

山梨大学 正会員 竹内邦良
日本工営 〃 田辺 勲

1. はじめに

筆者らはレーダー雨量計によって観測された降雨記録をもとに、降雨域の移動特性を種々検討してきた。本報は強雨域の自動追跡作業(水講, 1981)にひきつづいて、①強雨域の分岐・合流と地形・気象原因・雨域の移動方向との関連、ならびに②強雨域の移動方向と700 mb面での高層風の風向との関係を検討した結果を報告するものである。用いた降雨資料は、建設省赤城山レーダー雨量計により観測された1977年および1978年の合計30降雨の5分平均、5分間隔の記録である。また高層風資料としては、茨城県筑波郡谷田郡町長峰(旧館野)における高層気象台での記録を用いた。

2. 強雨域の分岐合流点の分布

先の自動追跡手法より得られた強雨域の移動の軌跡から、分岐・合流の発生位置と地形との関連を調べるため、その発生地点の分布を各降雨ごとにプロットした。また比較的サンプル数の多い熱帯雷・熱雷・南岸および本州上停滞前線性の降雨、計24ケースについては気象原因別に総合した分布図も作成した。

図1は、1978年6月22日の南岸停滞前線性の降雨の強雨域の移動図である。黒点がその発生地点を、灰色の部分とは1000 m以上の山岳部、また○は継続時間が5分以内の強雨域の発生地点を示している。図2, 3はこの降雨についての強雨域の分岐点ならびに合流点の分布図である。

これら3つの図を比べてみると、強雨域の軌跡の分布と、分岐・合流の発生した黒点の位置は山岳部においても平野部においても極めてよく一致しており、分岐・合流に地形の影響が関与している事実は認め難いことがわかる。また図2, 3の比較から、分岐も合流もほぼ同地点で発生しており、これにも地形の影響はなく、降雨の通過に伴い山地・平地を問わず生じるものと考えられる。

この結果は気象原因別にも違いはなかった。なおこの結論は、前報の追跡手法に従った16 km以上の強雨域の分岐・合流に関するものであって、別のスケールで把握した場合も同じであるとは早計には断じ難い。

3. 雨域の移動方向と高層風との対応

強雨域の移動方向と、700 mb面における高層風の風向との対応関係を調べた。館野の高層風データは6時間毎に採られているので、その前後3時間内の雨域の移動方向と対応させた。

図4は、高層風の風向と雨域の移動方向のずれの頻度分布を、30降雨ケースを総合して示したものである。矢印の方向を 0° (高層風の風向)として32方位を用い極座標表示してある。半径方向の長さは単なる頻度ではなく、それだけずれた方向へ移動した雨域の移動距離の和(累加移動量)になっている。また、 $0^\circ \sim 11.25^\circ$ 内のずれの値は 0° の方向に、 $11.25^\circ \sim 22.5^\circ$ の値は 11.25° の方向にまとめて示してある。

この図から、強雨域は高層風に対し右へ $45^\circ \sim 110^\circ$ (最頻値は $10^\circ \sim 20^\circ$)ずれて移動する傾向にあることがわかる。なおここでは風速の弱い場合についても強弱にかかわらず同じweightで図示してあるので、これを考慮すればさらにこの傾向は強まるものと考えられる。

強雨域の移動に関する短時間予測を、高層風観測値をもとに行うことが可能かどうかという点については、館野における高層風が当該地域の雨域の移動を確かに規定する場合の条件、すなわちその時の風速・風向・気象原因等について細かく整理し、限定された範囲での対応関係を導く必要があろう。

4. 結論

①移動中の雨域の分岐・合流現象については、その発生地点の分布からは地形の影響は認められなかった。

②強雨域の移動方向と700 mb面での高層風の風向には高い相関がみられ、雨域は高層風に対し平均 $10^{\circ}\sim 20^{\circ}$ へずれた傾向のあることがわかった。

参考文献 i) 竹内・田辺(1981), 赤城山レーダーにより観測された強雨域の特性 第25回水理講演会論文集, ii) 気象庁: Aerological Data of Japan 1977, 1978

図1, 強雨域の移動図(南岸俣澤前線性降雨)

○は継続時間5分以内の雨域

図2, 強雨域の分岐点の分布

図3, 強雨域の合流点の分布

なお、灰色の部分は、1000 m以上の山岳部を示す

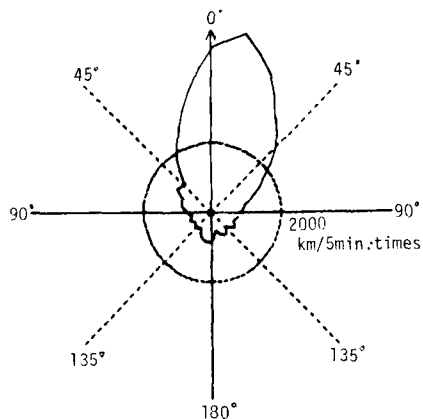
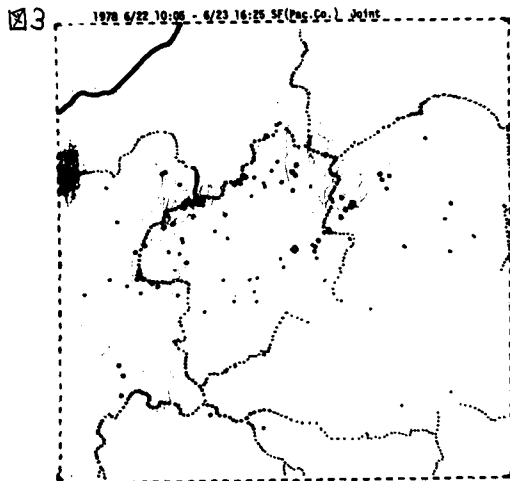
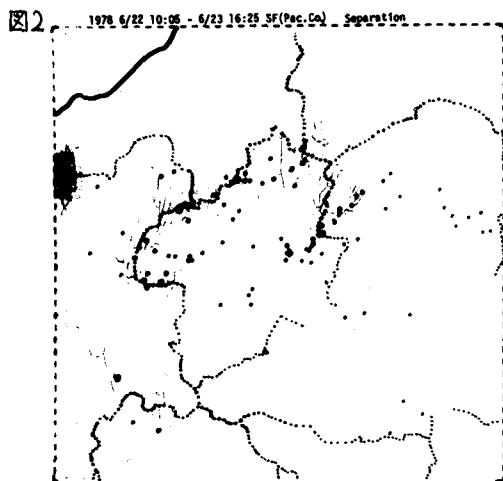
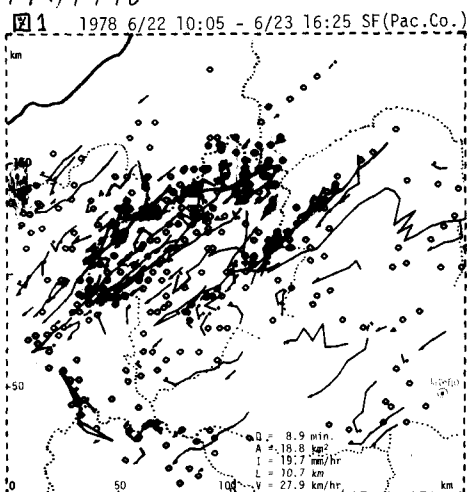


図4 700 mb面高層風の風向と雨域移動方向との比較
(全30ケース総合)