

氷床内陸部における裸氷原発達機構

高橋修平*

Bare Ice Fields Developed in the Inland
Part of the Antarctic Ice Sheet

Shuhei TAKAHASHI*

Abstract: Observations of a bare ice field were carried out at Seal Rock in the Sør Rondane area, East Antarctica. A large sublimation rate, 200 to 280 mm/a, was observed on the bare ice field. Air temperature on the bare ice was about 1°C higher than that on the snow surface. The large sublimation rate was explained from the low albedo of bare ice; its value was roughly estimated from heat budget considerations. The bare ice fields were classified into 4 types according to origin.

要旨: 東南極セールロンダーネ地域のシール岩周辺において裸氷原の消耗量観測を行った。裸氷表面においては年間 200-280 mm/a の大きい消耗量が観測された。裸氷原上の気温は周囲の雪原より約 1°C 高かった。裸氷原での大きい消耗量は裸氷の低いアルベドのために昇華が促進されるためと説明できる。裸氷原の生成機構を考察することにより裸氷原を大きく四つの形態に分類した。

1. はじめに

南極氷床上においては、表面に雪が積もらずに氷が露出していわゆる「青氷」帯となる裸氷原地域が見られる。裸氷原は消耗域である沿岸部に多く発達するが、それとは別に内陸部においても、露岩地帯周辺や氷床傾斜が急になるような地形などにおいて発達している。

この内陸部の裸氷原地域では隕石が発見されることが多く、とくに、やまと裸氷原地域やセールロンダーネ山域の裸氷原においては多数の隕石が発見されている。その隕石集積機構としては、氷床内に取り込まれた隕石が、基盤地形による氷床流の上向き流れにのって表面に運ばれて露出するため (NAGATA, 1978) などと説明されている。しかし、基盤地形による氷流の上昇があるならば、なぜその地域の氷床地形が盛り上がり水丘を作らないのだろうか。現在の平坦な表面地形が保たれるためには、周囲より大きい消耗がなくてはならない。それならば、なぜそこでは消耗量が大きいのだろうかという点で、これまでの説明では不十分であった。

この消耗量観測を主眼にして、南極セールロンダーネ山域における裸氷原の観測を行った。

* 北見工業大学. Kitami Institute of Technology, Koen-cho 165, Kitami 090.

南極セールロンダーネ地域では、とくにロムネエス山、ベストハウゲン山の風下には裸氷原が10 km から数10 km にわたって伸びている。これらの成因・発達機構を調べるために、観測しやすいシール岩風下の裸氷原において気象観測・雪尺観測を行った (TAKAHASHI *et al.*, 1992).

2. シール岩裸氷原における観測

1989年1月から1990年1月にかけて、南極セールロンダーネ地域シール岩周辺の裸氷原において気象観測および表面消耗量観測を行った。裸氷原付近の地形の概略を図1に示す。標高の等高線はおよその値であり、距離は雪上車の距離計などによる値である。

図1に示す裸氷上のP点および雪面上のQ点のそれぞれにおいて、気温(サーミスタ温度計)・風速(3杯風杯)の自記観測を行った(図2a, b, c)。データはそれぞれ独立に4台のIch型のデータロガー(KADEC-U, UP)に記録された。1989年1月5日から1月29日にかけての25日間の観測データは、現場で回収され、4台とも正常な記録を行っていた。その後1990年1月にかけての1年間のデータについては、1990年5月に日本にデータロガーを持ち帰ってからデータ読みだしを行ったが、P点における2台のデータロガーは電池が消耗してRAMメモリーの記録も残っていなかった。Q点の風速用データロガーについては、記録は残っていたが、風速パルス起電力発生用電池が消耗したらしく途中から風速0を示した。Q点の気温のデータは、正常に通年観測・記録が行われてデータを読み取ることができた。これは、ロガー回収時点において、消耗域であるP点でのデータロガーは表面上に露出していたのに対し、涵養域であるQ点のロガーは雪に埋もれていたため、気温 -40°C 以下が続く冬期間においても、Q点の

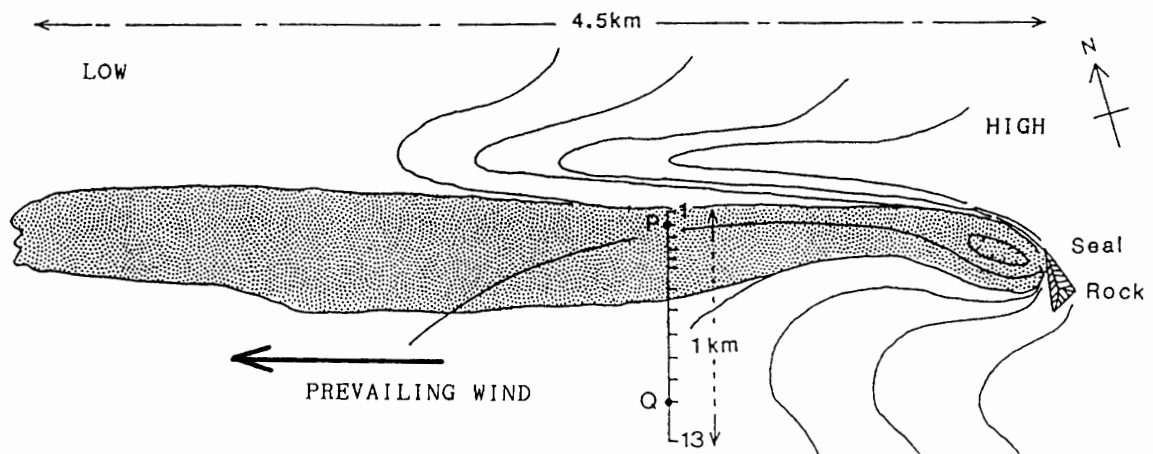


図1 南極セールロンダーネ地域シール岩周辺の裸氷原の概略図
番号は雪尺観測点、P点は裸氷上気象観測点、Q点は積雪帯上の気象観測点を示す。等高線は10 m 間隔であり、およその地形を表し、図中右側が高く左側が低い。

Fig. 1. Observation points at Seal Rock in the Sør Rondane area, East Antarctica. P and Q: meteorological observation points on the bare ice surface and snow surface respectively. Numbers show snow stake positions for ablation observation. Contour lines roughly represent topography; each interval is 10 m.

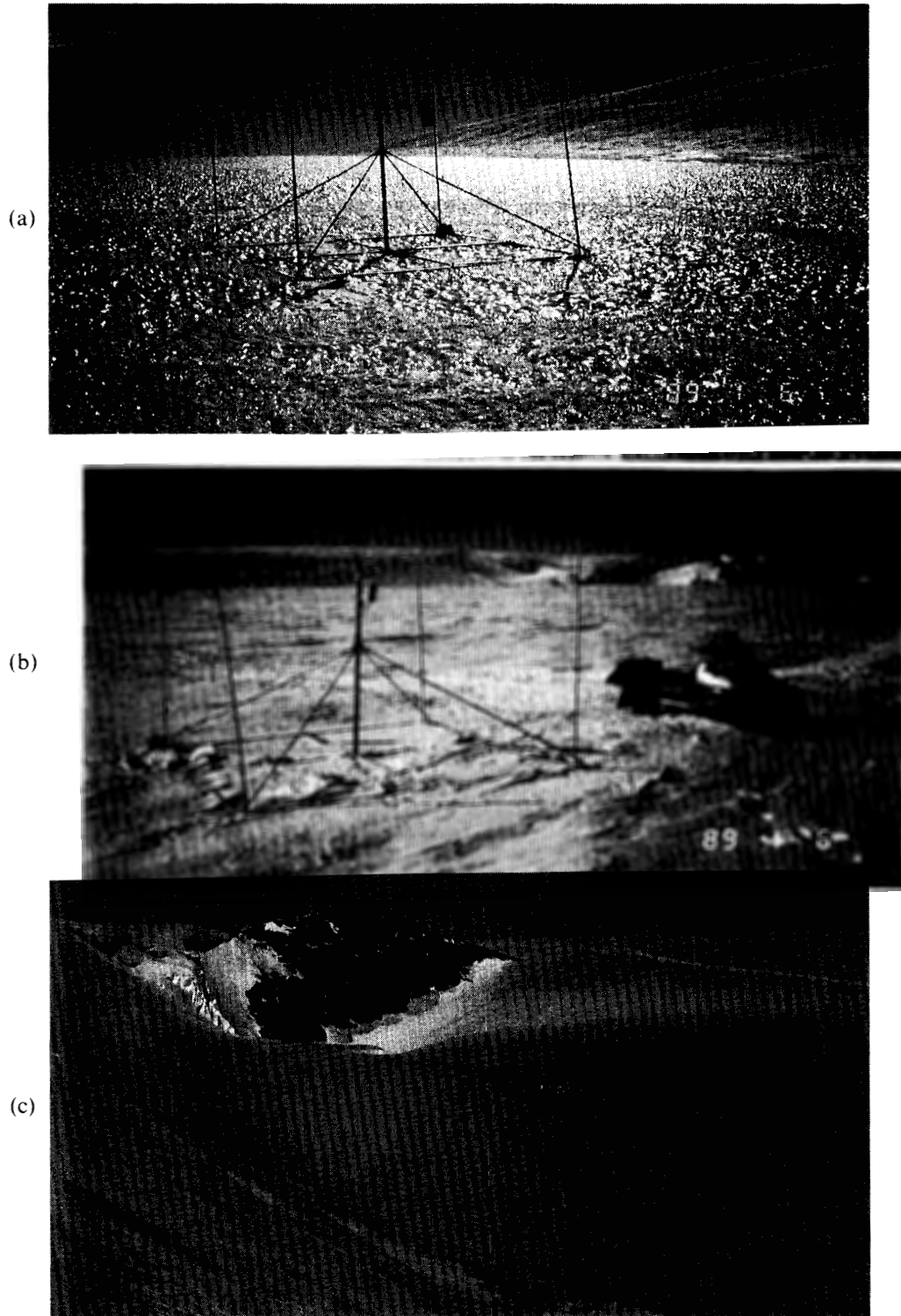


図2 シール岩裸氷原の様子。(a) 裸氷原上気象観測点, (b) 周囲の積雪帯上気象観測点, (c) 裸氷原下流側よりシール岩を望む。
Fig. 2. Scenery of bare ice fields at Seal Rock. (a), (b) Meteorological observation points on bare ice surface and snow surface respectively. (c) Seal Rock from leeward.

ロガーは本体温度がそれほど低下せず動作し続けたと思われる。

表面質量収支観測のために、裸氷中心部から外側の積雪帯にいたる約1 kmの区間においての13地点で50 m-200 m間隔に雪尺(竹ざお)を設置し、1989年1, 2, 4, 8, 12月、および1990年1月の6回、雪面高変化の観測を行った。雪尺は裸氷原側から順にNo. 1からNo. 13まで番号がつけられ、No. 2にP点、No. 12にQ点の気象観測点を設置した。

3. 観測結果

3.1. 表面質量収支

表1に雪尺による雪面高変化の観測値を示す。表の末尾には、氷の密度を0.92、雪の密度を0.40として求めた年間表面質量収支を水当量で表す。地点No. 1-No. 5は裸氷原、No. 6-No. 8は雪と氷が交互にあるような表面、No. 9-No. 13は吹きだまり帯の雪面上にある。裸氷原では常に消耗であり、とくに夏期に消耗量は大きい。吹きだまり帯では、夏から冬にかけて大きく

表1 シール岩裸氷原域における雪面高変化および表面質量収支

表面状態はi: 氷, s: 雪, i/s: 氷雪が散在の状態を表す。雪面高変化はcmで表し、表面質量収支は雪・氷の密度を考慮して水当量(mm・w)で表す。

Table 1. Change of surface height (cm) and surface mass balance (mm water) along a line from the bare ice surface to the snow surface. For surface condition, "i", "s" and "i/s" mean ice surface, snow surface and partly snow surface, respectively.

No	距離 (m)	表面 状態	1989 雪面高変化(cm)					1990 計	表面質量 収支 (mm・w)
			1/7 - 2/8 32日	4/28 - 7/9 79日	8/29 - 10/12 123日	12/11 - 1/30 104日	50日		
1	0	i	-6	-4	-7	-10	-6	-33	-285
2	50	i	-4	-2	-9	-7	-4	-26	-224
3	100	i	-4	-4	-6	-8	-3	-25	-216
4	150	i	-3.5	1	-8	-7	-6	-24	-207
5	200	i/s	-2	-2	-5	0	-6	-15	-129
6	250	i/s	-2	-1	-4	9	-10	-8	-64
7	350	i/s	-8	6	9	3	-9	1	4
8	450	s	-3	3	8	-4	-4	0	0
9	550	s	3.5	20	-13	8	-5	13	49
10	600	s	26	-11	-6	25	7	41	154
11	750	s	32	10	-8	13	-5	42	158
12	850	s	44	5	-12	4	1	42	158
13	1050	s	11	-10	-6	16	4	15	56

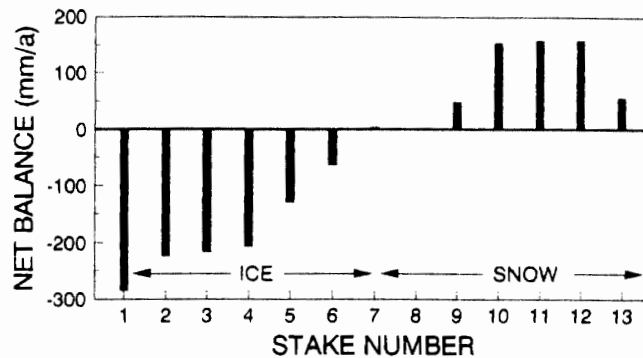


図3 雪尺観測による表面質量収支。測定点番号は図1および表1に示す番号と同一で、1-7は裸氷域、8-13は積雪域に位置する。

Fig. 3. Surface net balance obtained by the snow stake method. Observation points of each stake are shown in Fig. 1.

堆積し、冬から夏にかけてはむしろ減少傾向を示した。図3には、1年間の表面質量収支を地点ごとに棒グラフで示す。裸氷原では年間に200 mm以上の昇華蒸発があり、逆に積雪帯では約150 mmの積雪涵養を示した。

3.2. 気象観測

図4に1989年1月から1990年1月にかけてのQ点(積雪帯)の年間の気温を表す。最高気温は夏の12, 1月に -7°C 前後、最低気温は5, 9月に -42°C まで下がり、典型的な鍋底型の年間気温変化を示した。

図5に1989年1月21日から1月23日の間のP, Q2地点の気温およびそれらの気温差を示す。裸氷上の気温 T_1 (P点)は積雪上の気温 T_2 (Q点)より高く、日中にはその差は 5°C にもなる。これは裸氷のアルベドが積雪面より小さく日射を吸収して表面が昇温するためと考えら

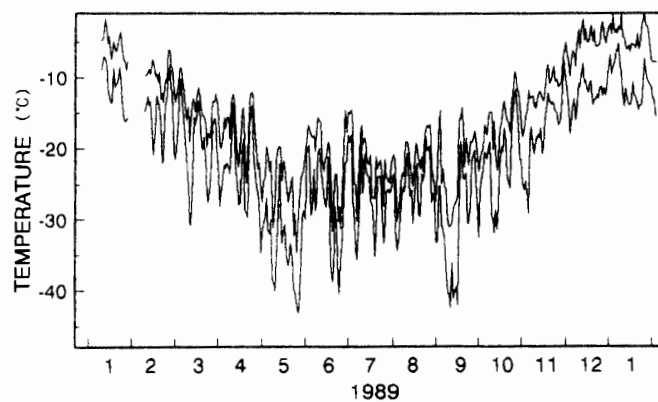


図4 Q点(積雪帯)における日最高気温と日最低気温の年変化

Fig. 4. Annual variation of the daily maximum and minimum air-temperature at Q (on a snow surface)

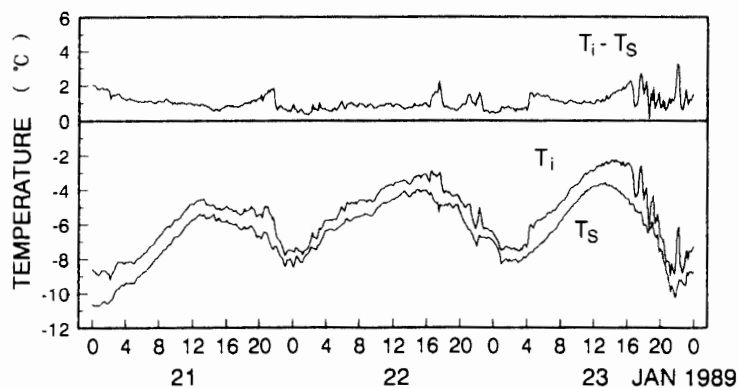


図5 裸氷原上および積雪帯上の気温の比較 (1989年1月21日から1月23日)
裸氷上気温 T_i , 積雪帯上気温 T_s , および気温差 ($T_i - T_s$) を示す。

Fig. 5. Air temperature on the bare ice surface and the snow surface (January 21-23, 1989).
 T_i : temperature on bare ice, T_s : temperature on snow, and DT : $T_i - T_s$.

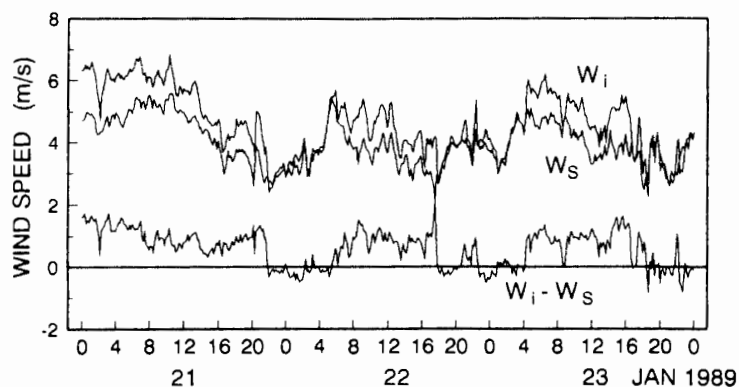


図6 裸氷原上および積雪帯上の風速の比較 (1989年1月21日から1月23日)
裸氷上風速 W_i , 積雪帯上風速 W_s , および風速差 ($W_i - W_s$) を示す。

Fig. 6. Wind speed on the bare ice surface and the snow surface (January 21-23, 1989).
 W_i : wind speed on bare ice, W_s : wind speed on snow, and DW : $W_i - W_s$.

れる。この効果は日射量の大きい夏期に限られる。

図6にP、Q点の風速値および風速差の観測例を示す。2点間における風速は平均すると差は見られなかったが、変動の傾向は違った。大きい風速のとき、裸氷上風速 W_i は積雪上風速 W_s より大きく、小さい風速のとき逆になった。つまりP点の風速はより大きく変動した。これは、裸氷原は露岩の風下に位置するために乱流成分が大きいためと説明できる。

4. 裸氷原の発達機構の考察

4.1. 裸氷原の熱収支

質量収支観測によると、裸氷原では夏期に大きな昇華速度を示した。裸氷原の発生原因は別にあるとして、裸氷原の維持および発達機構はこの大きな昇華速度にあるといえる。一方、気象観測によると夏期の日中、裸氷原では雪面に較べて気温上昇が見られた。これらの現象から

裸氷の維持・発達機構は次のように考えられる。

裸氷原が一旦発生すると、小さいアルベドのため日射を吸収し、表面温度が上って表面水蒸気圧が高くなり、昇華が促進される。気温上昇は、表面温度上昇に伴う顕熱輸送の結果と考えられる。また表面温度上昇により表面からの長波放射も増大することになる。つまり、裸氷原においては日射吸収が増大し、その分潜熱、顕熱、長波放射熱として放出され、昇華蒸発量増大、気温上昇となって現れると考えられる。

4.2. 昇華蒸発の日射量依存

蒸発量が日射量に依存する実験的観測として、斜面における昇華蒸発観測を、北海道北見において行ったので紹介する。1989年1月から3月にかけて、高さ約50cmの屋根型の雪山を作り、斜面における蒸発量を測定した。蒸発皿は $175 \times 85 \times 35 \text{ mm}^3$ の角型プラスチック容器を用い、雪山の南北斜面、傾斜 45° 、 22.5° で測定を行い、水平面蒸発量と比較した。1月から2月にかけての気温の低い冬期間、南 45° 斜面では蒸発量が水平面の約2倍であり、北 45° 斜面では約1/2であった(図7)。融雪期となって表面が濡れ出すと、この斜面依存の傾向はほとんどなくなった。

冬期におけるこの昇華蒸発の斜面依存は、斜面により日射量が違って表面温度が異なるためと考えられる図8に、放射温度計による表面温度観測結果例を示す。日射量の大きい南 45° 斜面は北 45° 斜面に較べ 10°C 以上も高い。

表面温度がわかれば、大気状態は共通として、バルク式から顕熱および潜熱輸送量が求められる。また地表からの長波放射量も求められ、斜面別の直達日射は計算で求められる。これら熱収支各項を一日積算して、水平面の場合との偏差をとるとき、短波放射は南斜面ほど増加し、

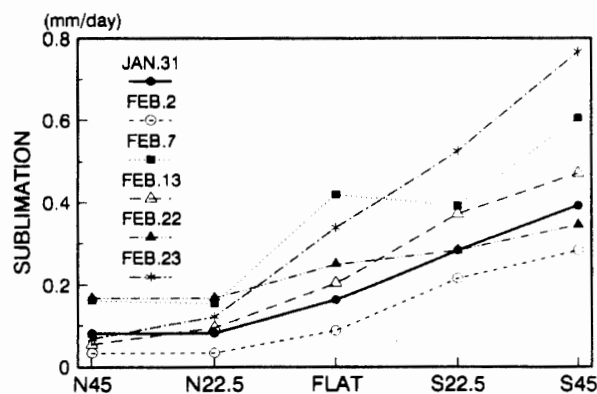


図7 蒸発量の斜面傾斜依存 (北海道北見, 1989年1-2月)

N45, N22.5 は北向きの傾斜 45° 、 22.5° の斜面を示し, FLAT は水平面, S22.5, S45 は南向きの傾斜 22.5° 、 45° の斜面を示す。

Fig. 7. Relation between sublimation rate and slope. N45 and N22.5 means sublimation rate on north-faced slope with angle of 45° and 22.5° and S45 and S22.5 means south-faced slope with 45° and 22.5° . FLAT means on a horizontal plane.

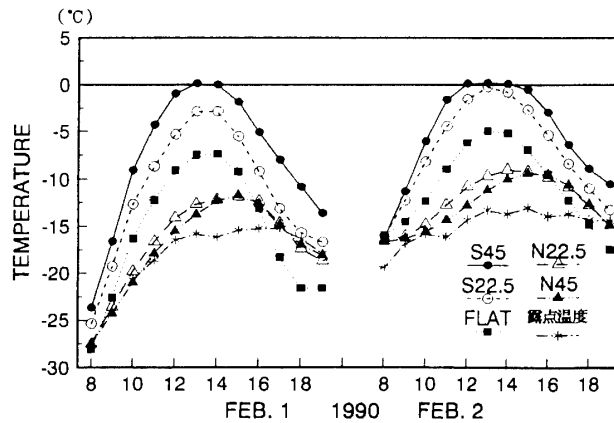


図8 斜面の表面温度の時間変化 (北見, 1989年2月1-2日)
放射温度計で測られた5つの面の表面温度 (面の名称は図7と同じ) と大気露点温度 (高さ1.5 m) の時間変化を示す。

Fig. 8. Variation of surface temperature of 5 slopes. The surface temperature was observed by a radiative temperature meter. The notation of symbols for 5 slopes is same as Fig. 7. Dew point temperature at 1.5 m is represented by °C.

その分、顕熱、潜熱、長波放射は負の熱流量として増加する。そのおよその比率は、顕熱:潜熱:長波放射=1.0:0.4:1.0であった。

いま、裸氷原では、日射吸収が大きいため表面温度が上昇し、同じことが起きていると考えられる。先の熱収支各項の比率は、気象条件により変化するものであるが、風速が北海道での観測例では1 m/s前後と小さく、南極・シール岩裸氷原では7 m/s前後と大きいことを考えると、裸氷原では顕熱・潜熱の値が大きく、逆に長波放射増加分は1/7程度と相対的に無視しうるほど小さくなる。また伝導熱の増加分も平均的には無視できると考える。すると潜熱は負の熱流量全体の25%程度となる。つまり、短波放射量増加分の25%が昇華蒸発増加に使われ、残りは主として顕熱増加に使われることになる。

この推定から、シール岩裸氷原における蒸発量増加を見積ってみる。日射量を I 、雪面でのアルベドを A_s 、裸氷原でのアルベドを A_i とすると、裸氷原における日射量増加分 ΔI は

$$\Delta I = I(A_s - A_i), \quad (1)$$

である。この内の比率 m の部分が昇華蒸発に使われるとものすると、単位質量の潜熱を L_e とし、昇華蒸発増加分 ΔM は

$$\begin{aligned} \Delta M &= m \Delta I / L_e \\ &= m I(A_s - A_i) / L_e, \end{aligned} \quad (2)$$

と表される。 m は先の仮定より0.25とし、年平均日射量はみずほ基地の約150 W/m²を用いる。積雪アルベドは約0.8 (YAMANOUCHI, 1983) とし、裸氷原アルベドは幅があるようだが、

GRENFELL and PEROVICH (1984) の測定値などより、0.4-0.5 とすると、式 (2) より、1 年間の昇華蒸発増加量は 140-180 mm となる。積雪面での昇華蒸発量は約 50 mm なので (FUJII and KUSUNOKI, 1982), 裸氷原ではこれに先の増加分が加わって、年間 190-230 mm の昇華蒸発が予想される。この値は、表 1 の裸氷原における昇華蒸発量観測値の 200 mm を越す値をよく説明することになる。

4.3. 地吹雪の再配分

一旦、裸氷の出た表面においては、昇華速度が大きいことは説明できたが、はじめは積雪面のところにどのように裸氷が発生するかという機構を考えたい。その機構としては、もとは基盤地形に起因するであろうが、氷床地形および露岩地形による地吹雪の再配分の効果をあげたい。

南極大陸斜面では一年中ほぼ定常的な斜面下降風が吹き、地吹雪によって雪が常に運ばれている (TAKAHASHI, 1985)。中流部で大量の地吹雪が一定方向に輸送されているならば、風速が増大する上流部では積雪が削られ、風速が減少する下流の沿岸地域において雪が堆積することが予想される (TAKAHASHI, 1988)。南極大陸の表面質量収支分布 (GIOVINETTO and BULL, 1986) にもその傾向ははっきり現れている。南極大陸の標高 3000 m 以上の内陸部では 40-50 mm/a と小さい表面質量収支が、沿岸部に近づくほど大きくなるが、斜面下降風の発達する標高 2000 m 前後の中流部では、一旦減少する傾向が見られる。その極端な地域がやまと山脈付近の広大な裸氷原であり、シール岩裸氷原はもっと局所的な現象と考えられる。

シール岩裸氷原がどのように発生したかを考えよう。過去に氷床はもっと厚く、現在のシール岩は氷床の中に埋もれていたとする。そのとき、氷床表面はなだらかで、現在のやまと裸氷原ができるほどの傾斜はないとすると、表面はすべて積雪に覆われていたと考えられる。ところが次第に氷床の厚さ減少とともにシール岩が顔を出したとすると、まず起きるのは、地吹雪の左右の振り分けであろう。南極では建物やそりなど障害物の風下には馬蹄形状に吹きだまりが見られる。これと同じことが、シール岩の周囲にもう少し大きな規模でおきる。そして、岩のすぐ風下は地吹雪が来ないために、積雪面からの昇華蒸発が降水量よりも大きいとき質量収支は負となり、いつかは氷の面が出て、一層、裸表面では昇華が激しくなることになる。昇華がそのまま続けば、いつまでも雪面低下が続くことになるが、最終的にはシール岩のすぐ風下のように、非常に急傾斜の斜面ができて、そのための局所的氷河流動とつり合って、定常の表面地形が保たれると考えられる。

やまと裸氷原の場合は、また違う地吹雪再配分になると考えられる。TAKAHASHI *et al.* (1989) は、表面地形から地吹雪量の水平発散を計算し、斜面傾斜が大きくなるために、地吹雪再配分がおき、表面からの削剝が予想される地点が裸氷域と一致することを示した。これは、氷床の表面地形だけで裸氷原が発生する場合と考えられる。

4.4. 氷河流動の影響

シール岩裸氷原で特徴的なことは、裸氷原表面が南から北へ傾斜しており、卓越風向に垂直な断面が非対称なことである。これは氷床流動の要素が入っていると考えられ、その定性的考察をする。

裸氷原では昇華蒸発が大きく、降雪も留まることが出来ないとすると、そこではいくらでも消耗し、露岩がでるまで昇華し続けることになるであろう。しかし、実際はそうはならない。その一つの解がシール岩裸氷原の非対象性に現れていると思われる。つまり裸氷原上の点は氷床流動と共に動くとして、次のように説明できる。

シール岩付近では卓越風向は氷床流動に斜交してる。そのため氷河上流側からながれてきた氷は一旦吹きだまり帯を通過して昇華蒸発帯に入って、流動しながら裸氷となって昇華を続ける。反対側の吹きだまり帯に入るまでの間、消耗し続けるのであるから、流下方向に雪面が低下することになる。

この周辺の氷床流動速度がほぼ 10 m/a であることから、この裸氷原を横切るのに 400 m 進むとしては約 40 年の時間がかかる。昇華蒸発速度 200 mm/a とすれば、その間に表面における消耗は約 8 m となる。精密な表面地形測量は行われていないが、この説明は、現地の裸氷原表面の概形が氷河流動方向に次第に低下して非対称になることを説明している。

5. 裸氷原の分類

これまで、シール岩風下の裸氷原について述べてきたが、このような露岩に起因するもののほかに、やまと山脈南部に広がる裸氷原のように、露岩はなくとも氷床の表面地形のために裸氷原が発生している地域もある。これらも含めて、その発生機構から次のように南極氷床内陸部に発達する裸氷原の分類をまとめた。いずれも、斜面下降風が卓越して地吹雪輸送量の大きい地域という条件が必要である。

5.1. 露岩など障害物に起因するもの

(1) 障害物風下に発達するもの

独立峰あるいは山塊の風下に細長く伸びる裸氷原。セールロンダーネ地域において、比高約 100 m のシール岩で長さ 4.5 km の裸氷原が発達し、比高約 300 m のベストハウゲン山では長さ 15 km、比高約 500 m のロムネエス山で長さ 50 km の裸氷原が発達することから、比高の 50-100 倍もの長さの裸氷原が発達する。但しこれは斜面下降風が通年安定して吹いている地域に限られる。

(2) 山塊の間の谷間に発達するもの

セールロンダーネ山域のように、山塊の上流部に広い氷床内陸部があるとき、その谷間を氷流が谷を下って速度の大きい氷河となるが、斜面下降気流も谷間に集中し、大きい風速となっ

て谷を流れ下る。このような風速の大きい地域において、雪粒子は表面に留まることが出来ず、裸氷原が形成される。

5.2. 氷床地形に起因するもの

(1) 2次元的地形変化によるもの

やまと山脈南部のように、露岩もないのに広大な裸氷原が広がっている地域がある。ここの地域の特徴は氷床の表面傾斜が急になっていることである。ここでは TAKAHASHI *et al.* (1989) の提唱するように、斜面下降風が増大して地吹雪が水平発散して、雪が吹き払われる効果が大きいと考えられる。つまり、斜面下降風の発達している地域において、氷床地形が2次元的に変化して斜面傾斜が大きくなる地点で広い裸氷原が出現し得るということになる。

(2) 3次元的地形に起因するもの

Lambert Glacier のように氷床地形が大きく谷間状になっているところでは、斜面下降風が集中し、裸氷原が出現する。この地域ではむしろ谷底にあたる平坦な地域に広く出現する。McINTYRE (1985) はランドサット衛星画像から、Lambert Glacier の裸氷原分布を観測し、表面質量収支分布と較べて、強い斜面下降風のために積雪が吹き払われて裸氷原が出現しているとした。

これらの分類を図9にまとめ、それに対応する概念図を図10に示す。

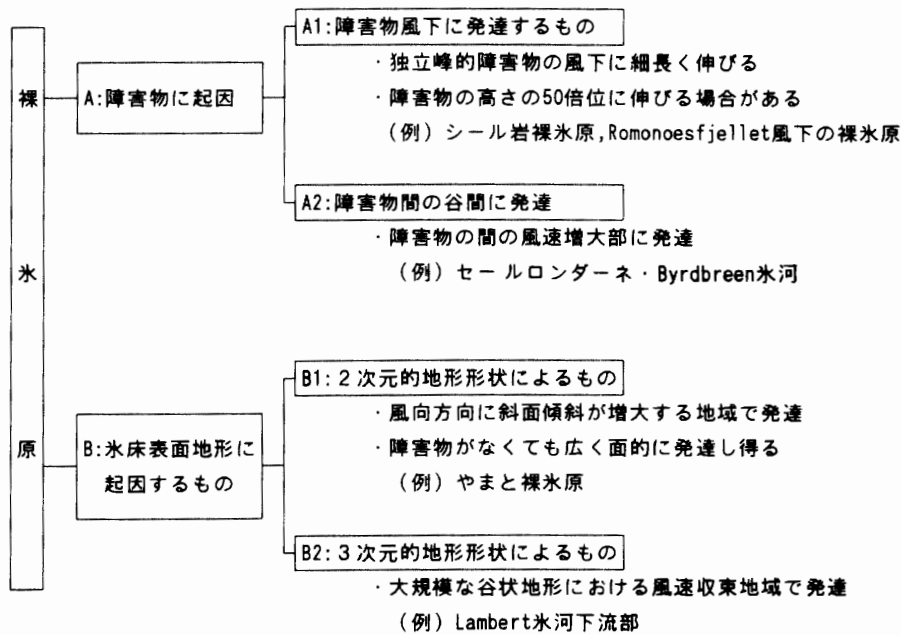


図9 裸氷原の分類

Fig. 9. Classification of bare ice fields. (Obstacle group) A1: Obstacle type, A2: Valley type. (No obstacle group) B1: Slope change type, B2: Basin type.

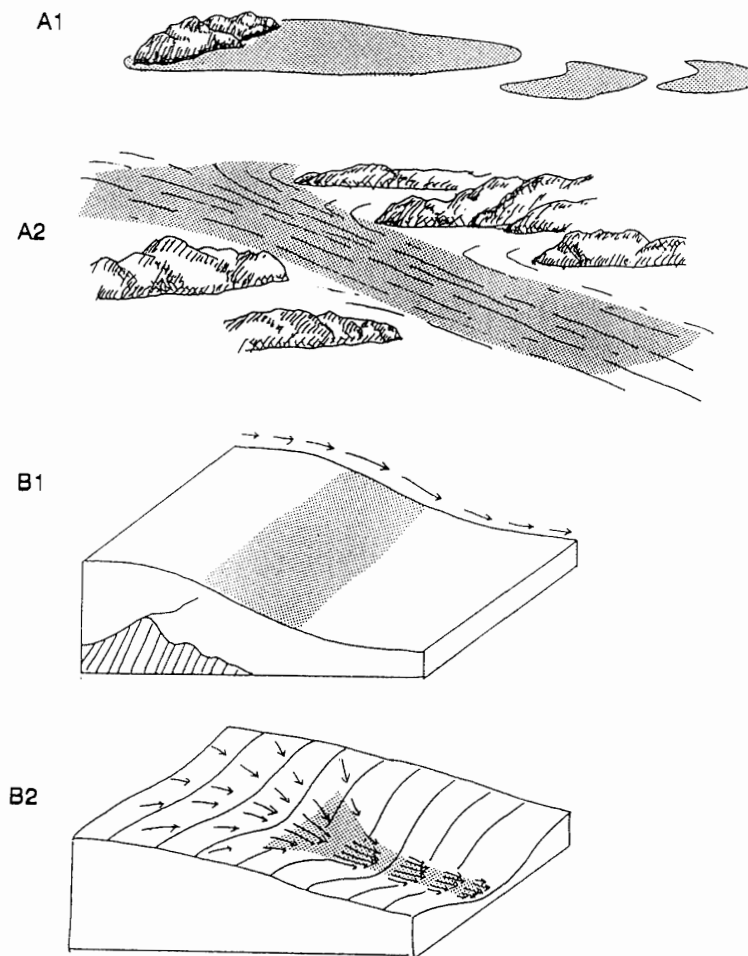


図 10 代表的裸氷原の概念図。各図の記号は、図 9 の分類に対応する。

Fig. 10. Illustration of four types of bare ice fields. The notation is the same as in Fig. 9.

6. ま と め

裸氷原の形成・発達機構を調べるために、南極セールロンダーネ地域のシール岩風下の裸氷原において気象観測・雪尺観測を行った。その結果、裸氷原では年間 200 mm 以上の大きな昇華蒸発速度を示した。裸氷原では、積雪帯に比べて気温は高く、とくに日中は 5°C 以上も差が大きくなった。風速は、平均的には差がなかったが、裸氷原の方が変化が大きく、山塊の乱流効果の傾向が見られた。

熱収支的には、裸氷原では低いアルベドのために日射をより多く吸収し、表面温度が高くなり、顕熱、潜熱が増加して昇華蒸発増加に結び付く。年間日射量からどれだけが昇華蒸発に振り向けられるかを見積ると、観測された蒸発量をよく説明した。

裸氷原の成因としては、地吹雪による積雪の再配分が挙げられる。障害物があるとき、その地吹雪が障害物によって振り分けられ、風下の「陰」になった部分では地吹雪粒子がやってこ

ずに昇華が卓越し、その外側では雪粒子が堆積し、吹き溜まり帯を形成する。障害物がない場合でも、表面地形の形状によっては地吹雪による積雪再配分のために、裸氷原が発生し得る。これらの成因別に裸氷原の分類を行った。

これらの裸氷原生成・発達の考察は、裸氷原帯およびその下流の氷床のコアの解析において、層位欠損部分の解釈等で重要になるであろう。

南極・シール岩における裸氷原観測データ取得の際には、第30次日本南極地域観測隊遠藤辰雄隊員、東信彦隊員その他あすか観測拠点観測隊員の方々にお世話になったことを、ここに感謝いたします。

文 献

- FUJII, Y. and KUSUNOKI, K. (1982): The role of sublimation and condensation in the formation of ice sheet surface at Mizuho Station, Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **87**, 4293-4300.
- GIOVINETTO, M.B. and BULL, C. (1986): Summary and analysis of surface mass balance compilations for Antarctica, 1960-1985. Byrd Polar Research Center Report No. 1.
- GRENFELL, T.C. and PEROVICH, D.K. (1984): Spectral albedos of sea ice and incident solar irradiance in the Southern Beaufort Sea. *J. Geophys. Res.*, **89**, 3573-3580.
- MCINTYRE, N.F. (1985): A re-assessment of the mass balance of the Lambert Glacier drainage basin, Antarctica. *J. Glaciol.*, **31**, 34-38.
- NAGATA, T. (1978): A possible mechanism of concentration of meteorites within the Meteorite Ice Field in Antarctica. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **8**, 70-92.
- TAKAHASHI, S. (1985): Characteristics of drifting snow at Mizuho Station, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **6**, 71-75.
- TAKAHASHI, S. (1988): A preliminary estimation of drifting snow convergence along a flow line of Shirase Glacier, East Antarctica. *Bull. Glacier Res.*, **6**, 41-46.
- TAKAHASHI, S., NARUSE, R. and MAE, S. (1989): A bare ice field in East Queen Maud Land, Antarctica, caused by horizontal divergence of drifting snow. *Ann. Glaciol.*, **11**, 156-160.
- TAKAHASHI, S., ENDOH, T., AZUMA, N. and MESHIDA, S. (1992): Bare ice fields developed in the inland part of Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **5**, 128-139.
- YAMANOUCHI, T. (1983): Variation of incident solar flux and snow albedo on the solar zenith angle and cloud cover, at Mizuho Station, Antarctica. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **61**, 879-893.

(1995年2月16日受付; 1997年1月29日受理)