

本州中部を南下する降雨帯が足踏み後 ジャンプする現象についての一考察*

櫃 間 道 夫**

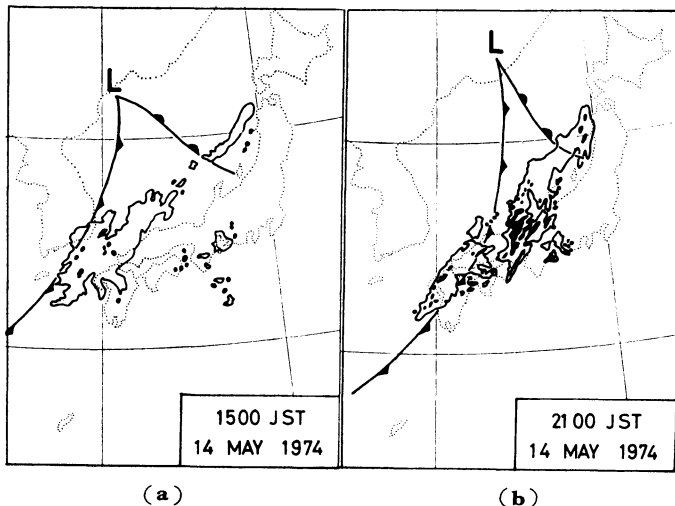
要旨

寒冷前線などに伴い日本海から本州中部に南下（東進）する降雨帯が、北陸で数時間足踏みした後、ジャンプするように関東へ進むことが時々ある。その顕著な一例について高層風・偽相当温位解析を行ない、現象の発生機構についてのモデルを提出した。すなわち、「寒冷前線前面においては、下層（850 mb 付近）で日本の南海上から流入する暖湿気流が、本州中部山地のため2本の分流となり、この中、北陸廻りのものは地形的強制力のため、しぶとく存続する。そのため日本海から南下する気団は、下層では進行を阻まれ、むしろ中層（6～700 mb）で先行する。そこでは当然、対流不安定となり降雨も活発である。この状態で数時間経過後、北陸廻りの気流もついに途絶え、降雨帯は衰弱する。同時に中層の気団は関東に達し、ここでの降雨帯は発達し、見かけ上、降雨帯が北陸から関東にジャンプする」というものである。

1. 序

寒冷前線などに伴い日本海から本州中部に南下する降雨帯は、北陸に上陸して衰えることも多いが、規模の大きいものは衰えず、北陸で足踏みした後、ジャンプする

ように関東へ進むことが時々ある（野村，1968）。この現象を含め寒冷前線の山越えについては、荒川・岡野（1976）による数値実験があるが、ここでは別の視点からひとつのモデルを、事例解析（1974年5月14～15日）



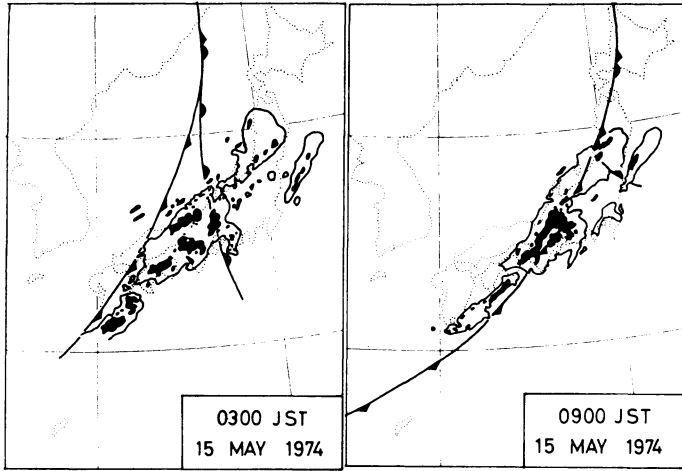
第1図

* A View on Jumping of Rainband after Retard at Central Japan.

** M. Hitsuma, 気象庁予報課.

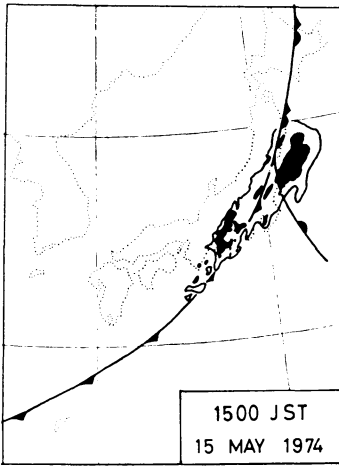
—1979年3月5日受領—

—1979年4月27日受理—

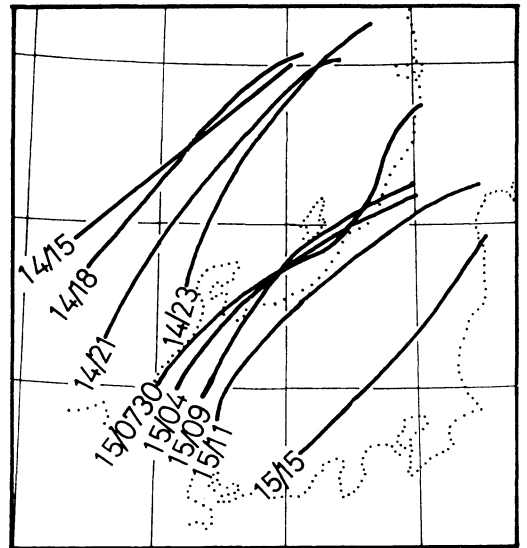


(c)

(d)



(e)



第2図 降雨帯の幾何学的中心線の位置の移動. 14日15時~15日15時.

第1図 a~e: レーダエコー(秋田・仙台・新潟・福井・東京・富士山・名古屋・大阪・松江・広島・福岡の各レーダの合成)と地上前線解析との合成図. エコーを塗りつぶした部分は相当雨量強度 16 mm/hr 以上. なお, (c) 図では実際のレーダエコーは 04 時, 1974 年 5 月 14~15 日.

に基づき提唱したい.

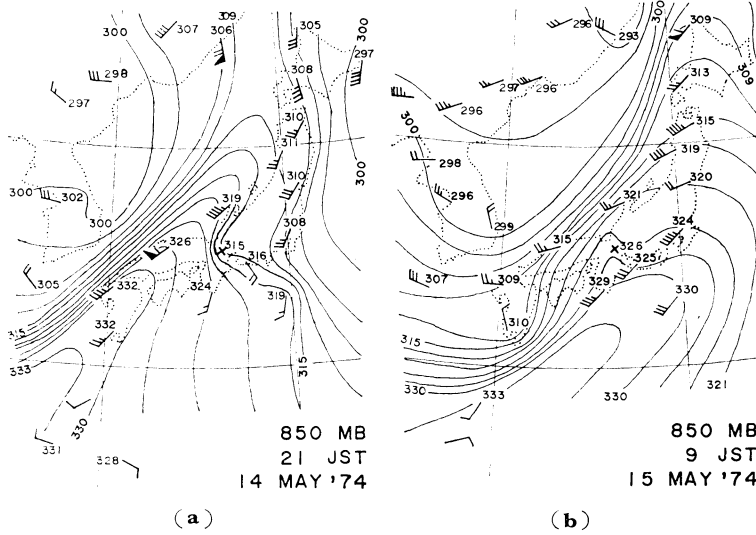
2. 降雨帯(レーダエコー)の動き

第1図に見るような降雨帯の南下(または東進)において, 降雨帯の幾何学的中心線を追跡すると(第2図)北陸沿岸での停滞が著しく, 数時間後, 飛躍的に関東へ

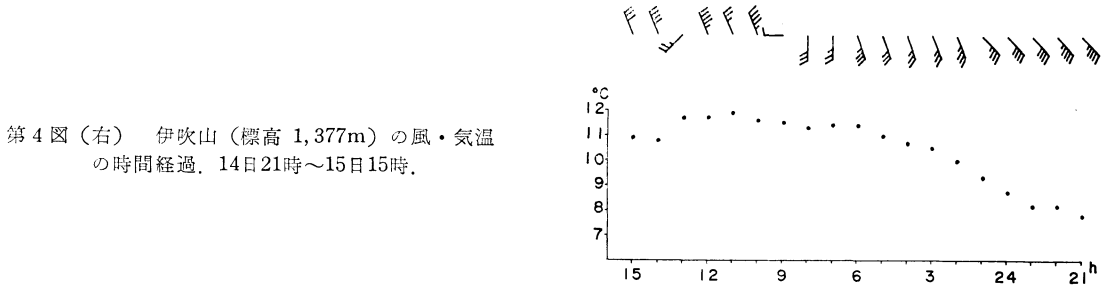
抜けることがわかる.

3. 高層の状態

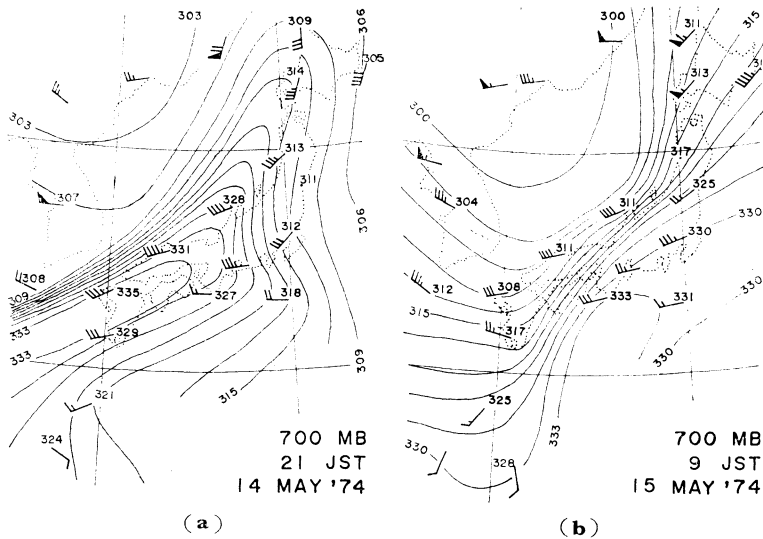
第1図b, dにそれぞれ対応する 850 mb 面(第3図a, b)を見ると, 14日21時には日本の南海上からの暖湿気流が, 紀伊半島から北陸に向かって, あたかも本州中部の山塊の北西側を廻り込むように流れていることが注目される. 15日09時, この気流の主体は関東に移るが, 図中の偽相当温位の分布でわかるように, 輪島・秋田方面にもまだその一部は残っているらしい. この辺の



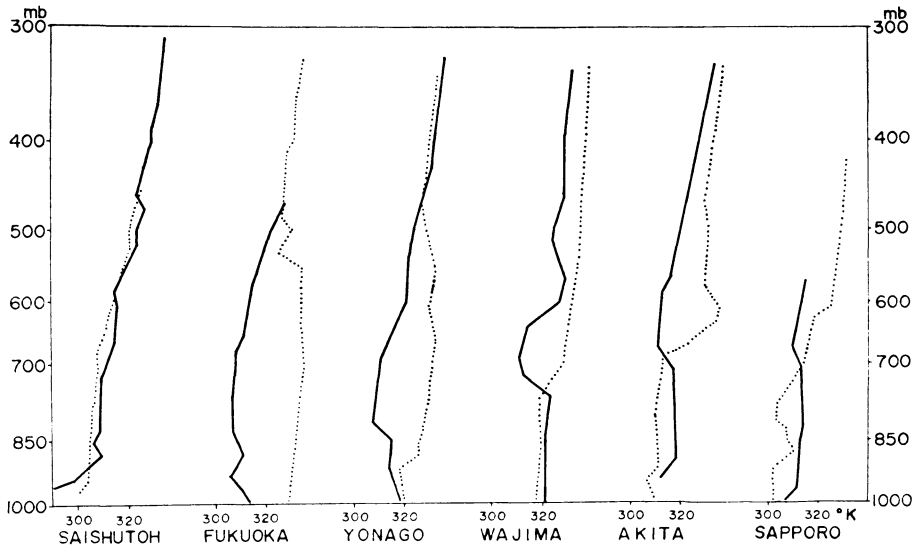
第3図 850 mb 面の風と偽相当温位. 矢羽根1本が10ノット. 14日21時と15日09時. 伊吹山(x印)は約860mbでの値.



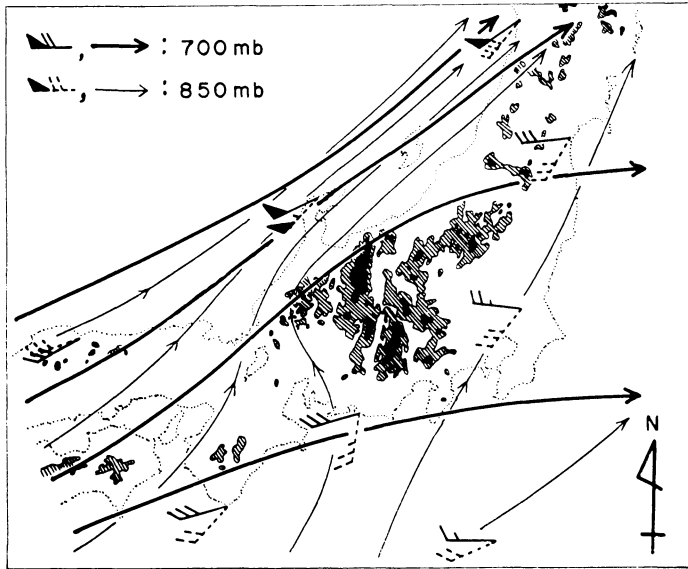
第4図(右) 伊吹山(標高1,377m)の風・気温の時間経過. 14日21時~15日15時.



第5図 700 mb 面の風と偽相当温位. その他は第3図に同じ.



第6図 札幌から済州島までの各地上空における偽相当温位の分布とその時間変化。破線は14日21時、実線は15日09時。



第7図 15日03時における700, 850mbの気流を示す図。各高層観測点の風(浜松は14日21時と15日09時の風ベクトルの平均値)を基に描いた。細線は850mb, 太線は700mb。ハッチは標高1,000m, 塗りつぶした部分は2,000m以上の地形を示す。もちろん, 実際には850mb面でも山塊を迂回せず, 乗り越える気流も少なからずあろうが, それらは省略して, 迂回分のみを描いた。

事情は伊吹山(標高1,377mで約860mb, その位置を第3図の中に×印で記入)の風・気温の時間経過を見ると更に明瞭である(第4図)。すなわち, 15日08時までは暖かい南寄りの風が持続して入っていたのが, 09~10

時に風向が激変し, 以後, 気温も日変化に抗して下がり始めている。

一方, 700mb面(第5図a, b)では輪島付近でそのような現象はほとんどなく, 偽相当温位は15日朝には

前夜よりも大きく下がっている。これを日本海沿岸全体の状況から見たのが第6図で、輪島・秋田付近では、14日夜から15日朝にかけ、まず6~700 mbの層に偽相当温位の低い空気が入り、これに反して800 mbより下の層では、暖湿気流が15日朝まで持続したことが明瞭である。

この両時刻の中間の15日03時の状態を、各高層観測点の850, 700 mb 風に基づきやや模式的に描いたのが第7図である。ここには標高1,000および2,000mの地形をも示した。

4. 結論

上記の観察と分析から、問題の現象を作り出す機構として次のようなものが考えられる。すなわち、

寒冷前線前面の暖域内において、第8図にモデル的に示すように、850 mb 面付近の暖湿気流は本州中部の山塊のため2本の分流となり*、この中、北陸廻りのものは地形的強制力のため、しぶとく存続する。そのため日本海から南下する気団は、下層では進行を阻まれ、むしろ中層(6~700 mb)で先行する。そこでは当然、対流不安定が生じ、降雨も活発である。

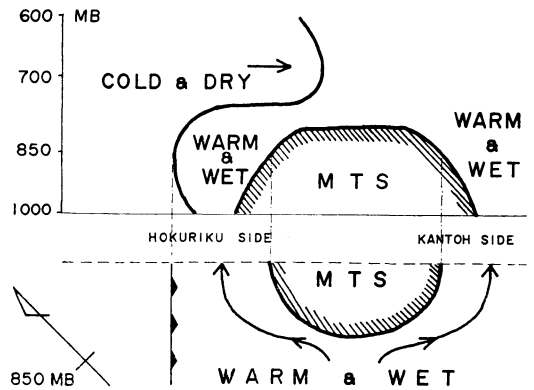
この状態で数時間経過後、北陸廻りの気流もついに途絶え、降雨帯は衰弱する。同時に中層の気団は関東に達し、ここでの降雨帯は発達し、見かけ上、降雨帯が北陸から関東にジャンプする。

(* もちろん、実際には850 mb 面でも山塊を迂回せず、乗り越える気流も少なからずあろうが、それらは省略して考える。)

5. 吟味

このモデルの妥当性については今後なお多くの吟味を必要としよう。たとえば、対象が活発な対流活動なので偽相当温位の保存にも疑問はある。しかし、ここでは対流活動の温床場に関する、やや規模の大きな問題についての議論なので、近似としては偽相当温位は保存するとの立場をとった。

なお、筆者の観察では、これほど明瞭ではないにしろ類似の事例はいくつかある。そして、そのひとつとして、1977年7月10~11日の場合には、関東平野で新たに降雨帯が発生するのに数時間先行して、その近傍に地上風の収束帯が形成される事が見出されたが(櫃間・上坂、



第8図 850 mb 面および北陸から関東の鉛直断面における気流の状態を示すモデル図。

1979), そのような現象への説明としても、このモデルは適用できそうである。しかし、その問題は場所を改めて論ずることとする。

謝辞

この研究における、気流が本州中部山地を迂回するというアイデアは、最初のヒントを、孤立峰を迂回する風に関する荒川正一博士のご研究(荒川, 1971)に得た。また、本研究の大部分は、筆者が新潟地方気象台に在勤中に為されたが、作図・解析作業に同気象台の大平銀司郎氏のご協力を得た。さらに、資料収集に当たって、彦根地方気象台の仲正男氏や、秋田から福岡の各気象レーダサイトのご協力を得た。これらの諸氏にここで改めて感謝を述べたい。

文献

荒川正一, 1971: 局地風, 天気, 18, 103-115.
 荒川正一, 岡野 誠, 1976: 山を越す寒冷前線に関する数値実験, 研究時報, 28, 1-10.
 櫃間道夫, 1978: 本州中部を南下する降雨帯が足踏み後ジャンプする現象についての一考察, 1978年度春季大会講演予稿集, 100 pp.
 —, 上坂慶正, 1979: アメダスの風・気温データを雨予報に利用するための事例研究, 研究時報, 30, 207-212.
 野村正徳, 1968: 寒冷前線に伴う線状エコーの解析, 昭和43年東京管区地方研究会誌, 54 pp.