



Title	地ふぶき時における風の乱流
Author(s)	小林, 俊一; 石田, 完
Citation	低温科学. 物理篇, 30, 73-84
Issue Date	1973-03-05
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18200
Type	bulletin (article)
File Information	30_p73-84.pdf



[Instructions for use](#)

地ふぶき時における風の乱流 II*

小林俊一・石田 完

(低温科学研究所)

(昭和47年10月受理)

I. 緒 言

地ふぶき時における風と雪面の相互作用の研究として前に乱流要素の大きさと雪面に見られる Sastrugi 群や波状模様の波長との間に相関がある事を注意した^{1),2)}。今回は更に、一成分超音波風速計による雪面上約1mの高さでの風速変動の測定から、乱流のパワースペクトルを計算したのでその結果を報告する。また風杯型風速計による地ふぶき時の雪面上の平均風速分布測定からも若干の知見を得たので併せて報告する。

II. 雪面の粗度係数 Z_0

風速の垂直分布は一般に対数法則に従うとして整理すると粗度係数 Z_0 と摩擦速度 U_* が式の中に出てくる。これらの値が雪原や海氷上で問題になることがある^{3),4),5)}。 Z_0 は対数法則を導く際の積分定数で風速が0となる点の境界からの距離である。実際には表面に凹凸のある時には高さ $Z=0$ の点は決定し難い。実験的には表面が滑らかな場合と粗い場合とで Z_0 は異なる。すなわち面の性質や空気力学的な状態(乱流状態、飛雪粒子を含むような混送流の状態)によっても一定な Z_0 をとらない。面の凹凸部分、分子粘性の支配する領域の影響、空気力学的な状態の変化等全て Z_0 の中に含めた形である。地ふぶき時でも、地ふぶきの状態、風速の変化、雪面の状態によって Z_0 は一定な値をとらない。著者等の測定を含めて、他の研究者達の Z_0 の値を第1表に掲げた。表中の真木⁶⁾の南極における測定では U_0 (6mの高さの風速)が13m/sまで Z_0 は0.01cmと一定な値をとり、それ以上の風速に対しては、表中の式の如く増加するというはっきりした結果を得ている。

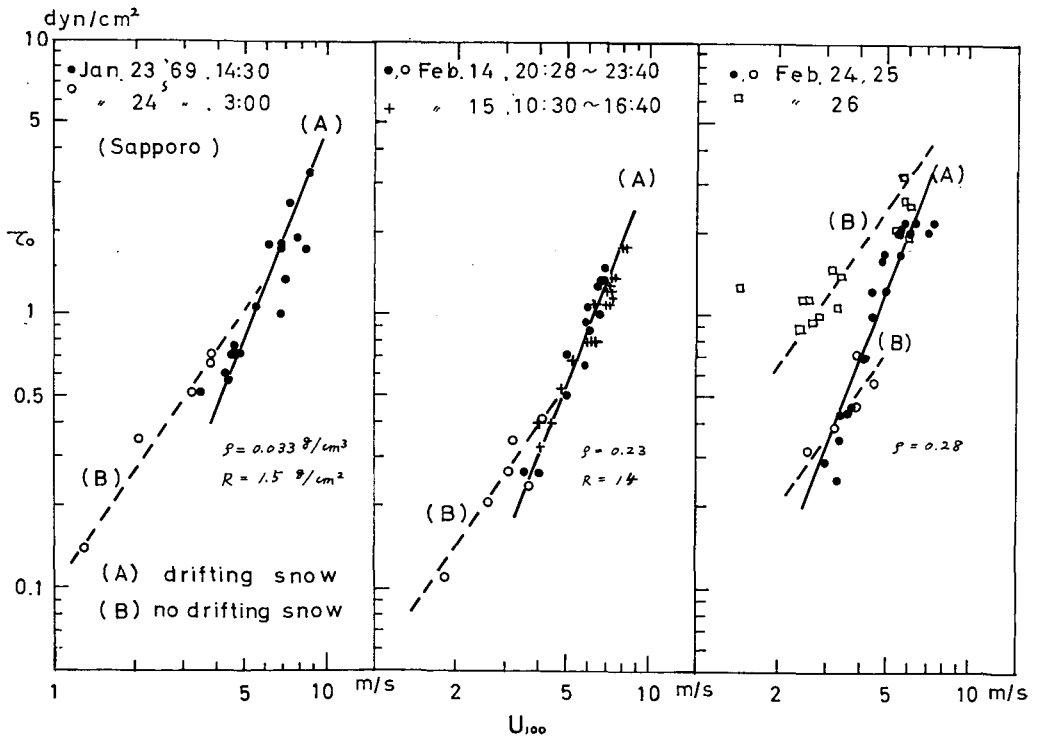
III. 地ふぶき時の摩擦速度 U_*

摩擦速度 U_* は、境界面における接線応力、 $\tau_0 = \rho U_*^2$ を与え、換言すれば、水平方向の運動量の下向きの輸送率、すなわち運動量の吸収を与える。地ふぶきについて言えば、雪面という境界があるために、そして又飛雪粒子のために空気からの運動量の輸送がある。この事から U_* は飛雪量と関係がある。Bagnold⁷⁾は飛砂の理論から飛砂量 Q が $Q \propto U_*^3$ となることを導いた。飛雪量においてもこの関係は成り立つ。第1図は、風速と摩擦応力 τ_0 の関係で、地ふぶき時と地ふぶきのない時で異なる。小林大二等⁸⁾のみぞによる地ふぶき量の測定値 (Q と U_{100} の

* 北海道大学低温科学研究所業績 第1213号

第1表 雪面上における粗度係数の値

測定者	場所	Z_0 (cm)	風速 (m/s)	備考
Liljequist	南極	$1.5 \times 10^{-2} \sim 5.8 \times 10^{-1}$	13~32.5 ($Z=10$ m)	地ふぶき時
		10^{-2}	14.7~27.2	地ふぶきなし
Dingle, Radok	南極	$10^{-6} \sim 2 \times 10^{-1}$	14.7~27.2 ($Z=10$ m)	地ふぶき時
Budd	南極	1.19×10^{-2}	10~24 ($Z=10$ m)	硬い雪面
		1.46×10^{-2}		Sastrugi 上
		2.2×10^{-2}		軟かい雪面
著者	札幌	$10^{-5} \sim 10^{-1}$	5~15 ($Z=2$ m)	地ふぶき時
		$10^{-5} \sim 10^{-2}$		地ふぶきなし
真木	南極	$\log Z_0 = 0.001 U_6 - 3.30$ 10^{-2}	13 以上 ($Z=6$ m) 13 以内	U_{10m} が 8 m/s 以上から地ふぶき が発生



第1図 風速と摩擦応力 τ_0 の関係

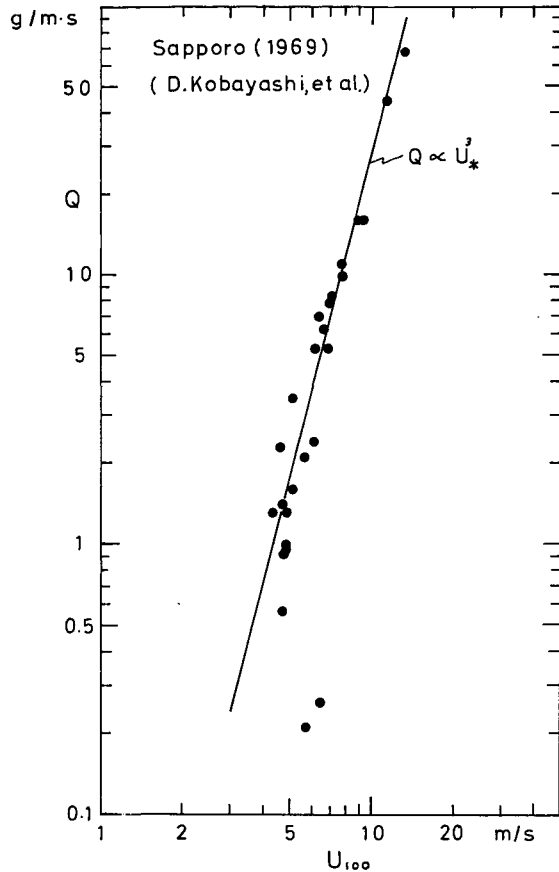
- (A): 地ふぶき時, $\tau_0 \propto U_{100}^{2.6}$, $U_* \propto U_{100}^{1.3}$
 (B): 地ふぶきしなし, $\tau_0 \propto U_{100}^{1.47}$, $U_* \propto U_{100}^{0.73}$

関係) と第 1 図の U_{100} と $U_* (= \sqrt{\tau_0/\rho})$ の関係を結びつけると、 U_* と Q の関係が得られ、第 2 図に $Q \propto U_*^3$ の直線を書き入れた。Budd 等⁹⁾による南極 Bard 基地での飛雪量と風速分布の同時測定の結果は第 3 図の如く $Q \propto U_*^3$ の関係がみられる。かくの如く摩擦速度は飛雪粒子のために空気の失う運動量と密接に関係している。

また摩擦速度は、乱流場を特徴づけているエネルギー消散率^{10),11)}(単位時間、単位質量当りの運動エネルギーの粘性による消散量) と関係し、大気の安定度が中立の場合には(1)式の如く表わされる。

$$\epsilon = \frac{U_*^3}{kz} \quad (1)$$

但し k は karman 定数で 0.4 の値、 Z は高さを表わす。 ϵ は空間的に大きな渦から、より小さな渦へと乱れのエネルギーが伝達され、ついには粘性によって熱となって消散されていく慣性小領域において重要な量である。地ふぶき時には、飛雪粒子の存在のために見かけ上、渦動粘性が増加し、地ふぶき時の ϵ と地ふぶきのない時の ϵ に違いがあらわれる。西尾¹²⁾ は地ふぶき時における風速分布の測定や超音波風速計による風速変動の測定から ϵ を求め、地ふぶき時の値が地ふぶきのない時に比べて大きくなる事を確かめ、雪粒の運動エネルギーへの消散より、風の渦動粘性の寄与によって ϵ が大きくなると結論している。著者等の風速分布から求めた ϵ の値を、南極における Budd 等⁹⁾ の測定値から計算した値と共に第 4 図に示した。地ふぶき時では ϵ は U_{100}^3 に比例して増加し、地ふぶきのない時には、 ϵ は U_{100}^2 に比例して増加することがわかった。明らかに地ふぶき時の方が増加の割合が大きい。但し ϵ は高さによっても変る^{13),14),15)} がここでは 1 m の高さでの計算値である。



第 2 図 地ふぶき量と風速の関係
(札幌, 小林大二による測定値)

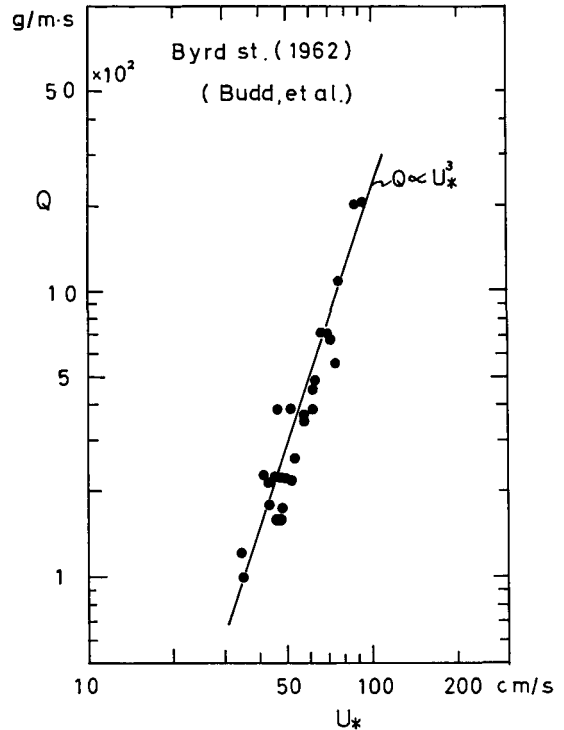
IV. 空間相関の測定

乱流場の幾何学的な状態を表わすものとして風速変動の空間的な相関関数は極めて重要な量である^{16),17),18)}。地ふぶき時についての速い風速変動の空間相関を調べるためには多数の超音波風速計を必要とし、現時点では設備の点で無理である。そこで応答の遅い小型風杯風速計を

用いて、5秒毎に5秒平均風速を読みとって解析を行なった。風速計は主風向に沿って7個設置した。各風速計の機差は10%前後であるので測定値の精度もその範囲内である。 x だけ離れた2点において同時刻に観測される風速変動量についての空間相関関数 $R(x)$ は次の(2)式で定義される。

$$R(x) \equiv \frac{\langle U(0)U(x) \rangle_t}{\langle U^2(0) \rangle_t \langle U^2(x) \rangle_t^{1/2}} \quad (2)$$

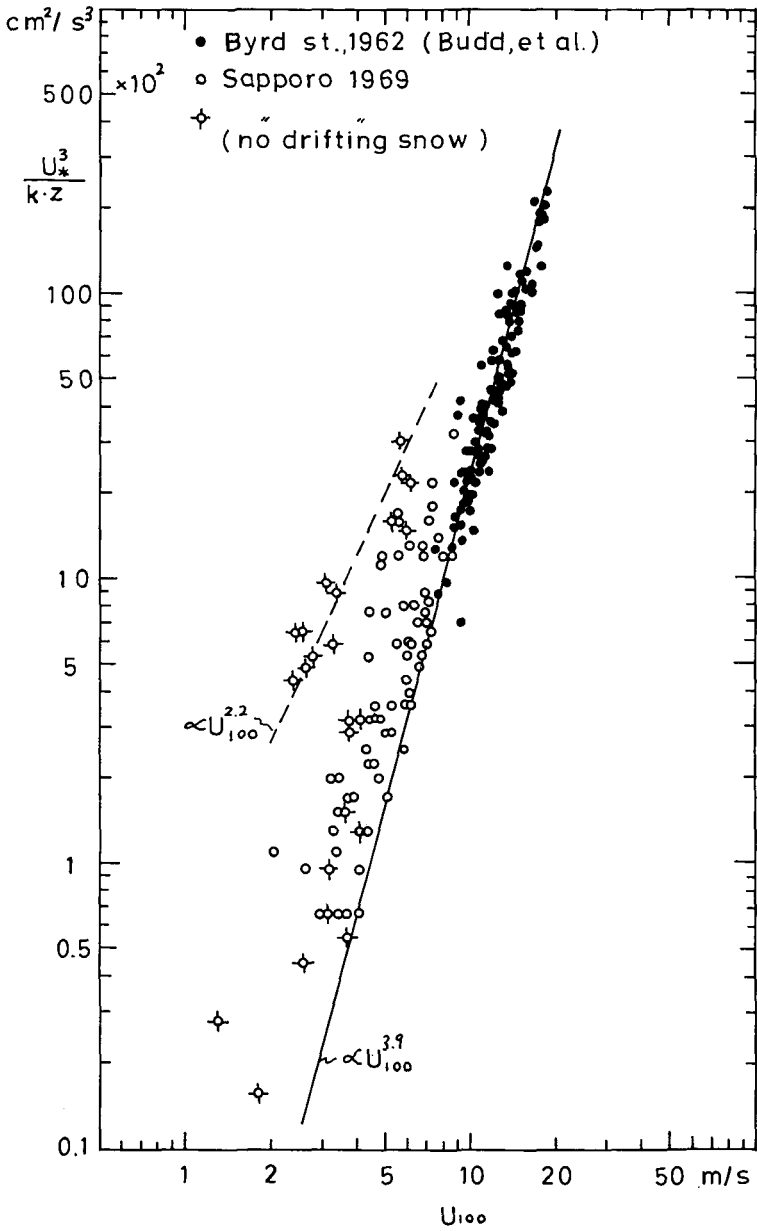
ここで $\langle \rangle_t$ は時間的平均を意味する。距離 x として 0, 2, 5, 10, 20, 50, 115 m の7点で、風速変動量を同時測定した。更に約 50 m の風下の地点で一成分超音波風速計による風速変動の測定を同時に行ない、これから求めた自己相関関数 $R(t)$ を $x=Ut$ (但し U は平均風速) の関係を用いて $R(x)$ に変換して比較を行なった。その結果を第2表と第5図に示した。第2表には、各地点の平均風速 U と乱れ速度 σ_u 、乱れ強度 G 、空間相関 $R(x)$ が示してある。第5図における実線は約 0.5 秒間隔で読みとった超音波風速計からの値で、点線は5秒毎の風杯型風速計からの値であるが、両者は (D), (E) を除いては、ほとんど一致している。また初期の減衰に注目すれば、50~100 m の間の大きさの乱れが乱流場の中で卓越している。



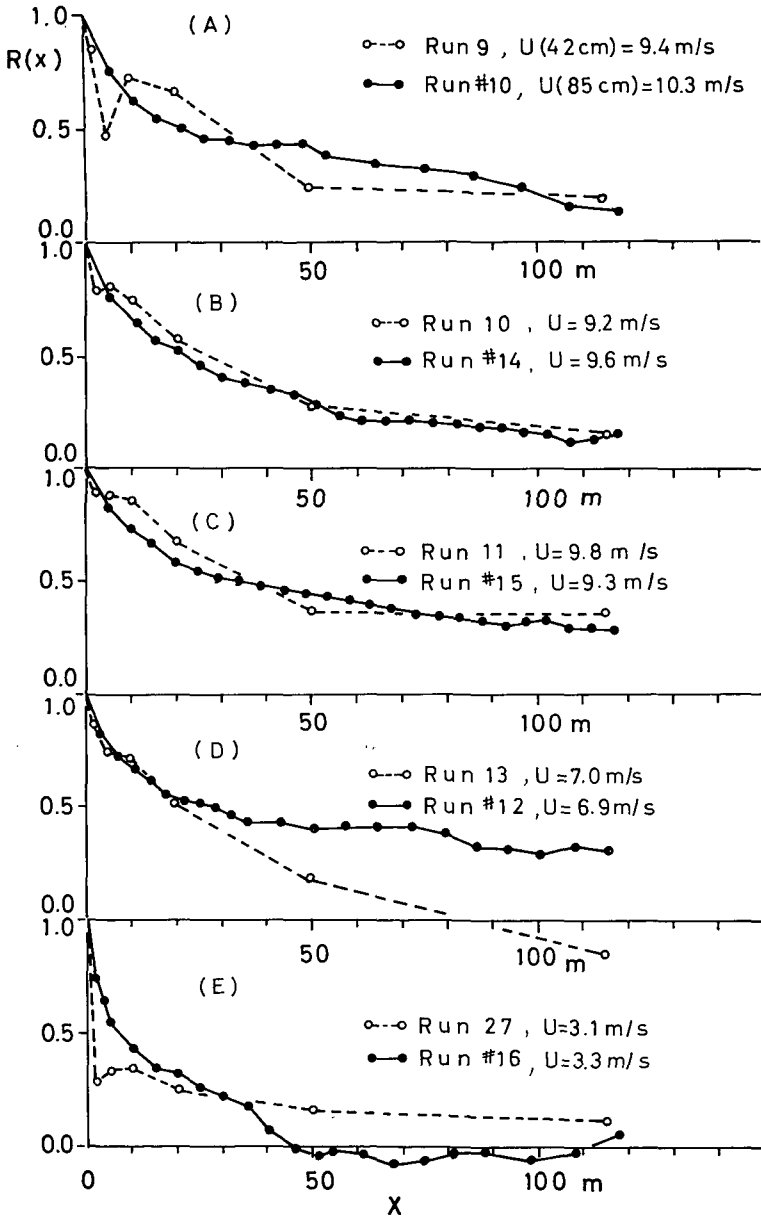
第3図 地ふぶき量と摩擦速度の関係
(南極, Budd 等による測定値)

V. 地ふぶき時の乱流エネルギースペクトル

雪面上約 1 m の高さで一成分超音波風速計を用いて、主として地ふぶき時において風速変動の測定を行なった。観測を行なった日時、読み取り時間間隔 T_* 、高さ Z 、平均風速 U 、乱れ速度 σ_u 、乱れ強度 G 、地ふぶき状態等を第3表に示した。その中から特に平均流方向の風速変動の標準偏差 σ_u と乱流強度 $G \left(= \frac{\sigma_u}{U} \times 100\% \right)$ を第6, 7図に示した。地ふぶき時の乱流強度は20%前後で風速の増加につれてわずかに増加の傾向を示しているが、乱れの標準偏差 σ_u は風速と共に増加し、風速が 5 m/s を越すとややその増加は急になる。また大気の乱れのエネルギースペクトルは、雪面との相互作用と結びついて重要である。超音波風速計によって測定した風速変動のエネルギースペクトルは Blackman と Tukey¹⁹⁾ の方法に依って計算した。計算に際しては hamming window を用い、更に σ_u^2 で無次元化(規格化)れたエネルギー密度を求めた。その結果を第8~10図に示した。雪面に近いのに、乱れの慣性小領域に属している $-5/3$ 乗則がよく成り立っている。第8図の例は、新雪の厚さが 10~14 cm の時、



第4図 エネルギー消散率と風速の関係

第5図 空間相関 $R(x)$

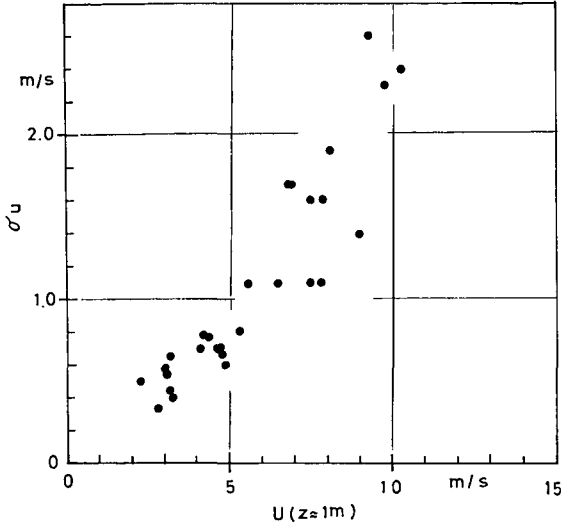
- 実線は超音波風速計によって求めた自己相関関数 $R(t)$ から $x=Ut$ として求めた $R(x)$
- 点線は風杯風速計を並べて測定した $R(x)$

第2表 風杯型風速計による空間相関

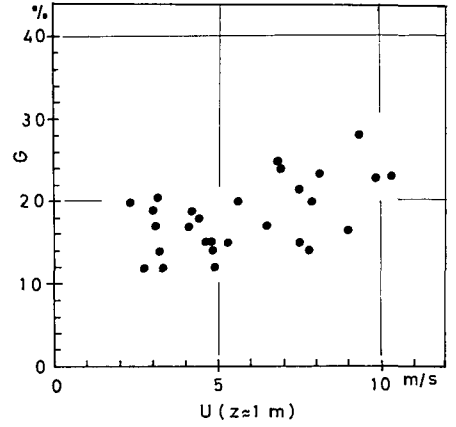
Run		X (m)							備 考
		0	2	5	10	20	50	115	
(9)	U (m/s)	9.0	9.1	10.8	9.3	9.4	8.8	8.9	Feb. 10 '70 9:45~9:50 Z=42 cm
	σ_u (m/s)	1.7	1.8	2.3	1.8	1.8	2.0	1.5	
	G (%)	18.8	19.6	21.0	18.8	19.5	22.5	17.3	
	R_x	1.0	0.85	0.47	0.73	0.67	0.25	0.20	
(10)	U (m/s)	8.6	8.7	9.0	8.9	9.2	9.1	10.0	Feb. 10 '70 10:45~10:50 Z=42 cm
	σ_u (m/s)	1.7	1.8	1.7	1.7	1.9	1.9	1.6	
	G (%)	19.4	20.8	18.9	19.4	20.5	20.7	16.1	
	R	1.0	0.78	0.80	0.74	0.57	0.27	0.15	
(11)	U (m/s)	8.7	8.9	9.0	9.1	9.4	10.3	11.2	Feb. 10 '70 11:00~11:05 Z=42 cm
	σ_u (m/s)	1.7	1.9	2.1	2.1	2.1	2.1	2.1	
	G (%)	22.4	21.8	23.3	22.7	22.4	20.0	18.7	
	R	1.0	0.90	0.88	0.86	0.68	0.37	0.36	
(13)	U (m/s)	6.6	6.7	7.0	6.8	6.9	6.7	7.6	Feb. 10 '70 16:05~16:10 Z=42 cm
	σ_u (m/s)	1.6	1.6	1.8	1.5	1.5	1.5	1.4	
	G (%)	24.9	23.2	25.4	22.0	21.3	21.8	19.0	
	R	1.0	0.87	0.75	0.72	0.52	0.19	-0.14	
(27)	U (m/s)	2.6	2.6	3.0	3.1	3.2	3.0	3.3	Feb. 24 '70 16:35~16:40 Z=41 cm
	σ_u (m/s)	0.7	0.7	0.7	0.6	0.7	0.9	0.5	
	G (%)	27.6	25.9	24.5	20.1	22.5	29.6	14.7	
	R	1.0	0.29	0.34	0.35	0.26	0.17	0.12	

第3表 超音波風速計による測定結果

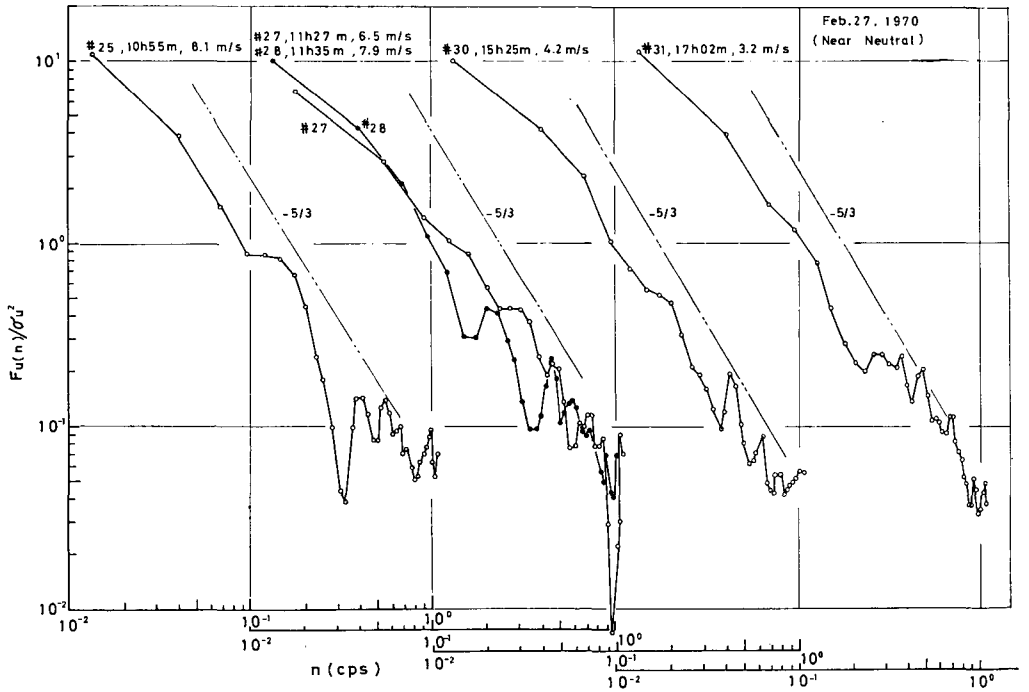
Run	Date	Time	T_* (sec)	Z (cm)	U (m/s)	σ_u (m/s)	G (%)	備 考
※25	F. 27 '70	10:55~57	0.467	85	8.1	1.9	23.3	snow wave 波長5~6m, 波高5~6cm, 新雪の厚 さ10~14cm, 表面密度 0.18g/cm ³ , 表面硬度70 g/cm ² , 雪温-3.5°C
※27	"	11:27~30	0.462	85	6.5	1.1	17.0	
※28	"	11:35~40	0.461	85	7.9	1.6	20.1	
※30	"	15:25~28	0.460	85	4.2	0.8	18.8	
※31	"	17:02~05	0.458	85	3.2	0.7	20.6	
※18	F. 23 '70	14:48~50	0.524	92	7.8	1.1	14.2	雪面 sastrugi 群, 間隔 13.4m, 降雪, 時にあり, 表面密度0.09g/cm ³ , 表 面硬度17~27g/cm ²
※19	"	14:55~58	0.523	92	5.6	1.1	20.3	
※20	"	15:04~07	0.520	92	7.5	1.1	14.7	
※21	"	15:37~40	0.519	92	5.3	0.8	15.4	
※22	"	17:18~21	0.520	92	2.4	0.5	19.7	
※23	"	17:36~39	0.520	92	4.4	0.8	17.6	
※10	F. 10 '70	9:45~50	0.525	85	10.3	2.4	23.2	所々に古い雪, 表面密度 0.197g/cm ³ , 表面硬度 90~130g/cm ² , 雪温-4.7°C
※14	"	10:20~25	0.524	85	9.8	2.2	23.0	
※15	"	11:00~05	0.520	85	9.3	2.6	27.6	
※11	"	15:25~30	0.525	85	6.8	1.7	24.7	
※12	"	16:05~10	0.527	85	6.9	1.7	24.4	
※16	F. 24 '70	16:35~40	0.520	85	3.3	0.4	11.7	地ふぶきなし



第6図 風速と乱れ速度の関係

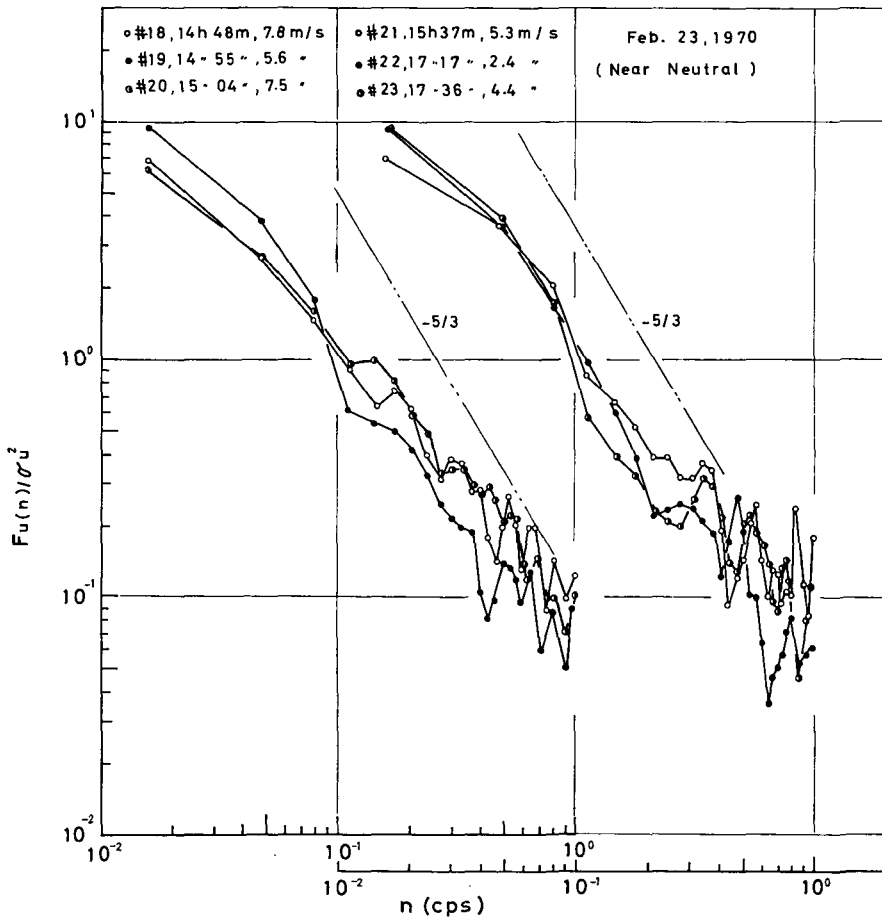


第7図 風速と乱流強度の関係

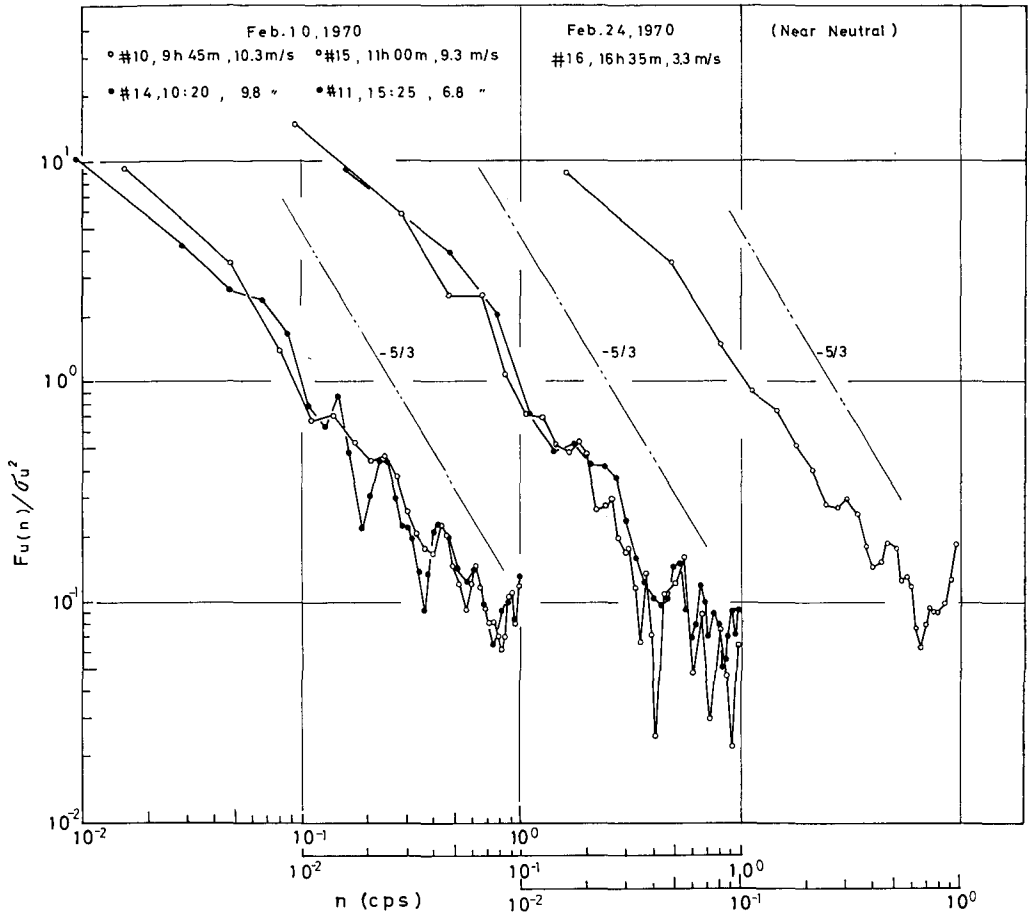


第8図 パワースペクトルの時間的变化
(雪面は Wave)

地ふぶきが発生し、午前中には雪面に波長が5~6m、波高が5~6cmの wave が観察され、午後には風が弱くなっていった時のスペクトルの時間的変化を示したものである。はじめに、0.3 cps 附近で有意と思われるエネルギーの谷が現われ、それが風速が弱くなるにつれてほとんど消滅した。このエネルギーの谷は、新雪層が厚く、かつ風速が大きい時に現われるのを特徴としている。第9図は新雪がやや薄く積った時地ふぶきがあり、雪面に間隔が13.4mの Sastrugi 群がみられた時のパワースペクトルの例で、風速の変化に対してスペクトルの形は余り著しくは変化しない。第10図は更に薄い新雪の時で、所々に古い硬い雪面がみえ、スペクトルの形には、風速の変化に対して有意な変化がみられない。この図の#16は地ふぶきのない時の例で、スペクトルの形は比較的滑らかである。一般に風と雪面の相互作用の機構は、風が雪面に影響して、雪面に変化を与え、その変形した境界面の影響が風に反映して平衡状態を保つと考えられるが、風のスペクトルを考察する場合には、この二段の機構を分離する事は困難である。従って雪面の変形の観察と風のスペクトルの時間的推移との間に位相差が観測できれば、どちらの機構が卓越して支配的であるかの判定ができると思われるが、まだそのような連



第9図 パワースペクトル (雪面は Sastrugi)



第10図 パワースペクトル (雪面は硬い, #16は地ふぶきのない時)

続的な記録を得ていない。しかし水面の風波の発生や、雪面の波状模様の平衡状態が風の乱流構造に強く依存する事など、更に著者等の観測したエネルギースペクトルの形の変化から考えると、雪面の形状が風の乱流場へ影響する機構よりも、風が持っている潜在的な雪面への作用の方が卓越しているように思える。

VI. 結 語

地ふぶき時における雪面近くの境界層の中の風の構造と風の運動量輸送に関する考察に際しては、実際に飛雪粒子の大部分が集中している雪面上 10 cm 以内の風の構造を調べる事が重要であるが、現段階においては、そのようなごく雪面近くの測定装置の開発がなされていないために測定が困難なので、雪面上 10 cm から 2 m の間の風が雪面近くの飛雪粒子の影響を受けるものとして話を進めてきた。乱流エネルギーのスペクトルに関しては、雪面に近い地点での測定にもかかわらず、 $-5/3$ 乗則が成り立つ、いわゆる Kolmogoroff の言う乱れの慣性小領域にあることがわかった。

終りに、統計計算は北海道大学大型計算機センターの FACOM 230-60 で行なったことを附記する。

文 献

- 1) 小林俊一・石田 完 1970 地ふぶき時における風の乱流. 低温科学, 物理篇, **28**, 125-133.
- 2) 小林俊一・石川信敬 1970 地ふぶきにおける積雪表面層の侵蝕と堆積 II. 低温科学, 物理篇, **28**, 135-141.
- 3) 大浦浩文・小林大二・小林俊一 1967 地ふぶき時における風速の垂直分布特性 I. 低温科学, 物理篇, **25**, 73-88.
- 4) 村木義男・竹内政夫 1969 地吹雪の研究 (1). 土木試験所月報, **189**, 9-15.
- 5) Untersteiner, N. and Badgley, F. I. 1965 The roughness parameters of sea ice. *J. Geophys. Res.*, **70**, No. 18, 4573-4577.
- 6) 真木太一 1972 南極の海氷上での安定状態下における接地気層の観測. 天気, **19**, No. 8, 415-421.
- 7) Bagnold, R. A. 1954 *The Physics of Blown Sand and Desert Dunes*. Methuen, London, 265 pp.
- 8) 小林大二・小林俊一・石川信敬 1969 みぞによる地ふぶき量の測定. 低温科学, 物理篇, **27**, 99-106.
- 9) Budd, W., Dingle, R. and Radok, V. 1966 The Byrd snow drift project: Outline and basic results. *Antarctic Res. Ser.*, **9**, 71-134.
- 10) Lumley, J. L. and Panofsky, H. A. 1964 *The Structure of Atmospheric Turbulence*. New York, Wiley & Sons Inc., 239 pp.
- 11) Gamo, M., Maitani, T., and Mitsuta, Y., 1970 The measurement of the energy dissipation rate in the surface boundary layer. Special Contributions, Geophysical Institute, Kyoto Univ., **10**, 59-74.
- 12) 西尾文彦 1972 地吹雪における乱れのエネルギー消散率の測定. 北海道大学地球物理学科, 修士論文. (未印刷).
- 13) Wilkins, E. M. 1960 Dissipation of energy by atmospheric turbulence. *J. Meteorol.*, **17**, 91-92.
- 14) Lettan, H. H. 1961 Dissipation of energy by turbulence. *J. Meteorol.*, **18**, 125-126.
- 15) Ball, F. K. 1961 Viscous dissipation in the atmosphere. *J. Meteorol.*, **18**, 553-557.
- 16) 井上栄一 1952 地表風の構造. 農業技術研究報告, A-2, 93 pp.
- 17) Jones, J. I. P. 1966 Presentations of surface wind and turbulence using the Cathode-Ray Tube. *J. Appl. Meteorol.*, **5**, 25-32.
- 18) Jones, J. I. P. 1966 C. R. T. Displays of Wind Eddies and Some Lagrangian Deductions from a Vortex Model of Turbulence. *J. Appl. Meteorol.*, **5**, 816-823.
- 19) Blackman, R. B. and Tukey, J. W. 1958 *The measurement of power spectra*. Dover Publications, Inc., New York, 190 pp.

Summary

Wind turbulence near the snow surface during drifting snow was measured by a sonic anemometer and cup anemometers. The roughness parameter Z_0 and the drag velocity U_* were obtained from data of wind speed profiles using three-cup anemometers. The roughness parameter Z_0 changed widely from values of 10^{-5} to 10^{-1} cm. The drag velocity U_* was closely related to the drift transport rate Q , similarly to the one obtained by Bagnold, i. e., $Q \propto U_*^3$ (Figs. 2 and 3). Also the energy dissipation of the turbulence ε was calculated by the formula $\varepsilon = U_*^3/kz$ (Fig. 4). In order to study the space correlation function $R(x)$, seven cup anemometers were placed along the wind

direction at distances of 0, 2, 5, 10, 20 and 115 m. The sampling time interval of wind fluctuations was 5 seconds. The results are shown in Fig. 5 with $R(x)$ converted from the auto-correlation function $R(t)$ of the sonic anemometer by the use of the relation: $x=Ut$.

The normalized power spectra of u -component of wind fluctuations under various conditions of the snow surface are shown in Figs. 8, 9, and 10. These figures are obtained under surface conditions of wave, sastrugi and hard snow respectively. All of these spectra nearly follow the so-called “ $-5/3$ ” law in a higher frequency region. Shown in Fig. 8 is the change of spectra as progress of time over the snow wave. It appears that the spectral characteristics of turbulent components over the snow wave have a sharp dip in a higher frequency region, while the shape of spectrum obtained in the absence of drifting snow is comparatively smooth as shown by Run #16 in Fig. 10.