

リュツォ・ホルム湾における測深と 氷蝕大陸棚の地形

藤原健蔵*

Soundings and Submarine Topography of the Glaciated Continental
Shelf in Lützow-Holm Bay, East Antarctica

Kenzo FUJIWARA*

Abstract: In the northeastern part of Lützow-Holm Bay, there extends a continental shelf about 60 km wide. Bathymetric charts of the shelf were drawn, using numerous sounding data obtained by the icebreaker FUJI during the period of 1965–1970 and by the author in 1968. As a result of analyses of the charts, the author concluded on the geomorphology of the shelf as follows:

1) The shelf near Syowa Station is generally 100–200 meters deep. It becomes deeper gradually toward the offing and reaches to the depth of 350–400 meters at the outer margin of the shelf.

2) In the inner part of the shelf, there is a highly glaciated sea floor with low rises and broad troughs. One of the most striking features of this sea floor is linear arrangement of rises and troughs with two trends which are due to those of the schistosity and joint structures of bedrocks.

3) The bottom of the broad glacial troughs is about 400 meters deep near the coast and becomes shallower toward the offing, showing an undulating-longitudinal profiles. Such troughs are recognized only in the inner part of the shelf at least 20 km off the coast.

4) Close to the coast, there are narrow channels deeper than the broad troughs. They are classified into two kinds; one stretches longitudinally from the front of the present glaciers and another runs parallel to the coast. The latter seems to be controlled by rock structures, such as schistosity, whereas there is no evidence of recent tectonic movements related to their origin.

1. は し が き

プリンスオラフ海岸およびプリンスハラルド海岸沖合の海底地形について、これまでいくつかの報告が提出されているが (SATO, 1964; YOSHIDA *et al.*, 1964), リュツォ・ホルム湾内部については、定着氷が張りつめていて測深データをとりにくかったこともあって、ほとんど知られていなかった。第5次越冬隊のクック岬旅行の際、筆者は湾のほぼ中央において、739 m の深い水深を発見し (藤原, 1962), これを白瀬氷河から延びてくる glacial trough

* 広島大学教養部地理学教室. College of General Education, Hiroshima University, Higashi-senda-cho, Hiroshima.

と推定した。こうした湾内の glacial trough の存在は、氷期における大陸氷の伸長について重要な示唆を与えるものであったが、測深点が少なかったために、問題をそれ以上発展させることができなかった。

「ふじ」が直接昭和基地に接岸するようになってから、リュツォ・ホルム湾東北部の測深データは飛躍的に増大した。しかし、その進入路は毎年ほぼ同じであるため、広範囲にわたるデータの集積は期待できなかった。幸い第9次の輸送期間中、「ふじ」は潜水調査支援を兼ねてラングホブデ方面で行動し、当時全く未知であった同海域の測深データを得た。これに引き続いて第9次越冬中、筆者はオングル諸島周辺に測深網を設け、初めて組織的な海底地形調査を実施した。かくして、とっつき岬からスカルプスネス北方に至る海域の測深データは一応揃い*、それによって海底地形がかなり詳細に判明した。

本報告では、まずこれら測深の方法と精度にふれ、次いで海底地形の記載と考察を行なう。

表 1 調査区域と調査方法
Table 1. Area and method of survey.

名称	北の浦	オングル諸島周辺	ラングホブデ西方海域	弁天島以西海域
範囲	昭和基地北方の湾入で、北は岩島まで	とっつき岬—ウトホルメン—ルンパーホブデ湾を結んだ海域	ラングホブデ西方のホブデ諸島から、スカルプスネス北方のブライド湾に至る海域	68°30'S 付近の定着氷外縁から弁天島までの「ふじ」進入路付近
測深法	氷上からの手回しワイヤー	氷上からの手回しワイヤーと音響測深。「ふじ」の音響測深	「ふじ」の音響測深	「ふじ」の音響測深
位置 決定法	陸上の三角点をコンパスで視準する後方交会法	氷上では既知の島を結ぶ線上に、雪上車の走行距離で決定。船位は陸上地形をレーダー、コンパスで視準する後方交会法	ラングホブデ等の陸上地形からの後方交会法	六分儀による天文測量
備考	基地に近いが、厚い多年氷と積雪のためこれ迄全く測深できなかった。1辺約100mのメッシュに1点の割に測深	氷上測線は「ふじ」のコースに直交して設け、面的に考察できるようにした	9, 10 次の航海記録を利用した	多くのデータがあるが、毎年コースがほぼ同じで、しかも位置の精度が悪いのが難点

* 主なデータは海図第3941号に収められてある。

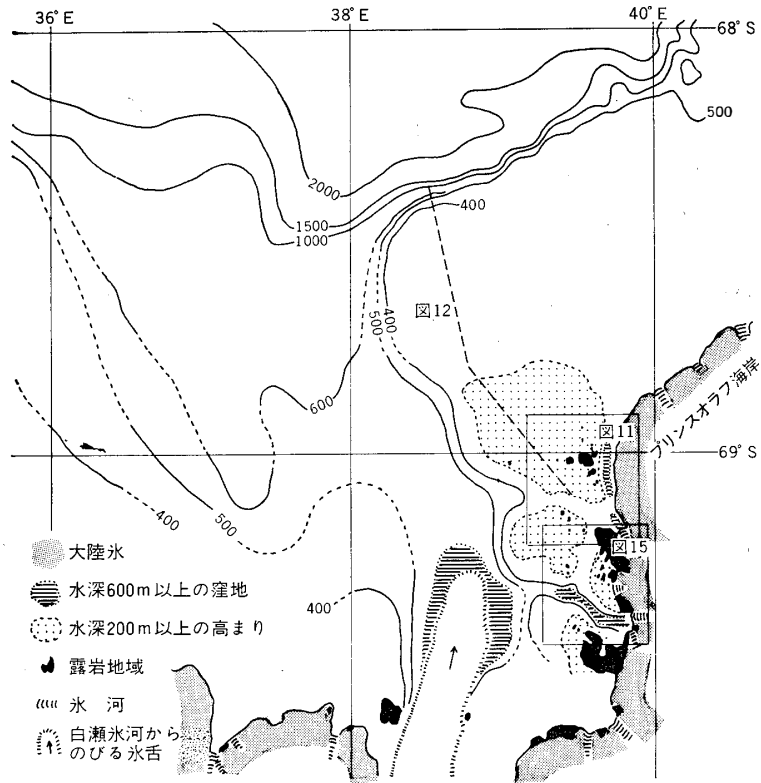


図1 リュツォ・ホルム湾の海底地形図 (吉田等, 1964に加筆)

Fig. 1. Bathymetric chart of Lützow-Holm Bukta (complemented after Yoshida et al., 1964)



図2 調査海域の全景

Fig. 2. A panoramic view of the studied area.



図 3 水中用受波器（左）と SIPRE 型オーガー（右）
Fig. 3. An under-ice type transducer (left) and a SIPRE type auger (right).



図 4 海水の孔
Fig. 4. Making a hole in the ice.

第9次越冬中の測深は、折からの極点旅行の準備のため、十分な時間がとれなかったが、多くの同僚の方々、特に高木記者、大久保、小堺、遠藤隊員の協力を得て、予定より広範囲に実施することができた。また「ふじ」船上の音響測深については、当時の「ふじ」の皆様に多くの便宜を計って頂いた。明記して謝意を表したい。

2. 調査区域

測深方法は海域によって多少違っており（図1-2）、データの精度にかなりの差があるので、その利用には注意する必要がある。本報告では、表1の4つの区域に分けて、データの処理と考察を行なった。

3. 測深方法と精度

3.1. 測深位置の決定

測深において常に問題になるのは、その位置の精度である。航海中の船位は天文測量によるが、その際の誤差は大洋底のような大地形を対象とする限りさほど問題とならない。しかし本報告のように、起伏に富む沿岸海底を対象とする場合は、高い精度の位置が要求される。本報告で用いたデータの位置は、表1の如くいくつかの違った方法で得られているので、その精度をまず吟味してみる必要がある。

i) 「ふじ」は昭和基地進入または帰路において、 $68^{\circ}58'S$ 付近で天文航法から地文航法へ、またはその逆の切り換えをする。その際天測位置が陸測位置よりかなりずれていることがしばしばあった。たとえば第9次進入時には、両者に約 $2'$ の食い違いがあった。この際の陸測位置の精度がわからないので、実際の天測誤差を計算できないが、 $68^{\circ}58'S$ 以北の天測位置に $2\sim 3\text{ km}$ の誤差があるものとみなしなければならない。また、個々の測深位置は、天測位置の間を時間で比例配分して求めたものであるから、激しいチャージングで進むこの区間では、天測位置より一層誤差が大きくなっているはずである。

これまで「ふじ」が得たデータを細かく検討すると、同一地点で違った値を記録していたり、極めて異常な起伏を示す場所があったりする。しかし、それは測深そのものの誤差ではなく、位置の誤差からくるものであろう。弁天島以西海域のデータは、この点に注意して取り扱わなければならないし、今後高い精度の位置決定が強く望まれる。

ii) $68^{\circ}58'S$ 以南での地文航法は、陸上の三角点や島をレーダーおよびコンパスで視準して行なう。しかし、船上からの三角点視準はそう簡単ではなく、時には誤認の恐れもある。

更に陸測位置の間に刻々の測深位置を決めてゆく難点は、天測の場合と変わらない。なお、小さな島の位置は実測によって正確に決められたものが少なく、これが地文航法の精度を一層低めている。できるだけ早い機会に、地文航法の基準となる目標の設定が望まれる。

iii) 船位決定の困難に比べて、氷上では高い精度の位置が求められる。オングル諸島周辺で採用した方法は、雪上車の距離計の補正と、雪上車を正しく目標に走らすことに留意すれば、割合簡単に、しかも正確に位置を決めることができる。この方法は、所々でポケットコンパスを用いた後方交会法によってチェックされたが、両者の差は 50 m 以内であった。したがって、「ふじ」のデータと氷上測深値とが同じ地点で違っている場合は、後者を優先した。なお北の浦での位置は、東オングル、ネスオイヤおよび岩島の三角点だけを用いたので、誤差はせいぜい 5~10 m と思われる。

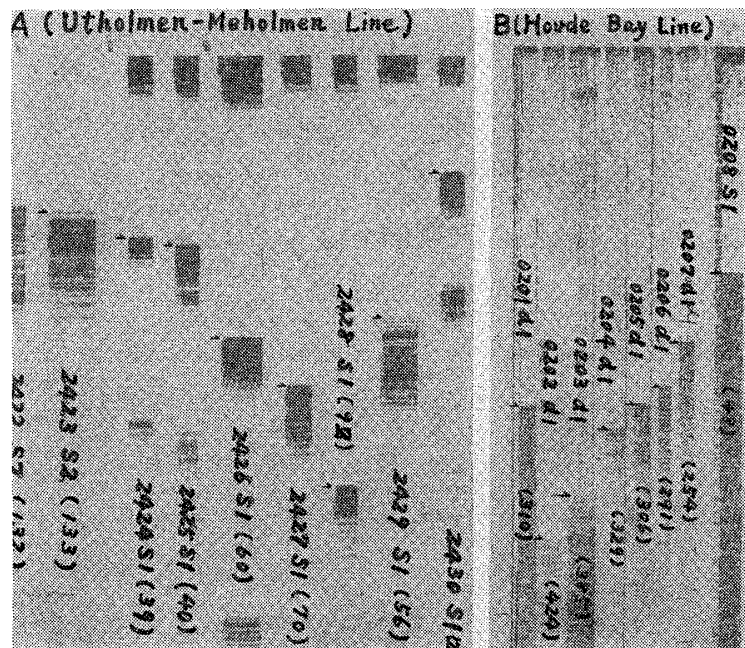


図 5 音響測深記録

- A: 昭和基地北方の厚い極氷上から得られた氷上用受波器による明瞭な記録
 B: ホブデ湾において水中用受波器で得た記録
 カッコ内の数字は水深を示す

Fig. 5. Records of echo-sounding.

- A: Distinct echoes recorded by the ice-surface type transducer on thick ice north of Syowa Station.
 B: Echoes recorded by the under-ice type transducer in Houde Bay.
 A number in parentheses shows a depth of sea bottom.

3.2. 氷上からの音響測深

オングル諸島周辺の測深は音響測深機によった。機器の諸元と性能については吉田(1969)の報告がある。これは市販のものを極地用に改良したもので、特に送受波器を水中用のほかに、氷上用のものを用意した点に特色がある。以下その使用状況を略記する。

水中用送受波器は直径 10.0 cm, SIPRE 型オーガーで穿った孔に挿入できる太さである(図3)。これを海水底面の下まで差し込んで測深する。第9次越冬中オングル海峡は数回にわたって開水したが(藤原, 1969), その数週間後 new ice が 30 cm 以上になった頃を見計らって, SM 15 型 軽雪上車ですばやく測深した。これによって穿孔時間を短縮し, 測深終了までの所要時間を10分前後に抑えた。測深可能の水深は, 底質の違いにもよるが, 500 m までは極めて良好な反射が得られ, それ以深でも, 記録がやや不鮮明になるが, 判読に支障がなかった(図5-B)。

オングル諸島北方は, 全く開水しなかったので, 厚さ 1.5~2.0 m の極氷が定着していた。これに穿孔するのは多大の労働と時間を要するので, ここでは氷上より直接測深できる送受波器を用いた(図6)。直径は 26.4 cm, 氷の表面を削って充分平滑にし, 軟かいグリスを塗布した送受波面をその上に密着させた。Brine の少ない青氷(厚さ 150~200 cm)の上では, 鮮明な反射記録が 150 m の深さまで得られた。150 m 以上になるとやや薄れるが, 400 m 位までは判読可能な記録が得られると思う。一方 brine の多い new ice (厚さ 80~100 cm)の上では, 強い反射はせいぜい 100 m までで, 150 m を越えると急に不鮮明となり,



図6 平らな極氷への氷上用受波器の設置

Fig. 6. Setting up an ice-surface transducer on the surface of flat polar ice.



図 7 昭和基地付近でのワイヤーによる測深

Fig. 7. Wire sounding near Syowa Station.

300 m では極めてかすかな反射しか得られなかった。

この音響測深機の精度はワイヤーによる測深値と比較して検定した (図 7)。北の浦ではワイヤーによる値 47.7 m に対し、水中用送受波器で 47.0 m、また岩島東方のオングル海峡では、ワイヤーによる値 200.5 m に対し、水中用で 197.0 m であった。吉田 (1969) のテストでもワイヤー測定値 95.5 m に対して、音響測深機の値は 93.5 m であったという。テストによれば音響測深機の値がワイヤーの値よりいくらか小さく出ており、その差は深い所ほど大きい。それ故、この差は音響測深機の方の誤差ではなく、多くはワイヤーの側の誤差から生じたものではないかと思われる。すなわちワイヤーによれば、鉛錘の着底判断の遅れ、海流によるワイヤーの弛み、軟かい底質への鉛錘の貫入等によって、水深が多い目にでてくるからである。なお水中用と氷上用の送受波器を比較すると、氷上用で得た水深 159.0 m に対して水中用では 158.7 m と出た。

4. 北の浦の海底地形と東オングル島との関係

北の浦では、厚い極氷や氷山が漂着している部分を除くと、ほぼ 100 m おきに測深した。測点の数は 126、これに「ふじ」停泊地付近の 72 点を加えて図 8 を作成した。これに、更に底質資料* を参考にして、海底地形を区分したのが図 9 である。2 つの図によって、以下に

* 本格的な底質調査ではなくて、長さ 30 cm の鉛錘に巻きつけた針金や鉛錘の底に付着してくる沈泥および鉛錘の着底状態から推定したもの。

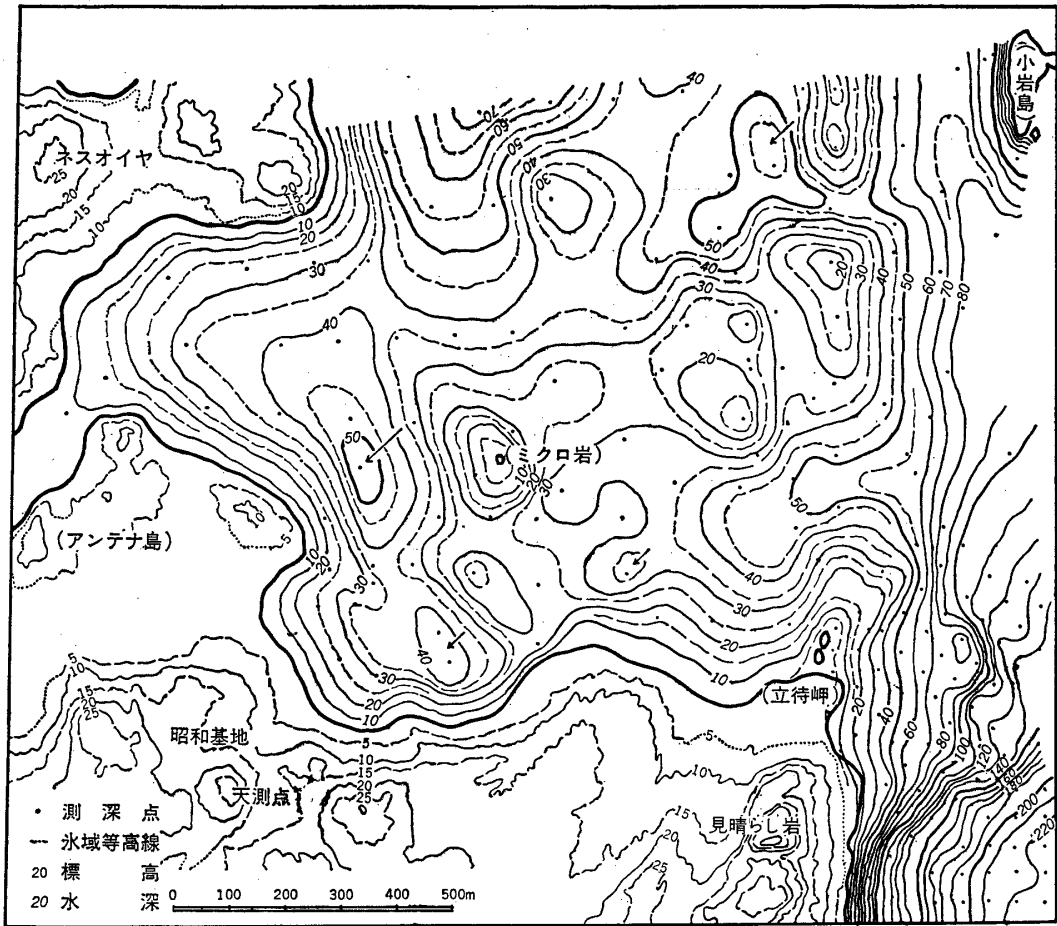


図 8 昭和基地付近, 北の浦の海底地形図

Fig. 8. Bathymetric chart of Kita-no-ura near Syowa Station.

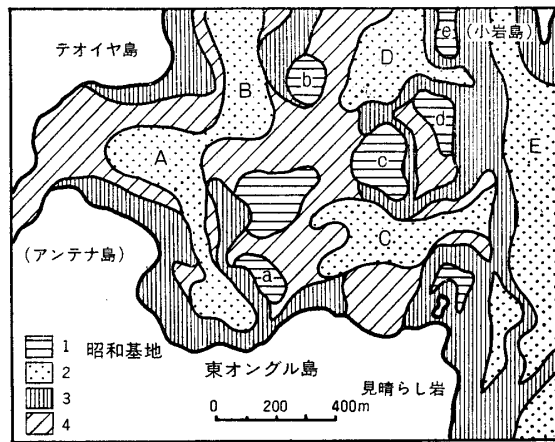


図 9 北の浦の海底地形分類図

1. 高まり; 2. 凹地; 3. 勾配10度以上の急斜面; 4. 緩斜面

Fig. 9. Map of geomorphological classification of the sea floor of Kita-no-ura.

1. Rise; 2. Trough; 3. Slope steeper than 10°; 4. Gentle slope.

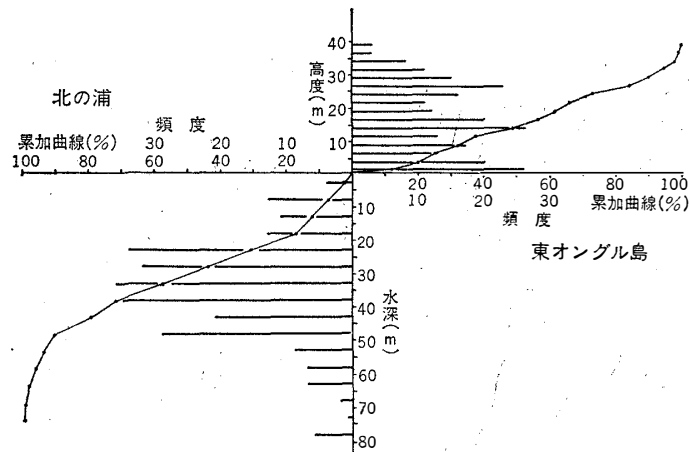


図 10 東オングル島およびその周辺の高度、水深の頻度分布

Fig. 10. Frequency distributions of altitude and depth, in and around East Ongul Island.

北の浦の海底地形の特徴を列記する。

i) 一般に水深 50 m 未満の、浅い低起伏地形をなし、特に 20 m 前後の礁と 50 m 前後の凹地が目立つ。このことは水深の頻度分布 (図10) によく示されている。

ii) 水深は現汀線*から急に深まり、沖へ 30~40 m 離れると 20m 位の深さになる。比較的緩やかな部分は、ネスオイヤ西岸および迷子沢北岸のみで、ともに陸上の平坦地から海底の凹地へ漸移する所である。

iii) 水深 20~25 m は頂部の平坦な礁であり、直径は 100~150 m、底質は岩盤と推定できる。泥質物を全く採集できなかった。基地北東 500 m のマイクロ岩は湾内唯一の顕礁であるが、海氷や積雪に隠されていることが多い。

iv) 特に目立つ急崖は立待岬 (仮称) から北に続くものと、マイクロ岩西面のもので、いずれも南北方向に走る。急崖では大抵岩盤が露出し、一部で薄い泥質物を記録した。

v) 湾中央部に水深 30~40 m の緩斜面が広がる。それらは、礁から凹地への移行部分または凹地の境目に当る。いずれも泥質物で覆われているが、そう厚くないと思われる**。

vi) 凹地には青緑色沈泥が厚いが、ネスオイヤ水道近くでは見当たらない。凹地は南北に細長いもの (A, E) や、東西に続くやや幅広いもの (C) がある。しかし、前者のタイプを示す D と B および A の北半部を結ぶと、東西性の凹地となる。

* タイドクラックがほぼこれを示す。この付近の水深と高度は、積雪があるので測定しにくい。タイドクラックより陸地側に平均海面以下の部分があることが多いので、実際的水深 0~5 m の頻度は図 10 より多く、海拔 0~2.5 m は少ないと見なされる。

** 鉛錐が深く貫入せず、すぐ倒れてしまう。

以上を要約すると、北の浦の海底地形は水深 20~50 m の波状起伏をなし、それらは南北性と東西性の 2 方向に配列する。これらは東オングル島の陸上地形と全く似た特徴であるから、その形成は東オングル島とほとんど変わらないとみてよい。この点に関して、更に具体的に考察する。

東オングル島の地形は、氷蝕を受けた波状の小起伏面を呈し、全体としてみれば *roche moutonnée* の集まりといえる(吉川等, 1957; 小疇, 1964)。Roche moutonnée の間や周りには、やや幅の広い平坦地や段丘が発達する。図10において高頻度をもつ海拔 22.5~30.0 m の階級は *roche moutonnée* を示し、それ以下にある高頻度の部分は平坦地や段丘面のひろがる高さである*。北の浦の水深分布も 20 m 以深においてはほぼ同様の傾向を示す。しかし水深 0~20 m において極めて低い頻度があり、陸上地形から海底地形への連続的な移行を断ち切っている。これが前記 ii) の特徴であるが、これが単なる氷蝕崖であるのか、海水準と関係してつくられた形態なのか、今のところ、その成因について判定する資料がない。マラジョージナヤ付近でも、現汀線から 20 m 前後まで急に深まっているという(MAL'TSEV, 1963)。オングル諸島の他の海岸において、なお詳細な研究が必要である。

東オングル島の *roche moutonnée* と平坦地の配列は、東から西へ働いた氷蝕作用と、それを受けた基盤岩の構造(片麻岩の片理、節理、断層)によって決められた。たとえば島の最高点を通る南北方向の主稜は角閃石片麻岩帯と合致し、またチャーノカイト質片麻岩は見晴らし岩等の小高い丘となって島の東縁に連なる(KIZAKI, 1964)。こうした抵抗性の高い岩質に対し、島の北部から中央部を占めるざくろ石片麻岩の背斜構造は氷蝕にもろく、それに適従して迷子沢やみどり池周辺の平坦地が形成されている。更にペグマタイトや大小の節理の走る東西方向は氷蝕の働いた方向でもあるので、この構造に適従して水汲沢などの顕著な氷蝕低地が刻まれている。

今これらの関係を北方の北の浦に延長して考えてみると、立待岬から北に続く礁 d, e は、見晴らし岩以南と同じく、チャーノカイト質片麻岩が強い抵抗体となったと思われる。そしてその東斜面は片理の傾斜に応じたものである。なお小岩島と岩島はこの構造の線上に並ばず、これより更に東の系統に属する。基地と立待岬の中間にチャーノカイト質片麻岩の小露出があり、その延長上に礁 a とマイクロ岩、更にネスオイヤ東端の高まりが並んでいる。これらの高まりが東に緩く西に急な斜面を有するのは**、岩島と同じく、東に傾斜する片理構造に対

* これ迄に確認された隆起汀線の上限は 16 m 前後であり、これは 12.5~17.5 m 階級の高頻度で示されている。

** これに並走する南北方向の凹地は東に急で西に緩い非対称斜面をもつ。

して東から働いた氷河の *plucking* によると考えてよい。以上の南北性の地形に直交して2本の氷蝕谷が東から西へ延びる。一つは海底凹地 C から A 南半部を通して、東オングルとアンテナ島の上に延びる。もう一つは凹地 D から B, A 北半部へ続いて、ネスオイヤ中央の谷に延びる。これらは陸上と同じく節理系への適従氷蝕谷と見なされる。

5. オングル諸島周辺の大陸棚

プリンスオラフ海岸沖合の大陸棚は、幅が 60 km 余りもあるが、これらは現海岸線から沖合に向かって徐々に深まるのではなく、種々の起伏によって特色づけられている。その中で特に目立った起伏は大陸に平行に走る深い *channel* と、大陸からのびる *glacial trough*

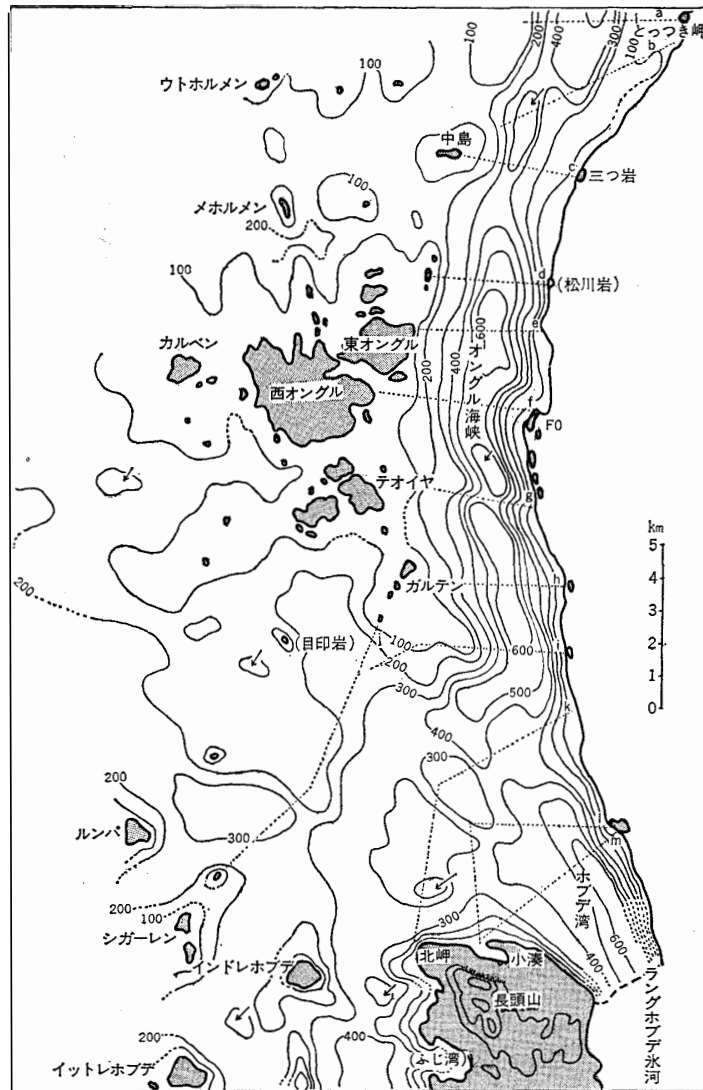


図 11 オングル諸島周辺の海底地形図

Fig. 11. Bathymetric chart around the Ongul Islands.

である。そこでまず測深データの最も多いオングル諸島周辺およびその北方海域の大陸棚から考察してゆく。

オングル諸島周辺では、氷上からの測深によってかなり正確な海底地形図を作成し得た(図11)。図から明らかなように、大陸沿いの深い channel がまず目につくが、オングル諸島周辺に広がる水深 200 m 未満の浅い大陸棚じたいにもかなりの起伏が認められる。今 100 m の等深線に注目すると、東テオイヤからガルテン東南 3 km まで延びる細長い堆がある*。これは西オングル、東テオイヤの主稜からの南方延長部に当たり、北方の延長上にはメホルメン、ウトホルメンの島々が並ぶ。これら主稜と島、堆を連ねた高まりは極めて顕著で、オングル諸島の主軸を構成するものである。この主軸線ほど明瞭ではないが、同様の高まりはカルベンから南々東に延びていて、その線上に目印岩等の小島が並ぶ。また主軸線とカルベン線の間にはやや深い凹地が刻まれている。以上にみられた南北方向(厳密に言えば北々西—南々東)にのびる高まりまたは凹地の連なりは、片麻岩の片理構造(立見等, 1959)に適従してつくられたものであるが、その適従の仕方については既に北の浦において詳しく考察した通りである。

南北方向の起伏の連なりほど明瞭ではないが、これにほぼ直交する東西方向の起伏の連なりも認められる。東西のオングル島からカルベン、弁天島に続く高まりの線がその典型であり、これに平行してテオイヤとガルテンからそれぞれ西へ延びるもの、中島・メホルメン線、亀の子岩・ウトホルメン線がある。そしてこれらの高まりの間には、水深 150~200m の、所によっては 200 m を越す平底型の凹地が続く。凹地は前記の南北性高まりを横切る部分でやや浅くなるので、その縦断面形は全体として東から西へ及んだ形の波状起伏を示す(SHEPARD, 1931)。したがって、これらの凹地は、東から張り出してきた大陸氷によって、片麻岩類中の節理系が scouring されてできた glacial trough とみなされる。それでは東西性凹地の西限はどこか。これは氷期における大陸氷の伸張にかかわる問題でもあるから、もう少し西方の海域について検討してみることにする。

「ふじ」は毎年南東に進路をとりつつ、カルベンと弁天島の間に入進してゆく(図1)。つまりオングル諸島の西方では、前述した東西方向の起伏の連なりを横切る方向のコースとなる。そこで進入コースに沿う海底断面を作成してみた(図12)。ただし、この海域の測深データには位置誤差があるので、ここでは海図上の個々の水深を結んで断面を作ることを

* ガルテン南東で 40 m 前後の浅い水深が記録されており、またオングル海峡が開水した時南へ流れていく氷山はここに座礁することが多い(藤原, 1969)。

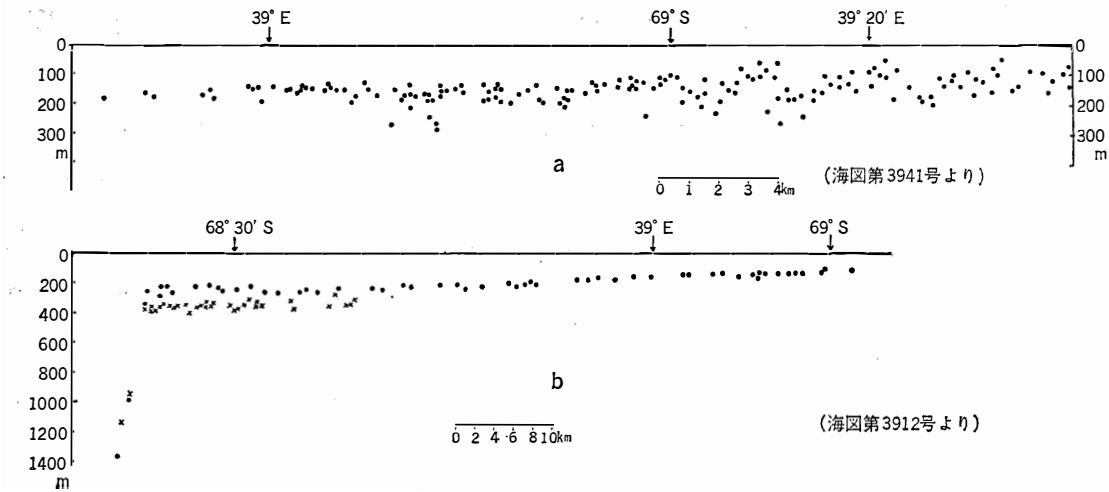


図12 「ふじ」進入路(図1)に沿う大陸棚の断面(×印はプリンスオラフ海岸沖)
 Fig. 12. Profiles of the continental shelf along the route of icebreaker FÚJI, shown in
 Fig. 1. (Cross: off Price Olav Coast).

避け、基準断面に投影した水深の分布状態から海底地形の概形を推定することにした。この程度の扱い方ならば、測深データの誤差はほとんど問題にしなくてもよいと思う。

図12 aは海図第3941号記載の水深をプロットしたものであるが、69°Sを境にして南北の海底地形に著しい違いがある。すなわち69°S以南では水深のばらつきがひどい。しかし、ばらつきながらも全体として緩やかな波形をなす。波形の高まり(水深50m前後の浅所)は3カ所あって、うち南側の2つは前述したテオイヤとカルベンから延びてくる東西性高まりに当たる。波形の凹部は水深200m、またはそれ以上のこともある。一方69°S以北では、水深のばらつきはせいぜい60~70mであり、全体として北方へ徐々に深まる。海図第3912号によって更に北方の断面を作ると(図12 b)、この小起伏平坦面は同じような勾配をもって大陸棚縁辺まで続いている*。69°S以南の波状起伏は明らかにオングル諸島周辺でみられたと同じ氷蝕地形であるが、69°S以北ではそれが見当たらない。この事実について次の2通りの解釈ができる。1つは、氷期の大陸氷がおよんだのは69°S付近までで、それより北方は非氷蝕地域であったとする考え、もう1つは、北方にも大陸氷が及んだが、起伏はそれ以後厚い glacial drift に覆われてしまったとする考えである。しかし、今のところ底質資料が全くないので、何れとも決めがたい。早い機会に、この付近においてドレッジや音波探査による詳しい調査の行なわれることが望まれる。

* その末端水深は250~300mであるが、プリンスオラフ海岸の他の大部分の所(350~400m)と比較して約100m浅い。

6. オングル海峡の channel

オングル海峡に 500 m 以上も深い所があることは既に第3次隊によって指摘されていたが、今回はその全域について調査した。図6で明らかのように、水深 600 m 前後の channel* がとっつき岬からホブデ湾に至る大陸氷縁辺に平行して走っている。しかし、詳しくみると、この channel は単一の連続的谷地形を示しておらず、数カ所で括れており、かつそこで多少の雁行をみせている。最も顕著な括れはガルテン南東 4~5 km 地点で、ここを境にして channel はオングル海峡とホブデ湾の部分に分けられる。中島東方の括れも顕著で、これより北側のとっつき岬 channel の南端は大陸側へ多少食い込んで、channel 全体の走向に多少雁行した関係を示している。

Channel の括れと雁行とは、channel 両側の陸上地形と無関係ではない。まず大陸側をみると、そこには幾つかの小露岩が点在するが、それらはほぼ北々西一南々東の方向に配列している。そしてこの方向の基盤起伏が大陸の内側にも存在していることは、大陸氷の表面形態や氷厚測定によって充分推定できる**。つまり現在の小露岩はこれら基盤の高まりの北端と考えることのできるものであるが、各々はオングル海峡側に多少張り出し、水深 200 m 未満の堆となって終っている。一方オングル諸島側にも同様の張り出しがあって、その典型的なものは既述のガルテン南東の堆である。またテオイヤ東方にみられる張り出しも、その形状からみて東オングル島の主軸の南東延長とみることができ、このような南東への堆の張り出しは、オングル諸島の基盤構造（片麻岩類の片理構造）に適従してつくられた地形であることは、前に述べた通りである。したがって、今オングル海峡の channel と周囲との関係を要約するならば、次のようにいえる。この channel は大まかにみれば、現海岸線に平行する連続的な谷といえるが、しかし基盤構造の一般走向にやや斜交して発達したものであ

* 大陸棚上の深い谷地形に対し、これ迄は valley, trench, trough, channel, depression 等、多くの用語が用いられてきた。これらは形態上の特徴だけでなく、成因をも考慮して用いられなければならない。ここでは氷蝕作用が一義的に働いた谷地形のみに glacial trough を用い、成因のよくわからないものを channel または depression とした。将来の研究によって、これは fault valley や glacial trough 等と呼ばれることになろう。

** 大陸氷表面は北々西一南々東に連なる ice mound の列とそれにはさまれた ice flat or basin からなり、両者が交互に配列しながら全体として階段状に高まっている (FUJIWARA, 1964)。F0 露岩帯の背後に三ツ岩、松川岩から南下する ice mound があり、更にその内側に少なくとも 2 列の ice mound があって F16 に至る。第10次隊のアイスレーダー測定によれば、F16 の基盤高度はほぼ海拔 100 m であるが、そこに至る間に -460 m と -175 m の深い谷が存在するという。

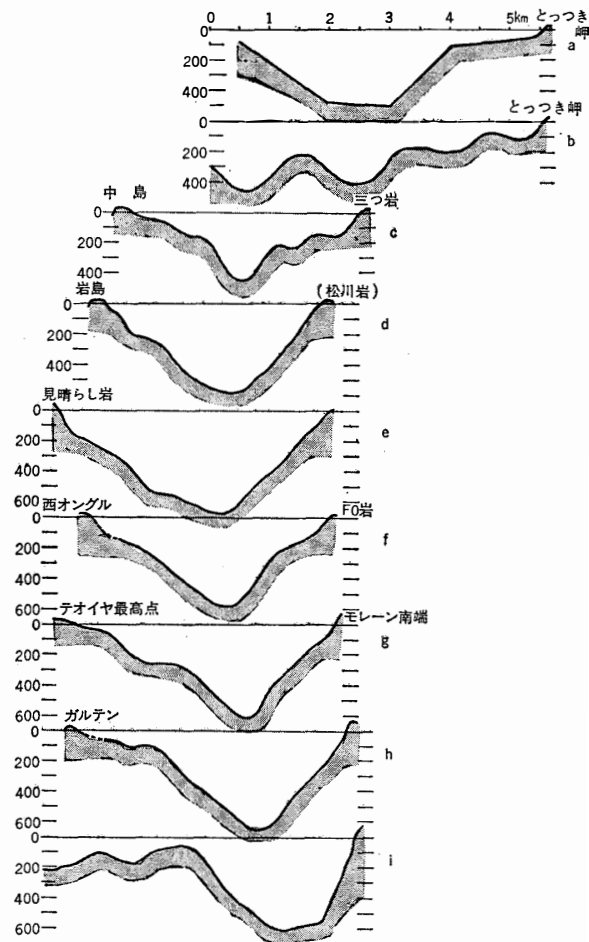


図 13 オングル海峡の海底断面 (位置は図11)

Fig. 13. Profiles across the channel of the Ongul Strait, shown in Fig. 11.

るために、それに適従して所々で多少括れるとともに、雁行した配列を呈する。つまり抵抗性の高い構造を横切る所では channel の幅と深度は小さく、抵抗性の小さな部分では幅の広い、水深 600 m 以上の谷となっている。

次に channel の形態を、氷上からの測深によって作った横断図 (図13) によって考察してみると、以下の特徴を認めることができる。

i) channel 横断形は、幅広い谷底を有する U 字形をなす部分 (a, e, i) もあるが、V 字形である場合もある (c, g)。後者は平面形が括れた場所にある。

ii) 谷底深度は大部分が 600~700 m であるが、括れの部分及び北部のとっつき岬付近ではこれより約 100 m 浅い。

iii) 両側の斜面は、一般にオングル諸島側よりも大陸側が急である。また水深 200~300

m にかなり広い棚があって、両側の棚を結ぶとかなり幅広い U 字状の谷形が得られる。深い channel はこれを更に刻み込んだ関係にある。

iv) オングル諸島側に 100 m 未満の浅い棚があるが、これは同諸島周辺でみられた一連の高まりに属するものである。

i), ii) の性質については、平面形の説明で述べた如く、channel を基盤構造への適従地形と解すれば説明がつく。しかし iii) の前段については、その由来を片理構造に東から働いた大陸氷の plucking によると単純に考えてよいのか、あるいは氷蝕される前の断層地形または河谷地形の面影を留めたものと解すべきか、いずれかであろう。海岸線に並走する類似の channel は、東南極大陸周縁で幾つか報告されているが (ZHIVAGO *et al.*, 1959; ZHIVAGO, 1961), その成因となると種々の意見がある。その 1 つは氷の荷重による氷期中の上下運動によるとする考え (VORONOV, 1959; BOKANENKO *et al.*, 1963), 第 2 は氷期前の断層谷またはそれに氷蝕が加わったとする説 (KOROTKEVICH, 1962), 更に大陸氷の plucking で説明しようとするもの等である。HOLTEDAHL (1958) は北半球における同様の channel (スカンジナビア, ラブラドル, アラスカ沖) に対して、氷期前の地殻運動 (断層) とその後の河蝕作用を重視し、これに氷期の氷蝕が加わったとして説明している。しかしながら、オングル海峡周辺では channel 方向の顕著な断層系はまだ報告されていない。むしろ片理構造に極めてよく適従した形態を有するので、氷期前の河蝕地形を一層強めるように働いた大陸氷の plucking を重視したい。しかし plucking だけでこれだけの深い channel を形成し得るだろうか、またもしそれがあり得るとしても、なぜこの場所にだけ形成されたのか等の疑問が残る。この疑問への解答はオングル海峡の channel じたいの底質その他の調査の外に、現に大陸氷下に存在する channel における氷の流動機構を研究することによって与えられるであろう。

Channel 断面の性質 iii) の後段についても不明な点がある。水深 200~300 m の幅広い谷は後でも述べる如く調査地域に普遍的に発達する glacial trough であるが、これとより深い channel との関係となると、両者が同時に形成されたものか、または 2 輪廻の河谷地形のように、前者の中に後者が刻み込まれたものか、2 通りの解釈がある。この点についてはもっと多数のデータから考察してゆきたい。

7. ラングホブデ山地周辺の海底地形

ラングホブデじたい地質構造によく適従した組織地形を示すが、その周辺海域もこれとよ

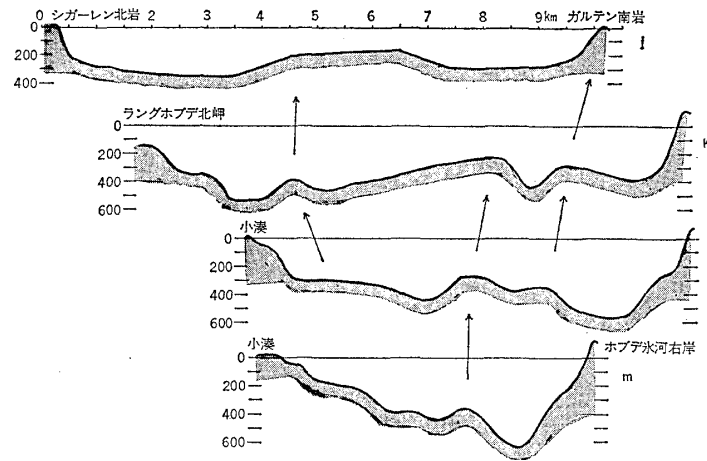


図 14 ラングホブデ氷蝕谷の横断面（位置は図11）

Fig. 14. Profiles across the glacial troughs of the Langhovde Glacier, shown in Fig. 11.

く似た起伏を有する。まずラングホブデ北側ではホブデ湾に水深 600m を越す深い channel があって、これが外方に延びて 3 本の放射谷に分岐する（図 11）。すなわち東から挙げると、大陸縁に沿って前記オングル海峡の channel に続くもの、北西に延びてガルテン・目印岩間に入り込むもの、ラングホブデ北岬をかすめてルンパの北側に続くものである。これらはいずれもラングホブデ山地の北方で 300 m 程度に浅くなった後、再び 400~500 m に深まり、更にもうその先で浅くなる。つまりその縦断面形はかなり顕著な波形を呈する。

次にこれらの横断面（図14）*をみると、ホブデ湾（l, m）では 600 m 以上の深い channel は大陸側に偏在し、ラングホブデ側には 200~300 m の広い棚があって、そこに平底型の浅い谷が刻まれている。前者がオングル海峡の channel と同じ系統に属することは、図でも明らかである。一方後者の棚に刻まれた平底型の谷は北西にゆくほど幅を増し、同時に浅くなる。ガルテン・目印岩間では幅が 2.0~2.5 km、深さが 250~280 m あるが、テオイヤ西方において消滅してしまう。また北岬から西へ延びる谷は、シガーレンの北で幅が約 3 km、深さが 300~350 m もあるが、ルンパ北方では 200 m 台の深さになる。したがって、この 2 本の平底型の谷は、大陸氷の流動方向に沿って大陸棚上に刻み込まれた典型的な glacial trough といえることができる。なお trough と trough とを隔てる高まりは、オングル諸島周辺に認められた 2 本の高まり（西オングル・ガルテン線とカルベン・目印岩線）の南方延長

* ホブデ湾を中心とするほぼ同心円上で画いた横断面。

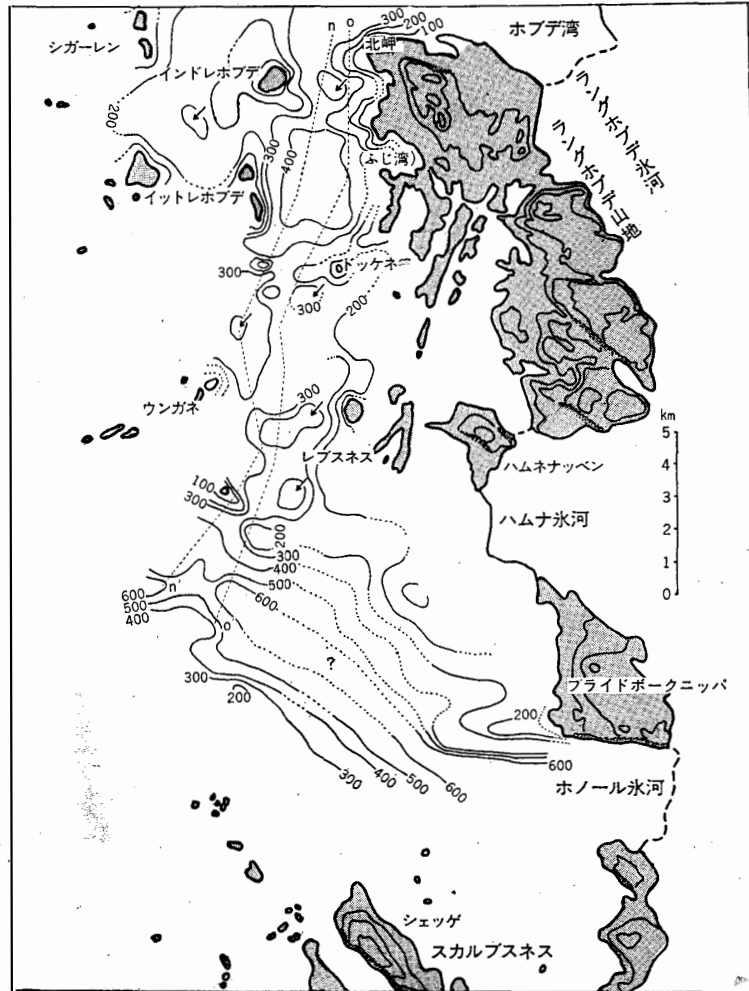


図 15 ラングホブデ山地西方の海底地形図

Fig. 15. Bathymetric chart west of the Langhovde Mountains.

であり、両者ともにホブデ湾の方に向かってしだいに深まっている*。

ラングホブデ以南では組織的な測深が行なわれていないので、全域を等深線で表現できない。しかし「ふじ」の連続的な測深記録を参考にすると、この海域の概観はほぼ得られる(図15)。この図から読みとれる主な特徴を上げるならば、次の通りである。

- i) ドッケネからレブスネスを巡ってブライドボーク西方まで広がる 200 m 未満の浅海底。
- ii) この浅海底の西側に沿ってラングホブデ北岬から南の方へ断続的に連なる水深 400 m 前後の depression。
- iii) ホノール氷河から西へ延びる水深 600 m 以上の狭長な glacial trough。

* i 断面では 100~200 m, ホブデ湾で 200~300 m の水深を示す。

以下これらについて順次記述する。

「ふじ」の測深記録紙によれば、レブスネスから南々西に延びる浅海底の西縁はかなり明瞭な急崖となっていて、その比高は 150 m 位である。この急崖線は基盤岩（花崗片麻岩）の片理構造に適従してつくられたものであることは、急崖線の内側に並走する陸上地形（ドッケネとその延長上の島々）から容易に推定できよう。特に注目されるのはハムナ氷河の前面に glacial trough₁が見当たらないことで、この点前面に深い glacial trough を有するラングホブデ氷河やホノール氷河とは全く違っている。

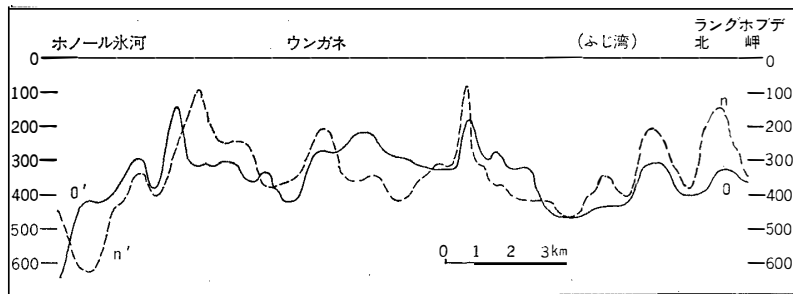


図 16 ラングホブデ山地に沿う海底断面（位置は図15）

Fig. 16. Longitudinal profiles along the coast of Langhovde, shown in Fig. 15.

浅海底の西側に沿って北々東—南々西に連なる depression は、いずれも 400 m 台の水深をもち、各々は浅海底の方から延びてくる水深 200 m 前後の高まりによって分断されている（図15-16）。個々の depression の形態は、東縁が比較的屈曲の少ない、急な斜面で限られているのに対し、西側はホブデ諸島付近に見られるように、depression より浅く（200m 台）、幅の狭い trough に移行している。ところで、ラングホブデ山地では、海岸の方に開いた圈谷状の凹地が多数見られるが、それらは同山地を構成する片麻岩類の片理構造の走向に並んでいる。その形態と配列の状態から、それらは東から及んだ大陸氷の差別的 plucking によって生じたと考えられるものだが、海底下の depression 地形もこれによく以ていることに注意する必要がある。また depression 列の一般方向も片麻岩類の片理構造の方向と完全に一致しているから、depression 地形は片理構造へ適従した氷蝕地形と見なしてもよいであろう。

しかしながら、なお 2, 3 の疑問が残る。その 1 つは、なぜこの線上にだけ depression が多数形成されたかである。それはあたかもオングル海峡の channel に対する疑点と同じである。第 2 は depression 列の北方への延びについてである。Depression 列の延長と思われる地形は、ラングホブデ北岬のすぐ北側にあり、更にガルテン南方にもオングル海峡の

channel から分岐する depression としてあり*, やはり北々東に並んでいる。しかしながらこの海域での地質構造(片理)はこの方向をとっていないように思われる。立見等(1959)によれば, ラングホブデ山地中南部で北々東-南々西の走向を示した片麻岩類の片理構造は, その北端において急に北々西-南々東の方向をとっている。そしてこの構造はそのままオングル諸島の構造(北微西-南々東)に続いている可能性があるからである。この点に関しては, 周辺の島々の地質調査が進んだ段階で, 更に検討する必要があるだろう。

Depression 列を分断する水深 200 m 前後の高まりは, 片理走向に沿うものもあるが, これとは全く別系統のものが多い。たとえばふじ湾からインドレホブデの南側に続く南下りの急崖がある。この急崖線はドッケネの付け根からラングホブデ山地中央部を斜めに横切る断崖と狭い凹地列に続く。すなわち同山地では片理構造に斜交する北西-南東方向の節理系がよく発達していて, これに適従した急崖や凹地列が多いが(図15), それらの海側への延長は depression の形態に少なからず影響していると思われる。

ホノール氷河前面の glacial trough はすこぶる規模が大きい。氷舌近くの深さは 700 m 近くあり, そこから狭長な谷が西方へ約 8 km 延びる。そこから先しばらくは測深データがないのでわからないが, 北西約 7 km にある水深 600~650 m の谷に続くのではないかと思う。この北西への方向は前述した節理系の方向でもあるが**, 大陸氷の一般的流動方向と同じ, かかる地質構造上の弱線の存在は, 規模の大きな glacial trough 発達の好条件となったと思われる。この glacial trough は更に西へ延びて, リュツォ・ホルム湾中央部にある trough に合流している可能性が強い(図1)。ホノール氷蝕谷の南側は, シェッゲやその先端の島嶼群の分布からみて, 一般に浅いように思われる。

8. 浅海底と氷蝕谷との関係

「ふじ」の測深記録紙によれば, ホノール氷蝕谷においても 600 m 以深の狭長な谷底の両側に, 水深 400 m 前後と 200 m 未満の棚が認められた。この棚はオングル海峡の channel とラングホブデ氷蝕谷の中でも認められた。またラングホブデ西側では, 200 m 未満の浅海底が広く分布するとともに, 400 m 台の水深に depression 底が揃っていることが知られた。このような海底深度の斉一性は, とかく不規則な起伏を呈することの多い被氷蝕地域にあって注目すべき事柄である。そこでこの点に関するこれまでの記載を整理して, 要約的

* これらの depression はホブデ湾から延びてくる glacial trough の, 特に深い部分となっている。

** ブライドボークニッパおよびシェッゲ南面の急崖もこの系統に属する。

な考察を試みてみる。

水深 200 m 未満の浅海底は、大陸に近い所では氷蝕を受けて比高 100 m 位の波状起伏を示すが、起伏の高まりには割合定高性が認められる。オングル諸島西南海域では高まりの頂部は 100 m 前後の水深にあるが、それが沖に向かって徐々に深まり、やがて起伏の少ない平坦な大陸棚に移行する（図 12）。このような海底起伏の定高性は、氷期における氷蝕によってもたらされたとは考えにくい。なぜなら定高性は大陸に近いほどかえって不鮮明であるからである。現在のリュツォ・ホルム湾沿岸の露岩地域では、著しく定高性のある平坦面がみられる。それは海拔 50 m 以下の、小起伏をもった平坦面であり、オングル諸島等の島嶼のみならず、ラングホブデヤスカルプスネス地区にも広く発達する。これらに対して、小嶋（1963）は氷期前の陸上侵蝕によって形成されていた山麓面から出発したものであると解釈している。性急な結論は禁物だが、浅海底にみられる定高性もやはり氷期前につくられていた侵蝕平坦面（河蝕または海蝕の）を原型とするものではないかと思われる。

大陸に近い所で前後の水深を示すのは、depression または更に深い channel 側壁上の棚である。前者はもちろん、後者も channel 両側の棚を結べば、幅の広い平底型の谷底を示し、典型的な glacial trough の形態を備えている。この trough は大陸から遠ざかるにつれて、波状の縦断面をなしながら浅くなる。島嶼周辺海域では前記浅海底の波状起伏面中の凹地部をなし、水深は 200 m 程度となる。そしてやがて消滅する。このような形態と配列のパターンからみて、大陸近くでの 400 m 面は前記の浅海底平坦面に刻み込まれた glacial trough の底とみることが出来る。この刻み込みは片麻岩類の種々な構造（片理、節理）に極めてよく適従して行なわれているが、氷期前の地形との関係、つまり刻み込みが氷期前の河谷地形または構造谷に必従したものかどうかについてはわかっていない。

最後に 600 m 以深の狭長な depression について、特にラングホブデおよびホノール氷河前面のものは、地質構造上の弱線に沿って特別に深く scouring されて生じたものと理解できる。しかしながらオングル海峡の channel については、大陸氷の plucking によってその流動方向と直交して形成されたものか、または当時の大陸氷の流動したいが channel 方向だったのか、いずれとも決めがたい。なお内尾（1966）は“昭和基地付近の海底の凹み”に対して、LISITZIN 等（1960）の意見を汲んで断層によって生じたとしている。しかしながら、問題の channel は LISITZIN 達がいうような大陸斜面に直接連続するものでもなく、また channel 周辺に同方向の断層構造も発見されていないので、この断層谷説を軽々に採用することはできないと思う。

9. 結 語

以上を総括して結語とする。

1) 北の浦の海底は水深 20~50 m の波状起伏をなし、それらは南北性と東西性の 2 方向に配列する。前者は片麻岩類の片理構造に、後者は節理系に適従した氷蝕地形である。この点東オングルの陸上地形に全く似ている。なお、現汀線から水深 20 m まで急に深まっている理由については、氷蝕、海蝕いずれとも決めがたい。

2) 調査地域では水深 200 m 未滿に、割合定高性のある浅海底が広くみられるが、これは氷期前にあった侵蝕平坦面を原型としたものと思われる。浅海底は大陸に近い所ほど大陸氷の氷蝕によって大きな起伏を与えられているが(水深 400 m の trough)、大陸から遠ざかるにつれて徐々に深まり、同時に起伏が少なくなる。氷期の大陸氷が及ばなかったためか、glacial drift の堆積によるためであろうが、その境目は現在の大陸氷縁から約 20 km 沖合である。

3) 浅海底を刻んだ氷蝕作用は、基盤構造(片理、節理)へ極めてよく適従している。roche moutonnée の連なりともいうべき海底の高まりと、幅の広い glacial trough とは、基盤構造のほぼ直交する 2 つの方向に沿って並ぶ。

4) 大陸近くに発達する上記の glacial trough の中に、水深 600 m を越す狭長な channel が 3 つ発見された。ラングホブデ氷河とホノール氷河前面のものは、海岸線に斜交する構造上の弱線に沿ってよく発達する。しかし、これらがより浅く幅広い glacial trough (400 m 前後の)と同じ時期に形成されたのか、全く形成時期を異にしているのかについては、今のところこれを知るデータがない。

5) オングル海峡の channel は特によく調べられた。これは巨視的には海岸線に並走するといえるが、細かくみると片理構造をよく反映した形態を備えている。そしてこれに隣接する大陸氷の下にも、これに似た基盤起伏がかくされているらしい。ラングホブデもこの系統の山地であるが、かかる大きな起伏は氷蝕営力のみでは説明し難い。氷期前にあった起伏に氷蝕が加算したものとみるべきであろう。なおこの channel の成因を断層運動をもって説明する考えもあるが、channel 周辺では同じ方向の断層系は発見されておらず、また大陸斜面まで直接続くほど大きなものではない。

6) 最後に本研究において特に痛感されたことは、これまでの測深データの位置に誤差の多いことである。これには、目標とした島の位置が不正確であること、氷海中の航速が不規

則であること等が影響しているが、最大の原因は湾内における位置測定法の規準が確立されていないためである。湾内に地文航法の基準点を早急に設置すること、それにもとづくしっかりした位置決定規準の確立が望まれる。

文 献

- BOKANENKO, L. I. and Yu. N. AVSYUK (1963): Subglacial relief and thickness of the Lazaref Ice Shelf. *Inf. Bull. Sov. Antarct. Exped.*, **5**, 55-58 (English ed.).
- FUJIWARA, K. (1964): Preliminary report on the morphology of the inland ice sheet of the Mizuho Plateau, East Antarctica. *Antarctic Rec.*, **23**, 1-11.
- 藤原健蔵 (1962): クック岬調査報告. 第5次越冬報告, 117.
- 藤原健蔵 (1969): 基地周辺の状況, 第9次越冬報告, 41.
- HOLTEDAHL, H. (1958): Some remarks on geomorphology of continental shelves off Norway, Labrador and Southeast Alaska: *J. Geol.*, **66**, 461-471.
- HOLTEDAHL, O. and H. HOLTEDAHL (1961): On "Marginal channels" along continental borders and the problem of their origin. *Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala*.
- KIZAKI, K. (1964): Tectonics and petrography of the East Ongul Island, Lützow-Holm Bukt, Antarctica. *JARE Sci. Rep., Ser. C*, **2**, 1-24.
- KOROTKEVICH, Ye. S. (1962): The Intra-shelf trench in East Antarctica. *Inf. Bull. Sov. Antarct. Exped.*, **4**, 322-324 (English ed.).
- 小崎 尚 (1963): 昭和基地付近, 露岩地域の地形. 南極資料, **20**, 61-74.
- LISITZIN, A. P., and A. V. ZHIVAGO (1960): Marine geological work of the Soviet Antarctic Expedition, 1955-1957. *Deep-Sea Res.*, **6**, 77-87.
- MAL'TSEV, V. N. (1963): Hydrographic exploration of the Molodezhnaya Station region. *Inf. Bull. Sov. Antarct. Exped.*, **5**, 41-43 (English ed.).
- SHEPARD, F. P. (1931): Glacial troughs of the continental shelves. *J. Geol.*, **39**, 345-360.
- SATO, T. (1964): Submarine topography and several bottom sediments around Prince Olav and Prince Harald Coasts, Antarctica. *Antarctic Rec.*, **21**, 1-11.
- 立見辰雄・菊地徹 (1959): 南極昭和基地付近の地学的観察(その2). 南極資料, **8**, 1-21.
- 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.
- VORONOV, P. S. and Yu. A. KRUCHININ (1959): Brief physiographic description of the Lazarev Station region. *Inf. Bull. Sov. Antarct. Exped.*, **12**, 33-37 (English ed.).
- YOSHIDA, Y., S. MURAUCHI and K. FUJIWARA (1964): Submarine topography off the Kronprins Olav Kyst. *Antarctic Geology*, 710-714. North Holland Publishing Co., Amsterdam.
- YOSHIDA, Y. (1969): Echo-sounding of ice-covered waters from surface of ice. *Antarctic Rec.*, **34**, 14-22.
- 吉川虎雄・戸谷 洋 (1957): 第1次南極観測隊地理学部門報告. 南極資料, **1**, 1-13.
- ZHIVAGO, A. V. and A. P. LISITSIN (1957): New data on the bottom relief and marine sediments in East Antarctic seas. *Izv. Akad. Nauk SSSR, Ser. Geogr.*, **1**.

ZHIVAGO, A. V. (1961): Bottom geomorphology of the Antarctic Ocean. XIX Mezhdunar. Geogr. Kongr. v Stokgol'me. Moscow, Izv. Akad. Nauk SSSR.

(1971年3月22日受理)