

昭和基地付近，露岩地域の地形

小 嶋 尚*

THE LANDFORM OF THE NORTHERN PART OF PRINCE
HARALD COAST, EAST ANTARCTICA

Takashi KOAZE*

Abstract

The bare rock areas along the eastern coast of Lützow-Holm Bay are topographically classified into (1) strandflat, (2) hilly lands, (3) mountains, and (4) recessional moraines, which had been described as divisible into two: hilly lands and mountains (YOSHIKAWA and TOYA, 1957), or flat surface and mountains including hilly lands (TATSUMI and KIKUCHI, 1959a). (1) The marginal belt of Langhovde and Skarvsnes areas, the Ongul Islands and many other coastal islets, formerly described as flat surface are as a whole regarded as strandflat. It rarely attains to 50 metres and in most cases to less than 30 metres in height above sea level. Judging from its topographical characteristics it is considered to be a glaciated piedmont plain (Plate 1). (2) The hilly lands attaining to 50–300 metres in height and showing as a whole an accordance of summit level are regarded as roches moutonnées of a rather large scale, among which there are many cirque-like hollows, small-scale U-shaped valleys and steep-sided inlets formed by the differential erosion of ice sheet or by the erosion of ice falls and or ice streams (Plates 1 and 2). (3) The mountains, 300–500 metres high above sea level, which dominate over the surrounding hilly lands

have an appearance of so-called “giant roche moutonnée” or glaciated monadnock (Plate 3). In some places, mountain flanks are almost vertically truncated by the lateral erosion of ice streams as in the northern face of Mt. Langhovde, the southwestern wall of Mt. Skjegget and the southwestern part of Breidvognippa. (4) A series of recessional moraines, 5–30 metres wide and 100–1,000 metres long, occur at a distance of 10–100 metres landward from the inner margins of the actual bare rock areas (Plate 4). At present, these moraines indicate the position of the boundary between the “dead” and the “active” glacier ice. No morainic hillock other than these and no meltwater drainage channel could thus far be found on the bare rock areas. These facts imply that the front of the former ice sheet retreated on the present bare rock areas without any halting to the position above-mentioned, and that the ablation of ice sheet was caused not by melting but mainly by evaporation.

It has been known that the ice front began to retreat from the Ongul Islands at least 30,000 years ago (NAGATA and YOSHIDA, 1962). The Ongul Islands have been located in a periglacial morphogenetic area since that time, yet the development of patterned grounds, nivation features and the deposits

* 明治大学文学部地理学教室. Institute of Geography, Faculty of Literature, Meiji University.

of cryoturbate are poor and limited. In East Ongul Island, patterned grounds were found at four spots. They are nonsorted nets on the ground moraines in shallow hollows (Plate 6), and monosorted stripes on the raised beaches (Plate 7). They are nothing but mere frost cracks without any marked segregation by frost heaving of the facial coarser materials from the finer materials to be found beneath them. Sorted polygons are found at five localities, three on the veneer of ground moraines at the foot of the plucking side of roches moutonnées in Skallen area, and other two on the recessional moraines underlain by dead ice in Breidvog area. In the latter cases, the sorted polygons are considered to be formed by the differential melting of ice beneath them (Plate 8).

As the air temperature is usually low in these areas, opportunities for air temperature of its alternate rise and fall above and below freezing point, and of its abrupt rise above that point are very rare (Fig. 2). Both the duration for the occurrence of the freeze-thaw cycles of water in soils and rock joints and the snow melting period in a year are very short. Moreover, low humidity, lack of rainfall and strong wind tend to stimulate the evaporation of ground water. Hence the inactive cryoplanation and the poor or indefinite development of microtopographies such as patterned grounds of the bare rock areas under consideration. It was impressive to the present writer to find the facts that the cryoplanation in these areas is inactive compared with that in the Japanese Alps and the Central Highlands of Hokkaido.

ま え が き

1962年1月、基地閉鎖作業中に、短時間ながら Skallen , Breidvog へ行く機会を得た。また、その往復の機上から、Lützow-Holm 湾東岸を観察することができた。これらの観察結果と、空中写真判読およびこれまでに得られた観測成果に基づいて、昭和基地付近の地形の概要を考察する。

東京大学理学部地理学教室吉川虎雄教授、お茶の水大学文教育学部地理学教室吉田栄夫講師、明治大学文学部地理学教室岡山俊雄教授から、種々の御教示をいただいた。ここに謝意を表する次第である。

氷蝕による露岩地域の地形

Lützow-Holm 湾東岸には、ice sheet の末端の部分に小規模な露岩地域が、ほぼ等間隔に分布している。露岩地域の地形は、一様に氷蝕を受けて単調な波状起伏を示しており、全体としてみれば roche moutonnée の集まりともいえる。これらは (1) 海拔約 50 m 以下の低地、すなわち strandflat, (2) 海拔 50—100 m の起伏に富んだ丘陵地、(3) 丘陵地の上に抜きん出た、giant roche moutonnée あるいは monadnock 状を呈する山地、に大ま

かに区分することができる。さらに以上のものとは性格を異にする, (4) recessional moraine が ice sheet の縁辺部に存在する。

1) **Strandflat**: 海拔ほぼ 50 m 以下の, 小起伏をもった平坦面で, 面積はあまり広くはないが, 後述する山地の周縁に最も典型的に分布する。すなわち, Langhovde の西—北方 (Plate 1) Skarvsnes の西方, およびこれらの露岩地域の地形的延長線上にあたりとみられる (Fig. 1), Ongul 諸島その他の島もこれに含めることができる。さらに, 多数の島の存在から, 海面下にも海面すれすれの浅い部分, いわゆる wet strandflat が拡がっていると考えられる。洪積世の ice sheet におおわれ, この付近と似通った地質構造をもつ Norway の海岸地帯の地形と, この付近の地形は非常によく似ている (AHLMANN, 1919; SUND and SOMME, 1947)。このようなことから, この低地は strandflat と考えられる。

strandflat の成因については幾つかの説明がなされているが, 定説はないようである。その主なものとして, 海面を頻りに上下することによる霜の削剥, 海蝕, 氷河そのものによる侵蝕, 構造的な原因による低下, 第四紀以前の段丘, 山麓面, 等があげられている (AHLMANN, 1933; SUND and SOMME, 1947)。このうち海蝕説は, fiord の奥にも strandflat が存在することから疑問とされ, 構造的な原因による説は, 断層や撓曲の証拠がないことから否定されている。Langhovde のものは海蝕を受けた証拠は全くなく, 背後の斜面との間には断層は認められず, 平坦面はスムーズに背後の斜面に漸移している (立見・菊地, 1959a)。さらに平坦面上には, 氷蝕擦痕や氷河堆積物がそのまま残されているということであるから, 潮汐の影響による霜の作用ということも考えられない。氷河そのものの侵蝕とする説も, どのような形態の氷河が, どのような状況の下で, どのような作用でこれを作ったかを考えると疑問とせざるを得ない。現在みられる ice sheet が, 今日の海岸線よりはるか彼方に張り出していた時期にも, alpine glacier などに比べてはるかに移動速度がおそく, 侵蝕力も弱いと予想される ice sheet が, 相当の起伏をもった土地を侵蝕してほぼ同一の高度を保つ小起伏面を形作ったとは考えられない。また南極大陸の ice sheet が形成される前に, piedmont glacier が発達して, これが平坦面を作ったと想像することもできない。なぜなら, これだけの平坦面を作るには, 相当の侵蝕力が必要である。そのためには ice sheet よりはるかに大きな流速がなければならず, 背後に急斜面つまり山地が必要であるが, 現在の Langhovde や Skjegget 程度の山地では, その要求を満足せしめることは不可能である。さらに, piedmont glacier は狭い谷間に押し込まれていた氷河

が、急にそれから解放されて広々とした低地に流出したために生ずるものであって、この低地は氷河形成以前にすでに形作られていた地形である。したがって *piedmont glacier* そのものが平坦面を作るかどうかは、はなはだ疑わしい。そのうえこの *strandflat* は、山地の麓と露岩地域の地形的延長線上にある島に発達している。つまり点在するそれらの露岩地帯の間には谷間があって、そのような型の氷河が存在したとしたら、当然この谷を流下したと考えられ、その結果、氷河の侵蝕はもっぱらこの谷の部分に集中し、この平坦面上に働いた氷蝕はこれにくらべてはるかに小さかったに違いない。以上の考察から、やはりこの平坦面の原型は陸上の侵蝕によるとするのが適当であり、その背後に残丘上の山地が存在することなどから、*AHLMANN* (1933) の山麓面説が正しいと考える。現在それがまばらに点在するにすぎないのは、*ice sheet* の差別侵蝕と、山麓面上に刻まれていた谷に形成された *ice stream** あるいは *channel glacier*** の侵蝕によって、切り離されたためであろう。さらに前述のごとく、海面すれすれぐらいの浅い部分が相当広く広がっていることも予想される。

strandflat の面は小起伏に富んでいる。これらの小起伏は構造的な弱線に沿う *ice sheet* の差別侵蝕と *cryoplanation* によるもので、凹地の配列は、*Langhovde district* では変成岩類の片理構造に平行するものと、それにほぼ直角、あるいは 45° — 60° の角度をもって斜交する節理系に沿うものがある。網の目のようなパターンを示している。それらの凹地間の高まりは、低い *roche moutonnée* となっている。凹地には *ice sheet* 後退時、およびその後の *cryoplanation* に基づく比較的細粒の堆積物が薄く堆積しており、その内に小さな池をたたえているものも多く、また海岸線も出入に富んでいる。片理構造に平行する凹地は周囲との比高が数メートルから十数メートル、幅は広いもので 200 m (それより幅の広い入江もある) 程度のものであって、側壁はどちらかといえば比較的ゆるやかなものが多い。節理系に沿う凹地は、大部分が幅・周囲との比高もせいぜい十数メートル程度のものである。一般的な地形の走向は、変成岩類の片理構造の走向に大きく影響されており、小さな入江や池の配列およびその長軸の方向は、大部分がこの凹地の方向に一致する。そして部分的に節理系に沿う方向が、これに影響を与えている。これらの特徴は上記の文献および地形図において、*Norway* の *strandflat* にも顕著に認められる。

* *ice sheet* 上の特に流れの速い部分で、この付近では白瀬氷河、*Honhörbrygga Glacier*, *Telen Glacier*, *Skallen Glacier* 等がこれに当たる。イギリスで用いられている (*ARMSTRONG and ROBERTS*, 1958)。

** 同上のものにアメリカではこの語を当てている (*Dept. of the Air Force*, 1953)。以後の記述には *ice stream* を用いる。

2) 丘陵地: strandflat の面から 20° — 30° の傾斜をもって高まる標高約 50—300 m の起伏に富んだ部分である。Langhovde 中部以南や, Breidvog 北部, Skarvsnes などでは roche moutonnée の集まりとってよく (Plate 1), Langhovde 北東部では比較的起伏の少ない台地状を呈し, ある程度の定高性を持っている (Plates 2 and 3). 小規模の roche moutonnée の多くは, いわゆる stoss and lee-topography を示すが, なかには Langhovde 南部や Breidvog 北部にみられるもののように, ice sheet の縮小に伴う, ice front の部分での氷の局所的な流動方向の変化によって, 海岸側よりも内陸側に急斜面をもつものもいくつかみられる。このようなものは, 露岩地域の最も内陸側の部分に多い。roche moutonnée の間の凹地列は, strandflat の凹地列の延長上にあつて, 同じようなパターンを示している。これらの直線的な凹地列のほかに, Langhovde や Skarvsnes では, 海岸の方に向かって半円形ないしゆるい弧を描いて開いた, cirque 状の凹地が多数見られる (Plates 1 and 2). Langhovde の分水界のすぐ西側には, 片麻岩の片理構造の方向に並ぶ凹地列がある。その配列状態から, これらの凹地は, ice sheet の差別侵蝕によるものと考えられる。その他の地域では, 底の浅い cirque 状あるいは Talshluss のような形態のものが多い。後者のものは, 入江の奥にあつて, U 字谷や fiord の奥の谷の源頭部の地形に非常に良く似ている。Hamna Ice Fall 周辺の地形が Skarvsnes の小さな入江の奥の地形によく似ていることから考えると, おそらく, ice front が現在の位置よりも拡張していた時代には, ice stream がこの入江の中を流下していたのであろう。その当時の ice stream の頭部侵蝕, ならびに ice fall の侵蝕によって, これらの地形が形作られたと考えられる。この付近の氷の流動速度は, 基地東北方の ice tongue の 1 つで年平均約 500 m (NAKANO, KAJI and HARADA, 1960), Hamna Ice Fall で月平均約 5 m (KIZAKI, 1962), 白瀬氷河で日平均約 5 m (NAGATA and YOSHIDA, 1962) とされている。いずれの場合も, これらの氷河の周囲の ice sheet の移動速度は無視しうるほど小さいと考えられるから, 氷は ice stream や ice fall の部分で, ice sheet よりも数十倍ないし数百倍あるいはそれ以上の速さで動いていることになる。したがって, 当然この部分の斜面後退速度(侵蝕量)は周囲に比べて著しく大きいと考えられる。もちろん ice stream を作っていた凹地は, この地域が氷におおわれる以前に既に谷ができていたからこそ, 氷におおわれた後も, 氷の流れが速くなっているのであつて, ice sheet そのものの差別侵蝕によってその原形が形作られたものではない。この付近に現存する最大の ice stream である白瀬氷河も, 陸上の谷の河系のような樹枝状に延びる支流をいくつか持っていることが知ら

れている(石田, 1962)。これは海拔 0 m 以下の谷が見かけの海岸線より約 160 km 内陸に入り込んでおり, 源頭部での谷壁の高さ約 300 m の見事な fiord である。このような大規模なものでもなくとも, Honhörbrygga 氷河をはじめ, ほぼ等間隔に存在する露岩地域の中の凹地は, 氷におおわれた小規模な fiord と考えてよいであろう。したがって, ice front がもう少し後退すれば, 上述のような凹地が数多く出現するに違いない。

3) **山地:** どこまでが丘陵でどこからが山地かという区別はつけにくい。ここでは, 周囲の丘陵地の一般的な高度から抜きん出た, 残丘状の高まりをさすものとする。Langhovde 中部以北と Skjegget がこれに含まれ, いわゆる giant roche moutonnée の地形を示している (Plate 3)。他の場所よりも節理が少なく, おそらく侵蝕に対する抵抗力が周囲よりも大きかったために, このような顕著な高まりとして残されたのであろう。同じことが陸上の侵蝕営力に対しても言えるから, これらの山地は氷蝕を受ける前に既に周囲よりも高い部分となっていたと考えられる。monadnock としてもよいであろう。Langhovde の北面, Skjegget の南面は, 数百メートルに達するほとんど垂直な絶壁をなしており, Breidvognippa の南西面もこれらよりも高さは(海面上の)劣るが, やはり垂直な崖を作っている。立見・菊地 (1959a) によって, これは断層崖ではなく, 氷蝕によって形成されたものであることが明らかにされている。これらの崖の方向はいずれもその付近の節理系の方向に一致しており, おそらく構造上の弱線に沿ってできていた陸上の谷に由来する, ice stream の側方侵蝕によるものであろう。つまり陸上にできた屈曲のある谷を, ice stream はできるだけ真すぐ流れようとするから, その側方侵蝕によってこのような truncated spur あるいは U 字谷の片側だけのようなものが形成されることが考えられる。山地は, この崖を除いて山腹も山頂も丸味を帯びており, ice sheet の後退期に山頂部付近のみが氷面上に長期間露出して, 激しい cryoplanation を受けた形跡は全くない。

4) **Recessional moraine:** 以上の露岩地域から内陸側へ 10—100 m 入った所に, ice front 後退期中の一時的停滞を示す, 幅数メートルから 20—30 m, 延長 100 m 以下のものから, 断続しながら 1 km 以上にもおよぶ recessional moraine* がみられることが多い (Plate 4)。このような moraine の形成は, 氷河末端部での氷の stagnation と major shear plane の生成, およびこの面に沿う bottom moraine の押し出しによることが, Greenland の ice cap 末端で確かめられている (SCHYTT, 1956; 中谷, 1958)。SCHYTT

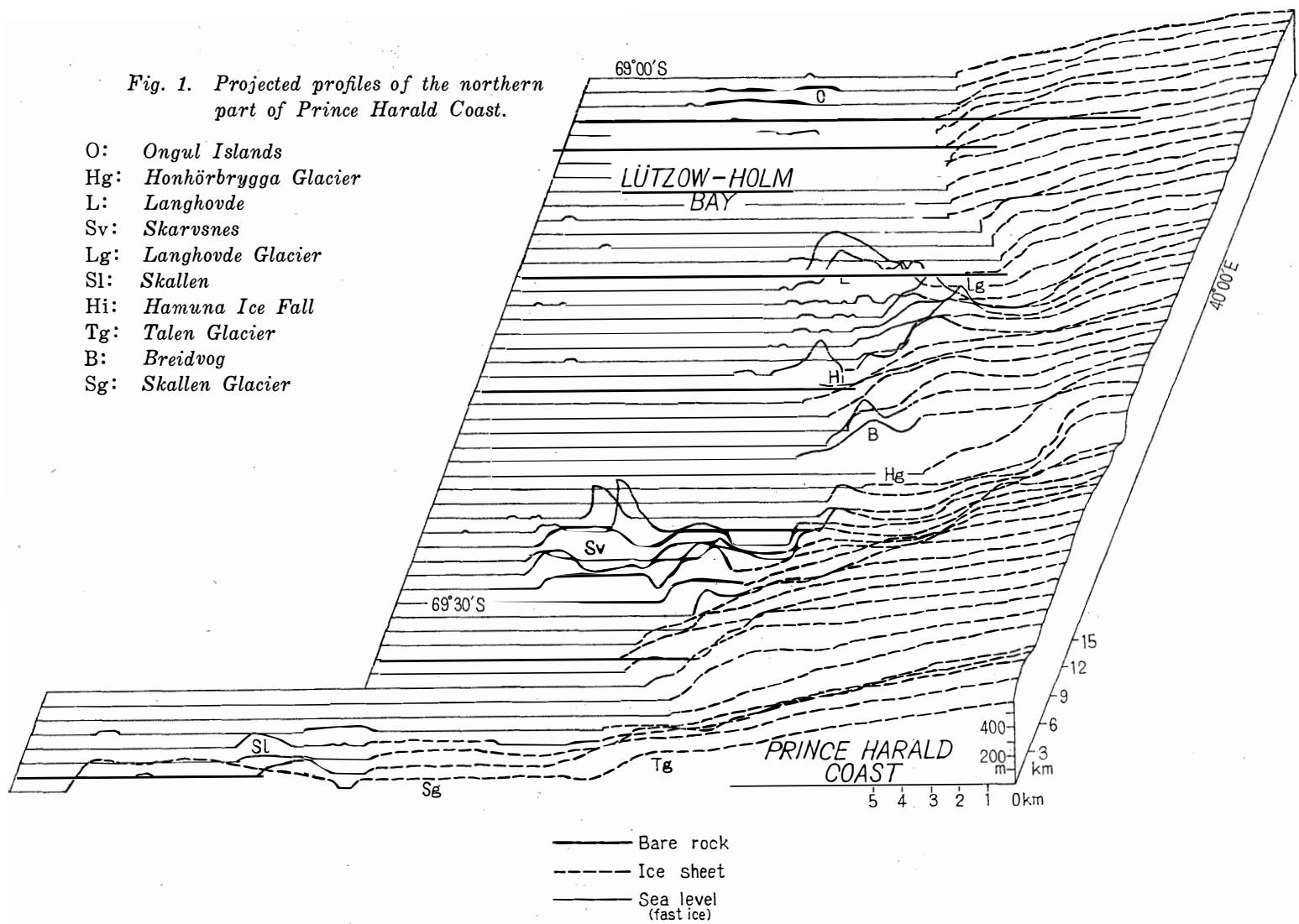
* Dept. of the Air Force の写真判読シリーズ・南極編 (1953) にしたがう。SCHYTT (1956) は同じものを, shear plane moraine と呼んでいる。

によれば氷の stagnation と major shear plane の形成は, ice front の部分がある最小の厚さにまで減少したとき, 大きな摩擦を持って氷河を地面上に押し進めるよりも, stagnant ice mass 上に氷河が押し出す方が容易になったときに発達する. したがって, 緩斜面上では major shear plane は相当の距離をもって, また急斜面ではその相互間の距離は非常に近接して発達するという. Breidvog の recessional moraine は, erratic boulder を含む径 5 cm 位から 1 m 内外のものが多く, 少なくとも表面部には細粒物質は全くない. これらの礫は風化を受けておらず非常に新鮮な感じがするが, 氷蝕擦痕を有する礫は 1 つも発見できなかった. recessional moraine は露岩地域上にはなく, 少なくとも露岩地域上では ice front はかなり速やかに, かつ継続的に後退したことを示している. また ice sheet の後退途上において, 低角度の major shear plane ができ, それを境にして流動方向が上部と下部で異なり, bottom moraine を持った下部はほぼ NW-SE に配列する凹地に沿って流れ, 上部のみが今日露岩地域となっている所をほぼ E-W に乗り越えたため, 途中で停滞期があっても, bottom moraine を持たないから recessional moraine ができなかったとも考えられる. 立見・菊地 (1959, b) は大陸氷の流動方向が NWW であるらしいことを報告しており, 露岩上の擦痕方向から知られる海岸線にほぼ直交する過去の氷の移動方向とは違っている. これが上の予想を裏づけるものか, 一般的な流動方向の変化を示すものかはわからない. いずれにせよ種々の状態から推して, 一度形成された recessional moraine がその後の陸上での侵蝕作用によってすっかりそこなわれてしまったということはある得ない.

露岩地域には融凍水の drainage channel が全くみられない. これは ice sheet の縮小が, 主として融解ではなく, 蒸発・昇華によって行なわれたことを示している. 空中写真の判読では, ice sheet 上に無数の小さな meltwater stream が形成されているし, Breidvog や Skallen でも meltwater の流れはある. しかしいずれも日本アルプスの稜線付近の nivation hollow から流れ出ている細流程度のものでしかなく, ablation に占める融解の割合が非常に小さなことを示している. ice sheet の表面からの蒸発量を, 少なくとも数キロメートルの範囲内ではほぼ同一, つまり ablation の量がほぼ同等と考え, したがって ice sheet の厚さの減少量は大体等しいと仮定すると, 現在の ice sheet の末端部の傾斜は, 過去のそれがほぼ平行的に後退したものと言うことができる. このように考えると, Ongul 島から現在の位置まで ice front が後退するには, 最小約 300 m, 同じく Langhovde では最小約 400 m の氷厚の減少があればよいことになる (Fig. 1).

Fig. 1. Projected profiles of the northern part of Prince Harald Coast.

- O: Ongul Islands
- Hg: Honhörbyggja Glacier
- L: Langhovde
- Sv: Skarvsnes
- Lg: Langhovde Glacier
- Sl: Skallen
- Hi: Hamuna Ice Fall
- Tg: Talen Glacier
- B: Breidvog
- Sg: Skallen Glacier



多少大きめに見積もって 600 m とすると, Ongul 島は少なくとも 30,000 年前には氷から解放されていた (NAGATA and YOSHIDA, 1962) と考えられるから, 年 2 cm ずつ ablation が accumulation を越えれば, 30,000 年で 600 m 低下することになる. もちろん, 気候の変動が長期間同じ割合で起こるはずがないし, ice front の部分では地形の影響が大きく, また isostasy も考えなければ意味がない. しかし一応の目安として, 次のようなことが言える. 昭和基地の accumulation は 1961 年に 574 mm であった (清野・三枝・鈴木・坂口, 1963). ablation の量はわかっていないが, おそらくその収支はほとんど 0 に近いと考えられる. accumulation のこの値を 100 とすれば, 表面がしまり雪の場合で ablation が 105, 氷河氷の場合で 108.5 位あれば年 2 cm の氷厚低下が生ずることになる. いずれにせよ Lützow-Holm 湾岸程度の露岩地域で ice sheet の消長を知ることは非常に困難である.

氷河周辺地形の発達

1) 雪蝕地形: 東 Ongul 島には, 国土地理院発行の 1/5,000 地形図に示されているごとく, 数多くの snow-patch がみられる. これらの snow-patch のある凹地は, 形態的には日本アルプスや北海道の山地に存在する nivation cirque 状を呈するものも少なくない. しかし snow-patch の末端付近でも glacial facet や striae のある礫が発見されることから, これらはすべて ice sheet の差別侵蝕によって形成された凹地に生じたものであって, snow-patch そのものが斜面を侵蝕して nivation hollow を作ったのではないことは明らかである. つまり最初から snow-drift を受け入れる容器はできあがっていたのである. さらにこれらの凹地は幅の割に底が浅くかつ底の傾斜はゆるやかである. そのためここで行なわれている雪蝕は, 一次的な堆雪による狭義の雪蝕であって, 上越山地にみられるような, 積雪の移動 (雪崩, 雪庇崩落等) やそれによって生じた, いわゆる雪溪と呼ばれる二次的堆雪の移動による雪蝕とは性質が異なる. 一次的堆雪による snow-patch erosion は, 国内では日本アルプスの稜線付近や北海道の中央高地で広く行なわれており, 基盤岩石の節理中に浸透した融凍水の凍結・融解の繰り返しによる岩石の破壊と, 融雪水による細流物質の運搬がその主力となっている. その結果 nivation hollow の底は stone pavement になっていて, 細粒物質が少ないのが普通である. しかし東 Ongul 島では, 多くの池の存在が示しているごとく, 排水流路を持った snow-patch は少なく, 融凍水的作用はきわめて弱く, nivation hollow の底が stone pavement になっている例は全くない. 天

測点の南側の谷やそのもう一つ南側の谷は、谷底に他に比べて多量の粗粒物質を持っている。しかしそれは底堆石中の細粒物質が、融雪氷によって洗い流されたためにとり残された morainic material であって、雪蝕によって生産された物質のうち比較的粗粒のものが残されているのではない。雪蝕や後述する霜蝕* によって生産された fragment は、細粒物質は風によって運搬されると考えられるが、粗粒のものはほとんど重力のみによって移動し**, 斜面の脚部をおおうのみで、凹地の中央部には達していない。このように物質の運搬がほとんど行なわれないから、斜面はほとんど平行的に後退するにとどまり、深い凹地の形成は行なわれない。これらの諸事実から、現在東 Ongul 島で作用しつつある雪蝕は、前記の日本の高山地域で行なわれているそれよりはるかに弱いとすることができる。西 Ongul 島を訪れる機会がなく、砂礫層を持った snow-patch (吉川・戸谷, 1957) は見ることができなかつた。北アルプスの雪溪中には底雪崩や、上部斜面からの崩落あるいは滑落によってもたらされた礫が、層状に入っていることがあるが、一次的な堆雪中にこのような砂礫層が取り込まれている例はこれまでのところ見ていないので、どのような作用によるものか不明である。

stagnant ice もある程度の侵蝕は行なつたと考えられる。これはむしろ氷蝕作用の一つとすべきものであろうが、ここでは meltwater channel や kettle などの顕著な地形を作っていないので、便宜上雪蝕の中に入れておく。東 Ongul 島には stagnant ice は全く見られず、どの程度の侵蝕営力を持っていたかはわからない。

Breidvog の露岩地域の北端には、長さ約 500 m、幅約 200 m の stagnant ice があり、そのすぐ東側には露岩によってそれから分離され、recessional moraine の存在によって“active” ice sheet から切り離されていることを示す、前記のものよりやや小さな stagnant ice がある (Plate 4)。周囲の露岩は、化学的風化を受けて赤褐色または茶褐色の酸化被膜状のものが形成されているとはいえ、氷蝕痕跡が何らそこなわれていないことから、氷から解放されたのは最近のことと考えられる。この露岩と氷との間には、露岩が受ける輻射熱によって氷が融けて、幅数十センチメートルの bergschurund 状のすき間ができている所が何か所かある。このような所では frost shattering が行なわれていることが

* 雪蝕と一括して呼ばれている作用の内には、snow-patch の周囲、およびその底で行なわれる霜蝕を含んでいる。この場合は snow-patch の上端より相当上部の斜面で行なわれている霜蝕をさす。

** 岩屑層の表面は多くの場所で平滑な直線状あるいはやや concave であって、cryoturbation が行なわれていることを示す step は見られない。

期待されたが、その大部分は氷蝕による研磨面がそのまま残されていて、このような削剥営力は予想外に弱い。上記 2 つの stagnant ice を分ける幅の狭い露岩のほぼ中央には、幅約 20 m 位の横谷状の gorge がある。氷（表面は雪におおわれているから厳密に言えば雪）の表面の傾斜は約 10 度強であるが、crevasse もなく、動いている証拠は全くない。この gorge の側壁と氷との間にも幅 1 m 程度のすき間があって、側壁には氷蝕研磨面がそのまま残されている。したがって、ここでも以前に形成された氷蝕地形をほとんど変形していない。

この露岩の内陸側には、小さな overhang を示す部分が見られた。擦痕の方向は、露岩上のものがほぼ E—W であるのに対し、この部分では S—N で、氷の局所的な流動方向の乱れを示している。大きな圧力がかかっている ice sheet の底では、90 度に近い流動方向の違いはできそうもないから、おそらく ice sheet の厚さが非常に薄くなって、基盤への圧力が小さくなったときに、このような局所的な流動方向の乱れが生じたものと考えられる。しかし現在の stagnant ice によるものとは考えられない。

2) 霜蝕地形： 前述のごとく、snow-patch erosion には cryoplanation が大きな役割を果している。しかしその営力は微力である。同様に氷河後退以後の地形営力の主力をなすとはいえ、露岩地域に働く cryoplanation も弱い。東 Ongul 島では氷蝕擦痕を全く残さないまでに cryoplanation が行なわれており、Langhovde の strandflat では節理に沿って cryoplanation が進んでいる。しかし全体の地形からみると、cryoplanation によるものはほとんど無視しても良いくらいのものでしかない。羽田野 (HATANO, 1961) が指摘した東 Ongul 島における南北斜面の非対称も、現地ではさほど顕著には感じられず、また congerifractate の量から推して、これを両斜面間における cryoplanation による削剥量の違いにのみよるとは考えられない。むしろ構造的原因に基づく ice sheet の差別侵蝕の結果と考えられる。

構造土の形成も貧弱であって、東 Ongul 島では、北見浜、天測点の南側の谷とそのもう一つ南側の谷に、nonsorted net と nonsorted stripe が見つかっただけである。北見浜のものは、何か物を引きずって歩いた跡のような、うねうねした線として識別される frost crack で、隆起汀線 (吉川・戸谷, 1957) 上の、傾斜 5 度程度の緩斜地にほぼ最大傾斜方向に 10 m あまり延びている (Plate 7)。1962 年 1 月中旬の観察では、土はやや過湿の状態にあって、靴が 1—2 cm 沈み明瞭な足跡がついた。垂直および水平方向の礫の淘汰はきわめて悪く、50 cm ほど掘ってみたところでは、表層部にやや粗粒物質が多い程度で

ある。地表面は平滑であり、構造土特有の微起伏は全くない。これらは土中の霜柱層の形成およびその融解による、礫の segregation がほとんど行なわれていないことを示している。したがって、霜ふり状ないしコンクリート状凍結に伴う、地表面の収縮による crack そのもので、構造土発達のいわば初期段階にとどまった発達不完全のものである。おそらく最初の crack の幅はせいぜい 1 cm 内外のものであったのであろうが、融凍水がそこを流れることによって、現在見られる幅・深さとも 5—10 cm 程度のものに生長したと考えられる。東 Ongul 島の他の場所の構造土は nonsorted net で、浅い凹地の底に堆積した ground moraine 上に発達している (Plate 6)。垂直方向の礫の segregation は前述のものより良く、場所によっては礫が完全に地表面に放出され、土も深さ 5—10 cm までは粗粒で含水量の少ない暗茶色で、それ以下では黒灰色のシルトないし粘土で含水量も大きく、穴を掘ると水が滲出してくるものもある。crack の部分では、下の暗灰色の部分が盛り上がり、crack の交会する部分では高さ 3—5 cm の cone を作っているところもある。これは、地表面から下層へ進行する凍結時の圧力によって、下層の水に飽和された未凍結の土が、凍結による地表の収縮によって口を開けた crack の部分に逃げ口を求めて盛り上がり、ときには噴出したものと考えられる。

Skallen では、roche moutonnée の plucking を受けた面の直下に残されている薄い ground moraine の上に、長径 1 m 内外の sorted polygon や sorted circle が 3 か所で見られた。いずれも径 5—20 cm 位の礫で縁どられ、中央部が高まっていて、国内の山地で普通に見られるものによく似ている。segregation も良く行なわれており、下層の細粒土層中には粗粒物質は全然見られず、また表面の礫の淘汰も良く、大きな礫は全て周囲の凹所に集まっている。基盤が浅く、ice sheet の後退期に堆積物中に残された氷塊の融解や、凍土の differential melting は考えられず、土中の霜柱層の消長によって生じたものである。

Breidvog の recessional moraine 上の 2 か所で、径 1 m 内外の sorted polygon ないし sorted circle が見られた。礫は前述のいずれのものよりもはるかに多く、また大きさも大きい。sorted polygon とはいえ、これを掘ってみる時間的余裕がなかったので、はたして下層に細粒物質の層があるかどうか不明であるが、周囲の状況から推してそのようなものはありそうもない。この成因は形成されている場所から考えて、moraine の下の氷の differential melting によるものと推察される (CORTE, 1960)。やまと山脈の moraine 上に発達している構造土は、その下の氷の微起伏の影響を直接受けていない (吉田・藤原,

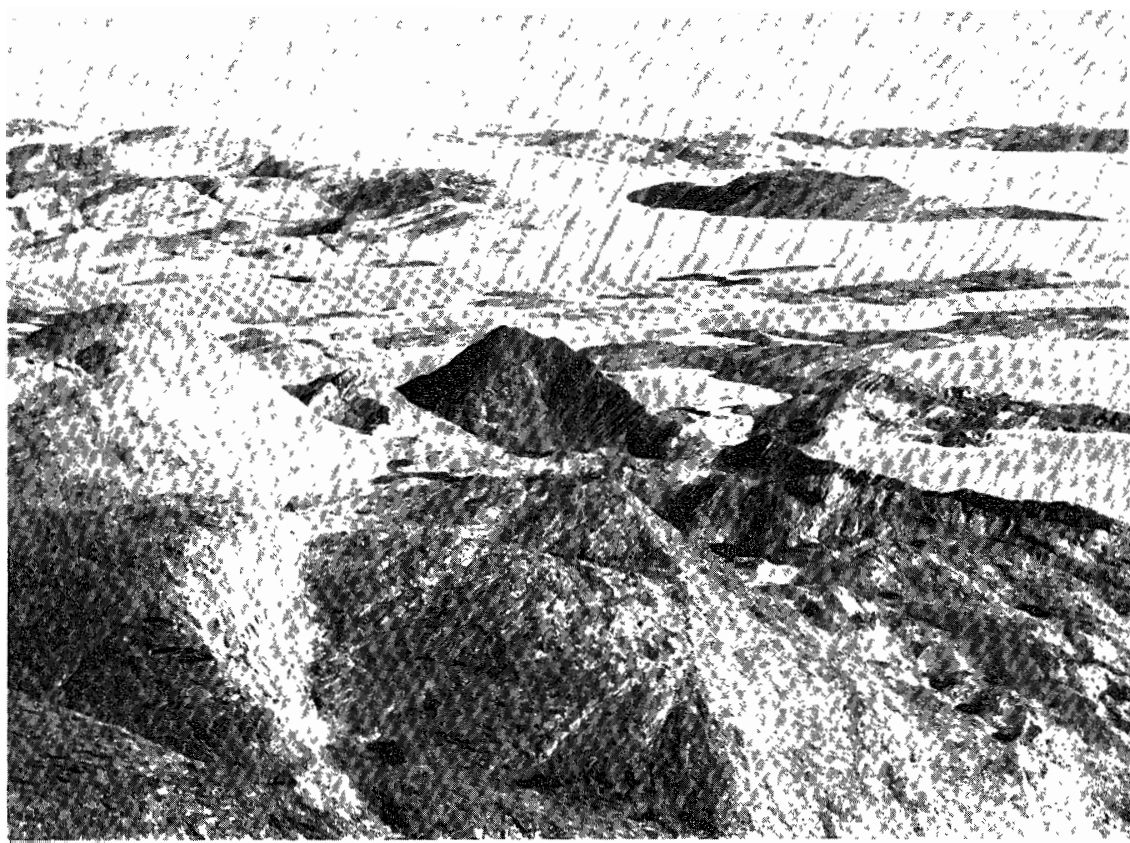


Plate 1. Strandflat and hilly lands in the southern part of Langhovde area. Note the many cirque-like hollows on hilly lands (left of foreground and back-ground). In the background, Hamna Ice Fall flows to one of the small inlets.

Plate 1. Langhovde 南部の Strandflat と丘陵地. 丘陵地には多くの凹地が見られる. 後方中央は Hamna Ice Fall.

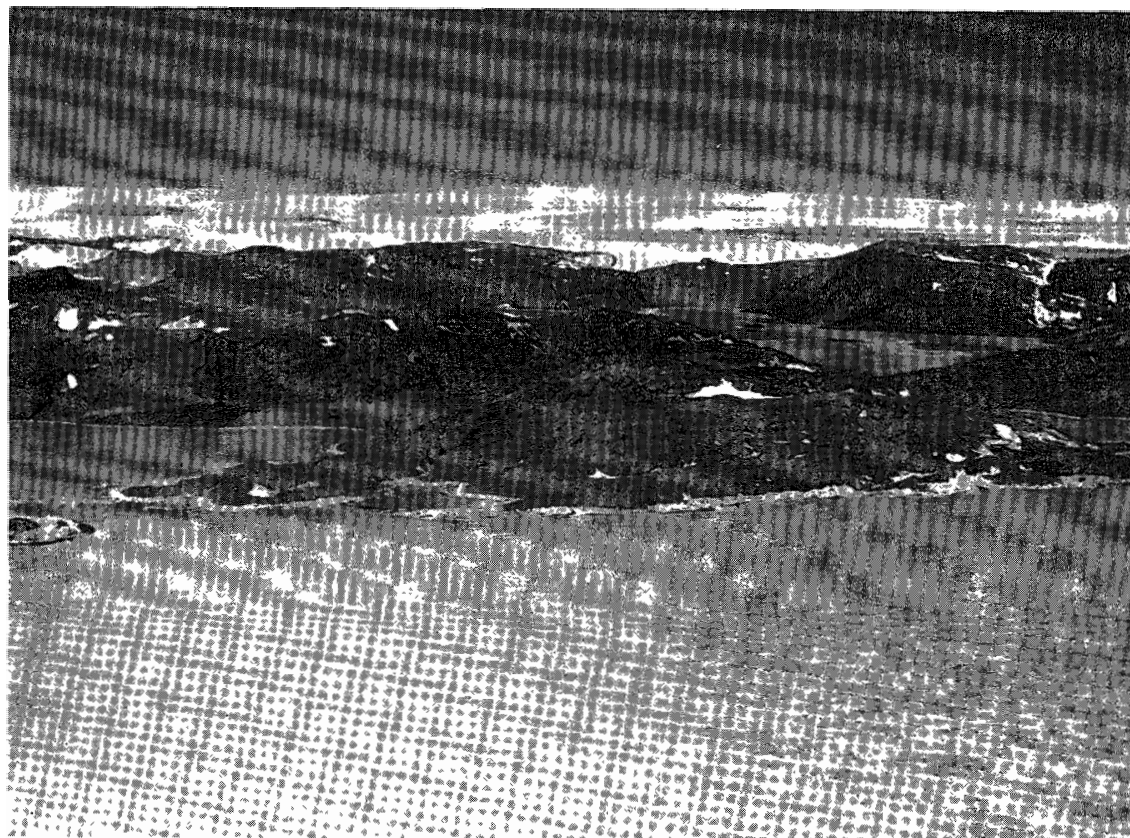


Plate 2. Cirque-like hollows in Skarvsnes area (centre and left of background). Their topographical characteristics remarkably resemble those of Hamna Ice Fall (Plate 1).

Plate 2. Skarvsnes の小さな入江の奥に見られる 圏谷状凹地. Hamna Ice Fall 周辺の地形に非常によく似ている.

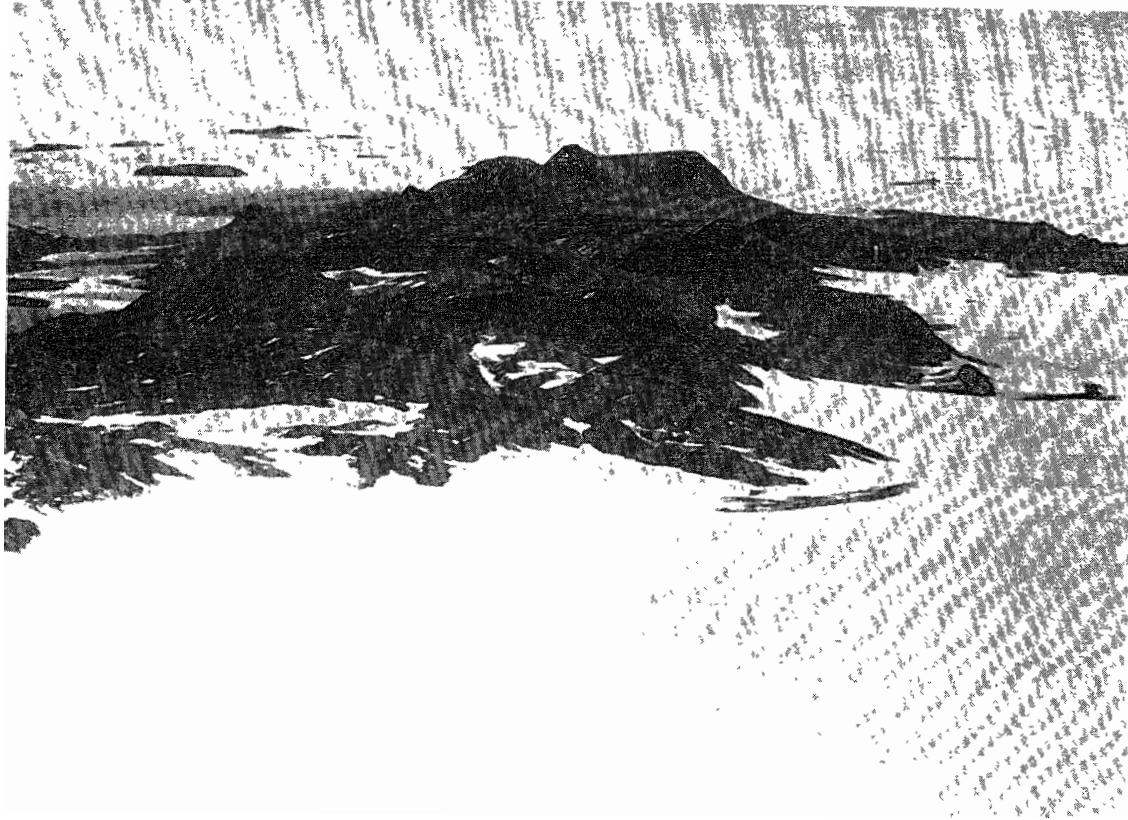


Plate 3. Langhovde bare rock area. Hilly lands show an accordance of summit level and prominent mountains above them show the giant roches moutonnées.

Plate 3. Langhovde 露岩地域. 最高峰 542 m. 山地は、ほぼ定高性を有する丘陵地から突出して giant roche moutonnée 状を呈している。



Plate 4. Hilly lands and a series of recessional moraines in Breidvog area. The moraines occur between the "active" ice sheet and stagnant zone fringing bare rocks.

Plate 4. Breidvog の露岩地域. 幅の狭い recessional moraine が露岩地域を縁どっている. 上端は Honhörbrygga Glacier.



Plate 5. A recessional moraine in Breiduvog area.

Plate 5. recessional moraine. Breidvog の露岩地域を縁どるものの 1 つ (Plate 4 の右から数えて 4 番目のもの).



Plate 6. Nonsorted nets on the ground moraine at the bottom of a shallow hollow in East Ongul Island.

Plate 6. 東 Ongul 島の浅い凹地内の nonsorted net. 「frost crack」 そのもののような形態を示し、礫の淘汰は不良で、構造土としては発達が良くない。



Plate 7. Nonsorted stripe on the raised beach in East Ongul Island.

Plate 7. 東 Ongul 島の隆起汀線上の nonsorted stripe. 礫の淘汰は良くないが、融凍水が流れるため、crack は角がとれている。

Plate 8. Sorted polygon on a recessional moraine in Breidvog area.

Plate 8. Breidvog の recessional moreine 上の sorted polygon. 下層の氷の差別融解によって形作られたと考えられる。



1963) とのことであるが、Breidvog のものはこれ以外の原因はちょっと考えられない。

Alaska や Spitsbergen などに発達している、航空機上からも容易に認められるような巨大な構造土は、この付近には見られない。

以上のような事実から、現在この地域で行なわれている cryoplanation は、北アルプスや北海道中央高地のそれよりも相当弱いとすることができる。その原因としては、まず気温が低く過ぎることがあげられる。巨大な構造土が大規模に発達している Alaska 北端、および国内のものとしては大型の径 1—1.5 m の sorted polygon が形成されている富士山に比べて、昭和基地の気温は低く (Fig. 2), 土中や岩石の節理中の水が凍結・融解を

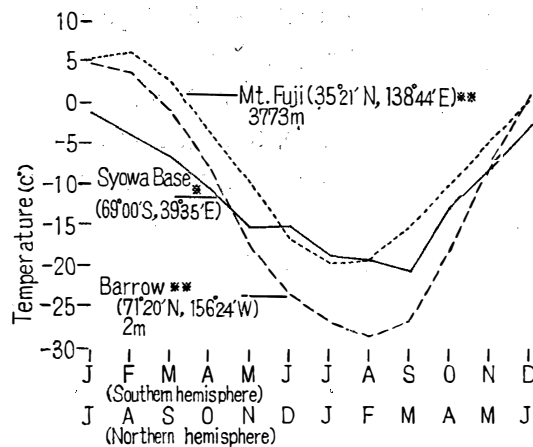


Fig. 2. Monthly mean air temperature at Syowa Base, compared with that of the highest mountain of Japan and the northern end of Alaska.

* Seino, Z. et al., 1963. *Antarct. Rec.*, 17.

** Tokyo Ast. Obsev., 1962. *Rikanenpyo*.

くり返す期間は、1年中でごく限られている*。しかも湿度の低いことと降雨のないことは土中の水の蒸発を促進させ、気温の急昇に伴う急激な融解がないこととあいまって、とくに斜面上の堆積物の congeliturbation が弱い一因となっている。堆積物の厚さが薄く、細粒物質が比較的少ないことも、保水力を小さくし、congeliturbation を受けにくくする原因となっている。露岩が日本アルプスなどと比べて massive で節理が少ないこと、periglacial の条件下に置かれる以前の原地形が、比較的起伏に乏しく堆雪の移動がほとんど生

* カナダの北部では気温が氷点を上下しはじめる数週間前から凍結・融解の繰り返しが始まることが知られている (Cook, 1960) ので、昭和基地の月平均気温が氷点以上になっていなくても実際には年間数十日位は凍結・融解が行なわれているものと考えられる。

しないこと。などが組み合わさって氷河周辺地形形成作用の十分な展開を規制している。

文 献

- Ahlmann, H. W. Son (1919): Geomorphological studies in Norway, Parts I and II. *Geogr. Ann.*, **1**, 1-148, 193-252.
- Ahlmann, H. W. Son (1933): Scientific results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition in the summer of 1931, Part V. *Geogr. Ann.*, **15**, 89-116.
- Armstrong, T. and Roberts, B. (1958): Illustrated ice glossary, Part 2. *Polar Rec.*, **9**, 90-96.
- Cook, F. A. (1960): Periglacial-geomorphological investigations at Resolute, 1959. *Arctic*, **13**, 132-135.
- Corte, A. E. (1960): Experimental formation of sorted patterns in gravel overlying a melting ice surface. *Biul. Perygl.*, **8**, 65-72.
- Department of the Air Force. (1953): Antarctica—regional photo interpretation series. A. F. Manual 200-30, U.S. Air Force, Washington.
- Hatano, S. (1961): Some geomorphic studies of East Ongul Island; landform classification and morphometry. *Antarctic Record*, No. **11**, 17-26.
- 石田 完 (1962): やまと山脈調査旅行の途次における人工地震探査. 南極資料, No. **14**, 36-43.
- Kizaki, K. (1962): Icefabric studies on Hamuna Ice Fall and Honhörbyrgga Glacier, Antarctica. *Antarctic Record*, No. **16**, 54-74.
- Nagata, T. and Yoshida, Y. (1962): Glaciology. *Japan Contr. IGY and IGC*, **4**, 138-141.
- Nakano, T., Kaji, T. and Harada, Y. (1960): Some information on the glacier and geology in the vicinity of Ongul Island. *Antarctic Record*, No. **10**, 32-36.
- 中谷字吉郎 (1958): 北極の氷. 172, 宝文館.
- Schytt, V. (1956): Lateral drainage channels along the northern side of the Moltke Glacier, Northwest Greenland. *Geogr. Ann.*, **38**, 64-77.
- 清野善兵衛・三枝隆次・鈴木信雄・坂口 威 (1963): 第5次南極地域観測隊気象部門概報. 南極資料, No. **17**, 1-17.
- Sund, T. and Somme, A. (1947): Norway in maps; A. Text-volume with analyses of maps, 96. B. Sketch maps and photographs to the maps, 52. A. S. John Griegs Boktrykkeri, Bergen.
- 立見辰雄・菊地 徹 (1959, a): 南極昭和基地付近の地学的観察(その1). 南極資料, No. **7**, 1-16.
- 立見辰雄・菊地 徹 (1959, b): 南極昭和基地付近の地学的観察(その2). 南極資料, No. **8**, 1-21.
- 吉田栄夫・藤原健蔵 (1963): やまと山脈の地形. 南極資料, No. **18**, 1-26.
- 吉川虎雄・戸谷 洋 (1957): 第一次南極観測隊地理学部門報告. 南極資料, No. **1**, 1-13,

(1963年6月28日受理)