

擴散せしめてその時の炭酸量を測定し、その儘一定時間放置して再び炭酸量を測り即ち前後2回の測定値にザイデルの式を適用することになるのであるが、此の際(26)式を適用し得るが如き室内外氣象的條件の満足される場合を選ぶならば(26)式の絶對湿度の代りに炭酸量を用ふることによつて前述せる如く基本的特性常數  $m, q$  を算出し得るであらう、而して(26)式の  $S_a$  に相當せしむべき外氣の炭酸量は 0.3~0.4% とし必ずしも實測する必要はないであらう。

次に第6表に示す各資料の最初の1時間のものに(31)式を適用して見る、但し  $V=30 \text{ m}^3$  である。

$$(1) S_0=4.3, S_a=3.0, S=3.9 \text{ であつて}$$

$$X_1=11.03 \text{ m}^3,$$

$$n=0.37.$$

$$(2) S_0=3.1, S_a=0.8, S=2.7 \text{ であつて}$$

$$X_1=5.73 \text{ m}^3,$$

$$n=0.19.$$

$$(3) S_0=3.8, S_a=1.4, S=3.4 \text{ であつて}$$

$$X_1=5.47 \text{ m}^3,$$

$$n=0.18.$$

$$(4) S_0=4.3, S_a=2.0, S=4.0 \text{ であつて}$$

$$X_1=4.19 \text{ m}^3,$$

$$n=0.14.$$

露西亞式家屋は換氣が悪いと言はれてはゐるが以上の計算にては餘り小さい値が出た。然し是は内部に水蒸氣の發生が僅かながら行はれてゐるからで事實よりは遙かに小さい値が出たものと考へて間違ひはない。

### §12. 第2部摘要

以上の所論より知らるる事項を列記すれば次の如くである。

- (1) 室内絶對湿度の一般的變化に一階一次の微分方程式を適用することに依つて之を律することが可能である。
- (2) 室内相對湿度の變化は一般に相當複雑なものであるが之と室内外の氣象的條件との關係は數理的に充分説明し得る。
- (3) 室内絶對湿度の變化も一般に相當複雑なものであつて寒候期に於ては外氣より室内の方が大きいのが當然であるが換氣の作用に依つて兩者は接近する。
- (4) 室内に水蒸氣の發生無き場合に於て室内外の氣象條件を適當に選べば方程式の解を利用し、

氣象觀測のみに依つて換氣量を算定することが出来る。

(5) 建築物或は室に固有なる、主として構造に起因する換氣の特性常數を假設し之を算定するには方程式の解を炭酸定量法に適用するのが一方法である。

(6) 室内湿度が外氣より受ける影響は一般に家屋の構造に依り、氣候に依り著しい差異がある。

(7) 換氣は室内空氣の汚染を防ぎ絶對必要な事であるが室内空氣の氣象的性狀を左右するのであるから之を最も適切ならしむる爲には其の量的關係を知り氣候は固より、氣壓配置、氣塊の如き理念が活用せられるやうでありたいものである。

## 第3部 温度及湿度の垂直配布

### §13. 室内氣温及湿度垂直配布の一般性狀

煖房室内の氣温及湿度の垂直配布は煖房方法、室の構造、氣象條件等に依つて異なるものであつて、煖房装置の一般的なものを探つて見るに熱源より放熱さるる時は室内に對流起り、勿論輻射、傳導も手傳つて室温は上昇する、而して供給さるる熱量と室より外界に失はるる熱量とが平衡を保つに至つて室温は定常狀態に達するであらう。此の際高温低濕の空氣は屋背又は天井に蓄積して一般に上高下低の著しい温度傾度を現出するのであるが煖房の方法に依つては下高上低の配布を呈する場合もある。

T. Bedford 氏<sup>(13)</sup>は各種(四通り)の煖房方法を以て煖房した場合の典型的な温度傾度を圖示し、頭上に於ける蒸氣或は温水管の使用に依つて煖めると此の著しい温度傾度を生起するから之は避くべきである、一方低温輻射煖房法 ceiling pannel は此の如き嫌な傾度を起さない、温水煖房法に依ると異議のない程度の僅かの傾度を生ずるのみであると言つてゐる。

Brezina 及 Schmidt<sup>(14)</sup> 兩氏もその著書に於て數種の煖房方法に依る場合の室温實測値を表として示してゐるが多くは上高下低の配布である、唯温床式煖房 Fussboden heizung のみは下高上低の配布であるが床面附近の外は比較的等温の狀況となつてゐる。

内海技師<sup>(15)</sup>は朝鮮に於ける實測に徴して垂直配布の點より煖爐式煖房よりも温床煖房の優れたることを主張して居る。

樺太に於て畠山博士<sup>(16)</sup>が會て實測した所に依つて煖爐式煖房の場合は不適當な迄に著しい上高下低の配布をなしてゐることが見られる。以上に依つても知らるる如く煖房法に依り有害にして且

(13) T. Bedford, D. Sc., Ph. D.: Modern principles of ventilation and heating. 1937.

(14) 註(6)に同じ。

(15) 内海徳太郎: 冬期ストーブを焚ける室内に於ける氣温及體感に關する二三の考察(朝鮮氣象講話會報第7卷第4號)。

(16) 畠山久尙: 北地雜考(測候時報第6卷第21號)又は(雪氷協會月報第2卷第12號)。



熱の不経済を招来する上温下冷の著しい気温傾度の生起を免れ得ないのである、今遽かに之を軽減し或は皆無とする暖房方法に一新することは不可能で、樺太の如きは殆んど暖爐式暖房が大部分を占めてゐる現状であるが寒氣激しければ適温を得るためには不常に多くの燃料を消費し不経済に天井裏に蓄積する熱量が増加して此の傾向は大きくなつて來るのが一般である、而して湿度は温度に對し従の形である。

#### § 14. 理論的考察

今暖爐の如き熱源に依つて室内空氣の昇温する場合を考ふるに熱源に因る對流と亂流即ち器械的對流の兩方の作用に依り熱は低所より高所へ移動し、一方室内の熱は絶えず壁體を通じ或は換氣に依つて外界へ逃げつゝあるが熱源による供給熱量と室外へ失はるゝ熱量とが平衡を保つに至る時即ち第一部に述べたる式：

$$\theta = \frac{Q_0}{\eta E} + T + (\theta_0 - T)e^{-\eta t},$$

茲に  $\theta$  : 室温,

$Q_0$  : 熱源の單位時間中の放熱量,

$E$  : 室の熱容量,

$T$  : 外気温,

$\eta$  : 室の保温特性數

に於て暖房を開始してより相當の時間を経て  $(\theta_0 - T)e^{-\eta t}$  が殆ど 0 となつて來れば  $\theta = \frac{Q_0}{\eta E} + T$  となつて略々一定を保持するに至り同時に室内気温の配布は定常状態に達するものと考へられる。

倍熱が低所より高所に移動するは前記の如くであつて熱の擴散の微分方程式が適用され得るものとしても甚だしい不都合はないと見做される、そこで室温  $\theta$  を床面よりの高さ  $z$  の函数とし、時間を  $t$ 、渦散度を  $K$  ( $z$  の函数) とすれば

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (32)$$

である。

茲に於て前述の如き定常状態の場合を採れば  $\frac{\partial \theta}{\partial t} = 0$  であつて  $K$  は

$$K = az^n \quad (33)$$

の如き  $z$  の函数とすれば、(32) の解は  $z=0$  にて  $\theta = \theta_0$  とすれば

$$\theta = \theta_0 + \frac{A}{a(1-n)} z^{1-n} \quad (34)$$

を得る。

$A$  及  $a$  は常數である。

以上は温度の配布が定常状態に達した場合であるが流體即ち室内空氣が平衡状態に在りて見做さるゝ場合、例へば暖房に依つて室温が或温度に昇つた時熱の供給を中止して對流が殆んど衰滅し室内空氣は靜止に近いと見らるゝ状態の場合には次の如く考へる。

對流の方程式に於て流體が、床面及天井面を無限大の固定面としてその間に限られその兩面上では温度は不易に保たれてゐるとする、流體が平衡を保ち各部が靜止であれば  $\theta$  は高さ  $z$  のみの函数となり

$$\frac{d^2 \theta}{dz^2} = 0 \quad \text{故に} \quad \frac{d\theta}{dz} = \beta. \quad (35)$$

$\beta$  は常數、平衡が安定ならば  $\beta > 0$ 、不安定ならば  $\beta < 0$  であるが室温の場合は安定の平衡で  $\beta$  は正となり上下高低の配布を呈し (35) より  $z=0$  にて  $\theta = \theta_0$  とすれば

$$\theta = \theta_0 + \beta z \quad (36)$$

を得る。即ち直線的關係となるべき筈である。

上記の常數  $a, A, \theta_0, \beta$  等は場合に依り即ち暖房状況、室の構造、氣象條件等に依つて異なるべきである。

又擴散は温度のみでなく水蒸氣についても考へられるものである。次に熱源と室外に失はれる熱量とに就き簡単な考察をする。室内に放熱量が時と共に變化する熱源があつてその放熱量を  $Q(t)$  とすると之より熱が室内に供給されるが寒冷なる外氣の冷却作用に依り室内の熱は外界へ逃げる、此の際室全體から室外へ失はれる總熱量の室内各部に於けるその分擔量を考へて見る、即ち室内任意場所の單位體積の空氣より單位時間に  $E\eta_0(\theta - T)$  だけの熱量が失はれるものとする、 $\eta_0, \theta$  は室内の位置に依つて異なるもので場所の函数であり、 $\theta$  は時の函数でもある、又  $T$  も一般に時の函数であるが、熱源より供給される熱量と外界に失はれる熱量の大小關係に依つて室温は變動するものと先づ見られるから室温が定常状態を保つてゐるとすれば両者は等しいとして差支へがない。

依つて床面を  $xy$  面に之に垂直に  $z$  軸を採れば  $E\eta_0(\theta - T)$  は  $x, y, z, t$  の函数にしてその形は別に定め得るから室内全體より失はれる熱量は積分に依つて求められるが今  $T$  を一定とし、 $z$  軸の正を上方に採り、且つ  $Q(t)$  は一定にして  $Q(t) = Q_0$ 、 $\theta$  は  $z$  のみの函数、 $\eta_0$  は一定とし、室は正六面體状をなしその底面積を  $R$  とすれば

$$Q_0 = E\eta_0 R \int (\theta - T) dz \quad (37)$$

を得る。

(37) に於て  $\theta$  は  $z$  に関係なく室の平均温度とし之を  $\bar{\theta}$  で表はせば

$$Q_0 = E\eta_0 R z (\bar{\theta} - T), \quad (38)$$



又は

$$Q_0 = E\eta_0 V(\theta - T) \quad (39)$$

$V$  は室の内容積とする。

又  $\theta$  が (34) 式に依つて示さるゝ如きものなる時は、床面より上限迄の高さを  $z$  として (37) より

$$Q_0 = E\eta_0 R \int_0^z \left( \theta_0 - T + \frac{Az^{1-n}}{a(1-n)} \right) dz$$

$$= E\eta_0 R z \left( \theta_0 - T + \frac{Az^{1-n}}{a(1-n)(2-n)} \right) \quad (40)$$

次に暖房に依つて室温が定常状態に達したる時熱の供給を中止して室が自然冷却をする場合を考へて見る。

自然冷却の最も簡単な場合は第一部に依り  $\theta = T + (\theta_0 - T)e^{-\eta t}$  に依つて表はされるが、自然冷却は床上の高さに關せず一様に此の式に依り示し得るものとし、室温定常状態の終り即ち自然冷却の開始を  $t=0$  に採り、此の時の垂直配布は (34) 式と同形にて

$$(\theta)_{t=0} = \theta_0 = \theta_0' + \frac{Az^{1-n}}{a(1-n)} \quad (41)$$

とすれば

$$\theta = T + \left( \theta_0' - T + \frac{Az^{1-n}}{a(1-n)} \right) e^{-\eta t} \quad (42)$$

であるから、温度勾配は

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{Az^{-n}}{a} e^{-\eta t} \quad (43)$$

を得る。

更に此が時と共に變る狀況は

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) = -\frac{A\eta z^{-n}}{a} e^{-\eta t} \quad (44)$$

に依つて分る。

§ 15. 實測資料の觀察 其の一

此の觀測のための供試室としては廳舎事務室及び住宅和室を用ひ、測器は日巻及週巻自記寒暖計、アスマン通風乾濕計に依り垂直配布を調査する目的を以て気温、濕度及水蒸氣張力を求めた。

其の結果を觀測年月日の古いものより順に並べると次の第 7 表乃至第 13 表の如くである。第 7 表より第 10 表迄は廳舎事務室に於けるもの、第 11 表は湯屋の二階に於けるもの、第 12 表及び第 13 表は官舎和室に於けるものである、次に各表の結果に就き少しく觀察を加へて見よう (第 9 表乃至第 13 表は昭和 16 年の觀測に依るものである)。

第 7 表は比較的低所の気温變化を調べる目的を以て事務室に於て棒狀水銀寒暖計を所定の高さ

第 7 表 (昭和 13 年 12 月觀測)

日別	時別	9	9.5	10	10.5	11	11.5	12	13	13.5	14	14.5	15	15.5
8	A			10.2	11.2	12.0	12.2	12.8	10.8	7.4	9.4	10.4	9.8	10.6
	B			14.0	14.8	15.4	16.4	17.6	12.9	9.0	12.0			
	T	-3.4		-3.2		-2.9		-2.5	-2.5		-2.0		-2.6	
	v	NW		NNW		NNW		NW	NW		NW		NW	
9	A	9.8	9.4	9.6	10.4	10.3		10.2		13.2			14.3	13.6
	B	13.2	13.4	13.2	12.5	13.8		13.7					15.8	
	T	-6.8		-5.3		-4.8		-3.9	-4.2		-4.7		-4.8	
	v	NNE		NNE		NNE		N	NNE		N		N	
10	A	5.9		9.3	10.4	10.6	10.3	10.6						
	B	10.2		15.2	13.8	14.2	13.7	14.3						
	T	-8.1		-7.5		-6.0		-5.6	-6.6		-5.8		-7.3	
	v	NE		NNE		NW		N	N		NW		NNW	
12	A			8.2	8.8	8.8	8.9	8.6	8.6	9.4	11.0	11.4	11.3	11.4
	B			13.2	12.5	12.3	12.4	11.8	11.0	12.9	15.5	16.0	15.8	15.4
	T	-8.7		-7.6		-6.3		-5.5	-5.9		-6.4		-6.3	
	v	N		NNW		N		NNW	N		NW		WNW	
13	A		9.0			6.8	8.2	8.6			8.8	8.6	4.6	7.0
	B		13.8			8.8	12.8	13.4			12.8	12.7	6.2	9.6
	T	-7.3		-6.1		-6.6		-6.6	-6.6		-6.7		-7.0	
	v	NE		NE		NE		NE	NE		NE		ENE	
14	A	4.0	5.4	5.8	6.5	6.6		7.2	5.2			6.5		6.5
	B	8.2	10.6	9.9	9.1	10.6		10.6	7.0			11.0		10.5
	T	-10.7		-10.3		-10.3		-10.3	-10.0		-9.9		-10.4	
	v	N		N		N		N	N		N		N	
15	A	3.0	4.0			5.0	5.0	6.0	5.9		7.3	7.8	7.4	6.8
	B	6.6	7.9			7.1	8.8	10.4	8.8		11.8	11.5	10.7	9.6
	T	-24.0		-12.7		-12.4		-11.4	-10.9		-10.9		-13.0	
	v	N		N		N		N	NNW		NNW		N	
16	A	1.5		5.2		7.8		7.2	5.8		6.8		7.4	
	B	4.6		9.6		10.6		10.3	7.0		10.6		11.2	
	T	-13.3		-11.6		-12.0		-10.0	-10.9		-10.8		-10.5	
	v	NE		NNW		N		WNW	WNW		W		NW	
17	A		4.6	5.6		6.6		8.0						
	B		10.2	10.2		10.4		12.0						
	T	-14.8		-12.6		-11.5		-10.8						
	v	E		N		W		W						
19	A			4.2		6.5		7.4	7.4		8.2			8.6
	B			7.6		10.8		10.6	12.0		12.6			12.2
	T	-13.0		-11.9		-10.4		-9.6	-9.6		-9.6		-9.8	
	v	NNE		ENE		W		W	W		W		WNW	



第 8 表 (昭和 14 年 2 月観測)

日 別	時 別	高 さ				T(°C)	v(m/s)	
		2.5 cm	31.5	83.0	287.0			
21	9.5 <sup>h</sup>	5.1	10.4	16.0	28.7	-7.3	SSW	2.1
	10.0	7.5	14.0	18.3	32.8			
	10.5	8.5	14.2	18.5	32.5			
	11.0	9.1	13.9	18.2	32.4			
	11.5	9.4	13.2	17.5	31.4			
	12.0	9.4	12.6	17.5	29.9			
	13.0	9.5	11.2	16.0	26.1			
	13.5	9.2	12.0	14.8	24.6			
	14.0	9.2	12.2	14.8	24.7			
	15.0	9.8	13.4	15.4	26.9			
22	9.5	9.5	13.8	20.6	31.3	-2.0	WSW	1.3
	10.0	10.5	15.5	20.6	33.7			
	10.5	11.2	16.6	21.1	32.4			
	11.0	11.7	15.6	21.1	31.0			
	11.5	12.2	16.6	21.5	32.0			
	12.0	13.0	16.8	21.5	32.7			
	13.0	12.7	15.6	21.1	31.7			
	13.5	13.2	17.1	20.1	30.9			
	14.0	12.5	14.9	20.1	29.0			
	15.0	11.6	13.9	16.2	26.1			
23	9.5	4.6	8.3	18.0	25.3	-6.6	W	1.9
	10.0	5.7	10.2	20.8	27.5			
	11.0	9.5	13.2	20.8	32.5			
	11.5	10.1	14.2	19.9	31.7			
	12.0	10.1	13.3	18.1	29.5			
	13.0	9.7	12.2	18.1	25.8			
	13.5	10.1	13.7	19.6	26.5			
	14.0	10.6	14.0	18.4	28.3			
	15.0	10.4	14.0	18.4	28.5			
	15.5	10.3	14.2	18.4	29.2			
24	10.0	6.7	11.8	18.9	29.0	-6.5	SW	0.8
	10.5	8.3	13.2	19.2	31.4			
	11.0	9.0	12.9	18.4	32.0			
	11.5	9.0	12.2	17.7	31.0			
	12.0	8.9	12.2	17.2	29.5			
	12.5	8.7	11.6	17.2	28.4			
	13.0	9.2	11.5	16.6	27.6			
	14.0	9.2	11.5	14.1	26.4			
	15.0	8.5	10.4	14.1	23.6			

第 9 表 (1 月 30 日)

z	θ	H	f
5	-0.8	47	2.03
45	1.6	35	1.80
90	4.4	28	1.76
145	7.5	25	1.90
185	10.2	20	1.80
245	14.9	14	1.86

第 10 表 (2 月 3 日)

z	θ	H	f
5	9.2	40	3.33
45	12.4	30	3.19
90	15.2	28	3.58
145	19.8	23	3.98
195	23.1	18	3.87
245	24.9	18	4.08

第 11 表 (1 月 18 日)

z	θ	H	f
0	6.8	64	4.70
20	6.4	65	4.64
40	6.4	66	4.75
60	6.7	62	4.58
80	6.9	63	4.65
100	7.1	60	4.53
120	7.3	61	4.62
140	7.6	60	4.65
160	7.8	61	4.84
180	8.0	61	4.92

第 12 表 (2 月 15 日)

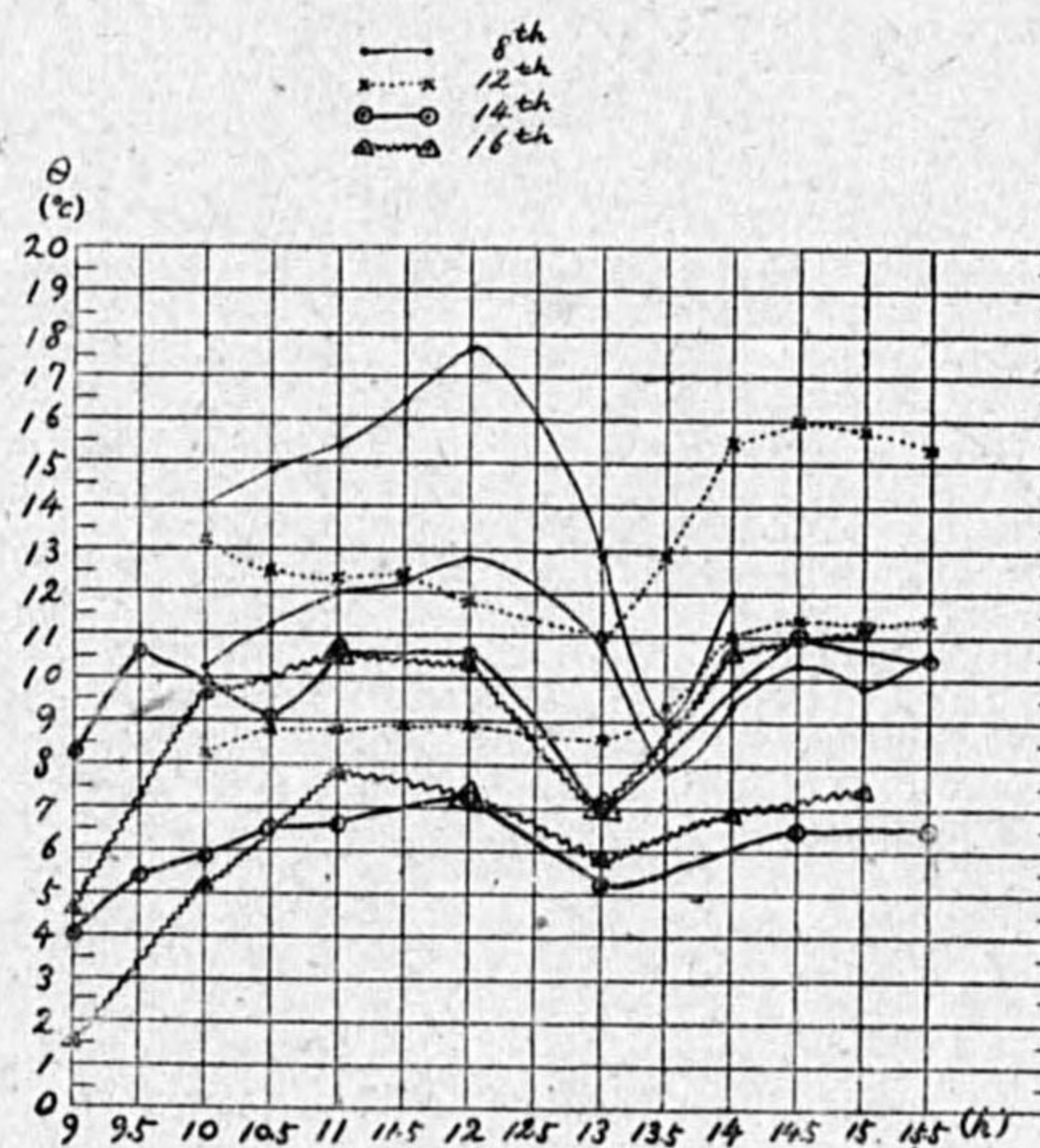
z	θ	H	f
4	10.2	46	3.30
25	11.4	33	3.27
45	13.2	27	3.11
70	15.0	28	3.50
90	16.8	26	3.74
125	18.8	26	4.14
145	21.4	22	4.16
165	22.8	20	4.10
185	23.8	20	4.48
205	24.4	19	4.42
245	25.2	18	4.47

第 13 表 (2 月 24 日)

z	θ	H	f
5	11.4	39	3.99
35	12.5	38	4.03
70	15.0	33	4.20
105	16.4	32	4.54
140	18.2	30	4.72
180	19.5	29	4.79
240	20.3	26	4.68

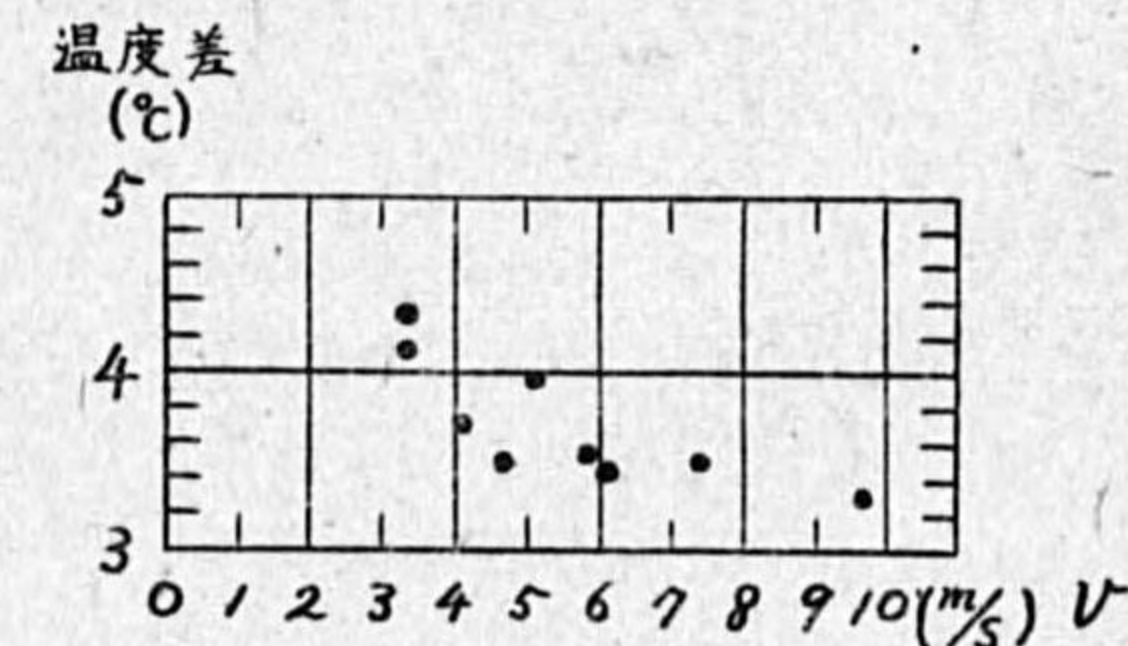
に懸垂して定時観測を行つた結果を示すもので球部の高さは床上 A は 2 種 0, B は 32 種 0 でその差は 30 種であるが是等に依つて低所の状況の大略は知り得ると思ふ。此の A, B の資料の中代表的な場合 4 箇 (8 日, 12 日, 14 日, 16 日) に就いて圖示すれば第 18 圖の如くである。A, B 兩位置に於ける變化状態は並行してゐるが高所のものの方が變化烈しく又兩所の差の變化も之と一般に同相を示し即ち温度の高い場合程兩所の差も大きいのであつて、此の観測資料中にて差の最も大きいのは 10 日 10 時 5°.9, 最も小さいのは 16 日 13 時 1°.2 である, A, B 兩所に於いて等時間間隔を以て定時に観測した温度の平均の差は風速の大なる時小さく, 風速の小なる時大きくなる傾向が見えるが是は外界より空氣の吹込み, 吸出等しの作用に因る亂流の盛衰が風力に左右される結果に他ならぬと考へられる, 此の資料では少きに過ぐるが第 19 圖の如くなり其の大體

第 18 圖



の傾向は認め得られると思ふ。此の平均の出し方は例へば 8 日のものでは 10, 11, 12, 13, 14 時の 5 回のもの平均で風速について同様である。1 時間毎のものが揃つてゐない場合で不足が唯一回に限る程度のは例へば 9.5 時のものを 10 時に代用したものもある。

第 19 圖





第 8 表は室内の全體的垂直配布の時間的變化を見るために観測を行つた結果を示すもので床上の高さ 2 種 5, 31 種 5 は水銀棒状寒暖計, 他は自記器に依つて観測したものである, 此の代表的なものとして 24 日のものを圖示すれば第 20 圖の如くで圖中●, ⊙, ○, △, × の記號に依るものは各時刻の垂直配布を示し, □ の記號に依るものは各高さの時間的變化を示したものである, 之に依ると高さによる温度の差の著大なことが分り, 暖房の旺盛な時程垂直配布を示す曲線は立ち, 高所程變化の大きいことが認められる.

垂直配布の實驗式の一例を示すために同表の 21 日 10 時より 15 時に至る 6 回の平均値を用ひることとせんに, その値は次表の通りである.

高 さい(種)	2.5	31.5	83.0	287
温 度	9.08	13.88	16.70	28.80

此の高さを  $z$ , 温度を  $\theta$  とし,  $\log \theta$  と  $\log z$  のグラフを描けばその關係は略々直線となるから

$$\theta = \theta_0 + \alpha z^\beta, \quad (45)$$

$\theta_0, \alpha, \beta$  は常數.

上の如き形なりと考へられる. 依て

$$z_1 = 2.5, \quad \theta_1 = 9.08.$$

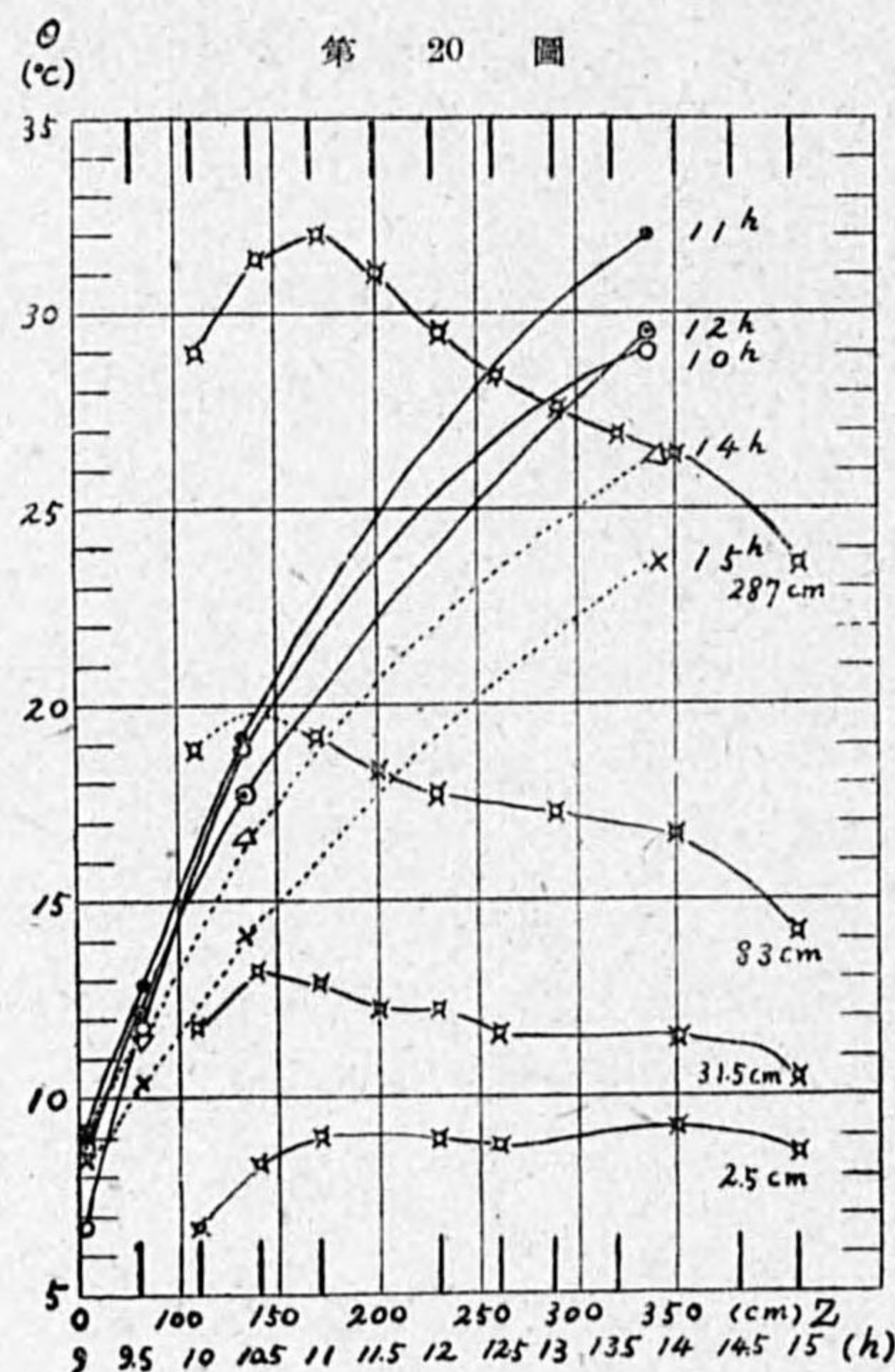
$$z_2 = 287, \quad \theta_2 = 28.80.$$

$$z_3 = \sqrt{z_1 \cdot z_2} = 26.786$$

に對し  $\theta_3 = 12.05$  が圖より得られるから

$$\theta_0 = \frac{\theta_1 \theta_2 - \theta_3^2}{\theta_1 + \theta_2 - 2\theta_3} = 8.44$$

となる.



第 20 圖

依て最小自乗法により常數  $\alpha, \beta$  を求むれば

$$\theta = 8.44 + 0.3345 z^{0.7285}$$

となる.

之に依る計算値と観測値との比較は次表の通りで良く合致する.

高 さい	2.5	31.5	83	287
計 算 値	9.09	12.57	16.80	29.09
比 較	+0.01	-0.31	+0.10	+0.29

+は計算値の方高さを示し, -は低さを示す.

是は平均値に就いて計算して見たのであるが理論的考察より得た (3) 式と比較すると

$$\alpha = \frac{A}{a(1-n)} = 0.3345, \quad \beta = 1-n = 0.7285$$

であつて  $n = 0.2715$  となる.

第 9 表及び第 10 表は事務室に於ける温度及湿度の垂直配布を見るために観測した結果を示すもので第 10 表の温度に對し前記と同様方法に依り實驗式を求めると, 即ち實測値を平滑した曲線より読み取り

$$z_1 = 5, \quad \theta_1 = 9.0$$

$$z_2 = 245, \quad \theta_2 = 25.2$$

$$z_3 = \sqrt{z_1 z_2} = 35, \quad \theta_3 = \frac{\theta_1 \theta_2 - \theta_3^2}{\theta_1 + \theta_2 - 2\theta_3} = 8.44$$

となるから

$$\theta = 8.44 + 0.201 z^{0.801}$$

を得る.

之に依る計算値と観測値との比較は次表の通りで大體合致する.

高 さい	5	45	90	145	195	245
計 算 値	9.2	12.7	15.8	19.3	22.2	24.9
比 較	0.0	+0.3	+0.6	-0.5	-0.9	0.0

+は計算値の方高さを示し, -は低さを示す.

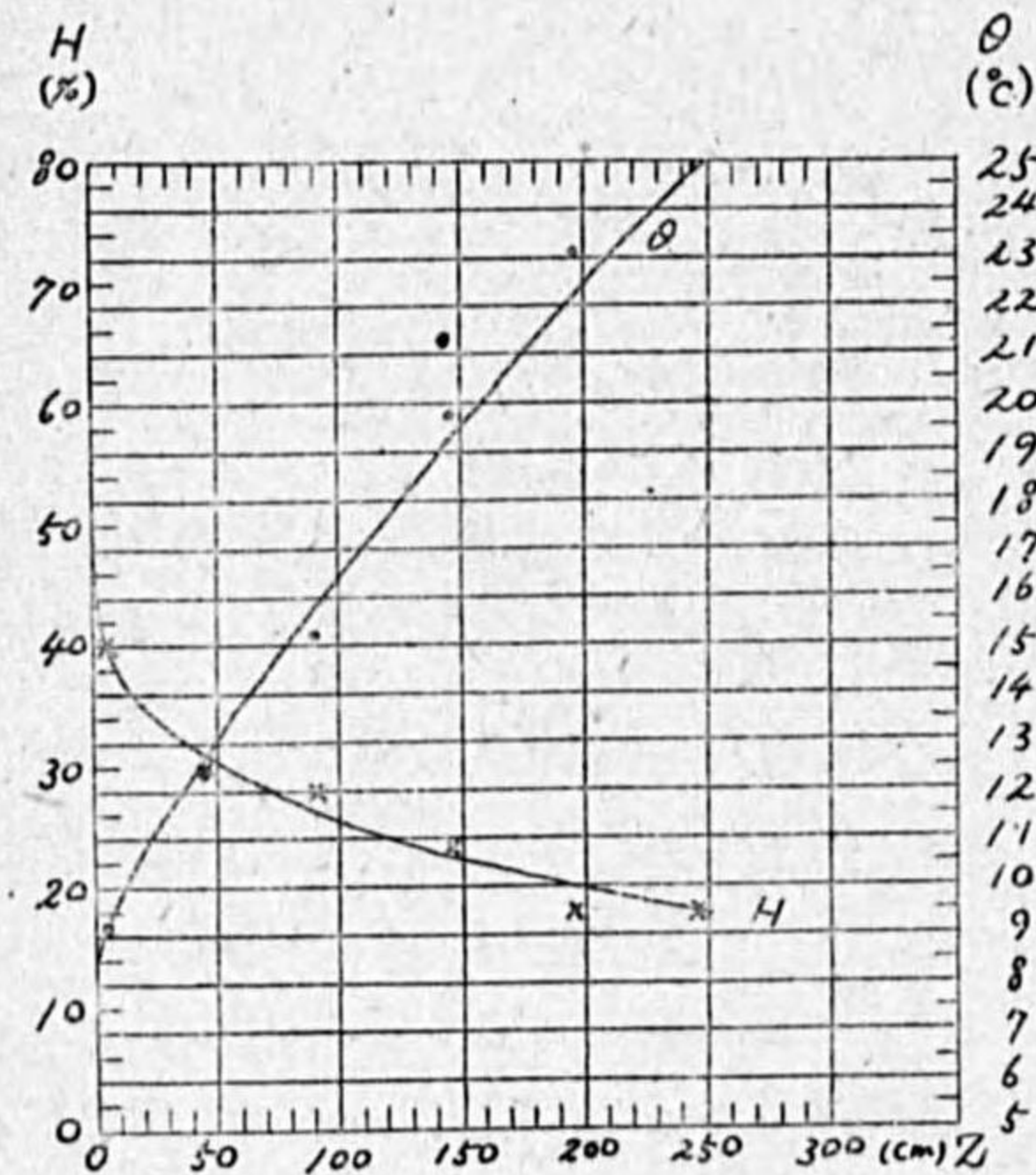
第 21 圖の  $\theta$  の曲線は計算値に依つて描いたもので圖中の●印は實測値である. 此の観測時は 11 時で暖房に依る熱の供給が可成り旺盛なる時の例で

$$\frac{A}{a(1-n)} = 0.201, \quad 1-n = 0.801, \quad n = 0.199$$

となる.



第 21 圖



第 9 表は早朝 7 時の観測に依るもので対流は未だ左程旺盛でない時であるが、此の  $\theta$  と  $z$  との関係は略々直線に依つて示されるやうに見える。最小自乗法に依つて之を求めると

$$\theta = 0.064 z - 1.357$$

を得る。

此の式による計算値と観測値との比較は次表の通りで可成り良く適合することが認められる。

高  さ $z$	5	45	90	145	185	245
計 算 値	-1.0	1.5	4.4	8.0	10.5	14.4
比 較	-0.2	-0.1	$\pm 0.0$	+0.5	+0.3	-0.5

+は計算値の方高きを示し、-は低きを示す。

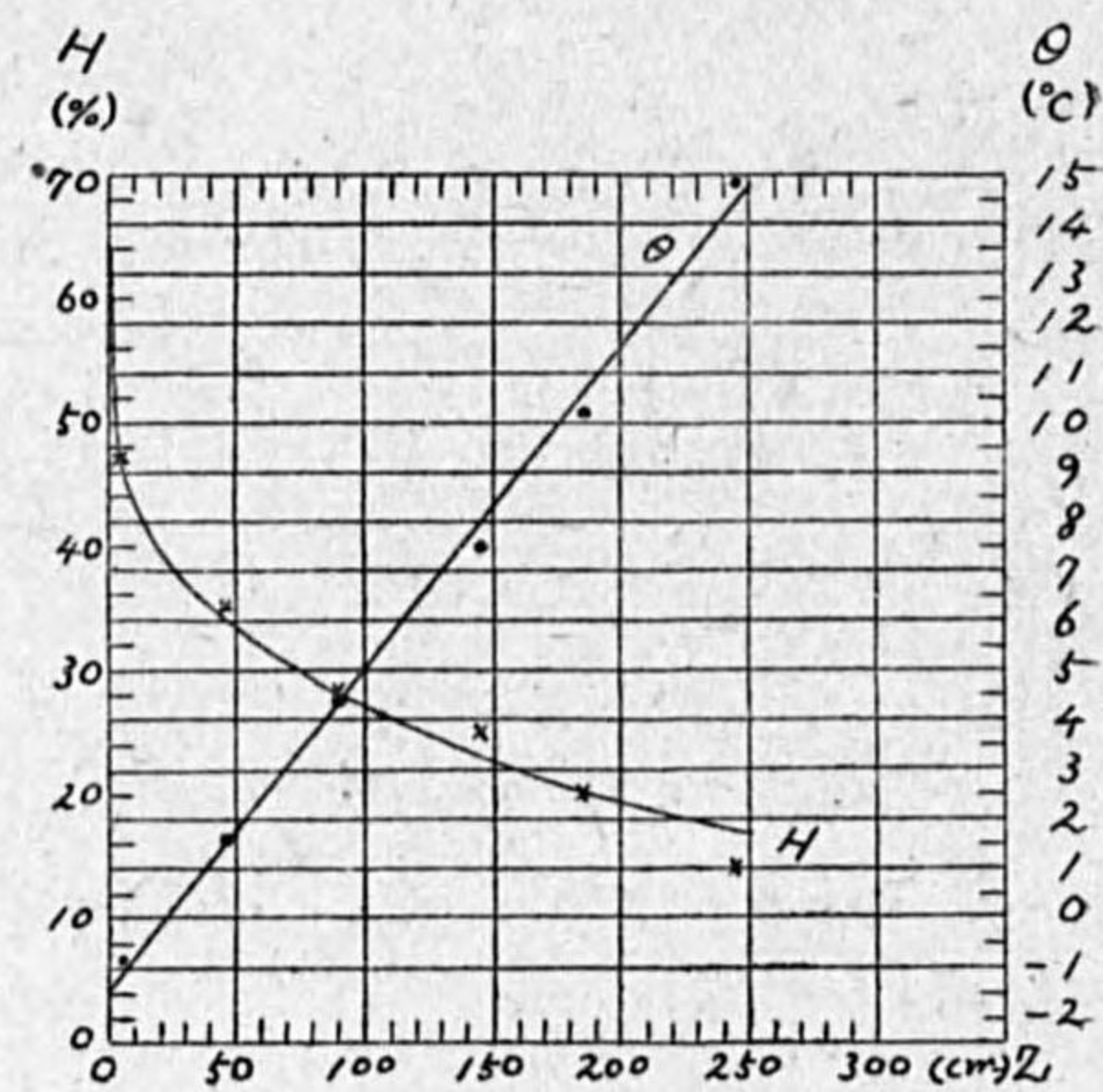
第 22 圖の  $\theta$  の直線は此の計算に依り描いたもので●印は實測値を示す、1 輻に對する  $\theta$  の上昇の割合は  $0.064^\circ\text{C}$  となつてゐる譯である。

昌山博士<sup>(17)</sup>が會て豊原地磁氣觀測所事務室に於て觀測したる所に依れば次表の通りである。

高  さ $z$	3.5	25.5	83	175	215	285
温 度 $\theta$	9.9	16.7	24.6	35.3	36.7	39.2
水 張 $f$	3.09	3.10	4.60	5.55	6.44	4.78

(17) 註 (10) に同じ。湿度も示されてあるが茲には略する。

第 22 圖



之に對し前記と同様の方法に依り實驗式を求めると

$$\theta = 6.39 + 1.871 z^{0.618},$$

$$n = 0.482$$

を得る。

之に依る計算値と観測値との比較は次表の通りで大體適合すると見られる。

高  さ $z$	3.5	25.5	83	175	215	285
計 算 値	10.0	16.4	24.8	33.6	36.6	41.3
比 較	+0.1	-0.3	+0.2	-1.7	-0.1	+2.1

+は計算値の方高きを示し、-は低きを示す。

此の場合の煖房装置は大型ストーブ一個にて室は殆んど密閉状態に置かれてゐることは他の場合も同様である。

次に第 12 表及第 13 表は住宅和室に於ける同種の観測結果を示すもので第 12 表の温度は第 23 圖の  $\theta$  (15 th) に依つて表はしてゐるが此の曲線は観測値を適當に平滑したものである。

第 13 表の温度に對し前記の方法に依り實驗式を求めると

$$\theta = 10.2 + 0.40 z^{0.557},$$

$$n = 0.413$$

を得る。

之に依る計算値と観測値との比較は次の如くである。之を圖示すれば第 23 圖の  $\theta$  (24 th) の如くなる。

高  さ	5	35	70	105	140	180	240
計 算 値	11.2	13.4	15.1	16.4	17.5	18.8	20.2
比 較	-0.2	+0.9	+0.1	$\pm 0$	-0.7	-0.7	-0.1

+は計算値の方高きを示し、-は低きを示す。

第 11 表は参考迄に特別の室に於て觀測した資料にして、階下の間はストーブ煖房ある和室之に連接して釜、浴槽等を設置せる湯屋の二階和室に於けるもので此の室には全く煖房を用ひない。而かも嚴寒と雖相當の室温を保ち垂直傾度は極めて小さきも上暖下冷の配布を呈して居り湿度は比較的高い。此の湯屋は大泊町字黄金井町櫻庭政三郎氏經營のもので觀測を快諾されたる同氏に對し茲に記して謝意を表はす次第である。

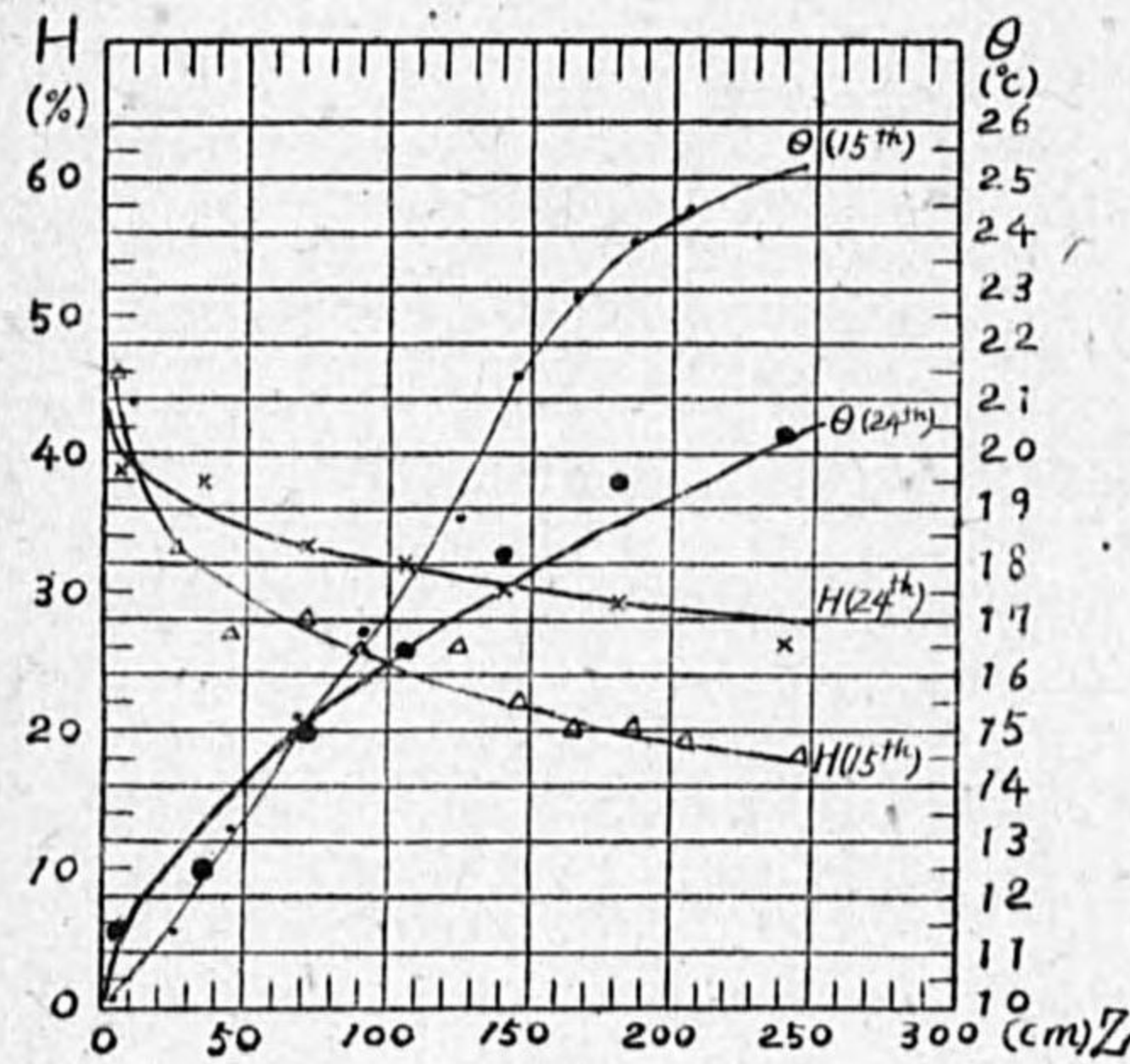
### § 16. 實測資料の觀察 其の二

絶對湿度の垂直配布に對しては水蒸氣の擴散を考へ、相當湿度の方は之と共に温度の垂直配布の結果に依つて決まるべきであるが一般に温度が最も大きな役割をなしてゐる。而して § 9, § 14 等



に述べた温度及湿度に関する数式を結び付ければその垂直配布の理論式は一應得られるが之は略して次に実験式のみを求めて見ることとする。

第 23 圖



相對湿度は高所程低くなつてゐるが、2, 3 の場合に就いて實驗式を求めて見よう。

第 9 表に示す廳舎内の場合に於て  $\log H$  と  $\log z$  とは直線關係となつて居るから

$$H = H_0 - \alpha' z^{\beta'}, \quad H_0, \alpha', \beta' \text{ は常數.} \quad (46)$$

上の形と考へられる、依つて温度の場合と同様方法を用ひ

$$z_1 = 5, \quad H_1 = 49$$

$$z_2 = 245, \quad H_2 = 16$$

$$z_3 = 35, \quad H_3 = 37$$

となり

$$H_0 = \frac{H_1 H_2 - H_3^2}{H_1 + H_2 - 2H_3} = 65,$$

$$H = 65 - 11.6 z^{0.259}$$

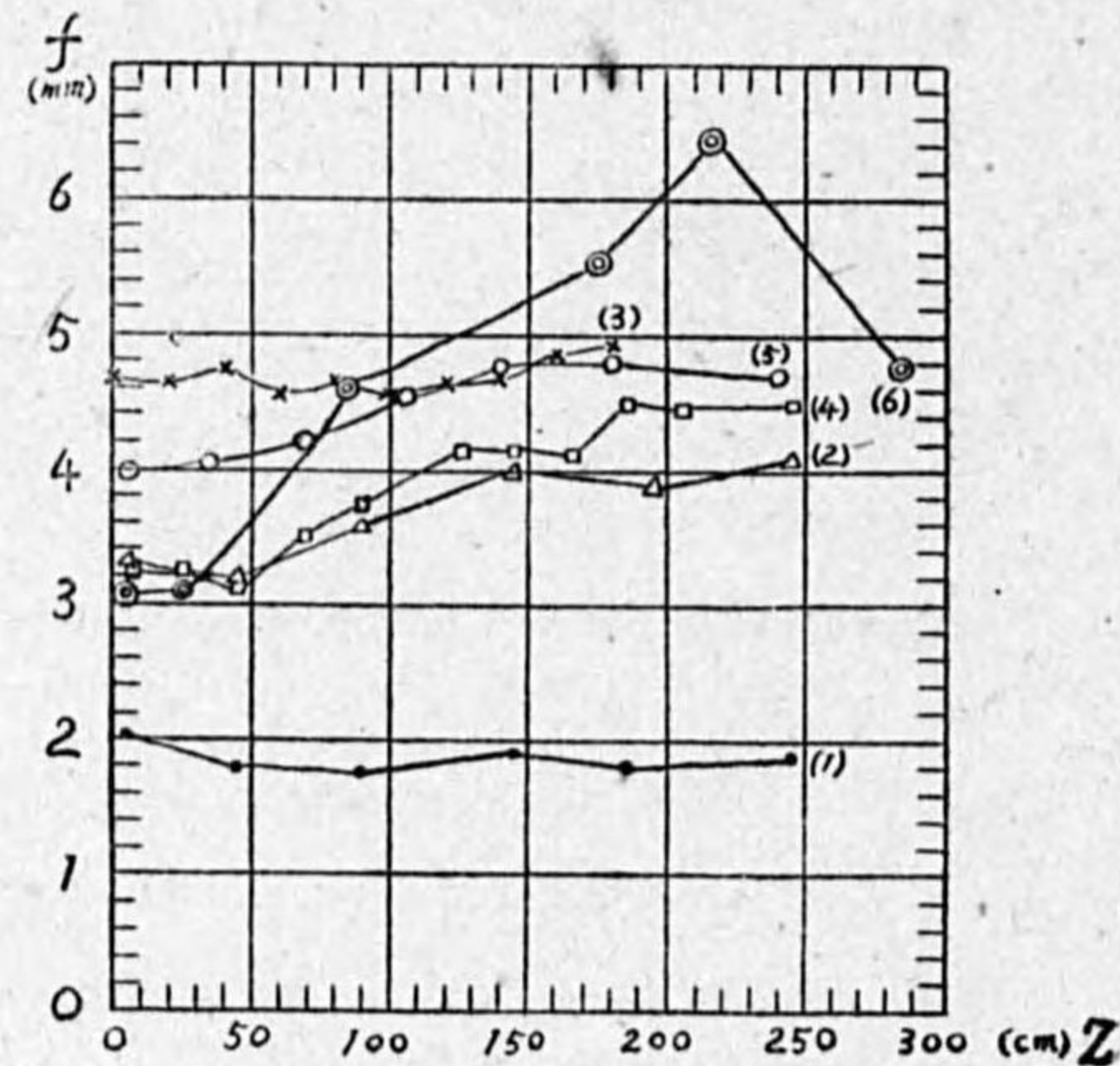
を得る。

之に依る計算値と觀測値との比較は次表の通りで大體良く合致し、第 22 圖には本式に依る計算より  $H$  の曲線を描き、 $\times$ 印は觀測値を示す。

高 　　さ	5	45	90	145	185	245
計 算 値	47	34	28	23	20	17
比 較	$\pm 0$	-1	$\pm 0$	-2	$\pm 0$	+3

+は計算値の方高く、-は低きを示す。

第 24 圖



第 10 表廳舎内に於ける  $H$  に對し前記同様平滑した曲線より

$$z_1 = 5, \quad H_1 = 41$$

$$z_2 = 245, \quad H_2 = 17$$

$$z_3 = 35, \quad H_3 = 33$$

となり

$$H_0 = 49,$$

$$H = 49 - 5.37 z^{0.32}$$

を得る。

之に依る計算値と觀測値との比較は次表の通りで大體適合する、第 21 圖には本式に依る計算より  $H$  の曲線を描き、 $\times$ 印は觀測値を示す。

高 　　さ	5	45	90	145	195	245
計 算 値	40	31	26	23	20	18
比 較	$\pm 0$	+1	-2	$\pm 0$	+2	$\pm 0$

+は計算値の方高く、-は低きを示す。

住宅和室に於ける例として擧げた第 12 表及第 13 表中第 12 表の湿度に第 23 圖の  $H$  (15 th) を示した。

第 13 表の  $H$  に對し前記の方法に依つて實驗常數を求めると

$$H = 43 - 2.01 z^{0.371}$$

之に依る計算値と觀測値との比較は次表の通りで大體適合する。

高 　　さ	5	35	70	105	140	180	240
計 算 値	40	31	33	32	31	29	28
比 較	+1	-2	$\pm 0$	$\pm 0$	+1	$\pm 0$	+2

+は計算値の方高きを示し、-は低きを示す。

第 23 圖中  $H$  (24 th) は此の計算値に依つて描いたものにして $\times$ 印は觀測値を示すものである。

水蒸氣張力と高さとの關係は溫度や湿度の如く簡單な實驗式では表はし得ないやうに見えるが第 9 表より第 13 表及び豐原地磁氣廳舎内に於ける水蒸氣張力を圖示すれば第 24 圖の如くになり大體として高さと共に増加する傾向が認められる場合が多い、此の圖は觀測値を單に直線に依つて連ねて見たに過ぎないが第 9 表に依るものを (1) とし表の順に従ひ第 13 表を (5) の線にて表はし地磁氣觀測所に於けるものを (6) とした。



## § 17. 第 3 部 摘要

以上暖房室内気温及び湿度の垂直配布に關し簡単な調査を試みたがその理論的考察は大膽に失する嫌ひがあるかも知れぬ、然し考察の一手段としては差支へなからうと思ふ。觀測資料に就いては實驗室的のものでない憾みはあるが事の大略は窺知し得られる、気温、湿度の實驗式に於ける常數は室の構造、暖房方法、氣象状態に依つて異つて來ることは勿論であつて、温度に就いて考へるに上例の如き暖房方法に於いては寒地であればある程床面附近の温度は低くなり勝ちであるから足寒を伴ふに至ることは當然で床暖房法 (Fussboden heizung) が最も好適なものとなるべきことは強調すべき留意すべき實證の下にあると言へる。水蒸氣張力の垂直配布は簡単な實驗式では表はせないやうである。

元來本報告では總べて事實を示す程度のものであつて諸條件に依て異なるべき自分の希求した所の結論を得る迄に至らなかつたことは遺憾であるが後日を期するより他はない。

終りに臨み恩師岡田前中央氣象臺長先生の御激勵と重富樺太廳氣象臺長の御後援に對し深謝申上ぐる次第である。  
(昭和 16 年 9 月 於大泊)

## 印度アッサム系紅茶樹と氣象との關係に就いて

茶 屋 道 久 吉

## 目 次

1. 緒 言
2. 日本内地氣候と印度系紅茶樹
3. 枕崎町の地勢
4. 枕崎紅茶園の概況  
(イ) 枕崎紅茶試驗地の地勢, (ロ) 育成品種, (ハ) 育成方法, (ニ) 生育現況,  
(ホ) 枕崎紅茶試驗地の沿革
5. 印度系紅茶樹と氣象  
(イ) 最低気温と紅茶樹, (ロ) 気温較差と紅茶樹, (ハ) 霜雪と紅茶樹,  
(ニ) 平均気温と紅茶樹, (ホ) 降水量並湿度と紅茶樹, (ヘ) 旱魃と紅茶樹,  
(ト) 日照と紅茶樹, (チ) 土質と紅茶樹, (リ) 紅茶樹と氣象要素との綜合的考察
6. 鹿兒島縣に於ける紅茶事業の現況及將來
7. 結 語

## 1. 緒 言

茶は人間生活に取つて缺くべからざる嗜好品にして古今東西を論ぜず貴賤貧富の別なく人類生活の全般を通じて愛好せらるゝものである事は今更云ふまでもない處であるが、現今世界に於いては茶の消費量は其の 90% は紅茶で 10% は綠茶である點から考へて如何に紅茶が全世界に多く消費せられるかが判るのである。

## 2. 日本内地氣候と印度系紅茶樹

従來印度系紅茶樹は日本内地には栽培不可能と云はれてゐたものである。尤も明治三十五年以來日本内地に於いて、多少試作的に温室又は人工を施して栽培した事實はあるとの事であるが何れも枯死して永續してゐないのである。然るに枕崎町に於ては印度アッサム系紅茶樹を栽培して順調に旺盛に生長して優秀なる成績を擧げてゐる (寫眞 1 参照)。

## 3. 枕崎町の地勢

枕崎町は薩摩半島の南端にあり南方一帯は海洋に面し、東は知覽町北は勝目村加世田町に接し西は西南方村に境し東西 3 里、南北 2 里 18 町、面積 4 方里 9 にして地勢は東部に位せる大字別府が知覽町南部<sup>エイムラ</sup>穎娃村西部地方一帯と共に平野をなしてゐる外東鹿籠、西鹿籠、枕崎の三大字は東北西の三方に山を負ひ漸次南に傾斜して海に至り其間丘陵起伏して平野に乏しい。

## 4. 枕崎紅茶園の概況

## (イ) 枕崎紅茶試驗地の地勢

現在枕崎町紅茶園は鹿兒島縣立枕崎紅茶試驗地となつてゐるもので其位置は枕崎町東鹿籠にあり



海拔約 40 米の高臺にして北側に海拔約 60 米の岩山あり栽培地は平面又は南面傾斜地で枕崎觀測所より北々東約 1.5 軒の處である (第 6 圖参照).

(ロ) 育成品種

キャン種 (印度ダーチリン産, 耐寒性最も弱し), アッサム種 (アッサム産, 耐寒性キャン種より稍強し).

其他及支那種.

(ハ) 育生方法

昭和 6 年 6 月 16 日播種 反別約 5 反畝, キャン種は 5 反畝試作後知覽より昭和 15 年 3 月 4 反 5 畝移植す.

(ニ) 生育現況

紅茶樹の大なるものは次の如く旺盛なる生長をなし卒然として之を見る時は茶樹とは思はれない位である (寫眞 1 参照).

樹高 5.19 米 (17.1 尺), 幹徑 0.41 米 (1.35 尺).

葉の大きさ { 長 22.8 cm (7.5 寸) } (寫眞 2 参照).  
{ 幅 8.1 cm (2.6 寸) }

(ホ) 枕崎紅茶試験地の沿革

鹿兒島縣に於いては昭和 4 年以來農林省指定の下に紅茶に関する各種の試験研究を繼續して昭和 5 年印度ダーチリンより原種の輸入を機會に枕崎町農會に委託試験として栽培をなし其他を知覽茶業分場にて栽培を行ひ枕崎町農會は多額の經費と努力とを以て之が栽培に努めたる結果其氣候風土は大いに之が栽培に適し成績頗る良好にして生育旺盛で製茶は品質又優良前途の確實性を認むるに到つたのであるが, 一方知覽茶業分場の方は冬季に適當な人工を加へて防寒しなければ生育甚だ阻害される事實が判明した. 茲に於いて地元枕崎町は土地建物設備等一切を縣に寄附して紅茶の試験研究機關の設置を要望し縣は昭和 14 年 4 月縣立農事試験場枕崎紅茶試験地の設置を決定, 次で昭和 15 年農林省は同所に於いて指定試験を実施する事となり更に昭和 15 年農林省は全國に唯一の紅茶原種圃に指定し紅茶に関する試験研究と共に優良原種を増殖して全國の茶業研究機關に配付する事となつたのである.

6. 印度系紅茶樹と氣象

岡田先生の氣候學 (111 頁) に「茶は山茶科に屬する灌木性の常綠樹で熱帯氣候の土地に産するものであるが温帯殊に季節風帶の氣候にも充分に生長する」, 「温度の方は左程制限が八釜しくない只氷點下に下る所では新芽が凍害に罹る事があるから寒地には育たない」と御説明があるから之を基調として紅茶樹と氣候との關係を少し考察して見度い.

(イ) 最低氣温と紅茶樹

印度系紅茶樹は耐寒性の薄弱な植物であるから氷點下の最低氣温が最も重大なる關係がある. 枕崎に於ける最低極温は-4.3 度 (昭和 4 年 2 月 11 日) であるが紅茶栽培後 (昭和 6 年以降) は-3.3 度 (昭和 9 年 1 月 18 日) である. 此の最低極温で枕崎では自然の儘に何等の人工を加へずして旺盛に生長してゐるが知覽では最低極温 -6 度以下に下るので知覽に於いては印度系紅茶樹は地上部は主幹の表皮が破裂して枯損するのである. 此の事實を關係者が調査の結果印度系紅茶樹は大體 -4 度以下に下る時には枯死する事が判明したのである. 枕崎の最低極温はカトマンヅより低くシムラより高くなつてゐる. 又植物微細氣象の見地より考察して草上最低地温が更に密接な關係があると思はれる. 筆者の考へでは-6 度以上ならば何等障害はないものと思はれる (次表参照), (寫眞 3 参照).

又氷點下に於ける低温繼續時間も至大の關係があらう. (知覽の氣象表省略す).

第 1 表 枕崎及印度各地の最低極温

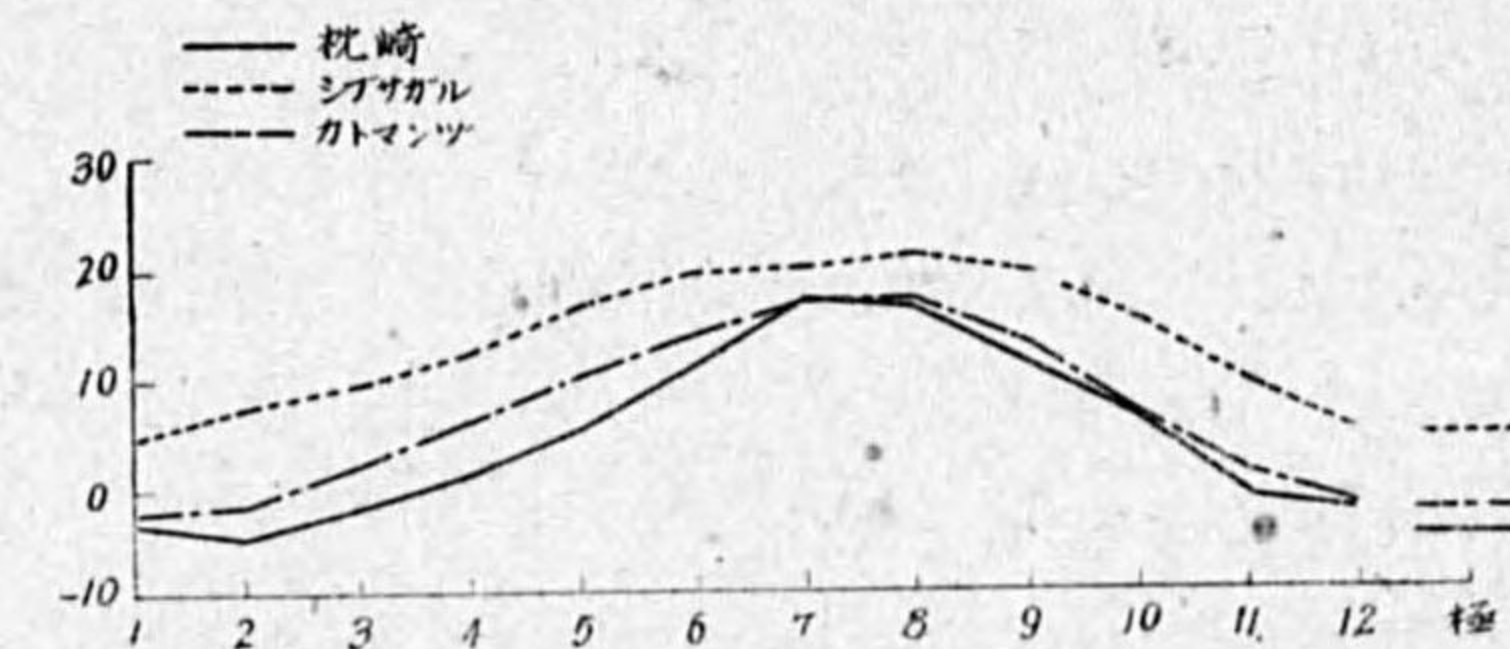
地名	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
枕崎	18. 1936 -3.3	11. 1929 -4.3	3. 1925 -1.7	1. 1932 1.3	3. 1935 5.8	6. 1931 11.2	3. 1937 17.1	24. 1928 16.9	24. 1934 11.9	29. 1931 6.2	23. 1929 -0.5	19. 1925 -2.3	11. 11. 1929 -4.3
ジブサガル	4.8	7.2	9.9	12.5	16.7	19.6	20.3	21.9	20.1	15.6	10.0	5.7	4.8
カトマンヅ	-2.1	-1.2	2.2	6.2	10.4	14.0	16.1	17.5	13.7	6.6	1.7	-1.2	-2.1
ブルイア	2.6	3.2	7.3	13.2	16.8	17.6	22.3	21.8	21.2	13.7	9.0	4.8	2.6
バナルス	2.8	4.5	6.4	13.9	19.0	20.6	23.1	22.8	17.8	12.0	7.3	2.4	2.4
デリー	3.3	2.9	7.0	15.3	17.6	21.0	22.8	22.3	19.6	15.2	7.7	2.7	2.7
シムラ	-5.2	-8.3	-3.7	1.6	6.9	9.5	11.7	11.6	9.9	5.4	-1.2	-2.2	-8.3
ハッサン	9.2	10.6	12.6	14.9	14.7	16.9	16.5	15.4	15.1	12.3	9.8	8.3	8.3
コロンボ	16.4	18.3	20.3	20.6	17.2	21.4	21.4	22.2	21.7	21.4	20.0	18.6	16.4

(最低地温の極)

- 8.8 2. II. 1929 (第一位)
- 7.4 3. I. 1929 (第二位)
- 6.3 9. I. 1939 (第三位)

尙枕崎及印度各地 (茶産地に比較的近き觀測地) の最低極温は第 1 表並第 1 圖の通である.

第 1 圖 枕崎及び印度主要地の最低極温比較圖



(ロ) 氣温較差と紅茶樹

氣温の較差も亦紅茶樹と至大の關係がある. 即ち地形によつて霜が強くとも北向の所では南向の所よりも被害も少く落葉もないが霜が弱くとも日當りの良い所では被害もあるし又冬季落葉もする



事実があるから気温較差の大なる事と急激なる気温の變化は紅茶樹に對しては不適である。印度に於いて最良の發育を遂げる気温變化は一日攝氏 24 度より 30 度位であると云はれてゐる。

(ハ) 霜雪と紅茶樹

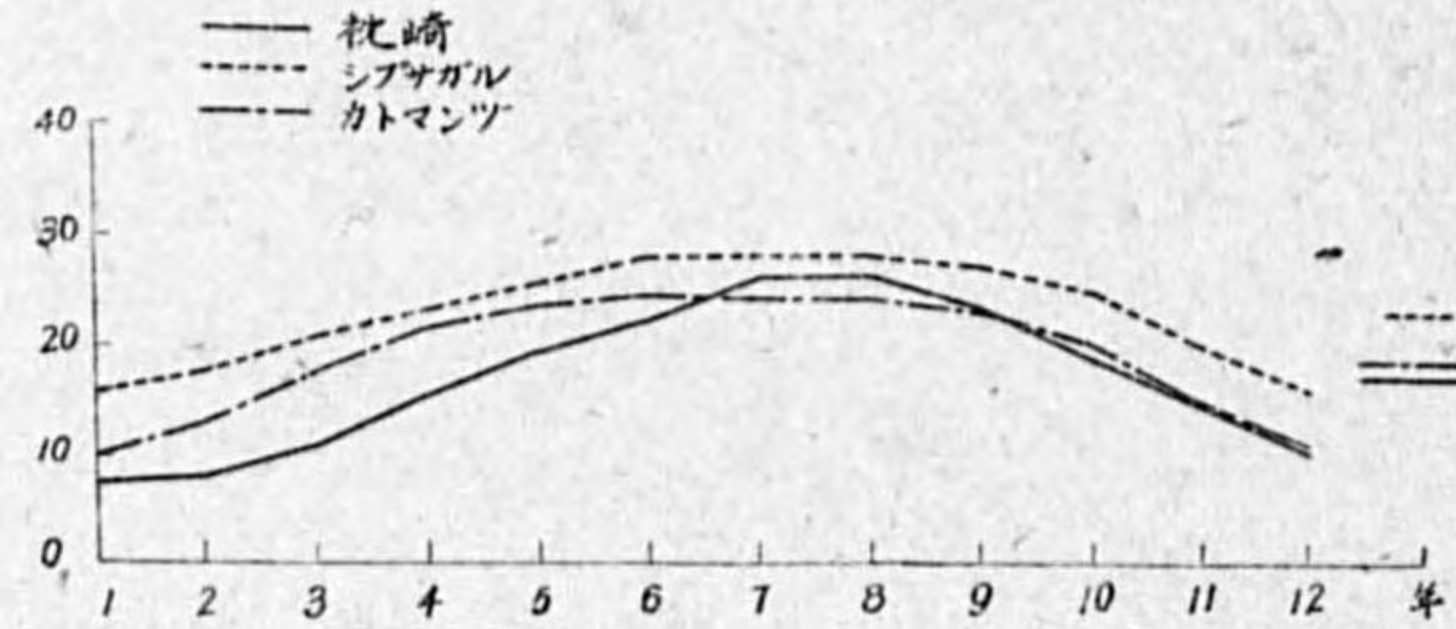
少量の霜は殆んど被害がないのである。之は紅茶樹が常緑樹であるが、寒候期には休眠状態にある爲と考へられてゐる。しかし強い霜、殊に晩霜は警戒すべきものである事は勿論である。又雪は凍らなければ大した被害はないと云はれてゐる。即ち枕崎に於いては昭和 8 年 1 月 28 日前後の 4.8 cm の降雪、昭和 9 年 1 月 26 日前後の 4.3 cm の降雪等があつたが大した被害はなかつたのである。枕崎に於ける霜の季節は次の通りである。

- 初霜平均 12 月 11 日
- 最早 11 月 28 日 (1930 年)
- 晩霜平均 3 月 14 日
- 最晩 4 月 1 日 (1935 年)

(ニ) 平均気温と紅茶樹

「温度の方は左程制限が八釜しくな」と岡田先生の氣候學にある通り紅茶樹生育には普通平均気温は大した重要性はないものと思はれる。即ち氷點下の低温障壁がなければ寧ろ高地の方が紫外線も強く品質も優良なものを産

第 2 圖 枕崎及び印度主要地の平均気温圖



第 2 表 枕崎及印度各地の平均気温

地名	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
枕崎 (32.5 m)	7.6	8.3	11.0	15.4	19.1	22.2	26.4	26.9	24.0	19.1	14.4	10.3	17.1
枕崎 (1015 m)	15.6	17.3	20.7	23.3	25.8	28.1	28.7	28.5	27.8	25.3	20.5	16.1	23.2
ジブサガル (1337.8 m)	9.9	12.6	17.3	21.2	23.4	24.3	24.6	24.3	23.3	20.2	14.6	10.7	18.9
カトマンヅ (37.8 m)	16.2	18.3	23.9	28.5	29.2	29.3	29.1	28.8	28.5	26.3	21.4	17.9	24.7
ブルイア (81.4 m)	16.1	18.6	24.9	30.6	33.4	33.0	29.9	29.8	29.0	26.1	20.7	16.4	25.7
ベナレス (21.9 m)	14.9	17.3	23.4	29.9	33.6	34.3	31.0	29.8	29.4	26.7	21.0	16.2	25.6
デリー (2204.9 m)	4.7	4.9	9.9	14.6	18.7	19.7	18.1	17.2	16.3	13.9	10.3	7.0	13.0
シムラ (960.1 m)	21.2	23.0	25.5	26.8	25.8	23.3	22.1	22.3	22.8	23.0	21.9	20.8	23.2
ハッサン (7.3 m)	26.6	27.1	28.0	28.2	28.4	27.7	27.5	27.6	27.7	27.1	26.9	26.6	27.5

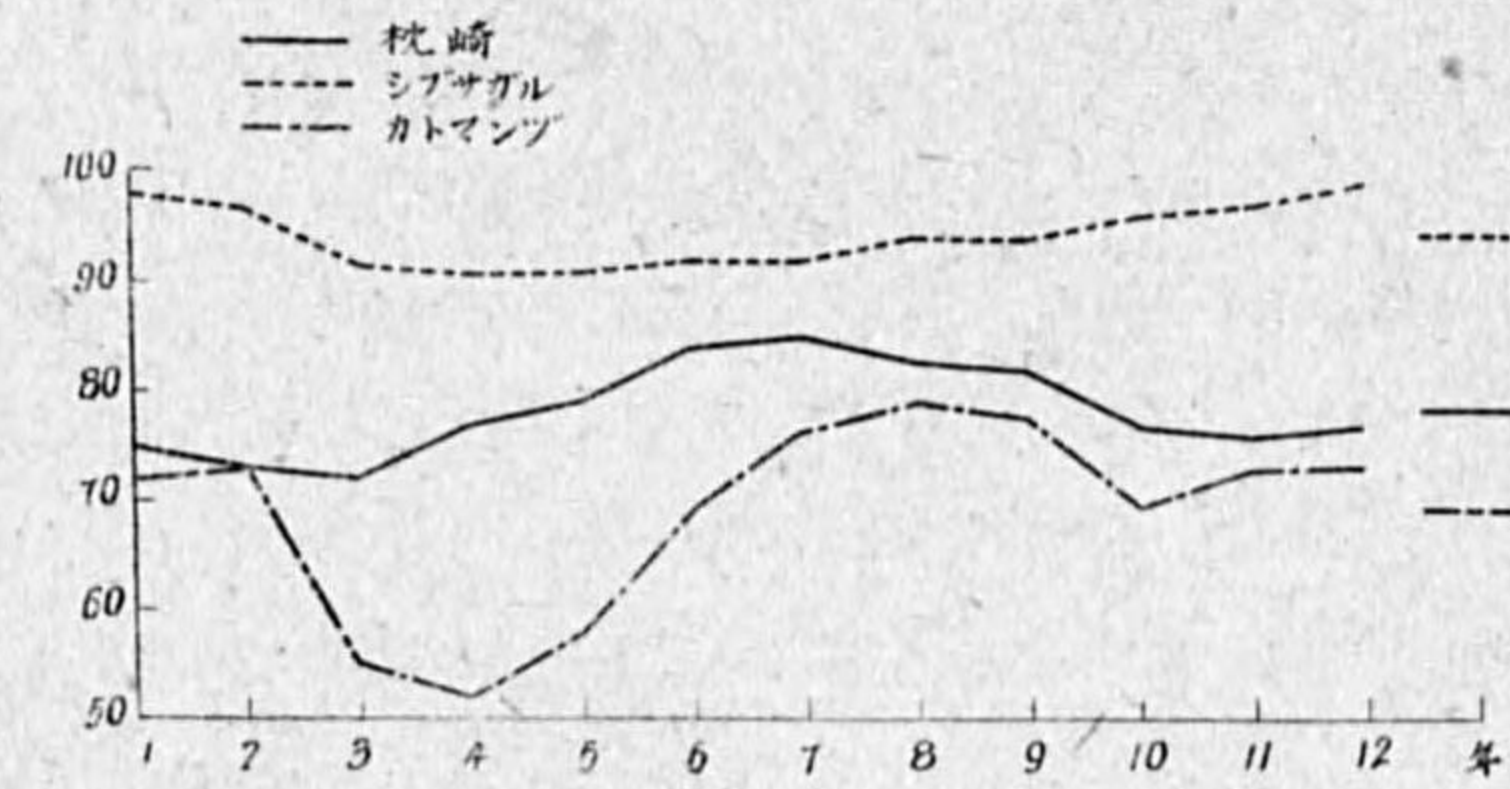
地名の上の数字は高さ

する。而して枕崎の平均気温は 17.1 度でカトマンヅより 1.8 度低く、シムラより約 4.1 度高い。一年中に於いては 4 月より 8 月迄は高温が良く、製茶の光澤も香氣も勝れるとされてゐる (第 2 表及第 2 圖参照)。

(ホ) 降水量並湿度と紅茶樹

「只茶樹の性質として雨量は夏中略均等で相當にあり湿度も相當に高いのを要する」と岡田先生の氣候學にあるが枕崎に於いては幸ひ雨量も湿度も相當にあり雨量はシムラよりも約 300 耗多くシブサガルよりも約 500 耗少い。湿度はシブサガルより年 16% 低くカトマンヅよりも年

第 3 圖 枕崎及び印度主要地の湿度圖



第 3 表 枕崎及印度各地の降水量

地名	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
枕崎	85.3	116.7	128.7	195.2	213.8	291.0	250.5	156.6	150.8	117.5	106.4	111.5	1918.1
ジブサガル	33.8	47.2	124.7	259.6	299.0	360.7	422.7	430.5	301.2	126.2	27.2	12.5	2445.3
カトマンヅ	15.0	24.9	21.3	48.8	74.7	196.3	341.4	310.9	151.9	34.8	14.7	7.6	1242.3
ブルイア	11.4	15.2	13.7	29.2	113.0	281.2	359.7	345.4	323.1	74.2	2.5	2.5	1571.1
ベナレス	18.3	17.8	7.1	4.8	13.0	131.8	279.4	292.4	168.7	65.5	7.6	6.4	1012.8
デリー	27.2	16.8	11.9	9.7	16.0	78.7	204.7	200.2	111.8	7.4	2.5	12.2	699.1
シムラ	77.1	84.1	62.0	44.5	68.1	175.5	430.5	461.3	145.0	22.1	11.4	31.5	1603.1
ハッサン	2.5	10.4	10.4	51.6	121.7	81.0	172.2	93.5	114.3	154.2	77.7	14.5	904.0
コロンボ	89.4	57.9	106.7	260.9	271.8	193.6	128.3	91.7	116.8	379.5	312.9	137.7	2147.2

第 4 表 枕崎及印度各地の平均湿度

地名	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年
枕崎	75	73	72	77	79	84	85	83	82	77	76	77	78
ジブサガル	98	97	92	91	91	92	92	94	94	96	97	99	94
カトマンヅ	72	73	56	52	58	69	76	79	78	70	73	73	69
ブルイア	91	84	68	68	77	87	90	91	90	88	89	91	85
ベナレス	83	75	56	47	52	68	83	87	84	74	75	81	72
デリー	68	63	51	39	39	53	74	79	71	52	54	63	59
シムラ	53	56	45	40	44	61	86	91	77	48	41	41	57
ハッサン	70	67	66	72	76	83	87	87	85	81	77	75	77
コロンボ	80	79	79	83	83	84	83	82	82	84	83	81	82



9% 高い略、ハッサンと相似てゐる。而して雨量は年 1500 耗より 5000 耗位あればよいと云はれてゐるが平均 2500 耗位が最良（原産地にて）とされてゐる。殊に最高気温の季節に強い驟雨は最も望ましいものと云はれる（第 3 圖及第 3 表並第 4 表参照）。

(ハ) 旱魃と紅茶樹

印度にては如何なる季節にも久しきに亘る旱魃は紅茶樹に惨害を來たすとの事である。即ち雨地チタゴン等にては旱魃の爲め茶産地として失敗してゐる事實がある。しかし冬季印度にては雨量が全般的に少量であるが、之は矢張り紅茶樹が休眠状態の時であるから何等被害はないものと思はれるが枕崎に於いては去る昭和 9 年夏季の大旱魃には何等の惨害を受けず順調に成長してゐるのである。之は如何なる理由によるか？ 元來茶樹は直根性、即ち深根性の植物であるが故にあの大旱魃にも大した被害もなく順調に経過したものであらうと考へられる。又一方枕崎紅茶園の土質が内部に於いては少々の旱魃にも堪え得る處のより適切な土壤ではあるまいかと思はれる。

昭和 9 年夏季降水量（第 3 表参照）

6 月（170.7 耗）（降水日數 12 日）、 7 月（23.6 耗）（降水日數 6 日）、  
8 月（28.5 耗）（降水日數 9 日）。

(ト) 日照と紅茶樹

日照も紅茶樹とは密接な關係があり日照多く日射の強い場合は紫外光線も多く、従つて香氣も良好となり、光澤が優れると云はれる。

(チ) 土質と紅茶樹

岡田先生の氣候學に「水排きのよき土地を好む」とある様に第一に排水の充分なる土地である事が必要である。第二には土壤が容易に茶の根を透徹せしむる事である。土質としては黒土よりも粘質壤土が良いのであつて葉力がより強いのである。熱帯地方の原産地は大體赤土らしいが枕崎紅茶試験地は火山灰質壤土が主で赤土の處もある。最良好な茶はチョコレート色の土壤、即ち赤粘土と多量の有機物を含む土壤に産出されるとされてゐる。

(リ) 紅茶樹と氣象要素との綜合的考察

要するに紅茶樹には高温多雨多濕多照が適してゐる事になるが降霜は害蟲發生及び殺害に効果があり、高地の茶園には害蟲の被害が比較的に少いと云はれ又香氣の良い茶は湿度の多いアッサム地方等よりもダーチリン山地、アッサム上高地の如き温帶的氣候地に生産されると云はれる。之によつて考察して見る時、枕崎の如き温帶地方の土地に於いては印度系紅茶樹栽培には實に好適の處と云ふべきである（第 4 圖並第 5 圖参照）。

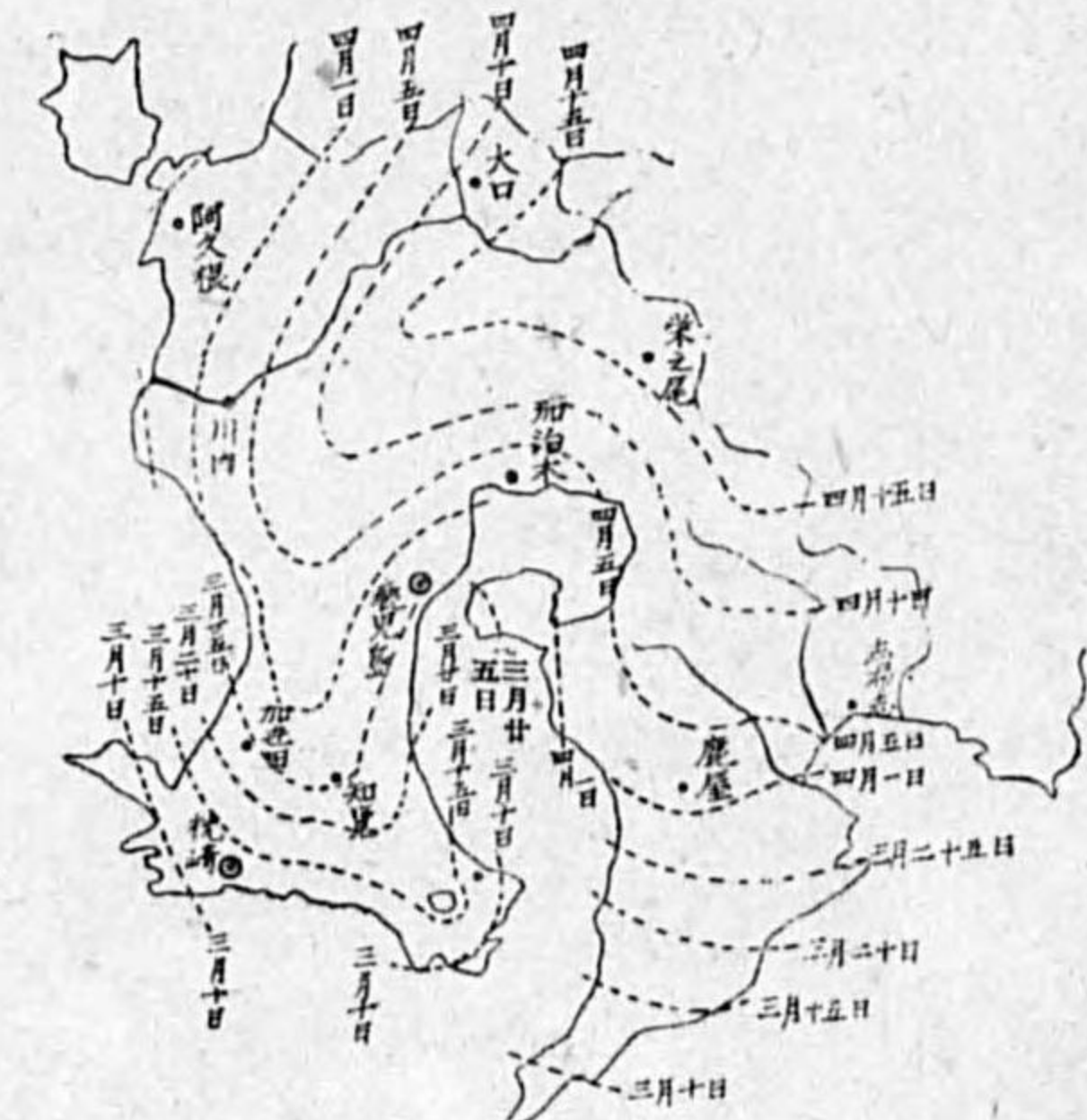
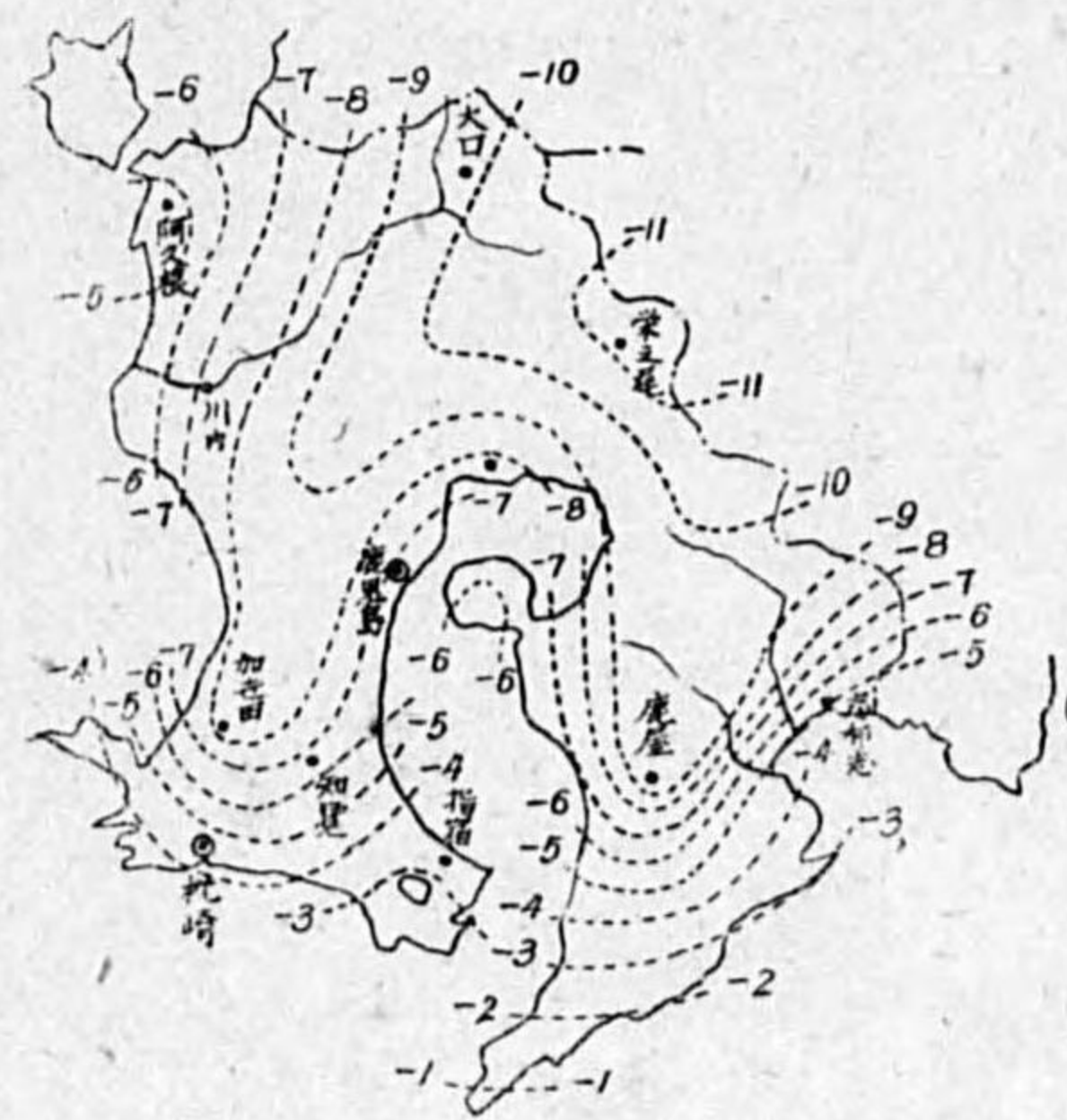
6. 鹿兒島縣に於ける紅茶事業の現況及將來

現在枕崎紅茶試験地にはアッサム系キャン種並アッサム種支那種其他育成して増殖に改良に努力し

つゝある。而して鹿兒島縣に於ける立地に關して其當局者は鹿兒島縣南部地方を第一帶（終霜期 3 月末日迄最低極温 -4 度以内の地方）として約 600 町歩の栽培可能地あり、之にアッサム種其他印度系品種を共儘栽培し、夫れ以北地方を第二地帯（終霜期 4 月 10 日以前最低極温 -7 度迄の地方）として、之に印度雜種を栽培して耐寒性の強い品種を作り漸次寒冷地に擴張して 10 ケ年後には紅茶園 360 町歩年産額 9,3600 貫價格 60 萬圓程度を目標に進む計畫を樹てゐる。既に枕崎町に於いては 30 町歩の紅茶園經營に着手した者もあつて將來枕崎町として大體 10 萬封度の産額を可能として目指してゐる（第 4 圖並第 5 圖参照）。

第 4 圖 鹿兒島縣最低極温分布圖

第 5 圖 鹿兒島縣晚霜季節圖（平均）



枕崎（最晚 4 月 1 日）、指宿（最晚 3 月 26 日）、  
内之浦（最晚 4 月 10 日）、志布志（最晚 4 月 24 日）。

7. 結 語

抑喫茶の風習は全世界を通じて普及されてゐるけれど、茶樹其物はアジアの特有物で歐米各國では見られないのであつてアジアも日本、支那、印度の如き極東の温、熱帯以外は栽培成績はしくなく奥羽以北及朝鮮中部以北には栽培困難で樺太、滿洲方面には絶対に育たないと云はれる。殊に印度系品種は耐寒性薄弱で從來日本内地には栽培不可能とされてゐたが前述の通枕崎町に於いて實用的栽培に成功したのである。印度系茶樹が日本内地にも立派に生育する事が實證された事と氷點下 4 度以下の気温では枯死する事實が判明した事は氣象學的に見ても國家的に考へても極めて注目すべき現象で實に意義深きものがあると思はれる。而して枕崎産の紅茶キャン種は品質優良にして京都帝大竹崎博士により「日本一の紅茶で之ならば世界何れの市場に於いても一本立が出来る」と折紙をつけられた由である。又本縣産のアッサム種も斷然日本一と稱せられてゐる。事變前に於い



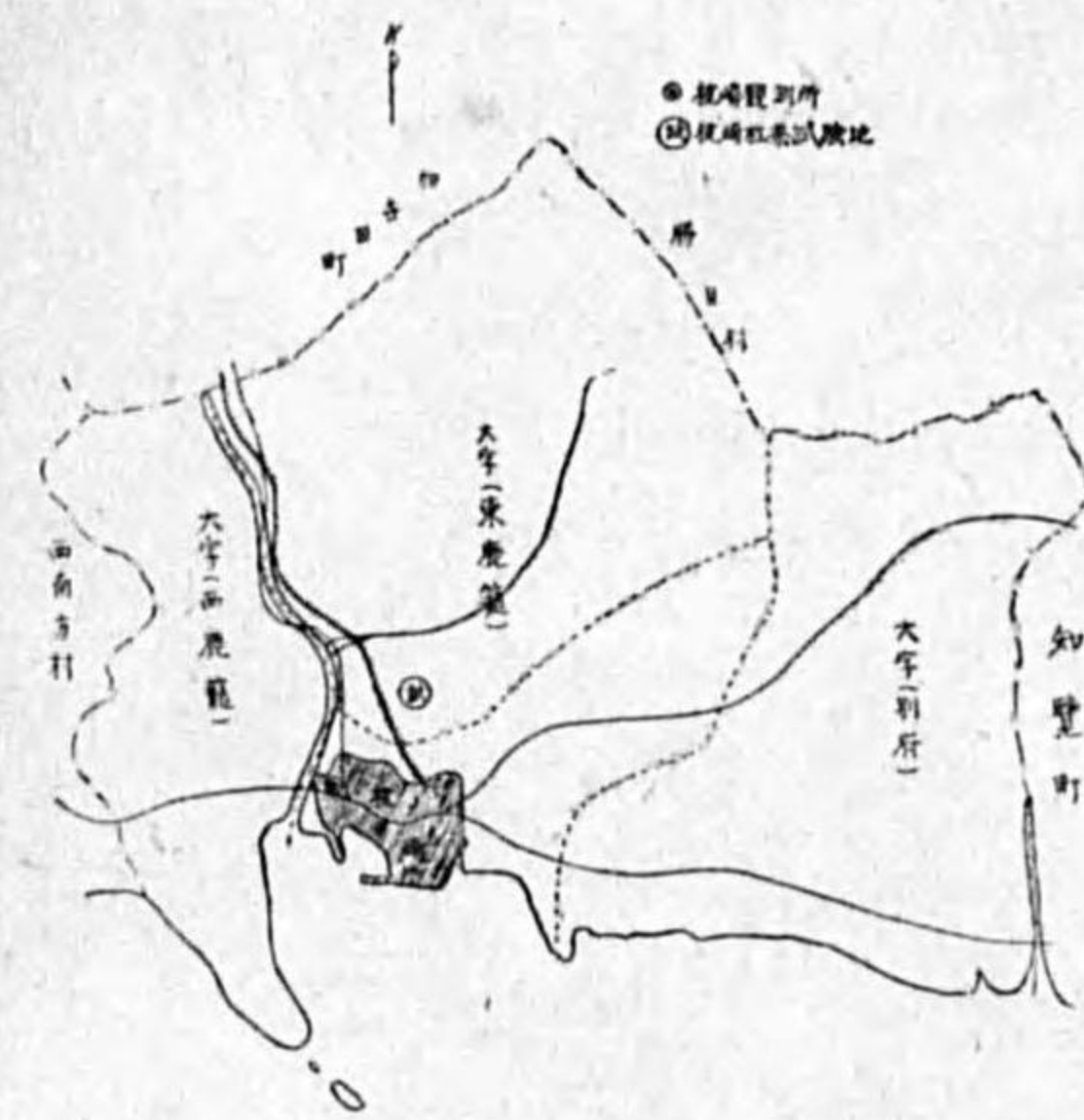
ては日本は外國より紅茶を毎年 6, 70 萬圓位の輸入をしてゐた關係上國策の見地より考へて殊に事變下の今日國産の優良紅茶の増産は極めて緊要であつて特に昭和 6 年以後は印度政府が紅茶の原種を絶對輸出禁止をして居るので鹿兒島縣茶業關係者及其機關の使命は誠に重大なるものがあると云はねばならぬ。又此の印度系紅茶樹栽培に關して盡した鹿兒島縣並枕崎町關係者の努力と研究は大いに多とすべきである。今や鹿兒島縣の紅茶事業は輝かしい希望の光を浴びて發展の途上にある。筆者は其關係者に對して衷心より敬意を表する次第である。終に臨み本稿を草するに當り岡田前臺長閣下の名著「氣候學」より至大の御教示を受けし事を衷心より感謝すると共に枕崎紅茶試驗地の足立技手並びに枕崎農會の上之園技手より種々有益なる御指導と御援助とを賜りし事に對し厚く御禮申上げる次第である。

(昭和 16 年 9 月)

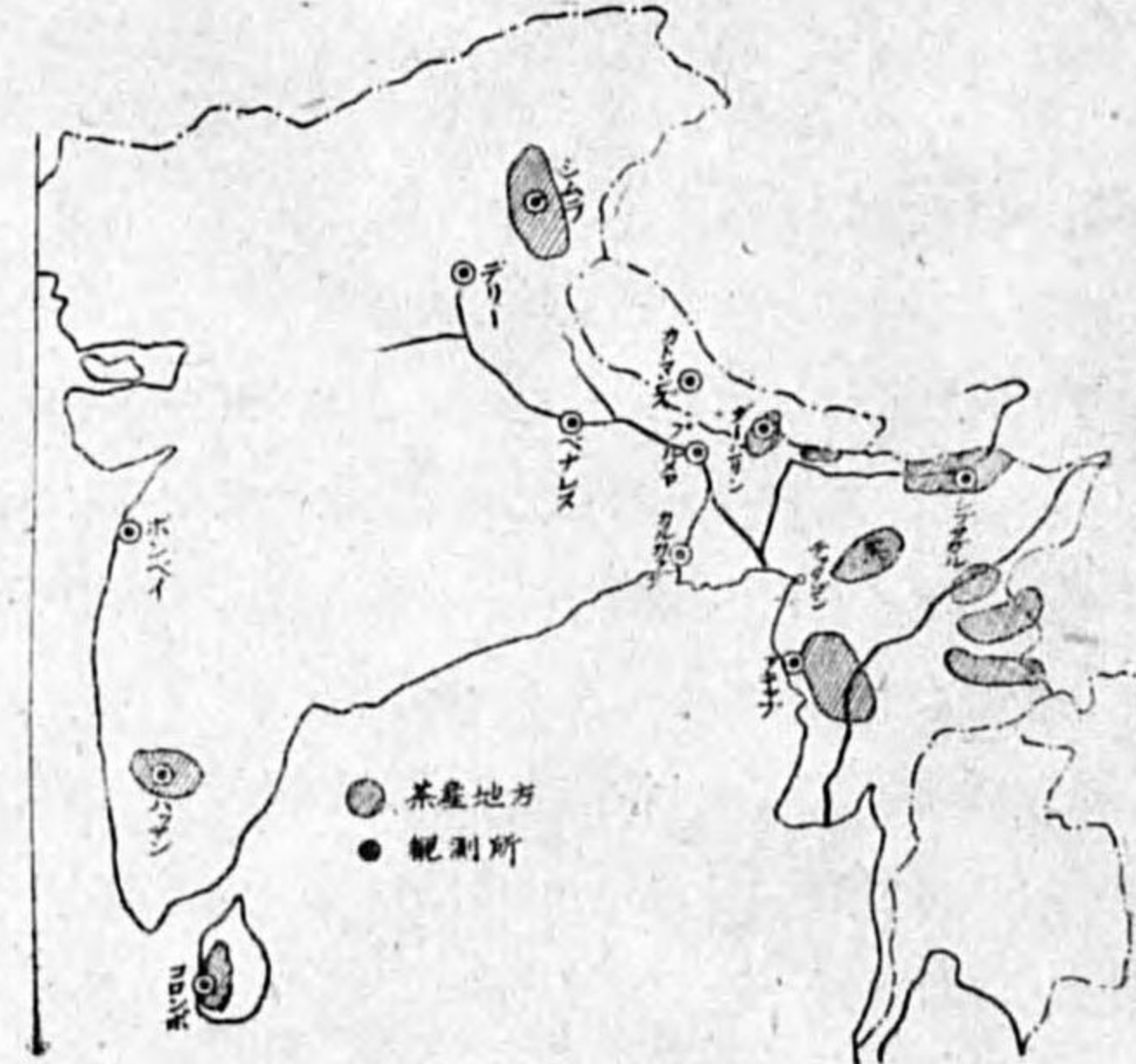
参 考 文 獻

岡田博士著：氣候學  
 中央氣象臺：外國氣候表(昭和 4 年)  
 同：續外國氣候表(昭和 10 年)  
 鹿兒島測候所：鹿兒島縣氣候圖(昭和 12 年)  
 茶業組合中央會議所：瓜哇及印度茶業報告(大正 12 年 2 月)  
 臺中州農會：印度種茶樹栽培並製茶法(昭和 13 年 9 月)  
 鹿兒島新聞：優良紅茶の増産(昭和 14 年 10 月 5 日 農林技師 北村茂馬)  
 枕崎町農會：枕崎の茶業(昭和 14 年 12 月)  
 Claud Bald: Indian Tea, Its Culture and Manufacture.  
 日本茶業聯合委員會：興亞の大業と日本茶(昭和 15 年 1 月 1 日)

第 6 圖 枕崎紅茶試驗地並びに觀測所の位置



第 7 圖 印度に於ける紅茶産地の分布並びに觀測所の所在地

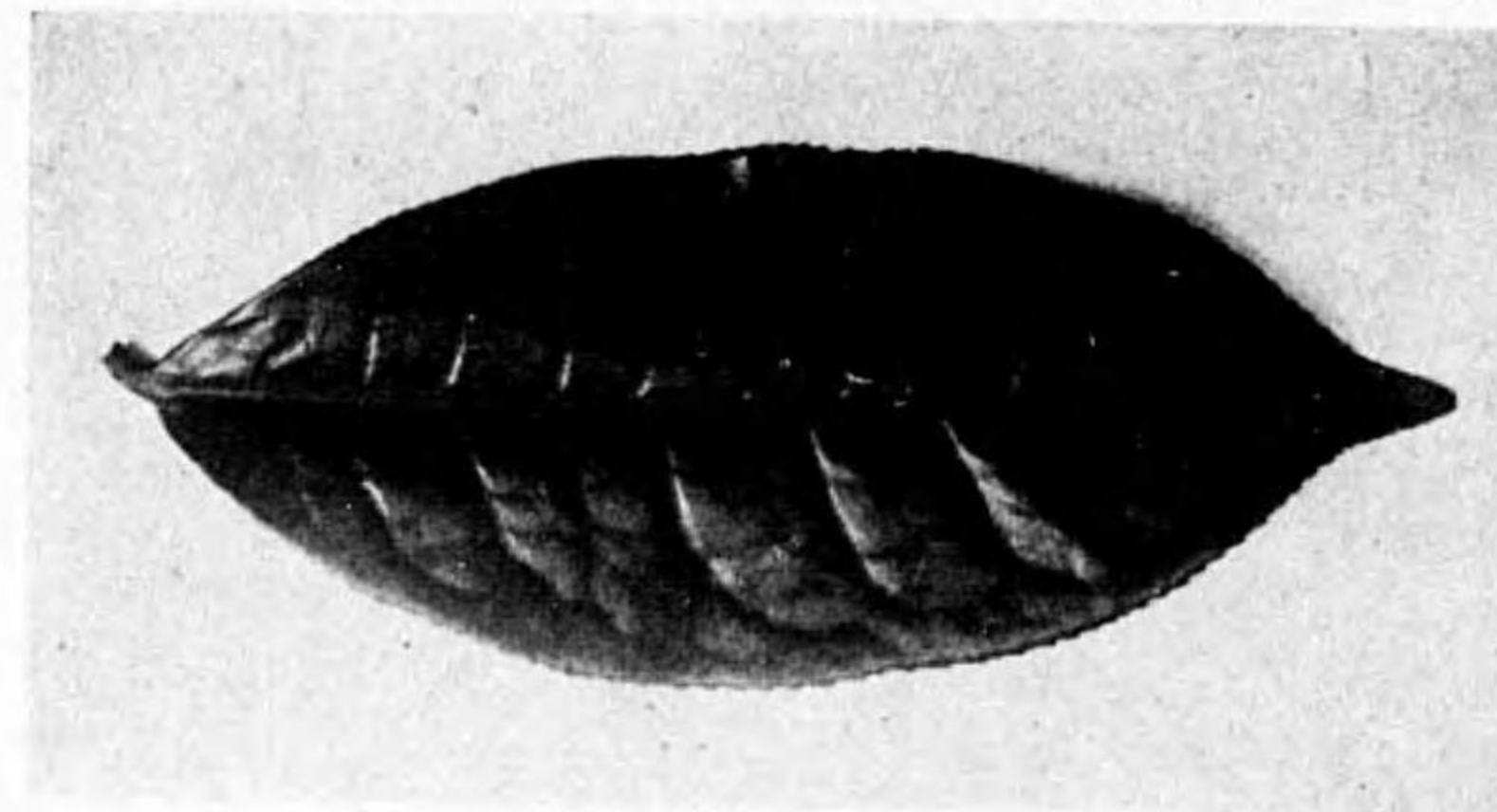


寫眞(1) 印度産キャン種生育の狀態(枕崎紅茶試驗地に於ける)



播種：(昭和 6 年 6 月 14 日), 撮影：昭和 14 年 12 月 10 日(紅茶試驗地所員撮影)

寫眞(2) 枕崎紅茶試驗地印度紅茶の葉



昭和 16 年 8 月 5 日  
(枕崎觀測所員撮影)



写真(3) キャン種の凍害による裂傷(知覧茶業分場に於ける)



播種：昭和6年4月16日，撮影：昭和11年2月(知覧茶業分場員撮影)

## 羽幌に於ける気温と風向の関係

高 信 保

地形に依り気象要素に可なりの影響を受ける事は既に知られた事柄であることは事新しく述べる迄もない。降水量や風向などは先づ著しい例である。羽幌の気温なども地勢に支配されて居る事が可なりある様である。當地は日本海に面して居るので冬季の如き一度低気圧が通過しオホツク海に入り發達して所謂西高東低の気壓配置となるや西偏風猛烈となり一週間位は通しに強烈風の吹き続ける事は珍らしい事ではない。日々の天気圖から見ても羽幌の風速は他の地方に較べて大きい値を示して居る。此様に風力が強いために當所附近の住宅は勿論のこと海岸に近く住宅には冬期間は西側を中心として左右に風防のため板や細長き丸太又は葦藁等で4米乃至6米の高さに圍を設けるのが通例で都市などでは一寸見られない風景である。又西偏風の猛烈なる時は多くは雪を伴ふので風雪の天気となるのが冬季の常態である。然るに日本海に低気圧の發生を見るや西偏風頗る衰へ風位は東偏風に變る。斯様に風位の變化を見れば晴天となり視程は非常に良好となり北方海上80軒の距離にある利尻富士の雪に包まれたる美しき姿を望見することが出来るのであるがそれが又天気變化の前兆となるのである。晝間斯様な天気が夜間まで繼續する時は気温の低下は著しく當地に於ける気温の低極は多くは此様な天気状態の時に現はれるのである。

## 羽幌の地勢

羽幌は日本海に面せる海岸地帯に發達せる部落にして羽幌川に依り市街は自然に二分せられて形成されてゐる。同川の貫流する部分は平野を形成し羽幌米の産地として知られて居る。而して東方25軒を距ててピッシリ山(標高1030米)を最高として7,800米の山脈が北より南に延長して居る。羽幌川は其源をピッシリ山麓に發し西南西流して延長約30軒羽幌町より日本海に注ぐ。其流域は平野をなし農耕地として利用せらる。當所は海面上19米の高臺上にあり海岸からの距離は至つて近く海岸線の方向は南西—北東となつてゐる。

## 羽幌の冬季の風及び氣象現象

當所は冬季は風速頗る大にして低気圧の通過後は秒速25米前後に達すること珍らしくらず殊に11月、12月、1月の3ヶ月間は月の三分の二以上の暴風日数を算することは普通である。本道各地の測候所の觀測に比較するに當地の風速の大なることは紗那に亞いで強のである。斯の如き強烈なる風力も2月に入れば其勢力を減じ天気も晴天を見ることが多くなる。低気圧の影響が少くなり気壓傾度の小なる時は晝間吹いて居つた西風は夜に入り東風に變ることが多い。此様な場合の東偏風の速度は餘り大きくないのが特長であるが斯かる場合の多くは天気は晴朗である。殊に夜間は快晴の天気となる。此様な天気状態の時には一般に気温の低下著しく月中の低極は多くは斯様な天気



の明方に現はれる。此の様な天気状態の朝は羽幌川流域の低地には局所的な濃霧の発生を見る事が多いが大抵は 10 時頃には消散するのが通例である。

羽幌に於ける風向に対する気温

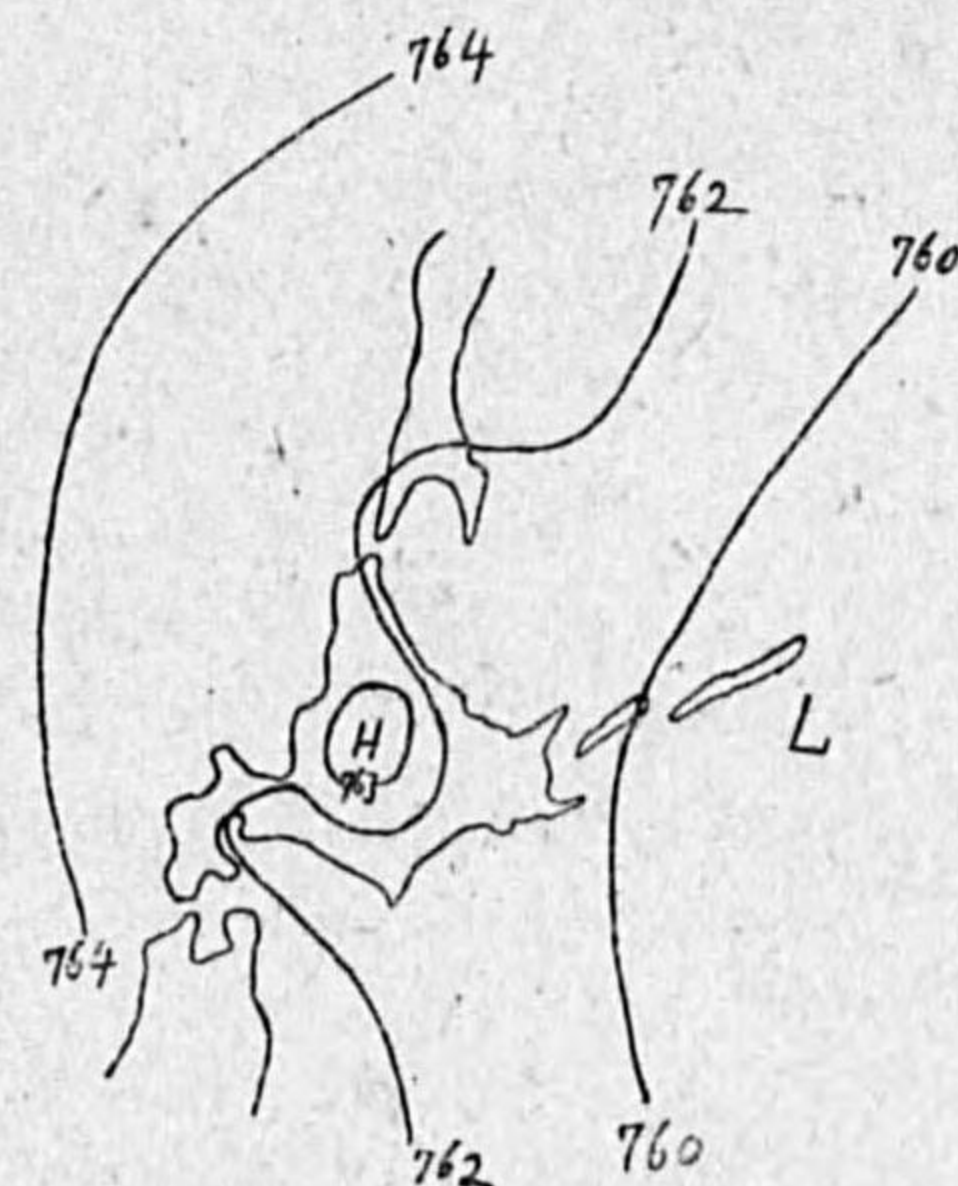
1 日 6 回の観測 (2時, 6時, 10時, 14時, 18時, 22時) から各風向に対する気温を表示すると次の様になる。

自大正 15 年至昭和 3 年の 3 ケ年平均 米/秒

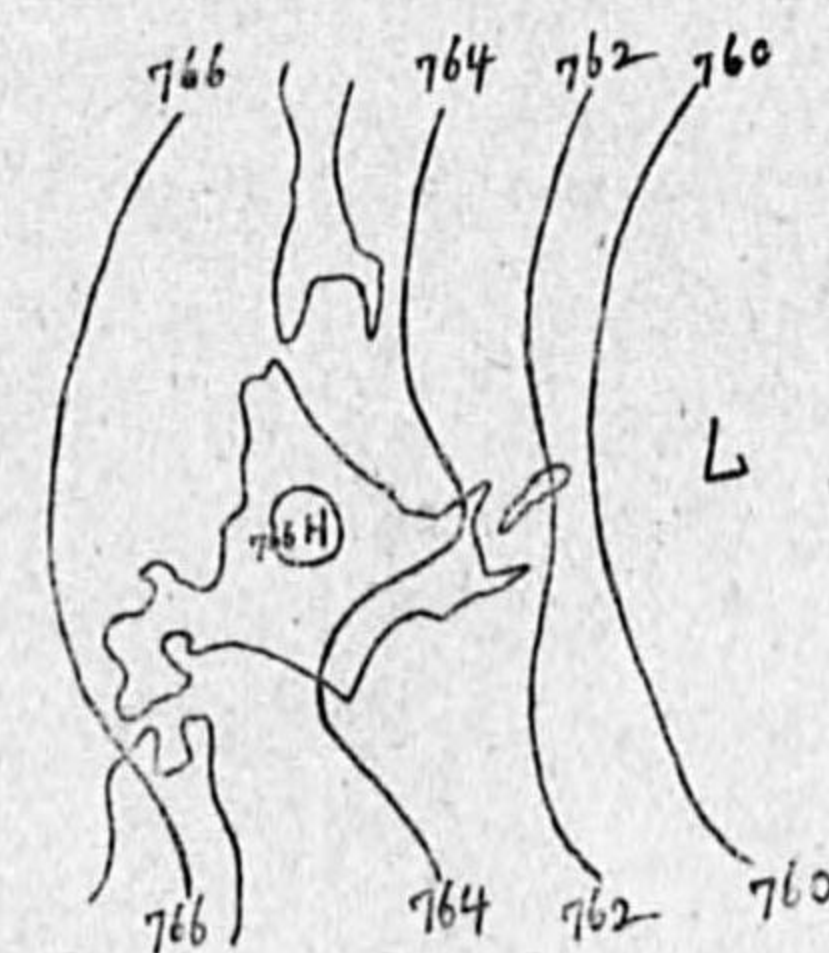
風向	N	NNR	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW
1 月	-4.1	-4.2	-5.4	-7.0	-6.0	-7.0	-6.8	-2.7	-2.8	-1.5	0.4	-0.1	-3.2	-4.6	-4.4	-4.1
2 月	-4.4	-5.3	-6.7	5.9	-8.8	-10.2	-7.2	-3.2	-3.8	-4.9	0.1	-2.0	-2.7	-5.0	-6.3	-4.5
3 月	-1.2	-1.7	-2.1	-2.4	-2.5	-4.6	-3.2	-1.6	0.6	2.2	1.3	1.7	0.4	-0.6	-0.8	-1.2
4 月	4.1	2.4	1.7	1.9	1.6	1.8	2.8	5.5	7.8	7.9	8.1	5.7	4.9	3.6	4.1	3.7
5 月	9.5	8.0	7.7	8.7	7.9	6.9	7.6	10.9	12.0	10.6	10.0	9.6	9.9	9.1	8.7	8.3
6 月	14.0	13.3	9.9	9.5	12.7	11.4	12.6	12.8	15.0	14.4	14.7	14.7	12.4	14.6	14.3	12.6
7 月	19.8	19.6	19.8	16.9	16.1	16.5	18.5	19.0	18.7	20.4	19.8	19.2	20.9	19.6	19.1	19.6
8 月	22.2	21.9	18.4	17.5	19.8	19.1	19.1	20.9	20.9	22.2	22.1	23.0	22.2	21.2	23.0	22.0
9 月	17.7	19.2	17.9	15.5	14.0	14.3	15.4	18.4	19.3	20.0	20.7	18.7	17.9	16.8	18.1	19.0
10 月	10.3	8.2	6.4	8.3	4.3	7.0	9.2	11.7	11.9	13.6	15.3	13.0	11.9	9.5	9.3	9.3
11 月	5.3	4.5	3.4	1.9	1.9	2.3	3.6	4.8	4.6	7.4	8.0	6.3	4.1	3.4	3.2	3.6
12 月	-1.6	-1.5	-5.1	-5.6	-4.1	-6.4	-2.7	-0.5	-3.5	0.4	2.1	0.0	-2.2	-2.2	-1.2	-2.1
年	7.6	7.0	5.5	4.9	4.7	4.3	5.7	8.0	8.4	9.4	10.2	9.2	8.0	7.1	7.3	7.2

此の表に就て見ると風向に依つて気温に高低のあることが良く判る。年を通じては東北東、東、東南東で東偏風の風位は低温を現はし、高温を現はす風位は 1, 2, 4, 9, 10, 11, 12 月の 7 ケ月は南西風で 3 月は南南西風、5 月、6 月は南風で 7 月は西風、8 月は西南西風と北西風である。之から見ると南から北西の間の風位の場合は気温が高いが年を通じて見ると南西の風位が高温を示してゐる。冬期に於て東偏風で気温の低い事は前述した通りであるが當地方の冬期は季節風の影響で西偏風の時は天気が悪く且降雪を伴ふ所謂風雪の天気であるから気温の低下は割合に少ないのであるが唯風速が大きいからかなりの寒さを覚へる。時に寒波の襲來を見ても気温の低下は精々氷点下 10 度内外であるから低極を示す様な事は無いのである。然るに一度日本海に低気圧の現はるや今まで灰色の密雲で蔽はれて居つた空は次第に雲を散じ直接該低気圧の影響を受けるまでは風向は北偏となるので天気が良くなり視程も非常に良くなるのが冬期の常態である。此如き日は夜に入ると多くは快晴の天気となるので気温の低下は著しく夜明方には大體氷点下 20 度以下に低下する事は珍らしい事ではないのである。斯様な天気状態の時は旭川、名寄等の内陸地方は海岸地方に比べて輻射に依る冷却の度が甚しいので気温の低下は海岸地方よりは著しく其の爲に寒冷にして密度の大なる空気は其地方を蔽ひ局所的な高気圧が出来る。此のために内陸地方から海岸地方に向つて

第 1 圖 大正 15 年 2 月 1 日 6 時等壓線

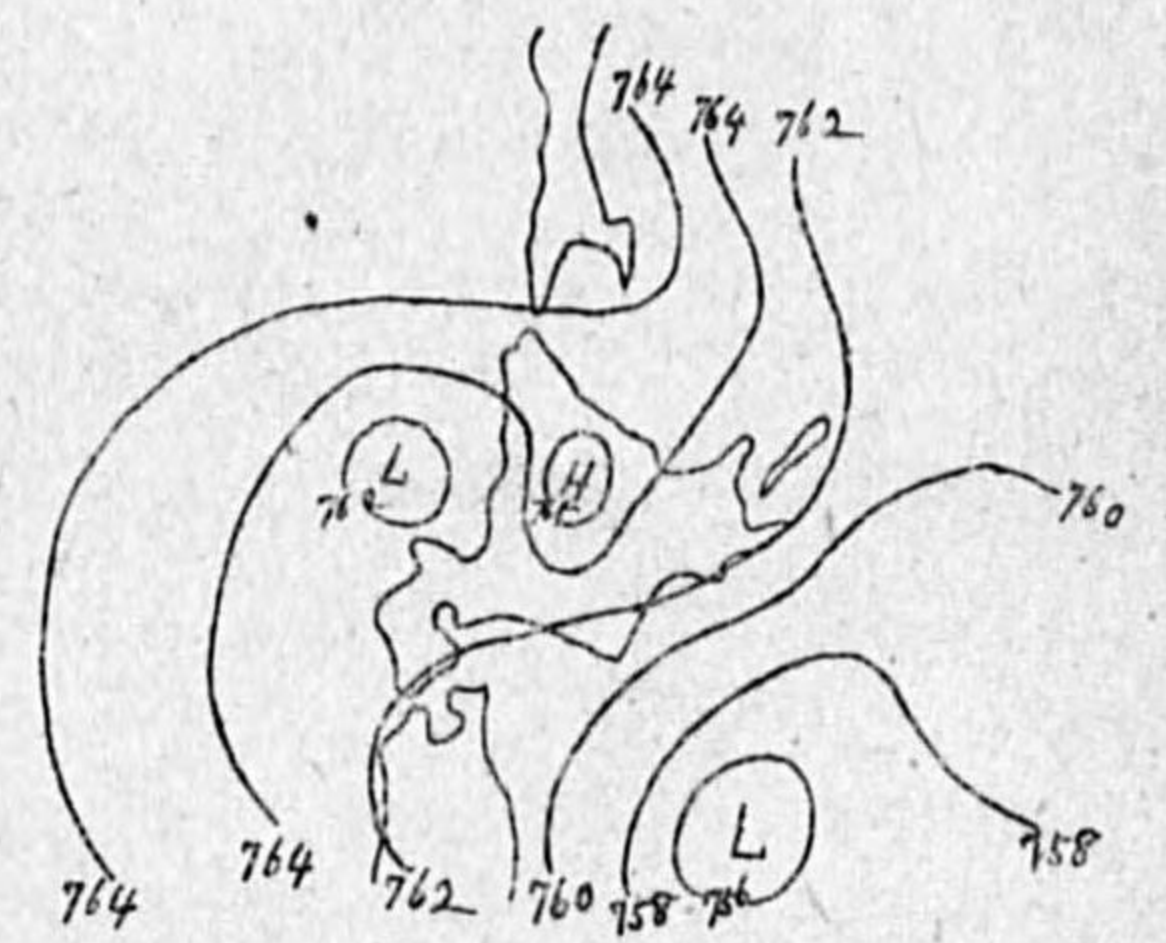


第 2 圖 昭和 2 年 2 月 18 日 6 時等壓線



等壓線は傾斜を持つて来る。斯くすると其部分たる内陸地方の寒冷なる空気は海岸地方に向つて移動して来るので當地方は本道の内陸盆地たる名寄地方の寒冷なる空気の影響を受ける様に思はれる。此の様な場合の風速は何時も静穏でなく大體秒

第 3 圖 昭和 3 年 2 月 18 日 6 時等壓線



速 4 米内外であることも注目すべき現象である。斯かる天気の時に 6 時の天気圖を吟味すると大體本道中部特に旭川、名寄地方の内陸部を中心とする局所的な高気圧が出来るのである。實例として大正 15 年 2 月 1 日の最低気温氷点下 20 度 5 分、昭和 2 年 2 月 18 日の最低気温氷点下 22 度 5 分、昭和 3 年 2 月 18 日の最低気温氷点下 24 度 2 分は何れも年中の低極を現はして居るが其當時の 6 時の天気圖を作つて見ると何れも本道中部特に旭川附近を中心として気圧が高くなつて居る (第 1-3 圖参照)。尙且つ其附近は可成りの低温を示して居る。斯かる気圧配置の場合の羽幌の風位は夕刻から東偏風に變り速度も前に記した様に秒速 4 米内外で朝まで續くのである。而して此様な低温を現はす天気状態の時の風速は之れ以上に大きくならぬ點から見て低温を現はす時の気圧の傾斜は大體同じ様な値を取るものと考へられる。羽幌に於ける風位と気温の関係は前述した通りであるが他の地方を見ると釧路は北偏風の風位が低温を現はし網走では西偏風の時に低温を現はして居る。此等も地形の影響と思はれる。

文獻 中央氣象臺月報、  
同上天気圖。



## 八戸沖の海況並に海洋要素と氣象要素との關係 (II)

## 高氣壓の統計調査

藤 田 兼 吉

## §1. 緒 言

先に同じ題目で第 I 報<sup>(1)</sup>として八戸沖の海況を主とし、若干海上に於ける海洋要素と氣象要素との關係を調べ、其の際要素のうちの或者は、海上に於ては可成密接な關係を示すことを述べたが、海況要素の陸上の氣象要素に及ぼす影響を調べる段になると、只漫然と兩者の間の相關關係を取つただけでは、其の結果は著しく悪くなる。思ふにこれは、海の陸上に及ぼす影響は海より陸に吹込む風を考慮に入れねばならぬことを示すものであらう。此の地方に於ける此の種の風は「東風」であつて、一般に「山脊風」と言はれて居り、春から夏にかけての山脊風は東北地方の凶冷と關連して特に名高い。凶冷に關係した山脊風の原因に就いては既に多くの研究がなされてゐるが、そのうちで最も有名なのは、岡田先生<sup>(2)</sup>の「夏期オホツク海並に三陸沖に於ける高氣壓の滯溜並に若返り現象」であつて須田博士<sup>(3)</sup>は此の説を敷衍せられ冷夏に對して必要にして充分なる條件として次の 2 項をあげて居られる。

1. 北の方の海水温度の異常低温、
2. 寒冷なる氣塊の來襲。

以上のうち、第 1 項の海水の温度は別報の如く海洋觀測に依つて漸次明かになるであらうから、此處では第 2 項の基礎的諸調査として、高氣壓、即ち主としてオホツク海高氣壓並に三陸沖高氣壓について考察して見度いと思ふ。

## §2. 高氣壓調査方法

高氣壓は總て氣象要覽高氣壓の部分から抜き出して高氣壓番號順に表を作製し高氣壓の發生數及移動性高氣壓の數、高氣壓の滯溜並に示度の變化等を調査し尙別に移動性高氣壓の進行方向に關しては各月別に天氣圖上に記入して其の方向を再生する様にして讀みとつた。併し是等は當所の氣象觀測値と比較検討の都合上、その大部分は昭和 12 年から昭和 14 年迄の 3 箇年に一先づ限ることとした。而して此の期間中には氣象要覽にも示してあるとほり、日々の天氣圖の範圍が擴大されてゐるのでその爲に依る高氣壓數の増加もあることであらう。それからまた、低氣壓とは異なつて高氣壓の中心は漠然としてゐるので其の進行方向を示す場合等には低氣壓の様には行かず大略を示す

- (1) 藤田兼吉：八戸沖の海況並に海洋要素と氣象要素との連關 (I) 海洋時報，第 13 卷第 1 號。
- (2) 岡田博士：氣象學。
- (3) 須田博士：高氣壓の若返り，天氣と氣候，昭和 10 年 395 頁。

に過ぎないのは誠に止むを得ない次第である。次に調査の結果得られた事柄に就いて述べよう。

## §3. 滯溜性高氣壓の調査

高氣壓には可成り長期間同一區域を覆つてゐる滯溜性のものと、また可成の速さで移動する移動性のものと二種類がある。今此處に問題となる晩春から夏にかけてのオホツク海並に三陸沖の高氣壓は主として滯溜性であり、その滯溜性ある爲にこそ、東北地方の天候に至大な關係をもつて居るのであるから、此處では先づ、滯溜性高氣壓を統計から拾ひ出して見よう。

## (1) 滯溜性高氣壓數の年變化

月	第 1 表												計
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
(a) 高氣壓の總數	30	23	31	30	32	26	19	24	30	33	29	26	333
(b) 滯溜性高氣壓數	15	3	2	0	9	15	10	7	7	5	8	10	91
$\frac{b}{a} \times 100$	43	13	6	0	28	58	53	29	23	15	27	38	27

月	第 2 表												計
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
(a) 高氣壓の總數	66	59	79	79	78	64	42	51	76	77	81	63	815
(b) 滯溜性高氣壓數	33	17	16	6	20	32	23	21	24	12	23	21	248
$\frac{b}{a} \times 100$	50	29	20	8	26	50	55	41	32	15	28	33	30

第 1 表には昭和 12 年から昭和 14 年迄の 3 ケ年の合計を示し第 2 表には昭和 8 年から昭和 15 年迄の 8 ケ年間の合計數と、是等滯溜性高氣壓の總數に對する比率を示してある。滯溜性高氣壓の數は冬の 1 月、夏の 6、7 月の 2 回 50% 以上の極大に達するが、春秋の 2 季、4 月と 10 月は極小を示し、前者は 8%、後者は 15% を示すに過ぎなくなる。これは移動性高氣壓の年變化<sup>(1)</sup>と全く逆な關係を示してゐる。即ち、季節風の交替期で大氣の transportation としての移動性高氣壓が頻繁に本邦附近をとほる春秋は、滯溜性高氣壓は現はれ難く、酷暑期並に酷暑期に多く現はれて氣壓配置を安定させる。

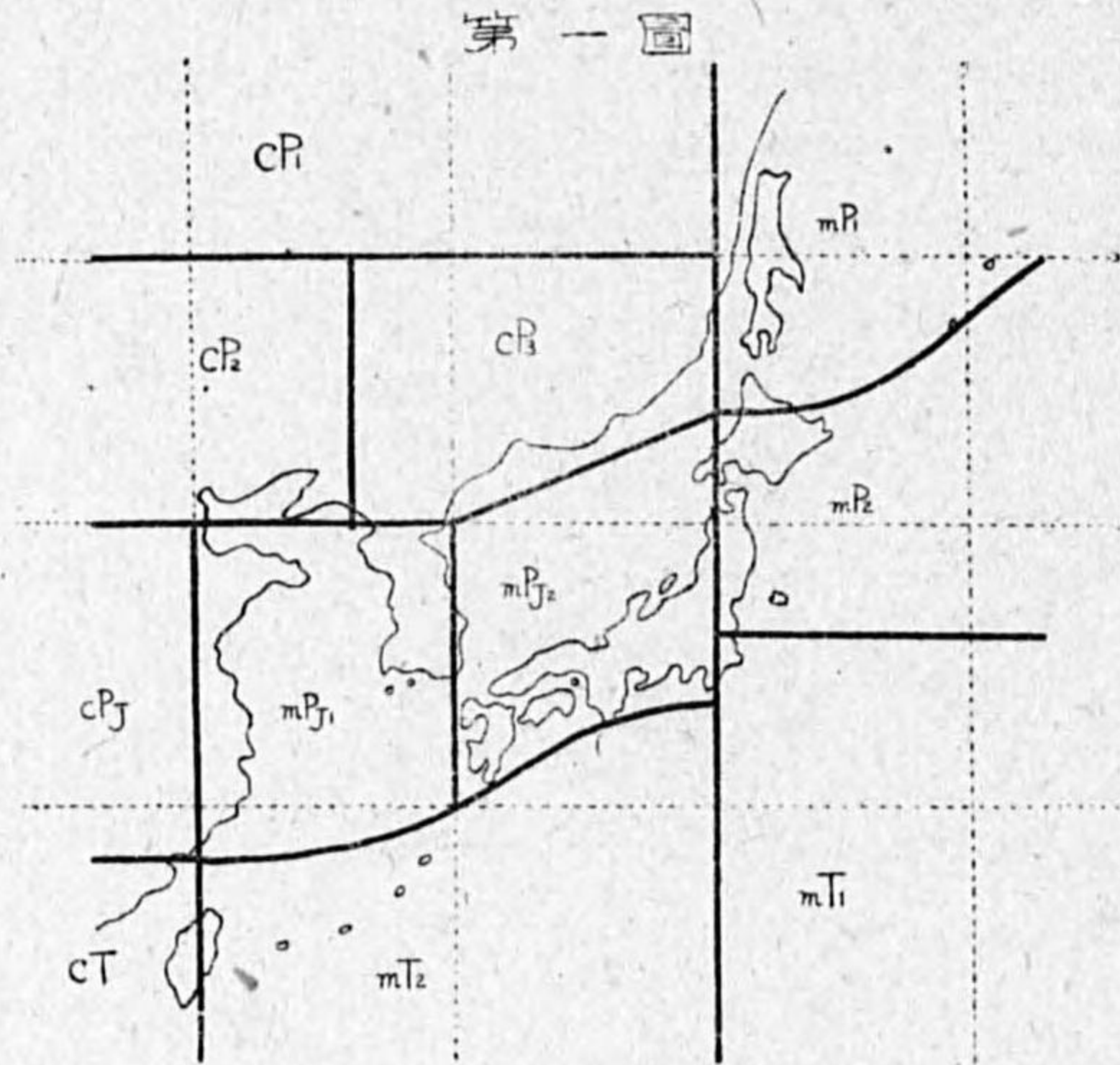
## (2) 高氣壓の滯溜區域

前項に依つて滯溜性高氣壓の一年中の發生狀態が明瞭になつたが、その際の 1 月と 6 月、7 月の極大期に於ける發生區域、即ち、換言すれば高氣壓の滯溜場所を次に調査して見た。正しく言つて、高氣壓の滯溜場所と言ふ場合と滯溜性高氣壓の發生場所とは同じと考へるべきではない。即ち滯溜性高氣壓の發生場所と言ふ場合は既に定つてゐて問題はないと考へられるが、高氣壓の滯溜場所と言ふ場合は以上の場合の外に、移動性高氣壓の移動経路中に於ける滯溜場所が含まれるからである。併し乍ら、後で述べる様に移動性高氣壓の比較的長期に互る滯溜箇所は多くの場合、所謂滯溜性高氣壓の出現箇所であるので此の場合には兩方含めて調査してある。先づ 6、7、8 の夏 3 箇月

- (1) Wadati & Kawano: On travelling Anticyclones in Japan and Transportation of Air Mass; The Geographical Magazine, Volume II (1930), p. 52-64.



間に於いて毎日、天気圖に現はれた高氣壓の第1圖の區分に依つて分類統計して見た。尙これが期間には特に昭和元年から昭和13年迄とつてある。



種類	cP			mP		cT			mT		
	cP <sub>1</sub>	cP <sub>2</sub>	cP <sub>3</sub>	mP <sub>1</sub>	mP <sub>2</sub>	cT	mT <sub>1</sub>	mT <sub>2</sub>	mT <sub>1</sub>		
回数	134	420	215	919	910	149	213	487	201	466	1175

此の表に依つて高氣壓の最も頻繁に統計に現はれる、言ひ換れば、滯留的に存在してゐる區域は mP<sub>1</sub>, mP<sub>2</sub> 及 mT<sub>1</sub> の二區域であることが明瞭に現はれて居る。これ等の水域を覆ふ高氣壓は其の滯留の故に、古くからオホツク海高氣壓、小笠原高氣壓と呼ばれてゐるものである。次に12月、

滞溜日数 回数	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
	シベリヤ高氣壓	0	5	10	15	15	13	13	8	6	2	4	2
オホツク海高氣壓	5	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
小笠原高氣壓	11	10	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
其の他高氣壓	4	13	15	5	1	0	1	1	0	0	0	0	0
滞溜日数 回数	14	15	16	18	20	24	28	29	31	32	33	39	計
	シベリヤ高氣壓	1	3	1	1	2	1	1	1	1	1	1	1
オホツク海高氣壓	0	0	0										12
小笠原高氣壓	0	0	0										23
其の他高氣壓	0	0	0										40

1月、2月の冬期に於ける高氣壓であるがこれは上記とは統計法をかへて昭和8年から昭和15年迄の高氣壓を發現地別に分類し其の上その高氣壓の滯留日数(これは天気圖に存在する日数を指したものであるが)別にその發現回数を統計した。結果は上表のようになる。

此處ではシベリヤに發生する高氣壓が斷然多い。以上に依つて高氣壓の滯留場所が判然したのであるが、以上の如く同一場所に高氣壓が滯留すれば此の高氣壓は其の滯留してゐる水域又は地域の影響の受けて、夫々特別の性質を持つ様になる。即ち、かくして氣塊の概念が導かれ、上記の高氣壓の滯留區域は氣塊論では夫々小笠原氣塊、オホツク氣塊、シベリヤ氣塊の發現地と稱せられる。併しシベリヤ高氣壓や小笠原高氣壓は氣塊以前から大氣活動の中心(active center)と稱へられて古くから指摘されてゐるに係はらずオホツク氣塊のみはその發生其他に不明のところが多い。

§4. オホツク海高氣壓及三陸沖高氣壓

此の項に於てはオホツク海及三陸沖を覆ふ高氣壓の統計的調査を述べる。併しこの種の高氣壓も亦二種類あつて其の一は此の水域で發生するものであり、その二は他の區域で發生したものが移動してきてこの水域に入り久しく滯留する場合である。次に第1圖の區分に依つて mP<sub>1</sub>, mP<sub>2</sub> に来る高氣壓を發現地別に示して見よう。

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	計	
cP	cP <sub>1</sub>	2	2	4	1	1	0	1	5	6	3	2	1	28
	cP <sub>2</sub>	2	2	3	5	1	0	1	0	4	12	1	0	31
	cP <sub>3</sub>	0	0	0	2	1	0	0	2	2	0	1	0	8
	cP <sub>J</sub>	2	2	0	4	1	1	1	0	1	1	1	1	15
mP <sub>J</sub>	mP <sub>J1</sub>	0	0	0	1	1	1	0	0	0	1	1	1	6
	mP <sub>J2</sub>	1	1	4	3	4	0	1	0	1	1	1	1	18
mT	mT <sub>1</sub>	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	0	0	4
	計	7	7	11	16	9	3	5	8	14	20	7	4	111

なほ mP<sub>1</sub>, mP<sub>2</sub> に發生するものは次の如くである。

mP <sub>1</sub>	1	0	0	0	6	9	4	3	2	3	0	0	28
mP <sub>2</sub>	1	2	0	1	0	2	1	5	2	2	4	1	21

以上の表から mP<sub>1</sub>, mP<sub>2</sub> の地方に發生する高氣壓は5月から8月迄最も多くオホツク海、三陸沖高氣壓数の5月(40%), 6月(73%), 7月(50%), 8月(50%)となつてゐる。

併し乍ら、オホツク海、三陸沖の高氣壓は、實際には其處に發生したか、他の地方に發生して移動してきたかは問題でなく、寧ろ其の滯留並に發達如何にある。又此處に問題とするオホツク海高氣壓については「<sup>(1)</sup>冬季北極の海洋に生じた氷塊が暖かくなるにつれ次第に解け、その冷たい水がオホツク海、三陸方面に擴つて海面が冷たくなつてゐる水域へシベリヤ氣團の變質したものが流れて來て蓄積し斯くて生じたものである」と言はれ、また「<sup>(2)</sup>オホツク海高氣壓は勿論、小笠原高氣

(1)(2) 荒川秀俊: 氣象力學。



歴までもシベリヤ大陸から流れてきた空気に涵養される模様が見える」と言はれる。これはまた先の統計にも現はれてゐないこともない。そこで高気圧の滞留その他を述べる前に移動性高気圧の重要性をこの点で再認識してこれ等に関する調査を次にのべる。

(1) 移動性高気圧の年変化

(移動性高気圧数)

月	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	計
移動性高気圧数	33	42	63	73	58	32	19	30	52	65	58	42	569
移動性 總数 × 100	50	71	80	92	74	50	45	59	68	85	72	67	70

以上の表は特に昭和 8 年から昭和 15 年迄のものを集めてある。この表に依れば移動性高気圧は 4 月と 10 月に於いて高気圧発生總数の 85% から 92% 迄を占め、春秋の 2 季に最も多いことがわかる。一般に移動性高気圧を、季節風の交替期、シベリヤ大陸から東進し、その間に寒冷型から次第に温暖型に轉化し、小笠原高気圧を涵養する即ち、大氣循環を完成する一因子<sup>(1)</sup>と見る時はオホツク海高気圧はシベリヤ大陸高気圧から別れた移動性高気圧の小笠原高気圧への轉化の途中にあるものと考へることが出来る。これはまた高気圧の調査で 7 月に於いてはオホツク海高気圧が次第に南下して小笠原高気圧になるものが甚だ多いのを見ても同様なことが考察される。今移動性高気圧の全體數と三陸沖並にオホツク海に来る高気圧數(此處で發生するものを含んではゐない)との比をとつて見よう。次の如くなる。

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	計
オホツク海三陸沖 へくる高気圧數 移動高の總數 × 100	47	35	38	53	39	18	44	41	61	64	33	25	44

即ちオホツク海三陸沖に来る高気圧は全體の 44% になつてゐる。而も季節的にこれを見ると 4 月と 9 月、10 月即ち移動性高気圧の最も多く發現する時期に矢張多く 50% から 60% に及ぶ。これらの發現地は既にのべてあるが次に是等の進行方向をのべよう。

(2) 移動性高気圧の進行方向

移動性高気圧は大體に於いて ENE と ESE との間を東進すると言はれてゐるがこれは平均のことで個々のものには色々の進路をとるものがある。即ちシベリヤより南下し楊子江流域から東進し内地付近で NE に進むものや、最近ではまた西進するものさへも報告<sup>(2)</sup>されて居る。今次の標準で進行方向を分類する。

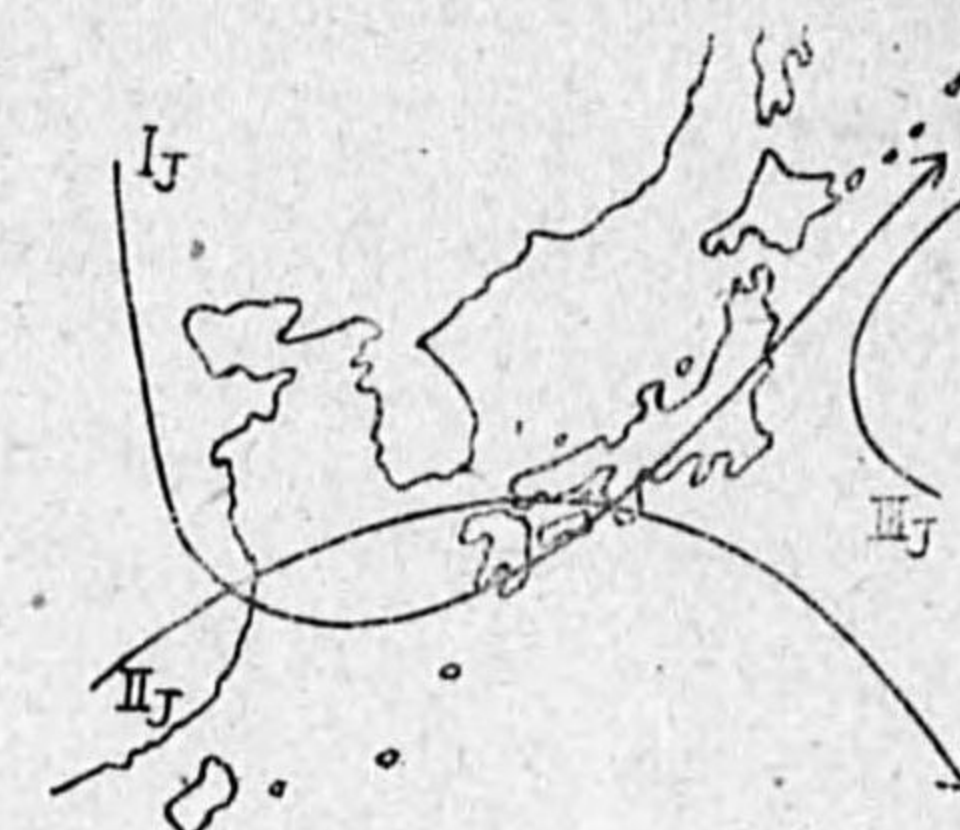
- I 主として E へ進むもの (ENE—E→) も含む。  
(ESE—E→)
- II 主として NE へ

(1) 荒川秀俊： 氣象力學 124 頁。

(2) 矢木秀雄： 高気圧の西進，天氣と氣候，第 5 卷 530 頁。

- III 主として ENE へ進むもの (NE—E) も含む。  
(E—NE)  
(E—ENE)
- IV 主として SE へ
- V 主として ESE へ (SE—E) も含む。  
(E—SE)  
(E—ESE)
- VI 主として SSE へ
- I<sub>J</sub> 主として SE—NE へ
- II<sub>J</sub> 主として NE—SE へ
- III<sub>J</sub> 主として NW—NE へ

第 2 圖



季節別の分類結果(%で表はしてある)は次のとおりである。

進路別	I	II	III	IV	V	VI	I <sub>J</sub>	II <sub>J</sub>	III <sub>J</sub>
春	36	4	10	15	13	0	19	3	0
夏	27	10	12	15	27	5	0	0	5
秋	25	0	14	12	32	6	10	1	0
冬	37	0	4	16	29	6	8	1	0
年計	31	3	11	14	24	4	11	1	1

年を通じて E に進むものと ESE に進むものが断然多く次に SE, ENE の順になつてゐる。I<sub>J</sub>, II<sub>J</sub>, III<sub>J</sub> は稀だから異状進路の部に入るが I<sub>J</sub> は比較的多い。これは主としてシベリヤ大陸高気圧からちぎれて本邦に来る移動性高気圧の多くがとる進路で最初 S 或は SE に進み本邦西部附近から NE に進路をとり北太平洋に去るもので春に多くなつてゐる。III<sub>J</sub> は矢木技師が先般報告されてゐる西進の例で此等は晩春から初秋にかけて千島南東洋上や小笠原東方洋上に發生する。移動性高気圧の進路はその高気圧の發現地と結びつけて考へた場合特に重要である。尙オホツク海並三陸沖合へ来るものにはシベリヤ沿海州を通つて東進するもの、また SE に進み直接三陸沖合へ来るもの、それから一度 SE に進み支那東海を経て NE に轉向し来るもの等があるがオホツク海三陸沖合では稀に III<sub>J</sub> があるが、一般に I か VI かに限られてゐる。

§ 5. 高気圧の滞留

日々の豫報には低気圧や移動性高気圧の進行速度が必要だと同様に滞留性高気圧の滞留日數、一般的に言つて高気圧の滞留期間が必要になつて来る。滞留期間は滞留區域の種々の性質に制約されることは勿論、相對的に低気圧の模様によつても大いに影響されるので、一般に複雑である。シベリヤ高気圧の様に發現地だけに止まる際はとも角、オホツク海高気圧の如く其處で發生する(これは検討を要する)もののみでなく、移動して來て發達するもののある場合には特に滞留區域の諸條件——この際には水域の表面水溫に關係することが擧げられてゐるが——に左右される。併し此等の條件等は漸次調査することとして、此處ではこれ迄の滞留を統計から拾ひ出して見ることにする。



先づ全部の高気圧について其の高気圧の天気圖上に存在する日数を調査する。これは既に氣象要覽に出てゐるのでこれを借用して月別に一高気圧に對する平均の存在日数を出したのが次表である。

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	平均
平均出現日数	5.6	5.4	4.5	4.4	4.4	5.5	9.1	7.3	5.2	4.9	4.6	5.7	5.4

年を通じて5日となつてゐるが7月、8月は最も大で7日から9日となつてゐる。年變化は餘り明瞭ではないが7月、12月に第1極大、第2極大が現はれる。この統計には前述の様に總ての高気圧を取扱つてゐるので此の値の大きいものの中には滯溜性に依るものと移動性のものうち比較的速度のおそいものが含まれてゐるし、その反對に値の小さいものの中には比較的速度の早いものとそれから消滅の早いものを多く含んでゐる譯でこれから直ちに滯溜性を考へる譯には行かないが滯溜傾向は充分窺はれる。これはまた要するに、一高気圧の天気圖上に於ける平均壽命を現はしてゐるわけである。其處で次にオホツク海高気圧、小笠原高気圧の平均壽命をしらべて見よう。

月	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
オホツク高気圧	4.3	6.3	6.0	11.1	7.3	5.7	3.3
小笠原高気圧		6.0	12.3	14.4	10.1	3.0	

以上に依れば、夏季に於ては、平均壽命に比較して相當長くなつてゐることが解る。

### §6. 高気圧の若返り

此の項で取扱ふ高気圧の若返りとは、今、問題としてゐる高気圧が滯溜中のみならず、進行中にも其の中心示度が高くなるのを高気圧の若返りと呼ぶことにする。

#### (1) 高気圧の示度の低下

一般に高気圧は天気圖上に現はれてから消滅又は天気圖外に逸走する迄の間に、發現の示度よりはその示度が低下するのが普通である。これはシベリヤ大陸からちぎれて東方に移動してくるものについては特に顯著である。併しながら高気圧全般について其の低下量を調査して見ると：

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
示度の低下	-6.3	-3.9	-1.8	+0.7	+2.0	+0.4	+0.2	+0.2	+0.9	-0.3	-4.5	-4.7

シベリヤ大陸高気圧の天気圖に現はれる冬季を中心として春の初め、秋の終りその傾向が現はれるが夏季は反つて幾分示度が高くなつてゐる。これは此の期間に天気圖を占めるオホツク海高気圧や小笠原高気圧の示度の高上即ち此處で言ふ若返りを示してゐるものと思はれる。

#### (2) 高気圧の若返り

先づ高気圧の天気圖上に存在する期間中毎日中心示度の高くなつた回数を調査する。其の結果は前項に述べた様に天気圖から去る時には相當示度の低下してゐるシベリヤ高気圧でも其の示度は毎日低下一方とは限つてゐないで度々若返りをやつてゐるものも多いし、その反對に天気圖上に現はれてから去る迄、示度の昇りつづけるのも誠に少ない。次に、總ての高気圧について此の様な若返り

回数を調査して、一高気圧の平均若返り回数を求めて見た。

I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
0.8	0.8	1.0	1.7	1.6	1.3	2.1	1.5	1.3	1.1	1.0	0.6

これに依つて高気圧は年中多少の若返りをやつてゐるが夏季は最も顯著であることが知られる。次にオホツク海並に三陸沖合高気圧並に移動してこの區域に來た高気圧内に行はれた若返り回数の總若返り回数に對する比率を%で現はせば次のとおりになる。

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
比率(%)	38	47	29	66	48	67	85	66	82	62	60	25

即ち、7月と9月が最も多いことを示してゐる。なほ又、三陸沖並にオホツク海に移動して來た高気圧の、その來る以前に他の區域での若返り回数と、來てから以後の若返り回数を對比して示せば次の如くなる。即ち

月	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
以前の回数	9	7	5	26	11	3	8	10	21	16	9	3
以後の回数	0	1	4	7	14	19	25	13	11	6	9	1

4, 9月に於ては、以前に若返ること多く、5月から8月迄の夏期はオホツク海並に三陸沖合へ來てから若返ることが多く、特に、6, 4月は最も顯著な傾向を示す。高気圧の若返りのうち夏季の若返りは東北地方の夏季の天候と關連して最も大切な現象である。此の高気圧調査の目的も實は此の點にあるのであつて海洋要素との連關も此處で始めて問題となるべきものと考へられる。

### §7. 結 語

以上主として、オホツク海、三陸沖合高気圧を中心として、高気圧の統計的調査の結果を述べたが、その主要なる點は次の各項である。

- (イ) 滯溜性高気圧の年變化
- (ロ) 高気圧の滯溜區域
- (ハ) オホツク海高気圧の發生並に通過狀態
- (ニ) 移動性高気圧の年變化並に進行方向
- (ホ) 高気圧の滯溜並に若返り

今後は更にオホツク海高気圧に目標を於いて、此等高気圧から吹き出す山脊風と天氣との關係並に個々の高気圧及山脊風を通して高気圧の滯溜並に若返りの狀態を海洋要素との連關に於て調査して見度いと考へてゐる。



氣壓變化の型に因る期節相關様式の更改

平野 烈介

明治 40 年から昭和 16 年まで毎年 4 月の全國氣壓配布圖を作つてみた。但し父島の遙か南や八丈島の遙か東は、等壓線を引くのに大切な地點であるに拘らず、觀測所が無いから、手數乍ら其 35 年間毎日の中央氣象臺天氣圖を繰つて、北緯 34° 東經 146° と北緯 20° 東經 144° の毎日氣壓を、圖の等壓線から讀取り、夫々月平均した値を夫々の地點に記入して月平均等壓線を引いた。

次に 7 月の等壓線圖も同年數に就て描き、兩月圖の等壓線から、海陸漫偏なき地點の月平均氣壓を讀取り、5 月値から 4 月値を減じた値を用ひて、自 4 月至 5 月の氣壓變化圖を作つてみた。第 1 圖に之を示す。讀取つた地點は次の 24 ケ所である。

北緯	46	46	46	46	40	40	40	40	40	34	34	34
東經	120	130	138	146	114	122	130	138	146	114	122	130
北緯	34	34	28	28	28	28	28	22	22	22	22	22
東經	138	146	120	126	132	138	144	118	116	130	136	142

かういふ圖であるから細部を論じない大まかなものである。此圖の各年分に就て、自 4 月至 5 月降壓の著大地域を (-) として陰翳を施し、昇壓著大地域又は最小降壓地域を (+) として置いて、其型式を分類すると、第 2 圖に象徴化した五種類の型式にたやすく分けられた。即ち

- 陸降洋昇型.....S<sub>1</sub>
  - 陸降陸東型.....S<sub>2</sub>
  - 北海降壓型.....S<sub>3</sub>
  - 北海昇壓型.....N
  - 東海降壓型.....E
- } あとで S とす  
" " s "  
" " N "  
" " n "

の五種型である。

『陸降洋昇型』

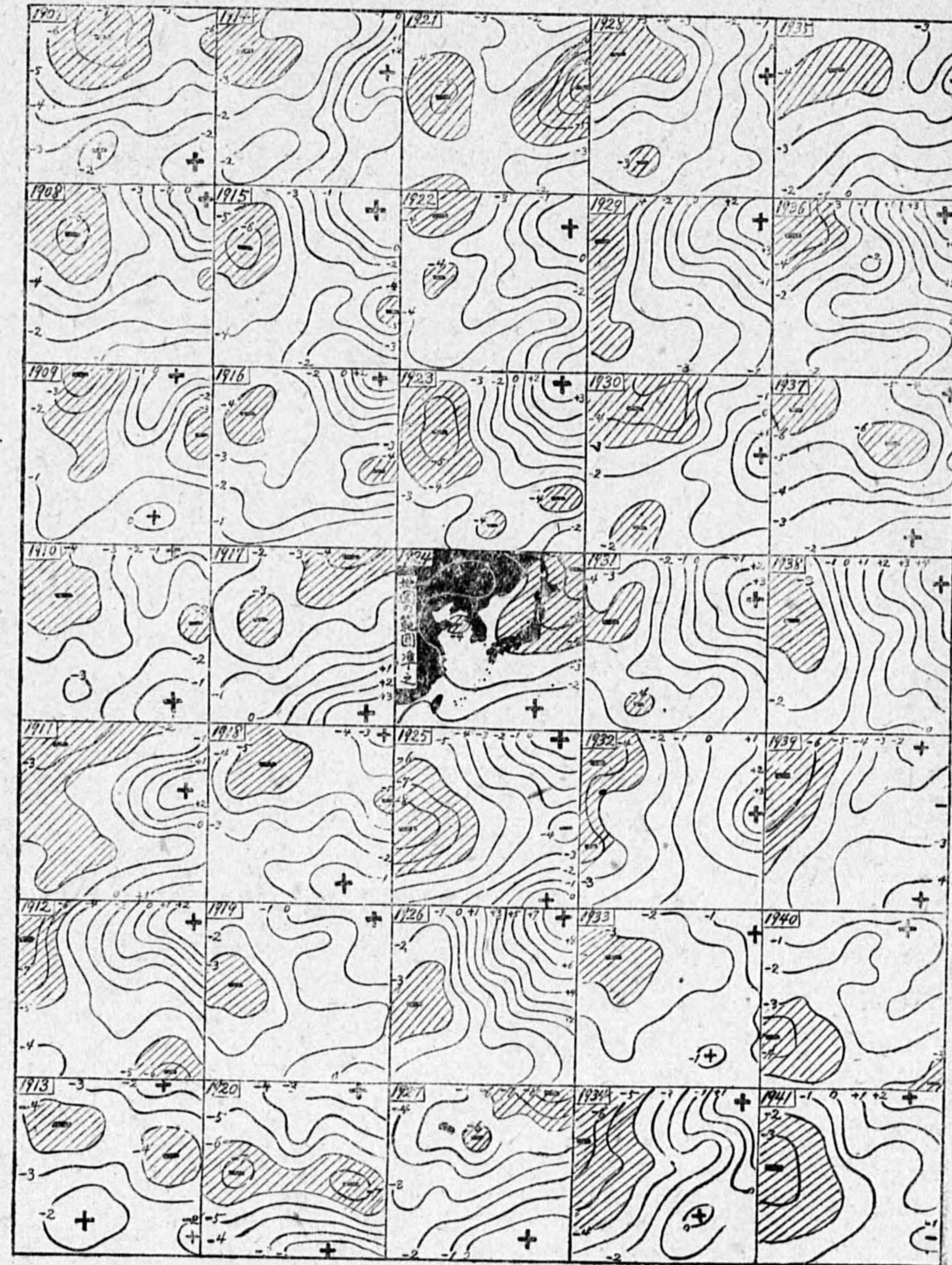
元來自 4 月至 5 月は、大陸が降壓し海洋が昇壓するのが普通であつて、第 2 圖の S<sub>1</sub> の如く、洋昇主部と陸降主部とほぼ同緯度に位し、東海岸沖から南北に互つて廣く昇壓が擴布して居り、大陸降壓主部はあまり南偏することなく他に從屬降壓部といふほどのものもないが、臺灣琉球方面が幾分それに當るらしい。全體に北偏した型である。

これが普通平凡な陸降洋昇型で之に屬する年は、

大正 3, 11, 昭和 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 13 年

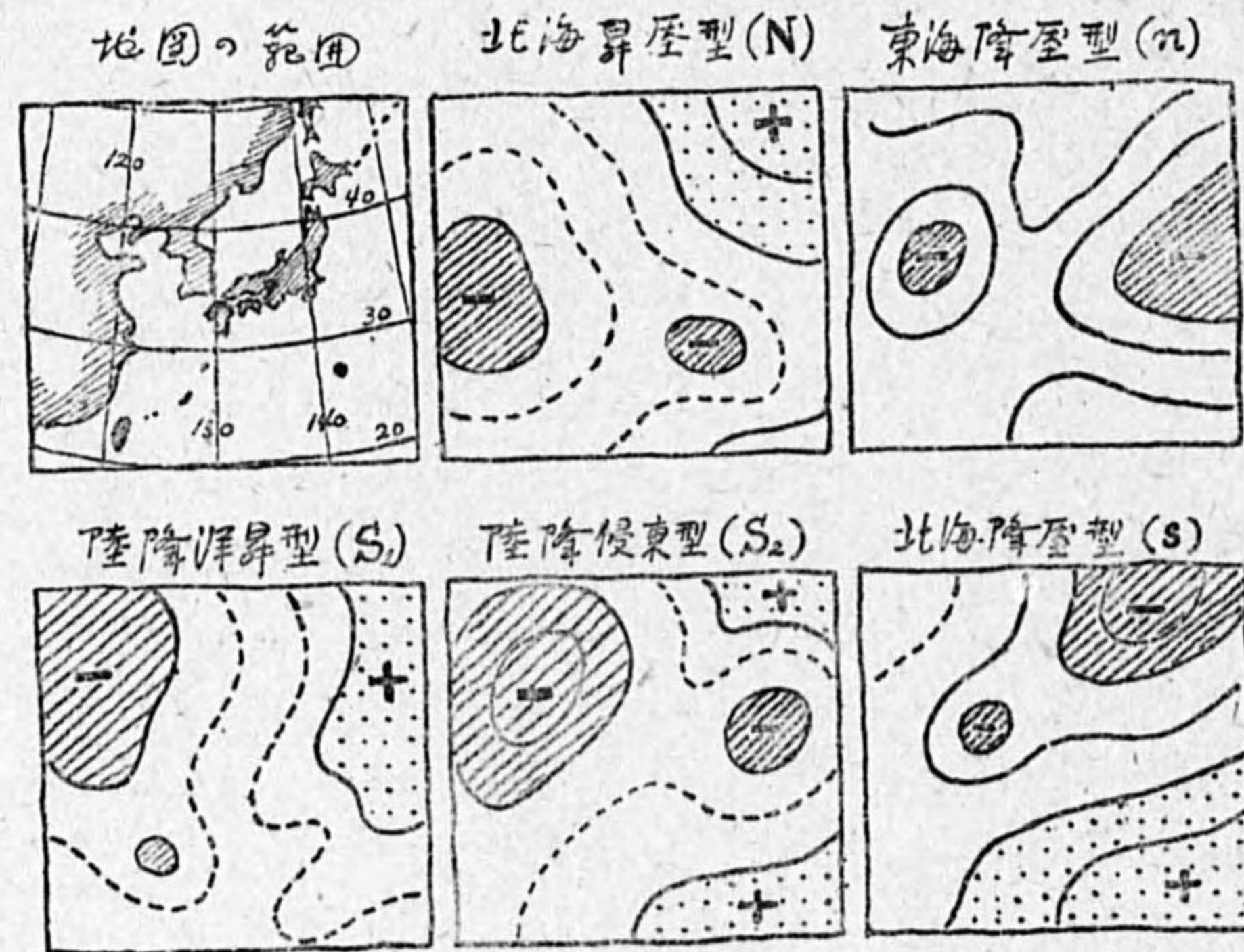
である。

第 1 圖



自 4 月至 5 月氣壓變化 (明治 40 年—昭和 16 年)





第二圖

『陸降侵東型』

第2圖 S<sub>2</sub> の如く、大陸に降壓主部が在り乍ら、それよりも稍弱い降壓部が東海岸沖に顯れ、海洋昇壓がその北東南を取圍んでゐる。此東海降壓は、大陸降壓の從屬が、西から海洋昇壓部の洞中へ食込んだやうなもので、普通の陸降洋昇型の類型に過ぎない。之に屬する年は、

明治 40, 41, 42, 43, 44, 45, 大正 2, 7, 昭和 10, 12, 14 年

である。

『北海降壓型』

これは第2圖 s の如く、かなり特異なもので、海洋昇壓部が著しく南乃至南西に偏り、反對に、大陸降壓部であるべきものが著しく北東に偏りシベリア東部からオホツク海南部にまで擴布し、其主力部は圖の如く北東隅に在る。即ち陸降洋昇型を右廻りに 90° 度廻轉したやうなもので、之はたぶん S<sub>1</sub> 又は S<sub>2</sub> の特異型であらう。但この型に屬するのは、大正 6, 13, 昭和 2 年の 3 年だけである。

『北海昇壓型』

N 型としたものは、大陸降壓の主部がずつと南に偏り、海洋昇壓の主部が著しく北に偏つてオホツク海を根據に東海岸沖へ張り出してゐるやうな形を示してゐる。其上大陸降壓部に連絡するやうな從降壓が、南東海岸沖乃至父島附近に顯れてゐる。此型は S<sub>1</sub> や S<sub>2</sub> 型とは著しく異つたもので、これに屬する年は、

大正 4, 5, 8, 9, 12, 14, 15, 昭和 15, 16 年

である。

『東海降壓型』

E 型としたものは、大正 10 年たゞ一回の特別異常型で海洋上に昇壓部無く、のみならず東方洋上に 6 耗以上の著大な降壓主部が擴がつて居り、大陸の降壓は從屬の如く弱小な年である。

『型の成因に関する考察』

以上五種の型に分れた理由に就ては輕々しく斷じ難いが、大體次の如く考へてみたい。

冬から早春にかけて、オホツク海アリューシャン方面に蟠る北海大低壓部が、4 月頃樺太近邊に残壘を残して東遷するとき、其主部と殘壘の間たるカムチャッカ、オホツク海方面へ高壓氣塊が侵入して、7 月に入ると北海低壓部を埋めてしまふのであるが、そのとき千島近海へ侵入する氣塊が、オホツク、カムチャッカの寒氣塊であるか、千島南方の暖氣塊であるかによつて、北海昇壓型か陸降洋昇型かに分れるのではあるまいか。それはシベリア東邊の寒氣團と北太平洋北西部の暖氣團との勢力差によつて全體の氣壓配置が南へずれてゐるか北へずれてゐるかに歸するのであるまいか。此點實證を要するが今は手が届かない。

南へずれてゐる年には、5 月オホツク、カムチャッカの高壓冷氣塊が千島近海を占領するから、N 型の如く、圖の東半北部を昇壓主部とするであらう。此のやうな年には全體南偏のため、4 月支那から太平洋へ波及する小高氣壓の經路も、5 月漸く頻繁に來往する低氣壓の進路も共に南偏し、其 4, 5 月較差から南東海上に從屬降壓部を顯すのであらう。斯く北寒氣團が千島近海を占領するにはアリューシャン低壓部が千島の東方へ強く遅くまで残つてゐると都合が好い。してみると N 型の年はアリューシャン季節がグッと遅れて居た年柄ではあるまいか。

次にアリューシャン低壓が本部を早く遙か東へ遷す年には 5 月樺太の西に残溜する低壓部の東側へ侵入して氣壓を高める氣塊は千島南方の者であらう。してみると S<sub>1</sub> 型の年はアリューシャン季節がグッと進んで居て、北太平洋高氣壓西端が北偏凸出し全體的に北へずれるのだらう。此場合支那から 4 月太平洋へ波及する小高氣壓の經路も、5 月漸く繁く來往する低氣壓の進路も北偏するから、年によつては、東海岸沖あたりへ從屬降壓部を作つて、陸降侵東型 S<sub>2</sub> のやうな氣壓變化を示す事もあらう。故に S<sub>2</sub> 型は S<sub>1</sub> の類型であると言へる。

北海降壓型 S<sub>3</sub> は稀に現れる特殊型であるが、其内容を調べると、大正 6, 13 年の北海降壓は、5 月になつて北東方面の氣壓が甚だ低くなつた爲め、平均氣層は北に傾き北海冷氣塊の南侵がないことを示してゐた。而して 4 月に早くも東海岸沖の氣壓がかなり高くなつて高壓部を作つて居た爲に、其方面の自 4 月至 5 月の降壓又は昇壓を圖が現してゐるが、其實は洋上昇壓の異常早現であつた。また同型の昭和 2 年の北海降壓は、4 月に北東隅の氣壓が異常に高かつたための降壓である。之は 4 月すでに北海低壓部の存在が疑はれ、北寒氣塊の活動薄弱を物語り、其虚に乗じ



千島南方氣塊の活動を早期に促したらしい。乃ち  $S_3$  型はみな、 $S$  屬の異常早熟型である。

最後に、東海降壓型  $E$  は、其唯一回の大正 10 年を調べると、其東海降壓が顯著なのは、4 月に其方面がかなり氣壓高くなつて、恰も洋上昇壓の早現の如く見えて居たところへ、5 月南海岸沖から北東へ低氣壓の侵入が著しくなつて、其較差からの結果である。此事は 5 月に千島の南北兩氣塊の折衝が激甚となつたことを物語り、遂に北寒氣塊が打勝つて執拗に南侵したものであつた。その代り 4 月に南方氣塊と對抗した爲めに南侵が甚しく遅れた。併し強勢であつた。故に此  $E$  型は頗る晩成の  $N$  型であると言へる。

斯く考へて、 $S_1$  と  $S_2$  型は同類だから之を  $S$  とし、 $S_3$  は早熟の  $S$  だから之を  $s$  とし、 $E$  は晩成の  $N$  だから  $n$  型とする。乃ち 35 ケの型を  $N, n$  と  $S, s$  の二類に整理する。

而して兩類の相違は、北海氣團の迫力が本邦東北へ強くかゝつて居たか否かに在り之はアリューシャン季節の進み遅れと関係がある様に思ふ。

#### 『翌月への影響に就ての考察』

自 4 月至 5 月の本邦氣壓變化には以上の様相がある。この變化の動向は、大した變更もなしに 6 月へも持越されるだらうと思ふ。

北海氣團の高氣壓的活動の開始は、北海大低壓部が、アリューシャン東部と樺太近邊とに分離する 4 月であつて、其終熄期は、該低壓部が影を没する 7 月である。斯く自 4 月至 6 月が一連で且つ對象を同じくする期間であるから、4 月始發の状態に相應する勢ひが、5 月への動向を介して、6 月へ十分影響到達してよいであらうと思ふ。

一方北太平洋高氣壓の西端も、6 月となれば其勢力旺盛となるが、それが日本近海（平均では父島附近）を其圏内に入れるのは 4 月を以て始めとする。故にそれが隆勢に向ふ進捗度と併せて 2 ケ月後に達すべき強度は 4 月に大體豫定されて居るだらう。 $s$  型變化の如き早熟年では 4 月すでに相當進捗して居た。

以上南北兩方面の活動中心の 4 月始發状態の、5 月に向つての動向を示すのが、上述の氣壓變化である。此動向を具有する 4 月の状態は、6 月到達状態と十分密接な關係を保持するであらう。勿論その中途の 5 月の状態は更に密接に 6 月と關係するであらうが、その關係様式は 4 月の場合とは甚だ異なつたものに變化してゐるであらう。到達する 6 月と云へば本邦の梅雨期である。

#### 『氣壓變化の型によつて期節相關が變る一例』

6 月梅雨期に到達するための 4 月始發の状態を指數として表す物は多方面に種々あるであらう。其中の僅かな一つとして、4 月北太平洋高氣壓の西端氣壓を取つてみる。其理由は、4、5、6 月を逐ひ隆勢の一路のみを辿り、他に大した邪魔が入らぬからであるのと、6 月本邦の氣象状態殊に梅雨状態を支配する主なるものは此高氣壓の西端だからである。此西端氣壓の觀測成績は父島にだ

けしか無い。故に父島 4 月の氣壓を以て 4 月始發状態の指示數とする。父島は 3 月はまだ大陸高氣壓の南東端に近く、4 月から大洋高氣壓の西端に入るが、年によつて遅速があらう。早いほど父島 4 月氣壓が高くて、6 月小笠原氣團の活動旺盛が約束されるであらう。また年によつては大洋高氣壓の西端が父島よりも北即ち本邦東方洋上へ偏して凸出する。此場合南洋低氣壓も北侵して父島近邊は天氣變動多く、北偏度に比例して父島の 4 月氣壓は低くなり、それが低い程本邦東方洋上 6 月の高氣壓優勢が約束されるであらう。

そこでアリューシャン季節がグット遅れ北海氣團の本邦への迫力が強い  $N$  型變化の年には、6 月小笠原氣團の活動旺盛なほど、南北兩氣塊の折衝不連続は激動され、南北兩高氣壓間の溝谷は深刻となつて、6 月の梅雨が強調される。また全體の氣壓配置が北偏して居ると假定した  $S$  型變化の年には、6 月東方洋上高氣壓の優勢すなはち北太平洋高氣壓西端が北へ偏よることの強きに比例して梅雨は強調されるだらう。此の梅雨強調の二方途の強さは、4 月父島の氣壓によつて約束されようである。

即ち、氣壓配置全體が、北偏して居ない  $N$  型變化の年は 4 月父島氣壓が高いほど、また北偏して居る  $S$  型變化の年は父島氣壓が低いほど、6 月本邦の梅雨は強調される。

依て、兩型によつて、4 月と 6 月の氣候相關が反對になる。期節相關様式更改の最も著しいものとなる筈である。

註 (a)  $S$  型の異常早熟とした  $s$  型に屬する年は、洋上昇壓の異常早現が、季節の進みにつれて東方南方全洋に行互り、 $S$  型を右に  $90^\circ$  廻轉した型の特徴を 6 月に向つて發揮するから、父島 4 月氣壓に洋昇先進の效力追加が豫約され、梅雨強調作用に関しては父島氣壓に或程度のハンディキャップが附與されるだらうから、父島 4 月氣壓が低いほど梅雨強調作用が強いことには變り無いが豫め 4 月氣壓が低過ぎたゞけ程度が落ちるだらう。併し  $S$  型屬で折衝相手の北海氣塊が無い、此様な年には潤梅雨が現れやすいと思ふ。

註 (b)  $N$  型の異常晩成とした  $n$  型に屬する年は、千島南方氣塊の異常早期昇壓があつた上に、北海氣團の晩期南侵が強く現れたのだから、梅雨強調を豫約する兩方途が重複したやうなもので、南進寒氣塊に対する小笠原氣團が高壓であるほど梅雨強調作用が強いことには變り無く  $N$  型式の相關を保つてであらうが、早期 4 月に千島南方氣塊が濃密になつて居た爲に南侵寒氣塊が倍に養はれて頑強に本邦東北を壓するから、梅雨強度が、普通の  $N$  型年に倍加され且つ梅雨期を長びかせるだらう。

以上註記 (a), (b) とともに、氣壓變化の型によつて期節相關の様式が更改される一例となる筈である。

以上が自分の想定である。



『考察と事実との対照』

以上のやうに考察して置いて、實際の6月梅雨強度と父島4月氣壓の期節相關の實例を、考察と對照してみる。もとより上述の考察は、學術的に分析整理されたものでなく、たゞ多年本邦の氣象變化を凝視して居た經驗から湧く私考に過ぎず、それが本調査の動機ではあつたが之は反復考察修正すべきものである。以下はたゞ事實として擧示するのみである。

梅雨強度の指示數としては、梅雨地域の中央に位する大阪の6月雨量を取り、自4月至5月氣壓變化の型別に父島4月氣壓と對照して、第1表に之を示す。

第 1 表

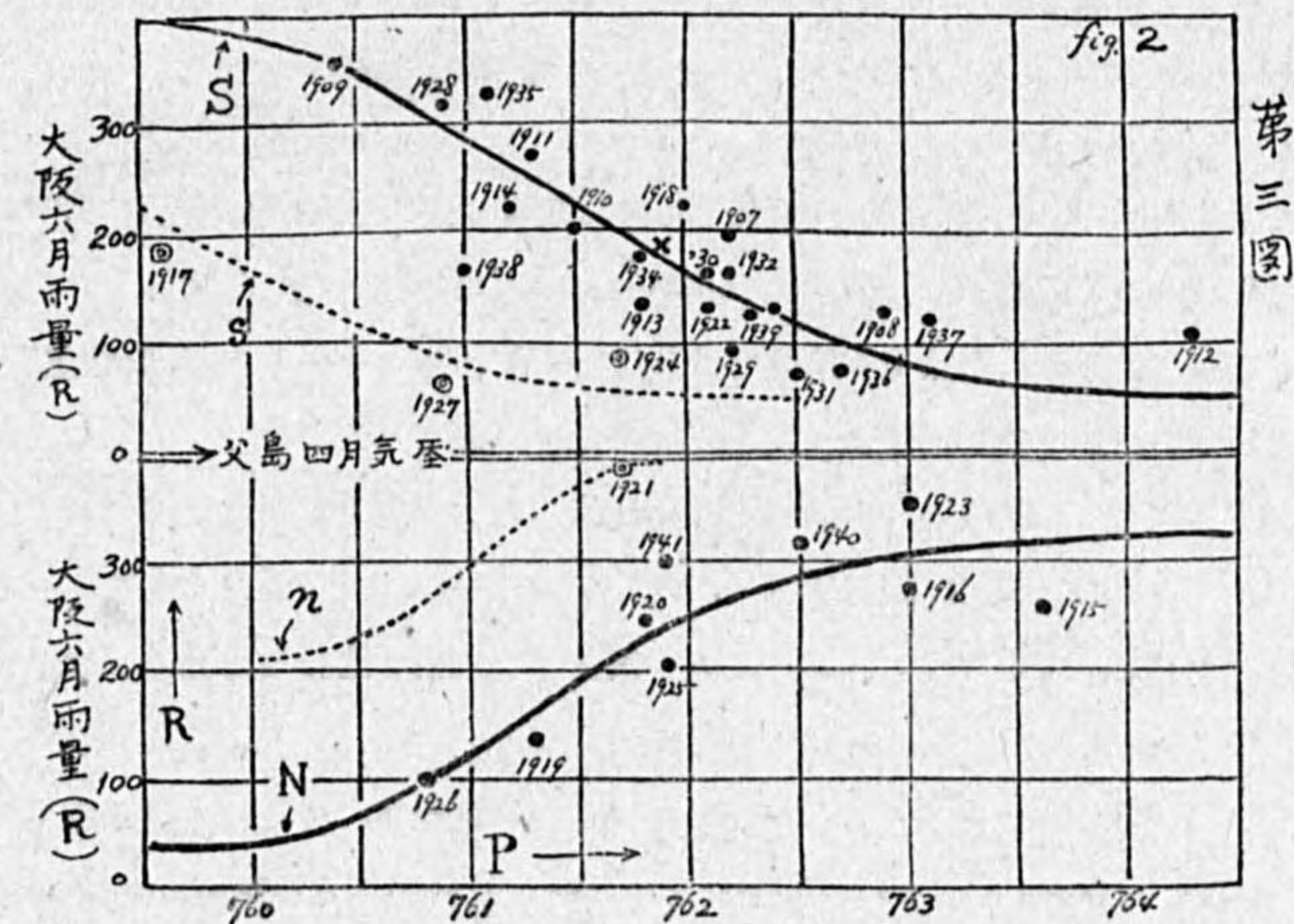
年		氣 壓 變 化 型	父 島 四 月 氣 壓	大 阪 六 月 雨 量	年		氣 壓 變 化 型	父 島 四 月 氣 壓	大 阪 六 月 雨 量
日 本	西 紀				日 本	西 紀			
明治 40	1907	S	762.2	198	大正 4	1915	N	763.6	257
41	8	〃	62.9	126	5	16	N	63.0	274
42	9	〃	60.4	354	6	17	s	59.6	186
43	10	〃	61.5	202	7	18	S	62.0	223
44	11	〃	61.3	268	8	19	N	61.3	134
45	12	〃	64.3	108	9	20	N	61.8	244
大正 2	13	〃	61.8	135	10	21	n	61.7	384
3	14	〃	61.2	222	11	22	S	62.1	129
					12	23	N	63.0	350
昭和 3	1928	S	760.9	318	13	24	s	61.7	87
4	29	〃	62.2	91	14	25	N	61.9	203
5	30	〃	62.1	163	15	26	N	60.8	100
6	31	〃	62.5	71	昭和 2	27	s	60.9	62
7	32	〃	62.2	162					
8	33	〃	62.4	133	昭和 15	1940	N	762.5	317
9	34	〃	61.8	178	16	41	N	91.9	300
10	35	〃	61.1	330	17	42	.....	.....	.....
11	36	〃	62.7	76	18	43	.....	.....	.....
12	37	〃	63.1	122	19	44	.....	.....	.....
13	38	〃	61.0	165	20	45	.....	.....	.....
14	39	〃	62.3	124	21	46	.....	.....	.....

第1表の氣壓と雨量の關係を圖示したのが第3圖である。見る通り、S型年とN型年とで全く對稱の見事な双曲的正弦曲線の一對を得た。

此様に、氣壓變化の型式によつて期節相關の様式が截然と反轉してゐるのである。驚くべき事實である。

而して第1表の右半分の連続13年間にS型が唯2ヶ年しか現れてなく左半分の連続年中にNやsやn型の年が一つも混じて居ない事も頗る不思議な事であるが、之に関しては昭和8年の雑誌海と空第13巻第7號に堀口由己先生が既述されてある。

第 3 圖



なほ第3圖に、s型年に屬する3箇年の點を率する曲線を點線で表はして置いた。之はSの曲線を氣壓2耗だけ低い方へずらしたもので、前節記の註(a)に該當するのである。父島4月氣壓に附與されたハンディキャップは2.0耗とすればよい。またn型年に屬する唯一年の點にも、點線で想像曲線を附けて置いた。之はNの曲線を雨量180耗だけ多い方へずらしたもので、前節記の註(b)の氣持を表して見たに過ぎない。

第3圖の各曲線は、35箇年の各年點を良く統率して居るので、以て梅雨豫報の一資料ともなし得さうである。

(昭和16年9月米子地方氣象臺にて)



### 1日3回、24回気象統計成果の相違並に10分、20分平均 最大風速度の相違と瞬間最大風速度に就いて

堤 健 六

#### 1. 緒 言

気象観測規程が昭和15年1月から改正せられ、新規の観測を助成し機宜に即する様になつたが、数ある要素の中には、従來の観測歴史に其儘通算して累年値を出し、又日々の變化を見る上に差支への生ずるものもあり、全然切り離さなければならないものもあるので、既往観測要素の値と、新観測法に因るものとを比較して置くことは、運用上に必要なことであらう。尤も自記器の記録から毎時の値は得られるし、電報時の實測等を織込めば、相當充實した要素も得られ、是等を引用すれば相當補ひも付くが、原則的に観測は1日午前6時、午後2、10時の3回、一般への報告、印刷物等も是れで間に合はせるとすれば、夫等の報告より調査を進むる場合は勿論、是れ迄の統計と比較する上に留意せねばならぬ事も起つて来る。茲には其一例として氣壓、氣温、水蒸氣張力、濕度等に就いて、福岡に於ける1日3回観測の平均と、電報時、午前10時の實測、自記器に因つて得られた1日24回即ち毎時の検測平均とを比較した成果、及び風速が氣象電報等に關聯して、従來20分間平均が10分間に短縮されたための相違、この新風速に對する瞬間風速との關係について概要を述べて見たいと思ふ。此種の相違に關しては岡田博士の氣象學等にも明記されてあり、調査もある様承るが、此機會に蛇足ながら地方的變異も想像されることであれば其概略を報告する。

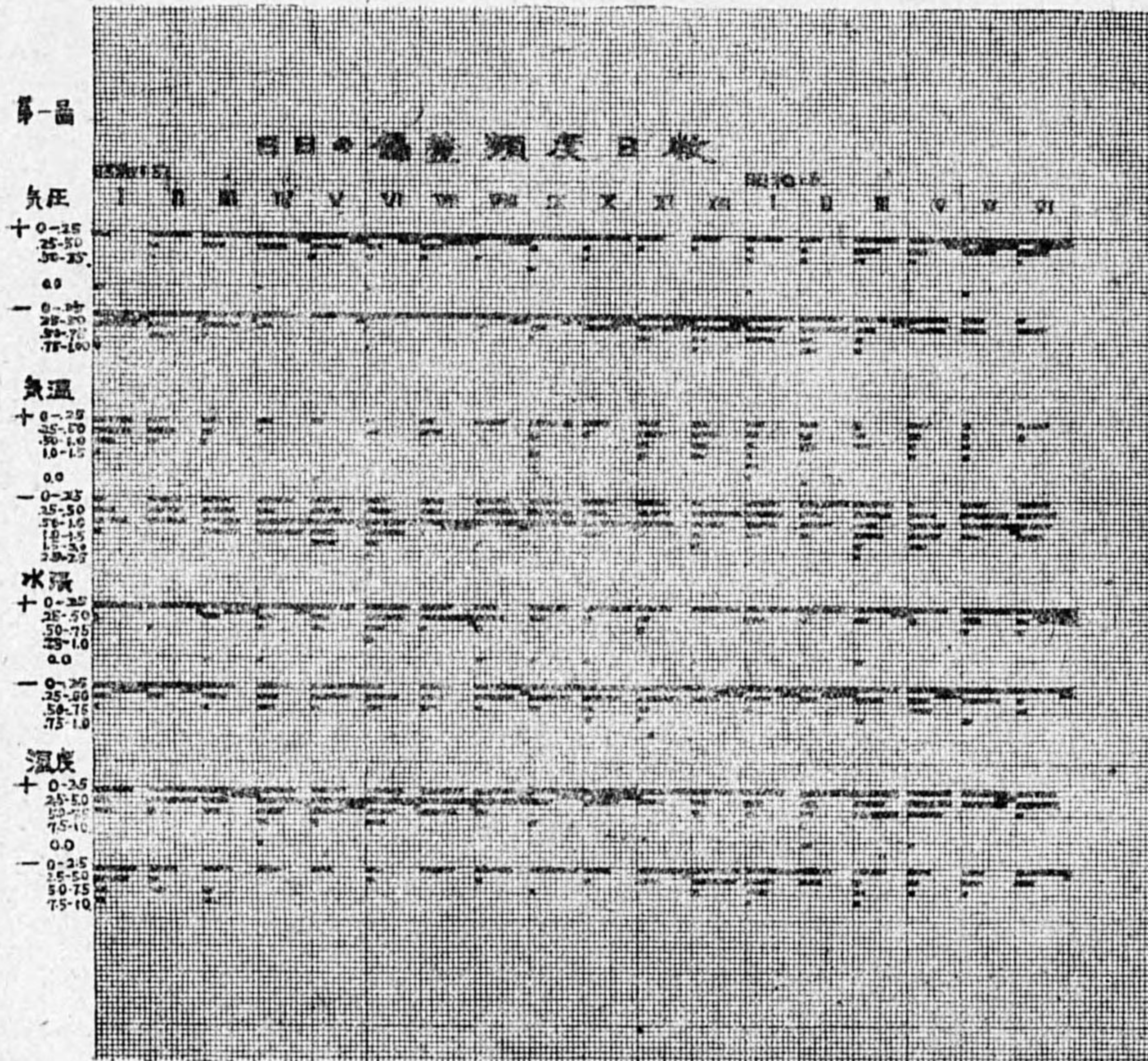
#### 2. 1日3回、24回気象統計成果の相違

資料は改正された昭和15年1月より16年6月迄の1ヶ年半の氣象月報原簿に掲載せる毎時と3回の日平均の偏差を日々検出し、毎時より3回値が高多なる場合は(+)を、低少なるときは(-)を附し、同値0.0の上下に配列して日々の昇降を蒐集、偏差別にして各月の頻度日数を求め第1圖第1表の様にして示す。圖中一目を一日と見做して其頻度は塗りつぶしにして表はした。

平均氣温の(+)欄に於ては、1月が3回値の方毎時に比べ温度高きこと最も多く、2月以降は漸次低下し、5、6月頃に至り最も少く、僅に二日程で夏より秋冬にかけては亦高温になる日が増してくるが旬日以上になるのは1、2、11、12月に過ぎない。而して(-)欄の3回値が毎時より低温になる頻度は、1月最少、爾後は低温を示す日が殖え、4、5月頃より夏にかけ3回氣温の低下最も著しいが、其後は亦次第に高温の日が多くなる。即ち11月から2月迄は二旬近いけれ共、3月より10月迄は各月共25日を越すことが多い。この傾向は昭和16年も同じ波に乗つて様で

ある。然もこの(+)欄では0~0.25度範圍内のもの主位(50%)を占むるが、(-)欄では0.5~1.0度のもの年を通じて多いことも兩年共に見られる現象で、全體の45%、0~0.5度は44%を占む。是は日平均氣温が毎時より3回値の方、低くなり過ぎてることを意味する。又15年中で毎時より3回値が高くなるのは僅か91日で同温1日、殘餘の274日は低温となり、16年の半歳分迄算入せば總日數547日中3回値の高い日132に對し、低温となる日413を數へ大體4日間中3日は3回平均が毎時より低くて高い日は僅か1日しかないことになり、従來の毎時日平均氣温の昇降頻度日數、類別温度日數、季節調査等はこれと切り離さなければならないであらう(第2表)。

第 1 圖 日時の偏差頻度日數





是等は晝夜の長短、晝間時數の差異等より3回の6時が日の出前か後になつたり唯一の昇温が午後2時に限られ、日没後10時迄の時差、地方的に天候の相違等から氣温にも影響を及ぼしたものであらう。又月平均氣温では、晩秋より冬季は0.1度以内なるも、5、6月の交は0.7度、7

第1表 偏差頻度日數 毎時平均~3回平均 福 岡

Table with columns for months (昭和15年, 昭和16年) and rows for various climate metrics like 氣 (Air), 湿度 (Humidity), 水蒸氣張力 (Vapor Pressure), and 濕度 (Moisture). It includes sub-rows for temperature ranges and counts for each month.

表 第 2

Table with columns for years (昭和15年, 昭和16年) and rows for various climate metrics like 氣 (Air), 湿度 (Humidity), 水蒸氣張力 (Vapor Pressure), and 濕度 (Moisture). It includes sub-rows for temperature ranges and counts for each month, along with annual totals.



月より 10 月頃迄は 0.4 度 3 回値が毎時より低目になる等、気温の昇降継続日数や時間の波に左右せらるゝ産業衛生、病蟲害の消長等の調査、又は局地気象を吟味する場合、最高低気温も別途に観測され、重點を平均気温のみに置かないとしても、此邊の事情は閑却出来ないものがある。

気温斯くの如き状態なれば気圧の變異も自から生じて 3 回気温の過大な冬季に 3 回気圧毎時より低く、暖候期即ち低温な季節に気圧 3 回値高まるが気温の如く偏差大ならず月平均では 3 回の方冬季に 0.2 耗、他の季節に 0.1 耗程度低く、耗別頻度では 0.25 耗以内のもの最も多く 1 年又は 1 ケ年半を通じて見ても下降 1 に對し上昇 8 割程度で 2 割程 3 回値が毎時より下降するのが多い。

又水蒸気張力も是と略々同じ歩みを辿り減少する方多く、月平均では 6、7 月の梅雨期に 0.1 耗以下 3 回の方毎時より増すが秋より冬、春先にかけては 0.1~0.2 耗減り、頻度に於ても 3 割減少する日数が多い。

然れ共湿度に於ては、前述の如く気温が毎時より 3 回の方、低冷となり勝ちなため、1 日中の湿度は増加し勝ちで月平均では 3 月より 10 月迄 0.1~0.3% 多く、11 月以降 2 月迄は僅かながら乾き過ぎた湿度を観測してゐる事になるが其偏差頻度は 0~2.5% 増す日主位 (50%) を占め 2.5~5% 是に亞ぎ (40%)、3 月より 10 月頃の生物の發育期間には、各月共 20 日以上 3 回の方過多となり易いのは注意すべき事で昭和 15 年中には多濕 256 日あり、寡濕 109 日に比し 2 倍半多く、1 ケ年半では毎時より 3 回の湿度増すもの 364 日、減少するものは 179 日約其半数程度で、少し立ち入つて調査等なす場合には毎時の値を引用せねばならないであらう。

安藤博士は過去 30 ケ年の米作反當收量の増加は 3 割 3 分 1 ケ年平均 1 分の増加としかならないから豊凶は殆ど天候に支配されると、亦寺尾博士の實驗では、水稻の如きは天然要素の豊富な處なら、根を切つても (例へば莖数は減じ登熟期は遅れても) 結實すと謂はれ、適地適作、増産等は農作物期間中の氣象状態に應じて適宜の植栽を考へる一方、稻熱病が低温、多濕、不照、多雨の時、浮塵子、螟蟲等が高濕、夜不冷、多濕蒸暑時に、白葉枯病が大風の後雨多く、不照の日續いた後等に發生する等、氣象的環境に支配され勝ちなれば、天然要素に恵まれない地は勿論、豊富な地方でも昔から旱魃に不作なしと謂はれる位で、此言葉の裏には濕潤害風害の多い事を暗示するもので、要素の僅かの變動で濕潤になり過ぎたり、病蟲の蕃殖を促進したり、気温の半度の高低、湿度 5% の過大も其継続日数の如何に依つては病蟲の發生の目安、延いては收穫豫想に影響を及ぼさないと限らないから、以上の如き要素を吟味する場合等 3 回の平均値を見出す外、毎時の數値を採擇するのは肝要な事であらう。

### 3. 10 分、20 分間平均最大風速度の相違と瞬間最大風速度

次に平均風速度に於て、1 日中のものは全程を採用するので従來と變りないが、観測時のものは

前 20 分間から 10 分に短縮されたため、昭和 15 年より一般に増す様になり、別途扱ひにせねばならぬことは申す迄もない事である。この前 20 分と、10 分と如何なる程度の喰ひ違ひが生ずるか、自記紙より別に摘出 10 分間のものと對照すれば冬の 12、1 月頃の季節風の旺盛な頃は、10 分風速は 20 分に較べ月平均に於て 0.1~0.2 米弱まるも、2 月より 9 月及び 11 月は 0.2~0.3 米強くて 10 月だけが變異ない様である。

亦観測時別を見ても、午前 6 時、午後 10 時の如く風の弱い時、2 月より 11 月頃迄は 0.2 米内外 10 分間風速増すが 12、1 月は却つて 0.4 米位弱まり、午後 2 時にはこの趨勢稍、募る。一般に年中では冬季に、1 日中では午後 2 時の様に、風勢強まる時、10 分間風速が 20 分間のものより弱まる傾向を保つてゐる (第 2 表)。

然れ共是を毎日の最大風速度に就いて見れば、其月平均では 11 月より春先 3 月迄は 1 米内外、4 月より 10 月迄は 0.6 米も前 10 分間の方強く其比は 1:0.89 即ち 10 分風速は 20 分間では 9 割に減せられ、昭和 15 年以降最大風速度は従來の 20 分制より一割増加した事になる。従つて秒速 10 米以上の日を暴風日数として擧げる場合、10 分間の方が増すのは必然的で、昭和 15 年は 10 分間のもの 46 日あり、20 分間の 26 日に比し 20 日多く 16 年の半歳を加算すれば 69 日:37 日ともなり約倍加するけれ共是は冬の分累加さるるためもあり増加率は 1.8 倍程度であらう。

是等は氣象特報、警報事務にも關係あり、風災被害調査等にも加味せねばならない事柄である。

尙是に關聯して日々の最大風速度と瞬間最大風速度に就いて、この新風速度を使つて前記 1 ケ年半の資料を基とし、風速の強弱が瞬速に影響ある立前から、10 分間最大風速  $v$  を 10 米以上と、以下に區分けして、平均風速に對するダインス風壓計に因る瞬間風速  $V$  を最小自乗法で係數を決定すれば：

$$V = 1.51 v - 0.55 \quad 10 \text{ 分間平均最大風速 } 10.0 \sim 21.8 \text{ 米/秒, 統計回数 } 34.$$

$$V = 1.27 v - 1.26 \quad \quad \quad 2.2 \sim 10.0 \text{ 米/秒, } \quad \quad \quad 236.$$

即ち新風速 10 分間平均最大風速度と瞬間最大風速度との間には上式が成立し、曩に調査された<sup>(1)</sup> 20 分間平均最大風速度と瞬速との係數、附近の地のものと比較せば  $v$  の相違から、幾らか係數に變化を來したものと見るべきで、前 10 分間と 20 分間の平均最大風速度の比を略 1:0.9 とすれば、上記の 20 分間の近似値も得られやうが、茲には前 10 分間平均最大風速度と、瞬間最大風速度に就いてのみ記することにした。

### 4. 結 語

上述の如く 1 日 3 回観測に因る氣象統計は毎時のものより平均気温、気圧、水蒸気張力は過低、湿度は多過ぎ、其偏差頻度日数の如き気圧、水張が 2 乃至 3 割過低なるに較べ、平均気温、湿度

(1) 氣象集誌、第 2 輯第 17 卷第 6 號 (大谷、梅戸)。



では倍以上 3 回値低濕になり勝ちである。観測時前 10 分、20 分間平均風速度に於ては、風強ければ 10 分間風速度減じ、弱まれば増す傾向あり、其差は月平均で 0.2~0.4 米内外なるも最大風速度では従來の前 20 分より前 10 分は 1 割強く、暴風日數の如き 1.8 倍も増す事になる。亦前 10 分間最大と瞬間最大風速度との間には、大略 10 米以上の時は 10 分間平均最大風速に係數 1.5 を、10 米以下の時は 1.2 を乗すれば瞬間最大風速度が得られる様である。以上福岡に於ける観測の成果の一端を申述べて擱筆する。

終りに御校閲を賜はつた編輯係の方々に深く感謝致します。

(昭和 16 年 9 月)

## 本邦に於ける體感氣候

福井英一郎

我々人體が直接感受する氣候が種々の氣象觀測機械を使用して計測された結果と必ずしも一致しないことは既に多くの人々によつて知られてゐる事實である。例へば寒暖の感じにしても決して氣温のみによつて定るものではなく、他の種々の要素が同時に働いた結果であり實際は可なり複雑な機巧によつて支配されその中には未だ我々の知らない要素も含まれてゐることも思はれるが、現在の處では此の中で氣温が最も重要な要素と言ふに過ぎないのである。之に續いて多くの要素が互に結合して作用してゐるものと思はれるので今まで知られてゐる主なる氣候要素を適當に組合せて之を綜合したものと比べるより外に方法がない。それで今日氣温以外に體感温度として最も重要視されてゐる要素は恐らく濕度及び風の二者であり大體氣温と此の二要素との組合せによつて寒暖の感じを表はすのが之までに於ける一般の方法である。此の際兩者とも勿論充分なる根據を有つてゐるのであり人體表面からの熱の逸出に對して重大なる部分を占むる傳導及び水分の蒸發は全く此の二者によつて支配される。例へば傳導に對しては皮膚面上の温度傾度以外に風速によつて熱交換の大きさが非常に異り、蒸發に對しても濕度・風速が大きな影響を有つことは良く知られてゐる事實である。

此處では日本及びその附近の體感氣候に就いて觀察するが、主としてその中でも最も重要な“感じの温度”を取扱ふ。之は上述の様に大體氣温と濕度、氣温と風の二系統に分けて考へられるが、更にこれ等の諸性質を綜合的に表はすものに氣塊がある。以下順次に記して見たい。

### 蒸暑さの感じ

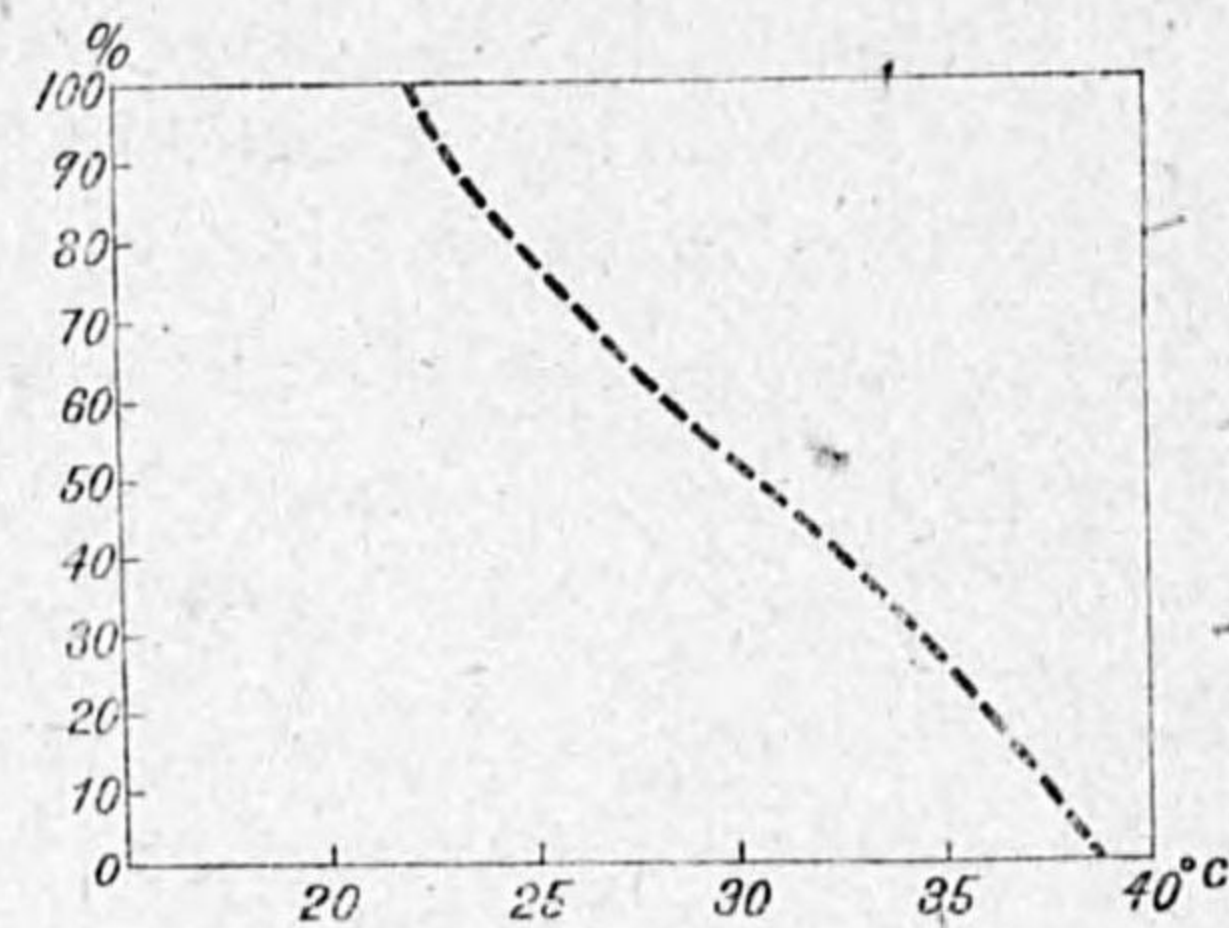
體感温度は特に夏季に於いて大きな重要性を有ち、白人に最も忌まれる蒸暑さの問題等を提供する。此の場合濕度が極めて大きな關係を有つてゐることは既に良く知られてゐる事實で Rubner, Lange 及び Lancaster, Fleischer, Linke. 及び v. Dlmády, Tyler, Prött 等の諸家によつてその關係はかなり細かく討究され所謂蒸暑さの限界 (Schwülgrenze) が氣温と濕度とによつて與へられ一般に之を一定の曲線で示すことが出来るがそのいづれもが歐米人に就いて研究されたもので邦人に對する調査・研究は今日残念乍ら未だその實驗的研究を缺いてゐる實情にある様に思はれる。本論では種々の見地から邦人の感ずる蒸暑さの限界値として前記中 Tyler によつて明らかにされたものを採用することにした。

第 1 圖に示したのが之であつて氣温と濕度によつて蒸暑さの限界値が曲線によつて示されるが、元來此の Tyler の得た曲線は他の諸家によつて求められたものに比べると蒸暑さの限界値としてはかなり高温多濕な場合を採用してゐる。此處で特に此様な限界値を用ひたのは由來日本人は高温

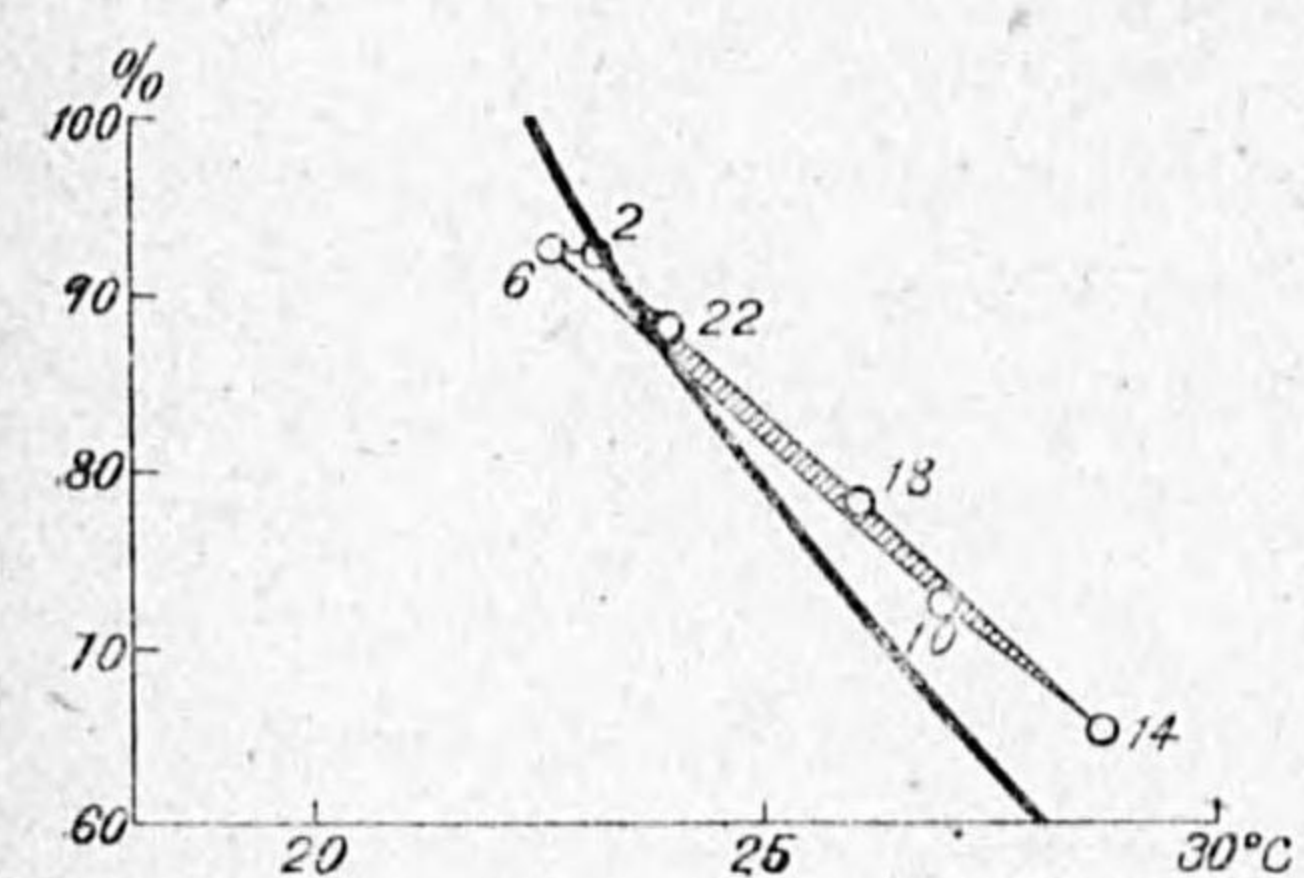


多湿に對してはその風土の關係から比較的馴化されて居り、割合抵抗力が強いと考へられるからである。従つて以下第1圖の限界値を基にして考察を進める。

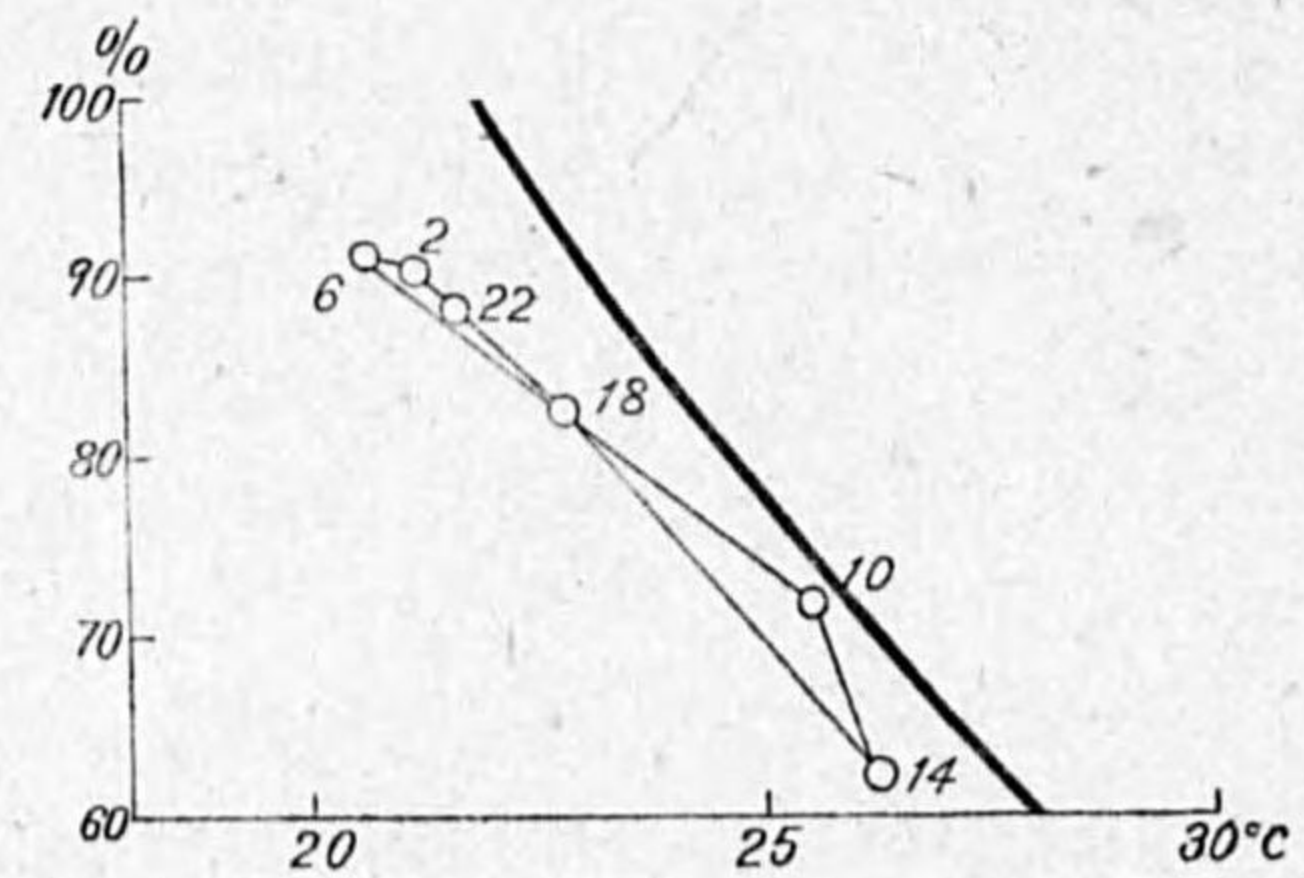
先づ1日中に於ける蒸暑い時間の長さに就いて見る爲に縦軸に湿度、横軸に氣温を採つて各地の各月に就き午前6時、午前10時、午後2時、午後6時、午後10時の氣温と湿度をグラフ上に示し之を結付けると種々の形をした六邊形を得るが此の上に前記の限界の曲線を書込



第1圖



第2圖 東京に於ける8月の氣温と湿度 (數字は時刻)

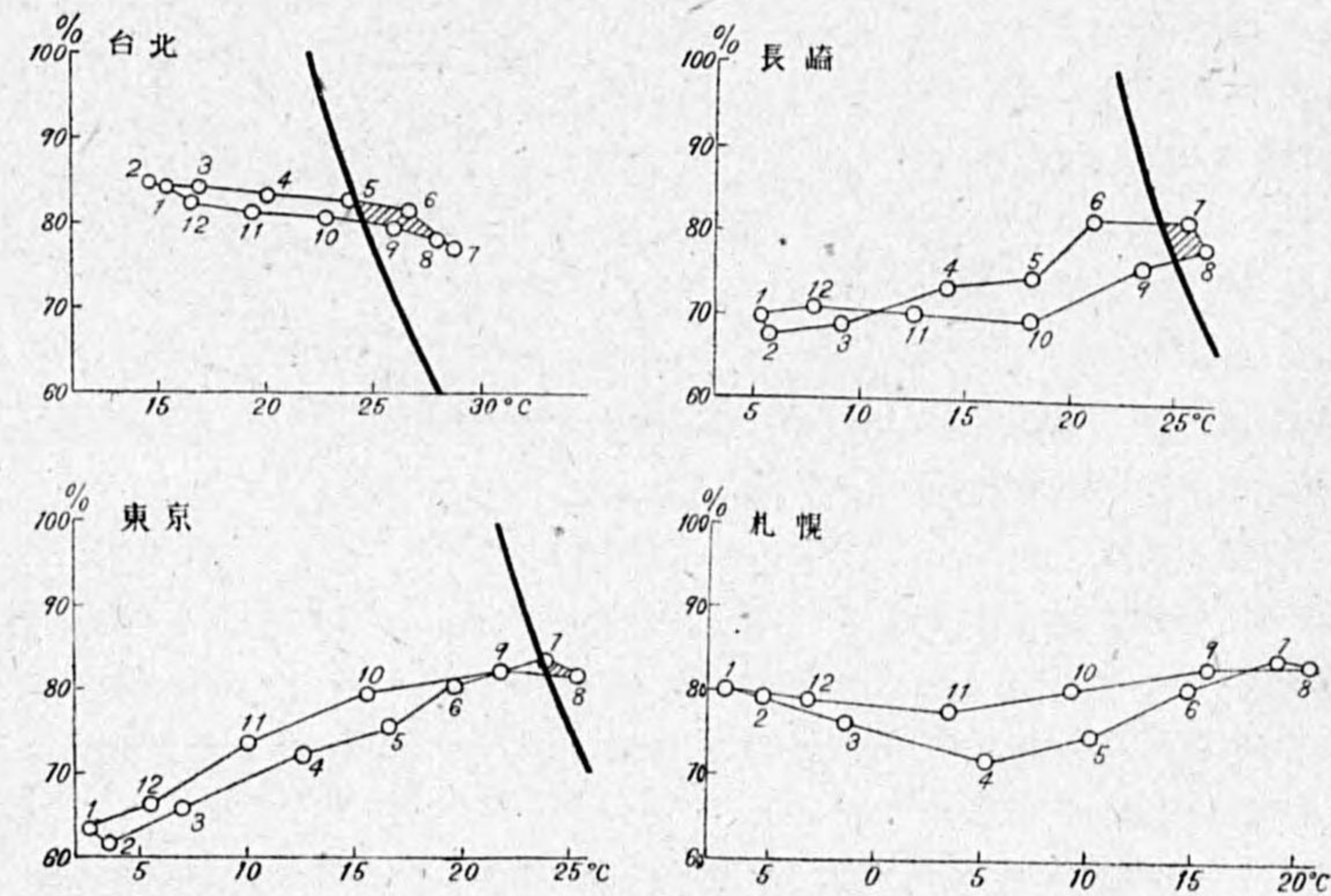


第3圖 臺北に於ける10月の氣温と湿度

むと此の曲線の外に張り出した部分が蒸暑い時間を示すことになる。此の例として8月の東京と10月の臺北をとると第2圖及び第3圖の様になる。即ち東京では8月には1日中の殆んど全部が蒸暑く、日出前後の最低氣温を中心に短時間之に屬しない時があるのみであるのに対して、臺北では10月になつて始めて1日中に蒸暑い時刻が消失する。同様のことを各地に就いて行ふと臺北では5月に入ると既に日中蒸暑い時が續くのであり、圖上からその時刻を求めると大體午前9時頃に始まり午後6時頃まで續くことが知られる。6月には最早24時間中何時も蒸暑く、7月から9月までの3ヶ月間も亦同様であるが10月に入ると急に變り第3圖の様に日中にも全く見られなくなる。長崎では6月に始るがその時刻は夕方であり午後4時頃から8時頃までの間である。之は氣温の低下よりも之に伴ふ湿度の増加の方の影響が大きい爲であらう。7月は殆んど24時間中蒸暑く、8月に入ると日出から早朝にかけて爽涼の時があるが9月には最早蒸暑い時間は消失する。神戸では7月に始るが長崎とは異り9月にも日中の極めて僅かの時間に蒸暑さを感じるの

は興味ある事實である。東京では7月、8月のみで9月には最早認められず、新潟でも同様で又その時刻も大體東京と同一であるが札幌では最早どの月にも1日中に蒸暑い時が現はれなくなる。即ち日本内地では夏季に非常に暑苦しく感ずるのは大體本州の北部地方位までであり、津輕海峡を越えると平地でも蒸暑さを感じる時刻は消去すると考へられるが之は次に述べる月平均の結果からも亦肯定される。

次に1年中に於ける蒸暑い月の數に就いて見る爲に前と同様の方法を用ひたが此の場合に月平均氣温と月平均湿度によつた。此の結果は必ずしも前記のものとは一致しない。例へば長崎では前の方法によると6月から8月までの3ヶ月間に於いて1日中に蒸暑い時が現はれるが月平均によると7月と8月の2ヶ月のみとなる。之は前者が各時刻別の月平均を用ひて求めたのに対して後者では1日の平均の月平均を用ひた結果であつて両者が一致しないのも亦當然である。第4圖はその一部のみをとつた結果である。



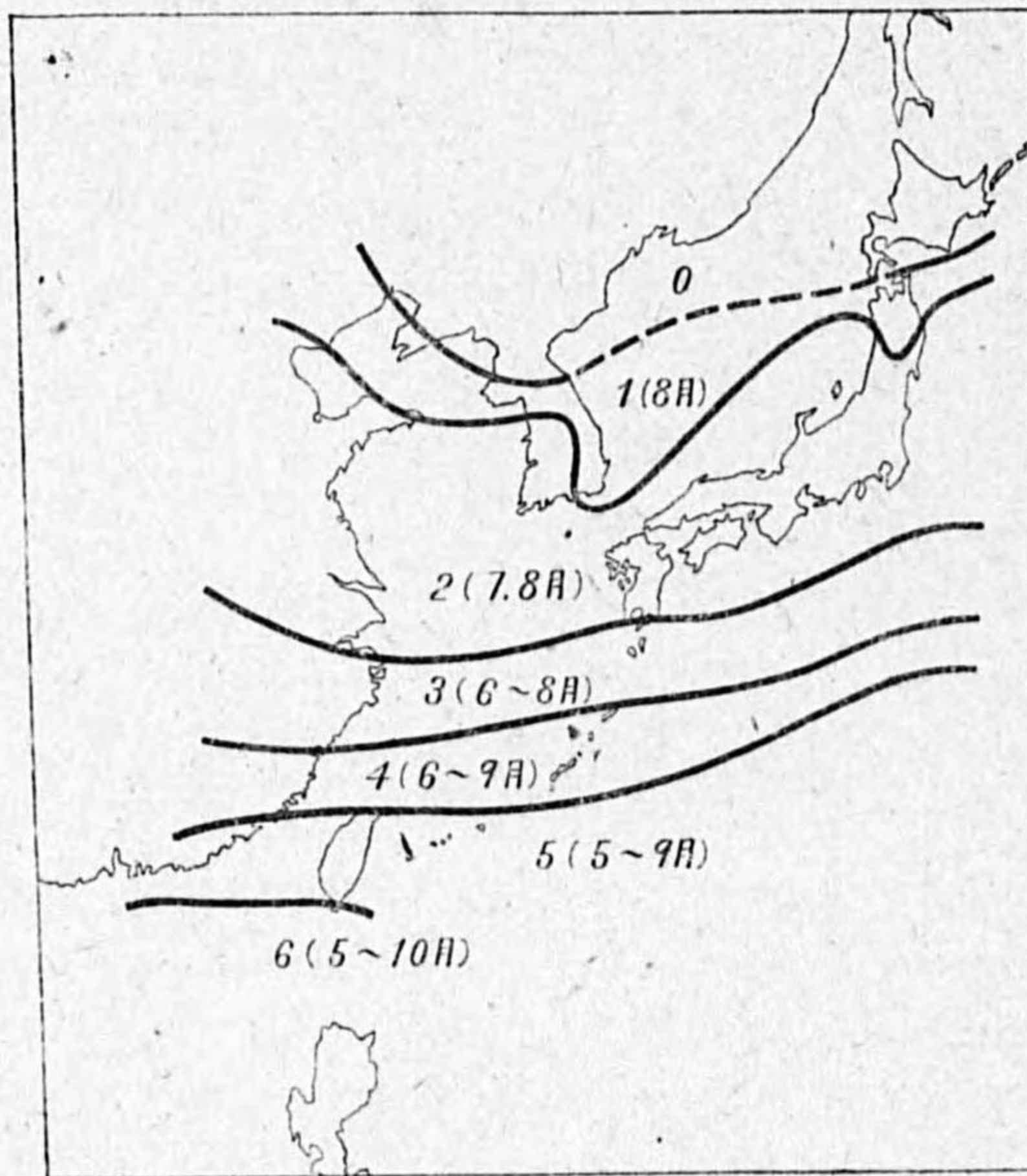
第4圖 各地に於ける氣温と湿度

之によると臺北では5月が既に丁度その限界曲線上にあり、6月から9月の4ヶ月間は完全に蒸暑い月に屬する。併し長崎・神戸(圖略)・東京・新潟(圖略)では最早7月、8月の兩月のみとなり、後に述べる様に本州・九州・四國では高い山地を除いてはいづれも之に屬する。京城(圖略)でも7月、8月の2ヶ月のみであるが東側の日本海沿岸では稍趣を異にしてゐることは後にも述べる。更に北海道に入ると最早どの月も限界値内にあり、蒸暑い月は消失する。要するに北



海道を除いた日本内地では蒸暑く感ずるのは7月、8月の両月であり、高さを増すに従つてその期間が短くなるのは勿論であるが南部地方では約800米内外を越えると8月のみとなることは次に述べる通りである。

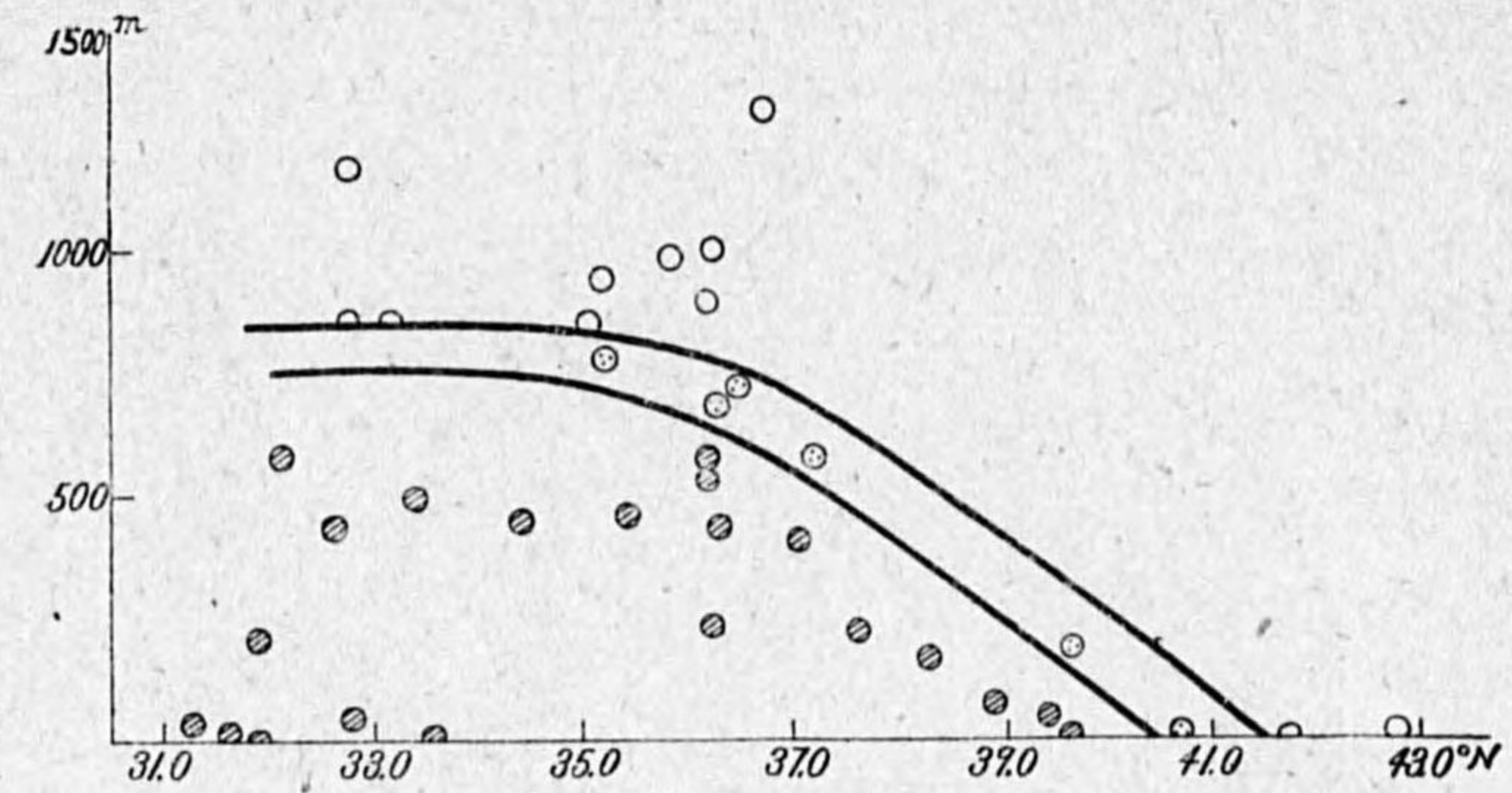
此の様にして1年中の蒸暑い月を求めて見ると我が南洋諸島一帯は殆んどどの月も之に屬するのに對して臺灣では極南の地方では5月から9月までの5ヶ月間、北部では6月から9月までの4ヶ月間が蒸暑い月に屬する。石垣島では臺灣の大部分の地方と同じく5ヶ月間であるが、之より北方の琉球列島では4ヶ月間(6月より9月)に減じ、薩南諸島では3ヶ月間(7, 8, 9月)に變る。又極北の地方を除いた本州の大部分、九州及び四國は後に述べる様に大體海拔800米以下では7月、8月の両月のみが蒸暑い月で朝鮮半島の南西部や中支那・北支那の地方も亦此の地帯に含まれる。津輕海峡以北では月単位では最早消失し、滿洲を南端の遼東半島を除くと全然蒸暑い月は見られず、朝鮮の北部地方も亦同様である。遼東半島及び朝鮮の中部から日本海に面した地方は本州の北端部と共に8月のみが之に屬する。第5圖はこれ等の關係を示したもので等値線は大體緯度に平行して



第5圖 蒸暑い月数の分布

走るが唯此の趨勢を破つてゐるのは朝鮮半島で、之はその湿度がかなり低く空氣が日本内地に比べて著しく乾いてゐる爲と考へられる。

第5圖から蒸暑い月の数は緯度と共に減少することが認められるが又同時に高さによつても支配されることは容易に考へられる處である。例へば温泉岳(849米)、比叡山(832米)、箱根山(936米)等の山頂では最早蒸暑い月は見られなくなる。信飛の高原地方、例へば高山や松本(いずれも海拔500米から600米の間)では未だ7月、8月の両月が蒸暑いが少し登つて富士見(982米)、追分(999米)に行くと最早認められず、矢張り此の高さの間に兩者の境があることが知られる。



第6圖 緯度及海拔高度と蒸暑い日の關係

これ等の關係を明らかにする爲に第6圖では横軸に緯度、縦軸に高度(米)をとり、種々の緯度及び高さにある38地點を記入して見た。此の場合に記號によつて7, 8の両月が蒸暑い地點(●), 8月のみが蒸暑い場所(⊙), 蒸暑い月が皆無の地點(○)とを區別した。斯くしてこれ等3種の地域は比較的明瞭に圖中の曲線によつて3箇の地域に分たれることが知られる。即ち1年中蒸暑い月が無いのは北緯35°以南では大體海拔800米以上の高さにあつて緯度による變化は非常に小さいが之から北方では緯度による差違が大きく37°Nで約700米、38°N邊では約550米、39°N邊では400米内外となる。従つて九州や四國邊では約800米登らないと夏の暑さは避け得られないの對して東北地方の中部では大體その半分だけの高さに行くと冷涼さを感じることになる。更に北方になつて急減し40°Nでは250米、41°Nで約80米となり41.5°N内外の處、大體津輕海峡附近で海面に達する。第7圖の斜線内は1年中蒸暑さを感じない地域を示したものである。同様にして7月のみが蒸暑い月である地點と7, 8兩月に互る地點とを高さによつて分けるとその限界高度は前記の場合に比べて南部地方では約100米低く、北部には200米位の差違を示し大體前の曲線と平行して40°Nより少し北方で海面に達する。

扱て前記の35°N附近を境にして急に高さとの關係が變る理由に就いて考へて見るに、夏季の氣温傾度は丁度此の邊を境にしてその南北に於いて著しく異り、之から南方では極めて小さく例へば7月に於いては緯度4°に對して約1°Cの氣温低下を見るのに對して北方では緯度2°に對して氣温は約1°C降下し急激に變化する。一方水蒸氣の量は勿論緯度と共に減少するが氣温の低下の割合が大きい爲に結局相對湿度としては相當に高く南洋の地方と殆んど同じ程度である。従つて蒸暑さの限界は全く氣温のみに左右されることになるが、之は緯度35°N附近から急にこの低下の量が増す爲に結局高さに伴ふ變化も之より低緯度の地方よりは著しく大きくなるのではないかと





第7圖 1年中蒸暑さを感じない地域

考へられる。

### 気温の日々変化

寒暖の感じを示すものとして毎日毎日の気温の変化量を求めることも出来る。即ち或日とその次の日との気温差を求め、此の絶対値の平均を以てその大きさを表はすことにすれば一般には此の量が大きい程冬は寒さの感じが強い筈であり、又夏は暑さの中断を意味することになるので冷涼の感じを與へるが特に冬季に於いてその影響が大きい様に考へられる。経験上から同じ様な低温の日が長い期間に亘つて續いた時よりも平均の気温は稍高くとも寒かつたり暖かつたり交互に気温の昇降が大きい時に却つて感冒や他の病氣に襲はれることが多い様に思はれるのであり、従つて或意味からは寒さの感じが強いとも言はれるのである。夏も亦同様で此の場合には著しく倦怠感を減殺し、爽涼の感じを與へると考へられ仕事の能率を高める上にも極めて重要である。

今、日本内地・朝鮮・滿洲の各地方に亘つて冬季及び夏季の日々変化の大きさを求めて見ると次表の様になるが、前者は昭和12年1月及び2月、後者は同年7月及び8月の2ヶ月間に就いて算出したものである。

第1表 各地気温の日々変化

	冬季	夏季		冬季	夏季
鹿兒島	1.9°C	0.8°C	營口	2.1°C	1.3°C
大阪	1.6	0.7	奉天	2.2	1.5
東京	1.8	0.9	四平街	2.7	1.6
濱田	2.8	1.1	新京	2.3	1.9
新潟	2.1	1.0	海拉爾	2.7	1.8
秋田	1.6	0.9	黒河	2.5	1.7
松本	1.4	1.0	克山	2.3	1.7
根室	1.9	1.9	哈爾濱	2.7	1.7
京城	2.2	1.1	承德	1.5	1.4
大連	2.5	1.0	綏汾河	2.3	1.6

之から判る様に一般には滿洲の方が日本内地よりも日々変化の量が大きい。従つて此の點のみから言へば冬は日本内地の方が、夏は滿洲の方が稍、好適であると考へられるのである。冬季に滿洲方面が気温の日々変化が大きいのは此の方面一帯が大體大陸内部に生じた寒冷氣塊の消長地域に當つてゐる爲と考へられ、所謂三寒四溫の現象等とに大きな關聯があると思はれる。又日本だけでは日本海岸の地方が稍、大きいことは冬季の季節風の盛衰や冬季に多い大陸低氣壓の通過等に關係してゐるものと考へられる。

夏季は日々変化の大きさは全體として冬季よりも小さいが之はどの地方にも見られる一般的現象である。唯日本内地では根室が他と異つて著しく大きな値を示してゐることは海霧の襲來等とも關係あるものゝ様でいづれにしても夏はその気温自身が稍、低いことゝ相俟つて一層夏の冷涼さを大ならしめてゐる。

要するに日本内地の夏は毎日の気温の変化の點から見ても可なり暑さの感じが大きいと考へられる。

次に気温偏差の符號の變化回數、換言すれば上昇から下降、或は下降から上昇へ移り變る回數を採つて見ると全地域に亘つて大體近似の値を與へるので此の様な目的にはあまり適當しないことが知られる。

### 氣塊

空氣の有つ凡ゆる特性を総合的に示すものとして氣塊がある。従つて各種氣塊の頻度を明らかにすればその場所場所の氣候を明瞭に表はすことが出来る。氣塊氣候學 (Luftkörper-Klimatologie) は此の見地に立つたもので従來の靜的氣候學に對して確かに一生面を開いたものと言へる。即ち従



來の氣候學は主として長年間の平均觀測値を羅列して多少の説明を附して一定の地方の氣候狀態を表現したが之では不十分なることは別としても的確に夫々の地方の氣候を推知することが困難である。

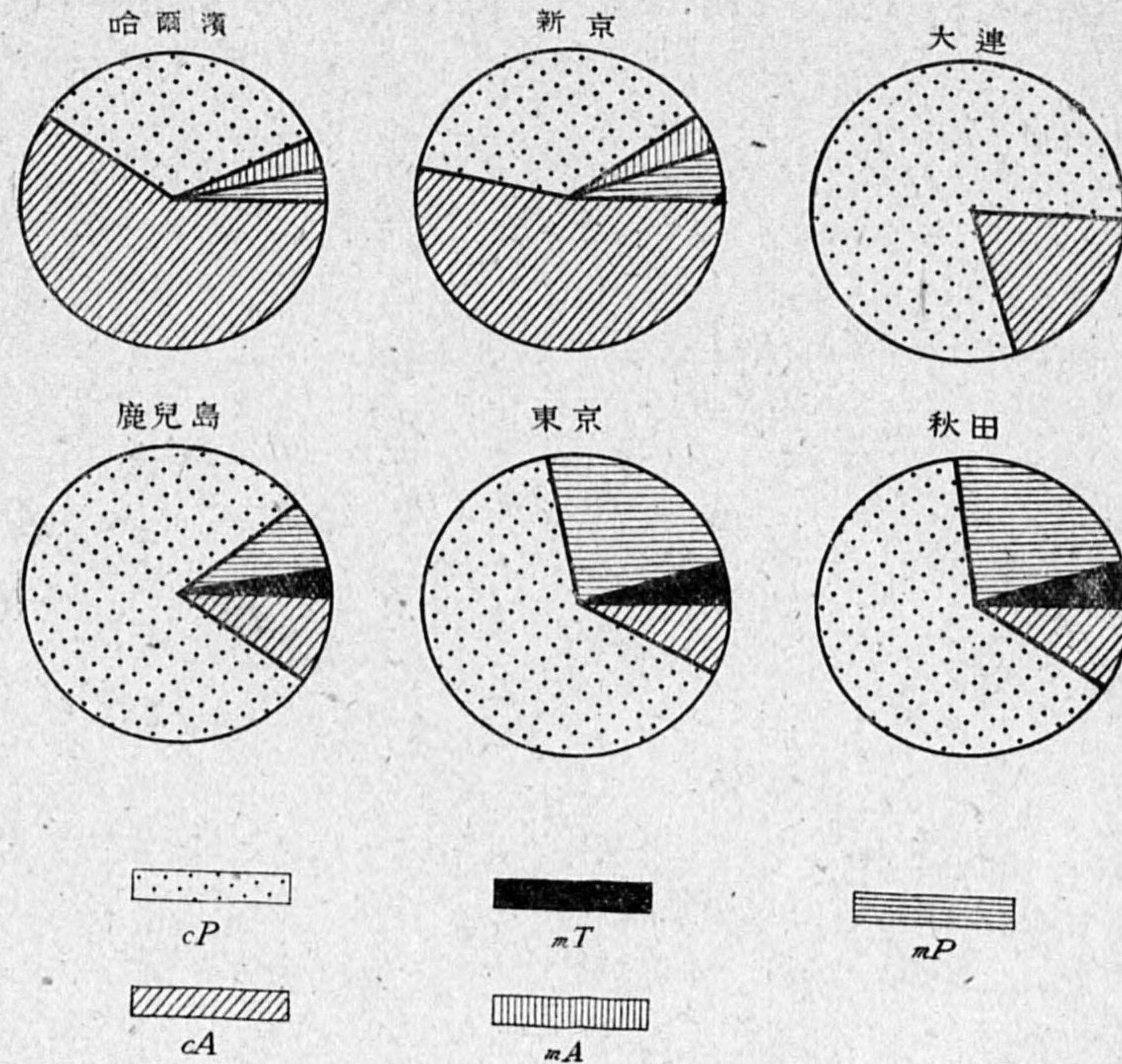
例へば冬の滿洲の氣候がどの程度の寒さであるかを考へる場合に單に氣温の平均値のみでは或程度以上のことは判らない。之に對して氣塊氣候學は多少の光明を與へるものではないかと考へられ、特に體感氣候上から可なり重視されねばならぬものではないかと思はれる。筆者は試みに日本内地と滿洲とを比較し乍ら氣塊の頻度から體感氣候の問題に觸れて見た。此處で使用した資料は昭和 13 年の 7 月から 9 月に至る 3 ケ月間と昭和 14 年の 1 月から 2 月の 2 ケ月間で天氣圖其他の材料によつて毎日の午前 6 時現在の各地氣塊を次の様に分つた。

- 極氣塊 A { 極海洋氣塊 mA  
極大陸氣塊 cA
- 亞寒帶氣塊 P { 亞寒帶海洋氣塊 mP  
亞寒帶大陸氣塊 cP
- 熱帶氣塊 T { 熱帶海洋氣塊 mT  
熱帶大陸氣塊 cT

斯くしてこれ等の頻度によつて冬季及び夏季に於ける體感氣候を明らかにせんとするのであるが、勿論冬季に於いては cA, cP が最も寒冷で且つ乾燥して居り、之に對して mT は高温多濕で最も溫和で mP, mA も cP, cA 等に比ぶれば海洋性が強い。今之を各地に就いて見る爲にその襲來回數の全體に對する % を掲げると下表のようになる。第 8 圖は之を示したものである。

	cA	cP	mA	mP	mT
海拉爾	98%	0%	2%	0%	0%
哈爾濱	61	33	3	3	0
新京	54	33	3	5	0
奉天	49	48	0	3	0
大連	20	80	0	0	0
青島	15	85	0	0	0
京城	14	83	0	3	0
鹿兒島	10	80	0	8	2
大阪	8	71	0	17	3
東京	8	64	0	24	3
濱田	10	75	0	14	2
新潟	10	63	0	24	3
秋田	10	63	0	24	3
根室	7	44	10	37	2

之から判る様に冬季は cA 又は cP 氣塊が最も多く特に滿洲では殆んど大部分を占め、日本内



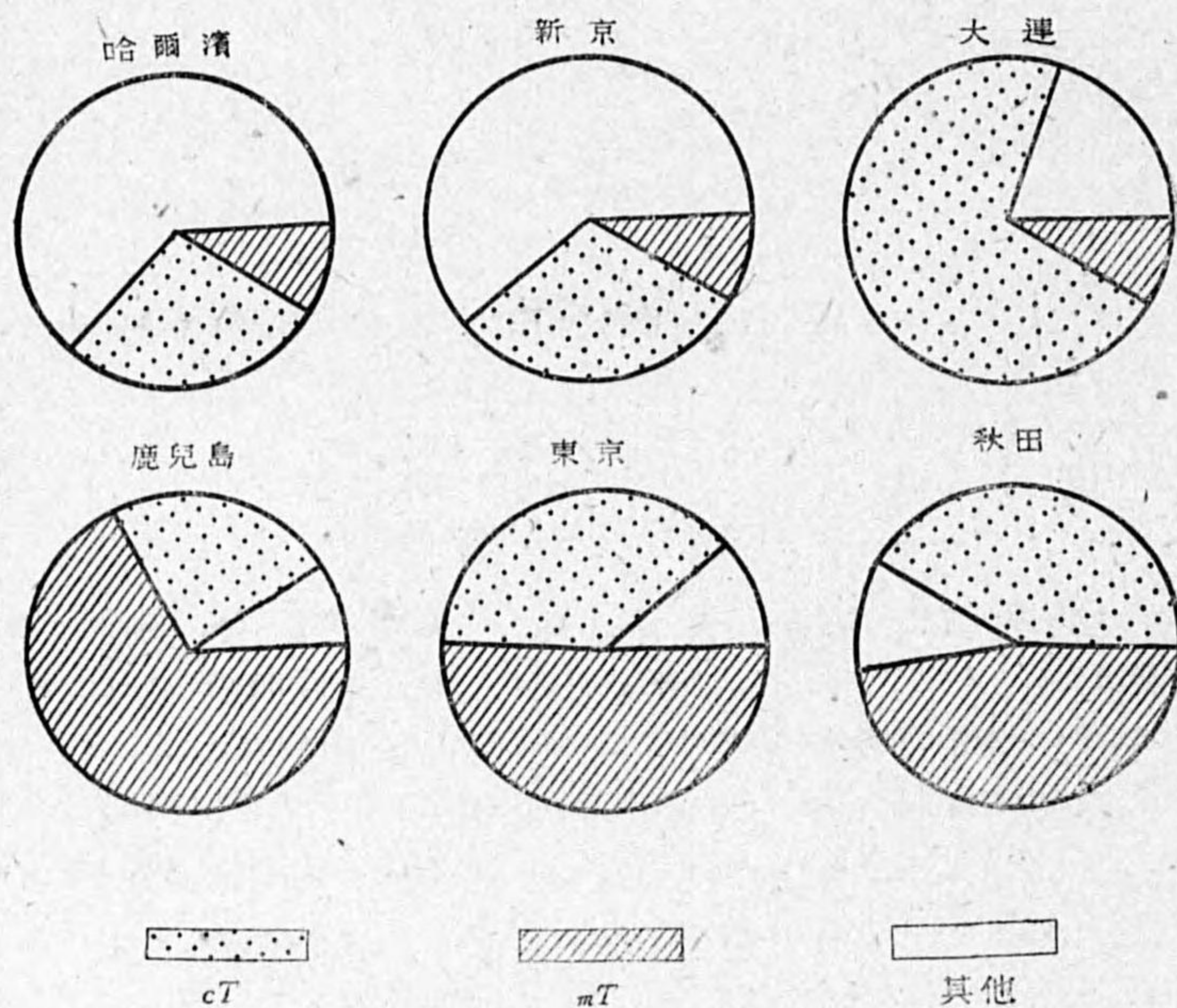
第 8 圖 夏季に於ける各氣塊の頻度

地では mP が稍々多くなる。之に對して mT は非常に少く滿洲・朝鮮では此の期間には認められない。又滿洲では A から P に變ることが非常に多いのに對して日本内地では A 又は P から T に移ることが多いが兩者の合計は滿洲の方が多く、結局天氣の變化度が大きいことを示し、前に述べた氣温の日々變化の分布とも良く一致する。又此の場合にフロントの位置は矢張り興安嶺の東側にあることが多いが時によると南の方にまで張り出して滿洲を東西に横斷する。従つて遼東半島附近では變化度は之よりも小さいことになる。

一方夏季に於いては mT が最も蒸暑い氣塊で大體此の氣塊の頻度によつて夏の暑さが定められる。之に次ぐのは cT で高温ではあるが水蒸氣の含有量が少いので體感的には必ずしも暑苦しくないと考へられる。従つて今此の mT と cT だけを抜出し兩者の合計をも加へて % で表はして見ると下表のようになる。第 9 圖は之を示したものである。



	<i>mT</i>	<i>cT</i>	$\Sigma T$
海 拉 爾	0%	10%	10%
哈 爾 濱	9	30	39
新 奉 天	9	31	40
大 連	5	50	55
青 島	9	71	80
京 城	9	71	80
鹿 兒 島	13	67	80
大 阪	37	54	91
東 京	46	42	88
濱 田	57	31	88
新 潟	25	52	77
秋 田	51	33	84
根 室	48	35	83
	23	51	74



第 9 圖 夏季に於ける各気塊の頻度

之を見ると滿洲では *mT* 気塊の出現回数はいづれも全體の 9% 以下であるのに反して内地では根室を除いてはいづれも 37% 以上を示し著しい對照を示してゐる。又 *cT* とを合せた *T* 気塊全

部に就いて見れば滿洲北半部では大體 50% 以下なるに反して南滿洲及び日本内地では 80% 以上に及んでゐる。此の場合に兩者の著しい境界は奉天と大連との間にあるものゝ如く、之から南方では *T* 気塊の頻度が急激に増加し従つて夏の暑さが著しく増大すると考へられる。此の理由としては大體フロントが興安嶺の東麓に沿つて北東へ延びる場合が最も多い爲ではないかと考へられる。

體感氣候區

本邦の氣候を體感的に見た場合に必ずしも氣温の分布と一致しないことは既に述べた通りであるが、今此の見地から日本を若干の區域に分けることを試みて見る。充つ體感の暖寒に作用する要素としては前に述べた様に大氣中の水蒸氣の量と風とが最も重視される。尚之以外に日射等の影響もあるがその正確なる關係に就いては前二者程に良く知られてゐない。例へば濕度を加味したものでは濕球温度、相當温度、有效温度、Taylor の climograph 等があり、Missenard は體感温度を相對濕度 *r* と氣温 *t* によつて

$$t - 0.4(t - 10) \left( 1 - \frac{r}{100} \right)$$

で表はし、Tyler は濕湿度として乾球氣温 *t*、濕球氣温 *t'* を用ひ

$$\frac{t - 1.2(t - t') - 66}{3}$$

によつて表はしてゐる。

又風速を加味したものは Linke が體感温度を氣温 *t*、風速 *v* (m/s)、日射量 *J* (cal/cm<sup>2</sup>/min) を用ひ

$$t - 4\sqrt{v} + 12J$$

で表はし、Vincent は皮膚温度を

$$30.1 + 0.2t - v(4.12 - 0.13t)$$

で前記の Missenard は有效温度を

$$37 - \frac{37 - t}{0.68 - 0.0014r + \frac{1}{1.76 + 1.4v^{\frac{1}{4}}}} - 0.29t \left( 1 - \frac{r}{100} \right),$$

但 *r* は相對濕度

で表はしてゐる。又 G. Schmidt は氣温と風速とによつて體感の溫暖を表はす圖表を作つた。

併し此處で行はんとする地域的區分には前記の中で Taylor の climograph と G. Schmidt の圖表が最も適當してゐるので此の二つを基としたい。

Taylor は各月の平均氣温と平均濕度とを用ひて climograph を作つて一種の體感的氣候を表はしたが今冬季を 1 月、夏季を 8 月によつて代表せしめてその各々に就いて横軸に平均氣温、縦軸に平均濕度をとつて各地點をプロットして見た。斯くして 1 月と 8 月の兩圖を得るが此の圖形上



で夫々 grouping を行ふと冬季は溫和 (M), 冷濕 (R), 凜寒 (K) 及び中庸 (L) の 4 個の區域に、夏季は蒸熱 (M), 冷濕 (R), 焦熱 (S) 及び中庸 (L) の 4 個の區域に分つことが出来る。今此の各の區域中に於ける主なる地點を擧げると

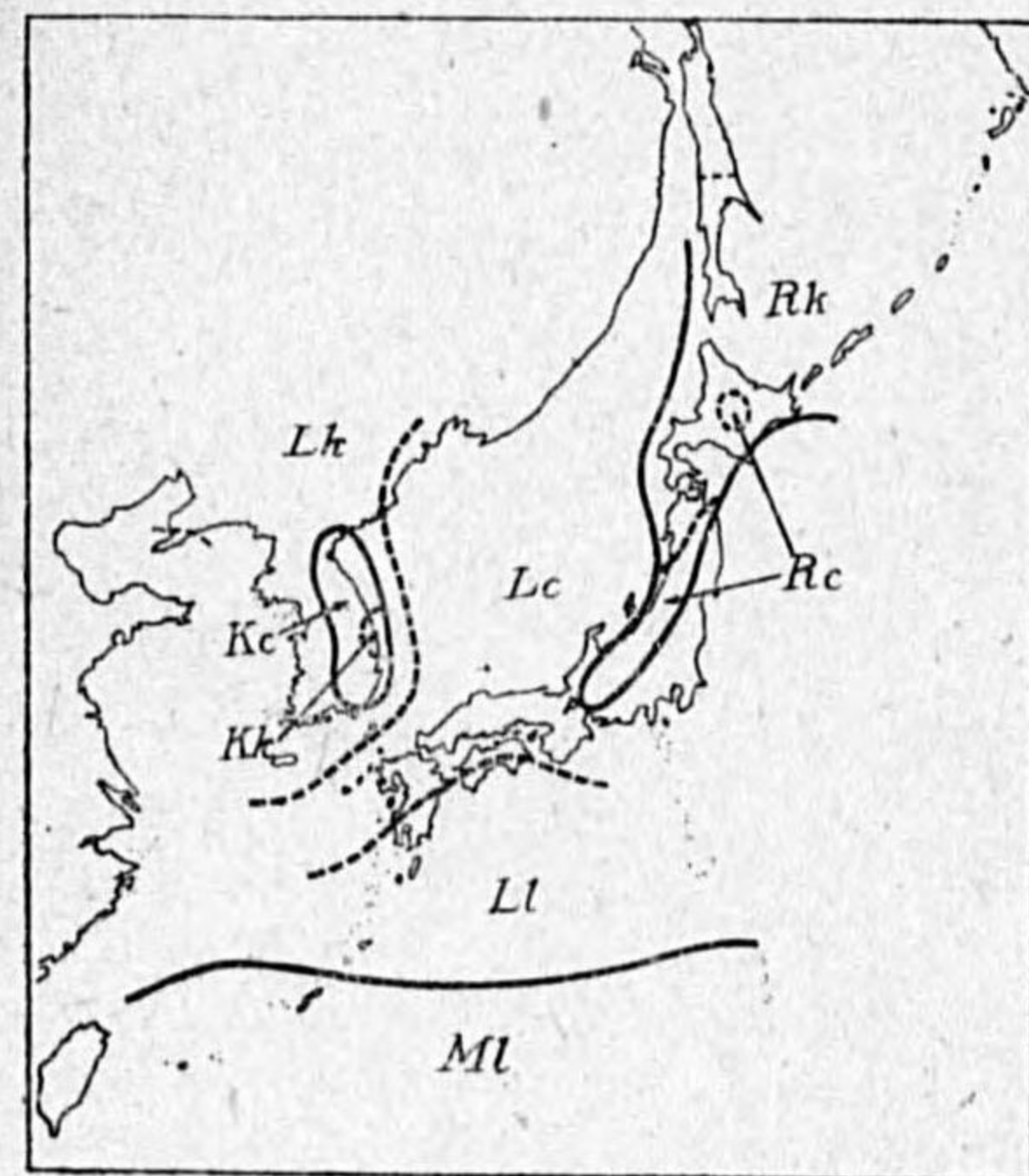
1 月

- 溫和 (M) 臺北, 澎湖島, 臺中, 臺南, 石垣島, 那覇
- 中庸 (L) 福岡, 廣島, 大阪, 東京, 福島
- 冷濕 (R) 山形, 水澤, 青森, 札幌, 根室, 沙那, 大泊
- 凜寒 (K) 大邱, 元山, 江陵, 天津

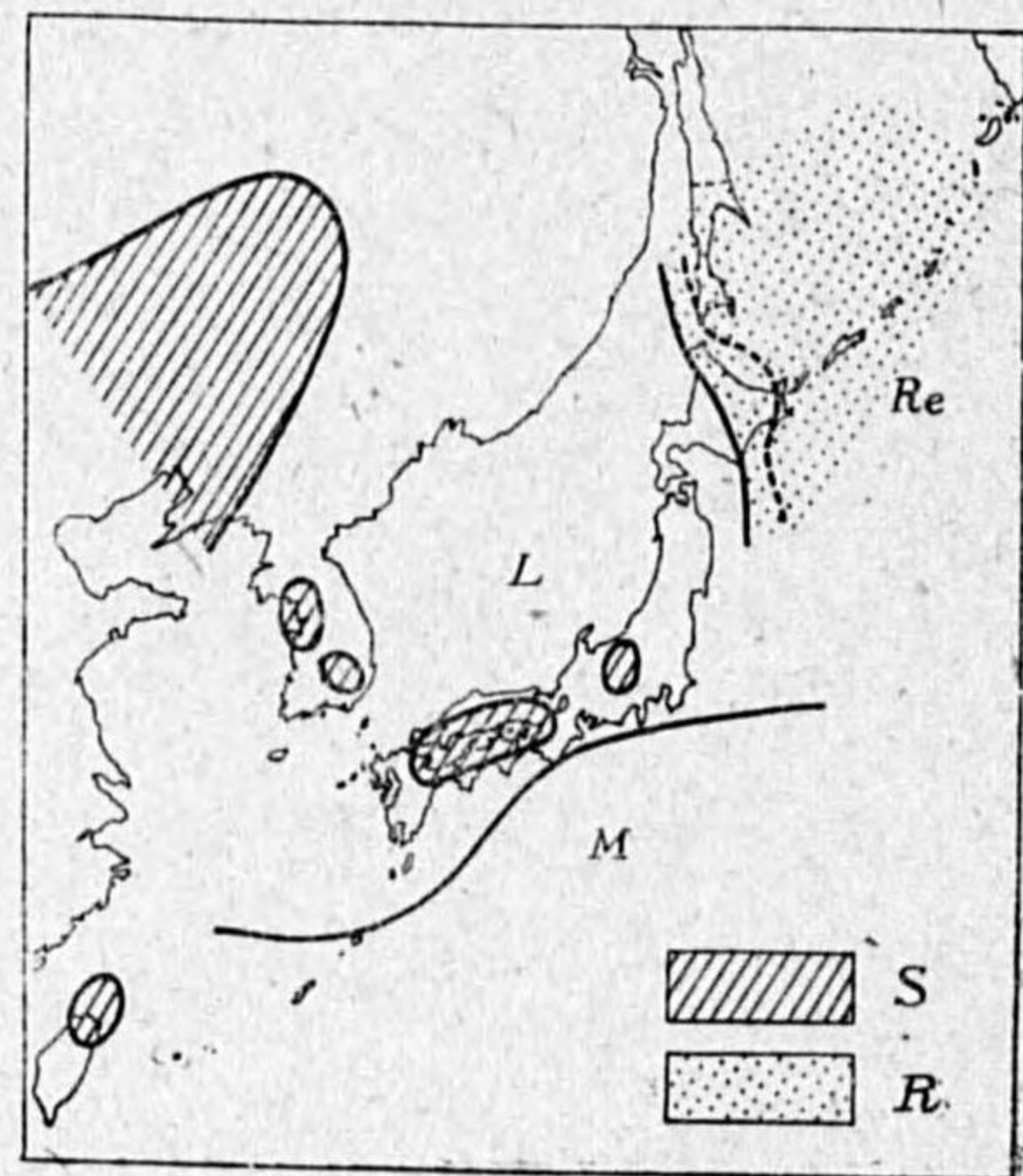
8 月

- 蒸熱 (M) 澎湖島, 臺南, 臺中, 石垣島, 那覇, 父島, 潮岬
- 焦熱 (S) 大阪, 廣島, 長野, 奉天, 新京
- 中庸 (L) 大連, 仁川, 福岡, 東京, 福島, 山形, 新潟, 松本, 水澤, 札幌, 旭川
- 冷濕 (R) 根室, 大泊, 沙那.

次に G. Schmidt による気温と風速による體感温度を採ると滿洲では冬季 (1 月) は“寒冷”から“著しく寒冷”の間にあつて日本内地 (“冷涼から寒冷”及び“溫暖から冷涼”の 2 階級に屬す) に比べると感じでは寒いことになる。之に對して夏季は風速は冬よりもすつと弱く且つ気温が高いので體感としては溫暖に屬するが日本内地に比べると稍、冷涼で北海道や海岸の地方も略、等しく、気温と湿度をとつた場合と一致する。此の點からも夏の滿洲は人體には内地よりも快適と言ふこと



第 10 圖 冬季の體感氣候區



第 11 圖 夏季に於ける體感氣候區

が出来よう。今之を區分して k' (極寒), k (寒冷), e (冷涼) 及び l (溫和) の 4 つにする。

斯くして前に気温と湿度から分つた M, S, L, R, K と組合せて數個の區域に分類することが出来る。始め冬季 (1 月) に就いて見よう。第 10 圖は斯くして得られた冬季の體感氣候區であつて日本及び滿洲は大きく 4 箇の地域, M, L, K, R の地域に分たれ、更に風との關聯に於いて夫々數箇に細分される。之によれば臺灣, 琉球, 小笠原諸島は最も溫和で南西日本, 西朝鮮, 滿洲は大きく見れば一つの地域に含まれるが更に Ll, Le 及び Lk に分たれる。東北地方から信飛の高原地方に互る區域, 北海道及び樺太は最も冷濕の地帯であり、唯北海道の中心部及び日本の内陸地方は風が弱い爲に割合に寒さの感じは弱い。

夏季に於いては冬季と稍、趣を異にし、比較的簡單である。即ち瀬戸内海地方・信飛高原・朝鮮の一部・滿洲及び臺灣の北東部では割合に乾いてゐる爲に S の區域に屬し、他の南方諸地域は M に、日本内地の大部分は L に屬し風による差違は殆んど見られない。唯北海道の東半部から千島・樺太に互る區域が R で冷濕の度が著しいが、千島・樺太では冬季とは反對に風が弱い爲に比較的冷涼の度は和げられる。第 11 圖は夏季に於ける區分を示したものである。



## 霜及び霜柱に就いて

田島節夫, 山田直勝, 郡司 助, 平戸 直,  
緑川秀雄, 皆藤 昇, 平賀重夫

### 目 次

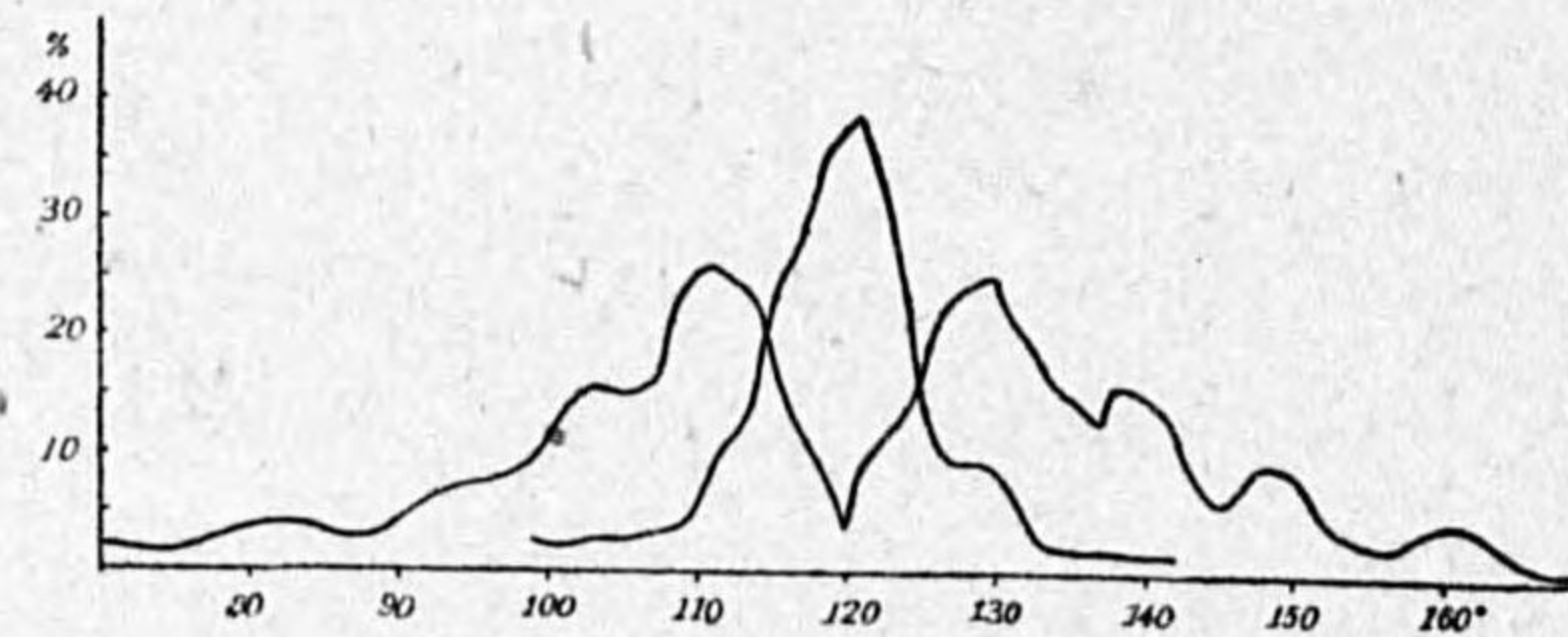
1. 序
2. 霜柱の結晶形及びその生成機構に就いて
3. 霜柱の外観及びその生態に就いて
4. 霜柱成長自記装置に就いて
5. 霜柱成長記録の解析
6. 霜柱の高きの極量に就いて

#### (1) 序

命に依り昭和 16 年 1 月より水戸測候所に於て標題に就いて調査を進めて居つたが準備等の爲、忽ち時日が経過して早くも春とはなつて仕舞つた。然しこの期間新しい知見や経験等を得、又發表されてない寫眞等も得たので雜然としては居るが取敢へず記して報告とする次第である。観測、及び論議等は總べて標記の 7 名に依つてなされたものであるが、成文に當つては第 3 節迄は主として田島、第 4 節から第 6 節迄は主として山田之が指揮に當つた。霜の生成に際しての氣象環境に就いては研究すべき點が頗る多い。之に就いてはいさゝか観測をしたが都合に依り第二報以下に述べることにする。

#### (2) 霜柱の結晶形及びその生成機構に就いて

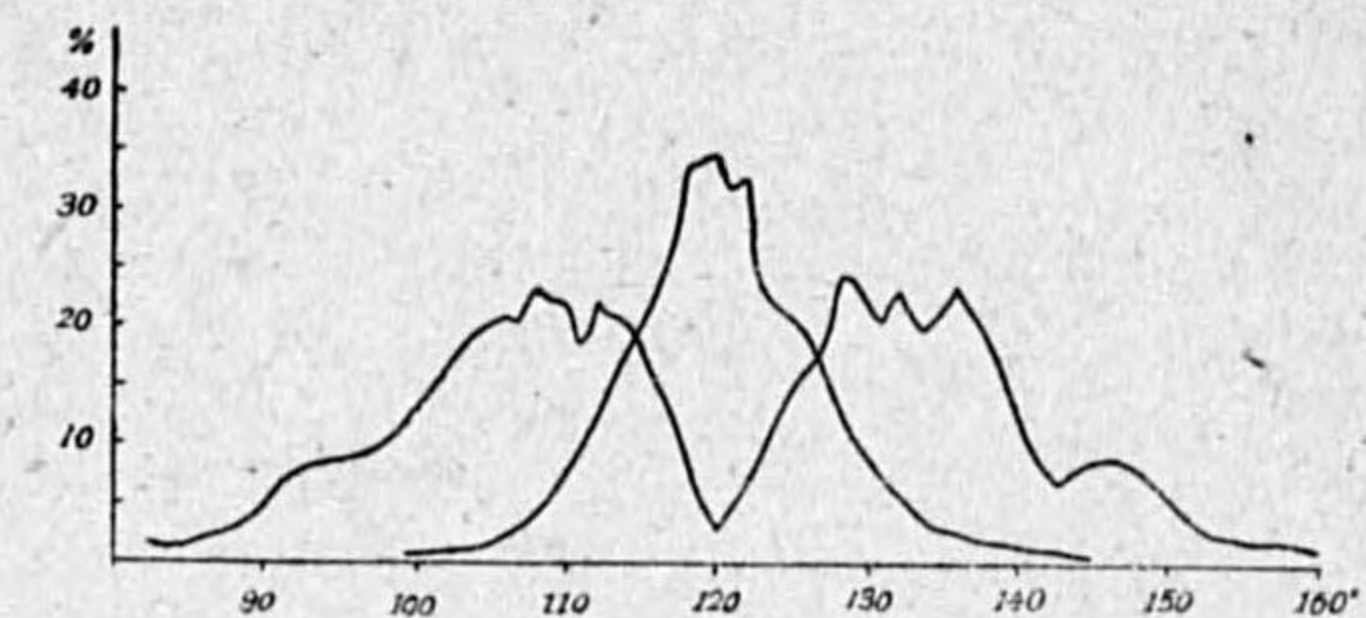
霜柱の横断面を顕微鏡で見ると線に依つて龜甲狀に區切られた模様のあることは周知の事である<sup>(1)</sup>。氣温が氷點下の寒い夜、顕微鏡のスライド硝子を地面(霜柱の上、枯芝の上等)に軽く載せて放置して置くと間もなく硝子の裏面に霜を結ぶ。この所謂霜華は地中の水蒸氣が蒸發し冷い硝子に觸れて昇華して、霜と成つたものと見られるのであるが、やはり霜柱に類似の模様が見られる(圖版 7, 8, 9, 10)。圖版 10 の様に樹枝狀の結晶をなすものは完全な龜甲狀を示さないが一點から三本の放射狀をなした模様となつて居る。又硝子に薄く水を塗布して凍らせた時にも類似の模様が見られるのである。



第 1 圖 角度頻度(霜柱横断面)

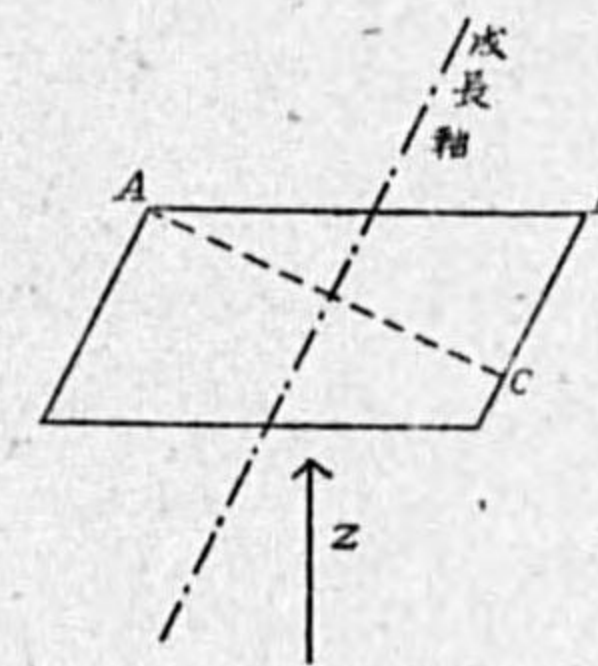
(1) 稻垣乙丙: 農藝物理氣象學 (1921).

今三本の線に依つて生ずる一組の角のうち大中小の順に分けて各々の角度を読みその頻度を示すと霜柱では第 1 圖、霜華では第 2 圖のようになる。平滑にする爲前後合はせて 5 度の合計を以てその中間の角度の頻度とした。中の角は兩者共に 120 度の附近に著しい極大があるが、大の角は 130 度

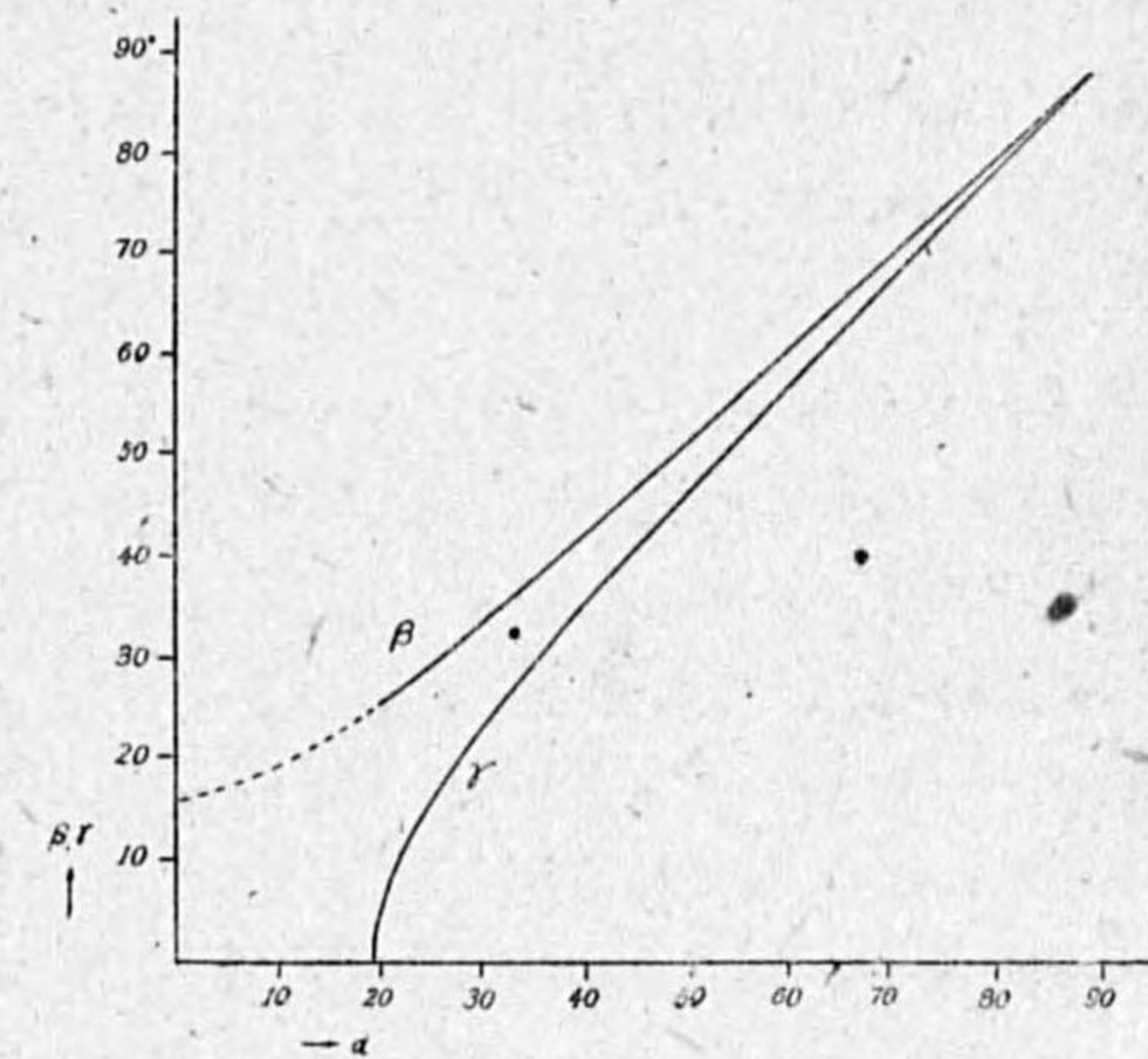


第 2 圖 角度頻度(霜華)

附近、小の角は 110 度附近に稍著しい極大がある。水を凍らせた場合のものは測定回数が少いので、はつきりしたことは言へないがほぼ同様の傾向があるらしく、特に 120 度の極大は、明瞭である。霜柱の横断面の角度に就いては既に同様の觀察が自由學園科學グループの人達に依り行はれて居る<sup>(1)</sup>。そして霜柱が若し正しい六角柱の集合であるならば之を直角に横斷すれば 120 度に等分された三本の放射線となるわけであるから、この様な角度の配分があるのは、斜に切れ易い特殊な面が存在する爲の見掛上のものであるのだらうかと述べて居る。霜柱を切斷する際に幾分斜に切つた方が切れ易い様な手應へのあることは事實であるが、今若し斯る定まつた面が存在するとせば顕微鏡で見るとは第 3 圖の様な關係になる。光線の方角を z 軸としてこの面の方向餘弦を  $\cos \alpha$ ,  $\cos \beta$ ,  $\cos \gamma$  と



第 3 圖



第 4 圖

すれば面  $\overline{AC}$  に於ける 120 度の角を  $\overline{AB}$  面に正射影した場合に 130 度, 120 度, 110 度になる様な  $\alpha, \beta, \gamma$  の組合はせは無数にあるが第 4 圖は正六角形に就いて  $\alpha, \beta, \gamma$  の關係を示したものである。傾斜が最小なる場合の組合はせは  $\alpha=0$  度,  $\beta=16$  度,  $\gamma=19$  度であつて可成り大きな傾斜である。又第 1 圖の中の角の頻度と大小の角の頻度が異るといふことは、各軸の方角で切れ易

(1) 自由學園科學グループ: 霜柱の研究 2. (1940).



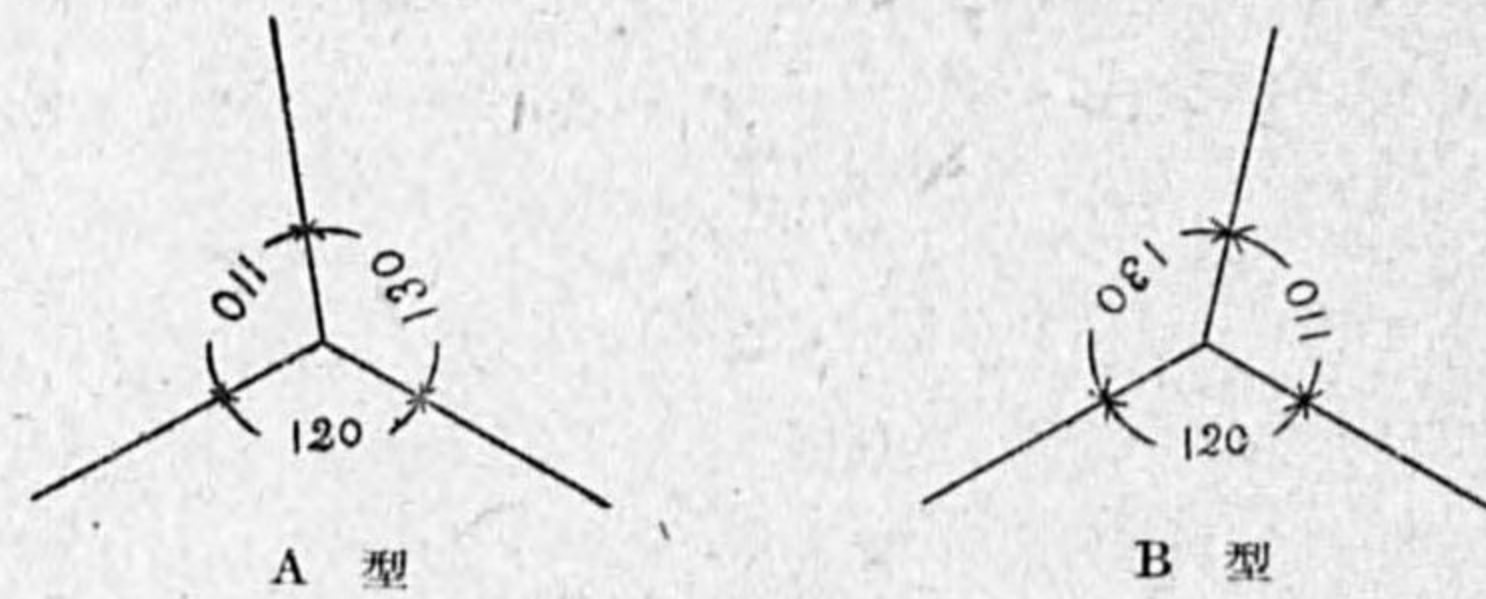
さが又異るといふことになる。我々は安全カミソリの齒で切断面を作つたのであるが、その時は意識的に垂直断面を作らうとして居たのでこの様な大きな傾斜面を作つたかどうかは疑はしい。猶横断面が顕微鏡の光軸に垂直でない場合には、霜柱の中の氣泡の先の方は焦點がはづれる爲に、圖版 1 の様に氣泡は尾を引いて見える。寫眞のコントラストが問題であるけれども尾の長さは大體傾斜角に比例する筈である。ある定まつた傾斜で切斷されるとすれば尾の長さはほぼ同様であらう。然し何枚もの寫眞を見ると尾の長さは種々であつて、全く尾の見られないものもある。次に第 1 圖と第 2 圖とを比較して見ると曲線の形はもとより百分率の數値に到る迄甚だよく似て居る。硝子霜の方は極めて薄いものであつて概観は勿論平面に見える。硝子霜と霜柱とはどんな関係があるのかは解らないが以上の事柄を考へ合はせ

ると、130 度、120 度、110 度の角度を持つ事は見掛上のものでなく、水の結晶の本質的のものであると考へた方が妥當である様に思はれる。

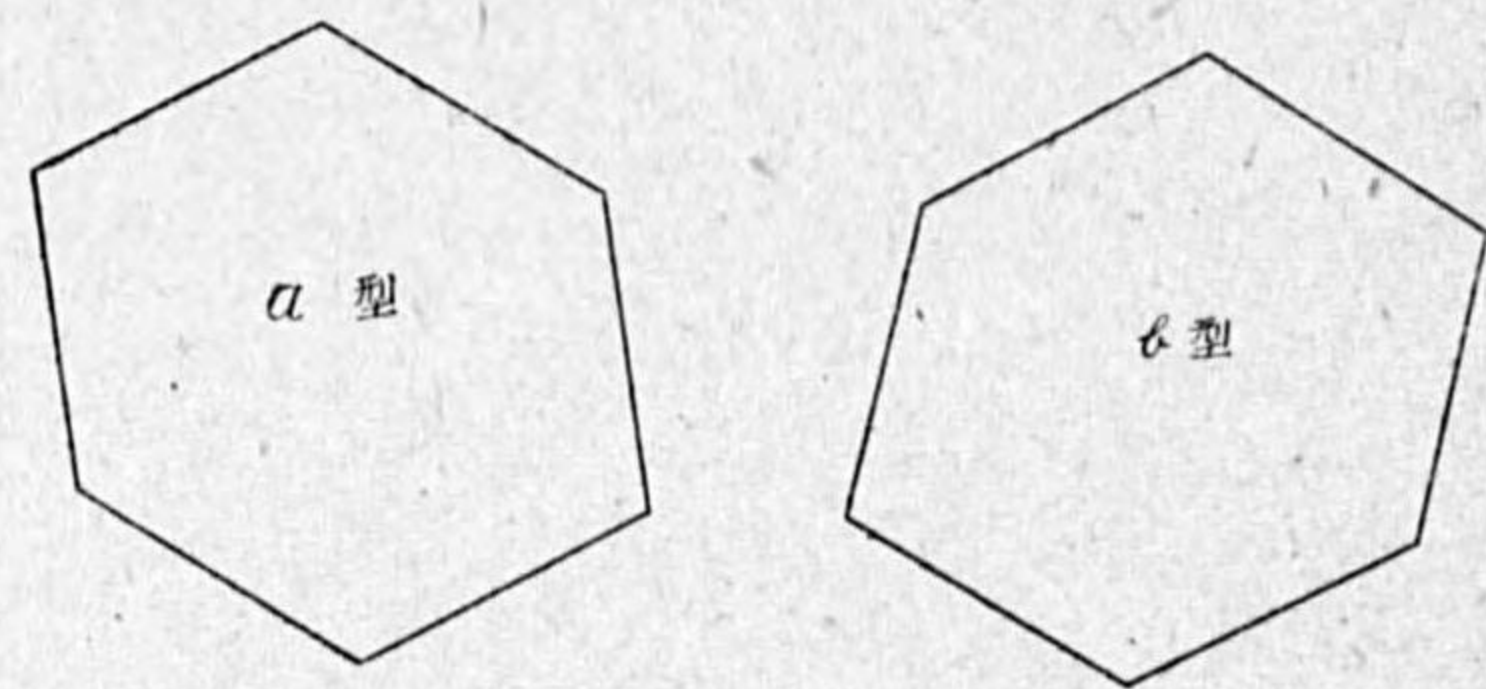
今 130 度、120 度、110 度といふ角度が本質的なものであるとして角度の配例に第 5 圖の A 型と B 型を考へることが出来る。B 型は A 型を裏面より見たものであるが、1 枚の寫眞版に兩方共存在する。圖版 8 は硝子霜であるが 1 枚の寫眞版で多くの角度を得られるので、之に依つて調べて見ると A 型と B 型と

はほぼ同數存在する。一つの六角形に於ても A 型と B 型と兩方が存在して居る。然し六邊形の相對して居る邊が並行して居るのが多く見られるから、霜柱の結晶の基本形として垂直横断面が第 6 圖の a 型及び b 型の二種の六方晶形の柱狀結晶を考へることが出来る。然し相對する邊が並行して居らぬものも多いと云ふことに注意する必要がある。

さて之等の結晶の生成されるのは如何なる過程によるものであらうか。霜柱の底面の温度は常に攝氏零度であると云ふ事實から、底面には常に水が存在して居るといふ事が解る。それで水の薄い膜が凍る場合の過程を観察した。スライド硝子の上に水を塗布し、氷點下四度の状態で放置した時の模様が圖版 11 に示したものである。線の集合點に圓弧を以て圍まれた三角形がある。之は極め



第 5 圖



第 6 圖 霜柱の結晶模型

て微少な温度差の爲又は過冷却せる水への衝撃の差異等の爲に別々な所から氷結が始まり、氷結は大體圓形に進行して、その境界面は圓弧の三角形を形作り、氷結の進行につれて境界が放射状をなして集結したのではなからふかと考へられる。圖版 11 ではこれ以上模様は變らない様に見える。圖版 12 に示したものは氣温が氷點下三度の時に同様にして水を凍らせたものである。この時は全體の模様を概観する爲倍率を 80 倍に引き下げて觀察をしたのであるが、一見三角形がない様に見える。それで引伸寫眞器に依つて 690 倍にして見た所が圖の様にやはり曲線の三角形が見られた。然し常に三角形が見えるとは限らないのである。1700 倍に擴大しても猶全然痕跡すらみとめられないものもあるのである。三角形の有無は何によるかは不明であるが水膜の厚さと冷え方に依るものではないかと想像して見たのである。

霜柱は水が凍つたものであるか、或は地中の水蒸氣が底面に直接昇華凝結して生じたものであるかは議論がある。福田仁志氏<sup>(1)</sup>は先づ水が凍ると、氷に對し水蒸氣は過飽和になる爲凝結が盛に起り霜柱が成長すると考へた。議論の是非はとも角としてこの場合にも最初に水が凍ることを考へて居る。水の氷結の模様を直に霜柱に適用することは論理の飛躍があるが類似點を検討して見る必要がある。普通赤土の霜柱に於ては三角形は 2000 倍に擴大しても見られないのであるが、偶然のことからそれらしいものを見ることが出来た。それは切斷する際にカミソリの刃についてゐた土が放射線の集合點に附着して圖版 3 の様に黒い三角形が出来たのである。土が光線を吸収して幾分霜がとけたのではないかと思はれる。猶この様な生成過程を考へるのに都合のよいのは氣泡の存在する位置である。即ち圖版 1 を見ると氣泡の大部分は線の上にいる。そして或る霜柱の如きは氣泡の大部分が線の集合點に存在して居る。水膜が急激に一樣に氷結するならば、氣泡は氷の中にとち込められて仕舞ふであらうが上述の様な氷結の過程をとるものとなれば、氣泡は境界面におし出され、又は線の集合點に押しやられる。人造水の中の氣泡がこの様になつて居るといふこと<sup>(2)</sup>も有力な事實である。

圖版 5 は赤土の霜柱が生成した許りで約 1.5 耗許りのものを上から撮影したものであり、圖版 6 は別な赤土霜柱の約 2 耗成長したものを、底面から撮影したものである。共に放射線が見られるが曲線であつて、特に前者は圖版 11 の硝子の上の氷を思はせる。

顕微鏡の對物レンズを自然の状態のままの土に向けて、霜柱の發生の初期の状態を見て居ると先づ土の處々が白く輝いて来る。直徑 10 乃至 100 ミクロンの不定形であつて倍率を 200 倍位にして檢鏡しても、之が水膜であるか氷膜であるかは區別がつかないが、丁度シヤボン玉の様な色合ひである。猶しばらくたつてから見ると、それとは無關係に霜柱がそれ等を持ち上げて生長して居る

(1) Hitoshi Fukuda: Über die Eisfilamente im Boden, Jour. of the Col. of Agri. Tokyo Imp. Univ. Vol. XIII, No. 5 (1936).

(2) 稻垣乙丙: 農藝物理氣象學. (1921).



のである。然し或る機会に圖版 13 の様な氷の膜を見ることが出来た。之は完全に放射状線が見られる。最も凍り易いと考へられる周囲から氷結が始まつて中央部に境界線が集合して居る。

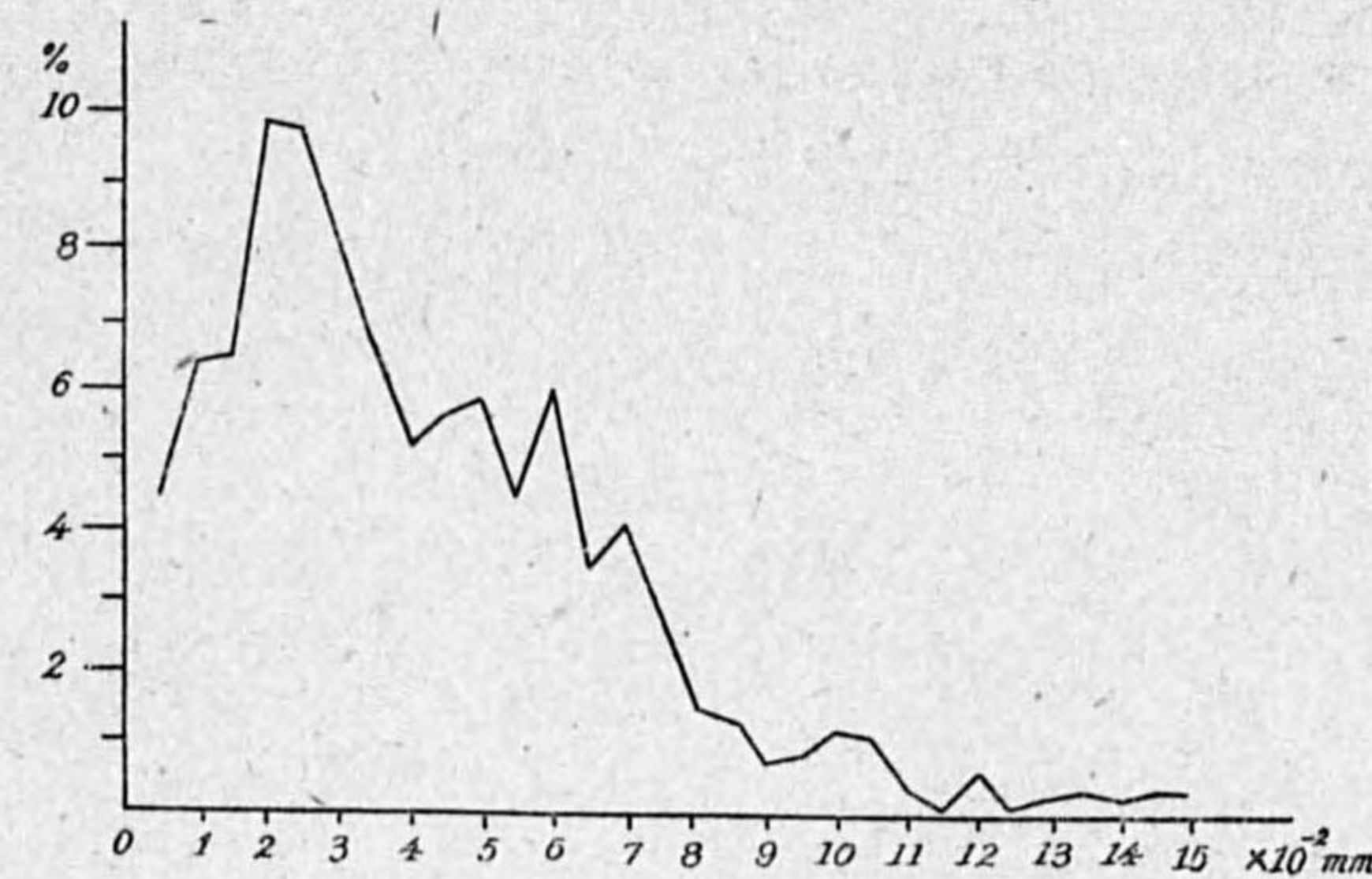
器に盛つた水の凍る際などには線模様が見られないが、水が多い時は温度又は衝撃の微少な偏倚は影響が少くなる爲と考へられよう。水が薄い程偏倚の影響は大となると考へると、霜柱の如く底面に極めて少量の水が存在する時には六角形が小さくて数が多くなり、スライド硝子に塗布せる水の凍つたものとは大分異なる。圖版 4 の左下の黒い部分は周囲と條件が異なる筈であるが、寫眞の中央部の線とは長さが全く異つて居る。白い部分は水が豊富に在つた所の様である。

自由學園科學グループの研究に依れば、霜柱が立つ爲には土壤中に微粒子が存在することが必要條件<sup>(1)</sup>であるといふ。筆者等が結晶生成の過程に就いて上述した事は霜柱が立つたぬといふこととは別なことである。石鹼より立つ霜柱にも、霜柱草にも六角形が見られないそうである<sup>(2)</sup>。然し微粒子と何かのつながりがある様に思はれるのである。

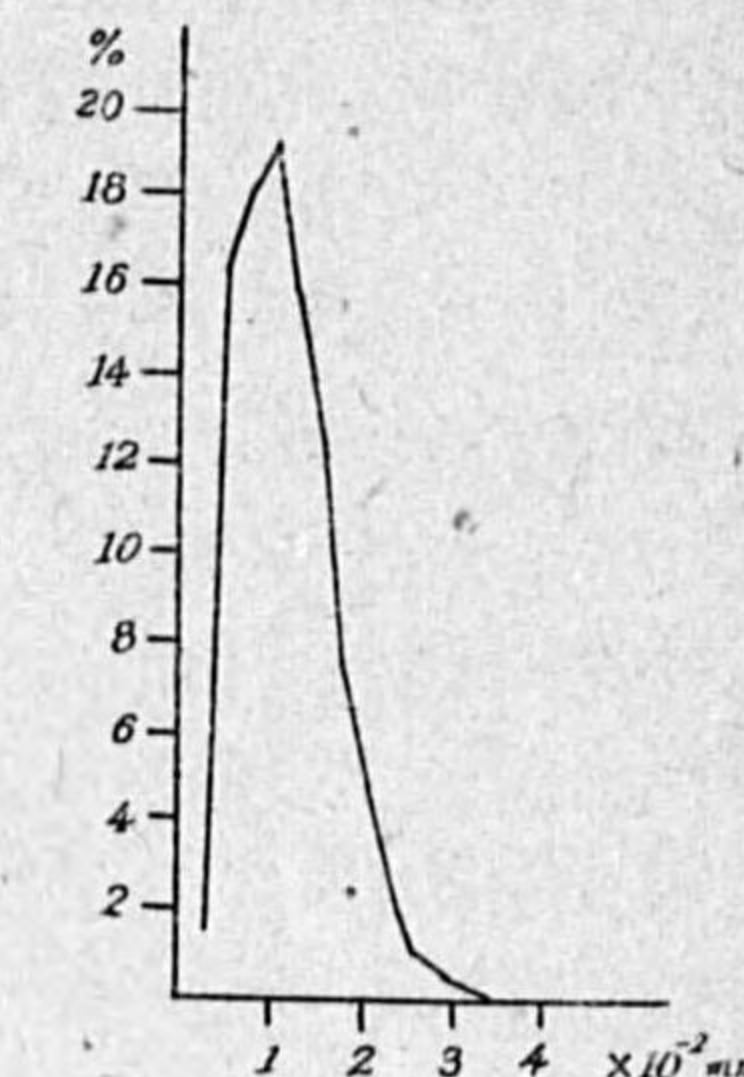
角度が正しく 120 度づゝに配分されない理由は何であらうか。結晶の問題と物体の割れ目の現象とは統計的には同様な問題<sup>(3)</sup>として取扱はれて居るのであるが、上述の様な結晶生成過程を考へると、縮み割れの場合と力が反對に働いて居ると考へられる。割目に就いては、藤原博士は 120 度づゝ三つに分れる場合がよく起るといはれ、高橋喜彦氏は 90 度と 135 度と 135 度とに分れるか、又は 90 度と 90 度と 180 度とに分れることが多いと主張されたことに對し渡邊(慧)博士<sup>(4)</sup>は 90 度と 120 度と 180 度の角度が多いことを指摘された。そして線に曲率がある爲に“目の大小”の相違に依つて高橋氏の説は藤原博士の説に一致すると説いて居る。硝子霜に於ては曲率の大きなものもあるが普通の霜柱に於ては殆んど直線であつて、“目の大小”を考慮する必要のないものが大部分である。従つて 130 度、120 度、110 度といふ角は可成りたしかである。又高橋氏<sup>(5)</sup>は L 形の割れ目を指摘し内側の角は直角又は鈍角であつて鋭角のものは無いと言はれたが、霜柱の結晶に於ては圖版 2 の様に鋭角のものが存在して居る。この圖版では線の曲りかどはゆるやかな彎曲をして居るが、硝子霜、スライド硝子の氷に於ては屈曲をして居るのがある。又圖版 7 の様に硝子霜に於ては線が樹枝状のものもあるが、之は割れ目現象に於ける雁行性割目が乾燥の進行につれて變化した時の形に類似して居る。

次に霜柱の結晶形の邊の長さであるが、第 7 圖は 21 枚の寫眞版で合計 541 個のものに就いて頻度を示したものである。之によると 0.02 乃至 0.03 耗の處に極大があつて、短いものはその約

- (1) 自由學園科學グループ：霜柱の研究。1 (1937)。
- (2) 自由學園科學グループ：霜柱の研究。2 (1940)。
- (3) 寺田寅彦：割れ目と生命。理研彙報。第 13 輯 817-829 頁 (1934)。
- (4) 渡邊慧：割れ目に就いて。氣象集誌。昭和 9 年。1 號。
- (5) 高橋喜彦：粘土の割れ目に就いて。氣象集誌。昭和 8 年。12 號。



第 7 圖



第 8 圖

2 分の 1、長いものはその 3 倍位の長さ迄可成り多く出現する。ほぼ誤差曲線の形をして居るが、よく見ると極大が 3 個ある。之は別々な霜柱を集めた爲に起つたものらしい。第 8 圖は硝子霜の圖版 8 に就いて頻度曲線を求めたものであるが、總数は 400 個で 0.01 耗附近に極大があつて長さの出現範囲の關係は霜柱と同様である。之には極大は 1 個のみである。割目の現象に於て割れ目を以て圍まれた區域の面積は層が厚くなれば大きくなるといふことがある。水の結晶に於ても同様なことが言へるとすれば上掲の曲線の意味は重要なものとなつて来る。

### (3) 霜柱の外観及び生態に就いて

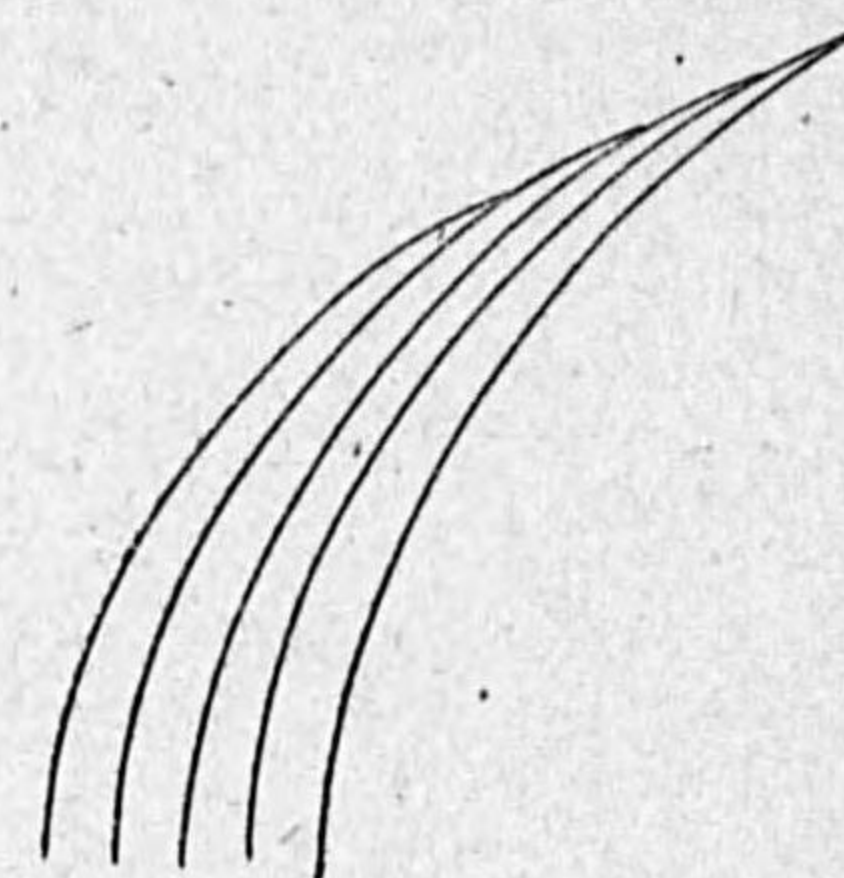
霜柱の性質を調べるのに發生初期の状態を検鏡することが大切である。それで前節に述べた様に對物鏡を地面に向けて見て居ると先づ不定形の水膜様のもの(前節)が見える。時には圖版 13 の様に結氷して居るものを見ることもあつた。然し之がそのまま立體的に生長して行くものかどうか未だ明かでない。多くの場合、之等を持ち上げて土の下から生長して來るのが認められる。それで霜柱の頭にかぶつた土をよく見ると、數多の氷粒が附着して居る(圖版 14)。土を固めて置いて霜柱が立ち難い様にして放置し凍らせた場合に、その土を砕いて見るとやはり氷粒が附着して居る。之は霜であつても氷粒であつて霜柱ではない<sup>(1)</sup>。それで夜中の氣温が氷點下數度に降つた時に土の表面を取りのぞいて新しい土を掘り出して、その一塊を手早くスライド硝子の上のせて顯微鏡で 200 倍位に擴大してのぞいて居ると、土の表面がムクムクとふくれ出して來る。又水をふくんだ瓦をくぐり見てみると丁度掘りこぶしの様なものが出て、よく見るとその頂部には無数の粉末をのせて居る様である(圖版 16)。稍、大きい土塊を検鏡し乍ら砕いて見ると長さが數分の一耗

(1) 岡田武松：氣象學下卷。373 頁。



乃至百分の一程度の完全に霜柱の形をしたものが見つかる。圖版 17 は頭に大きな土をかぶつたもので真中のものには気泡が見える。圖版 18 は筒状をして居るもので、生長するにつれ底面が廣くなつて居り、結晶群が増加して行く状況が窺はれる。圖版 19 の様に底面積が増加せぬものもある。圖版 15 は横にねて居るもので、頭には尖つた氷粒が見える。蒸發計の水が凍る際に氷が突出する現象があるが、之と何かの關係がありそうである。圖版 23 に示したのは二股の霜柱である。之は横から出て來て接合して仕舞つたものらしい。全く直角に接合して仕舞つたのも發見された。

表面が粗鬆な土壤に生じた霜柱を見ると真直に立つて居るのはむしろ少くて、上の方は多少なりとも曲つて居る。稻垣博士<sup>(1)</sup>は、之は柱の兩側に於て生長に不同がある爲で、生長の始めに少しく傾きを生ずれば傾柱の上方に向ひたる面は下方に向ひたる面よりも輻射により熱を失ふこと多く、従つて益々彎曲するのである、と述べられて居られる。彎曲の外側の面を見ると圖版 22 に見る様に處々に土塊がついて居て、この部分は生成の際に内側よりも冷却が旺盛であつたことを示して居る。猶一群の霜柱の外観は第 9 圖に示す如く彎曲の外側のみは筒状をして居る。外側では昇華が容易に行はれるから漸次消滅して行くものと思はれる。従つてこの部分は益々冷却が促進されることになる。霜柱が曲ることが輻射による冷却の差異の爲であるとして、外側と内側の温度差が一定であるならば曲線はほぼ圓弧となるであらう。一例として圖版 22 に示したものは全長約 5 耗の霜柱の一部であるが、この全長に就いて見ると殆んど  $e^{ax}$  の形をした曲線になつて居り、外側では  $a=1.41$ 、内側では  $a=1.28$  となつて居る。猶霜柱生成の極めて初期のものですら既に曲つて居るのであつて、圖版 20 は長さ約 0.3 耗のもの、圖版 21 は約 0.05 耗の極めて短いものであるが曲線をして居るのである。即ち曲る原因は生成される始めの處に存在し、それが對數曲線になるのは、霜柱が生長するにつれて、周圍の霜柱の爲に輻射がさまたげられ、温度の差異が漸次減少して行く爲であらうと考へられるのである。



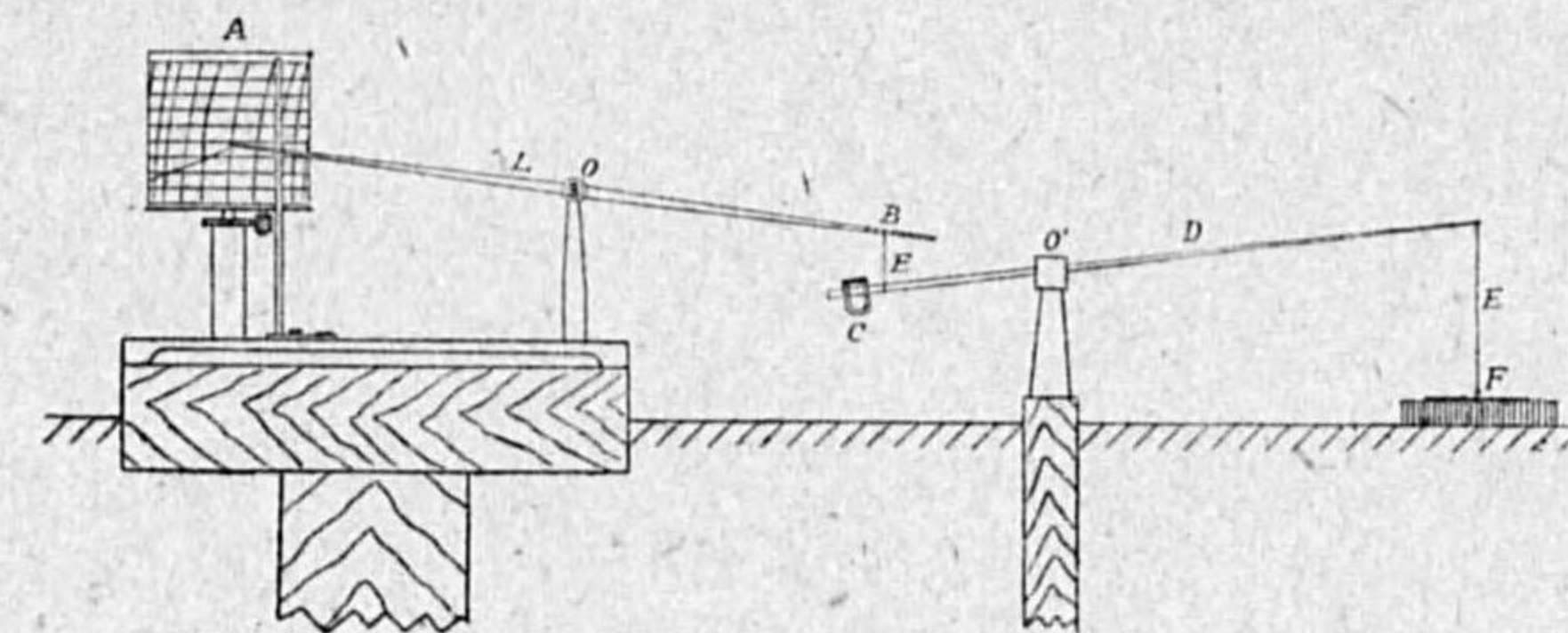
第 9 圖 筒型霜柱

(4) 霜柱成長自記装置に就いて

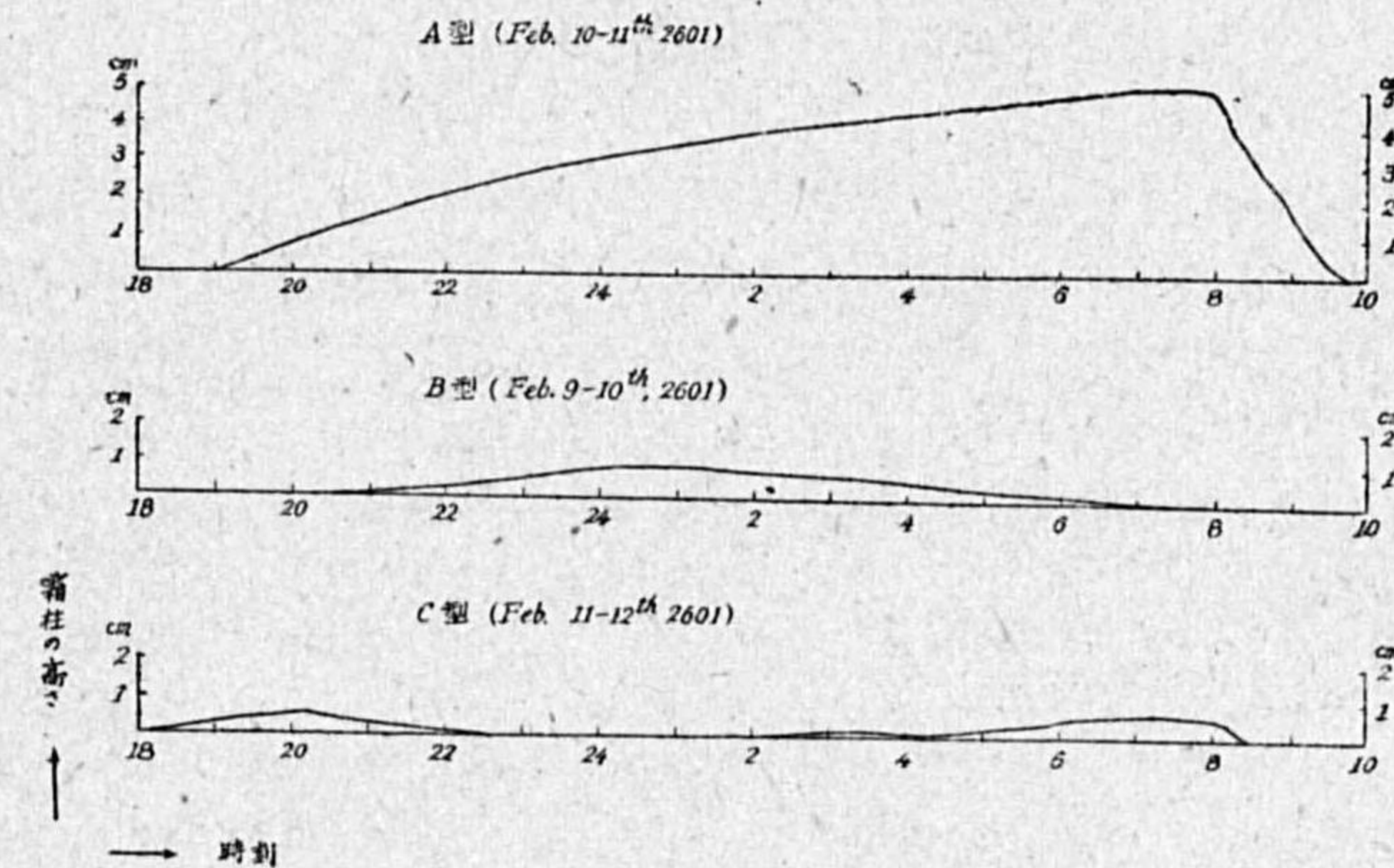
霜柱の成長を自記するのに光學的方法を以てする事は、吉成氏<sup>(2)</sup>により始めて成された處であるが、我々も亦始めに使用した方法は光學的方法であつた。併し二三日の測定の結果此の方法が次の様な理由で不適當である事を知つた。即ち

- (1) 稻垣乙丙：農藝物理氣象學 (1921).
- (2) 吉成邦雄：霜柱の成長記録。天氣と氣候。第 2 卷。第 5 號 (1936).

- (1) 光學的方法で得られる記録は、日没後の薄明の終りより、日出前の薄明に入る前迄である。然るに霜柱の成長は日没後の薄明に始る場合が多く、亦霜柱の高さの最高になるのは日出直前或は直後である場合が多い。従つて霜柱の成長、融解の全過程を覗ふのには不充分である。
- (2) 反射光を集光するレンズ、若しくは反射鏡に霜を結ぶ爲夜中に數回の除霜装作を必要とし、その上之の装作の度毎にレベルが異動し、讀取が極めて不正確となる、等々である。尤も (2) を除去する事は困難な事では無いであらうが、(1) は光學的方法では絶対に満足し得ない理由である。そこで田島及び山田は第 10 圖に示す如き機械的に記録する装置を考案し、之の装置に依り充分満足すべき記録を得る事が出来た (第 11 圖参照)。



第 10 圖 田島及び山田の霜柱成長自記装置



第 11 圖 成長自記装置にて得られた霜柱成長曲線の例

次に自記装置について、若干説明すれば、A は自記時計であり、F は細い銅線を十文字に組合はせたもので、その交點の鉤は木綿糸 E で竹材の竿 D の一端に吊られて居る。D の他の端はや



第 1 表

時	霜柱の高さ	地面温度			地上5cm温度			地上95cm温度		
		cm	°C	% mmHg	°C	% mmHg	°C	% mmHg	°C	% mmHg
10	0.02									
9	0.46									
8	1.21									
7	1.79									
6	1.74									
5	1.59									
4	1.44									
3	1.26									
2	1.07									
1	0.92									
24	0.76									
23	0.59									
22	0.41									
21	0.26									
20	0.16									
19	0.07									
18	0.01									
17	—									
刻										
霜柱の高さ										
地面温度										
地上5cm										
地上95cm										

はり木綿糸でペンの杆 L の端 B に連結されて居る。L の支點 O より B までの距離を變へる事により自由に倍率を變へ得る様にしてある。C は調整重錘で D の支點 O' からの距離を變へる事に依り、巧に全體の釣合をとる様にしてある。

我々は露場の一部の芝生を剃いで土壤を暴露させ、赤土を盛つて<sup>(1)</sup>、此處に上述の自記装置をセットし、同時に地面温度(リシャル型自記遠距離地中寒暖計)及び地上各 5 種及び 35, 95 種の氣温、湿度(長谷川計器カビネ型自記)をも自記せしめ、別に最低寒暖計に依つて地上各高さの最低氣温を測定し、更に數回の徹夜観測で、地上各高さの氣温及び地中温度を實測し、微風計によつて地面附近の微風をも測定した。(圖版 25 は観測露場の一部を示す)。

斯くして得られた観測表<sup>(2)</sup>より主なる平均値を示せば第 1 表の如くである。

(B) 霜柱成長記録の解析

霜柱の成長記録を詳細に眺めると、夫々その時の氣象環境に支配され特殊な曲線を成してゐるが、大別して次の三つの型に分類する事が出来る(第 11 圖参照)。

A 型…最も自然の型で、記録されたもの、76% は之に屬し、日没後順調に成長し、日出前後に最大に達し、その後順調に融解する型。

B 型…夜中に最大を示し融解を始めるもので全體の 18% を占めた。

C 型…1 夜に極大を二度乃至それ以上示すもので全體の 9% に當つた。

斯く定義した型とそれに對應する天氣を對照して示せ

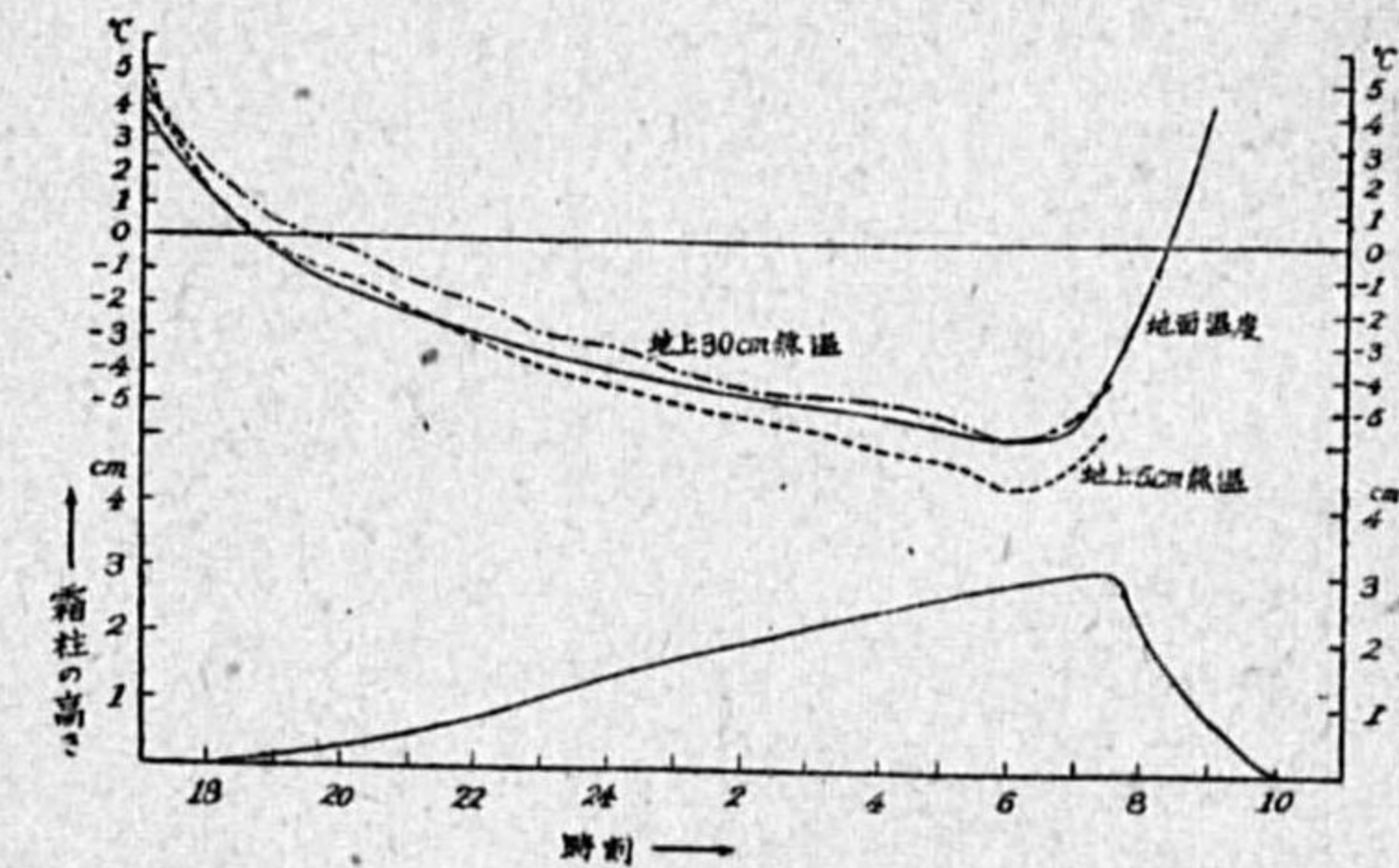
- (1) 赤土に霜柱の立ち易いことは周知の事實である。
- (2) 精しい観測表は別の機会に取纏めて報告の豫定。

第 2 表

月	II			成長型	天	氣	成長型	月	II			成長型			
	時刻	天 氣							時刻	天 氣					
		18h (前日)	22h (前日)							6h (當日)	18h (前日)		22h (前日)	6h (當日)	
1	○	○	○	A	☉	①	①	17	○	○	☉	B			
2	○	○	○	A	○	○	☉	B	18						
3	○	○	○	A	●	☉	☉	A	19						
4	○	○	○	A	☉	○	○	A	20			○	○	○	A
5	○	○	☉	B	○	○	○	A	21	①	○	○	A		
6	○	○	○	A					22						
7	○	○	○	A					23	○	○	○	A		
8	○	①	☉	C					24	①	○	○	A		
9	①	○	○	A	☉	○	○	A	25	①	○	○	A		
10	○	○	*	B	○	○	○	A	26	○	○	○	A		
11	☉	○	○	A					27						
12	○	☉	☉	C					28						
13	☉	☉	☉	A	①	①	☉	B	29						
14	①	①	☉	A					30						
15	*	*	○	C	☉	○	○	A	31						
16	○	①	①	A											

ば第 2 表の如くである。之に依れば A 型成長曲線は全夜を通じて、快晴乃至晴の場合に多い。我々は A 型 26 回の記録のうち代表的なもの 17 回を選び、之に對應する地面温度及び地上各高さの氣温等の平均を以つて、A 型に關する問題の對象とした(第 12, 13 圖参照)。

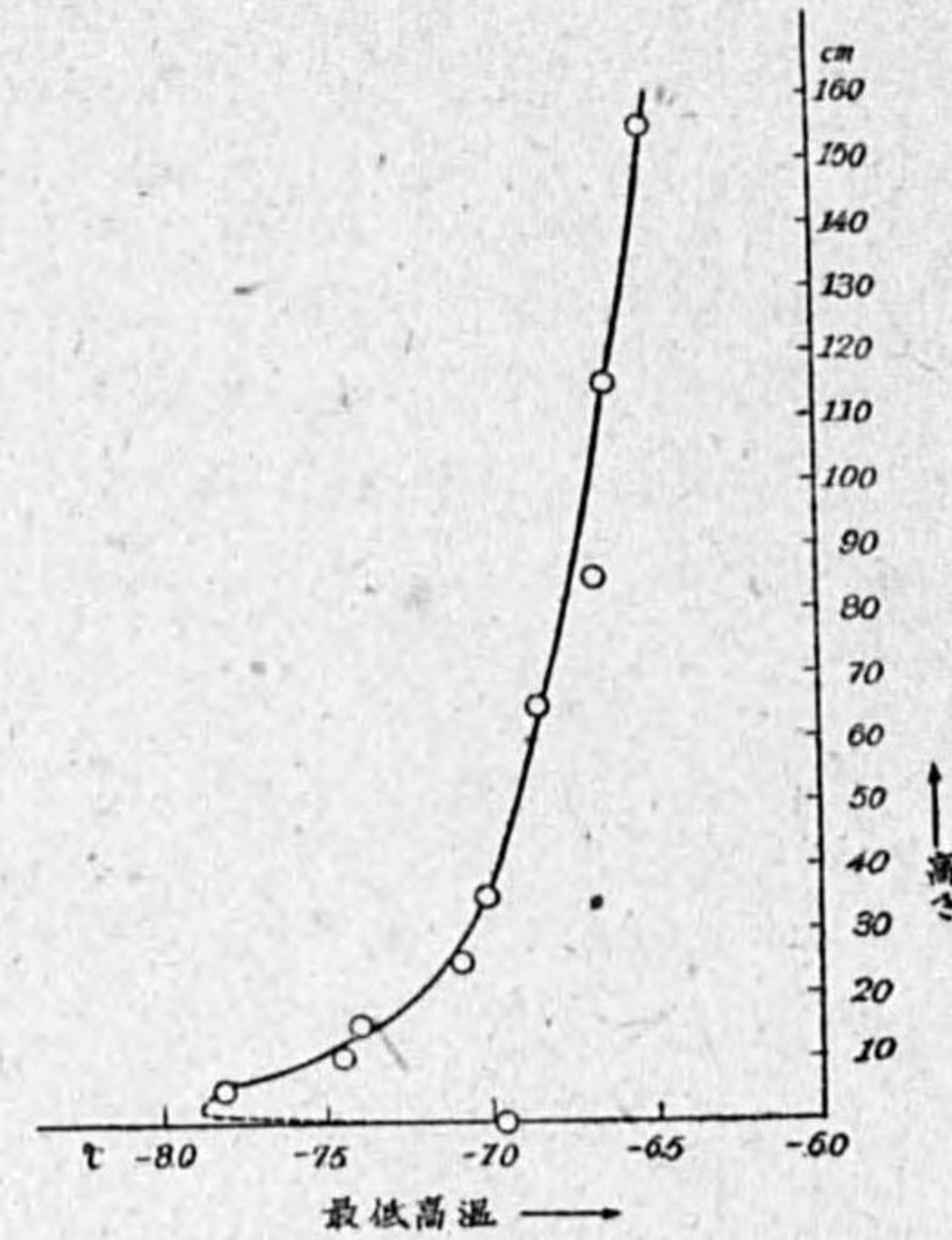
B 型成長曲線は、前掲第 11 圖により明かなる如く、日没後好晴に恵まれ順調に成長する點は A 型と同様であるが、夜中に曇出し曇の状態が翌朝に及ぶ場合である。勿論天氣そのものが直接霜柱の成長を左右するのでは無いが、雲の存在は夜間輻射を遮り温室作用をなす爲地表面の輻射冷却作用は低下し、霜柱を通して大氣中に放出される熱量より、地中から霜柱の下面に傳はる熱量の方が多くなると考へる事が出来る。この融解の始



第 12 圖 A 型に關する平均値



時刻	A10 型 (11月2日)			B9 型 (10月2日)			C11 型 (12月2日)		
	霜柱の高さ	霜柱の最高気温	霜柱の地上5層最高気温	霜柱の高さ	霜柱の最高気温	霜柱の地上5層最高気温	霜柱の高さ	霜柱の最高気温	霜柱の地上5層最高気温
17	1.9	3.4	3.5	1.5	2.2	2.2	1.9	2.0	2.8
18	0.2	1.9	1.7	2.1	1.3	0.9	0.3	0.8	1.2
19	0.1	0.9	0.3	2.2	1.0	0.6	0.6	0.8	0.2
20	0.8	1.5	1.6	2.9	3.2	1.9	0.3	1.0	0.5
21	1.5	2.7	2.9	4.1	4.0	3.0	0.1	0.9	0.9
22	2.1	4.5	5.0	4.4	4.5	3.4	0.5	0.6	0.5
23	2.7	6.1	6.0	4.4	4.8	3.8	0.5	0.6	0.3
24	3.1	6.9	5.3	3.6	4.1	3.3	0.2	0.6	0.3
1	3.5	8.0	6.7	3.0	3.4	2.7	0.3	0.6	0.3
2	3.8	8.1	5.0	2.9	3.1	2.3	0.0	0.5	0.4
3	4.1	8.9	4.9	2.8	2.8	1.6	0.2	0.9	0.6
4	4.4	8.6	4.8	2.1	2.2	1.5	0.1	0.7	0.4
5	4.6	10.3	7.8	0.5	0.5	2.0	0.3	0.3	1.0
6	4.8	9.9	6.3	0.4	1.7	1.9	0.6	0.9	1.6
7	5.1	10.3	6.4	0.3	1.6	1.5	0.7	0.9	1.3
8	5.1	—	—	0.1	—	—	0.5	—	—
9	2.1	—	—	—	—	—	—	—	—
10	—	—	—	—	—	—	—	—	—



第 13 圖 A 型に對應する最低気温垂直分布

めに於て地面温度乃至地上5層気温が氷點下である事實から考へても(第3表参照), 霜柱の下面からのみ融解すると考へる事が妥當であらう。之に反し朝, 日出後の融解は下面からのみで無く表面からも融ける。何故なれば霜柱の表面には土を薄く被つてゐる場合が多い。

C 型成長曲線は(第11圖, 第3表参照) B 型の疊の狀態が夜中の内に再び晴れる場合であつて, 本年度の記録では, 極大を二度以上示すものは得られなかつたが條件さへ揃へば三度以上のものも有り得るわけである。併し極端な場合で晴れたり曇つたりの場合に得られる結果は B, C 型で無く A 型であるから, 要するに晴とか曇とか確然と區別出来る二つの狀態が相當の時間間隔を以つて置き變る事が必要である。従つて極大の數にも自ら限度がある。

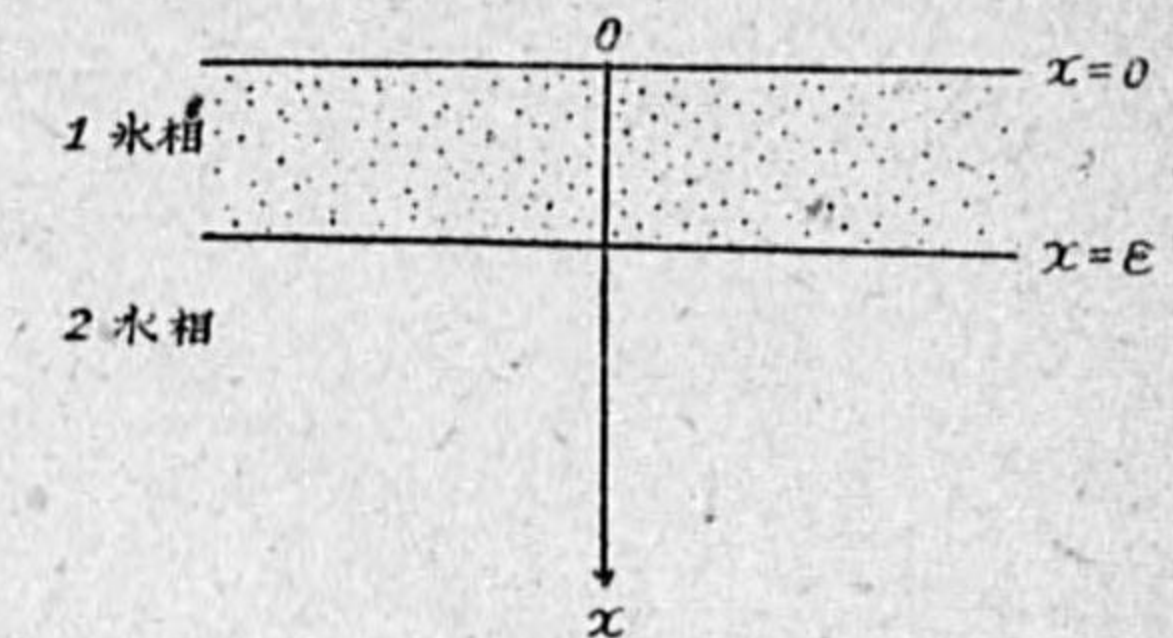
扱て次に最も自然の型即ち A 型成長曲線を若干解析して見た結果について述べよう。孤立して生ずる場合は論外として, 密生して生ずる霜柱の成長に就いては, 北氷洋の

氷の成長に関するステファン<sup>(1)</sup>の理論の應用さるべき事は既に川野氏に依つて論ぜられたが<sup>(2)</sup>, ステファンの解はノイマンの解の特別の場合であるから, 此處では地中から來る熱も考へに入れて, ノイマンの理論<sup>(3)</sup>の應用さるべき事に就いて述べる。

ノイマンの理論に依れば(第14圖参照), 氷相及び水相に関する熱傳導の微分方程式は夫々

$$\frac{\partial u_1}{\partial t} = \kappa_1 \frac{\partial^2 u_1}{\partial x^2} \quad 0 < x < \varepsilon, \dots\dots(1)$$

$$\frac{\partial u_2}{\partial t} = \kappa_2 \frac{\partial^2 u_2}{\partial x^2} \quad 0 < x < \infty, \dots\dots(2)$$



第 14 圖

こゝに脚符 1, 2 は氷相及び水相に関するものを

表し,  $u$  は温度,  $t$  は時間,  $\kappa$  は比傳導率,  $\varepsilon$  は氷の厚さである。  $dt$  時間に  $d\varepsilon$  だけ水相より氷相に變るとすれば,  $x=\varepsilon$  に於ける境界條件は,  $k, L, \rho$  を夫々熱導率, 凝固の潜熱, 密度とすれば

$$\left( k_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} - k_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} \right)_{x=\varepsilon} = L\rho \frac{\partial \varepsilon}{\partial t} \dots\dots(3)$$

亦  $x=0, x=\varepsilon, x=\infty$  に於ては

$$(u_1)_{x=0} = f(t), \dots\dots(4)$$

$$(u_1)_{x=\varepsilon} = 0, \dots\dots(5)$$

$$(u_2)_{x=\infty} = C, \dots\dots(6)$$

が満たされねばならない。  $f(t) = \sigma$  (const) の場合が即ちノイマンの場合でこの時は (1), (2) は誤差函数を用ひて簡単に解くことが出来るが,  $x=\varepsilon$  で温度は常に  $0^\circ$  でなくてはならないといふ條件から

$$\varepsilon = \alpha \sqrt{t} \dots\dots(7)$$

なる關係を得る。之の  $\alpha$  を決める式は (4), (5), (6) より決定される積分常數及び (7) を (3) に代入して

$$-\frac{k_1 \sigma}{\kappa_1 \Phi\left(\frac{\alpha}{2\kappa_1}\right)} e^{-\frac{\alpha^2}{4\kappa_1 t}} + \frac{k_2 C}{\kappa_2 \left\{ \Phi\left(\frac{\alpha}{2\kappa_2}\right) - 1 \right\}} e^{-\frac{\alpha^2}{4\kappa_2 t}} = \frac{L\rho \alpha \sqrt{\pi}}{2} \dots\dots(8)$$

となる。  $\alpha$  を求むるには圖式解法で

(1) J. Stefan: Über die Theorie der Eisbildung, insbesondere über die Eisbildung in Polar-meere. Sitz. Akad. Wiss. Wien 98, 965. (1890).

(2) 川野昌美: 霜柱の成長速度に就いて. 氣象集誌, 第2輯, 第10巻, 第4號, 221頁 (1932). (藤原先生はこれより先氣象集誌, 第2輯, 第2巻, 55頁にてこの事の可能性に就いて述べて居られる。)

(3) 小平吉男著: 物理數學, 第2巻, 640頁に F. Neumann の解が紹介してある。



$$y = \frac{k_1 \sigma}{\kappa_1 \Phi\left(\frac{\alpha}{2\kappa_1}\right)} e^{-\frac{\alpha^2}{4\kappa_1^2 t}} + \frac{k_2 C}{\kappa_2 \left\{1 - \Phi\left(\frac{\alpha}{\kappa_2 2z}\right)\right\}} e^{-\frac{\alpha^2}{4\kappa_2^2 t}}, \dots\dots\dots(9)$$

$$y = -L\rho \sqrt{\frac{\pi}{2}} \alpha \dots\dots\dots(10)$$

の交点の座標として得られるのであるが、之の  $\alpha$  を (7) に代入して、 $\varepsilon$  と  $t$  の関係は決定されるわけである。我々は徐々に低下する霜柱表面温度を幾つかの区間に区切り、その間に於ける温度を一定とし、両端に於ける平均温度を採用した。斯くすれば一つの直線 (10) に對し幾つかの曲線 (9) を得るであらう。之等の交点の座標として一群の  $\alpha$  を得る。扱てこゝで霜柱の表面温度として何を採用すべきか問題であらうが、前掲第 12 圖に示した地面温度（水銀球部の一部が空中に暴露し、他の一部が霜柱内にうもれた状態で測定せるもの）及び地上 5 糎気温の變化の様より、霜柱表面温度も略之等と平行して變化するであらう事が想像され、亦第 13 圖に依ればその絶対値も之等と大差無いであらうと想像される。表面温度や其の他の常數如何で計算値が實測の數分の一、乃至は十數倍に出る事は、川野氏の論文<sup>(1)</sup>にも述べられて居るが、我々がこゝで問題にする點は絶対値の一致では無く、成長曲線の一致を求むることにある。従つて我々は霜柱の表面温度として地面温度を採用し、各一時間毎に区切り、 $\alpha$  の値を求めた。他の常數は氷に關しては

$$\begin{aligned} \kappa_1 &= 1.057 \times 10^{-1}, \\ k_1 &= 0.499 \times 10^{-2}, \\ C_1 &= 0.487, \\ \rho_1 &= 0.917. \end{aligned}$$

水に關しては、含水量の値を採用すべきであるが、水の對流は始めから考慮に入れてゐないから、水に關する

$$\begin{aligned} \kappa_2 &= 0.374 \times 10^{-1}, \\ k_2 &= 0.140 \times 10^{-2}, \\ C_2 &= 1.00, \\ \rho_2 &= 1.00 \end{aligned}$$

を採用した。亦全期間を通じて温度の日變化が殆んど及ばないと考へられる深さ 50 糎の地中温度を採用した。

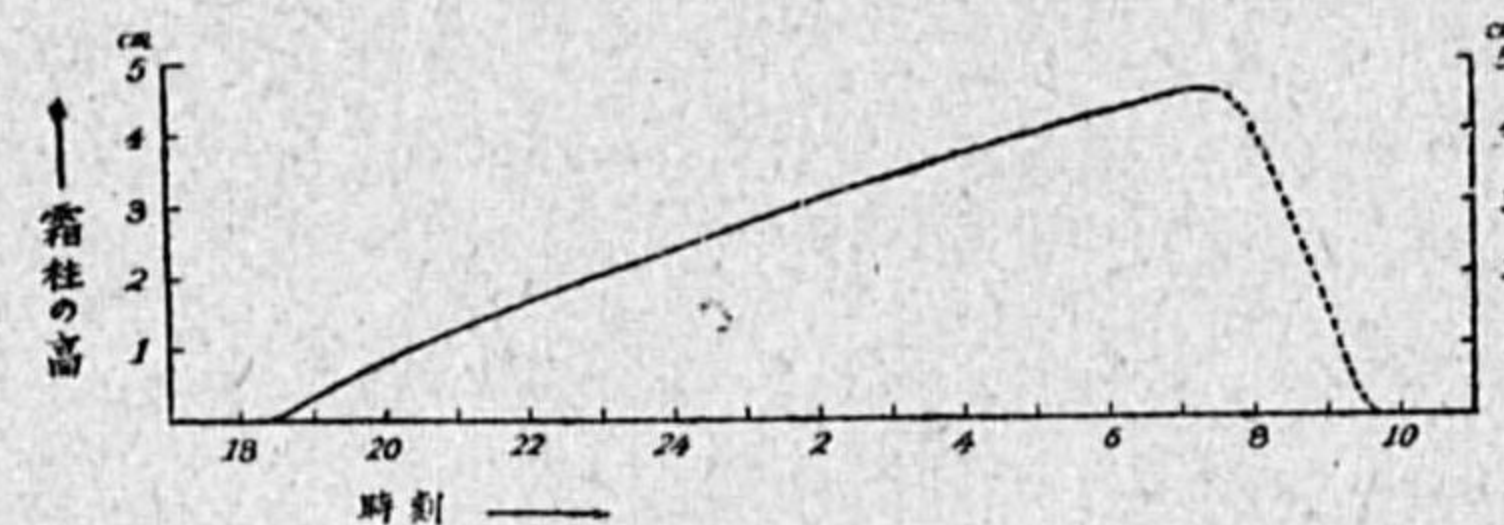
$$C = 5.7, \quad L = 79.7.$$

斯くして得られた  $\alpha$  の値を第 4 表に示す。最初の区間に於ける霜の成長は明かに、

(1) 川野昌美：霜柱の成長速度に就いて、氣象集誌，第 2 輯，第 10 卷，第 4 號，221 頁 (1932)。(藤原先生はこれより先氣象集誌，第 2 輯，第 2 卷，55 頁にてこの事の可能性に就いて述べて居られる)。

第 4 表

時	間	$\alpha$
19	19~20	0.63
20	20~21	1.06
21	21~22	1.46
22	22~23	1.85
23	23~24	2.21
0	0~1	2.57
1	1~2	2.90
2	2~3	3.22
3	3~4	3.53
4	4~5	3.83
5	5~6	4.12
6	6~7	4.39
7	7~8	4.56
		cm



第 15 圖 ノイマンの理論より期待される霜柱の成長曲線

$$\varepsilon_1 = \alpha_1 \sqrt{t_1}, \quad t_1 = 60 \times 60 \text{ sec}$$

から得られるであらう。次の区間に於ては既に  $\varepsilon_1$  だけ成長せる處に  $\alpha_2, t_1$  の成長量を加はつた  $\varepsilon_2$  となる。時間の始めから  $\alpha_2$  で成長したならば  $\varepsilon_1$  は  $t_1$  と異なる  $t_1'$  を要するわけである。従つて

$$\begin{aligned} \varepsilon_1 &= \alpha_1 \sqrt{t_1}, \\ \varepsilon_2 &= \alpha_2 \sqrt{t_1' + t_1} = \alpha_2 \sqrt{t_2}, \\ \varepsilon_3 &= \alpha_3 \sqrt{t_2' + t_1} = \alpha_3 \sqrt{t_3}, \\ &\dots\dots\dots \\ &\dots\dots\dots \\ \varepsilon_n &= \alpha_n \sqrt{t_{n-1}' + t_1} = \alpha_n \sqrt{t_n}. \end{aligned}$$

斯くして求めた  $\varepsilon$  の値は第 4 表の如くで、之を圖示したのが第 15 圖である。前掲 A 型成長曲線と略一致して居る。即ち霜柱の成長にノイマンの氷の生成の理論が適用され得べき事を示す。

扱て次に表面温度低下量と霜柱の成長速度について述べよう。全期間を通じて記録の得られぬ日の地面温度（霜柱表面温度として採用）の毎時觀測表より各一時間の間に低下した温度  $\Delta t$  を横軸にとり、それに対応して成長した霜柱の高さ  $\Delta \varepsilon$  の平均を縦軸にとれば第 16 圖の如くなる。之に依れば大分點はばらついてゐるが、圖中の實線の如き關係のあることが明白である。之の關係の物理的意味を考へて見よう。霜柱の下面の温度は常に  $0^\circ$  であるから  $\Delta t$  の増加は即ち霜柱の中の温度の勾配の増大する事を意味する。従つて上述の關係はノイマンの採用した氷相、水相の境界條件、

$$\left( k_1 \frac{\partial u_1}{\partial x} - k_2 \frac{\partial u_2}{\partial x} \right)_{x=\varepsilon} = L\rho \frac{\partial \varepsilon}{\partial t}$$

を表はすに過ぎない事を知る。同圖で  $\Delta t$  が正なる時即ち、表面温度上昇の場合



も尙  $\Delta s$  が正であるのは、恐く実際の場合は理論で取扱つた様な単純なものでない為であらう。

実際に霜柱の上部を覆ふて居る凍つた土をはがして見ると上から吊り下つて居て地について居ない霜柱が見られる。之は水分の補給が不十分な時に成長が止つたものが周囲の霜柱に依つて吊り上げられたものと考へられるものであるが、この尖端を顕微鏡で覗くと、圖版 24 の如く尖端は下方程太くなつて居り結晶がついて居る。之は中谷博士の“雪の研究”<sup>(1)</sup>で述べて居られる水蒸氣の量の少い時に生ずる雪の結晶と同形のものである。

吊り下つて居る間に蒸發はしないでむしろ凝結をして居るのであつて之の爲に霜柱の成長を論ずるに當り、熱の移動の重要な因子として考へなければならぬ。亦密生せる霜柱は稀で多少は必ず空洞を有するのであるから、冷却に際し表面と底面との熱交換の問題は非常に複雑になつて來るであらう。

(6) 霜柱の高さの極量に就いて

霜柱が如何なる條件の許に最もよく發生し、成長するかといふ事は多くの人々に<sup>(2)</sup>依り觀察され、實驗されて居るが、之等の結果を綜合して見ると結局、

- (1) 冷却に對し土壤が適當の含水量を持つ事
- (2) 冷却が急激でなく、且つ餘り強くない事
- (3) 土壤の粒子が細かく、且つ均一に過ぎぬ事

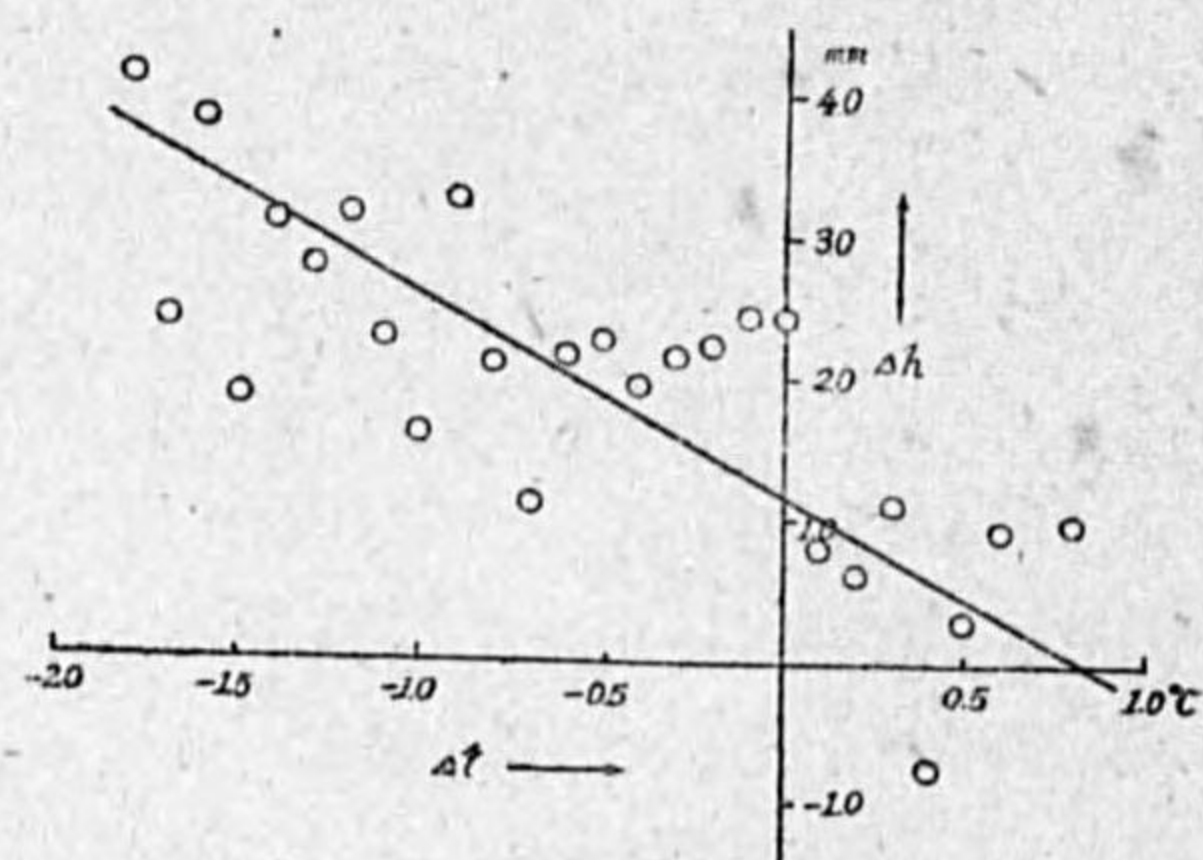
の3條件の様である。して見れば之等の間には何か一連の關係がある筈であらう。

我々の得た 34 回の記録は何れも同一の場處に於てある爲、今 (3) は問題にしない事にする。亦水戸地方では普通の氣象状態で、土壤が凍結してふ様な場合は殆んど無く、本年度の觀測期間中皆無であつた。そこで地上 5 糎最低氣温を以つて (2) の程度を表はすことにした。更に (1) として、次の如く定義される含水比  $\sigma$  を考へる事にする。

$$\sigma = \frac{w}{W+w}$$

こゝに  $W$  及  $w$  は夫々乾燥土壤及び水分の重量である。本年度の觀測では不注意にも  $\sigma$  の測定

(1) 中谷吉郎：雪の結晶の研究。氣象集誌，第 2 輯，第 16 卷，臨時號 (1937).  
 (2) Hitoshi Fukuda: Über die Eisfilamente im Boden. Jour. of the Col. of Agri. Tokyo Imp. Univ. Vol. XIII, No. 5 (1936).  
 自由學園科學グループ：霜柱の研究. 1 (1937).



第 16 圖

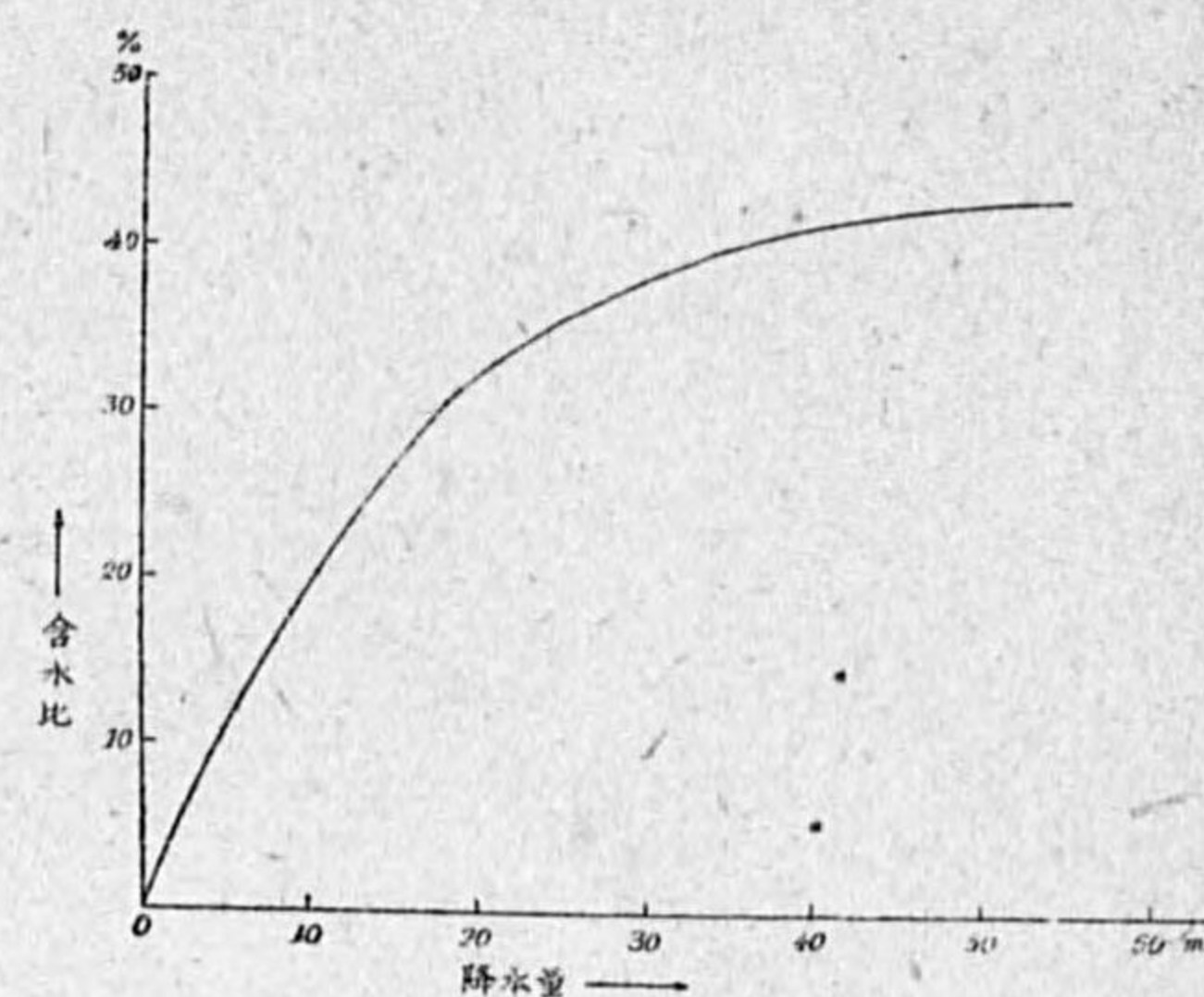
をしなかつたのであるが、元來土壤中の水分は降雨に依つて涵養される事は明かであるので、其の後降雨と含水比の關係式を求むべく種々實驗を試みた。その結果降水量と之に對する含水比の増加は大體第 17 圖の如き關係を成す事を知つた。即ちこれに依れば現在 20% の含水土壤 (普通の状態で地表附近のもの) に 10 耗の降水があれば 32.3% となり、現在 30% の土壤に 10 耗の降水があれば 36.7% となる。亦土壤中の水分は降雨等に依る供給の無い限り蒸發乃至滲透に依り次第に減少して行くであらう。我々は含水比の減少は

$$\sigma = \sigma_0 e^{-\alpha t}$$

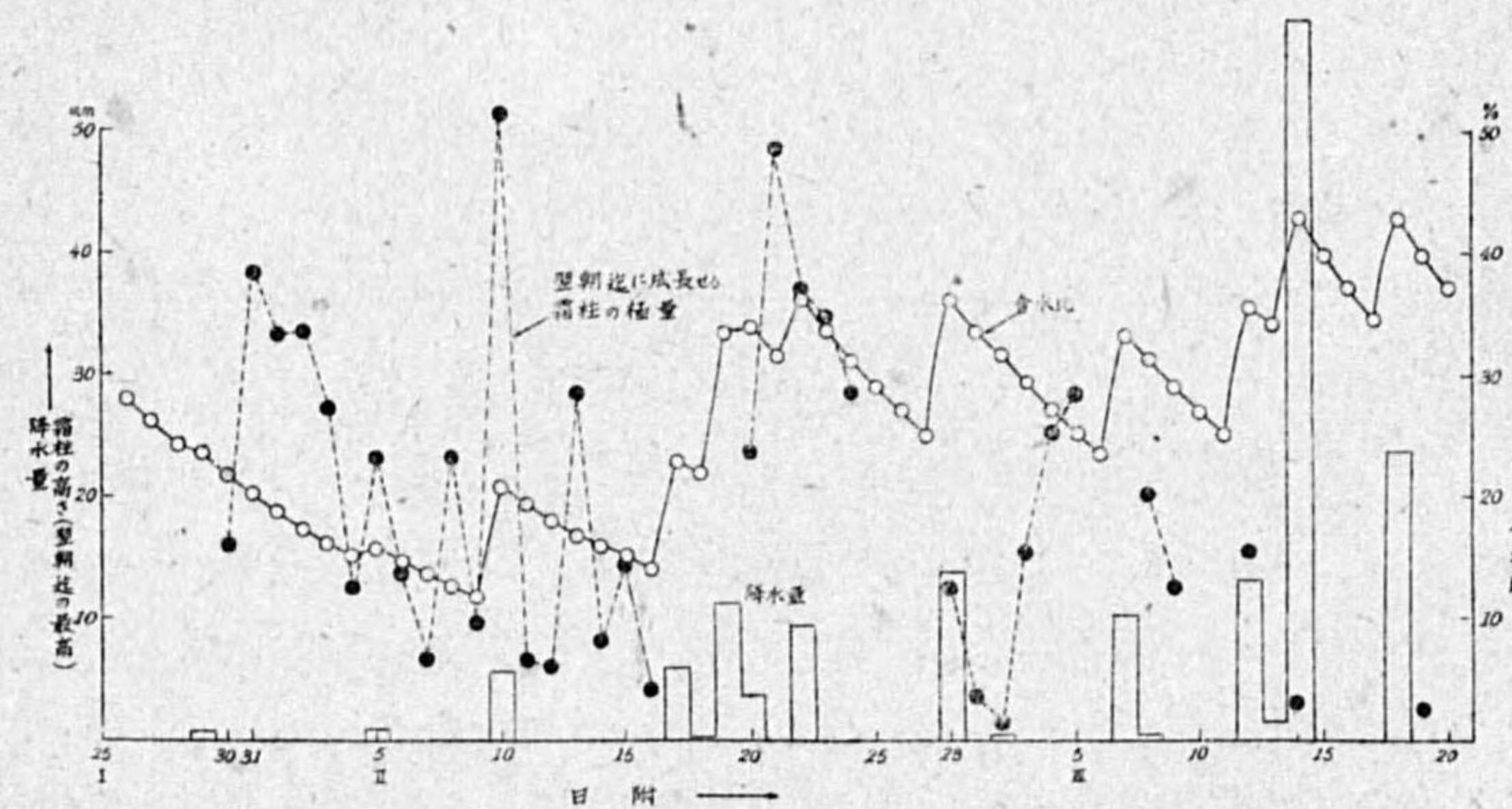
に従ふと考へ、幾日かの測定の結果

$$\alpha = 0.074$$

を得た。こゝに  $\sigma_0$  は始めの含水比、 $t$  は時間で  $\alpha$  は  $t$  が日を單位とした時の値である。前掲第 17 圖より普通の状態の土壤に對し 30~40 耗の降水は、土壤の含水を飽和状態 (我々の場合は大凡 43%) に達せしむるに充分である事を知る。従つて觀測開始前相當の降水のあつた日を起點とし、 $\sigma = \sigma_0 e^{-0.074 t}$  の曲線に従ひ減少し、或日に降水のあつた場合第 17 圖に依つて、含水比の増加を決



第 17 圖



第 18 圖

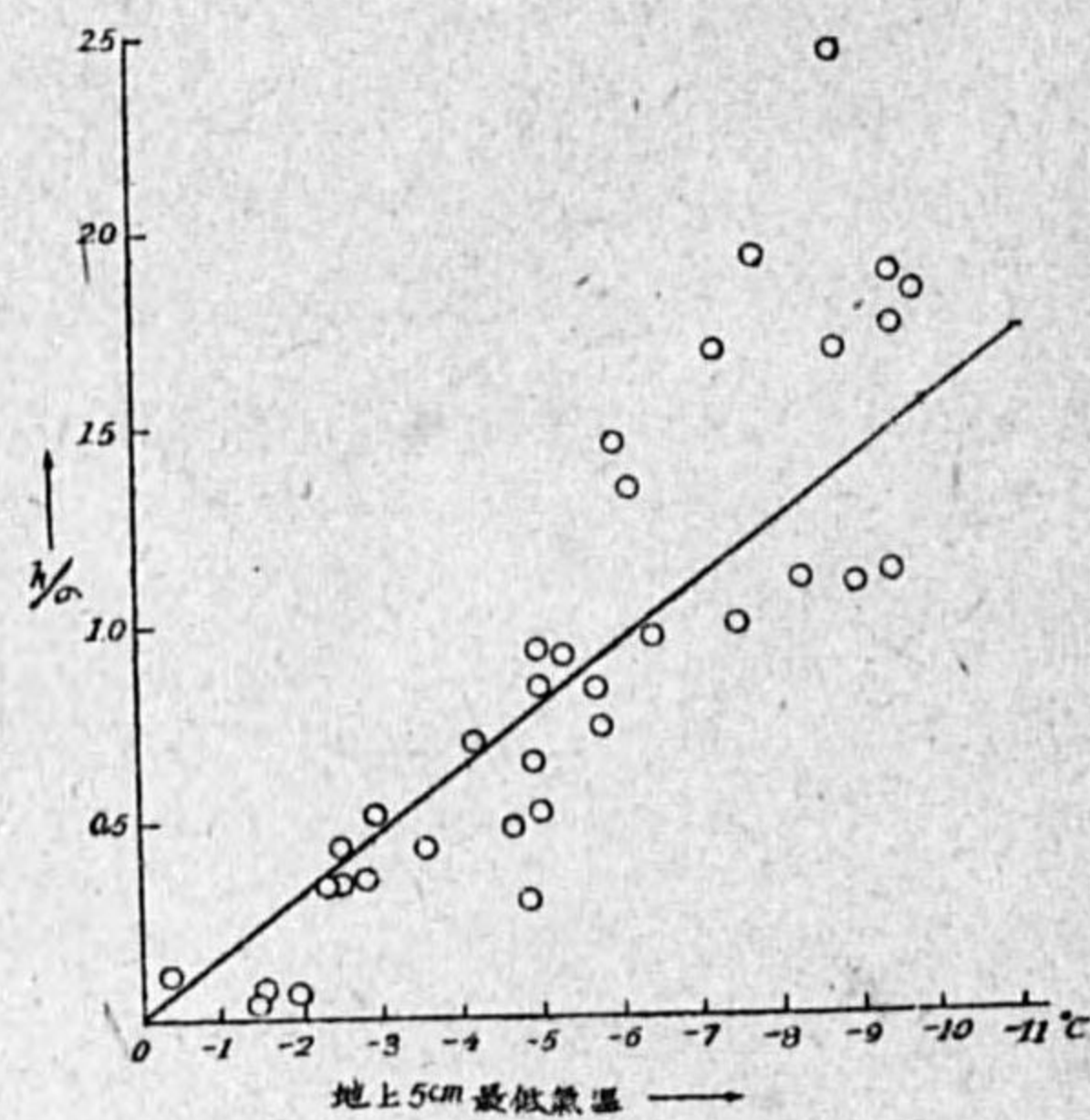


定し、再びこの日を起點として、 $\sigma = \sigma_0 e^{-0.074t}$  に従ふといふ様にして、全觀測期間の含水比を想定して求めたものが第 18 圖である。同じ圖に降水量及び翌朝迄に成長せる霜柱の極量をも記入した。今同一の氣象狀態の許で成長する霜柱の高さは含水比に比例すると考へ、之の影響を無くする爲に、霜柱の高さ  $\varepsilon$  と前日の含水比との比を作つて、地上 5 種の最低氣温  $t$  別にグラフにして見ると、第 19 圖の如く比例關係のある事を知る。之の關係は圖中の實線

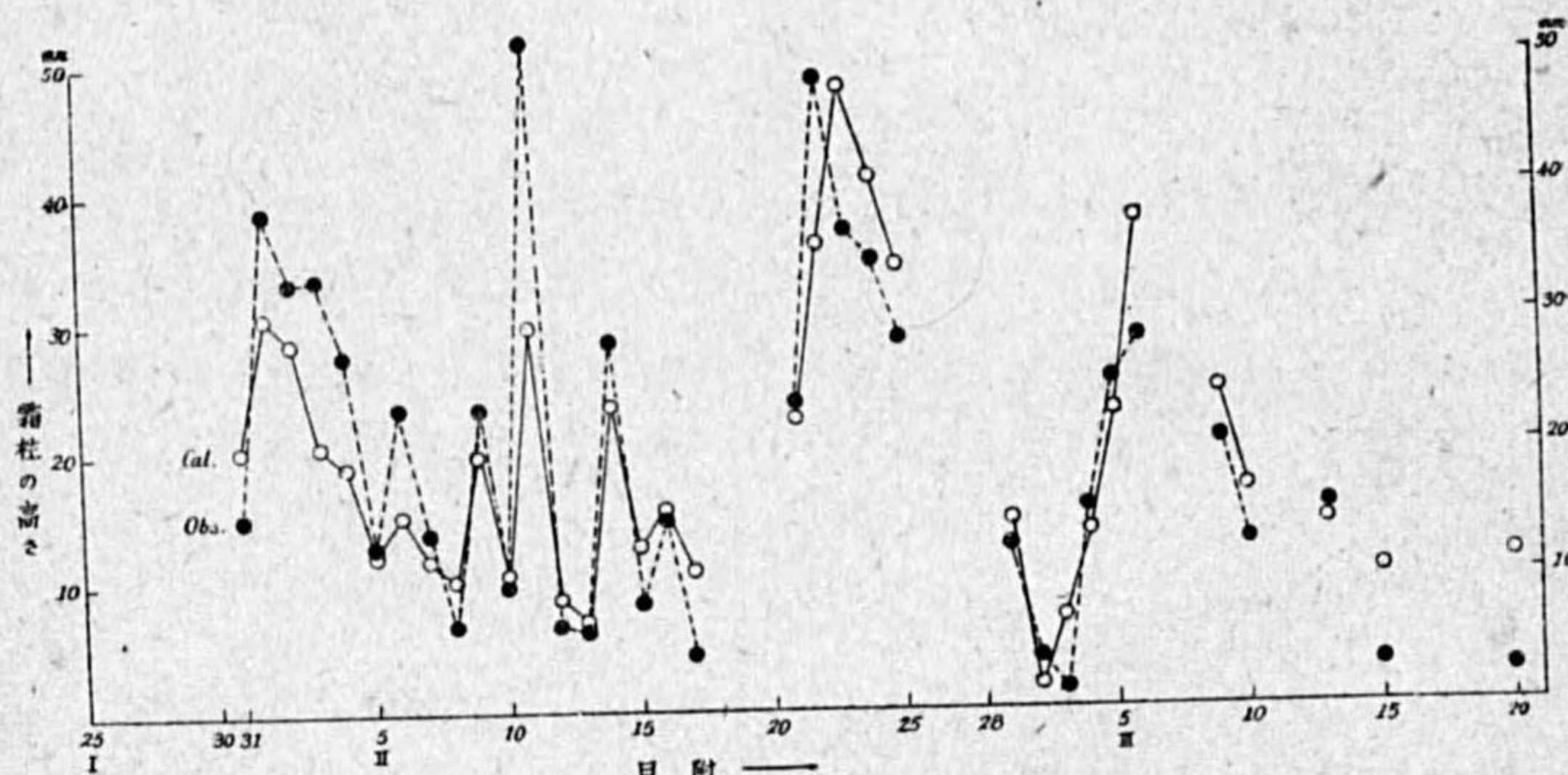
$$\varepsilon/\sigma = -1.59 t$$

或は 
$$\varepsilon = -1.59 \sigma t$$

で代表し得る事を知るであらう。之の式によつて



第 19 圖



第 20 圖

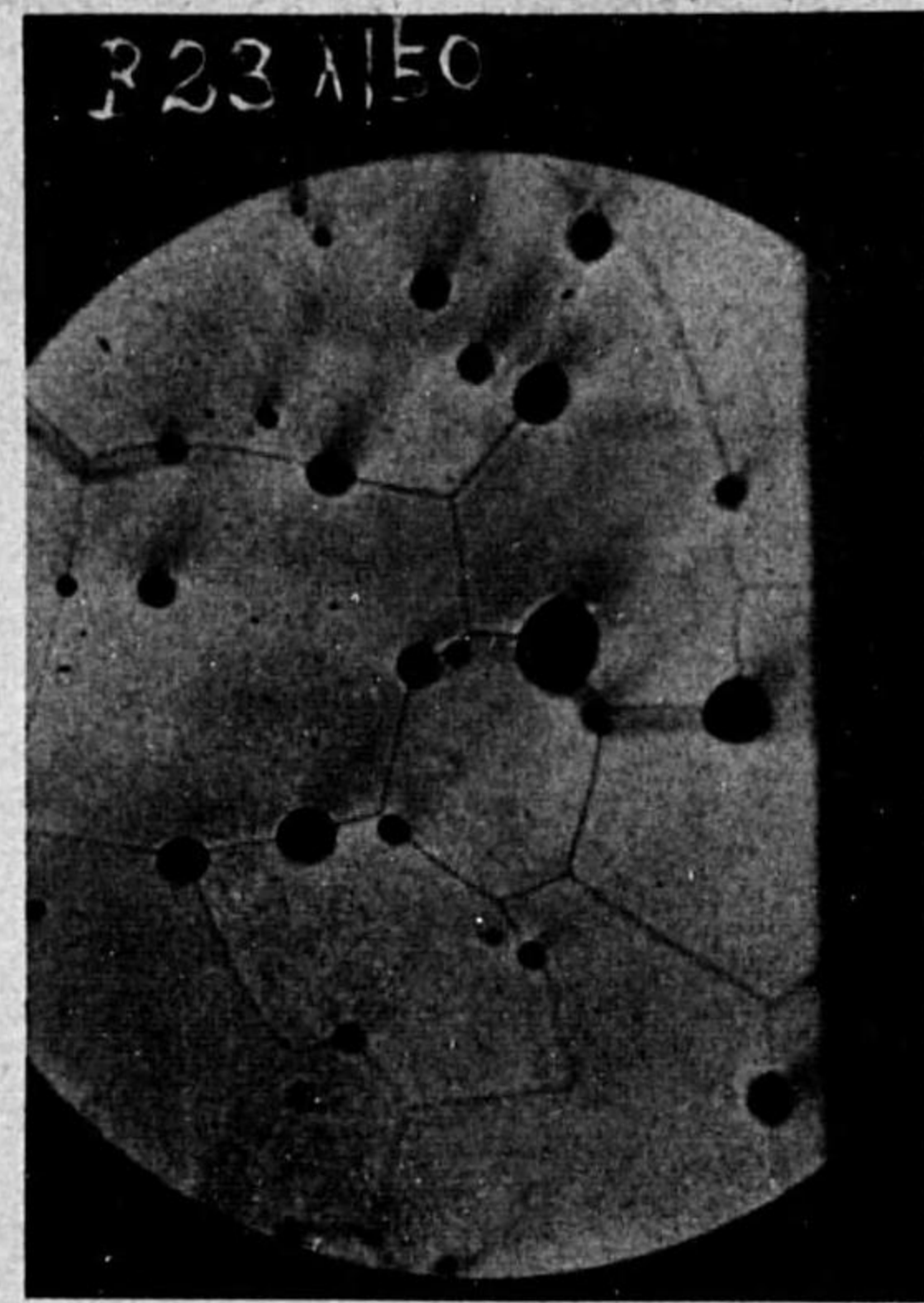
計算せる結果と實測せる霜柱の高さを比較すれば第 20 圖の如く可成一致してゐる。尙不充分な點は含水比が上述せる様な値である事、 $\varepsilon = f(\sigma t)$  の形が理論的に確立されない事、亦土壤の狀態が同一場所に於ても時と共に變化し、その都度  $\varepsilon = f(\sigma t)$  中に含まれる係数が變化する事等に依るのであらう。

擱筆するに當り恩師岡田臺長には終始、御指導と御激勵とを賜はりこまかな點に到るまで御配慮を蒙つた。猶恩師藤原博士を始め、倉石技師、畠山博士よりも懇篤なる御指導を賜り、柿岡地磁氣

觀測所今道技師よりも激勵を受けた。又東大農學部福田仁志氏及び自由學園科學グループの方々よりも御好意を寄せられた。茲に謹んで御禮を申上げる次第である。材料の整理に當つては水戸測候所員岡田惠雄、岡野和郎、平松萬司、安藏隆夫、小池 光、酒井正吉、二階堂 健、蔭山 芳、大地紀子の諸氏が助力された。茲に謝意を表す。

(昭和 16 年 7 月 1 日 於水戸測候所)





圖版 1 ×150 2601 II 1 3<sup>h</sup>  
 黒土に生じた霜柱の横断面



圖版 2 ×200 2601 II 3 1<sup>h</sup>30<sup>m</sup>  
 赤土に生じた霜柱の横断面



圖版 3 ×200 2601 II 3 0<sup>h</sup>40<sup>m</sup>  
 赤土に生じた霜柱の横断面。線の集合點に三角形在り



圖版 4 ×150=2601 II 2 22<sup>h</sup>40<sup>m</sup>  
 霜柱の横断面





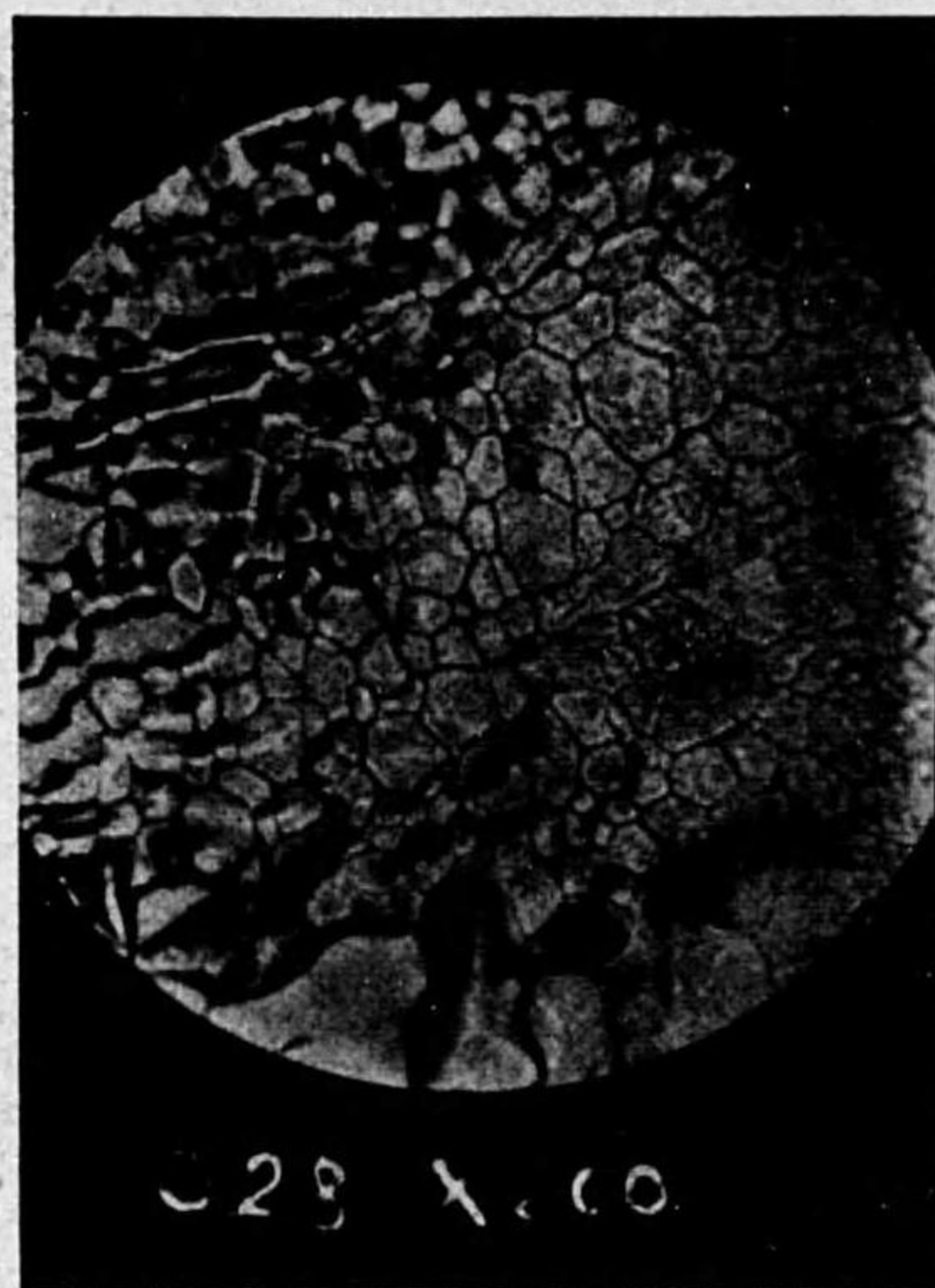
圖版 5  $\times 200$  2601 II 16 22<sup>h</sup>10<sup>m</sup>  
赤土霜柱を上より見る



圖版 6  $\times 200$  2601 II 16 22<sup>h</sup>20<sup>m</sup>  
赤土霜柱を下より見る



圖版 7  $\times 200$  2601 II 16 23<sup>h</sup>30<sup>m</sup>  
赤土霜柱の上に硝子を置きその下面に生じたる霜



圖版 8  $\times 200$  2601 II 3 4<sup>h</sup>45<sup>m</sup>  
硝子に生じたる霜



圖版 9  $\times 200$  2601 II 3 4<sup>h</sup>45<sup>m</sup>  
硝子に生じたる霜



圖版 10  $\times 200$  2601 II 16 23<sup>h</sup>50<sup>m</sup>  
枯芝の上に硝子を置きその下面に生じたる樹枝状霜



圖版 11  $\times 200$  2601 II 5 1<sup>h</sup>40<sup>m</sup>  
硝子に水を塗布して凍らしむ

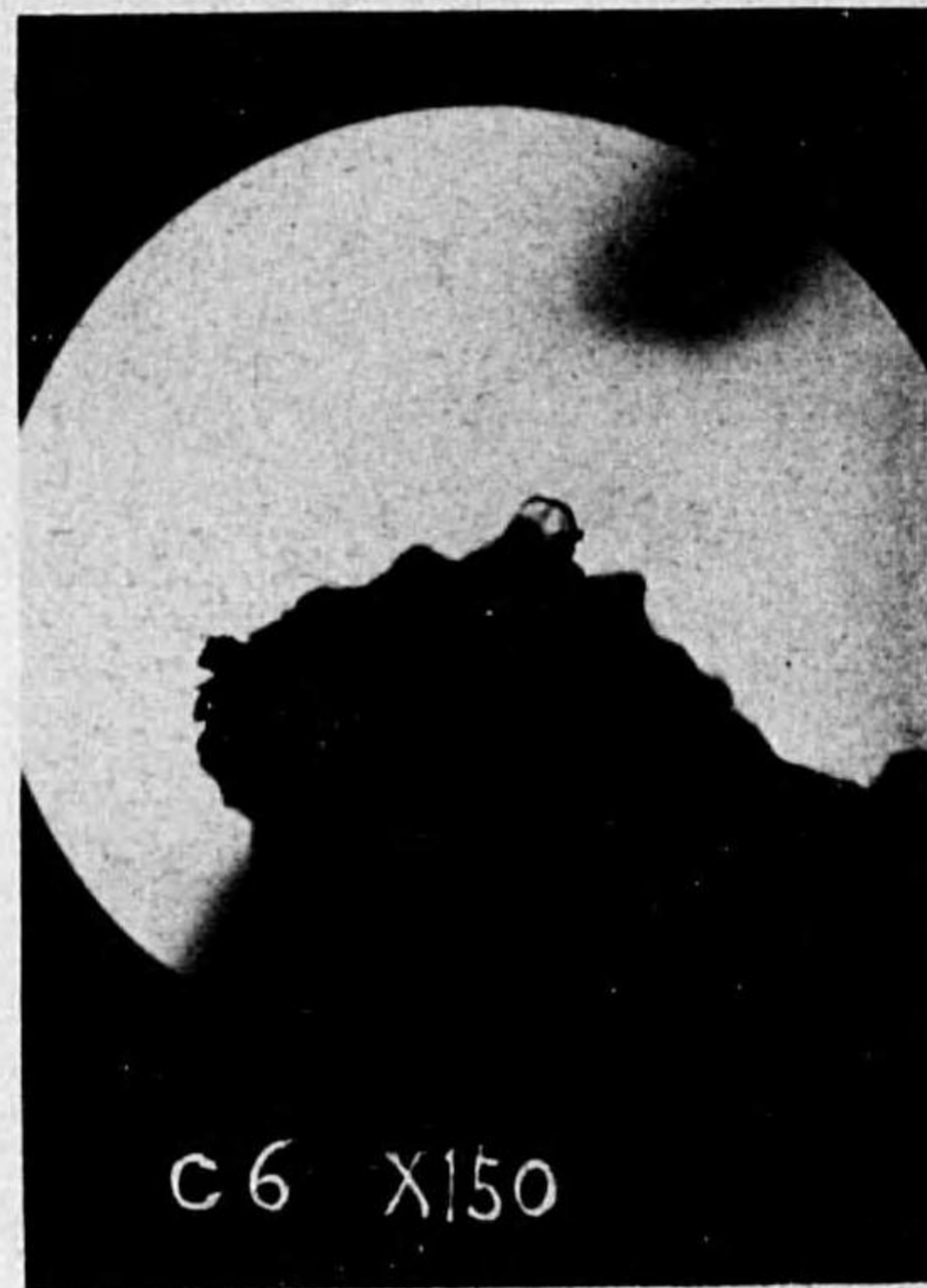




圖版 12 ×690 2.01 II 17 0'00<sup>m</sup>  
硝子に水を塗布して凍らしむ



圖版 13 ×200 2601 II 16 22'00<sup>m</sup>  
霜柱の生成せんとする際赤土の處々に輝いて見えるもの  
E1 X 200



圖版 14 ×150 2601 II 2 19'10<sup>m</sup>  
地面上の氷粒  
C6 X150



圖版 15 ×40 2601 II 2 19'00<sup>m</sup>  
赤土霜柱の生成初期  
C5 X80



圖版 16 ×200 2601 II 4 22'00<sup>m</sup>  
瓦片を冷却した際に生じたる霜  
D7 X200

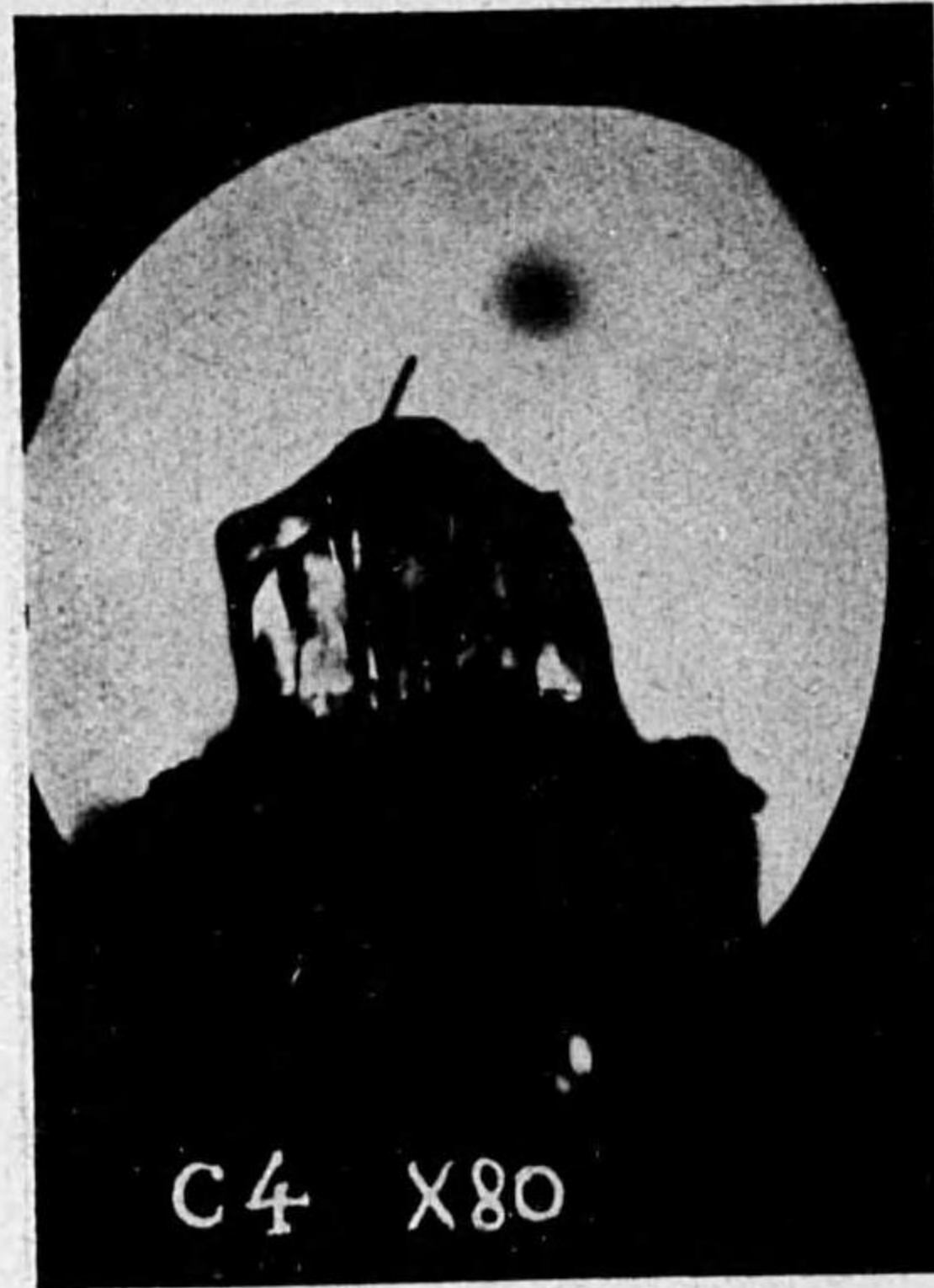


圖版 17 ×200 2601 II 5 4'30<sup>m</sup>  
スライド硝子の上に赤土を置き霜柱を作りたるもの  
D1 X200



圖版 18 ×80 2601 II 2 18'40<sup>m</sup>  
赤土に生じたる筈状霜柱  
C2 X80





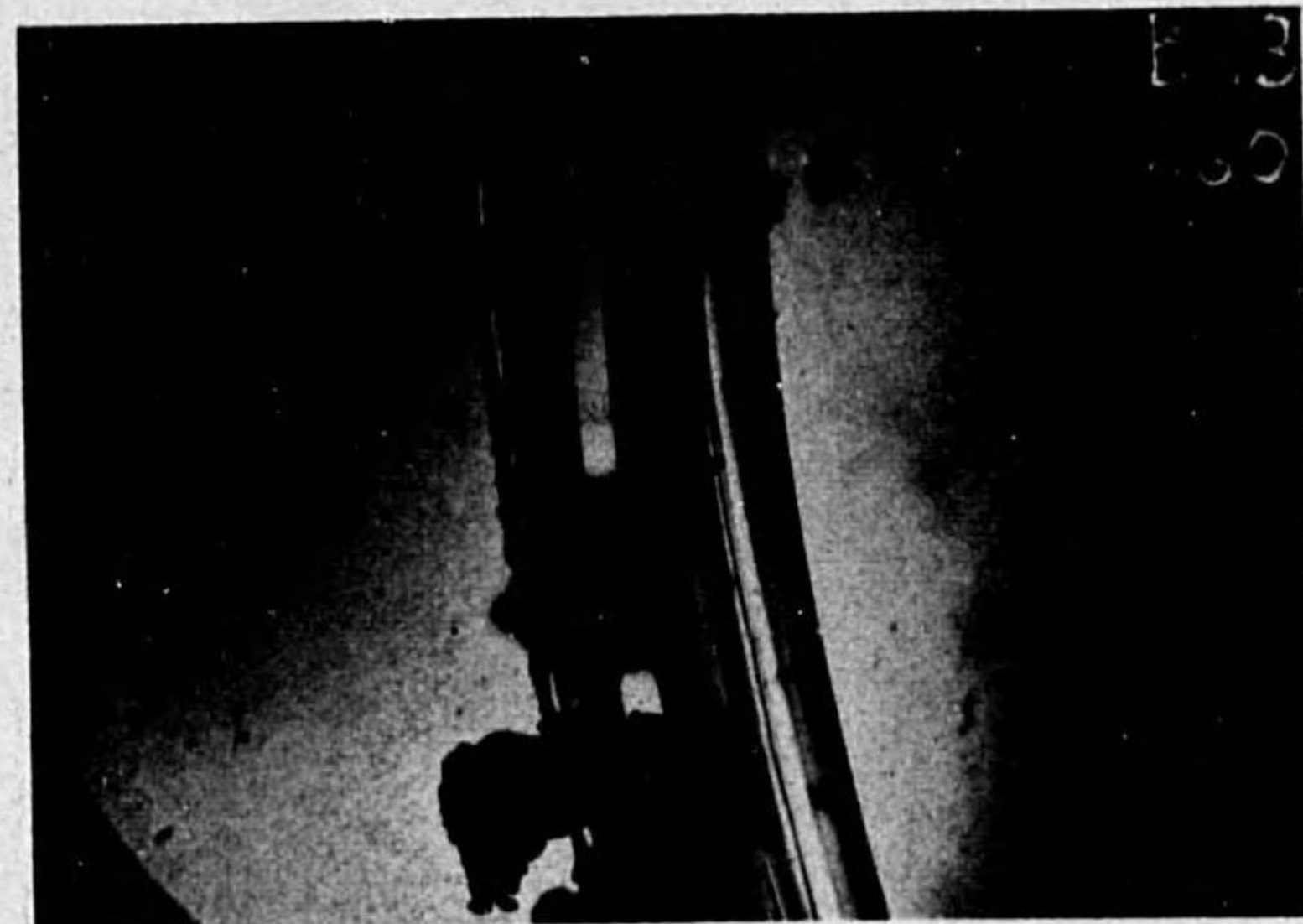
圖版 19 ×80 2601 II 2 19<sup>h</sup>20<sup>m</sup>  
赤土霜柱の初期



圖版 20 ×80 2601 II 3 6<sup>h</sup>30<sup>m</sup>  
赤土霜柱の生成初期。曲りたるもの



圖版 21 ×200 2601 II 5 1<sup>h</sup>18<sup>m</sup>  
赤土霜柱の生成初期。既に曲率あり



圖版 22 ×60  
曲率のある霜柱。外側に土塊附着す



圖版 23 ×60 2601 I 31 21<sup>h</sup>30<sup>m</sup>  
二股の霜柱



圖版 24 ×80 2601 I 26  
黒土霜柱の頂部より垂れ下がらる氷柱。  
尖端に角板結晶あり



圖版 25 霜床と微氣候観測



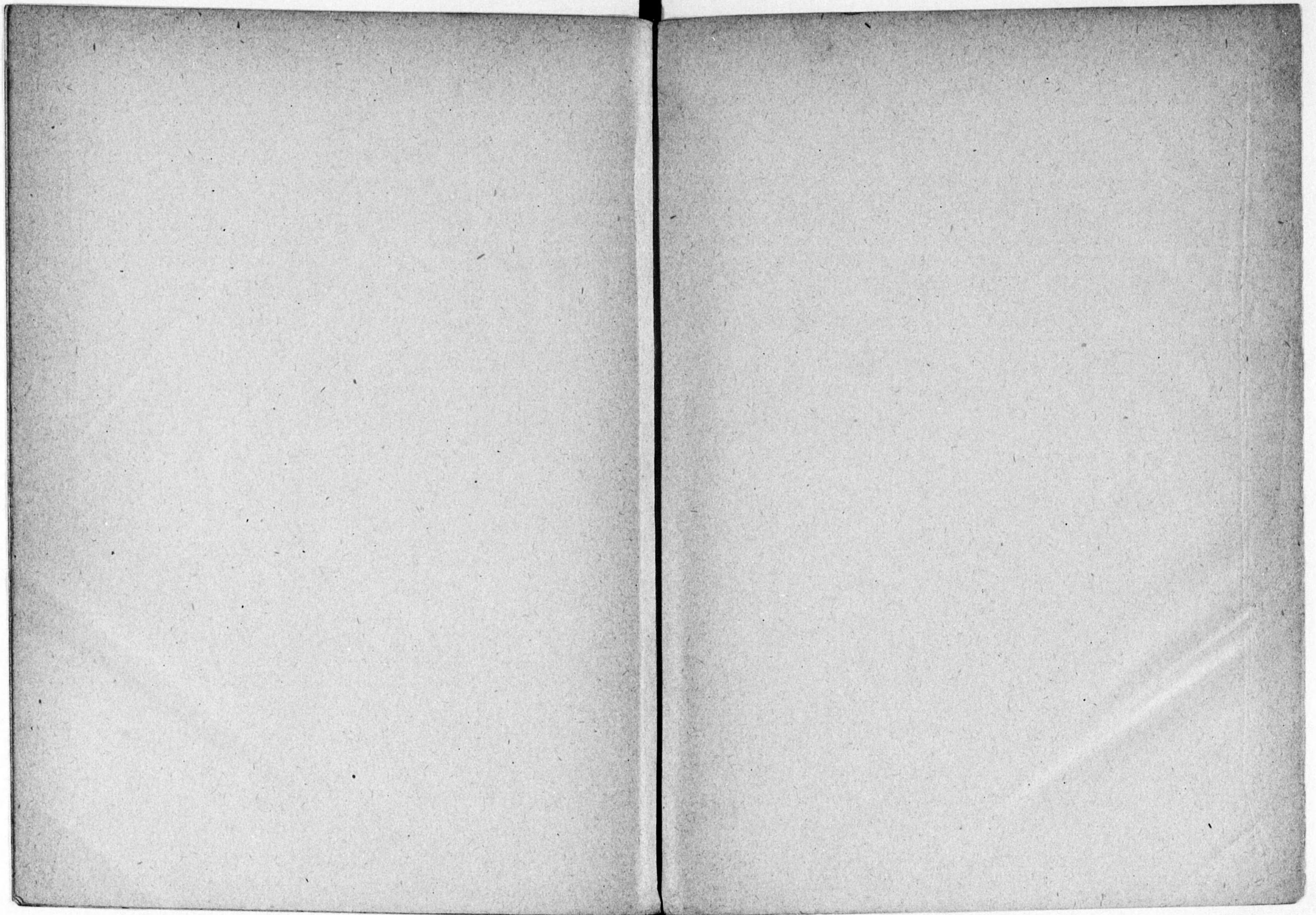
昭和十七年九月廿五日印刷  
昭和十七年九月三十日發行

編輯兼 中央氣象臺  
發行者

印刷者 (東東・35) 高木外史  
東京市神田區美土代町十六番地

印刷所 株式會社 三秀舍  
東京市神田區美土代町十六番地







14.6=  
338

14.6二-338  
\*1200600228807\*

終