

- Hoffert, S. G. and M. L. Pearce, 1996 : The 29 July 1994 Merritt Island, FL microburst ; A case study intercomparing Kennedy Space Center three-dimensional lightning data (LDAR) WSR-88D radar data, 18 th Conf. on Severe Local Storms, San Francisco, 424-427.
- Kobayashi, F. and K. Kikuchi, 1989 : A microburst phenomenon in Kita Village, Hokkaido on September 23, 1986, *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 925-936.
- 大野久雄, 鈴木 修, 楠 研一, 1996 : 日本におけるダウンバーストの発生の実態, *天気*, **43**, 101-112.
- Ohno, H., 1995 : Studies on microscale phenomena responsible for low-altitude wind shear, Doctoral Dissertation, Hokkaido Univ., 174 pp.
- Proctor, F. H., 1988 : Numerical simulations of an isolated microburst. Part I : Dynamics and structure, *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3137-3160.
- Shirooka, R. and H. Uyeda, 1990 : Morphological structure of snowburst in the winter monsoon surges, *J. Meteor. Soc. Japan*, **68**, 677-686.
- Shirooka, R. and H. Uyeda, 1991 : Doppler radar observation of tornado and microburst around Chitose airport, 25 th Inter. Conf. on Radar Meteor., Paris, J73-J76.
- Tabata, A., K. Akaeda, M. Ishihara and H. Sakakibara, 1992 : Structure of downbursts associated with heavy rainfall observed in Tokyo, 25 th Inter. Conf. on Radar Meteor., Paris, J77-J80.
- Uyeda, H., T. Otsu, H. Kagaya, Y. Asuma, K. Kikuchi, Z-I. Kawasaki. and Y. Sono, 1996 : Characteristics of winter thunderclouds observed by a dual-polarization Doppler radar around Wakasa bay, west coast of Japan, 10 th Inter. Conf. on Atmos. Electricity, Osaka, 568-571.
- Uyeda, H., Y. Asuma, N. Takahashi, S. Shimizu, O. Kikuchi, A. Kinoshita, S. Matsuoka, M. Katsumata, K. Takeuchi, T. Endoh, M. Ohi, S. Satoh, Y. Tachibana, T. Ushiyama, Y. Fujiyoshi, R. Shirooka, N. Nishi, T. Tomita, H. Ueda, T. Sueda and A. Sumi, 1995 : Doppler radar observations on the structure and characteristics of tropical clouds during the TOGA-COARE IOP in Manus, Papua New Guinea : Outline of the observation, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 415-426.
- Wakimoto, R. M. and V. N. Bringi, 1988 : Dual-polarization observations of microbursts associated with intense convection : The 20 July storm during the MIST project, *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1521-1539.
- 渡辺 明, 1995 : 雹痕から求めたダウンバーストの風速, *天気*, **42**, 627-632.
- Wilson, J. W., R. D. Roberts, C. Kessinger and J. McCarthy, 1984 : Microburst wind structure and evaluation of Doppler radar for airport wind shear detection, *J. Appl. Meteor.*, **23**, 898-915.
- Wood, V. T. and R. A. Brown 1983 : Single Doppler velocity signatures : An atlas of patterns in clear air/windspeed precipitation and convective storms, NOAA Tech. Memo. ERL NSSL-95, 71 pp.

105 : 407 (ダウンバースト ; ガスト)

6. 「ダウンバースト」に対するコメント*

中 村 晃 三**

1. はじめに

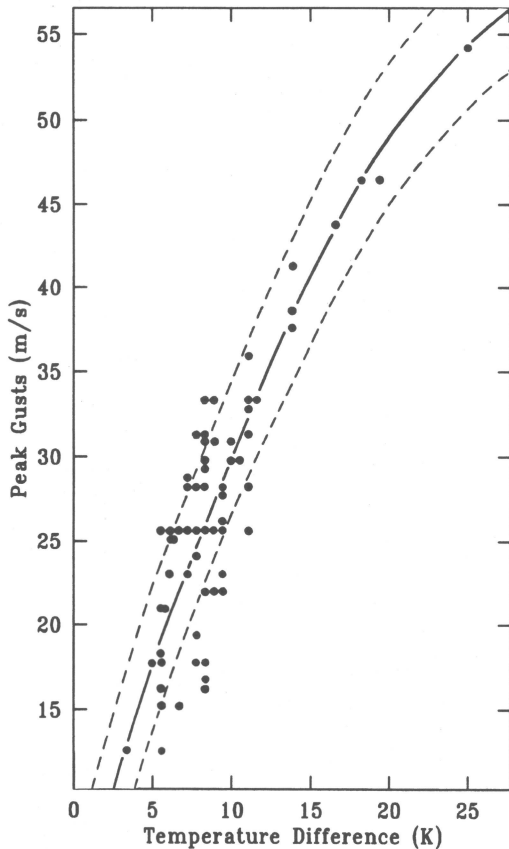
ダウンバーストは、最近、航空機事故との関係で特に注目を集めているが、それが地表で曲げられてできる強い水平風(ガスト)は、多くの交通災害、海難事故などの原因として古くから注目されていた。この水平風は、下降流が地表で曲げられるために起こるもの

なので、その強さは、下降流の強さに応じて強くなると考えられる。また、下降流は、雨粒などの重さとその蒸発に伴う冷却によって作られるので、その強さは、下降流が冷たくなればなるほど、強くなると考えられる。そこで、ガストの強さはガストに伴う温度降下が大きければ大きいほど、強くなると考えられる。実際、第1図は、1954年に Fawbush と Miller が作ったもので、横軸にガストに伴う温度降下量、縦軸にガストの風速をとって、観測結果をプロットしたものであるが、温度降下量が大きければ大きいほどガストも大き

* Comments on "Downburst".

** Kozo Nakamura, 東京大学海洋研究所.

© 1996 日本気象学会



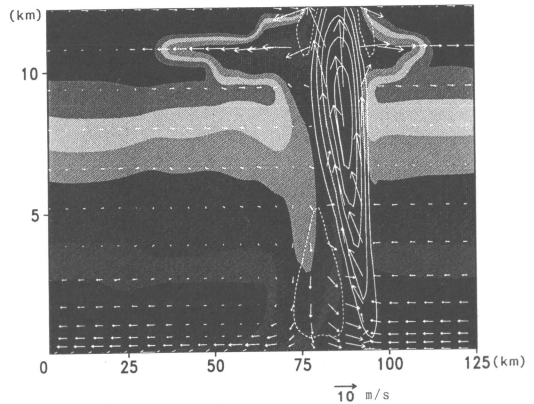
第1図 ガストに伴う温度降下量とガストの風速 (Fawbush and Miller, 1994 より作成).

くなるという傾向が見られる。

そこでガストの強さを予測するのに、温度降下量から予測する方法が使われている。ある時刻にどの程度の強さのガストが起きるかを知るために、その時刻の予測された温度の鉛直プロファイルから下降流の温度を予測し、その温度変化からこのグラフを使って、ガストの風速を予測する。下降流の温度としては、経験的に、湿球温度が0度になる高度から、湿潤断熱的に下降してきた空気塊がもつ温度が使われている。

一方、上層風が強いほど強いガストが吹くと考えて予測する方法もある。一般に、上層ほど強い風が吹いていることが多いので、下降流が、上層の強い風を下層に運んでくるため、地表付近で強い風が吹く場合があると考えられている。それで、上層の地衡風の風速に適当な係数を掛けてガストの予測値とする。

このように、ガストの予測には従来2つの別々の方法が使われてきた。この2つのプロセスの相対的な重



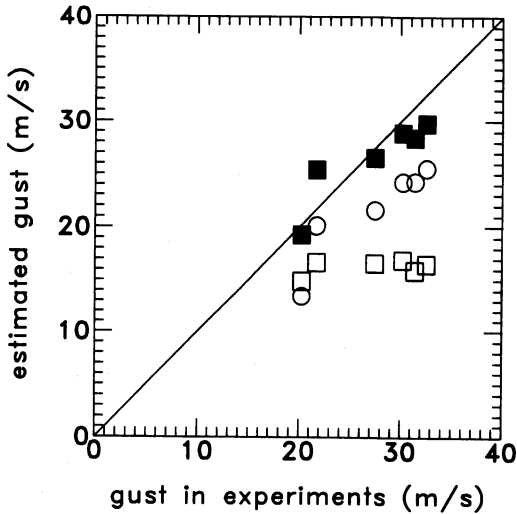
第2図 数値シミュレーションでの鉛直断面図。

要性は、どのような環境で下降流およびガストができるかによると考えられるが、最近、この2つのプロセスの両方の効果を入れた方がよい場合について調べたので、その点についてコメントする。

2. モデルによるシミュレーション

第2図に、1994年6月24日にイギリス南部で起きたガストの数値シミュレーションの結果を示す。強い下降流のある部分の鉛直断面図で、横軸は対流の移動方向、縦軸は高さである。空気塊の移動を調べるために、人工的なトレーサーを入れてあり、濃淡のコンターが40分前にセットしたトレーサーの分布を示している。濃い所は、今ある空気塊が40分前に高い所もしくは低い所にあったことを示し、薄い所は、中間の高度にあったことを示している。一方、白線のコンターは、鉛直速度 w の等値線を示し、また、白抜き矢印が対流の動きに相対的な (u, w) のベクトルを示している。 $x=90$ kmの地表付近で、最大の強風(ガスト)が吹いている。ここがガストフロントで、その上に上昇流の領域があり、そこでは下層の空気が高度10 km付近まで上昇し、そこで周囲に広がっていく。一方下降流の領域では、上層からの空気が下がってきて、地表に到達した後、周囲へ広がっていく。この風と周囲の風とがガストの部分で収束することによって上昇流が維持されている。

興味深いのは、下降流がどのあたりの高度から始まっているかである。というのは、どの高度から来るかによって、最初にその空気塊が持っていた運動量が変わってくるし、また、下降流を作る浮力の評価も変



第3図 数値シミュレーションでのガストの評価。

わってくるからである。このケースでは、濃淡のトレーサーの分布から高度 5~6 km ぐらいからの空気が地表付近に降りてきているのがわかる。図は省略するが、実際、浮力のない粒子のトレーサーを入れて、その移動に沿って運動エネルギーの収支を調べると、この高度にいたときの風速に、浮力の効果による加速が加わって地表付近でのガストができることがわかった。

3. ガストの評価式

このシミュレーションでは、ガストは時間的に多少強くなったり弱くなったりするが、平均的には、対流の発達に伴ってだんだん強くなっていく。そのピークから6つの時刻を選んでその時のガストの強さを横軸にとり、様々な方法で評価されるガストの強さを縦軸にとったものが、第3図である。雨による重さと蒸発

による冷却によってできる浮力からガストを評価したときの結果が白丸で、一方、上層での風速から評価されるガストの強さが、白四角で表されている。これらの結果から、浮力だけ、もしくは、上層での風速だけでは十分強いガストが予測できないことがわかる。両方の効果を加えて評価したガストの強さが黒四角のプロットで、この方法がよくガストの強さを予測することがわかる。

実際、このケースでは、観測された温度降下は10度ぐらいで、風速は毎秒 30 m 程度の風が吹いており、第1図を見ると、この温度降下には、強めのガストが吹いた例と考えられるが、これは上層の風の効果が効いたためであると考えられる。

4. おわりに

ダウンバーストに伴って起きるガストには、2つの生成メカニズムがあり、その評価には、浮力の効果と上層の風速の効果の両方を入れる必要がある場合があることを示した。なお、下降流となる空気塊の起源がどの程度の高度になるかという問題は、上昇流中での雨・氷の成長、それらが上昇流から外へ落ちる過程、基本場の鉛直シアによって決まる対流の内外の風速差、などが絡みあって決まるもので、対流の力学的な構造・仕組みを考える上でもたいへん興味深い問題である。その解決には、最近、活発になっている観測と合わせてこれまでも増して活発な研究が必要であろう。

参考文献

- Fawbush, E. J. and R. C. Miller, 1954: A basis for forecasting peak wind gusts in non-frontal thunderstorms, Bull. Amer. Meteor. Soc., 35. 14-19.

108; 203 (雷放電; 発光現象)

7. 雷放電に伴う中間圏・電離圏の発光現象*

福西 浩**

1. はじめに

雷雲の上端から上方に向かう放電に関しては、1950年代より何人かの研究者によってその存在の可能性が指摘されてきた。例えば、Wilson (1956) は、「雷雲の上端と電離圏間の放電は雷放電の際に当然起こるべき

* Lightning-induced transient luminous events in the mesosphere and ionosphere.

** Hiroshi Fukunishi, 東北大学大学院理学研究科.

© 1996 日本気象学会