寫眞 7 と寫眞 8 は第 10 圖と第 11 圖を描くために行つた山嶽模型の氣流實驗寫眞で模型に對する風向指針の状態を知る事が出来る、寫眞 7 は指針の通過線 2 に寫眞 8 は通過線 7 に相當する。寫眞 7 に於ける指針の動きは寫眞 8 に比して變化烈しく上下振動の外に水平角の變化も見られ渦動の爲め廻轉状態となつてゐるものもある。模型山嶽の像の重複してゐるのは前記谷模型の實驗寫眞の場合と同一理由に依る。

結 尾

風向指針なるものを用ひて山嶽模型の氣流實驗に應用して山嶽氣流地圖を作るための一手段とする事を述べたのであるが實例として掲げた實驗結果は何れも模型から一定の高さに於ける面に就てのみ行つたものである。今高さを異にした場合に於ける測定をも行ふなら各高さに相當する面に就ての氣流圖が作られるから上空のみで無く谷間に於ける氣流状態迄も立體的に表はす事が出来る。前記の谷模型の實驗や山嶽模型の實驗結果は何れも單に實例として此處に掲げたに過ぎないのであつて精密なる此種氣流實驗の詳細に關しては他日に譲る事とする。以上

上 層 推 算 等 壓 線 と 長 期 豫 報*

高 橋 浩 一 郎

1. 緒 言 上層の氣流が天氣の推移を支配する事は所謂ストイエルングの法則⁽¹⁾として知られて居り、従つてその模様が天氣の長期の變化と關係がある事は想像にかたくない。ドイツでは既に數年前からパウルが上層氣流に依つて長期豫報⁽²⁾を行つてゐるし、我國でも荒川博士⁽³⁾の試みがないでもない。然しこれを實行するにはいろいろ考ふべき問題があり、日本とドイツでは天候の状態にしても大きな差違がある故そのまま真似るわけにはゆかない。例へば上層氣流の高度として何處をとつたならばよいだらうかと云ふ如きその一例である。

2. 推算等壓線 上層の氣流を見るには測風氣球を上げるか、又はラヂオゾンデに依り氣壓を觀測し、等壓線を引けば容易にわかる。然し、この方法は時に工合の悪い事もある。例へば天氣の悪い時は測風氣球はあげられないし、又ラヂオゾンデは高價なもので技術も必要であるからそれ程多く上げる事が出来ない。この様な場合に用ひられる方法は推算氣壓であつて、本邦でも明治時代か

* K. Takahasi: Isobars in the Upper Layer of the Atmosphere and Long Range Weather Forecast. 中央氣象臺彙報.

(1) 荒川: 天氣豫報に關する最近の思潮. 本誌, 16, 219, 昭和 13 年.

(2) 同上及び荒川: 上層天氣圖に就いて. 本誌, 18, 35, 昭和 15 年.

(3) 荒川: 上層氣流の大勢と長期豫報. 天氣と氣候, 7, 444, 昭和 15 年.

ら佐藤氏の研究⁽¹⁾があり、又藤原博士等⁽²⁾の推算等壓線の天氣豫報に對する應用例が澤山にある。この方法は又アメリカ邊り⁽³⁾などでも古くから研究されてをり推算等壓線と上層氣流がよく一致する事が示されて居り、又最近でもドイツ⁽⁴⁾などに於いてもその有用性が再認識されて居る。

又最近のラヂオゾンデに依る觀測と推算値とを比較して見ても相當に良く一致し、誤差の平均が三千米邊りでは3耗位の程度の様である。もつと下層ではこの誤差はさらに小さい。又推算値に入つてくる誤差から見積つても誤差の程度はこれ位のもので、勿論精密な事は判らないが、上層氣流の大勢を見るには充分役に立つ。依つて我々は推算等壓線で上層氣流に代用させる事にする。

3. 上層氣壓の特性 さて、上層氣流を長期の豫報に應用する場合に當つて重要な事は上層氣流が天氣の大勢を表しその變化が比較的小さく規則正しいと云ふ事であらう。この事は換言すれば日日の氣壓の變化が比較的小さいと云ふ事と同じである。例へば夏は日々の氣壓の變化が小さく氣壓配置の大勢が割合長く持續し、従つて天氣豫報も割合長期にわたるものが出せるのは良く經驗をする所であらう。それで地上、1000 米、2000 米、3000 米、4000 米の毎日の氣壓を地上の一日平均の氣壓及び氣溫から推算し、毎日の差の標準偏差を勘定して見た。次の表が年全體にわたつての値である。

第 1 表 上層氣壓の日々の變動性(耗)

	父 島	紗 那	東 京	臺 北	新 京
地 上	1.52	5.40	2.10	1.30	1.80
1000 米	1.39	2.23	1.92	1.14	1.68
2000 米	1.29	2.04	1.78	1.03	1.60
3000 米	1.20	1.96	1.69	1.04	1.60
4000 米	1.19	1.88	1.61	1.12	1.66

この表で氣がつく事は 3000 米乃至 4000 米位の所がもつとも變動性が少い事である。これは推算値ばかりでなく、實測を用ひて調べたものでも同じ結果となつて居る。この事は甚だ大切な事で普通の教科書には成層圏邊りの氣流は割合一定して居り、従つてその氣流の大勢が天氣の長期の變化の模様を示すが如き感と與へる。又パウルの上層氣流に依る長期の豫報でも材料がないから成層圏の氣流の代りに 5000 ベルクの高度の氣壓配置をとつたと云つてゐるが、この點から見るとなほ考ふべき點がないでもない。

上の事實は又、大氣中の移行現象が地表と上空、例へばトロポーズ邊りで一番大きく、その中

(1) 佐藤順一：氣象集誌，第 25 年，明治 39 年。

(2) 藤原，關口：推定 3000 米等壓線と我國の天氣。本誌，第 38 年，8 號，大正 8 年。

(3) C. L. R. Meisinger: Concerning the accuracy of free-air pressure maps, Month. Weath. Rev. 50, 1922.

(4) G. Schinze und R. Siegel: Die Großräumige Höhenströmungskarte, Arch. Deutsch. Seew. 58, Nr. 2, 1938.

間に最も小さい層がある事と同じ意味と思はれる。この層の大勢が天候の長期の状態を表し、又ストイエルングで云ふ上層氣流と云ふのもこの高度をとるのが一番良い様に思はれる。勿論この高さは季節、場所に依つても違ひ、さらにこまかく云ふならば個々の場合に違ふであらう。低氣壓や高氣壓にもいろいろの高さのものがあるからである。しかし平均のこの高度を四季にわけ求めて見ると次の表の如くなる。

第 2 表 氣壓變動の極小の高度 (杆)

	父 島	紗 那	東 京	臺 北	新 京
冬	3.3	4.6	6.0	2.5	2.3
春	4.0	6.0	4.5	2.5	4.3
夏	3.5	2.4	3.5	3.3	1.6
秋	3.3	5.0	4.2	2.5	2.8

上表の値の中、4 杆以上は外挿で求めたのであり、確かなものではないが、大體の程度はうかがへるであらう。上述の様に、季節や所に依つて随分違ひ、2 杆から 6 杆位のひろがりがある。そして季節の變り目に慨して大きい事がうかがはれる。しかし、平均は 3000 乃至 4000 米位で、今迄上層推算等壓線として 3000 米邊りがもつとも工合が良いとして利用されてゐた理由の一つは此處にある様に思はれる。

4. 3000 米推算等壓線と天候の變化

以上の結果、又存來の研究に依ると 3000 米邊りの氣流の状態が天候と關係が最も大きいらしいので、この等壓線を作り天候の變化と關係があるか否かを調べて見た。方法は昭和 14 年から 16 年にかけての 5 日おきの 3000 米推算等壓線をひき、それに内地數ヶ所のその後 6 日間の天氣の推移をかき入れて等壓線の型に分類した。地上等壓線では型が非常に澤山出来るが、3000 米推算等壓線では偏西風が強くなるので比較的型の數は減る。その結果は季節に依つて随分違ふが次に全體を通じての大勢を述べると次の如くである。

- (1) 等壓線が真直ぐで曲りが少いと似た天氣が続く。
- (2) 等壓線が波狀になつてゐると天氣の變りが早い。
- (3) 高氣壓の周邊は天氣が悪い。
- (4) 夏の南高北低型は晴が続く。
- (5) 等壓線が急に混んでゐる所は悪い天氣がつづく。
- (6) 南西氣流は概して天氣悪く、北西氣流は概して天氣良し。
- (7) 等壓線が混んでゐると天氣の變り早し。
- (8) 帶狀高氣壓内では晴が続く。

次に代表的な型數例について述べよう。

第 1 圖は冬期の例で、この様に等壓線が真直ぐだと似た天氣がつゞき、裏日本は天氣悪く、表

日本は天氣が良い。しかし西部は高氣壓の周邊になるので天氣は愚圖つく。

第2圖はやはり冬季の例で南西部に波狀の等壓線が出来た型となつて居り、大體この波の頂點に低氣壓があつて北東に進み、西部から雨になつて後順調に回復する。

第3圖は春の例で、初めは南西の氣流で天氣が悪いが、後北西の氣流の内に入り天氣良くなる。但し北部日本海側は悪い天氣がつづく。

第4圖は春の例で、西部は高氣壓の周邊にあり、且等壓線が波狀になつてゐるので天氣が週期的に變化する。

第5圖は梅雨期の例で、北部は南西の氣流の内に入り、且等壓線が眞直ぐなので悪い天氣がつづくが西部は高氣壓域内にあるので天氣つづく。

第6圖はやはり梅雨期の例で、北西氣流内にあり、等壓線が眞直ぐなので晴が続く。

第7圖は夏の例で、高氣壓が帶狀に東西にのびてゐるので天氣が続く。

第8圖は夏の例で、南西氣流内にあるので愚圖ついた天氣が続き、颱風などが小笠原高氣壓の周邊をめぐる爲天氣が週期的に變る事多し。

第9圖は夏の例で、南西氣流と北西氣流が衝突して一般に天氣悪いが一時良くなり、又その後愚圖つく事多し。低氣壓がこの衝突面に沿ひ動く事多し。

第10圖は秋の例で、等壓線が眞直ぐなので似た天氣がつづき、西部は氣壓傾度がゆるやかなので概して良い天氣が続き、北部は等壓線が急に混んでくるので愚圖ついた天氣が続く。

第11圖は秋の例で、西から天氣良くなり二、三日は持つ。但し裏日本は天氣悪し。

第12圖は秋の例で天氣は西から悪くなり、週期的に變化する。

以上が大體今迄に得た特徴の一部である。勿論實際の豫報に使用するにはもつと澤山の例を調べておかなければいけないが、大體これだけを頭に入れ、推算等壓線を眺めると、かなりまで長期豫報が可能の様である。又上に得た結果は氣象學的に解釋出来る事も多くある。

5. 推算等壓線型と天候の關係の氣象學的考察

まづ前節(7)は等壓線がこんで居る時には上層氣流が早い故、氣塊の動きが早く、従つて天氣の變りが早いのは當然である。

(6)は南西氣流が温かい、且濕つた空氣を上空に吹きこみ、北西氣流が冷たい乾燥した空氣を吹き込む爲前者は天氣悪く、後者は天氣が良いとして説明出来る。

(1)と(2)の等壓線が眞直な時似た天氣がつづき、波狀の時週期的に變るのは、低氣壓の波動論から見れば説明つく。前者は波動が起きて居らず、従つて低氣壓がない故天氣が變らないが、後者は上層に波動がおきて居り、低氣壓が次次に現れるとすれば良い。

次に(3)と(5)は大體同じ様な理由で説明出来る。即ち、この事は地上で氣壓が大體補償してゐ

第 1 圖

第 3 圖

第 5 圖

第 2 圖

第 4 圖

第 6 圖

第 7 圖

第 9 圖

第 10 圖

第 8 圖

第 10 圖

第 12 圖

る事を考へれば、暖氣塊と冷氣塊とが接觸し、フロントルゾーンになつてゐる事を物語る。従つてここで天氣が悪いのは當然である。

(8) は高氣壓内にあり、等壓線が東西に走つてゐるから天氣東行の法則に依つて容易に説明がつく。

(4) も高氣壓内になり、且夏の標準型となる故安定した氣壓配置となるとして説明がつく。

6. フロントルゾーン

以上で前に得た特性が大體説明出來たが、フロントルゾーンについては猶少しく考察をして見る必要がある様に思はれる。フロントルゾーンで天氣が悪いと云ふのは二様に解釋出来る。一つは擴散と云ふ立場から、今一つは安定度からである。

第 1 の立場から眺めて見よう。暖かい氣塊と冷たい氣塊とが接解してゐるとする。そして水蒸氣の水平方向の流れを考へて見るに、單に流れだけでは水蒸氣が移動するだけで蒸發も凝結もない。收斂や發散がある場合にこの様な事が起るのであつて、水平方向の擴散現象だけを考へると、この項は

$$m = \nu \left(\frac{\partial^2 \sigma}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \sigma}{\partial y^2} \right) \quad (5.1)$$

の形式で與へられる。但し ν は水平方向の渦擴散係數、 σ は大氣中の水蒸氣の量、 m は收斂發散を表し、正が水蒸氣の收斂を意味する。收斂が大きい所は水蒸氣が集まるから天氣悪く、發散の區域は天氣が良い。即ち天氣が悪い爲には水蒸氣量の第二次微分係數の値が大きい事が必要であり、フロントルゾーンの又はフロントの性質はこの値で特性づけられる様に思はれる。尙一般に温度と冷氣中の水蒸氣量は平行して變るから σ としては温度をとつても差支へない。

數值的の例を上げて見よう。 ν では實際の例に就いて當つて見ると大體 10^8 乃至 10^{10} C.G.S.⁽¹⁾ と考へられる。 σ としては單位面積中の水蒸氣の質量をとると、地上の水蒸氣張力と略々比例し、

$$\sigma = 0.21 E \quad (5.2)$$

となる。但し σ の單位は瓦、 E は耗である。(5.2) を (5.1) に入れると水蒸氣張力に關する式が得られ、 E の分布として次の式をとつて見よう。

$$E = E_m + \frac{2\Delta E}{\pi} \tan^{-1} \frac{y}{y_0} \quad (5.3)$$

しかるとき、(5.1) は

$$m = -\frac{0.42}{\pi} \nu \frac{\Delta E}{y_0^2} \frac{y/y_0}{\{1 + (y/y_0)^2\}^2} \quad (5.4)$$

となる。従つて m の極値は $\frac{y}{y_0} = \pm \frac{1}{\sqrt{3}}$ の所で起り、その値は

(1) 高橋：極東亞細亞に於ける春季の天候變遷の動氣候學的觀察。本誌，19，67，昭和 16 年。

$$m = \pm 0.043\nu \frac{\Delta E}{y_0^2} \quad (5.5)$$

となる。そして暖かい空氣塊と冷たい氣塊と接觸してゐると冷たい氣塊で收斂，暖かい氣塊で發散があり，従つて冷たい氣塊の方で天氣が悪い事を知る。 ΔE を 5 耗， $\nu=10^9$ とすると， $y_0=100$ 耗の時 1 日に付き 1.8 耗の降水を起す程度となる。

(5.5) からわかる事は y_0 が小さくなり，フロンタルゾーンの性質が顯著になると水蒸氣の凝結量が大きくなり，従つて天氣が悪くなる事が伺へる。そして，この性質は地上の氣壓が略々補償されてゐると考へれば上層等壓線には等壓線が局部的に混むと云ふ性質として現れる。又第 2 圖の波狀の等壓線で天氣が悪くなるのも，見方に依れば南方に暖前線が侵入して來た意味にも解釋出來よう。

次には似た様な事ではあるが力學的の立場から觀察して見よう。冬季のシベリヤ高氣壓や夏季の小笠原高氣壓から見ると，日本附近の低氣壓や移動性高氣壓は比較的小さく，見方に依つては一つの微渦とも考へられよう⁽¹⁾。丁度大氣の環流を觀察する場合，極前線の高，低氣壓を微渦と考へる様なものである。この立場から考へると，大きな一般氣流から水平方向の運動量の擴散に依つて失はれる勢力は低氣壓の勢力を養ふと考へられる。これは⁽²⁾

$$\Phi = 1 \left\{ 2 \left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 \right\} \quad (5.6)$$

で表はされる。但し， u, v は速度の x, y 分速である。問題を一次元にとつて勢力の變化量を調べて見ると

$$\Phi = \nu \left(\frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 \quad (5.7)$$

となる故， $\nu=10^9$ C.G.S., $\partial u/\partial y=10^3$ cm/sec ÷ 200 km とおくと 1 日に付き 6.5 m/sec の風速になるだけの變りがある。従つて十分に低氣壓を養ふに足る勢力の補給があり，又風速の傾度の急な所に低氣壓が出來易く天氣が悪いのもうなづける。前の等壓線の混んだ所で天氣が悪いのはこの様な方面からも云はれる。

次には水平安定度の立場から考へて見よう。大氣の運動方程式として

$$\frac{\partial \rho u}{\partial t} = \rho l v - \frac{\partial p}{\partial x}, \quad \frac{\partial \rho v}{\partial t} = -\rho l u - \frac{\partial p}{\partial y} \quad (5.8)$$

をとり，連續の式として

$$\frac{\partial \rho_0}{\partial t} = \int_0^\infty \left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} \right) g dz \quad (5.9)$$

とおく。(5.8) より

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} \right) + l^2 \left(\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} \right) = -\nabla^2 \frac{\partial p}{\partial t} \quad (5.10)$$

(1) H. Lettau: Atmosphärische Turbulenz, 245.

(2) Lamb. Hydrodynamics, 6, 580.

となる。(5.9) を入れ

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial p_0}{\partial t} \right) + l^2 \frac{\partial p_0}{\partial t} = -g \nabla^2 \int_0^\infty \frac{\partial p}{\partial t} dz \quad (5.11)$$

となる。

此の式は右邊を外力とする振動の式で、外力との関係で安定な振動とも不安定な振動ともなる。

今一例として垂直方向には等温な大氣を考へて見よう。假定より

$$p = p_0 e^{-\frac{gz}{RT}}, \quad \int_0^\infty p dz = p_0 \frac{RT}{g} \quad (5.12)$$

なる故、(5.11) に入れ

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial p_0}{\partial t} \right) + l^2 \frac{\partial p_0}{\partial t} + R \frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 (p_0 T) = 0$$

となる。此の式の最後の項の $\nabla^2 T$ のみを大きいとして残すと、

$$\frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial p_0}{\partial t} \right) + (l^2 + R \nabla^2 T) \frac{\partial p_0}{\partial t} = 0$$

となる。従つて $(l^2 + R \nabla^2 T) < 0$ になると不安定となる。これはフロンタルゾーンに於いて起るのであつて、この様な所で上層等壓線が局部的に混む事は説明を要しないであらう。具體的な數値例をあげて見よう。温度の分布として (5.3) と類似の假定をする。そして二つの氣塊の温度差を 10°C , $l = 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ と假定する。然るとき、 y_0 の値が凡そ 400 km より少になると不安定となる場合が生ずる事が示される。この様な事は既に前に示した事があるが、現在の方が理論としてはやや改良されてゐる。いづれの考へにせよ、温度の第二次導函数が、天氣の良い悪いに効いてくる結果となるのは興味ある事で、フロンタルゾーンの強さと云ふ様なものは温度の第二次導函数をとるのがもつとも自然の様に思はれる。

以上極めて雑ではあるが上層の推算等壓線が天氣の長期豫報にもある程度迄役に立ち得る事が見込がついた。なほこの調査に當つては理崎清英、戸崎龍郎、成田弘等の諸氏に御援助を頂いた。厚く御禮を申述べ。