

冬の北陸地方における 7~9 時間 周期の中規模じょう乱の解析*

青 木 孝**

要 旨

1963年1月18日に北陸地方で発生した中規模じょう乱について、地上気圧の調和解析および気圧の9時間移動平均値からの偏差値を用いた中規模解析を行なった。その結果、7~9時間周期のじょう乱の存在が明らかになった。冬の北陸地方では、降水や気圧の変化にはこの周期の変動がひんばんに現われている。

1. はしがき

北陸地方における豪雪の研究は、以前から数多くなされてきた。特に1963年から5年間は北陸豪雪の観測が行なわれ、この観測結果に基づく多くの研究が報告されている¹⁾。

降水と密接に関連している上層寒れうず付近に観測される中規模じょう乱は、地上気圧場には2~3時間の周期があることが松本等(1967)²⁾により指摘されている。一方、力武(1968)³⁾は降水量や地上気圧場には2~3時間周期のほかに、さらに長い周期の変動もひんばんに現われていることを報告している。

ここでは1963年1月18~19日の豪雪特別観測の資料を用い、

(i) 地上気圧の周期解析から7~9時間周期の変化が大きいこと

(ii) 9時間移動平均値からの偏差値の分布図より7~9時間周期の変化に対応した中規模じょう乱が存在することを示す。

なお、この日の解析は二宮・秋山(1965)⁴⁾によってもなされているが、ここでは別の観点から解析を試みた。

2. 総観的な気象状況

本文で解析した1月18日には寒気のドームが日本海上にあり(第1図a)、じょう乱はこのドーム内に発生している。この地域はさらに詳しくみると500mb図における寒気の境界付近で、じょう乱の発生した時間に最も

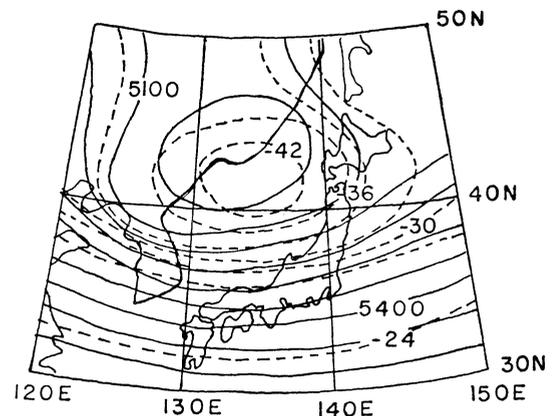
近い18日15時のエマグラムを第1図bに示す。これによると寒冷渦の境界面の傾斜は高山—輪島間が約1/200、輪島—新潟間が約1/50である。なお、この傾斜を求めるにはラジオゾンデの気球の位置の補正をしてある。

風速の最大は高山の460mbにあり、W63m/secである。風の低気圧性シャーは輪島—新潟間で大きく、490mbでは $5 \times 10^{-4} \text{sec}^{-1}$ の大きさである。本文で行なった調和解析で7~9時間周期の振幅の大きいのはこの地域に該当していることを付け加えておく。

3. 地上気圧の周期解析

(i) 調和解析

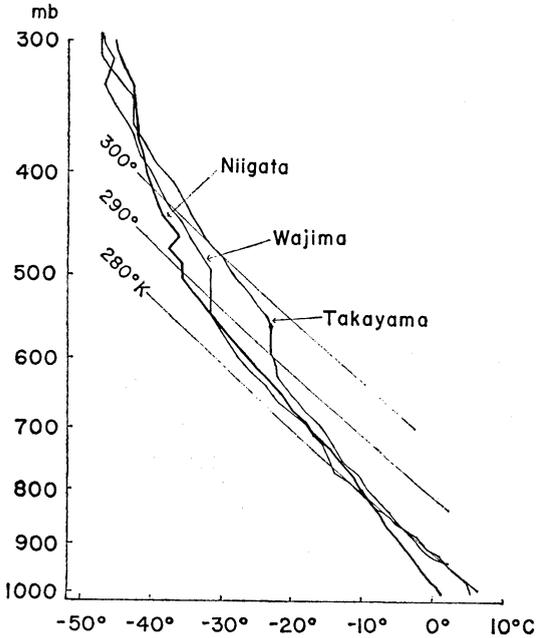
地上気圧には高低気圧によるじょう乱、日変化や大気潮汐による周期的変化、中規模じょう乱による短周期の変動など種々のものが含まれている。本文で解析した7~9時間の周期的変動に類似するものには、大気潮汐の



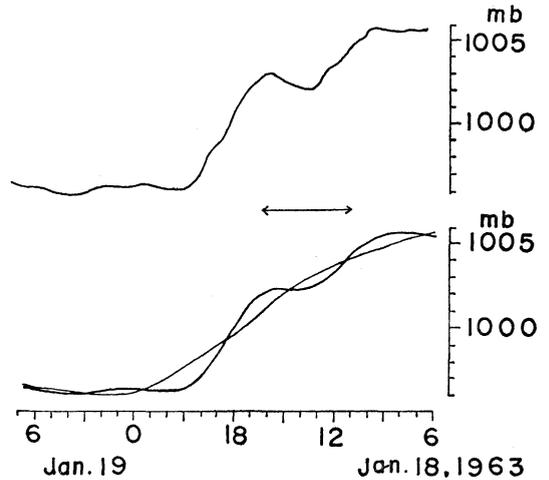
第1図a 1963年1月18日21時 500mb 天気図
実線は等高線、破線は等温線を示す。

* An Analysis of Meso-Scale Disturbance of 7-9 Hour Period in Hokuriku District in Winter

** T. Aoki 東京航空地方気象台
—1969年5月12日受理—



第1図b 1963年1月18日15時の新潟、輪島、高田の状態曲線



第2図 新潟における気圧変化図 (1963年1月18日)

上段はなまの地上気圧，下段の太い線は3時間移動平均をしたもの，細い線は9時間移動平均をしたものを示す。

8時間周期がある。しかし、この振幅は中緯度においては0.2mb程度である (Wilkes, 1949)⁵⁾。ところが、1963年1月18～19日の豪雪時の気圧変化は、第2図の矢印で示した付近では大気潮汐の8時間周期の値よりもはるかに大きな振幅をもっている。

そこで周期成分の振幅の大きさを調べるために北陸地方の8地点について、1963年1月18日7時～19日6時の毎時の地上気圧の値を使い、24項の調和解析を行なった。

その結果 (第1表) によると8時間周期成分の振幅は

どの地点でも大気潮汐の振幅より大きく、新潟・高田・相川・糸魚川 (第3図参照) では特に大きいことが目立っている。

(ii) 移動平均法による周期解析

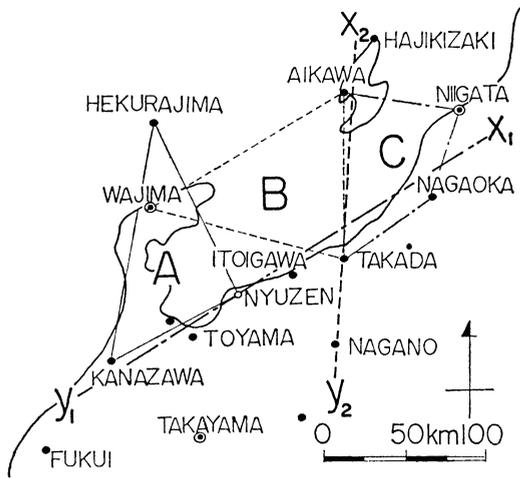
8時間程度の周期の存在を確かめるために移動平均法 (松本, 二宮, 1965)⁶⁾ を用いた。

まず、地上気圧の毎時の値を9項の9時間移動平均を行ないそれからの偏差を求めた。しかし、実測値には前述したように2～3時間のじょう乱が含まれているので3項の3時間移動平均を行ない短周期の変動を取り除いた。この一例として新潟における9時間移動平均値と3

第1表 地上気圧の周期解析結果 (1963年1月18日7時～19日6時)

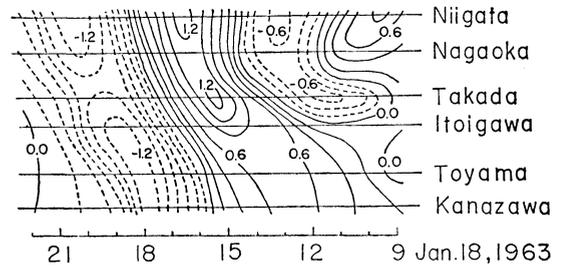
	24時間	12時間	8時間	6時間	4.8時間	4時間	3.4時間	3時間	2.7時間	2.4時間	2.2時間
新潟	4.7	1.1	1.8	0.5	0.6	0.7	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4
高田	4.0	0.6	1.3	0.8	0.8	0.5	0.4	0.4	0.3	0.0	0.3
相川	4.9	0.9	1.5	0.5	0.8	0.4	0.9	0.3	0.4	0.5	0.7
糸魚川	3.8	0.9	1.0	0.7	0.5	0.5	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3
富山	3.5	1.2	0.5	0.6	0.5	0.6	0.2	0.4	0.2	0.3	0.1
輪島	3.8	1.2	0.6	0.7	0.4	0.5	0.4	0.2	0.3	0.2	0.3
舭倉島	4.5	0.9	0.7	0.7	0.5	0.7	0.3	0.4	0.5	0.6	0.6
福井	3.5	1.8	0.8	0.8	0.7	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.3

(単位 mb)

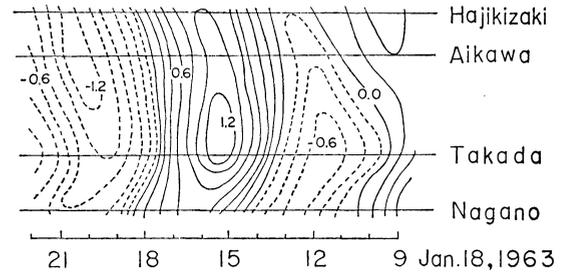


第3図 観測所分布図

二重丸は高層観測地点、黒丸は地上自記記録のある地点、 $X_1 Y_1$, $X_2 Y_2$ は第5図の断面図の走向、三角A、Bと四角形Cは地上風を用いて発散を求めた地域(第8図参照)を示す。



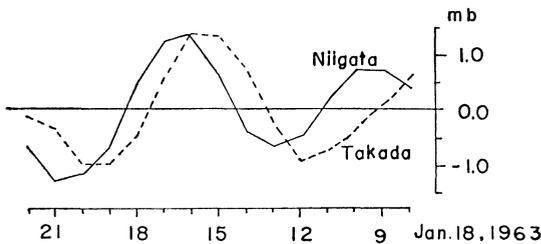
a



b

第5図 偏差値の断面図(1969年1月18日)

a図は第3図の $X_1 Y_1$, b図は $X_2 Y_2$, 等値線は0.2mbごとに描いてあり、実線は正、破線は負の値を示す。



第4図 高田, 新潟の偏差値の変化図(1963年1月18日)

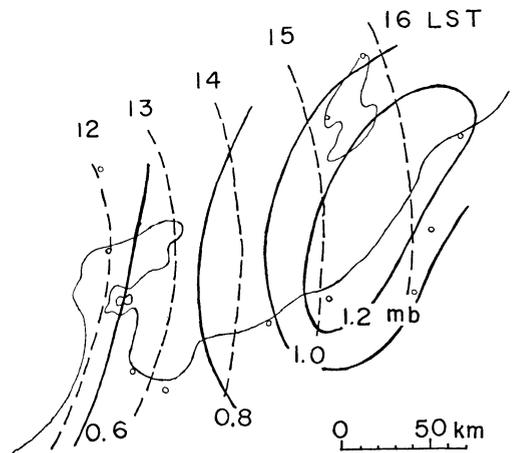
地上気圧の3時間移動平均をしたものから9時間移動平均をしたものを引いた値を示す。

時間移動平均値の変化を第2図の下段に示す。

次に、3時間移動平均値の9時間移動平均値からの偏差を求めたものの一例を第4図に示す。この図の新潟(実線)、高田(破線)には明らかに7~9時間の周期が見られる。この図では新潟と高田とで約1時間の差があるが、これはじょう乱の西からの伝ばんのためである。

4. 中規模じょう乱の解析

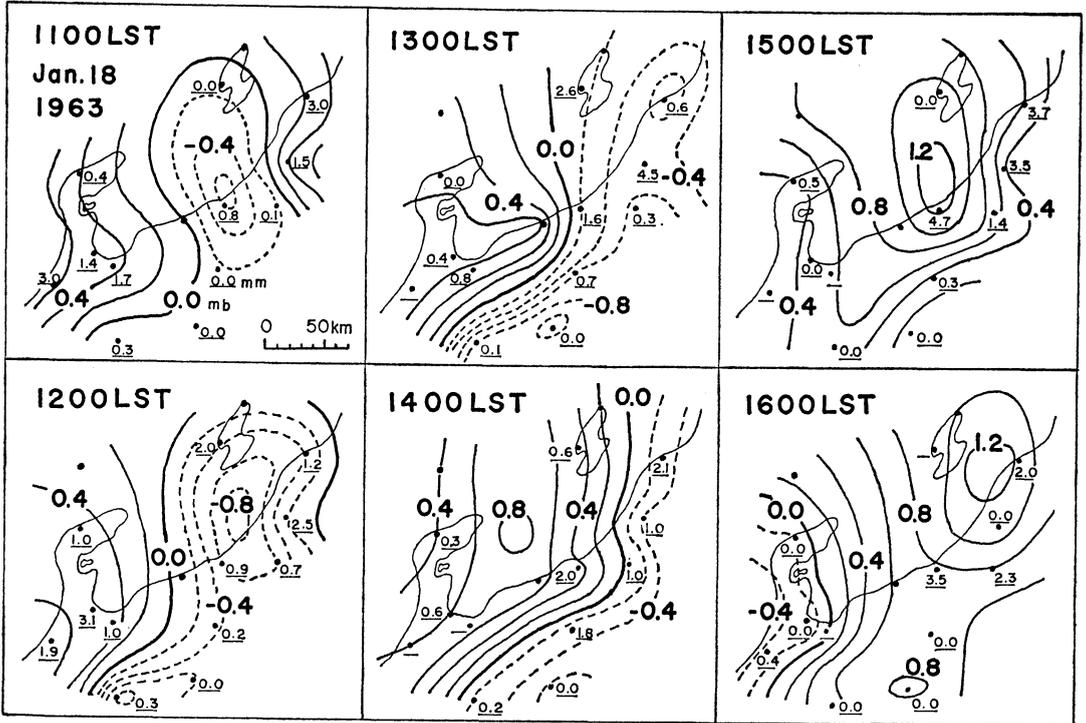
地上気圧の3時間移動平均値の9時間移動平均値からの偏差値を用いて作った時間断面図(1月18日9時~22時)を第5図a, bに示す。この図の等値線は0.2mbごとに描いてあり、破線は負、実線は正の偏差値を示している。第5図aの観測点は日本海沿岸に沿って大体西南西から東北東(第3図の $X_1 Y_1$ の断面)に並び、第



第6図 じょう乱の移動(1963年1月18日)

破線は7~9時間周期のじょう乱の移動、実線は各地点の正の偏差値の最大値の分布を示す。

図bの観測点は南北(第3図の $X_2 Y_2$ の断面)に並んでいる。b図ではほぼ同じ時間に通過しているが、a図では通過時間が各地点で異なっている。この二つの図から、12時から17時頃に通過したじょう乱は南北に伸びたも



第7図 偏差値の分布図 (1963年1月18日11～16時)

実線は正、破線は負の値，アンダーラインを施した数字は前1時間の降水量(単位 mm)，なお等値線は 0.2mb ごとに描いてある。

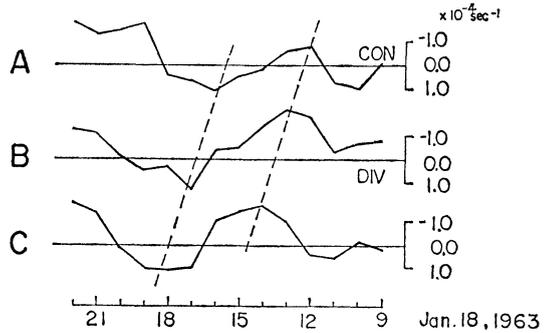
ので，西方から進行してきたものであることが推定される。

第6図はこのじょう乱の正の偏差の最大値の分布(実線)とじょう乱の移動(破線)を示す。じょう乱は毎時50km 程度の速さで進行し，新潟県中部沿岸付近で最も発達している。

以上の解析を参考にして，7～9時間周期のじょう乱の空間分布を見るために，18日11時～16時(第2図矢印の期間)の毎時の偏差値の分布を第7図に示す。この図の等値線は0.2mb ごと，実線は正，破線は負の値，アンダーラインを施した数字は前1時間の降水量である(単位は mm)。気圧偏差値と降水量には特に著しい関係は認められない。

地上風を用いて第3図のA, B, Cの3の地域について水平発散を求めると，第8図のように発散，収束も西から東へ移動している。地上風による水平発散の時間変化の周期は，地上気圧における周期変化と比べて若干周期が短い。両者の周期のずれや関係の有無についてはさらに検討したい。

1970年1月



第8図 水平発散量の時間変化 (1963年1月18日)

発散は地上風の10分間平均値を用い，第3図のそれぞれの地域について求めたもので面積補正は施していない。なお，A, B, Cの面積はそれぞれ $4.7 \times 10^3 \text{ km}^2$ ， $6.2 \times 10^3 \text{ km}^2$ ， $4.8 \times 10^3 \text{ km}^2$ である。

5. むすび

以上の解析により，7～9時間周期のじょう乱はある一つの地点だけの変動だけでなく，天気図上で偏差値の分布として表現でき，その移動の状態もわかった。なお

本文では1963年1月18日のじょう乱について解析を行なったが、これと同様の周期の変動が数多く見られるので、さらに他の例についても解析を行ないたい。

この報告は気象大学校在学中に卒業研究として行なったもので、気象大学校力武恒雄教官の絶えざる御指導と激励に深く感謝いたします。また多くの有益な助言をいただいた同校荒川正一博士および本稿の閲読をして下さいました東京航空地方気象台中山章予報官の御厚意に対して厚く御礼申し上げます。

引用文献

- 1) 気象庁, (1968): 気象庁技術報告第66号北陸豪雪調査報告.
- 2) Matsumoto, S., K. Ninomiya and T. Akiya-

ma, (1967): A Synoptic and Dynamic Study on the Three Dimensional Structure of Mesoscale Disturbances Observed in the Vicinity of a Cold Vortex Center, J. Met. Soc. Japan, **45**, 64-82.

- 3) 力武恒雄, (1968): 北陸の降雪に関する中規模じょう乱の解析, 研究時報, **20**, 339-354.
- 4) 二宮洗三, 秋山孝子, (1965): 1963年1月18日の北陸豪雪のメソ解析, 研究時報, **17**, 641-654.
- 5) Wilkes, M.V., (1949): Oscillation of the Earth's Atmosphere, Cambridge Univ. Press, London and New York, 7-15.
- 6) Matsumoto, S. and K. Ninomiya, (1965): Mesoscale Disturbance Observed in the Vicinity of a Cold Vortex Center, Papers in Meteor. and Geophys., **16**, 9-22.

[書評]

和田英夫: 長期予報新講

(地人書館, 新気象学叢書, 234頁, 800円)

著者和田博士の長期予報に対する哲学は冒頭の小論「長期予報の展望」に明確に打ち出されている。すなわち、時間空間スケールの大きい気象現象を扱うには常に大気大循環の立場から考え、まず平均状態の統計的記述とその維持機構の物理的解釈を行い、次いでそれからの偏差を予測する方法を探究してゆこうとするものである。従って本書の構成も大気大循環とその特性の記述に十分の頁をさき要を得た資料の選択により Climatology としての手際良いまとめを示しつつ極東の循環と日本の季節、気候変動の各章へと進む。かねてより成層圏循環に深い興味と関心を示している著者はまた、同様の見地から突然昇温や26か月周期の問題についても詳しい議論を展開している。一方、長期予報の技術の章では先人の苦勞の跡が生々しく行間に滲み出ているが、そこにおいても相関法、周期法、類似法などの統計的手法から力学予報へ移る過渡期としての相関シノプティックスのような新しいものが提示されている。

このように本書では長期予報に関し常に大気大循環論の目を通して現象を見てゆくという姿勢がはっきりと伺われる。このことは、過去の長期予報がどちらかと言え

ば単なる形態学に留まっていたのに比して大きな特色であると言えよう。

しかし力学予報としての長期予報というものを更に強く打ち出すには、大気大循環の機構の理解に波動論としてロスビー公式しか出て来ないのはいかにも物足りなく、定性的にせよ傾圧波動の特性に関する記述はぜひ必要に思われるし、あるいは又、数値予報と大気大循環数値実験との融合に際して常に問題となる predictability に関しても、その基本的な考え方と可能性について長期予報の立場からの議論が欲しかった、と言えは無理な注文に過ぎるであろうか。

著者はあとがきの中で本書が専門書とも解説書ともつかぬものになったと謙遜されてはいるが、初めてこの分野に触れる人のみならず現場の予報に携わっている人にも一読して益するところが多いであろう。そしてそれは同時に気象業務としての予報においても基礎的な学問が常に不可欠であることの警鐘ともなっているように私には思われるのである。

[廣田 勇]