500 MB 以下の高度で北西流場に移行して発雷が止んだ．その後冬型のレーダーエコーが出現し，エコー頂気温は −35°C よりも低い高度まで到達したが，発雷は観測されていない．この時の発雷の有無は，対流性エコーの形状からは判別不能であった．−10°C 高度の変化をみると，

1986. 12. 28. 09 (JST) : 2.5 km（集中発雷）

21 (JST) : 1.5 km（非発雷）

であり，1 km 程度の差がみられる．

1日ぐらいの長い観測でみると，通常低気圧や前線による集中的な発雷，その後 500 MB 以下の高度が北西流場に移行し，−10°C 高度が低下してきて十分な電荷蓄積が起こりにくくなり，一発雷や非発雷へと移行することが多い．集中的な発雷の後に，一発雷とは異なる数回～十数回程度の発雷が観測される場合もある．いつも必ずこのような経過をたどるとは限らないが，レーダーエコーにより発雷の有無を判定しようとする場合，−10°C 高度を対流雲の発雷の有無の目安としてみることができる．すなわち，エコー頂気温が −20°C よりも十分に低い場合，−10°C 高度が 1.8 km 以上の高さにあれば発雷する．厳冬期に出現する非発雷の対流雲は，−10°C 高度が集中的な発雷をもたらす対流雲に比べて低くなっているという特徴がある．また，一発雷をもたらすような対流雲とは −10°C 高度で比べる限り同様であり，両者は混在している．

今後は，この非発雷の対流雲と一発雷をもたらす対流雲の判別をするために，さらに調査研究をする必要がある．

5. 謝　辞

本稿関連で貴重な助言をいただいた阿部・遠峰両先生に，この場をお借りして感謝いたします．

参考文献

河村守治，1980：冬季小松における雷について，防大研究科卒論．

Takahashi, T., 1984: Thunderstrom electrification-A numerical study. J. Atmos. Sci., **41**, 2541–2558.

――――――, 1987: Determination of lightning origines in a thunderstorm model. J. Meteor. Soc. Japan, **65**, 777–794.

田中文治他，1971：金沢，小松地区の冬雷について．金沢地方気象台．

遠峰菊郎，道本光一郎，阿部成雄，1986：レーダーによる小松周辺の冬季雷の研究，天気，**33**，445–452.

道本光一郎，1988：レーダーエコーによる冬季襲雷予測のための雷雲判定法，天気，**35**，735–741.