

北陸地域における冬季雷の傾向と落雷発生環境

藤 沢 仰*・川 村 隆 一*

要 旨

北陸地方における1993年から2002年までの観測データを用いて、冬季雷の落雷回数の日変化や落雷日頻度の経年変動を調べ、さらに落雷の有無に分けた地表面と高層大気の環境場における統計解析を行った。

落雷回数は午後から次の日の早朝にかけて増加しており、夏季雷のように明瞭な日変化が存在することが見出された。地域分布では、能登半島西側地域と新潟県南部地域に二極化しており、両地域における落雷の内陸への進入距離が15 km 程度違うことが分かった。落雷日と無落雷日の環境場において大気下層の安定度に明らかな差異が見出され、また落雷日では、海岸線付近の地表から上層にかけて南寄りの風が卓越していた。冬季雷雲の構造を考慮して計算したショワルター安定指数 (SSI) を用いてスキル・スコアを計算した結果、適中率が70%を超えるなど、スコアの改善がみられ、田口ほか (2002) による夏季雷のスコアに匹敵することが確かめられた。

1. はじめに

日本海沿岸で冬季に発生する雷、いわゆる冬季雷は世界的にも珍しい現象であり、ノルウェーの西海岸部、五大湖から東海岸でしか発生しない (道本, 1998)。その特徴として一発雷や上向き雷などはよく知られている。日本海沿岸に住む地元の人々は、この冬季雷を「雪おこし」、鰯 (ぶり) の到来の前触れでもあることから、「鰯おこし」とも呼んでいる。しかし、その落雷 (対地放電) 被害も大きく、電力会社の送電設備や航空機等に様々な被害をもたらしている。

Takeuti and Nakano (1977) によって冬季雷は落雷の際に正電荷が地上に降ろされる、正極性落雷が指摘されて以来、冬季雷の研究は盛んになってきている。北川 (1996) では1986年11月から1987年3月までの5か月の雷日数を調べたところ、11月は9日、12月は12日、1月は17日、2月は11日であり、典型的な冬季雷の発生日数であることはKitagawa (1989) の100年間の雷日数の統計結果からも確認される。また、田中 (1999) では1998年12月から1999年1月における各月の

発雷総数を調査しており、12月は2391回、1月818回、2月362回となっていた。最近では、ゾンデや気象レーダーを使用した様々な冬季雷の研究が行われている。Michimoto (1993) ではレーダーエコーを用い、雷活動の有無、さらには一発雷か通常雷活動かの判別を研究している。つまり、雲内の電荷の分離が -10°C 層を中心とする層で最も活発で行われるということで、 -10°C 層の高度を調べており、高度1.8 km 以下で一発雷または無発雷が起こり、1.4 km 以下では自然雷は発生しないと述べている。また、北川 (1996) では電荷分離を起こす -10°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2~3 m/s のときようやく放電をおこし得るレベルになると考察している。李ほか (1998) では、1996年11月30日から1997年2月28日までの北陸地方の雷放電 (雲放電+対地放電) 密度分布を作成し、雷活動発生条件を気象条件並びに、ショワルター安定指数 (Showalter Stability index; 略してSSI) を用いて統計的に研究している。

冬季雷とは別に、田口ほか (2002) では関東地方における夏季雷において、発雷の有無というカテゴリ別で高層データに代表される大気環境の違いを調べており、高層気象データの高度分布において顕著な差を

* 富山大学理学部。

—2004年12月22日受領—

—2005年4月8日受理—

見出している。また、各安定度指数についてスキル・スコアを計算し、発雷の有無を判別しており、SSI が成績が良いことを示した。スキル・スコアに対流圏中層の風や相対湿度の影響を加味した発雷予測の方式も提案している。

先ほど述べたように、冬季雷、また夏季雷についても事例解析のために気象レーダーを使用し、雷予測に役立てる研究は最近よく行われている。田口ほか(2002)で述べられている統計解析も高層大気の状態から雷活動を数時間前から予測するためには非常に重要である。しかし、冬季雷という条件の下で、高層データを用いて、発雷の有無に分けた大気環境場の差異を長期間の統計解析について調べた研究はほとんどみられない。

そこで本研究では、まず①北陸地域における冬季雷の最近9年間(1993-2002年)の落雷についての特徴、つまり落雷回数の時空間変動を明らかにする。次に、②落雷の有無に分けた地表面付近と高層の大気環境場や、安定度指数を用いたスキル・スコアについて解析し、冬季雷発生前の環境場を探ることを目的とする。

2. データと解析方法

2.1 使用データ

落雷データは北陸電力株式会社の落雷位置座標システム(Lightning Location and Protection; 略してLLP)により求められた落雷位置(緯度、経度、時間、極性)データを使用した。LLPの観測地点は入善、羽咋、三国、美濃の4地点である。

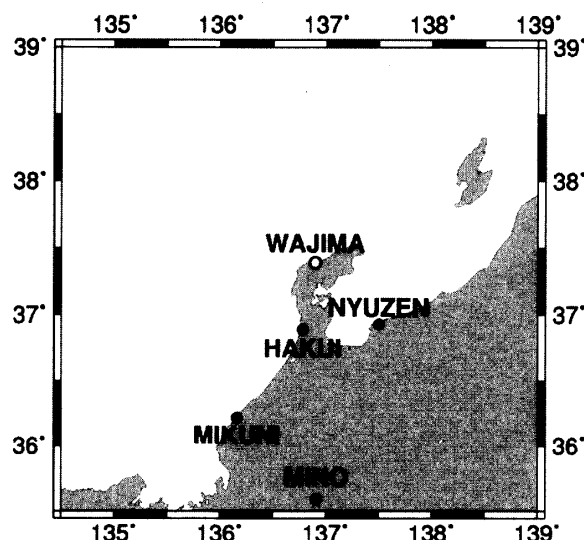
LLPとは落雷地点から生じる電磁波を多地点で同時受信し、そのデータを収集・解析して、落雷の位置を秒単位で評定することができるLLS(Lightning Location System)を性能別に分けたときの商品名の1つである。解析領域は北陸地域を中心に北緯35.5°~39.0°、東経134.5°~139.0°(第1図)とした。北陸地域の落雷位置の標定精度は平均して2 km程度である。

高層気象データは、レーウィンゾンデによる輪島の9時と21時のデータを使用し、地上気象データはアメダス観測資料を使用した。解析期間は冬季の11月から2月までで、1993年11月~2002年2月の9年間である。

2.2 解析方法

(a) SSI の計算

SSIは、一般的には850 hPa面にある空気塊を断熱的に500 hPa面まで持ち上げたときに、空気塊の示す



第1図 本研究の解析領域。羽咋、入善、三国、美濃のLLP観測4地点(黒丸)と、輪島高層気象台の位置(白丸)を示す。

温度(T_{500}^*)と実際の500 hPa気温(T_{500})との差で表す。

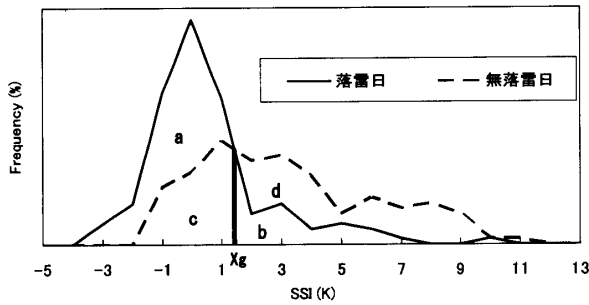
$$SSI_{850-500} = T_{500} - T_{500}^* \quad (1)$$

しかし、冬季日本海沿岸の厳冬期の雲頂高度を考えると低いもので約3 kmであり(道本, 1998), これは約700 hPaに相当する。また、雲底高度も低いことから、850 hPaではなく、925 hPaに近い。そこで本研究では、925 hPa面から700 hPa面まで空気塊を持ち上げる $SSI_{925-700}$ も計算した。

(b) 頻度分布とスキル・スコア

SSIが落雷日(cloud-to-ground discharge; 略してCG ≥ 1)か無落雷日(CG=0)かを予測するのに有効であるかを調べるために、月別の無落雷日と落雷日の頻度分布を、SSIの関数として計算する。頻度分布は横軸をSSIとし、縦軸をSSIに対する落雷日または無落雷日の日数を比で表したものである。

また、判別する能力を定量的に評価するためには、いろいろなスキル・スコアが用いられている(菊地原, 1988; 河野ほか, 2004)。ここではカテゴリー予測の2分割法を用いることにして、第2図のように、SSIの関数として落雷あり(CG ≥ 1)と落雷なし(CG=0)の頻度分布曲線を描く。落雷日と無落雷日の頻度分布曲線が離れているほど、SSIによる落雷日と無落雷日の判別が容易になる。判別には、その2曲線の交点におけるXの値 X_g (閾値)を定め、



		予報	
		SSI ≤ Xg (落雷あり)	SSI > Xg (落雷なし)
実況	落雷あり	a	b
	落雷なし	c	d

第2図 SSI関数としての落雷日と無落雷日の頻度分布からスキル・スコアを作成する手順の説明図。(a)は頻度曲線の模式図。(b)は予報と実況の落雷ありとなしの2分割表。スキル・スコアを求める計算式は本文参照。

$X \geq X_g$ ならば落雷あり

$X < X_g$ ならば落雷なし

と予報する。この予報と実況から第2図bのように落雷あり・落雷なしを表す 2×2 の分割表を作る。 X_g を境として、2つの頻度分布は第2図aのようにa~dの4領域に区分され、これはもちろん分割表のa~dに対応する(定義により $a+b+c+d=1$)。このa~dを用いて、以下に示すようなスキル・スコアを計算する。

$$\text{適中率 (\%)} = a + d$$

$$\text{見逃し率 (\%)} = \frac{b}{a+b}$$

$$\text{空振り率 (\%)} = \frac{c}{a+c}$$

これらを使用することで、落雷予測に対するSSIの有効性がわかる。適中率は高いほど、見逃し率、空振り率は低いほど、SSIを用いたスコアは有効であると判断できる。

3. 落雷時空間分布

3.1 落雷回数の時系列

第1節で述べたように、田中(1999)では1998年12月から1999年2月における各月の発雷総数を調査しており、12月は2391回、1月818回、2月362回となっていた。本研究では、彼らの研究より広い解析領域において11月から2月までの各月9年間の落雷回数をカウ

ントしたところ、全落雷回数81,757回のうち、12月が32,951回と一番多くなる。次いで11月の26,179回、1月の13,915回、2月の8,712回と減少している。また、各月で落雷が1日でもあった日数をカウントし、それを各月の全日数で割ることによって月別の落雷日頻度を計算すると、68.5%と一番頻度が高いのは12月になる。次いで、1月が60.9%、11月が57.0%、2月が52.4%と減少していることがわかる。冬季は、差はあるものの初冬期、厳冬期に関わらず、解析領域内ではおおそ2日に1日は落雷が起こっているということになる。落雷回数と落雷日頻度を比較すると、1月は落雷回数が少ない割には、落雷日頻度は12月に次いで多い。そして11月は、落雷回数は多いが、落雷日頻度では2月とほとんど変わらず少ないということがわかる。1月は11月よりも圏界面高度が低いために、雷雲に伴う上昇気流が一般に弱い月であり(北川, 2001)、一発雷が多いことが考えられる。

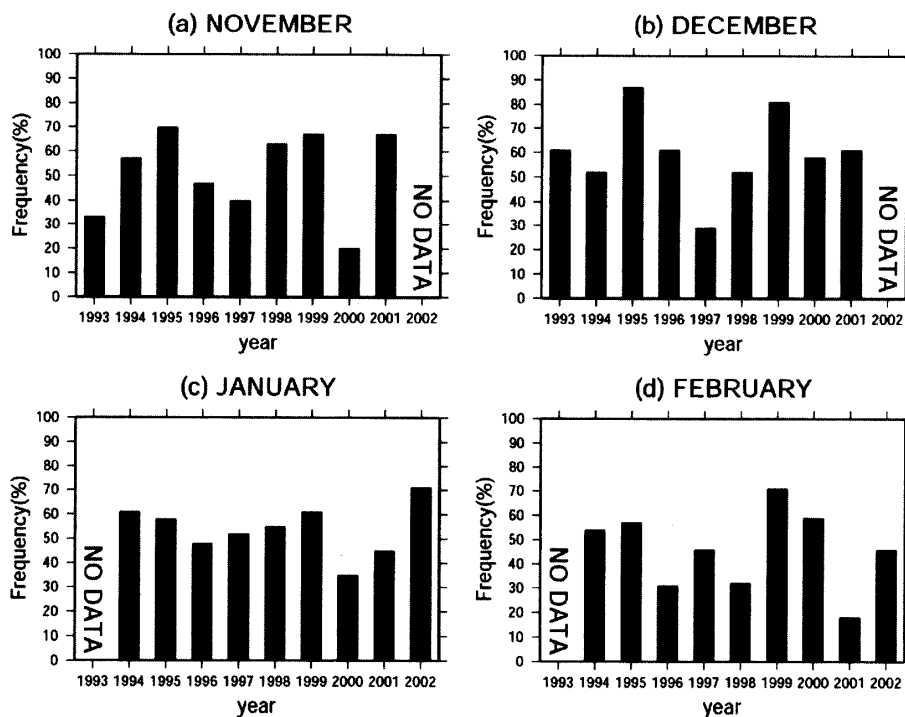
次に、落雷日頻度の各月の経年変化を示す(第3図)。大まかにみて各月の落雷日数には特徴的な変化がみられる。12月では、80%を超える他の月にはみられないような年が2回(1995年と1999年)あった。また、2000年11月は他の月に比べて20%程度と極端に落雷回数が少ない。また、12月も1997年が他の年に比べて少なくなっている。このように、月別の落雷日頻度には顕著な年々変動があるということがわかる。

第4図は各月における落雷回数の日変化を示したのである。11月では、ピークは4時から9時頃にかけてであり、10時頃にいったん落雷が減る。そこから17時頃まで落雷が少ない傾向にあり、18時頃から急激に増加する。つまり、日変化に2つの極大域をもつ。12月ではピークは7時から11時頃であり、12時頃にいったん減少し、そこから次の日の早朝まで増加傾向にある。12月に関しては、ピークは1つである。1月ではピークは16時から4時頃にかけてであり、長時間にわたって落雷回数が多い傾向がみられる。11月から1月までの共通にみられる特徴は12時頃にいったん落雷が減少し、その後増加するというものである。このような特徴は落雷回数が多い北陸地方の沿岸地域で顕著である。朝方に落雷が多発する原因として、李ほか(1998)では、Isihara *et al.* (1989) で述べられている夜間の気温の低下によって発達する陸風(南寄りの風)と季節風(北寄りの風)との収束が雷雲の発生に寄与すると考えている。しかしながら、12月にみられる10時、11時のピークなどの特徴については説明することが出

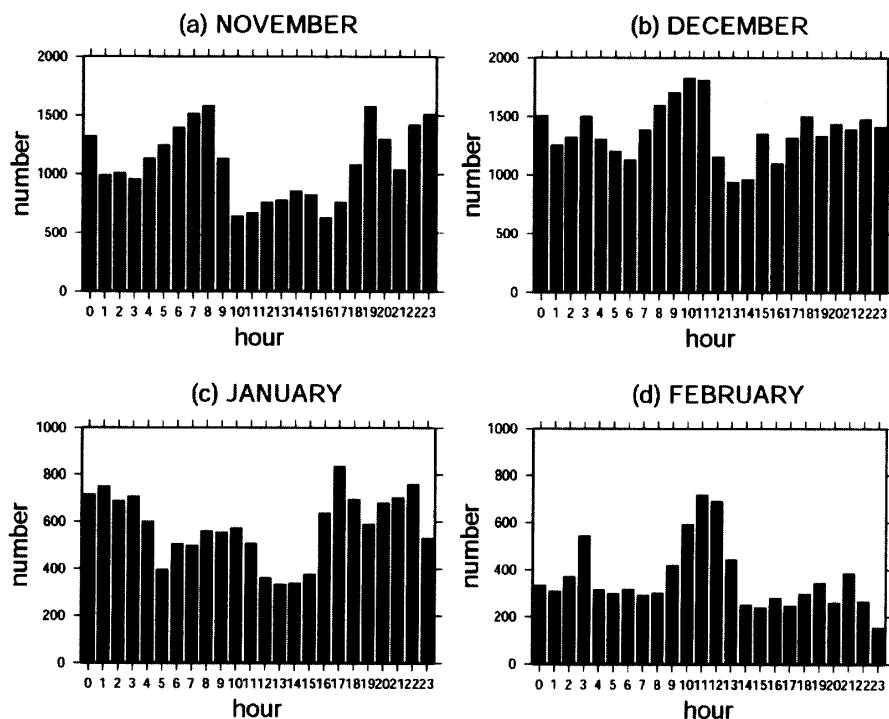
来ない。一方、2月は他の月とは明らかに違う傾向を示し、9時から13時頃にピークをむかえ、14時頃減少し、そこから横ばい状態である。このような日変化の特徴は従来の研究では指摘されていない。月別に分けたことによって、これまで言われてきた、冬季雷は昼夜に偏りがなく一日中発雷しやすい(例えば、川上, 1996)というより、むしろ夏季雷と同様に落雷回数に明瞭な日変化があるということが見出された。日変化をもたらす要因については今後の課題としたい。

3.2 落雷密度分布

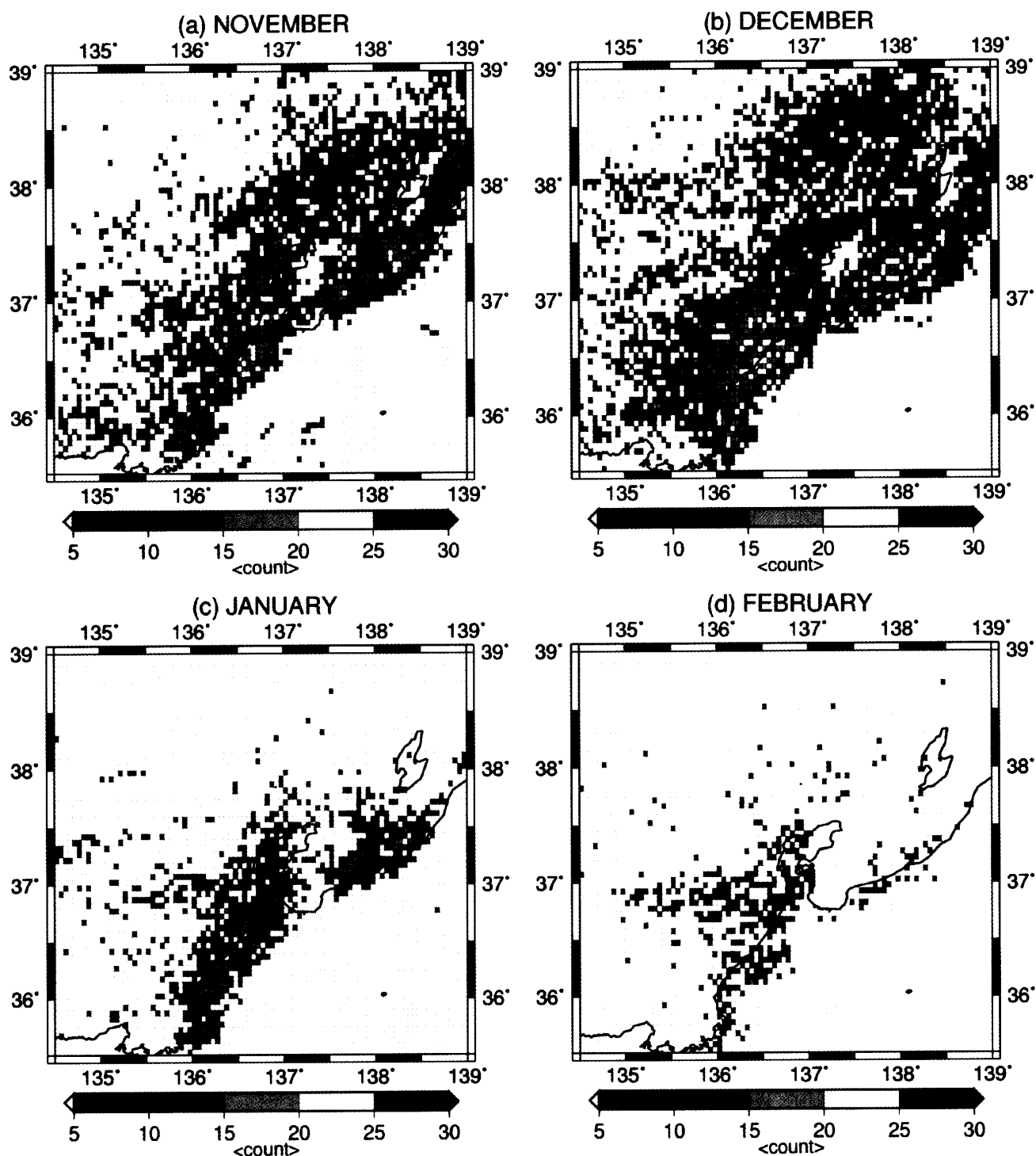
解析領域内における落雷位置の地理分布を調べるために、緯度 $0.05^\circ \times$ 経度 0.05° の格子内における落雷総数の空間分布、つまり落雷密度分布を求めた(第5図)。1984年11月1日12時から18時までの落雷をカウントした鈴木ほか(1986)で指摘されているように、落雷分布がほぼ海岸線に平行に分布しており、海上では海岸線から沖合約100~150 kmまでの範囲で特に落雷が分布している。陸上では海岸線から約30 km以内に分布しており、これは北川(2001)で指摘されているように、雷雲が上陸すると水蒸気の補給を絶たれてしまうため雷雲は衰弱し、消滅してしまうという特徴を表しているかもしれない。また、陸上における落雷には地形性効果に



第3図 落雷日頻度の経年変化。(a)は11月、(b)は12月、(c)は1月、(d)は2月を示す。



第4図 9年間合計の落雷数の日変化。(a)は11月、(b)は12月、(c)は1月、(d)は2月を示す。



第5図 緯度経度0.05°グリッドにおける落雷回数の密度分布図。(a)は11月、(b)は12月、(c)は1月、(d)は2月を示す。

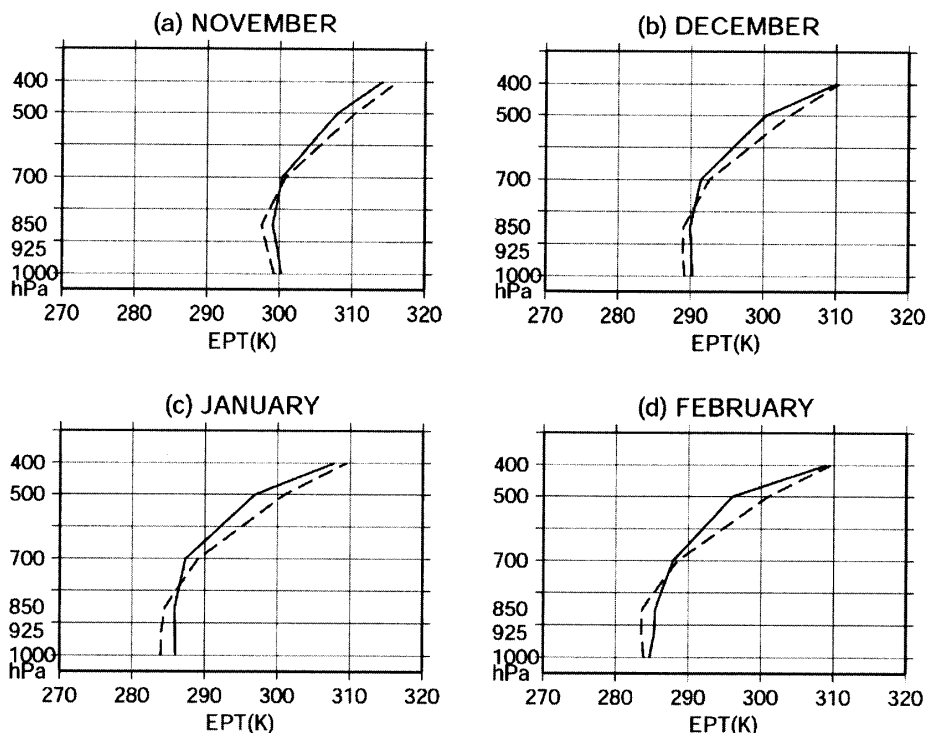
よる気流の強制上昇も関係していると考えられる。能登半島を挟んで西側と東側で落雷の内陸への進入距離が違う。東側では海岸線から約15 km までしか進入していないが、西側では約30 km まで進入していることがわかる。川上 (1996) は1994年10月から1995年3月

までの6か月間の合計の落雷密度分布図(緯度0.2°×経度0.2°格子)を作成しているが、本研究では9年間という長期間を月毎に分け、落雷分布の空間分解能をさらに高めることによって、冬季雷の落雷分布の詳細な特徴が見出された。

その他の特徴として、富山湾で落雷が少なくなっていることがわかる。この原因として、大陸の寒気団と関係した寒気移流がときに能登半島（標高～600 m）を通過する際に、地形効果による風下側での対流抑制が可能性としてあげられる。11月および12月の佐渡島（標高～1000 m）の南東の海域においても落雷が少なくなっており、これも佐渡島の地形効果が1つの原因であると考えられる。このことから、富山湾以東から佐渡島南方つまり、富山県入善町（北緯約36.9度、東経約137.5度）から新潟県柏崎市（北緯約37.4度、東経約138.6度）までの海岸線（以下、新潟南部地域と呼ぶ）に沿って落雷が多くなっているのは、能登半島、佐渡島の影響を受けずに、季節風と内陸からの風による収束（北陸不連続線）が卓越することで雷雲が発達しやすい状態にあることが考えられる。次節で考察していくことにしたい。

また、能登半島から能登半島以西、つまり、富来町（北緯約36.1度、東経136.7度）から越廼村（北緯約36.0度、東経約136.0度）の海岸線にかけて、もう1つの落雷の多い地域（以下、能登半島西側地域と呼ぶ）が存在する。

各月を比べると、11月と12月では海岸線にある程度（海岸線から約150 km 以内）近づいてからであるが、広範囲にわたって落雷が起きていることがわかる。11月と12月を比べると、寒気の南下に伴って、やや12月のほうが日本海上の広い範囲で落雷が発生している。1月も能登半島西側・新潟南部で落雷の2つの極大がみられるが、11月、12月と違う点は、日本海上の落雷が海岸線にかなり近いところ（海岸線から約50 km 以内）でしか起こらないということである。これは Michimoto (1993) が指摘している -10°C 温度層の影響が考えられ、下層が暖かく気温減率が大きくなる海域であり、かなりの水蒸気が供給され大気が不安定になり、



第6図 落雷日 ($\text{CG} \geq 1$) と無落雷日 ($\text{CG} = 0$) のカテゴリー別の相当温位の高度分布。輪島における9時の高層データ。落雷日は実線、無落雷日は破線で示す。(a) は11月、(b) は12月、(c) は1月、(d) は2月を示す。

また、陸からの風の影響で大気が収束しやすい海岸線付近まで雷雲に発達しないことを意味するのかもしれない。つまり、大気の安定度指数の議論も必要不可欠となってくる。また、能登半島や佐渡島の影響を受ける場所ではほとんど落雷が発生しておらず、陸上の落雷も海岸線から離れた内陸部ではあまり起きていない。2月も同じことがいえる。2月は能登半島の東側の落雷がかなり少なくなっていることがわかる。これは、強い寒気の南下によって新潟県南部でのやや緯度の高い地域では、 -10°C 温度層が低くなることで落雷が起りにくい可能性や日本海の海面水温の低下などが考えられるが、原因についてはさらなる解析が必要である。

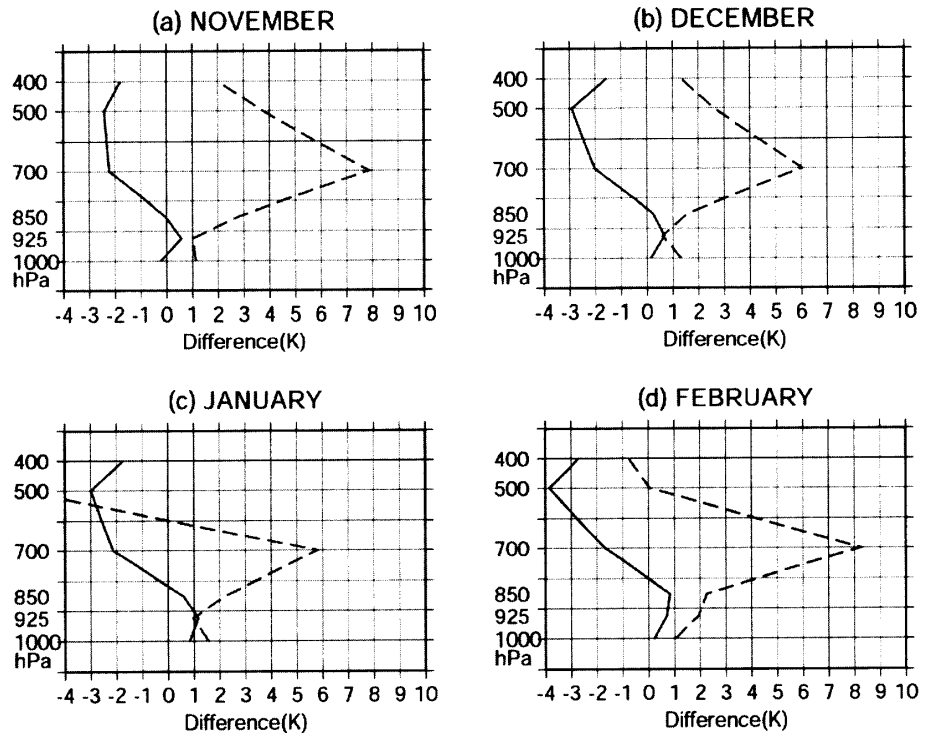
4. 落雷の有無に分けたコンポジット解析の比較

4.1 落雷の有無による高層大気と比較

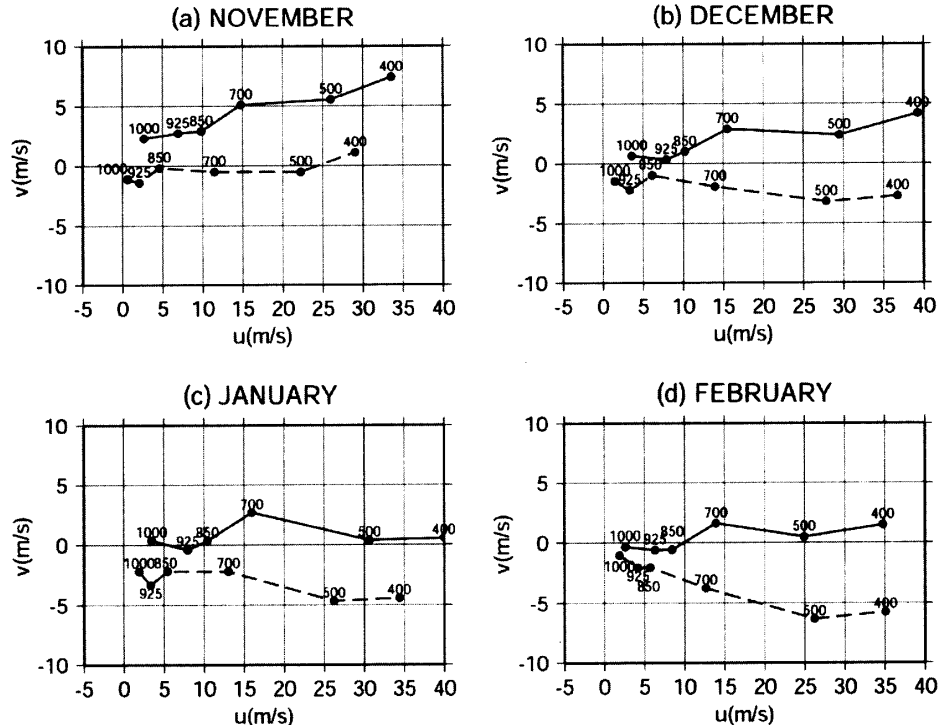
前節では冬季雷の特徴について、主に落雷回数の時空間分布について述べた。本節では、まず始めに輪島の高層気象データを用い、解析期間における落雷の有無に分けた高層大気環境について述べる。田口ほか (2002) では、落雷が1日のうちに1回でも起こった日を落雷日、逆に1回も起こらなかった日を無落雷日と

して分けて解析しているが、本研究では高層気象データは9時と21時を使用し、9時の高層データを使用するときは、その日の9時00分から20時59分までの落雷をカウントし、21時の高層データを使用するときは、その日の21時00分から次の日の8時59分までの落雷をカウントすることで落雷日と無落雷日を判定する。そうすることで、各時間の高層大気から12時間という近い時間での落雷の有無に関する大気環境を知ることができる。今回は、9時のデータに基づいて作成したものを紹介する。

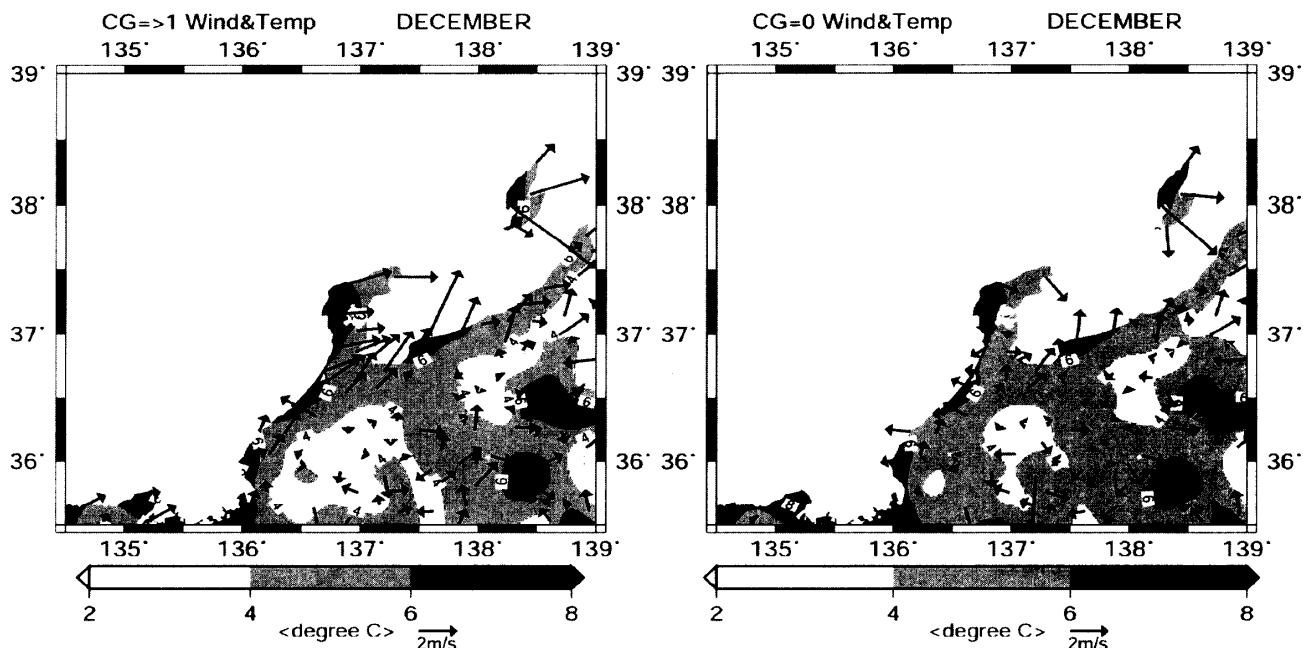
まず、相当温位の鉛直プロファイルについて落雷日と無落雷日の違いを比較する(第6図)。落雷日は相当温位の高さ方向の変化をみると、各月共に700 hPaまではほぼ一定である。しかし、無落雷日はそこまで一定ではなく850 hPaに変曲点がみられ、それより上層になると相当温位は急激に高くなっていくことがわかる。下層の空気が上昇する場合、下層の相当温位が周囲の飽和相当温位に等しい高度まで上昇すると考えられ、周囲の飽和相当温位に等しい高度が対流雲の雲頂と考えられる(小倉, 1997)。したがって、近似的には相当温位の鉛直プロファイルの変曲点はだまかには対流不安定層の高さに対応しているといえる。このように落雷日と無落雷日とでは相



第7図 第6図と同様。ただし、落雷日と無落雷日との気温差(実線)と平均露点温度差(破線)の高度分布。



第8図 落雷日(実線)と無落雷日(破線)について平均した風の hodograph。横軸は東西風、縦軸は南北風成分である。図中の数字は各等圧面(hPa)を示す。輪島9時のデータに基づく。(a)は11月、(b)は12月、(c)は1月、(d)は2月を示す。



第9図 12月9日における落雷日（左）と無落雷日（右）の解析領域内のアメダス地上気温と風向風速.

当温位の鉛直プロファイルには明らかな差異がみられる。また、落雷日において11月から2月にかけて700 hPa以上の相当温位の傾度が小さくなっていることから、厳冬期における大陸寒気の南下により対流圏上層では安定成層が強まり、冬季雷雲の雲頂高度が低いことと関係している。

次に各高度における落雷日と無落雷日の気温の差と、落雷日と無落雷日の露点温度の差について比較する(第7図)。落雷日において、気温は各月共に850 hPaを境にそれより下層では高く、上層では低くなっている。700~900 hPaの層では無落雷日に比べて約1.1~1.3°C/kmも温度減率が大きくなっており、落雷日のほうが対流圏下層で、より不安定な状態であることを示している。露点温度では落雷日のほうが700 hPaを中心に高い。落雷日の方が当然ながら中層で湿っており、雲が発生しやすい条件になっている。露点温度差における各月の違いを見ると、初冬期に比べ厳冬期は700 hPaより上層において落雷日と無落雷日で差がなくなっている。

次に風の hodograph で比較したのが第8図である。風向をみると、南北成分において、特に11月、12月で落雷日の南寄りの風が卓越しており、暖気の移流が示唆される。これは700 hPaを付近を境に、それより上層で顕著に現れる。しかし、無落雷日のときは地上から高層の400 hPaまで南風成分はほとんどみられず、12月から1月までは北よりの風が卓越している。輪島の

データだけでなくもっと広い範囲での風系をみないと分からないが、落雷日の南風は冬季特有の日本海に発達する擾乱の影響が強く反映されているのかもしれない。2月に関しては落雷日における南風成分があまりみられなかった。

4.2 アメダス空間分布による落雷日の環境場

次に落雷日と無落雷日における地表面付近の大気環境場の違いをアメダス観測データから調査した。第9図は落雷日が最も多い月である12月について比較したものである。

まず全体の特徴として、北陸沿岸地域で落雷日のほうが風速が大きくなっていることがわかる。また、風向をみると、落雷日は佐渡を除き全体的に南寄りの風が卓越している。海岸線付近について地域ごとに見ていくと、能登半島西側の特に北緯36.5度以下ではほぼ南風に、能登半島から富山県にかけては南南西風、東経138度以西は南西風になっている。これらの海岸線の風向は日本海上で発達する低気圧性のメソ擾乱に伴う風系と関係している可能性がある。実際、12月で活発な雷活動があった事例を調べてみると、低気圧性のメソ擾乱を伴っている場合が多い。また、佐渡西部では強い北西風がみられ、富山湾から新潟県南部にかけての沿岸付近で強い収束場が形成されている可能性が高い。

3.2節で新潟県南部地域と能登半島西側地域で落雷の内陸への進入距離が違ふ、つまり西側の方が内陸

部まで進入していることを述べた。ここで風向・風速を見ると、能登半島西側地域では内陸へ向かう風が強く、新潟県南部地域では逆には沖へ向かう風が強い。これらの違いは、下層収束場の中心が新潟県南部地域に比べて能登半島西側地域の方が幾分内陸に進入していることを反映している可能性がある。新潟県南部地域は、収束域の中心はむしろ海域に存在するかもしれない。

次に、落雷日の典型的な特徴をみるために、落雷が100回以上起こった日を多落雷日 ($CG \geq 100$) として、落雷日と同じように各月毎に平均した地表面の環境場を調べた。落雷日の頻度では大きいほうから12月、1月、11月、2月の順になっていたが、多落雷日の頻度は、12月、11月、1月、2月の順になっていた。つまり11月は全体の落雷日の頻度は小さいが、相対的に多落雷日の頻度が高い。第9図の落雷日と比較すると、北陸地方の沿岸付近で風速5 m/sを超える非常に強い南寄りの風が生じ、落雷が多発する特徴の一つとなっている (図略)。

5. SSI を用いた落雷の判別

次は、大気安定度指数によく用いられる SSI を使用したスキル・スコアの結果である。ここでは田口ほか (2002) と同様に、1日のうちに1回でも落雷があった日を落雷日として計算した。第2節で述べたように $CG \geq 1$ と $CG = 0$ の曲線のグラフの交点の SSI の値を閾値とし、そこから予報と実況の落雷あり・なしの 2×2 の分割表を作成し、各月の適中率、見逃し率、空振り率、つまりスキル・スコアを計算した (第2図)。各月の閾値 X_g (交点) は0から10と、かなりばらつきのあるものになった。また、 $CG \geq 1$ と $CG = 0$ の2つの頻度曲線は近寄っているものが多かった (図略)。

第1表は $SSI_{850-500}$ のスキル・スコアである。適中率は、11月から2月まで44%から70%程度と、かなりばらつきがあることがわかる。3.2節で述べた落雷日頻度は11月から2月まではそれぞれ、57.0%、68.5%、60.9%、52.4%となっており、各月共に SSI を使用したものはこれとほとんど変わらない。落雷日頻度は、毎日落雷があると予想したときの適中率と同じことを意味し、SSI を求めて予想した適中率とほとんど変わらず、 $SSI_{850-500}$ は有効であるとはいえない。

田口ほか (2002) では落雷のスキル・スコア (9時の高層データを使用) も求めているので、その結果と比較すると、彼らの結果では、適中率78%、見逃し率

第1表 $SSI_{850-500}$ により計算した落雷日と無落雷日を判別する際のスキル・スコア。

	11月		12月		1月		2月	
	9時	21時	9時	21時	9時	21時	9時	21時
適中率 (%)	60.4	44.4	70.7	62.2	70.4	53.1	62.4	53.1
見逃し率 (%)	39.4	95.1	19.2	34.6	17.9	59.4	69.6	8.8
空振り率 (%)	33.3	30.0	22.1	24.5	27.6	28.9	11.1	10.5

第2表 $SSI_{925-700}$ により計算した落雷日と無落雷日を判別する際のスキル・スコア。

	11月		12月		1月		2月	
	9時	21時	9時	21時	9時	21時	9時	21時
適中率 (%)	70.0	65.5	75.2	70.4	76.9	72.6	74.3	73.5
見逃し率 (%)	11.3	29.8	25.0	15.3	12.6	29.3	22.8	18.6
空振り率 (%)	31.7	30.3	12.6	25.0	22.6	17.8	25.5	28.3

16%、空振り率20%、落雷日頻度60%であった。これと比べると、一番近いものが適中率だが、それでもかなり劣る結果となった。 $SSI_{850-500}$ はもともと夏季雷用に適用されたものであるもので、差がでるのは当然かもしれない。

そこで、冬季雷雲の雲頂高度、雲底高度を考慮に入れて作成した $SSI_{925-700}$ のスキル・スコアが第2表である。閾値 X_g は各月異なるが、1.5~3.5 K に収まった。適中率は、11月から2月まで全て約70%と高くなっている。落雷日頻度と比べると、各月共に SSI を使用した方がかなり高くなっている。 $SSI_{850-500}$ とは違い、毎日落雷があると予想したときの適中率よりも、SSI を求めて予想した適中率の方が有効であるといえる。 $SSI_{925-700}$ の方が、 $SSI_{850-500}$ より成績がよくなっている理由はやはり、背の低い構造を持つ冬季雷雲の雲頂高度と雲底高度を考慮に入れて SSI を計算した結果であることが考えられる。

見逃し率については10%~30%となっており、空振り率についても10~30%となっており、 $SSI_{850-500}$ よりも改善された。ここで、落雷日頻度から求めた毎日落雷ありとしたときの空振り率は、9時では32%~45%であり、SSI を使用した方が有効である。

田口ほか (2002) の結果と比較すると、落雷日頻度よりも SSI を使用したほうが有効であるとされている。

ることに関しては同じ結果になっていた。しかし、冬と夏を単純に比較するのは難しいと思うが、見逃し率や空振り率に関しては冬季雷の方が悪い結果となっていたが、適中率に関しては夏季雷に匹敵する値となっていた。ちなみに解析領域の空間規模は彼らの研究と同程度である。夏季雷より冬季雷の方が成績が悪い原因として大気環境場の変化速度の違いが考えられるかもしれない。つまり、夏季雷の場合、田口ほか(2002)では関東地方の雷について扱っていたが、各地点における大気環境場は冬季ほど早く変化しない。しかし、冬季雷の場合、寒気移流の影響などによって次々と各地域の環境場が変化することによって、スコアの結果が悪くなってしまう可能性が考えられる。また、月によって、冬季雷雲の雲頂高度と雲底高度は変わってくるので、新たに月別に SSI を求める高度を変えてみても面白いかもしれない。

また、第4節と同じように、9時、21時からそれぞれ12時間以内に落雷が起こったものを落雷日として、 $SSI_{925-700}$ を求めた。適中率は11月から2月まで全て約70%と高くなっていたが、1日の落雷を対象とした $SSI_{925-700}$ と比較すると、適中率、見逃し率、空振り率のスコアは悪くなっていた。

6. まとめ

6.1 落雷の時空間分布について

本研究では最初に、1993年から2002年の冬季について北陸地域における落雷回数と落雷日頻度について計算した。落雷回数は多い月から12月、11月、1月、2月であり、落雷日頻度は、12月、1月、11月、2月であり、落雷回数と落雷日頻度を比べると、11月と1月の順が逆転していた。Michimoto (1993) で指摘されているように1月は一発雷が多くなるということが統計的に示された。

落雷日頻度の各月の経年変化を見ると、顕著な年々変動がみられた。日変化についても見ると、午後から次の日の早朝にかけて増加しているが、各月の落雷のピークの時間帯が違ってくる。落雷回数を各月に分けることによって、冬季雷は一日の時間帯に偏りがなく、一日中発雷しやすいと言われてきた従来の結果(例えば、川上, 1996)とは異なり、落雷回数の日変化には夏季雷のようにピークを持つことが分かった。

緯度 $0.05^\circ \times$ 経度 0.05° の落雷密度分布を調べることによって、より詳しい落雷位置の傾向が見出された。能登半

島西側地域と新潟県南部地域に落雷が多く分布しているが、この両地域で内陸への進入距離が異なり、西側では海岸線から30 km 程度、東側では15 km 程度となっていた。落雷が少ない地域は若狭湾、富山湾、佐渡島南東部である。能登半島西側地域と新潟県南部地域の両地域においても11月では能登半島西側地域が多く、12月では両地域に多くなっていることが見出された。

6.2 落雷発生時の大気環境場について

地上データと高層データに基づく統計的解析を行った。各高層データの鉛直プロファイルにおいて、相当温位では落雷日が無落雷日より上層の700 hPa 面までほぼ一定になっていること、落雷日の方が気温減率が大きく、より不安定な状態であることが分かった。田口ほか(2002)でも相当温位における落雷日と無落雷日の不安定層の高度の違いがみられており、気温減率においても落雷日の不安定な成層状態を示していた。

平均した高層風の hodograph をみると、田口ほか(2002)では、風向において東西風成分では、落雷日も無落雷日も西風が卓越しているが、南北風成分に関しては違う。無落雷日は北風成分であるのに対し、落雷日は南風成分が卓越していた。本研究でも東西風成分では西風が卓越しているのだが、南北風成分において無落雷日では北風、落雷日では南風が卓越していた。両者とも、環境場の風向の違いが落雷発生に大きく寄与することがわかる。

同じく地表面付近の風ベクトルも調べた。風速は無落雷日に比べ、落雷日のほうが大きい。風向をみると、全体的に南寄りの風が吹いているが、海岸線付近の風向と上層の南寄りの風の卓越を考慮すると、日本海で発達する低気圧性のメソ擾乱に伴う風系と関係している可能性が高い。また、能登半島西側地域では内陸へ向かう風が強く、東側の新潟県南部地域では逆に沖に向かう風が強い。これらの違いは、下層収束場の中心が東側に比べて西側地域では幾分内陸に位置していることを反映しているのかもしれない。結果として、西側地域の方が落雷が内陸に進入しやすくなっていることが示唆される。

6.3 SSI とスキル・スコアについて

SSI が有効であるかを判断するためにスキル・スコアを使用した結果、適中率は落雷日頻度より高くなり有効であるといえる。さらに冬季雷の構造をもとに計算した $SSI_{925-700}$ により、適中率が70%を越え、特に、11月と1月においてスキル・スコアの改善がみられた。

これは、田口ほか（2002）における夏季雷のスコアに匹敵する。しかし、空振り率・見逃し率が、10～30%と高くなった。高い見逃し率、空振り率の原因として冬季における環境場の早い時間変化が考えられる。

7. おわりに

本研究では冬季雷の時空間分布、落雷日と無落雷日の環境場の違い、ならびに大気安定度の違いを統計的に調べ、いくつかの新しい知見が得られた。しかし、統計解析だけでは落雷発生の時空間変動の理解は不十分であり、詳細な事例解析の蓄積が必要である。今後、これらの課題についてさらに検討していくつもりである。

謝 辞

本研究を行う際に LLP のデータを提供して下さいった北陸電力株式会社に深く感謝致します。また、本稿を改訂するにあたり、水野量編集委員並びに 2 人の査読者の方から大変有意義なご助言を頂きました。心より感謝致します。

参 考 文 献

- 北陸電力株式会社雷センター：北陸の雷の特徴, <http://www.kaminari-center.com/Ishihara, M., H. Sakakibara and Z. Yanagisawa, 1989 : Doppler radar analysis of the structure of meso-scale snow bands developed between the winter monsoon and the land breeze, J. Meteor. Soc. Japan, 67, 503-520.>
- 川上正志, 1996 : LLS データからみた北陸の冬季雷の特徴, 東京管区気象研究会誌, 29, 82-83.
- 川上正志, 1998 : 北陸周辺の冬の雷, 気象, 42, 34-38.
- 河野耕平, 廣川康隆, 大野久雄, 2004 : ラジオゾンデデータによる気団性雷雨日の診断—太平洋高気圧下の夏の関東地方—, 天気, 51, 17-30.
- 菊地原英和, 1988 : 気象予測の検証と評価, 第 3 章, 気象研究ノート, (161), 33-58.
- 気象庁, 日本気象協会 : 気象年鑑, 1994 年, 1995 年, 1996 年, 1997 年, 1998 年, 1999 年, 2000 年, 2001 年, 2002 年版, 大蔵省印刷局.
- Kitagawa, N., 1989 : Long-term variations in thunder-day frequencies in Japan, J. Geophys. Res, 94, 13183-13189.
- 北川信一郎, 1996 : 日本海沿岸の冬季雷雲の気象学的特徴, 天気, 43, 89-99.
- 北川信一郎, 2001, 雷と雷雲の科学, 森北出版株式会社, 1-103.
- Michimoto, K., 1991 : A study of rader echoes and their relation to lightning discharge of thunderclouds in the Hokuriku District, Observation and analysis of thunderclouds in summer and winter, J. Meteor. Soc. Japan, 69, 327-336.
- Michimoto, K., 1993 : A study of rader echoes and their relation to lightning discharge of thunderclouds in the Hokuriku District, Observation and analysis of "single-flash" thunderclouds in midwinter, J. Meteor. Soc. Japan, 71, 195-204.
- 道本光一郎, 1998 : 冬季雷の科学, 新コロナシリーズ 41, コロナ社, 120pp.
- 小倉義光, 1997 : メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, 215pp.
- 小倉義光, 奥山和彦, 田口晶彦, 2002 : SAFIR で観測した夏季の関東地方における雷雨の大気環境 I : 雷雨活動の概観と雷雨発生のメカニズム, 天気, 49, 541-553.
- 小倉義光, 奥山和彦, 田口晶彦, 2002 : SAFIR で観測した夏季の関東地方における雷雨の大気環境 III : 上層の擾乱の影響, 天気, 49, 747-761.
- 大村広王, 遠峰菊朗, 細川 尚, 1999 : 夏季の関東北部山岳地域における雷雲の発達と状態曲線の日変化について, 天気, 46, 365-375.
- 大野久雄, 2001 : 雷雨とメソ気象, 東京堂出版, 123-133.
- 李 鍾浩, 和田将一, 河崎善一郎, 松浦虔士, 竹内 真, 園井康夫, 1998 : 北陸, 若狭湾沿岸における 1996 年度の冬季雷の活動, 天気, 45, 655-661.
- 園井康夫, 加賀谷英和, 上田 博, 河崎善一郎, 深尾昌一郎, 1996 : X バンド二重偏波ドップラーレーダによる冬季雷雲観測結果, 電気学会論文誌 B, 116B, 417-423.
- 鈴木福宗, 北条準一, 河村達雄, 石井 勝, 船山龍之助, 塩釜 誠, 1986 : 落雷位置標定システムによる雷活動と電撃電流分布の解析, 電気学会研究会資料, ED-86-120~134, 35-44.
- 田口晶彦, 奥山和彦, 小倉義光, 2002 : SAFIR で観測した夏季の関東地方における雷雨の大気環境 II —安定度指数による雷雨の予測—, 天気, 49, 649-659.
- Takeuti, T. and Nakano, M. 1977 : On lightning discharges in winter thunderstorm, Electrical Processes in Atmospheres, edited by H. Dolezalek, and R. Reiter, Steinkopff, Darmstadt, Germany, 614-617.
- 竹内利雄, 仲野 貴, 1982 : 北陸における冬の雷の研究, 天気, 30, 13-18.
- 田中明夫, 1999 : 冬季雷増加の背景について, 東京管区調査研究会誌, 32, 248-249.
- 遠峰菊朗, 小林文明, 道本光一郎, 緒方秀明, 和田保徳, 郷津寿夫, 酒井 勉, 1994 : レーウィンゾンデによる冬季雷の観測, 天気, 41, 13-22.

Recent Tendencies of Winter Thunderstorms in the Hokuriku District and Associated Atmospheric Conditions

Gyo FUJISAWA* and Ryuichi KAWAMURA*

* Department of Earth Sciences, Toyama University, 3190 Gofuku, Toyama 930-8555, Japan

(Received 22 December 2004 ; Accepted 8 April 2005)



平成18年度地球環境フロンティア研究センター研究員等公募のお知らせ

地球環境フロンティア研究センターは、地球を一つのシステムとしてとらえ大気、海洋、陸域の複雑な相互作用の解明と、これを反映したモデル研究を行い、地球規模の諸現象の予測に資する研究を実施しております。

上記目的を達成するために必要な研究課題を設定するとともに、期間を区切り、集中的研究を実施するため、国内外より広く優秀な研究者を募集します。

募集する研究プログラム：各研究プログラム（気候変動予測、水循環予測、大気組成変動予測、生態系変動予測、地球温暖化予測、地球環境モデリング）に従事する研究員

応募資格：対象研究プログラムに関連する分野の博士号取得者（採用日までに取得可能なものを含む）または、これと同等の研究能力を有する者。国籍・性別・年齢を問わず。

雇用期間：平成18年4月1日～平成19年3月31日（以

降研究の進捗状況等により一年毎の契約とする。）

雇用身分：海洋研究開発機構の任期制職員として受け入れる。

給 与：海洋研究開発機構の規程に基づく。

提出書類：履歴書、論文リスト、当研究センターにおける研究計画(A4に1枚程度)、2名による推薦書(各1通)

応募締切：平成17年8月31日（水）消印有効

応募方法：下記のホームページにて詳細を必ずご確認の上、ご応募下さい。書類不備の場合、受理致しません。

http://www.jamstec.go.jp/frcgc/jp/news_event/h18_0701.html

問合せ先：地球環境フロンティア研究センター
人事担当宛

E-mail : koubo-frcgc@jamstec.go.jp