日高山脈トッタベツ谷における氷河底変形地層について

岩崎 正吾* 澤 柿 教 伸** 平 川 一 臣**

Subglacial Deforming Bed in the Tottabetsu Valley, the Hidaka Mountain Range

Shogo IWASAKI *, Takanobu SAWAGAKI ** and Kazuomi HIRAKAWA **

Abstract

In recent years, the “subglacial deforming bed” has attracted attention as a factor of glacier dynamics. Subglacial deforming beds, named T8-till and T9-till respectively in this study, were formed at two locations in the Hidaka Mountain Range during the glacier's maximum advance (Poroshiri Stade) of the Last Glacial Stage. These subglacial deforming beds are characterized by deformation structures such as shear planes, folds and fault gouge formed under compaction in the vertical direction and drag in the horizontal direction. T8-till and T9-till had been deformed by two cycles and one cycle of glacial advance and retreat, respectively. Strain at these subglacial deforming beds reconstructed using shear angle and degree of fracturing indicate that T8-till developed beneath the first warm-based and the second cold-based glaciers, while T9-till was beneath the cold-based glacier.

Key words: subglacial deforming bed, subglacial bed deformation, Glaciation, Poroshiri Stade, Hidaka Mountain Range

キーワード：氷河底変形地層，氷河底地層変形，氷河作用，ポロシリ亜氷期，日高山脈

I. はじめに

1986年に、西南極氷床アイスストリームの流れの大部分は、氷河の下の地層の変形“subglacial-bed deformation（以下、氷河底地層変形）”によって生じている可能性が示された（Alley *et al.*, 1986; Blankenship *et al.*, 1986）。これを契機として、氷河底地層変形の問題は氷河作用研究における重要な課題の一つとなってきた。それまでの研究では、“ice deformation（以下、氷の変形）”と“basal sliding（以下、底面すべり）”が氷河の

流動を規定する要因と考えられていたが、“氷河底地層変形”もまた氷河流動ダイナミクスを決定づける要因として新たに認識されるようになったのである。Boulton（1986）はこの認識の変革を「氷河学におけるパラダイムシフト」と呼んだ。

氷河底地層変形に関する研究では、現存氷河における直接的な観察は容易でない。そこで、氷河消滅地域に残されている、氷河底で変形プロセスを被った地層起源の堆積物“subglacial deforming bed（以下、氷河底変形地層）”が重要な研究対象となっている。とくに、北米・北欧に発達し

* 日本学術振興会特別研究員（北海道大学大学院地球環境科学研究科）

** 北海道大学大学院地球環境科学研究科

* JSPS Research Fellow, Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University

** Graduate School of Environmental Earth Science, Hokkaido University

た更新世氷床によるこのような堆積物について、多くの研究が行われている。しかし、氷期の日高山脈に発達したような全長 4 km 程度の小規模山岳氷河の氷河底変形地層に関する研究は非常に少なく、世界的に見ても Benn (1994) の例があるだけである。筆者らは、日高山脈中央部トッタベツ谷において氷河底変形地層を見いだしており(岩崎ほか, 2000a), その堆積物に注目することは日高山脈の更新世氷河のみならず小規模山岳氷河の氷河底環境を解明する上でも重要である。本稿では、日高山脈中央部トッタベツ谷の 2 地点で発見した最終氷期ポロシリ亜氷期(小野・平川, 1975; 岩崎ほか, 2000a, b)の氷河底変形地層(それぞれ“T8-till”, “T9-till”と呼ぶ)を肉眼スケールで詳細に記載し(縮尺 1/10 のスケッチ作成), それに基づいて氷河地質学的・氷河学的意義を検討する。

II. 氷河底変形地層の定義と基本概念

従来の研究において、氷河の消滅後に残された氷河底堆積物は、“lodgement till” “subglacial melt-out till” “deformation till” (例えば, Dreimanis, 1989; Benn and Evans, 1998; Boulton *et al.*, 1996) などと呼ばれ分類されてきた。これらは、主として氷河底での初成的堆積プロセスを分類基準とする用語である。いっぽう, Ruszczyńska-Szenajch (2001) は、氷河底の初成的堆積プロセスと氷河性テクトニクスを組み合わせた基準にしたがって、“hard lodgement till” “soft lodgement till” “glaciotectonic diamicton”などを定義している。また、前章で述べたように、現在の氷河・氷床下にある地層での変形プロセスがひろく認知されるに伴い、初成的堆積プロセスや氷河性テクトニクスの種類にかかわらず、氷河底で変形された堆積物を総称する用語として“deformable bed till” (Hart, 1995, 1998) が提唱された。しかし、この用語はまだひろく受け入れられているとはいえない。また、初成的堆積プロセスや氷河性テクトニクスに基づく氷河底堆積物の分類・定義は、現在においても議論の途上にあるといっていよう。そこで本稿では、かつ

て氷河が流動していた時期に氷河底で変形プロセスを被り、現在地層として残存している堆積物を、総称して“氷河底変形地層”と呼ぶ。

図 1A は Hart and Boulton (1991) が示した氷河底変形地層の形成に関わる堆積・侵食・運搬・変形プロセスの概念図である。これによると、氷河底変形地層は前進しつつある氷河の下で、“shearing-in” “folding-in” “lodgement”そして“melt-out”の四つのプロセスによって物質を内部に取り込みながら形成される。氷河底変形地層は、これらのプロセスによって取り込まれる物質の質や量、取り込まれた後の変形の程度などの違いを反映して多様な層相を示すが、模式的には図 1B の様に表される。この図からわかるように、氷河底変形地層は剪断面や褶曲などの構造で特徴づけられ、それらが氷河底変形地層の認定基準となる。

氷河底地層の変形の様式および度合いは、その剪断強度と摩擦強度、およびそれに働く氷河性剪断応力のバランスによって決まる。例えば、剪断応力が剪断強度よりも小さく、摩擦強度よりも小さい場合には、氷河底面に近い氷河底地層最上部に限って歪が生じる。また、剪断応力が剪断強度と摩擦強度よりも小さい場合には氷河底地層に変形が起こらず、反対に大きい場合には、剪断応力と剪断強度が釣り合う深さまで地層の変形が起こる。後者の場合の典型的な層相が図 1B である。

III. T8-till の記載

1) 露頭の地形的位置と概観

T8-till が観察される地点 T8 は、トッタベツ谷底部(本流の現河床標高 935 m)の右岸に位置している(図 2, 口絵 1-1)。ここでは、現河床上 42 m に段丘状の地形表面があり、その直下の層準(現河床上 25-40 m)に好露頭がある(図 3 左, 口絵 1-2)。ここで見られる堆積物は、上位から順に層相の異なる A・B・C・D の四つのユニットからなる(図 4)。ユニット A と B および B と C の境界は共に明瞭であり、いっぽうユニット C と D の境界は不明瞭である。このうち本稿で T8-till としたのは、ユニット A・B・C である。

図 1 氷河底変形地層の基本概念。

A : Hart (1998) を改訂。 B : Hart and Boulton (1991), Dreimanis (1993), Hart (1998) を編集。

Fig. 1 Basic concept of subglacial deforming bed.

A : modified from Hart (1998). B : compiled from Hart and Boulton (1991), Dreimanis (1993) and Hart (1998).

図 2 露頭の位置と最終氷期氷河最大拡大期（ポロシリ亜氷期）の氷河の範囲。

基図は国土地理院発行 1/25,000 地形図「ピパイロ岳」と「幌尻岳」。

Fig. 2 Locations of outcrops and the extent of the maximized glacier during the Poroshiri Stage of the Last Glacial Stage.

Base maps are 1/25,000 topographical maps "Pipairodake" and "Poroshiridake" by the Geographical Survey Institute of Japan.

図 3 地点 T8 (左) と T9 (右) の堆積物柱状図.

Fig. 3 Columnar sections at locations T8 and T9.

2) 層相と堆積構造

ユニット A (現河床上 36 m 以上の層準): 厚さ 4 m 以上のルーズな角礫層。直径数センチメートルから 4 m までの角閃岩礫だけで構成されている。

ユニット B (現河床上 32–36 m の層準): 厚さ約 4 m の緻密な礫支持礫層。角閃岩の角礫だけからなり、風化した基盤岩のような層相を呈するところが多く、非常に緻密である。このユニットを構成する角礫は、密に発達した破断面によって直径数センチメートルから 50 cm 程の大きさに破碎されている。破断面には、見かけ上、図 4 の左下方向に選択的に配列する連続性のよいものがある (図 4 の構造①, 口絵 1-3)。三次元方位解析に基づくそれらの最大傾斜方位と傾斜角の平均は、それぞれ 81.9° および 39.7° である (図 5)。また、このユニットの基底近くには石英と長石の脈 (図 4, 口絵 1-3) があり、多数の破断面によって切られているものの、1 m 以上にわたってほぼ連続している。このような破断された石英・長石の脈はユニット B の数カ所で見られる。

ユニット C (現河床上 31–32 m の層準): 層厚約 1 m。主として粘土サイズの細粒物質で構成される基質支持ダイアミクトン。本ユニットには、角閃岩やダナイトなど多様な岩質の円～亜円礫が含まれ、図 4 の左下方向への選択配向性を持つ無数の破断面 (図 4 の構造⑤) が特徴的に発達している。また最上部には、本ユニットがユニット B に取り込まれるように生じている褶曲 (図 4 の構造②, 口絵 1-4) が見られる。ユニット B/C 境界直下には、境界面に沿ってほぼ水平方向に連続する角閃岩角礫と石英・長石の破碎岩片を挟む破断面 (図 4 の構造③, 口絵 1-5) がある。また、ユニット C と D の境界は漸移的だが、その付近の層準にはオレンジ色に風化・変色したダナイト礫の破碎岩片 (直径 10 cm 以下) が、ほぼ水平方向に並んでいる (図 4 の構造④, 口絵 1-6)。

ユニット D (現河床上 31 m 以下の層準): 厚さ 6 m 以上のシルト質砂の基質支持河成礫層。このユニットは、角閃岩やダナイトなどの円～亜円礫からなる。また、水流の作用で形成されたことを示す粗粒な砂のレンズや、シルトのラミナが観察され、河成～融氷河成の堆積物と考えられる。

IV. T9-till の記載

1) 露頭の地形的位置と概観

T9-till の露出する地点 T9 は、トッタベツ川本流の標高 897 m 付近で右岸から合流する支流の左岸に位置する (図 2)。露頭全体の幅は約 80 m、高さは約 40 m である。本研究では、ティルの露出が最もよい露頭の左側上部において幅・高さ共に約 10 m の範囲で記載を行い、層相の違いから堆積物を上位から順に A', B', C', D', E' の五つに区分した (図 3 右, 図 6, 口絵 1-7)。ユニット A'・B'・C'・D' の各境界はいずれも明瞭であるが、ユニット D' と E' の境界は不明瞭である。

2) 層相と堆積構造

ユニット A' (現河床上 37.0–37.5 m の層準; 堆積頂面直下の層準): 厚さ約 50 cm のオープンワークの礫層で、直径 10–30 cm の角閃岩角礫だけからなる。

ユニット B' (現河床上 33.5–37.0 m の層準):

図 4 T8-till の層相.

Fig. 4 Facies of T8-till.

見かけの厚さ 0.5–2 m の緻密な礫支持礫層。このユニットは、無数の破断面を伴う角閃岩礫だけからなり、風化した基盤岩のような層相を示す。破断された礫の長径は、基底付近では 5 cm 前後であるが、上位ほど粗粒化し (図 6, 口絵 1-8), 最上部では 20–30 cm 前後となる。破断面は、見かけ上、露頭の右下方向あるいは左下方向に配列する傾向がある (図 6 の構造①', 口絵 1-9)。三次元方位解析の結果、破断面の最大傾斜方位と傾斜角は、それぞれ平均 97.7°, 37.8° が得られた (図 5)。また破断面の一部には、粘土サイズの物質が見られ (図 6 の構造②', 口絵 1-10), 破断面に沿うラミナが顕著に発達している (口絵 1-11)。

ユニット C' (現河床上 32.0–33.5 m の層準) : 角閃岩の角礫だけで構成される緻密な礫支持礫層。見かけ上の層厚は 0.5–2.0 m で、露頭の左側ほど

厚くなる傾向がある。ユニット B' よりも密に破断面が発達しており (図 6 の構造③', 口絵 1-12), 構成礫径は 2–10 mm と細粒化する。また破断面は、上下のユニット境界とほぼ平行で連続性がよい。このユニットには、ユニット B' 中に認められる粘土サイズの物質を挟む破断面がスムーズに連続する (図 6)。

ユニット D'・E' (現河床上 31–32 m と 20–31 m) : 共に砂質シルトの基質支持礫層。両ユニットとも、直径数センチメートルから 1 m 程度の角閃岩角礫を多数含む。しかし、ユニット D' にだけ破断面が認められることから (図 6 の構造④'), ユニット D' と E' を区別した。ユニット E' には直径 2 m 前後の角閃岩の巨角礫密集層があり、支流の上流 (露頭の左) から本流 (露頭の右) 方向へ約 10° で傾斜している (口絵 1-7)。

図 5 ユニット B とユニット B' 中の破断面（リーデル剪断面）の姿勢。
破断面（リーデル剪断面）の最大傾斜方位とその角度をシュミットネットの下半球に投影した。A：平均方位；P：平均傾斜角；n：測定した破断面（リーデル剪断面）の数。

Fig. 5 Attitudes of fractures (Riedel shears) in Units B and B' projected on Schmidt's net. Equal-area, lower hemisphere projection of poles of maximum dip directions and angles of fractures (Riedel shears). A: Azimuth; P: Dip; n: number of fractures (Riedel shears).

V. 解釈と議論

1) ティルの認定

(1) T8-till

T8-till は、A・B・C・D の四つのユニットからなり、このうちユニット B・C に特徴ある変形構造が発達している。とくに、ユニット C の最上位に発達する褶曲（図 4 の構造②、口絵 1-4）と角閃岩角礫と石英・長石の破碎岩片を挟む破断面（図 4 の構造③、口絵 1-5）は明らかな変形構造であり、褶曲は水平方向への短縮、破断面は引きずりによって形成されたと理解できる。また、ユニット

C の褶曲がユニット B の最下部に貫入していることは、ユニット B が水平方向への短縮を受けたことを示す。さらに、基質をほとんど伴わない緻密な礫層であるユニット B には、多くの破断面によって切られた石英脈が最大 1 m にわたって連続する（口絵 1-3）。この事実は、ユニット B がもとも直径 1 m 大の礫を含むオープンワークの粗粒礫層であったことを示すとともに、ユニット B が水平方向への短縮だけでなく垂直方向への圧密を受けたことを意味する。

以上のような構造の存在から、ユニット B・C は垂直応力と剪断応力を受けた脆性剪断帯であるといえる。その剪断方向と成因については、ユニット B の選択配向性を持つ破断面（図 4 の構造①）に基づいて検討できる。一般に脆性剪断帯には、R1 面、R2 面、P 面、Y 面と呼ばれる剪断面が発達し、それらの姿勢は剪断方向を反映して選択的に配列することが知られている（狩野・村田，1998）。なかでも、R1 面はリーデル剪断面とも呼ばれ、剪断帯の中で最も連続よく発達し、その最大傾斜方位は剪断方向の下流側に斜行するとされている。したがって、ユニット B に見られる選択配向性を持つ破断面はリーデル剪断面と考えられる。また、その最大傾斜方位の平均は東方向（図 5）、すなわちトッタベツ川の流下方向であり、これは、想定される氷河の流動に伴う剪断方向と一致する。さらに、ユニット B に働いた圧密は、氷河の自加重圧（垂直応力）で説明できる。

以上のことから、ユニット B・C を氷河底で引きずられて変形した氷河底変形地層であると判断する。ユニット A については、氷河底変形地層（ユニット B）を直接覆うことから、氷河の内部および表面にあった岩屑を起源とする氷河上ティルとともに付近の谷壁からの崖錐性堆積物も含まれると思われる。ユニット D は河成砂礫層の層相を呈し、氷河底変形地層（ユニット C）に直接覆われることから、氷河の前進に伴って氷河前方に堆積した融氷河流堆積物であると解釈した。

(2) T9-till

層相から五つのユニットに区分された地点 T9 の堆積物には、三つのユニット（B'・C'・D'）に

図 6 T9-till の層相.

Fig. 6 Facies of T9-till.

特徴的な堆積構造が発達する。なかでも、粘土サイズの物質を挟む破断面（図 6 の構造②'、口絵 1-10・11）は、脆性剪断帯によく見られる変形構造である。すなわち、その破断面は剪断面であり、そこに歪が集中することによってテクトニックラミネーションを伴う断層粘土状物質が形成されたと解釈できる。このことから、ユニット B' およびその下位のユニット C'・D' に見られる破断面（図 6 の構造①'、②'、③'）も剪断面と解釈できる。

以上の構造の存在から、ユニット B'・C'・D' は剪断帯と考えられる。これらのユニットは堆積面

直下で形成されており、氷河以外ではその成因を説明できない。また、ユニット B' の選択配向性を持つ破断面（図 6 の構造①'）はリーデル剪断面と解釈され、その最大傾斜方位（図 5）に基づくと、ユニット B'・C'・D' を形成した剪断作用は東方向すなわちトッタベツ川の流下方向に働いた。したがって、ユニット B'・C'・D' を氷河底変形地層と判断した。その直上に載る破断を受けていないユニット A' は、層序関係から氷河上ティルと解釈する。また、ユニット E' には、支流の上流側からトッタベツ本流に向けて傾斜する層理（口絵 1-7）が

図 7 T8-till と T9-till の形成過程。

Fig. 7 Schematic diagrams showing formative processes of T8-till and T9-till.

見られ、氷河が地点 T9 に達する以前に形成されていた支流性堆積物である。

2) ティルの形成過程

(1) T8-till

T8-till の氷河底変形地層は二つのユニット B・C に区分された。これらの二つのユニットを別々の氷河前進に伴って生じたものと判断し、T8-till の発達について、以下の五つのフェーズからなる形成過程を復元した (図 7A)。

Phase 1: 氷河に覆われる前の地点 T8 にはユニット D によって示される融氷河流堆積物が堆積していた。

Phase 2: 融氷河流堆積物の上に氷河が前進し、すでにあった outwash flood-loam (fluvio-glacial sediment) を変形し、さらに底面氷からもロジメントやメルトアウトプロセス等による粘土サイズ物質の供給によって、ユニット C が生じた。その際、ユニット C には

「選択配向性を持つ破断面」と「角礫を挟む破断面」, ユニット C/D 境界には「水平方向へ引きずられたダナイトの破碎礫」が形成された。

Phase 3: その後の氷河の縮小過程において, 氷河表面や氷河の中にあった粗粒な角閃岩礫がユニット C の上に堆積した。氷河後退後に崖錐性の角閃岩礫がつけ加わっている可能性が大きい。

Phase 4: 角閃岩礫層はもともとオープンワークであったが, 再び前進してきた氷河によって圧密され, かつ水平方向に短縮された。それがユニット B であり, この時にユニット B の「選択配向性を持つ破断面」と, ユニット B/C 境界の「褶曲」が形成された。

Phase 5: 最後に, 氷河の縮小過程において, 氷河表面や氷河中起源の礫が堆積し, ユニット A が形成された。

剪断帯は粗粒な物質が細粒になっていくことで形成される。仮にこれら氷河底変形地層が一連の剪断作用で形成されたとすれば, より細粒な物質で構成されるユニット C はユニット B とユニット D (融氷河流堆積物) の構成物質を取り込んで発達したことになる。

このことを如実に示しているのが, ユニット C/D 境界の漸移帯に見られる水平方向に並んだダナイト礫の破碎岩片 (図 4 の構造④, 口絵 1-6) である。水平方向に並んだダナイト礫片は, ユニット C がユニット D (融氷河流堆積物) の構成物質を取り込む過程の構造と理解できる。さらに, ユニット C 最上部 (ユニット B/C 境界) に沿って, 角閃岩の角礫と石英・長石の破碎岩片を挟む破断面 (図 4 の構造③, 口絵 1-5) が発達している。また, そこに挟まれる角閃岩はユニット B を構成する岩質と同じである。これらのことから, ユニット C 最上部の破断面はユニット C がユニット B の構成物質を取り込んだ構造である, と考えることも可能である。

断層破碎帯に関する研究では, 横ずれ断層が 10 km 変位した場合でも, 数十センチメートル程度のガウジ (gauge) 帯しか形成されないことが知ら

れている (狩野・村田, 1998)。しかし, ユニット C の厚さは約 1 m もあり, ユニット B・D からの物質の取り込みによってだけではこの厚さは説明できない。T8-till の形成過程の復元の際に, Phase 2 において, 上下ユニットからの物質の取り込みに加えて, outwash flood-loam の変形を想定したのは, このことを説明するためである。

(2) T9-till

T9-till の氷河底変形地層は B'・C'・D' の三つのユニットに分けられた。T9-till は 1 回の氷河前進に伴って形成されたと考えられ, その形成過程は三つのフェーズに分けられる (図 7B)。

Phase 1: 氷河前面の地点 T9 には, 細粒物質に富む基質支持の厚い支流性堆積物の上位に, オープンワークで礫支持の支流性堆積物が堆積していた。

Phase 2: 支流性堆積物最上部層が氷河による圧密と引きずりによって変形・変質し, ユニット B' が形成された。さらに, 氷河の引きずりが継続し, それに伴ってユニット B' の基底付近が強く変形してユニット C'・D' が形成された。

Phase 3: 氷河の縮小過程に, 氷河表面や内部起源の角閃岩の礫が堆積してユニット A' が形成された。

氷河底変形が起きていた Phase 2 において, ユニット B' の基底付近が強く歪んでユニット C' が形成されたと解釈したのは, 以下の理由による。1) ユニット B' からユニット C' にスムーズに連続する破断面 (図 6 の構造②') が, 粘土化した部分を伴っていること。2) ユニット B'・C' を構成する角閃岩礫はユニット C' の方が著しく細粒であること。3) 粘土サイズの物質を挟む破断面がユニット B' における歪の局所化で形成されたと解釈できること。いっぽうユニット D' は破断面 (図 6 の構造④') の発達を伴うものの, 直下のユニット E' (支流性堆積物) と同じ層相を示す。したがって, ユニット D' では破断は弱く, ユニット B'・C' の変形に付随して生じたものと考えられる。

3) ティルの変形様式と氷河流動への寄与

氷河底変形地層の変形構造は, 氷河の“底面す

べり”に伴う引きずりによって生じるので、その歪は“底面すべり”と“氷河底地層変形”の程度を反映する。またそれらは、氷河流動の性質を決定づける重要な因子であることが知られている(例えば, Benn and Evans, 1998)。これらのことから、T8-till と T9-till の氷河底変形地層の歪から、かつての氷河流動の性質を復元できる可能性がある。しかし、ティルの歪ならびに氷河流動への影響を評価する方法は検討の緒にもつていない。そこで本研究では、T8-till では剪断面角、T9-till では礫の破碎度を指標としてティル形成当時の変形様式を推定し、氷河流動の性質を検討することを試みた。

(1) T8-till

T8-till の歪の指標とした剪断面角とは、脆性剪断帯において最も連続のよいリーデル剪断面 (R1 面) が剪断方向に対して斜交する角度のことであり、その角度は、同じ応力条件下では堆積物が延性的な場合ほど大きくなり、同じ堆積物の場合には加えられる応力が強いほど増加する傾向がある(加藤・垣見, 1994)。また 30 度未満の剪断面角は脆性的な変形を、それ以上の剪断面角は延性的な変形を示唆すると考えられている。ティルに加えられる応力は、ユニット内ではほぼ一定と考えられるので、剪断面角は変形のし易さ(歪やすさ)の指標と見ることができる。

図 8A は、ユニット中の層相の細かな違いを考慮して、T8-till の深さ方向の剪断面角の分布を復元したものである。このティルについては、1 回目の氷河前進によって形成されたユニット C・D と、2 回目の氷河前進によるユニット B を分けて議論する必要がある。ただし、ユニット C 最上部の角閃岩の角礫と石英・長石の破碎岩片を挟む破断面(図 4 の構造③, 口絵 1-5)がほとんど乱されていないことから、ここでは、2 回目の氷河前進に伴うユニット C の変形の程度は極めて小さいと考え、その影響は考慮に入れない。図 8A によると、1 回目の氷河前進による歪が非常に大きく、当時のティルは延性的に変形したと考えられる。このことから、1 回目に前進した氷河は、地点 T8 において“氷河底地層変形”を有効な流動メカニズムの

A. shear angle of T8-till

B. Degree of fracturing of T9-till

図 8 T8-till と T9-till における仮定的な歪の垂直分布。

Fig. 8 Vertical patterns of hypothetical strain in subglacial deforming bed of T8-till and T9-till.

一つとしていたと考えられる。

いっぽうユニット B の歪は全体的に小さく、脆性的な変形を示唆している。II 章で述べたように、氷河底変形地層は氷河底面に近い部分ほど強い氷河性剪断応力を受けるので、その歪は概して上位の層準ほど大きくなる。しかし、このユニットに関してはその傾向が見られず、ユニットの下部ほど歪が大きくなっている。このような歪の垂直分布から、2 回目に前進した氷河は地点 T8 においてユニット B 全体を引きずっていたと考えられる。

(2) T9-till

このティルの剪断面角は不明瞭で、T8-till のように系統的に計測するのは困難である。そこで T9-

tillについては、「1度の氷河前進で形成され、原岩物質の大部分が粗粒礫であった」ということを踏まえ、礫の破碎度を歪の大きさの指標とした。ここでは、初生的な構造を保ったまま剪断面が形成されているものを破碎度1とし、堆積物の破碎が進行してその粒度がWentworthの粒度区分において1ランク小さくなれば破碎度が一つ大きくなるとする。

礫の破碎度に基づいて評価したT9-tillの歪を図8Bに示す。この図によると、ユニットB'中の粘土サイズの物質を挟む破断面(図6の構造②',口絵1-10・11)において極端に破碎度が高くなるものの、氷河底変形地層全体(ユニットB'・C'・D')の破碎度は小さい。このことは氷河の流動にT9-tillの変形の寄与が大きくなかったことを示唆している。ここで注目すべき点は、ユニットB'・C'・D'において、下部ほど破碎度が高くなっている事実である。ユニットB'の最上部は氷河底面と接していたので、底面すべりに伴う剪断応力を最も強く受けたはずである。しかし、そこでは顕著な細粒化は見られない。すなわち、T9-till形成時の氷河は底面すべりは顕著ではなかったこと、氷河は地点T9付近において地層を面的に引きずり、ユニットB'・C'・D'全体をシート状に形成したことを意味している。

4) 氷河底熱的コンディション

(1) T8-till

地点T8における1回目の氷河前進時にユニットCが延性的に変形された、という解釈に基づけば、その剪断強度は剪断応力に対してかなり小さかったことになる。ユニットCのような粘土サイズの細粒物質で構成される堆積物が延性的に変形するためには、構成物質中に間隙水があり、その水圧が静水圧よりも高い過剰間隙水圧となる必要があることから、当時の氷河底面は融解点にあったと考えられる。

2回目の氷河前進時にはユニットB/C境界ですべりが生じ、ユニットCはほとんど変形しなかったのに対し、ユニットBの基底部分は強く歪んだ。ユニットBは緻密で、粗粒な礫だけからなり、常温状態では粘土サイズのユニットCよりも摩擦強

度が大きいはずである。しかし、変形の程度はユニットCよりユニットBの摩擦強度の方が小さく、2回目の氷河前進時には、ユニットB・Cの間で摩擦強度が逆転していたことを示す。この現象は、当時の氷河底面が凍結状態にあり、間隙水が凍結することによってユニットCの摩擦強度がユニットBより大きくなっていたことを意味するのかもしれない。

(2) T9-till

T9-tillの形成は、ユニットB'・C'の起源物質(粗粒角礫層)がユニットD'・E'の起源物質(砂質シルトの基質支持礫層)との境界ですべることによって始まった。図8Bに示した歪に基づく、その際の変形は粗粒角礫層であるユニットB'の基底付近に集中し、その結果、細粒角礫層化したユニットC'が生じた。この時に基質支持堆積物(ユニットE')の最上部にまで変形が及び、ユニットD'が形成された。このユニットD'の歪はユニットC'に比べて極端に小さい。しかし常温での摩擦強度は、砂質シルトの基質支持層であるユニットE'の方が、粗粒角礫層であるユニットB'より小さいはずである。すなわち、T9-tillの形成時にも、T8-tillと同様に摩擦強度の逆転が起こっていた。したがって、T9-tillを形成した氷河も底面凍結状態にあった可能性がある。

VI. まとめと今後の課題

本研究では、日高山脈トッタベツ谷の2地点に露出する氷河堆積物(T8-tillとT9-till)について層相・堆積構造を記載し、1) T8-tillとT9-tillがそれぞれ2回と1回の氷河前進・後退に伴って形成されたこと、2) 両テイルの氷河底変形地層に垂直・水平方向への圧密・引きずりで形成された剪断面、褶曲、断層粘土など多様な変形構造が発達することを明らかにした。さらに、3) リーデル剪断面と破碎度を指標とした氷河底変形地層の歪復元を試み、T8-tillは底面が融解していた氷河によって形成・変形され、後に再前進した底面凍結氷河によってさらに変形されたこと、また、T9-tillは底面が凍結していた氷河によって形成・変形された可能性を指摘した。

剪断面角に基づく歪の解釈は本研究による新しい試みであり、氷河堆積物への適用の妥当性や定量的な評価などのいくつかの問題点が残されており、今後さらに詳しい検討を要する。例えば、微細構造観察（例えば、van der Meer, 1996; van der Wateren, 1999）や力学実験（例えば、Iverson *et al.*, 1998; Müller and Schlüchter, 2001）などの手法や成果を取り入れることによって歪を定量的に評価できれば、氷河の流動速度の議論に発展させることができるだろう。氷河底における熱的条件の復元は、古気候を復元するためにも重要であり、本稿で試みた氷河底変形地層に基づく氷河地質学的・氷河学的な検討は重要な意味を持つものと考えられる。

謝 辞

本研究を行うにあたり、東京都立大学の岩田修二教授、明治大学の長谷川裕彦博士をはじめとする寒冷地形談話会、氷河作用研究グループの諸氏に有益な御助言を頂いた。記して厚くお礼申し上げます。本研究には、文部科学省研究補助金（課題番号 08680182, 10680095: いずれも研究代表 平川一臣; 課題番号 13680098, 研究代表 渡邊悌二）を使用した。

文 献

- Alley, R.B., Blankenship, D.D., Bentley, C.R. and Rooney, S.T. (1986): Deformation of till beneath Ice Stream B, West Antarctica. *Nature*, **322**, 57–59.
- Benn, D.I. (1994): Fluted moraine formation and till genesis below a temperate glacier: Slettmarkbreen, Jotunheimen, Norway. *Sedimentology*, **41**, 279–292.
- Benn, D.I. and Evans, D.J.A. (1998): *Glaciers and Glaciation*. Arnold.
- Blankenship D.D., Bentley, C.R., Rooney, S.T. and Alley, R.B. (1986): Seismic measurements reveal a saturated porous layer beneath an active Antarctic ice stream. *Nature*, **322**, 54–57.
- Boulton, G.S. (1986): A paradigm shift in glaciology? *Nature*, **322**, 18.
- Boulton, G.S., van der Meer, J.J.M., Hart, J.K., Beets, D., Ruegg, G.H.J., van der Wateren, F.M., Jarvis, J. (1996): Till and moraine emplacement in a deforming bed surge—an example from a marine environment. *Quatern. Sci. Rev.*, **15**, 961–987.
- Dreimanis, A. (1989): Tills: Their genetic terminology and classification. In Goldthwait, R.P. and Matsch, C.L. eds.: *Genetic Classification of Glacial Deposits*. Balkema, 1117–1184.
- Dreimanis, A. (1993): Small to medium-size glaciectonic structures in till and in its substratum and their comparison with mass movement structures. *Quatern. Intern.*, **18**, 69–79.
- Hart, J.K. (1995): Subglacial erosion, deposition and deformation associated with deformable beds. *Progr. Phys. Geogr.*, **19**, 173–191.
- Hart, J.K. (1998): The deforming bed/debris-rich basal ice continuum and its implications for the formation of glacial landforms (flutes) and sediments (melt-out till). *Quatern. Sci. Rev.*, **17**, 737–754.
- Hart, J.K. and Boulton, G.S. (1991): The interrelation of glaciectonic and glaciodepositional processes within the glacial environment. *Quatern. Sci. Rev.*, **10**, 335–350.
- Iverson, N.R., Hooyer, T.S. and Baker, R.W. (1998): Ring-shear studies of till deformation: Coulomb-plastic behavior and distributed strain in glacier beds. *J. Glaciol.*, **44**, 634–642.
- 岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸 (2000a): 日高山脈トッタベツ川流域における第四紀後期の氷河作用とその編年. 地理学評論, **73A**, 498–522.
- 岩崎正吾・平川一臣・澤柿教伸 (2000b): 日高山脈エサオマントッタベツ川流域における第四紀後期の氷河作用とその編年. 地学雑誌, **109**, 37–55.
- 狩野謙一・村田明広 (1998): 構造地質学. 朝倉書店.
- 加藤俊弘・垣見碩一 (1994): 地質構造の解析—理論と実際—. 愛智出版.
- van der Meer, J.J.M. (1996): Micromorphology. In Menzies, J. ed.: *Glacial Environments: Processes, Sediments and Landforms*. Butterworth-Heinemann, 335–355.
- Müller, B.U. and Schlüchter, C. (2001): Influence of the glacier bed lithology on the formation of a subglacial till sequence – Ring-shear experiments as a tool for the classification of subglacial tills. *Quatern. Sci. Rev.*, **20**, 1113–1125.
- 小野有五・平川一臣 (1975): ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境. 地理学評論, **48**, 1–26.
- Ruszczynska-Szenajch, H. (2001): "Lodgement till" and "deformation till". *Quatern. Sci. Rev.*, **20**, 579–581.
- van der Wateren, F.M. (1999): Structural geology and sedimentology of the Heiligenhafen till section, Northern Germany. *Quatern. Sci. Rev.*, **18**, 1625–1639.

(2002年4月29日受付, 2002年6月17日受理)