氣象集誌

第二輯 第十七卷 第八號

論 文

季節風による降水の週期的變化*

齊 藤 鍊 一

緒 論

冬季大陸から吹いてくる北西季節風は比較的溫暖な日本海上を吹走後裏日本一帯に多量の降雪を齎らし、その爲に蒙る損害は實に莫大な額にのぼるのである。この降水の原因として先づ最初に稱へられたのは、季節風が本邦の脊骨をなしてゐるところの山脈を吹上げ、從つて空氣の斷熱膨脹が起るとするのである。之を地形説と呼ぼう。其の後此地形説は、海岸を可成り距る海上にあつても猶降水がある事實を十分に説明出來ない爲に捨てられて、所謂不安定説に代へられた。これについては後述しよう。

猶其外にフロント説及び擴散説⁽¹⁾がある。然し、降水の際の氣象を調べてみるに何等著しいフロントも見出されないのであつて、フロント説は十分な根據を持たないやうに思はれる。猶、擴散説に於ては、氣溫の遞減率が斷熱遞減率を越えた場合に起るべき上下の對流を無視する點に於て、猶考究の餘地が存する。

處で、この季節風による降水を仔細に觀察してみる時、其量は日々に多少の變動を示し、而も夫は氣壓の變化と密接な關係を有することが見出されたのである。以下、其事實を確め、夫に對して二三の考察を加へてみよう。

降水量と氣壓の關係

先づ第 1 圖 a, b, c, d には昭和 4 年 1 月 18, 22, 26, 30 日の午前 6 時の天氣圖を掲げる。之等はすべて冬の氣壓配置の標準型を示して居り、猶其等の中間に當る日に於ても、日本海等に何等著しい低氣壓も見當らない。從つて此期間に於ける降水はすべて季節風によつて生じたものである。そこで、此期間に於ける日々の札幌の氣壓（實線）と 4 時間降水量（陰影を附したる部分）とを圖示してみる。その結果は第 2 圖であつて、降水量は週期的に變化し、しかも其降水時は氣壓極小乃至はそのやゝ以前に誠にきれいに現れてゐるのである。然し乍ら、上の調査は特定期間に於る特定

* R. Saitō: Periodic Change of Monsoon Precipitation. 中央氣象臺彙報.

第1圖 a 昭和4年1月18日6時

第1圖 b 昭和4年1月22日6時

第1圖 c 昭和4年1月26日6時

第1圖 d 昭和4年1月30日6時

地に於る結果であるから、之に一般的な妥當性を與へるわけにはいかないのは勿論である。よつて、觀測所としては、札幌、秋田、新潟、境の4ヶ所をとり、期間も昭和元年から同10年迄の10ヶ年に擴張する。月としては12, 1, 2月を採る。但し低氣壓による降水を除外する爲、附近に顯著な低氣壓のない場合のみを考慮する。かかる期間は

第2圖 昭和4年1月18—30日の間の氣壓と4時間降水量の關係(札幌)

昭和 1 年 1 月 4 日—1 年 1 月 11 日
 " 1 " 1 " 22 "—1 " 1 " 26 "
 " 1 " 1 " 29 "—1 " 2 " 6 "
 " 1 " 12 " 24 "—1 " 12 " 29 "
 " 2 " 1 " 20 "—2 " 2 " 3 "

" 3 " 12 " 24 "—3 " 12 " 31 "
 " 4 " 1 " 17 "—4 " 2 " 15 "
 " 5 " 1 " 4 "—5 " 1 " 12 "
 " 5 " 1 " 17 "—5 " 1 " 26 "
 " 5 " 12 " 19 "—5 " 12 " 25 "

昭和 6 年 12 月 17 日—6 年 12 月 23 日	〃 9 〃 1 〃 1 〃—9 〃 1 〃 7 〃
〃 7 〃 1 〃 13 〃—7 〃 1 〃 18 〃	〃 9 〃 2 〃 4 〃—9 〃 2 〃 13 〃
〃 7 〃 2 〃 4 〃—7 〃 2 〃 9 〃	〃 9 〃 12 〃 1 〃—9 〃 12 〃 15 〃
〃 8 〃 1 〃 19 〃—8 〃 2 〃 3 〃	〃 10 〃 12 〃 9 〃—10 〃 12 〃 16 〃
〃 8 〃 12 〃 19 〃—8 〃 12 〃 26 〃	〃 10 〃 12 〃 19 〃—10 〃 12 〃 25 〃

以上 20 期間 203 日である。之等各期間について、日々の午前 6 時の氣壓を考へ、その極小を示す日及び其前後 2 日間に於ける降水量（實線）、風速（點線）の平均を求めて圖示すれば第 3 圖が得られる。先づ降水量を見る時は、新潟に於ては氣壓極小の日のみならず其前日にも略々同量の降水量があつて極大を示してゐるが、他の各地は一樣に氣壓極小の日に極大を示し、殊に境は著しい。之によつて我々は裏日本の季節風による降雪の豫報上の一つの手掛りを得たのである。

降水量と風速の關係

上に述べた氣壓と降水量の關係について、二三考察を加へてみよう。先づ第一に考へられることは、氣壓極小の頃恰も風速が強まり、從つて山脈を吹上げる上昇氣流

が増勢するために降水が多くなるのではあるまいか、と云ふことである。事實第 3 圖の中、札幌と境は氣壓極小の日風速は最大となり、風速と降水量とは略々同一の走向を示してゐる。然るに、新潟と秋田に於ては、前 2 者と事情を異にし、氣壓極小の翌日も風速は減ぜず、秋田では寧ろ増大してゐるにも拘らず、降水量は之に反して減少を示してゐるのである。猶、一層、事柄を見易くする爲に、上述の季節風卓越する 20 期間における境と秋田の風速と降水量の關係を表示すれば、第 1 表を得る。

第 1 表 風速と降水量の關係

(a) 境						(b) 秋 田								
日 平 均 風 速	0—1 1—2 2—3 3—4 4米/秒以上					日 平 均 風 速	0—2 2—3 3—4 4—5 5—6 6—7 7米/秒以上							
統 計 回 數	27	59	42	35	40	統 計 回 數	32	27	29	29	26	29	31	
日降水量總計	4.1	5.3	7.5	8.3	9.6	日降水量總計	3.3	2.1	2.4	2.7	3.4	3.1	3.5	

此表から、境においては降水量は風速と共に單純に増加してゐるのに反し、一方秋田に於ては風速の非常に小さい時降水量多く、それより風速が増大すると降水量は一旦減少し、次に猶風速が増大するにつれて降水量も増してくることが分る。故に、境における降水量の週期的變化は山脈上昇流の強さの週期的變化によるとして説明されるが、秋田の場合にあつては猶其以外の因子の加はつてゐることを認めざるを得ない。然らば、秋田に於て風速の小なる時降水の多い事實、又降水量の極大が氣壓極小の時現れる事實は如何にして説明されるか。我々は季節風による降水の眞の機構を考へ乍ら、この現象の原因を追究してみよう。

季節風によつて雲の生ずる機構

先づ注意すべき事實は、季節風によつて生ずる雲は對流型であるといふことである。冬季札幌近郊の高い山に登つて日本海上の季節風による雲を望めば、夫等は扁平な層狀をなすものではなくして恰も夏季の積雲の如きもくもくした形をしてゐるのである。圖版第十は昭和 14 年 1 月 17 日札幌西方山岳方面に見られた處の海上より飛來した雲の寫眞である。この場合のみでなくすべて季節風雲は可成り厚さのある雲で上端は 4000 乃至 5000 米にも達してゐると考へられるのであつて、この種の雲は可成り旺盛な對流によつて生じたと斷ず可きである。

かくの如くこの雲が對流型であるとすれば雲の成因は次の様に考へられる。大陸からの氣流は北西風となつて、比較的暖い海面上を吹走して來る。その進行につれて、海面から熱と水蒸氣の供給を受け、下層は次第に溫暖多濕になり、氣溫遞減率は次第にその値を増す。しかして、遂に斷熱遞減率に達すれば、季節風の如き風速の大きい風系では直ちに上下の對流を起す。よつて、斷熱遞減率を持つ層が下層に生じ、その上には熱の擴散によつて變化はうけてゐるが未だ安定なる遞減率を保有する大陸氣塊が存在する。しかるにその進行と共に下方からは不斷に熱と水蒸氣の供給が行はれるため、斷熱遞減率層は次第に厚さを増し、其上端が凝結高度に達すれば茲に雲を生じ、しかも海面上の進行と共に對流は絶えず行はれ、從つて雲の厚さは次第に増す。

今冬季シベリア氣塊（氣溫遞減率 $\beta = 0.8 \times 10^{-4} \text{deg/cm}^{(2)}$ ）が暖い海面上を x 方向に $v = 5 \times 10^2 \text{cm/sec}$ の速度で進行する模型を考へよう。但しその場合、海面は 900 km について $14^\circ \text{C}^{(3)}$ 、即ち水平の溫度傾度 $n = 1.56 \times 10^{-7} \text{deg/cm}$ の割合で溫度が高くなつてゐるとする。すると陸地からの距離 $x \text{ cm}$ 、高さ $z \text{ cm}$ における遞減率は、渦動による傳導のみを考へると、

$$\frac{\partial T}{\partial x} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}. \quad \left(\text{但し } k = \frac{K}{v}, K \text{ は渦動傳導率} \right) \quad (1)$$

$$\text{及び境の條件:} \quad \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} = -\beta, \quad \left(\frac{\partial T}{\partial x} \right)_{z=0} = n \quad (2)$$

$$\text{より} \quad \frac{\partial T}{\partial z} = -\beta - \frac{2nz}{k} \left[-\frac{1}{2} + \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^{\frac{z}{\sqrt{2kx}}} e^{-\frac{\lambda^2}{2}} d\lambda + \frac{\sqrt{2kx}}{z} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{z^2}{4kx}} \right] \quad (3)$$

で與へられる.

今

$$\frac{z}{\sqrt{2kx}} = \alpha \quad (4)$$

と置けば, (3) 式は

$$\frac{\partial T}{\partial z} = -\beta - \frac{2nz}{k} F(\alpha) \quad (5)$$

と書かれる. 但し

$$F(\alpha) = -\frac{1}{2} + \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_0^\alpha e^{-\frac{\lambda^2}{2}} d\lambda + \frac{1}{\alpha} \frac{1}{\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{\alpha^2}{2}} \quad (6)$$

と置いた.

(6) 式から, $F(\alpha)$ は α の小なる値換言すれば x 大で z 小なる値に對しては非常に大なる正の値をとる. 即ち陸地を相當距つた海面近い場所では, 遞減率は斷熱率をはるかに越えた値になり, 上下の對流が行はれることとなる. その對流の達する高さの上限を求めよう. その爲め, 些か粗雑ではあるが, 遞減率が斷熱率を越えた部分即ち $\left| \frac{\partial T}{\partial z} \right| > \Gamma = 0.986 \times 10^{-4} \text{deg/cm}$ なる條件が満たされる下層の部分に於てのみ對流が行はれると考へよう. さうすれば, 對流層の上端は (5) 式において $\frac{\partial T}{\partial z} = -\Gamma$ と置いた

$$-\Gamma = -\beta - \frac{2nz}{k} F(\alpha) \quad (7)$$

或ひは

$$\frac{1}{F(\alpha)} = \frac{2n}{(\Gamma - \beta)k} z \quad (7)'$$

なる式によつて與へられる筈である.

先づ $F(\alpha)$ は誤差の式とその積分を含むものであるから表によつて豫め計算して置く. 第2表がそれである.

第 2 表 α に對する $\frac{1}{F(\alpha)}$ の値

α	0.00	0.02	0.04	0.06	0.08
0.00	0.0000	0.0513	0.1055	0.1623	0.222
0.10	0.285	0.351	0.405	0.495	0.571
0.20	0.654	0.735	0.826	0.917	1.020
0.30	1.125	1.235	1.351	1.471	1.600
0.40	1.736	1.880	2.030	2.190	2.350

次には (7)' 式により, z を與へれば, それに對應する $\frac{1}{F(\alpha)}$ が分るから, 第2表から逆に内挿法により z に對應する α の値を知ることが出来る. 従つて (4) 式即ち

$$x = \frac{z^2}{2k\alpha^2} \quad (4)'$$

から x と z の關係を得るのである。其等の計算の結果は第 3 表に示す通りである。但し、この場合、渦動傳導率 K の値としては、季節風は可成り擾亂の大きい風系であるから、 $5 \times 10^5 \text{ c.g.s.}^{(4)}$ なる値を採用した。

第 3 表 相異なる z に對する α 及び x の値

$z \text{ cm}$	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	$\times 10^4$
α	0.062	0.115	0.162	0.204	0.243	0.277	0.309	0.338	0.366	0.391	
$x \text{ cm}$	130	151	172	192	212	235	257	280	302	327	$\times 10^5$

之によつて對流の上限を描いたのが第 4 圖に於る實線である。之に對して、日本海上の溫度 T と水蒸氣張力⁽³⁾とから露點 τ を求め

$$H = 125 (T - \tau) \quad (8)$$

なる式により、凝結高度 H (m) を求めて記入したものが第 4 圖の破線である。

之によつてみれば、上の假定の下に於ては、陸地を距ること約 250 km の海上に於て、實線と破線とは相交る。即ちこの位置から對流層の上端は凝結の高さに達し、雲が出來初め、以後雲層は次第に厚さを増すこととなるのである。勿論この計算は單なる目の子算に過ぎず、且實際には可成り重要な海面からの蒸發を考慮外に置いてゐるが、しかも雲の出來初めの距離として 250 km なる尤もらしい値を與へ事實を可成質的に説明出来るのである。

第 4 圖 實線は斷熱遞減率層の上限、破線は凝結高度

氣壓波傳播による事實の解釋

扱、問題を裏日本に於ける降水の週期的變化に戻さう。先づ、上に述べた如く、季節風による雲の成因を對流によるとすれば、氣流が海面を疾走する時間が永ければ永い程成層は不安定となり、又一方對流の行はれる時間も永く、雲は厚さを増し、從つて降水量も増加する理である。それ故、裏日本に於ける氣壓と降水の關係は、氣壓極小の頃到達する氣流の海面上風速の小なることによつて説明されないだらうか。もし然りとすれば、氣壓極小の頃氣壓傾度の關係で恰も風速の増大するやうな觀測所(境)では、氣流の海面上に於ける對流の時間が最長であること山脈を吹上げる風速の増大の二つの原因で降水量は益々増加し、又氣壓極小の頃風速の最大に達しない觀測所(秋田)に於ても對流の時間の極大によつて降水量は増加することとなり、氣壓極小時に於ける降水の極大を何れの場合についても説明することが出来るのである。加之、秋田に於て、風速の小なる場合と大なる場合の二つの場合に降水量が大であることは、前者は對流時間の延長により、後者は山脈を吹上る風速の増大によつて理解せられることとなるのである。

それ故、以下氣壓の變化と海面上における吹走速度との關係を考へてみよう。先づ前と同様、氣

流の吹走する方向に x 軸を採る。氣壓は大陸に高く、南東方向に低くなつてゐるから、平均として

$$P - \alpha x \quad (9)$$

で現はされるとしよう。猶之に大陸方面から南東方向に週期的に傳播される氣壓の擾亂が添加される。その振幅を β , 速度を c , 波長を λ とすれば、任意の時刻に任意の場所に於ける氣壓は

$$p = P - \alpha x + \beta \sin 2\pi \left(\frac{ct - x}{\lambda} + \varphi_0 \right) \quad (10)$$

である。但し $x=0$ 即ち大陸から海上に移らうとする地點に於ける $t=0$ における氣壓波の位相を $2\pi\varphi_0$ としたのである。(10) 式から

$$-\frac{\partial p}{\partial x} = \alpha + \frac{2\pi\beta}{\lambda} \cos 2\pi \left(\frac{ct - x}{\lambda} + \varphi_0 \right) \quad (11)$$

であり、近似的に速度 v は氣壓傾度 $-\frac{\partial p}{\partial x}$ に比例するから

$$v = A + B \cos 2\pi \left(\frac{ct - x}{\lambda} + \varphi_0 \right) \quad (12)$$

と置ける。この式から、種々の φ_0 の値に對する $x=0$ から $x=x_1$ (海面を吹走した後陸地に再び移らうとする地點) 迄の平均速度を求め、その極大極小を論ずればよいのであるが、やゝ繁雜な計算を要する。よつて、ある一つの氣壓波傳播の形式に對しては海面吹走の速度は近似的に一定とし、之を V とおけば

$$t = \frac{x}{V}, \quad v = A + B \cos 2\pi \left(\frac{c-V}{\lambda V} x + \varphi_0 \right). \quad (13), (14)$$

よつて平均速度 $\bar{v}$ は

$$\bar{v} = \frac{\int_0^{x_1} v dx}{x_1} = A + \frac{B\lambda V}{x_1 2\pi(c-V)} (\sin 2\pi\varphi_1 - \sin 2\pi\varphi_0). \quad (15)$$

茲に、氣流が $x=x_1$ に達した際における x_1 なる地點の氣壓波の位相を $2\pi\varphi_1$ と置いた。即ち

$$\varphi_1 = \varphi_0 + \delta, \quad \delta = \frac{c-V}{\lambda V} x_1. \quad (16), (17)$$

$\bar{v}$ の式 (15) を (16) を用ひて書直せば

$$\bar{v} = A + \frac{B}{\pi\delta} \cos 2\pi \left(\varphi_0 + \frac{\delta}{2} \right) \sin \pi\delta \quad (15)'$$

となる。今

$$-\pi < \pi\delta < \pi \quad (18)$$

とする。(猶この條件は後に見る如く實際に満足されてゐる)。すると δ の値の如何に關せず

$$\frac{B}{\pi\delta} \sin \pi\delta > 0$$

である。従つて

$$2\pi \left(\varphi_0 + \frac{\delta}{2} \right) = (2m+1)\pi \quad (19)$$

なる φ_0 の値に對して $\cos 2\pi\left(\varphi_0 + \frac{\delta}{2}\right) = -1$

となり $\bar{v}$ は極小となる. 或ひは φ_0 の代りに φ_1 を用ひれば

$$2\pi\varphi_1 = (2m+1)\pi + \pi\delta \quad (20)$$

なる φ_1 に對して $\bar{v}$ は極小となるわけである.

ここで δ の値を概算してみよう. (17) 式より

$$\delta = \frac{x_1 c - V}{\lambda \frac{c - V}{V}}$$

なる故, 氣壓波が $x=0$ から $x=x_1$ に達する迄に要する時間を t_1 , 氣壓波の週期を T とすれば

$$\delta = \frac{t_1 c - V}{T \frac{c - V}{V}} = \frac{1}{T} \left(\frac{x_1}{V} - t_1 \right) \quad (17)'$$

と書ける. x_1 としては朝鮮北東端から新潟迄の距離 900 km を用ひ, 週期 T としては 4 日 (第 2 圖参照) を採用しよう. 氣流の速度 V は前と同様 5 m/sec とする. 次に t_1 の値であるが, 之は氣壓配置が冬の標準型を示し且つ著しい低氣壓が存在しない場合について, 氣壓波の傳播の狀況を調査し, その中で, 波の位相が擾亂されることなく傳播が明瞭に分る場合のみをとり出す. かゝる明確な氣壓波は昭和 8 年 1 月の終りから 2 月の初めにかけて 2 個, 昭和 9 年 2 月上旬に 4 個, 同年 12 月中旬に 3 個, 合計 9 個を數へる. これ等について氣壓の極が現れた時間を調べ, その差から雄基から新潟に達する時間を求めると次の第 4 表の如くである. 但し材料は中央氣象臺月報より採つたもので, 氣壓の極は 6 時, 14 時, 22 時の 3 回の値の中からとつたものであるから, 個々の傳播に要した時間 t_1 はかなりの誤差をもつてゐる.

第 4 表 氣壓波の傳播に要した時間 t_1

極	出 現 時 刻				傳播に要した時間 t_1
	雄	基	新	潟	
高極	昭和 8 年	2 月 1 日	14 時	1 日 22 時	8 時間
低	8	2	2	14	8
高	9	2	5	6	32
低	9	2	6	22	24
低	9	2	11	6	16
高	9	2	12	6	24
低	9	12	9	22	16
高	9	12	11	6	24
低	9	12	13	22	8

以上の如くその値は全くまちまちではあるが, 我々は t_1 の値としてこれ等の平均値

$$t_1 = 18 \text{ 時間}$$

を用ひることにしよう.

扱これらの數値を (17)' に代入して δ の値を求めると

$$\delta = \frac{1}{3}$$

となり、従つて (20) より

$$2\pi\varphi_1 = (2m+1)\pi + \frac{\pi}{3} \quad (21)$$

なる位相に對して平均速度 $\bar{v}$ は極小である。

一方氣流が x_1 に到達した時の氣壓は

$$p_1 = P - \alpha x_1 + \beta \sin 2\pi\varphi_1$$

であつて、之が極小となるのは

$$2\pi\varphi_1 = (2m+1)\pi + \frac{\pi}{2} \quad (22)$$

なる位相に對してである。(21) を (22) と對比してみる時、平均速度 $\bar{v}$ が極小となるのは、氣流が x_1 に達した時に氣壓が極小乃至それより僅かに以前を示してゐる場合であることが分るのである。かくして氣壓極小時に於ける降水量の極大が説明せられたわけである。

結 論

以上の結果を要約すれば

(1) 冬季裏日本に於ける低氣壓以外の原因による降水は週期的に變化し、氣壓極小の頃にその極大が現れる。

この事實は次のやうに理解し得る。先づ

(2) 季節風による雲は大規模な對流によつて起ることが經驗より知られる。

(3) 又對流によつて生ずるとした場合、海面上雲の出來初める地點の陸地からの距りとして、可成り信すべき値が計算される。

かくして季節風による雲の成因を對流に求めることにより (1) の事實は

(4) 氣壓極小の頃氣壓傾度が極大となる如き地點に於ては、氣流の山脈を吹上る速度の増大する爲、降水量は極大となり

(5) 氣壓傾度が極大とならぬ地點の降水量の極大は、氣流の海面上に滯留する時間の極大なる事によつて證明されるのである。

参 考 文 献

今までの季節風の理論については下記論文参照

(1) 岡田武松： 季節風による降水の原因説の略史。測候時報，第 5 卷，第 8 號。

石田雅生： 冬季裏日本に於ける降水狀態に就て。氣象集誌。明治 41 年 6 月。

披山大三： On the theory of monsoon-rain in the Far East. 海洋氣象臺歐文報告。第 1 卷，第 3 號。

高山四郎： モンスーンレインに就いて。海と空。第 2 卷，第 9 號，大正 11 年。

田袋喜祐英： 裏日本に於ける季節風に伴ふ降雨雪の成因に就て。氣象集誌。大正 8 年 6 月。

- 齋藤博英：季節風に依りて生ずる雲に就て，氣象集誌，第 16 卷，第 1 號，昭和 13 年。
 (2) 荒川秀俊：日本附近の各氣塊の特性，氣象集誌，第 13 卷，第 9 號，昭和 10 年。
 (3) 中央氣象臺：日本及び隣邦氣候圖による。
 (4) D. Brunt: Physical and Dynamical Meteorology. p. 224.

中支南部及南支那に於ける低氣壓發生の機構に就いて*

堀 清 一

I. 緒 言

支那大陸に發生する低氣壓に就いての調査研究は過去十數年の間に稍々進歩したが資料不足のため至極概念的の處に終つてゐる。例へば四つの型に分類して論じた L. Froc⁽¹⁾の調査，通過経路より論じた S. W. Sung⁽²⁾の調査等である。その内，Sung は北緯 20° 附近より揚子江南岸に到る地域に發生し而も揚子江々口以南の沿海より海上に出る低氣壓を揚子江型 (C) と名付け，此の低氣壓のある時は揚子江流域に副高氣壓あり，揚子江流域及び南支那の大部分に降水を齎らせ，特に冬季は雨域が西象限に限ると論じてゐる。最近，正野・坂田兩氏⁽³⁾は低氣壓の發生回数を調査された。それに依れば，冬季は揚子江流域は中程度，東海は最多で，南支那は殆んど發生しないと云ふ結果になつてゐる。處がこの統計は我國の天氣圖にのみ依つて居り，分類上の區劃決定が北緯 26° を揚子江流域と南支那との境界としてゐる。このため發生回数は南支那に少く，東海と揚子江流域に偏つてしまつたのではなからうか。筆者の經驗に依れば（例へば中國氣象研究所發行の天氣圖を見れば）東海での發生も南支那での發生も経路より見て同一系統と考へて差支へないらしい。何れも Sung の所謂揚子江型 (C) に屬してゐるのである。筆者は本文に於てこの系統の低氣壓の發生に就いて説明を試みやうと思ふ。尙ほ本論に入る前に低氣壓發生に關聯せる天候變化即ち中南支の冬季の天候變化に就いて略記して置きたい。（詳細は測候時報第 10 卷 8 月號に掲載の豫定）

II. 中南支の冬季の天候

1932 年より 1936 年に至る 5 ケ年間の 1 月より 2 月迄の中國氣象研究所發行の毎日の天氣圖を丹念に見て行くと一般的に見て天候を次の三つに大別する事が出来る。

* S. Hori: On the Mechanism of Cyclogenesis in the Southern Part of Central China and South China. 中央氣象臺彙報。天候の詳細に亘つては何れ測候時報に掲載の豫定。

- (1) L. Froc: L'Atmosphere en Extreme-Orient. Paris 1920.
 (2) Nat. Res. Inst. Met. Pei-Chi-Ko, Nanking. No. 3 1931.
 (3) 測候時報，第 10 卷，第 2 號，昭和 14 年。