

「集中豪雨は夜間に多いのでしょうか？」についてのコメント

「天気」1月号の質疑応答欄で藤部文昭博士が上記の質問に対して丁寧に答えておられます（以下、藤部，2001）。ただし補足が望ましいと思われる箇所があるようです。

まず、この質問が含む重要性です。以前に紹介したことです（小倉，1994）、高橋（1987）は同じ程度の物的被害（全半壊・流失戸数など）をもたらした集中豪雨でも、諫早豪雨や長崎豪雨のように夜半に起こった豪雨では人的被害（死者・行方不明者数）が桁違いに大きくなることがあると指摘しています。1998年には大きな被害をもたらした豪雨が3回ありました。気象庁技術報告第121号「平成10年新潟、栃木・福島、高知の豪雨調査報告」によりますと、新潟豪雨の場合、新潟市では雨は8月3日19時ころから降り始めていましたが、4日00時に大雨洪水警報が発表され、04時には1時間雨量が最大となりました。栃木・福島豪雨の場合、栃木県北部では27日01時50分に大雨洪水警報が発表され、1時間雨量の最大は02時に起こりました。9月24日の高知豪雨は昼間の豪雨でした。

私自身のこととしても、真夜中に警報が発表されても私にどう届くだろうか心配になります。豪雨予報の難しさは十分承知しているつもりですが、もっとリードタイムが長くて、しかも空振り率の小さい警告がなんらかの形で（確率予報的にでも）だされる日を切望しています。

ちなみに上記の気象庁技術報告書は、付録のCD-ROMを含めて、多くの情報を提供しており、高い評価を与えるべき出版物だと思います。

さて、第1の質問である豪雨は夜中に起こりやすいかについては、そのとおりという藤部（2001）の答に追加することは何もありません。第2の質問の、なぜそうなるのかについては、藤部（2001）に引用されていませんが、2年ほど前にレビューしたものがありません（小倉，1999）。それにもっと最近の知見を加えて要約しますと、藤部（2001）の答の一部と少し違ってきます。

まず、陸上の豪雨だとそれぞれの地形が影響して話が長くなりますから、熱帯あるいは中緯度で陸地から離れた海域を考えます。雲粒（水滴、雪、あられなど）

は太陽放射を吸収・反射・散乱しますし、雲の上面は赤外放射で冷却したりします。このような雲に関わる放射過程を雲と放射の相互作用と呼ぶことにします。一方、乾燥空気と水蒸気など気体の放射によって大気が加熱冷却する過程を気体の放射過程と呼んで区別することにします。

陸上とは反対に、海域では雨は夜間に降りやすく、降雨量も最大となるという日変化が Kraus（1963）によって発見されてから35年近くの間は、この日変化は雲と放射の相互作用によるという説が支配的でした。ところが、雲と放射の相互作用が気候の変動に重要であることが認識され、雲と放射の相互作用の研究が進むにつれ、考え方が変わってきました。海域では雨が夜間に降りやすい原因としては、雲と放射の相互作用は実は二次的で、もっと重要な原因は他にあるということです（Sui *et al.*, 1998をはじめとして Tao *et al.*, 1996など）。そう主張をする根拠は、対流雲の振る舞いをシミュレーションする雲のモデルを使った数値実験の結果です。雲と放射の相互作用を表現する数式をモデルに組み入れて（いわゆるパラメタリゼーションをして）数値実験をする。次に、気体の放射過程は残し、雲と放射の相互作用の式だけをモデルから除いて実験を繰り返して、前者と比較する。そうしたら、両者でほぼ同じ程度に夜間で降水量が最大という日変化がでたのです。そして、それを起こす主な原因は、気体の放射過程により夜間に海域の大気の相対湿度あるいは有効可降水量という量が増大するからだということです（有効可降水量の定義については深入りしませんが、可降水量・温度・相対湿度に関係した量です）。

従来とはかなり違った結論ですので、今後大いに追試が必要ですが、相対湿度が増大すれば、下層の空気は凝結高度に達しやすくなるし、浮力で上昇中の飽和空気塊が周囲の乾燥した空気と混合してつぶれてしまうということも起こりにくくなるので、対流雲が発生発達しやすいことは容易に想像できます。それに彼等の結論を信用すれば、次に述べるように、これと整合する研究がわが国にもいくつかあります。栗原と加藤（1997）は九州を含む解析領域について、梅雨期の1996年6月15日～7月24日の23日間、気象庁のレー

ダーアマダス解析雨量データを用いて30 mm/1時間以上の降雨面積の日変化を計算したところ、06時に顕著な極大がでました。さらに、1 mm/1時間や10 mm/1時間以上の降雨面積、また面積でなく解析領域内の1時間最大降水量あるいは全降水量などの日変化をとっても、定性的には同じ傾向があり、06~09時に極大、22~23時に極小がありました。そして、Kato *et al.* (1998)はモデルを用いて全降水量の日変化について観測結果とかなりよく一致するシミュレーションに成功しました。彼等が使ったモデルは雲と放射の相互作用は考慮していないにも拘らずです。ただし1 mm/1時間以上の降雨面積などの日変化の振幅は、実測よりかなり小さくできています。

次に、わが国には世界的にみても希な高密度に設置された国土地理院のGPS連続観測網があります。これを利用して、可降水量の増減と対流性降雨の関係を調べた論文が現れ始めています。例えば、横塚・木村(1998)は関東の北部から西部にかけての山岳地帯について、1996年7月30日と31日、3時間毎の可降水量の分布図からみた可降水量の増加域が局地的降雨域と一致していることを示しています。また神田ほか(2000)は1997年8月23日首都圏を襲った大雷雨を多くの地点で見ると、可降水量の時間的位相が降雨量の位相に対して1~2時間先行していることを示しました。このような研究はさらにデータを蓄積すると共に、可降水量の増加はどの高度でどれだけ混合比が増加した結果なのか、それが対流雲の発生発達にどう寄与するのかなどを調べる必要があり、先が楽しみです。

このように、集中豪雨は夜間に起こりやすいということは、防災上重要な点を含んでいますし、学問的にも今後解明すべき多くの点を残しています。

(日本気象協会 小倉義光)

参 考 文 献

- 藤部文昭, 2001: 集中豪雨は夜間に多いのでしょうか? (回答), 天気, **48**, 55-57.
- Kato, T., K. Kurihara, H. Seko and K. Saito, 1998: Verification of the MRI-non-hydrostatic model predicted rainfall during the 1996 Baiu season, *J. Meteor. Soc. Japan*, **76**, 719-735.
- Kraus, E. B., 1963: The diurnal precipitation change over the sea. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 546-551.
- 栗原和夫, 加藤輝之, 1997: 九州の梅雨期における降雨の日変化の特徴, 天気, **44**, 631-636.
- 神田 学, 石田知礼, 鹿島正彦, 大石 哲, 2000: 首都圏における局地的対流性豪雨とGPS可降水量の時空間変動—1997年8月23日の集中豪雨の事例解析, 天気, **47**, 7-15.
- 小倉義光, 1994: お天気科学—気象災害から身を守るために, 森北出版, 226pp.
- 小倉義光, 1999: メソ対流系の力学, 斉藤和雄編「非静力学モデル」, 気象研究ノート, 第196号, 1-18.
- Sui, C. H., X. Li and K. -M. Lau, 1998: Radiative-convective processes in simulated diurnal variations of tropical oceanic convection, *J. Atmos. Sci.*, **55**, 2345-2357.
- Tao, W. K., S. Lang, J. Simpson, C. H. Sui, B. Ferrier and M. -D. Chou, 1996: Mechanisms of cloud-radiation interaction in the Tropics and midlatitude, *J. Atmos. Sci.*, **53**, 2624-2651.
- 高橋博也編, 1987: 豪雨・洪水防災, 白亜書房.
- 横塚 透, 木村富士男, 1998: 夏期の関東域における局地的降水とGPS可降水量との関係. 日本気象学会春期大会講演予稿集, P284.
- 〔追記〕 米国では米国海洋大気庁(NOAA)直営の放送「ウェザーラジオ」が緊急の警報伝達に役に立っていると、気象業務支援センターの手塚喜三理事が2月20日発行の「気象新聞」第65号で紹介しています。