

## セールロンダーネ山地西部の地形と後期新生代の氷床変動

森脇喜一<sup>1</sup>・平川一臣<sup>2</sup>Glacial Landforms and Late Cenozoic History of  
The Western Sør-Rondane MountainsKiichi MORIWAKI<sup>1</sup> and Kazuomi HIRAKAWA<sup>2</sup>

**Abstract:** The western Sør-Rondane Mountains with the exception of several high peaks were once covered by the ice sheet. The mountains are in some places covered with tills weathered in various degrees. Heavily weathered ground including Pliocene till is found on flat-topped surfaces of the mountains and glacial benches about 100 m higher than the present ice surface. Heavily weathered ground is found also in an ice-free valley, bottom of which is lower than surrounding ice surface. Tills of the early to middle Pleistocene are small in quantity, and form only small lateral moraines on the mountain flanks about 100 m higher than the present ice surface. Since the late Pleistocene, supraglacial tills have formed moraine fields around the mountains less than 10 m above the present ice surface. The Pliocene temperate ice sheet produced, transported and deposited a large quantity of tills, and eroded the valley systems dividing the mountains into several blocks. The ice sheet shrank and most part of the mountains emerged from ice by the latest Pliocene. The lowest level of the ice sheet during this deglaciation was probably lower than that of the present day. The temperate ice sheet changed into cold one probably in early Pleistocene, and re-advanced up to about 100 m higher than the present ice surface. Subsequently, the ice sheet retreated again to about 10 m higher than the present level by several tens of thousand years ago. Then, notable fluctuation of the ice level has not occurred. The occurrence of a warmer environment is suggested by large crystals of gypsum grown in lakes during the last deglaciation period, though it is not clear whether the ice surface was lower than the present.

**要旨:** セールロンダーネ山地西部には大規模な氷食地形が発達し、風化度の異なる氷河堆積物に覆われるところが少なくない。表面が著しく風化した鮮新世のティルは現氷床上 100 m 以上の山頂平坦面や氷食ベンチ上にみられるが、一部は現氷床表面より低いドライバレーにも存在する。鮮新世のティルの多くは最大 100 m にも達する厚いティルである。山頂平坦面や氷食ベンチは、ティルに覆われていない部分もまた著しく風化している。更新世前～中期と推定されるティルは少量で、現氷床上約 100 m の山腹に小規模なラテラルモレーンを形成しているにすぎない。更新世後期以後のティルは氷河上ティルで、現氷床表面上 10 m 以下にモレーン原を形成している。鮮新世の氷床は温暖氷河で、大量のティルを生産し氷食谷を形成して山地をいくつかの山塊に分割した。かつて山地の大部分を覆った氷床は鮮新世中期後大きく後退し、鮮新世末期には現在見られる山塊を氷床上に出現させた。この後退期に最も後退した氷床表面は現在のそれより低くなったと推定される。更新世になって寒冷氷河となった氷河が再進出して、小規模なラテラルモレーンを形成

<sup>1</sup> 国立極地研究所. National Institute of Polar Research, 9-10, Kaga 1-chome, Itabashi-ku, Tokyo 173.

<sup>2</sup> 東京都立大学理学部. Department of Geography, Faculty of Science, Tokyo Metropolitan University, Minami-Osawa 1-chome, Hachioji-shi, Tokyo 192-03.

した。その後、氷床は衰退して数万年前までに現在とほぼ同レベルに至り、以後顕著な氷床変動はないらしい。最後の後退期に氷床表面が現在より低くなった時期があったかどうかは判らないが、現在より温暖な環境があった。

## 1. はじめに

グリーンモードランドの海岸から 200–400 km 内陸には、山地が東西方向に約 2000 km にわたって断続的に連なる。セールロンダーネ山地はその東部に位置する。現在の氷床は、セールロンダーネ山地南方の海拔 3000 m にも達するナンセン氷原 (Nansenisen) から、山地の南縁付近における比高 300 m 以上の氷崖ないし急傾斜部を経て、北方の海拔 1400 m 以下の氷原へと低下する。山地はいくつもの山塊からなり、その間を溢流氷河が流出する。氷崖以北では、氷床は一般的に北に向かって徐々に高度を下げるが、山塊の北および西側には裸氷帯が発達し、局地的に山塊に向かって表面高度が下がるところが少なくない。山地は大規模な溢流氷河であるバード氷河 (Byrdreen) とグンネスタ氷河 (Gunnestadbreen) によって、東部、中央部、西部山地に分けられる (図 1)。

セールロンダーネ山地の地形学的・氷河地質学的調査は、ベルギー隊によって最初に行われた。VAN AUTENBOER (1964) は地形と氷床の形態について記載し、次のように解釈した。すなわち、氷床はかつて現在よりはるかに拡大して山地の大部分を覆っていた。その後、少なくとも 1 回の縮小・拡大があったが、現在はほぼ平衡状態にある。緩やかな傾斜の氷食地形を垂直な崖や急峻な尖塔に変えたのは、主として周氷河作用であるが、現在その働きが遅いことから、かつて現在とは異なった気候環境下にあったか、最終氷期以前に相当長い周氷河作用が働いた期間があったと推定した。

その後 1985 年から、日本南極地域観測隊 (JARE) はセールロンダーネ山地のより詳細な地形調査や空中写真撮影・測地観測・地質調査を始めた (森脇ら, 1985)。IWATA (1987) は西部山地において、斜面を 7 つの範ちゅうに分類して地形分類図を作成し、そこに発達する岩屑に被覆された直線状斜面 (debris-mantled rectilinear slope) は、長期にわたる周氷河作用によって地質構造に支配されて形成されたと考えた。また、氷床から解放された後に形成された地形の発達程度から、山地は西部がより早く解放されたと推定した。ANIYA (1989a), HAYASHI and MIURA (1989) は東部山地を調査し、その山地がかつて完全に氷床に覆われていたこと、ほかの地域よりかなり遅れて氷床から解放されたことを明らかにした。MATSUOKA *et al.* (1988, 1990) は中央部山地において、現在は周氷河環境下にあるが、大部分の場所は地中の水分が少ないため凍結作用による地形変化は顕著でないことを実測した。HIRAKAWA *et al.* (1988), HIRAKAWA and MORIWAKI (1990) は中央部山地において、過去の最拡大期には氷床は現在より 400 m 以上厚かったと推定した。NISHIZUMI *et al.* (1991) は、JARE-27 で採取された岩石 (森脇ら, 1986) を用いて、宇宙線照射によって生産された放射性元素 ( $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ) を測定し、セールロンダーネ中央部は遅くとも 300 万年前以前に最初に

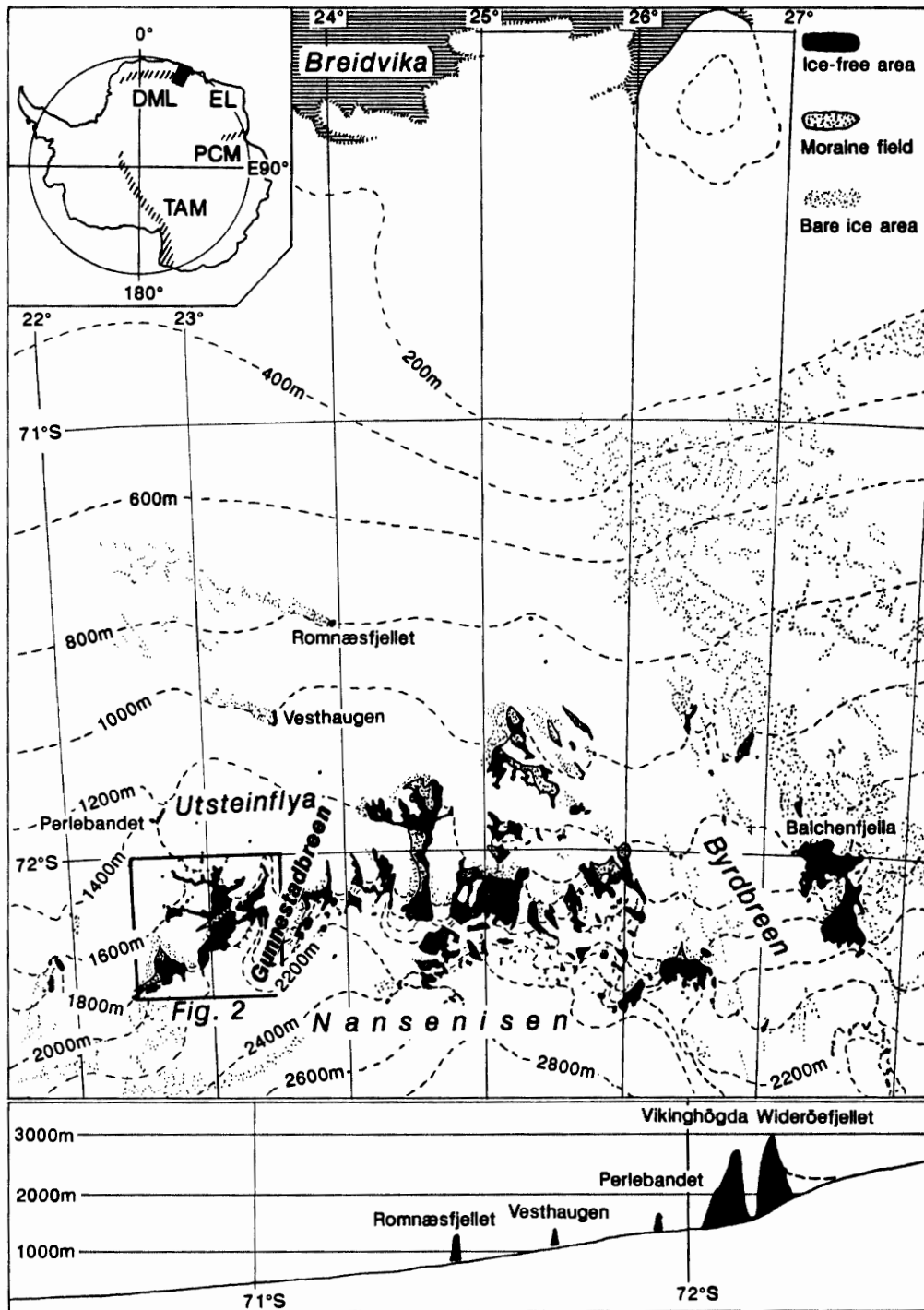


図 1 セールロンダーネ山地と東経 23° 線に沿う地形断面. Fig. 2 は研究対象地域.  
 Fig. 1. Location map of the Sør-Rondane Mountains and a longitudinal profile along 23°E. DML: Dronning Maud Land, EL: Enderby Land, PCM: Prince Charles Mountains, TAM: Transantarctic Mountains. Thick tills are reported from these regions.

氷から解放されたという結果を得た. MORIWAKI *et al.* (1991) はティルの風化度を 5 段階に分け, NISHIZUMI *et al.* (1991) の得た放射年代にもとづいて, それぞれのおおよその年代

表 1 ティルの風化階ていと推定露出年代 (MORIWAKI *et al.*, 1991)  
 Table 1. Weathering stages, estimated exposure ages and relative height of tills above the present ice surface (quoted from MORIWAKI *et al.*, 1991).

Stage	Weathering characteristics of surface gravel	Landform	Maximum height above the present ice surface	Estimated exposure age	
1a	Mostly composed of fresh gravels, containing few stained gravels.	Thin moraine field on the ice	5 m	< 5 × 10 <sup>5</sup> yrs. ago	Holocene
1b	Mainly composed of fresh gravels, containing stained, cavernously weathered and somewhat crumbled gravels up to 40%	Thin moraine field on the ice, partly on the foot of mountain	30 m	< 0.25 Ma	
2	Mainly composed of stained gravels without cavernously weathering and crumbling. Containing a few fresh, cavernously weathered or somewhat crumbled gravels.	Small lateral moraine on the mountain flank	100 m	< 1 Ma	Pleistocene
3	Mainly composed of stained gravels with cavernously weathering and crumbling. Containing few or no fresh gravel.	Lateral moraine, thick moraine field on the mountain	420 m	1-3 Ma	?
4	Mainly composed of distinctly stained and somewhat crumbled gravel. Containing completely crumbled gravels.	Lateral moraine, thick moraine field on the mountain	600 m	3-4 Ma	Pliocene

を推定し (表 1), セールロンダーネ山地中央部における最拡大期以降の氷床変動を論じた。すなわち, 400 万年前以降氷床は大きく衰退したが, 100 万年前頃に現在より約 100 m 高いレベルで氷床が安定した時代があったと推定した。なお, 表 1 に示したティルの Stage は, 大気下で進行した風化の階ていであるので, ティルが生産され, 堆積した時代は Stage で表される年代以前である。

我々は, JARE-22, 28 で撮影された空中写真と, JARE-26 で得られた測地データとから, 西部山地のビーデレー山 (Widerøefjellet), ビーキングヘグダ (Vikingshøgda), タンガーレン (Tanngarden), オットーボルヒグレビク山 (Otto Borchgrevinkfjellet), ニルスラルセン山 (Nils Larsenfjellet) の 1:25000 地形図を作成するとともに, 空中写真判読による予察図を作成し, 1988-89 年の夏季 (JARE-30) に地形調査を実施した (森脇ら, 1989)。

## 2. 西部山地の地形と風化

調査地域は, 溢流氷河やドライバレーによって隔てられたいくつかの山塊からなる。ニルスラルセン山とビーデレー山は, 南から北に流れる内陸氷をせき止める形で, 南西-北東に配列している。また, オットーボルヒグレビク山とビーキングヘグダの山列, およびタンガーレンは, それぞれ西南西-東北東および東西に配列し, 氷床の一般的な流動方向とはほぼ直交している (図 2)。

### 2.1. ニルスラルセン山とマケットクナウサネ (Maquetknausane) (図 3)

ニルスラルセン山とマケットクナウサネは平坦面が発達した山塊で, その南部はなお氷床

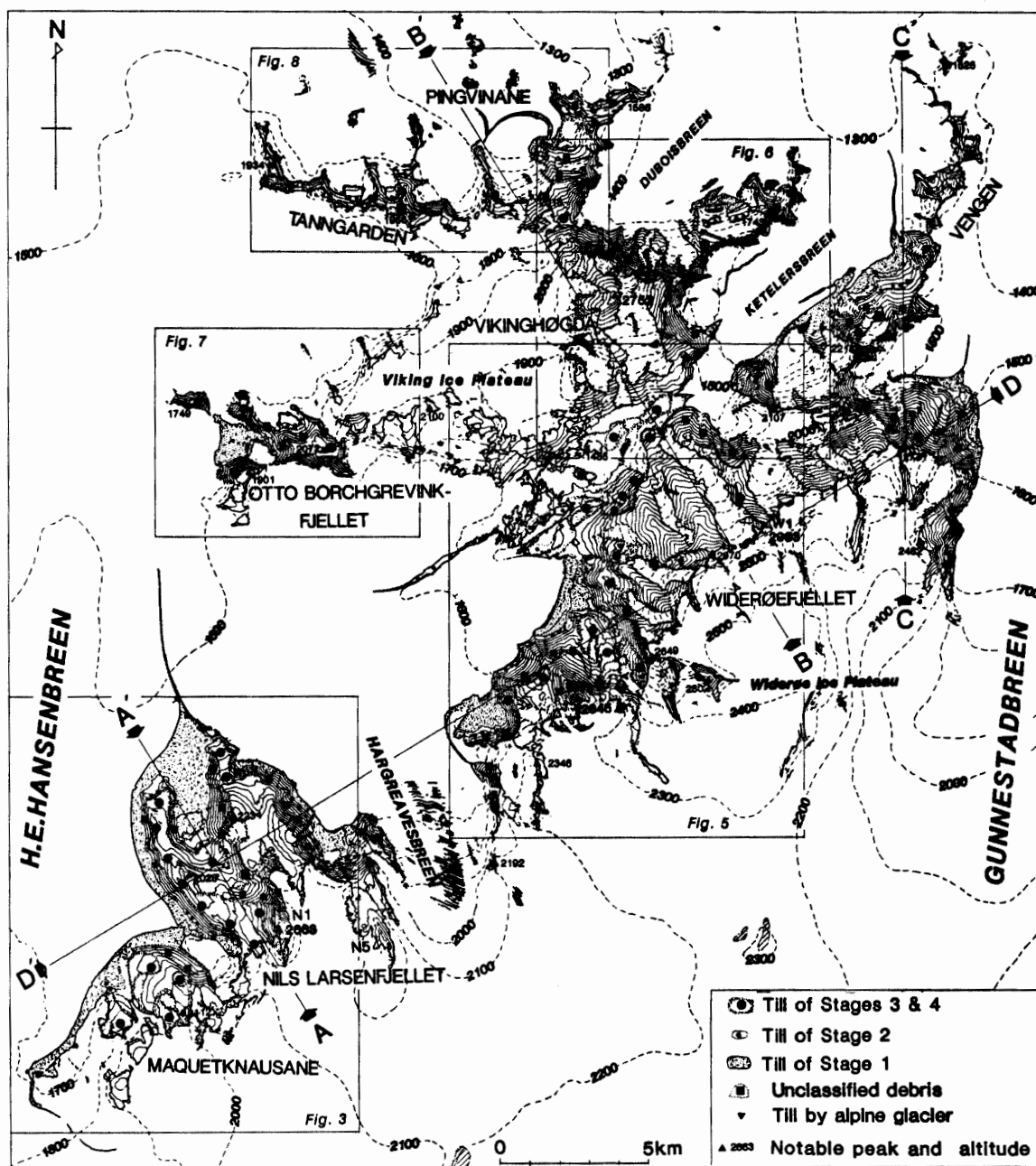


図 2 研究地域の岩屑分布. A-A', B-B', C-C', D-D' は図 9 の断面位置を示す。  
 Fig. 2. Map showing distribution of debris in the study area and areas of more detailed mapping. A-A', B-B', C-C' and D-D' show locations of profiles in Fig. 9.

に覆われている。両山塊はかつての溢流水河で分断されるが、その氷河は衰退して現在では圏谷氷河をなす。ニルスラルセン山塊は東西を急斜面で切られているが、緩く北方に傾斜し、マケットクナウサネ山塊は緩く西方に傾斜して、ともに著しく風化したティルを載せており、かつて氷床に覆われていたことを示している。ニルスラルセン山塊には平坦面から突出したいくつかの山 (N1-N4) がある。その最高峰 N1 (2663 m) は、両側が氷食された急斜面

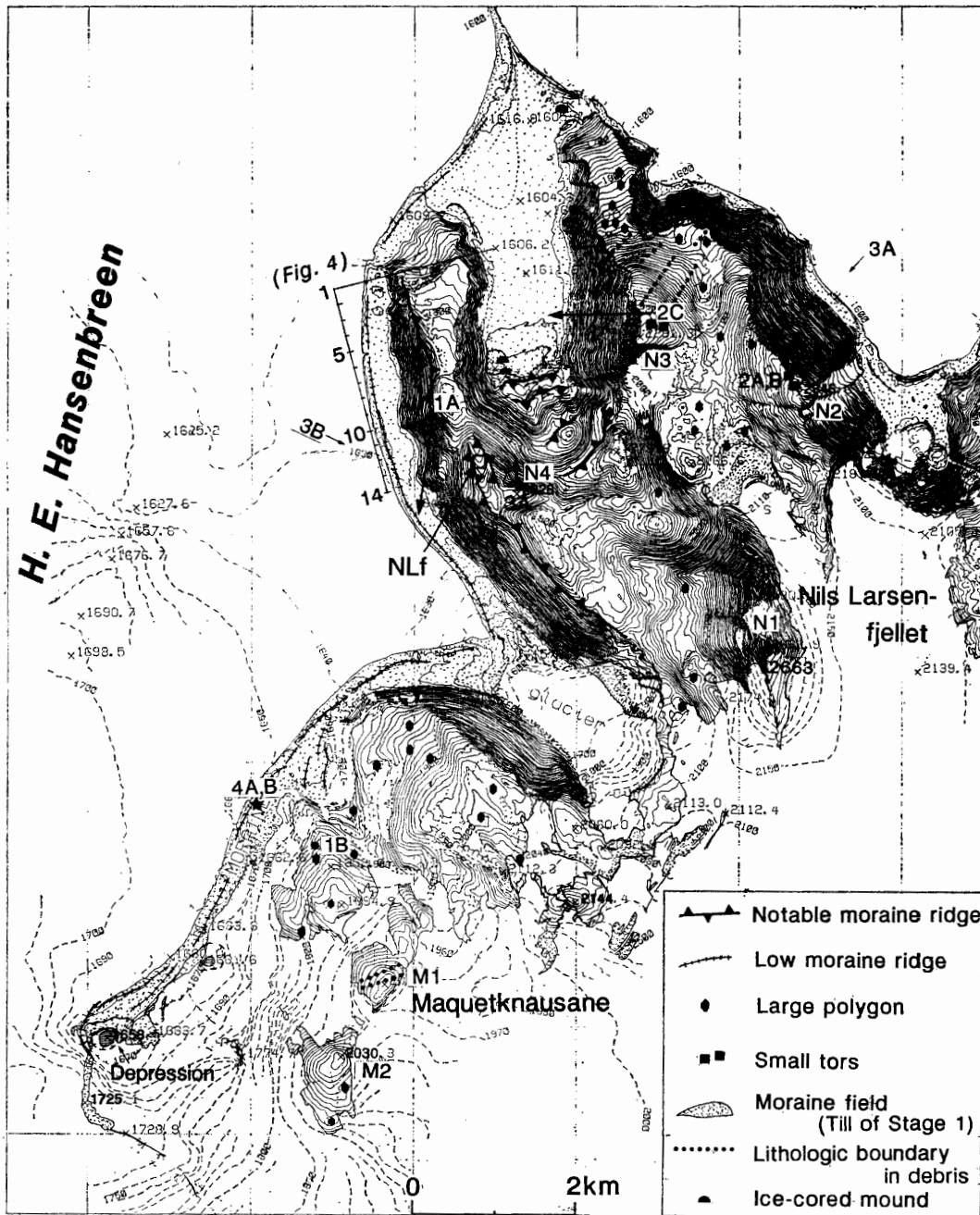


図3 ニルスラルセン山とマケットクナウサネ。星印は石こうの結晶破片の位置，1A-4Bの番号はPlate撮影の位置，NLfはティルの風化度測定地点を示す。N1-4，M1，2は本文で触れた山。

Fig. 3. Nils Larsenfjellet and Maquetknausane. Star: Locality of fragments of largely crystallized gypsum. 1A-4B: Number of Plate. N1-4 and M1-2: Peaks and round hills. NLf: Point of measurement of weathering of till (MORIWAKI et al., 1991).

よりなる南北に延びるナイフリッジの山で、その西斜面の下半部は薄い岩屑で覆われている。

平坦面は、ティルに覆われるところと、基盤岩の岩種や構造をそのまま示す現地成の破碎

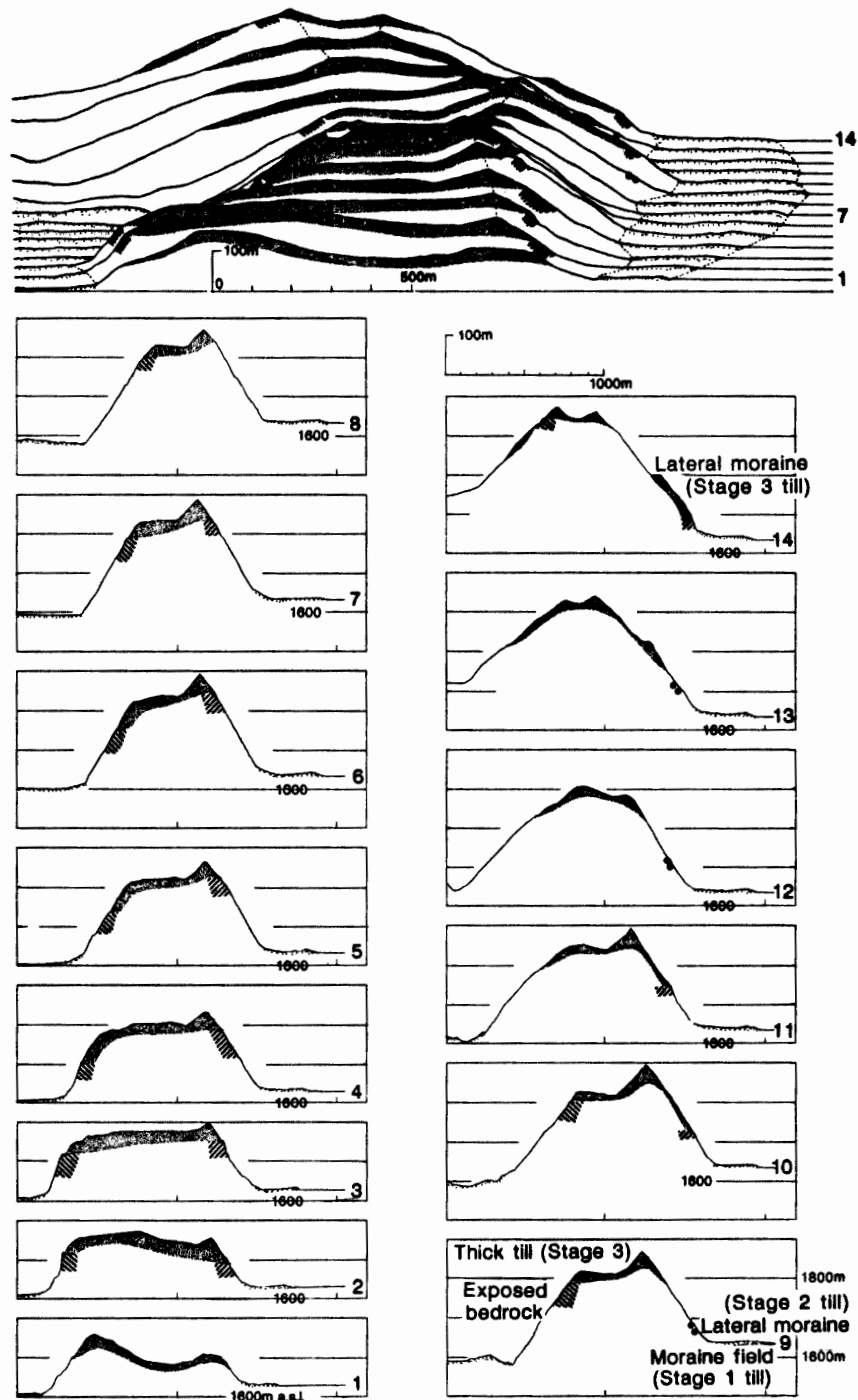


図 4 ニルスラルセン山西稜の地形断面。断面位置は図 3 に示した。  
 Fig. 4. Cross profiles of the western ridge of Nils Larsenfjellet. Localities are shown in Fig. 3.

岩層で覆われるところとからなるが、いずれも著しく風化している (Plate 1A)。地表面は、しばしば細粒物が風で除去されてデザートペイジメントをなし、一般に赤っぽい (最高 2.5YR6/8)。岩層の割れ目や底面にはしばしば 2 次塩 (secondary salt) が析出している。塩

の大部分は硫酸塩で、特に石こう ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) が一般的である (HAYASHI and MIURA, 1989; MATSUOKA, 1991). MATSUOKA (1991) は、また、テナルダイト ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) やエブソマイト ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ) がセールロンダーネ山地の比較的暖かい場所や古い土壤に析出することから、ナトリウム塩やマグネシウム塩の溶解には、長期間か暖かい環境が必要であることを示唆した。デザートペイブメントの下はどこでもシルトからコブルの混在した土壤断面をなし、土壤断面の 5–10 cm 深に塩の集積層が認められる (Plate 1B). ニルスラルセン山の、平坦面から突出する円頂丘 N4 (2028 m) の頂部もデザートペイブメントをなすが、ペイブメントの下は 20 cm 以上の深さにわたって、黄色 (2.5Y6/6) のシルトサイズの細粒物に礫が混じった状態となっている。細粒物は基盤岩の風化生成物で、こうした土壤断面は基盤岩風化の極限に近い状態を示すとされる (CAMPBELL and CLARIDGE, 1987; Plate 5B). 表 1 のティルの風化ステージに対比すれば Stage 4 かそれより古いであろう。マケットクナウサネ南部の 2 つの円頂丘 (M1, M2; Plate 1A) も基盤岩の破碎岩屑で覆われているが、それらの大部分は新鮮である。この円頂丘はともに南の氷床からの比高も 20 m と小さく、南東からの卓越風による飛雪にさらされている。こうした湿った環境下では、凍結破碎作用が新しい岩屑を現在も生産しているのかもしれない。

ニルスラルセン山塊の平坦面上の山 (N2, N3) の東面する風衝斜面には、30–100 cm の高さの小さなトアが無数に形成されている (Plate 2A, 2B). ここでは風化で生じた細粒物やまれにはペブルも東の卓越風で吹き払われる (VAN AUTENBOER, 1964). トアの高さは場所ごとによく揃っている。

平坦面上のティルは、現氷床上 90 m 以上の基底面の上に最大 100 m 以上の厚さで堆積し、ニルスラルセン山の西端部では顕著なモレーンリッジをなす (図 4, Plate 2c). ティルの基底面が平坦面を取り巻く急斜面ないし崖で切られているところでは、基盤上のティルの側面は安息角の斜面をなす。このことは、基盤岩がティル堆積後の氷河作用でさらに侵食されたことを示唆する。平坦面で風化度を測定したティルは Stage 3 と判定した (MORIWAKI *et al.*, 1991; 表 1). 平坦面を切る斜面には、同様の風化度を示すティルが現氷床上 150–200 m の高さに顕著なラテラルモレーンをなすところがある (図 4).

平坦面を取り巻く斜面の大部分は、頂部の自由面 (free face) とその下の岩屑で覆われた傾斜 30–37° の急斜面からなる。岩屑が下方に移動していることは、斜面上の重力方向の縞模様から推定できるが、斜面基部に崖錐などの堆積地形は見られず、自由面からの岩屑供給量とその移動量がきわめて小さいことを示している。現氷床上約 100 m の斜面下部には、氷床表面とほぼ平行する小規模なラテラルモレーンが形成されている (Plate 3A, 3B). このラテラルモレーンをなすティルは、その氷床からの比高と風化度から、セールロンダーネ中央部の Stage 2 のティルに相当する (表 1). ニルスラルセン山中央部と西部の、平坦面の一部をなす 2 つの平頂尾根に挟まれた湾入には、上記の小規模なラテラルモレーンとほぼ同じレベ



ルのターミナルモレーンと不明瞭なラテラルモレーンとが存在する。これらは南方に高度を下げながら湾曲しており、これらを形成した氷河が北方からここに侵入したことを示唆する (Plate 2c, 3c).

これらのモレーンより低位の広大なモレーン原が、ニルスラルセン山とマケットクナウサネの山塊を縁どって分布する。モレーン原は、下の氷の流動に応じた比高数  $m$  の流線模様をなすリッジと溝からなり、氷河上ティル (supraglacial till) から成ることを示している。現氷床との比高がほとんどないこのモレーン原は (図 4)、やや風化してかなりの着色礫を含んでおり、Stage 1b に相当する (表 1)。山塊の基部に近いモレーン原に、5-7 m の高さのティルのマウンドが数個存在する (Plate 3C)。これらが氷核マウンド (ice-cored mound) であることが重力測定の結果から推定されたが、ピンゴであるのか氷核をもつモレーンの名残であるのかは不明である。モレーン原の最外縁部は新鮮な礫からなり、Stage 1a に当たる。

マケットクナウサネの西のモレーンリッジは、Stage 1b と外縁部の Stage 1a のティルからなる。その外縁部には、石こう (gypsum) の半透明の大きな結晶の破片 (数 cm-10 cm; Plate 4A, 4B) がところどころに散在している。そのモレーンの南端部には、長径 20 cm 以上の巨大な石こうの結晶が析出している (藤田秀二: JARE-29 の個人的談話)。ニルスラルセン山から北方に延びる細長いモレーンからも石こうの結晶が発見されている (VAN AUTENBOER, 1964)。このような半透明の巨大結晶が大気下で形成されることはあり得ず、水中で成長したことは明らか (松本源喜: 大妻女子大学の個人的談話) で、かつて  $\text{Ca}$  イオンと  $\text{SO}_4$  イオンを含む湖が近くに存在したと推定される。マケットクナウサネの南西部とモレーンリッジとの間には、直径 800 m、深さ 20 m ほどの円形の顕著な氷の凹地があって、現在は最低部に直径 250 m の凍結湖があるが、これがかつての湖の名残である可能性が高い。

構造土は岩屑原の多くの場所でみられる。厚さが薄く、表層の岩屑直下に氷があって夏季には湿った環境となる Stage 1 のティルには、現成とみられる直径 1 m または 5-10 cm の円形または多角形の構造土が発達している。Stage 3 のティルのような著しく風化した岩屑原には、直径 5-10 m の大きな構造土が発達するが、現在活動しているか否かははっきりしない。

## 2.2. ビーデレー山とビーキング谷 (図 5)

ビーデレー山とビーキングヘグダの間に幅約 3 km のドライバレーがある。これをビーキング (バイキング) 谷と仮称する。

ビーデレー山は、その東西側面をそれぞれグンネスタ氷河とハーグリーブズ氷河 (Hargreavesbreen) の氷食による急斜面で切られた山塊で、海拔 2761 m から 2993 m までの高峰が連なる南西-北東方向の主稜線をもつ (図 2)。これらの高峰は、南面する崖と北面する緩斜面よりなる非対称地形をなす (Plate 2A)。北面緩斜面は海拔 2000 m 前後で末端をビーキン

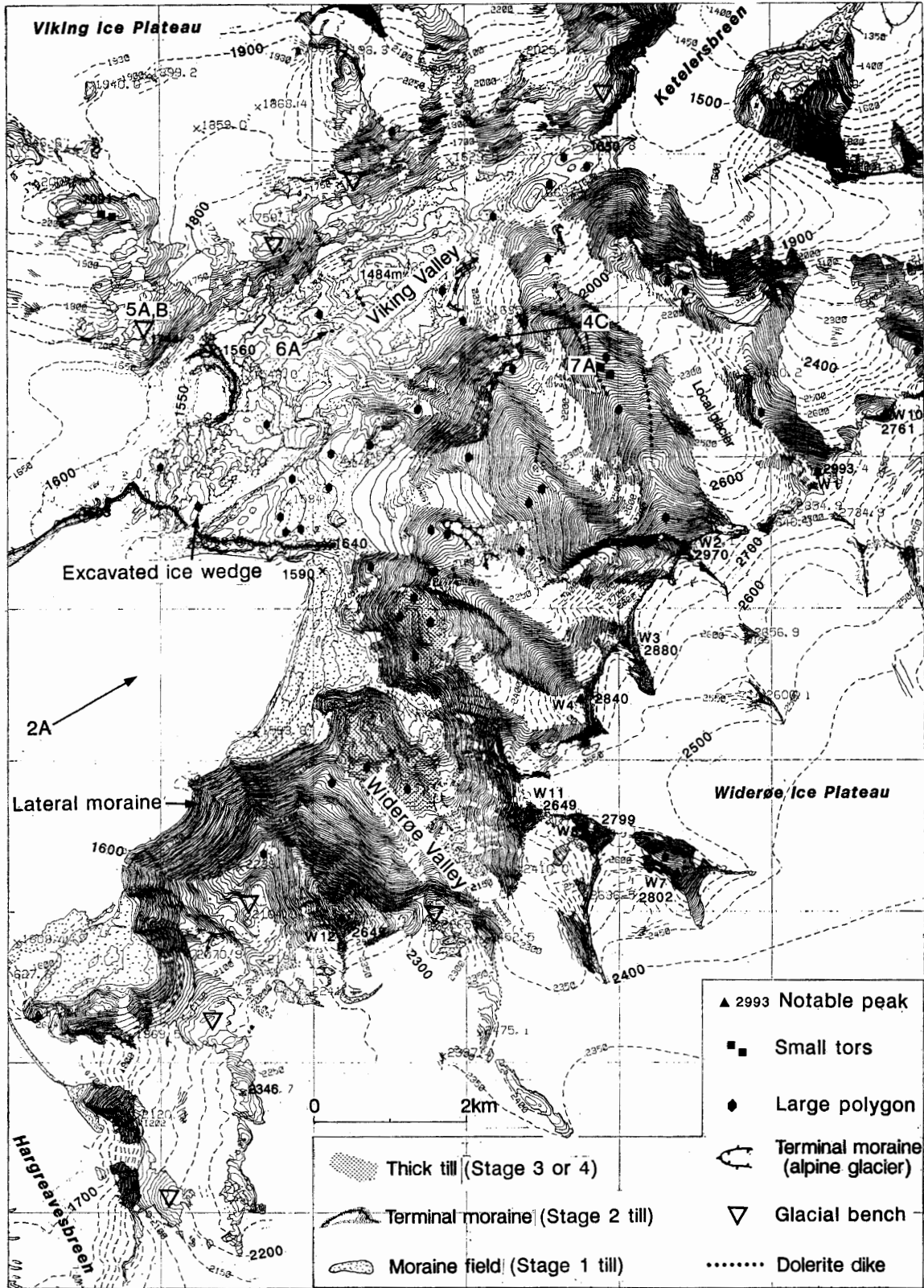


図5 ビーデレー山主要部とビーキング谷. 4C-7A: Plate 番号. W1-12: 高峰.  
 Fig. 5. The main part of Widerøefjellet and Viking Valley. 4C-7A: Number of Plate. W1-12: High peaks of Widerøefjellet.

グ谷で切られている。多くの山岳氷河が主稜線の両側にある。南側の山岳氷河は、ビーデレー氷台 (**Widerøe Ice Plateau**: 仮称) を経てグンネスタ氷河に流出する (**VAN AUTENBOER, 1964**)。北側の山岳氷河は、ビーデレー山の北面緩斜面を浅くまたは深く侵食して、緩斜面をいくつかの支稜 (尾根) に分ける。これらが形成した、あるいは形成しつつある氷食谷の規模はどれもほぼ同じであるが、現在の氷河は、西に位置するものほど大きく後退しており、東部のものを除いて現在の氷床には到達していない。山岳氷河で分けられた支稜は基盤岩の破碎岩屑で覆われるところが多いが、ティルを載せていない (**Plate 4C, 7A**)。このことは過去においても、支稜が薄い氷で覆われていたにすぎないか、あるいは完全に氷床から露出していたことを示唆する。支稜の北東に面する風衝斜面には、頂部の高さが 1 m 以下でよく揃った小トア群が発達する。山岳氷河のうち、最西端のビーデレー谷 (**Widerøe Valley**: 仮称) のそれだけは主稜線を貫いて北流した溢流氷河の名残である。かつての溢流氷河によって形成された U 字谷の谷底に、新しい氷食谷が彫り込まれて谷中谷をなす。高位の古い谷底には **Stage 3** ないし **Stage 4** (表 1) に相当する著しく風化したティルが分布する。この古いティルは厚いところで 100 m 以上の厚さがあり、確認された最も低位の基底面は現氷床表面上 160 m にある。低位の新しい谷底は **Stage 1a** ないし **Stage 1b** のティルで覆われる。

ビーデレー谷によって主稜線から切り離された孤立峰 (**W12**, 海拔 2645 m) は、両側面が氷食された南北方向のナイフリッジをなす。西側斜面は、海拔 2000 m から 2350 m (現氷床表面との比高 400 m 以上) の緩やかな小起伏の氷食ベンチに移行する。ベンチは部分的にティルを載せており、その南部は現在もなお氷床に覆われている。ベンチの西端と北端は傾斜 30–35° の急斜面で切られている。急斜面を覆う岩屑の表面には、下方に伸びた縞やローブ状の様子が認められる。現氷床上 100 m の斜面の下部に、きわめて小規模なラテラルモレーンが形成されている。急斜面下に広がるモレーン原 (**Stage 1**) のレベルは現氷床表面とほぼ等しい。モレーン原の山地斜面近くには、中央が窪んだ氷核マウンドの残がい認められる。

ビーキング谷は、ビーデレー山の北面緩斜面とビーキングヘグダの南面緩斜面を切って南西–北東に延びる。谷壁上端 (**trough edge**) は、南側谷壁の西半部で鋭利である。南側谷壁の海拔 1900 m 以下は岩屑を被っている。**IWATA (1987)** が崖錐斜面と分類したこの岩屑被覆斜面は、その上限高度がよく揃っていることから、岩屑はある時代の氷河の表面レベルに堆積したティルとみられる。北側谷壁には、海拔 1740–1800 m の氷食ベンチが形成されている。ベンチの表面は著しく風化した岩屑で覆われるが、岩屑の岩石種の分布パターンは基盤岩そのまま (**Plate 5A**)、岩屑が現地成であることを示す。表層は細粒物が風で除去されるため小礫以上の岩屑だけからなるが、表層下は深さ 20 cm 以上にわたって、礫をまじえる黄色 (**2.5Y7/4–7/6**) のシルトサイズの細粒物となっており、基盤岩の風化としては極限状態に近いことを示す (**Plate 5B**)。

谷底は、比高約 50 m の多くの小山がある波状の起伏面をなす (**Plate 4C, 6A**)。谷底の最

低所は海拔 1484 m で、谷の両端の氷床表面の高度（海拔約 1550 m）より低い。谷底は小山の部分を含めて基盤岩の風化岩屑とティルに覆われ、一部に基盤岩が露出している。ティルの最大厚は不明であるが、基盤岩が露出するところがあることから、あまり厚くはないとみられる。谷底のティルには、氷河の後退にともなって着底したかつての氷河上ティル (IWATA *et al.*, 1991) が含まれている可能性がある。谷底の西四半分には、Stage 2 以降とみられる比較的新しいティルが分布するが、そのほかの谷底は岩屑・基盤岩のいずれも著しく着色しており、砂漠ワニスや風食礫、タフォニが発達する。こうした風化度から、現氷床表面に比べて低い位置にあるが、Stage 3 の時代に谷底は氷床から解放され、以後、谷の大部分は氷の侵入を許していないと判断される。

谷の西端には、谷側に湾曲したターミナルモレーンがある (Plate 4C)。氷床表面はこれに向かって急傾斜で降下しており、ターミナルモレーンとの間に直径 500 m ほどの氷の凹地を形成している。これらは、ビーキング谷から氷床が退いた後、ターミナルモレーンを形成した氷床の再進出があったが、その後、再び後退したことを示している。さらに西方に、5 km にわたって南西—北東に延びるモレーンリッジがある (図 2)。これは南からと北からの 2 つの氷河が接するところに形成されたモレーンとみられるが、その東方への延長は露岩域につらなり、急に南東方向に曲がっている。その位置は、前記の Stage 2 以降とみられるティルの分布の南限と一致する。

谷の西部のモレーン原に発達する多角形土（個々のセルの大きさ：3.5–8 m）を掘削した結果、これがアイスウェッジポリゴンであることが判った。アイスウェッジは地表下 10 cm に頂部を持ち、そこからの深さは 100 cm 以上、頂部の幅は 60 cm であった (Plate 6B)。これが現在活動中であるか否かは明らかでない。こうしたアイスウェッジはセールロンダーネ中央部でも掘削されている (平川ら, 1987)。この他にも多数の大きな多角形土が方々に分布することが空中写真から判読できるが、現地観察を行っていない。

### 2.3. ビーキングヘグダとオットーボルヒグレビク山

ビーキングヘグダ (図 6) は全体としては緩斜面からなる山塊であるが (Plate 7A, 7B)、海拔 2752 m の山頂から南に降る緩斜面の下部はビーキング谷の谷壁で切られ、北端と東端は崖で切られている。山体の西半部をなす雪氷斜面は、西方で海拔 1800–2000 m のビーキング氷台 (Viking Ice Plateau: 仮称; 図 2) へと移行する。ビーキング氷台は、南端と北西端をいくつもの露岩をともなう氷の急斜面で囲まれて、氷床から隔てられている。その西端に、ほぼ同じ高度のオットーボルヒグレビク山 (図 7) が位置する。

ビーキングヘグダの山頂直下から北と南に流下する山岳氷河が、緩斜面を浅く侵食している。南側の氷河は北側の氷河よりかなり大きいですが、それでもビーキング谷の谷底には到達していない (Plate 7A)。山体の北斜面と東斜面を切る崖の直下の急斜面は岩屑で覆われ、岩屑

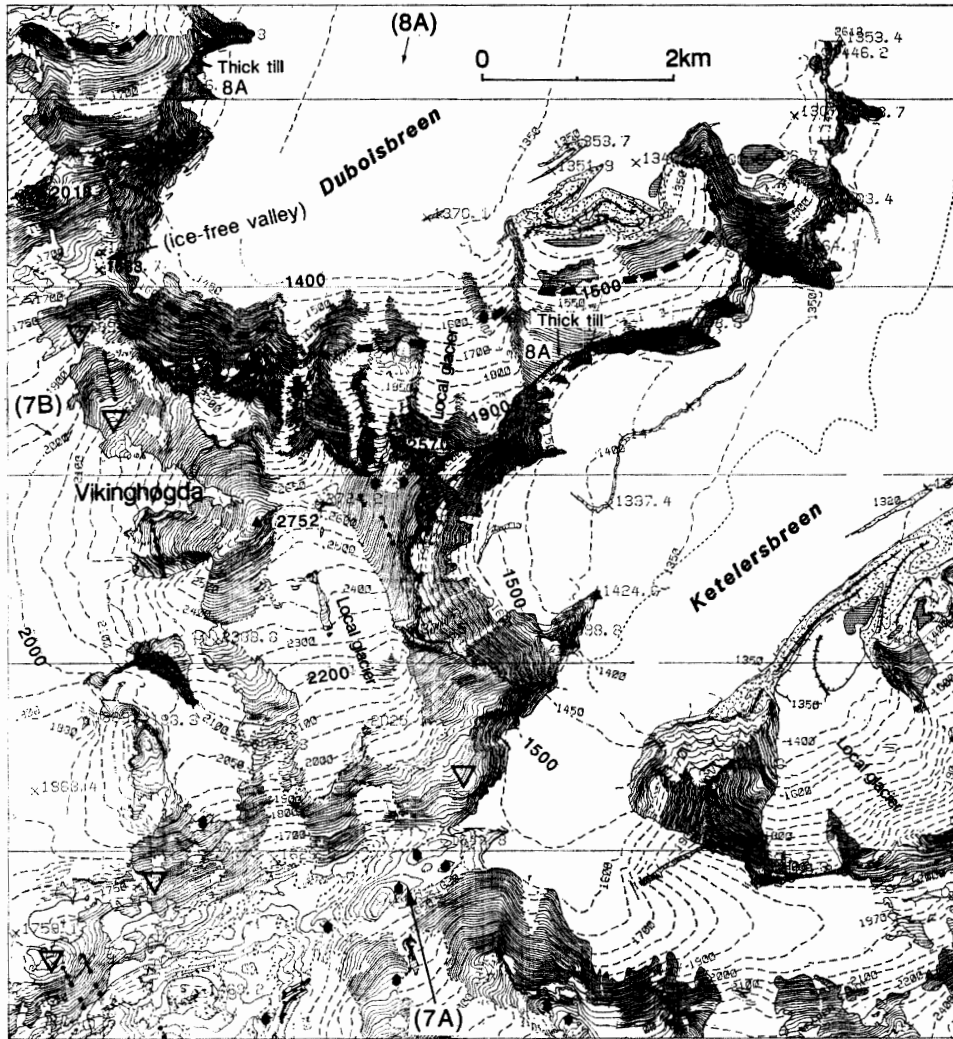


図 6 ビーキングヘグダ. 7A-8A: Plate 番号. 太い破線は高位岩屑原と低位岩屑原の境界. 他の凡例は図 5 と同じ.  
 Fig. 6. Vikinghogda. Thick broken line: boundary between high-lying and low-lying debris. Legend is the same as in Fig. 5.

斜面の表面には、岩屑の下方への移動を示す縞模様が認められる。山塊主部からは、南面する急斜面と北面する緩斜面をもつ非対称ナイフリッジが北東に延びる。その北面緩斜面はいくつかの山岳氷河ないし多年性雪渓 (perennial snow patch) をもち、露岩域は大部分が岩屑で覆われている。岩屑原は、山岳氷河または傾斜遷緩線 (concave break of slope) によって 2 つに分かれる。斜面上部のそれは海拔 2000 m 以下にあって、一部はケテレルス氷河 (Ketelersbreen) 上 350 m の尾根の頂部 (海拔 1800 m) を完全に覆っている。そこでは、岩屑は約 10 m の厚さを持ち、基盤岩上にケテレルス氷河に面する安息角をなす断面を見せている。この堆積状況と厚さは、少なくとも岩屑のある部分はティルであって、尾根を乗り越えた過去の氷河が堆積したことを示唆する。当時の氷河表面は現在のケテレルス氷河より少なくとも 350 m、おそらく 550 m 以上高かったとみられる。この岩屑の風化度は調査していない

が、現在の氷河表面との比高から判断して、Stage 3 以前のティルに相当すると思われる。斜面下部の岩屑原の上限は、東に向かって海拔 1650 m から 1450 m に低下するが、現在のデュボア氷河 (Duboisbreen) の表面勾配とは約 200 m 高い位置で平行する (Plate 8A)。下部岩屑原は、おそらくその表面が現在より高かったかつてのデュボア氷河に向かって流れた山岳氷河が、古い岩屑を再移動して形成したターミナルモレーンの名残であろう。

ビーキングヘグダとタンガーレンの間に小さなドライバレーがある。これはデュボア氷河の上流に当たるが、それとは比高 150 m の崖で隔てられている。その谷底は、基盤岩とその風化岩屑およびティルのパッチからなるが、いずれも Stage 4 (表 1) に相当する風化を受け

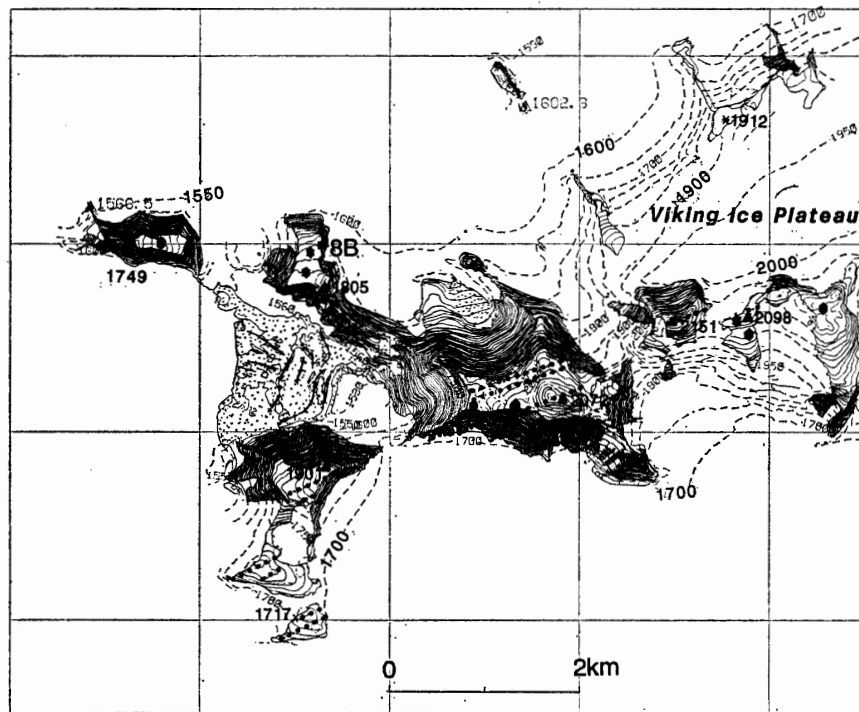


図 7 オットーボルヒグレブリンク山. 8B: Plate 番号. 凡例は図 3 と同じ.  
Fig. 7. Otto Borchgrevinkfjellet. Legend is the same as in Fig. 3.

ている。デザートペイブメント化した岩屑原の表層下は、やや白っぽい黄色 (2.5Y7/4) の細粒物に富み、地表下 5 cm と 10 cm に薄い塩類集積層が形成されている。北側の谷壁斜面下部では、風化岩屑に覆われた片麻岩類の基盤岩が、深さ 20 cm 以上にわたって岩石組織 (texture) を残しながら、完全に風化して砂状になっているのが観察された。

オットーボルヒグレブリンク山 (図 7) は、周囲を急斜面ないし崖で囲まれたいくつもの平頂山塊からなる。平頂山塊からのびるナイフリッジには多くのトアが形成されている。北と西に面する急斜面は厚さ 1 m 以下の岩屑に被覆されているが、南と東に面する崖は岩屑に覆われていない (IWATA, 1987)。岩屑斜面には、岩屑の下方への移動が生じていることを示す縞模様が認められる。西に面する岩屑斜面下部にはソリフラクションロウブが発達する。

IWATA (1987) は岩屑斜面から迷子石を見つけ、岩屑の少なくともある部分はティル起源であることを明らかにした。我々はさらに、海拔 1750 m の山頂平坦面にのる厚さ約 5 m のティル (Plate 8B) の中に、ここから南へ 10 km のニルスラルセン山から運ばれたと推定されるトーナライトの礫が含まれているのを見つけた。これはオットーボルヒグレビク山の少なくとも一部が、ぬれ底 (wet-based) 氷床で乗り越えられたことを示唆する。山頂平坦面の岩屑原には大型の構造土が発達しており、その表層下は細粒物に富んでいる。永久凍土面は地表下 20 cm にある。

オットーボルヒグレビク山の南部の 2 つの円頂丘は、北西に面する急斜面と南東に面する緩斜面からなり、南東からの氷流で形成された典型的な氷食円頂丘をなす。これらはすぐ北の平頂山塊より約 100 m 低く、緩斜面は東からの卓越風による飛雪にさらされて湿った環境にあって、周氷河作用が活発に働いている。円頂丘を覆う岩屑は現地成で、ほとんど着色しておらず、直径 1 m 以下の円形土や条線土が発達する。

#### 2.4. タンガーレン周辺 (図 8)

タンガーレンの主部は東西に延びる尾根で、その西部はナイフリッジ、中央部は平頂山頂、東部は北面する急斜面と南面する比較的緩やかな斜面からなる非対称山稜をなす。主稜線東端の海拔 2002 m のピークから、北面する緩斜面と南面する急斜面ないし崖とからなる

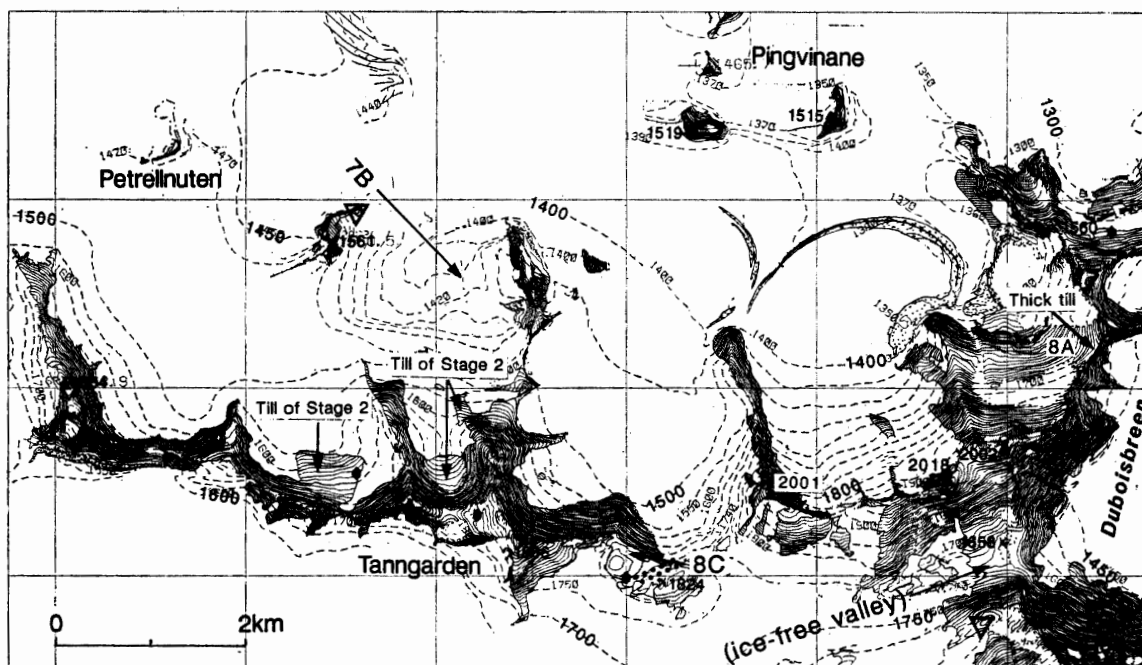


図 8 タンガーレンとピングビーナネ。7B, 8C: Plate 番号。太い破線は高位岩屑原と低位岩屑原の境界。他の凡例は図 3 と同じ。

Fig. 8. Tangarden and Pingvinane. 7B and 8C: Number of Plate. Thick broken line: Boundary between high-lying and low-lying debris. Legend is the same as in Fig. 3.

別の非対称山稜が北東に延びている。タンガーレンの北面斜面の露岩部の大部分は岩屑に覆われており、そこには重力方向の縞模様が認められる。

主稜線中央部の2つの山頂平坦面のうちの、東側のものは基盤岩の構造や組織を示す現地成の岩屑で覆われるが(Plate 8C)、西側のものは空中写真判読からはティルで覆われるように見える。主稜線東部の非対称山稜は南からの氷流で形成された氷食円頂丘をなす(Plate 7B)。南面する凸形斜面の下部は、前述したビーキングヘグダとの間の小さなドライバレーの北壁をなす。北面する凹形斜面は、この尾根を乗り越えた過去の氷流によるはぎ取り(plucking)と、その後の圏谷氷河の侵食で形成されたと思われる。圏谷氷河はなお活動的で、氷床との境界に弓形のモレーンを形成している。かつての氷の表面は現在の海拔にして2000 mより高く、おそらく主稜線西部(最高点1864 m)をも乗り越えたかと推定される。主稜線西部の南面斜面が急斜面をなすのは、のちにビーキング氷台から西流する氷流で侵食されたためであろう。当時のビーキング氷台は現在より相当に厚く、最盛期にはビーキングヘグダを覆う氷帽をなしていたかもしれない(図9)。

主稜線中央部および西部の北面斜面下部のモレーン原は上限が現氷床上150 mに達する。それを構成するティルの表面礫はStage 2に相当する風化をしている。主稜線の東端から北に延びる非対称山稜の北面緩斜面を覆う岩屑原は、山岳氷河か傾斜遷緩線で高位と低位の2つに区分される。高位岩屑原は尾根の自由面の下から広がるが、一部は尾根の頂部を完全に覆ってかなり厚い。低位岩屑原の一部は山岳氷河のターミナルモレーンをなす。タンガーレンの北方に、花崗岩からなる(KOJIMA and SHIRAISHI, 1986) ピングビーナネ(Pingvinane)、ペトレルヌーテン(Petrellnuten)のヌナタク群がある。それらは南北に延びる短いナイフリッジをなし、タンガーレンを乗り越えて北流した氷流で形成されたことを示している。

## 2.5. ベンゲン (Vengen)

ベンゲンはグンネスタ氷河とケテレルス氷河に挟まれた山稜で、ビーデレー山からは小さなドライバレーと山岳氷河で分けられる(図2)。山稜は非対称で、南または東面する急斜面と北または西面する緩斜面とからなる。緩斜面を被覆する岩屑原は傾斜遷緩線で2つに区分される。高位岩屑原は海拔1900 m(現グンネスタ氷河上400 m)以下にあって、一部は東面する崖の頂部をも覆う。低位岩屑原は海拔1550 m(現ケテレルス氷河上200 m)以下で緩斜面下部を覆う。低位岩屑原はその分布と現氷床との比高から、Stage 2のラテラルモレーンと氷河上モレーンの遺物と推定される。これらの下方、現在のケテレルス氷河表面とほぼ同じレベルに、北面斜面基部を縁どるラテラルモレーンや、下の氷の流動に応じた模様を示すモレーン原が広がる。南または東面する崖や急斜面は一部を除いて岩屑に覆われていない。岩屑被覆斜面の海拔1600 m(現グンネスタ氷河上100 m)以下にきわめて小規模なラテラルモレーンが認められる。



### 3. 考 察

#### 3.1. 氷河地形と過去の氷床レベル

ニルスラルセン山塊の最高峰 N1 (2663 m) とビーデレー山塊のピーク W12 (2645 m) は、ともに氷食された急斜面に挟まれた南北に延びるナイフリッジをなす。それらの急斜面基部にはティルを載せた氷食ベンチが発達している (図 9)。こうした地形が南からの氷流で形成されたことはあきらかである。一方、ビーデレー山塊の海拔 2761 m から 2993 m の高峰が連なる主稜線は、南面する崖とティルを載せない北面する緩斜面からなる。この地形は南からの氷流で侵食されたものではない。すなわち、最盛期の氷床はこの主稜線を乗り越えなかったと推定される。ビーデレー谷はこの山塊中唯一の貫通谷 (through-valley) で、その上流端は海拔 2250 m に達する。これらの地形から、最盛期の氷床表面はビーデレー山塊やニルスラルセン山塊付近では、現在の海拔にしておよそ 2700 m にあったと推定される。ビーデレー山塊の海拔 2700 m 以上の部分やビーキングヘグダの山頂部は、当時の高くなっていた氷床表面からの漂雪 (drift snow) でかん養された局地的な氷帽で覆われていた可能性はある。

ニルスラルセン山塊などの南部の山頂平坦面や、タンガーレンなどの北部の非対称山稜の上には、風化した厚いティルが堆積している。このような厚いティルは、東南極の陸上では南極横断山地のシリウス層 (MERCER, 1972; McKELVEY *et al.*, 1991a) とプリンスチャールズ山地北端のアメリーオアシスのティル (BARDIN, 1982; McKELVEY and STEPHENSON, 1990; McKELVEY *et al.*, 1991b)、エンダビーランドのリーセルラルセン山のティル (YOSHIDA and MORIWAKI, 1983; ANIYA, 1989b; HAYASHI, 1990) 以外に知られていない (図 1)。リーセルラルセン山のティルの堆積環境に関する詳しい議論はまだなされていないが、前二者はいずれもぬれ底の氷床下で堆積したとされ、含まれる海成微化石からその堆積年代は 350 万年以降のおそらく鮮新世後期と推定されている (例えば HARWOOD, 1983; HARWOOD *et al.*, 1992)。これらは融氷河成堆積物を挟んでいるとされたが、アメリーオアシスを再調査した McKELVEY and STEPHENSON (1990) はそれを確認できなかったと報告している。セールロンダーネでは微化石も融氷河成堆積物も見つかっていないが、セールロンダーネ山地の厚いティルも時代的にはそれらとほぼ合致し、ぬれ底の氷床下で生産され、運搬され、堆積したと推定される。

このティルをもたらした氷床の表面が、ティルが堆積している場所より高かったことも、北流する氷河で運搬されたことも、堆積状況からみて明らかである。すなわち、セールロンダーネ西部では、最盛期の氷床は山地の大部分を覆って北に向かって流動していた。以上から推定した最盛期の氷床表面の最も低い推定プロファイルを図 9 に示した。氷床最盛期はセールロンダーネ中央部で、400 万年以前と推定されている (MORIWAKI *et al.*, 1991)。鮮新世

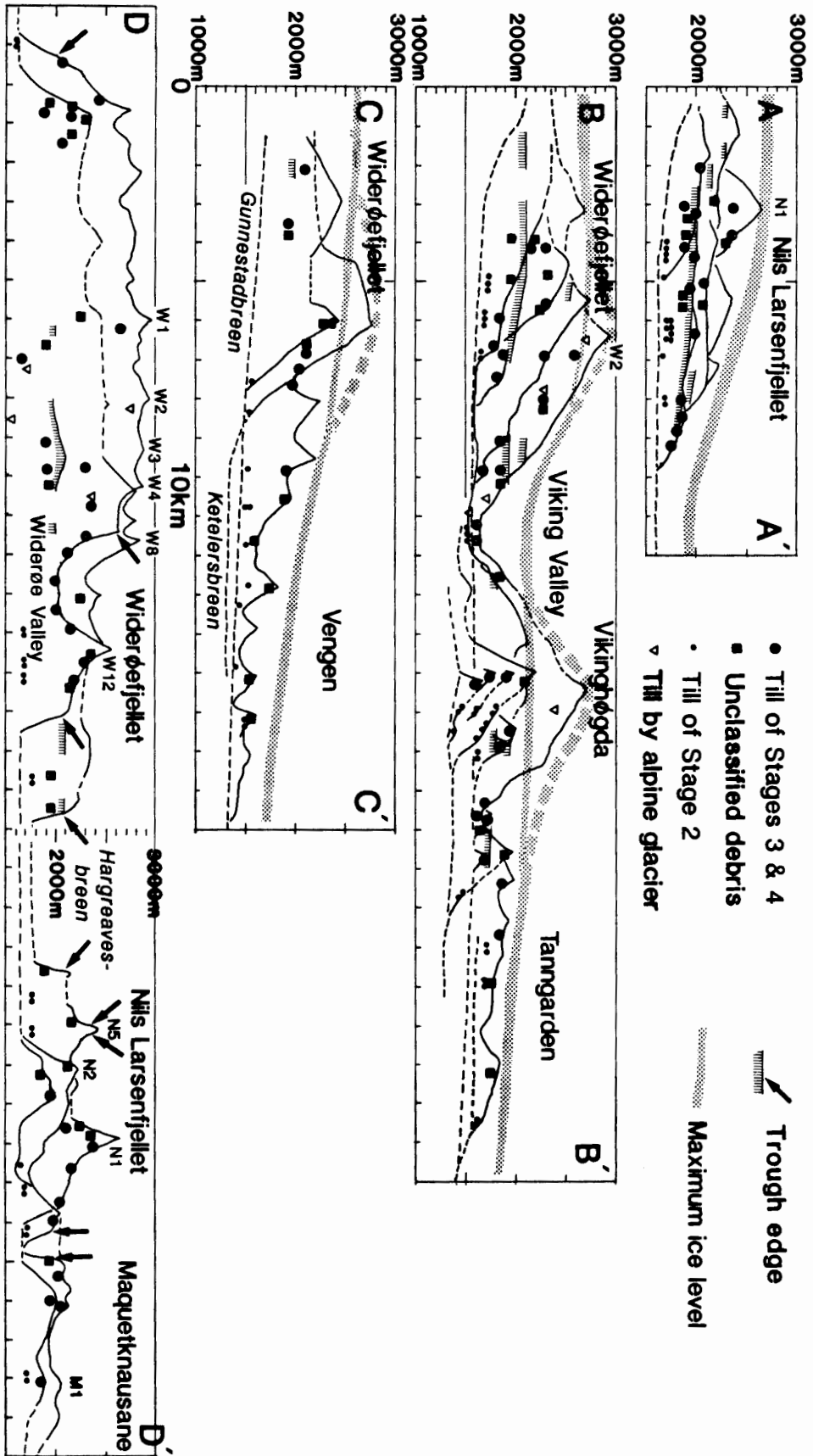


図 9 セールロンダネ西部の地形断面と岩屑の高度分布。断面位置は図 2 に示す。  
 Fig. 9. Altitudinal distribution of debris and profiles of the western Sor-Rondane. Locations are indicated in Fig. 2.

にまでもさかのぼる地形史を論じる場合には、地盤運動やアイソスタティックな運動を考慮すべきであるが（例えば SMITH and DREWRY, 1984; McKELVEY *et al.*, 1991a), 我々にはそのデータがない。それ故、ここに示す過去の氷床断面は現在の地形に対する相対的なものである。

厚いティルは、それを載せる基盤岩とともに、多くの場所で後の氷河作用によって開析されている。厚いティルはおそらく現在よりはるかになだらかであった山地に堆積したのであろう。これらを切る氷食崖や氷食谷壁、氷食ベンチも温暖 (temperate) ないしぬれ底の氷床で形成されたと考えられる。氷食谷壁上端は鋭利で、溢流氷河などの氷床表面の上限を示すとみられる。最盛期の氷床表面と現在の氷床表面の間に、図 9 に示すように、二・三の谷壁上端のレベルが認められる。またニルスラルセン山では、Stage 3 に相当する風化度を示すティルが氷食谷壁に明瞭なラテラルモレーンを形成している。これらは氷床の後退過程において二・三の安定期があったことを示すと解釈される。氷食谷または氷食崖は、南北、南西—北東、東南東—西北西などの方向にのびており、氷床が後退する過程で氷床上に現れた山塊が障害となって、いくつもの氷流に分かれて氷食を行ったことを示している。

高位のティルのうち、風化度を定量的に測定したのはニルスラルセン山塊の 1 地点 (Stage 3; MORIWAKI *et al.*, 1991) だけであるが、その他のティルも目視観察からそれと同等以上の風化をしていると判断された。そこで大ざっぱであるが、これらのティルが氷床から解放された年代は、鮮新世後期（可能性として更新世初期）と推定される（表 1）。ティルを載せない山頂平坦面なども著しく風化しているところが多い。我々はまだ検証していないが、基盤岩の風化の進行度もティルのそれと同じであろう。そして、ほぼ同じ風化度を示す地形面は、大局的には同時期に氷床から解放されていたとみることができよう。ここで注目されることは、ビーキング谷の谷底が現在の氷床表面と比べても低位にありながら、Stage 3 ないし 4 に相当する風化を示す事実である。これは、鮮新世後期遅くとも更新世初期には氷床表面が現在より低下して、この谷底が氷から解放されたことを示している。ビーキング谷の西部には Stage 2 相当のティルが分布し、氷床の再進出を示すターミナルモレーンがあるので、その後多少の氷の進入があったことは確かである。しかしまた、谷底の大部分が再び氷に覆われなかったこともほぼ確実である。Stage 3 より古いとみられるティルと氷食地形との関係を見ると、ある場合はティルを載せた基盤を氷食崖が切っており、別の場合には氷食谷壁や氷食谷底にティルが堆積している。これは、一括して Stage 3 より古いとしたティルが、100 万年前以前のいくつかの年代に区分されることを示唆する。

Stage 2 に相当するティルの量は、Stage 3 以前のティルの量に比べると、はるかに少ない。このティルは多くの場合、きわめて小規模なラテラルモレーンを、すでに形成されていた氷食谷壁にへばりつくように形成している。その位置は現在の氷床上 50–150 m にある（図 9）。これらは、更新世前期に氷床が再進出したことを示しているが、ティルの量が少な

いことから、氷床は現在と同様の寒冷 (cold) 氷河となっていたと推定される。こうした変化は南極横断山地からも報告されている (例えば DENTON *et al.*, 1986)。再進出した氷は、ニルスラルセン山塊の湾入に北から侵入したが、ビーキング谷にはほとんど侵入せず、そこを通り抜ける氷流もなかった。したがって、ケテルルス氷河は、現在と同じようにビーデレー山塊北斜面の山岳氷河からの氷の流入があるだけで、南のナンセン氷原から流れるグンネスタ氷河に比べて、ケテルルス氷河に供給される氷量は少なく氷河の表面レベルは相対的に低かったとみられる。ベンゲンの Stage 2 とみられるラテラルモレーンの海拔高度が、ケテルルス氷河側でグンネスタ氷河側より低いのはこのためであろう (図 9C)。これらのラテラルモレーンと現氷床表面のレベルとの間には、Stage 1 のモレーン原を除いて過去の氷床表面レベルを示す地形はみられない。

Stage 1 のティルは、現在の氷床表面とほぼ同じレベルで、山地を取り巻くモレーン原をなす。大部分は氷河上ティルで、下の氷の流動に応じて形成されたリッジと溝とからなる流線模様をなしている。リッジは高いものでも現氷床との比高が 10 m 以下である。風化度からみて Stage 1b のティルがほとんどで、Stage 1a のティルはモレーン原の最外縁を縁どるにすぎない。両者の比高は 5 m に満たない。HASEGAWA *et al.* (1991) は、セールロンダーネ山地中央部で Stage 1a の氷河上ティルとその周辺の氷にトレンチを掘り、ティルに粘土サイズの細粒子が含まれることと、それが氷河中のせん断面を介して氷河底からもたらされていることを明らかにし、現在も山地付近の氷床底は圧力融解の状態にあると結論した。南極氷床が寒冷氷河となった後のティルは、氷河上に落下する岩屑のほかは、そうした圧力融解の状態にある氷床底でほそぼそと生産されてきたと推定される。

ビーデレー山塊やビーキングヘグダなどの山岳氷河は、南面斜面の氷河が大きく、また同じ向きの斜面にあっても東に位置する氷河ほど大きい。南面斜面の氷河は日射から保護されるほか、山岳氷河が、現在は (おそらく過去においても) 南よりのカタバ風と東よりのブリザード時の地吹雪と降雪で主としてかん養されるため、同じ山塊にあっても氷床により近い斜面で発達がよいものと推定される。氷床表面が相対的に低下して飛雪の供給が減少した現在では、ビーデレー山塊の北向き斜面にある西寄りの氷河は、かつてそれが侵食した氷食谷の規模に比べてはるかに縮小している。

### 3.2. 氷から解放された後の地形と現象

露岩域の大部分はティルと基盤岩の破碎岩屑に覆われており、岩屑化していない基盤石が露出するのは、崖や急斜面の一部と風衝斜面などに限られる。緩斜面や平坦面上では、基盤岩の岩質の境界やドレライトの岩脈などの地質構造が、岩屑原にそのままのパターンで保存されており、基盤岩の破碎岩屑がほとんど移動していないことが知られる。岩屑原の表層は細粒物を欠くが、表層下は細粒物に富む。岩屑の底面や土壌断面中に塩類の集積層が発達し

ていることから、岩屑や細粒物が、乾燥した環境下での塩類風化の産物であることが知られる (SELBY, 1971). 表層に細粒物を欠くのは適度な風によってそれが除去されるためである。しかし風衝斜面では、強風によってペブル大の岩屑も除去されるため、風化した地表面の低下が大きく、風化しにくい部分が残って小さなトア群が発達している。トアの頂部は場所ごとに高さがよく揃っており、氷食された原面を示す可能性がある。もしそうであるとすれば、トアの高さは、氷から解放された後の風化と風による地表面低下量を示していることになる。ニルスラルセン山塊やビーデレー山塊の高所では、それは約 1 m であった。

急斜面の岩屑被覆は厚さ 1 m 以下の薄層で、重力方向の縞模様の存在から物質移動が生じていることは明らかである。しかし、斜面下部に崖錐が見られる例はほとんどない。溢流氷河上に供給される岩屑は、氷河によって運び去られるので崖錐を形成することはないと考えられるが、ドライバレーや湾入部の明らかに停滞した氷河上のモレーン原でも崖錐はほとんど認められず、重力方向に移動する岩屑の量はかなり少ないと推定される。岩屑の被覆が薄く、移動する岩屑の量が少ないらしいことから、急斜面でも基盤岩とその破碎岩屑や斜面を覆ったティルは塩類風化によって細粒化し、細粒化したものが風によって除去されることによって、斜面は風化の進行とともに平行後退していると考えられる。急斜面であるので、細粒物が除去されたことによってバランスを失った岩屑が下方に移動することもあり、重力方向の縞模様が作られている。これらは、氷床から解放された後の地形変化がきわめて小さいことを示唆する。岩屑斜面下部の雪面に近いところでは、飛雪による水分の供給を受けて、ソリフラクションロウプが発達することもある。

Stage 2 より古いティルの表面や山頂平坦面・緩斜面の岩屑原には、直径 5 m 以上の多角形土が発達している。少なくともその一部はアイスウェッジポリゴンであることが確認された。セールロンダーネ山地中央部では、多角形土を境するクラック幅の変化を監視中であるが (平川ら, 1987), これらが現在活動しているか否かはまだ確認できていない。しかし、Stage 1 のティルの外縁部や、高位にあっても飛雪を受けて湿潤な環境下にあるところでは、活動中とみられる直径 1 m 以下の淘汰円形土が発達している。セールロンダーネ山地では、氷床が露岩域と接するところにしばしば凍結した小さな池が形成されており、山地北部の北面斜面基部の氷床縁では、夏季に融水が生じることもある (森脇ら, 1986; 平川ら, 1987)。しかし、全般的には極めて乾燥寒冷な環境下にある (MATSUOKA *et al.*, 1990)。

ニルスラルセン山塊周辺で発見された石こうの半透明な巨大結晶は、明らかに水中で析出成長したもので、現在の環境下では形成されないとみられる。セールロンダーネ東部のバルヒェン山塊の氷食凹地では、同じ結晶の群れが発見された (HAYASHI and MIURA, 1989)。これらは、過去に現在より温暖でおそらく湿潤な環境があつて、Ca と SO<sub>4</sub> イオンを豊富に含む湖が露岩域や氷床上の凹地に形成されたことを示唆する。石こうの巨大結晶が形成された年代は、セールロンダーネ山地西部では、その破片が Stage 1a のティルに取り込まれてい

ることから、数万年以前であると推定される(表 1)。

### 3.3. 氷床変動

HARWOOD *et al.* (1992) は、南極氷床は、北半球の氷期の始まり(240 万年前)と呼応して寒冷化し“polar permanent ice sheet”となったが、それ以前は温暖氷床(temperate ice sheet)で大きく変動したと考えている。セールロンダーネ山地で得られた結果はこの考えを支持するが、鮮新世の氷床後退の年代に若干のずれがある。このずれは微化石分析に基づく生層序学的(biostratigraphy)年代と放射年代測定による推定年代の差かもしれない。

セールロンダーネ山地の大部分がかつて氷床に覆われていたことは明らかであるが、MCKELVEY *et al.* (1991a) が南極横断山地で明らかにしたように、現在高位にある氷河地形は山地の隆起によって高くなったもので、過去の氷床が現在よりはるかに巨大であった(MAYEWSKI and GOLDTHWAIT, 1985; DENTON *et al.*, 1984)ということはないかもしれない。WELLMAN and TINGEY (1981) や WELLMAN (1988) は削はくによる山地の隆起を提唱している。我々はいま隆起の存否も量も判定する資料を持たないが、山地の隆起があったにせよなかったにせよ、400 万年以前に山地の大部分を覆っていた氷床は、いくつかの変動ないし安定期を経て後退し、おそらく鮮新世末期には山塊の大部分を氷床上に出現させた。この間の氷床は温暖氷河で、かつては比較的なだらかであった山地に大量のティルを堆積したのち、氷床の低下にともなって氷食谷を形成して、山地をいくつかの山塊に分割した。この氷床後退はおそらく鮮新世末期まで続いたと考えられるが、これまでに得られた年代値はまだ少なく、更新世初期まで継続した可能性が残る。この後退期の氷床が最も後退した時代には、少なくともビーキング谷付近では氷床の表面は現在のそれより低下していたとみられる。

鮮新世になると氷床は寒冷氷河になったと考えられるが、およそ 100 万年前頃に氷床の再進出があって、小規模なラテラルモレーンを形成した。当時の氷床表面は現在より相対的に約 100 m 高い位置に達した。MORIWAKI *et al.* (1991) は、セールロンダーネ中央部におけるこの時期のラテラルモレーンが氷床後退の休止期を示すのか、氷床の再進出期を示すのかをはっきりさせることができなかったが、西部山地の調査結果から後者であることが明らかになった。この後、数万年前までに氷床は現在とほぼ同じ状態となり、その後は顕著な氷床の変動はおこらなかったようである。更新世前期の氷床再進出以降、氷床が現在より低いレベルになった時代があったかどうかは判らない。

## 4. ま と め

セールロンダーネ山地西部には大規模な氷河地形が発達する。それらを山塊ごとにできるだけ詳しく記載し、風化度と現在の氷床表面からの比高によっていくつかのグループに区分

して、過去の氷床を復元し、氷床変動を考察した。

1) 氷床最拡大期は鮮新世以前で、当時の氷床表面は西部山地の南端部で現氷床上約 1000 m にあったが、ビーデレー山などの高峰は氷床から抜きん出ていたと推定される。

2) 山頂平坦面・緩斜面に堆積する厚いティルの分布と、それらが後の氷河作用で開析されていることから、このティルはかつての比較的なだらかな山地に堆積したと推定される。鮮新統と推定されるこの厚いティルを堆積した氷床は、強い侵食力をもつ温暖氷河であったとみられる。

3) 鮮新世後期に、氷床は数回の変動ないし安定期を経て大きく後退したが、その過程で山地を侵食し、現在見られる山塊群と溢流水河を形成した。氷床後退はおそらく鮮新世末期まで続き、氷床表面は現在のそれより低くなったと推定される。

4) 更新世のティルは量が少なく、小規模な地形を形成するにすぎない。更新世になって氷床が寒冷氷河となったためと推定される。

5) 更新世前期に氷床の再進出があり、現氷床上ほぼ 100 m の氷食谷壁や山腹にきわめて小規模なラテラルモレーンを形成した。

6) 更新世後期の氷床は、数万年前までに現在の氷床とほぼ同じレベルにまで大きく後退した後、現在までかなり安定しているとみられる。数万年前以前の後退期に、石ころの巨大結晶を析出・成長させた湖が存在したと推定され、当時は現在より温暖な環境であったと推定される。

7) 山地の大部分が氷床から解放された鮮新世後期以後、山地は乾燥寒冷な環境下において、地形変化は、主として塩類風化による岩屑生産と土壌化の進行と、風による細粒物の除去によって進行したとみられるが、その量はきわめて小さい。過去に周氷河作用が現在より活発であった時代があったと推定されるが、それが地形変化に及ぼした効果は評価できるほどの大きさではなさそうである。

## 謝 辞

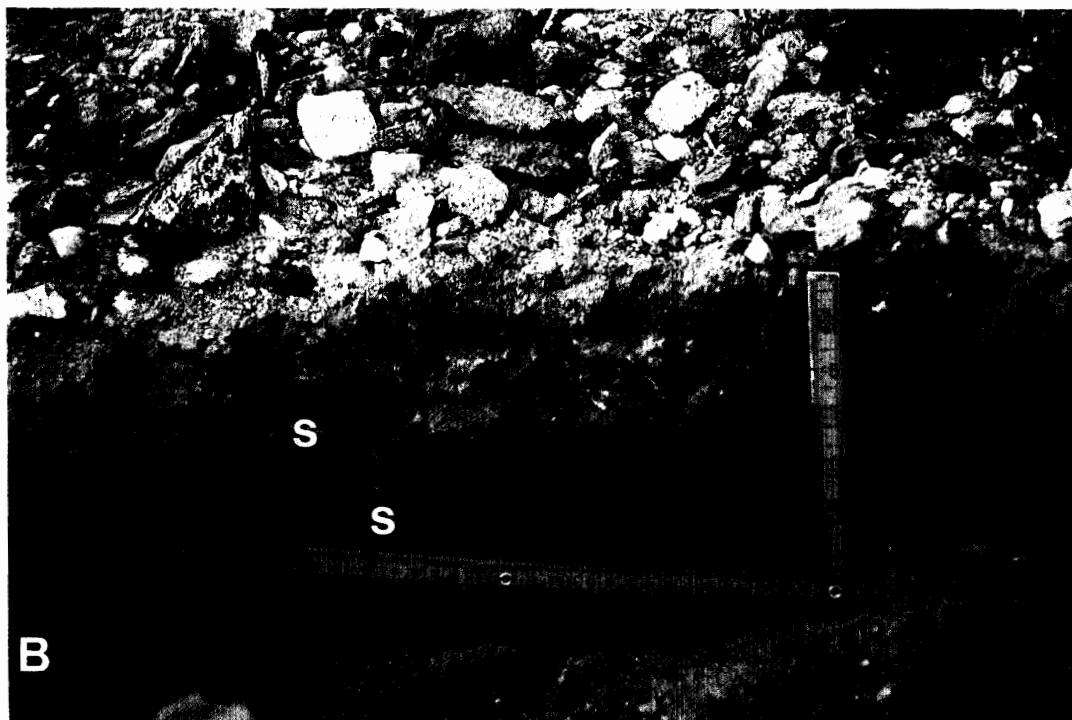
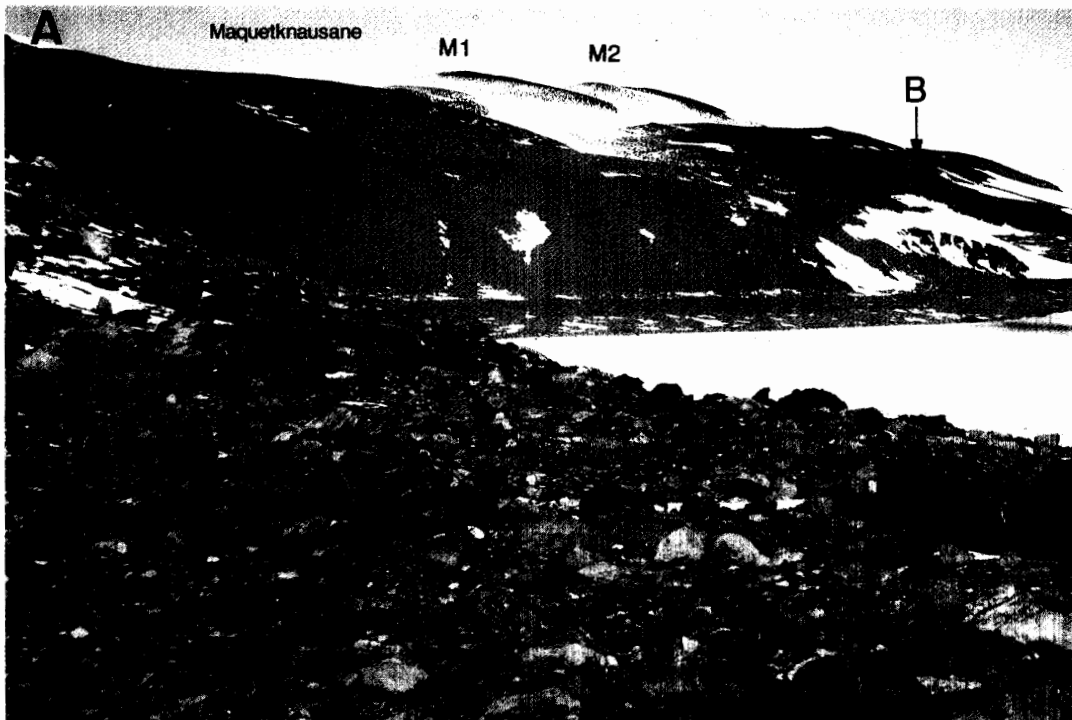
カリフォルニア大学の K. NISHIZUMI 博士、ネブラスカ大学の D. M. HARWOOD 博士には、投稿中または準備中の原稿を見せて頂き貴重な資料を示して頂いた。東京農業大学の吉川虎雄先生、国立極地研究所の吉田栄夫先生には我々の原稿を見て頂き、種々のご教示を頂いた。三重大学の岩田修二先生、筑波大学の松岡憲知先生には現地での検討を含めて数々のご意見を頂いた。ともに厚くお礼申し上げる。さらに広島大学の藤原健蔵先生の絶えざるご指導と激励に感謝致します。

## 文 献

- ANYA, M. (1989a): Landforms of the Balchenfjella area, the Sør Rondane, East Antarctica. *Nankyoku Shiryô (Antarct. Rec.)*, **33**, 353-375.
- ANYA, M. (1989b): Landforms in the Mt. Riiser-Larsen area, Amundsen Bay, Enderby Land, East Antarctica. *Chikei (Trans., Jpn. Geomorphol. Union)*, **10**, 195-208.
- BARDIN, V. I. (1982): Composition of East Antarctic moraines and some problems of Cenozoic history. *Antarctic Geoscience*, ed. by C. CRADDOCK. Madison, Univ. Wisconsin Press, 1069-1076.
- CAMPBELL, I. B. and CLARIDGE, G. G. C. (1987): *Antarctica: Soils, Weathering Processes and Environment*. Elsevier, Amsterdam, 368 p. (Developments in Soil Science 16).
- DENTON, G. H., PRENTICE, M. L., KELLOGG, D. E. and KELLOGG, T. B. (1984): Late Tertiary history of the Antarctic ice sheet: Evidence from the Dry Valleys. *Geology*, **12**, 263-267.
- DENTON, G. H., ANDERSON, B. G. and CONWAY, H. W. (1986): Late Quaternary surface fluctuations of Beardmore Glacier, Antarctica. *Antarct. J. U. S.*, **21** (5), 90-92.
- HARWOOD, D. M. (1983): Diatom from the Sirius Formation, Transantarctic Mountains. *Antarct. J. U. S.*, **18** (5), 98-100.
- HARWOOD, D. M., WEBB, P. N. and BARRETT, P. J. (1992): Cenozoic glacial history of Antarctica: Evidence for multiple glacial/deglacial cycles and marine sedimentation in Antarctic interior basins. Submitted to *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*
- HASEGAWA, H., IWATA, S. and MATSUOKA, N. (1991): Till genesis of supraglacial moraine in the central Sør Rondane Mountains, East Antarctica. Abstracts. Sixth International Symposium on Antarctic Earth Sciences. Tokyo, Natl Inst. Polar Res., 221.
- HAYASHI, M. (1990): Glacial history with special reference to the past lacustrine deposits in the Mt. Riiser-Larsen area, Enderby Land, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **4**, 119-134.
- HAYASHI, M. and MIURA, K. (1989): Glacial landforms and weathering processes in the Balchenfjella region, eastern part of the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **3**, 65-80.
- 平川一臣・松岡憲知・高橋裕平・先山 徹・小山内康人・田中幸生 (1987): セールロンダーネ山地地学調査隊報告 1987 (JARE-28). *南極資料*, **31**, 206-229.
- HIRAKAWA, K. and MORIWAKI, K. (1990): Former ice sheet based on the newly observed glacial landforms and erratics in the central Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **4**, 41-54.
- HIRAKAWA, K., MATSUOKA, N. and MORIWAKI, K. (1988): Reconstruction of maximum glacial extent in the central Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **2**, 146-161.
- IWATA, S. (1987): Debris-mantled rectilinear slopes in the western Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **1**, 178-192.
- IWATA, S., HASEGAWA, H. and MATSUOKA, N. (1991): Mapping of till distribution in the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. Abstracts. Sixth International Symposium on Antarctic Earth Sciences. Tokyo, Natl Inst. Polar Res., 242.
- KOJIMA, S. and SHIRAISHI, K. (1986): Note on the geology of the western part of the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **43**, 116-131.
- MATSUOKA, N. (1991): Rock weathering processes in the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. Abstracts. Sixth International Symposium on Antarctic Earth Sciences. Tokyo, Natl Inst. Polar Res., 397-401.
- MATSUOKA, N., MORIWAKI, K. and HIRAKAWA, K. (1988): Diurnal frost-heave activity in the Sør Rondane Mountains, Antarctica. *Arct. Alp. Res.*, **20**, 422-428.
- MATSUOKA, N., MORIWAKI, K., IWATA, S. and HIRAKAWA, K. (1990): Ground temperature regimes and their relation to periglacial processes in the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **4**, 55-66.
- MAYEWSKI, P. A. and GOLDTHWAIT, R. P. (1985): Glacial events in the Transantarctic Mountains: A record of the East Antarctic ice sheet. *Geology of the Central Transantarctic Mountains*, ed.



- by M. D. TURNER and J. F. SPLETTSTOESSER. Washington D. C., Am. Geophys. Union, 275-324 (Antarct. Res. Ser., Vol. 36).
- MCKELVEY, B. C. and STEPHENSON, N. C. N. (1990): A geological reconnaissance of the Radok Lake area, Amery Oasis, Prince Charles Mountains. *Antarct. Sci.*, **2**, 53-66.
- MCKELVEY, B. C., WEBB, P. N., HARWOOD, D. M. and MABIN, M. C. G. (1991a): The Dominion Range Sirius Group: A record of the late Pliocene-early Pleistocene Beardmore Glacier. *Geological Evolution of Antarctica*, ed. by M. R. A. THOMSON *et al.* Cambridge, Cambridge Univ. Press, 675-682.
- MCKELVEY, B. C., MABIN, M. C. G., HARWOOD, D. M. and WEBB, P. N. (1991b): The Pagodroma event—A late Pliocene major expansion of the ancestral Lambert Glacier system. Abstracts. Sixth International Symposium on Antarctic Earth Sciences. Tokyo, Natl Inst. Polar Res., 403.
- MERCER, J. H. (1972): Some observations on the glacial geology of the Beardmore Glacier area. *Antarctic Geology and Geophysics*, ed. by R. J. ADIE. Oslo, Universitetsforlaget, 427-433.
- 森脇喜一・白石和行・岩田修二・小嶋 智・鈴木平三・寺井 啓・山田清一・佐野雅史 (1985): セールロンダーネ山地地学調査報告 1985 (JARE-26). *南極資料*, **86**, 36-107.
- 森脇喜一・小島秀康・石塚英男・松岡憲知・米浜武次・志賀重男・森田知弥・栗城繁夫 (1986): セールロンダーネ山地地学調査隊報告 1986 (JARE-27). *南極資料*, **30**, 246-281.
- 森脇喜一・船木 實・平川一臣・時枝克安・阿部 博・東 正剛・宮脇博巳 (1989): セールロンダーネ山地地学調査隊報告 1988-89 (JARE-30). *南極資料*, **33**, 293-319.
- MORIWAKI, K., HIRAKAWA, K. and MATSUOKA, N. (1991): Weathering stage of till and glacial history of the central Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Antarct. Geosci.*, **5**, 99-111.
- NISHIZUMI, K., KOHL, C. P., ARNOLD, J. R., KLEIN, J., FINK, D. and MIDDLETON, R. (1991): Cosmic ray produced  $^{10}\text{Be}$  and  $^{26}\text{Al}$  in Antarctic rocks: Exposure and erosion history. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **104**, 440-454.
- SELBY, M. J. (1971): Slopes and their development in an ice-free, arid area of Antarctica. *Geogr. Ann.*, **53A**, 235-245.
- SMITH, A. G. and DREWRY, D. J. (1984): Delayed phase change due to hot asthenosphere causes Transantarctic uplift?. *Nature*, **309**, 536-538.
- VAN AUTENBOER, T. (1964): The geomorphology and glacial geology of the Sør-Rondane, Dronning Maud Land. *Antarctic Geology*, ed. by R. J. ADIE. Amsterdam, North-Holland, 81-103.
- WELLMAN, P. (1988): Tectonic and denudational uplift of Australian and Antarctic highlands. *Z. Geomorphol.*, **32**, 17-29.
- WELLMAN, P. and TINGEY, R. J. (1981): Glaciation, erosion and uplift over part of East Antarctica. *Nature*, **291**, 142-144.
- YOSHIDA, Y. and MORIWAKI, K. (1983): Landform of Mt. Riiser-Larsen, Amundsen Bay, Enderby Land: Results of a preliminary survey. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **28**, 240-246.
- (1991年12月17日受付; 1992年1月16日改訂稿受理)



**Plate 1.** A, B: 著しく赤色風化したマケットクナウサネの地表面. 写真位置は図 3 に示した. S: 塩類集積層. 1A の前景は Stage 3 のティルからなるモレーンリッジ

*Plate 1. A: Strongly tinted ground surface of Maquetknausane (background) and a moraine ridge on Nils Larsenfjellet (foreground). Locality is shown in Fig. 3.*

*B: Strongly tinted gravels and soil profile showing salinization (S: horizon of salt aggregation). Locality is shown in A and Fig. 3.*

Plate 2

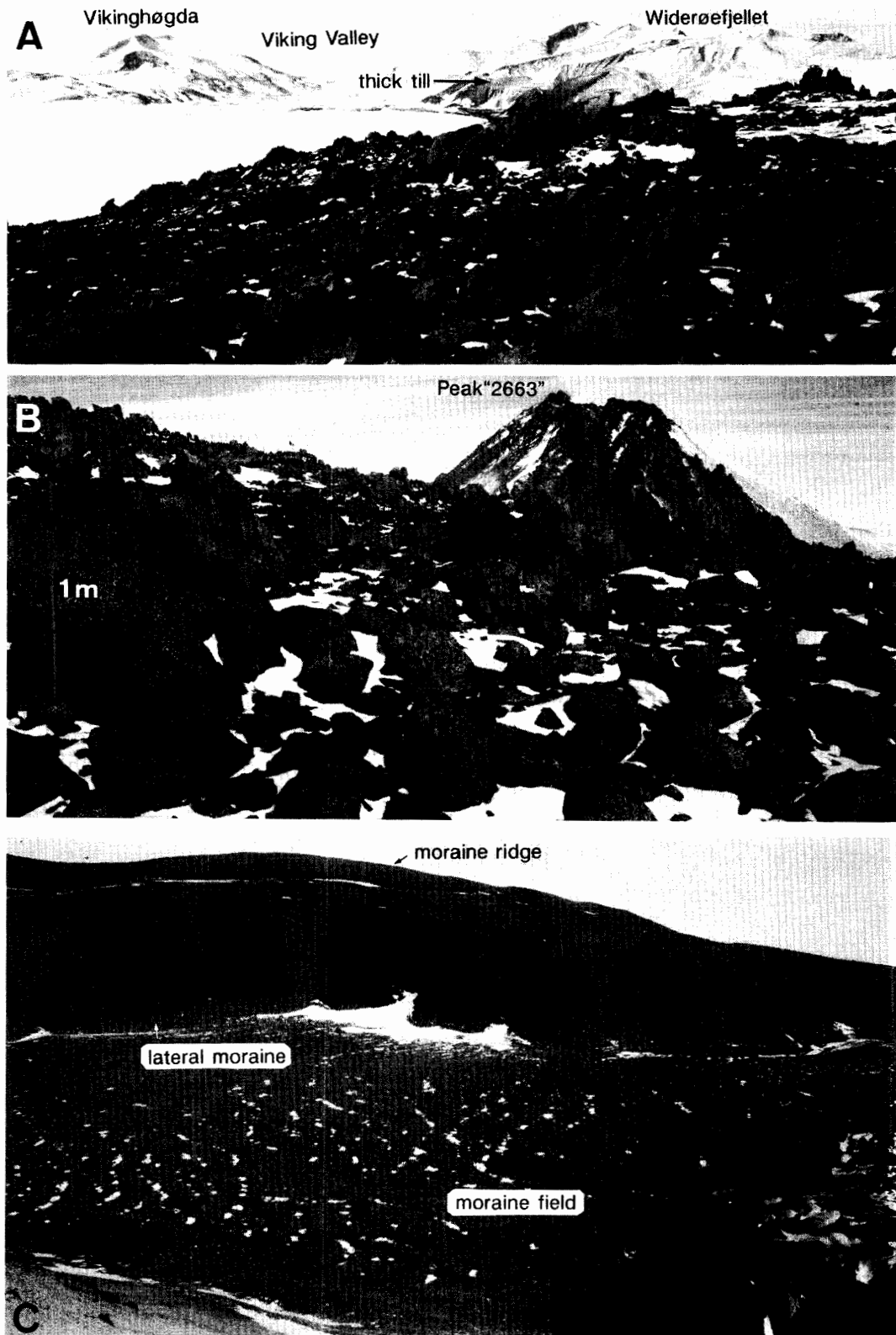
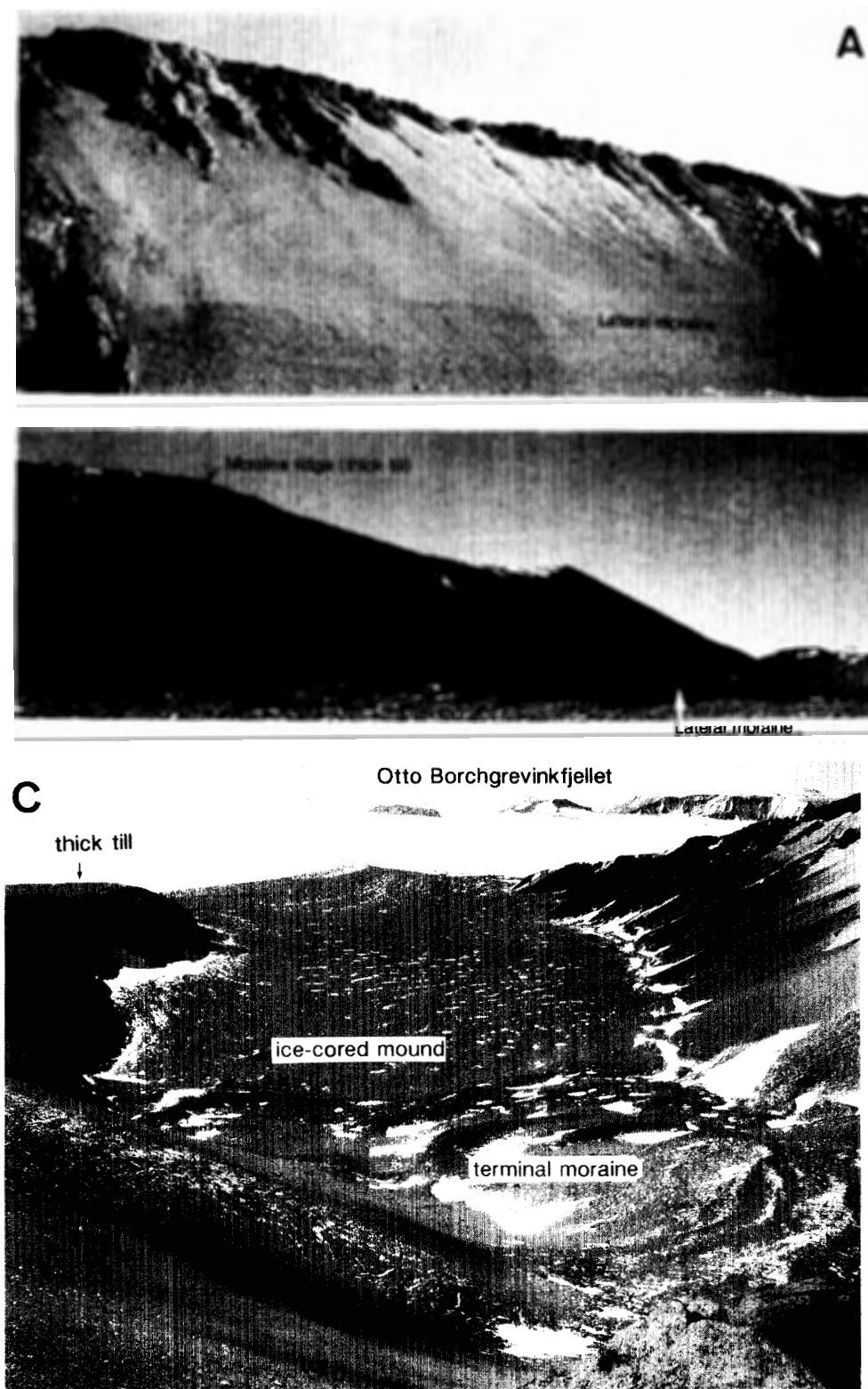


Plate 2. A, B: ニルスラルセン山の風衝斜面の小トア群 (図 3 参照). その頂部の高さがよく揃っている. 写真 A の遠景にビーデレー山の北面緩斜面と厚いティルが見える

C: ニルスラルセン山西稜の厚いティルと湾入部のモレーン原

Plate 2. A, B: Small tors on the windward slope, Nils Larsenfjellet. Note their uniform heights above the ground. Locality is shown in Fig. 3. North-facing gently-sloped ridge of Widerøefjellet and thick till are seen in the distant view of A.

C: A thick till and a notable moraine ridge on the western ridge of Nils Larsenfjellet, and a moraine field in the embayment. Locality is shown in Fig. 3.



**Plate 3.** A, B: ニルスラルセン山を取り巻く急斜面のラテラルモレーン (図 3 参照)  
 C: ニルスラルセン山西部の湾入のモレーン原とターミナルモレーン。ターミナルモレーンは北からの氷の侵入を示している

**Plate 3.** A, B: Debris-mantled steep slope and small lateral moraine of Nils Larsenfjellet. Locality is shown in Fig. 3.  
 C: A moraine field and terminal moraines in the embayment of the western Nils Larsenfjellet. The terminal moraines suggest the invasion of ice from the north.

Plate 4

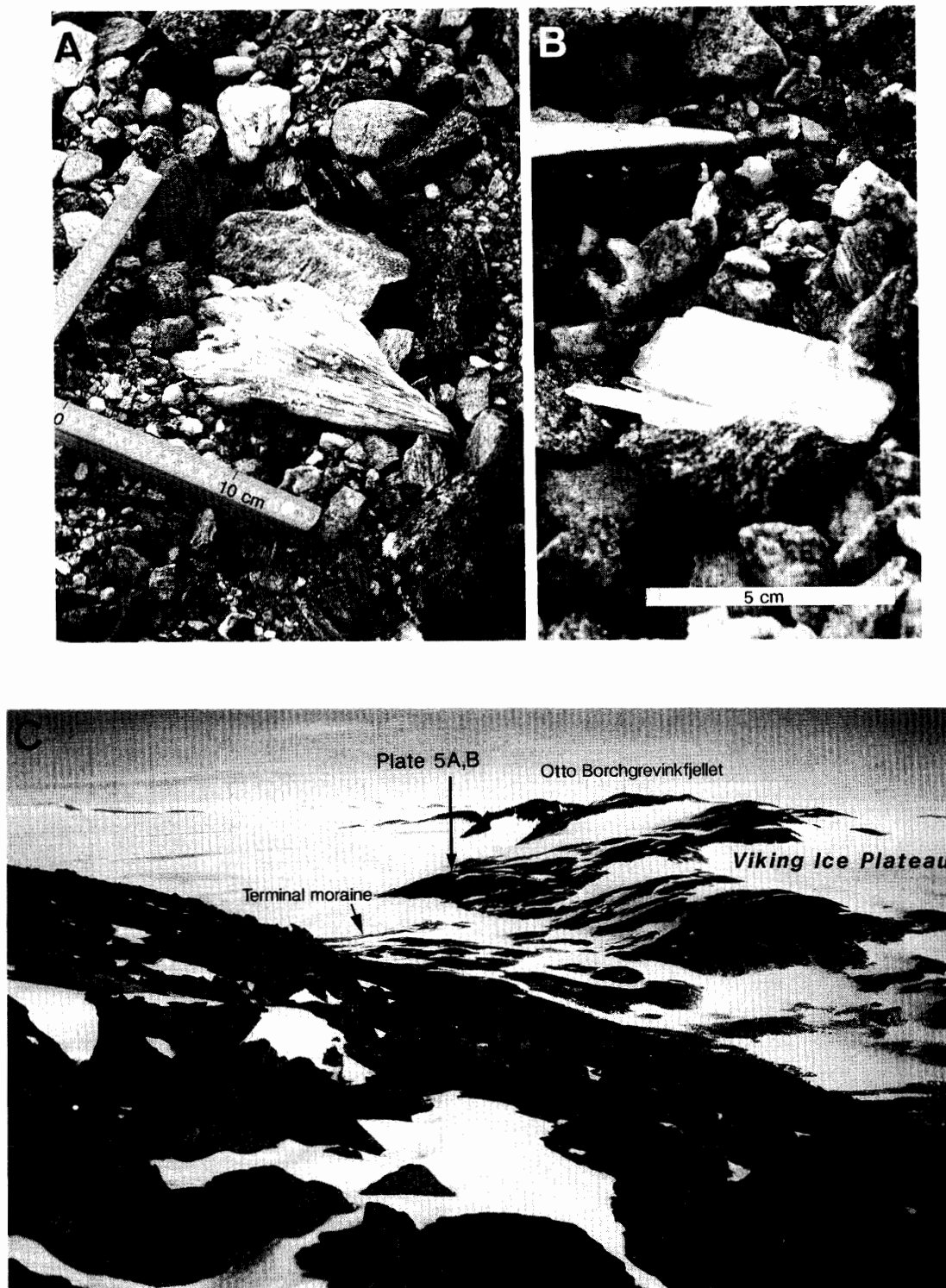


Plate 4. A, B: マケットクナウサネに沿うモレーン原に取り込まれた石ころの結晶 (図 3 参照)

C: 現地成の岩屑のみで覆われたビーデレー山の北面緩斜面

Plate 4. A, B: Fragment of largely crystallized gypsum on the moraine ridge along Maquetknausane. Locality is shown in Fig. 3.

C: North-facing gently sloping ridge of Widerøefjellet covered with "in situ" debris without erratics.



**Plate 5.** A, B: ビーキング谷北壁, 氷食ベンチの著しく風化した基盤岩とその風化断面 (図 5, Plate 4C 参照)

*Plate 5. A, B: Severely weathered bedrock surface and its weathering profile on a glacial bench of the north wall of the Viking Valley (Fig. 5 and Plate 4C). The bedrock structure can be seen on debris mantle (A). Fine materials have been blown off by wind at the surface.*

Plate 6

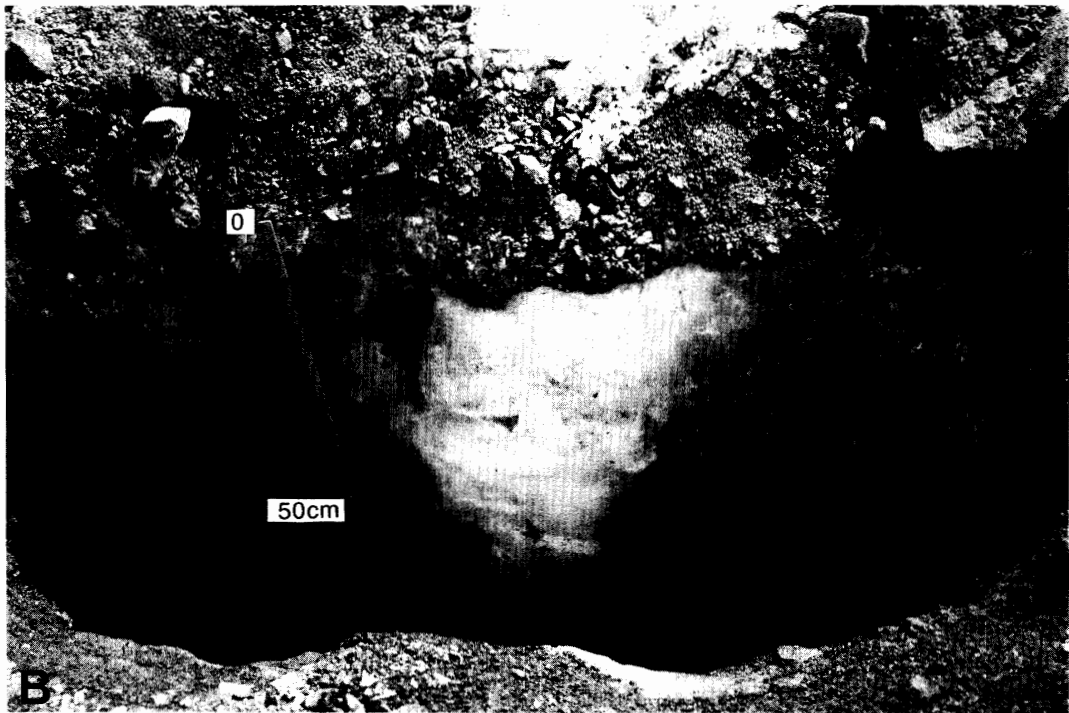


Plate 6. A: ビーキング谷の谷底. Stage 3 ないし 4 (表 1) に相当する風化をしている

B: ビーキング谷西端のモレーン原に発達する多角形土のアイスウェッジ

Plate 6. A: The valley bottom of the Viking Valley showing severe weathering (Stage 3 or 4).

B: An ice wedge under a polygonal network on a moraine field. Locality is shown in Fig. 5.



**Plate 7.** A, B: ビーキングヘグダ頂部のなだらかな山容. 南面緩斜面の山岳氷河と手前のビーデレー山北面緩斜面 (A). 北面する緩斜面を切る急崖と, 手前のタンガーレンの氷食円頂丘 (B)

**Plate 7.** A, B: Round-topped gentle features of Vikinghøgda. A: Alpine glaciers on a south-facing gentle slope, and a north-facing gentle ridge of Widerøefjellet (foreground). B: North-facing cliff cutting a gentle slope, and stoss-and-lee topography of Tanngarden (foreground).



## Plate 8



**Plate 8.** A: ビーキングヘグダ北面斜面の岩屑。低位の岩屑原の上限はデュボア氷河表面と平行的である。左手と右手の高位の岩屑原（矢印）は尾根を完全に覆っている（図 6, 8 参照）。

B: オットーボルヒグレヴィンク山のティルを載せた平頂山頂。ティルの厚さは約 5 m。

C: 現地成の岩屑で覆われたタンガーレンの主稜線中央部（図 8 参照）。

*Plate 8.* A: Debris on a north-facing slope of Vikinghøgda. The high-lying debris (arrow) are overlain on asymmetric ridges (localities are shown in Figs. 6, 8). The upper limit of a low-lying debris (broken line) run nearly parallel with the surface of Duboisbreen.

B: A till-topped, flat summit of Otto Borchgrevinkfjellet. Thickness of till is about 5 m.

C: Flat-topped ridge of Tanngarden consists of the bedrock and in situ debris. Locality is shown in Fig. 8.