

# 日本海沿岸の冬季雷雲の気象学的特徴\*

北川 信一郎\*\*

## 要旨

冬季には圏界面は高度 10 km 程度まで低下する。同時に、 $-10^{\circ}\text{C}$ 温度層は、地表に近い 2 km 或いはそれ以下の高度となり、地表の影響で、この温度層における上昇気流速度は、低い値に制限される。この結果、冬季の雷雲は、夏季とは異なった特性を示す。

日本海沿岸の冬季雷は、背丈の高いシベリア気団の海上移流が主因となり、これに前線通過による上昇気流、低気圧収束による上昇気流等の作用が加わって発生する。冬季雷発生時、対流圏全体にわたるウィンドシャーは、夏季の激しい雷雨発生時と同程度に大きい。しかし、寒気移流の初期から、対流雲が発生して、不安定エネルギーの大量蓄積は行われない。このため、移流によって次々と形成される対流雲は、本州海岸付近で発雷するが、組織化された激しい雷雨には発展しない。

冬季雷雲は、成熟期初期に、正-負-正の鉛直三極構造を、次いで正-負の鉛直二極構造をとるが、これらの期間は極めて短く、合計で10数分程度に過ぎない。冬季雷雲は、雲中に正電荷だけが分布する期間が、ライフサイクル全期間の大部分を占め、その結果、正極性落雷の発生比率が、夏季にくらべ著しく高くなる。

### 1. はじめに

日本海沿岸では、11月から3月にわたる冬季に、雷が発生する。一発雷という名称があるように、放電活動の継続時間は1時間以下で、電気的活動は比較的弱い。中緯度地域の夏季雷については、気象学的特性、放電特性ともに広範な研究結果が蓄積されているが、冬季雷の研究の歴史は浅く、本格的な研究は、最近の10数年間に限られている。1976年から日米科学者の協力によって、北陸沿岸における電界の多地点同時観測が行われ、雲の電気的構造、落雷の機構の解明が始められた (Brook *et al.*, 1982)。この研究は、本邦の研究者によって継続され (竹内・仲野, 1993)、これと平行して、ロケット誘雷による大規模な計測によって、放電特性の研究が行われて来た (角, 1984)。また送電線への雷害事故が多発するために、電力工学者によっても、精力的な研究が進められている (電力中央研究

所, 耐雷技術ワーキンググループ, 1989)。

著者は、秋田から浜田にいたる日本海沿岸の15の気象官署の地表観測データと、秋田、輪島、米子、福岡における1日2回の高層気象観測データに基づいて、この冬季雷雲の気象学的特徴を解析した。第1図の日本地図は、これらの観測点の分布を示す。

### 2. 冬季雷の日別、地域別分布

1986~87年の冬季、1986年11月から1987年3月までの5か月について調査を行った。15気象官署では、電光・雷鳴の時刻、強弱、方向等が詳細に記録されているので、このデータに基づいて雷活動を解析した。第1表に、電光・雷鳴の観測記録を日別、観測点別に整理したものを示す。縦軸に北東から南西へ観測点を配列し、地名と観測点の地点番号を記入した (地点番号は、共通の上2桁「47」を省略し、下3桁のみを記入した)。横軸に日付を取り、電光・雷鳴が観測された時点で電光・雷鳴の記号 $\bar{\kappa}$ を記入した。

$\bar{\kappa}$ の記された日数即ち雷日数は、11月、9；12月、12；1月、17；2月、11；3月、7で合計56であった。冬季雷が最も多い金沢、福井、敦賀の3地点の平均をとると5か月雷日数は15、月間雷日数3で、北川(1989)

\* Meteorological aspects of winter thunderclouds along the Japan Sea coast.

\*\* Nobuichiro Kitagawa, 中央防雷株式会社顧問.

—1995年6月6日受領—

—1995年10月30日受理—



雲画像の特徴を調べた。ここに、まだら雲以外の雲パターンは、植木(1980)、メソ気象調査グループ(1988)の用語に従った。「すじ雲」とは、相対的に高温の海上を寒気が移流するとき、移流方向に線状に配列する(longitudinal mode)対流雲群のパターンである。「おび雲」は、日本海上の寒気の移流時に、沿海州からの最寒の気団と朝鮮半島を經由する比較的高温の寒気団との間の不連続面に生ずる雲で、衛星画像では長軸が移流線と直交する細長い楕円形(transverse mode)の雲として撮影される。「すじ雲」は、多数発生して、ほぼ日本海全面を覆うのに対し、「おび雲」は、主として能登半島北西の海面に発生し、移流線方向に数個配列する程度である。「弧状雲」、「うず雲」は文字通りのパターンで、うず状の雲パターンは低気圧(局地的で総観天気図には描かれないものも含む)に対応する。上記のどれにも属しない不定形のパターンを総称して、「まだら雲」と名付けた。

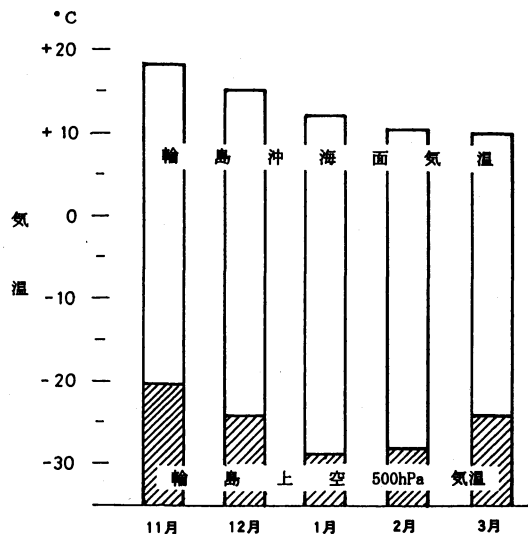
日本海沿岸で雷発生時、本州沿岸に近い日本海的主要部の雲パターンを3つに分類し、それぞれの出現率を示すと下のようになる。

- (1) すじ雲型(全て「すじ雲」か、これに「おび雲」及び「弧状雲」、「まだら雲」が加わる): 51.8%
- (2) まだら雲型(不定形雲パターンが主流で、「すじ雲」、「おび雲」が加わる): 46.4%
- (3) うず雲型(「まだら雲」の中に明瞭なうずパターンが見られる): 1.8%

移流雷のときは、すじ雲型が多く、前線雷のときは、まだら雲又はすじ雲型で、低気圧雷では、まだら雲又はうず雲型となる。雷が多発する輪島、金沢、福井、敦賀沖には、おび雲が見られる例が多い。

#### 4. 冬季雷雲発生の原因

第2図は棒グラフで、海面レベルと500 hPaの月平均気温を示す。500 hPaはこの期間の輪島の高層気象データを用い、海面気温は輪島沖の舞鶴海洋気象台の統計値(気象庁技術報告第80号)を用いた。棒グラフの上端が海面レベルの気温を、斜線ハッチを施した部分の上端が500 hPa気温を示す。雷の発生の多かった11月から3月の5か月は、いずれも両者の気温差が月平均で30°C以上となり、条件付き不安定に近い温度傾度であった。第3図では、観測時毎の気温をプロットしてその変化を調べた。700 hPa、500 hPaともにほぼ同じ変動を示している。500 hPaについては月平均値以下の部分を斜線のハッチで示し、雷の起きた日には



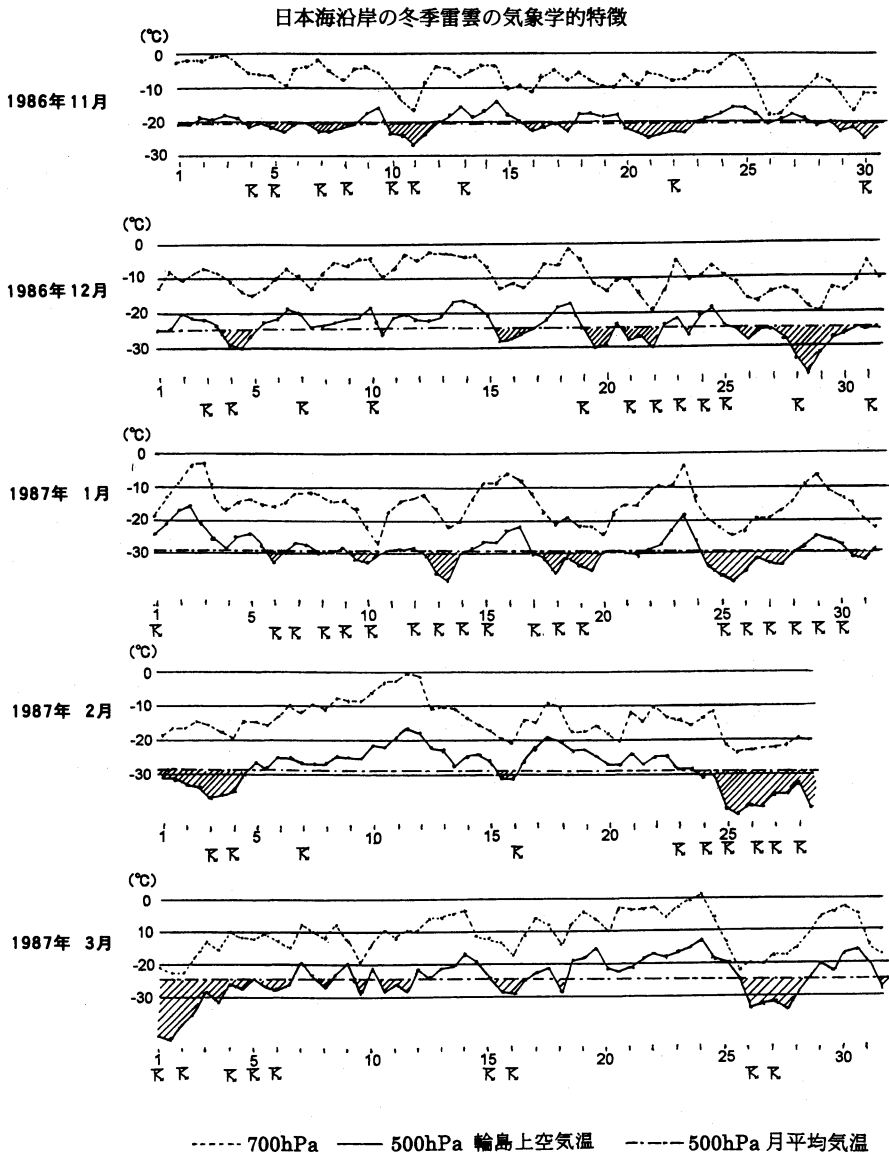
第2図 海面気温と500 hPa 気温の月平均値。

ハッチを付けた。雷は、500 hPa 気温が平均値以下に下降した時に発生している。

後藤・成田(1986)は、新潟県の巻町海岸における雷観測結果と高層気象データを比較し、雷発生の条件として輪島上空500 hPaの気温が、11~12月には-20°C以下に、1~3月には-30°C以下に低下し、且つその低下率が約10°C/日か、あるいはより急峻であると指摘している。この条件は第3図の結果と符合している。

低温・乾燥のシベリア気団が、強い寒気の吹き出しとなって、日本海上を移流するとき、第1表に記された雷が発生している。寒気が相対的に高温の日本海上を移流することによって生ずる熱的不安定と、海面から補給される水蒸気によって対流雲が発生する。この雲列が、本州海岸に近づく移流の最終段階で、雲は雷雲に発展する。又本州海岸に近い海域を流れる対馬暖流も熱的不安定形成に寄与する。以上を総合し、日本海沿岸の冬季雷雲は、高度500 hPaを超える背丈の高い寒気団が、日本海上を移流することが基本的な原因となって発生すると結論される。

雷雲発生の基本原因は、上記の通りであるが、地表及び500 hPaの天気図によって、雷雲を発生させる上昇気流の直接的原因を知ることが出来る。分類すると、(1)純粹に移流が原因となって雷雲が発生する場合、(2)寒気団全面の前線通過が上昇気流をおこして、雷雲を発生する場合、及び(3)日本海に小型低気圧が発生して、その収束流がきっかけとなって雷雲が発生す



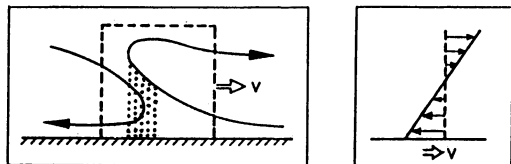
る場合に分けられる。気象学の分類では、これらの雷雲は、それぞれ「移流雷」「前線雷」及び「低気圧雷」と名付けられる。調査期間における発生率は、移流雷が58.6%，前線雷が22.4%，低気圧雷が19%であった。

### 5. 激しい雷雨 (severe thunderstorm) 発生の条件

一般に、孤立した雷雲セルは対流活動、電気的活動ともに弱く、多数のセルが集合し、組織化されるときに、はじめて激しい雷雨 (severe thunderstorm) となる。Browning (1982) は、この severe thunderstorm

の発生には、次の2つの条件が必要であることを指摘している。

- (1) 対流圏全体にわたってウィンドシャー (wind shear, 鉛直距離 1 m に対する風速差, 単位は  $s^{-1}$ ) が大きく、地表付近と対流圏最上層との風速差が約 40 m/s 以上、即ちシャー値で  $3 \times 10^{-3} s^{-1}$  以上となることである。ウィンドシャーが小さいときは、上昇気流の流線は、ほぼ鉛直となり、この中で生成される降水、主としてアラレ (graupel) の落下によって上昇気流が抑制され、雲の活動は短時間で終わる。ウィンドシャーが上記のように大きくなると、第4



第4図 強いウインドシャー中の雷雲の気流構造と降水。右の図は雲に相対的な水平気流のプロファイル (Browning, 1982より)。

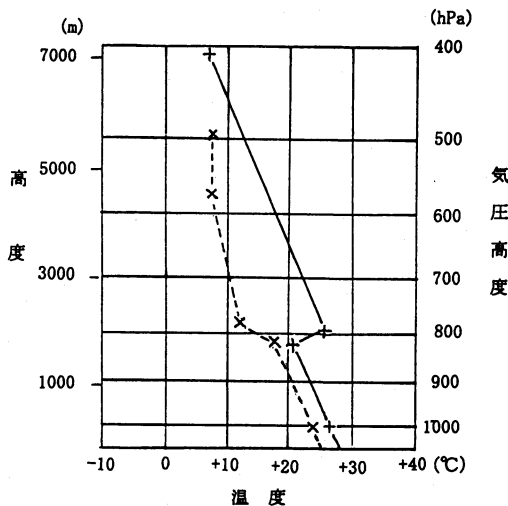
図にモデル的に示すように、上昇気流、下降気流がともに傾斜し、上昇気流中で生成される降水粒子が、落下によって下降気流域に入り、雲の対流活動を強め、雲は severe thunderstorm に発展する。

- (2) 大気下層 (高度 1~2 km) に、第5図に示すような強い気温逆転層が形成されて、一定時間上昇気流を抑制し、不安定エネルギーを大きく蓄積することが、もう1つの条件として必要とされる。前線通過或いはメソスケールの収束流等によって、この逆転層を突き抜ける上昇気流がおこるときに、severe thunderstorm が発生する。

著者は、日本海沿岸の冬季雷について、この条件の有無を調べた。

### 6. 冬季雷雨時の対流圏ウインドシャー

雷発生に近い時刻の高層気象データを用いて、対流圏全体にわたる風の hodograph を描き、ウインドシャーを調べた。地点数4以上の多地点で同日に、電光、雷鳴が観測された日を、extensive thunderstorm day と名付け、第2表は、これらの日を列記し、秋田、輪島、米子における対流圏最上層と地表との風速差を示した (この風速差を対流圏の高さで割れば、対流圏の平均ウインドシャー値となる)。1986年12月4日は、1日2回の観測時いずれも雷活動があったので、2行にわけて示した。第6、7図に、代表例として輪島の hodograph を示す。記入した数字は高度を km であらわし、原点からこの点に向かうベクトルがこの高度の風速ベクトルとなる。太い実線矢印は対流圏最上層と地表との風速差ベクトルを示す。extensive thunderstorm day では、3地点とも風速差は非常に大きく、全平均で 39 m/s であって、ウインドシャー値に換算すると  $3.5 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$  となる。雷発生時の対流圏ウインドシャーは、常にこのように大きく、5節に述べた激しい雷 (severe thunderstorm) 発生条件の1つを満たしている。対照のために、雷発生しなかった1986年12月5日及び1987年1月20日の対流圏最上層と地表



第5図 severe thunderstorm 直前の気温逆転層。中部アメリカの75 severe thunderstorm 直前の気温、湿球温度の平均プロフィール (Browning, 1982より)。

との風速差を、第3表に示し、後者の輪島の hodograph を第8図に掲げる。風速差は両日の平均で 29.6 m/s で、平均シャー値に換算すると  $2.6 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$  となり、extensive thunderstorm day の値より有意に小さい。

背丈の高いシベリア気団の移流が、雷発生条件であるから、対流圏ウインドシャーが大きいのは当然の帰結である。

### 7. 冬季雷雨発生前に大気下層に逆転層は形成されるか?

秋田、輪島、米子、福岡は、ほぼ直線上に等間隔で位置しているため、4地点を含む鉛直断面に等温線、等湿度線、圏界面等を記入して高層気象解析を行った。相対湿度60%面は雲発生の上限となる。同時に撮影された赤外線雲画像から雲形を読み取り、雲断面の略図を描いた。地表観測点は、断面図に投影した位置を地表線上に記し、前後6時間以内の発雷を  $\bar{K}$  で示した。

第9図は、1987年2月3日0900 (JST) の鉛直断面図で安定層は、全く見られない。第10図は、1987年2月25日0900 (JST) の鉛直断面図で、米子、福岡間では、弱い安定層が描かれている。これは沿海州から直接移流する最寒の気団と朝鮮半島を經由して移流する相対的に高温の気団の合流によって発生するもので、相対

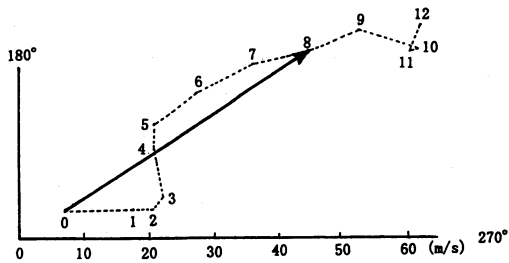
第2表 extensive thunderstorm day における対流圏最上層と地表との風速差(この値を対流圏の高さで割れば対流圏の平均ウインドシャーとなる).

日付	観測地点数		風速差 (m/s)		
			秋田	輪島	米子
1986年11月10日	4		47	42	55
1986年12月 4日	09:00	11	43	45	52
	21:00	7	29	30	27
1986年12月21日	4		54	64	22
1987年 1月13日	11		11	21	27
1987年 1月17日	7		43	46	50
1987年 2月 3日	5		27	17	22
1987年 2月24日	12		36	47	42
1987年 3月 4日	5		43	62	60

第3表 無発雷日における対流圏最上層と地表との風速差の例(この値を対流圏の高さで割れば対流圏の平均ウインドシャーとなる).

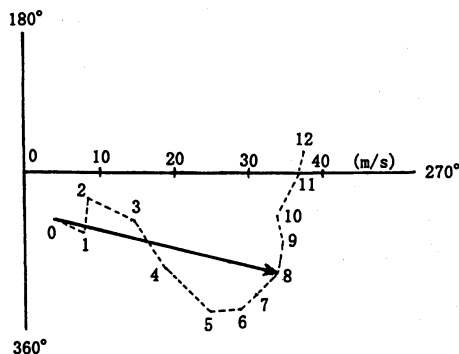
日付	観測地点数		風速差 (m/s)		
			秋田	輪島	米子
1986年12月 5日	0		17	26	42
1987年 1月20日	0		34	31	28

04 DEC 1986 0900(JST), WAJIMA



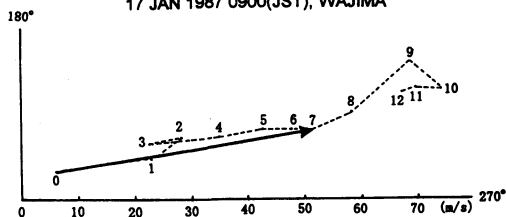
第6図 雷発生時のウインド hod グラフ. 1986年12月4日0900 (JST), 輪島.

20 JAN 1987 0900(JST), WAJIMA

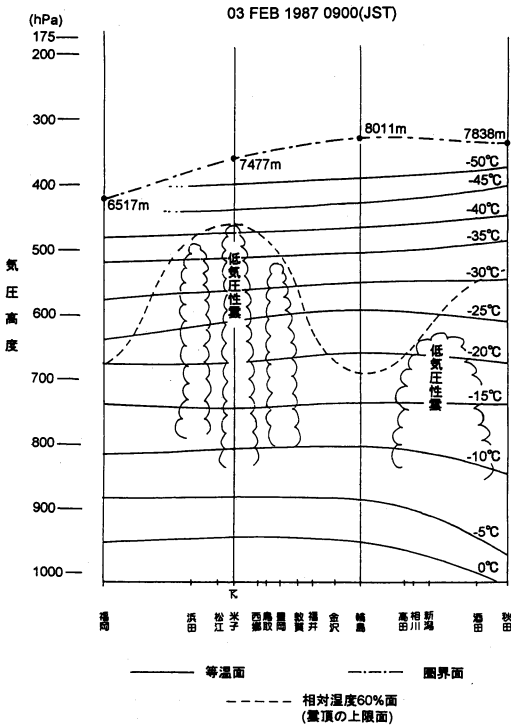


第8図 雷発生のないときのウインド hod グラフ. 1987年 1月20日0900 (JST), 輪島.

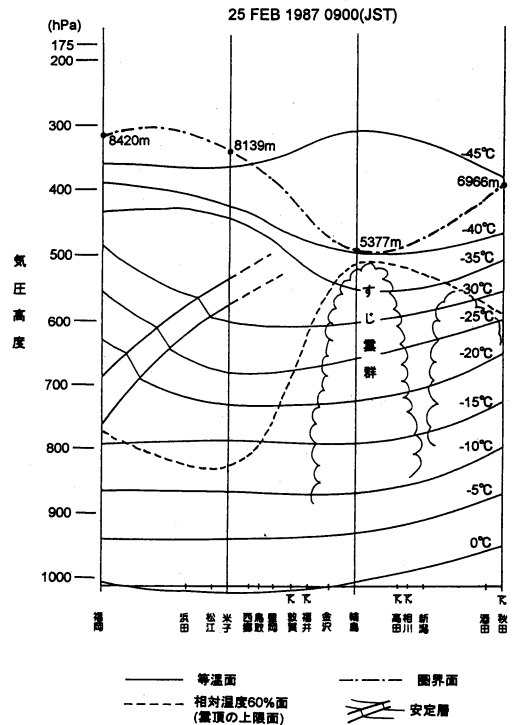
17 JAN 1987 0900(JST), WAJIMA



第7図 雷発生時のウインド hod グラフ. 1987年 1月17日0900 (JST), 輪島.



第9図 秋田、輪島、米子、福岡を含む鉛直断面図。1987年2月3日2100 (JST)。



第10回 秋田、輪島、米子、福岡を含む鉛直断面図。1987年2月25日0900 (JST)。

湿度60%面より上方にあり、上昇気流抑制効果は無い。総ての雷日についての解析の結果、上昇気流を抑制する第5図のような大気下層の逆転層の出現は、見られなかった。

日本海上に寒気が強く吹き出すときは、沿海州海岸から僅かの離岸距離で「すじ雲」が発生することを、衛星画像で見取ることが出来る。これは日本海上では不安定エネルギーを蓄積する逆転層は出現せず、移流初期から不安定を解消する対流活動が開始することを示すものである。

これらの鉛直断面図でもう1つ着目すべき点は、圏界面高度が、8~11 kmと夏季の1/2近く低くなっていることである。対流圏高度が低いことは、対流活動が大きい規模に発展し難いことを意味している。

8. 冬季雷雲の気象学的特性

6節で述べたように、雷雲形成時の対流圏ウィンドシャーは、severe thunderstorm 発生条件を満たしているが、7節に見るとおり、有効に上昇気流を抑制する逆転層が現れないこと、圏界面高度が夏季に較べ著しく低くなっていることが、あいまって、日本海沿

岸の冬季雷雲は、海岸に沿って多数発生はするが、個々のセルは孤立していて、継続時間が短く、組織化された激しい雷雨 (severe thunderstorm) には発展しない。

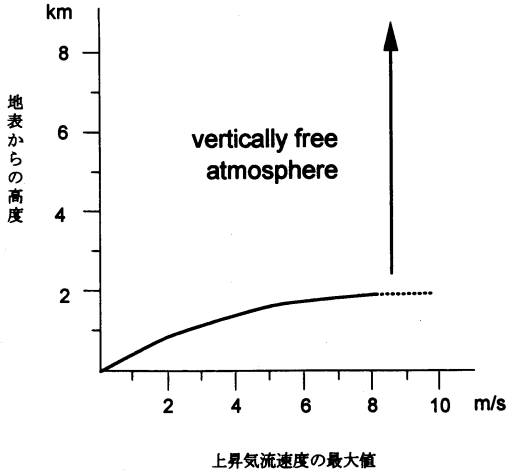
9. -10°C温度層の高度と対流雲の放電活動

Takahashi (1984, 1986) によると、雷雲の電荷分離は、過冷却水滴を併合して成長するアラレと微小氷晶 (ice crystal) との接触分離によって行われる。アラレの直径は 6 mm (代表値) で、このサイズのアラレは、空気に対し 3 m/s の速度で落下し (Locatelli and Hobbs, 1974)、氷晶は、ほぼ上昇気流とともに運動するので、両者の電荷は、クーロン力に抗して分離される。分離電荷の極性は周囲気温で定まり、-10°Cより低温の領域 (-10°C温度層より上層) では、アラレが負、氷晶が正に帯電し、-10°Cより高温の領域 (-10°C温度層より下層) ではアラレが正、氷晶が負に帯電する。対流雲中では、雷雲の電荷分離は、-10°C温度層を中心とする高度層で最も活発に行われる。

Michimoto (1993) は、この-10°C温度層の高度を指標にして、対流雲の放電活動について、次のような

第4表 圏界面高度、 $-10^{\circ}\text{C}$ 温度層高度と放電活動継続時間との比較 (月平均).

	11月	12月	1月	2月	3月
圏界面高度 [km]	12.10	9.96	9.04	9.62	10.50
$-10^{\circ}\text{C}$ 温度層高度 [km]	3.14	3.00	1.93	2.06	2.82
放電活動継続時間 [分]	32.4	35.3	19.0	21.6	33.4



第11図 大気最下層における上昇気流速度最大値と地表からの高度との関係.

基準を導いている.

(1) $-10^{\circ}\text{C}$ 温度層高度が 1.4 km 以下のときは自然雷は発生せず、(2)1.4~1.8 km のときは放電活動は弱いか無発雷で、(3)1.8 km 以上のときに放電活動が活発になる.

雷雲・対流雲内の気流の鉛直成分の分布は、ドップラーレーダ観測によって求められている (Battern, 1975; Sakakibara *et al.*, 1988). Kitagawa (1992) は、地表に近い最下層の上昇気流速度と高度との関係を調べて、次のような通則を指摘した. 高度 2.5 km 以下の低層では、気流速度の鉛直成分は、地表の影響を受け、上昇気流の最大値は、第11図のように地表高度で決定される. 一般に、対流雲の上昇気流速度は、不安定エネルギー (static potential energy) の分布によって決定されるが、大気最下層では、高度による制約をうける. 気象学では、高度 1 km 以上の大気を自由大気と呼称するが、これは水平気流についての表示で、上昇気流については高度約 2.5 km 以上が自由大気となる.

放電活動についての Michimoto の基準は、冬季雷の観測で広く実証されている (Michimoto, 1993;

Kitagawa and Michimoto, 1994). 第4表は、今回のデータに基づき、 $-10^{\circ}\text{C}$ 温度層高度の月平均値と雷雲の放電活動継続時間の月平均値を示す. この表によると、 $-10^{\circ}\text{C}$ 温度層高度が、ほぼ 3 km の11月、12月および3月では、放電活動継続時間が30分以上であるが、 $-10^{\circ}\text{C}$ 温度層高度が 1.93 km に低下した1月では、放電活動継続時間は僅か19分となり、電氣的活動が著しく低下している.

Michimoto の基準を第11図と対比し、次の帰結が得られる. $-10^{\circ}\text{C}$ 温度層高度の上昇気流速度が約 2 m/s 以下のときは、雲中の電荷分離は放電をおこすに至らず、上昇気流速度が約 2 m/s~3 m/s のときようやく放電をおこし得るレベルとなり、上昇気流速度が 3 m/s 以上になり、アラレの落下速度 3 m/s (代表値) を上回るとき、活発な放電活動をおこす電荷分離が実現する.

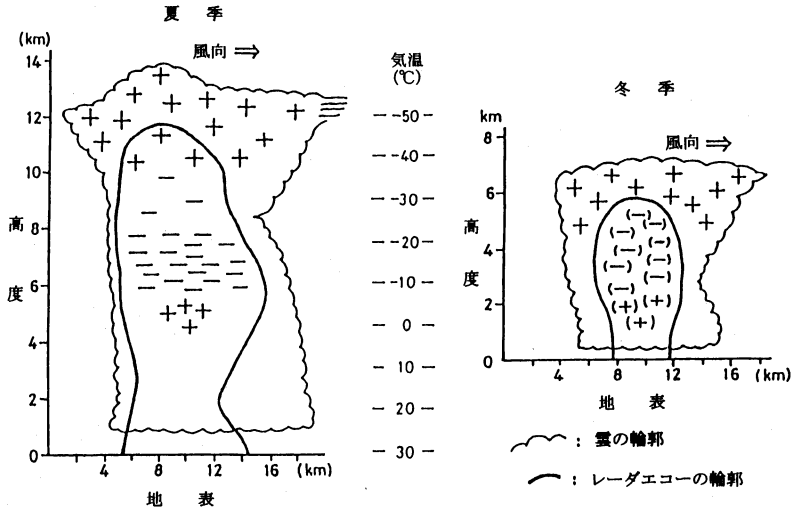
第11図に示すように上昇気流速度は、地表からの高度による制限を受ける結果、 $-10^{\circ}\text{C}$ 温度層の地上高度は、対流雲の発雷の有無・強弱を強く支配する.

## 10. 冬季雷雲の電荷分布についての考察

Williams (1991) は、広範な論文の概括を行って、夏季雷雲は、成熟期には必ず正-負-正の三極構造をとることを明らかにした.

Kitagawa and Michimoto (1994) は、レーダ観測、3地点に設置した空電方向探知機による雷放電の位置決定、小松空港を中心とする相互距離約 10 km の27地点ネットワークによる地表電界計の同時測定、電界計搭載の乗用車による移動測定等を併用する冬季雷雲の観測を行い、冬季雷雲の電荷分布特性を明らかにした. 彼等は、この観測によって、冬季雷雲は、Williams の結論のように、三極構造をとるが、その期間は著しく短く、初冬、晩冬期で10数分程度、厳冬期では数分程度であることを明らかにした. 彼等は同時に、正-負の二極構造をとる期間も同様に著しく短く、正の単極構造をとる衰弱期が、雲のライフサイクル全期間の大部分を占めることを見出した. 彼等の描いた成熟期雷雲





第12図 夏季・冬季の成熟期雷雲セルの電荷分布を示すモデル図。  
共通の温度高度を用いて両季の雲断面図を示す。

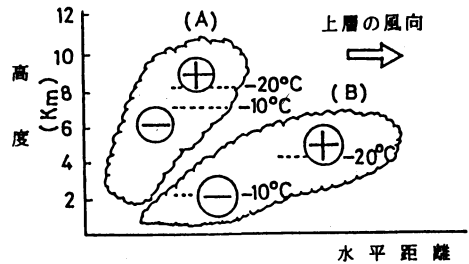
の電荷分布を示すモデル図を、第12図に掲げる。

この図では、共通温度高度を用いて、夏季、冬季の雷雲の鉛直断面を示す。負電荷域、下部正電荷域は、夏季は雲中に定常的に存在するのに対し、冬季は10数分～数分雲中に滞留するだけで、急速に落下・消失するので、これらの電荷の分布を表す記号+及び-は括弧で囲んでいる。

冬季雷雲の電氣的活動については、一般に次のような2つの特徴が知られている (Suzuki, 1992) :

- (1) 雲の正電荷を中和する正極性落雷の発生比率が高く、33%程度である (夏季は正極性落雷の発生比率は10%以下である)。
- (2) 1000 C に近い異常に多量の電荷を中和する落雷が、ときおり発生する。

竹内 (1978) は、冬季雷雲が、ウィンドシャーの方向に大きく前傾すると考えて第13図のモデル図を描いて、正極性落雷の多発を説明しようとした。しかし、夏季、冬季を問わず、強いウィンドシャー中で発達する雷雲は、シャーに対し前傾あるいは後傾するが、傾きの程度は甚だ僅かである (Browning, 1987; 道本, 1990)。竹内の提示する冬季雷雲のモデルは、実現性がなく、冬季雷雲の説明には役立たない。Rust *et al.* (1981) は、強いウィンドシャー中で形成された夏季雷雲で、雲頂付近の正帯電の雲粒が、上層風の方向にシフトして、正極性落雷を発生することを観測している。上層風方向に伸びる氷晶雲 (通常「かなとこ雲」として観測される) の正電荷が大地に放電する落雷は、夏・



第13図 竹内 (1978) が提唱する夏季 (A)、冬季 (B) の雷雲モデル図。

冬ともに発生する。従って正極性落雷が多発するという冬季雷雲の特徴を、ウィンドシャーの効果だけで説明することは出来ない。

Kitagawa and Michimoto (1994) が明らかにした冬季雷雲の電荷分布特性によって、電氣的活動の特徴 (1) は容易に説明される。雷雲電荷が三極構造、二極構造をとる期間が著しく短く、正の単極構造をとる期間が相対的に長いことが、正極性落雷が多発する主要な原因である。またこの期間には多量の正電荷が、放電をおこすことなく、雲中に蓄積される可能性が高い。この正電荷が、大地に放電するとき、(2) に述べる異常に中和電荷の大きい落雷となる。

Kitagawa and Michimoto (1994) は、電界計塔載の乗用車で雷雲の直下を移動したとき、アラレが雪に替わった後も、近傍で正極性落雷がおきたことを観測している。この落雷電荷を測定することは出来なかつ

たが、冬の雷雲下ではこのような事例は珍しくない。電氣的活動の特徴(2)も、冬季雷雲の電荷分布特性に起因すると考えられる。

### 11. まとめ

冬季雷に関する最近の研究結果を勘案し、本論文で明らかにした冬季雷雲の気象学的特徴を、以下のよう  
にまとめることが出来る。

- (1) 日本海沿岸の冬季雷は、圏界面に達する背丈の高いシベリア気団の海上移流が主因となり、これに前線通過による上昇気流、あるいは低気圧性収束による上昇気流の作用が加わって発生する。雷雲の59%は、専ら移流で発生し、残りの22%、19%はそれぞれ前線、低気圧の効果が移流効果に加わって発生する。
- (2) 冬季、シベリア気団が、日本海上を移流して雷を発生する時、対流圏全体にわたるウィンドシャワーは、夏季の激しい雷雨(severe thunderstorm)発生時と同程度に大きい。しかし、上昇気流を抑制する気温逆転層は出現せず、寒気移流の初期から対流雲が発生して、不安定エネルギーの蓄積は行われない。また圏界面が高度10 km程度に低下し、強勢な上昇気流は発生し難い。このような気象条件のため、移流の最終段階(本州海岸付近)で雲は、発雷することはあるが、組織化された激しい雷雨(severe thunderstorm)には発展しない。
- (3) 対流雲の放電活動については「 $-10^{\circ}\text{C}$ 温度層高度が1.4 km以下では無発雷；1.4~1.8 kmでは弱い放電活動または無発雷；1.8 km以上で活発な放電活動をおこす」というMichimoto (1993)の基準がある。上昇気流は、地表付近の収束気流に連続する結果、地表に近い下層では、上昇気流速度の鉛直成分は、地上高によって制約を受け、約2.5 km以上の高度で初めて自由な値をとる。この高度による上昇気流速度の制約を考慮すると、「 $-10^{\circ}\text{C}$ 温度層高度の上昇気流速度が、約2 m/s以下のときは、雲中の電荷分離は雷放電をおこすに至らず、上昇気流速度が約2 m/s~3 m/sのときようやく雷放電をおこし得るレベルとなり、上昇気流速度が3 m/s以上になるとき活発な放電活動をおこす電荷分離が行われる」と結論される。

なお、Kitagawa and Michimoto (1994) が明らかにした冬季雷雲の電荷分布特性(10節参照)は、本論文で述べた雷雲の気象学的特徴の必然的結果と考えられる。

### 謝辞

間正みゆき、山本久美子(旧姓越智)両氏は、東京家政大学在学時、卒業研究として、本論文で扱った図表、高層気象データの収録・整理を行った。防衛大学校地球科学科の道本光一郎博士との情報・意見交換は論文のまとめに大きく貢献した。3氏の援助・協力を深く感謝する。

### 参考文献

- Battern, L. J., 1975 : Doppler radar observation of a hailstorm, *J. Appl. Meteor.*, **14**, 98-104.
- Brook, M., M. Nakano, P. Krehbiel and T. Takeuti, 1982 : The electrical structure lightning of Hokuriku winter thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, **87** (C2), 1207-1215.
- Browning, K. A., 1982 : General circulation of middle-latitude thunderstorms, *Thunderstorms* edited by E. Kessler, II, NOAA, Department of Commerce, U. S. A., Washington D. C., 211-247.
- 後藤幸弘, 成田憲一, 1986 : 冬季雷発生気象条件について, 電気学会, 放電・高電圧合同研究会資料, ED-86-97~111, 71-79.
- Kitagawa, N., 1989 : Long-term variation in thunder-day frequencies in Japan, *J. Geophys. Res.*, **94** (D11), 13, 183-13, 189.
- Kitagawa N., 1992 : Charge distribution of winter thunderclouds, *Res. Lett. Atmos. Electr.*, **12**, 143-153.
- Kitagawa, N. and K. Michimoto, 1994 : Meteorological and electrical aspects of winter thunderclouds, *J. Geophys. Res.*, **99** (D5), **10**, 713-10, 721.
- Locatelli, J. D. and P. Hobbs, 1974 : Fall speeds and masses of solid precipitation particles, *J. Geophys. Res.*, **79** (15), 2185-2197.
- 舞鶴海洋気象台海上気象課, 1972 : 日本海の海上気象, 気象庁技術報告, 第80号.
- メソ気象調査グループ, 1988 : 冬期日本海における帯状雲のメソ構造—啓風丸の特別観測の解析—, *天気*, **35**, 237-248.
- 道本光一郎, 1990 : 冬季雷雲下の1地点における地上電界・針端コロナ電流の同時観測とレーダーエコーとの対応, *大気電気研究*, No. 36, 32 pp.
- Michimoto, K., 1993 : A study of radar echoes and their relation to discharges of thunderclouds in the Hokuriku District, II, Observation and analysis of "single-flash" thunderclouds in midwinter, *J. Meteor. Soc. Japan.*, **71**, 195-204.
- Rust, W. D., D. R. MacGorman and R. T. Arnold,

- 1981: Positive cloud to ground lightning flashes in severe storm, *Geophys. Res. Lett.*, **8**, 791-794.
- Sakakibara, H., M. Ishihara and Z. Yanagisawa, 1988: Squall line like convective snowbands over the Sea of Japan, *J. Meteor. Soc. Japan.*, **66**, 937-953.
- 角 紳一, 1984: ロケット誘雷による冬季雷の放電特性に関する研究, 中部大学, 学位論文.
- 鈴木福宗, 北条準一, 河村達雄, 石井 勝, 舟山龍之助, 塩釜 誠, 1986: 落雷位置標定システムによる雷活動と雷撃電流分布の解析, 電気学会, 放電・高電圧合同研究会資料, ED-86-120~134, 35-44.
- Suzuki, T., 1992: Long term observation of winter lightning on Japan Sea Coast, *Res. Lett. Atmos. Electr.*, **12**, 53-56.
- 耐雷技術ワーキンググループ, 1988: 日本海沿岸における冬季雷性状, 電力中央研究所総合報告, T10.
- Takahasi, T., 1984: Thunderstorm electrification—a numerical study, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 2541-2558.
- 高橋 劭, 1986: 雷の電気, 気象研究ノート, 第154号, 1-15.
- 竹内利雄, 1978: 北陸における冬季雷の研究, 電気学会雑誌, **98**, 1156-1159.
- 竹内利雄, 仲野 黄, 1983: 北陸における冬の雷の研究, 天気, **30**, 13-18.
- 植村八郎, 1980: 冬冬季節風下の日本海沿岸に大雪をもたらすじょう乱の構造と形成について, 天気, **27**, 33-44.
- Williams, E. R., 1989: The tripole structure of thunderstorm, *J. Geophys. Res.*, **94** (D11), 13, 151-167.
- 耐雷技術ワーキンググループ, 1988: 日本海沿岸における冬季雷性状, 電力中央研究所総合報告, T10.

## 講演企画委員会からのお知らせ「スペシャル・セッション」のテーマ募集

1996年度秋季大会(名古屋, 11月6日~8日)におけるスペシャル・セッションのテーマと世話人を募集します。スペシャル・セッションにおいては, 世話人と講演企画委員会との協議のもとに, 通常のセッション編成の枠にとらわれない企画ができます。具体的な実施方法については「天気」1994年2月号(78ページ)をごらん下さい。申込テーマの重複や総数によっては講演企画委員会で調整をする場合もありますので, ご了承ください。

応募される方は, 下記の事項を期限内にお知らせ下さい。なお応募を予定している場合は, テーマだけでも早めにお知らせ頂ければ幸いです。

1. セッションのテーマ
2. 趣旨説明(400字程度)
3. 世話人およびその連絡先(予稿コピーの送付先住所を明記のこと)

申込先: 〒305 茨城県つくば市長峰1-1  
気象研究所 予報研究部内  
講演企画委員会(藤部文昭)

申込期限: 1996年4月15日(月) 必着