

# 山岳地における風速変動の風向横方向の空間相関

光田 寧・塚本 修・根井 充

## LATERAL SPACE CORRELATION OF WIND TURBULENCE OVER COMPLEX TERRAIN

By *Yasushi* MITSUTA, *Osamu* TSUKAMOTO and *Mitsuru* NENOI

### Synopsis

Wind turbulence data were obtained along the test line of about 700 m on the ridge. The distribution of mean wind speeds and power spectra and lateral space correlations were analyzed. The distribution of mean wind speed is largely affected by the local topography and it is found that wind speed increases on the ridge. The peak wave number of power spectrum is much smaller than that on the flat terrain and the universal form of the spectrum may be expressed by the wave number with spatial mean wind speed. The lateral coherence was obtained and the decay constant was larger than that for the flat terrain, which suggests that longitudinal scale of the eddy is elongated due to increase of wind speed on the ridge.

### 1. はじめに

水平方向に一樣と考えられるような平地上における風速変動の構造については、これまで数多くの観測によって理解が進んできており、種々の統計量が普遍関数で表わされるようになってきている。しかし、山岳地のような複雑な地形の上ではその構造は平地上と異なっていることが考えられるが、今日のところその差異ははっきりと解っていない。

山岳地における風速変動についての研究は最近少しずつ行われるようになってきているが、風向横方向に変化のないなだらかな2次元山脈についてのものがほとんどである。このような観測結果を解析的に扱ったものでは Jackson & Hunt<sup>1)</sup> の研究がある。彼らは混合距離理論によって平均風速の鉛直分布とシアーストレスを関連づけ、その分布を計算した。その結果として地表のシアーストレスは山頂で極大となり、ふもと付近で極小となることを示している。Mason & Sykes<sup>2)</sup> は Jackson & Hunt の考え方を軸対称な孤立峰の場合に拡張し、シアーストレスの分布を計算している。

Bradley<sup>3)</sup> は、水平スケールおよび鉛直スケールが各々 275 m と 170 m である Blackmountain の山頂で観測を行い、シアーストレスや乱れのエネルギー等を求めている。また、Panofsky et. al.<sup>4)</sup> は同じ Blackmountain でのデータを用いて山頂におけるパワースペクトルを解析している。一方、Mitsuta<sup>5)</sup> は笠取山の尾根上に測線をとって強風の空間分布の観測を行っているが、稜線上での地上 6 m ぐらいの風速変動は近くの小さなスケールの地形によって大きな影響を受け、各点のパワースペクトルの形は大きく異なり空間相関は小さくなると述べている。

山岳地域の風を考える上で最も取扱いが簡単でまた実際的にも意味の大きいのは稜線上における風の性質に関するものである。そこで著者らは敦賀の山岳地で稜線上に測線をとって行われている強風の観測から稜線上での風の特徴を考察することにした。この地域は卓越風向が尾根にほぼ直角であるため、簡単な2次元山脈に近い条件であると考えられることができる。しかし、風上側の地形が平坦ではなく、複雑に起伏しているという点で一般性に欠けている。

## 2. 敦賀における風観測の概要

観測を行ったのは Fig. 1 に地図を示したように琵琶湖の北部に位置する乗鞍山および三国山を東西つなぐ稜線上においてであり、標高は約700 m で日本海側と琵琶湖側を隔てる分水嶺になっている。観測地の付近では風向は南北の2方向が卓越している。地形の起伏を表わすために直線  $P_1P_2$  を通る鉛直断面を描いたのが Fig. 2 である。南北両方向に約10 km の傾斜地があり、北は敦賀湾、南は琵琶湖へ至っている。

Fig. 3 には観測地付近の詳細な地形を示している。観測は稜線上に水平距離700 m の測線をとリ、T1~T3 の鉄塔および P1~P12 の観測柱を設けて行われている。測線は東西方向から時計回りに $10^\circ$ ずれた方向に延びている。Fig. 3 に書き込まれている太線は稜線をたどったものであるが、P7~P10 の付近を除くと測線にほぼ平行しているのがわかる。

Fig. 4 は風速計の配置を示したものであり、地形は測線を通る鉛直断面を描いたものである。使用した風速計はプロペラの直径が25 cm の小型風向風速計、およびプロペラ式鉛直風速計である。各々の風速計の

距離定数は風洞実験によって8 m と6 m の値を得ている。図中TとPで記されている記号は、以後観測点を指し示すために各個所に配されている小型風向風速計に対応つけたものである。観測柱に設置されている風速計には観測柱の記号 P1~P12 をそのまま用いているが、鉄塔 T1~T3 に設置されているものには鉄塔の西側のものに W、東側のものに E の文字をつけ、T2 の北側のものには各々 T2 NW、T2 NE などの記号を用いている。また、各鉄塔および P9 の上部のものについては H の文字をつけている。

各風速計からの信号はすべて観測小屋に集められるが、落雷による被害から記録装置を保護するため一度光信号に変換し、その後再び電気信号に戻すというシステムをとっている。

記録はサンプリング周期0.05秒でデジタル化されて磁気テープに収録されるようになっており、強風時のみ記録がとれるようにするため、T2 H の10分間平均風速が予め設定された基準値を越えた時、自動的に記録が開始されるようになっている。一回の記録は10分間であるが、強風が続けば最大40分間続けられる。

風速変動の解析において、風速計の動特性は高周波側の解析の限界を決めるものであるが、今回の解析ではそれによる誤差の補正を同時に行うため次のような処理を試みている。

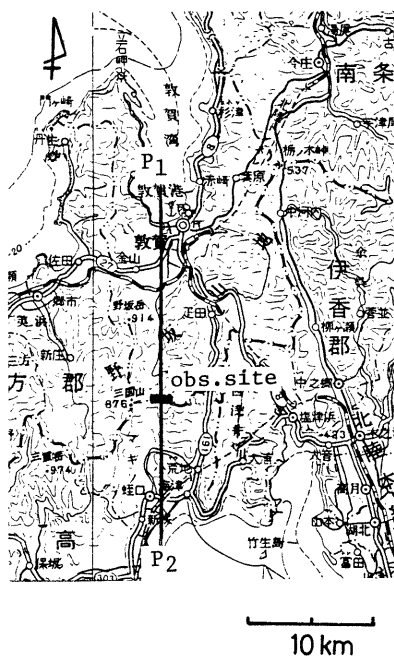


Fig. 1 Location of observation site.

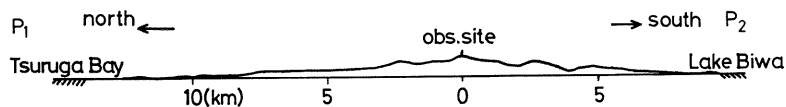


Fig. 2 Vertical cross section of the topography through  $P_1$  and  $P_2$  in Fig. 1.

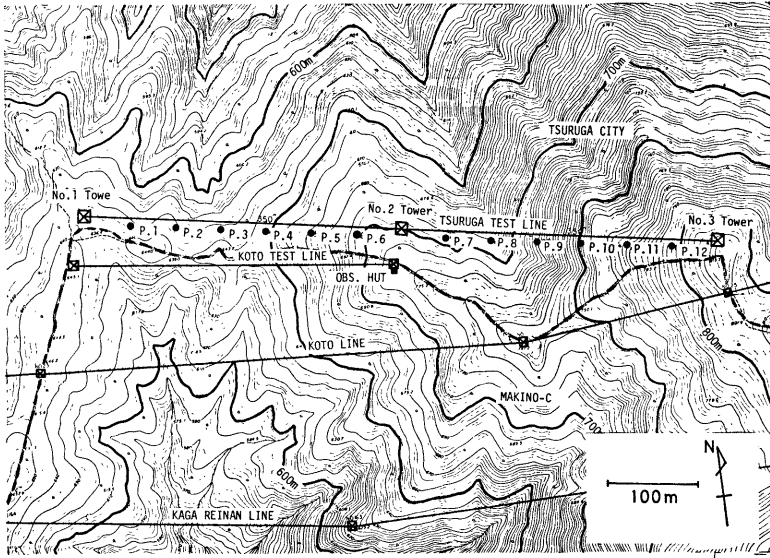


Fig. 3 Detailed map around the observation site. No. 1-No. 3 towers are main towers of the test line. P1-P12 are anemometer poles located every 50 m below the test line. Heavy dashed line shows the ridge line.

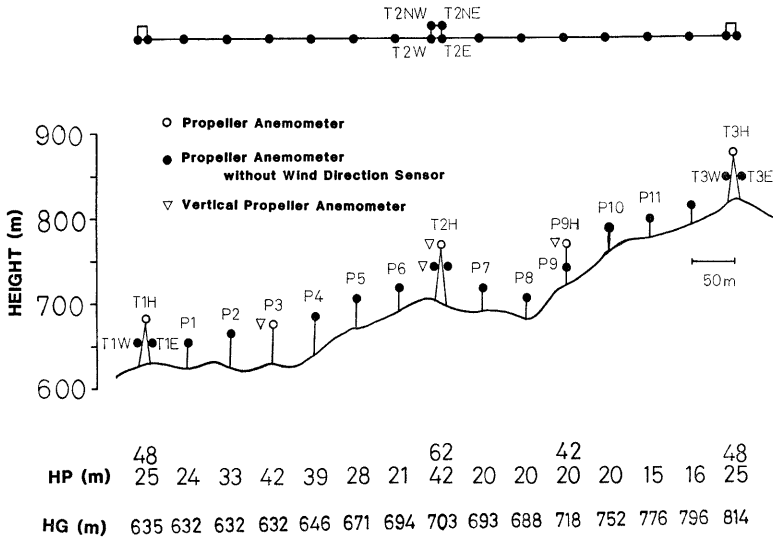


Fig. 4 Profile of topography from the south. The heavy line indicates the ground level and the location of anemometers are marked on the figure with closed and open circles and triangles. **HP** is the height of the anemometers from the ground and **HG** is the height of the ground from the mean sea level.

回転型風速計は、ステップ状の風速変化に対して

$$\frac{dV_{ob}}{dt} = \frac{1}{T}(V - V_{ob}) \dots\dots\dots(1)$$

という線型一階の応答をすることが知られている。ここで  $V_{ob}$  は風速計の指示値で、 $V$  は真風速、 $T$  は風速、 $V$  や風速計の慣性率等によって決まる応答の時定数である。時定数  $T$  は風洞実験によって求められるものであるが、風速、 $V$  に反比例することが知られている。従って  $T=L/V$  と書ける。ここで  $L$  は比例定数（距離定数という）である。そこで(1)式は

$$\frac{dV_{ob}}{dt} = \frac{V}{L}(V - V_{ob}) \dots\dots\dots(2)$$

のように書きかえることができる。これは風速が連続的に変動する時にも各瞬間で成り立っていると考えることができ、 $V$  についての2次方程式として解けば次の補正式が得られる。

$$V = \frac{1}{2} \left( V_{ob} \pm \sqrt{V_{ob}^2 + 4L \frac{dV_{ob}}{dt}} \right) \dots\dots\dots(3)$$

ここで  $V$  は常に正であるから符号は正のもののみをとればよい。風速データはデジタル化して記録されているので解析する際には  $dV_{ob}/dt$  は差分によって簡単に求めることができ、この補正は資料解析の一部として簡単に実行することができるので、すべての場合についてこの補正を行っている。

3. 観測結果

解析は北風10 Run, 南風5 Run について行なった。各 Run の観測日時と測線に沿った平均風速、および風向は **Table 1** に示してある。観測日時を見てわかるように5 Run ずつが、組になっている。観測時間は N10 と S1 の Run が40分、他はすべて10分である。N6~N10 の 5 Run は台風が通過した時の記録であり、特に強い風が観測されたものである。

Table 1 List of observations

	Run	DATE	TIME	Wind Speed (m/s)	Wind Direction (deg)				
					TIH	P 3	T2H	P9H	T3H
North Wind	N 1	1982. 3. 2	13:00—13:10	12.1	346	336	345	335	—
	2		13:40—13:50	11.6	350	345	354	344	—
	3		14:20—14:30	10.6	338	340	350	339	—
	4		14:50—15:00	11.2	2	345	2	346	—
	5		15:20—15:30	11.7	353	336	351	329	—
	N 6	1982. 9. 12	17:45—17:55	26.2	1	349	349	355	0
	7		18:20—18:30	26.2	0	349	344	352	355
	8		18:40—18:50	26.0	357	347	342	354	353
	9		19:05—19:15	27.4	1	348	345	353	354
	10		19:15—19:55	27.8	359	348	345	353	0
South Wind	S 1	1982. 9. 25	7:15— 7:55	13.6	179	180	—	183	139
	2		9:20— 9:30	13.9	178	190	—	177	143
	3		10:00—10:10	12.9	177	176	—	181	140
	4		10:20—10:30	12.7	180	176	—	179	140
	5		10:30—10:40	12.3	173	178	—	178	141

風向は北風では $340^{\circ}\sim 350^{\circ}$ ，南風ではほぼ $170^{\circ}\sim 190^{\circ}$ であるが，測線が正確に東西方向ではなく時計廻りに $10^{\circ}$ ずれていることを考慮すると測線と風向のなす角度は北風では $60^{\circ}\sim 70^{\circ}$ ，南風では $70^{\circ}\sim 90^{\circ}$ である。ただ南風の場合 T3H の風向だけが大きく東寄りになっている。この点測器の誤差によるのか実際にこのようになっているのか検討が必要である。

3.1 平均風速および風速の標準偏差

Fig. 5 は北風の10個の Run についての測線に沿った平均風速および風速の標準偏差の分布を N1~N5 の5 Run と N6~N10 の5 Run について別々に示したものである。図に示されている破線はすべての平均で，Run N1~N5 では平均風速11.5m/s，Run N6~N10 では平均風速 26.2 m/s である。どちらの場合でも各点の平均風速は P5 および P12 付近で大きくなり，T1 および P8 付近で小さくなっている。Run N10 においては最大は P12 で34.6m/s であり，最小は T1E の19.9m/s である。水平距離700mの間で平均風速について 14.7 m/s の差があるということになる。このような大きな風速差は周囲の地形の差により生じたものと考えなければならない。つまり，ここで風速の最大値の現われている P5 付近及び P12 付近の地形をみると，この付近で稜線と測線がほぼ一致しているのに対し，最小値を示す P8 付近では風下側に測点よりも高い稜線をひかえていることが影響していると考えられる。

Fig. 5 に示された二つの風速分布をみると風速の異なる二つの場合，すなわち Run N1~N5 と Run N6~N10 が同じ形の分布をしていることがわかる。このことは風速がこの程度，すなわち10ないし 25 m/s の範囲で変化しても地上 20 m ぐらいから上での流線の形が変わらないことを示している。この点，Mason & Sykes とも Brent Knoll で行った観測において丘の周囲での流線の空間分布が風速の 4 m/s から20 m/s までの範囲で変化しないという結論を述べている。

一方，風速変動の標準偏差は Run N1~N5 で2.4 m/s，Run N6~N10 では2.8 m/s となり平均風速に比例して変化していない。一般に平地において観測される乱れの強さは風速にかかわらず一定であるとされているが，ここでは風速の増大と共に0.21から0.11というように大きく変化している。また風速変動の観測点による差は平均風速の場合ほど大きくはなく全体として一様化している。このようなことは山地においてのみ見られる現象であるかどうかははっきりしないが，稜線上での風速の増大が乱れを小さくするように働いているとも考えられ，乱れの構造を考える上で大きな問題点である。

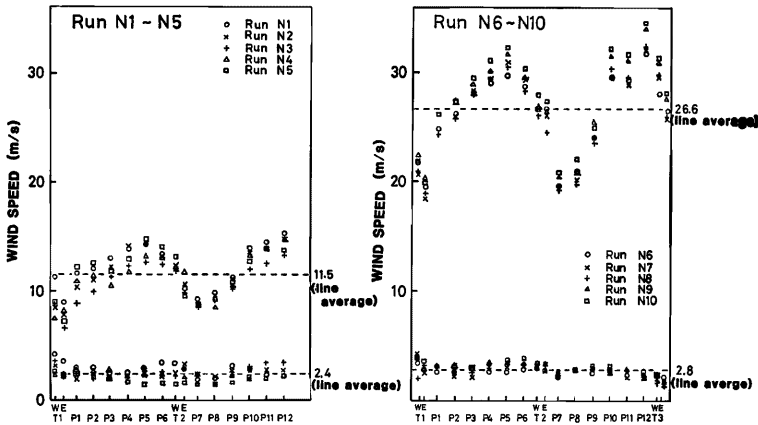


Fig. 5 Some examples of 10 minutes mean wind speed distribution on the array for north wind cases. The distribution of rms values is also plotted on the lower part. The dashed line represent the line averaged value.

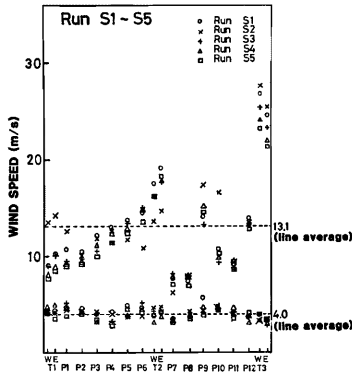


Fig. 6 Same as Fig. 5 except for south wind cases.

Fig. 6 は南風の 5 Run についての平均風速および標準偏差の分布である。全体としての風速分布の形は北風の場合とほぼ同じであるが、南風では T2 と P9 に極大があり P7 と P11 で極小になっている。この差は測線の南北の地形の差異によるものと考えられる。また乱れの強さは0.31と北風の時よりずっと大きくなっている。

3.2 パワースペクトルのピーク

各々の Run について、FFT を用いて風速変動のパワースペクトルを計算した。Fig. 7 (a), (b) および Fig. 8 (a), (b) に例として Run N6, S2 について観測点毎のパワースペクトルの例を示す。風速のスペクトルを見るとすべての点で比較似た形をしており、先に Mitsuta<sup>9)</sup> が笠取山の稜線上の高さ6 mでの風速のスペクトルで示したような測定点による大きな差は見られない。これらのスペクトルは各観測点の風

速によって計算した波数 ( $m^{-1}$ ) で示されているが、ほとんどの点で  $0.001 m^{-1}$  前後のところにスペクトルの山のピークが見られる。Fig. 9 (a) は N6~N10 の Run についてスペクトルのピークの波数を目で見つめたものの分布を示したものである。図中示してある数値は Run 毎の測線全体での平均値と標準偏差である。但し、N10 を除いて観測時間が10分間であったため、約  $0.0016 Hz$  より低波数に高いエネルギーが存在する時には観測時間のとり方の影響を受けると考えられるが、大部分はこれに対応する波数 (弱風) についても  $0.0012 m^{-1}$  より高い波数にピークをもっておりそれほど大きな問題とはならないと思われる。

ここで波数は周波数を観測点毎の平均風速で割ったものとして考えたのであるが、Fig. 9 (a) を詳細に見ると平均風速の大きな点ではピークが少し低波数側へ寄り、小さな所では高波数側へ少し寄っているのが見

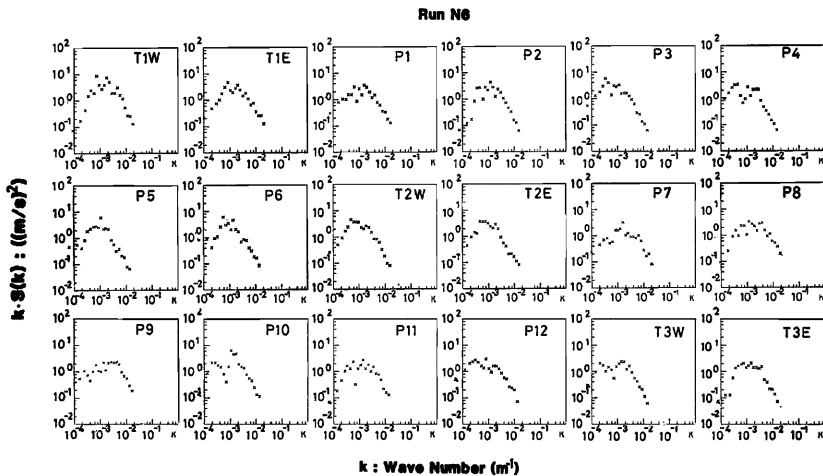


Fig. 7 An example of power spectra on the array for north wind case as functions of wavenumber defined by local wind speed.

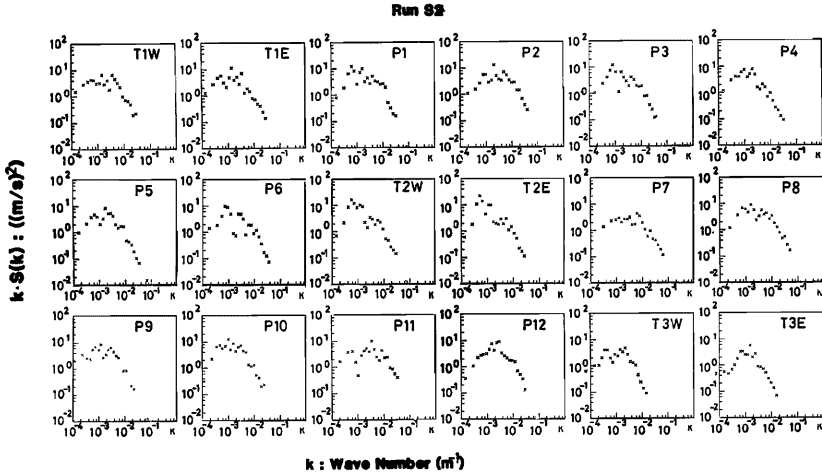


Fig. 8 Same as Fig. 7 except for south wind case.

られる。もし山の稜線上での乱れの空間的なスケールがそれほど場所によって変化することがないとするとこのことは乱れが局所的な平均風速で流されているのではなく、より広範囲な空間平均風速で流されていると考える方が合理的であることを示している。そこで波数として周波数を測線全体での平均風速で割ったものとして計算した時のピークの分布を示したのが Fig. 9 (b) である。このようにするとピークの波数の空間分布の標準偏差が N6~N10 では、0.00028~0.00039 m<sup>-1</sup> となり、先の局所的な平均風速で波数を計算した Fig. 9 (a) の場合の 0.00038~0.00061 m<sup>-1</sup> よりずっと小さくなっていることがわかる。ピーク的位置についても平均値はより一定値に近づく。従って、山の上の乱れのスペクトルピークの空間的スケールは局所的な風速変化に左右されず、乱れが空間平均風速によって流されていると考える方が合理的である。この場合、ピークの波数の全体の平均値は風速にかかわらず 0.0010 m<sup>-1</sup> ぐらいになる。すなわち平均風速は局所的な小地形で左右されるが、乱れのスペクトルは今少し大きな規模の地形の変化によって支配されると考えられる。

Fig. 10 (a), (b) は各々 Fig. 9 (a), (b) と同じものを Run S1~S5 の南風について書いたものである。局所的な平均風速で波数を考えた時のピークの波数の標準偏差は 0.00071~0.0010 m<sup>-1</sup> であり、測線全

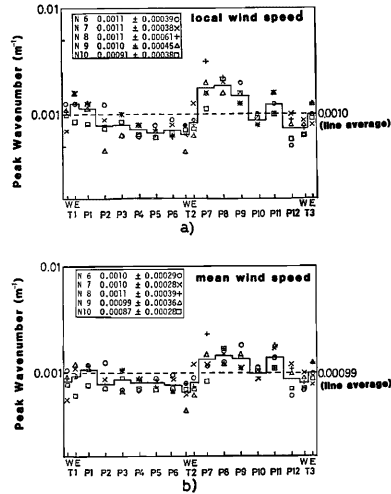


Fig. 9 Distribution of peak wave number of power spectra on the array. Wave number is defined by local wind speed a), and by spatial mean wind speed b) for north wind cases. Solid lines show the ensemble average of each point and dashed lines show the line averaged values.

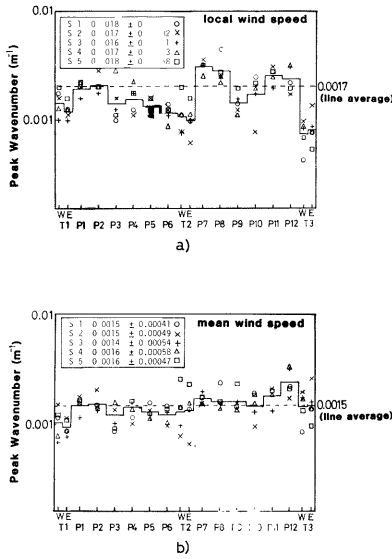


Fig. 10 Same as Fig. 9 except for south wind cases.

していると考えることができる。このことは境界層内の風速変動のスペクトルはほぼ一定のところピークが存在し、局所的な風速の増減があっても本質的な変化はなく中規模の地形に伴う風速の変化に対応して風向方向のスケールが増減するだけであるという推論ができる。

3.3 風向横方向の空間相関

Fig. 11 は Run N10 について図中に記号で示されている観測点と他の点の風速との同時の相関係数を表わしたものである。P7~P9 の3点をとり、相関係数の値が0.1離れ の指数関数で表わされるとして積分スケールを推定すると30mとなる。稜線上の観測点である P5~T2E の4点から積分スケールを推定すると63mとなり、稜線の風上斜面に位置する P8 付近では稜線上に比べて横方向の乱れのスケールが小さくなっていることがわかる。

南風の Run S1 について上と同じものを作ったのが Fig. 12 である。T2 付近を境として反対側の半分で負の相関が存在する領域がある。これは南風の時、測線が稜線の風下側にある部分が存在するために生じたものかもしれないが、これだけの資料から議論を進めるのは困難である。また乱れのスケールも北風の場合に比べてずっと大きくなっている。

周波数成分毎の相関を見るためにコヒーレンスとフェイズについて調べてみた。2点間でのコヒーレンス Coh (n, L) は平地では

Coh(n, L) = exp(-k \* nL / U) ..... (4)

で表わされることが示されている。ここで L は2点間の距離、k は decay parameter と呼ばれる無次元係数であるが、各地での測定から平地では8に近い値をとることが知られている。また Ropelewski et. al. (7) は、定性的な議論から k は大気の安定度によって異なり、安定なほど大きいと述べている。

Run N10 および Run S1 について試みに P5~T2E, P7~P9, P11~T3E の3通りの場所でスペクトル

体の空間平均風速で考えた場合には0.00041~0.00058 m<sup>-1</sup> と小さくなり、平均値も全体の平均値が0.0015 m<sup>-1</sup> に近づく。これからも乱れが空間平均風速によって流されていると考えることが合理的であることがわかる。

北風の場合と南風の場合とを比較すると、スペクトルピークの波数は平均で0.0010 m<sup>-1</sup> と0.0015 m<sup>-1</sup> であり南風の方が波数が高くなっている。

3.1 において、風速が稜線上の測線付近で強化されていることを示した。乱れは風速で流されていると考えられるから、測線付近では乱れは風向方向に引き伸ばされていることが予想される。パワースペクトルについて見ればエネルギーが全体に低周波側へ移動するということになる。

観測の結果を見ればパワースペクトルのピークは北風の場合0.0010 m<sup>-1</sup>、南風で0.0015 m<sup>-1</sup> である。平地の例として Davenport がまとめた強風時のスペクトルによると、そのピークは0.0014 m<sup>-1</sup> にあるとされているが、今回の観測結果は、北風の場合にその位置より全体として低波数側へ寄っている。このことは北風の場合、稜線上での風速の加速が大きい<sup>(6)</sup> ことに対応



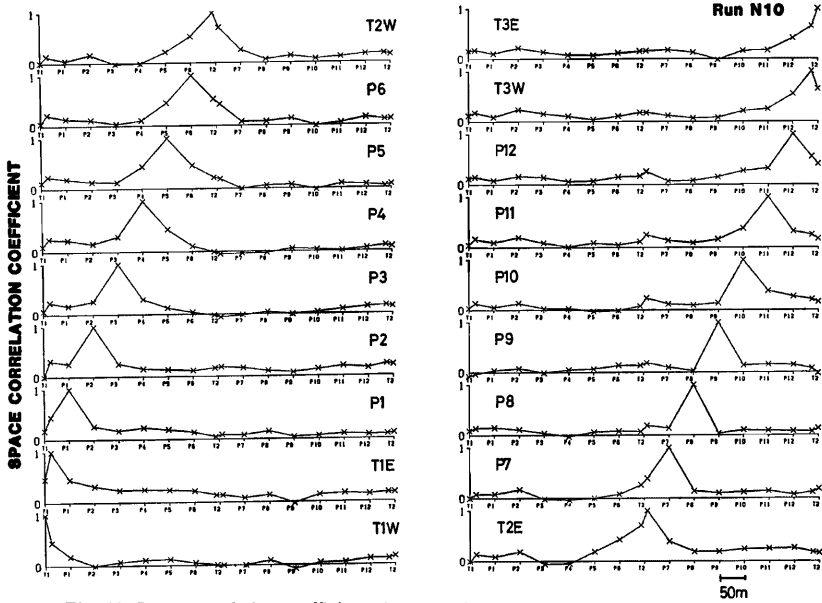


Fig. 11 Space correlation coefficients between the points marked in the figure and other points for north wind case.

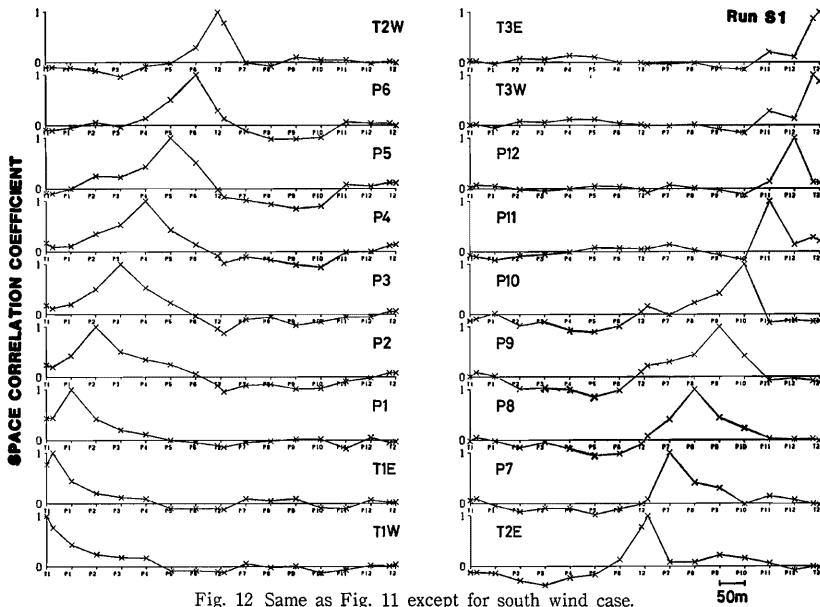


Fig. 12 Same as Fig. 11 except for south wind case.

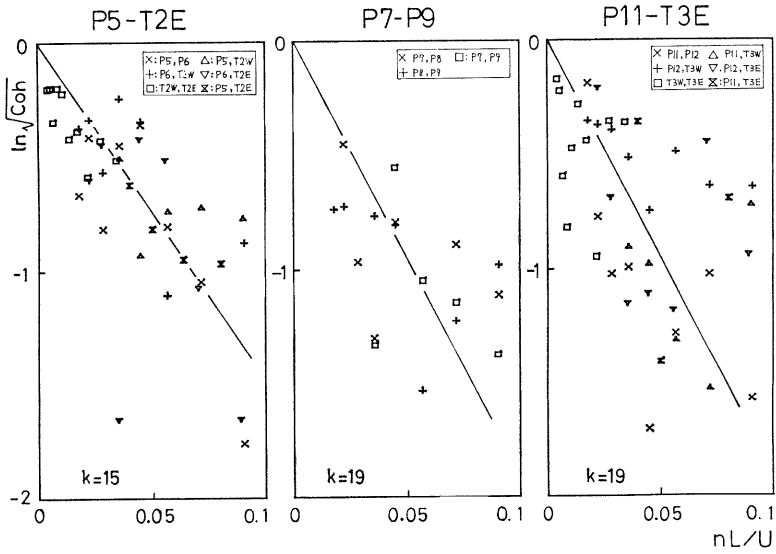


Fig. 13 Root-coherence of wind speed between two points marked in the right upper blank in the regions P5-T2E, P7-P9 and P11-T3E as functions of normalized frequency. Lines are drawn by eye and the value of decay constant,  $k$  is presented in the figure.

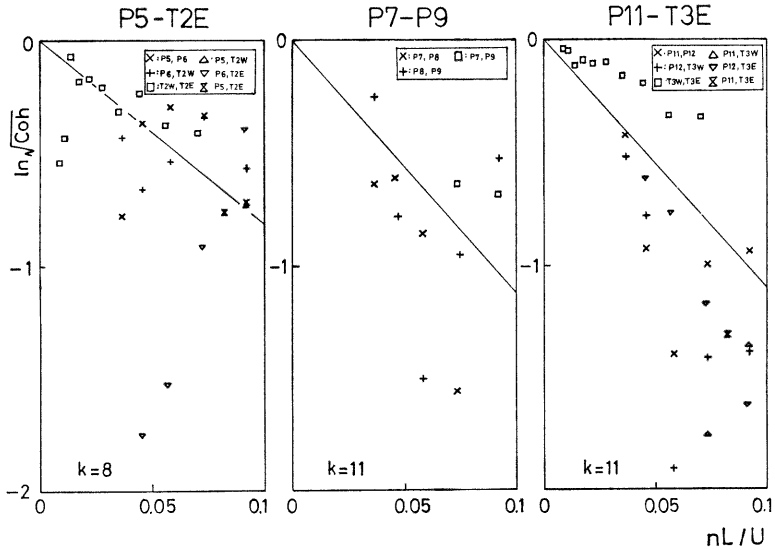


Fig. 14 Same as Fig. 13 except for south wind case.

ピークに近い周波数について  $nL/U$  に対してコヒーレンスの平方根の対数をプロットしたのが Fig. 13 及び Fig. 14 である。但し乱れが全体的に空間平均風速によって流されているという前節での結論に基づいて、 $U$  としては測線全体の平均風速を用いている。ぼらつきが大きいようであるが、全体として原点を通る直線に乗る傾向を示している。目で見ても直線を引き、その傾きから decay parameter,  $k$  を求めた値が図中に示されている。北風の場合についてはその値は15~19であり、南風の場合は8~11である。

周波数が  $n$  である乱れ成分の横方向のスケール  $Y(n)$  は、

$$Y(n) = \int_0^\infty \sqrt{Coh(n, L)} dL \dots\dots\dots(5)$$

で与えられると考えられるが、これに(4)式を代入すると

$$Y(n) = \int_0^\infty \exp\left(-k \cdot \frac{nL}{U}\right) dL \dots\dots\dots(6)$$

$$= \frac{U}{kn}$$

$$= \frac{\lambda}{k} \quad \left(\lambda = \frac{U}{n}\right)$$

$$\therefore k = \frac{\lambda}{Y(n)} \dots\dots\dots(7)$$

となる、 $\lambda$  は周波数  $n$  の乱れの波長であるが、これを eddy の縦方向の長さスケールと考えれば  $k$  は eddy の縦と横のスケール比と考えることができる。従って  $k$  が周波数  $n$  に無関係に一定であるということは eddy の周波数成分の縦と横のスケール比が同じであることを意味している。このことは Davenport によって研究され、平地における乱れの性質を示すひとつの指標となっている。

$k$  の値は、平地では8に近い値をとるということは先にも述べたが、観測結果はこれより大きめの値をとっており、従ってスペクトルピークに相当する周波数付近の eddy が縦長になっていることを示している。このことはパワースペクトルのピークが低波数側へ移動していることと対応したものであると考えことができ、測線付近の風速の強化のために乱れが局所的に変形していることを示している。

#### 4. 結 論

稜線上に水平距離700mにわたって50 m おきに配置された観測点での観測によって稜線に沿った風速の分布、乱れのパワースペクトルの分布、および観測点間のコヒーレンスを計算した。平均風速の分布は観測点周辺の小地形によって大きく支配されているが、パワースペクトルのピークは個々の点の風速にはあまり左右されず、全体的に平地に比べて低波数側へ移動しており、乱れのスケールの縦横比が大きくなっていることがわかった。これは、平均風速が全体として稜線上で大きくなっていることから乱れが風向方向にひきのばされた結果であると考えられると思われる。すなわち平均風速は極めて小規模な地形にも左右されるが、スペクトルはもう少し大きなスケールの風によって変形されている。この場所での稜線上の風速強化の程度は、北風の場合と南風の場合とで、今回解析を行った範囲では大きく異なっており、北風の方が稜線上での風速の局所的増大がずっと大きく、南風についてあまり増大が認められなかった。

最後に、本観測を行うにあたりお世話になった関西電力株式会社及び住友電工株式会社の方々に謝意を表します。

#### 参 考 文 献

- 1) Jackson, P. S. and J. C. R. Hunt : Turbulent flow over a low hill, Quart. Journ. Roy. Met. Soc., Vol. 101, pp. 929-955, 1975.
- 2) Mason, P. J. and R. I. Sykes : Flow over an isolated hill of moderate slope, Quart. Journ. Roy.

- Met. Soc., Vol. 105, pp. 383-395, 1979.
- 3) Bradley, E. F. : An experimental study of profiles of wind speed, shearing stress and turbulence on the crest of a large hill, Quart. Journ. Roy. Met. Soc., Vol. 106, pp. 101-123, 1980.
  - 4) Panofsky, H. A., D. Larko, R. Lipschutz, G. Stone, E. F. Bradley, A. J. Bowen and J. Højstrup : Spectra of velocity components over complex terrain, Quart. Journ. Roy. Met. Soc., Vol. 108, pp. 215-230, 1982.
  - 5) Mitsuta, Y. : Characteristics of airflow over the barriers in the storm, Proc. 3rd Int. Conf. on Wind Effects on Buildings and Structures, Tokyo, 1971.
  - 6) Mitsuta, Y, O. Tsukamoto and M. Nenoï : Wind over complex terrain, Preprint of 6th International Wind Engineering Conference, Auckland, 1983.
  - 7) Ropelewski, C. F., J. Tennekes and H. A. Panofsky : Horizontal coherence of wind fluctuations, Boundary-Layer Met., Vol. 5, pp 353-363, 1973.