

夏期朝の山頂と自由大気との気温差*

小路 正弘**

要旨

山岳の気温で自由大気の気温を代表させた場合の誤差を解明するために、日本各地の夏期朝の山岳と自由大気との気温差について解析し、以下のことが判明した。

未明は山岳の気温の方が低く、気温差は山岳の高度が高いほど大きくなり、高度 2000m までは 1000m につき 1°C の割合で増すが、それ以上の高度では一定となる。この気温差は風速や、山頂高度以下の静力学的安定度と相関があることなどから、乾燥した山越え気流の気温が乾燥断熱減率で降下することが、山岳気温低下の原因のひとつにあげられる。また、09 時には山岳の気温の方が高くなるが、2000m 以上の高山では気温差が小さい。

1. 序論

山岳の気温を自由大気の気温とみなすことによって、ラジオゾンデの観測がなくても大気の静力学的安定度を求めることができる。この経済的かつ簡便な手法は大気汚染気象予報や雷雨の予報 (Corey, 1979) などに用いられてきた。しかし、日射、放射、山越え気流などの影響のために、山岳の気温は同じ高度の自由大気の気温とは必ずしも一致しない。したがって、山岳と自由大気との気温差の性質が判明すれば、山岳の気温から自由大気の気温をより正確に推定できることになる。

このため先般、夏期朝の六甲山の気温について詳しく解析した (小路, 1981)。これによれば、未明の六甲山の気温は自由大気より低いことが多く、この低下は大気の静力学的安定度と強い相関があり、大気が安定なほど、また、谷から風が強く吹き上げるほど大きく低下する。この解析結果から、乾燥した山越え気流が山頂まで達する間に、山越え気流の気温が乾燥断熱減率 Γ_a で降下することによって、山頂気温が低下するという仮説が提起された。

本文では、山岳の気温で自由大気の気温を代表させた

場合の誤差を一般的に見積もれるようにするとともに、上記の仮説が六甲山以外の山岳でも成立するかどうかを検討することを目的とし、調査対象を日本各地の山岳に拡大した。すなわち、気象庁、日本気象協会、地方自治体などによって観測された山岳について、山岳と自由大気との気温差と、静力学的安定度、測定点の海拔高度、地形などとの関係を解析した。

その結果、調査したすべての山岳において、気温差と静力学的安定度との間に六甲山と同様の有意な相関が確認でき、また、高度が高いほど気温低下量が大いことも判明した。なお、時刻 t の山岳の気温から同一高度の 08~09 時の自由大気の気温を引いた気温差を、以下では $4T(t)$ と表記する。

2. 調査方法

調査対象の山岳としては、高原状の山岳を避けてなるべく孤立峰に近い形状で、中腹ではなく山頂ないし稜線上で気象観測の行われている、本州、四国の計 22 山岳を選んだ。これらの山岳の海拔高度は 200~3000m 台に分布しており、概要を第 1 表及び第 1 図に示す。気温測定点の地上高は錨山が 27m、富士山が 6m の他は 1~2m である。また、調査期間は原則として 1977~1979 年の 3 年間の 6~8 月とした。本解析に資料のひとつとして用いた「夏山の気象観測表」には 7~8 月の観測値しか記載されていないが、積雪の影響を除くため富士山についても 6 月の観測値は解析対象から割愛した。

* The air temperature difference between the summit and the free-air at the same level in summer morning.

** Masahiro Kohji, 神戸市下水道局。

—1982年9月16日受領—

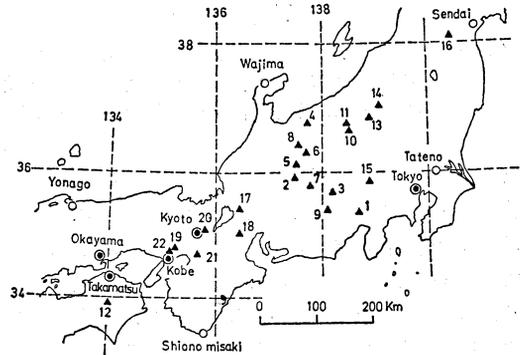
—1982年11月5日受理—

第1表 山岳の測定地点の位置と海拔高度。

No	測定地点	北緯	東経	高度
1	富士山	35°21.0'	138°44.0'	3781 m
2	御岳山	35°53.8'	137°31.2'	3060 m
3	北岳山荘	35°39.8'	138°14.2'	2890 m
4	白馬岳	36°45.0'	137°45.1'	2830 m
5	乗鞍岳肩の小屋	36°06.0'	137°33.0'	2790 m
6	蝶ヶ岳	36°17.2'	137°43.7'	2650 m
7	中ア駒ヶ岳	35°46.5'	137°48.9'	2623 m
8	三俣蓮華岳	36°23.6'	137°36.6'	2552 m
9	茶臼岳	35°22.0'	138°08.5'	2400 m
10	草津白根山	36°37.8'	138°32.4'	2060 m
11	志賀東館山	36°43.6'	138°31.4'	1985 m
12	剣山	33°51.0'	134°06.0'	1945 m
13	谷川岳肩の小屋	36°49.8'	138°55.9'	1900 m
14	越後駒ヶ岳	37°03.0'	139°04.9'	1890 m
15	雲取山	35°51.5'	138°56.8'	1820 m
16	蔵王刈田岳	38°07.0'	140°26.0'	1740 m
17	伊吹山	35°25.0'	136°25.0'	1376 m
18	御在所岳	35°01.0'	136°25.0'	1200 m
19	六甲山	34°45.8'	135°15.0'	900 m
20	比叡山	35°03.7'	135°49.9'	820 m
21	生駒山	34°40.4'	135°40.4'	626 m
22	鎚山	34°43.0'	135°11.0'	294 m

第2表 低層ゾンデを基準とする山岳。

山岳の測定地点	低層ゾンデ観測地点			両地点の水平距離
	地点名	北緯	東経	
伊吹山	京都	35°01'	135°44'	76 km
比叡山	京都	35°01'	135°44'	10 km
六甲山	神戸	34°41'	135°11'	11 km
生駒山	神戸	34°41'	135°11'	46 km
鎚山	神戸	34°41'	135°11'	1 km
剣山	高松	34°19'	134°03'	54 km



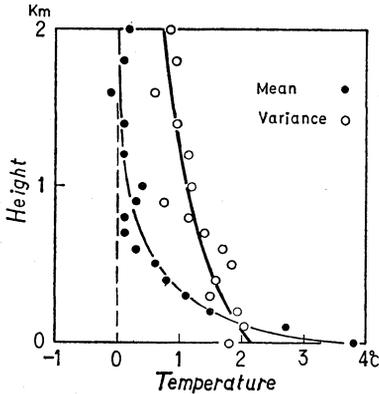
第1図 測定点配置図。二重丸は低層ゾンデ観測地点を表わす。

自由大気の気温は、光化学大気汚染の緊急時対策のために環境庁が毎年夏期に各地で観測している低層ゾンデの観測値を用いた。この観測は雨天を除き毎日1回08時に行われている。まず、低層ゾンデの地域代表性を見るために、京都、神戸、岡山、高松の4地点の低層ゾンデによる高度0~2000mの気温を、地点間すべての組合せについて相互に比較した。その結果、高度500m以上では隣接地点間の単相関係数は0.95~0.97、また、水平距離70km以下の高度500~2000m間における気温の地域差の分散は0.9°C²以下であることが判明した。これを参考にして、解析しようとする気温差の分散が地域差の分散を上回るよう配慮しつつ、低層ゾンデの気温を基準とするべき山岳を第2表のごとく定めた。これらの山岳では1~3時間毎の観測値があるため、相関分析など詳細な解析を行う。

一方、第2表以外の山岳は低層ゾンデの観測点から遠く離れているものがほとんどであることや、低層ゾンデの観測が高度2000mまでしかないことなどから、これらの山岳については気象庁が観測しているルーチンゾン

デを利用することにした。すなわち、等温線が直線であると仮定し、原則として3地点のルーチンゾンデから山頂位置の自由大気の気温を推定した。ただ、ルーチンゾンデの応答は遅く、係留気球と比較した場合約100m低い所の気温を示すとされている(鈴木他, 1977)。そこで、剣山、伊吹山の山頂位置、それと東京、京都、神戸、岡山、高松の高度2000mの位置の気温を両ゾンデから算出したところ、ルーチンゾンデから算出した値の方が低層ゾンデより平均0.3°C高かった。このことから、ルーチンゾンデから推定した気温については、0.3°C差し引いたものを自由大気の気温として解析に用いることにした。なお、印刷発行されている Aerological Data は高度が粗いため、ラジオゾンデ観測記録とラプラスの測高公式とから高度を計算して解析に用いた。

ところで、 $\Delta T(06)$ は06時の山岳気温から09時の自由大気の気温を引いた気温差だから、 $\Delta T(06) = 06$ 時の山岳気温 - (06時の自由大気の気温 + 06~09時の自由大気の気温変化)と表現できる。この内、自由大気の気温変化を調査するために南関東での観測結果(気象庁, 1975)



第2図 南関東における夏期06時から09時にかけての高度別気温変化の平均値と分散。なお、分散については横軸の単位を °C² と読み替える。

を解析したところ、夏期06時から09時にかけての気温変化の平均並びに分散は第2図のごとくであった。この分散の値を各山岳の $\Delta T(06)$ の分散と比較した場合、錨山を除くすべての山岳について $\Delta T(06)$ の分散の方が大きく、半数は2倍以上大きい。したがって、 $\Delta T(06)$ に含まれる自由大気の気温変化を無視し、 $\Delta T(06)$ を06時の山岳と06時の自由大気との気温差と考えても統計的に意味があるであろう。そこで、08時又は09時のゾンデの観測値を基にして計算した $\Delta T(06)$ を、06時の山岳と06時の自由大気との気温差とみなして解析することにする。なお、第2図のとおり高度500m以下では自由大気の気温変化の平均値が大きくなるため、錨山の $\Delta T(06)$ の平均値は解析に用いない。しかし、錨山が低層ゾンデ観測点のすぐ近くであることを配慮して、 $\Delta T(06)$ の変動分については相関分析を試みた。ただ、本解析に資料のひとつとして用いた「夏山の気象観測表」には、最低気温の観測値はあるが06時の観測値がない。そこで、富士山、剣山、伊吹山の観測値を解析して得た次の回帰式を用いて、最低気温 T_{min} (°C) と測定点の海拔高度 H (km) とから06時の気温 T_{06} (°C) を推定した。

$$T_{06} = T_{min} + 0.4H + 0.2$$

$$\text{重相関係数 } R = 0.973 \dots\dots\dots(1)$$

次に、相関分析を行う山岳としては、観測値の豊富さに着目して第2表に富士山を加えて計7山岳とした。このうち、富士山測候所は直径500mの火口の南西端に位置している。したがって、西寄りの風のときに山越え気流の効果が明瞭になり、東風では不明瞭になるはずであ

る。そこで、 ΔT と静力学的安定度との単相関係数を風向別に計算したところ、やはり西寄りの風向で最大となったので、この風向範囲のときの観測値を解析することにした。また、7山岳すべてについて種々の高度間の静力学的安定度を求めて ΔT との単相関係数を比較したところ、富士山では3000m、剣山では1400mから測定点高度まで、その他の山岳では、平地から測定点高度までの静力学的安定度を選んだときに相関係数が最大となった。そこで、この高度間の静力学的安定度を変量として採用することにした。なお、静力学的安定度 S (°C/km) は(2)式から算出している。

$$S = (T - T_s) / \Delta Z + \Gamma_d \dots\dots\dots(2)$$

- ただし T : ゾンデによる測定点高度の気温 (°C)
- T_s : 平地の気温 (°C)。富士山、剣山ではそれぞれ高度3000、1400mの気温。
- なお、 $\Delta T(06)$ の相関分析に限り、富士山、剣山以外は06時の平地の気温を T_s とした。
- ΔZ : 高度差 (km)
- Γ_d : 乾燥断熱減率, 9.76 (°C/km)

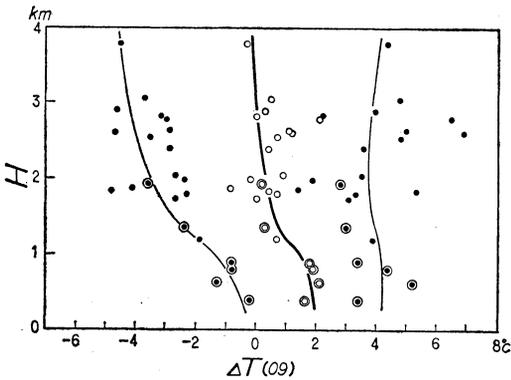
また、解析を行う時刻はゾンデ観測時刻の09時、及び日射の影響の少ない06時の2種とした。ただ、六甲山、比叡山など日出時刻により近い05時の観測値がある山岳については $\Delta T(06)$ ではなく $\Delta T(05)$ を分析することにする。一方、 $\Delta T(09)$ の相関分析においては、富士山以外は $\Delta T(08)$ を用いて時間差による変動が解析に入らないよう配慮した。ただし、気温差の表現は $\Delta T(05)$ 、 $\Delta T(08)$ などを使用せず、 $\Delta T(06)$ 、 $\Delta T(09)$ のふたつに統一している。

3. 解析結果

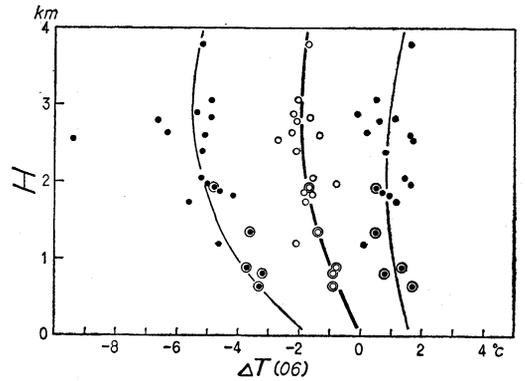
測定点の海拔高度 H (km) と $\Delta T(09)$ 、 $\Delta T(06)$ の関係をそれぞれ第3図、第4図に示す。同図で中央の線及び白丸は ΔT の平均値を、両側の線及び黒丸は ΔT の95%レンジの上下限値を示している。ただし、錨山と異常に値の低い越後駒ヶ岳とは第4図では除外している。これらの図によれば高度2000mくらいまでは1000mにつき約1°Cの割合で ΔT の平均値が低下しているが、特に高度1000m付近の $\Delta T(09)$ の不連続な特性が目立つ。つまり、高度1000m以下の09時の山岳の気温は自由大気より平均2°C高いが、2000m以上では山岳の気温は自由大気の気温に近い。低層ゾンデの観測時刻が08時であるところから、 $\Delta T(09)$ のこの特性は単なる時間差によるのではないかと思われるかもしれない。しか

第3表 ΔT と気象要因との偏相関係数. ただし, 富士山については風向が SW~NW のときの場合.

測定地点	06時				09時				
	データ数	ΔT (06) との偏相関係数			データ数	ΔT (09) との偏相関係数			
		S	風速	相対湿度		S	風速	相対湿度	日射量
富士山	75	-0.457	-0.207	-0.304	72	-0.234	-0.289	-0.217	0.032
剣山	234	-0.546	-0.487	0.319	90	-0.653	-0.652	-0.251	
伊吹山	236	-0.571	-0.258	0.027	88	-0.236	-0.265	-0.614	
六甲山	208	-0.662	0.027		216	-0.539	-0.504		
比叡山	209	-0.466	-0.211		208	-0.379	-0.490		
生駒山	210	-0.422	-0.078		225	-0.232	-0.238		
錨山	60	-0.585	-0.224		53	-0.611	-0.381		



第3図 ΔT (09) の高度別平均値と95%レンジ. 中央の線及び白丸は平均値を, 両側の線及び黒丸は95%レンジの上下限を示す. また, 二重丸は低層ゾンデを基準としたものである.



第4図 ΔT (06) の高度別平均値と95%レンジ. 中央の線及び白丸は平均値を, 両側の線及び黒丸は95%レンジの上下限を示す. また, 二重丸は低層ゾンデを基準としたものである.

し, ΔT (08) で比較しても傾向は全く同じであるから, 時間差以外の要因を考えねばならない. これについては後に考察する.

一方, ΔT (06) は日射の影響が少ないためか ΔT (09) よりもばらつきが小さい. そこで, 測定点高度を従属変数として ΔT (06) の平均値, 95%レンジについて回帰式を算出した. 第4図中の曲線は以下の回帰曲線である.

$$\Delta T(06) \text{ の平均値 } (^{\circ}\text{C}) = 0.21H^2 - 1.3H$$

$$\text{重相関係数 } R = 0.671 \quad \dots\dots\dots(3)$$

$$95\% \text{ レンジ上限値 } (^{\circ}\text{C}) = 0.17H^2 - 0.72H + 1.6$$

$$\text{重相関係数 } R = 0.239 \quad \dots\dots\dots(4)$$

$$95\% \text{ レンジ下限値 } (^{\circ}\text{C}) = 0.41H^2 - 2.5H - 1.7$$

$$\text{重相関係数 } R = 0.814 \quad \dots\dots\dots(5)$$

いずれの式も高度 2~3 km に極小値があり, 高度の増加とともに ΔT (06) が低下してゆくのは 2000m くらいまでであることを示している.

次に, 第2表の山岳及び富士山について, ΔT と静力学的安定度, 風速, 相対湿度, 09時の日射量との相関を分析した結果を第3表に示す. 表には偏相関係数を掲載しているが, どの山岳でも ΔT と静力学的安定度の間に有意な偏相関があり, 六甲山以外の山岳でも ΔT と静力学的安定度とは逆相関関係にあることが判明した. また, ほとんどの山岳で ΔT (09) と風速とは有意な逆相関になっている. しかし, 相対湿度については ΔT (09)

は一樣に逆相関であるが、 $\Delta T(06)$ は定まった傾向がない。

4. 考察

日射による気温上昇と日射をさえぎる雲の存在、それと風による換気と山越え気流による冷却とが $\Delta T(09)$ を支配しているように思われる。

Yoshino (1975) によれば、日本の山岳の年日照時間は高度 1500 m までは高度の増加とともに減少しており、高度 1500 m 以上の山岳では 8 月はほとんど毎日霧が発生している。また、第 3 表から富士山、剣山、伊吹山では相対湿度が高いほど 08~09 時の気温が低いことが分かる。これらのことから、高度 1000~2000 m の山岳では雲によって日射がさえぎられる割合が高くなり、高度 1000 m 付近に $\Delta T(09)$ の不連続な特性が生ずると思われる。なお、富士山では $\Delta T(09)$ と日射量との偏相関係数がほぼ 0 になっていて少し奇異に感じられるかもしれない。しかしこれはデータを西寄りの風のときのものに制限した結果であり、念のため東寄りの風のときの観測値を選択して計算したところ、正相関が検出できた。

一方、高度 2000 m 以上の高山では日照時間が増し、霧日数も減少するにもかかわらず $\Delta T(09)$ は上昇する傾向にない。それどころか $\Delta T(09)$ の 95% レンジの下限値は、 $\Delta T(06)$ の極小値近くの $-5 \sim -6^\circ\text{C}$ を目指して低下してゆく傾向にある。これは換気作用と山越え気流の効果とによるものと思われる。すなわち、第 3 表によれば $\Delta T(09)$ と風速とはほとんどの山岳で有意な逆相関になっており、風が強いほど山上の大気がより冷たい自由大気で換気されることを物語っている。ところが、日射の少ない 06 時についてもいくつかの山岳で $\Delta T(06)$ と風速とが逆相関になっている。したがって、風速からは換気作用と同時に別な作用も考えたい。すなわち、06 時にしろ 09 時にしろある程度強い風速は山越え気流の存在を示唆するが、この気流は以下のようにして山頂の気温に影響を及ぼすと考えることができる。すなわち、乾燥した山越え気流の気温は上昇するにともない Γ_a で降下してゆくため、自由大気の気温減率が Γ_a より小さいときは、山頂に達した山越え気流の気温は自由大気の気温より低下すると考えることができる。この仮説によれば大気が安定なほど山岳の気温が低下することになるが、これはゾンデから求めた静力学的安定度と ΔT とがすべて有意な逆相関となる本解析結果と一致する。さらに、換気だけでは $\Delta T(09)$ は負にならないが、この山越え気

流の効果を考え合わせれば $\Delta T(09)$ が負になりうる。一般に高山ほど風が強まるからそれだけ換気も強まるし、また、高山ほど山越え気流の上昇する高度差が大きくなり、それだけ山上の気温低下が大きくなると考えられる。こんな訳で、 $\Delta T(06)$ や高山における $\Delta T(09)$ の下限値が高度の増加とともに低下してゆくのであろう。特に 06 時については換気による気温低下をほとんど考えることができないから、山越え気流の効果が $\Delta T(06)$ の値を決定する重要な要因になっているように思う。ただ、高度の増加に対する ΔT の低下割合は高度が高くなるにつれて鈍っている。多分、山岳では気流の乱れが大きいため、山越え気流の上昇高度差がある程度大きくなると、孤立峰であっても山越え気流に自由大気が混入する割合が高くなり、 ΔT の低下が鈍るのではないだろうか。

ここで、 $\Delta T(06)$ の平均値について海外の測定結果と比較してみよう。Samson (1965) によれば、米国デンバーの南 100 km の Pikes 山 (4301 m) での夏期の $\Delta T(05)$ は -1.0°C 、また、Zugspitze (2964 m) での夏期の調査結果として $\Delta T(07) = -1.1^\circ\text{C}$ という値が引用されている。さらに、Hänsel (1962) によれば、Brocken 山 (1134 m) における 5 年間の 6~8 月の $\Delta T(00\text{GMT})$ が -1.8°C となっている。これら海外の諸結果は誤差 $\pm 1^\circ\text{C}$ 以内で (3) 式に当てはまる。しかし、回帰残差の標準偏差が $\pm 0.7^\circ\text{C}$ あり、(3) 式をそのまま外国の山岳に適用するには誤差が大きいように思う。

一方、山岳に雲がかかれば潜熱によって山越え気流の気温低下が緩和されるはずである。潜熱は日射による熱よりずっと小さいので $\Delta T(09)$ への寄与は少ないと思われるが、 $\Delta T(06)$ には影響があるかもしれない。実際、Samson (1965) の測定でも Pikes 山では相対湿度が大きいときには $\Delta T(05)$ が正か小さい負の値になっていて、潜熱の影響がうかがえる。本解析でも剣山では $\Delta T(06)$ と相対湿度とが正相関の関係にあるが、他方、伊吹山では相関がなく富士山では逆相関になっていて一定の傾向がない。このように $\Delta T(06)$ と相対湿度との関係が複雑になるのは、恐らく、山頂の相対湿度だけでは潜熱を十分に記述できないためではないだろうか。

以上の結果から、乾燥した山越え気流が上昇してゆくにしたがい Γ_a で気温が降下するため、大気が安定なほど山頂の気温が自由大気より低下するという仮説は、六甲山のみならず日本の山岳に一般的に成立すると言えよう。ただ、未明の山岳の気温を低下させる原因には放射

冷却もある。しかし、測定点が山頂近くで冷気が滞留しにくいことや、風速が強いほど山岳の気温が低下する傾向にあることなどから、放射冷却が大きい影響力を持つとは考えにくい。いずれにしても、山岳の放射収支の観測がないため、詳しい議論はできなかった。山岳と自由大気との気温差の原因はともかく、夏期早朝の静力学的安定度を山岳の気温から求めた場合は、ゾンデから求めた場合よりも不安定側に評価してしまう恐れが強いことは本解析から明らかであり、山岳の気温を利用するときはこの点に注意すべきであろう。

最後に、 ΔT と地形との関係について考察する。六甲山では谷から風が吹き上げるときに $\Delta T(06)$ が大きく負になる傾向があった。この点他の山岳ではどうなっているか、第2表の6山岳について調査した。その結果、錨山では六甲山同様の谷の効果が少しあるようだが、その他の山岳では顕著な傾向は見出せなかった。これは、六甲山のように測定点のすぐ近くから深い谷が切れ込む地形の山岳が調査対象にないためとも思われる。

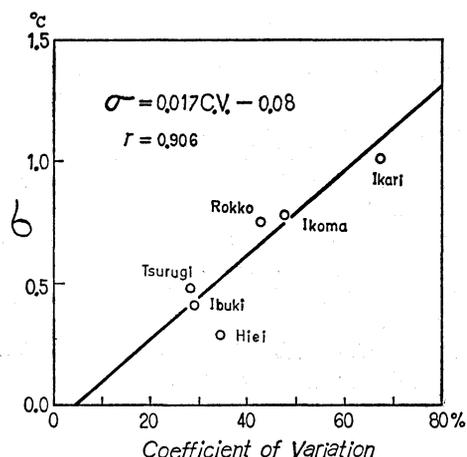
そこで、今少しきめ細かい調査を行うべく山の起伏を数量化して解析を試みた。すなわち、測定点を中心として測定点の高度 H を半径 (<1 km) とする円周上の高度の平均値 M 、標準偏差 σ を求めて、変動係数 $C.V.=\sigma/(H-M)$ を山の起伏の指標とする。これと、 $\Delta T(06)$ を風向別に平均した16個の値の標準偏差との相関を調べた。結果は第5図のとおりで、データ数は6個と少ないものの両者の間には危険率1%で有意な正相関がある。すなわち、山頂を中心とした円周方向の高低差が激しいほど $\Delta T(06)$ の値が風向によって大きく変わることを示している。しかし、すべての方位をまとめた場合、すなわち $\Delta T(06)$ の全平均値には測定点高度の寄与が大きく、全平均値から山の起伏の影響を検出することはできなかった。

5. 結論

本州、四国の計22山岳の夏期朝における山頂付近の気温と、同じ高度の自由大気の気温とを比較して以下の結論を得た。

(1) 自由大気の気温を山岳の気温で代表させた場合の平均誤差は測定点の海拔高度に依存する。

(2) 日出時刻ごろは自由大気より山岳の気温の方が平均的に低く、誤差は高度2000m くらいまでは1000mにつき約1°Cの割合で増加し、2000m 以上ではほぼ一定となる。一方09時には日射のため山岳の気温の方が高



第5図 地形の起伏を示す変動係数と風向別 $\Delta T(06)$ の標準偏差との相関。

くなるが、2000m 以上の高山では誤差は小さい。

(3) 山岳と自由大気の気温差は風速と関係があり、風が強いほど山岳の気温が自由大気より低下する傾向にある。このことから、気温差に山越え気流が関与していると考えうる。すなわち、乾燥した山越え気流は上昇にともない気温が Γ_a で降下するため、自由大気の気温減率が Γ_a より小さいときには、山頂に達した山越え気流の気温は自由大気より低下するという仮説を立てることができる。

(4) この仮説によれば大気が安定なほど山岳の気温が低下することになり、本解析で明らかとなった気温差と静力学的安定度の相関をうまく説明できる。さらに、この相関は調査した7山岳すべてについて有意であるところから、この仮説は六甲山だけでなく本邦の山岳において一般的に成立すると言える。

謝辞

各地のゾンデ及び富士山などの観測値の収集については日本気象協会のお世話になった。一方、比叡山及び錨山の観測値はそれぞれ京都市公害センター、神戸市道路公社から提供を受けた。また、生駒山の AMeDAS 観測値は大阪管区気象台大気汚染気象センターのご好意により入手できた。さらに、剣山、伊吹山などの観測値は大阪管区気象台調査課から提供いただいた。また、宮沢清治 神戸海洋気象台長並びに吉沢 博 神戸市開発局主幹からは本原稿に対して適切な助言をいただいた。ここに謹んで感謝の意を表します。

文献

- Corey, J.W., 1979: The usefulness of data from mountaintop fire lookout stations in determining atmospheric stability, NOAA Technical Memorandum NWS WR-142, 1-8.
- Hänsel, C., 1962: Die Unterschiede Temperatur und relativer Feuchtigkeit zwischen Broken und umgebender freier Atmosphäre, Zeitschrift für Meteorologie, 16, 248-252.
- 気象庁, 1975: 南関東大気環境調査特別観測資料, 235-257.
- 小路正弘, 1981: 静力学的安定度の六甲山の気温による推定, 天気, 28, 237-243.
- 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).
- , 1978: 同上.
- , 1977: 夏山の気象観測表.
- , 1978: 同上.
- , 1979: 同上.
- Samson, C.A., 1965: A comparison of mountain slope and radiosonde observations, Monthly weather Review, 93, 327-330.
- 鈴木彌幸, 柳橋 度, 忠鉢 繁, 1977: 気温・湿度・風に関する通常のゾンデと係留気球の観測値比較, 研究時報, 29, 153-157.
- Yoshino, M.M., 1975: Climate in a small area, Univ. of Tokyo Press, 185-205.

(23頁より続く)

文献

- 森 征洋, 1981: 日本における風のベクトル平均値について, 天気, 28, 419-426.
- , 1982: 日本における風の日変化の気候学的特性について, 天気, 29, 223-230.
- Terada, T. and T. Kobayashi, 1922: On the diurnal variation of winds in different coastal station of Japan, Rep. Aeronaut. Research Inst., Tokyo Imp. Univ., 1, 35-85.

日本気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
月例会「長期予報・大気大循環」	昭和58年2月25日		気象庁内
国際地球観測百年記念講演会	昭和58年3月15日	日本学術会議	日本学術会議
日本気象学会昭和58年春季大会	昭和58年5月18日～20日	日本気象学会	筑波研究交流センター
第20回理工学における同位元素研究発表会	昭和58年7月4日～6日		国立教育会館
第2回統計気候学国際会議	1983年9月26日～30日	WMO ほか	ポルトガル・リスボン