

静力学的安定度の六甲山の気温による推定*

小路 正弘**

要 旨

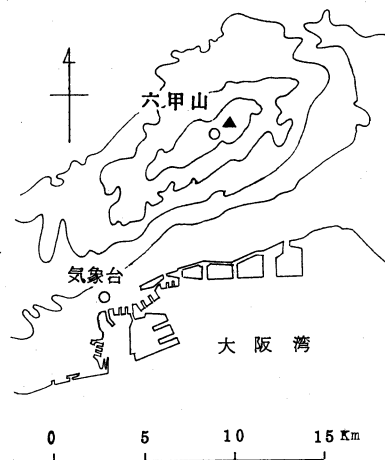
六甲山 (900 m) と自由大気との気温差を解析してその原因をさぐり、静力学的安定度を六甲山の気温から推定する方法を提示する。

未明の六甲山の気温は自由大気より低下していることが多いが、日射によって山上の気温の方が早く昇温し、夏期なら07時ごろに自由大気の気温に等しくなり、それ以後は山上の方が高くなってゆく。山上の気温が低下するのは、山越え気流の気温が Γ_d で降下するため、大気が安定なほど山上の気温が自由大気より低下することが原因のひとつに挙げられる。これらの解析を基に、目分量等から六甲山の気温を補正して静力学的安定度をより正確に求める方法を考案した。

1. 序 論

大気汚染濃度を支配する要因として低層大気の静力学的安定度は重要である。静力学的安定度を知るには気温の垂直分布を求めねばならないが、低層ゾンデの観測は経費などの面で負担が重い。そこで、近隣の山の気温で上空の気温を代表させる簡便な手法が各地で行われている。神戸市でも六甲山で気温を遠隔測定しており、比叡山、生駒山などとともに大気汚染気象予報にも利用されてきた (日本気象協会, 1976)。しかし、山の気温を用いることによる誤差についてのくわしい報告はほとんどない。

近年になって、光化学大気汚染の緊急時対策のために低層ゾンデの観測を環境庁が毎年夏期に行うようになり、六甲山の気温が自由大気の気温とかなりちがう例のあることが分かった。すなわち、低層ゾンデ観測時刻の六甲山の気温と、同じ高度の低層ゾンデの気温を比較すると、低層ゾンデを基準として $+4^{\circ}\text{C}$ から -3°C の範囲の気温差がある。そこで、六甲山の気温から静力学的安定度をより正確に推定できるようにするために、まず、この気温差について解析した。その結果によれば、山越え気流の気温が乾燥断熱減率で降下するために、大気が安定なほど六甲山の気温が自由大気より低下するこ



第1図 測定地点。

とが、気温差の原因のひとつのようである。また、解析結果をもとにして静力学的安定度の推定方法を考案した。

2. 調査方法

六甲山の気温は、高度 932 m の最高峰の南西約 2 km の高度 900 m の山頂、地上高 1 m の百葉箱内に白金抵抗温度計を設置して測定した。低層ゾンデ及びパイバルの放球地点はここから南西約 10 km の神戸海洋気象台で、雨天日を除き毎日 1 回 08 時に観測された。今、時刻 t の六甲山の気温から高度 900 m の低層ゾンデの気

* Estimation of the Static Stability using the Air Temperature of Mt. Rokko

** Masahiro Kohji, 神戸市環境局
 ——1980年2月22日受領——
 ——1981年2月5日受理——

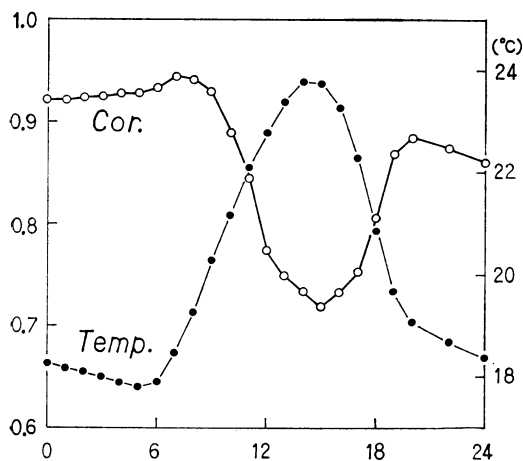
第1表 測定器一覧.

項目	測定地点	製作者	型式	測定原理
気温	六甲山	横河電機製作所	RD-M	白金抵抗体
気温 (低層ゾンデ)	気象台	明星電気	JWA-76T	タングステン線抵抗体
紫外線	六甲山	東京光学機械	PI-1UV-AC	光電管
風向・風速	六甲山	光進電気	KE-111C	風車発電

第2表 05時と08時の ΔT と気象要因との相関係数.

気象要因	単相関係数		偏相関係数	
	05時	08時	05時	08時
静力学的安定度	-0.645 (0.1%)	-0.440 (0.1%)	-0.682 (0.1%)	-0.614 (0.1%)
風速	-0.123 (10%)	-0.419 (0.1%)	-0.241 (0.1%)	-0.469 (0.1%)
08時までの積算紫外線量	-0.172 (2%)	0.217 (1%)	-0.139 (10%)	0.134 (10%)
相対湿度	0.398 (0.1%)	0.158 (5%)	0.420 (0.1%)	0.370 (0.1%)

() 内は相関係数が有意と認められる危険率



第2図 時刻別の六甲山の平均気温、及び六甲山と低層ゾンデの気温の単相関係数.

温を引いた値を、本文では $\Delta T(t)$ と表記する。調査期間は1976~1978年の3年間の夏期とし、低層ゾンデの観測のある240例について、 $\Delta T(t)$ と静力学的安定度、風向、風速、相対湿度、日射量などの関係を分析する。

静力学的安定度 S は(1)式により計算し、地上気温 T_s は08時の神戸海洋気象台の観測値を用い、乾燥断熱減率 Γ_d は $9.76^\circ\text{C}/\text{km}$ とした。

$$S = (T - T_s) / \Delta Z + \Gamma_d \quad (1)$$

解析する気象要因については六甲山頂の観測値を用い

るべきだが、相対湿度については山頂の観測がないため、神戸海洋気象台の09時の観測値で代用した。また、山頂では紫外線を測定しているが、日射の測定はない。しかし、両者には相関がある (Kano 他, 1978) ので、日射の代用として紫外線の測定値を用いた。

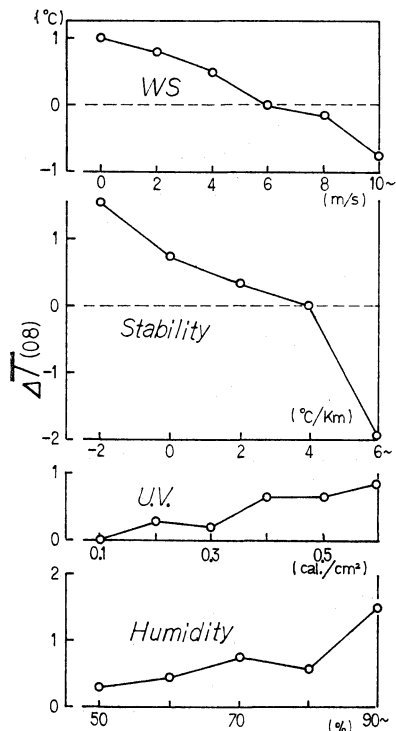
なお、低層ゾンデの気温測定部の精度は $\pm 0.2^\circ\text{C}$ 、時定数は風速 3m/s で 0.2 秒以下と小さい。各測定器の測定原理などは第1表のとおりである。

3. $\Delta T(08)$ の解析

低層ゾンデ観測時刻の六甲山の気温から、六甲山と同じ高度の低層ゾンデの気温を引いた気温差 $\Delta T(08)$ の平均値は $+0.6^\circ\text{C}$ で、山上の気温の方が日射によって自由大気よりも上昇していることが分かる。しかし、 $\Delta T(08)$ を解析してみると、山上の気温を自由大気よりも低下させる機構もあるようである。

まず、 $\Delta T(08)$ と各気象要因との関係を分析した結果を示す。第2表は $\Delta T(08)$ と気象要因との相関係数の一覧表であるが、重相関係数は 0.708 あり、これらの気象要因で気温差の全変動の内の 50.0% を説明できる。また、第3図は各気象要因の階級別に $\Delta T(08)$ の平均値を求めた図である。

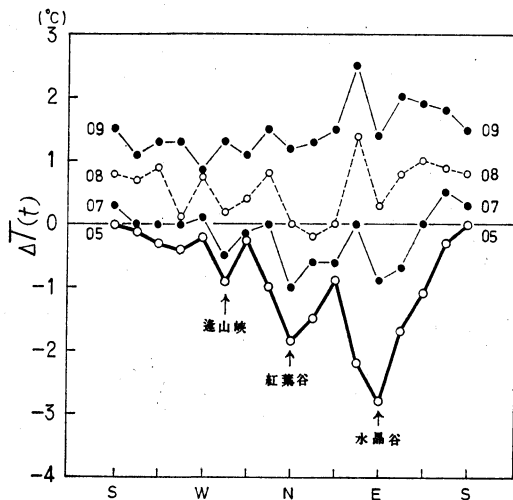
紫外線、相対湿度とも $\Delta T(08)$ と正相関になっているが、紫外線の相関係数が意外に小さい。これは、山上の気温上昇が日射と関係ないということではなく、 $\Delta T(08)$ が山上の気温上昇そのものでないためではないだろう



第3図 気象因子階級別の $\Delta T(08)$ の平均値。紫外線量は日出から08時までの積算値による。

か。

風向と $\Delta T(08)$ とは第4図のごとく目立つ傾向はない。ENEの正のピークも1~2例の平均値であり、信頼できるものではない。これに反し、風速とは有意な逆相関がある。これは、日射によって加熱された山上の空気が、周囲のより冷たい自由大気と、風が強いほど入れ替わりやすくなるためであろう。そうすると、風が強いほど山上の気温は自由大気の気温に近づき、 $\Delta T(08)$ は0に収れんするはずだが、実際には第3図のとおり0以下に低下してゆく傾向がある。風速が10m/s以上のときの $\Delta T(08)$ の平均値は -0.8°C であるが、この値は測定器自身の誤差よりも明らかに大きく、また統計上も危険率15%で「平均値は0.0でない」と言える値である。一方、静力学的安定度が $5.0^{\circ}\text{C}/\text{km}$ 以上のときの $\Delta T(08)$ の平均値はさらに低下し、 -1.6°C となる。これは危険率2%で「平均値は0.0でない」と言える値である。相対湿度や紫外線はその値が小さいときにも、 $\Delta T(08)$ の平均値が負になっていない。したがって、静力学的安定度や風速が関係するなんらかの理由で、08時の山上の気温が自由大気より低下している場合があると



第4図 $\Delta T(t)$ の六甲山風向別平均値。

考えて良い。

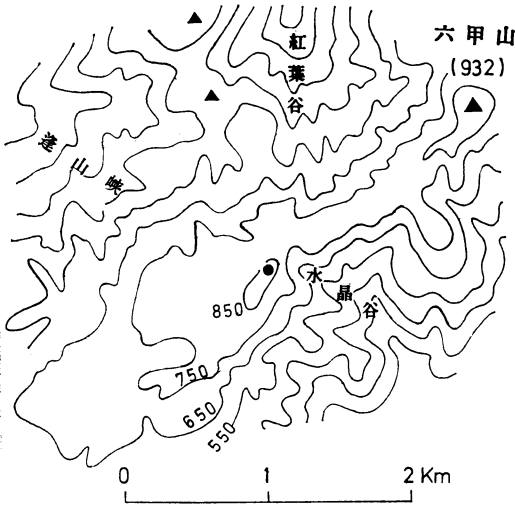
すなわち、08時の六甲山の気温は平均的に自由大気より高めているが、大気が安定なときや風が強いときは自由大気より逆に低くなっていることもあることが分かる。

4. 早朝の気温変動

未明から07時ごろにかけての六甲山の気温変動は自由大気のそれより大きいと思われる。

$\Delta T(07)$ の平均値は -0.2°C と0に近いことから、07時の山上の気温は自由大気の08時の気温に平均的に等しいと言える。そこで、05時から07時にかけての六甲山の気温変動を調査すると、平均 0.8°C の上昇となっている。この変動は自由大気の気温変動そのものを反映したものと考えられなくもない。しかしそれにしても、六甲山の気温変動と $\Delta T(05)$ との相関係数が0.396と小さく、15.6% (平均値で 0.3°C) の変動しか説明できない。これは、六甲山と低層ゾーンの測定点が10km離れていることも一因しているであろうが、後述のごとく $\Delta T(05)$ の半分の変動は合理的に説明できるので、地域差が大きい比重を占めるとは考えにくい。したがって、早朝の六甲山の気温変動に対する自由大気の気温変動の寄与は小さいと考えた方がよさそうである。

一方、神戸では自由大気の気温変動に関する測定がないので、南関東の測定結果(気象庁, 1975)を参照してみることにする。これによれば、06時から09時にかけて高度900mの8月の気温変動は平均 0.3°C の上昇と



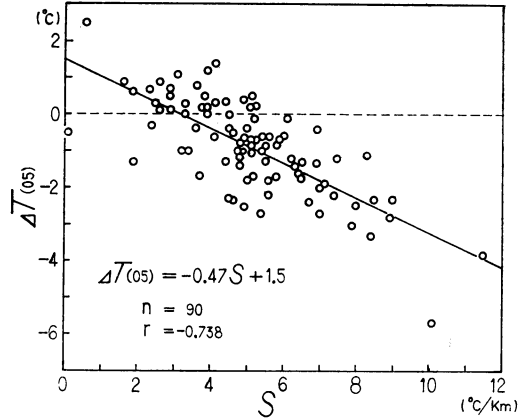
第5図 六甲山の測定地点周辺の地形。

なっている。05時から08時までの気温変動はこれより少ないのではないか。さらに分散も、上空の気温変動より $\Delta T(05)$ の方が2倍大きい。総じて早朝の気温変動は自由大気より六甲山の方が大きいと考えられる。

したがって、 $\Delta T(05)$ の平均値が -0.8°C と低いことから、05時の山上の気温は平均的に自由大気より低下していると推定できる。また、07時の平均気温差が -0.2°C であるので、07時の山上の気温は自由大気の気温と平均的に等しいと考えても良いだろう。これらのことから、山上の気温の平均的な推移を次のように述べる事ができる。

すなわち、未明にはなんらかの原因で山上の気温が自由大気の気温より低下している。ところが、日射による気温上昇は自由大気より山上の方が振幅が大きく位相も早い。したがって、太陽の上昇とともに山上の気温低下が日射によってしだいに打ち消され、夏期なら07時ごろに平均的に自由大気との気温差がなくなり、08時には山上の気温の方が高くなる。先に触れたとおり、08時の自由大気の気温の代表値としては、08時ではなく07時の山上の気温の方が望ましい訳で、このことは第2図の六甲山と低層ゾンデの気温の相関係数が07時に最大となっていることからもうなずける。

それでは、未明に山上の気温を自由大気より低下させる原因は何であろうか。この原因究明のためには $\Delta T(08)$ の解析だけでは不十分で $\Delta T(05)$ の解析も必要である。なぜなら、仮に気温差があったとしても、08時には大部分日射によって打ち消されてしまっているである



第6図 静力学的安定度と $\Delta T(05)$ との相関。1976年6～9月の例。

うからで、このために日射の影響のない日出時刻ごろの気温差 $\Delta T(05)$ の解析を加えたい。

ただ、 $\Delta T(05)$ は同一時刻ではなくて05時の六甲山と08時の自由大気との気温差である。しかし前述のごとく、05時から08時の間の上空の気温変動は $\Delta T(05)$ の変動より小さいと思われる。したがって、 $\Delta T(05)$ を05時の自由大気と六甲山の気温差と仮定して統計処理しても、意味のある結果が得られるはずである。

5. $\Delta T(05)$ の解析

各気象要因と $\Delta T(05)$ との相関係数を第2表に示す。重相関係数は0.754あり、これらの要因で $\Delta T(05)$ の全変動の内の56.8%を説明できる。ただし、 $\Delta T(05)$ の解析に限り静力学的安定度の計算に際し、 T_s は06時の神戸海洋気象台の観測値を用い、また、相対湿度は05時の同気象台の観測値を用いた。

08時の気温差とちがひ、 $\Delta T(05)$ は風向と密接な関係がある(第4図)。特に $\Delta T(05)$ が負のピークを示す北、東、西北西の三方向が、測定点から見て谷の方角になっていることは興味深い。第5図の地図と比較すれば、これら三方向では谷の上端が測定点に近いほど負のピークが大きいことが分かる。時間の経過とともに日射の影響が現れて、負のピークはしだいに浅く不明瞭になってゆくとともに、全体に上昇してゆく。一方、 $\Delta T(05)$ と六甲山の05時の風速との間には、08時の場合よりは小さい値だが、危険率0.1%で有意な偏相関がある。これらのことから、谷から風が強く吹き上げるほど山上の気温が低下すると言える。

次に、静力学的安定度との偏相関係数は08時と同様高度に有意なものであり、このことは第6図からも一見して分かる。低層ゾンデの気温から種々の高度間の静力学的安定度を求めて $\Delta T(05)$ との単相関係数を計算すると、平地から高度 900 m の間の静力学的安定度との相関が最大になることが分かった。この高度は六甲山によく対応しており、また、特定の風向別に計算しても大差なかった。

最後に、 $\Delta T(05)$ と紫外線との相関係数は非常に小さいが、相対湿度とは08時と同様に有意な偏相関を検出できた。

6. 気温低下の原因

これまでの解析から、六甲山の高度に対応した静力学的安定度が安定なほど、また、谷から風が強く吹き上げるほど六甲山の気温が自由大気より低下し、相対湿度が高いと低下がにぶることが判明した。

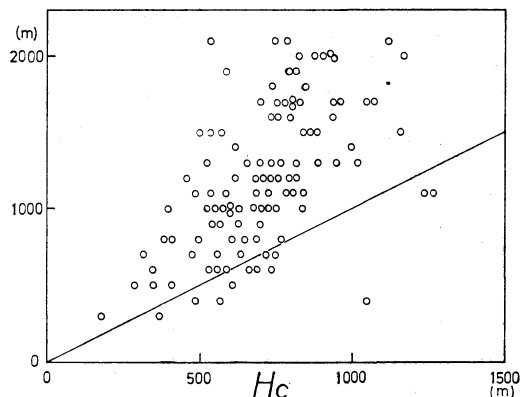
山上の気温を低下させる原因のひとつに放射冷却を挙げることができる。第2図のとおり、六甲山の時刻別平均気温は00時から05時にかけて 0.5°C 下降していて、確かに放射冷却の影響をうかがわせる。しかし、測定点が冷気の滞留しにくい山頂であることや、風速が強いほど気温が低下する傾向にあることから、放射冷却が主原因とは考えにくい。

今ひとつ考えられる原因は、山越え気流の断熱膨脹である。すなわち、乾燥した山越え気流は Γ_d で気温が降下するため、大気が安定なほど山上の気温は自由大気より低下することになる。この考えによれば、静力学的安定度、風向、風速と ΔT との関連を定性的に説明できる。さらに、山越え気流が凝結して潜熱が放出されれば気温の低下が緩和されるであろうから、相対湿度との正相関をもうまく説明できることになる。

相対湿度は凝結高度に関係する。そこで、09時の神戸海洋気象台の観測値と(2)式の Hennig の公式とから凝結高度 H_c を求めて検討してみた。

$$H_c = 0.125(T_s - T_d) \quad (2)$$

ここで、夏期は雲に入ることによってパイバルが欠測になることが多いので、これを利用して(2)式が実際とどの程度合うのか、まず確かめておきたい。第7図は(2)式の H_c と、08時のパイバルが欠測となった高度との関係を示したものである。一例を除きほぼ H_c 以上で欠測になっている。パイバルが雲間を上昇すると H_c より上空で欠測になりうることを配慮すれば、(2)式



第7図 パイバルが欠測になった高度(縦軸)と、Hennig の凝結高度との関係。

はほぼ実際の凝結高度に合っていると見えよう。そこで、 H_c が山頂高度を越える場合とそれ以下の場合とに分けて $\Delta T(08)$ を平均してみた。その結果、前者の場合の平均値は $+0.3^{\circ}\text{C}$ 後者のそれは $+0.8^{\circ}\text{C}$ で、両平均値は危険率1%で有意な差があり、妥当な結果を得る。

一方、山越え気流を原因と考えるとして、大気を強制的に持ち上げた場合、 $\Delta T(05)$ に相当する気温差が本当に生ずるだろうか。この疑問に答えるべく $\Delta T(05)$ が負の場合について、高度何 m から 900 m まで大気を持ち上げれば $\Delta T(05)$ なる気温差が得られるかを調査した。その結果、平均して高度 500 m から持ち上げればよく、ほぼすべての例について $\Delta T(05)$ は実現可能な値であった。ただし、計算に際して状態曲線の下方は神戸海洋気象台の06時の気温を用い、(2)式の凝結高度以上では気温が Γ_m で降下するものとした。

以上のごとく、山越え気流を原因に考えても矛盾点は生じてこない。ただ、山岳の気流は複雑できれいな山越え気流がどこでもある訳ではない。しかし六甲山は、北東及び西 10 km ほどに高度 600 m 足らずの山系がある他は、平野と海に囲まれている。つまり、平野の中の孤立峰に近い地形のために、山越え気流の効果が出てくるのではないだろうか。

なお、(1)式の静力学的安定度の式で、凝結高度以上では Γ_d の代りに Γ_m を用いる方法(太田, 1976)も考えられる。実際そうすると ΔT との単相関係数が 0.1 ほど増加する。しかし、凝結高度の推定値が正確でないことや、偏相関係数が変化しないことなどから(1)

第3表 06時六甲山風向別の積算紫外線量のしきい値。

風向	しきい値	風向	しきい値
N	0.40 cal/cm ²	S	0.00 cal/cm ²
NNE	0.23	SSW	0.12
NE	0.17	SW	0.00
ENE	0.25	WSW	0.28
E	0.39	W	0.16
ESE	0.28	WNW	0.15
SE	0.20	NW	0.27
SSE	0.00	NNW	0.07

Calm (風速<0.5 m/s) のしきい値は 0.22 cal/cm²

式にとどめた。

7. 静力学的安定度の推定

低層ゾンデ観測時刻の08時ではなく、07時の六甲山の気温が低層ゾンデの気温に最も近づくのは、単に観測時刻に近いからだけでなく、前記の山越え気流や日射等の作用が加わった結果と思われる。したがって、ともかくも夏なら07時の六甲山の気温から08時の静力学的安定度を推定しても良いことになる。しかし、日射の少ない冬期はどうだろうか。夏期の調査日は08時までの積算紫外線量が 0.1 cal/cm² 未満になることはまずなかったが、冬期はこの値未満の日も多く、この場合 $\Delta T(08)$ の平均値が負になることが第3図から予想できる。また、夏期に07時までに得られる六甲山の昇温量と同じだけの昇温量を、冬期に得ようとすれば09時まで待たねばならない。したがって、冬期の測定値がないものの、冬期も夏期と同じ07時の六甲山の気温を用いたのでは、未明の気温低下を日射が補償しきれずに、大きい誤差を招く恐れがある。そこで、日射すなわち紫外線を用いて、予想される季節差を除く方法を考案した。ところで昇温の度合は谷によって異なる。第4図からも、 $\Delta T(t)=0$ とするに要する日射量が風向によってちがうことが読み取れる。したがって、日出からの積算紫外線量と六甲山の風向とを併用することにした。まず、積算紫外線量があるしきい値に等しくなる時刻 t_0 の $\Delta T(t_0)$ の平均値が、個々の風向別にすべて0になるしきい値を試行錯誤で求める。第3表はそのしきい値である。次にそれぞれの日について、例えば北風のときには積算紫外線量が 0.40 cal/cm² に達した瞬間の六甲山の気温を、高度 900 m の 08 時の気温の推定値とするのである。なお、しきい値が0

第4表 六甲山の気温を補正した場合の低層ゾンデとの相関。

六甲山の気温の補正法	07時の値	しきい値による補正
六甲山と低層ゾンデとの気温の単相関係数	0.944	0.957
上記回帰残差の標準偏差	$\pm 1.0^\circ\text{C}$	$\pm 0.9^\circ\text{C}$
静力学的安定度の推定値と実測値との単相関係数	0.688	0.760
上記回帰残差の標準偏差	$\pm 1.3^\circ\text{C}/\text{km}$	$\pm 1.1^\circ\text{C}/\text{km}$

のときは日出時刻の気温を用いる。また、風向は06時のものが最良の結果を与えた。この方式によって決定した六甲山の気温で静力学的安定度を推定した場合、第4表のとおり、推定値と実測値との単相関係数は0.760、残差の標準偏差は $\pm 1.1^\circ\text{C}/\text{km}$ と、単純に07時の気温を用いた場合より良い精度を得る。また、残差は静力学的安定度と相関があるが、残念ながら補正できない。さらに、相対湿度による補正を試みたが、寄与率は少ししか増加しなかった。相対湿度の測定点が山上であれば、補正できたかもしれない。

最後に、検証のために1979年の新しい57例の測定値をこの推定法に当てはめてみたところ、静力学的安定度の推定値と実測値との単相関係数は0.714となり、満足できる結果であった。ただ冬期の測定がないため、季節差をどの程度補正できたかを検証することはできなかった。

8. 結論

六甲山の気温は、未明には自由大気より低下していることが多いが、日射によって山上の気温の方が早く昇温し、夏期なら平均07時ごろに自由大気の気温と等しくなり、それ以後は山上の気温の方が高くなってゆく。

未明に六甲山の気温が低下する原因には、放射冷却や山越え気流の断熱膨脹が考えられるが、後者が支配的であるように思える。すなわち、乾燥した山越え気流の気温が Γd で下がってゆくため、大気が安定なほど六甲山の気温が低下すると考えられる。

このように山頂の気温も地形の影響を強く受ける。日出時刻ごろの山頂の気温は日射の影響が最も少なく、それ故に自由大気の気温を代表できそうに思えるが、かえって誤差が大きいかもしれず注意を要する。六甲山では夏期ならむしろ07時ごろの気温の方が代表性が良い。しかし、時刻を07時に固定してしまうと季節差を招く恐れが強い。

そこで、上空の気温をより正確に求める方法を次のように定めた。まず、積算紫外線量があるしきい値に達した時刻の気温差が、平均して0になっているようなしきい値を、あらかじめ求めておく。次に、それぞれの日について、積算紫外線量がこのしきい値に達した時刻の六甲山の気温を、上空の気温の推定値とするのである。この方法によって、単純に07時の値を使用するよりも良い推定値を得ることができた。

謝辞

低層ゾンデの記録の一部は、宅間進一 兵庫県保健環境部主任気象専門員からいただいた。深く感謝いたします。

文献

- Kano, M., M. Miyauchi and M. Suzuki 1978: Estimation of Global Radiations in the Ultraviolet, Visible and Infrared Regions, Papers in Meteorology and Geophysics, 29, 217-224.
- 気象庁, 1975: 南関東大気環境調査特別観測資料, 235-257.
- 日本気象協会, 1976: 大気汚染気象予報指針, 4-77.
- 日本気象協会, 1977: 環境庁委託業務結果報告書 (光化学緊急時対策のための観測調査).
- 同上, 1978: 同上.
- 太田盛三, 1976: 広島県沿岸部の O_3 濃度と低層気象状態との統計的關係について (I), 天気, 23, 487-494.