

雷雨と地球磁気

吉松隆三郎

Thunderstorms and The Earth's Magnetism.

By T. Yosimatu.

Abstract:—The investigation of the earth's magnetic variation produced by thunderstorms is hitherto confined to its impulsive changes due to lightning discharges. A statistical investigation now performed is to find a rather slow, or stationary variation due to the thunderstorm visiting near the Kakioka Magnetic Observatory, Japan, in the summer months. Most of them are heat-thunderstorms and their paths of travel are more or less regular, from the north-western part of the Kwantô-district to the east, or south-east, spreading over the ocean. Considering various modes of influencing mechanism, possible magnetic variations in the present case will be more conspicuous than those due to the other kinds of thunderstorms. 213 thunderstorms are obtained in the three summer months of June, July and August in the course of 1924-1933. If the mean hourly value of each element of the earth's magnetism on these thunderstorm days and those values of the total summer period are designated by K_s and K_0 respectively, the difference $\Delta K_s = K_s - K_0$ will be responsible for the investigation on the effect of thunderstorms. The results thus obtained are tabulated as follows:

(1) The mean daily range of the normal horizontal magnetic intensity on thunderstorm days is almost equal to that of total period, for example, 49.0γ for the former and 49.1γ for the latter in the ten years' mean, indicating that the activity of the normal earth's magnetism on thunderstorm days is normal.

(2) Various kinds of statistics show the similar type of the diurnal variation of ΔK_s which is a single wave with a max. between 16^h and 18^h in local time, while that of the horizontal intensity (H) has a max. at 14^h , 13^h for the declination (D) and 5^h for the vertical intensity (V).

(3) The diurnal variation of ΔK_s of H , or D is very similar to that of the frequency curve (P) of thunderstorms observed at the observatory, while V has generally the same tendency as the other elements, but markedly decreases near the max. time of (P), or H and D , when the thunderstorm passes over the head. It is reasonably expected that thunderstorm effects upon the earth's magnetism become larger with increasing (P), and each element gains an excess of positive or negative influences.

(4) From the different periods of years, the absolute amplitudes of the diurnal variation of ΔK_s vary in the range of $1\gamma-3\gamma$ for H , $2\gamma-5\gamma$ for V and $0.3'-0.4'$ for D .

(5) The absolute amplitude of ΔK_s for the sun-spots max. years of 1926-1930 is 2 or 3 times larger than that of min. five years of 1924, 1925 and 1931-1933.

(6) Each horizontal component of ΔK_s for different groups of thunderstorms is perpendicular to the direction of thunderstorms most frequently observed at this observatory; in other words, if the magnetic field of ΔK_s is derived from the earth-current flowing approximately uniformly around the observatory, the very current flows into the thundercloud, or flows out it.

(7) For the ten years' mean, for example, the current flows into the cloud. It is, therefore, resulted that thunderstorms of so-called Willson-type have been frequently observed and the earth has gained an excess of negative charges from the thunderstorm in the course of ten years. Under reasonable assumptions, the order of magnitude of the current flowing into the cloud

is estimated as 0.3 Amp./km², which is the same order as that obtained by B. F. J. Schouland and F. J. W. Whipple from their atmospheric electric researches.

(8) If the electric current in the upper atmosphere is taken in place of the above earth-current, positive charges escaping from the cloud will take the role.

(9) The mountains ranging from the north to south about 6 km. west to the observatory seem to disturb the distribution of the earth-current affecting upon the earth's magnetism.

(10) The earth's magnetism at Toyohara, South Sakhalien, is independent of the thunderstorm observed at Kakioka.

I. 緒 言

地球磁氣の大部分は地下構造に起因し、日々の擾亂は極く小部分を占めるに過ぎず、而もこれは大氣高層少くとも數十杆の所にその原因が存在することは一般に信ぜられてゐる。従つてこの現象が比較的廣範圍に亙つて類似の型式を以て發現し、我々が日常經驗する地表附近の他現象とは至つて交渉少いものと云はれてゐる。この點は地電流や空中電氣と異つた著しい特長と考へられてゐる。しかしこれらの擾亂が如何なる程度に上層電流に關係せるかは完全な知識を持つてない。著者は地電流の局所的現象の研究⁽¹⁾を行ひつゝあるが、これに對應して下層大氣、若しく地殻中の地球物理學的現象と關係する地磁氣の變化を研べる必要を感じ、その一步として下層大氣中の最も顯著なる電氣現象たる雷雨、特に諸種の可能な理由と條件とを考慮して、6, 7, 8 月の夏季柿岡附近に襲來する雷雨に就いて調査した。

雷雨と地磁氣との關係に就いて今迄研究されてゐるのは主に放電による衝撃的磁場の變化を磁力計、其他の測器により觀測するのであるが⁽²⁾、これに反して、こゝに述べんとするのは比較的緩慢な寧ろ定常的な變化の統計的研究である。即ち地磁氣三要素の毎時値に就いて雷雨との關係を求めんとするのである。この方面の文獻は著者寡聞にして未だ知らない。雷雨による變化はさまで大でない事は日々の磁力記録を一見してもわかる。放電或は落雷による衝撃的變化も柿岡に於ける早廻記録上では 1~3 ガンマ程度に過ぎぬ。之に對して日變化の較差は 20~30 ガンマであり、磁氣嵐の場合は較差 500 ガンマ程度に達することもある。この様な條件の下に可能な僅少變化を求めるには (1). 長期間に於ける統計的方法, (2). 變化の相對的關係の判明せる幾ヶ所かの同時觀測の比較、分析による必要がある。本文に於ては前者を主眼として柿岡に於ける 10 年間の地磁氣變化と雷雨觀測とを統計した。後者は昭和 8 年夏季 (6, 7, 8 月) に於ける柿岡、豊原兩地の觀測を比較した。

(1) 氣象集誌 第二輯 第十五卷 第四號。

(2) 例へば: H. Hatakeyama, Geophys. Mag., Vol. X, No. 3 & 4, 1936.

Reich, H., Beit, angew. Geophysik, Bd. 5, Heft 2, 1935.

Ramanathan, K. R., Nature, Vol. 140, Oct. 2, 1937.

近年雷雨と電離層の関係が空中電気や電波傳播の方面から論ぜられてゐるが⁽³⁾、雷雨の地磁氣に及ぼす影響の可能な一型式である。雷雨下の強電場に於ける尖端放電電流、地電流の成生、大氣中の電荷の移動による對流電流等も亦適當な條件の下に於ては變化を起す可能性が多分にある。以下雷雨による地磁氣の一般的變化と、これに關聯して雷雨に關する問題にも觸れてみた。

II. 柿岡に於ける雷雨と地球磁氣

(1) 統計材料及び方法.

大正13年より昭和8年に至る10年間の柿岡の6, 7, 8月に於ける雷雨日2.2回—最初まづ電光のみを觀測した日も雷雨日として全日數の統計をなす。因にこの日數は雷雨日212回の16%に當る—に就いて地磁氣各要素の平均値 K_0 を求め、これより一般日變化、その他の不規則變化を除くため、10年間の上記3ヶ月の全平均値 K_0 を引き去つた殘部 $\Delta K_r = K_r - K_0$ を以て雷雨による影響を調べることにする。雷雨が如何なる機構により地磁氣に影響するか、この影響と雷雨勢力との關係、又如何なる距離に於て影響し始めるか等の問題は各雷雨を觀測點よりの距離及び方位に従つて分類し、或は時刻別に又勢力別に區分する等、細い統計が要求されるが現在の雷雨日數ではこの様な目的に適せぬため他の機會に譲り、こゝでは下述の若干の統計にて満足した。雷雨日の地磁氣變化は一般に日變化以外に諸種の擾亂が重疊してゐるわけであるが、磁氣嵐の如き定つた顯著變化は最初から除外しておくのが至當である。こゝではその日の較差が100ガンマを越える雷雨日は省略した。しかしこの様な日は數日に過ぎない。雷雨日の一般地磁氣活動を見るために水平成分の較差平均と6, 7, 8月全日の夫れを第1表に示す。これにより明かな様に最大偏差は平均値の18%で、全期間の平均では兩者殆んど相等しい。従つて雷雨日の一般地磁氣活動は磁氣的には特別な日となつてゐないことは注意される。これは又磁氣嵐の如き日に雷雨が非常に少かつたことにも關係する。

第 1 表 水平成分較差(夏季)

	1924	1925	1926	1927	1928	1929	1930	1931	1932	1933	平均
雷雨日 (γ)	42.3	56.0	46.7	54.8	52.1	61.1	49.0	46.3	44.3	36.9	49.0
全 日 (γ)	41.7	48.9	50.3	56.9	61.0	52.4	50.7	44.4	47.6	37.0	49.1

こゝに雷雨を夏季に限つた理由は年中にて柿岡地方にては夏季最も雷雨多く、しかもこれらの大部分は熱雷で關東地方西北山嶽地帯に發生し東或は南東に進み海洋に出るものゝ一部である。若し

(3) F. J. W. Whipple, Quart. Jour. 1938, Vol. 64, No. 275.
 J. N. Bhar & P. Syam, Phil. Mag., 1937, Vol. 23, No. 155.
 R. C. Colwell, Nature, 133, Nr. 3373, 1934.

雷雨の影響ありとすれば、この場合はその効果は比較的顯著に利き得るわけである。低氣壓や不連続線等による雷雨はその發生時刻、地域又進行方向、或はその範圍等は現在の如き内陸的のものと異なる所あり、亦別の興味もあるが材料の點からこれには觸れなかつた。尙地磁氣材料は柿岡地磁氣觀測所年報の毎時値、雷雨の方は主として柿岡に於ける上期間の觀測結果を利用した。こゝにこれら材料の觀測者並に整理者に對して深甚の謝意を表す。

(ii) 統計結果.

(A). 第1圖は10年間の平均値に就いての ΔK_s である。併せて全期間に於ける地磁氣三要素の日變化、中央氣象臺發行雷雨報告(1926-1930)による關東地方夏季(6, 7, 8月)に於ける雷雨發現回數及び柿岡に於ける雷雨繼續回數(P)*を掲げておいた。これにより判ることは(a) ΔK_s は地磁氣日變化と異り、16~19時に最大、或は最小値を有する一日波である。然してこれは關東地方に

於ける雷雨發現回數曲線でなく、柿岡に於ける觀測結果のP曲線と相似た變化をなす。

(b) その變化の平均振幅、方向は第2表に示す如くである。こゝに ΔH , ΔV , ΔD は夫々水平、鉛直成分及び偏角の變化で、偏角は西偏するを正とする。

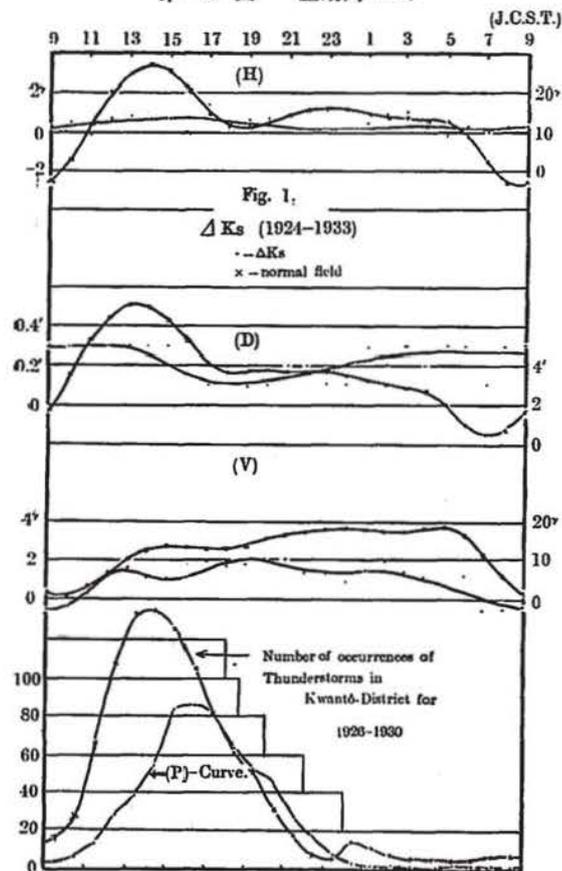
(B). 次にこの關係を更に確證するため全期間を太陽黑點極大期(1926~1930)と極小期(1924, 1925, 1931~1933)との各5年毎に分類統計する。その結果は第2圖に掲げる。

下端に示すのは各期間に於けるP曲線である。この結果より知られることは(a) ΔK_s の日變化は(A)の場合と同様である。(b) 變化

第2表 ΔK_s 振幅、方向

	ΔH	ΔD	ΔV
太陽黑點極大期	2.7'	-0.40'	5.4'
太陽黑點極小期	-1.4	0.15	-0.15
R^1, R^2	-2.4	-0.23	2.3
全期間	0.8	-0.16	2.0

第1圖 全期間 ΔK_s

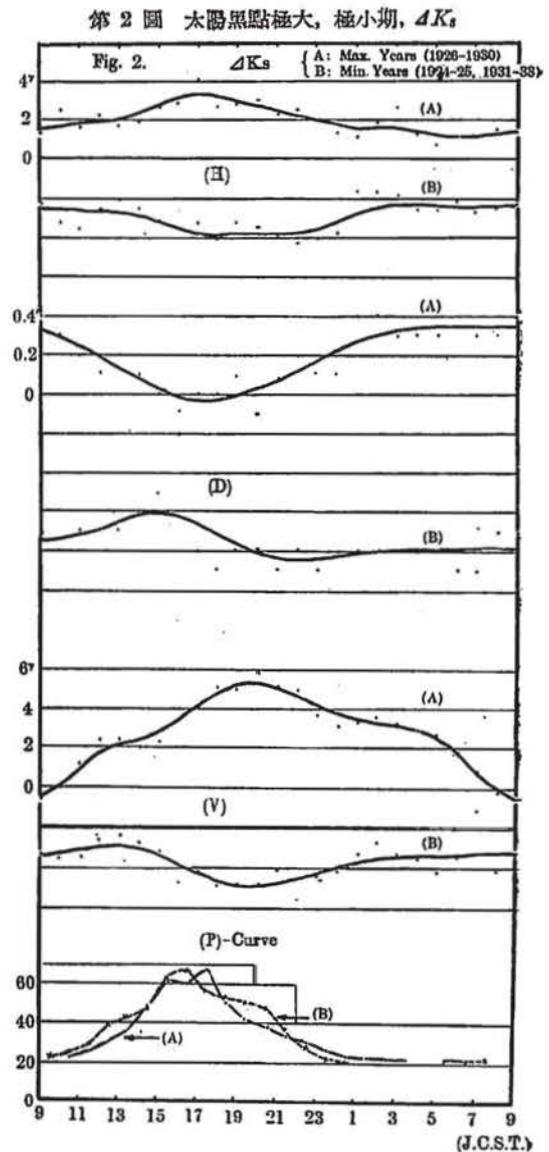


* 附録参照.

の平均振幅, 方向は第2表に示す如くである。(c) 極大期の變化は極小期の夫れより2~3倍位大であると共に變化の方向兩者相反す。

以上(A), (B) 兩統計結果より確かに雷雨の地磁氣に影響することは窺へる。雷雨の影響は勿論各要素に常に同様に現れるとは期待されない。雷雲の極性, 範圍, 進行方向, 勢力の大小等により異なるのが當然の事である。しかし柿岡附近に襲來する夏季雷雨はその發生地域, 又その進行方向略々定まれる故來襲回数多し程各要素には夫々正負いづれかの一方的影響が卓越してくることは期待される。即ち來襲回数及びその繼續時間に比例するP曲線と ΔK_s とが密接なる變化をなすわけである。雷雲の進路が常に一定なれば雷雲の構造が最も地磁氣變化を支配することになる。

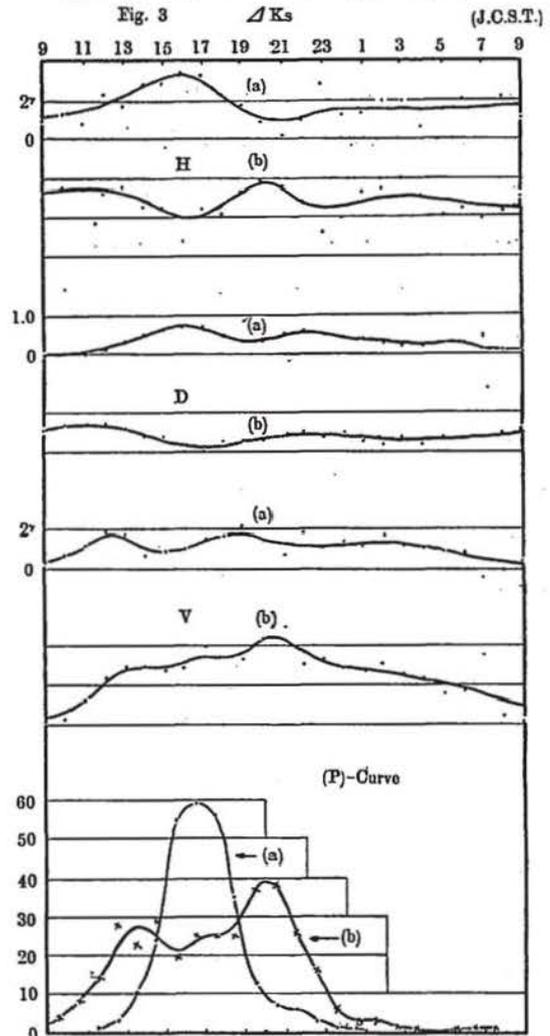
(C). (A), (B) の統計結果に尙一層の確實性を與へるため今一つの統計を附加しよう。即ち雷雨を(a) 15~18時の間に最も柿岡に接近したものと, (b) 殘部のものとに分ける。こゝに最も接近した時刻とは電雷の最大階級を觀測した時刻である。Pのみ觀測した場合はその中間時刻を採用することにする。實際希望される所は各時刻毎に雷雨を分類することであるが, 今は材料の關係のため上の二部分に區分するに止めた。第3圖はこの結果を示す。H及びDの變化を見ると兩期間の相違がよくわかる。(a) では16~17時に最大值を有する今迄得たと同様な變化であるが, 後者はこれに反してこの時刻に寧ろ逆に小さくなつてゐる。この關係を同圖P曲線と對照すると一層上述の雷雨と地磁氣との關係が明瞭となるであらう。特にHはP曲線と共に20時頃の方が13時頃より大なること迄も一致してゐる。他方Vの變化を見ると(a)の場合は寧ろPの極大値附近に於て小さくなり, その兩側が大きくなつてゐる。それに対して(b)



の場合は大體 P 曲線と同じ方向に変化してゐる。この V が H, D の極値附近に於て減少してゐるのは、特に (a) の場合である故、注意すべきことと思はれる。若し雷雨による地磁気變化を起す電流が相當の範圍に擴がり、雷雨が觀測地に最も接近すると略、一樣な、例へば表面電流の如きものとなると、地表に平行な磁場は最大となるが、鉛直成分は著しく小さくなるわけである。(a) の場合は 16~17 時に頭上を通過する雷雨回数著しく多いに比して (b) の場合は P の極大値附近に於てもさほどでないことも之に支持を與へる。この變化は次に述べる (D) の場合に於て特に顯著に現れることに注目することが必要である。尙この變化はどこ迄も H 及び D とは逆變化をしてゐるのではなく二つの極大値が略、等間隔に P の最大値の兩側に在る。これは恐らく雷雲が柿岡に接近するに従ひ、地磁気變化の原因となる雷雨電流の大きさは増大するも、次第に廣い範圍に一樣性が増しかへつて V は減するに至り、結局その中間或時刻に於て極大となるであらう。雷雨が遠ざかる時は前と同様な事が繰返されるであらう。多數の雷雨に就いてはその接近する程度とその頻度が問題となる。

(D). 以上は雷雨の遠近を考慮に入れてなかつたが、今一度觀測地上空、若しくは著しく接近した R^1, R^2 を觀測する雷雨のみに就いて同様な統計をする。この雷雨日数は 51 回となり各年分布は第 4 表の如くなる。太陽黒點極大、極小期では 1 回の差があるのみである。尙中央氣

第 3 圖 (a): 15~18 時. (b): 残, 部.



第 4 表 R^1, R^2 日の分布

1924	1925	1926	1927	1928	1929	1930	1931	1932	1933
1	1	5	8	2	7	4	5	5	13

象徴發行の雷雨報告によればこの中 23 回は顯著、稍顯著雷雨中に入る。

この場合の ΔK_z の日變化は第 4 圖に示す。この時は 10 年間の夏季全期間の平均値を K_0 とする。この結果は (a) 各要素共今迄得たと同様な變化をなす。(b) V は P の最大値附近に判然とした減少を示してゐる。(c) ΔK_z の平均振幅、方向等は第 2 表に示す如くなる。この場合は既に (C) にて注意した如く、雷雨の最も接近せる時刻は丁度 V の一時減少した頃で、且つ頭上通過雷の最多時でもある。

III. 結果に対する考察

(1). 以上數種の統計結果は凡て同様な結論を示し、雷雨による緩慢なる地球磁氣變化は確かに存在することを知る。これらの結果に就いて一言する。このため變化を東西 (Y),

南北 (X) の兩成分に改めると便利である。但し X, Y は夫々北及び西に向くを正とする。然るときは

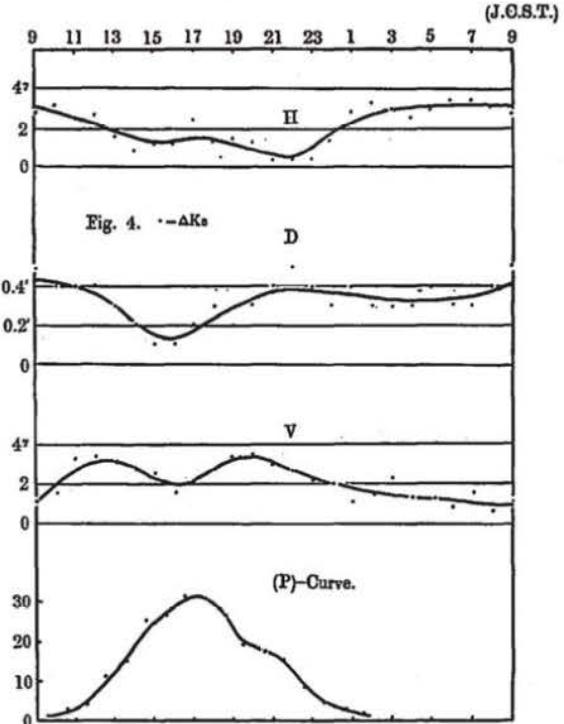
$$\left. \begin{aligned} \Delta X &= \Delta H \cdot \cos D - \Delta D \cdot \sin D \\ \Delta Y &= \Delta H \cdot \sin D + \Delta D \cdot \cos D \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(1)$$

10 年間の H, D, V の平均値は

$$\left. \begin{aligned} H &= 29712\gamma \\ D &= 5^\circ 40.8' W \\ V &= 34747\gamma \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(2)$$

となる。(1) 及び (2) により第 2 表の ΔK_z を $\Delta X, \Delta Y, \Delta V$ にて第 5 表に示す。第 5 圖はこの最大振幅時の磁場の變化を示すと共に、この磁場を起すと假定した磁場に直角に平行な地電流 i 並に T^0 以上の雷雨にて、最も柿岡に接近した時の雷雲の方位別回數分布を示しておいた。この關係を見るに上に得た ΔK_z の方向は全く區々のものでなく、雷雨分布と密接な關係あること明白で、いづれも雷雨の最も多く觀測される方向に直角である。従つて地電流はいづれも雷雲の方向に向くか、又はその反對となる。太陽黒點極大期と極小期とでは電流の方向相反す。又 R^1, R^2 の雷雨日には天

第 4 圖 R^1, R^2 日, ΔK_z



頂及び北東に於て最多回数を占めてゐるが電流は矢張その方向に向つてゐる。こゝでは地電流を可

第 5 表 $\Delta X, \Delta Y$ の平均振幅

	ΔX	ΔY	ΔV
太陽黒點極大期	3.0 γ	-3.1 γ	5.4 γ
太陽黒點極少期	-1.5	1.1	-1.5
κ^1, κ^2 日	-2.2	-2.2	2.3
全 期 間	0.9	-1.3	2.0

能な雷雨電流としたが、若し上層電流が原因とすれば電流の方向は逆とならねばならぬ。

(2). 今 16~17 時附近の最大振幅を示す時刻を考へる。II の結果を考へて、この時刻に於ける電流 i が第 6 圖の如く地磁気ベクトルに直角な方向に平行に無限大迄流れ、深さ $(b-a)$ の間に一様に分布し、 Z には無關係とする。且つ鉛直成分が實際に存在する故にこの電流は x

軸に對稱となつては不都合である。

それ故今 y_0 の點に最大電流 i_0 を有し兩側に次第に小さくなつて行くものとする。これには $i = i_0 e^{-\alpha(y+y_0)^2}$ 、或はフーリエ級数の如きものを以て表はすのが適當であらう。これは結局積分の數値計算をなす必要がある。實際問題としては、しかし雷雲より遠ざかるに従ひ、電流は減少し、或適當の距離に於てはその影響は無視出来る。今簡単に電流分布を

$$i = i_0 \cos \left\{ \frac{2\pi}{Y_0} (y + y_0) \right\} \dots (3)$$

の如く表はし、上の意味を持つた Y_0 (κ^1, κ^2) を適當の大きさにとることにより遠方の電流効果を小さくし、電流の

y 方向の擴がりには $y_1 = -\left(y_0 + \frac{Y_0}{4}\right)$, $y_2 = \left(\frac{Y_0}{4} - y_0\right)$ の間の部分のみに實質上は存在すると假定する。然るときは水平、鉛直成分は次の如くて、積分の上下限は無限大とするも差支へない。

$$\left. \begin{aligned} H_y &= \int_a^b \int_{-\infty}^{\infty} \frac{2iz}{z^2 + y^2} dy dz \\ H_z &= - \int_a^b \int_{-\infty}^{\infty} \frac{2iy}{z^2 + y^2} dy dz \end{aligned} \right\} \dots (4)$$

Fig. 5.

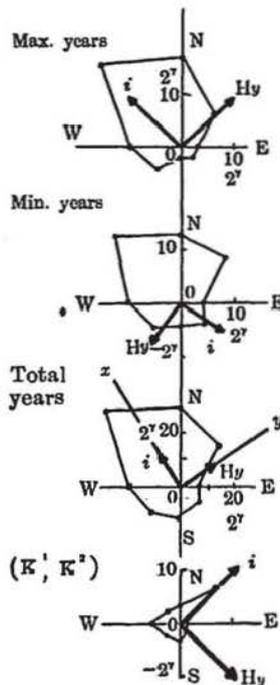
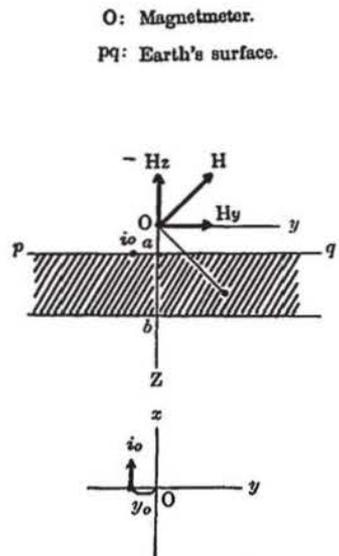


Fig. 6.



$$\left. \begin{aligned} i &= A_m \cos my - B_m \sin my \\ A_m &= i_0 \cos\left(\frac{2\pi}{Y_0} y\right) \\ B_m &= i_0 \sin\left(\frac{2\pi}{Y_0} y\right) \\ m &= \frac{2\pi}{Y_0} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(5)$$

故に

$$\left. \begin{aligned} H_y &= \frac{2\pi A_m}{m} (e^{-ma} - e^{-mb}) \\ H_z &= \frac{2\pi B_m}{m} (e^{-ma} - e^{-mb}) \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(6)$$

若し $\frac{2\pi b}{Y_0} < 1, a < b$ ならば

$$\left. \begin{aligned} H_y &= 2\pi A_m(b-a) \\ H_z &= 2\pi B_m(b-a) \\ i_0 &= \frac{\sqrt{H_y^2 + H_z^2}}{2\pi(b-a)} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots(7)$$

この H_y は y 軸の正の方に向く水平成分となり、 H_z は鉛直下方に向く。即ちこの場合は H, V が増加し、 D が減少する場合、例へば全期間の場合の如くである。 i の方向を逆にすると磁場も逆となる。

(5), (6) から

$$\frac{H_z}{H_y} = \frac{B_m}{A_m} = \tan\left(\frac{2\pi}{Y_0} y_0\right) \dots\dots\dots(8)$$

今實測値にあてはめるため、 $H_y = \sqrt{\Delta X^2 + \Delta Y^2}$ 、 $H_z = \Delta V$ とおけば、1924~1933 の平均 ΔK_s に就いては $\sqrt{\Delta X^2 + \Delta Y^2} = 1.6\gamma$ 、 $\Delta V = 2.0\gamma$ 、

故に (7), (8) より

$$\frac{y_0}{Y_0} = \frac{1}{7} \dots\dots\dots(9)$$

$$i_0 = \frac{4.1 \cdot 10^{-5}}{b-a} \text{ amps.} \dots\dots\dots(10)$$

さて $y=y_1, y=y_2, s=a, s=b$ の切断面を通して流れる全電流 I は、

$$I = (b-a) \int_{y_1}^{y_2} i dy = \frac{i_0 Y_0 (b-a)}{\pi} = 1.3 \cdot 10^{-5} \cdot Y_0 \text{ amps.} \dots\dots\dots(11)$$

(3). こゝに前にかへつて雷雨の中心区域より幾何の範圍迄問題となる程度の電流が認められるか

といふことが問題である。然し他方地電流や空中電気の實測結果からは十數杆、恐らくは 10 杆内外に於て雷雨の影響は無視してよいと考へる。如何なる形式に於て電流が流入するか、又その區域による分布等は勿論わからない。今假りに地表に切斷面を持つた半徑 A の半球より一様に電流密度 j_0 の地電流が流出すると、中心から r の距離に於ける電流密度 $j = j_0 \left(\frac{A}{r}\right)^2$ 。今雷雲の最も活潑な部分は 1~3 杆と見られるので、かりにこの部分に全電流が集中したとして、 $A=2$ 杆、 $r=10$ 杆とするも $j/j_0 = \frac{4}{100}$ となる。實際雷雲が頭上を通過した場合でも尙地磁氣變化は既述の如き程度である。従つて $r=10$ 杆の程度に於ては雷雲の影響は無視してもよいであらう。それ故電流分布の直線範圍は $\frac{Y_0}{4} = 10$ 杆、即ち $Y_0 = 40$ 杆とするも大過ないと思ふ。然るときは、(11) より、

$$I = 52 \text{ アンペア}$$

既述の如くこの電流が雷雨の如何なる部分に關係するか十分わかつてをらぬが I が Y_0 の値を考慮して 20×20 平方杆の雷雨區域より一様な密度にて供給されるとすると雷雨の平均一平方杆の地域から出入する電流 Q は

$$Q = \frac{52}{400} = 0.13 \text{ アンペア/杆}^2$$

個々の場合は著しく出入りが考へられるのでどうしても雷雲の構造と個々の觀測とを對照してみないと不十分である。ともかく上の程度の電流が雷雲より出入することは推測される。雷雲下より電流が四方に擴がる様な場合は Q の値はもつと大きくなるが、大きくとも 0.5 アンペア/杆² を出ぬ程度と思はれる。F.J.W. Whipple や B.F.J. Schonland⁽⁴⁾ は雷雲の構造や、高さ、電位等の適當な考察より地表から雷雲に流入する略、0.2 アンペア/杆² の電流を求めてゐる。この様な地電流が何に由るかは問題で實證がない。雷雨區域の地表の形狀は尖端放電に著しい影響を持つ。又降雨の影響も問題となるが正負の餘剰と大きさ、範圍が問題である。⁽⁵⁾

(4). かくて又 (9) から $y_0 = 5.7$ 杆を得る。即ち 10 年間の平均に於て柿岡の西南 5.7 杆の所が電流密度最大となる。この地點附近は略、柿岡の西方に南北に連衡する筑波山塊に當り、最大電流 i_0 の方向は筑波山頂に向つてゐる。尙筑波山頂は柿岡の西南西 7 杆餘の地點に在る。雷雨の強電場下に於ては山塊附近は特に強大となり尖端放電其他の現象を介して、地電流はさうでなければ一様な流れのものも、密度の強化、分布の不均一をまねく可能性は十分あり、注目に値すると思ふ。

(4) F. J. W. Whipple & F. J. Scrase: Geophys. Mem. No. 68, 1-20 (1936)

" " Nature, No. 3560, 1938, 143-145.

B. F. J. Schonland: Johannesburg, Trans. S. Afr. Inst. elect. Engers., 24, 1933 (上文獻による)

(5) S. K. Banerji: Quart. Journ. Roy. Met. Soc. 64, No. 275, 1938.

(5). 又 (10) 式の i_0 は b により定まる。地電流の観測では雷雨時には著しい變化を記録する。架空線が問題となるので厳密には云へないが、大體の程度丈けでも b に就いて調べておくのも無駄であるまい。地電位差が1杆の基線にて20 ミリボルトとすると^{*}, $20 \times 10^{-3} = 10^6 \cdot \rho \cdot i$. $i = 0.63 i_0$ とする。こゝに ρ は土地の比抵抗にて大略 10^4 オーム/糎³ と見てよい。然るときは $b - a = 13$ 杆となる。 a は磁力計の高さ故、 $b = 13$ 杆となる。従つて雷雨電流は比較的地殻の表層を流れることになる。勿論地下の電氣傳導度に関するるのであるが、放電電流の如き急激變化に比してはずつと深く迄流れることは可能なことである。又柿岡附近は筑波山塊の影響にて地下比較的淺所には花崗岩の如き基磐の存在も想像されるので電流はさう深くは流れ得ないと見るのが妥當であらうと思はれる。

(6). 無限に平行に流れる上述の如き電流でなく、三次元空間に於ける任意の電流系を一般に考慮して、これによる磁場を求めることは甚だ困難である。一點より放射狀に一樣に電流が流出する場合は Koenigsberger⁽⁶⁾ によると源より r の距離に於ける磁場の強さ H は $H = \frac{J}{r} = \frac{2\pi A}{r}$ となる。 A は源の單位半球より出る電流密度で、従つて J は全電流である。これより起り得る地磁氣の大きさを見るために $J = I = 52$ アンペア、 $r = 5$ 杆と採ると、 $H = 1.0$ ガンマとなる。既述の實測と略、同程度となる。

(7). 地磁氣の變化に對應する地電流が雷雲の方に向ひ、或はそれより出る方向に在る事實に就いてここに改めて注意を喚起しようと思ふ。この問題は當然雷雲の構造、即ち雷雲の極性に關係するのである。現在雷雲の極性に關しては Simpson 及び Willson の全く逆の提唱があることは周知である。實測の雷雲は必ずしもこの様な簡単な一型に限定されぬ。一般には正負相混するもので、雷雲は幾箇所かに電荷が別々に集積した混合物とも見える。兩型の正否の論争は現在も尙續いてゐるが、最近 Simpson は特殊の方法にて氣球により雷雲の中迄直接に觀測を行つたことは注目すべきことで、其の結果⁽⁷⁾に就いては多少論議の餘地あるも現在の雷雲に關する我々の知識に一新紀元を劃したものである。これでは Simpson 型も Willson 型も存在し、又兩者の混合した様な型のものも認められてゐるが、大部分のものは雷雲の高所、少くとも温度は -10°C 以下の部分には正電荷あり、下層の廣範圍に負電荷があることを認めてゐる。もつとも上昇氣流の最も烈しい部分には多くは正電荷が見られる。それ故むしろ Willson 型が有利の様にも見える。最近送電線に於ける異常電壓、電光の研究、空中電位、尖端放電等の研究から見ても負性のものが多い様に報告されてゐる。Willson 一派は又雷雨による地球負帯電説を主張してゐるが、この問題は雷雨の極性の問題を

* この程度の電位差は頭上近き雷雨にては起り得る。

(6) J. Koenigsberger: Phys. Zeit. 28, 1927 (342-344)

(7) G. Simpson & P.J. Scrase: Proc. Roy. Soc.(A). Vol. 161. No. 906 (309-352), 1937.

この問題は雷雨の極性の問題を考慮しても相当長期の實測が何よりの主張となる。現在上に得た10年間の平均に於ては、若し電流が地電流によるとすると負電荷が雷雲より流出した結果となる。これは Willson の説と合致する。勿論太陽黒點極大、極小期の如く電流が逆になる場合もある故雷雲は一義的に極性の定つたものでないことは地球磁気の方からも知れる。尖端放電の例を見ても10米の高さで 10^{-6} アンペア を得ることも稀らしくない。放電の様な急激な電荷の運搬も著しいが今問題としてゐる比較的緩慢な電荷の受渡もその時間が連続なる故亦重要な役割をこの空中電気の基本命題に要求してゐる。

(8) 任意の時刻に於ける電流分布を一般的に論ずるには上記 i_0 , 或は y_0 等を時間の函數として取扱ふことである。實際に雷雲の進行路、速度、電荷の分布、これ等の變化等の模様が十分知れないと問題は未解決である。多くの雷雲の平均値から直ちに個々の雷雨の襲來と同様に取扱ふことも問題である。我々は次に個々のものを夫々適當に比較研究をなす必要がある。現在の統計的研究も多少は地電流や空中電気の實測結果を考慮してゐるが、この場合は雷雨觀測と三者を照合してゐることが大切である。これはしかし各部門夫々測定上の困難を適當に解決しなくてはならぬ。いづれ他の機會に於て觸れてみやうと思ふ。

(9) 以上は地電流による地磁氣變化を取扱つたが、この外に雷雲下の空間電荷の移動、雲自身の運動による對流電流 $i = \rho \cdot v$. ρ : 電荷, v : 速度. 或は Willson. の云ふ如き雷雲による電離層に及ぼす影響も問題となる。この後者の場合は雷雲の電場が直接電離層中の荷電粒子に作用する場合と、荷電粒子が雷雲より供給される場合が考へられる。これらの地上電流に依る場合は地電流とは方向が逆とならねばならぬ。それ故電荷が雷雲より出る場合は Willson の云ふ如く正電荷が雷雲より逸出しなくてはならぬ。電波による電離層の研究からは雷雨により電子密度に變化を來すと云はれてゐるが、電離層は地上數十杆以上であるから地球磁氣に影響するためには相當の擴がり、相當の電流密度を要するであらう*。いづれにしても確實な材料不足で定量的に取扱ひ難い。對流電流は降雨によるものもあるがこれは地電流に關係するので水平の移動が問題となる。雷雲の電荷と同程度の單一電荷 $q = 20$ クーロンが雷雲の平均時速 30 杆で觀測點を含む鉛直面を高さ $h = 3$ 杆 で水平に移動すると、觀測點直上に於ては地上に $H = \frac{Qv}{h^2} = 0.2 \cdot 10^{-7}$ ガウスの磁場を作る。若し又雷雲下、高さ 1 杆、半徑 1 杆の圓柱に一樣に空間電荷 ρ あり、その全電氣量 $\pi \cdot 10^{10} \cdot 10^5 = 3.1 \cdot 10^{15} \cdot \rho$. が平均の高さ 0.5 杆に集中して前と同速度にて水平に移動すると磁場 $H = \frac{3.1 \cdot 10^{15} \cdot \rho \cdot 10^4}{0.25 \cdot 10^{10} \cdot 12} = 10^9 \cdot \rho$.

* 雷雲の上部は電導度大なる上に電離層が一定の電位にあると見れるので、この雷雲の頂部から出る正電流は可成りの大ききさを持ち得ることは期待される。この場合は無限に擴つた導體平面上に開口在るとした電流分布が理論的には役立つであらう。

$H=10^{-5}$ ガウスとすると、このために必要な空間電荷 $\rho=0.3 \cdot 10^{-3}/\text{cm}^3$ e. s. u. となる。これにみると雷雲下の電荷の移動による直接的磁場変化はあまり重大でないことになる。電荷或は進行速度等が急激に変化すると誘導による地電流が作用する可能性があるが確實な實測結果がない。

IV. 柿岡雷雨日に於ける地磁気と豊原との比較

柿岡と豊原との地磁気は兩地の経度が近いので全體として非常に似よつたものであるが個々の日の記録には相當相違がある。地電流を比較してみた結果も同様である。外國に於ける比較的近距離に於ける比較觀測のも可成の差異が局部的變化として出てゐる。それ故雷雨日個々の比較は興味ある所であるが、この様な點を考慮すると、現在に於ては兩地の相當期間の平均値に就いて比較した方が矢張安全である。こゝでは既述の如く昭和8年夏季(6, 7, 8月)に於ける平均値に關してのみ比較するに止めた。幸にも柿岡に於けるこの期間の雷雨日に豊原にては殆んど雷雨を觀測してない。それ故雷雨の影響は柿岡の方にのみ利いてゐることになる。

さて柿岡の雷雨日に相當する柿岡、豊原の地磁気平均値を夫々 K_s, T_s 、又殘部の雷雨なき日の平均を夫々 K_0, T_0 とする。これをフーリエ級數に分解すると第6表となる。

但し時間はグリニチ時の零時を規準とする。この關係を圖示すれば第7圖(a)になる。この調和分析の結果知れることは、

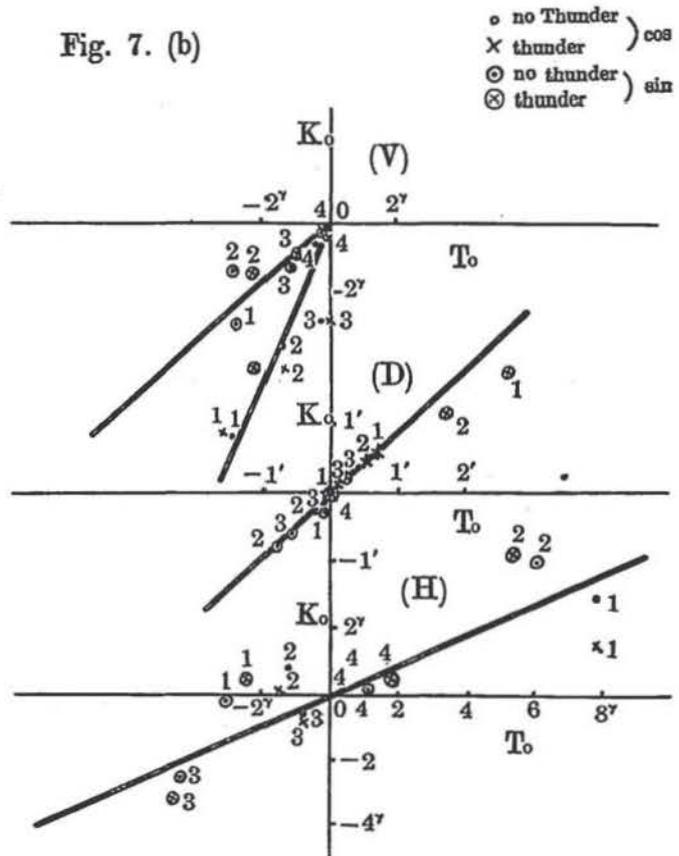
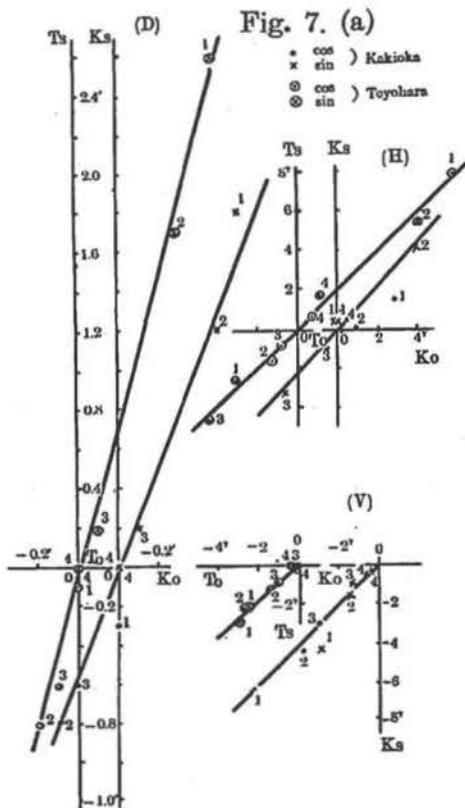
$$\text{第7表} \quad \left. \begin{matrix} K \\ T \end{matrix} \right\} = C_0 + \sum_{n=1}^4 (a_n \cos nt + b_n \sin nt).$$

	$H(\gamma)$				$V(\gamma)$				D (minute)			
	K_s	K_0	T_s	T_0	K_s	K_0	T_s	T_0	K_s	K_0	T_s	T_0
a_1	1.5	2.9	7.9	7.9	-6.3	-6.3	-3.0	-2.9	-0.3	0.0	-0.1	0.0
a_2	0.1	0.9	-1.5	-1.3	-4.4	-3.8	-1.3	-1.4	-0.8	-0.3	-0.8	-0.2
a_3	-0.9	-0.6	-0.8	-0.8	-2.9	-3.0	0.0	-0.2	-0.6	-0.2	-0.6	-0.1
a_4	0.6	0.4	0.7	0.7	-0.4	-0.6	0.0	-0.4	0.0	0.0	0.0	0.0
b_1	0.5	-0.2	-2.5	-3.1	-4.3	-3.0	-2.2	-2.7	1.8	0.6	2.6	0.7
b_2	4.2	3.9	5.4	6.1	-1.5	-1.5	-2.2	-2.8	1.2	0.5	1.7	0.5
b_3	-3.2	-2.6	-4.6	-4.4	-0.9	-1.3	-0.9	-1.1	0.2	0.1	0.2	0.1
b_4	0.5	-0.1	1.8	1.1	-0.3	-0.3	-0.1	-0.1	0.1	0.0	0.0	0.0

1). 豊原に於ては T_s, T_0 の関係は正弦項も余弦項も共に殆んど揃つて一直線 $T_s = mT_0$ により定められる。但し m は $H:1.0, V:0.9, D:3.5$ である。即ち豊原に於ては柿岡の雷雨日に相当する日の地磁気も雷雨なき日の夫れも何等特別に変化する項がない。柿岡の雷雨には全く独立である。と共に豊原に於ける局所的変化も無かつたことになる。

2). これに對して柿岡の同じ関係を見るに、大部分の波は矢張 $K_s = nK_0$ の直線關係に近迫してゐる。但し n は $H:1.1, V:1.0, D:2.5$ である。しかし雷雨日の或種の波に限りこの關係よりはづれる。即ち雷雨日には何等かの變化が存在したことになる。今この直線關係より偏れる偏差の主なものゝ雷雨なき日の値を規準として求めてみると第8表第8圖の如くなる ($>0.4\gamma, 0.2$)。これを最下方に掲げた P 曲線と比較すると今迄得た關係と略、同様である。 V が他二要素に比して特に小さいことが注意される。これはこの年は雷雨日多く、 κ^1, κ^2 等の頭上附近を通過するもの比較的多かつたこと附録の如くであることによるであらう。

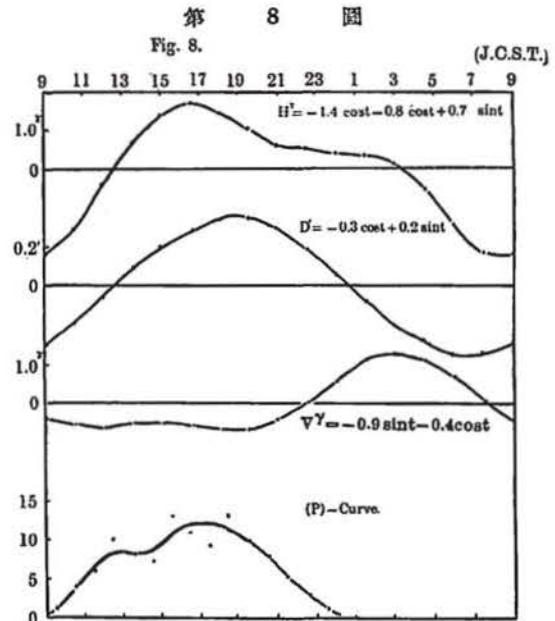
第 7 圖 (a, b)



次に兩地相互間の関係を見るため (K_s, T_s) , (K_0, T_0) の関係を第7圖(b)に掲げおいた。しかし結局はこの問題は緯度による日變化の分析になるので簡単に止める。水平成分では雷雨なき日は近似的には $K^H=0.4 T^H$ の如くである。雷雨日も略、これと同様であるが若干項は偏差する。鉛直成分では他二要素と異り正弦項と餘弦項とが異つた関係にあり、近似的には $K^V=2.3 T^V$ (餘弦項), $K^V=0.9 T^V$ (正弦項) と見える。

第 8 表

$H(\gamma)$	$D(\text{min})$	$V(\gamma)$
$-1.4 \cos t$	$-0.3 \cos t$	$-0.4 \cos t$
$-0.8 \cos 2t$	$+0.2 \sin t$	$-0.9 \sin t$
$+0.7 \sin t$		



勿論雷雨日の若干項はこれより偏差する。 D は $K^D=1.0 T^D$ と見てよい。但し既述の如く $\sin t$, $\sin 2t$ はずつと偏れてゐる。上記 $K^H, T^H \dots$ の如きは雷雨日、然らざる日を一緒にして夫々柿岡、豊原の水平成分等を代表する。この様な比較はもつと長期に亙つて地球上廣範圍の結果も参照して詳細に論すべきでこゝでは参考迄に止めた。

V. 結 語

以上の結果を総合すると次の如くなる。

1). 柿岡に於ける 1924-1933 年間に於ける地磁気三要素の毎時値を用ひて夏季(6, 7, 8 月)に於ける雷雨による緩慢な地磁気變化を求めた。各種統計は凡て同じ結果を與へ、その變化は柿岡に於ける雷雨継続回數(P)と同じ變化をなし 16~17 時頃に最大となる一日變化である。但し鉛直成分は雷雨が頭上附近に接近するに従ひ、この時刻附近にてかへつて減少する傾向がある。

2). 雷雨日の地磁気較差の平均は全期間の夫れと殆んど等しく、雷雨日には特に正常地磁気活動が大とは云へぬ。

3). 雷雨による地磁気變化の絶対値は水平成分にて 1~3 ガンマ、鉛直成分は 2~5 ガンマ、偏角は 0.2'~0.4' 程度となる。

4). 太陽黒點極大期附近の變化の大きさは極小期附近の夫れの 2~3 倍程度となる。

5). 地磁気變化のベクトルは最多雷雨觀測方向に略、直角に向く、即ち磁場を起す雷雨電流を、

これに直角に無限につづく平行地電流とすると、この電流は雷雲の方に流れるか又は雷雲より流れ出る方向に定つてゐる。

6). 10 年間の平均にてはこの電流は雷雲の方に流入する。これよりこの期間中には Willson 型の雷雲が多いことになる。即ち雷雨は緩慢な電流の形式に於て負電荷を餘剰に地球に附與する。その程度は適當なる假定の下では 0.3 アンペア/杆² 程度と推定される。若し雷雲より上空に電荷が逸散することにより地磁氣が變化するならば、正電荷が關與しなくてはならぬ。

7). 10 年間の平均雷雨電流は柿岡南西 6 杆程度の筑波山塊附近にて最大值を有し、この山嶽地帯が電流分布に擾亂を與へる可能性がある。

8). 雷雨電流は比較的地殻表層、略、13 杆程度内に大部分流れてゐると思はれる。

9). 豊原に於ける昭和 8 年夏季 (6, 7, 8 月) の地磁氣は同期間の柿岡に於ける雷雨には全然獨立である。

10). 附録にて柿岡に於ける雷雨観測の永年變化、前橋、宇都宮に於ける雷雨日數の相互増減關係等を調査した。

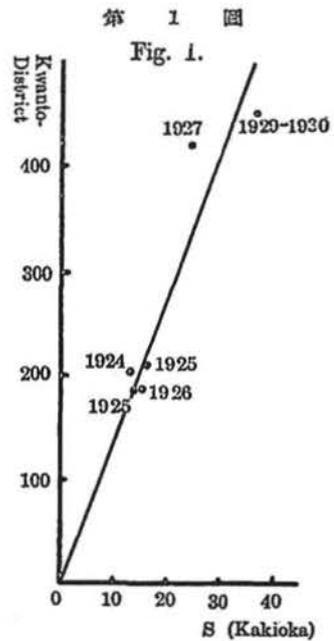
附 録

(A) 柿岡に於ける雷雨観測

10 年間に於ける雷雨観測結果は第 1 表の如くなる。 κ^1, κ^2 の雷雨日數の和は S_2 、 τ^0 以上の雷及び電雷の日數の和は S_1 に示す。この S_1 と關東地方の雷雨日數と如何なる關係にあるかは要用である。關東地方の雷雨日數は中央氣象臺雷雨報告によつた。1924-1930 年間の關係は第 1 圖に示す。これより柿岡附近に襲來する雷雨は關東地方全體の雷雨の 7% を毎年観測することになる。尙關東地方の (1929 + 1930) の回數は大正 15 年より昭和 5 年に至る總和中より求めた。

(B) 雷雨繼續回數 (P)

1 日を 0-1, 1-2, ... 23-24 時の區域に分ち各時間區域内にとにかく雷雨が存在した回數を P とする。即ち一個の雷雨にても長時間繼續した場合は $P=1$ を得る區域が多くなる。それ故勿論雷雨襲來回數が多ければ或區域の P は大となると共にそれが長く繼續すればする程廣い區域に P を増加せしめる。地磁氣の方には或時間區域に雷雨を數多く經驗すれば影響も亦蓄積するわけである。この日變化は本文各所に掲げておいた。



第 1 表

Month	Year	1924	25	26	27	28	29	30	31	32	33	Sum
		6	ζ			1	1		1			
	T	3	4	3	1	2		3	4		3	23
	R^0	1	2		1				1		1	6
	R^1							2	3		1	6
	R^2				1						1	2
7	ζ	1				1	2	2		2	3	11
	T	2	3	3	3	5	2	3	1	3	4	29
	R^0	3	1		3	1	2	3	1	2	2	18
	R^1			3	3		1	1		1	3	12
	R^2			1	2	1	1	1	1	2	3	12
8	ζ	1	1		1	1	2	9	1	3	2	21
	T	3	5	3	5	4	7	4	2	1	6	40
	R^0	1		1	1		1		2	2	1	9
	R^1		1		4		2	1			3	11
	R^2			1		1	3		1	1	1	8
Sum		15	17	16	26	16	24	29	17	17	35	212
S_1		13	16	15	24	14	19	18	16	12	29	176
S_2		0	1	5	10	2	7	5	5	4	12	51

(C) (P) の永年變化.

P の日變化の最大値 (M), その總數 (N) の 1924-1937 間の變化は第 2 圖に示す. これにみると N も M も共に太陽黒點極大, 極小期附近にその極大値を有す略 5 年位の週期的變化を見る. 太陽黒點は 1923, 1933 年附近が極小年となり 1928, 1938 年附近が極大年となる*. 又 P の日變化の始りより終り迄の繼續時間數 (R) を見ると N 及び M とは多少趣きを異にし, 1927, 1936 の黒點極大期附近に極大を有し, 1932 年の黒點極小期附近に極小値を持つ, これと同様な関係にあるのは P の始りの時刻 (T_i), M の起時 (T_r), P の終りの時刻 T_f である. それ故太陽黒點極大期には雷雨は早く起り遅く迄繼續觀測される傾向にある. 黒點極大期にて既に 8~9 時の區域に P を得てゐるがこれは勿論熱雷でない. それ故上の關係は夏季に於ける雷雨全體に就いてのことである. 尙参考のため關東地方の代表的雷雨發生地域に在る前橋の雷雨日數 (T) をも掲げたが, これは上記 P の變化の如く簡單にならぬ.

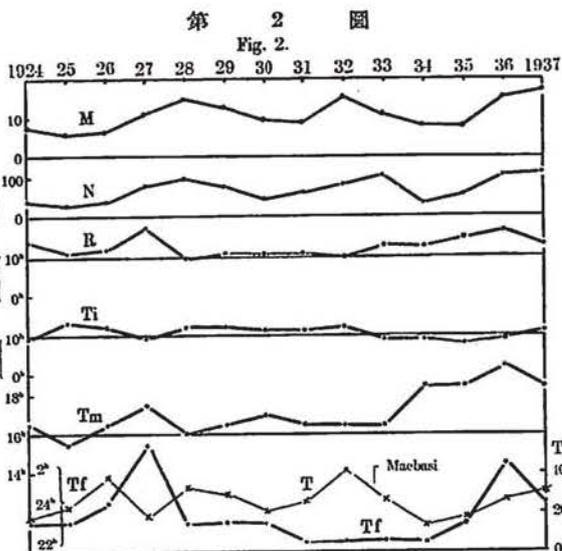
(D) 前橋及び宇都宮の雷雨日數の相互關係.

兩地は關東地方の代表的熱雷發生地域に位する觀測地であるので, その雷雨觀測は柿岡の雷雨觀測に關係深いばかりでなく, 兩地の雷雨日數の増減には何等かの相互關係がある様に見えるので参考迄に一節を附加する. 第 3 圖は大正 6 年より昭和 12 年に至る 21 年間の (6, 7, 8 月) 雷雨日數の

* J. Bartels: Terr. Mag. & Atmos. Elect. Vol. 43. No. 2, (1938).

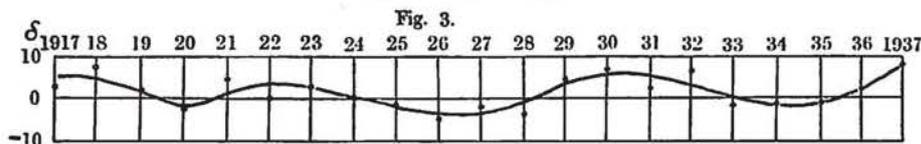
和に就いて $\delta = (\text{前橋}) - (\text{宇都宮})$ を示してある。 δ には當然兩地に共通な雷雨日は消去され、兩地に夫々獨立な觀測日の差のみである。これを

支配する雷雨は勿論獨立に兩地に發生し全く他に影響しないもの、又は他地方より襲來する雷雨がいづれか一方に偏在して一ヶ所のみしか觀測しないものである。通常の熱雷は西方に進むこと稀有で主に東或は南東に向ひ海洋に出るのが定石であるので、恐らく宇都宮附近に發生せる雷雨、又は前橋附近に發生せるもの及びそれ以西より來る雷雨にしてその地點附近にて消滅或は進路を南よりに採り宇都宮にて觀測するに至らざるもの等の差を圖示してゐる。圖は兩地の雷雨日數は奇妙にも



3~4 年の週期を以て交互に増減してゐることを示してゐる。大正 6, 7 年の頃は若干この關係よりはづれるが最近迄はよい結果を示してゐる。今後 1~2 年は前橋の方が回数多い様に思はれる。この關係が如何程長年月につゞくかは今確め得なかつたが關東山地に發生する雷雨の數、地理的分布、移動方向等をもつと系統的に種々な觀點から調べるのも徒勞であるまい。上の兩地の雷雨日數の差は雷雨發生地の相互變化に由る様に考へられる。

第 3 圖



終りに臨み岡田臺長初め今道所長、各測候所長、雷雨材料の寫しを願つた北岡氏の諸氏に深謝する。