上表より次の事実が判る。

- (1) 氣壓傾度に於ては持続月数が小さい場合には偶然の要求する所よりも出現の確率が小さい。
- (2) 一般に高度の持続に對ては其出現を偶然に基くと假定したよりも確率が大い。
- (3) 平均氣壓に於ては其持続現象が全く偶然に支配せられて居ると見らるゝ。

6. 結 論

以上の調査の要目は次の事項に歸着する。

(1) 氣壓分布の永年變化に就いては氣壓傾度の北分に 50 年以上の基本的變化が存在しそれが大氣環流系の變動と或る關係を有する事。

(2) 氣壓分布に二十二年乃至二十三年の週期的變化が著しい事、之れを用ひて調和分析によりて週期的變化を調べた。

(3) 氣壓分布の持続現象に就いては平均氣壓は全く偶然による持続現象と見らるゝが氣壓傾度は然らず其高度の持続は偶然の要求するよりも出現の確率が大いらしい。

終に此論文を代讀せられた大谷技師並びに自分の考慮の足りない點に付いて御注意して下さい。編輯幹事に對して感謝の意を表したい。（昭和十年一月十三日 石巻測候所仙臺出張所に於て）

不 連 續 面 に 就 て

大 和 順 一

On the Surface of Discontinuity in the Atmosphere.

By J. YAMATO.

Abstract:—In the present paper, the angles of inclination of the surfaces of discontinuity are calculated using the observations by means of pilot balloons.

Places over the Kwantô district experienced the angles from $7'$ to $2^{\circ}40'$. It is concluded that the angles of the surfaces of discontinuity attached to developed depressions are high and much greater.

1. 緒 言

不連続線の現象が V. Bjerknes 氏によつて發見せられ、其の門下の人々に依り唱導せられてより内外多くの氣象學者に依つて實測又は理論の方面から探究が行はれてゐるが、其の割合に著しい進歩を見せず今日では寧ろ遲滯の傾向さへ見受けられる。其の源因は詳かではないが、その一因は

少なくとも高層氣象觀測の不充分なることに依るのではあるまいか。

我が國に於いては、近時高層氣流の觀測が著しく發達し可成まで吾々の欲求を滿たしてくれる様になつた。殊に昭和七年度以降、關東地方にあつては氣象臺を始め、羽田出張所、館野高層氣象臺、前橋、熊谷の兩測候所並びに陸海軍關係の所澤、下志津兩飛行學校、立川飛行聯隊、千葉氣球隊、館山、霞浦兩航空隊、横須賀鎮守府等に於ては測風氣球に依る高層氣流の觀測を實施し、就中館野高層氣象臺では風及び氣球に依り、霞浦では飛行機で高層の各氣象要素を得てゐる。之等の材料に就て不連續面傾斜角に就て調査して見た。之に依つて後日更らに不連續面の性質をしらべて見たいと思ふ。本文の材料は本臺航空氣象掛所藏の各地の報告に依るものである。

2. 不連續面傾斜角の算出方法

地表を平面と見做し、 x 軸を東、 y 軸を北、 z 軸を垂直上方に直角坐標系を採ると、空間に於ける任意の平面の方程式は

$$ax + by + cz = D$$

であたへられる。本文の目的の第一は不連續面が、ある一次平面をなすと假定して、係数を決定するにある。

扱、 x, y は地理的坐標としてあたへられ、 z は不連續面までの高さであるから、高層氣流觀測の材料に依つて風向の急變點、或は風速の不連續より認知することを得やう。而して面の傾斜角を論ずる場合には常數 D は如何なる値を取つても差支ない。便宜上之を 1 とす。かくて $P(x_1, y_1, z_1) Q(x_2, y_2, z_2) \dots$ 等の觀測點に對する實測方程式として

$$ax_1 + by_1 + cz_1 = 1$$

$$ax_2 + by_2 + cz_2 = 1$$

$$\dots\dots\dots$$

$$ax_n + by_n + cz_n = 1$$

を得る。此處に a, b, c は夫々獨立であるから最小自乘法を適用して決定する事を得る。扱てかくして平面 $f(x, y, z) = \text{const}$ を知る時は、次の關係に依りて傾斜角は算出される。

$$\tan \theta_1 = \frac{\partial z}{\partial s} = \frac{\sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}}{\frac{\partial f}{\partial z}}$$

又面が地上と切合つて形成する不連續線の方角は

第 1 圖

$$\tan \theta_2 = \frac{\partial c}{\partial y} = \frac{\frac{\partial f}{\partial y}}{\frac{\partial f}{\partial c}}$$

から判かる。今之等の関係を用ひ、昭和七年に認められた不連続面の方程式を求めて見る。(第1表)

第 1 表

番 號	観 測 月 日	不連続面の方程式 $ax+by+c=1$ の係数 ($\times 10^{-5}$)			傾斜角 θ	番 號	観 測 月 日	不連続面の方程式 $ax+by+c=1$ の係数 ($\times 10^{-5}$)			傾斜角 θ
		a	b	c				a	b	c	
1	1, 19. a	2	23	10288	8'	18	10, 5. a	86	183	10884	1° 05'
2	16. a	26	-4	7303	13'	19	12. p	-17	-11	9417	8'
3	2, 2. p	73	37	10830	1° 05'	20	13. p	-21	-29	7648	17'
4	4. p	12	19	8672	8'	21	18. p	-159	205	8879	1° 40'
5	9. a	10	23	9941	8'	22	20. p	101	40	6565	57'
6	3, 3. a	-44	16	11870	13'	23	24. p	43	10	56570	30'
7	4, 6. a	14	80	1748	2° 40'	24	26. a	62	2	9079	23'
8	6. p	158	100	9609	1° 07'	25	28. a	20	-14	6843	13'
9	29. a	25	6	6342	14'	26	11, 8. p	84	99	8382	54'
10	5, 9. a	313	395	35620	46'	27	18. a	19	9	7590	10'
11	28. a	68	82	6696	54'	28	29. a	96	6	7642	44'
12	29. a	35	13	939	19'	29	30. a	-64	130	9987	50'
13	6, 28. a	-237	-98	1316	1° 04'	30	12, 2. a	-5	29	8858	12'
14	7, 9. a	233	309	61240	22'	31	3. a	85	-61	13230	26'
15	23. a	101	6	9520	37'	32	19. a	9	4	5540	7'
16	8, 6. a	189	-195	6709	2° 18'	33	22. a	103	-27	13850	26'
17	9, 21. p	116	11	9814	41'	34	26. p	16	14	7995	9'

此の値は従来求めてあるものに比較するとかなり大きなものである。之を天気圖に就いてしらべて見るとすると、第2表の如くである。

第 2 表

a. 優勢なる低気圧に伴ふもの

番 號	傾斜角	天気圖上に 現れた不連 續線の有無	備 考
3	1° 05'	無	本州を挟み中心二つあり
7	2° 40'	有	発達せる低気圧の尾部にあり
8	1° 07'	有	同上 6p
13	1° 04'	有	顯著なる気圧の谷
16	2° 18'	有	颱風
18	1° 05'	有	有
21	1° 40'	有	発達せる低気圧
26	54'	無	{ 6a まで優勢なる低気圧に
28	44'	有	{ 生じてあり
29	50'	有	発達せる低気圧, 6p に生ず
			発達せる低気圧

b. 小低気圧に伴ふもの

番 號	傾斜角	天気圖上に 現れた不連 續線の有無	備 考
2	13'	有	不連続線は桃子附近まで達す
6	13'	有	房總、伊豆半島のさき
10	46'	有	小低気圧房總附近
11	54'	有	有
12	19'	有	{ 上の小低気圧東に移動やゝ
			{ おとろふ

14	22'	無	前日 6p まで不連続線あり
15	37'	有	低気圧發生せんとす
22	57'	有	小低気圧
24	23'	無	前日 6p まで不連続線あり
33	26'	有	小低気圧, 翌 6p に不連続線を生ず

c. 高気圧圏内に生じたもの

番 號	傾斜角	天気圖上に 現れた不連 續線の有無	備 考
1	8'	無	西高東低
4	8'	有	{ (低気圧は E 600 km にあり)
5	8'	有	{ 小低気圧に伴ひ高気圧の鞍
			{ 状部に生じたもの
9	14'	有	{ 低気圧の尾に伴ひ高気圧の
			{ 鞍状部に生じたもの
19	8'	無	不連続線は翌 6a に生ず
20	17'	有	6a に發生したれど又消えたり
23	30'	有	高気圧圏内
25	13'	有	6p に不連続線を生ず
27	10'	有	高気圧圏内
30	12'	有	有
31	26'	無	{ (前日 6p まで存在す)
32	7'	有	{ (不連続線は黄海)
34	9'	無	{ 四國南方 600k に小低気圧あ
			{ り翌 6a に不連続線を生ず

吾々は此の表より様々の事を認知し得やう。即ち第一に不連続面の傾斜角は從來考へられてゐた値よりはかなり大きい事である。而も傾斜角の大なるものは概して優勢な低氣壓に伴なつてゐるものが多い。不連続面は其のエネルギーを低氣壓に供給するものなることは既に認められた處であつて、之に依つて一應説明されると思ふ。小低氣壓に伴ふもの之より小さく、高氣壓系内に生じたものの更に小なることも同様に説明される。次に同一不連続面を時間的に距つて二度以上觀測せる場合に就いて考察して見よう。例 7, 8 及び 11, 12 に於いては低氣壓が衰へると共に傾斜角は減少して居る。又 19, 20 に於いては、始め天氣圖上に不連続線を示さぬのが傾斜角を増すと共に現はれる傾向が見えてゐる。又 28, 29 に於いては低氣壓が現状を持続した丈に傾斜角の變化も著しくない。然し 30, 31 に於いては説明し難いものである。

3. 傾斜角の理論的算出法の吟味

不連続面の傾斜角の理論的算出は早やくも M. Margules 氏⁽¹⁾に依つて試みられた。其の後誘導の道程に多少の差異こそあれ、多くの氣象學者に依つて⁽²⁾

$$\frac{\partial z}{\partial x} = - \frac{-\delta\left(\rho \frac{dv_x}{dt}\right) + l\delta(\rho v_y) - n\delta(\rho v_z) + \delta(F_x)}{-\delta\left(\rho \frac{dv_z}{dt}\right) + n\delta(\rho v_x) - g\delta(\rho) + \delta(F_z)}$$

$$\frac{\partial z}{\partial y} = - \frac{-\delta\left(\rho \frac{dv_y}{dt}\right) - l\delta(\rho v_x) + \delta(F_y)}{-\delta\left(\rho \frac{dv_z}{dt}\right) + n\delta(\rho v_x) - g\delta(\rho) + \delta(F_z)}$$

なる一般式を得てゐる。然しながら高層觀測に於て風速の加速度、摩擦及垂直氣流に關する事項は觀測してないし且つ又 $n\delta(\rho v)$ の項は二次の小さい項故無視して、一般に使用される式は⁽³⁾

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial z}{\partial x} &= \frac{l(\rho_1 v_{y1} - \rho_2 v_{y2})}{g(\rho_1 - \rho_2)} \quad \text{又は} \quad \frac{\partial z}{\partial x} = \frac{l(T_2 v_{y1} - T_1 v_{y2})}{g(T_2 - T_1)} \\ \frac{\partial z}{\partial y} &= \frac{l(\rho_1 v_{x1} - \rho_2 v_{x2})}{g(\rho_1 - \rho_2)} \quad \frac{\partial z}{\partial y} = \frac{l(T_2 v_{x1} - T_1 v_{x2})}{g(T_2 - T_1)} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1)$$

である。此處に脚符 1, 2 は夫々不連続面を境界にした二つの氣層を示す。諸、上式を用ひて霞浦にて觀測ありたるものに就いて求むれば第 3 表の如くである。あはせて此の關係を第 2 圖として示す。然しながら吾々の認め得る不連続面は劃然たる境界を有してゐるのではない。境界面は様々の擾亂を受けて急變面となつてゐる場合を認める場合が多い。従つて此の計算にあたつて此の儘此式を用ひることは餘りに不連続の現象にとらはれ過ぎる嫌ひがある。V. Bjerknes 氏等⁽⁴⁾の取扱に従ふな

(1) Met. Zeit. Hann. Band. S. 243 (1906).

(2) 藤原先生大氣物理學の notation を用ふ。

(3) 此の式に依る實例は、内田泰：氣象集誌、第二輯、第五卷、第二號。

(4) V. Bjerknes: Physikalische Hydrodynamik. § 128. (1933)

第 3 表

月 日	v_{x1}	v_{y1}	v_{x2}	v_{y2}	T_1	T_2	θ
2 22 a	0.5	1.4	1.0	-0.6	269.6	270.3	26'
3 3 a	-1.7	-1.0	1.5	-2.0	272.0	272.4	1° 07'
5 28	1.6	-1.2	-1.6	-1.2	282.1	282.2	30'
6 28	2.0	-0.2	-0.8	-2.3	278.7	279.5	36'
7 23	3.3	-0.6	-1.5	-2.2	297.3	298.1	56'
10 24	-0.6	0.3	1.4	-2.1	286.2	286.9	38'
28	1.1	0.1	1.2	0.6	286.2	282.5	3° 08'
11 29	19.6	31.4	18.2	35.6	266.8	268.8	6'
12 19	1.1	0.1	0.8	0.5	270.1	269.8	4'
22	1.9	2.2	3.3	0.0	276.3	277.1	4'

ら、近似計算として、大氣の密度及び風速は不連続面上では一致するが唯 Lapse rate が異なると假定する。扱て次の様な展開を行ふ。

$$\begin{aligned}
 T_2 - T_1 &= T_{20} - T_{10} + \left(\frac{\partial T_2}{\partial z} - \frac{\partial T_1}{\partial z} \right) dz + \dots \\
 &= \left(\frac{\partial T_2}{\partial z} - \frac{\partial T_1}{\partial z} \right) dz + \dots \\
 T_2 v_{x1} - T_1 v_{x2} &= T_{20} v_{x10} - T_{10} v_{x20} + \left(\frac{\partial(T_2 v_{x1})}{\partial z} - \frac{\partial(T_1 v_{x2})}{\partial z} \right) dz + \dots \\
 &= \left\{ \left(v_{x1} \frac{\partial T_2}{\partial z} - v_{x2} \frac{\partial T_1}{\partial z} \right) + \left(T_2 \frac{\partial v_{x1}}{\partial z} - T_1 \frac{\partial v_{x2}}{\partial z} \right) \right\} dz + \dots \\
 T_2 v_{y1} - T_1 v_{y2} &= \left\{ \left(v_{y1} \frac{\partial T_2}{\partial z} - v_{y2} \frac{\partial T_1}{\partial z} \right) \right. \\
 &\quad \left. + \left(T_2 \frac{\partial v_{y1}}{\partial z} - T_1 \frac{\partial v_{y2}}{\partial z} \right) \right\} dz + \dots
 \end{aligned}$$

之等を (1) に代入せば

$$\left. \begin{aligned}
 \frac{\partial z}{\partial x} &= \frac{l}{g} \frac{\left(v_{y1} \frac{\partial T_2}{\partial z} - v_{y2} \frac{\partial T_1}{\partial z} \right) + \left(T_2 \frac{\partial v_{y1}}{\partial z} - T_1 \frac{\partial v_{y2}}{\partial z} \right)}{\frac{\partial T_2}{\partial z} - \frac{\partial T_1}{\partial z}} \\
 \frac{\partial z}{\partial y} &= \frac{l}{g} \frac{\left(v_{x1} \frac{\partial T_2}{\partial z} - v_{x2} \frac{\partial T_1}{\partial z} \right) + \left(T_2 \frac{\partial v_{x1}}{\partial z} - T_1 \frac{\partial v_{x2}}{\partial z} \right)}{\frac{\partial T_2}{\partial z} - \frac{\partial T_1}{\partial z}}
 \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (3)$$

となる。此の式を用ひ二、三の實例に就いて計算して見ると

用ひた式 月 日	測風氣球観測 による實驗式	(1) 式	(3) 式
Oct. 28	13'	3° 08'	59'
Nov. 29	44'	6'	19'
Dec. 19	7'	4'	27'
22	26'	4'	19'

左表の如くなり何れにしても大同小異である。之は氣象要素が一様な水平分布をしてゐない爲に唯一ヶ所の材料丈では決定し得ない事を示すのであらう。又更らに實際の面は歪んでゐる爲

第 2 圖

に此様な結果を得たのかも知れない。

5. 結 語

この要旨をまとめると次の様である。

第一、不連続面の傾斜角は從來考へられてゐた値より大なること。即ち 2° 以上に及ぶものもある。

第二、傾斜角は一般に優勢な低氣壓系に伴ふ不連続面になる程大きいこと。

第三、傾斜角の算出には從來の理論に依る式では満足され難いものであること。之は氣象要素が一樣な水平分布をしてゐない爲か、不連続面の彎曲等の爲に以上本文で述べた諸假定が實際の現象に適合しない爲めにかゝる結果を得たのかも知れない。

本調査に當り始終御懇切に御指導して下さいました荒川先生に厚く御禮申し上げます。

報 告 Report

五 百 米 上 層 の 推 算 氣 壓 表

荒 川 秀 俊

Table for calculating the Atmospheric
Pressure at 500 m. Level.

By H. ARAKAWA.

地上の氣壓と氣溫とを知り、一定の氣溫遞減率を假定して Laplace の公式に據つて上層の氣壓を推算する表は種々ある。假へば、2000 米、3000 米、4000 米の上層の氣壓を推算する表は大地四郎氏⁽¹⁾が計算され、千米の分は岡崎及坪田兩氏⁽²⁾が發表されて居る。本報では 500 米の上層の推算表を掲げる。使つた公式は

$$\log_{10} p = \log_{10} p_0 - \frac{z}{18400(1 + 0.00366 t_m)}$$

である。こゝに海面上の高さ z に於ける推算氣壓を p とし、 p_0 は海面にひき直した更正氣壓、 t_m は海面上から高さ z までの推定平均氣溫である。氣溫遞減率は百米に付 0.5° とした。

(1) 大地四郎：上空各層の推定氣壓表；氣象集誌。第二輯，第三卷，十三頁（大正十四年）。

(2) A. Okazaki and H. Tubota: The Monthly Normal Isobars at 1000 and 2000 Metre Levels over Japan and Neighbouring Districts, 東京帝大理學部紀要。第一部，第一冊，第十編，pp. 379-380 (1927).