

地域気象予知のための山頂風の利用*

桑形 恒 男・萩野谷 成 徳・近 藤 純 正**

要 旨

地表面付近の気象は一般気象条件によって変化する。そのため地域気象を予知するための一般気象条件は、局地地形や熱的な影響の少ない観測所におけるデータから知る必要がある。本研究では山頂の気象データがこの目的のために利用できるかどうかを検討し、特に風速について調べ、以下の結果を得た。

(1) 仙台の北北西約 60 km、海拔 572 m にある川渡山頂において実施した風速連続観測によれば、ここでは、上空一般風と良い正の対応を持つ風が吹く。

(2) 川渡山頂の風資料は、その地域の平地において、夜間に形成された接地逆転層解消後の突風状強風の予知に役立つ。この突風状強風の開始時刻は、接地逆転層の強さ、上空 850 mb の気温変化量、地面の湿りぐあいから推定できる。

(3) 全国各地の山岳観測所の風資料が利用できるかどうかを調べてみたところ、富士山頂、富士山中腹(七合八勺と五合五勺)、山梨県の北岳山荘、岐阜・石川県境の白山、蔵王、福島県の吾妻小富士山頂、吾妻浄土平、阿蘇山では一般風を代表するので、地域気象の予知に役立つ。これら山岳上での風速と上空一般風速との比は地形突起度だけで表せる。なお、その他の山岳観測所では周辺地物の影響を受けていると考えられ、一般風の代表性が弱い。

1. はじめに

1983年4月27日、東北地方各地でほとんど一斉に続発した林野火災は、突風的に生じた強風によるものであった。すなわち火災前夜に形成された強い接地逆転層に上空の強風が遮られて、地上付近は火災当日午前中に微風であったのが、昼すぎ強い日射で接地逆転層が解消し、下層大気が不安定化して、強い対流混合によって上空の強風が急激に地上まで一様化した事によるのである。

この突風状強風で東北地方各地の林野火災は大規模化したのであるが、接地逆転層が発達しない山の頂上付近の風は夜間に微風化することがなかった。それゆえ、山の頂上付近における風速の連続観測により上空一般風が推定できれば、平地での突風状強風予知の可能性が開けることが指摘されていた(近藤と桑形, 1984b)。

本研究の目的は、その地域の一般気象条件を代表する山の頂上での風速を連続観測し、それが実際に平地における突風状強風の予知に使えるかどうかを調べることにある。さらに、全国各地の多くの山岳観測所の地上風速と、上空一般風速との対応関係を調べ、それが地域気象の予知の目的に利用できるかどうかを明らかにする。

社会活動が複雑・高度化し、経済性を重視するようになると、気象情報は従来よりきまこまかく地域性を考慮したものが必要になってくる。この観点に立つものとして、数値天気予報の立場からは二宮ほか(1983)や古賀と山岸(1984)などによって総観スケールよりも小さいスケール内の気象予報が開発されている。さらに近藤ほか(1985)は100 m以下のスケールまでを含む局所地形内の微気象の予知法の開発をすすめている。これらの研究は大気大循環における複雑地形のパラメータ化をすすめるうえでの基礎ともなる。本研究はこれら研究の一環として実施するものである。

2. 突風状強風予知のための山頂風の利用

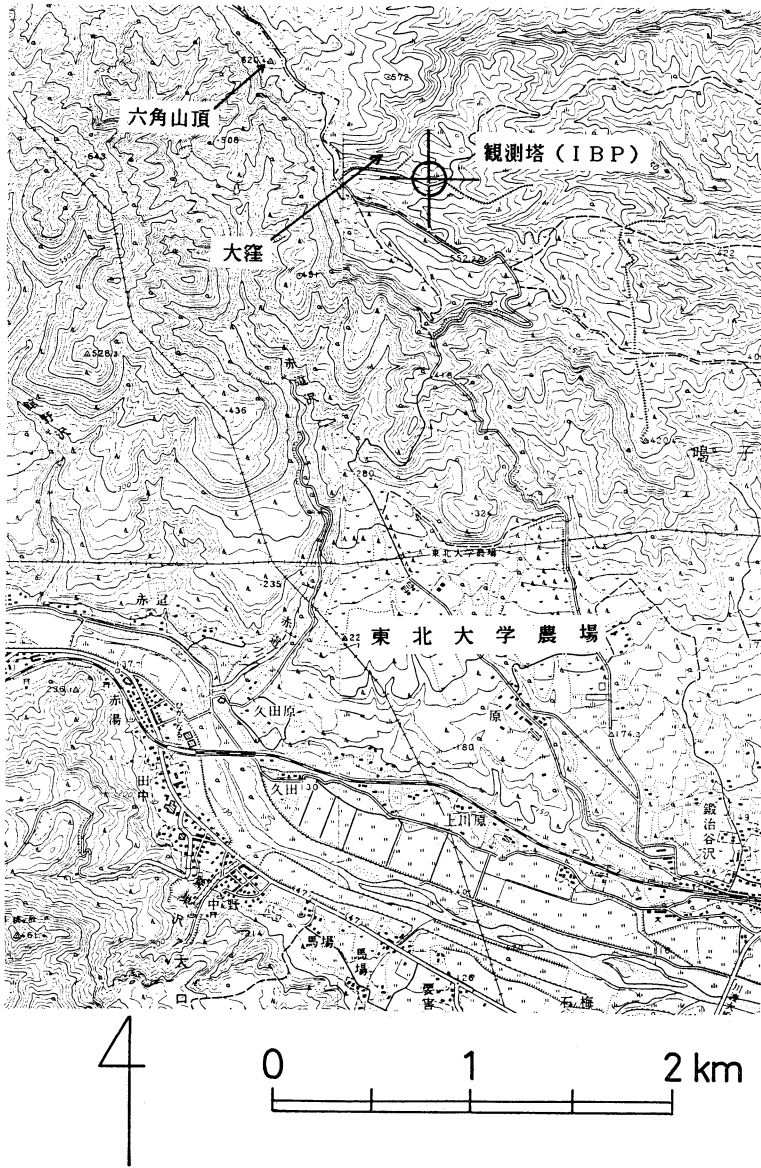
2.1. 川渡試験地

* A use of wind data at the mountain top for predicting the local weather.

** Tsuneko Kuwagata, Shigenori Haginoya, Junsei Kondo, 東北大学理学部地球物理学教室。

—1985年12月12日受領—

—1986年2月13日受理—



第1図 観測地点周辺の地形図。観測地点(川渡山頂)は十字印で示してある。

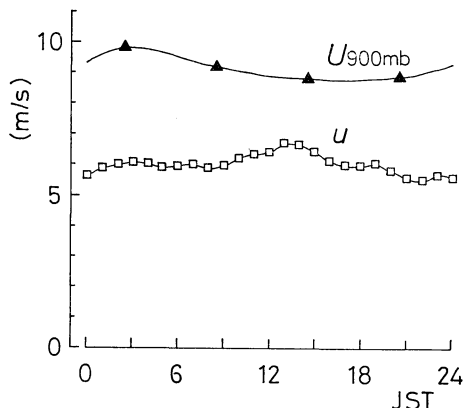
山の風速観測地点として、仙台の北北西約 60 km に位置する東北大学農学部附属農場内の川渡山頂（通称 IBP 観測点）を選んだ。この地点は海拔 500~600m のなだらかな山稜が続くなかの海拔 572 m の小ピークで、周囲は開けた放牧場となっており風通しがよい。局所的な地形の影響を避けるために、地上から 5 m の位置に風速計をセットした。第1図は観測地点周辺の地形図である。なお観測期間は1983年11月10日~1984年6月18日

の約7カ月間である。

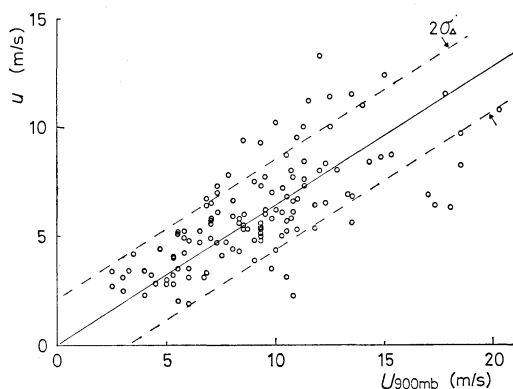
2.2. 川渡山頂における風速の代表性

観測期間から、欠測日および日平均風速が 2 m/s 以下の日を除いた計 128 日間の観測データを解析する。

第2図は川渡山頂および仙台上空 900 mb 面の 128 日間平均の風速日変化である。ただし川渡山頂については1時間ごとに、仙台上空 900 mb 面については1日4回プロットした。上空 900 mb 面風速は夜間やや強まる傾



第2図 川渡山頂風速 u および仙台上空 900 mb 面風速 U_{900mb} の日変化パターン (128日平均).



第3図 川渡山頂風速 u と仙台上空 900 mb 面風速 U_{900mb} との対応関係 (風速は日平均値).

向があるものの、日変化は殆んどないといってよい。一方、川渡山頂の風速は境界層の日変化の影響を多少受けて日中やや強まるが、日変化の振幅は 1 m/s 以下と小さい。このことは川渡山頂では接地逆転層による夜間の微風化が生じにくいことを示している。

第3図は日平均風速における川渡山頂風速 u と仙台上空 900 mb 面風速 U_{900mb} との対応関係である。ここで U_{900mb} は 3時・9時・15時・21時の風速の平均値であり、 u は1時間ごとの24回観測の平均値である。図中の実線は原点を通り個々のデータと実線との距離 d_i の2乗和 $\sum d_i^2$ が最小になるようにして求めた u と U_{900mb} の回帰直線であり、その傾きは $b(=u/U_{900mb}=0.64)$ である。また破線は実線から $\sigma_d(=1.63 \text{ m/s})$ の距離を示している。 σ_d は

$$\sigma_d = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N d_i^2} \quad (1)$$

で定義され、データが直線からどれくらいばらついているかを表す量である。なお u と U_{900mb} の相関は割合高く、相関係数 $r=0.669$ である。

以上まとめれば、川渡山頂では上空一般風 (900 mb 面風速) にはほぼ対応した風が吹いており、上空一般風に対する風速の比は 0.64 程度、境界層の影響による風速の日変化も小さい。すなわち川渡山頂での風速は一般風を代表する指標であるといえる。

2.3. 山頂風を用いた強風予知法

川渡山頂で 10 m/s 以上の風が 3 時間以上吹いた日を川渡強風日と定義する。また仙台・築館・米山のいずれ

第1表 川渡強風日と平地強風日の比較。観測日128日間を川渡および平地の強風日・並風日で分類した。なお並風日とは強風日以外の日のことを指す。

	川渡 強風日数	川渡 並風日数
平地 強風日数	36日	5日
平地 並風日数	13日	74日

か1地点以上で最大風速が 10 m/s を超えた日を平地強風日とする。ここで築館・米山はそれぞれ川渡山頂の東方 24 km および 42 km にある AMeDAS 観測所で、いずれも周囲が開けた平坦地に位置している。

観測日 128 日間における川渡強風日と平地強風日の回数を第1表に示した。川渡強風日は平地強風日とよく対応しており、平地強風日 41 日間のうち約 90% にあたる 36 日間は川渡強風日となっている。

東北地方大規模林野火災の1983年4月27日は、平地において夜間に微風化、日中に強風化したが、他の日についても調べてみる。

まず、前記強風日36日間から、3時(但しゾンデ飛揚時刻は2時30分ごろ)の仙台上空 900 mb 面風速 U_{900mb} が 9 m/s 以上、かつ仙台の日積算日射量が 10 MJ m^{-2} 以上である晴天日18日間を選び出し、仙台と川渡山頂における風速変化の比較をおこなった。第2表はその結果のまとめである。ここで夜間の強風条件の 9 m/s は、解析期中の仙台における U_{900mb} の平均値に等しい値と

第2表 仙台と川渡山頂における強風日の風速変化の比較。日中強風化と夜間微風化の程度を示す欄につけた記号は、◎は顕著、○は並、△は弱、×はなしを意味する。その他の詳細は本文参照。

年月日	仙 台				川 渡		備 考
	日中 強風化	夜間 微風化	u/U_{900mb}		u/U_{900mb}		
			3~6時 平均	12~15時 平均	3~6時 平均	12~15時 平均	
1983 12/12	○	△	0.29	0.45	0.60	0.38	
20	○	△	0.31	0.66	0.52	0.48	
26	○	○	0.33	0.61	1.54	0.88	
1984 2/ 3	◎	×	0.47	1.03	0.95	1.61	
4	◎	○	0.32	0.69	0.70	0.39	
8	◎	◎	0.20	0.83	0.78	0.63	
10	×	×	0.40	0.42	0.69	1.04	
19	○	◎	0.10	0.57	0.56	0.93	
21	◎	○	0.37	0.85	0.58	1.09	
28	×	×	0.48	0.47	0.49	0.59	
3/25	○	○	0.13	0.64	0.89	1.37	
26	◎	×	0.50	0.65	0.69	1.18	
4/ 7	◎	△	0.36	0.77	0.70	0.65	
12	◎	◎	0.07	0.83	1.06	1.02	
5/ 3	◎	○	0.21	0.60	0.76	0.88	
4	◎	○	0.16	0.70	0.66	0.94	
5	×	○	0.24	0.35	1.05	1.55	米山, 築館では強風化
10	○	○	0.26	0.58	1.01	0.68	
平均			0.29	0.65	0.79	0.91	

したものである。なお、日積算日射量は冬なら終日晴天の場合 10 MJm^{-2} 、4~6月なら終日晴天で 25 MJm^{-2} 程度である。

表中に、仙台における夜間微風化、日中強風化（上空・地上風速一様化）の程度を以下の基準で示してある。

夜間の微風化

3~6時の時間帯に、

顕著： $u \leq 0.54 U_{900mb}$ かつ $u_{max} \leq 3 \text{ m/s}$

並： $u \leq 0.54 U_{900mb}$ かつ $u_{max} \leq 6 \text{ m/s}$

弱： $u \leq 0.54 U_{900mb}$ かつ $u_{max} > 6 \text{ m/s}$

なし： $u > 0.54 U_{900mb}$

日中の強風化（上空・地上風速一様化）

9~16時の時間帯に、

顕著： $u_{max} \geq U_{900mb}$

並： $u_{max} \geq 0.7 U_{900mb}$

なし： $u_{max} < 0.7 U_{900mb}$

地上の平均風速 u と、その時間帯の地上の最大風速（10分間平均値） u_{max} は、その時間帯に常に上の条件を

満たすものとする。

なお U_{900mb} は、仙台における1日4回の観測値を時間に関して直線内挿して算出した。さらに夜間微風化の基準に用いた $0.54 U_{900mb}$ は、仙台において理論的に予想される弱不安定時の地上風速である（近藤, 1983）。これによれば晴天日18例中の15例まで、日中の強風化が生じていることがわかる。

夜間微風化は日中強風化ほどの頻度で発生していない。これはもともと上空一般風が強いと接地逆転層が発達しにくいからである。全18例を仙台の夜間微風化の程度で分類し、3時の仙台上空 U_{900mb} と仙台における接地逆転層の強さ IE （次章で定義）の平均値を第3表にまとめた。夜間の上空一般風が強いほど接地逆転層が発達せず、夜間微風化の程度が弱くなっていることがわかる。

第2表には仙台および川渡山頂における3~6時平均および12~15時平均の、仙台上空 900 mb 面風速に対する地上風速の比 u/U_{900mb} も示した。

第3表 仙台において、夜間微風化の程度で分類した3時の900 mb 面風速平均値 \bar{U}_{900mb} と接地逆転層の強さの平均値 \bar{IE} .

夜間微風化の程度	\bar{U}_{900mb} (m/s)	\bar{IE} (MJm ⁻²)
顕著な微風化	10.0	1.82
並の微風化	13.1	1.30
弱い微風化またはなし	14.6	0.65

仙台では夜間に風速が弱まるのに対し、川渡山頂では夜間でも日中とほぼ同程度の風が吹いている。なお川渡山頂における u/U_{900mb} の値は前章で全データを解析して得られた結果に比べてやや大きい、これは川渡山頂で $u \geq 10 \text{ m/s}$ が3時間以上吹いた日のみを選んだためである。接地逆転層解消後の突風状強風の典型的な例2つ(2月8日と4月12日)を第4図に示した。平地の仙台(上段)では地上風は夜間に微風化し日中に強風化するのに対し、川渡山頂(下段)ではほとんど日変化しないことがわかる。

以上の結果から、川渡山頂での風速連続観測資料は、その周辺における突風状強風の予知に役立つことがわかる。日平均風速に対する川渡山頂風速 u と上空一般風速 U_{900mb} との対応関係(第3図)は、

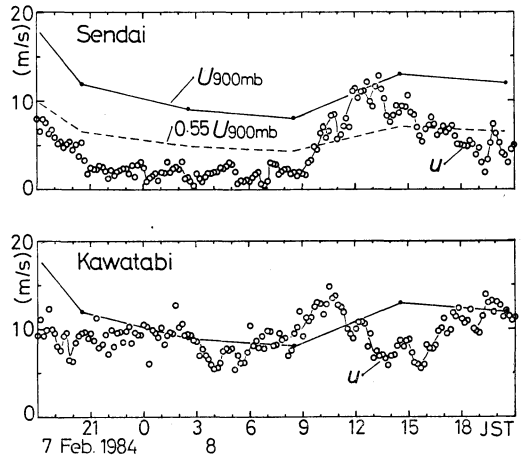
$$U_{900mb} = 1.56u \pm \sigma \quad (\sigma = 3 \text{ m/s}) \quad (2)$$

となるので、これを用いて川渡山頂風速から上空一般風速が推定できる。なお実際の上空一般風速がこの推定値からはずれる確率は16%程度である。日中に下層大気が不安定化すると、混合層内で風速が一様化し、平地における最大風速は強い所で U_{900mb} 程度になる(近藤と桑形, 1984 a), したがって U_{900mb} の推定値から平地における最大風速の目安を予知することができるわけである。

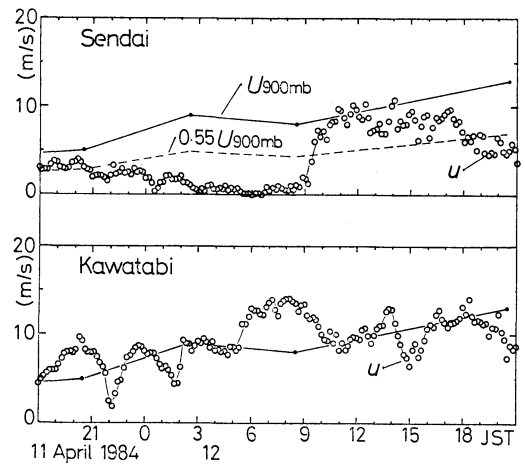
このような平地における突風状強風の予知は、海拔500~1000 mの開けた山の頂上付近に風速計を設置すれば、他の場所でも行うことができる。山頂観測点として川渡山頂より上空一般風と地上風の相関がよい場所を選び、さらに上空一般風速を推定する際に、その推定時刻における上空一般風速と地上風速との対応関係を用いれば、上空一般風速の推定精度、すなわち突風状強風予知の精度はさらに向上するだろう。

2.4 強風開始時刻の推定法

仙台において地上風速が $0.55 U_{900mb}$ を超えた時刻を



第4図 (a)



第4図 (b)

第4図 接地逆転層解消後の突風状強風の典型例。

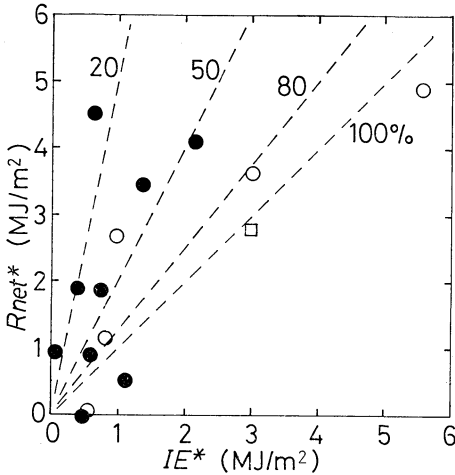
(a) 1984年2月8日

(b) 1984年4月12日

仙台(上段)と川渡山頂(下段)における地上風速(10分平均値)の時間変化を仙台上空900 mb 面風速 U_{900mb} と共に示してある。

強風開始時刻と定義する(近藤と桑形, 1984 b)。ここでは仙台における強風開始時刻と接地逆転層の強さとの関係を調べ、強風開始時刻の推定法を考える。

まず接地逆転層の強さ IE を次式で定義する(近藤と桑形, 1984 b, 参照)。



第5図 仙台における IE^* と R_{net}^* の関係、ただし白四角印は築館(1984年5月5日)における関係。白印は無降水日、黒印は降水日(2.5 mm 以下)の日であり、数字の入った破線はそれぞれ R_{net}^* の20, 50, 80, 100%が顕熱に変換されるとした場合の関係を示している。

$$IE = \int_0^{z_1} C_p \rho \Delta \theta dz = \frac{C_p}{g} \int_{p_1}^{p_0} \Delta \theta dp$$

$$= 1.026 \times 10^4 [\text{J m}^{-2} \text{K}^{-1} \text{mb}^{-1}] \int_{p_1}^{p_0} \Delta \theta dp$$

ただし z は地上高度、 $\Delta \theta = \theta_1 - \theta$ 、 $P_1 = 900 \text{ mb}$ 、気圧は mb 単位、 P 気圧面温度 θ と P_1 気圧面温度 θ_1 との差 $\Delta \theta$ は K 単位にとる。さらに C_p は大気定圧比熱、 ρ は大気密度、 g は重力加速度である。ここでは日出時の IE を、仙台における前日21時と当日9時のラジオゾンデデータおよび日出時の地上気温から推定する。

次に仙台における地表面の正味放射量 R_{net} を次式より推定する。

$$R_{net}^* = (1-A)S^* - L_{net}^*$$

ここで R_{net}^* と S^* と L_{net}^* は日出時刻から強風開始時刻までに地表面に与えられたそれぞれ正味放射量積算値、全日射量積算値(観測値)、正味赤外放射量積算値である。さらに A は地表面アルビードで、積雪日は $A=0.50$ 、無積雪日は $A=0.15$ と仮定する。本解析は晴天日を対象としているので、 L_{net} は、 $L_{net}=0.25 \text{ MJ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ を仮定した。

接地逆転層は地表面から大気に与えられた顕熱によって解消するが、上空 850 mb 面における -1°C/hr の気温変化もおよそ $-0.75 \text{ MJ m}^{-2} \text{ hr}^{-1}$ の割合で接地逆転

層の強さを弱める(近藤, 1983)。IE からこの気温変化による効果をさし引いたものを IE^* とすれば、 IE^* はまさに接地逆転層解消に費される顕熱と等しくなる。

解析は先の18例中、仙台で夜間微風化が生じた14例と、林野火災が多発した1983年4月27日についておこない、結果を第5図に示した。ここで横軸は IE^* 、縦軸は R_{net}^* である。なお仙台で日中に強風化しなかった5月5日については築館の風速データを用い、 IE^* 計算時の850 mb 面気温変化量は前日21時と当日21時(実用上は当日9時でも可)の850 mb 面気温から見積もった。この図から IE^* と R_{net}^* には、はっきりした対応関係が存在することがわかる。地表面に入射した R_{net}^* の一部分は地中伝導熱に、残りの大部分は顕熱と潜熱に変換されるが、数字の入った破線はそれぞれ R_{net}^* の20, 50, 80, 100%が顕熱に変換されるとした場合の関係である。無降水日(白印)は R_{net}^* の顕熱への変換率が高く、少量(2.5 mm 以下)の降水があった日(黒印)は変換率が低い傾向である。これは降水があると地面が湿り、潜熱が増加し顕熱が少なくなるためである。なお IE と IE^* の差は最大でも 0.6 MJ m^{-2} 程度であった。

このように接地逆転層発達の間が強いと、それを解消するために多くの顕熱が必要となり、強風開始時刻が遅れる。 R_{net} の積算値は天気・季節にもよるが、例えば4~5月の快晴時、日出後4時間で $\sim 3 \text{ MJ m}^{-2}$ 、6時間で $\sim 7.5 \text{ MJ m}^{-2}$ 程度になる。このような R_{net} の概略値を使えば、地面の湿りぐあいから日出後の顕熱 H を推定することができる(地面が非常に乾いている時: $H \approx R_{net}$, 湿っている時: $H \leq 0.5 R_{net}$ 程度になる)。さらにゾンデ観測、高層天気図などで接地逆転層の強さ、上空での気温変化量がわかれば IE^* が求まり、大まかな強風開始時刻の推定が可能となる。また、いろいろな地形における接地逆転層の強さ IE^* の予知法は、筆者らが現在開発中の研究課題でもある(代表者 近藤, 1985)。

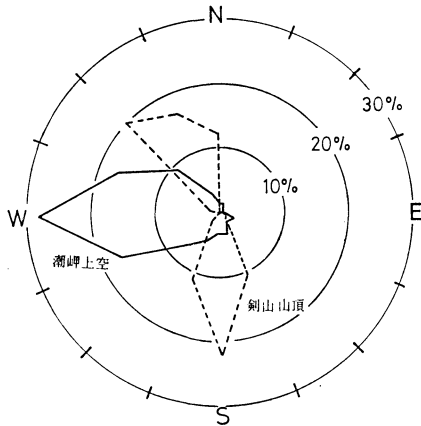
3. 全国各地の山岳の風と一般風との関係

前章では山の頂上付近の風が上空一般風のモニターとして使い、平地での強風予知に利用できることを示した。本章では全国各地の山岳での地上風速と、上空一般風速の定量的な対応関係を求める。

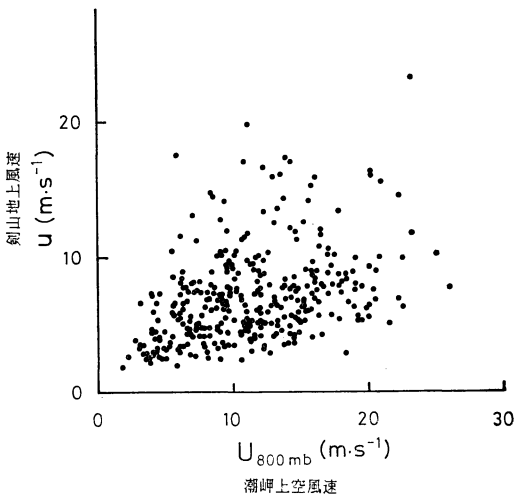
さきに筆者らは(萩野谷ほか, 1984)、山岳や谷あいの地上風速に及ぼす地形の影響を調べ、地上風速と上空一般風速の比は地形突起度で近似的に表せることを示した。ここで地形突起度とは、観測地点の標高とその地点

第4表 山岳観測所付近の現地調査およびアンケート調査のまとめ、付近の地表面および風速計の周辺地物は観測点から100m以内の周辺状況、ここで“建物南南東30m高10m”^{*)}とあるのは、風速計から見て南南東の方向30m離れた地点に高さ10mの建物があるという意味、地形特徴は地形図から見た観測点周囲1km以内の特徴、他の欄については本文参照。

山名	風速計 地上高度 (m)	取付け 場所	付近の 地表面	風速計の周辺地物	地形特徴	粗度	周辺 地物 影響	地形 の 効果	$\frac{u}{U_f}$	σ_{Δ} ($m \cdot s^{-1}$)	γ	利用 の 適否
富士山	9.2	屋上	裸地	建物南7m	山頂	小	無	強風化	0.93	3.00	0.819	適
北岳山荘	4.0	地上	稜線上 平坦裸地	建物南南東30m高10m 岩東40-50m高5m	鞍部	小	無	強風化	0.85	2.42	0.681	適
白馬岳	10.0	屋上1m	稜線上草地	建物北東20m高7m	中腹北山頂	小	有		0.65	1.59	0.782	
蔵王	4.0	地上	裸地	建物北東20m高7m	山頂	小	無		0.70	1.34	0.867	適
吾妻小富士山頂	2.0	地上	稜線上裸地	岩東30m高2m	山頂	小	無	強風化	0.79	1.19	0.909	適
剣山	7.4	地上	緩斜面草地		山頂	小	無		0.60	3.00	0.384	風向否
伊吹山	15.1	地上	草地	建物西12m高5m, 林周囲高1m点在	山頂南東崖上	小	無		0.76	2.19	0.646	風向否
御在所岳	10.0	屋上	高山系樹林	建物北35m高13m, 南西30m高10m 林周囲高2-3m点在, 右西15m高3m	山頂	大	無		0.61	3.06	0.302	
筑波山	15.8	屋上	高い樹木		山頂				0.72	2.05	0.593	風向否
中7駒ヶ岳	5.0	屋上	裸地	建物西10m高5m	中腹西山頂	小	有	弱風化	0.40	1.39	0.719	
白山堂	5.0	地上	平坦裸地	建物東北東20m高5m	中腹北東山頂	大	無		0.62	1.89	0.681	良
志賀東館山	16.0	屋上1m	森林	林周囲高7-8m東側密	山頂	大	有		0.46	1.60	0.581	
吾妻浄土平	10.5	屋上4.5m	裸地		南500m吾妻小富士	小	無		0.54	1.24	0.875	適
八幡平	4.0	地上	笹藪高1m	建物東5m, 林周囲高3-4m西側密	北山頂	大	有		0.29	1.23	0.406	
鷲倉	6.5	地上	草地低木	建物西50m高10m	中腹斜面	小	無	弱風化	0.44	1.45	0.573	
阿蘇山	10.2	屋上	裸地草地		中腹東山頂	小	無		0.59	1.22	0.789	適
久住	12.0	屋上2m	草地		斜面北山頂	小	有		0.37	1.84	0.178	
川渡IBP	5.0	地上	草地低木	西北西20m高4m	小高い丘	小	無		0.64	1.63	0.669	適
富士山中腹 七合八勺		地上	裸地		斜面屋根	小	無	強風化	0.80	1.55	0.798	適
富士山中腹 五合五勺		地上	裸地		斜面	小	無		0.57	2.37	0.693	適



第6図 (a)



第6図 (b)

第6図 剣山山頂と潮岬上空 800 mb 面での風向の度数分布 (a) と日平均風速どうしの関係 (b). 実線は潮岬, 破線は剣山.

を中心とした半径 $R(=1\text{ km})$ の円内の平均標高との差で定義され、観測地点が地形の突出した地点にあるのか、へこんだ地点にあるのかを表すパラメータである。ここで平均標高は、地形図から各高度ごとの面積を求めて、それらを平均して求めた値である。

その際、前報では風速に及ぼす地表面粗度や風速計の地上高度さらに取付場所(建物等の影響を含む)の影響については考えなかった。それゆえ、今回は実地調査とアンケート調査によって山岳観測所周辺 100 m 以内の様子を調べ、風速に及ぼす「地形(半径 1 km 以内)」

と「周辺地物(半径 100 m 以内)」の影響をそれぞれ検討し、各地の山岳観測所の風資料が上空風のモニターとして利用できるかどうかを明らかにする。

3.1. 山岳観測所の周辺地物の様相

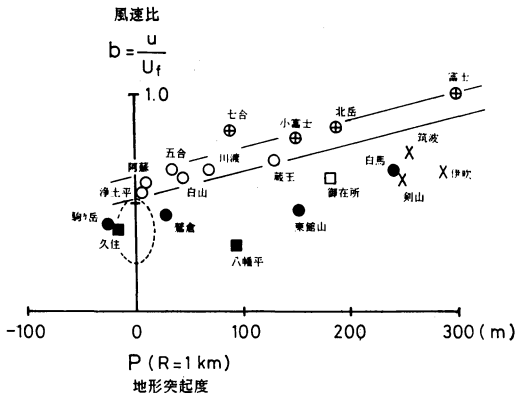
山岳観測所の現地調査及びアンケート調査の結果を第4表に示す。調査地点は前報(萩野谷ほか, 1984)の観測点のほかに、前章で述べた川渡および富士山中腹の観測点を加えた。富士山中腹の観測資料は1948年から1952年にかけて行われた中腹臨時観測結果(富士山頂の気象, 1958)を使用した。この観測場所は富士山の南東側斜面の七合八勺(標高 3,240 m)と五合五勺(2,780 m)の2地点である。これらと比較する高層データは館野上空 700 mb 面の風向風速である。

観測所の位置、対応する高層観測所、風速の特徴等については、前報に掲載されているので省略する。

第4表の資料から地表面粗度が推定され、粗度を大小の2段階に分類することができる。また建物等の影響の有無も推定できる。さらに地形が突出した山頂または鞍部や尾根では風速が強められ、近くの山かげの中腹では風速が弱められるという判定もできる。これらの推定・判定の結果も表に示した。なお、前報で解析した、富士山、剣山、伊吹山、筑波山及び阿蘇山については、データ数を1月から12月までの1年分に増やすとともに風向についても解析した。

その結果 100 m 以内の「周辺地物」の条件がよいとみなされる剣山、伊吹山、筑波山では上空一般風の風向と地上風の風向の間に顕著なずれが見られる。それゆえ、これらの地点では地形突起度で表現されない地形の影響もあると考えられる。例えば第6図は、剣山の地上風速が日最大値を記録したときの風向と潮岬上空 800 mb 面のベクトル平均した日平均風向の度数分布 (a)、及び日平均風速どうしの関係 (b) である。ここで日最大風速時の風向を使ったのは、熱的な効果による局地風の影響が小さく、上空一般風に対応しやすい風を選ぶためである。潮岬上空では西風が顕著であるにもかかわらず、剣山山頂では北または南寄りの最大風速が観測される。これは、剣山の山頂の東と南西側 1.5 km のところの小高い地形の影響と考えられる。伊吹山と筑波山も同様にして地形の影響が風向に表れていて、上空一般風の風速モニター点としては適さない。風向の解析結果は第4表の右端の欄に略記してある。

第7図は半径 1 km の円内の地形突起度(横軸)と日平均風速の比 $b = u/U_j$ (縦軸) との関係である。記号は



第7図 地形突起度 P と風速比 b の関係。山の名称を略記した。破線楕円は平地観測所でとり得る範囲を示し、地表面粗度として $z_0 = 1 \text{ cm}$ (楕円の上端に対応) から $z_0 = 100 \text{ cm}$ (楕円の下端に対応) を想定した場合(近藤, 山沢, 1983, 参照)。

各観測所の周辺地物の違いで分類してある。ここで上空風速 U_f は対象とした山岳観測点と同一気圧面高度で水平距離が一番近い高層観測データを使用した。丸印は上空風速と地上風速の相関係数が0.5以上、四角印は0.5以下、×印は風向の対応が悪い地点である。丸印中の+印は地形の効果で風が強めに、また黒印は地形と粗度と周辺地物の影響で風が弱めになると推定される観測点である。なお、富士山中腹の観測点のうち七合八勺は斜面尾根上のため気流が収束して地形突起度の割には強風になると考えられる。図で白ぬきの丸印及び+印のプロットが他のプロットに比べてまとまっている。局所的な影響を受けない地点の風は図の2本の線の間に入り、地形突起度だけの関数として表せられると思われる。

3.2. 日本上空の風速モニター点

上の解析では、山岳の地上風速は半径1 km の円内の地形突起度のはかに、半径100 m 程度以内の地表面粗度と建物等の影響の2つでは説明されることがわかった。この結果を基にして、日本各地の一般風のモニター点として適する山岳観測点を第4表の右端に示した。「適」は現在の観測地点が局所的な影響を受けておらず風速の推定にそのまま使えるところである。「良」は局所的な影響を受けて粗度が大きい、これもそのまま利用することができる地点である。なお、表には、1年分のデータから再計算した風速比 $b = u/U_f$, そのばらつき σ_b , u と U_f の相関係数 r も示した。

4. 結論

(1) 海拔 572 m の宮城県川渡山頂では、1日中、上空一般風と良い対応を持つ風が吹いている。

(2) 川渡山頂の風資料は、その地域の平地において、夜間に形成された接地逆転層解消後の突風状強風の子役に役立つ。なお接地逆転層が解消する時刻は、接地逆転層の強さ、上空 850 mb 面の気温変化量、地面の湿りぐあいから推定できる。

(3) 富士山山頂、富士山中腹七合八勺と五合五勺、北岳山荘、白山、蔵王、吾妻小富士山頂、吾妻浄土平、阿蘇山、など局所的な影響を受けない山岳観測所における地上風速と上空一般風速との比は地形突起度だけで表せる。これらの観測所は日本各地の風速モニター点として利用できる。

謝辞

アンケート調査にあたっては気象協会の川野善道さん、ほかの方々にお世話になった。さらに仙台管区気象台には資料の提供に便宜をはかっていただいた。ここに記して謝意を表します。

文献

萩野谷成徳, 近藤純正, 森 洋介, 1984: 山岳や谷あいの地上風速に及ぼす地形の影響, 天気, 31, 497-505.
 気象庁(編), 1958: 富士山頂の気象 特別号 中腹臨時観測結果, pp. 79.
 古賀晴成, 山岸米二郎, 1984: 微格子日本領域予報モデル (11 L-VFM 42) の開発, 天気, 31, 403-410.
 近藤純正, 1983: 東北地方多地点一斉大規模山林火災を誘発した1983年4月27日の異常乾燥強風(1), 天気, 30, 545-552.
 ———(代表者), 1985: 作物被害の要因としての接地層内の異常冷却の発生機構と量的予知に関する研究, 自然災害特別研究研究成果, No. A-60-4.
 ———, 桑形恒男, 1984a: 東北地方多地点一斉大規模山林火災を誘発した1983年4月27日の異常乾燥強風(2), 天気, 31, 37-44.
 ———, ———, 1984b: 同上(3), 天気, 31, 127-136.
 ———, 山沢弘実, 1983: 局地風速と現実複雑地表面の粗度, 天気, 30, 553-561.
 二宮洗三, 山岸米二郎, 古賀晴成, 大野久雄, 三浦信男, 1984: 1983年4月27日東北地方の林野火災の大規模化をもたらした気象状態とその数値予報実験, 1983年4月27日東北地方山林火災大規模化をもたらした異常乾燥強風に関する研究, 自然災害特別研究研究成果(代表 近藤純正), No. B-58-1.