

# 昭和基地付近の露岩地域の地形と大陸氷縁辺部の 地学的観察

森 脇 喜 一\*

## Glacio-Geomorphological Observations in and around Ice-Free Areas in the Vicinity of Syowa Station, Antarctica

Kiichi MORIWAKI\*

**Abstract:** Geomorphological survey of ice-free areas, observation on ablation in a marginal zone of the ice sheet, and measurement of earth temperature were conducted by the author in the austral summer of 1971/1972 and during the period from January 1974 to February 1975.

Directions of the former ice flow inferred from glacial striae in the ice-free areas were perpendicular to the present coast on the whole. Directions of glacial striae on the valley wall of the Langhovde Glacier differ greatly from the direction of present glacier flow. This seems to suggest that the direction of movement of the upper part of ice was different from that of the lower part of ice when the ice sheet was thicker than the present. The amount of deposits forming moraine ridges at the fringe of the ice sheet is considerably small. These moraines are evidently caused by thrusting of active ice on stagnant bottom ice. Therefore, glacial till in the ice sheet may be small in amount at least in the vicinity of Syowa Station.

Earth temperature in summer on East Ongul Island rarely rises and falls beyond the freezing point. Once it exceeds 0°C at the beginning of summer, it remains above 0°C till the end of that summer. This may be one of the causes for poor development of sorted polygon on East Ongul Island.

Raised beaches are widely distributed on the east coast of Lützow-Holm Bay and Prince Olav Coast. The upper limit of the marine-boulder pavement is measured to be 35 m in height at Cape Hinode. Chemical analysis of the water of Lake Akebi suggests that the uplift of over 50 m relative to the present sea level did not take place in this area after the retreat of the ice sheet.

In summer, meltwater streams seem to play an important part in wastage of the marginal part of the ice sheet. Measurements of meltwater and evaporation at Cape Hinode have amounted to  $46.6 \times 10^3$  t/km/day and

---

\* 広島大学文学部地理学教室. Department of Geography, Faculty of Literature, Hiroshima University, Higashi-senda-machi, Hiroshima 730.

0.14–0.25 g/cm<sup>2</sup>/day, respectively. The movement of the marginal part of the ice sheet behind Cape Hinode was 0.5–6 m/year (mean value: 2 m/year) from January 1972 to January 1974.

要旨：昭和基地付近の露岩地域の地形調査と地温測定，および大陸氷縁辺部の消耗量測定を行い，次の結果を得た．過去の氷の流動方向は，現海岸線とはほぼ直交するものであったが，氷の流動は必ずしも一様ではなく，ラングホブデ氷河付近では，氷体の上部と下部とが異方向の流動をした可能性がある．昭和基地付近では，氷床がもたらす氷河性堆積物は少量である．日の出岬の隆起汀線は海拔 35 m 以下にみられ，明るい岬の 9.5 m の隆起汀線からは，7,730±110 年 B. P. を示す貝化石が得られた．ラングホブデの池の化学分析から，氷床後退後の相対的な地盤上昇は，50 m 以下であることが示唆される．昭和基地では 50 cm 以浅の地温は，夏季に一度氷点を上回ると，その夏の終わりまで氷点下に下がらない．日の出岬背後の大陸氷の夏季の消耗は融解水流による量が 46.6×10<sup>3</sup> t/km/day，昇華による量が 0.14–0.25 g/cm<sup>2</sup>/day と測定された．また同地点での氷の流動量は 0.5–6 m/年（平均 2 m/年）と測定された．

## はじめに

1973年12月末から1975年2月初めにかけて，プリンスオラフ海岸およびリュツォ・ホルム湾沿岸の露岩地域を調査したので報告し，若干の考察を行う．また，13次夏隊で行った調査結果をも併せて記述する．各露岩地域の調査は，最大10日間程度の短期間であった．これら露岩地域の調査のうち，12月末から2月にかけての調査は，すべて「ふじ」塔載のヘリコプターによるサポートを受けた．

このほか，日の出岬における大陸氷縁辺部の流動測定と，昭和基地における地温連続測定の結果についても報告する．

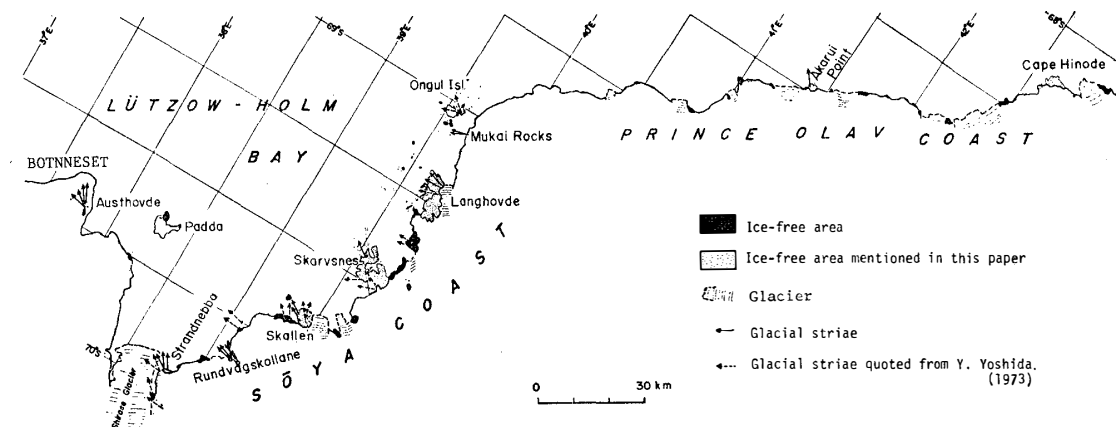


図 1 調査地域と氷蝕擦痕の方向

Fig. 1. Surveyed areas and direction of glacial striae.

第 13 次隊・第 15 次隊の諸氏には調査を手伝っていただき、東京大学吉川虎雄教授、広島大学吉田栄夫教授には原稿を見ていただき、種々のご教示をいただいた。記してお礼申しあげる。

## 1. 日の出岬

プリンスオラフ海岸の日の出岬(図 1, 2)には、13 次隊の昭和基地への接近中にヘリコプターによって landing し、大陸氷流動測定用の標識を設置すると共に、地形調査と簡単な気象観測を行った。さらに、15 次隊の昭和基地への接近中にも寄って、上記の標識の再測と地形調査を行った。大陸氷流動測定については別項で述べる。

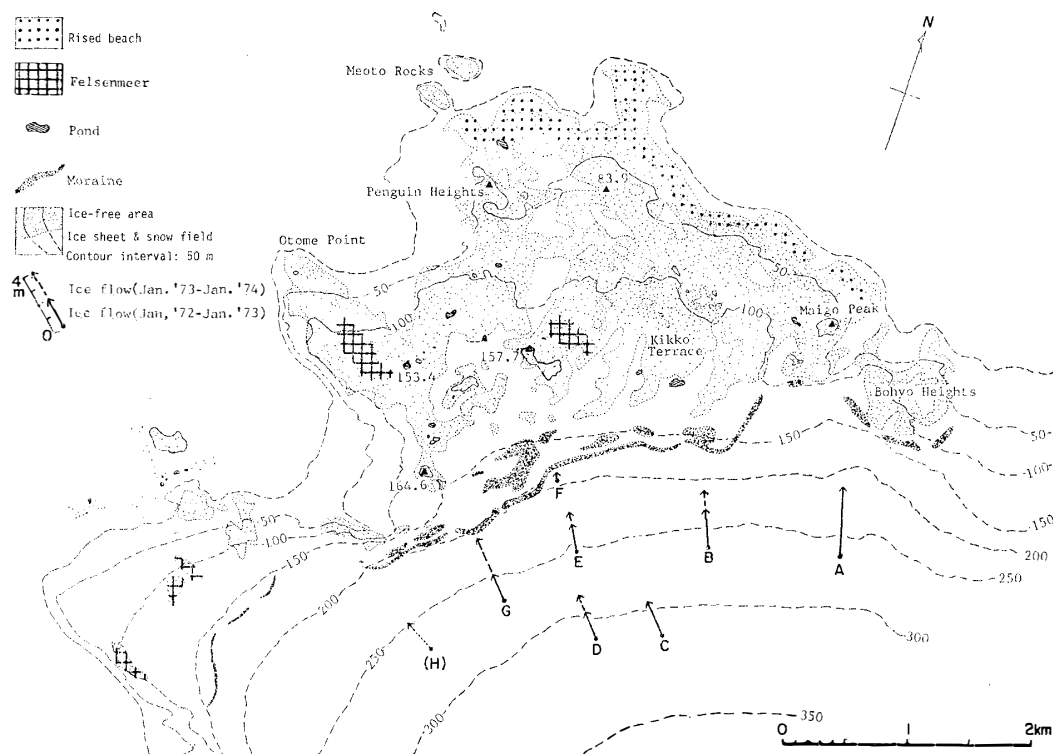


図 2 日の出岬の地形学図

Fig. 2. Geomorphological map of Cape Hinode. Ice-flows were measured by MORIWAKI and OMOTO.

### 1.1. 地形の概観

日の出岬の露岩は、海岸部では比較的急勾配であるが、北部海岸には、海拔 30 m 以下に隆起汀線とみられる小平坦面が発達する(吉田, 1971)。海岸部の急斜面より内陸部には、亀甲が原に代表される 120-140 m の小起伏面が広がり、露岩地域の南半部を占めている。両者の地形の間には、80-100 m の小起伏面が一部で認められる。120-140 m の小起伏面に



図 3 日の出岬北部の海岸の隆起汀線

*Fig. 3. Raised beach of the northern part of Cape Hinode.*



図 4 日の出岬の marine-boulder pavement の隆起汀線と小海蝕崖

*Fig. 4. Marine-boulder pavement and clifflet of marine terrace (Cape Hinode).*





図 5 池のまわりの砂礫地に生じた礫質円形土 (日の出岬)

Fig. 5. Stone circles around the pond near 157.7 m peak in Cape Hinode (shown in Fig. 2).

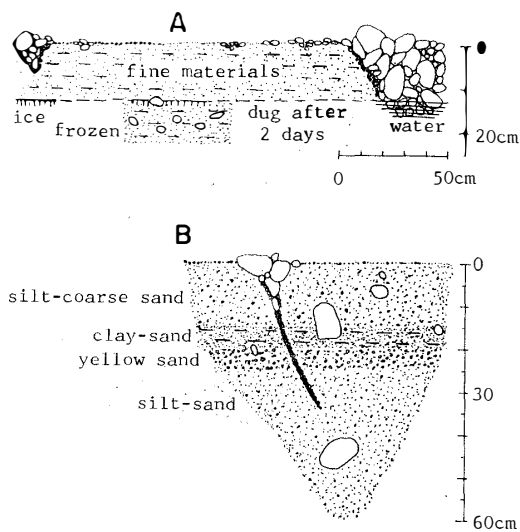


図 6 日の出岬における礫質円形土 (A) と合成型楔 (B) の断面図

Fig. 6. Profiles of a stone circle (A) and a composite wedge (B), near 157.7 m peak in Cape Hinode.

は、比高 20 m 以下の小丘が NE-SW および NW-SE 方向に配列するが、これらの地形配列の方向性は、東西オングル島やラングホブデのそれ(吉川・戸谷, 1957)ほど明瞭ではない。これらの小丘は氷蝕された羊背岩地形をなすが、北部のものは氷蝕後の激しい機械的風化作用を受けており、南部のものほど明瞭ではない。南部のものもかなり風化して、擦痕を残すものはなくなっている。この小起伏面上の凹地には小さな池ができており、すべて飲用可能な水で、融雪水に涵養されているものと考えられる。120-140 m 面上の 157.7 m 峰付近から幅 250-500 m の浅い谷が北方に伸びており、ペンギン台の北で前述の隆起汀線を示す *marine-boulder pavement* の小平坦面で終わっている。乙女の鼻の南は急崖となっており、湾奥はかなり規模の大きい *snow drift* の斜面となっている。この *snow drift* は下部で氷化して滑動しているものとみられ、最大傾斜方向と直交するクレバスが数条はしっている。この小湾の南の突出部は、ほぼ全体が雪氷に覆われているが、数個所に露出する基盤岩の存在から、基盤地形の突出部であることが知られる。東端の迷子山と望氷台の間には、幅 200 m 以下の谷が NE-SW 方向に走っており、夏季には、融雪水流が谷を埋める *snow drift* の下を流下している。日の出岬の背後には、大陸氷が露岩地域に押しかぶさるように接しており、その末端部を堤防状のモレーンが縁どっている(図 2)。

## 1. 2. 隆起汀線

北部海岸のめもと岩対岸から東には、*marine-boulder pavement* の隆起汀線が発達しており(吉田, 1971)、この地形は空からの観察でも明瞭に識別できる(図 3)。隆起汀線の高度は、下位のものから 15 m 以下、20-27 m、30-35 m を示しており、少なくとも 3 段の隆起汀線が識別できる。下位の二面は、上位の面または高位の地形と比高 3 m 以下の小さい海蝕崖で境されている(図 4)。最上位の 30 m 以高の面は、35 m 付近から漸移的に傾斜を増して、高位の地形面に移行していて境界は明瞭でない。いずれの隆起汀線の堆積物も、氷成堆積物を起源とするが、*silt size* 以下の細粒物質を欠いており、海の営力下にあって円磨されたと認められる礫を含む砂-大礫からなる *marine-boulder pavement* (NICHOLS, 1968) である。また、30 m 付近と 15 m 以下に一部で基盤岩を切って、周辺の *marine-boulder pavement* と同一面をなす波蝕面がみられる。このことから堆積物の厚さはあまり厚くないものとみられる。

ペンギン台北の 25-27 m 面には小さい池があり(図 2)、海水起源であることが期待されたが、飲用可能な程度で塩分は微量である\*。おそらく、背後の *snow drift* の融雪水によ

\* 13次隊村山治太隊員、15次隊佐野方昂隊員(共に地球化学)の私信による。

て涵養されているものと考えられ、増水分は溢流することなく、あまり厚くないと考えられる **boulder pavement** の下を伏流して、海に流下しているものとみられる。池の周囲の地形からみて、この池は浅いものと思われ、この隆起汀線は **ridge and swale** の地形 (NICHOLS, 1968) を示すと判断される。

1972 年と 1974 年の 1 月に調査を行ったが、いずれも、リュツォ・ホルム湾岸の隆起汀線に産出する貝化石 (吉田, 1973) は発見できなかった。このため、いずれの高度の隆起汀線の年代も今のところ知る方法がなく、東オングル島の水汲み沢で大きく 3 段に別けられる海成面 (藤原, 1973) との対比は、今後に残された課題である。

リュツォ・ホルム湾岸の隆起汀線と比べて、**sand size** の堆積物が少ないことや、明瞭な海蝕崖をもつこと、基盤岩の波蝕面をもつことから、外洋に面するプリンスオラフ海岸では、過去に海水の少ない時期があったことが考えられる (吉田, 1971)。

### 1.3. 周氷河地形

日の出岬には構造土、岩海の周氷河地形が発達している。一般に、昭和基地付近の露岩地域では、構造土の発達はいくつか (小崎, 1963) が、日の出岬等の大陸氷に直接接する露岩地域では、比較的発達がよいようである。

#### 1.3.1. 構造土 (patterned ground)\*

亀甲が原と、その北の 90 m 小平坦面の池の周囲に発達しているほか、157.7m 峰の西 400 m の池を取りまく平坦地に、礫質構造土 (**sorted polygon**) のよく発達したのが見られる (図 2, 5)。後者に発達する構造土については、やや詳しく観察したのでそれについて以下に記述する。

周辺の地形は **NE-SW** 性の浅い谷で、谷底は氷河性堆積物と考えられる砂礫で埋められた平坦地となっており、谷は北東に開口しているが、北東端には基盤岩が現れており、基盤の起伏は浅い盆地をなしている。谷底の平坦面のほぼ中央には、50 m<sup>2</sup> 程度の小さい池がある。池の周縁には堤のような盛り上がりもなく、周辺の砂礫地の起伏や縁付近の水深からみて、この池はきわめて浅いものと考えられる。したがって、**Kettle hole** のようなものではなく、夏季の融雪水によって涵養されているものであろう。この池の周囲の砂礫からなる平坦地に構造土が発達している。

礫質円形土 (**stone circles**)：池の周辺や、融雪水が表流または伏流する周辺によく発達し

\* 構造土に関する用語は、まだ統一されたものがないので、ここでは主として小崎 (1965) の分類と用語に従った。しかし、日本語訳に適当なものがない場合は、外国文献にある用語をそのまま引用した。

ており、直径 2 m 内外のものと、それらの間に生じた直径 1 m 以下のやや小さい circles からなる (図 5)。これらの比較的大きい circle の内側に、直径 20 cm 以下の小さい circles が生じているものもある。図 6A は、池の縁から約 10 m のところに生じた礫質円形土の断面で、1974 年 1 月 3 日に、断面を観察するために掘ったところ、深さ 13 cm で凍土層となった。その断面をみると、circle をなす礫部は、一方の端が 13 cm よりも深くまで及んでおり、13 cm 以深は融水に浸されている。他端は 6 cm で終わっていて、その下部は細粒物質となっており、13 cm 以深は氷となっていた。アラスカ・カナダ北部において、構造土の成因として crack が生じ、そこに礫が追いやられることが考察されている (木下, 1975) が、ここで観察した限りでは、礫の下細粒物質の部分に crack は生じていなかった。礫に囲まれた circle 内は、砂粒以下の細粒物からなる mud core (ARAYA and HERVÉ, 1972) をなす。mud core の表層は比較的大きい小礫を含んでおり、これが大きい circle 内の小 circle を形成する。mud core の下部でも、深さ 13 cm で一部に氷が現われたが、これらの氷は ice core というようなものではなく、おそらく、前年以前の浸透水が凍結したものであることが、2 日後の掘削で明らかになった。2 日間放置したあと、13 cm 以深の凍土層が融解してゆるんできたため、さらに 10 cm 掘り下げた。新たに掘り下げた部分は、径 2 cm 以下の pebble をかなり多量に混えており、融水が浸み出てきた。13 cm 以浅の mud core には礫が含まれないことと比べて、顕著な相違を示していると言える。おそらく永久凍土層となっていて、粗・細粒物の sorting が行われていないためであろう。

池の縁から北東に約 150 m の砂礫平坦地の縁辺付近になると、礫質円形土を構成する物質はより粗粒となるが、circle の規模にはほとんど差がない。ここでは活動層の深さは 30 cm と深くなっており、この深さには氷片は見られなかった。30 cm まで掘って 2 日間放置したあとでは、30 cm 以深がスコップで掘れる状態となった。これは 30 cm 深までが大気にさらされて、30 cm 以深の凍土の融解が進行したためである。circle をなす礫部の深さは約 30 cm で、circle 内の mud core の部分も 30 cm 深を境に、前述の礫質円形土ほど顕著ではないが、構成物に差異が生じている。すなわち、30 cm 以浅では、10 cm 大の礫を混えるものの全体としては、砂-粘土の細粒物が多いのに対して、30 cm 以深では礫の混入が多くなり、sorting が行われていない。

以上から、13-30 cm 以浅の活動層で、凍結・融解による sorting が行われて、このような礫質円形土が形成されるものと解される。しかしながら、収縮割れ目 (contraction crack) との関係は観察されず、mud core 部の盛り上がりもないので、重力による礫の移動は考え

られず、どのような過程で **circle** の形態をとるにいたったのかは不明である。

楔形構造土 (**wedge**)：砂礫地のうち、谷壁寄りの比較的水分が少ないとみられるところには、収縮による割れ目 (**crack**) が生じている。割れ目はやや顕著なものが、一例では、地表を 35 m ほど屈曲しながら伸びており、これからやや小さい割れ目が枝分かれしている。しかしながら、これらの割れ目は **network** を形成するには至っていない。割れ目の上部には径 15 cm 以下の礫の集中が顕著である。

池の縁から約 40 m のところで、断面を観察するために掘ってみると (図 6B)，割れ目に集まった粗砂以上の礫からなるクサビ (**wedge**) が、斜めに深さ 35 cm まで達しており、クサビ周辺の構成物が、礫を混える砂-粘土からなるのと顕著な違いを示している。クサビの周辺は、あまり明瞭ではないが成層しており、層は乱されていない。また、地表面もクサビ部で礫の集積や立ち上がりのための突出がみられるが、クサビ周辺の盛り上がりはなく平坦である。40 cm 深まで掘ったあと 2 日間放置して、さらに 60 cm まで掘削したが、水が浸み出ることはなかった。

マクマード入江地域から報告されている **sand wedge** (PÉWÉ, 1959) では、その新しいものには、クサビの縁の高まりは生じていない。また、BERG and BLACK (1966) によると、クサビのタイプは砂楔 (**sand wedge**)、氷楔 (**ice wedge**)、合成型楔 (**composite wedge**) に分類され、砂楔はよく **sorting** された丸い細粒-中粒の砂からなるのに対し、合成型楔は純粹の氷楔と砂楔の間のあらゆる変種があり、構成物も礫-砂にわたっている。日の出岬のクサビは、その構成物質から合成型楔に分類されるもので、その形成は新しいものと考えられる。BERG らは、合成型楔をクサビの構成物が氷から交代したのと考えているが、日の出岬のクサビについては、氷楔からの交代を証拠づけるものは見出されておらず、砂礫が集中した原因については今のところ不明であり、合成型楔という用語は適当でないかもしれない。

収縮割れ目も、発達が良い場合には、**polygonal network** を形成する (PÉWÉ, 1959；木下他, 1975) が、日の出岬のものでは、発達の初期の段階で **network** の形成には至っていない。一方では、極めて近接した場所で礫質円形土が形成されていることから、夏季に氷点を上下する地温の日変化によって、**sorting** はかなり行われているが、土地の収縮をもたらす冬季の地温の低下は、土質多角形土 (**non sorted polygon**) の発達がよい Dry Valley 地域に比べると、大きくないと考えられる。これは、冬季には雪に覆われるためであろう。

そのほかの場所では、隆起汀線の一部と堤防状モレーンにも礫質構造土がみられる。前者

は細粒物質が乏しく、積雪が乏しく水分の供給が少ないために、分布がごく一部に限られている。両者共に北向きの斜面に形成されており、特に後者は比較的急な斜面に発達しているにもかかわらず、礫質縞状土 (stone stripe) の形とはならず、多角形土が階段状に低下している。構造土は、一般にその生ずる場所が平坦地から傾斜地に移るに従って、多角形土から縞状土へと変化するとされている (たとえば, ARAYA and HERVÉ, 1972)。大雪火山群では傾斜が  $2-3^{\circ}$  で礫質縞状土となり、 $5^{\circ}$  を越えると礫質階状土 (sorted step) となっていることが観察されている (小嶋, 1965)。日の出岬の例も、 $5^{\circ}$  以上の傾斜地であるところから、小嶋の礫質階状土に相当するものと考えられる。

#### 1. 3. 2. 岩海 (Felsenmeer)

日の出岬には  $0.04 \text{ km}^2$  以上の岩海が3個所にみられる (図 2)。そのうちの最南端のもの

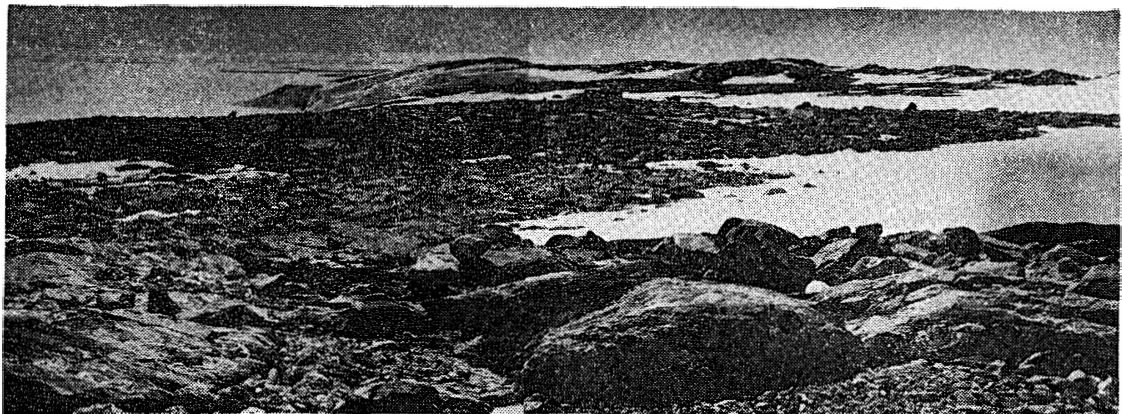


図 7 日の出岬南西端の Felsenmeer

Fig. 7. Felsenmeer of the southwestern part of Cape Hinode.

は、ほとんど氷雪に覆われた半島部の露岩としてあらわれており、岩海を構成する破碎礫は完全な角礫で、中には frost shattering を受ける以前の基盤岩につけられた氷蝕擦痕を一面に有する角礫もみられる。礫も新鮮であり、現在も frost shattering は進行中であると考えられる (図 7)。この岩海と接して氷成堆積物の砂礫原があり、そこでは礫はやや円みを帯びており、細粒物質を多く含むところでは、礫質円形土が形成されている。岩海の厚さは薄いようで、一部に基盤岩の表面が露出しているところもある (図 7)。

#### 1. 4. モレーン

昭和基地付近の露岩地域に分布するモレーンは、一般に、厚さの薄い底モレーンである (吉田, 1973)。日の出岬においても、かなりの部分がこの底モレーンに覆われているが、そ

の厚さは薄いようで、露岩上のモレーン自体が顕著な起伏を示す地形を形成することはない。一方、露岩地域に接する大陸氷の末端部を縁どる堤防状のモレーンが見られる(図 2)。これは *recessional moraine* (小嶋, 1963) とか剪断モレーン (吉田, 1973) とされているものである。

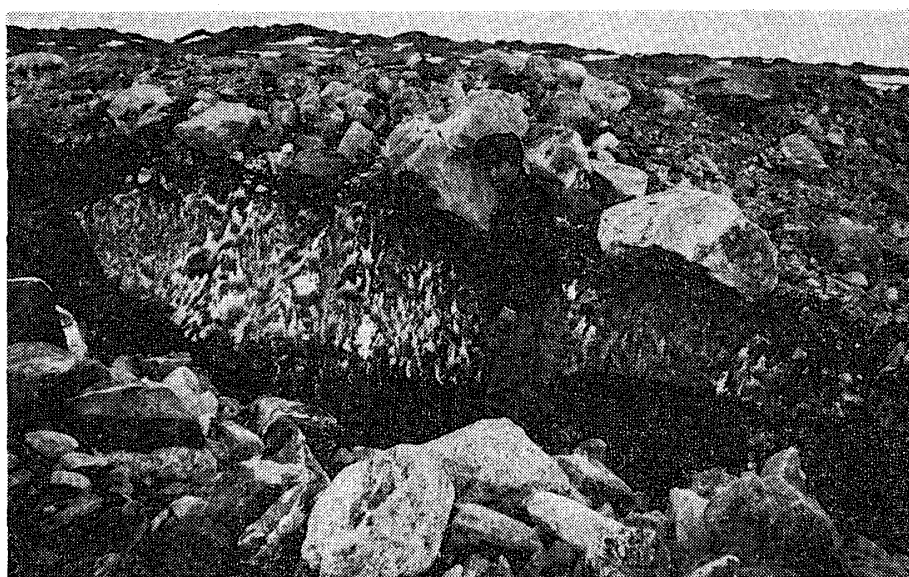


図 8 堆石堤を切る融解水流によって露出したモレーンの断面と core ice (日の出岬)  
Fig. 8. Moraine and core ice which were cut by a meltwater stream (Cape Hinode).

この堤防状モレーンは、日の出岬においては連続性がよく、平面的にもかなりの広がりをもつが、その厚さはきわめて薄いようである。夏季の大陸氷からの融解水流が、数個所でこの堤防状モレーンを切っており、その断面(図 8)を見ると、モレーンの厚さは 1m をこえることはないようで、そのすぐ下部は氷となっている。この特徴はストランドネッパでの観察(後述)でも同様であり、少なくとも、昭和基地付近でみられる堤防状のモレーンに共通する特徴であると考えられる。日の出岬では、狭い間隔で 2-3 列の堤防状モレーンが認められるが、さらに氷床が後退して、モレーンの下部の氷体が消滅すれば、堆石堤を形成することなく、一連の薄いモレーン原となることが予想される。そうなればおそらく、現在露岩上に分布するモレーンと区別することは困難であろう。昭和基地付近の露岩地域に、一部を除いて *recessional moraine* が認められない(小嶋, 1963)一因は、モレーンの厚さが極めて薄い、すなわち、モレーンの量が少ないということにあるものと考えられる。したがって、少なくとも露岩上では *ice front* はかなり速やかに継続的に後退したという見解(小嶋, 1963)は、現在もそういう継続的な後退期にあるとするのでなければ、検討の余地がある。

## 1. 5. 大陸氷の消耗

### 1. 5. 1. 融解水流 (meltwater stream)

リュツォ・ホルム湾岸からプリンスオラフ海岸の融解水流による消耗量は、YOSHIDA (1972) によって  $1.8-7.4 \times 10^9 \text{ t/year/250 km}$  と概算され、大陸氷の消耗に占める融水の役割を高く評価している。一方、小疇 (1963) は融解水流路の規模が小さいとして、消耗に占める割合は小さいとしている。夏季における大陸氷からの融解水流の流量測定は、短期間の調査では、その全貌を明らかにすることは困難である。

日の出岬での観察では、海拔 250 - 270 m に 9 本/3 km の大陸氷上の斜面を流下する顕著な融解水流路があり、その一例は幅 60 cm、水深 15 cm で約 2 m/s の流速であった (1974 年 1 月 2 日 14 時)。この場所は、標高 220 m で大陸氷縁辺部の急斜面上部に当たっており、さらに高度が低いところでは、流量の増加と流路数の増加がある (YOSHIDA, 1972) ものと考えられる。また露岩地域背後は、大陸氷床の山部となっているため、融解水はおそらく、露岩地域間の大陸氷床の谷部に集中していることが予想される。したがって、大陸氷縁辺部での融解水流路の密度は、上記の数値よりさらに大きくなろう。前述したように、堆石堤を切って流れる融解水流は、一部は露岩上の凹所に池を作り、他は凹所をぬって海に流入している。日の出岬の露岩上を流れる最大のものは、おそらく、東端の迷子山と望氷台の間の谷を流下するもので、かなり離れた場所からも水流の音が聞きとれるほどであった。

また、融解水が流路を形成していないところでも、大陸氷縁辺部では、大陸氷のざらめ状の表面から 15-30 cm の深さには、融解水の流れがあり、氷温測定のために大陸氷中に穿孔した穴は、すぐに融解水で満たされる (図 10) ことが経験された。このような現象は、1972 年 1 月 28 日に昭和基地対岸の向岩付近でも観察されている (YAMADA, 1975)。すなわち、大陸氷の表面から 45 cm まだが、融解水を含むルーズな氷層となっており、大陸氷に穿孔した直径 10 cm の穴では、流入水や浸出水による水位の上昇がみられる。向岩付近の例では、水位の上昇率からみると融解水の量は大きくはないが、穿孔地点が大陸氷の高まったところでもあり、さらに融水が流入する一方では、流出もしているとみられるので、伏流状態の融解水の量は正確には求められない。大陸氷の微起伏の凹所には、こうした一種の伏流状態の融解水流が、夏季には普遍的に生じるものと考えられ、顕在する融解水流路での流量測定値を上回る融解水が生じている可能性がある。



### 1.5.2. 昇華による消耗と氷温測定

1972年1月3日から8日にかけて、大陸氷上の末端部付近で氷の昇華量の測定を行った。アイスオーガーで直径 11 cm, 深さそれぞれ 7 cm と 3 cm の 2 つの穴をあけ, ここにポリエチレン袋に入れた氷を納めて放置し, 5 日後に重量の減少量を測定した。この方法は, Victoria Land の Vanda 湖の湖水で行ったのと同じである(吉田他, 1971)。

ここでは測定期間が短いのと測定例が少ないため, この測定値 ( $0.14\text{--}0.25\text{ g/cm}^2/\text{day}$ ) は一応の目安でしかないが, Vanda 湖の例と比較してみると, 昇華量は  $1/2$  ないしそれ以下である。その原因の一つは, ほぼ同期間(1月上旬)の Vanda に比べて, 気温が低いことと風がやや弱いことが考えられる(吉田他, 1972; 図9)。仮に, この値を  $1\text{ km}^2$  当りに拡大してみると,  $1.4\text{--}2.5 \times 10^3\text{ t/km}^2/\text{day}$  となる。一方, 海岸線に沿う  $1\text{ km}$  の距離の間に, 前述の融解水流路が少ない見積りではあるが 3 本あるとして, 融解水流による流失量は,  $46.6 \times 10^3\text{ t/km/day}$  と見積られる。昇華量は, 沿岸部では高度による差は大きくはないと思われるのに対し, YOSHIDA (1972) によると, 海拔 350 m 以下で盛夏に融解による super imposed ice が生じ, 200 m 以下で水路ができはじめるということであるから, 融解量は高度による差が大きいと考えられる。したがって, 昇華と融解水流による消耗量を, かなり広い同一面積当たりで比較することは困難である。しかし, 上記の数値によって, 昇華と融解水流による

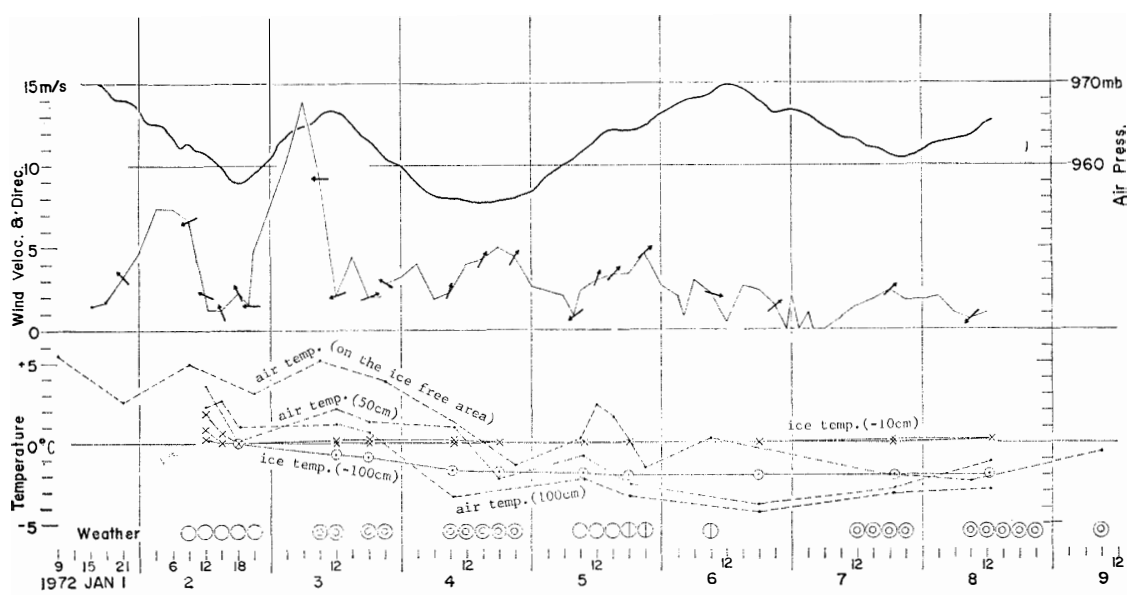


図 9 日の出岬における気象観測と氷温測定, 場所は図 2 の F 地点

Fig. 9. Graph showing climatological data and ice temperature obtained at station F in Cape Hinode (shown in Fig. 2).

大ざっぱな消耗量の見当はつけ得るであろう。南極氷床全体では、消耗の大部分は昇華・蒸発によるという推定がなされている (MELLOR, 1959) が、大陸氷縁辺部では、消耗に占める融解水流による消耗量はきわめて大きい (YOSHIDA, 1972) と考えられる。

同年 1 月 2 日から 8 日にかけて、氷の昇華量測定を行った地点で、ざらめ状の氷の表面から 10 cm (3 点)、100 cm (1 点) の氷温および +50 cm、+100 cm の気温測定を併せて行った。この場所はキャンプ地からかなり離れており、さらに調査期間の大部分を大陸氷流動測定に費やしたため、定時観測は行えず随時観測となった (図 9)。しかし、大方の傾向は読みとれるものとする。これによると、サーミスターのセンサー設置時には、+3.6°C という高い気温の影響を受けて、-10 cm の氷温はすべて氷点以上であったが、以後 0°C およびそれよりやや高い温度を示している。しかし、温度が氷点下になることはなかった。-100 cm の温度は設置時には 0°C であったが、徐々に低下し、3 日後には -2.0°C に達し、以後は変動がなくなった。このセンサーは、アイスオーガーで径 11 cm の穴をあけ、1 m の底部に放置した。穿孔直後から融水が穴に浸出あるいは流入しはじめ、氷表面から 30 cm で水位の変化はなくなった。1 月 6 日 9 時には、穴の底部約 18 cm がすでに凍結し、氷温は -2.0°C を示している。1 月 8 日には凍結部の厚さは約 28 cm となり、その上に 42.5 cm の水があって、水位は氷表面から 29.5 cm の位置にあった (図 10)。

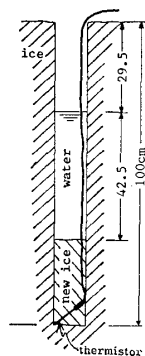


図 10 氷温測定のための穿孔断面、場所は図 2 の F 地点

Fig. 10. Setting of a thermistor and level of percolated water in a drilled hole at station F (shown in Fig. 2).

以上のことから、-10 cm 付近の表層部では、水分は水と氷との状態が混在しているものと考えられ、これは前述したように、-15~-30 cm 付近まで融水が伏流していることから裏づけられる。中間の深さの値はないが、-100 cm になると -2.0°C でこの期間には変動がないと見られ、上述の伏流水の存在から考えて、表層の -15~-30 cm の部分で融解が進行し、それ以深では夏季においても凍結したままであることがわかる。

この間の同地点(氷上)での気温は、晴天下で初めプラスであったが、曇天となって氷点下になり、以後測定期間中は氷点を上回る測定値はなかった。しかし、測定回数が少ないた

め、全般的に気温の低下があったと認められるものの、他の場所でプラスの気温が測定されたので、日中には同地点でもプラスを示すことがあったものと思われる。+50 cm の気温が、かなり長い時間氷点下を示しているにもかかわらず、表層部の氷温が0°Cないしそれをやや上回っているのは、気温ほど温度変化が大きくないことと共に、たえず伏流している融解水の供給があってその影響を反映しているものであろう。

## 2. 明 る い 岬

1975年2月6日から8日にかけて滞在した。7日はブリザードのため、キャンプ地に停滞となった。6日、8日に短時間ではあったが、隆起汀線と氷蝕地形を調査できた(吉田, 1975)。

### 2. 1. 隆起汀線

踏査した海岸の大部分は基盤岩からなっており、隆起汀線を示す地形を見出すことは困難と思われたが、一個所基盤岩の海岸の背後に、貝化石を含む砂礫平坦地となっている海拔9.5 m の隆起海成面が発見された(図 11)。この隆起汀線は、三方を基盤岩の高まりに囲まれた袋状の小さな入江として生じたもので、背後の snow drift からの融雪水流が、隆起汀線を横切って流れているが、海側にもこの海成面とほぼ同じレベルの基盤岩の高まりがあって、この水流の侵蝕から海成面を保護している。海成面を構成する砂礫は氷成堆積物起源と

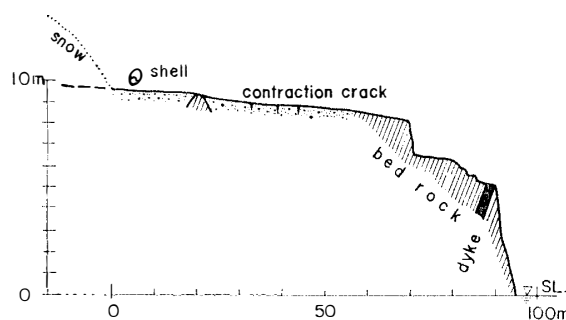


図 11 明るい岬の隆起汀線断面図

Fig. 11. Profile of raised beach in Akarui Point, Prince Olav Coast. Radio-carbon dating on fragments of fossil shells yielded the age of  $7,730 \pm 110$  yr. B. P. (GaK-5839).

考えられるが、外洋に面する日の出岬の隆起汀線と比べると、上述したように小さい入江であったために、砂-pebble の比率が大きく、日の出岬の marine-boulder pavement より、リュツォ・ホルム湾岸の隆起汀線の構成物に近い様相を呈している。

この隆起汀線に産出する貝化石は破片状のものが多く、*Laternula elliptica* と *Adamus-*

*sium colbecki* と推定され、後者の比率は小さい。これら貝化石のうちの *Laternula elliptica* の  $^{14}\text{C}$  年代は  $7,730 \pm 110$  年 B.P. (GaK- 5839) であった。この値は、これまで報告されている昭和基地付近の比較的新しい年代を示す隆起汀線 (吉田, 1973) の中では、明るい岬の隆起汀線は高位に位置することを示している (森脇, 1974)。

## 2. 2. 氷蝕地形

キャンプ地付近の 2 地点で、基盤岩に残された擦痕の方向を測定した。その結果、過去にこの露岩地域を覆っていた氷は、南東から北西に流動していたことが判明した。この方向は、明るい岬の中央部を縦断する主要な谷の方向とも一致しており、この付近の海岸線の方向とほぼ直交する (図 1)。これはリュツォ・ホルム湾内の他の露岩地域で認められる傾向と同じである。氷蝕谷に生じたものではないが、*riegel and basin* を示す地形も認められ、*basin* 部から次の *riegel* への移行部では、氷蝕された基盤岩上に上述の擦痕の方向と一致する擦痕が見られた。

## 3. 西オングル島

東西オングル島における *snow drift* の量および分布の増減の測定例はないが、夏季の残雪量や残雪区域の変化から、東オングル島では増、西オングル島では減の傾向にあるようである。これが事実とすれば、東オングル島における昭和基地の建築物の増加が影響していることが考えられる。この推測の正否は別として、少なくとも、西オングル島の一部で、*snow drift* の縮小が進んだことは明らかで、たとえば、中の瀬戸の西約 1 km の池\* の周囲では、かなりの面積の地表面が露出し、1972年 1 月には、ミラビライトの結晶が発見された。現在までのところ、この池と海との間は海拔 5 m 以下の *snow drift* となっており、また、池が現われてからの湖面高の測量もなされていないので、海とのつながりは不明である。いずれにせよ海面との比高は 5 m 未満であり、ミラビライトの産出から、かつて海の一部であったことは疑いない。この池の南西に、細礫以下の堆積物からなる隆起汀線とみられる地形があり、貝化石 (*Adamussium colbecki*) を産出する。 $^{14}\text{C}$  年代測定の結果、これは  $930 \pm 90$  年 B. P. (GaK-5832) の値が得られた。この値は従来報告されたもの (吉田, 1973; OMOTO, 1974) の中でも、現棲のものを除けば最も新しい年代を示している。この場所は従来、雪におおわれていたところで、正確な高度は不明であるが 8 m を越えることはない。

\* 1/5000 地形図「西オングル島」では、*snow drift* に覆われた凹地となっており、池としての記載はない。

東西オングル島には、構造土などの周氷河地形の発達がよくないことは、つとに報告されている（吉川・戸谷，1957）。西オングル島では、東オングル島に比べると構造土の発達はやや良いようである。東オングル島で構造土が、ほとんど発達していないことについては、silt size 以下の細粒物を含む氷成堆積物が薄く保水力が小さいこと、地温が氷点を上下することが少ないこと、供給される水分が少ないことなど（小疇，1963；藤原，1973）が考えられる。西オングル島においては、地温の点は不明であるが、他の二点に関しては、東オングル島よりはいくらか恵まれていることが、両者の差となっている原因と考えられる。しかしながら、西オングル島でみられる構造土も、日の出岬に発達するそれと比較すると極めて貧弱である。

#### 4. 向 岩

向岩は、オングル諸島とはオングル海峡をはさんで対向する小露岩地域で、大陸氷床を縁どるように点在している。氷蝕された基盤岩とその背後には、一ないし二列のモレーンがある。その最南部の基盤岩に記された擦痕の方向は N65-75E で、現海岸線とほぼ直交する方向を示しており、擦痕も新鮮なところから比較的最近の氷の流動方向を示すものと考えられ



図 12 向岩とラングホブデ氷河のほぼ中間に流出する ice stream. 遠景の低平な島はオングル諸島

Fig. 12. A small ice stream north of the Langhovde Glacier. The distant flat islands are Ongul Islands.

る (図 1).

向岩南端とラングホブデ氷河のほぼ中間には、氷床中に小さな ice stream があり (図 12), 1962 年当時 (1/25 万地図「リュツォ・ホルム湾」による) よりその浮氷舌は張出している. この ice stream は、ラングホブデ氷河とほぼ平行しており、オングル海峡の glacial trough (YOSHIDA *et al.*, 1964; 藤原, 1971) の形成に関与したものと考えられる.

### 5. ラングホブデ

北部ラングホブデは 13 次夏季に調査を行い、その一部についてはすでに報告した (森脇, 1974). ここではその北部ラングホブデにおける調査を中心に述べる. なお、地形の概略については吉川・戸谷 (1957), 石川 (1974) に記述されている.

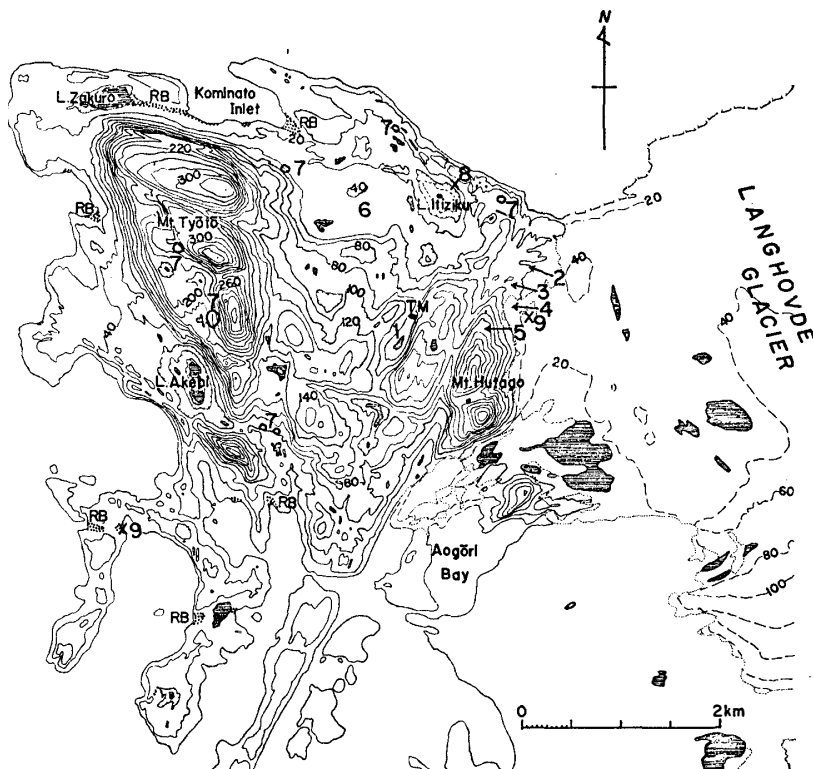


図 13 北部ラングホブデ, 等高線間隔は 20 m

Fig. 13. Northern part of Langhovde, contour interval: 20 meters. 1. Glacial cirque, 2-5. Glacial striae, 6. Conspicuous flat surface of bedrock, 7. Aeolian deposits, 8. Tor, 9. Patterned ground, TM: Terminal moraine, RB: Raised beach.

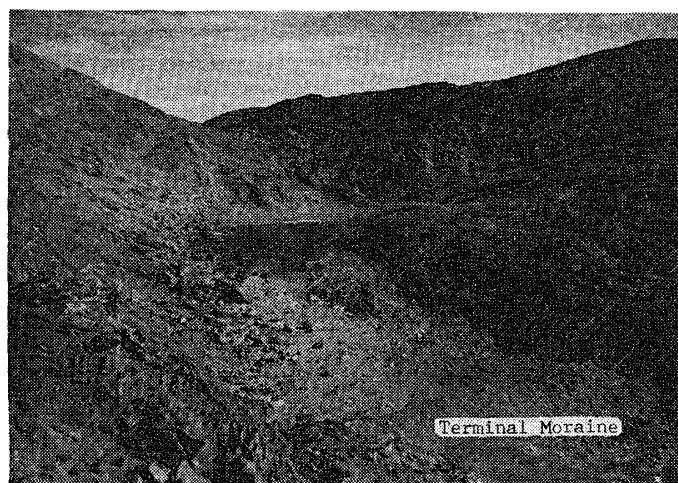


図 14 谷氷河で形成された圏谷と terminal moraine (北部ラングホブデ)

Fig. 14. A glacial cirque and a terminal moraine which were formed by a small valley glacier, in the northern part of Langhovde (shown in Fig. 13, No. 1).

### 5. 1. 氷河地形

かつてこの地域を覆っていた氷床の後退期に、山地性の南部ラングホブデには、圏谷や谷氷河が形成された(吉川・戸谷, 1957). 北部ラングホブデにおいても、南部ほど一般的な現象ではなかったが、一部で谷氷河が存在して(図 13), glacial cirque と terminal moraine を形成した(図 14).

この地域を覆っていた過去の氷床の動きは、擦痕の示す方向から、ほぼ E-W であったことが知られている(吉田, 1973). 現在のラングホブデ氷河は、露岩地域と大陸氷床の間にあって、ほぼ南南東—北北西に流動している. しかし、そのすぐ西側の、ラングホブデ氷河に面する北ラングホブデの山地斜面下部の基盤岩に記された擦痕は、E-W 方向を示している(石川, 1974). さらに、二子山の二つの峰の間の東西方向の鞍部(海拔 190m)に、氷成堆積物があり、Kettle hole とみられる淡水の池があることから、E-W 性の擦痕を残した氷体は、現在の大陸氷床からラングホブデ氷河を越えて、北ラングホブデの東部山地にはい上がる状態であったものと考えざるを得ない. この擦痕が、現ラングホブデ氷河によって消されていないことは、氷床の拡大・収縮とそれによって形成された氷蝕地形の発達史、および、その間の氷の流動を考える上で、大きな問題を提起しているものと思われる. 現ラングホブデ氷河沖の、海面下 600 m にも及ぶ氷蝕谷の形成ないし変形に、ラングホブデ氷河ないし、その位置を流動した氷流が関与したことは、その位置関係から疑いのないところである. これを形成した氷流が、A) 現在よりも氷床が拡大した時期にあったとすれば、この付近は海水に覆われていなかったとして、このあたりの氷体は、現ラングホブデ氷河の表面付近を境

に、上部と下部との氷の流動方向が異なっていたことになる。すなわち、下部の氷体は停滞ないしほぼ北へ流動し、上部の氷体は西へ流動したことになる。そしてこのような氷のふるまいは、オングル海峡の氷蝕谷でも生じたことになる。この場合は、海水準が現在と違っていたか否かは問題とならない。しかし、**B)** 上記の氷蝕谷が、氷床の縮小に伴って、ラングホブデの露岩地帯が障害物となって、氷が流れの向きを変えた(石川, 1974) ために形成されたか、あるいは、氷床が現在よりも縮小していた状態から前進するのに伴って形成されたとすれば、氷蝕谷形成時には海面が、現在よりも相対的に低かったと考えざるを得ない。現在のラングホブデ氷河末端部は浮氷舌となっており、その高さは海面上 30 m 以下であるから、氷の比重が 0.9 とすれば、海水の比重を 1.01 としても、250 m) の水深があれば浮氷となる。ラングホブデ氷河沖の氷蝕谷の水深は、最大 600 m 以上あるが平均 400 m として、これに氷体が充満しているとすれば、E-W 性の擦痕の位置から、氷の表面は海拔 30 m 以上であってはならないから、氷厚は 430 m 以下(水深の最大をとれば約 630 m) となる。この氷体が着底するには、385 m 以上の平均水深があってはならないので、現在より少なくとも 15 m の海退が必要となる(表 1)。現実にはこのような単純な計算では、海退量を得られないので、15 m という値は、おおよその目安にすぎない。このような状況はまた、少なくともラングホブデ地域では、現在よりも氷床は拡大していたことを意味している。isostatic には地盤は沈降していたものと考えられるので、上述の推定から得られた海退は、eustatic な海水

表 1 ラングホブデ氷河末端部の氷厚と海底氷蝕谷の深さと海水準の関係(推定)

Table 1. Relations among thickness of glacier ice, depth of submarine glacial trough and sea level. The values are the ones inferred at the end of the Langhovde Glacier.

A: Assumed depth of the glacial trough under present sea level	300 m	400 m	500 m	600 m
B: Maximum thickness of the ice of the former Langhovde Glacier A + 30*	330 m	430 m	530 m	630 m
C: Maximum depth of sea to cause grounding of the glacier ice on the glacial trough (A + 30) × 0.9 ÷ 1.01 **	294.1 m	383.1 m	472.3 m	561.4 m
D: Amount of fall of sea level $\frac{A - C}{= A - (A + 30) \times 0.9 \div 1.01}$	5.9 m	16.9 m	27.7 m	38.6 m

\* From the elevation of the striae of E-W direction, 30 meters above present sea level are inferred as the elevation of the former glacier.

\*\* Specific gravity of ice: 0.9, and that of sea water: 1.01 (assumed values).



準低下によるものと推論される。これまでに得られた隆起汀線の年代は、大きく1万年以後と2万年以前とに別けられる(吉田, 1973; 森脇, 1974)ところから, このような海退があったとすれば, 1-2万年の間か, 年代測定値の得られていない4万年以前のいずれかに生じたことになる。今のところ, これまでに述べてきた点に関しては, まだ解明されていない部分が多い。ここで論述した考えが, 氷床の変動と地形発達を究明する上で, 一つの手掛りになれば幸いである。なお, 問題の擦痕は, 薄い氷成堆積物に覆われていたため保存されていたもので, 付近の露出した基盤岩の表面は, **exfoliation** を受けて表面が剝離している部分が多い。

## 5.2. その他の地形

北ラングホブデの北東部には, 20-40 m の高度に顕著な平坦面があり(図13, 15) **strandflat** (小疇, 1963) の一部と考えられるが, 当地域の他の部分や東西オングル島などにみられる **strandflat** (図12) が, 基盤の地質構造を反映してかなりの起伏を示すのに対して, 極

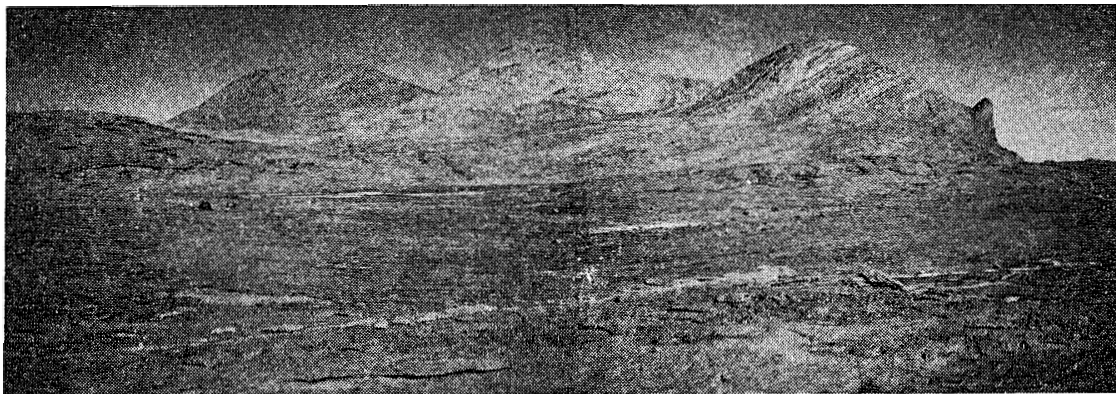


図15 長頭山東方の岩盤よりなる平坦面(図13の6). 遠景の白い部分は塩原

Fig. 15. Conspicuous flat surface of bedrock at the foot of Mt. Tyoto (shown in Fig. 13, No. 6). The distant white part is salt field.

めて起伏が小さいことが注目される。これは, この部分の基盤の輝石片麻岩が, 均質塊状で片麻構造が弱い(石川, 1974)ことから, 氷蝕が差別的にではなく, 均一的に働いたためと考えられる。この平坦面上には, 極めて浅い凹地に塩原をなす塩類堆積物が見られるほかには, 氷成堆積物や碎屑物はなく, 岩盤が一面に露出している。この平坦面を南北に貫くペグマタイトの岩脈が, まわりの母岩よりも20-40 cm ほど突出しているところから, 氷床からの解放後著しい風化作用をこうむっている(石川, 1974)ことは明らかであるが, 東の大陸からのカタパチック風(図16)と北東のブリザードをまともに受ける位置にあり, 長頭山の基部等に分布する砂丘の存在から, 風によって細粒なものは吹飛ばされてしまったものと考

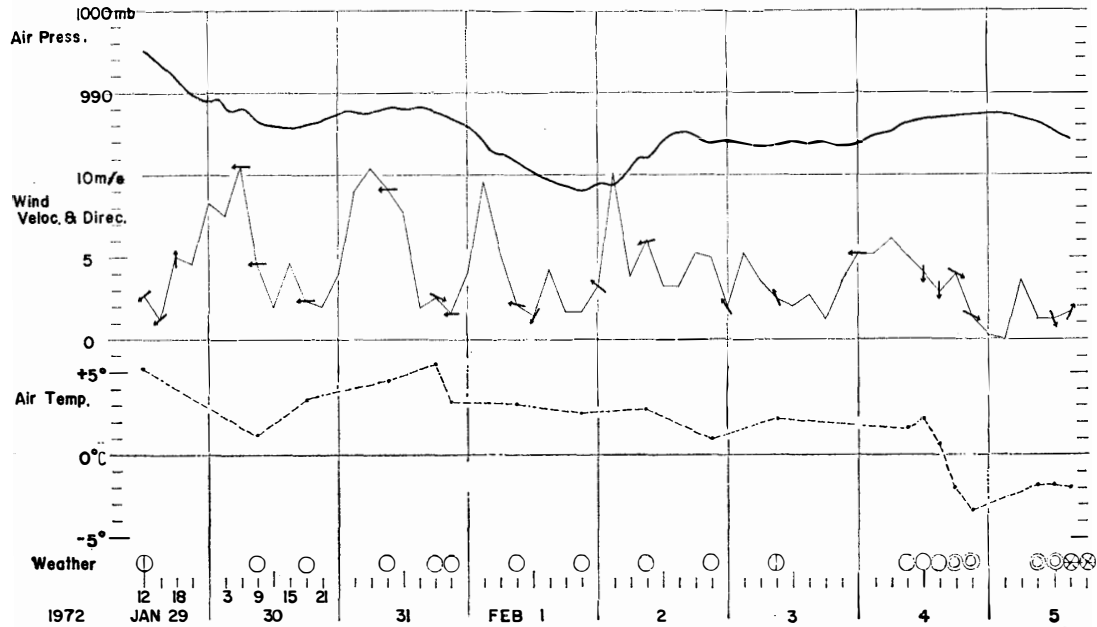


図 16 ラングホブデにおける気象観測。場所は No. 6 地点 (図 13)。観測期間の前半に東の大陸からのカタバチック風が顕著である。

Fig. 16. Graph showing climatological data obtained at No. 6 point in Langhovde (shown in Fig. 13). Easterly katabatic winds from the continental ice sheet are notable.

えられる。

一般に北部ラングホブデは、著しい風化作用を受けており、北東端の花崗岩質片麻岩の部分では、tor の発達が顕著である。このような著しい風化作用を受けた地形は、氷からの解放後、かなりの長期間が経過していることを示しているものと考えられる。

北ラングホブデの主要な湖は、すべて塩湖である。その原因として、石川 (1974) は一応は風送塩を考えているが、海水起源の可能性も示唆している。このうち、ざくろ池は海拔 6 m 土の鞍部で海と隔てられているだけであり、その鞍部には、貝化石を含む海成堆積物が存在する (森脇, 1974) ことから、かつて海の一部であったことは疑いない。いちじく池は 20 m 未満、あけび池は 50 m 未満の鞍部で海から隔てられている。いちじく池は、現在ほとんど干上がって塩原となっている (図 13)。あけび池には現在、大陸氷の融水の流入はなく、snow drift からの流入水によって涵養されていると考えられるが、その集水面積は小さく、その量は多くを期待できない。地形からみて、あけび池は氷床からの解放後、その水分の大半は、蒸発により失われたものと考えられる。現在のあけび池の水は、海水とその組成はよく似ているが、塩分濃度は標準海水よりやや薄い\*。

\* 13 次隊村山治太隊員の私信による。

したがって、あけび池については海水が濃縮されたものとは言えず、かつて今よりも大きかった風送塩等を含む池が蒸発によって縮小して、かなり塩分の濃い池となっているものであろう。このことから、この地域では、少なくとも氷床からの解放後に、50 m を超える相対的な海面の下降はなかったことを意味しているものと考えられる。これは、東オングル島から得られた有孔虫の分析から、少なくとも 100 m 以上の相対的な海面の下降があったという見解に基づく地形学的手法に対する批判（内尾，1966）への反証の一つとなる。リュツォ・ホルム湾沿岸では、今のところ、海成堆積物および隆起汀線と認められる地形は、海拔 20 m 以下に分布しており（吉田，1971），当地域でも 13 m 以下に限られている（森脇，1974；図 13）。しかしながら、氷床後退に伴う isostatic な地盤上昇の地域差を考えてよいとすれば、旧汀線高度が多少地域毎に異なってもよい。この点に関しては、isostatic な地盤隆起の量やそれが局地的に起こり得る可能性、さらに eustatic な海水準変化が、南極の隆起汀線の形成にどの程度関与したのか等の詳細は明らかでなく、問題は未解決である。

構造土の発達が良いとは言えないが、ラングホブデ氷河と接する氷成堆積物には、礫質円形土や楔形構造土の構造土が発達している（図13）。このほかの場所にも、氷成堆積物は見られるが、きわめて貧弱な収縮割れ目が見られる程度で、両者の差は、構造土の発達に水分の影響が大きく関与していることを示している。また、海浜の潮間帯に小規模な礫質円形土が発達するところも見られる（吉田，1971）。

当地域の特に南半部では、基盤の片麻岩類の片理や節理系に支配された狭長な谷が特徴的である（吉川・戸谷，1957）が、その谷中では、谷方向の卓越風が吹くため、谷底の氷成堆積物には三稜石をなすものが多い（石川，1974）。また、狭い谷の南面する谷壁は風で磨かれて滑面を呈するのに対し、他の北面する谷壁では、蜂の巣状に風化しているという差異を生じている。同じ風蝕を受けているにもかかわらず、このような差異が生じているのは、この谷のV字型の一方の谷壁が、基盤岩の片理面に沿っているのに対し、他方の谷壁が片理面を切っているために、谷壁の風蝕の受け方が違ったものであろう。

大陸からのカタバチック風やブリザードなどの強い風に対して、風下側に当たる長頭山等の西－南西側斜面には砂丘が見られる（吉田，1971；成瀬，1972）。

## 6. スカルプスネス，スカーレン

当地域には、ふなぞこ池とすりばち池に代表される glacial basin に生じた比較的大きな塩湖があり、共にその湖面は海面下にある。両池の湖岸には、数段の旧汀線が認められ（吉田，

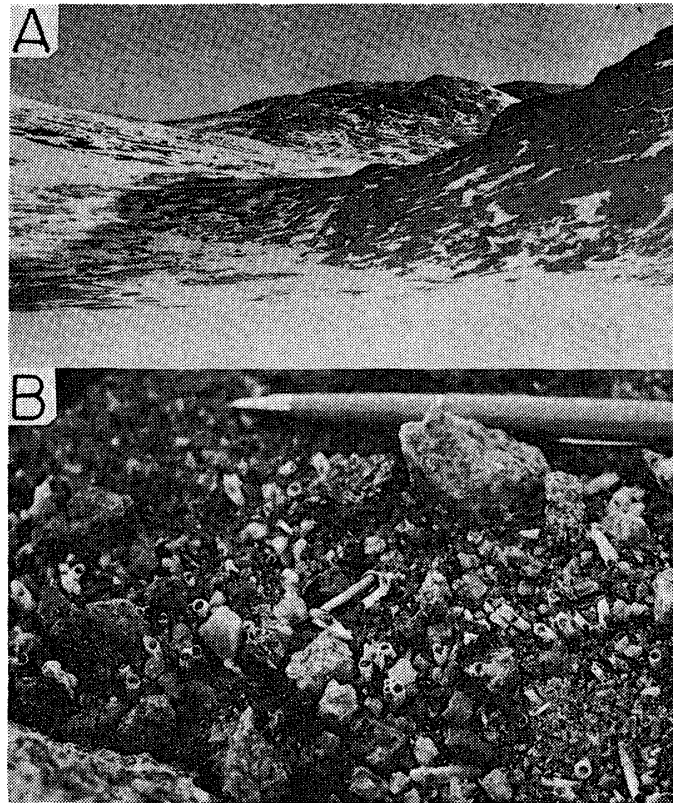


図 17 すりばち池南岸の段丘 (A) と巢ゴカイの巢の産出状況 (B)

Fig. 17. Marine terrace (A) and occurrence of serpuloid tubes (B) on the southern shore of Lake Suribati, in Skarvsnes.

1971), 1974年5月と10月に短時間ではあったが, その地形調査と海成堆積物中の化石採集を行った。

すりばち池は現在, その北西部では海拔20m未満の鞍部で, 南部では海拔31m (以下この項の高度は気圧高度計による) の鞍部で海と隔てられている。湖面高度は海面下35m\*で湖岸には旧汀線が形成されており, 南部では湖面から51m (海拔16m) 以下には小平坦面をなす3段の段丘が見られる (図17)。これらの段丘は, 粘土-礫からなる氷河性堆積物起源の水成堆積物からなり, そのうち海拔6m以下に, 巢ゴカイの巢などの海棲生物遺体を産出する。海拔0-6mのものから得られた<sup>14</sup>C年代は, 6,090±90年 B.P. (GaK-5840) を示した。これら巢ゴカイや貝類の現在の棲息状況 (水深など) がよくわからないので, これらの化石が, 旧海面下に棲息していたものか, 海から切り離されて湖となった後の旧湖面下に棲息していたものか不明である。もし, あまり深くない水面下に棲息していたものであるとすれば,

\* 吉田 (1971) では, -33m の値が得られている。

化石産出地点は高度的に、湖を海から隔てている海拔約 20m の鞍部よりかなり低いので、得られた化石の年代は、陸封されたのちまでも棲息していたものの示す年代である可能性もあり、海とつながっていた時代は、さらにさかのぼるかもしれない。

スカルプスネスふなぞ池の兩岸、およびスカーレンかど岬付近で得た擦痕の方位は、ほぼ SE-NW を示し(図 1)、吉田(1973)が作成した図に示されたものと一致する。

## 7. ルンドボーグスコラーネ、ストランドネッパ、アウストホブデ

ストランドネッパは1974年の夏季に、ルンドボーグスコラーネとアウストホブデには1975年の夏季に、それぞれ測地作業支援を兼ねて調査を行った。

### 7. 1. 氷蝕地形

これらの小露岩地域は、オングル諸島、ラングホブデ、スカルプスネス等のリュツォ・ホルム湾岸北部の露岩地域に比べて、氷床からの解放が遅れたものと考えられ、羊背岩やみがかれた岩盤、氷蝕擦痕等の氷蝕地形がよく残っており新鮮である。アウストホブデ南部のみは、氷からの解放が比較的早かったようで、ほとんど氷蝕面を残していないほか、碎石原がみられ、基盤岩の一部では、触れただけで崩れるほどに風化の進んだものがみられた。また、アウストホブデ北部では、氷蝕面を残しながら基盤岩が差別的風化を受けて、穴があいたり、塔状になっているものも見られた(図 18)。得られた擦痕の示す過去の氷の流動方向は、ほぼ SE-NW (図 1)で、従来リュツォ・ホルム湾岸から報告されているもの(立見・菊地, 1959; 吉田, 1973)と同じ傾向を示している。アウストホブデは、リュツォ・ホルム湾西岸の湾奥に近いところに位置するが、ここでも擦痕の示す方向には、大略かわりはなかった。この方向は、現海岸線に対して直交すると予想される現在の氷の流動方向とは異なるもので、過去に、プリンスオラフ海岸の南西への延長線上に当たる、オングル諸島とボトネセツトを結ぶ線に対して、ほぼ直交する氷の流動があったことを示している(図 1)。リュツォ・ホルム湾東半部の海底においては、この方向とほぼ一致する glacial trough の存在が明らかにされており(小元, 1975)、白瀬氷河の北方には、600 m 以深の大きな凹地の存在が知られている(YOSHIDA *et al.*, 1964)。しかし、西半部の海底地形は不明であり、これら露岩地域から知られる過去の氷の流動方向と、リュツォ・ホルム湾西半部の海底地形との関係は明らかでない。ルンドボーグスコラーネでは、交叉する擦痕が数個所で見られ、氷の流動方向に変化があったことを示している(図 19, 20)。また、曲がりくねった氷蝕溝(glacial groove)やカーブしている擦痕もみられ(図20)、氷の下での礫や氷の動きが、決して一様で

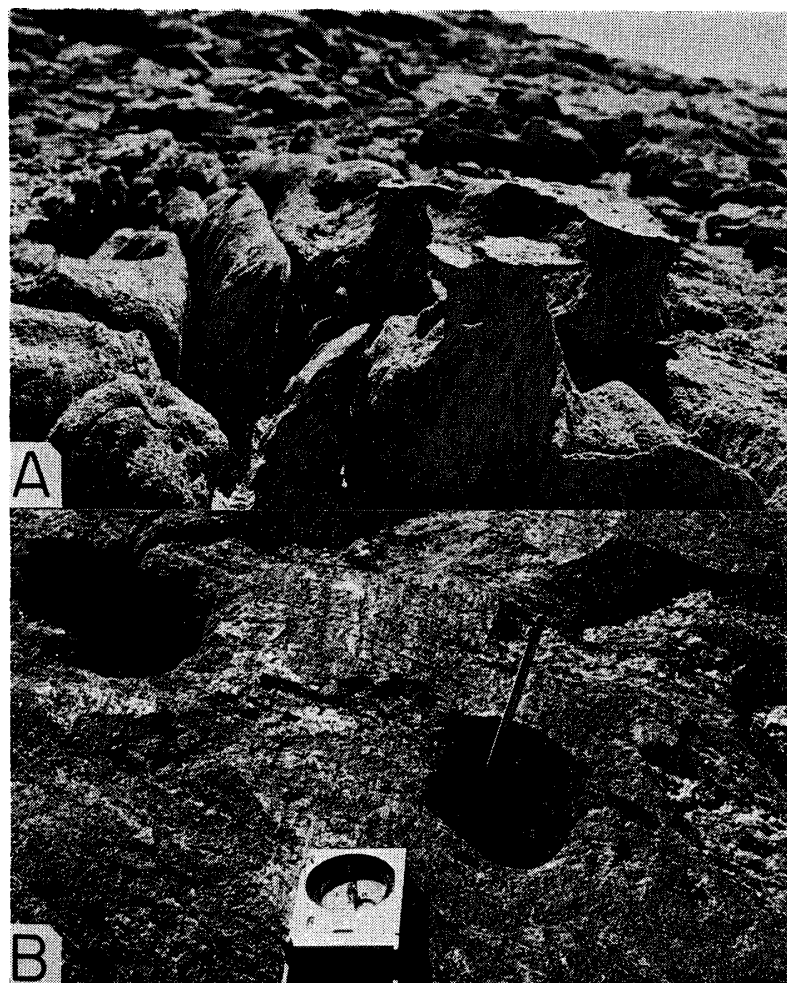


図 18 擦痕を残しつつ風化し塔状となったり(A), 風蝕によって穴があいたりした(B)  
片麻岩類の基盤岩 (アウストホブデ北部)

*Fig. 18. Remnants of glacially scoured surface indicating the amount of differential weathering (northern part of Austhovde).*



図 19 交叉する擦痕. 鉛筆方向の古いもの (N73W) を切って新しい擦痕(N45W)が  
斜交している (ルンドボークスコーネ)

*Fig. 19. Crossed glacial striac. A pencil shows former one (N73W) cut by later one (N45W) in the foreground (Rundvågskollane).*

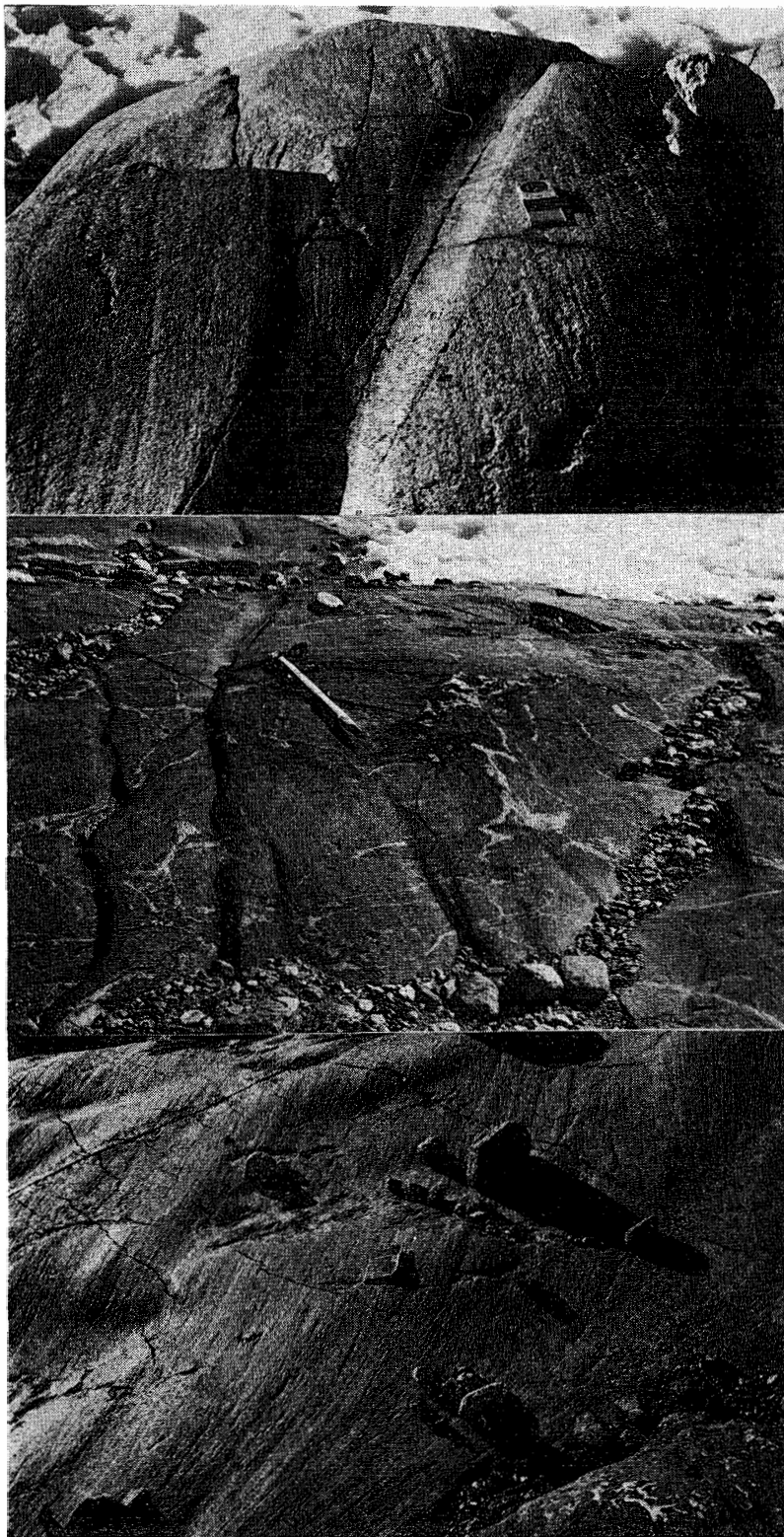


図 20 交叉したり曲がりくねっている擦痕と氷蝕溝（ルンドボークスコーネ）  
*Fig. 20. Examples of crossed and curved glacial striae and glacial grooves (Rundvågskollane). These suggest that there were changes in ice flow during shrinkage of the ice sheet.*



はないらしいことを示唆している。

## 7. 2. 堆石堤の断面および大陸氷末端の shear plane

ストランドネッパの露岩地域の背後に接する小規模な stranded moraine, あるいは recessional moraine の縦断面形を観察した。融解水流によって切られた部分での観察によると(図21), 表層部は礫が主で, その下では砂・粘土等の細粒物が優勢な構成相となり, これ

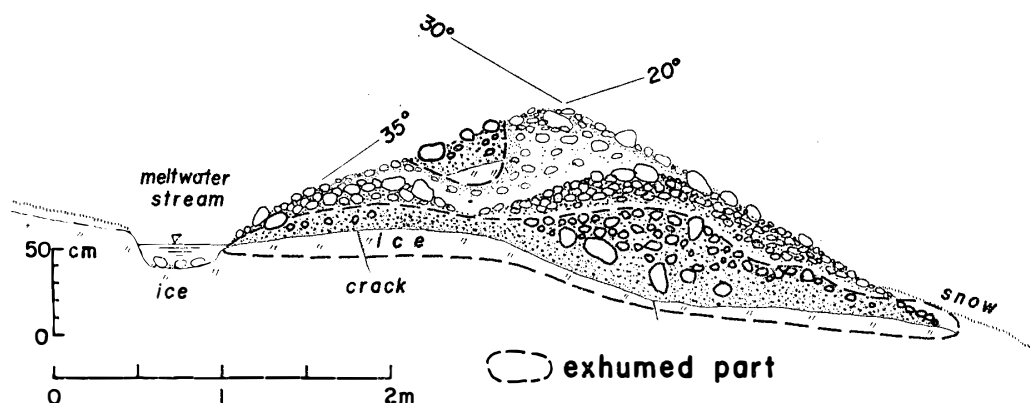


図 21 ストランドネッパにおける堆石堤の断面図。太線は掘り出した部分。中太線は表面。細線は向こう側の表面。モレーンはいりなりながら向こう側に高くなっている。左手は大陸氷床になる。

Fig. 21. Cross profile of moraine of Strandnebb. Thick line: profile of exhumed part, medium line: surface, fine line: distant surface. An undulating moraine ridge continues to rise far beyond. The continental ice is on the left-hand side.

ら堆積物は、全体として 50 cm 以下の厚さをもつにすぎない。堆積物の下は氷であり、これは大陸氷と連続している。堆積物のうち、氷との接触部分は凍結している。モレーンが高く盛り上がった部分でも core ice が厚くなるだけであり、堆積物の厚さは、むしろ薄くなる傾



図 22 大陸氷末端部の shear plane (ストランドネッパ)

Fig. 22. Shear planes in the marginal part of the ice sheet (Strandnebb).



向にあって、観察した限りでは、30 cm を越えることはなかった。モレーン頂部がやや平坦で、4-5 m の幅をもち、直径 50 cm 以上の巨礫を含む部分での観察でも、同様に堆積物の厚さは薄く 20-30 cm 下は core ice であった。

この堆石堤の大陸側で、大陸氷末端の一部が融解して、その断面が露出しており、明瞭な shear plane が観察された(図 22)。氷体は礫やシルトを包含しており、shear plane には、特に silt size 以下の細粒物質が集中している。shear plane はよく説明されるように(たとえば FLINT, 1957)、内陸側すなわち流動の上流方向に傾斜しており、走向・傾斜はそれぞれ  $N45^{\circ}-60^{\circ}E$ ,  $32^{\circ}-40^{\circ}S$  を示す。ストレスの方向は、shear plane の走向に直交するものとするれば、ほぼ  $NW \leftarrow SE$  であり、これは当地域でみられる基盤岩上の擦痕の示す方向( $N31^{\circ}-55^{\circ}W$ ) とほぼ一致する(図 1)。

これらの観察から、内陸から流動している氷体にとり込まれた礫-シルトが、大陸氷末端部(末端の位置は、比較的長期にわたって停滞している)の融解によって放出され、堆積して堆石堤を形成しているもの(stranded moraine)とみなされる。

### 7. 3. その他の地形

構造土等の周氷河地形は、露岩地域上に氷成堆積物が分布するところに発達しており、碎石原や礫質縞状土、礫質多角形土がみられる。

これらの露岩地域の海岸は、基盤岩の急斜面であったり、冰雪部となっているため、ストランドネッパの一部を除いて隆起汀線らしい地形はみられない。ストランドネッパでは、4.5 m 以下に隆起汀線らしいポケットビーチが見られるが不明瞭であり、貝化石等の生物遺体も含まれていない。このほか、ウェスレークナーセンとの間の大陸氷中の ice stream か

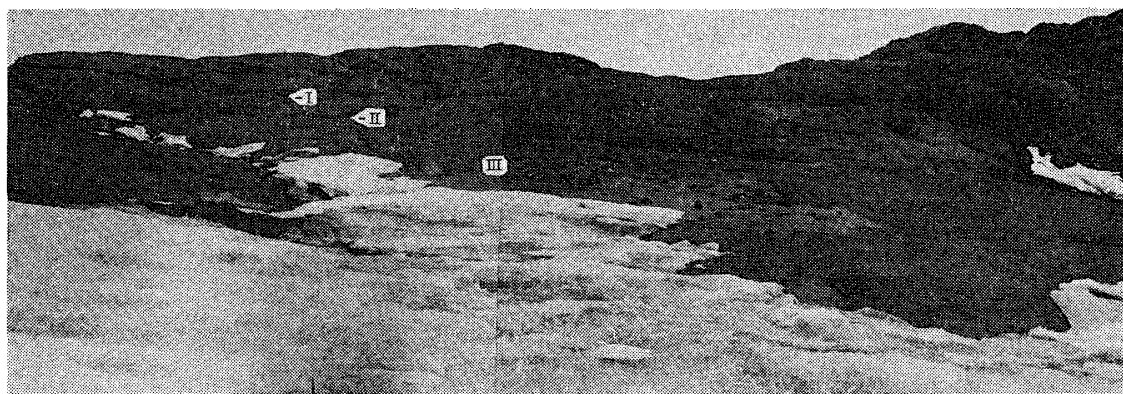


図 23 融解水流で形成されたと考えられる 3 段の小河岸段丘(ストランドネッパ)  
Fig. 23. Three terrace surfaces formed probably by a meltwater stream (Strandnebbja).

ら生産されたとみられる小氷山や、海水の押しあげによる高さ 3 m ほどの ice pushed ridge (NICHOLS, 1968) が形成されている。これは 碎屑礫や砂泥から構成されており、貝殻片や 巣ゴカイの巣の破片を含んでいる。また、付近の海水の底に貝殻が付着しているのが見られる。急傾斜面をなす海岸の碎屑礫の間に、貝殻片がはいり込んでいる場合がまれにあり、これは、上述の ice pushed ridge に含まれる貝殻片が風で運ばれたものと考えられる。

一般にリュツォ・ホルム湾岸の露岩地域では、基盤岩を切るような水流は見られないが、ストランドネッパでは、末端部で前述の隆起汀線とつながるとみられる河成の小段丘が、基盤の弱線に沿って急勾配で流れる融解水流に沿って形成されている(図23)。この小段丘は、基盤岩を切って現河床の勾配とほぼ平行に 3 段発達しているように見え、段丘面は薄く砂礫を載せている。東オングル島水汲み沢では、河口付近で大きく 3 段に分けられる海成面と、それらに対応する 3 つの河床勾配が認められる(藤原, 1973) が、ストランドネッパにおける 3 段の河成段丘が、これらの海水準に対応してできたものか否かはわからない。

## 8. 日の出岬における大陸氷流動測定

1972 年 1 月に日の出岬背後の大陸氷上に 8 本の標識を設置し、1973 年 1 月(14 次)と 1974 年 1 月に再測を行って流動量を測定した。測定のための基線を、大陸氷末端部に比べて低位置になる日の出岬の露岩上に設けたため、それからの見通しの効く、かなり狭い範囲に標識を設置するという制約があった。このため、大陸氷中の ice stream や、それに近い比較的流動量の大きいと予想されるところには標識を設置できず、ほとんど停滞していると予想された堆石堤背後に、標識の設置を余儀なくされた。露岩地域にきわだった高地がなく、全標識を視準でき、しかも長さを充分にとれる基線が得られなかったため、地形図作成のために、同時に設置された測地基準点を、流動測定標識を視準する基点として利用した。13 次木村幸吉隊員(測地)には、測量を手伝っていただくとともに、これら測地基準点に関するデータを提供していただいた。なお、以下に記述する資料のうち、1973 年 1 月測定のは、14 次隊 小元久仁夫隊員(地理)の測定によるもので、資料を提供していただいた小元隊員に謝意を表する。

測量に使用した器材は、Wild T2 で、標識は特注のジュラルミンパイプと三脚である(森脇, 1973)。

1973 年の再測、1974 年の再々測までのうち、おそらく転倒したために失われたとみられる標識が、それぞれ 0 本、3 本あった。再測の結果、1 年後、2 年後の流動方向は一致し、流

動量は東端のものが、4.5 m/年を示したほかは、2 m/年前後で、堆石堤から約80 mのものはほとんど動いていないことが判明した（図2、表2）。高度変化については、大きな変化は

表2 標識設置点の海拔高度（図2）  
Table 2. Altitude of each station (shown in Fig. 2).

Station	A	B	C	D	E	F	G	H
Jan. 1972	261.5 m	261.0 m	305 m	305 m	245.5 m	189.5 m	263.0 m	(255 m)
Jan. 1973	261.0 m	260.5 m	306 m	307 m	245.5 m	189.0 m	262.5 m	?
Jan. 1974	—	260.0 m	—	306 m	245.5 m	189.5 m	262.0 m	—

ないようで、一般に流動に伴って低下する傾向にあるが、標識D、Cについては盛り上がる傾向にある。しかし、器材の使用に慣熟していなかったことや、標識が高度角を視準するのに必ずしも適当でなかったこともあって、いくらかの誤差が見込まれ、この程度の変化量は、誤差の範囲に含まれるものかもしれない。また、西端の標識Gは、時間の関係で霧中での設置となったため、複数の基点からの視準ができる位置に設置されず、正確な流動量と流動方向を測定することはできなかった。図表中のG標識に関する値は推定である。

この結果を昭和基地対岩の沿岸部向岩付近での sheet flow の値（藤原・吉田，1972）、スカーレン付近での流動速度（AGETA and NARUSE, 1971）と比較すると、sheet flow としては、向岩付近の小さい方の値（3.2 m±/年）に近いが、それよりもさらに小さい。藤原らの測定は、向岩の北の氷崖となっている部分の上流の大陸氷床の谷部に当たっているのに対して、日の出岬のものは、露岩地域背後の大陸氷床の山部に当たるために、流動量にかなりの差が生じているものと考えられる。AGETA らの測定は、大陸氷床の谷部から山部にわたるもので、谷部の流動量（5-7 m/年）は、向岩付近で測定されたものに近く、山部の流動量（2-3 m/年）は、日の出岬のものに近い。向岩付近からその内陸側に約15 kmにわたる範囲の大陸氷床の流動測定値（SHIMIZU *et al.*, 1975）をみると、内陸側で大きい流動が末端部では小さく、基盤岩の高まりによってせき止められていることがうかがわれる。

## 9. 昭和基地における地温連続測定

年間を通じての地温連続測定は、10次以降継続されている。このうち15次で測定されたものについて報告する。

測定期間は、1974年2月3日から1975年1月17日までである。測定地点と測定深は次のとおりである。昭和基地内の放球棟の北10 mで岩石表面、-5、-10、-20、-30、-40、-50

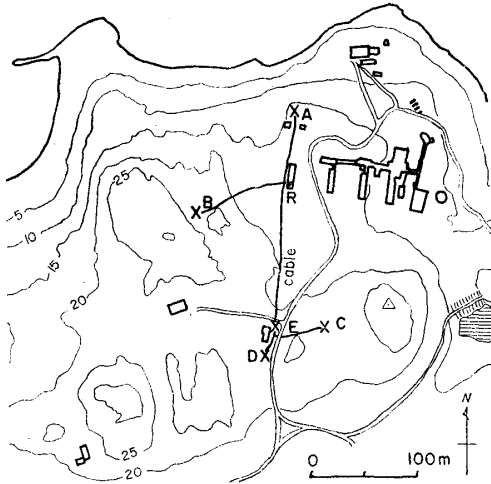


図 24 昭和基地における地温測定地点

X: センサー埋設地 (Sensor)

R: 記録計設置 (Recorder)

Fig. 24. Location of measurement of earth temperature at Syowa Station, East Ongul Island.

cm の地温, 気象棟の西南西 80 m で 1.5 m の気温と -5, -15, -25, -50, -100 cm の地温, 電離棟付近で -5, -10, -30 cm の地温, 天測点の西で 1.5 m の気温と -3, -10, -30 cm の地温を測定し, 記録した。これらの地点からは, ケーブルを気象棟内にひき, 自記記録計は気象棟内に設置した (図 24)。これらの施設は, 10 次と 14 次で設置されたものを引継いだものである。そのうち電離棟付近と天測点付近のものは, 10 次で設置されたもので, 15 次で一部を変更した。10 次で設置されたものは, 14 次で設置されたものと同様の傾向を記録したが, 器材が老朽化して, 一部に若干の誤差が生じていると考えられ, 検定を必要とするので, ここでは 14 次で設置された, 放球棟付近と気象棟の西のものの記録を主に述べる。

地表面付近の融解は, 11 月初旬に始まり (図 26), 晴天が続く, 雪解けが著しくなる 11 月下旬から 12 月初旬にかけて急激に発生する (図 25, 26)。その後, 徐々に地下深部へと進行し, 12 月下旬から 1 月中旬にかけて, 永久凍土の上まで融解が及ぶ。永久凍土までの深さは, 場所による違いがあるが, 地表面が露出しているところで大体 40-60 cm とみられる (藤原, 1973)。

1 月後半の記録が手許にないが, 2 月初めには, すでに地温は下降を開始しており, 2 月初旬以後地表付近から凍結が始まり, 3 月初旬には全層が凍結する (図 25A, 26)。その後, 6 月末まで深部までに及ぶ低下を示す (図 25C)。冬季においても気温の変化に応じて, 周期のずれた変化を示すが, 深部では大きな影響を受けない (図 25D)。10 月中旬に昇温が始まり, 下旬には全層に及ぶ (図 25C)。

この変化のうち, 特に注目されるのは, 凍結・融解を繰り返す回数が著しく少ない点である (図 26)。地下 3 cm では, 夏季のほぼ全期間に凍結・融解の日変化を示すが, -5 cm にな

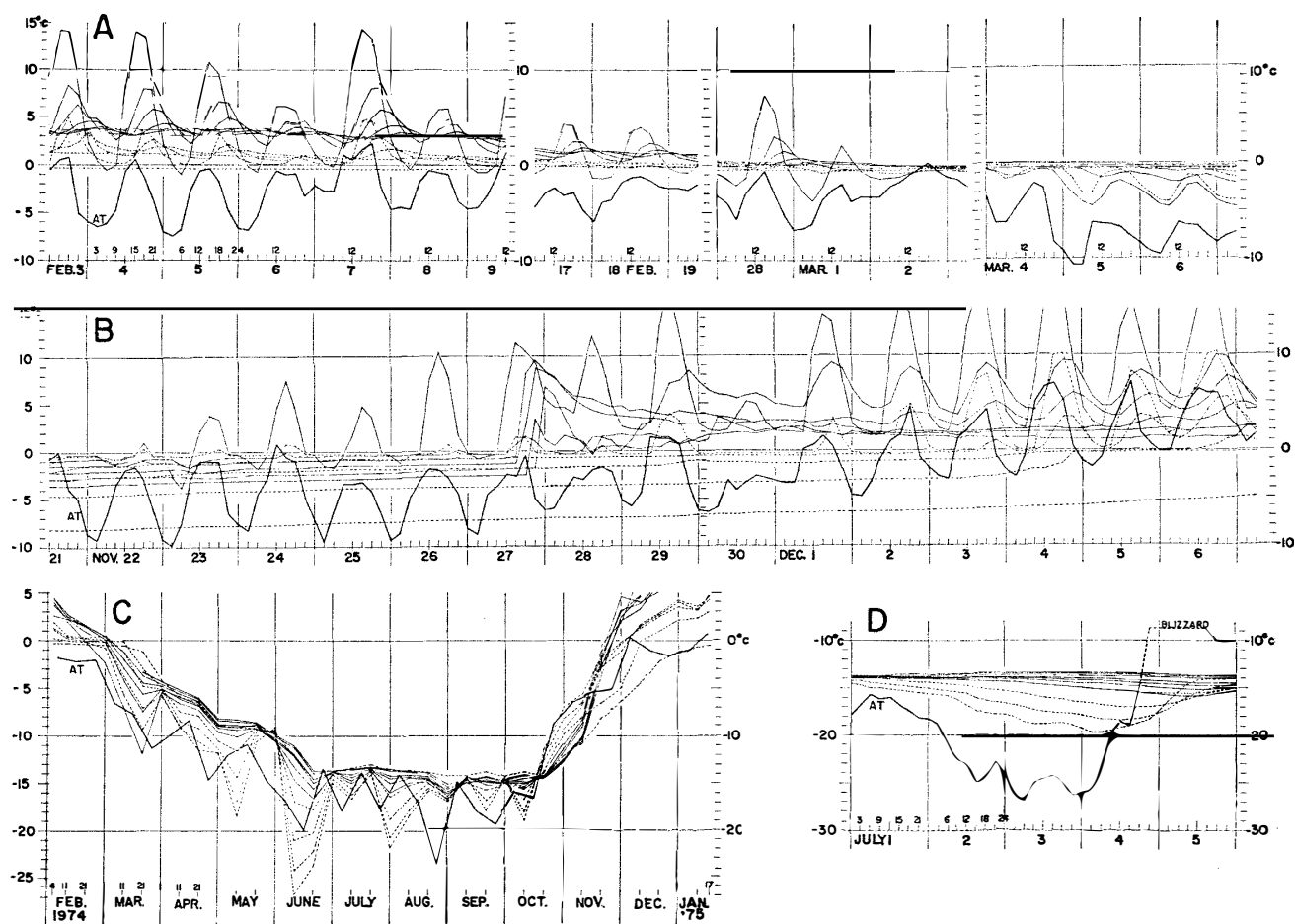


図 52 昭和基地における地温測定 (1974年2月-1975年1月). 実線(細): A 地点 (図 24), -5, -10, -20, -30, -40, -50 cm. 実線(太): 1.5 m の気温. B 地点. 破線: B 地点, -5, -15, -25, -50, -100 cm. A, B, D は 3 時間毎の値. C は 0900 時 (昭和基地地方時) の値, 気温のみ 10 日平均値.

Fig. 25. Graphs showing earth temperature at Syowa Station between February 1974 and January 1975. Fine line: location A (shown in Fig. 24), -5, -10, -20, -30, -40, -50 cm. Thick line: air temperature at location B, +1.5 m. Broken line: location B, -5, -15, -25, -50, -100 cm. A, B and D: temperatures at every 3 hours. C: temperatures at 0900 (0600Z). The thick line of C shows air temperatures of ten-day mean.

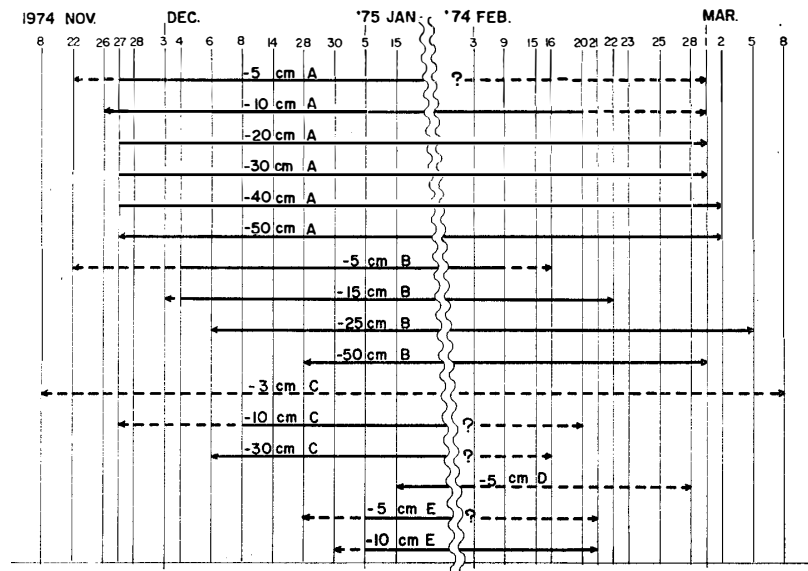


図 26 昭和基地における地温測定。地温がプラスを記録した期間。破線部は氷点を上下した期間  
 Fig. 26. Record of earth temperature at locations A, B, C, D, E at Syowa Station (shown in Fig. 24). Solid line: period when earth temperatures never fell below  $0^{\circ}\text{C}$ . Broken line: period when earth temperatures recorded rise and fall beyond  $0^{\circ}\text{C}$ .

ると凍結・融解を示すのは、前後延べ半月ないし 1 カ月のみであり、夏季の残りの 2 カ月は、氷点下に地温が下がることはない。-10 cm および -15 cm では凍結・融解の回数はさらに少なくなり、-20 cm 以深では 1 回の融解のあとは、その夏が終わるまで凍結しない。このような現象は松田 (1964) の記録にもあり、この年だけの特異現象とは考えられない。

すでに述べたように、昭和基地付近では、近年 snow drift の量が増える傾向にあり、10 次にセンサーを埋設した電離棟付近でも、その後、夏季にも残る snow drift が生じるようになって、その下では、地下浅所でも夏季の地温がプラスになることはない。わずかに -5 cm のところで、1 月中旬にプラスとなっているが、これは、snow drift の周辺の温かい地温と drift 下を流れる融雪水の影響を受けたものと考えられる (図 26)。このように snow drift に覆われるところを除けば、年間に凍結・融解現象を示す活動層は 40-60 cm 以浅である。しかし、比較的顕著な部分は 10 cm 以浅にすぎず、予想外にプラスの温度を継続する期間が長い。日の出岬のように大陸氷に近い露岩地域では、比較的構造土が発達しており、その原因として、細粒物質を含む氷成堆積物に恵まれており、それが夏季に大陸氷や snow drift からの融水の供給を受けて、水分を多く含んでいることが考えられる。さらに、夏季に地温が氷点を上下することによる、凍結・融解の回数が多いことが予想されるが、まだ観測され

ていない。ちなみに、Victoria Land の Wheeler Valley では、1967年12月28日から1968年1月4日までの盛夏に、 $-10\text{cm}$ の地温が氷点を上下する日変化をすることが記録されており (CAMERON, 1969)、南極においてもこのような現象が生ずる場所があることが知られる。

夏季の地温変化の記録に、斜面上方からの融雪水の侵入による地温の急上昇が見られた (図 25B, 11月27日, A地点  $-20$ ,  $-30$ ,  $-40$ ,  $-50\text{ cm}$ )。同地点の浅所 ( $-5$ ,  $-10\text{ cm}$ ) では、5日前および前日から、氷点を上下する地温の日変化がみられたが、融雪水の侵入以後、 $-10\text{ cm}$ の1日を除いて、 $-5 \sim -50\text{ cm}$ の地温は氷点下に下がらなくなった (図 26)。特に、 $20\text{ cm}$ 以深の地温は、日変化も全く示さないか、あるいは顕著でなく、徐々に地温が低下した (図 25B)。このことは、気温や $-5\text{ cm}$ の地温が、同期間に顕著な日周変化を示すのに対し、 $20\text{ cm}$ 以深では、気温の変化に即応せず、地中への熱伝導がよくないことを示している。さらに、 $10\text{ cm}$ 以浅の地温も気温とは異なって、氷点下に下がっていないことから、夏季における長時間の日照と、未固結物質の断熱性による保温効果が表れていることを示すものであろう。

ここで記録されたように、極めて短期間の凍結・融解では、礫の sorting も弱く、風や融水等によるじょう乱の方が強く働いて、礫質構造土は形成されにくいであろう。

## 文 献

- AGETA, Y. and NARUSE, R. (1971): Measurements of ice flow around Skallen rock, south of Syowa Station, Antarctica. *Nankyoku Shiryo* (Antarct. Rec.), **42**, 61–64.
- ARAYA, R. and HERVÉ, F. (1972): Periglacial phenomena in the South Shetland Islands. *Antarctic Geology and Geophysics*, ed. by R. J. ADIE, Oslo, Universitetsforlaget, 105–109.
- BERG, T. E. and BLACK, R. F. (1966): Preliminary measurements of growth of nonsorted polygons, Victoria Land, Antarctica. *Antarctic Soils and Soil Forming Processes*. *Antarct. Res. Ser.*, **8**, 61–108.
- CAMERON, R. F. (1969): Cold desert characteristics and problems relevant to other arid lands. *Arid Land in Perspective*, ed. by W. G. MCGINNIS and B. J. GOLDMAN, Washington, American Association for the Advancement of Science, 168–205.
- FLINT, R. F. (1957): *Glacial and Pleistocene Geology*. New York, John Wiley, 553.
- 藤原健蔵 (1971): リュツォ・ホルム湾における測深と氷蝕大陸棚の地形. 南極資料, **41**, 81–103.
- 藤原健蔵 (1973): 東オングル島水汲み沢の隆起汀線と周氷河地形. 南極資料, **46**, 44–66.
- 藤原健蔵・吉田栄夫 (1972): リュツォ・ホルム湾東岸の氷河流動測定. 南極資料, **44**, 79–92.
- 石川輝海 (1974): 南極リュツォ・ホルム湾ラングホブデ地域の地質. 南極資料, **51**, 1–17.
- 木下誠一 (1975): 永久凍土圏学術調査の綜説. アラスカ・カナダ北部の永久凍土における寒冷地形及び生物環境の総合調査, 昭和49年6–7月, 1–32.

- 木下誠一・鈴木義男・堀口薫・福田正己 (1975): 永久凍土表層部の断面観測. アラスカ・カナダ北部の永久凍土における寒冷地形及び生物環境の総合調査, 昭和49年6-7月, 33-61.
- 小崎 尚 (1963): 昭和基地付近, 露岩地域の地形. 南極資料, **20**, 61-74.
- 小崎 尚 (1965): 大雪火山群の構造土. 地理学評論, **38**, 179-199.
- 松田達郎 (1964): 南極・東オングル島におけるセン類群落の微気象について. 南極資料, **21**, 12-24.
- MELLOR, M. (1959): Mass balance studies in Antarctica. *J. Glaciol.*, **3**, 522-533.
- 森脇喜一 (1973): 夏隊の観測報告・地理. 日本南極地域観測隊第13次隊報告, 34-37.
- 森脇喜一 (1974): リュツォ・ホルム湾東岸の隆起汀線と貝化石の<sup>14</sup>C年代. 南極資料, **48**, 82-90.
- 成瀬敏郎 (1972): 砂粒型からみた風成砂の特性. 地理学評論, **45**, 829-837.
- NICHOLS, R. L. (1968): Coastal geomorphology, McMurdo Sound, Antarctica. *J. Glaciol.*, **7**, 449-478.
- OMOTO, K., MAKITA, H. and KOSEKI, Y. (1974): Tohoku University radiocarbon measurements II. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 7 (Geography)*, **24**, 205-209.
- 小元久仁夫 (1975): 昭和基地南方大陸氷縁辺部の海底地形. 日本地理学会予稿集, **8**, 68-69.
- SHIMIZU, H., YOSHIMURA, A. and NARUSE, R. (1975): Movement of ice sheet and glaciers in Sôya Coast in 1969-1972. *JARE Data Rep.*, **17** (*Glaciol.*), 162-174.
- PÉWÉ, T. L. (1959): Sand-wedge polygons (tessellations) in the McMurdo Sound region, Antarctica—a progress report. *Am. J. Sci.*, **257**, 545-552.
- 立見辰雄・菊地 徹 (1959): 南極昭和基地付近の地学的観察 (その1). 南極資料, **7**, 1-16.
- 内尾高保 (1966): 南極昭和基地付近の海洋地質学展望. 南極資料, **27**, 78-87.
- YAMADA, T. (1975): Rising of water level in a drill hole in glacier ice, Sôya Coast in 1972. *JARE Data Rep.*, **17** (*Glaciol.*), 178-179.
- 吉田栄夫 (1971): 東南極プリンスオラフ海岸の隆起汀線と塩湖. 現代の地理学, 渡辺光教授退官記念会, 古今書院, 93-118.
- YOSHIDA, Y. (1972): On meltwater channels in the marginal zone of the ice sheet along the Lützow-Holm Bay, Antarctica. *Geogr. Sci.*, **16**, 19-24.
- 吉田栄夫 (1973): 露岩の地形と氷床の変動. 南極, 楠他編, 共立出版, 237-281.
- 吉田栄夫 (1975): 第16次南極地域観測隊夏隊 (1974-1975) 報告. 南極資料, **53**, 141-179.
- YOSHIDA, Y., MURAUCHI, S. and FUJIWARA, K. (1964): Submarine topography off the Kronprins Olav Kyst. *Antarctic Geology*, ed. by R. J. ADIE, Amsterdam, North-Holland, 710-714.
- 吉田栄夫・由佐悠紀・森脇喜一・鳥居鉄也 (1971): 南極 Victoria Land の Dry Valley 調査報告: 1970-1971 年の Dry Valley 調査—地球物理学的研究を中心とした—について (予報). 南極資料, **42**, 65-88.
- 吉川虎雄・戸谷 洋 (1957): 第1次南極観測隊地理部門報告. 南極資料, **1**, 1-13.

(1976年4月19日受理, 5月26日改訂稿受理)