



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	地心ぶき時における風の乱流
Author(s)	小林, 俊一; KOBAYASHI, Shun'ichi; 石田, 完他
Citation	低温科学. 物理篇, 28, 125-133
Issue Date	1971-03-25
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/18144">https://hdl.handle.net/2115/18144</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	28_p125-133.pdf



## 地ふぶき時における風の乱流\*

小林俊一・石田 完

(低温科学研究所)

(昭和45年8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が本論文の目的である。大気の中に雪原に応じて卓越する乱流が存在すると仮定すれば、特に雪面が新雪で厚く被われている時には、容易に地ふぶきが発生し、積雪表面層は飛雪粒子を媒介として作用した乱流の痕跡を残すにちがいない。その結果、色々な模様(例えば, sastrugi, ripple, snow dune, 波状模様等)が雪面上に見られる。

先ず、雪面近い大気中の乱流の状態を調べるために、一成分超音波風速計を用いて、雪面上約1mの高さの風速変動を測定した。そしてこれから求められる乱流要素の大きさと雪面上に見られる sastrugi 群又は波状模様の波長との間に関係があることがわかったので報告する。

### II. 雪面付近の風の乱流

一般に、雪面近い風をも含めて、自然風はその風速が不規則に変動している。これは自然風が乱流状態にあるためである。従ってここでは風の乱流をその平均風速からの変動分と定義し、この風速変動の統計的性質について調べ、それから地ふぶき時における雪面近くの風の乱流構造についての情報を得ようとするものである。

接地気層における乱流境界層は、実際には、非等質及び非等方性乱流場で非定常状態の場合が大部分である。そしてこれを詳細に記述できる理論は複雑すぎて現在のところまだない。従って、これまでなされてきた等質及び等方性乱流理論又は局部的等方性乱流理論を実際の大气乱流へ適用することには多くの問題が残されている。にもかかわらず、これらの理論の大气乱流へ適用した文献は多くある。筆者等は、理論の適用限界にはまだ多くの疑問が残されているものの、井上<sup>1)</sup>、塩谷<sup>2)</sup>、等の文献を手がかりに、地ふぶきの現象にこれらの理論を適用してみた。

### III. 風速変動の自己相関函数と乱流の大きさ

乱流場の速度を時間及び空間についての偶然量と考え、ある一点での風速変動の測定で、時刻  $t_0$  及び  $(t_0+t)$  における風速変動量を夫々  $u(t_0)$  及び  $u(t_0+t)$  とすれば、この間の自己相関函数(時間的又は Euler 的相関函数とも呼ばれる)は次の(1)式の如く定義される。

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第1090号

$$R(t) = \frac{\overline{u(t_0)u(t_0+t)}}{u^2} \quad (1)$$

この  $R(t)$  は、乱流場の状態を代表する重要な量と考えられる。例えば、井上<sup>1)</sup>によれば、彼の乱子模型からある時刻での瞬間風速  $U$  が平均風速  $\bar{U}$  と変動成分  $u$  とに分けられると考え、変動量  $u$  は風の中に乱子が含まれておりそれが平均風速  $\bar{U}$  で流されながら測定点を通過するために生ずる結果であるとした。そして  $L$  という大きさの乱子は、 $L/\bar{U} = T_0$  という時間で測定点を通過し、その乱子の固有速度に対応する変動を風速計に与え、それが風速変動の一部として観測されると考えた。従って、 $R(t)$  が零になるまでの時間は、大雑把に、この乱子に相当する、大きさが  $L$  の卓越する乱流のかたまりが測定点を通過する時間に等しいと考えてよい。

又一般に、 $R(t)$  は次の (2) 式のようにも表わされる。

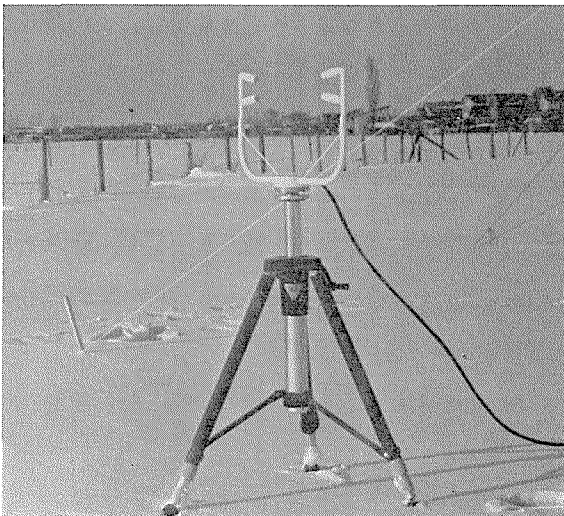
$$R(t) = 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^m \quad (2)$$

ここで  $m$  は、Kolomogoroff の相似仮定 (例えば、文献 3) から  $2/3$  の値が導かれる。しかし筆者等の実測した結果はかならずしも  $2/3$  の値とならない。 $m$  は測定装置や操作、大気の状態にかなり影響されるものと思われる。又  $T_0$  はその測定において卓越する最も大きい乱流要素が測定点を通過する時間である。従って本論文では、立体的な構造はわからないが、乱流の大きさを次の (3) 式の如く定義する。

$$L = T_0 \times \bar{U} \quad (3)$$

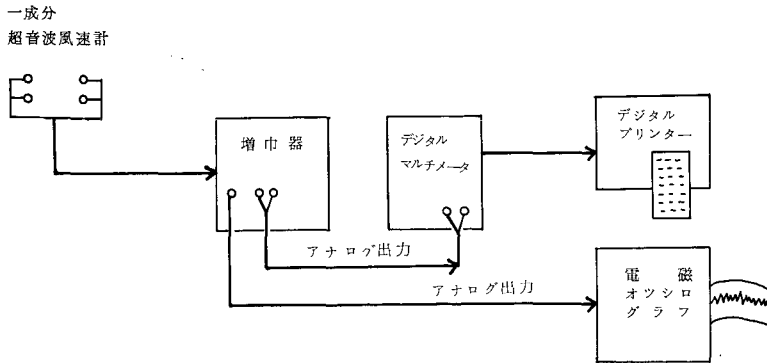
#### IV. 一成分超音波風速計による風速変動の測定結果

雪面上約 1 m の高さに、第 1 図に示した一成分超音波風速計を置いて、主に地ふぶき時の風速変動を測定した。測定値の統計的な解析のために、電子計算機を使うので、測定値はデジタルな値として得られる方が都合がよい。従って、第 2 図に示した測定系路



第 1 図 超音波風速計の設置風景

図の如くデジタルマルチメーターを通して約 0.5 秒間隔で 2 分間デジタルプリンターに風速変動の値を記録させた。この測定系の精度を調べるために、超音波風速計の出力を同時に電磁オシログラフに連続的に記録させ、その記録から前と同じ時間の間を 0.1 秒間隔で読みとった値を解析した結果は、前の場合と全く同じであった。又一成分超音波風速計では、平均風速が変化したのか、風向が大きく変化したのかの判定ができない。北大農場で観



第2図 超音波風速計による風速変動の測定系路図

測する地ふぶき時の風向は、殆んど北西又は北の風が卓越する時で、解析に用いたのは2分間の風向に大きな変化のない時のものを選んだ。これにかなったものは、全測定数の約1/5であったため、今までに得られている測定数はまだ少ない。又乱流測定には、観測に使った雪原の大きさや、周囲の建築物等にも左右されると思われる。低温科学研究所の北側に位置する北大農場の平坦な雪原の大きさは約0.6×0.6 kmで、測定は全てこの風下側においてなされた。測定は主に1969年1~3月の地ふぶきの発生しやすい時期に行なわれ、解析に使用できたのは2月中のものだけである。次にその時の地ふぶきの状況を簡単に記しておく。ただしここで言う低い地ふぶきとは、足もと近くを飛雪粒子が主に saltation で移動する場合のものであり、高い地ふぶきとは、観測者の目の位置より上方に飛雪粒子が拡散している場合で、その中間のものを中位の地ふぶきと便宜上名付けた。

(1) 2月5日の例

2月4日以来の降雪で、新雪の厚さは48 cmであった。14:00頃から北西の風の低い地ふぶきが発生し、15:30には高い地ふぶきに変わった。この時の気温は約+0.2°C、雪温は0.0°Cで高く、雪面40 cmの高さでの平均風速は約8~10 m/sで、高い地ふぶきが2月6日いっぱい続いた。

(2) 2月17日の例

2月15日に降雪を伴わない純粋な地ふぶきがあり、その後0.5 cm以下の降雪があったが雪面は硬い。この日は北西の風で、15:00~16:30の雪面上70 cmの平均風速は約3 m/sで、地ふぶきの発生と休止がくりかえされていた。

(3) 2月20日の例

表面の新雪層の厚さは0.5 cmであったが、所々に古い雪面が露出していた。雪面上1 mでの平均風速は3~5 m/sであったが、弱い降雪があったので地ふぶきが発生し易かった。15:00~17:00の雪温は-6.2°C、気温は-7.0°Cで比較的良かった。

(4) 2月22日の例

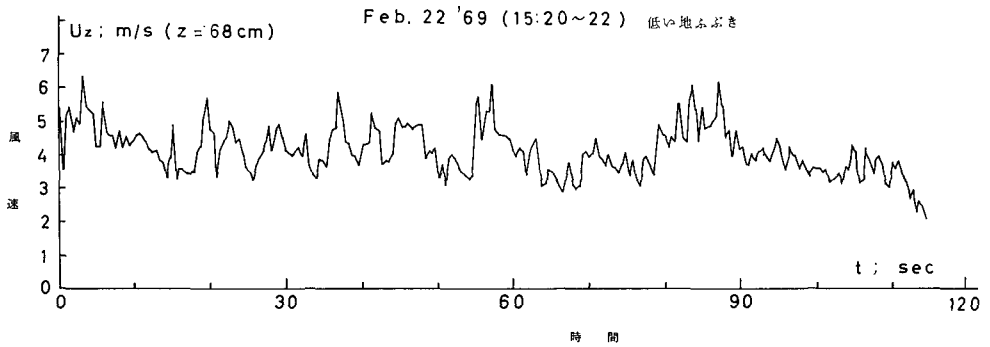
21日から低い純粋な地ふぶきが続き、新雪の厚さは約1 cmで、17:00の雪温は-11.5°C、気温は-11.0°Cであった。20日からの地ふぶきのために雪面は硬い。

## (5) 2月25日の例

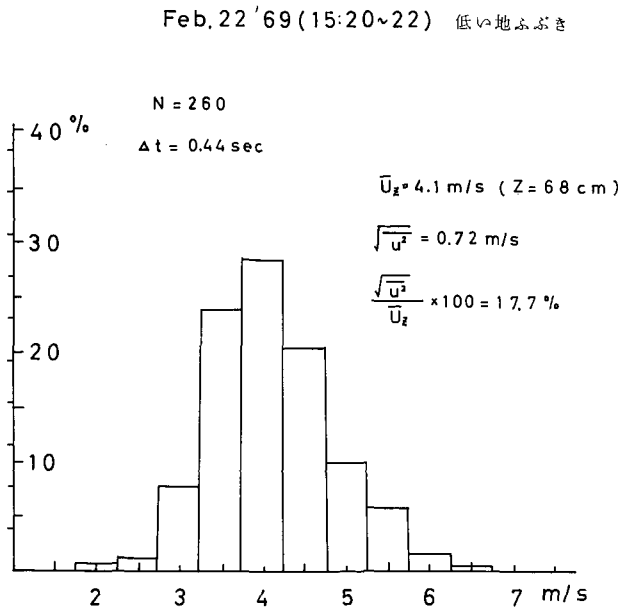
2月18日から目立った降雪はなく、23日、24日にも低い地ふぶきがあり、雪面は硬い風成雪をなしていた。この日は降雪のない純粋な低い地ふぶきであった。

次に、以上述べた様な気象条件下での地ふぶき時の解析例を二、三示す。

第3図には、2月22日での低い地ふぶき時の風速変動の一例を掲げてある。0.44秒間隔で約2分間の測定を表わしてある。この位ならば、この期間の平均風速に大きな変化がなかったと考えるとよい。更に第3図の風速の頻度分布をとれば、第4図の如くなる。大体正規分布を示

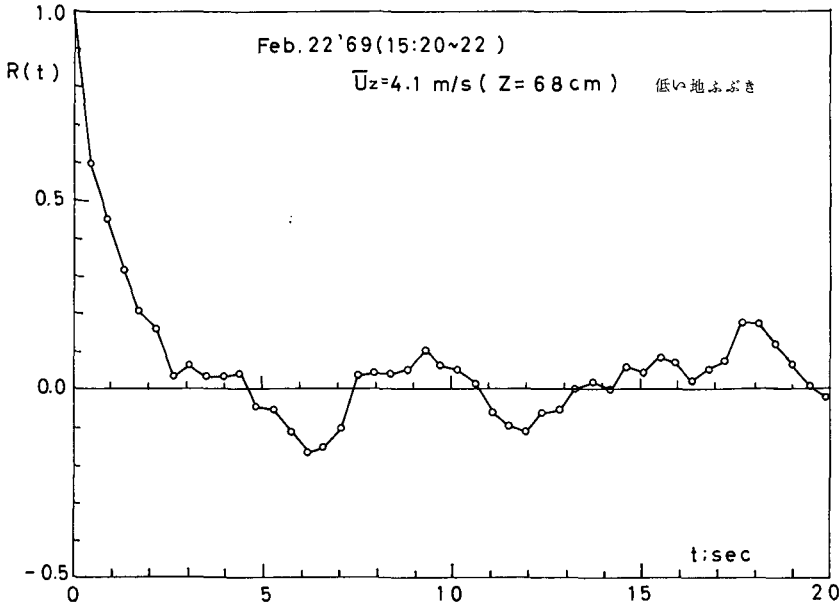


第3図 風速変動の例 (2月22日)



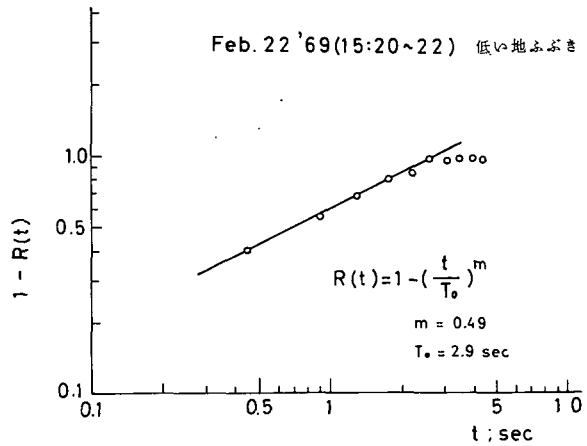
第4図 風速の頻度分布 (2月22日)

$N$ ; 測定値の数,  $\Delta t$ ; 読みとり間隔,  $\bar{U}_z$ ; 高さ  $z$  での平均風速,  $\sqrt{u^2}$ ; 風速変動量の標準偏差,  $G_x = \sqrt{u^2}/\bar{U}_z \times 100$  (%); 乱流の強さ (風の息)



第5図 風速変動の自己相関函数  $R(t)$  (2月22日)

しており、平均風速の上にランダムな変動をしている事がわかる。図中の  $N$  は測定値の数、 $\Delta t$  は読みとり間隔の時間、 $\bar{U}_z$  は平均風速、 $u$  は風速の平均からの変動分、 $\sqrt{u^2}$  は  $u$  の標準偏差、 $G_x = \sqrt{u^2} / \bar{U}_z \times 100$  (%) は乱流の強度を表わしている。この  $u$  の値について、(1)式から自己相関函数  $R(t)$  を計算した結果を第5図に示す。縦軸に  $R(t)$ 、横軸に時間(秒)をとってある。時間の経過と共に相関が減衰してゆく様子がわかる。この図から  $R(t)$  が0になる時間をもって、乱流要素の通過時間とするのは誤差が大きいので、これを両対数のグラフ上に書き直したのが第6図である。

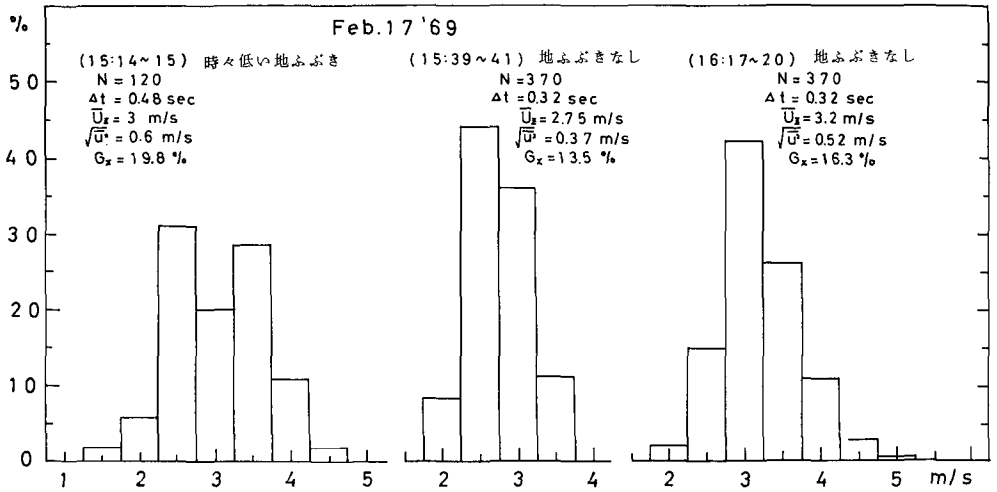


第6図  $1-R(t)$  と  $t$  の関係 (2月22日)

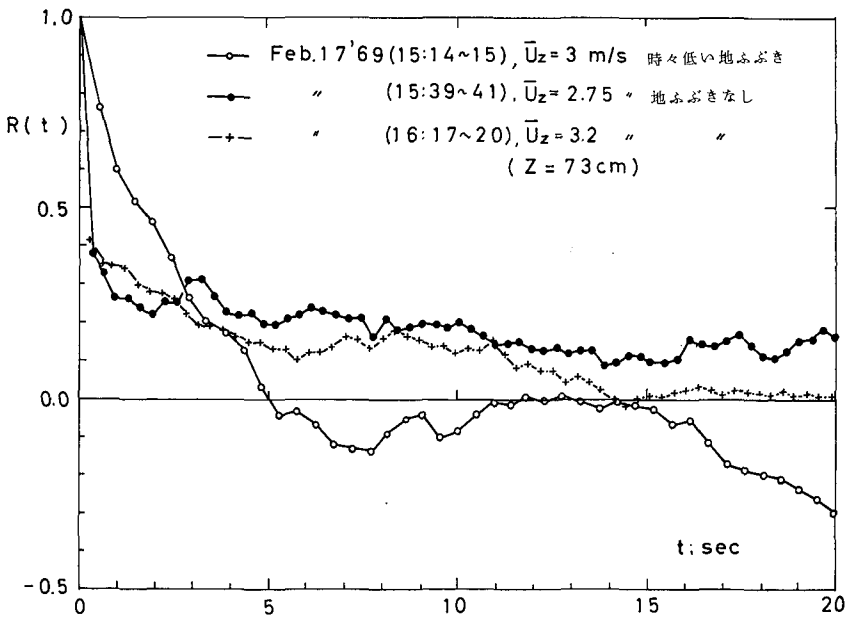
ただし、縦軸には  $1-R(t)$ 、横軸には時間をとってある。減衰の状態に着目して、このグラフ上で  $1-R(t)$  が直線的に変化し、1.0を横切る点の時間を乱流要素の通過時間( $T_0$ )とした。この場合の  $T_0$  は2.9秒で、平均風速が4.1 m/s だから乱流要素の大きさは、 $L = 2.9 \times 4.1 = 12.0$  mである。

次に第7図は2月17日の風速の頻度分布の例で、ほぼ同じ風速で、地ふぶき時と地ふぶきの休止時における測定が同じ日になされたので比較のために掲げた。この時は、乱流の強さが地ふぶき時で19.8%、地ふぶき休止時で13.5%、16.3%と後者が低い。そして  $R(t)$  を求めた結

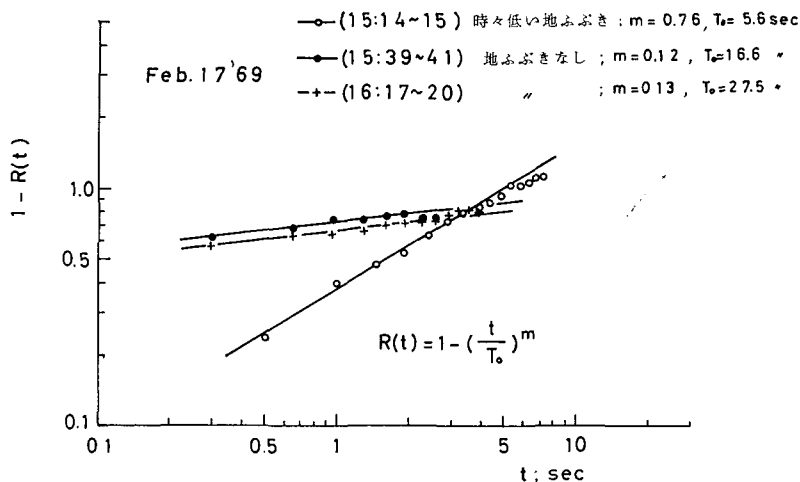
果が第8図である。減衰は地ふぶき時の方が早い。これらを両対数グラフに表わしたのが第9図である。計算の結果、乱流要素の大きさは、地ふぶき時では17m、地ふぶき休止時では45.6m、88.0mであった。地ふぶき休止時の方が乱流要素の大きさが大きい。測定例が少ないが、大浦他<sup>4)</sup>の測定結果もこの傾向を示している。以上のようにして得た結果をまとめて第1表に掲げた。地ふぶき時においても風速が大きくなるにしたがって乱流要素の大きさは小さくなる傾向を示している。前に雪面の侵蝕に関して小林、石川<sup>5)</sup>が報告したが、それによると積



第7図 風速の頻度分布 (2月17日)



第8図 風速変動の自己相関函数  $R(t)$  (2月17日)



第9図 1-R(t)とtの関係 (2月17日)

第1表 超音波風速計による測定結果\* (1969)

月・日・時	記録	読みとり 時間 Δt: sec	高さ Z cm	平均 風速 $\bar{U}_Z$ m/s	乱れ 速度 $\sqrt{u^2}$ m/s	乱れの 強さ $G_x$ %	乱渦の 通過時間 $T_0$ : sec	乱れの 大きさ $L = \bar{U}_Z \times T_0$ m	$m^{**}$	雪面と 地ふぶきの状態
F 5, 17:20~	アナログ	0.1	85	8.55	1.54	18	1.0	8.6	0.3	新雪層 48 cm, 高い地ふぶき
F 17, 15:14~15	デジタル	0.48	73	3.0	0.6	19.8	5.6	17.0	0.76	新雪層 0.5 cm 時々地ふぶき
"	アナログ	0.1	73	3.0	0.59	19.6	5.6	17.0		
15:39~41	デジタル	0.32	73	2.75	0.37	13.5	16.6	45.6	0.12	地ふぶきなし
16:17~20	"	0.32	73	3.2	0.52	16.3	27.5	88.0	0.13	"
F 20, 14:48~50	デジタル	0.33	68	3.1	0.57	18.1	7.2	22.4	0.43	地ふぶき+降雪 新雪層 0.5 cm
15:03~05	"	0.33	68	4.9	0.59	12.2	2.9	14.2	0.48	
16:33~35	"	0.33	68	4.6	0.67	14.7	3.6	16.2	0.33	
F 22, 15:20~22	デジタル	0.44	68	4.1	0.72	17.7	2.9	12.0	0.49	新雪層 0.5 cm 低い地ふぶき
F 25, 14:41~43	デジタル	0.45	69	4.7	0.71	15.2	3.2	15.2	0.37	硬い風成雪 地ふぶき

\* 計算は、北海道大学計算センターの NEAC 2203 G で行なった

\*\*  $R(t) = 1 - \left(\frac{t}{T_0}\right)^m$ ; Kolomogoroff (1941) によれば  $m = \frac{2}{3}$

雪表面層が波状に侵蝕されたり、又は sastrugi が群をなして分布している事が観察された。例えば、1969年2月7日、雪面上1mの高さの平均風速が約12 m/sの時、厚く積った新雪層は波状に侵蝕され、その波長は約3mであった。又風が弱くなって、風速が約4~5 m/sになると雪面は平坦化され、そのかわり波状模様は消え、sastrugiの群が見られるようになる。その sastrugi 群の間隔を測ってみると平均10.6 mであった。この事実と第1表に示されている乱流要素の大きさと比較してみるとオーダーが一致している。従って、この雪原において高さ約1 mで0.5秒間隔で2分間の風速変動の記録から得られた乱流要素の大きさは、波状模様を

形成したり, sastrugi 群を作ったりする程度の雪面との相互作用があると考えられる事ができる。

## V. 結 語

井上<sup>1)</sup>は彼の乱子モデルを使って, 地表風の構造の理論的研究を展開した。これが耕作物の振動, 農薬の拡散などに関係がある事から, 井上他<sup>6)</sup>は主に小型ロビンソン風速計を用いて5秒間隔で約10分間の乱れの測定を行なった。それによると自己相関函数が(2)式で表わされる場合,  $m$ の値はKolomogoroffの相似理論からは $2/3$ の値が得られるが, 実測の結果からは $2/3$ となる他に $1/3$ の値になる事も多い事を報告している。筆者等の第1表の結果も $2/3$ になる事がまれで $1/3$ と $2/3$ の間の値になる事が多い。塩谷<sup>2)</sup>は, 雪原上11mの高さで, 熱線風速計を用いて, 強風時には0.2秒間隔で30秒間, 弱風時には0.4秒間隔で60秒間の風の乱れの測定を行ない $m=2/3$ の値を得ている。そしてこの事は, Richardson<sup>7)</sup>が $10^2$ cmから $10^8$ cmの大きさにわたる実験から, 拡散係数が観測のスケールの $4/3$ 乗に比例する事を見出した経験則と,  $m=2/3$ とした時の(2)式の理論結果とは同じものである事から(2)式が大気に適用できる事の正当性を強調している。

筆者等は, 乱流理論の正当性をここでは議論しない。ただ風速変動の測定から得られた乱流要素の大きさと侵蝕痕から成る雪面の広がりとの間隔がほぼ一致する事から, 地ふぶき時の雪面と風の相互作用の存在を強調したにすぎない。雪面上の侵蝕痕の観察は更に小林, 石川<sup>8)</sup>の調査によっていくつかの実例が報告された。

乱流要素の大きさは具体的にある大きさとして見られる事がある。例えば, 笹竹で被われている斜面上を風が吹く時, その上をある広がりを持った模様点が点在して移動して行くのが見られる。そして積雪期に同じ場所で波状模様が観察された。前の例は井上<sup>9)</sup>が乱子模型と結びつけて研究している穂波の現象に他ならない。又風と水の相互作用の結果生ずる風浪<sup>10)</sup>の発生や河床等に現われる sand wave<sup>11)</sup>などは類似した現象と考えられる。そしてこれらの現象に共通して残る疑問は, 不規則な風の乱れが何故かなり規則的な表面模様を残すのかというそのメカニズムがはっきりとわかっていない事である。

終わりに, 討論に加わっていただいた本研究所雪氷研究グループの方々に, 又データの整理に労を惜しまなかった佐藤みち子嬢に深く感謝いたします。

計算は, 北海道大学計算センターの NEAC 2203 G で行なった。

## 文 献

- 1) 井上栄一 1952 地表風の構造. 農業技術研究所報告, **A-2**, 93 pp.
- 2) M. Shiotani 1953 Some notes on the structure of wind in the lowest layer of atmosphere, 気象集誌, **31**, 327-335.
- 3) 例えば Munn R. E. 1966 Descriptive Micrometeorology. Academic Press New York 245 pp.
- 4) 大浦浩文・小林俊一・小林大二 1968 地ふぶき時における風速の垂直分布特性 II. 低温科学, 物理篇, **26**, 315-328.
- 5) 小林俊一・石川信敬 1969 地ふぶきにおける積雪表面層の侵蝕と堆積 I. 低温科学, 物理篇, **27**, 107-114.

- 6) 井上栄一・谷 信輝・今井和彦 1955 耕地風の乱れの測定. 農業技術研究所報告, **A-4**, 36 pp.
- 7) L. F. Richardson 1926 Atmospheric diffusion shown on a distance-neighbour graph. *Proc. Roy. Soc.* **A 110**, 709-737.
- 8) 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**, 135-140.
- 9) 井上栄一 1955 穂波の研究 (I). 農業気象, **11**, 18-22.
- 10) 国司秀明 1964 風浪発生の謎. 自然, **6**, 109-116.
- 11) 矢野勝正・芦田和男・田中祐一郎 1965 砂漣に関する実験的研究 (第一報). 京大防災研究所年報, **8**, 271-280.

### Summary

To measure the wind turbulence near the snow surface during drifting snow, one component ultra-sonic anemometer was used (cf. Fig. 1). Measurements were made at a height of about 1 m above the surface of a snow field on the Farm at the Hokkaido University from January to March 1969. The data obtained for five days in February were analysed in as much as the data obtained from one component ultra-sonic anemometer has a meaning only in the case of a constant wind direction.

The auto-correlation coefficient  $R(t)$  of the fluctuating wind speeds at time  $t_0$  and  $t_0+t$  is given by the following equation :

$$R(t) = 1 - \left( \frac{t}{T_0} \right)^m, \quad (1)$$

where  $T_0$  denotes the passing duration of the largest turbulence element passing through the measuring point. Thus, the scale of turbulence element  $L$  is defined by the following equation :

$$L = T_0 \times \bar{U}, \quad (2)$$

where  $\bar{U}$  is the mean wind speed at a measured height. The application of the theories of isotropic turbulence to nonisotropic turbulence was developed by Kolomogoroff (1941) who proposed the theory of a local isotropic turbulence. According to his theory the value of  $m$  is equal to  $2/3$ , however our observed values of  $m$  were between  $1/3$  and  $2/3$ .

The results from our measurements (cf. Table 1) suggest that the scale of turbulence element  $L$  during drifting snow was small in comparison with that which was measured in non drifting snow. For example, when the mean wind speed was about 3 m/s both in drifting snow and non drifting snow, the scale of turbulence was about 17 m in the former and it was approximately 44.6 to 88 m in the later, therefore the later was about 2-5 times of the former. When drifting snow occurred, the mean wind speed was larger and the scale of turbulence became smaller. The scale of turbulence is in agreement with the scale of patterns eroded on the snow surface, such as wave lengths of snow waves or the distance between groups of sastrugi. For example, when the mean wind speed at a height 1 m above the snow surface was 5-6 m/s, the scale of turbulence was about 14-16 m (Feb. 20, 1969) and the distance between groups of sastrugi was 10.6 m (Feb. 7, 1969). It is of interest that the turbulence of wind affects the snow surface through the medium of drifting snow particles and the resulting patterns were etched on the snow surface.