

雷雨と集中豪雨の予測

小倉義光 (日本気象協会)

雷雨も集中豪雨も **deep moist convection** の1形態であるから、この両者を並列に扱う。いうまでもなく、**deep moist convection** が発生するための必要条件は大気が条件付不安定か対流不安定な成層をしていることであり、十分条件は下層の空気塊を自由対流高度まで持ち上げる上昇流があることである。この上昇流が起こる気象状態によって、雷雨を気団雷、界雷、渦雷の3種類に分類する。界雷は総観規模の前線（梅雨前線などの停滞前線や寒冷前線など）はもちろんのこと、海風前線などメソスケールの前線で区切られた二つの気団の境界で起こる雷雨である。渦雷は上層のトラフなどに伴う雷雨である。温帯低気圧に伴う寒冷前線や温暖前線で発生する雷雨は界雷に含まれる。

1995-97年の夏期、梅雨明け以降の7月と8月の計131日間で、日本気象協会の SAFIR が観測した関東地方における発雷日の中で、1日当たりの雲放電数が100を越えた日は65日あり、その内訳は気団雷が23日、界雷が30日、渦雷が12日であった。そして気団雷は総て日射による斜面上昇流に伴う山岳地帯の雷雨およびそれからの二次雷であり、気団雷のその他の形態（すなわち下層風が山岳に十分強く吹きつけた時の力学的強制雷・平坦な地表面が不均質に熱せられて起こる水平対流に伴う雷雨・平坦な地表面が一様に熱せられ大気下層が不安定となって起こるセル状対流や水平ロールに伴う **shallow convection** が併合した雷雨）は調査期間中一度もなかった(小倉ほか、2001)。一方、今回の調査期間の翌年、1998年の8月26日から27日にかけての夜半に起こって大きな被害をもたらした栃木・福島豪雨は力学的強制による **deep moist convection** と思われる。同年9月24日午後から深夜にかけて発生した高知豪雨も同じ性質の豪雨とみてよい。どれだけの静的不安定度のとき、どれだけの力学的強制力で **deep moist convection** は発生するのか、まだ定量化されていない。この疑問を呈する理由は、関東地方の山岳型の雷雨についても、日によって多摩や秩父など関東西部の山岳地帯でよく発雷する日と、群馬県や栃木県など関東の北西部や北部の山岳地帯で発雷する日とかなりはっきり区別されることがあり、その違いは下層の風向に依存する傾向が見られるからである。つまり、関東地方全体といわず、もっと細かく地域的に発生の違いを見るためには、熱的強制と力学的強制の相対的重要性あるいは相乗効果を定量化する必要がある。

日射により大気下層が不安定となって発生する雷雨については Saito et al.(2001)の見事なシミュレーションがあり、1998年の3大豪雨の一つ8月3日から4日にかけての新潟豪雨については Kato・Goda(2001)の見事なシミュレーションがある。ところが栃木・福島豪雨と高知豪雨については、あまりよい結果が得られていない。Yoshizaki・Ogura(1988)の Big Thompson 豪雨のシミュレーション以来、山岳性の雷雨や豪雨のシミュレーションがされたという話はあまりきかない。わが国は山岳地帯が大部分の国である。私が現在最も切望しているのは非静力学モデルによる熱的強制と力学的強制が起こす雷雨と豪雨のシミュ

レーションである。

次に上記と同じデータを用いて、関東地方の夏期における発雷のアリ・ナシを予報する問題を考える。09時の館野の高層データを用いて、いろいろな安定度指数で予測を試みると、最も成績のよい Total Totals index (略して TT、Huntrieser et al.,1997 参照) という安定度指数の場合、 $TT < 38.9$ ならばその日には雲放電はなく、 $TT > 38.9$ ならば 1 回以上雲放電ありと予報すれば、適中率は 0.81、見逃し率は 0.12、空振り率は 0.12、スレット・スコアは 0.79 となり、比較的よい成績が得られる(田口ほか、2001)。しかし、放電数の予測については、どの指数あるいは可降水量もあまり有効ではない。一方で、雲放電数が 0、10 以上、1000 以上という 3 グループに分けて平均をとると、放電数が多いグループほど 600hPa あたりを中心として相対湿度が高い。また調査期間中雲放電数が 10,000 を越えた日は 9 日、午後発生した雷雨が翌日 04 時ころまで継続した日は 4 日あったが、いずれも 300hPa にトラフあるいは寒冷低気圧が接近中であった。新潟豪雨の場合には 500hPa の日本上空にリッジがあったが、栃木・福島豪雨と高知豪雨の場合には西方にトラフがあった。

一般的に夏期には日本上空の大気はバロトロピック性が強く、300hPa に大きな振幅のトラフがあっても、地上天気図にはその痕跡がなく、南高北低の夏型気圧配置をしていることが多い。Kao・Soong(1980)は積雲アンサンブルモデルと GATE のデータを用い、一般場の上昇流が強いほどそれに平衡する積雲対流の活動は活発であることを示している。上空に寒冷低気圧が来れば雷雨が発生することは常識であるが、もっと夏期の上層の擾乱を解析し、擾乱に伴う上昇流と deep moist convection の関係を定量化する必要があると感じている。

Huntrieser,H. et al.,1987 : Wea. and Forecasting.12,108-125.

Kato,T. and T.Goda,2001 : J.Met.Soc.Japan (in press).

小倉義光・奥田和彦・田口晶彦,2001 : 天気(投稿中)。

Saito,K. et al.,2001 : Mon.Wea.Rev.,129,378-400.

Soong,S.-T. and W.-K.Tao,1980 : J.Atmos.Sci.,55,2345-2357.

田口晶彦・奥山和彦・小倉義光,2001 : 天気(投稿準備中)。

Yoshizaki,M. and Y.Ogura,1988 : J.Atmos.Sci.,45, 3700-3722.