

### 前線帯中のメソスケールの乾燥域\*

北 畠 尚 子\*<sup>1</sup>・高 埜 聰\*<sup>2</sup>・斎 藤 忠 博\*<sup>3</sup>・薄 井 仁\*<sup>4</sup>

前線近傍のメソスケールの気象現象については、各地でさまざまな調査観測が行われている。その多くは当然のことながら強雨のメカニズムの解明と予測を最終的な目的としたもので、観測の対象として対流雲そのものが着目されることになる。

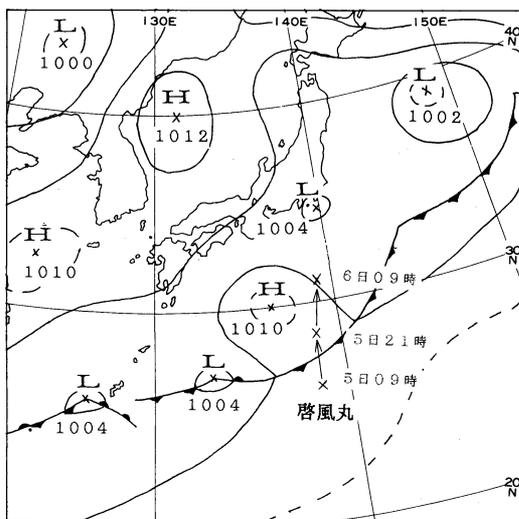
今回、気象庁の海洋気象観測船“啓風丸”が小笠原諸島近海で前線を横断したとき、前線帯の中で一時的に降雨が止み、急激に湿度が下がって乾燥した空気に覆われた。これは地形の影響のない海上としてはまれな現象であり、また前線帯の中でメソスケールの“組織的な乾燥域”が着目されることもあまり例がないと思われるので報告する。

第1図に1993年6月5日21時（日本標準時、以後同じ）の地上気圧配置と啓風丸の位置を示す。啓風丸の航海は同年5月下旬からの熱帯西部太平洋の観測航海の帰路であり、主に海洋観測を行いながらの航海であった。このときの各気象要素の日記記録を第2図に示す。18時20分頃に西よりの風が北北西の風になり、露点温度が一時的に上昇した後、気温と共に下降を始めた。このことから、気温の急変はなかったものの、このときが前線通過の時刻と思われる。その後しばらく北風と気温・露点の下降が続いたが、19時30分過ぎから露点急下降し、気温の下降は止まった。また、風はいったん10 m/s 近くまで強まった後、20時30分頃には西よりの風3 m/s ほどに弱まった。20時40分頃に気温・露点とも以前の状態に近い値に戻り、10 m/s 前後の北の風が吹き始めた。つまり、前線帯の中で1

時間程度、乾燥大気に覆われていたことになる。なお、啓風丸はこのころは14ノット前後で北上していたが、19時50分から21時50分の間は高層気象観測のため停船していた。

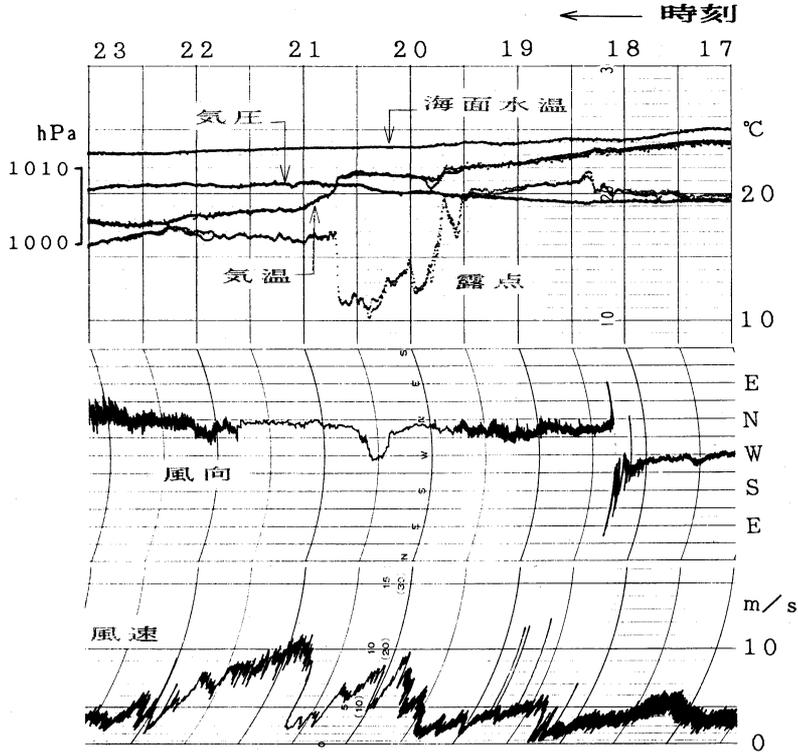
第3図に啓風丸レーダーの画像を示す。啓風丸の北方を中心に強雨域（エコー頂高度8,000~10,000m）が見られる。これに対して、啓風丸を中心にして直径60 km 程の円形のエコー空白域がある。図中には他にも円形や帯状の空白域が見られる。これらは約80 km/h で東~東北東へ移動した。第3図で28°N-138°Eに見られる空白域は、21時には啓風丸の南をかすめるようにして通過した。さらに時間がたつにつれて、東西方向に並んだ円形空白域はつながって、空白“帯”の様相を呈した。なお、この現象の発生初期にはレーダー観測を行っていなかったため、持続時間は不明である。

一方、高層気象観測は1日2回の定時観測だけであったが、5日21時の観測は偶然この乾燥大気に覆わ

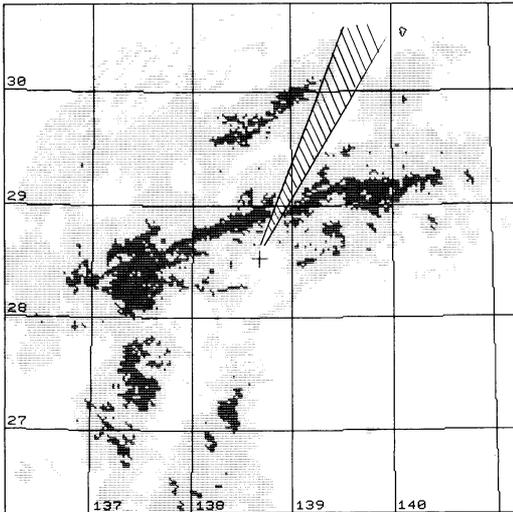


第1図 1993年6月5日21時の地上気圧配置と啓風丸の位置(5日09時, 21時, 6日09時)

\* Meso-scale Dry Areas in a Frontal Zone.  
<sup>1</sup> Naoko Kitabatake, 気象大学校.  
<sup>2</sup> Satoshi Takano, 気象庁海洋気象部海上気象課.  
<sup>3</sup> Tadahiro Saito, 気象庁海洋気象部海上気象課.  
<sup>4</sup> Hitoshi Usui, 気象庁海洋気象部海上気象課.  
 —1993年8月18日受領—  
 —1993年10月12日受理—



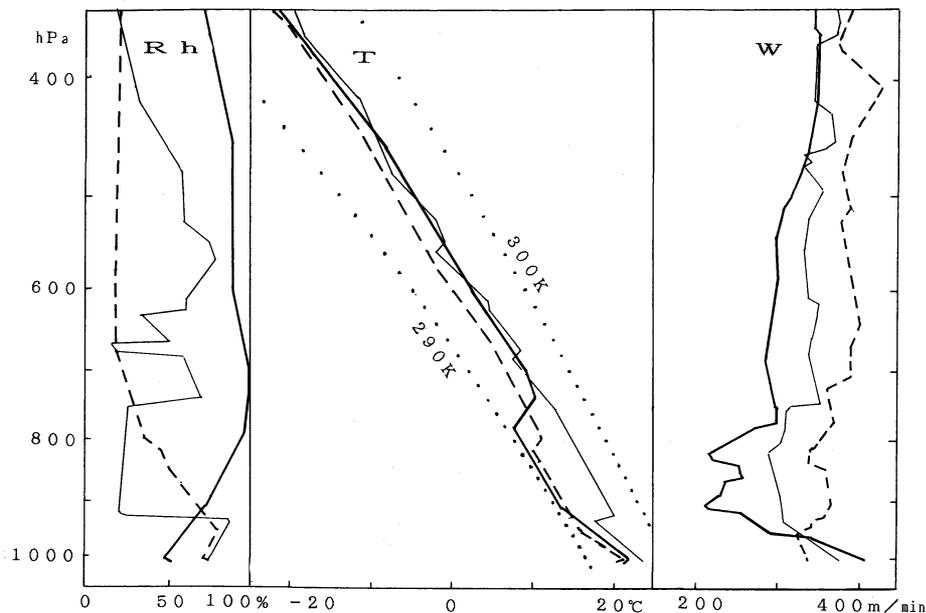
第2図 啓風丸の自記記録 (1993年6月5日17時~23時).



第3図 啓風丸レーダー (1993年6月5日20時27分). +印が啓風丸の位置. 陰影は啓風丸のマストの影. 淡灰色: 4 mm/h 未満, 濃灰色: 4~16 mm/h, 黒: 16 mm/h 以上.

れているときであった (高層気象観測は、観測時刻の30分前に開始する). 第4図に啓風丸で観測された気温・湿度の鉛直分布を示す. まず湿度を見ると、5日21時は周囲で降水があり、900 hPa より上層では湿度が高いが、海面付近での湿度は50%程度と低くなっている. 気温は、5日21時の観測では、780~730 hPa が強い逆転層となっており、その下の 910~780 hPa は前の観測 (5日09時) と比較すると気温が6°下降している. また最下層の海上~910 hPa は超乾燥断熱減率となっている. 一方、この時刻の風は 800 hPa で南南西 5 m/s, 700 hPa で西南西 26 m/s と鉛直シアが大きく、この層での南北方向の温度傾度が非常に大きかったことを示している. このことから、910~780 hPa の層に強い寒気が急激に流入して沈降し、さらにその下の海面近くでは海面水温 (約23°C) の影響で強い対流活動が生じていたと考えられる.

さらにゾンデの上昇速度 (第4図) をみると、5日21時の観測では降水による上昇速度の低下を防ぐためにガスを増量して気球の浮力を通常の2,200 g から 2,400 g に上げたにもかかわらず、900~800 hPa 付近



第4図 啓風丸における高層気象観測による温度(T), 湿度(Rh), ゾンデ上昇速度(W). 細実線は1993年6月5日09時, 太実線は5日21時, 破線は6日09時. 点線は湿潤断熱線.

の層における上昇速度が前後の時刻, あるいはその上層における上昇速度より 100 m/min 程度遅く, この層における 1~2 m/s 程度の下降気流の存在が推察される.

ここで, レーダーの画像(第3図)に戻ると, 4~16 mm/h 程度のエコー強度を持ち東西方向に伸びたバンド状の雨域があり, 着目する乾燥域(エコー空白域)はそのバンド状エコーの南北両側に列をなして発生しているもので, 乾燥域の下降流はこの対流雲を形成する上昇流の補償流として生じたものであると考えられる. また, 自記記録(第2図)では, 乾燥域周辺の風は一般に擾乱の存在を示すような渦状の変化ではなく, 広い範囲で北風となっており, 乾燥域の中心付近

と思われる20時30分前後だけが西の風 3~4 m/s に弱まっている. さらに, エコーの空白域が円形で出現したことは, いわゆる open cell 型の対流細胞をも連想させるが, この現象が前線付近で発生するとは聞かないので, どのようなメカニズムで発生しているのか興味深い.

今回観測されたような現象は, 気象衛星の観測では上層雲が影響するため確認が困難な種類のものである. また, 特に日本では, 同様な現象が観測データの多い陸上や沿岸で発生しても地形の影響が考えられるため, 現象としては注目されない恐れがあるが, 前線の構造解明の面では興味深い現象が発生しているかもしれない.