

南極やまと山脈周辺の裸氷上における接地気層の観測

小林 俊 一*

Observation of the Atmospheric Surface Layer on Bare Ice in the Circumference of the Yamato Mountains, Antarctica

Shun'ichi KOBAYASHI*

Abstract: The measurements of profiles of wind speed and air temperature in the atmospheric surface layer above bare ice surface in the circumference of the Yamato Mountains were carried out under neutral and unstable conditions in December, 1973. The results are summarized as follows:

- 1) The value of aerodynamic roughness parameter (Z_0) was constantly 0.085 cm independent on wind speed, and this value corresponded to the depth of spoon-cut features (2–3 cm) on the bare ice surface.
- 2) The relation between the friction velocity (U_*) and the wind speed at 1 m height (U_1) is expressed by $U_* = 0.057 U_1$.
- 3) Atmosphere showed an unstable condition (negative Richardson number) with the decrease of wind speed, as the bare ice surface was heated by radiation.
- 4) Eddy diffusivity obtained on the bare ice surface in neutral condition was larger than that of sea ice around Syowa Station.

要旨: やまと山脈周辺の裸氷原上で行った、高度約 3.5 m までの接地気層の夏期間 (12 月) 1 週間の短かい観測結果から、次のことがわかった。

- 1) 風速分布から裸氷面の空気力学的粗度 Z_0 は、風速によらず一定で、0.085 cm であった。これは裸氷表面のスプーンカットの深さ約 2~3 cm に対応している。
- 2) Z_0 が一定のため、摩擦速度 U_* と 1 m 高度の風速 U_1 との間には、 $U_* = 0.057 U_1$ という直線的な関係がある。
- 3) 風が弱くなると、裸氷面の加熱のために大気は不安定になる傾向を示した。
- 4) 中立状態に近い時の渦拡散係数の値は、昭和基地周辺の雪で被われた海水上の値よりも大きな値であった。

1. は じ め に

昭和基地の南西方約 300 km にあるやまと山脈の周辺には、約 4,000 km² に及ぶ裸氷地帯 (bare ice) があり、ここは近年多数の隕石が発見され“隕石氷原”として注目を集めている。

* 北海道大学低温科学研究所. The Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Kita-ku, Sapporo 060.

この“裸氷域”の気象は、これまでやまと山脈旅行が行われた夏期間のトラバース気象のデータしかない（吉田他，1962；上田，1971；KOBAYASHI, 1975；矢内他，1976）。この“裸氷域”に特徴的な気象状態を調べるためには、少なくとも接地気層の微気象観測が必要と思われる。幸い第14次南極地域観測隊では、やまと山脈旅行の途中で、1973年11月27日から12月15日の19日間、裸氷上で停滞観測する機会を得た。その間約1週間、約3.5 mまでの接地気層内の風速と気温の鉛直分布と一成分超音波風速計による乱流観測を行った。今回は風速と気温分布の結果について報告する。

これまでに昭和基地周辺の雪で被われた海氷上で行われた微気象観測（真木，1972a, b; MAKI, 1974）の結果と比べて、やまと山脈周辺の裸氷域は、山塊の熱的影響と山塊の端から発生するカルマン渦による突風現象を受けて、独特の微気象状態にあることがわかった。すなわち、やまと山脈周辺の裸氷地帯の接地気層は、夏期間で主に中立、またはやや不安定な気層状態が卓越することがわかった。

本論文では、風速と気温の鉛直分布の測定から、雪面に近い接地層では、風速分布が対数関係式に従うと仮定して得た摩擦速度 (U_*) や空気力学的粗度 (Z_0) と大気安定度を表わすリチャードソン数 (R_i) と運動量の渦拡散率 (K_M) の関係について述べる。

2. 観測場所および観測方法

観測は、やまと山脈の北部、D, E, F, G 郡の山塊に囲まれた裸氷地にベースキャンプ (D0) を設けてそこで行った (図1)。観測点付近は、F 郡と E 郡の山塊の間の氷河上から、カタバチック風がなだれ落ちて一般に風が強い。時には雪煙の観察から、氷河の両側よりカルマン渦が生成するのが望見できた。この氷河上部の雪原とベースキャンプの裸氷原の間の高度差は、約 100 m である。したがって観測点付近は一般にカタバチック風の hydraulic jump (BALL, 1956) があり、それによるじょう乱が観測点まで到達する時には、この付近も雪煙が舞い上がる。裸氷面は図2の写真に示したごとく、昇華蒸発によってできたと思われる氷のスプーンカット (spoon-cut) 模様がみられる。障害物付近の地吹雪による吹きだまり以外は、広く青氷地帯を呈している。

観測は図3の写真で示したごとく、3.5 m の支柱に、牧野応用測器製作所の電磁式風速計 5 台を、3.35, 1.85, 0.86, 0.55, 0.35 m の各高度に取り付け、KD 大型雪上車内でデジタル計数器による2分間風程を読みとった。また気温の測定は、サーミスター温度計を 3.15, 1.65, 0.15 m の3点の高度で行った。温度の検定はアスマン通風乾湿温度計で行った。そし

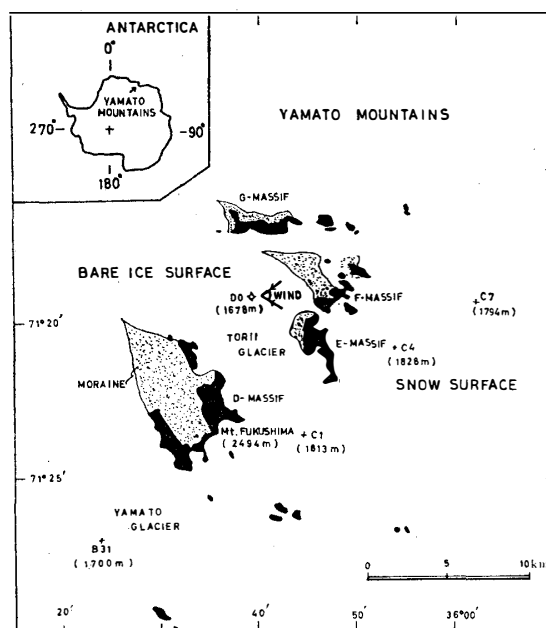


図 1 観測点 (D0) 位置図

Fig. 1. Location map of the observation site (D0) near the northern Yamato Mountains.

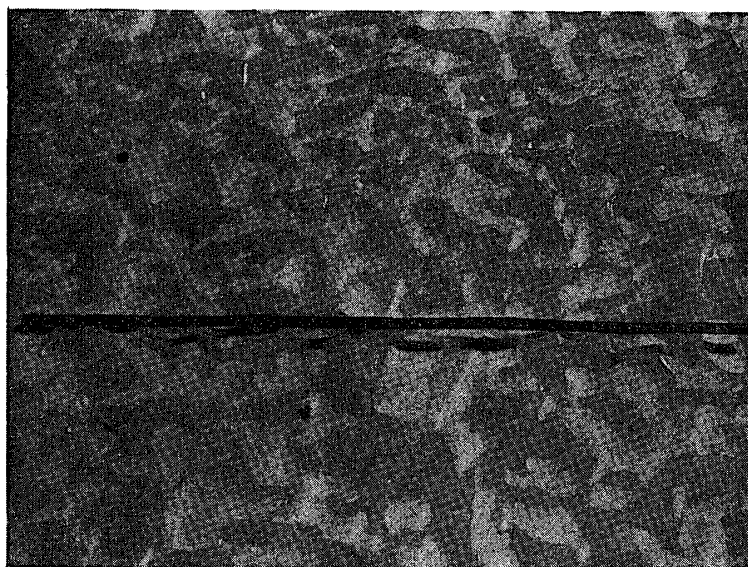


図 2 裸氷面の状況 (写真の中のスケールは 1 m)

Fig. 2. Surface feature of the bare ice field near the northern Yamato Mountains. Scale is 1 m.

て風速分布は、ほぼ対数法則に従うことを片対数グラフ上で確かめ、摩擦速度 (U_*) や空気力学的粗度 (Z_0) はグラフ上から読みとった。

次に解析方法としては次の理論に従った。一般に大気が中立条件の時には、水平のシア-

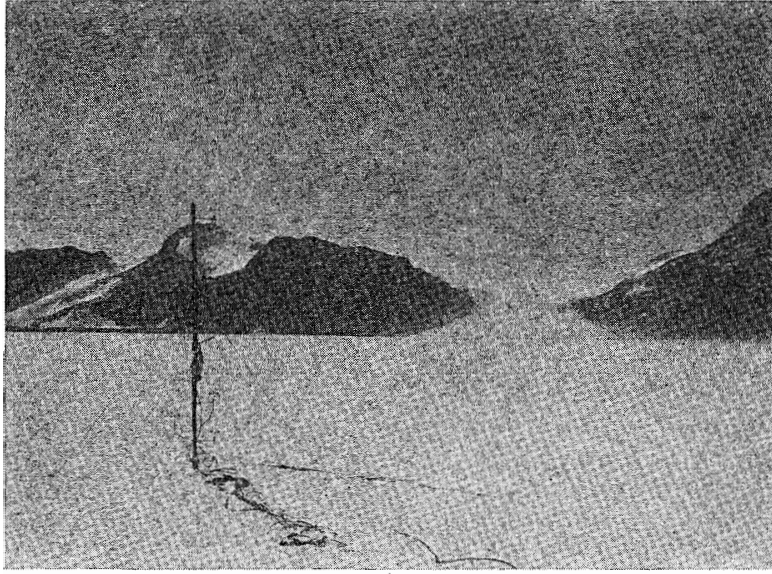


図 3 観測風景 (後方は右からやまと山脈 E, F 郡)

Fig. 3. Snapshot of the observation. Massifs E and F from right to left in the background.

応力 (τ) は次の (1) 式のごとく書ける.

$$\tau = \rho K_M \frac{\partial U}{\partial Z} \quad (1)$$

ここで, K_M は運動量についての渦拡散率であり, U は各高度 Z における風速であり, ρ は空気の密度である. さらに風速分布が対数法則に従うと仮定すれば, 次の (2) 式が成り立つ.

$$\frac{\partial U}{\partial Z} = \frac{U_*}{kZ} \varphi(\xi) \quad (2)$$

ここで, $U_* = (\tau/\rho)^{1/2}$ で摩擦速度といい, k は von Kármán 定数でほぼ 0.4 の値に等しい. そして $\varphi(\xi)$ は ξ に関する普遍関数で, ξ は安定度を示す. 大気が中立のときは, $\varphi(0) = 1$ であり, 不安定になると $\varphi(\xi)$ の値は $\varphi < 1$ になる.

そこで (1) 式と (2) 式から, 運動量についての渦拡散係数は次の (3) 式になる.

$$K_M = k U_* Z / \varphi(\xi) \quad (3)$$

一方, 大気の安定状態を示す Richardson 数 (R_i) は次の (4) 式で定義される.

$$R_i = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial Z} \left/ \left(\frac{\partial U}{\partial Z} \right)^2 \right. \quad (4)$$

ただし, g は重力の加速度, θ は高度 Z での平均気温 (絶対温度) である. ここで, $\partial \theta / \partial Z > 0$ の場合は安定, $\partial \theta / \partial Z < 0$ の場合は不安定, $\partial \theta / \partial Z = 0$ の時は中立と呼ばれる.

3. 観 測 結 果

風速と気温の測定値を表 1 に示した。さらに風速と気温の鉛直分布の例を図 4 (a), (b) にかかげた。図 4 (a) には風速分布を (b) には気温分布をいずれも縦軸を対数目盛で示してあり、各例の番号は表 1 の測定番号に対応している。図中の点線 (Run 3) の一例は安定な時の例である。

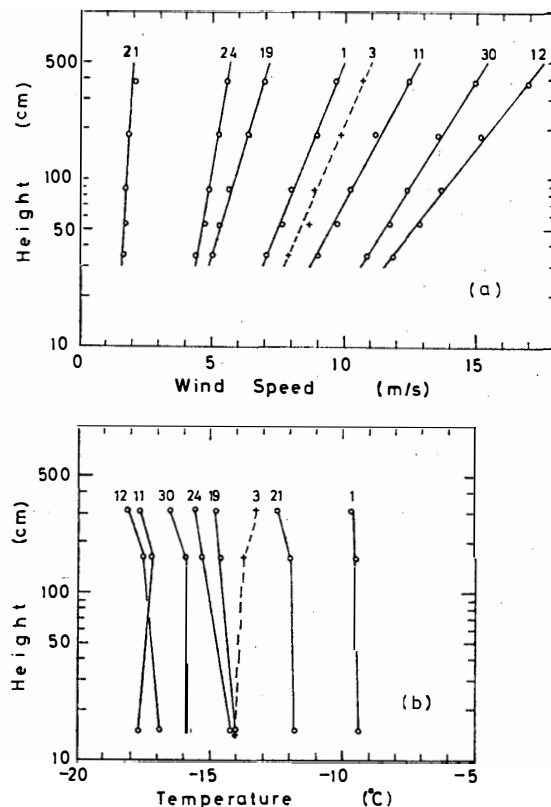


図 4 風速と気温の鉛直分布の例
(a) 風速分布, (b) 気温分布
Fig. 4. Examples of wind and air temperature profiles above bare ice surface. (a) Wind profile. (b) Air temperature profile.

3.1. 気温

12 月 1 日から 7 日までの観測期間の 1.65 m 高度の気温の変化を図 5 に示した。夏期間の大陸氷床斜面上の気温の日変化は、非常に周期的である (山田, 1974)。また 3.15 m と 0.15 m の 2 高度の気温差は、大気の状態の目安になる。この結果を図 6 に示した。一応温度差が正の時には安定、負の時には不安定、零の時には中立状態と見て良い。図 6 からわかるように、4 時 (GMT) から 16 時 (GMT) の間はほとんど不安定に近く、16 時以後は中立または安定に近づく傾向がみられる。結局、気温の上昇時の昼間は、山塊の熱的影響と裸氷表面が正味放射量が正のため加熱されて、接地気層は中立に近いが、または不安定状態になる。特に風が弱いと裸氷面の加熱が効いて、大気不安定状態が大きくなる。風が強く山塊によって作られる乱流が大きくなると、雪の堆積がないので裸氷が常に露出し、アルベード

表 1 観 測 結 果

Table 1. Summary of the data on bare ice surface at Yamato Mountains in 1973.

Run	Date	Time	Wind velocity (m/s)					Air temperature (°C)			Weather, amount of cloud	Wind direction
			U ₅ (3.35 m)	U ₄ (1.85 m)	U ₃ (0.86 m)	U ₂ (0.55 m)	U ₁ (0.35 m)	T ₃ (3.15 m)	T ₂ (1.65 m)	T ₁ (0.15 m)		
1	Dec. 1	1423-1425	9.7	9.0	8.0	7.7	7.1	-9.7	-9.5	-9.4	☉*↗ 9	EES
2	1	1657-1659	12.3	11.5	10.5	10.0	9.3	-10.5	-10.5	-10.4	☉*↗ 9	EES
3	1	2040-2042	10.7	9.9	8.9	8.8	7.9	-13.2	-13.7	-14.0	☉*↗ 8	EES
4	2	0545-0547	13.2	12.3	10.9	10.7	9.5	-14.5	-14.3	-13.8	☉↗ 1	ENE
5	2	0910-0912	12.3	11.3	10.0	9.5	8.7	-12.0	-12.2	-11.5	☉ 1	ENE
6	2	1037-1039	10.7	9.8	8.8	8.4	7.8	-10.8	-10.0	-9.4	☉ 1	ENE
7	2	1348-1350	10.6	9.8	8.6	8.1	7.5	-10.3	-9.9	-8.9	☉ 1	ENE
8	2	1549-1551	10.9	9.9	8.8	8.2	7.8	-11.3	-10.9	-10.5	☉ 1	ENE
9	2	1746-1748	11.0	9.9	8.7	8.2	7.6	-12.8	-12.5	-12.8	☉ 1	ENE
10	2	2010-2012	11.1	10.1	9.1	8.5	8.0	-15.8	-15.5	-15.5	☉ 1	ENE
11	2	2150-2153	12.5	11.2	10.3	9.8	9.0	-17.7	-17.2	-17.7	☉ 1	ENE
12	3	0550-0552	17.0	15.2	13.7	13.0	11.9	-18.1	-17.5	-16.9	☉↗ 0	NE
13	3	0850-0852	12.1	11.1	9.9	9.5	8.7	-15.5	-14.8	-14.5	☉↗ 0	NE
14	3	1105-1107	12.2	11.3	10.0	9.4	8.8	-13.2	-12.3	-11.5	☉↗ 2	ENE
15	3	1203-1205	10.5	9.8	8.5	8.2	7.6	-12.5	-11.8	-10.5	☉↗ 2	ENE
16	3	1425-1427	8.3	7.5	6.8	6.4	6.1	-13.8	-13.6	-13.2	☉↗ 2	ENE
17	3	1635-1637	8.5	7.8	7.0	6.4	6.3	-12.8	-12.6	-12.2	☉↗ 2	ENE
18	3	2000-2002	6.7	6.2	5.4	5.1	4.9	-15.2	-15.2	-15.2	☉ 4	SE
19	4	0613-0615	7.0	6.4	5.7	5.3	5.1	-14.8	-14.6	-14.0	☉* 10	EES
20	4	0944-0946	6.8	6.3	5.9	5.1	5.3	-13.5	-13.5	-12.8	☉* 10	EES
21	4	1152-1154	2.1	1.8	1.7	1.7	1.7	-12.5	-12.0	-11.8	☉* 10	EES
22	4	1458-1500	1.8	1.6	1.4	1.6	1.5	-14.5	-14.0	-14.0	☉* 10	EES
23	5	0615-0621	2.2	2.0	1.9	1.8	1.7	-16.1	-15.9	-15.2	☉* 10	SE
24	5	0905-0907	5.6	5.3	4.9	4.8	4.4	-15.6	-15.3	-14.7	☉* 10	SE
25	5	1146-1148	8.0	7.4	6.6	6.3	5.9	-15.1	-14.5	-14.0	☉↗ 9	EES
26	5	1505-1507	10.2	9.5	8.4	8.1	7.4	-14.2	-13.8	-13.0	☉↗ 9	EES
27	5	1751-1753	8.5	8.0	7.0	6.9	6.2	-16.2	-16.0	-15.9	☉↗ 4	E
28	5	1805-1807	10.3	9.6	8.6	8.5	7.6				☉↗ 4	E
29	5	1925-1930	10.1	9.4	8.4	8.2	7.5				☉↗ 4	E
30	6	0900-0902	15.0	13.6	12.4	11.8	10.9	-16.5	-15.9	-15.8	☉↗ 3	EEN
31	6	1036-1041	12.8	12.0	10.8	10.2	9.4				☉↗ 3	EEN
32	6	1152-1157	11.3	10.3	9.4	8.9	8.2				☉↗ 3	E
33	6	1305-1310	8.4	7.7	7.0	6.7	6.2	-14.0	-13.7	-12.5	☉ 3	E
34	6	1702-1707	6.4	5.9	5.3	5.1	4.8	-14.7	-14.5	-14.2	☉ 3	E
35	7	0627-0629	7.4	6.8	6.3	6.2	5.6	-16.3	-15.9	-15.3	☉↗ 7	EEN
36	7	2115-2119	9.3	8.4	7.8	7.6	6.9	-17.7	-17.7	-17.9	☉↗ 3	E
37	7	2222-2225	11.8	10.5	9.8	9.2	8.6				☉↗ 3	E
38	8	0612-0614	15.5	14.1	12.9	12.4	11.4				☉↗ 7	EEN
39	8	0922-0924	15.7	14.3	13.1	12.3	11.5				☉↗ 7	EEN

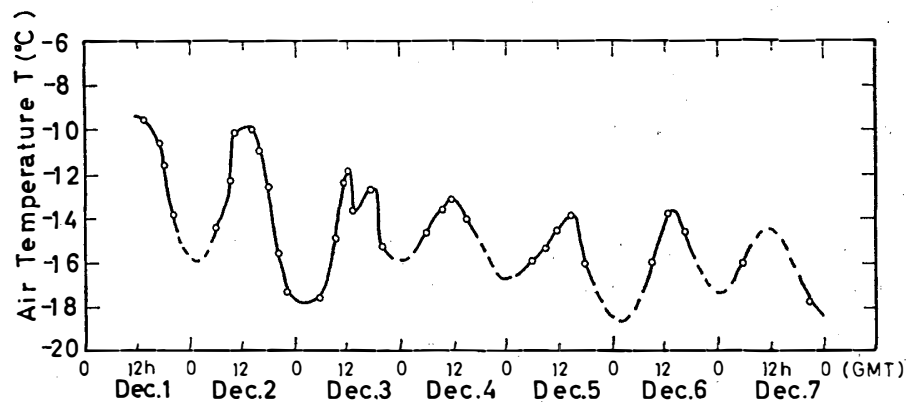


図 5 観測期間の気温 (高さ 1.65 m) の変化

Fig. 5. Variation of air temperature at the height of 1.65 m during the period from December 1 to 7, 1973.

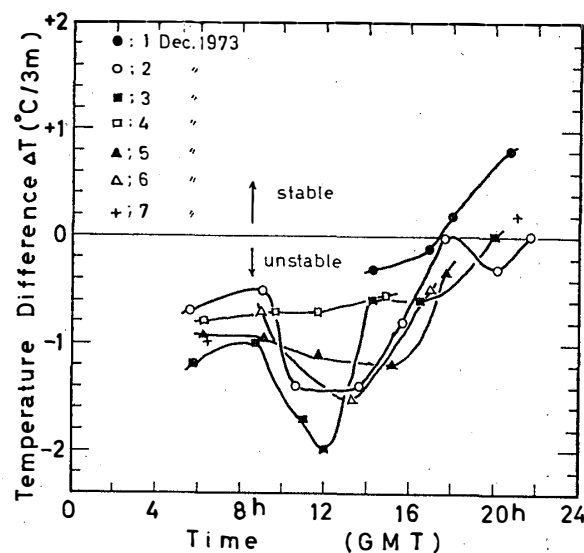


図 6 3.15 m と 0.15 m の間の気温差の日変化

Fig. 6. Daily variation of air temperature difference between 3.15 m and 0.15 m.

が雪より小さいので裸氷の吸熱が増して、大気は不安定な状態になり、氷の昇華蒸発を促す。この地域は消耗 (ablation) が卓越して裸氷域を作っているものと思われる。すなわち、裸氷の表面には図 2 の写真に示したような数 cm の波長と波高をもつ凸凹のリップル (ripple) とか、スプーンカットとか呼ばれる昇華蒸発を示す ablation hollow を呈していた。

3.2. 裸氷面の空気力学的粗度

大気の安定度が中立条件の時、風速の鉛直分布 $U(Z)$ は (2) 式の対数法則に従う。すなわち、(2) 式の微分方程式を解けば次の (5) 式になる。

$$U(Z) = \frac{U_*}{k} \ln \frac{Z}{Z_0} \quad (5)$$

ここで、 Z_0 は積分定数で、風速が零になる高さで空気力学的粗度 (roughness parameter) と呼ばれる。 Z_0 は図 4 (a) の U が 0 になる Z の値である。一般に、積雪表面層の場合は通気性 (石田・清水, 1955) があり、かつ地吹雪が発生し易いので、風速の増加と共に Z_0 は増加するという報告が多く出されている (大浦他, 1967, 1968; 真木, 1971; 西尾・石田, 1973; 菊地・石田, 1976)。これは表面近くの飛雪粒子の増加によって、表面の Z_0 が増加することと対応している。しかし、表面層が多孔質でない固い青氷 (blue ice) の場合には、たとえ風上側から飛雪の移流があっても、その量は積雪表面上の地吹雪の場合に比べて量的に少ないので、 Z_0 の増加にはあまり効果がない。真木 (1971) の報告によれば、地吹雪のない時には、雪面の空気力学的粗度は変わらず 0.01 cm の値を示した。裸氷域の場合は図 7 に示したごとく、ばらつきはあるが、風速によらずほぼ一定値 0.087 cm を示した。この値は上述の雪の場合よりも大きい。硬い表面で粗度を人工的に変えた NIKURADSE (MONIN and YAGLOM, 1971 参照) の実験から、空気力学的粗度 Z_0 と実際の粗度の高さ h との間には、 $Z_0 \sim h/30$ の関係が得られている。したがって裸氷面のスプーンカットの深さ h は、空気力学的粗度の 30 倍として 2.6 cm の値が得られ、ほぼ実際の表面の凸凹の深さと一致した。したがって裸氷上

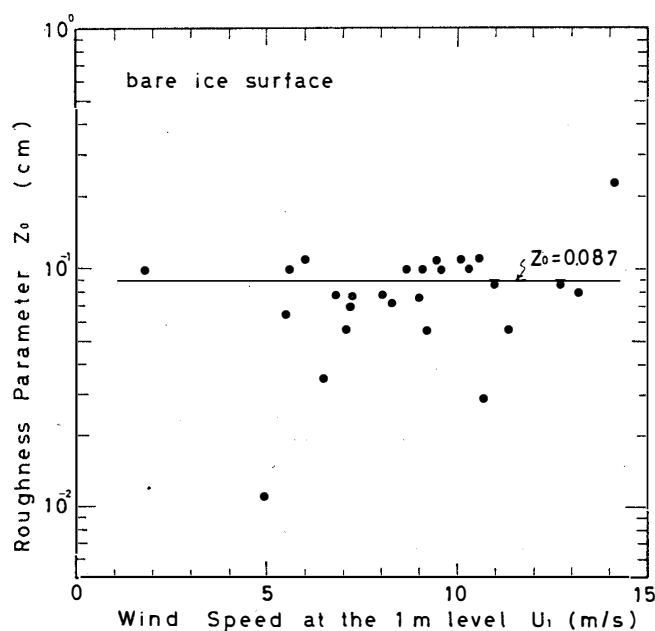


図 7 空気力学的粗度 (Z_0) と風速 (U_1) の関係

Fig. 7. Relation between the aerodynamic roughness parameter (Z_0) and the wind speed at the height of 1 m (U_1).

の空気力学的粗度は地吹雪の状態よりも、表面の幾何学的凸凹の高さに依存することがわかった。

3.3. 裸氷面における摩擦速度

摩擦速度 (U_*) は、裸氷面における接線応力 ($\tau = \rho U_*^2$) を与える。換言すれば、これは風の水平方向の運動量の下向き輸送率であり、飛雪がある場合には飛雪量と密接な関係があり、さらに運動量や熱の輸送と深く関係がある。

摩擦速度は (5) 式から、風速分布がわかっているので計算できるが、ここでは図 4 (a) のごとく片対数グラフを使って、縦軸に高さの対数を取り、横軸に風速をプロットして、その直線の勾配から摩擦速度を求めた。その摩擦速度 U_* と 1 m の高さの風速 U_1 との関係を図 8 に示した。 Z_0 が一定なので、(5) 式から $Z_0 = 0.087$ cm のときの次の (6) 式の関係が得られ、図 8 に実線で示した。

$$U_* = U_1 / 17.6 \quad (6)$$

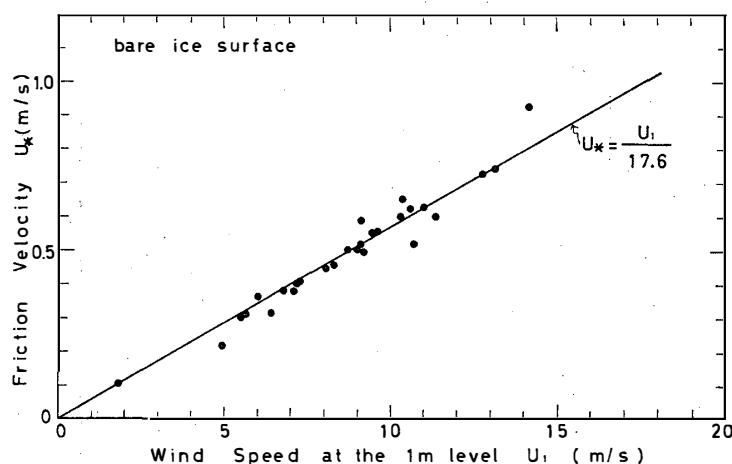


図 8 摩擦速度 (U_*) と風速 (U_1) の関係

Fig. 8. Relation between the friction velocity (U_*) and the wind speed at the height of 1 m (U_1).

また一般に、風速は 10 m 高度での標準風速 (U_{10}) が習慣として使われることが多い。したがって (5) 式から、 $k=0.4$ と (6) 式を使って次の U_{10} と U_1 の関係式 (7) が得られ、他とのデータの比較の際に利用すると便利であるのでここに示した。

$$U_{10} = 1.33 U_1 \quad (7)$$

ただし、(5) 式の関係が、この地域で 10 m まで成り立つかという実測はまだ得られていない。

3.4. 裸氷上のリチャードソン数と渦拡散係数

(4) 式で定義されるリチャードソン数は、乱流の運動エネルギーの応力の生成に対する浮力の生成の比で定義されており、もし $R_i > 0$ の時は、浮力の生成項は負で熱輸送は下向きである。この場合を安定な大気といい $\partial\theta/\partial Z > 0$ に対応している。また、 $R_i < 0$ の場合は、乱流の運動エネルギーが増加する時で熱輸送は上向きである。この時は不安定な大気といい $\partial\theta/\partial Z < 0$ に対応している (詳しくは, TENNEKES and LUMLEY, 1972)。裸氷地での高度 1.65 m でのリチャードソン数 R_i と 1 m の高度の風速 U_1 の関係を図 9 に示した。風速が 5~15 m/s の間では中立に近くやや不安定であるが、風速が 5 m/s 以下になると不安定状態になる。普通風速が弱くなると大気の安定度は増加する (MAKI, 1974) し、風が強くなると中立に近づく。やまと山脈周辺の裸氷域では、風の弱い時には、裸氷面は正味放射量が正のため加熱する。風が強い時は、山塊の風上側からのカタバチック風による冷気流の混合があり、昼間では中立、夜間では安定気層に変わる。

また、(3) 式と (6) 式を使って、中立に近い条件で 1 m の高さでの渦拡散係数 K_M と 1 m

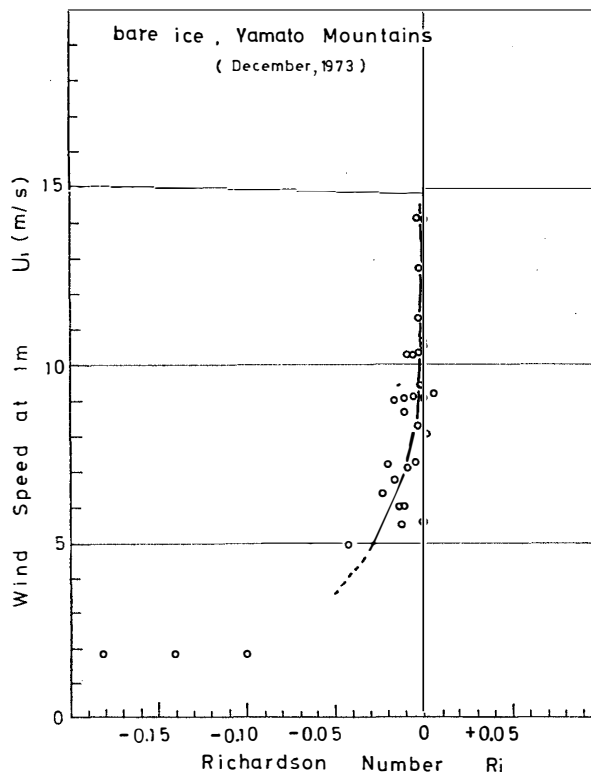


図 9 リチャードソン数 (R_i) と風速 (U_1) の関係

Fig. 9. Relation between the Richardson number (R_i) at the height of 1.65 m and the wind speed at the height of 1 m (U_1).

の高度の風速 U_1 との関係は次の (8) 式の如く書ける.

$$K_M = 2.3 U_1 \quad (8)$$

昭和基地周辺の雪で被われた海氷上での中立に近い場合の渦拡散係数の値は, MAKI (1974) によれば, 約 $300 \text{ cm}^2/\text{s}$ 程度であるのに比べ, 同じような条件でのやまと山脈の裸氷原では, 約 $3,000 \text{ cm}^2/\text{s}$ で約 10 倍大きい. これは観測地点でやまと山塊による乱流が大きいためと考えられる. また, この裸氷域では $\partial\theta/\partial Z < 0$ の場合が多く, 熱輸送は上向きであることと, K_M が大きいことにより, 氷表面の昇華蒸発量が大きいことが予想され, この地域は年間 2~7 cm の氷の量の消耗域 (ablation zone) であるので (YOKOYAMA, 1975), 青氷地帯の維持に寄与があると思われる.

4. あ と が き

やまと山脈周辺の裸氷域の接地気層は, 夏期間の昼間は, やまと山塊の熱的影響と青氷表面の正の正味放射量によって加熱される. 冬期間の観測がないので断定はできないが, 風が強く山塊による乱流の生成も大きいために, 山塊の風下側は雪が積らず裸氷域が維持され消耗が卓越すると考えられる.

巨視的にみれば, 高度 200 m までの大気境界層はゾンデによる観測から, 弱い接地逆転があり (KOBAYASHI and YOKOYAMA, 1971), 大気は安定であるが, 微視的にみて, 雪面から 3.5 m までの接地層は, 裸氷面が加熱されるために不安定になっているという興味ある結果が得られた. 将来この地域での熱収支の観測が是非必要であろう. また, この流域は氷床の上昇域で (NARUSE, 1978), しかも氷床の平衡形を保持する傾向があるとすれば, そこには雪は堆積せずに, 表面は常に裸氷帯があらわれることになる. その他やまと山脈南部には, ヌナタークの影響を受けない裸氷帯も存在するので, それらとの比較観測も将来是非必要であろう.

謝 辞

現地での観測では平沢威男越冬隊長をはじめ, 第 14 次隊のすべての隊員から絶大なご支援を受けた. 特に内陸調査旅行隊長の成瀬廉二隊員と旅行隊員の献身的な協力に対して深く感謝いたします. また, 国立極地研究所の川口貞男助教授からは, 有益な討論と助言をいただきました. 記してここに感謝いたします.

文 献

- 上田 豊 (1971): 東南極みずほ高原付近の気象状態について. 南極資料, **41**, 42-61.
- BALL, F. K. (1956): The theory of strong katabatic winds. *Aust. J. Phys.*, **9**, 373-386.
- 石田 完・清水 弘 (1955): 積雪の通気抵抗 (第1報). 低温科学, 物理篇, **14**, 33-42.
- 菊地時夫・石田 完 (1976): 地ふぶき時の粗度の増加について. 低温科学, 物理篇, **34**, 87-91.
- KOBAYASHI, S. (1975): Meteorological data. *JARE Data Rep.*, **28** (Glaciol.), 83-113.
- KOBAYASHI, S. and YOKOYAMA, K. (1976): Observations of the stationary katabatic winds in Mizuho Plateau, East Antarctica. *Nankyoku Shiryo (Antarct. Rec.)*, **56**, 1-13.
- 真木太一 (1971): 昭和基地における地吹雪発生中の視程と風速の関係. 南極資料, **42**, 35-42.
- 真木太一 (1972a): 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**, 415-421.
- 真木太一 (1972b): 南極の海氷上における接地気層の観測. 農業気象, **27**, 137-143.
- MAKI, T. (1974): Turbulence characteristics and micrometeorological structure of atmospheric surface layer in stable stratification in Antarctica. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Ser. B*, **2**, 65p.
- MONIN, A. S. and YAGLOM, A. M. (1971): *Statistical Fluid Mechanics*, Vol. 1. Cambridge, The MIT Press, 769p.
- NARUSE, R. (1978): Surface flow and strain of the ice sheet measured by a triangulation chain in Mizuho Plateau. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **7**, 198-226.
- 西尾文彦・石田 完 (1973): 地ふぶきにおける乱れのエネルギー消散率. 低温科学, 物理篇, **31**, 69-85.
- 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**, 78-88.
- 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.
- TENNEKES, H. and LUMLEY, J. L. (1972): *A First Course in Turbulence*. Cambridge, The MIT Press, 300p.
- 山田知充 (1974): 昭和基地沿岸からみずほ観測拠点に至る地域の気象状態について. 南極資料, **50**, 1-20.
- 矢内桂三・金子信吾・小堺秀男・寺井 啓 (1976): 第15次隊やまと旅行報告. 南極資料, **56**, 82-111.
- 吉田栄夫・村越 望・矢田 明 (1962): 第4次南極地域観測隊越冬隊の調査旅行における気象観測について. 南極資料, **15**, 12-24.
- YOKOYAMA, K. (1975): Net accumulation by stake measurements. *JARE Data Rep.*, **28** (Glaciol.), 62-82.

(1977年7月7日受理, 9月19日改訂稿受理)