解説・総説

南極東クイーンモードランドの表面質量収支と氷床流動

高橋修平¹⁾

要 旨

南極・東クイーンモードランド地域において、1960年代から続けられてきた表面質量収支観測によると、年間表面質量収支は沿岸部でおよそ250 mm/a(水当量)以上、標高3000 m以上の内陸部では30 mm/a以下の値を示し、白瀬氷河の表面質量収支平均値は約90 mm/aであった。この表面質量収支分布と氷床表面地形図および基盤地形図を用いて、氷床流動の平衡速度を求めたところ、その計算結果は表面流速観測結果とよく一致した。白瀬氷河流域全体の質量収支については、涵養量は15~19 Gton/a、氷河末端での流出量の見積もりはおよそ14 Gton/aと見積もられ、収支は正となる。これは、白瀬氷河中流部の表面が低下しているという観測結果と矛盾するが、双方の見積もり誤差のほかに、底面での融解流出、氷床流動の不規則変化等がその違いの要因として考えられる。最近の西南極氷床の研究によると、氷床流動の不規則変動は底面すべりと氷の流動特性の組み合わせで説明され、長い周期変化の場合、ロス棚氷の流出とともに西南極氷床が消失することも説明されている。

キーワード：氷床、表面質量収支、氷床流動、平衡速度、質量収支

Key words: ice sheet, surface mass balance, ice sheet flow, balance velocity, mass balance

1. はじめに

南極氷床研究の大きな命題の一つは、「地球温暖化に伴いどのくらい南極氷床は減少するのか?」ということである。この命題に関しては、「気温上昇にともなう融解量増大とともに降雪量も増すため南極氷床はあまり変化しない」とする説が今のところ主流である。しかし、その確信性にも疑問があり、「南極氷床は現在減っているのか増えているのか?」という問に対しても定量的には説明できていないというのが実状である。それは、広大で厳しい気象条件の南極大陸では観測が困難であり、表面質量収支や流動観測のデータが氷床全体に対してはまだ不十分であるためである。

日本南極地域観測隊は、1960年代から昭和基地を中心とする東クイーンモードランド地域で雪氷観測を続けており、これまで南極みずは高原雪氷研究計画(1969-1975)、東クイーンモードランド雪氷観測計画(1982-1986)、ドームふじ深

層氷掘削計画(1991-1997)の大きくは3回の雪氷観測プロジェクトにより、白瀬氷河流域を中心に西はセルロンダーネ山域から東はみずほ基地に至る広範囲な地域で氷床流動、表面質量収支、氷厚測定、コア観測などの観測が行われた(図1)。

これらの観測は、主として雪上車による地上トラバースによって行われ、飛行機観測のように一気に広域観測が行われていないかわりに、観測密度の濃いデータが得られているのが特徴である。国際南極観測委員会等で表面質量収支観測の議題になると、他国の研究者は「日本のようにたくさんの地点で長年の観測をすることはできないが、…」と前置きがつくぐらい、その特質が認められている。この緻密で大量の表面質量収支観測データの特徴を生かし、長年続けられている氷床流動観測の検証を行い、氷床質量収支研究さらには氷床コア研究に役立てるべきであろう。

最近、これらの観測結果を地図に表したフォリオシリーズが発行された(National Institute of Polar Research, 1997)。本報告では、その結果のうち、とくに表面質量収支および氷河流動につい

1) 北見工業大学

〒090-8507 北見市公園町165

図1 東クイーンモッドランドの氷床流域および調査ルート (National Institute of Polar Research, 1997).
調査地域は Shirase, Ragnhild など5つの流域に分類されている。

て説明し、さらに西南極氷床での氷床流動に関する最近のトピックスについて解説する。

2. 表面質量収支

2.1 表面質量収支観測

表面質量収支は、氷床表面における雪(氷)の質量出入りの収支である。収支の結果は積雪量ということになるが、その内訳としては降雪(正)、昇華(凝結:正, 蒸発:負)、地吹雪による積雪再配分(堆積:正, 削剥:負)、融解(負)がある。融解は沿岸部で夏期の一時期に見られるだけであり、極地氷床内陸部ではほとんど融解は起こらない。内陸部では斜面下降風に伴う地吹雪輸送による積雪再配分が問題になり、降雪量の観測も難しいことが多い。

南極・東クイーンモッドランド地域では、日本南極観測隊により、雪尺法による表面質量収支観

測が長年行われてきている。とくに昭和基地—みずほ基地間ルートにおいては1968年以来約30年以上にわたって観測が毎年続けられ、年々変動の記録が得られている。1982～1987年の東クイーンモッドランド雪氷計画では、ドームふじを頂点とする白瀬水河流域を中心に西はセルロンダーネ山域から東はみずほ基地に至る広範囲な地域で観測が行われた。図2は、この地域の約2500地点の雪尺観測データをもとにした表面質量収支である。沿岸部の年間表面質量収支は水量になおして250 mm/a以上と大きい。標高3000 m以上の内陸部では30 mm/aと小さい。

一般的によく用いられる雪尺法は、長さ2.5 mの竹竿を雪面に固定してその高さ変化を測る。この方法は、手軽で実施しやすい半面、いくつかの問題点がある。一つは、その観測値の代表性である。地吹雪によって常に雪面形状が変化するため

図2 東クイーンモードランドにおける表面質量収支 (Takahashi *et al.*, 1994). 棒グラフで表されているデータは雪尺による値であり、数値で表されているデータは氷コアのトリチウム解析による。

雪面高変化データがばらつく。これを回避するためには、観測年数を多くするか、点数を多くして平均をとる必要がある。またルートによって観測期間が異なるとき、年々変動があるかどうか問題である。

表面質量収支を求める別な方法としては、氷床掘削コアの分析による方法がある。酸素同位体分析から夏冬の気温変化を検出して年数を数える方

法があるが、削剥傾向が強い地域では年層の欠落があり、この方法を使うことができない。また図2の数値で表されている積雪水量は、氷コアのトリチウム分析により、1960年代の原水爆実験多発年層のトリチウム増大ピークの深さから得られた積雪量である。この方法は年数が多いだけに安定した値が得られるのが利点であるが、トリチウムピークの同定が難しい場合がある。

2.2 降水量

氷床上斜面において、厳密な意味での年間降水量の測定は困難であり観測例は非常に少ない。その理由は、一年中発生する斜面下降風による地吹雪のため、降雪と地吹雪による堆積を分離して測定することが難しいためである。

みずほ基地において、Kobayashi (1985) は、高度 30 m の飛雪量のほとんどが降雪によるものであることを示し、30 m タワーでの飛雪測定値から 1980 年の年間降水量を 140 mm/a と見積った。一方 Takahashi (1985) は、同様な方法から 1982 年について 260 mm/a の値を得、さらに 1 m 高の吹雪フラックスの降雪時増加分からは年間降水量 230 mm/a の値を得た。いずれにせよ、みずほ基地の近辺の降水量は年間 200 mm/a 前後の値が得られた。

沿岸部にある昭和基地でも、強風のために降水量観測が困難であることは同じであり、小西ら (1990) は鉛直方向降水レーダーにより空中の可降水量を観測した。その結果、1989 年 2 月から 1990 年 1 月までの年間降水量は約 400 mm/a と見積られ、みずほ基地に較べて約 2 倍の値を示した。しかし可降水量は単に上空を通過する成分もあり、降雪量と直接結び付けられるかどうかは議論が残っている。

ドームふじ観測拠点（以後「ドーム基地」と呼ぶことにする）では、1996 年に越冬観測が行われ、積雪量、昇華量の観測が行われた (Kameda *et al.*, 1997)。月に 2 回の雪尺観測による積雪水量の総計は年間約 25 mm/a であり、後で説明されるようにドーム基地では昇華量も積雪再配分量も結果的にはほぼ 0 と考えられるため、年間降水量も約 25 mm/a と考えられる。この値は、Giovinetto and Bull (1987) の積雪水量分布図において標高 3000 m 以上では 30 mm/a 以下という値と一致する。

2.3 表面における昇華凝結

みずほ基地では 1977 年 (Fujii, 1979) および 1982 年 (Takahashi *et al.*, 1994) に、雪面に設置したシャーレ氷の重量変化測定による方法で昇華凝結の通年観測がなされた。毎日の観測では、冬期はわずかな凝結、夏期は大きな蒸発となり、年間総計では、2 回の観測とも約 50 mm/a の蒸発

となった。

ドーム基地における 1995 年の観測では、昇華量観測では夏に昇華、冬に凝結の傾向を示したが、年間総計は 1.6 mm の蒸発とほぼ 0 に近い値を示した (Kameda *et al.*, 1997)。

裸氷原地帯では、裸氷面の小さいアルベードのために日射を吸収して表面温度が上昇するため大きな昇華蒸発を示す。あすか基地近辺のシール岩の裸氷では 200 mm/a を越す大きな年間昇華蒸発量が観測された (Takahashi *et al.*, 1988)。しかし一般に積雪表面ではそのように大きくはなく、みずほ基地のように標高 2000 m 前後の斜面下降風帯では年間 50 mm/a の昇華蒸発、内陸部に向かっては次第に減少し、ドームふじ基地周辺のような内陸中央部では、1 ~ 2 mm/a の昇華蒸発と非常に小さくなるとしてよいであろう。

2.4 地吹雪による再配分

南極大陸斜面では一年中ほぼ斜面下降風が吹き、地吹雪によって常に雪が運ばれており、積雪の再配分が行われている。Takahashi *et al.* (1988) は、斜面下降風が斜面傾斜に依存することから地吹雪量を算出し、積雪再配分量を求め、「やまと裸氷原」の発達原因は積雪再配分過程における雪面削剥によると説明した。また、沿岸部においては、斜面下降風によって上流部から運ばれてきた気温逆転層解消につれて風速が小さくなるとともに、地吹雪によって運ばれてきた雪が堆積するし、降雪量以上に雪が堆積することになる。

みずほ基地での表面質量収支各要素を考えてみる。これまで述べてきたように、みずほ基地では年間降水量として 200 mm/a 前後の値が得られたわけであるが、この付近の年間積雪量として約 70 mm/a (Narita and Maeno, 1979) の値が得られており、1982 年の場合 (降水量 230 ~ 260 mm/a)、残りの 160 ~ 190 mm/a は何らかの形で消失したことになる。昇華による消失分は約 50 mm/a と測定されており (Fujii, 1979)、残りの約 110 ~ 140 mm/a 分は地吹雪による流出分と考えられる。

ある対象地域の上流部で斜面傾斜が小さく、下流部では傾斜が大きくなるとすると、風速は流線に沿って増大し、地吹雪輸送量は入る量より出る量の方が大きくなり、その結果表面質量収支の要

素としては負となる。みずほ基地周辺についての傾斜変化から求めた積雪再配分量は面積当たりにすると、約 -100 mm/a と見積もられ、先の観測結果の説明をすることができる。

ドーム基地の平均風速は約 6 m/s と小さく、しかも風向は特定な卓越風向を示さないため、地吹雪による積雪再配分量は結果的に無視できると考えられる。

以上に述べてきたみずほ基地およびドーム基地の表面質量収支各要素のまとめを表 1 に示す。

2.5 東クイーンモードランドの表面質量収支

表 2 に、東クイーンモードランドにおける 5 つの流域の積雪量ならびに表面質量収支を表す。各流域は沿岸部付近のものや内陸部に広い面積をもつものなど、面積の高度分布が異なるので、表面質量収支は様々な値を示すが、もっとも面積の大きいラゲンヒルド流域で 85 mm/a (積雪量 26.3 Gton/a)、2 番目に大きい白瀬氷河流域では 91 mm/a (積雪量 18.9 Gton/a) であり、5 つの流域全体の年間表面質量収支は 99 mm/a (積雪量 61.2 Gton/a) であった。

3. 氷床流動観測

日本南極地域観測隊 (JARE) はしらせ氷河流域を中心として氷河流動観測を 1960 年代から続

けている。その研究目的は、しらせ氷河流動の安定・不安定問題およびやまと山脈やベルジカ山脈等の山岳地域が氷床流動に及ぼす影響などが挙げられる。これまでの流動観測について、歴史的順に説明する。

3.1 しらせ氷河三角鎖測量

南極みずほ高原雪氷研究計画 (1969–1975) において、やまと山脈からしらせ氷河中流域に至る A ルートに沿って三角鎖測量による流動測定が行われた (Naruse, 1978a; 1979)。三角鎖は、164 点の測点、162 個の三角からなり、やまと山脈からしらせ氷河中流部へ向けて、長さ約 250 km 、南緯 72 度線に沿った東西方向の測地点の集まりである。三角の一辺は約 3 km であり、測地点の初めの 2 地点はやまと山脈の露岩に設けられ測量起点とされた。測量は光学式トランシットおよび光学式測距儀を用い、1969/70 および 1973/74 の 2 回実施された。2 回の測量による位置変化により、140 地点での表面流動量が観測された。

この観測における垂直方向変位および堆積観測より、しらせ氷河中流域において年間 70 cm の表面低下が観測された。その原因として氷床涵養量減少および氷河底面すべりによる氷河流動量増大が示唆された (Naruse, 1978a; Mae and Naruse, 1978)。

表 1 みずほ基地およびドーム基地の表面質量収支の各要素。

	みずほ基地	ドーム基地
降雪量	200 mm/a 前後	25 mm/a
昇華量 (蒸発: 負)	-50 mm/a	-1.6 mm/a
積雪再配分量	約 -100 mm/a	ほぼ 0
表面質量収支 (積雪量)	70 mm/a	約 25 mm/a

表 2 東クイーンモードランド各流域の表面質量収支。

流 域 名	面積 ($\times 10^3 \text{ km}^2$)	総積雪量 (Gton/a)	表面質量収支 (mm/a)
あすか (Asuka)	48.5	5.4	111
ラゲンヒルド (Ragnhild)	307.5	26.3	85
ハラルド (Harald)	25.1	6	237
白瀬 (Shirase)	206.6	18.9	91
宗谷 (Soya)	32.5	4.7	145
計	620.2	61.2	99

3.2 東クイーンモードランド地域流動観測

東クイーンモードランド雪氷観測計画(1982-1986)においては、東西方向には東経45°のみずほ基地周辺から東経25°のセルロンダーネ山脈地域にまで拡大され、南北方向には、しらせ氷河流域中央部の東経約40°、南緯71~74°のSSルートに沿って流動観測用の測量地点が設置された。観測は、衛星電波のドップラー効果を利用したNNSS(Navy Navigation Satellite System)による緯度経度観測が行われ、1982-1984年および1986-1987年の2回の観測から流動量が求められた(Nishio *et al.*, 1989)。

3.3 S16~ドームふじルート流動観測

ドームふじ深層氷掘削計画(1991-1997)においては、S16地点(標高554 m、昭和基地の近くの氷床上)からドームふじ基地(標高3810 m)間の1000 kmにおよぶルート上の何点かの測点において測位観測が行われた。観測は、1992年および1995年の2回、GPS(Global Positioning System)干渉測位法を用いて行われ、その位置変化から流動量が求められた。

以上の流動観測による表面流速を図3に表す。速度ベクトルは矢印として表されている。白瀬氷河末端の速度は年間2700 m/aと非常に速く、標高2000 m前後の流域中流部では20~30 m/a、標高3000 mを越す内陸部では5 m/a以下の小さい速度を示した。

3.4 氷床の平衡速度

氷床流動が定常的であるとするとき、ある地点の上流部に降雪などにより堆積する量が氷河流動の流量と等しいと考えられ、「平衡速度」 V_b (balance velocity) が次のように求められる(Budd *et al.*, 1971; Paterson, 1994)。

$$V_b = \int b w(x) dx / HW \quad (1)$$

ここで、 V_b は平衡速度、 b は測定地点より上流部の2本の流線間に降り積もる年間積雪量、 x は最上流部から測定地点までのみちのり、 $w(x)$ は任意の地点での流線幅であり、 $\int b w(x) dx$ は最上流部から測定地点までの積雪積分量である。 W は測定地点における流線幅、 H は氷の厚さである。

氷河の流速は、表面ほど大きく、底面に近づくほど小さくなる。氷温が0℃以下の寒冷氷体の場合、底面は凍結し、底面すべりはないが、融解水が存在すると底面すべりが発生し、全体に流速が大きくなる。後に述べるように、底面にティル(氷成堆積物)が存在すると、底面すべりはさらに増大するとされている。平衡速度は鉛直断面の平均速度であり、表面流速より少し小さい。氷河の底面すべりがない場合、氷の応力-歪速度の関係に依存するが、平衡速度は表面流速の80-90%となる。底面すべりがある場合、平衡速度は表面速度にさらに近くなる。

南極・東クイーンモードランド計画の成果としてのフォリオシリーズ(NIPR, 1997)の氷床表面地形図、基盤地形図、表面質量収支図から、氷厚および流線分布図を得ることにより、(1)式を用いて平衡速度 V_b が求められる。得られた平衡速度 V_b の大きさの分布を図3に示す。

白瀬氷河流線方向のほぼ東経40度線に沿ったSSルート沿いの表面流速観測値(Nishio *et al.*, 1989)と平衡速度計算値の比較を図4に示す。平衡速度の変化は観測値とよい対応を示し、多くの地点でその大きさは観測値表面流速より10~20%小さい。これは先の平衡速度は表面流速の80~90%になるという性質と一致している。また、下流部の標高2000 m前後のG2、G3地点で両者の差がなくなるのは、底面すべりが発生しているためと説明することができる。

同様に白瀬氷河中流域、南緯72度沿いの三角鎖測量による表面流速観測値と平衡速度を比較したものを図5に示す。平衡速度の方は、データの平滑化を行った図3から読みとったものであり、誤差がある程度大きいと思われるが、それでも両者はよい対応を示し、東経約36度のやまと山脈の露岩に近いところで速度が小さく、東へ向かって氷河中流部に向かうと東経39度までは速度が大きくなり、さらに東へ向かうと速度が小さくなる傾向を双方ともに示している。また、平衡速度の方が表面流速より小さくなる傾向を示しており、平衡速度の一般的性質を表している。

このように計算による平衡速度は表面流速をよく説明でき、表面および基盤地形、表面質量収支が得られていれば、かなりよく表面流速を推定で

図3 氷床流動観測結果および氷床平衡速度分布 (National Institute of Polar Research (1997) より改訂). 観測された表面流速ベクトルは矢印で表し, 平衡速度計算結果は等値線で表し, 色分けされている.

図4 SSルート沿い(東経約40°)の表面速度と平衡速度(National Institute of Polar Research, 1997). (a) 氷床流速: □は表面流速観測値, 曲線は平衡速度を表す. (b) 基盤地形および氷床表面地形を表す. 表面流速観測値をベクトルで表す.

図5 Aルート沿い(南緯約72°)の表面速度と平衡速度(National Institute of Polar Research, 1997). (a) 氷床流速: 黒丸は表面流速観測値, 曲線は平衡速度を表す. (b) 基盤地形および氷床表面地形を表す.

きる。しかし、やまと山脈からセルロンダーネにかけてのラグンヒルド流域は、表面質量収支および基盤地形観測が乏しく、今後の観測が必要である。白瀬氷河流域では、氷河流量が一流出地点に収束して非常に速い流れを流出地点に形成するのに対し、ラグンヒルド流域は氷河が平行に流れて大きな棚氷を形成し、速度は速くないが大きな氷山の供給源となる典型的な流出形態を持つ。この地域は、白瀬氷河よりも大きな流量をもつことが予想され、今後、衛星観測や航空機観測など広範囲観測をすべき地域である。

4. 白瀬氷河の質量収支

1969～1974年の白瀬氷河中流域、三角鎖測量(南緯約72度、東経39～43度、標高約2000m)により(Naruse, 1978a; 1979), 約0.7 m/aの表面低下量が観測され、その原因として底面すべりによる白瀬氷河の流速増大が指摘された(Mae, 1977; Mae and Naruse, 1978)。また、1982～1986年の白瀬氷河流線沿い観測においても、衛星観測の測定原理から誤差は大きいものの表面低下の傾向が見られ(Nishio *et al.*, 1989), 白瀬氷河においては質量収支が負である可能性が示唆されていた。

白瀬氷河質量収支における収入としての総積雪量は、図2の表面質量収支分布図において白瀬氷河流域(面積 $207 \times 10^3 \text{ km}^2$)について標高200 m毎に面積および堆積量を求めて積算すると、表1に示したように総積雪量18.9 Gton/aであった。平均積雪水量は91 mm/aである。また、以前にYamada and Wakahama (1981)は同様な見積もり法で15.5 Gton/aを得ている。

一方、Fujii (1981)は航空写真観測から白瀬氷

河末端部における氷河流速、氷厚、流出幅を求め、流出量として13.4～14.7 Gton/aの値を得た。

これらの値からは、流入量が流出量を上回ることであり、白瀬氷河全体の質量収支は正ということになり、先の白瀬氷河表面低下の観測結果と矛盾することになる。しかし、見積りごとのばらつきが大きく、流入・流出量ともにその値には考慮せねばならない点がある。

表面質量収支は主としてトラバースルート沿いの雪尺観測によるもので、場所毎、年毎の変動が大きく誤差が大きいことが考えられる。年変動の誤差を避けるためには浅層ボーリング氷コアによる堆積量観測が望ましい。またクレバスが多く、トラバース観測が難しい沿岸地域観測もさらに多くの観測点が望まれる。

流出量としては、氷河としての流出量だけではなく、底面融解による融解水としての流出が考えられる。白瀬氷河出口付近における海洋観測においては塩分濃度の低下が観測されているが(Wakatsuchi, 1982など)、淡水としての流量が見積もられるにはいたっていない。

もし地殻熱流量による熱流がすべて氷融解に使われるとGton/a単位の融解水流出となる。地殻熱流量のかなりの部分は伝導熱として氷床表面から放出される量のことを考慮しなければならないが、先の流入量と流出量の差を説明できる1要素にはなる。

また、これまで見積もられたことはないが、地吹雪により直接流出してしまう量も考慮しなくてはならないだろう。

表3に、これまでに見積もられた質量収支各要素の値をまとめる。総計としての質量収支は各報告毎に値が変わっているが、質量収支が正という

表3 白瀬氷河流域の質量収支。

	項 目	内 訳 (単位: Gton/a)
収 入	総積雪量	18.9 (Takahashi <i>et al.</i> , 1994)
		15.5 (Yamada and Wakahama, 1981)
支 出	末端流出量	13.4～14.7 (Fujii, 1981)
	融解水流出量	7.4 (Shimizu <i>et al.</i> , 1978)
計	質量収支	?
		4.2～5.5 (上記 Takahashi <i>et al.</i> , 1994 及び Fujii, 1981 の値による)
		1.4 (藤井, 1982)
		5.3 (Shimizu <i>et al.</i> , 1978)

ことになっている。これは流れが定常流とすると、白瀬氷河中央部の表面低下の観測と矛盾するが、後述の底面すべりに伴う氷床流動の周期変化の一過程として非定常流と考える説明も可能である。

5. 氷床流動研究の最近のトピックス

氷床流動の観点からは不安定とされる西南極氷床について、最近、氷床流動観測や内部層構造アイスレーダー観測、それに伴う数値実験研究が数多く行われており、その研究のいくつかについて紹介する。

5.1 西南極氷床の崩壊

南極点やドームふじを含む東南極氷床は周辺部を海面以上の標高の基盤地形に取り囲まれ、気温変動に対して比較的安定な環境にあるが、西南極氷床は基盤の大部分が海面下にあり、気温変動には不安定な状況にある。Weertman (1974) は、現在、西南極氷床はコブ状海底地形で座礁しているロス棚氷に流出を抑制されているが、気温増加に伴う海面上昇によりロス棚氷の座礁が解消して流出抑制がなくなると西南極氷床が崩壊する可能性を示唆した。この仮説は様々な議論を引き起こし、Thomas ら (1979) は、地球温暖化に伴い数百年内に西南極が消滅する可能性を示した。また Budd ら (1987) は、気温上昇に伴う1万年後の氷床変化を求めた数値実験により、東南極氷床は中央部が4000 m を越してむしろ規模が大きくなるが、西南極氷床はいずれの条件でも消失してしまう結果を得た。

5.2 氷床流動周期変化と底面すべり

谷氷河において突然氷河流速が大きくなって氷河が急激に進化するサージ現象が、大規模な氷床でも同じように起こりうる。Payne (1995) は、氷床流動と温度場の相互作用によって底面すべり

が発生と停止を繰り返すことから、氷河の流速が周期的に変化することを数値実験で導き出した。その原理は、氷床の厚さが大きくなると地殻熱流量により氷河底部温度が上昇して圧力融解点に達し、底面すべりのために氷河流速が増大する。流速が増大すると内部摩擦熱の発生によりさらに流速が増大する要素が働く。しかし流速が大きい状態が長く続くと、流出量が涵養量を上回り、氷床厚さが減少する。すると、表面からの冷気の入り込みによって底面では温度が低下して融解点以下になり、底面すべりは停止することになる。これらの過程が繰り返されることにより、氷床は周期的変動をする。これらの関係を図6に示す。Payne (1985) は、その変化周期が積雪涵養量に依存して積雪涵養量の大小により3000～10000年の周期を持つと見積もり、この変化は必ずしも地球環境変化に伴う外部温度変化によって引き起こされるのではなく、内部の相互作用により周期的変動が起き得るとした。

この考え方は、氷コアから得られる過去の温度変動履歴の解釈において、氷期・間氷期の大きな変動とは別に見られる短周期の温度変動の説明になる可能性がある。東クイーンモッドランドについて考えるとき、この考え方による変動周期はいくらになるかは興味あるところである。また氷床上で部分的に底面すべりが起こるとすると、表面地形は波打つことになる。白瀬氷河流線沿いの階段的標高変化はこの考え方が適用できるかもしれない。

5.3 氷流とティル（氷成堆積物）

氷床の流れ方は、一様な面状に流れる布状ながれ (sheet flow) と、同じ氷床中でも基盤の谷状地形のために収れん・加速して川状に流れる氷流ながれ (stream flow) に分けられ、氷流 (ice

図6 氷床流速周期変化の原理。

stream) は後者の流れ方を示す。図7に示すように南極で代表的な氷流は、最大規模のランバート氷河、最大流速の白瀬氷河が挙げられ、西南極氷床では、ロス海に流れ込む氷流が極点側から順にA,B,C,D,E,Fと名付けられている(最近、氷流Bはウイランスアイスストリーム(Willans ice stream)と改名された)。

1) ティルによる氷河流速増大

氷河流動を増速させる要素の一つとして、氷河底部における「底面すべり」がある。底面におい

て融解水が存在すると底面すべりが発生しやすく、氷河流速は増大することになる。しかもティル(till)と呼ばれる氷河流動によって生成された氷成堆積物が存在するとその効果がより大きくなることが示されている。

MacAyeal (1992) は、この考え方により、基盤におけるティルの存在を考慮した数値実験を行った。それによると、ティル層が厚くなると西南極氷床が急激に減少する不規則変化をすること、その変化は短い周期変動の場合は気候変化とは無関係に起きうること、5万年以上の長い周期の気温変化に対してはそれに対応して西南極半島は崩壊する変動が示され、氷床コアから得られる地球環境変化の不規則変動が説明できた。

Iversen ら (1999a, b) は、この底面すべりに関してはティルの存在が大きいとし、砂礫を含んだ氷の応力-歪み測定実験を行い、その結果が氷河流速にどのように影響するかのシミュレーションを行った。氷河底部に、氷河による基盤の浸食により生成されたティルが存在すると、氷はより変形しやすくなり、氷流の速度が増大するというものである。

流動速度が増すとティル生成も増し、さらに流速が増すという正のフィードバックが考えられ、

図7 南極氷床における氷流の分布。(国立極地研究所, 1982)

図8 サイプルドームのアイスレーダ観測結果から得られた氷床下の内部層構造。(Gades et al., 2000).

西南極氷床の中になぜ選択的に氷流A～Dが存在するかという理由の説明になる可能性がある。

5.4 氷床内部の「隠れピーク」: Raymond Bump

西南極氷床の氷流CとDの間にサイプルドームと呼ばれる標高差約500 m、幅約100 km、長さ約200 kmの氷の起伏がある。このサイプルドームで、アイスレーダーによる氷床内部層の観測を行っていたワシントン大学氷河研究グループは、ドームの下に奇妙な内部構造を見いだした(Gades *et al.*, 2000)。表面のドーム形状は緩やかな屋根状断面地形なのに、内部層の層構造形状は、頂上直下の底面近くで非常に尖った形状をしているのである(図8)。

応力 σ と歪み速度 $\dot{\epsilon}$ が比例する水のようなニュートン粘性流体の場合、このようなピークは考えられない。通常の粘性流体なら、内部層形状は下部に行くほどより丸くなり、高さの変化も小さくなる。ところがサイプルドームの内部層は表面から下に行くほど次第にピークの尖度が増し、表面から氷床厚の約2/3下がったところで周囲との高低差が最大となり、最も尖度が大きかった。

ワシントン大学の氷河研究グループは、この特徴に対し、次のような説明を与えている。氷の歪み速度 $\dot{\epsilon}$ は応力 σ の n 乗(氷の場合 n は3前後)に比例し、氷の流れは非ニュートン流であり、応力が大きくなると急激に歪み速度が増す。この流れをニュートン流と見なして応力と歪み速度の比例係数である粘性係数 η を考えると、 η は歪み速度の関数とみることができ、歪み速度が小さいときは η は非常に大きくなる。このことから、流動速度が非常に小さい氷床頂部直下の底面付近では粘性係数 η が非常に大きくなってあたかも固いかたまりが存在するようになり、そのため等年代層である内部層の構造は盛り上がるような形状を示すことになる。このことは以前からRaymond(1983)により示唆されていたので、その後、このようなコブ状構造は“Raymond Bump”と呼ばれるようになった。

サイプルドーム直下の内部構造に見られる尖ったピーク構造は、まさにこのRaymond Bumpなのである。ドームふじの真下に、このようなRaymond Bumpが存在しているかどうかは興味あるところである。しかし、このようなピークが

顕著に現れるのはサイプルドームのように氷厚に比して積雪量が多い場合であり、積雪量が少なく氷厚が厚いドームふじではほとんどピークが現れない。ウルクスランドのロードームは中間的な条件にあり、そのピーク構造が現れる可能性がある(Waddington, 1998)。

Nersonら(1998)は、この内部層ピークが下部から上部にかけてわずかながら少しずつずれていることを、つまり頂上が次第に移動していることを見いだした。その原因としては、サイプルドームの両側で積雪量が違うこと、および隣接する氷流CとDの流れ方が変化して一方の厚さが変わった可能性を挙げている。

このようにアイスレーダーによる内部層観測から氷河流動に関しても色々な情報が得られる。ドームふじの場合でも白瀬氷河流域とランバート氷河流域の流動状態の違いによりドームや分氷嶺が移動することは十分考えられ、観測も含めて今後の課題である。

6. 今後の研究課題および展望

これまで述べてきた東クイーンモードランド地域および氷床一般の観測や数値解析に関して今後さらに研究が必要な課題および展望をいくつか挙げてみる。

(1) 表面質量収支データの精度向上:

氷床質量収支を議論する上で、さらに広域で精度よい表面質量収支データが必要である。雪尺観測網の面的拡大も一つの方法であるが、ある程度の年数の平均データを得るためには、表面アイスコアによるトリチウム分析の観測点増大、地中レーダーを用いた内部層解析による方法、あるいは衛星観測による積雪量検出などの方法を組み合わせることが望まれる。

(2) 氷床流速観測の広域化:

白瀬氷河末端部の基盤地形は二つのフィヨルドのような谷状地形が入り込んでおり、氷流の観点からその表面流速観測は興味あるところである。また、これまでの観測地点は東クイーンモードランド全体を覆うにはまだ数が少なく、流動の全容を知るためにはさらに広域観測が必要である。GPS干渉測位により氷床表面流速観測はだいぶ容易になったがクレバス帯などの危

険地域には地上からのアクセスは困難である。ペネトレート方式やドロップゾンデ方式で航空機から位置情報発信型の観測器を送り込むなどの新しい観測法が望まれる。

(3) ラゲンヒルド流域の氷河流動

白瀬氷河が流れが収れんする氷流ながれ (ice stream) であるのに対し、その西側に位置するラゲンヒルド流域は面状に流れる布状流れ (sheet flow) であり、速度は小さいが棚氷を形成し、大きな氷山の供給源になっている。その総流量は白瀬氷河よりも大きいことが予想され、典型的な違う流れの対比という意味でも、これまでほとんど観測のなされていなかったラゲンヒルド地域の流動量を観測する意義がある。現地観測実施は早急には困難でも、衛星観測による氷縁監視として流動観測を行うのは現実的に可能である。

(4) 白瀬氷河質量収支

白瀬氷河の質量収支を議論するには、それぞれの要素について、より精度の高い見積もりが必要である。収入としての積雪量観測については、より広域観測が求められるし、雪尺法の長期観測とは別に、アイスコアによる方法や内部層探査法などもより多く取り入れる必要がある。支出としての氷河末端流出量は、速度とともに氷厚測定 of 精度を挙げなければならない。支出の別の要素として、底面融解による水としての流出量を見積もる必要がある。その見積もりは簡単ではないが、一つの方法は、白瀬氷河流出部における海洋観測による塩分濃度分布や、流速分布から淡水の流出を見積もる方法がある。また地吹雪として表面からの飛雪による流出量の見積もりも検討する必要がある。

(5) 底面融解および底面すべり

白瀬氷河の表面低下については、これまでも底面すべりが原因とする説明がなされていた (Mae and Naruse, 1978)。底面融解と氷河流動の周期変化に関する最近の数値実験方式を白瀬氷河に適用する場合、どのような変化が予想されるかは興味あるところである。

(6) 氷床内部構造

最近のアイスレーダー観測により内部層の氷の構造など様々な要素がわかるようになってき

た。さらに、基盤地形と氷床の流れの関係、基盤での融解水の存在、ティル (氷成堆積物) の存在、白瀬氷河末端付近の二つの谷での氷床流動など、アイスレーダーによる地下探査観測によって明らかになる可能性のある課題は多い。

謝 辞

最近の氷床流動研究に関する情報を提供していただいた総合地球環境研究所の松岡健一氏に感謝します。また、このような極地に関する特集記事を企画して頂いた雪氷編集委員会および苦勞を重ねて記事をまとめて頂いた日本雪氷学会極地分科会幹事の皆様に感謝の意を表します。

文 献

- Budd, W. F., Jenssen, D. and Radok, U., 1971: Derived physical characteristics of the Antarctic Ice Sheet. Univ. of Melbourne, Meteorology Department Publ., 18, Melbourne, Australia.
- Budd, W. F., McInnes, B. J., Jenssen, D. and Smith, I. N. 1987: Modeling the response of the West Antarctic Ice Sheet to a climatic warming. Dynamics of the West Antarctic Ice Sheet, ed. by Veen van der, C. J. and Oerlemans, J. Dordrecht, D. Reidel publishing company, 321-358.
- Fujii, Y. (1979): Sublimation and condensation at the ice sheet surface of Mizuho Station, Antarctica. Nankyoku Shiryo (Antarctic Rec.), 67, 51-63.
- Fujii, Y., 1981: Aerophotographic interpretation of surface features and estimation of ice discharge at the outlet of the Shirase drainage basin, Antarctica. Nankyoku Shiryo, Antarct. Rec.), 72, 1-15.
- 藤井理行 (1982): 白瀬, 宗谷流域の質量収支. 南極の科学 4「雪と氷」, 国立極地研究所, 107-116.
- Gades, A. M., Raymond, C. F., Conway, H., Jacobel, R. W. 2000: Bed properties of Siple Dome and adjacent ice streams, West Antarctica, inferred from radio-echo sounding measurements. J. Glaciol., 46 (152), 88-94.
- Giovinetto, M.B. and Bull, C. (1987): Summary and analysis of surface mass balance compilations for Antarctica, 1960-1985. Byrd Polar Res. Center, Report 1, 90pp.
- Iverson, N. R., Baker, R. W., Hooke, R. L., Hanson, B. and Jansson, P., 1999: Coupling between a glacier and a soft bed: I. A relation between effective pressure and local shear stress determined from till elasticity. J. Glaciol., 45 (149), 31-40.
- Iverson, N. R., 1999: Coupling between a glacier and a soft bed: II. Model result. J. Glaciol., 45 (149), 41-53.
- Kameda, T., Azuma, N., Furukawa, T., Ageta, T., Takahashi, S., Fujii, Y. and Watanabe O., 1997: Surface mass

- balance and snow temperatures at Dome Fuji Station, Antarctica, during 1995-1996. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **11**, 35-50.
- 小西啓之, 村山昌平, 掛川英男, 遠藤辰雄, 和田 誠, 川口貞男, 1990: 南極昭和基地のレーダーによる1989年の降水観測. 1990年日本気象学会春季大会講演予稿集, 148.
- Kobayashi, S., Ishikawa, N., and Ohta, T., 1985: Katabatic snow storms in stable atmospheric conditions at Mizuho Station, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **6**, 229-231
- 国立極地研究所, 1982: 南極の科学4氷と雪, 202 pp.
- MacAyeal, D. R., 1992: Irregular oscillation of the West Antarctic ice sheet. *Nature*, **359**, 29-32.
- 前 晋爾, 1977: 氷床及び氷河の氷厚変化の原因について—東南極みずほ高原氷床とネパールヒマラヤ, クンブ氷河の場合—. *雪氷*, **39**, 117-124.
- Mae, S. and Naruse, R., 1978: Possible causes of ice sheet thinning in the Mizuho Plateau. *Nature*, **273**, No. 5660, 291-292.
- Nakawo, M., Ageta, Y. and Yoshimura, A., 1978: Discharge of ice across the So'ya Coast. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **7**, 235-244.
- Narita, H., and Maeno, N. (1979): Growth rate of crystal grains in snow at Mizuho Station, Antarctica. *Antarct. Rec.*, **67**, 18-31.
- Naruse, R., 1978a: Surface flow and strain of the ice sheet measured by a triangulation chain in Mizuho Plateau. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **7**, 198-226.
- Naruse, R., 1978b: Studies on the ice sheet flow and local mass budget in Mizuho Plateau, Antarctica. *Contrib. Inst. Low Temp. Sci., Ser. A*, **28**, 54p.
- Naruse, R., 1979: Thinning of the ice sheet in Mizuho Plateau, East Antarctica. *J. Glaciol.*, **24**, No. 90, 45-52.
- National Institute of Polar Research, 1997: ANTARCTICA: East Queen Maud Land Enderby Land Glaciological Folio. National Institute of Polar Research, Sheet 1-8.
- Nerson, N. A., Raymond, C. F., Waddington, E. D., Jacobel, R. W., 1998: Migration of the Siple Dome ice divide, West Antarctica. *J. Glaciol.*, **44**, No. 148, 643-652.
- Nishio, F., Mae S., Ohmae H., Takahashi S., Nakawo M. and Kawada K., 1989: Dynamic behavior of the ice sheet in Mizuho Plateau, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, **2**, 97-104.
- Paterson, W. S. B., 1994: The physics of glaciers (3rd edition). Oxford, Pergamon Press, 480p.
- Payne, A. J. 1995: Limit cycles in the basal thermal regime of ice sheets. *J. of Geophys. Res.*, **100** (B3), 4249-4263.
- Raymond, C. F. 1983: Deformation in the vicinity of ice divides. *J. Glaciol.*, **29**, (22), 357-373.
- Shimizu, H., Watanabe, O., Kobayashi, S., Yamada, T., Naruse, R. (1978): Glaciological aspects and mass budget of the ice sheet in Mizuho Plateau. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **7**, 264-274.
- Takahashi, S. and Nakawo, M., 1982: An estimate of the steady flow field along a flow line of Shirase Glacier, Antarctica (in Japanese). *Seppyo*, **44**, 189-195.
- Takahashi, S., 1985: Estimation of precipitation from drifting snow observation at Mizuho Station in 1982. *Mem. Natl Inst. Polar Res. Special Issue*, **39**, 123-131.
- Takahashi, S., Naruse, R., Nakawo, M. and Mae, S. (1988): A bare ice field in East Queen Maud Land, Antarctica, caused by horizontal divergence of drifting snow. *Ann. Glaciol.*, **11**, 156-160.
- Takahashi, S., Ageta Y., Fujii Y. and Watanabe O., 1994: Surface mass balance in east Dronning Maud Land, Antarctica, observed by Japanese Antarctic Research Expeditions. *Ann. Glaciol.*, **20**, 242-248.
- Thomas, R. H., Sanderson, T. J. O. and Rose, K. E. (1979): Effect of climatic warming on the West Antarctic ice sheet. *Nature*, **277**, 355-358.
- Yamada, T. and Wakahama G., 1981: The regional distribution of surface mass balance in Mizuho Plateau, Antarctica. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **19**, 307-320.
- Waddington, E. D., 1998: Private communication.
- Wakatsuchi, M., 1982: Seasonal variations in water structure under fast ice near Syowa Station, Antarctica, in 1976. *Nankyoku Shiryo (Antarctic Record)*, **74**, 85-108.
- Weertman, J., 1974: Stability of the junction of an ice sheet and ice shelf. *J. Glaciol.*, **13** (67), 3-11.

Surface mass balance and ice sheet dynamics in East Queen Maud Land, Antarctica

Shuhei TAKAHASHI

Kitami Institute of Technology, 165 Koencho, Kitami, Hokkaido 090-8507

(2002年5月27日受付, 2002年5月29日改稿受付, 2002年6月10日受理)