

宮城県における気温の統計的な分析*

久保田 効**

1. はしがき

ある地点の最高、最低気温は、その時の汎気象条件と地理的な効果によってほぼ決まる¹⁾。地理的な効果としては主として標高・緯度・海岸からの距離・展開度などが考えられる。このような考え方から、宮城県における最高・最低気温の月平均値を統計的に分析して、気温の地理的效果について次のことを調べてみた。

- a) 地理的な各効果はどの程度の量を持つか
- b) それはどのような日変化をするか
- c) 地理的效果として上に掲げた標高・緯度・海洋・展開度のほかに何かあるか、それは何か

資料は宮城県観測所28カ所の最高気温と最低気温の1951～1955年の累年月平均値を使用した。

各月の汎気象条件が一定で気温は地理的な効果のみによって決定されると仮定すると*i*月の*j*観測所における最低気温の月平均値(t_{ij})は次の式で表わせる。

$$t_{ij} = t_{i0} + \frac{\partial t}{\partial h} \Delta h_j + \frac{\partial t}{\partial \varphi} \Delta \varphi_j + \frac{\partial t}{\partial l} \Delta l_j \dots\dots\dots(1)$$

ただし、 t_{i0} は仙台($j=0$)における*i*月の月平均値、 h_j 、 φ_j 、 l_j はそれぞれ*j*地点の標高、緯度、海岸からの距離を表わす。また $\Delta h_j = h_j - h_0$ 、 $\Delta \varphi_j = \varphi_j - \varphi_0$ 、 $\Delta l_j = l_j - l_0$ である。 $\frac{\partial t}{\partial h}$ 、 $\frac{\partial t}{\partial \varphi}$ 、 $\frac{\partial t}{\partial l}$ がそれぞれ標高効果、緯度効果、海洋効果で、これらは月変化する量である。 Δt_j は展開度や地被状態による気温の偏差で、月変化は小さいと考えられるので、 Δt_j は月変化しないと仮定した。

最高気温の月平均値(T_{ij})の場合も、最低気温と同様に次の式で表わせる。

$$T_{ij} = T_{i0} + \frac{\partial T}{\partial h} \Delta h_j + \frac{\partial T}{\partial \varphi} \Delta \varphi_j + \frac{\partial T}{\partial l} \Delta l_j + \Delta T_j \dots\dots(2)$$

ここで記号の説明は、最低気温と類似なので省く。

$\frac{\Delta T}{\partial \varphi}$ 、 $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$ 、 $\frac{\partial T}{\partial l}$ は月変化をする量である。最後の項の

ΔT_j は Δt_j とは違って展開度や地被状態には関係しないと考えられる。何故ならば最高気温の出る日中は移流も対流も盛んな時だからである。 ΔT_j は別の要因によるものであり、それが月変化を無視出来るものかどうか疑問である。 ΔT_j は実際には月変化する部分と、月変化しない部分とに分れるはずである。ここでは計算の都合上前者を無視して、 ΔT_j は Δt_j と同様月変化をしないと仮定した。

2. 標高効果

標高効果は他の地理的な効果に比べて最も著しいからまず標高効果を求めた方が都合がいい。*i*月の*j*地点における実際の観測値($(t_{ij})ob$)は次の式で表わせる。

$$(t_{ij})ob = t_{i0} + \frac{\partial t}{\partial h} \Delta h_j + \frac{\partial t}{\partial \varphi} \Delta \varphi_j + \frac{\partial t}{\partial l} \Delta l_j + \Delta t_j + \varepsilon_{ij} \dots\dots\dots(3)$$

ただし、 ε_{ij} は計算式(3)の残差で

$$\varepsilon_{ij} = (t_{ij})ob - t_{ij} \dots\dots\dots(4)$$

で表わせる。

(3)式の右辺の第2項 $\frac{\partial t}{\partial h} \Delta h_j$ を除いた他の項は h_j とは無関係な量であるので(t_{ij})と h_j との関係をグラフにとり、最小自乗法で勾配を求めれば、それは $\frac{\partial t}{\partial h}$ と一致する。以上最低気温について述べたが $\frac{\partial T}{\partial h}$ も同様にして求めることができる。第1表にはそのようにして求められた $\frac{\partial t}{\partial h}$ と $\frac{\partial T}{\partial h}$ の値と相関係数が示してある。

$\frac{\partial t}{\partial T}$ と $\frac{\partial T}{\partial h}$ の年変化を図示すると第1図のようになる。比較するために仙台高層の資料より求められた気温てい減率を第2図に示した。これは1000mbと900mbの平均高度と平均気温より求めた。資料は00hと12hは1951～1955年の累年平均であるが、09hと21hは1958年のみの平均である。

$\frac{\partial T}{\partial h}$ の年変化は一群の仙台における気温てい減率の年変化の形とよく似ていて、 $\frac{\partial T}{\partial h}$ の絶対値は2月が最高で、5月ないし7月が最低になっている。この形は冬と夏の

* On the Statistical Analysis of the Air Temperature in Miyagi Prefecture

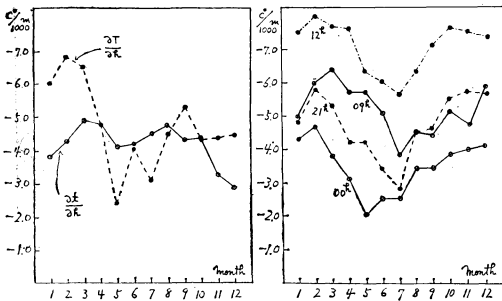
** Ko Kubota, 仙台管区気象台観測課
—1961年3月2日受理—

第1表 標高効果と相関係数

係数又は相関係数	月												年平均	
	単位	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		12
$-\frac{\partial t}{\partial h}$	°C/100m	0.38	0.43	0.49	0.48	0.41	0.42	0.45	0.48	0.43	0.44	0.33	0.29	0.42
$-r_h$		0.55	0.61	0.74	0.73	0.66	0.97	0.75	0.84	0.75	0.68	0.54	0.54	0.49
$-\frac{\partial T}{\partial h}$	°C/100m	0.60	0.68	0.65	0.48	0.24	0.40	0.31	0.44	0.53	0.43	0.44	0.45	0.52
$-r_h$		0.70	0.75	0.75	0.66	0.37	0.60	0.46	0.64	0.76	0.58	0.55	0.50	0.75

第2表 緯度効果と相関係数

係数又は相関係数	月												年平均	
	単位	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11		12
$-\frac{\partial T}{\partial \phi}$	°C/10'	0.17	0.23	0.17	0.16	0.15	0.13	0.11	0.10	0.12	0.07	0.15	0.22	0.14
$-r_\phi$		0.43	0.56	0.50	0.52	0.50	0.75	0.35	0.38	0.49	0.26	0.44	0.58	0.52



第1図 標高効果の年変化

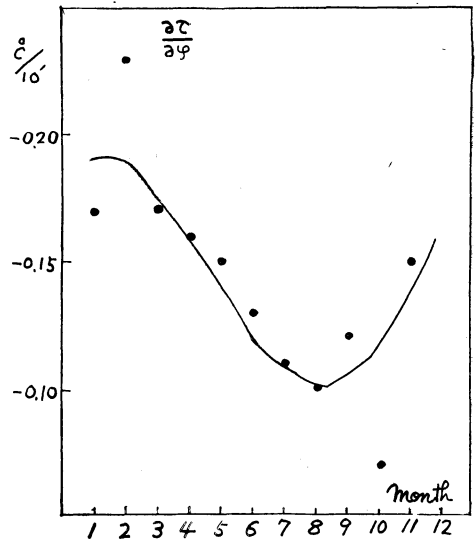
第2図 仙台高層の気温てい減率

季節風に関係している。冬は上層に大陸から寒冷な強い北西風が吹きこみ、夏は下層に海水温によって冷された南東風が吹くことを考えればうなづけることである。

$\frac{\partial t}{\partial h}$ の年変化の形は00hの気温てい減率とも $\frac{\partial T}{\partial h}$ の形とも異なっていて、夏における $\frac{\partial t}{\partial h}$ の絶対値は冬のそれよりも高い。普通最低気温が出る時刻である03hないし06h頃の仙台高層の気温てい減率を、第2図から類推すれば、00hのてい減率より低く、形も00hのそれと似てはいるはずである。03h~06h頃は気温の逆転層が生じやすいことも考えれば、気温てい減率が、かなり0に近づくことも考えられる。それで冬期は $\frac{\partial t}{\partial h}$ の値とてい減率が一致していると言えるが、夏期は $\frac{\partial t}{\partial h}$ の絶対値はてい減率に比べてかなり大きい。

3. 緯度効果

緯度変化については t_{ij} と T_{ij} との間には、大きな差がないと考えられているので、平均気温 $\tau_{ij} = \frac{t_{ij} + T_{ij}}{2}$ について緯度効果を計算して、 $\frac{\partial T}{\partial \phi} = \frac{\partial t}{\partial \phi} = \frac{\partial \tau}{\partial \phi}$ として代用した。 $\frac{\partial \tau}{\partial \phi}$ の値は $\tau_{ij} - \frac{\partial \bar{\tau}}{\partial h} \Delta h_j$ と $\Delta \phi_j$ の相関グラフから最小自乗法によつて求められたものである。ただし、 $\bar{\tau}_{ij}$ は τ_{ij} の年平均値を表わす。ここで $\frac{\partial \tau}{\partial h}$ の代



第3図 緯度効果の年変化

りに $\frac{\partial \bar{r}}{\partial h}$ を用いたのは、後で海洋効果を求める際に便利
なためである。 $\frac{\partial \bar{r}}{\partial \varphi}$ と相関係数を第2表に示す。

$\frac{\partial \bar{r}}{\partial \varphi}$ の年変化は第3図に示す。 $\frac{\partial \bar{r}}{\partial \varphi}$ の絶対値は、ほぼ
夏より冬の方が大きい²⁾。

4. Δt_j と ΔT_j

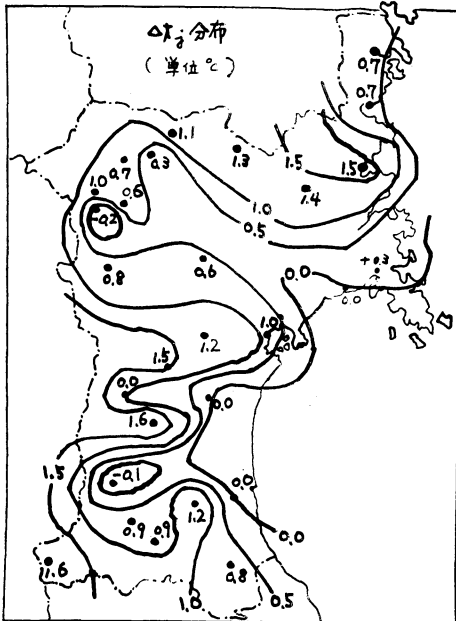
前に述べたように Δt_j は主として観測所の展開度、地
被状態によつてきまる量であるそれに種々の誤差をも含
んでいると考えられる。この Δt_j は月変化しないので、
次の式から求めることができる。

$$\Delta t_j = \bar{t}_{ij} - \frac{\partial \bar{t}}{\partial h} \Delta h_j - \frac{\partial \bar{t}}{\partial \varphi} \Delta \varphi_j - \frac{\partial \bar{t}}{\partial l} \Delta l_j - \bar{t}_{i0} \dots (5)$$

ただし、 \bar{t} は年平均値を表わす。ここで右辺の第4項以
外の項は既知の量である。第4項は

$$\bar{t}_{ij} - \frac{\partial \bar{t}}{\partial h} \Delta h_j - \frac{\partial \bar{t}}{\partial \varphi} \Delta \varphi_j$$

と l_j との相関グラフを求め、最小自乗法によつて計算
することができる。(5)式より求めた Δt_j 分布を第4図
に示す。大略的には山岳地帯は高いが平野部は低いとい



第4図 最低気温の展開度や地被状態
などによる効果 Δt_j 分布

うことがわかる。これは正務・米久保が松本地方につい
て調査した結果³⁾とよく一致している。

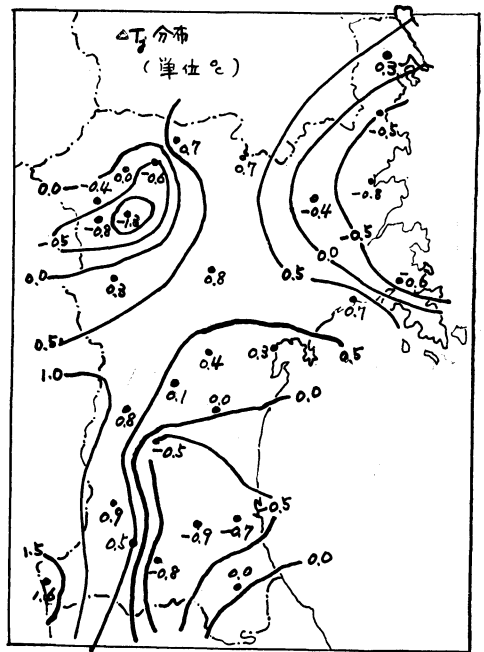
ΔT_j についても Δt_j と同じ方法で次の式より求める

$$\Delta T_j = \bar{T}_{ij} - \frac{\partial \bar{T}}{\partial h} \Delta h_j - \frac{\partial \bar{T}}{\partial \varphi} \Delta \varphi_j - \frac{\partial \bar{T}}{\partial l} \Delta l_j - \bar{T}_{i0} \dots (9)$$

ここで $\frac{\partial \bar{T}}{\partial l} \Delta l_j$ なる値を求める際に、最低気温の場合と
少し違っている。それは

$$\bar{T}_{ij} - \frac{\partial \bar{T}}{\partial h} \Delta h_j - \frac{\partial \bar{T}}{\partial \varphi} \Delta \varphi_j$$

と l_j との相関グラフを描くと直線的になつていないと
いうことである。それでこの場合は海洋の影響を考えな
がらフリーハンドで $\frac{\partial \bar{T}}{\partial l} \Delta l_j$ の値を求めるよりほかなか
った。(6)式より計算した ΔT_j 分布は第5図に示す通り



第5図 最高気温の標高、緯度、海洋効果
を差引いた残りの効果 ΔT_j 分布

である。宮城県の東北部、西北部及び南部の3つの低温
域が存在している。この ΔT_j 分布は、はじめフェーン
効果が効くのではないかと期待していたが、何によつて
決まるかということとはよくわからない結果となった。

各観測所における Δt_j と ΔT_j の値を第3表に掲げて
おく。

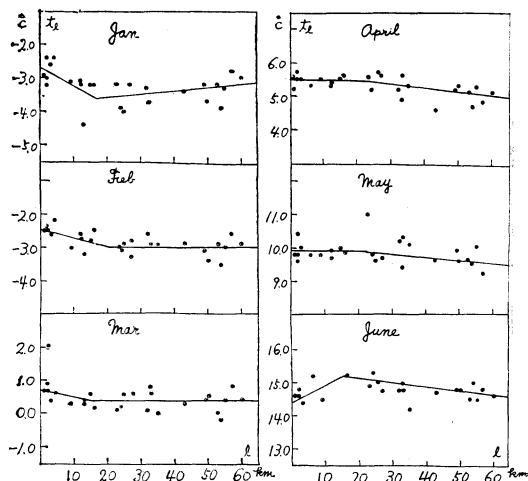
5. 海洋効果

最後に海洋効果のグラフを求める。最低気温は

$$t_{ij} - \frac{\partial t}{\partial h} \Delta h_j - \frac{\partial t}{\partial \varphi} \Delta \varphi_j - \Delta t_j \text{ と } l_j \text{ との}$$

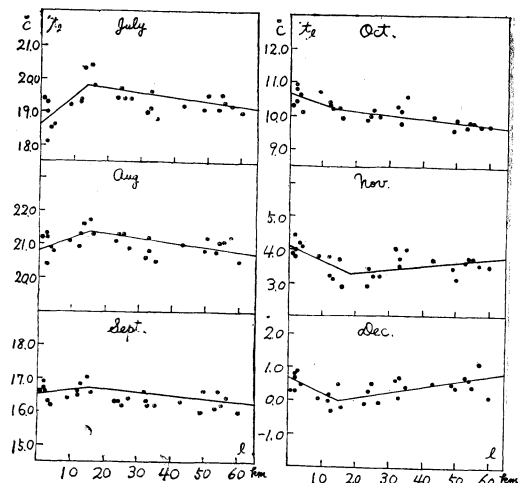
第 3 表

単 位	Δt_j °C	ΔT_j °C
仙 台	0.0	0.0
石 巻	0.0	+0.7
金 山	+0.8	0.0
白 石	+0.9	-0.8
湯 原	+1.6	-1.6
互 理	0.0	-0.7
大 河 原	+1.2	-0.9
青 根	-0.1	+0.9
松 島	0.0	+0.3
吉 阨	+1.2	+0.4
女 川	+0.3	-0.6
古 川	+0.6	+0.8
門 沢	+0.8	+0.3
志 津 川	+1.5	-0.8
登 米	+1.4	-0.4
鳴 子	-0.2	-0.8
鬼 首	+1.0	-0.4
若 柳	+1.3	+0.7
山 内	+0.7	0.0
鶯 沢	+0.3	-0.6
松 倉	+1.1	+0.7
気 仙 沼	+0.7	+0.3
作 並	+1.0	+0.8
津 谷	+0.7	-0.5
三 住	+0.9	+0.5
川 渡	+0.6	-1.3
根 白 石	+1.5	+0.1
秋 保	+1.6	-0.5



第 6 図 (a) 最低気温の海洋効果 1月～6月

$$l = (t_{ij})_{ob} - \frac{\partial t}{\partial h} \Delta h_j - \frac{\partial t}{\partial \varphi} \Delta \varphi_j - \Delta T_j$$



第 6 図 (b) 続き (7月～12月)

最高気温は

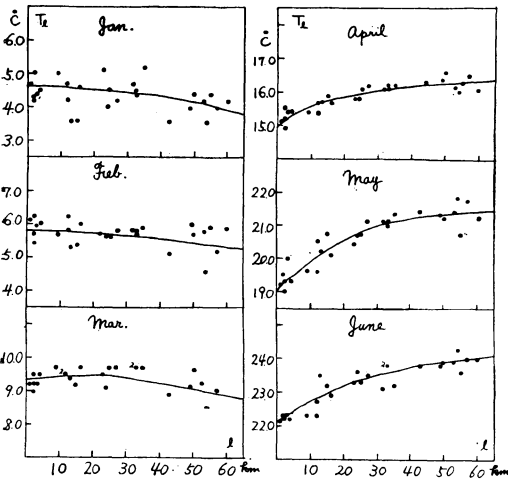
$$T_{ij} - \frac{\partial T}{\partial h} \Delta h_j - \frac{\partial T}{\partial \varphi} \Delta \varphi_j - \Delta T_j \text{ と } l_j \text{ と}$$

の相関グラフを描けば海洋効果が求まるはずである。しかしその前に、宮城県の地勢の特性を考えなければいけない。一概に言えば高度と海洋からの距離 l_j とは明らかに正の相関がある。このことから最初に求めた標高効果の中には、いくらか海洋効果が内含されていると考えられる。そのため、この章では海洋効果を残らず陽出させるために、 $\frac{\partial t}{\partial h}$ 、 $\frac{\partial T}{\partial h}$ の代りに $\frac{\partial \bar{T}}{\partial h}$ を使用して計算した。

最低気温の海洋効果は第 6 図に示す。この図からわかることは最低気温の場合、海岸から 20km 位奥まで直線的に影響しているということである。1 月は海温によって最低気温が最も引き上げられる月で、20km 内陸と海

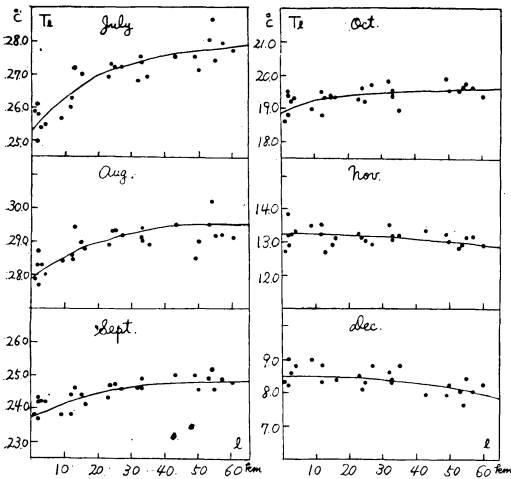
岸とでは約 1°C の違いがある。8 月が逆に最も引き下げられる月で約 1.5°C の違いがある。

最高気温の海洋効果は第 7 図に示す。この図からわかることは、気温が海岸から 50～60km 奥まで影響を受けているということ、これは夜に比べて日中は海風や移流が盛んであることからうなずける。海岸が最も暖くされるのは 1 月であり、その値は 1°C を越えない。海岸地方が、海温によって、最も低くされるのは 6 月ないし 8 月で、その差異は約 3°C である。海岸効果が最高気温をあまり引上げる作用をしないということは、海洋効果が日較差を小さくする作用を持つという常識から容易にう



第7図(a) 最高気温の海洋効果 (1月～6月)

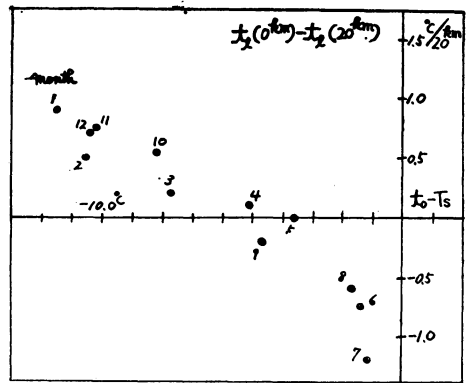
$$T_i = (T_{ij})_{ob} - \frac{\partial T}{\partial h} \Delta h_j - \frac{\partial T}{\partial \varphi} \Delta \varphi_j - \Delta T_j$$



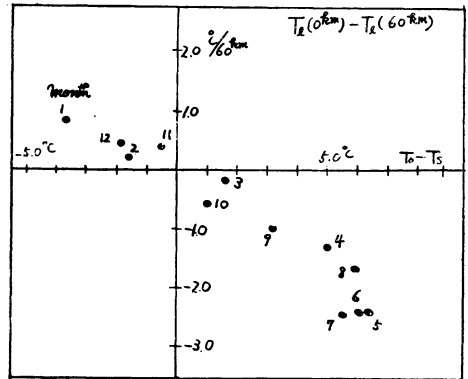
第7図(b) 続き (7月～12月)

なすけることである。

海洋効果は気温と海水温との差異によって生ずる効果である。それで(気温-海水温)と海洋効果との相関を第8図と第9図に求めてみた。第8図は横軸が仙台の最低気温 t_0 -気仙沼と江島の平均海水温 T_s であり、縦軸が20km内陸に対して海岸の最低気温が海温によって引き上げられた温度(+)又は引き下げられた温度(-)である。第9図は横軸が仙台の最高気温 T_0 -気仙沼と江島の平均海水温 T_s であり、縦軸が60km内陸に対して海岸の最高気温が海水温によって引き上げられた温度



第8図 最低気温の海洋効果と $t_0 - T_s$ との関係



第9図 最高気温の海洋効果と $T_0 - T_s$ との関係

(+),又は引き下げられた温度(-)である。ただし海水温 T_s は09hのもので、気仙沼と江島の海水温との平均であり、それを5年間累年平均したものである。

第8図と第9図からわかることは、海洋効果は気温と海水温との差に関して、近似的に直線的な相関を持っている。より正確に言えば海洋効果は冬より夏がいくらか顕著である。これは冬は北西から夏は南東から吹く季節風を考えればうなすけることである。

5. むすび

以上4までに述べてきたことを整理すれば次のようになる。

- i) 高層より求めたてい減率の年変化と、地上観測値より求めた $\frac{\partial t}{\partial h}$ は、類似の年変化をし、その絶対値は冬大きく夏小さい。しかし地上観測値より求めた $-\frac{\partial t}{\partial h}$ は冬も夏もほぼ一定である。

ii) 緯度効果の絶対値は冬大きく、夏小さい。

iii) Δt_j 分布は大略的に山岳地帯は大きく、平野部は小さい。 Δt_j 分布は宮城県の東北部と西北部と南部に3つの低い部分がある。

iv) 最低気温は約20km内陸まで直線的に海洋効果の影響を受け、海水温によって1月は約 1.0°C 引き上げられ、8月は約 1.3°C 引き下げられる。最高気温は約50km内陸まで非直線的な海洋効果の影響を受け、海水温によって1月は約 1.0°C 引き上げられ、6, 7, 8月は約 1.5°C 引き下げられる。

v) 海洋効果は気温と海洋水温との差に対して、近似的に直線的な相関を持つが、より正確に言えば、冬より夏が顕著である。

以上の調査で問題となるべき点の主なものを上げると

1) 宮城県の地勢の特性として、標高 h_j と海岸からの距離 l_j とが互いに独立ではないので、純粋な標高効果と海洋効果を算出することが困難なこと

2) 各係数 $\frac{\partial t}{\partial h}$, $\frac{\partial t}{\partial \varphi}$, $\frac{\partial t}{\partial l}$, Δt_j , $\frac{\partial T}{\partial h}$, $\frac{\partial T}{\partial \varphi}$, $\frac{\partial T}{\partial l}$ ΔT_j のより正確な数値を求めるには2次的に反復して係

数を求める必要があること。

3) 各係数を使って次には逆に宮城県内の任意の地点の月平均気温を算出できるわけである。しかしその際に任意の地点の標高、緯度、海岸からの距離はわかったとしても、展開度や地被状態の尺度となるものはわからないだろう。それで、推定値を出した場合(3)と(4)式からわかるように必然的に $\Delta t_j + \varepsilon_{ij}$ (最低気温), $\Delta T_j + \varepsilon_{ij}$ (最高気温) の誤差を生ずるわけである。この誤差がはたしてどの程度であるかということ調べたら、よかつただろうこと。

最後に内海技術部長の不断の御鞭撻に対し、また終始御指導くださった草野観測課長と角野地上係長に深く感謝する。また係員の皆様の日頃の好意と協力に深く御礼申し上げます。

参 考 資 料

- (1) 正務章・米久保義勝：松本地方の晩霜時における最低気温の地理的分布について、研究時報 9, p. 427~430 (1957)
- (2) 気象庁技術報告第2号、任意地点の月平均気温の推定法 (1960)

気 象 界 消 息

1. 淵氏インドに出張

本学会理事、気象庁海洋課長の淵秀隆博士は7月15日から7月23日まで、「国際インド洋観測会議出席ならびにインド国気象機関視察」のためインドに出張された。

2. 藤原氏ヨーロッパに出張

本学会会員、気象庁測器課補佐官の藤原寛人氏は、「気象用レーダーおよび無線気象測器の研究面と実情調査」のため、7月22日から10月3日まで、スエーデン、西ドイツ、連合王国、スイス、エジプト、インド、タイおよび香港に出張される。

3. 広野氏フランスに出張

本学会会員、気象庁地震課長の広野卓蔵博士は、「パリで開催される国際測地学、地球物理学連合国際地震集報小委員会会議に出席」のため、7月7日から7月17日まで、フランスに出張された。

4. 竹内氏沖縄に出張

気象庁高層課指導係長の竹内且氏は、「琉球政府職員に対し、高層気象観測の実地指導を行なう」ため、6月9日から9月10日まで、沖縄に出張される。

5. 梅雨前線による豪雨

6月24日から7月10日にかけて、日本各地で梅雨前線による大雨が観測され、多大の被害があった。(本号234頁参照)