

# 東南極宗谷流域の氷床底面状態に関する研究

飯塚 芳徳

博士（理学）

総合研究大学院大学

数物科学研究科

極域科学専攻

平成 12 年度

(2000)

17525

## 論文内容の要旨

水蒸気・水・氷など様々な形態で存在する地表付近の水は地球規模で循環しており、地球上の生態系に多くの恩恵をもたらしている。水の固相である雪氷は地球規模の水循環を律則する要因の一つであるため、雪氷の循環過程を明らかにすることは重要である。地球上の雪氷の 90% 以上は南極大陸に氷床として存在する。南極氷床の循環過程は内陸に雪が積もり沿岸で融解・分離するという氷床の流動により行われる。南極氷床の流動機構の一つである底面すべりは、氷床底面における水の有無とその水の存在状態に依存するが、南極氷床底面のどこにどのように水が存在するかは未解明な部分が多い。

本研究では、東南極宗谷流域の氷床底面状態の解明を目的とした。宗谷流域沿岸の中央部に位置するハムナ氷瀑地域の氷崖に露出している底面氷の形成過程を明らかにし、その形成過程から宗谷流域の氷床底面状態について考察した。底面氷とは氷床底面部に存在する固体粒子を含んだ氷を指す。

ハムナ氷瀑地域の氷崖の最下部 6.8m に固体粒子を含んだ底面氷(以後、ハムナ底面氷)が露出している。ハムナ底面氷とハムナ底面氷より氷崖の上部に位置する白色氷床氷(以後、ハムナ氷床氷)の酸素安定同位体比( $\delta^{18}\text{O}$  値)は約-45‰であった。この値は宗谷流域沿岸の降雪の値に比べて低く、ハムナ底面氷やハムナ氷床氷が氷床上流の降雪を起源としていることを示す。ハムナ底面氷やハムナ氷床氷の  $d$  値( $= \delta D - 8 \times \delta^{18}\text{O}$ )は-2~8‰であり、約-45‰の積雪  $\delta^{18}\text{O}$  値をもつ宗谷流域上の地域の  $d$  値(15~20‰)と比較すると低い。氷期の降雪の  $d$  値は現在の降雪に比べて数‰低い値を取ることが氷床コアの結果から示されており、ハムナ底面氷やハムナ氷床氷は氷期の降雪を起源としていることが示唆される。氷期に約-45‰の降雪  $\delta^{18}\text{O}$  値をもつ地域は標高 2200~2400m の地域に相当する。

ハムナ底面氷に含まれている固体粒子はシルトや砂などで構成され、その濃度が最大 4 重量%に達するので氷床表面からの起源ではなく基盤を起源とする。つまり、厚さ 6.8m のハムナ底面氷はかつて基盤と接触して固体粒子を取り込んだ履歴を持つ。ハムナ底面氷は基盤より 1.3m 高い地点を境にして気泡や固体粒子の存在形態が異なる。以後、基盤を基点に上向きに高さ 1.3m~6.8m を底面氷上部、高さ 0m~1.3m を底面氷下部と呼ぶ。

底面氷上部は厚さ数 mm から数 10mm の透明氷層と気泡氷層が互層を成し、固体粒子が分散形態である。気泡氷層とハムナ氷床氷の安定同位体比はほぼ同じ値を示し、鉛直方向に一定である。他方、透明氷層の同位体比は鉛直方向に変動が観察され、隣接する気泡氷層に比べて透明氷層は  $\delta^{18}\text{O}$  で  $2.4 \pm 1.0$  ‰、 $\delta D$  で  $19 \pm 8$  ‰高い値を持つ。これらの増加量は水が氷に相変化するときの理論的な分別量( $\delta^{18}\text{O}=3.0$  ‰;  $\delta D=18.7$  ‰)とほぼ等しいので、透明氷層が宗谷流域底面において融解再凍結過程で形成されたことを示唆する。透明氷層の厚さが数 10mm 以下であり、固体粒子が分散形態であるので、透明氷層は復氷で形成されたと考えられる。透明氷層から隣接する気泡氷層へ減少している(一回の凍結過程を反映していると考えられる)同位体プロファイルの  $\delta D/\delta^{18}\text{O}$  比は 8 に近い値を示した。この結果は復氷が開放系であり、復氷形成地域に流入する水が存在することを示唆

する。透明氷層中の塩化物イオン濃度は気泡氷層中の塩化物イオン濃度に比べて約半分の濃度であった。塩化物イオンは岩石からの寄与がほとんどないイオン種と考えられているため、この透明氷層中の塩化物イオン濃度の減少は凍結時に相対的に濃い塩化物イオン濃度を持つ融解水が排出されたためであると考えられ、開放系の凍結が生じたことを支持する。

凍結による同位体分別過程をシミュレートしハムナ底面氷の同位体プロファイルの結果と比較した。その結果、水の凍結速度(S)と流入速度(A)の比(S/A)は 1000/4~1000/9 であることが示唆された。また、開放系の復氷によって-48~-49‰程度の酸素安定同位体比を持つ水が宗谷流域底面に存在していることが示唆された。

宗谷流域を想定した二次元定常氷床流動モデルをシミュレートし、基盤温度を計算した。その結果、宗谷流域底面は-5℃~-15℃であり 0℃未満であることが示唆された。しかし、圧力・不純物・基盤凸部上流側の流動応力などの融解点降下を考慮すると、粗度 0.01 程度の基盤凸部上流側で水が存在しうることが示唆された。計算によると、この水が存在しやすい地域は宗谷流域下流域（沿岸から約 80km までの地域）である。これらの地域で底面氷上部の透明氷層は開放系の復氷によって形成されたと考えられる。

底面氷上部において凍結層である透明氷層と非凍結層である気泡氷層が互層構造を成していることは、透明氷層が復氷によって形成された後に氷の変形が生じていることを示唆する。ハムナ底面氷中の同位体プロファイルの極大値が必ずしも透明氷層最上部に位置していない、同位体プロファイルと気泡層構造に線対称な構造が観察されたという結果は氷が褶曲的に変形したことを示唆する。

底面氷下部はほぼ透明氷で構成され、固体粒子が層を成している。底面氷上部と同様に鉛直方向に同位体比が変化し、最大変動幅は $\delta$ 値で 3.2 ‰ ( $\delta^{18}\text{O}$ )、30 ‰ ( $\delta\text{D}$ )であった。この結果は底面氷下部もまた融解再凍結過程で形成されたことを示唆する。底面氷下部は同位体の変動した厚さが数 100mm 以上であり、固体粒子が層状形態であるので、凍結によって形成されたと考えられる。

氷床流動モデルによると、復氷は生じうるが大規模な融解水は生じにくい氷床底面状態が示唆された。底面氷上部に比べて底面氷下部の平均酸素安定同位体比は約 1‰軽い。この同位体比の軽さは底面氷下部を形成した水が底面氷上部を形成した水に比べて軽い同位体比を持つことを示す。底面氷下部の形成に用いられた水は底面氷上部形成の際に開放系の復氷によって排出された相対的に軽い同位体比を持つ排水である可能性が高い。

ハムナ底面氷の結晶方位分布は底面氷上部、下部ともに多極大型構造をしている。また、底面氷中の気泡にはせん断応力を連想させる気泡の伸びが観察された。これらの結果はハムナ底面氷が形成された後せん断を受けたことを示唆する。

本研究の主な成果は現在最も詳細に氷床底面状態を探ることができる底面氷の解析という手法を初めて宗谷流域に適用し、従来の研究では凍結していると考えられていた宗谷流域底面において水が存在していることを明らかにしたことである。本論文の結果は宗谷流域だけではなく、従来の研究で凍結していると考えられている南極氷床のその他の流域の底面にも水が存在することを暗示する。

# 目次

第1章 序論 .....	1
1-1 研究の背景 .....	1
a) 南極氷床底面の研究の重要性 .....	1
b) 南極氷床の流域について .....	2
c) 氷床底面状態を調べる手法 .....	2
1-2 本研究の目的 .....	4
1-3 底面氷研究のレビュー .....	5
a) 底面氷の形成過程のレビュー .....	5
b) 現在考えられている底面氷の形成過程 .....	6
c) 氷床コア底面氷研究のレビュー .....	7
d) 東南極地域における底面氷研究のレビュー .....	7
第2章 宗谷流域ハムナ氷瀑地域の氷崖氷の物理・化学的性質 .....	9
2-1 宗谷流域ハムナ氷瀑地域の氷崖氷の採取 .....	9
2-2 ハムナ氷崖氷の分析方法 .....	10
a) 層位観察および固体粒子濃度の測定 .....	10
b) 結晶粒径の測定 .....	10
c) 結晶方位分布の測定 .....	10
d) 化学主成分濃度の分析 .....	11

e) 電気伝導度・pH の分析 .....	11
f) 安定同位体比の分析 .....	11
<b>2-3 ハムナ氷崖氷の物理・化学的性質 .....</b>	<b>12</b>
a) 層位構造 .....	12
b) 固体粒子濃度 .....	13
c) 結晶粒径 .....	13
d) 結晶方位分布 .....	14
e) 化学主成分濃度 .....	14
f) pH ・液体電気伝導度 .....	15
h) 酸素・水素安定同位体比 .....	15
i) ハムナ底面氷の水平連続性について .....	16
<b>2-4 ハムナ底面氷の化学主成分と溶存した固体粒子の組成 .....</b>	<b>16</b>
a) ハムナ底面氷の化学主成分の組成 .....	16
b) ハムナ底面氷に溶存した固体粒子の組成 .....	18
<b>2-5 第 2 章のまとめ .....</b>	<b>18</b>
 <b>第 3 章. ハムナ氷崖氷の降雪起源 .....</b>	 <b>19</b>
<b>3-1 宗谷流域・白瀬氷河流域表層積雪の化学的性質 .....</b>	<b>19</b>
a) 氷床表層積雪の採取方法 .....	19
b) 氷床表層積雪の結果 .....	20
c) 積雪断面観測の結果 .....	20
<b>3-2 ハムナ氷崖氷の降雪起源 .....</b>	<b>21</b>
a) 安定同位体比による降雪起源の考察 .....	21

b) Cl <sup>-</sup> 濃度による降雪起源の考察 .....	22
3-3 第3章のまとめ .....	23
<b>第4章. ハムナ底面氷の形成過程 .....</b>	<b>24</b>
4-1 気泡氷・透明氷層構造に対応したハムナ底面氷の物理・化学的性質 .....	24
a) 分析方法 .....	24
b) 気泡氷層・透明氷層に対応した結晶粒径の結果 .....	25
c) 気泡氷層・透明氷層に対応した結晶方位分布の結果 .....	25
d) 気泡氷層・透明氷層に対応した化学主成分濃度の結果 .....	25
e) 気泡氷層・透明氷層に対応した安定同位体比の結果 .....	26
4-2 気泡氷・透明氷層の形成機構 .....	26
a) 透明氷層の形成機構 .....	26
b) 気泡氷層の形成機構 .....	28
c) 半透明氷層の形成機構 .....	29
4-3 ハムナ底面氷の形成過程 .....	29
a) 固体粒子の取り込み過程 .....	29
b) 固体粒子を含んだ氷の厚くなる過程 .....	30
4-4 ハムナ底面氷の形成後の変形 .....	31
4-5 第4章のまとめ .....	32
<b>第5章. ハムナ底面氷の凍結機構 .....</b>	<b>33</b>
5-1 ハムナ底面氷の凍結機構 .....	33

a) $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta\text{D}$ の傾きによる凍結機構の考察 .....	33
b) $\text{Cl}^-$ 濃度による凍結機構の考察 .....	34
5-2 凍結における化学主成分の移動実験による考察 .....	35
a) 実験方法 .....	35
b) 実験結果 .....	36
c) ハムナ底面氷との比較 .....	36
5-3 凍結における同位体分別シミュレーションによる考察 .....	37
a) 計算方法 .....	37
b) 計算結果 .....	37
c) ハムナ底面氷との比較 .....	38
d) 凍結系外に排出される水について .....	39
5-4 第5章のまとめ .....	40
 第6章. 氷床流動モデルによる宗谷流域基盤温度シミュレーション .....	41
6-1 宗谷流域定常流動場のシミュレーション .....	41
a) シミュレーションの概要 .....	41
b) シミュレーションに用いた物理データ .....	42
c) 氷期を想定した物理データ .....	42
d) シミュレーション結果とハムナ氷崖氷の比較 .....	43
6-2 宗谷流域基盤温度分布のシミュレーション .....	43
a) シミュレーションの概要 .....	43
b) シミュレーション結果と従来の研究結果との比較 .....	44

6-3 融解点降下を考慮した宗谷流域基盤温度分布のシミュレーション .....	45
a) 氷床底面における融解点降下の影響 .....	45
b) 宗谷流域底面の融解条件と融解地域 .....	46
6-4 第6章のまとめ .....	47
<b>第7章. 考察 -ハムナ底面氷の履歴と宗谷流域の底面状態-</b> .....	<b>48</b>
7-1 ハムナ底面氷の形成履歴 .....	48
a) 復氷の形成 .....	48
b) 褶曲の作用 .....	49
c) 凍結氷の形成 .....	50
d) せん断の作用 .....	51
7-2 宗谷流域の底面状態 .....	51
7-3 第7章のまとめ .....	52
<b>第8章. 結言</b> .....	<b>53</b>
8-1 本論文のまとめ .....	53
8-2 今後の課題 .....	54
<b>謝辞</b> .....	<b>56</b>
<b>参考文献</b> .....	<b>57</b>
a) 洋文文献 .....	57



b) 和文文献.....	65
c) 氷床流動モデル計算に用いた物理データの引用元 .....	66

## 図表

## 第1章 序論

### 1-1 研究の背景

#### a) 南極氷床底面の研究の重要性

「水の惑星」と称される地球は地表の74%を水で覆われている。水蒸気・水・氷など様々な形態で存在する地表付近の水は地球規模で循環しており、地球上の生態系に多くの恩恵をもたらしている。水の固相である雪氷はその循環速度が遅く、地球規模の水循環を律則する要因の一つであるため、雪氷の循環過程を明らかにすることは重要である。

地球上の雪氷は淡水の約80%を占め、その90%以上が南極大陸に氷床として存在する。氷床における水循環過程は、内陸に雪が積もり沿岸で融解・分離するという氷床の流動により行われる。氷床の流動は、重力の作用により氷体自身に変形する「氷体内の塑性変形」と、剛体的に氷床が基盤の上を滑る「底面すべり」の二つの機構からなる。「氷体内の塑性変形」による流動理論はNye (1957)によって導かれた。その理論によると、氷の変形を応力のべき乗に比例する塑性流動とみなすと、氷体内の塑性変形による流動機構は、氷厚と表面傾斜に依存し、氷床全体が単純ずりで変形するという層流近似で大局的には説明できる。氷床の氷厚と表面傾斜の測定は比較的容易に行うことが可能であり、氷体内の塑性変形による流動量は比較的容易に推定することができる。

「底面すべり」の機構は底面付近の氷が基盤凸部をどのように乗り越えるのかに集約される。Weertman (1957)によって導かれた底面すべりの流動理論によると、底面すべりの機構は復氷と基盤の凹凸に対応した塑性変形を組み合わせたもので説明される。その後、Robin (1976), Lliboutry (1993)などにより底面すべりの流動理論は進歩した。Zdanowicz *et al.* (1996)は底面すべりによる流動速度を決定する最も重要な要素の一つとして、底面における水の有無とその水の存在状態を指摘した。南極氷床においては、氷床底面に水が存在する地域と存在しない地域がある(e.g. Huybrechts, 1992)。つまり、南極氷床の底面すべり速

度は地域ごとで異なると考えられる。

#### b) 南極氷床の流域について

南極氷床は表面高度分布に基づいた分水嶺で決定される数多くの流域の集合体である。流域は氷流型と布状流型の2種類がある。氷流型流れは主に谷地形の基盤上に形成されやすく、末端に向かうにつれて氷床の流れが収束し、流線幅は細くなる。そのため、氷流型流れは末端に向かうにつれて水平流速が増加する傾向にある。南極の代表的な氷流型流れの一つである白瀬氷河流域は不安定な流域であると考えられている。Mae and Naruse (1978) はこの不安定さの原因が、底面に存在する水が原因で氷床底面において底面すべりが卓越したためだと考えた。Bentley *et al.* (1998) によると、西南極の Ice stream B, Ice stream C 流域もまた底面は融解下にあり、底面すべりが卓越している。このように氷流型流れの流域の底面は融解している場合が多く、底面すべり量の増加が氷床の流動速度を増加させ、沿岸流線幅あたりの流出量が多い。

他方、布状流型流れは末端に向かうにつれて氷床の流れが発散し、流線幅が広がる。そのため、布状流型流れは末端域でも水平流速は氷流型流れほど増加しない傾向にある。布状流型流れの流域は南極沿岸面積の約 90 パーセント、全流出量の約 70 パーセントを占める。南極氷床の大部分の面積を占める布状流型流れの氷床底面状態を明らかにすることは南極氷床の水循環を考える上で重要であるが、南極における布状流型流れの流域の氷床底面状態に関する研究はあまり行われていない。

#### c) 氷床底面状態を探る手法

南極氷床底面のどこにどのように水が存在するかは現在議論下であり、未解明な部分が多い。この理由として、南極氷床底面が地表上で直接的な調査がもっとも困難な地域の一つであることがあげられる。そのため、氷床底面の水の有無を調べるためには、間接的な方法を取らざるを得ない。これまでに、氷床底面の水の有無を調べる間接的な手法は4種

類が確立されている。

第1にアイスレーダーなどの電波観測による手法がある (*e.g.* Bentley *et al.*, 1998; Fujita *et al.*, 2000)。雪上車、航空機、衛星などに電波発信機及び受信機を取り付け、氷床－基盤境界における電波反射強度から氷床底面の水の有無を調べるという手法である。この手法の長所はリモートセンシングにより、目的としたある地域を観測できるという点にある。この手法の短所として、現在の基盤の状態しかわからないこと、厳密な解析のためには、氷床内部の温度・氷結晶構造・酸濃度のデータが必要であることがあげられる。

第2に氷床流動モデルなどの数値シミュレーションによる手法がある (*e.g.* Huybrechts, 1990; Huybrechts, 1992; Hansen and Greve, 1996)。年涵養量、氷厚、地殻熱流量、10m雪温、流動速度などの測定されたデータをもとに、底面付近の温度を熱伝導方程式から求めるという手法である。この手法の長所は南極全体にわたる広域において、三次元的な基盤温度を現在にのみならず氷期の状態においても求められること、実際に調査に行く必要がないため到達しづらい地域（氷床内陸やクレバス帯など）を調べることが可能である。この手法の短所として、氷床底面の状態を数 100m の分解能でしか調べらず、ある地域に着目して水の有無を調べるのには分解能が悪すぎることに、また、地殻熱流量など必要なデータのうちいくつかは仮定せざるを得ないことがあげられる。

第3に周氷河地形の調査などの地形学的な現地観測による手法がある (*e.g.* Sugden and John, 1976)。過去氷体が覆っていた地形を調査し、水の存在の証拠となる基盤中に掘り込まれた水路(Nye-channel)や p-form (plastically sculptured forms)とよばれる地形を探し、過去の氷床底面の水の有無を調べるという手法である。この手法の長所は過去の証拠とはいえ実際に氷河底の地形を調査できること、水の証拠だけではなくどのように水が存在していたのかを推定できることである。この手法の短所として、現在の氷床底面を明らかにできないこと、調査が沿岸部分の氷河侵食地形が残存している場所に限定されることがあげられる。

第4に氷床最下部に存在する固体粒子を含んだ氷の分析による手法がある (*e.g.* Gow *et*

*al.*, 1979; Alley *et al.*, 1998; Knight, 1999)。氷床最下部には基盤起源の固体粒子を含んだ氷が存在し、底面氷と呼ばれる。底面氷は基盤－氷床間の相互作用によって形成されるため、その氷の成因を調べることによって底面氷の形成時の氷床底面状態がわかる。この手法の長所として、氷床底の状態を数 mm の分解能で調べることができること、地殻熱流量・氷体温度などの獲得しにくいデータを必要としないことがあげられる。この手法の短所はある流線に沿った一次元の氷床底面状態の情報しか得られないことである。

## 1-2 本研究の目的

本研究では、布状流型流域である東南極宗谷流域の氷床底面状態の解明を目的とする。これまで、宗谷流域の氷床底面状態について調べた研究は少ない。

対照的に、南極における代表的な氷流型流れの一つである白瀬氷河流域の氷床底面状態について調べた研究は多い (*e.g.* Mae and Naruse, 1978; Ohmae *et al.* 1989; Pattyn *et al.*, 1995)。白瀬氷河流域の隣に位置する宗谷流域の氷床底面状態に関するこれまでの研究は白瀬氷河流域における研究の補足的な結果として得られたものがほとんどである。

Mae and Yoshida (1987)は航空機アイスレーダーによって、標高 2000m よりも低いところでは宗谷流域の基盤は凍結しているという結果を示した。Huybrechts (1992)は南極全域の氷床流動モデルによる基盤温度の計算を行い、現在の宗谷流域の基盤温度は-5~-15℃であり圧力融解を考慮しても凍結していること、氷期の宗谷流域の基盤温度もまた、現在の温度に比べて 3~9℃低くなり圧力融解を考慮しても凍結していることを示した。Hansen and Greve (1996)もまた、南極全域の氷床流動モデルによる基盤温度の計算を行い、現在の宗谷流域の基盤温度は-3~-15℃であり、圧力融解を考慮しても凍結していることを示した。一方、Sawagaki (1997)は宗谷流域末端部の露岩における氷河地形の調査から p-form が形成されていることを観察し、過去スカルプスネス以南の露岩地域において基盤に水が存在していたことを示した。上記のように宗谷流域底面に水が存在するか否かは現在議論

の域を出ていなが、現在の宗谷流域底面は凍結しているという解釈が一般的である。

本研究では、宗谷流域末端の中央に位置するハムナ氷瀑地域の氷崖に露出している底面氷の解析を行い、宗谷流域の氷床底面状態について考察する。1.これまで宗谷流域において底面氷を用いて氷床底面状態を調べた例がないこと、2.他の手法よりも高分解能で現在の氷床底面状態を調べられること、3.氷体内部の雪氷学的基礎データの少ない宗谷流域においては、他の手法ではデータを解析する際に何らかの仮定（氷体の酸の濃度や地殻熱流量など）が必要になることの3点が底面氷を主な解析手法として用いた理由である。

### 1-3 底面氷研究のレビュー

#### a) 底面氷の形成過程のレビュー

底面氷研究の歴史は古い。底面氷研究は氷河侵食の一要素として、どのような機構で氷床底を起源とする固体粒子が取り込まれるのかに注目されてきた。Chamberlin (1895), Salisbury (1896)は底面氷の最初の報告例である。彼らはせん断による底面氷の形成（固体粒子の取り込み）説を提唱した。その後せん断による底面氷の形成は数多く報告されている(e.g. Swinzow, 1962; Souchez, 1967, 1971; Wakahama and Tushima, 1981; Tison *et al.*, 1993)。Wakahama and Tushima(1982)はアラスカの McCall 氷河末端の衝上断層を報告し、実験的にせん断面に沿った固体粒子の移動モデルを示した。Tison *et al.* (1993)は東南極、Terre Adelie 地域でせん断面の氷の結晶粒径が小さくなることを観察し、せん断形成による氷の結晶粒径モデルを示した。

他方、水の凍結による底面氷の形成説が Weertman (1961)によって最初に唱えられた。以後、Boulton (1967, 1970), Hooke (1973)らもまた水の凍結による形成説を唱えた。Lawson and Kulla (1978), Lawson (1979)は酸素安定同位体比を用いアラスカの Matanuska 氷河の底面氷が水の凍結によって形成されたことを示した。その後、1980 年代に酸素・水素安定同位体比を底面氷に用いる手法が確立され、底面氷研究は大きく進歩した。Jouzel and

Souchez (1982b), Souchez and Jouzel (1984)による酸素・水素安定同位体比の分別理論は水の凍結による底面氷と水蒸気の昇華による降雪(Craig, 1961; Dansgaard, 1964)起源の底面氷を識別する手法をもたらした。この理論は現在でも底面氷研究に幅広く使われている。Souchez and de Groote (1985), Souchez *et al.* (1987), Lehmann and Siegenthrler (1991), Hubbard and Sharp (1993)は理論的に水の凍結の有無だけではなく凍結環境、凍結速度を底面氷中の同位体比から識別できることを示した。このような理論的・実験的に確立された同位体比による凍結の有無を調べる手法は数多くの氷河に適用されている。そして、理論的な同位体比の研究の発達とともに、水の凍結による底面氷の形成は数多く報告されている(e.g. Souchez and Lorrain, 1978; Herron and Langway, 1979; Sugden *et al.*, 1987; Goodwin, 1993; Hart, 1995; Jansson *et al.*, 1996; Hambrey *et al.*, 1996; Zdanowicz *et al.*, 1996; Alley *et al.*, 1998)。また、寒冷氷河においても、厚さ数 nm の水膜が底面すべりを引き起こしていることが報告されている(Shreve, 1984; Echelmeyer and Zhongxiang, 1987)。

#### b) 現在考えられている底面氷の形成過程

1980 年代後半から 1990 年代にかけて、底面氷の形成過程について概略された論文が多数出版された (e.g. Knight, 1989; Knight, 1994; Souchez *et al.*, 1994a; Hubbard and Sharp, 1995; Alley *et al.*, 1998)。これらの論文によると、現在なお議論の余地があるが、考えられている底面氷の形成過程は大きく二つに分かれる(e.g. Knight, 1999; p83)。

一つは底面における固体粒子の取り込み過程(debris entrainment)、すなわち固体粒子を含む氷の形成過程である。この固体粒子の取り込み過程は氷の付加によるものと氷の変形によるものに大別される (e.g. Weertman, 1964; Lliboutry, 1993; Shoemaker, 1990; Tison *et al.*, 1993)。水の付加による固体粒子の取り込み過程は復氷と凍結の二つの機構に分けられる (e.g. Weertman, 1964; Boulton, 1972; Lawson *et al.*, 1998)。復氷は基盤凸部で生じる (Weertman, 1964; Robin, 1976)、基盤凸部付近の底面氷層内における水脈内で生じる (Lliboutry, 1993)という 2 種類の機構が提案されている。凍結は基盤温度の変化によって生

じる(Boulton, 1972)、水で満たされた cavity が冷やされることによって生じる(Shoemaker, 1990)、過冷却水が凍結することによって生じる (Lawson *et al.*, 1998)という 3 種類の機構が提案されている。他方、氷の変形による固体粒子の取り込み過程はせん断 (Tison *et al.*, 1993) による機構が考えられている。

底面氷の形成過程のうち他の一つは、固体粒子を含んだ氷が厚くなる過程(thickening)である(e.g. Hubbard and sharp, 1993; Shape *et al.*, 1994)。氷が厚くなる過程もまた、氷の付加によるものと氷の変形によるものに大別される。氷の付加によるものには連続的な凍結による厚い底面氷層の形成(Hubbard and Sharp, 1993)、氷の変形によるものには衝突もしくは褶曲による厚い底面氷層の形成(Boulton *et al.*, 1979; Knight, 1994)が考えられている。

#### c) 氷床コア底面氷研究のレビュー

氷床コア掘削による氷床内陸の底面氷もまた研究されている。Gow *et al.* (1979)は西南極バード基地におけるコア底の底面氷が復氷によって形成されていることを明らかにした。Souchez *et al.* (1994b), Gow and Meese (1996)はグリーンランド GISP2 コア底の底面氷を解析し、現在の氷床が形成される以前の降水から底面氷が形成されていることを示唆した。

#### d) 東南極地域における底面氷研究のレビュー

東南極地域においても底面氷の研究は行われている。Goodwin (1993)は Law Dome 末端の CASEY 基地付近の底面氷を解析し、厚さ 28mの底面氷が海水と氷河融水の混合水の凍結によって形成されたことを示した。すなわちこの地域の基盤は融解している。Fitzsimons (1996), Lorrain *et al.*(1999)は South Victoria 地域 Dry Valley の近くの底面氷を解析し、3~5m の底面氷が末端湖における水の凍結によって形成されたことを示した。しかし、氷床内陸の基盤温度は-17℃であり基盤は凍結しており、底面氷は末端地域のみで形成されている。Tison *et al.* (1993)は Dome C 末端の Terre Adelie 地域で他点浅層コア(4 本)からえられた底面氷を解析し、底面氷がせん断によって形成されたことを示した。すなわ



ちこの地域の基盤は凍結している。Bouzette and Souchez (1999)は Terra Nova Bay 地域の底面氷を解析し、底面氷が海水と氷河融水の混合水の凍結によって形成されたことを示した。すなわちこの地域の基盤は融解している。東南極における底面氷の研究例は現在 4 地域しか報告されていないが、東南極氷床の底面状態は地域的な底面状態を反映し多様である。したがって、今後さらに多くの底面氷の研究が特に東南極地域で必要となろう。また、これまでの 4 地域の研究例は東南極沿岸の  $W30^{\circ} \sim W110^{\circ}$  の範囲内に限定されている。本研究で用いられたハムナ氷瀑地域 ( $E30^{\circ}$ ) はその周囲の地域において底面氷の研究例が皆無であり、東南極全体の底面状態の解明という観点において重要な研究地域である。

## 第2章 宗谷流域ハムナ氷瀑地域の氷崖氷の物理・化学的性質

### 2-1 宗谷流域ハムナ氷瀑地域の氷崖氷の採取

1994 年 4 月に日本南極地域観測隊第 35 次隊 (JARE35) によって、ハムナ氷瀑地域近辺の氷が採取された。ハムナ氷瀑地域は図 2-①に示されるように南緯 69 度 20 分、東経 39 度 45 分に位置し、昭和基地 (オングル島) に近い東南極氷床宗谷流域末端部にある。採取された氷は図 2-①の★印で示したハムナ氷瀑左岸の氷崖の最下部に露出している厚さ約 8m の氷である。この地点の東南に氷床が存在し、北西は氷成堆積物に被われた標高 141 m のハムナナッペン山塊がある。その間に凹地 (標高 40m) があり南東方向に存在する氷床が崖となって切り立っている。この氷崖の最下部には黒く見える氷が存在し、固体粒子を含み気泡を含まない氷が基盤に平行に層を成している (図 2-②)。採取された氷全体をハムナ氷崖氷と呼ぶ (図 2-③)。また、図 2-②の氷崖の写真の黒く見える氷をハムナ底面氷、上部の気泡を多く含む白い氷をハムナ氷床氷と呼ぶ (図 2-③)。ハムナ氷崖氷は鉛直方向に連続となるようにチェーンソーによって氷崖から切り出された。切り出されたハムナ氷崖氷は凍結したままの状態で 1995 年 4 月に日本に輸送され、北海道大学低温科学研究所の低温室 (-20℃) に保管された。

1998 年 9 月に JARE39 によって、ハムナ氷崖氷が採取された。この採取地は JARE35 によるハムナ氷崖氷の採取地から南西に約 100m 離れた場所である。ハムナ氷床氷とハムナ底面氷の境から約 2m 上までのハムナ氷床氷がチェーンソーによって氷崖から切り出された。切り出されたハムナ氷床氷は凍結したままの状態で 1999 年 4 月に日本に輸送され、国立極地研究所の低温室 (-20℃) に保管された。

ハムナ底面氷は基盤に平行に層構造を成すことが観測された。そのため、解析結果を氷床末端崖の高さごとのプロファイルで示すことは有効な方法である。そこで、基盤とハムナ底面氷の境界を高さ 0m とし、上向きに正をとることとする (図 2-③)。今後断りのない

限り高さはこのように示すものとする。

## 2-2 ハムナ氷崖氷の分析方法

低温室ならびに分析室において、ハムナ氷崖氷の物理・化学分析を行った。物理分析および化学分析項目は目視（層構造）解析、固体粒子濃度分析、結晶粒径分析、結晶方位分析、化学主成分分析、pH 分析、液体電気伝導度分析、酸素・水素安定同位体比分析である。表 2-①に底面氷解析に用いた試料、分析項目、分析方法がまとめられている。

### a) 層位観察および固体粒子濃度の測定

採取されたハムナ氷崖氷の特徴的な構造を調べるため、低温室内においてハムナ氷崖氷の目視および写真解析を行った。鉛直方向にハムナ氷崖氷の気泡分布、固体粒子分布を記載し、透過光によるハムナ氷崖氷の写真を撮影した。ハムナ底面氷の固体粒子濃度を電子天秤で測定した。電子天秤の精度は $\pm 0.1\text{mg}$  である。ハムナ氷面氷の全体傾向を明らかにするために厚さ約 100mm の氷試料を連続的に切り出し測定した。以後、この固体粒子濃度の単位は重量％で表示する。

### b) 結晶粒径の測定

ハムナ氷崖氷の結晶粒径を測定した。結晶粒径は鉛直方向に水平に切り出された薄片から結晶の最長軸の長さとその最長軸に垂直な軸の長さを測定した。

### c) 結晶方位分布の測定

ハムナ氷崖氷の結晶方位分布を全体傾向を見るために高さ約 500mm ごと測定した。ハムナ氷床氷は層構造が観察されないため氷を鉛直方向に垂直に薄片にした。ハムナ底面氷は気泡分布や固体粒子濃度の違いによる層構造が観察されたため、氷を層構造に水平（鉛

直方向にほぼ垂直) 方向に薄片にした。透過光、偏光における薄片写真を撮った後、ユニバーサル・ステージを用いて結晶方位を測定した。

#### d) 化学主成分濃度の分析

イオンクロマトグラフによりハムナ氷崖氷の化学主成分濃度( $\text{Na}^+$ ,  $\text{NH}_4^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ )を分析した。測定には Dionex 製イオンクロマトグラフ DX500 を使用し、Igarashi *et al.* (1998) で示されている分析法を用いた。測定誤差は $\pm 5\%$ である。ハムナ氷崖氷の全体傾向を明らかにするために厚さ約 100mm の氷試料を連続的に切り出し測定した。

#### e) 電気伝導度・pH の分析

電気伝導度は東亜電波製 CM-40S を用いて融解試料を 25℃に保ち測定された。測定誤差は、測定値  $10 \mu\text{S/cm}$  以下で $\pm 0.01 \mu\text{S/cm}$  以下、 $10 \mu\text{S/cm}$  以上で $\pm 0.1 \mu\text{S/cm}$  以下である。pH は東亜電波製 HM-60S を用いて融解試料を 25℃に保ち測定された。測定誤差は $\pm 0.01$  以下である。電気伝導度、pH の測定は Watanabe *et al.* (1997)で示されている分析法を用い、ハムナ氷崖氷の全体傾向を明らかにするために厚さ約 100mm の氷試料を連続的に切り出し行われた。化学主成分、pH、電気伝導度の測定は全てクリーンルーム内で行われた。機具の洗浄や標準試料の作成には超純水を用い、極力汚染を避けるように心がけた。

#### f) 安定同位体比の分析

酸素安定同位体比( $\delta^{18}\text{O}$ )、水素安定同位体比( $\delta\text{D}$ )を Macromass 製の質量分析計 PRISM を用いて測定した。酸素安定同位体比の測定には  $\text{CO}_2$  ガス平衡法を、水素安定同位体比の測定には  $\text{H}_2$  ガス平衡法を用いた。 $\text{H}_2$  ガス平衡法は疎水性白金触媒を用いて平衡を促進させる分析法である (Horita *et al.*,1989; 大隅,1991; Ohba and Hirabayashi,1996)。ハムナ氷

崖氷の全体傾向を明らかにするために厚さ約 100mm の氷試料を連続的に切り出し測定した。分析精度は  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$  それぞれ  $\pm 0.1$ 、 $\pm 1.4\text{‰}$  である。

## 2-3 ハムナ氷崖氷の物理・化学的性質

### a) 層位構造

図 2-④に透過光によって撮られた写真のうち特徴的なものを示す。ハムナ底面氷は鉛直方向に 6.8m の厚さを持ち、基盤に平行に層構造を示す。層構造は透明氷層と気泡氷層の互層および、固体粒子の濃度分布が示す層構造の 2 種類がある。

透明氷層と気泡氷層の分布や固体粒子層の分布を図 2-⑤に示す。高さ 1.3m~6.8m では厚さ数 mm~数 cm の透明氷層と気泡氷層の互層構造をしており、高さ 0m~1.3m ではほぼ透明氷で形成されている。気泡氷層中の気泡は層構造に平行に伸びており伸長構造をしている。この気泡の伸長構造は底面氷の塑性変形によって引き伸ばされたものと考えられる。通常の理想的な層流の場合、氷床末端部の流動方向は基盤に対して水平である。そこで、ハムナ底面氷の層構造や伸長気泡の方向と氷崖の角度を調べた。なお、ハムナ氷瀑左岸の氷崖は基盤に対してほぼ垂直であることが確認されている。層構造や気泡方向は基盤に対して水平から約 0~20 度傾いており、内陸から沿岸へ向かって上向きであった。固体粒子は高さ 1.3m~6.8m では分散形態、高さ 0m~1.3m では層状形態をしている。高さ 0m~1.3m で観察される固体粒子層もまた気泡氷層、透明氷層の互層構造の向きと一致しており、内陸から沿岸方向へ約 0~20 度上向きの構造をしている。

これらの結果から、高さ 1.3m を境にして、ハムナ底面氷の構造が大きく異なることが分かった。そこで、以後高さ 1.3m~6.8m を底面氷上部、高さ 0m~1.3m を底面氷下部と呼ぶ(図 2-③)。従来の底面氷の記載学的な研究によると、底面氷上部は固体粒子分散相「dispersed facies」(Lawson, 1979)、凝集粒子含有氷「clotted ice」(Knight, 1987)、透明氷-気泡氷層構造相「laminated facies」(Hubbard and Sharp, 1995)、底面氷下部は固体粒子層

構造相「stratified facies」(Lawson, 1979; Hubbard and Sharp, 1995)、固体粒子帯状相「debris banded facies」(Knight, 1987)と記載される。

#### b) 固体粒子濃度

図 2-⑤には測定された固体粒子濃度の鉛直プロファイルも示されている。ハムナ底面氷の固体粒子濃度は 0.1~4.0w%という値が得られた。この固体粒子はその粒子濃度の高さから、基盤の岩石を起源とすると考えられる。すなわち、固体粒子を含んでいる厚さ 6.8m のハムナ底面氷はかつて基盤と接触した氷であると考えられる。

固体粒子はほとんどの粒子がシルトや粘土であり、わずかに砂粒子を含んでいる。これらの粒子が凝集(clotted)もしくは分散(dispersed)した状態で底面氷内に存在している。凝集は底面氷下部で良く発達しており、底面氷下部で見られた固体粒子層はこの凝集物の集合体として構成される。

底面氷上部の固体粒子濃度は 3.0m 付近のピーク (=1.2w%)を除いて、1.0w%以下の濃度である。それに対して、底面氷下部の固体粒子濃度は 0.1~4.0w%と幅広い濃度分布を示し、濃度も平均して高い。底面氷下部において、1.0w%以上の高い固体粒子濃度と目視観察された固体粒子の層は対応している。

#### c) 結晶粒径

図 2-⑥に結晶粒径の鉛直プロファイルを示す。図 2-⑥は 1 薄片(厚さ約 10cm)における結晶の最長軸の長さ、およびそれに直交する軸の長さを平均して求め、27 薄片をそれぞれの高さに対応するようにプロットしたものである。ハムナ底面氷の結晶粒径(10~19mm)は、高さ 0.3m 付近(25mm)を除いて、ハムナ氷床氷の結晶粒径(12~17mm)と比較して有意な差はない。

#### d) 結晶方位分布

図 2-⑦に結晶方位分布のシュミットネット投影図を示す。全体的に見て単極軸や二極軸のような特徴だった投影図は観察されない。層構造が水平面に比べて 0~20 度傾いているという点を考慮しても、ハムナ氷床氷の投影図に比べてハムナ底面氷の投影図は c 軸が薄片に対してやや垂直を向いた構造をしている。また、ハムナ底面氷の投影図はややぼやけた多極大型構造をしている。この多極大型構造は Kizaki (1962) によると、氷床の流動に伴い長期間のせん断を受けた氷であることを示唆する。

#### e) 化学主成分濃度

図 2-⑧にハムナ氷崖氷の各化学主成分濃度( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ )の鉛直プロファイルを示す。陽イオン濃度と陰イオン濃度のイオン収支は合わず、陽イオンが過剰に存在したので、“ $\Sigma \text{cations} - \Sigma \text{anions}$ ” ( $\mu \text{eq/l}$ )も示した。

ハムナ氷床氷の主な化学主成分は  $\text{Na}^+$ と  $\text{Cl}^-$  (最大  $6 \mu \text{mol/l}$ ) であるのに対し、ハムナ底面氷の主な化学主成分は  $\text{Ca}^{2+}$  (最大  $160 \mu \text{mol/l}$ ) と “ $\Sigma \text{cations} - \Sigma \text{anions}$ ” に匹敵する陰イオン (最大  $480 \mu \text{eq/l}$ ) である。全ての化学主成分は底面氷上部と下部の境界(高さ 1.3 m)、底面氷下部内の気泡氷層と透明氷層の境界(高さ 0.6 m)、底面氷下部と基盤の境界(高さ 0 m)に化学主成分濃度のピークを持つ。 $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  はハムナ底面氷のほうがハムナ氷床氷よりも濃度の平均値が低い。 $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  はハムナ底面氷のほうがハムナ氷床氷よりも濃度の平均値が高く、固体粒子層と対応した化学主成分濃度のピークを持つ。

表 2-②に各化学主成分の相関を示した。 $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  は良い相関がある ( $r=0.95$ )。また  $\text{SO}_4^{2-}$  と  $\text{Mg}^{2+}$  は良い相関関係があり ( $r=0.81$ )、高さ 3.0m に最大約  $30 \mu \text{eq/L}$  という著しいピークが見られた (図 2-⑧)。この高さは底面氷上部で唯一固体粒子濃度が 1w% を超えた高さとも一致する。

#### f) pH・液体電気伝導度

図 2-⑧には pH、電気伝導度の結果も鉛直プロファイルで示されている。ハムナ底面氷の pH は 5.6~7.0 とハムナ氷床氷の pH (=5.3) より高い値を示した。pH は固体粒子濃度が高いほど高くなる傾向にある。

電気伝導度は底面氷上部では  $10 \mu\text{S/cm}$  以下であり、底面氷下部では最大  $35 \mu\text{S/cm}$  に達する。ハムナ底面氷の電気伝導度の平均値 ( $6.61 \mu\text{S/cm}$ ) は固体粒子がほとんど含まれていない氷(たとえば、Dome F コアの電気伝導度は  $2.51 \mu\text{S/cm}$  (Watanabe *et al.*, 1997))に比べて高い値を示した。この高い値の原因は固体粒子からの溶出を起源とする化学主成分がハムナ底面氷中に含まれているためと考えられる。

#### g) 酸素・水素安定同位体比

図 2-⑨に安定同位体比 ( $\delta^{18}\text{O}$  値、 $\delta\text{D}$  値) の鉛直プロファイルを示す。ハムナ氷崖氷の  $\delta^{18}\text{O}$  値、 $\delta\text{D}$  値は大きな変動がなく、ほとんどの試料はそれぞれ  $-44.5\sim-47.5\text{‰}$ 、 $-355\sim-375\text{‰}$  という値であった。

同位体比は鉛直方向に大きな変動はしないが、底面氷下部の同位体比は底面氷上部に比べて  $\delta^{18}\text{O}$  値、 $\delta\text{D}$  値それぞれ約  $1\text{‰}$ 、約  $10\text{‰}$  ほど低い値を示し、同位体比の変動が小さい。これは、層位構造、固体粒子の形態、化学主成分濃度などの結果も合わせて、底面氷上部と下部で底面氷の形成過程が異なることを示唆する。

図 2-⑨にハムナ氷崖氷の  $d$  値を示している。 $d$  値とは、

$$d(\text{‰}) = \delta\text{D} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$$

で定義されるパラメータであり、降雪の起源となる海水の蒸発速度を反映する示標になる (Jouzel and Souchez, 1982a; Johnsen, 1989; Fisher, 1991)。ハムナ氷崖氷の  $d$  値はほとんどの試料において  $-2\sim 8\text{‰}$  という値を示した。本研究での  $d$  値の精度は  $\pm 1.5\text{‰}$  である。



#### h) ハムナ底面氷の水平連続性について

ハムナ底面氷は鉛直方向に透明氷層や固体粒子層などの互層構造が形成されていることが観察された。本解析結果はこの層位に基づき鉛直方向のプロファイルで示している。しかし、同じ層内において水平方向に離れた場所の氷が必ずしも同じ性質を示すとは限らない。そこで、本解析に用いた底面氷からおおよそ 30m ほど離れた同じ崖で採取された高さ 0m~1.3m にあたる底面氷の化学主成分濃度、安定同位体比の解析を行った。その結果を図 2-⑩に示す。前出の結果は実線で、30m ほど離れた氷崖の結果は丸印で描かれている。両者の間において、化学主成分濃度や安定同位体比の値は、同じ層内（同じ高さ）においてほぼ一致している。また、任意の層とそれに隣接した層の間の化学主成分濃度、安定同位体比の変動もほぼ同調する結果が得られた。これは、ハムナ底面氷の化学的性質が各層ごとで同じであり、水平的に連続していることを示している。

### 2-4 ハムナ底面氷の化学主成分と溶存した固体粒子の組成

底面氷の主な特徴のひとつとして、基盤物質を起源とする固体粒子を含んでいることがあげられる。この固体粒子は宗谷流域基盤において取り込まれたと考えられるため、底面氷中の固体粒子の組成を明らかにすることは宗谷流域基盤の岩石組成を解明することにつながる。本節では、ハムナ底面氷の各化学分析の結果に基づいて、ハムナ底面氷に溶解した固体粒子の組成を考察する。

#### a) ハムナ底面氷の化学主成分の組成

図 2-⑪に測定された溶存電気伝導度（以後、「測定電気伝導度」）と計算された溶存電気伝導度（以後「計算電気伝導度」）の関係が×印で示されている。計算電気伝導度は無限希釈下の理論的な電気伝導度の値と、水素イオン濃度と他の 7 種の化学主成分濃度を用いて求めた。図 2-⑪の測定電気伝導度と計算電気伝導度の相関係数(0.98)は良いが、測定電

気伝導度の値は計算電気伝導度に比べて大きい。測定電気伝導度の過剰は“ $\Sigma \text{ cations} - \Sigma \text{ anions}$ ”の濃度差に相当する陰イオン濃度を計算電気伝導度の算出に加わえていないためと考えられる。一般的な河川水の主な陰イオンは  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  であるので (Hirayama, 1992)、“ $\Sigma \text{ cations} - \Sigma \text{ anions}$ ”の濃度に相当する  $\text{HCO}_3^-$  が底面氷中に存在すると仮定する。図 2-⑪に測定電気伝導度と  $\text{HCO}_3^-$  の寄与が含まれている計算電気伝導度の関係もまた○印で示されている。○印で示されている測定電気伝導度と計算電気伝導度の傾きは 1.04 であり、相関係数は 0.98 が得られた。これらの結果と考察はハムナ底面氷中に存在する化学主成分は 8 種類であり ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ )、特に  $\text{Ca}^{2+}$  と  $\text{HCO}_3^-$  で形成されていることを示唆する。ハムナ底面氷のイオン収支は南極の氷河から流出する氷河融解水のイオン収支 (Watanuki, 1992) と類似している。本研究では、ハムナ底面氷中の  $\text{HCO}_3^-$  の測定を行わなかった。この理由はハムナ底面氷試料の絶対量が少なく、 $\text{HCO}_3^-$  の測定(滴定)は他の 7 イオン種の測定 (イオンクロマトグラフ) に比べて多量の試料を必要とするためである。

表 2-③にハムナ氷床氷、底面氷上部、底面氷下部、ハムナ底面氷の化学主成分濃度、pH、電気伝導度の平均値を示す。ハムナ氷床氷中の  $\text{Na}^+$  濃度と  $\text{Cl}^-$  濃度の和は測定された 7 種類の化学主成分濃度の和のうち 65.8 % を占める。また、 $\text{Na}^+$  と  $\text{Cl}^-$  の相関係数は 0.99 であり、 $\text{Cl}^-/\text{Na}^+$  (ppb) は 1.76 である。この比は標準海水中の比 (1.8) とよく一致する。ハムナ氷床氷中のイオン収支は南極氷床の沿岸・内陸斜面帯の表面積雪のイオン収支 (神山・渡邊, 1994) と類似している。

それに対して底面氷上部、下部の  $\text{Ca}^{2+}$  と  $\text{HCO}_3^-$  ( $\Sigma \text{ cations} - \Sigma \text{ anions}$ ) の和はそれぞれ測定された 8 イオン種の濃度の和の 83.1 %, 83.6 % を占める。また、 $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  の鉛直プロファイルは固体粒子濃度のプロファイルのパターンとよく類似している (図 2-⑧)。底面氷下部では  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  の濃度ピークは固体粒子層の高さと一致した (図 2-⑧)。これらの結果は大部分の  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  が固体粒子からの化学的溶出を起源とすることを示唆する。

#### b) ハムナ底面氷に溶存した固体粒子の組成

Sharp *et al.* (1995)によって確立された手法を用い、上記6種 ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ) の化学主成分濃度から溶存岩石鉱物の組成を計算した。表 2-④に計算されたハムナ底面氷中の化学主成分の起源を示す。この結果は97 %以上の  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ; 86 % の  $\text{SO}_4^{2-}$ , そして 76 % の  $\text{Na}^+$  が岩石鉱物からの化学的溶出を起源とすることを示している。化学主成分の第一主成分だと考えられている  $\text{Ca}^{2+}$  と  $\text{HCO}_3^-$  のそれぞれ 92 %, 84 % は炭酸塩鉱物 (主に  $\text{CaCO}_3$ ) を起源とすることが見積もられた。これらの結果はハムナ底面氷に融けた主な岩石鉱物が炭酸塩鉱物であることを示唆する (cf. Iizuka *et al.*, 2000)。

#### 2-5 第2章のまとめ

ハムナ氷崖氷の物理・化学解析からハムナ底面氷の一般的性質を明らかにした。ハムナ底面氷は固体粒子を含み、氷床内陸において基盤に接触した履歴を持つ氷であることが示された。ハムナ底面氷は基盤に水平に層構造が観察され、同層内の化学的性質は同様であった。この結果はハムナ底面氷が水平的に連続していることを示す。

ハムナ底面氷は気泡層構造や固体粒子の形態の違いから上部と下部に分けられる。上部 (高さ 1.3m~6.8m) は厚さ数 mm~数 cm の透明氷層と気泡氷層の互層構造を成し、固体粒子は分散形態である。下部 (高さ 0m~1.3m) はほぼ透明氷で形成され、固体粒子が層状形態である。

ハムナ底面氷中に存在する化学主成分は8種類であり ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ )、岩石鉱物からの溶出を主な起源とすると考えられた。イオン収支から、溶出した主な岩石鉱物は炭酸塩鉱物であると計算された。

### 第3章. ハムナ氷崖氷の降雪起源

ハムナ氷崖氷は平均  $\delta^{18}\text{O}$  値、Cl濃度がそれぞれ約-45.6 ‰、2.78  $\mu\text{mol/l}$ (ハムナ氷床氷)、1.15  $\mu\text{mol/l}$ (ハムナ底面氷)と宗谷海岸沿岸の降雪の  $\delta^{18}\text{O}$  値 (約-20 ‰; Satow and Watanabe, 1992)、Cl濃度 (約 30  $\mu\text{mol/l}$ ; 神山・渡邊, 1994) に比べて低い値を示しており、氷床上流の降雪を起源としていることが示唆される。本章では、ハムナ氷崖氷の降雪起源について考察する。宗谷流域・白瀬氷河流域の氷床表層積雪の安定同位体比・化学主成分濃度を測定し、ハムナ氷崖氷の分析結果と比較する。

#### 3-1 宗谷流域・白瀬氷河流域表層積雪の化学的性質

##### a) 氷床表層積雪の採取方法

宗谷流域が存在する東クイーンモードランド地域への雪氷の涵養状態を明らかにするため、1998 年 12 月～1999 年 2 月にかけて宗谷流域沿岸に位置する S16 地点から白瀬氷河流域源頭部にあたるドームふじ基地まで約 1000 km にわたり、氷床表層積雪試料を採取した。採取された積雪試料は約 10 km ごとに採取された表面から 1 cm 以内の表層積雪と、100 km ごとに行われた深さ 0.5～3.5 m の積雪断面調査から得られた積雪に分けられる。これらの雪試料は凍結したままの状態 で 1999 年 4 月に日本に輸送され、国立極地研究所の低温室(-20 °C)に保管された。採取された日時と場所は表 3-① (表層積雪)、表 3-② (断面積雪) にまとめられている。表層積雪はなるべくその場所に新しく堆積した雪をえらんで採取した。積雪断面観測では積雪の層構造の記載、雪温と密度の測定、高さ 15 mm ごと連続に化学分析用の積雪試料の採取を行った。積雪試料の採取には予め超純水で洗浄した内径 15mm のアクリル管を積雪壁面に突き刺し、アクリル管内に捕獲された積雪を洗浄されたアクリル棒で 100 cc のポリ容器に詰めるという方法を用いた。アクリル製品、ポリ容器は、超音波洗浄した後、電気伝導度が 0.6  $\mu\text{S/cm}$  以下の超純水で 3 度洗い、ク

リーンルーム内で乾燥させたものを用いた。アクリル製品は乾燥後、洗浄したポリエチレン袋に保管し、外気温と同じ温度で使用した。

採取された氷床表層積雪、断面積雪は化学主成分分析、酸素・水素安定同位体比分析に用いられた。分析法はハムナ氷崖氷に用いられた方法（第2章）と同じである。クリーンルーム内で採取に用いたポリ容器の中で雪試料を融解し、化学主成分濃度を測定した。その残りの試料を  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta\text{D}$  の測定に用いた。氷床表層積雪、断面積雪解析に用いた分析項目、方法と試料などが表 3-③にまとめられている。

#### b) 氷床表層積雪の結果

氷床表層積雪の酸素・水素安定同位体比を図 3-①に示す。酸素安定同位体比は S16 で約-15‰、ドームふじ観測拠点付近で約-55 ‰であった。カタバ風帯の氷床表層積雪は夏季の降雪を、内陸高原帯の氷床表層積雪は年平均的な降雪を反映していると考えられる。この結果は Satow and Watanabe (1992)によって示された東クイーンモードランド地域付近の降雪の酸素安定同位体比の分布とほぼ一致する結果となり、表層積雪の同位体比の高度依存性が観察された。

図 3-②に氷床表層積雪の  $d$  値を示す。 $d$  値は高度依存性が見られ、沿岸(約 0 ‰)から内陸(約 30 ‰)に向かうにつれて増加している。

#### c) 積雪断面観測の結果

図 3-③に断面積雪の積雪層構造、雪結晶の粒径、相対的な硬さの結果を示す。断面積雪はごく表面付近（最大で数 cm）を除いてしもざらめ雪で構成されている。しもざらめ雪の結晶の大きさは最大で 10mm ほどであり、結晶の大きさ及び積雪の硬さで区分される積雪層が鉛直方向に形成されている。積雪層は結晶が大きい層ほど柔らかく、もろい構造を示す傾向にある。

宗谷流域の分水嶺の標高が約 3000 m であるので、標高 3000 m 以下の 4 個所で観測した

断面積雪の安定同位体比、溶存陰イオン濃度を測定した（図 3-④）。酸素安定同位体比は鉛直方向に周期的な変動している。すべての断面積雪において融解を示す特徴が見られなかったため、この変動は季節シグナルと推測される。積雪層構造と酸素安定同位体比の間には目立った関係は見られなかった。 $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  は平均値がそれぞれ 1.68, 0.56, 0.76  $\mu\text{mol/l}$  であり、おのこの相関は良くない。この低い相関は各陰イオンの供給源が異なることを示唆する。また、各陰イオンと酸素同位体比の相関もまた良くない。

断面積雪の表面付近だけをみると d 値は 5 ‰前後と低い（この部分の  $\delta^{18}\text{O}$  値は高い）が、表層を除いて d 値は 10 ‰より高い。南極氷床の頂上(内陸高原)地域を除いて、南極における一つの流域内で一季節の降雪の水蒸気起源の状態が標高ごとで異なることは考えにくい。また、断面積雪中に d 値の鉛直方向の変動が観察されたことから、氷床表層積雪の d 値の高度依存性は積雪堆積後の昇華による同位体分別(佐竹・川田, 1986)を反映していると考えられる。

### 3-2 ハムナ氷崖氷の降雪起源

#### a) 安定同位体比による降雪起源の考察

図 2-⑨にハムナ氷崖氷の d 値が示されている。ハムナ氷床氷の d 値は約 5~8 ‰、底面氷の d 値はほぼ -2~5 ‰という値を示した。宗谷流域上流部にあたる  $\gamma$ -1 地点の高さ約 1m の断面観測(佐竹・川田, 1986)、Dome C コア、Vostok コア、Dome F コアの間氷期と氷期の d 値 (Jouzel and Souchez, 1982a; Jouzel *et al.*, 1996; Watanabe *et al.*, 1999)、図 3-②に示されている氷床表層積雪の d 値を表 3-④にまとめた。Jouzel *et al.* (1982a) によると、氷期では降雪をもたらした水蒸気起源の海水面上の湿度が高く、海水から水蒸気へと蒸発する水分子のクラスターが大きくなり、相対的に水素同位体分別が酸素同位体分別より促進したため、d 値は低い値を示す。表 3-④において、氷床コアから得られた南極における氷期の氷の d 値は現在の値に比べて 2~7 ‰低い値を示している。東クイーンモードランド地

域において、現在の  $d$  値は沿岸側で約 0 ‰であり、内陸側で約 30 ‰(Dome F)と線形に増加している (図 3-②)。

ハムナ氷崖氷の起源を現在の降雪と仮定した場合、約 -45 ‰という酸素同位体比からハムナ氷崖氷の起源は標高 3200 m 付近の降雪であると推定され、 $d$  値は約 15~20 ‰を示すはずである。しかし、宗谷流域の分水嶺は標高約 3000 m であり、標高 3200 m 付近の降雪は宗谷流域にはもたらされない。また、ハムナ氷崖氷の  $d$  値は -2~8 ‰であった。氷期の降雪の  $d$  値が現在よりも低い値を持つことから、ハムナ氷崖氷は氷期の降雪を起源としていると考えられる。

氷期に  $\delta^{18}\text{O} = -45$  ‰程度の降雪をもたらす地域を推定する。氷期でも流域が変わらず、底面部の流動の向きも表面流動方向と等しいとし、氷期の  $\delta^{18}\text{O}$  値が現在の値より 6~10 ‰低い (Jouzel *et al.*, 1996; Watanabe *et al.*, 1999) と仮定すると、ハムナ氷崖氷の起源は宗谷流域の標高 2200~2400 m 付近の降雪であると考えられる。

#### b) Cl 濃度による降雪起源の考察

図 2-⑧に示した Cl 濃度はハムナ氷床氷で約 100 ppb (平均 2.78  $\mu\text{mol/l}$ )であった。南極氷床においては人工的な汚染はほぼ皆無であり、標高 3000 m (宗谷流域上限) までに限定すれば、降雪中の Cl 濃度は海岸から内陸に行くにつれて減少する。神山・渡邊(1994)によって測定された昭和基地からドーム F までのルート上の Cl 濃度は海岸付近で約 1000 ppb 以上の濃度を示すが内陸に向かうに連れて急速に減少し 200 km 内陸では約 100 ppb の濃度を示す。氷期の Cl 濃度が現在の Cl 濃度と比べて高い(Watanabe *et al.*, 1999)ことを考えると、ハムナ氷床氷の Cl 濃度が 100 ppb 程度という結果は少なくとも海岸から 200km 以上 (標高約 2000 m 以上) 離れた場所での降雪がハムナ氷床氷の起源となることを示唆する。

図 2-⑧に示した Cl 濃度はハムナ底面氷では約 40 ppb(平均 1.15  $\mu\text{mol/l}$ )であった。一般的な氷河融解水中の Cl は岩石鉱物からの化学的溶出はほとんどなく、氷河表面での付

加（例えば海塩）を起源とすると考えられているので（*e.g.* Brown *et al.*, 1994; Brown *et al.*, 1996; Hubbard *et al.*, 2000）、ハムナ底面氷中の Cl のほとんどは氷床表面からの付加を起源としていると考えられる。ハムナ氷床氷の安定同位体比とハムナ底面氷の安定同位体比は同程度の値を示しているが、ハムナ氷床氷の Cl 濃度に比べてハムナ底面氷の Cl 濃度は低い値を示している。このハムナ底面氷における Cl 濃度の減少の原因については第 5 章で議論するが、ハムナ底面氷の Cl 濃度がハムナ氷床氷の Cl 濃度よりも低いという結果はハムナ底面氷の起源が少なくとも海岸から 200 km 以上（標高 2000 m 以上）離れた場所での降雪であることを示唆する。

### 3-3 第 3 章のまとめ

宗谷流域・白瀬氷河流域の氷床表層積雪、断面積雪の安定同位体比・化学主成分濃度とハムナ氷崖氷の分析結果の比較から、ハムナ氷崖氷の降雪起源について考察した。その結果、ハムナ氷崖氷は氷床内陸に氷期にもたらされた降雪を起源とし、現在の標高にして 2200～2400 m 付近の降雪であると考えられた。



## 第4章. ハムナ底面氷の形成過程

この章ではハムナ底面氷の形成過程を考察する。この形成過程はすでに Iizuka *et al.* (2001)で報告している。第1章で述べたように、現在考えられている底面氷の形成過程は固体粒子の取り込み過程と固体粒子を含む氷が厚くなる過程の二過程から構成される。

### 4-1 気泡氷・透明氷層構造に対応したハムナ底面氷の物理・化学的性質

第2章で記されているように、底面氷上部は厚さ数 mm から数 cm の透明氷層と気泡氷層の互層構造、底面氷下部はほぼ透明氷で形成されている。透明氷層はハムナ氷床氷では観察されずハムナ底面氷のみで観察されたため、透明氷層の形成過程を明らかにすることはハムナ底面氷の形成過程を解明することにつながると考えられる。この考えに基づき、氷の分析を気泡氷層と透明氷層に対応するように行う。

#### a) 分析方法

各分析に用いた試料は表 2-①にまとめられている。測定した分析項目は結晶粒径、結晶方位分布、化学主成分濃度、酸素・水素安定同位体比である。結晶粒径、結晶方位分布の分析は第2章の方法と同様の操作で行った。化学主成分濃度・酸素・水素安定同位体比の分析に使用した分析機器は第2章で用いた機器と同様である。分解能 5 mm 以下の化学主成分濃度、安定同位体比の分析に関して、今まで確立された手法はない。そこで、本研究では次の方法で試料を作成し、分析した。

低温室内でハムナ底面氷をバンドソーで約 50×50×200（鉛直方向）mm の氷塊に切り出した。低温室内のクリーンベンチ内に切り出された氷塊をいれ、鉛直方向に平行な4側面（各 50×200 mm）をセラミックナイフで約 1 mm 削り取った。その後セラミックナイフを用い、目的の厚さごと（例えば 2 mm 厚ごと）層構造に平行になるように（鉛直方向

にほぼ垂直に) 50×50 mm の面の氷を削った。目的の厚さごと削られた氷をクリーンベンチ内でビニール袋につめ、すぐにビニール袋をシールした。削氷が入っているビニール袋をクリーンルームに移し、削氷を常温で融解させ、その融解水を分析に用いた。

この方法での人為的な試料汚染の有無を調べるために、超純水を凍らせた氷試料を上述の方法で処理し、その試料の化学主成分濃度を測定した。その結果、測定した 20 の試料の全てにおいて、クロマトグラフ上に目的とした化学主成分濃度( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ )のピークは検出されなかった。この結果から本手法において人為的な試料汚染は生じないことが判断された。

#### b) 気泡氷層・透明氷層に対応した結晶粒径の結果

図 4-①a に透明氷層と気泡氷層が含まれている薄片写真を示す。ほとんどの結晶は層内にあり、層構造をまたいで存在することはまれである。また、各層毎に結晶粒径を測定した結果によると、透明氷層の結晶粒径は気泡氷層に比べて約 1.5 倍大きい。図 4-①b に固体粒子の層構造と結晶粒径との比較を示す。固体粒子層の有無による結晶粒径の違いは見られなかった。しかし、ほとんどの固体粒子層は気泡を含んでいないので、気泡氷層に比べて結晶粒径は大きい。

#### c) 気泡氷層・透明氷層に対応した結晶方位分布の結果

図 4-②に透明氷と気泡氷の層構造に着目した結晶方位分布のシュミットネット投影図を示す。これらの投影図は層構造と対応するように厚さ 5mm 毎に測定された。これらの投影図はハムナ底面氷全体の投影図(図 2-⑦)と同様に多極大構造を示している。透明氷層と気泡氷層の投影図の間に大きな構造の違いは見られなかった。

#### d) 気泡氷層・透明氷層に対応した化学主成分濃度の結果

厚さ 5mm ごとに行われた化学主成分濃度の鉛直プロファイルを図 4-③に、厚さ 2mm ご

と行われた鉛直プロファイルを図 4-④に示す。これらのイオン収支、化学主成分濃度はハムナ底面氷全体の測定結果（図 2-⑧）とほぼ同様である。図 4-④において、Cl 濃度は気泡氷層で高く（平均  $1.92 \mu\text{mol/l}$ ）、透明氷層で低い（平均  $1.54 \mu\text{mol/l}$ ）。

#### e) 気泡氷層・透明氷層に対応した安定同位体比の結果

図 2-③に記されているように気泡氷層・透明氷層に対応した安定同位体比を測定した部分を Ice sheet ice, Basal ice-A~F と呼ぶ。厚さ 5mm ごとの  $\delta^{18}\text{O}$  値、 $\delta\text{D}$  値の結果を図 4-⑤に示す。 $\delta^{18}\text{O}$  値の変動幅は Ice sheet ice(ハムナ氷床氷)の 2‰程度に比べて Basal ice-A~C（ハムナ底面氷）で最大 7‰と変動が激しい。底面氷上部に位置する Basal ice-A, -B では透明氷層と気泡氷層の互層構造と同位体比の変動が対応しており、隣接する気泡氷層に比べて透明氷層は  $\delta^{18}\text{O}$  で  $2.4 \pm 1.0$  (標準偏差)‰、 $\delta\text{D}$  で  $19 \pm 8$  ‰高い値を持つ。底面氷下部に位置する Basal ice-C においても気泡氷層と透明氷層の境界で  $\delta^{18}\text{O}$  値、 $\delta\text{D}$  値が Basal ice-A, -B と同程度の変動を示しており、透明氷層内を鉛直下向きに減少している。

さらに詳細に気泡氷層・透明氷層と安定同位体比の関係を調べるため、3mm(図 4-⑥), 2mm(図 4-⑦), 1.5mm(図 4-⑧)ごとの分析を行った。一つの気泡氷層や透明氷層を複数の同位体比で表現できるような分解能で見ると、層構造に対応する同位体プロファイルは>型の連続した「鋸の歯」のようなプロファイルをしており、同位体プロファイルの極大値が透明氷層内に存在する。ほとんどすべての一透明氷層は一つの同位体プロファイルの極大値を有するが、複数の極大値をもたない。

## 4-2 気泡氷層・透明氷層の形成機構

### a) 透明氷層の形成機構

底面氷上部 Basal ice-A, -B, -D, -E, -F (図 4-⑤~⑧)に見られる同位体の変動は透明氷層が宗谷流域底面で形成されたときと同時に生じたと考えられる。この考えは以下の3つ

の理由による。第一の理由は主な同位体の変動がハムナ氷床氷中 (Ice Sheet Ice; 図 4-⑤) に観察されないこと。第二の理由はハムナ底面氷のみに透明氷が存在すること。第三の理由はハムナ底面氷中の同位体の変動が透明氷層と気泡氷層の互層構造に対応していることである。

第一章で述べたように、底面氷の安定同位体比は水の相変化の指標として用いられる。理論的には凍結初期の氷の同位体比は元の水の同位体比に対して  $\delta^{18}\text{O}$  で 3.0 ‰、 $\delta\text{D}$  で 18.7 ‰重くなることが示されている (O'Neil, 1968)。底面氷上部の層構造において、理論的な分別変動値と定量的に等しい同位体比の変動が見つかった(図 4-⑤)。この結果は透明氷層が氷床底面で起きた凍結によって形成されたことを示唆する。

図 4-⑥～⑧で観察された「鋸の歯」型の同位体プロファイルの形から、ある同位体比の極大値から同位体比が減少している一同位体減少曲線の部分の氷が一回の凍結機構で形成されたことが示唆される。その理由は 1) ほとんどすべての一透明氷層は一つの同位体プロファイルの極大値を有すること、2) 透明氷層中のある極大値と隣接する気泡氷層中の同位体比の変動幅が理論的な分別変動値と定量的に等しいこと、3) 透明氷層中のある極大値から減少していく同位体減少曲線が滑らかであることである。Hubbard and Sharp (1993)によると、一つの透明氷層が数回の凍結で形成される場合、同位体の変動幅が理論的な分別変動値よりも大きくなり、ある極大値から減少していく同位体減少曲線は不連続に減少する曲線になる。第3章で述べたように、平均値が-45.6 ‰ ( $\delta^{18}\text{O}$  値)、-364 ‰ ( $\delta\text{D}$  値)であるハムナ底面氷の起源は氷床内陸の降雪以外には考えられないため、透明氷層の形成に使われた水は内陸の氷床氷を起源とする融解水である。

底面氷下部 Basal ice-C (図 4-⑥)において、主な同位体比の変動は気泡層構造に一致しており、変動幅は底面氷上部で見られた変動幅と類似していた。この結果は底面氷下部もまた、融解再凍結過程で形成されたことを示唆する。底面氷上部に比べて下部は同位体減少曲線が鉛直方向に厚いので、底面氷下部は上部より大規模な凍結過程によって形成されたと考えられる。

底面氷中の  $\delta^{18}\text{O}$  値を変動しうる要因として、凍結による同位体分別の他に、 $\text{CaCO}_3$  の溶出による影響が考えられる。一般的に  $\text{CaCO}_3$  中の  $\delta^{18}\text{O}$  値は南極氷床氷中の  $\delta^{18}\text{O}$  値より重い。底面氷上部では固体粒子が分散構造をしているので、 $\text{CaCO}_3$  の溶出による影響は底面氷上部全体の  $\delta^{18}\text{O}$  値をハムナ氷床氷の  $\delta^{18}\text{O}$  値より重くすると考えられる。また、底面氷下部では固体粒子が層構造を成している部分の  $\delta^{18}\text{O}$  値が他の部分に比べて重くなると考えられる。しかし、実際のハムナ氷崖氷の結果（図 2-⑨）はハムナ氷床氷とハムナ底面氷の  $\delta^{18}\text{O}$  値に大きな違いはなく、底面氷下部における固体粒子層構造と  $\delta^{18}\text{O}$  値の間に主な相関は観察されなかった。この結果は  $\text{CaCO}_3$  の溶出によるハムナ底面氷中の  $\delta^{18}\text{O}$  値を変動する程度が水の凍結による同位体分別の程度に比べて極めて小さいことを示す。これらの考察から、以後本論文では  $\text{CaCO}_3$  の溶出による  $\delta^{18}\text{O}$  値の変動の影響を無視することにする。

#### b) 気泡氷層の形成機構

透明氷層とは異なり、底面氷中の気泡氷層は2種類の形成機構を持つと考えられる。その理由は Basal ice-D、-E、-F(図 4-⑥～⑧)で見られた「鋸の歯」型の同位体プロファイルから、気泡氷層の同位体プロファイルについて2種類のパターンが観察されたためである。

一つ目のパターンは図 4-⑦、-⑧ に白い太矢印で表現されているように、厚さ方向に変動のない一定の同位体比を持つ気泡氷層である。これらの気泡氷層は同位体比が変動していないので、融解再凍結過程の影響を受けていない氷であることが示唆される。これらの気泡氷層の同位体比はハムナ氷床氷の同位体比(図 4-⑤)とほぼ一致することから、ハムナ氷床氷と同様の履歴を持った氷が何らかの変形によって凍結層（透明氷層）と互層構造を成したと考えられる。

二つ目のパターンは図 4-⑥、-⑧ に黒い太矢印で表現されているように、隣接した透明氷層から同位体比が減少するプロファイルを有している気泡氷層である。Hubbard (1991) は隣接する透明氷層に比べて同位体比が軽く、透明氷層の後に凍結によって形成される気

泡氷層が存在することを実験的に示した。このパターンの気泡氷層は Hubbard (1991)が示したような隣接した透明氷層とともに融解再凍結過程で形成された気泡氷層であると考えられる。すなわち、透明氷層は溶存空気を逃がしながら凍結し、気泡氷層はそれまでの空気の排出により空気と飽和した状態の融解水から凍結したと解釈される。

#### c) 半透明氷層の形成機構

図 4-⑦、-⑧ に薄いパッチ枠で示されている部分の氷は半透明氷層(図 2-③)を示している。半透明氷層は図 4-⑧に示されている写真からも区別されるように、気泡氷層の間に存在し、気泡濃度の薄い氷層を指す。この半透明氷層は、透明氷層と同様に同位体の変動が層構造に対応するように検出されており、凍結によって形成されたことが示唆される。しかし、透明氷層-気泡氷層間の同位体プロファイルに比べて、半透明氷層-気泡氷層間の同位体プロファイルはやや上に凸の（同位体比が極大値から指数関数的に減少している）曲線をしている。この両者間における同位体プロファイルの違いについては第 5 章で議論する。

### 4-3 ハムナ底面氷の形成過程

#### a) 固体粒子の取り込み過程

第 1 章に記されているが、固体粒子の取り込み過程は氷の変形（せん断）または水の付加（復氷・凍結）という機構が考えられている。すでに同位体プロファイルの変動からハムナ底面氷は融解再凍結過程で形成されたことが示唆されているので、ハムナ底面氷の形成過程は氷の付加（復氷 or 凍結）によって形成されたと考えられる。

気泡氷層に比べて透明氷層で結晶粒径が大きいという結果もまた透明氷層が水の付加によって形成されたことを支持する (図 4-①a)。Tison *et al.* (1993)によると、仮に透明氷層がせん断のような機械的な氷の変形によって形成されたとすると、せん断面と考えられる

透明氷層の結晶粒径は非せん断面と考えられる気泡氷層の結晶粒径に比べて小さくなる。ハムナ底面氷の結果はこの考えに合わないので、透明氷層は氷の変形ではなく水の付加によって形成されたと考えられる。

Weertman (1964)は一回の復氷における凍結層の厚さは鉛直方向に数 100 mm を超えることはないことを理論的に示した。ハムナ底面氷中の透明氷層の厚さは底面氷上部で 100mm 以下、下部で数 100mm 以上であった (図 2-⑤)。Lawson (1979)、Knight and Knight (1994)は復氷によってとりこまれた固体粒子が分散 (dispersed) 形態、凍結によってとりこまれた固体粒子が層状 (stratified) 形態を成すことを示唆した。ハムナ底面氷の場合、底面氷上部の固体粒子は分散、底面氷下部は層状の形態をした固体粒子が含まれている (図 2-④)。これらの結果は底面氷上部の透明氷層と一部の気泡氷層が復氷で底面氷下部の透明氷が凍結によって固体粒子を取り込みながら形成されたことを示唆する。また、図 4-⑥～⑧で観察されたある同位体比の極大値から同位体比が滑らかに減少している一同位体減少曲線の部分の氷が一回の復氷で形成されたと考えられる。

#### b) 固体粒子を含んだ氷の厚くなる過程

次に、形成された底面氷が厚くなる過程について考察する。第 1 章に記されているが、底面氷が厚くなる過程は氷の変形 (衝上 or 褶曲) と氷の付加 (複数回の凍結) によるものに大別される。

底面氷上部は複数回の水の付加によって底面氷上部が厚さ 5.5m になったという解釈は不適當である。なぜなら、いくつかの気泡氷層は同位体プロファイルが一定であり、融解再凍結の影響を受けていない非凍結氷層が互層内に存在しているからである。融解の影響を受けていない気泡氷層を透明氷層間に存在させる機構は氷の変形しか考えられない。

底面氷上部の場合、さまざまな解析結果は衝上ではなく褶曲による機構で底面氷が厚くなったという解釈を支持する。互層構造が衝上によって厚くなったと仮定すると、同位体プロファイルの極大値は透明氷層の最上部に位置しなければならない。なぜなら、底面で

復氷によって形成された透明氷層は最上部の同位体比が最も高くなり(Hubbard and sharp, 1993)、かつ、融解を受けていない気泡氷層に上積されるためには透明氷層が衝上面になる必要があるからである (e.g. Fig. 6 of Tison *et al.*, 1993)。ハムナ底面氷上部では図 4-⑥～⑧で細矢印で示されている同位体比の極大値が必ずしも透明氷層の最上部に位置していないため、衝上の機構はハムナ底面氷の厚くなる過程には適さない。

底面氷上部が褶曲によって厚くなったという解釈を支持する結果として図 4-⑥～⑧ で見られた同位体プロファイルの線対称な構造が挙げられる。例えば図 4-⑥の厚さ 50 mm, 図 4-⑧の厚さ 48 mm と 90 mm 付近を軸にして透明氷層・気泡氷層構造や同位体プロファイルが線対称な構造をしている(図中の実線)。これらの線対称的な構造は対称軸が褶曲軸であり、褶曲によって底面氷上部の互層構造が形成されていることを示唆する。

底面氷下部はほぼすべて透明氷からなり、透明氷は融解再凍結過程で形成されたことが示唆された(Basal ice-C; 図 4-⑤)。底面氷下部は上部とは異なり、非凍結層が観察されていないので、氷の付加(複数回の凍結)によって厚さ 1.3m の底面氷下部が形成されたと考えられる。

#### 4-4 ハムナ底面氷の形成後の変形

図 4-②に示されている層構造に対応した結晶方位分布は透明氷層と気泡氷層ともに多極大構造が観察されたが、透明氷層と気泡氷層の間に目立った違いは観察されなかった。この結果は、透明氷層がせん断面になっているのではなく、互層構造全体がせん断を受けたことを示唆する。また、すでに第2章で底面氷上部、下部ともに結晶方位分布は多極大構造であることが示されている。これらの結果はハムナ底面氷に作用したせん断が透明氷層と気泡氷層の互層構造形成後もしくは底面氷上部、下部が形成された後に生じたと考えられる。ハムナ底面氷の形成過程、形成履歴から導かれる宗谷流域の底面状態については第7章で議論する。



#### 4-5 第4章のまとめ

ハムナ底面氷を形成している気泡氷層と透明氷層に着目した解析を行い、気泡氷層と透明氷層の形成機構を明らかにした。それらの形成機構と現在提案されている底面氷の形成過程を比較し、ハムナ底面氷の形成過程について考察した。

底面氷上部は復氷によって固体粒子を取り込み、褶曲により透明氷層と気泡氷層の互層構造を成したことが示唆された。底面氷下部は凍結によって固体粒子を取り込み、その凍結が複数回行なわれ厚さ 1.3m に成ったことが示唆された。ハムナ底面氷は底面氷上部・下部が形成された後にせん断を受けた氷であることが示唆された。

## 第 5 章. ハムナ底面氷の凍結機構

### 5-1 ハムナ底面氷の凍結機構

第 4 章において底面氷の一部が融解再凍結過程で形成されたことが示唆された。その凍結がどのような機構で行なわれたのかを考察する。

#### a) $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta\text{D}$ の傾きによる凍結機構の考察

Jouzel and Souchez (1982b)は水の出入りがない閉鎖系の環境での凍結 (closed system) における同位体の分別を理論的に示した。閉鎖系の場合、凍結による同位体分別曲線の  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  の傾きは凍結前の初期水の同位体比に依存する (equation 1 in Souchez and de Groote, 1985)。ハムナ氷床氷の平均値(約-45 ‰ ( $\delta^{18}\text{O}$ )、約-365 ‰ ( $\delta\text{D}$ ))を初期の水の同位体比と仮定するとこの傾きは約 4.2 になる。凍結過程で水の出入りが存在する環境、すなわち開放系 (open system) の場合、同位体の傾きは初期の水の同位体比だけではなく、流入する水の同位体比、流入速度にも依存する(equation 3 in Souchez and de Groote, 1985; Souchez and Jouzel, 1984)。流入する水の同位体比が初期の水の同位体比と変わらない場合、もしくは流入速度が凍結速度に比べて極めて小さい場合には  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  の傾きは閉鎖系の傾き (ハムナ底面氷の場合は 4.2) に近くなる。逆に、流入する水の同位体比が初期の水の同位体比と異なりかつ流入速度が凍結速度に比べて大きい場合には  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  の傾きは 8 に近くなる。

ハムナ底面氷の  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  の傾きは底面氷全体 (図 2-⑨)、Basal ice-D (図 4-⑥)、Basal ice-E (図 4-⑧)、Basal ice-F (図 4-⑦)でそれぞれ、8.6、7.5、8.0、7.2 であった。これらの傾きのうち後者 3 つの値が重要である。なぜなら、後者 3 つの近似曲線の相関係数(0.97 ~ 0.99)が前者の相関係数(0.83)に比べて高いからである。前者 (底面氷全体) の相関係数が低い理由は測定した厚さが約 100mm であり、一つの安定同位体比が複数の透明氷層

と気泡氷層の情報を有しているためであると考えられる。

凍結によって形成されたことが示された透明氷層のみから求められた  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  の傾きは 7.6 (Basal ice-D; 図 4-⑥)、7.9 (Basal ice-E; 図 4-⑧)、7.7 (Basal ice-F; 図 4-⑦)であった。また、一回の復氷で形成されたと考えられた同位体プロファイルの一同位体減少曲線の  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  の傾きは 8.0 (Basal ice-E; 図 4-⑧)、7.6 (Basal ice-F; 図 4-⑦)であった。これらの  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  の傾きは底面氷上部の復氷が開放系な環境の融解再凍結過程によって形成されたことを示唆する。

第 4 章で述べたように底面氷上部には透明氷層だけでなく半透明氷層も存在した。半透明氷層で観察された同位体減少曲線の  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  の傾きは 5.6 (Basal ice-E; 図 4-⑧); 6.1 (Basal ice-F; 図 4-⑦)であった。つまり、この部分は透明氷層よりもやや閉鎖的な環境で凍結が生じたと考えられる。底面氷上部は開放系（透明氷層）と閉鎖系（半透明氷層）が共存する環境で復氷が形成されたと考えられる。しかしながら、半透明氷層の数は透明氷層の数に比べてきわめて少ないので、底面氷全体という大局的な観点でみれば底面氷上部は開放系での復氷によって形成されたと考えられる。

#### b) Cl 濃度による凍結機構の考察

化学主成分濃度の結果もまた、開放系な凍結環境を支持する。底面氷上部の Cl 濃度の平均値はハムナ氷床氷の 1/5 であり Cl 濃度の減少が見られた(図 2-⑧)。第 2 章、第 3 章において、酸素同位体比がハムナ底面氷とハムナ氷床氷の間で大きな違いが見られないため、ハムナ底面氷とハムナ氷床氷はもともとの降雪起源がほぼ同じであり、ハムナ底面氷のみがかつて氷床内陸で基盤と接触したと考えられた。岩石鉱物との接触によって大きな変動を生じにくい Cl 濃度(Brown *et al.* 1996)は降雪起源が同じであればハムナ氷床氷とハムナ底面氷の間で同程度の濃度を示すはずである。しかし実際には、ハムナ底面氷はハムナ氷床氷に比べて Cl 濃度が減少している。このハムナ底面氷における Cl 濃度の減少は化学主成分を排出しながら凍結が行われ、相対的に濃い化学主成分濃度を持つ融解水が系外に排

出される環境(Hubbard *et al.* 2000)、すなわち開放系の凍結で底面氷が形成されたことを示唆する。

厳密に言えば、凍結が生じた部分は透明氷層に代表されるような底面氷の一部である。図 4-④で示された層構造に対応した Cl 濃度の結果によると、透明氷層や同位体プロファイルの変動が観察された気泡氷層の平均 Cl 濃度(それぞれ 1.54, 1.38  $\mu\text{mol/l}$ )は同位体プロファイルが一定の気泡氷層の平均 Cl 濃度(2.38  $\mu\text{mol/l}$ )に比べて低い。同位体プロファイルが一定の気泡氷層の平均 Cl 濃度(2.38  $\mu\text{mol/l}$ )はハムナ氷床氷の平均 Cl 濃度(2.78  $\mu\text{mol/l}$ )とほぼ一致しており、ハムナ氷床氷と同位体プロファイルが一定の気泡氷層のもともとの降雪起源がほぼ同じであることを示唆している。それに対して、透明氷層や同位体プロファイルの変動が観察された気泡氷層は凍結層であることが同位体比の結果から示唆されているので、これらの凍結層中の Cl 濃度の減少は開放系の凍結による化学主成分の再配分が原因であると考えられる。凍結層の Cl 濃度は非凍結層の Cl 濃度に比べて 6 割～5 割程度(1.54/2.38～1.38/2.38)に減少したと考えられる。

## 5-2 凍結における化学主成分の移動実験による考察

凍結過程において、凍結前の水に比べて凍結後の氷の Cl 濃度がどの程度減少するのかを把握するために、凍結における化学主成分の移動実験を行う。

### a) 実験方法

実験方法は図 5-①に示されている。底面氷上部約 500g の融解水および濃度を定量した標準水約 500g を凍結試料水として用いた。凍結前の試料水の化学主成分濃度を測定した後で、長さ 600mm、半径 30mm の筒に試料水を入れ、筒を断熱箱で覆い、筒の一端から-5℃および-20℃の冷気を送り試料水を凍らせた。凍結した長さ約 500mm の氷を十数個に切り分け、それぞれの化学主成分濃度を測定した。

実験に用いた試料水の一覧を(表 5-①)にまとめた。これらの試料水はもともと含まれている化学主成分濃度が異なるおよび底面氷を融解させた試料水には固体粒子が含まれているという点を除いて、同様の実験機材を用い、同様の環境で凍結・分析された。

#### b) 実験結果

凍結実験の結果を図 5-②に示す。すべてのイオン種において凍結初期から末期にかけて凍結氷の化学主成分濃度の増加が見られ、凍結による化学主成分の分別が観察された。凍結初期の水の化学主成分濃度は凍結前の水の化学主成分濃度に比べて相対的に小さい濃度を示し、凍結が 60~80%ほど終了した段階で凍結氷の化学主成分濃度は凍結前の水の化学主成分濃度とほぼ等しくなり、凍結が完了するにつれて凍結氷の化学主成分濃度は増加した。底面氷融解水と標準水で各イオン種ごとの分別過程は異なる。標準水の凍結実験では、凍結初期において氷中の  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  は元の水の約 0.1 倍の濃度を含み、 $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  は 0.1~0.01 倍、 $\text{SO}_4^{2-}$  は 0.01 倍以下の濃度を含んでいる。それに対して、底面氷融解水の凍結実験では氷中の  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NO}_3^-$  は元の水の約 0.1 倍の濃度を含み、 $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  は約 0.01 倍の濃度、 $\text{SO}_4^{2-}$  は 0.01 倍以下の濃度を含んでいる。

#### c) ハムナ底面氷との比較

底面氷の融解水と標準水の間で初期凍結氷中の  $\text{Ca}^{2+}$  の存在割合が特に異なっている。これは、 $\text{Ca}^{2+}$  が底面氷融解水中に存在している固体粒子にもっとも反応性に富むイオン種であることが原因であると考えられる。Hallet (1976)によると、開放系の復氷の際、復氷中の  $\text{Ca}^{2+}$  は復氷前の水の  $\text{Ca}^{2+}$  に比べて 1/50~1/100 になる。底面氷融解水を凍結させた実験結果（約 0.01 倍）は定量的にこの報告と一致しており、実際にハムナ底面氷中の  $\text{Ca}^{2+}$  濃度は復氷の際に 1/100 程度に薄まったと考えられる。つまり、宗谷流域底面で凍結に用いられた融解水の化学成分を議論するときは実際に測定された化学主成分濃度ではなく、より濃い化学主成分濃度であることを注意して議論する必要がある。

固体粒子と反応性が乏しい Cl は底面氷融解水と標準水の実験結果に大きな違いは見られない。図 5-②によると、凍結初期において、Cl 濃度は元の融解水の 6 割～5 割程度の濃度を示している。ハムナ底面氷を形成した凍結は開放系の環境で行なわれたことが示唆されているので定量的な議論はできないが、本実験結果は凍結によって元の融解水の 6 割～5 割程度の Cl 濃度を有する氷が形成されることを示す。

### 5-3 凍結における同位体分別シミュレーションによる考察

ハムナ底面氷の凍結過程が定量的にどの程度開放的であるのかを明らかにするために、図 4-⑥～⑧に示されている「鋸の歯」型の同位体プロファイルと凍結による同位体分別シミュレーションから得られた分別曲線を比較する。

#### a) 計算方法

同位体分別計算には Souchez and de Groote (1985); Souchez *et al.* (1987)の方法を用いた。厚さ  $L$  の水を片面から凍結させる。同位体の分別が平衡状態（レイリー分別）で行われていると仮定する。凍結したある地点  $\Delta L$  の氷の同位体比はその地点に存在していた水の同位体比と分別係数で決定され、氷層と水層の境界付近の水層の同位体比は対流と拡散によって残存水内で平均化されると考える。一度氷になった部分の同位体比は氷の拡散係数が水の拡散係数に比べて極めて小さいので変動しないとした。本数値計算は厚さ  $L$  を 1000 に分け( $L=1000 \times \Delta L$ )、差分法で行った。計算に必要なデータは初期の水の同位体比、水の凍結速度、系に流入する水の同位体比、流入速度である。凍結期間中の凍結速度、流入速度は一定とした。

#### b) 計算結果

図 5-③a, b, c にそれぞれ、凍結速度を変化させた場合、初期同位体比を変化させた場合、

流入同位体比を変化させた場合の同位体分別シミュレーションの結果を示す。すべてのケースにおいて、閉鎖系での凍結の場合、分別曲線が凍結末期に向かうにつれて指数関数的に減少する。開放系の場合、流入速度が増加するに従い分別曲線が凍結末期に向かって対数関数的に減少し、凍結末期にはある一定の値に収束する。同位体分別シミュレーションの結果は分別曲線の形が凍結速度と流入速度の比( $S/A$ )で決定されることを示し (e.g. Souchez and de Groote, 1985)、開放系の凍結と閉鎖系の凍結を  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  の傾きだけでなく分別曲線の形からも区別できることを示す(図 5-③)。この分別曲線の形は極端な場合を除いて凍結速度、流入速度そのものの变化には依存しない(図 5-③a)。図 5-③b によると、凍結初期の同位体比は初期水同位体比で決定されている。凍結速度と流入速度の比( $S/A$ )が小さい場合、凍結末期の同位体比は一定の値に収束するが、その収束値は流入同位体比で決定されている (図 5-③c)。

#### c) ハムナ底面氷との比較

以上の結果にもとづいて、ハムナ底面氷で観察された同位体プロファイルを計算結果から表現することを試みる。図 4-⑥～⑧に示されている一同位体減少曲線が一回の凍結によって形成されたことが示唆された (第 4 章)。図 4-⑥～⑧に示されている同位体プロファイルのうち一同位体減少曲線内に 7 以上の同位体比が測定されている同位体減少曲線をシミュレーション結果と比較した(表 5-②)。各同位体減少曲線の極大値から初期水の同位体比を、極小値から流入水の同位体比を決定した(表 5-②)。

その結果、初期水の同位体比と流入水の同位体比は  $-45.1 \pm 1.3\text{‰}$ 、 $-48.7 \pm 0.9\text{‰}$  であり、各同位体減少曲線ごとで初期水と流入水の同位体比の大きな違いは見られなかった。計算結果はすべての同位体減少曲線の極大値と極小値がほぼ同じ値を示しており、初期水同位体比、流入水同位体比がほぼ同じ値 (それぞれ  $-45.1\text{‰}$ 、 $-48.7\text{‰}$  程度) であることを示唆する。この結果はもともと同一凍結過程を経た透明氷層が褶曲によって互層構造を形成したことを支持する(Goodwin, 1993; Sharp *et al.*, 1994)。

次に、初期水の同位体比と流入水の同位体比を $-45.1\text{‰}$ 、 $-48.7\text{‰}$ と仮定し、ハムナ底面氷の凍結層を形成しうる S/A 比を同位体分別シミュレーションから表現することを試みる。図 5-④に計算結果とハムナ底面氷の同位体減少曲線(Basal ice-E)を比較した結果を示す。開放系と考えられている凍結層の同位体減少曲線は S/A 比 $=1000/4\sim 1000/9$ の曲線で最もよく表現されている。また、S/A 比 $=1000/4\sim 1000/9$ の曲線の形から、ハムナ底面氷は凍結が生じてから 20~40%までの氷で形成されていると考えられる。同位体分別シミュレーションの結果は $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta\text{D}$ の傾きだけでなく同位体減少曲線の形からもまた、ハムナ底面氷中の凍結氷層が開放系の環境での凍結によって形成されたことを示唆する。参考までに図 5-④に同位体分別シミュレーションによって求められた $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta\text{D}$ の傾きを示す。閉鎖系の場合、理論(4.2)と実測(5.6)値は開放系の傾き 8.0 と区別できる低い値を示している。開放系の場合、理論的(S/A 比 $=1000/4\sim 1000/9$ )な傾き 7.6~7.8 とハムナ底面氷の実測された傾き 7.5~8.0 はほぼ一致した値を示している。

#### d) 凍結系外に排出される水について

底面氷上部を形成した復氷は開放系であり、凍結が生じてから 20~40%までの氷のみで形成されていることが示唆された。つまり残りの(相対的に濃い化学主成分濃度と軽い同位体比を持つ)水は系外に排出されていると考えられる。図 5-⑤に同位体分別シミュレーションによる系外に排出する水の同位体比を示す。初期の水の同位体比を $-45.1\text{‰}$ 、流入する水の同位体比を $-48.7\text{‰}$ とすると、S/A が十分小さく傾きが 8 に近い条件下では、収束した凍結末期の排出水の同位体比は $-48.7\text{‰}$ になる。また、排出される水の平均同位体比は $-48.5\pm 0.6\text{‰}$ である。つまり、同位体分別シミュレーションの結果は流入水と排出水の同位体比がほぼ等しいことを示す。

図 5-⑥に同位体比から推定される復氷機構の想像図を示す。初期水同位体比は $-45.1\pm 1.3\text{‰}$ と示唆された。ハムナ氷床氷の同位体比は約 $-45\text{‰}$ であるので、初期水は基盤凸部の上流側で生じたハムナ氷床氷の圧力融解水であると考えられる。その融解水が基盤凸部の



下流側で氷に復する。その氷の形成速度 1000 に対して 4~9 程度の流入速度を持つ流入水 ( $-48.7 \pm 0.9\text{‰}$ ) が存在する開放系の環境で底面氷上部の透明氷層は形成されたと考えられる。また、流入水と排出水の同位体比がほぼ等しいという結果はある地域で開放系の復氷によって排出された水が、その次の（より下流の）復氷における流入する水となりうることを示唆する。つまり、復氷形成地域の宗谷流域底面は $-48 \sim -49\text{‰}$ 程度の酸素同位体比を有する水が基盤凸部の上流側だけではなく基盤全体を覆っていると考えられる。

#### 5-4 第 5 章のまとめ

ハムナ底面氷の凍結機構を安定同位体比や塩化物イオン濃度から考察した。また、凍結による化学主成分の移動実験や凍結による同位体比の分別シミュレーションを行い、定量的なハムナ底面氷の凍結環境を考察した。復氷は凍結系内に流入する水が存在する開放系の環境で形成されたことが示唆された。水の流入速度は凍結速度 1000 に対して、4~9 程度であることが同位体分別シミュレーションから求められた。流入水と排出水の同位体比がほぼ等しいことから復氷形成地域の氷床底面が水で覆われていると考えられた。

## 第6章. 氷床流動モデルによる宗谷流域基盤温度シミュレーション

第4章・第5章においてハムナ底面氷の解析結果から宗谷流域底面において融解水が存在していることが示唆された。宗谷流域底面のどの地域で融解水が生じているのかを調べるために、流域幅を考慮した二次元定常氷床流動モデルを用い、宗谷流域の基盤温度分布をシミュレートする。ここでの計算は氷床を非ニュートン粘性熱伝導非圧縮流体(Hutter 1983)として扱う。基本方程式は氷の流動則・運動方程式・熱伝導方程式からなる(Huybrechts, 1992)。本章で数式に用いられているすべての記号について表 6-①にまとめた。

### 6-1 宗谷流域定常流動場のシミュレーション

#### a) シミュレーションの概要

氷の流動は Glen の流動則に従い、べき乗数を 3 と考える。運動方程式には宗谷流域を二次元・定常であると仮定し、高橋、中尾 (1984) の式を用いた。この式を用いた理由は以下の3点による。宗谷流域を二次元に変換するにあたり、欠落する流線に直交する水平成分を氷幅という概念で表現できること。本研究の目的が、モデル計算の新規開発および南極氷床の変動の将来的な予測ではなく、現状を反映しうる流線・氷の年代を求めることなので、すでに確立されているモデルを用いるほうが簡便であること。高橋、中尾 (1984) は白瀬氷河流域をシミュレートしており、宗谷流域と白瀬氷河流域を対比させることができることである。

宗谷流域中央を流れる表面流線方向を  $x$  軸にとる。この表面流線は全長 529km である。この流線に直行する水平方向に  $y$  軸、鉛直方向に  $z$  軸をとる。ある  $x$  おける  $y$  軸の長さを氷幅とした。氷幅は鉛直方向に一定であると仮定し、台形斜面立方体で流域を近似した。 $x$  軸と  $z$  軸で構成される二次元面を計算に用いた (図 6-①)。 $xz$  面において、 $x$  軸に 529 の格子 (1km ごと)、 $z$  軸に氷厚の  $1/20$  ごと 20 の格子を設定した。

氷幅方向に平均化された表面水平流速（図 6-①）から、高橋・中尾（1984）の式(8)を用い氷床内部の水平速度、式(17)を用い表面鉛直流速、式(16)を用い氷床内部の鉛直速度を求めた。高橋・中尾（1984）はこれらの式が基盤付近の流動を求めるのには不適応であると指摘している。そこで本計算では基盤付近の流動の算出をすべての氷が停滞氷とはならず、基盤凸部を乗り越えるという条件（図 6-①）のもとで行った。すなわち、氷の流動は特に基盤付近では層流が成り立たず、みかけ上基盤の凸凹に対応して上昇線または急な下降線を描くような流線を形成する。計算された氷床の水平速度と鉛直速度を図 6-②に示す。高橋・中尾（1984）の式(18~20)を用い、図 6-②で示されている氷体内部の水平速度と鉛直速度から、宗谷流域の流線と氷が氷床末端に辿り着くまでの時間を計算した。

#### b) シミュレーションに用いた物理データ

運動方程式に用いた物理データの引用元を表 6-②にまとめた。計算に必要な物理データは氷幅・標高・基盤高度・年涵養量・10m 雪温(表面温度)・表面水平流速である。氷幅・年涵養量・10m 雪温・表面水平流速は Enderby Land Glaciological Folio (1989)の値（図 6-①）を、標高・基盤高度は BEDMAP (2000)の値（図 6-①）をそれぞれ読み取り氷幅方向に平均した値を用いた。消耗域と考えられる裸氷帯( $x > 507$ )の年涵養量は Yamada and Wakahama (1981)が示している宗谷流域の涵養量と消耗量の質量収支差から計算し、 $-0.25\text{m/yr}$  という値を用いた。

境界条件として、底面すべり  $0\text{ m/year}$ 、分氷嶺の水平速度  $0\text{ m/year}$  を与えた。計算に用いたデータのうち年涵養量・表面水平流速は一定の値と考えるには信頼性にかけるので、ある程度値に幅を与えた。計算に用いた値の幅を表 6-③に示す。

#### c) 氷期を想定した物理データ

b)で述べた計算の条件は現在の氷床を想定している。氷期の氷床を想定し、宗谷流域の流線・氷が氷床末端に辿り着くまでの時間を計算した。流動場は定常とした。氷期の氷床

の状態として、年涵養量・標高・10m 雪温(表面温度)を変化させた。年涵養量は現在の値の 60%であると仮定した(Jouzel *et al.*, 1989)。標高は沿岸で 400m 高く(Hirakawa, 1984)分氷嶺で現在の値と変わらない、という沿岸からの距離の関数として増加させた(Alley and Whillams, 1984)。10m 雪温(表面温度)は現在の値よりも 8℃低いと仮定した(Jouzel *et al.*, 1989)。その他の物理データは現在の値と変わらないとした。

#### d) シミュレーション結果とハムナ氷崖氷の比較

現在を想定した計算結果を図 6-③に、氷期を想定した計算結果を図 6-④に示す。末端に辿り着いた標高 2000m 以上の降雪は現在の条件、氷期の条件ともに 12000 年より前の降雪を起源としていることが計算された。この結果は標高 2000m 以上の降雪を起源とする末端まで流れてきた氷が氷期の氷であることを示唆している。この考察はハムナ氷崖氷の安定同位体比による解釈(第 3 章)と一致する。

### 6-2 宗谷流域基盤温度分布のシミュレーション

#### a) シミュレーションの概要

氷体の温度分布の計算に用いた熱伝導方程式は

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - w \frac{\partial T}{\partial z} + k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{2}{\rho C_p} (\epsilon_{xz} \sigma'_{xz})$$

である。氷体の温度は移流熱( $u$ :水平速度、 $w$ :鉛直速度)、鉛直拡散熱( $k$ :熱拡散係数)、流動による氷の変形熱( $\rho$ :氷の密度、 $C_p$ :氷の比熱、 $\epsilon_{xz}$ :歪み量、 $\sigma'_{xz}$ :偏差応力)のつりあいで決定される。熱伝導計算は線順法を用い完全陰解法で行った。水平拡散熱については他の熱量の大きさに比べて極めて小さいので無視した (e.g. 斎藤, 1998)。底面融解の有無を明らかにするのがシミュレーションの目的であるので、融解による底面でのせん断熱は考慮しない。

6-1 節で計算された氷体内部の水平・鉛直速度を計算に用いた。境界条件は以下のよう  
に与えた。10m 雪温（表面温度）を時間に対して不変とし、氷床表面の境界条件とした。  
地殻熱流量もまた時間に対して不変とし、氷床底面の境界条件とした。分水嶺( $x=0$ )の温  
度分布については水平移流がないと考え、1次元の熱伝導方程式(Paterson, 1994; p216-220)  
から氷の温度を求め、その氷温を分水嶺の境界条件とした。地殻熱流量は基準値として  
 $50.0\text{mW/m}^2$ を与え、ある程度値に幅を与えた(表 6-③)。

#### b) シミュレーション結果と従来の研究結果との比較

宗谷流域の基盤温度の計算結果を図 6-⑤に示す。基盤温度は表面流速の減少、年涵養量  
の減少、地殻熱流量の増加に伴い上昇する傾向にある。基準状態（年涵養量と表面流速は  
基準値で地殻熱流量は  $50.0\text{mW/m}^2$ ）では、基盤温度は下流域で $-5^{\circ}\text{C}$ 、中流域で $-15^{\circ}\text{C}$ 、上  
流域で $-5^{\circ}\text{C}$ 程度であり、Hansen and Grave (1996)、Huybrechts (1992)などの基盤温度の計算  
結果 ( $-3^{\circ}\text{C}\sim-15^{\circ}\text{C}$ ) とほぼ同じ値を示した。宗谷流域の基盤温度は  $0^{\circ}\text{C}$ 未満であることが  
示唆された。

高い地殻熱流量（たとえば  $60.0\text{mW/m}^2$ ）を考えると、分水嶺付近において基盤温度は  $0^{\circ}\text{C}$   
に到達している。正確な基盤温度算出のためには地殻熱流量の正確な値を測定する必要が  
あるが、少なくとも今回の計算で用いたデータの範囲幅のなかでは、標高 2500m 以下の  
基盤の温度は  $0^{\circ}\text{C}$ 未満であることが示唆された。

6.1 節で示した氷期の条件を用いて基盤温度を計算した。その結果を図 6-⑥に示す。基  
盤温度は下流域で $-10^{\circ}\text{C}$ 、中流域で $-20^{\circ}\text{C}$ 、上流域で $-5^{\circ}\text{C}$ 程度であり、現在の基盤温度に比  
べて基盤温度が約  $5^{\circ}\text{C}$ ほど低い値を示した。この低下量は Huybrechts (1992)による現在の  
基盤温度に対する氷期の基盤温度の低下量 ( $3^{\circ}\text{C}\sim 9^{\circ}\text{C}$ 低い) とほぼ同じ値を示した。つま  
り、氷期もまた宗谷流域基盤温度は  $0^{\circ}\text{C}$ 未満であることが示唆された。

### 6-3 融解点降下を考慮した宗谷流域基盤温度分布のシミュレーション

ハムナ底面氷の一部は融解再凍結過程によって形成されたという結果を示唆した（第 4 章）。それに対して、基盤温度シミュレーションの結果は従来の研究による計算結果と同様の基盤温度分布を示し、宗谷流域底面が 0℃未満であることを示唆した。ハムナ底面氷の融解再凍結過程が宗谷流域底面のどの地域で生じたのかを考察する。

#### a) 氷床底面における融解点降下の影響

氷床底面において融解の有無を計算された基盤温度から調べるには伝導熱、拡散熱、氷の変形熱などの熱力学的なつりあいの他にも氷床底面における氷の融解点降下の影響も考えなくてはならない。氷床底面における融解点降下の機構は以下の三種類が考えられている。すなわち、1) 圧力融解による効果（以後圧力効果）、2) 不純物による効果（以後不純物効果）、3) 復氷の際に基盤凸部の上流側に生じる圧力融解による効果（以後復氷効果）である。これらの効果が計算された宗谷流域基盤温度にどのような影響を与えるのかを考察する。

圧力効果による融解点の降下量は氷厚  $h$  (m) の関数であり、次式であらわされる。

$$\Delta T = -8.1 \times 10^{-4} \times h$$

不純物効果による融解点の降下量は化学主成分のモル濃度  $M$  (mol/l) の関数であり、次式であらわされる。

$$\Delta T = -1.858 \times M$$

ハムナ底面氷上部の化学主成分濃度の平均値が表 2-③に記されている。この平均値は化学主成分の凍結実験からほとんどの化学主成分が系外に排出された残りの平均値であることが示唆された(第 5 章)。そこで、凍結前の融解水の化学主成分濃度を化学主成分の凍結実験から逆算して求めた(表 6-④)。計算の結果、 $M=0.0039$  mol/l を用いる。

復氷効果による融解点の降下量は次式であらわされる (Paterson, 1994; p137)。

$$\Delta T = C \times \left( -\frac{1}{2} \frac{\tau}{R^2} \right)$$

C は定数( $1.74 \times 10^{-5}$  K/kPa)である。せん断応力  $\tau$  は氷厚と表面傾斜で近似できる。基盤の粗度 R は Kamb (1970)によると $\sim 0.05$ 、Schweizer and Iken (1992)によると $\sim 0.1$  が提案されている。

#### b) 宗谷流域底面の融解条件と融解地域

これらの効果を考慮した宗谷流域の基盤温度を融解点との差で図 6-⑦に示す。図 6-⑧にはこれらの効果の融解点降下に対する寄与を示す。不純物効果は他の 2 つに比べて融解点降下に対する寄与が極めて小さく、 $0.01^{\circ}\text{C}$  以下の融解点降下しか生じさせることができないので無視できる。圧力効果は最も氷が厚いところで  $2\sim 3^{\circ}\text{C}$  程度の融解点を降下させるが、圧力効果を考慮してもなお、宗谷流域底面は凍結状態にあるということが示された。

圧力効果に加えて復氷効果を考察した。図 6-⑨に基盤の粗度を 0.01, 0.02, 0.04 としたときの基盤温度の融解点との差を示す。図 6-⑨によると、宗谷流域底面は粗度 0.04, 0.02 の場合凍結状態にあるが、粗度 0.01 の場合氷は融解しうることが示された。粗度を 0.01 と仮定した計算 (図 6-⑦) から導かれる融解が可能な地域は氷床の上流地域 ( $x=0\sim 100$ ; 図 6-⑦) と下流地域 (沿岸から  $80\sim 50\text{km}$  の地域( $x=439\sim 469$ ; 図 6-⑦)と  $30\sim 10\text{km}$  の地域( $x=489\sim 519$ ; 図 6-⑦)) である。これらの融解可能地域のうち上流地域は標高  $2500\text{ m}$  以上の標高を持つ地域であり、ハムナ氷崖氷の起源となりうる降雪が基盤と接触する地域とは考えにくいことから以後議論しないことにする。

これらの計算結果と考察は、氷床流動が定常状態であるという前提条件のもとで、従来の研究で示唆されているようにバルクな宗谷流域底面は凍結状態にあるが、沿岸から  $50\sim 80\text{km}$  の地域と  $10\sim 30\text{km}$  の地域においては粗度 0.01 程度の基盤凸部の上流側で融解水が生じえる環境であることを示唆する。

#### 6-4 第6章のまとめ

二次元定常氷床流動モデルを用い宗谷流域の基盤温度分布をシミュレートした。氷床流動が定常状態であるという前提条件のもとで、標高 2000m 以上の降雪を起源とする末端まで流れてきた氷は氷期（約 12000 年よりも昔）の氷であることが示唆された。また、バルクな宗谷流域底面は凍結状態にあるが、沿岸から 50~80km の地域と 10~30km の地域の氷床底面においては粗度 0.01 程度の基盤凸部の上流側で融解が生じえる環境であることが示唆された。



## 第7章. 考察 -ハムナ底面氷の履歴と宗谷流域の底面状態-

第2章から第6章までにえられた結果と考察を表7-①にまとめた。これらの結果と考察に基づき、ハムナ底面氷の形成履歴と宗谷流域の底面状態について考察する。考察されたハムナ底面氷の形成履歴の想像図を図7-①に示す。

### 7-1 ハムナ底面氷の形成履歴

#### a) 復氷の形成

一般に底面氷は基盤と接触した履歴を持つので、上部の氷ほどより古く、より内陸で形成された氷である。ハムナ底面氷の場合、底面氷上部は下部より古く、より内陸で形成された氷であると考えられる。そこで、まず底面氷上部の形成履歴について考察する。底面氷上部は復氷によって固体粒子が取り込まれたことが示唆された。

第6章で示唆された復氷形成可能地域はあくまで二次元定常状態での底面環境を示している。しかし、実際に復氷が行われた基盤の凹凸は三次元である。また、本研究に用いたモデル計算において、特に地殻熱流量と基盤の粗度がデータの信頼性に欠ける。これらのデータは従来の研究で最も良いと考えられている値であり、宗谷流域底面の値ではない。さらに、第6章における氷床流動モデルは定常状態を想定しているが、実際の氷床流動は氷期-間氷期を経験し非定常である。その非定常のため宗谷流域の表面温度が現在の条件に近い状態であり、氷厚が氷期の条件に近い状態であるという環境であった時期もあろう。その場合、基盤温度は本計算で得られた結果よりも高くなり、より復氷が起こりやすいと考えられる。また、局所的に年涵養量が少ない地域や地殻熱流量が高い地域など本計算では再現しきれない環境もまた実際の氷床環境として存在する可能性はあり、そのような地域でも基盤温度は本計算で得られた結果よりも高くなり、より復氷が起こりやすいと考えられる。このような考察から、復氷地域を特定することは今回用いた流動モデルから得ら

れた結果のみでは不十分である。

しかしながら、本研究で行なわれた氷床流動モデルによる基盤温度は従来の研究例から推定された基盤温度をよく再現しており、流線（x 軸）方向に km オーダー、つまり従来の研究よりもより高分解能の基盤温度分布を示している。このことから、宗谷流域底面において、相対的にどの地域において復氷が起こりやすいかについてはその考察に問題はないと考えられる。宗谷流域底面は定常状態において、中流域（沿岸から約 200km（標高 2200～2400m）～約 80km 程度内陸の地域）より下流域（沿岸から約 80km 程度内陸までの地域）で復氷が起こりやすいと考えられる。

具体的な復氷地域の解明は今後の課題であるが、本研究の結果では復氷に用いられた融解水は宗谷流域下流域の底面で融解した水である可能性が高い。図 5-⑥で示されたように、復氷層は宗谷流域下流域の底面において厚さ 100mm 以下の基盤凸部を利用し (Weertman, 1964)、固体粒子を取り込みながら形成されたと考えられる (図 7-①)。復氷は多くの基盤凸部で開放系による透明氷層を形成し、ごくわずかの基盤凸部で閉鎖系による半透明氷を形成したと考えられる。また、開放系の復氷のため宗谷流域下流域の復氷が起きている底面は水で覆われていると考えられる。

#### b) 褶曲の作用

底面氷上部の同位体プロファイルや気泡層構造 (図 4-⑥～⑧) は褶曲構造をしている。Weertman (1964)によると、厚さ数 100mm 以上の基盤凸部付近の氷は氷の塑性変形によってその凸部を乗り越えるという流動形態を示す。宗谷流域下流域の底面において形成された復氷層（透明氷層）は復氷が生じえないような数 100mm 以上の基盤凸部において、氷の塑性変形によって基盤凸部に対して平行になるように塑性変形したと考えられる (図 7-①)。

氷床末端付近は氷厚が薄くなることから、下流に大規模な基盤凸部が存在するようなどころでは圧縮流を受けやすい環境にある (e.g. Paterson, 1994; 254p)。第 6 章で用いた基盤

高度 (BEDMAP, 2000) によると、宗谷流域においても沿岸から約 50km 内陸の地域の底面において高さ数 100m の大規模な基盤凸部が存在している。そのような地域で塑性変形を受けた氷は圧縮を受け、鉛直方向に厚くなったと考えられる。このような基盤地形に依存する氷の塑性変形と氷の圧縮の機構は氷床末端における一般的な機構であり、ハムナ底面氷上部で観察された線対称な互層と同位体プロファイルをよく表現できる。これらの氷の塑性変形と氷の圧縮の機構によって、復氷層と非凍結層は基盤に対して平行に褶曲構造を成すことができる (図 7-①)。

### c) 凍結氷の形成

底面氷上部が氷の圧縮によって約 5.5m ほどに厚くなった後、底面氷下部が凍結によって底面氷上部に付加したと考えられる。氷床の底面付近の流動が定常状態であるとする、底面氷下部の (連続的な) 凍結地域は底面氷上部の形成地域よりもさらに沿岸に近い地域であると考えられる。

底面氷下部の平均同位体比は底面氷上部よりも  $\delta^{18}\text{O}$  で約 1‰、 $\delta\text{D}$  で約 10‰軽い (図 2-⑨)。このような軽い同位体比を持つ融解水の起源としては、1) 底面氷下部がハムナ氷床氷や底面氷上部よりもさらに上流の降雪を起源とする、2) 開放系の復氷の過程で生じた軽い同位体値を持つ排出水を起源とする、という 2 種類の起源しか考えられない。1) のケースは、定常状態では、より内陸で底面氷上部を形成した氷が基盤と接触し固体粒子をとり込んでいるので、さらに上流の降雪がより沿岸に到達するとは考えにくい。底面氷下部を形成した融解水の起源は 2) の復氷の過程で生じた排出水であると考えられる。これらの解釈から、復氷を生じえる宗谷流域下流域から底面氷下部が凍結するより沿岸に近い地域まで宗谷流域底面は (排出) 水に覆われている、底面氷上部の排出水が貯蓄される地域 (例えば cavity) が存在する、という底面状態が推定される。

第 6 章で用いた氷床流動モデルは二次元状態を計算に用いたため、氷幅方向は平均化されている。しかし BEDMAP (2000) によると、宗谷流域下流域に数 km オーダーの水平分

布をもつ基盤高度が-400 m 程度の凹値が存在する。このような地域は氷が厚くなるため、基盤温度が上昇しやすく、cavity などが安定に存在しやすい環境にあるといえる。このような局所的な融解しやすい地域は底面氷上部形成で生じた排出水を貯蓄し、底面氷下部を形成する融解水の供給源となっていると考えられる。

#### d) せん断の作用

図 2-⑦、図 4-②からハムナ底面氷は底面氷上部、下部が形成された後せん断を受けた氷であることが示唆された。凍結によって底面氷下部が底面氷上部の下に付加した後、ハムナ底面氷はせん断を受けたと考えられる（図 7-①）。つまりせん断の作用した地域は底面氷下部が形成した地域よりもさらに沿岸に近い地域であると考えられる。このせん断の機構によってハムナ底面氷が鉛直方向に歪み、復氷層と非凍結層は基盤に対して垂直に褶曲構造を成すことができる。

せん断を受け変形した底面氷はその後ハムナ地域まで流れつき、ハムナ地域において露岩地形や気候条件などに依存する何らかの消耗を受けて氷崖を形成したと考えられる。その氷崖で観察される底面氷が本研究で「ハムナ底面氷」と称した氷としてその氷崖に露出していると考えられる。

### 7-2 宗谷流域の底面状態

ハムナ底面氷の形成履歴（図 7-①）から、宗谷流域の底面状態について考察する。宗谷流域の底面状態は、1) ハムナ底面氷中の凍結層が形成されにくい、沿岸から約 80km 以上内陸の凍結地域、2) 沿岸から約 80km 以内の開放系の復氷層と底面氷の存在地域、3) 2) よりも沿岸における基盤地形に依存する塑性変形が作用した地域、4) 3) よりも沿岸における氷の圧縮が作用した地域、5) 4) よりも沿岸における復氷で生じた排出水の貯蓄域、6) 5) よりも沿岸における排出水の凍結地域、7) 6) よりも沿岸におけるせん断が作用した地域、

という時系列分布および空間分布を示していると考えられる。

ハムナ底面氷研究から導かれた宗谷流域の底面状態は底面水が存在し、圧縮・せん断などの氷の機械的な変形などが生じている環境であることが示唆された。特に、従来の研究では凍結していると考えられていた宗谷流域底面において水が存在しているという結果は重要である。なぜなら、底面氷の解析から導かれた底面水の存在の考えは宗谷流域だけではなく、氷床流動モデルシミュレーションから現在凍結していると考えられている南極氷床のその他の流域にも応用でき、それらの流域もまた底面水を有している可能性を示唆するからである。南極氷床全体で考えると、従来の氷床流動モデルシミュレーションによる基盤温度から示唆される底面の水の分布(Huybrechts, 1992)よりも、実際にはさらに広範囲の氷床底面に水が存在しており、それらの水の存在が氷床の流動に影響を与えていると考えられる。

### 7-3 第7章のまとめ

第2章から第6章までにえられた結果と考察から、底面氷の形成履歴と宗谷流域の底面状態について考察した。従来の研究では凍結していると考えられていた宗谷流域底面に水が存在していることを明らかにした。宗谷流域の底面状態は、1) 沿岸から約 80km 以上内陸の凍結地域、2) 沿岸から約 80km 以内の開放系の復氷層と底面水の存在地域、3) 2) よりも沿岸における基盤地形に依存する塑性変形が作用した地域、4) 3) よりも沿岸における氷の圧縮が作用した地域、5) 4) よりも沿岸における復氷で生じた排出水の貯蓄域、6) 5) よりも沿岸における排出水の凍結地域、7) 6) よりも沿岸におけるせん断が作用した地域、という時系列分布および空間分布を示していると考えられる。

## 第 8 章. 結言

### 8-1 本論文のまとめ

ハムナ氷瀑地域に露出している底面氷の解析から、宗谷流域の底面状態を推定した。その結果、従来の研究では凍結していると考えられていた宗谷流域底面に水が存在していることを明らかにした。また、沿岸から 80km 以内の地域で融解が生じうることを基盤温度計算から示唆した。

得られた結果と結果から導かれる宗谷流域の氷床底面状態を以下に箇条書きで示す。

- 1) ハムナ氷崖氷は氷床内陸に氷期にもたらされた降雪を起源とする。現在の標高にして 2200~2400m 付近の降雪であると考えられる。
- 2) ハムナ底面氷はかつて基盤と接触した履歴を持つ。
- 3) ハムナ底面氷はその大部分が氷床底面で融解再凍結した氷で形成されている。
- 4) ハムナ底面氷中に存在する化学主成分は 8 種類であり ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ )、固体粒子からの溶出を主な起源とする。イオン収支から、溶出した主な成分は炭酸塩鉱物であると計算された。
- 5) ハムナ底面氷は構造や性質の違いから上部と下部に分けられる。
- 6) 底面氷上部は復氷によって固体粒子を取り込み、褶曲的な機構で復氷層と非凍結層の互層構造を成したことが示唆された。復氷は流入する水が存在する開放系の環境において、凍結初期の氷のみで形成されたと考えられる。復氷形成地域の基盤は水で覆われていると考えられる。
- 7) 底面氷下部は凍結によって固体粒子を取り込み、数回の凍結で厚さ 1.3m に成ったことが示唆された。
- 8) ハムナ底面氷は底面氷上部、下部形成後にせん断を受けた氷であることが示唆された。

- 9) 宗谷流域の底面状態は、1) 沿岸から約 80km 以上内陸の凍結地域、2) 沿岸から約 80km 以内の開放系の復氷層と底面水の存在地域、3) 2)よりも沿岸における基盤地形に依存する塑性変形が作用した地域、4) 3)よりも沿岸における氷の圧縮が作用した地域、5) 4)よりも沿岸における復氷で生じた排出水の貯蓄域、6) 5) よりも沿岸における排出水の凍結地域、7) 6)よりも沿岸におけるせん断が作用した地域、という時系列分布および空間分布を示していると考えられる。
- 10) 本論文の結果は宗谷流域だけではなく、凍結していると考えられている南極氷床のその他の流域の底面にも水が存在することを暗示する。

## 8-2 今後の課題

本研究は以下の問題点を残している。これらが今後の課題である。

本研究はハムナ氷瀑地域の底面氷を宗谷流域の代表点として用いた。しかし、第一章で記したように実際の基盤は二次元であり一次元の情報では不十分である。今後ハムナ底面氷の結果をより強固なものにするためには、宗谷流域内の他の地域の底面氷の研究が要求される。スカルプスネス地域・スカーレン地域においてすでに末端氷崖に底面氷が露出されていることが確認されており、氷が採取されさえすれば、研究は充分容易に行える環境にある。

本研究では底面氷に溶存した固体粒子組成について考察した。氷床内陸基盤の地質学的・地形学的な特徴を解明するにあたり、底面氷に含まれている固体粒子の粒径分布や組成を解明することは有効な手法であると考えられる。

基盤温度を求める氷床流動モデルもまた、非定常流動モデルなどより現実的なモデルを用いる必要がある。モデルに用いる物理データもまたより改良する必要がある。しかしながら本研究の成果の一つとして、間接的に氷床底面の状態を最も詳細に調べる手法は底面氷の解析であることが改めて示されたといえる。実際に宗谷流域底面のどこで水が存在す

るのかを明らかにするためには、氷床流動モデルなどの他の間接的な方法ではなく、実際に氷床を掘削して氷床底面を直接的に確かめることが最も有効であろう。

また、南極氷床の水循環の解明という本研究の最終的な目的を達成するためには、本研究で示唆された底面の水が実際の底面すべり速度にどのような影響を与えるのか、を明らかにする必要がある。



## 謝辞

本研究全般にわたり主任指導教官の渡邊興亜教授(国立極地研究所)からは終始ご助言を賜りました。また、JARE40 への参加にご支援を頂きました。ここに深く感謝いたします。

成瀬廉二助教授(北海道大学低温科学研究所)、藤井理行教授(国立極地研究所)、神山孝吉教授(国立極地研究所)、山内恭教授(国立極地研究所)、庄子仁教授(北見工業大学)には本研究に関する多大なご助言を頂き感謝いたします。

白岩孝行助手(北海道大学低温科学研究所)を初めとする JARE35 の皆様、山田知充助教授(北海道大学低温科学研究所)を初めとする JARE39 の皆様、古川晶雄助手(国立極地研究所)を初めとする JARE40 の皆様には試料採取においてお世話になりました。また、白岩孝行助手からは底面氷に関する多くの有益な示唆を頂きました。

佐竹洋教授(富山大学理学部)には同教授研究室の質量分析計を使用させていただきました。また、氷と水の同位体比に関する多くの有益な示唆を頂きました。

本山秀明助教授(国立極地研究所)、斎藤冬樹氏(東京大学気候システム研究センター)、森本真司助手(国立極地研究所)、高田守昌博士(総合研究大学院大学)からは氷床流動モデルに関する多くの有益な示唆を頂きました。

五十嵐誠博士(国立極地研究所)、的場澄人博士(北海道大学低温科学研究所)、小林智子氏(国立極地研究所)、奈賀智子氏(国立極地研究所)、中田真樹氏(国立極地研究所)からは氷の分析技術に関する多くの有益な示唆を頂きました。

東久美子助教授(国立極地研究所)、橋田元助手(国立極地研究所)、河野美香博士(国立極地研究所)、門崎学氏(総合研究大学院大学)には本研究を進めるにあたり貴重なご意見を頂きました。

国立極地研究所気水圏グループの事務補佐員の皆様、総合研究大学院大学極域科学専攻科の学生の皆様、富山大学理学部生物圏環境化学科環境化学計測Ⅱ講座の皆様からは暖かい励ましのお言葉を頂きました。

最後に、研究生活を支援してくれた父と母に感謝します。

## 参考文献

### a) 洋文文献

- Alley, R. B. and I. M. Whillans. 1984. Response of East Antarctica Ice Sheet to sea-level rise. *J. Geophys. Res.*, **89**, 6487-6493.
- Alley, R. B., D. E. Lawson, E. B. Evenson, J. C. Strasser and G. J. Larson. 1998. Glaciohydraulic supercooling: a freeze-on mechanism to create stratified, debris-rich basal ice: II. Theory. *J. Glaciol.*, **44** (148), 563-569.
- Bentley, C. R., N. Load and C. Liu. 1998. Radar reflections reveal a wet bed beneath stagnant Ice Stream C and a frozen bed beneath ridge BC, West Antarctica. *J. Glaciol.*, **44** (146), 149-156.
- Boulton, G. S. 1967. The development of a complex supraglacial moraine at the margin of Sorbreen, Ny Friesland, Vestspitsbergen. *J. Glaciol.*, **6** (47), 717-735.
- Boulton, G. S. 1970. On the origin and transport of englacial debris in Svalbard glaciers. *J. Glaciol.*, **9** (56), 213-229.
- Boulton, G. S. 1972. The role of thermal regime in glacial sedimentation. In: Price, R. J. and Sugden, D. E. (eds.) *Polar Geomorphology. Institute of British Geographers special publication number 4*. Institute of British Geographers, London, 1-19.
- Boulton, G. S., E. M. Morris, A. A. Armstrong and A. Thomas. 1979. Direct measurement of stress at the base of a glacier. *J. Glaciol.*, **22** (86), 3-24.
- Bouzelte, A. and R. Souchez. 1999. Katabatic wind influence on meltwater supply to fuel glacier-substrate interactions at grounding line, Terra Nova Bay, East Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **28**, 272-276.
- Brown, G. H., M. Sharp and M. Tranter. 1996. Subglacial chemical erosion: seasonal variations in solute provenance, Haut Glacier D'Arolla, Valais, Switzerland. *Ann. Glaciol.*, **22**, 114-120.
- Brown, G. H., M. Sharp, M. Tranter, A. M. Gurnell and P. W. Nienow. 1994. Impact of post-mixing

- chemical reactions on the major ion chemistry of bulk meltwaters draining the haut glacier D'Arolla, Valais, Switzerland. *Hydrological Processes*, **8**, 465-480.
- Chamberlin, T. C. 1895. Recent glaciological studies in Greenland. *Bulletin Geological Society of America*, **6**, 199-200.
- Craig, H. 1961. Isotopic variations in meteoric water. *Science*, **133** (3465), 1702-1703.
- Dansgaard, W. 1964. Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, **16**, 436-468.
- Echelmeyer, K. and W. Zhongxiang. 1987. Direct observation of basal sliding and deformation of basal drift at sub-freezing temperatures. *J. Glaciol.*, **33** (113), 83-98.
- Fisher, D. 1991. Remarks on the deuterium excess in precipitation in cold regions. *Tellus*, **43B**, 401-407.
- Fitzsimons, S. J. 1996. Formation of thrust-block moraines at the margins of dry-based glaciers, south Victoria Land, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **22**, 68-74.
- Fujita, S., T. Matsuoka, T. Ishida, K. Matsuoka and S. Mae. 2000. A summary of the complex dielectric permittivity of ice in the megahertz range and its applications for radar sounding of polar ice sheets. Physics of ice core records. T. Hondoh ed. Hokkaido Univ. Press, 185-212.
- Goodwin, I. D. 1993. Basal ice accretion and debris entrainment within the coastal ice margin, Law Dome, Antarctica. *J. Glaciol.*, **39** (131), 157-166.
- Gow, A. J. and D. A. Meese 1996. Nature of basal debris in the GISP2 and Byrd ice cores and its relevance to bed processes. *Ann. Glaciol.*, **22**, 134-140.
- Gow, A. J., S. Epstein and W. Sheehy. 1979. On the origin of stratified debris in ice cores from the bottom of the Antarctic ice sheet. *J. Glaciol.*, **23** (89), 185-192.
- Hallet, B. 1976. The effect of subglacial chemical processes on glacier sliding. *J. Glaciol.*, **17** (76), 209-221.
- Hambrey, M., J. A. Dowdeswell, T. Murray and P. R. Porter. 1996. Thrusting and debris entrainment in surging glacier: Bakaninbreen, Svalbard. *Ann. Glaciol.*, **22**, 241-248.

- Hansen, I. and R. Greve. 1996. Polythermal modelling of steady states of the Antarctic ice sheet in comparison with the real world. *Ann. Glaciol.*, **23**, 382-387.
- Hart, J. K. 1995. An investigation of the deforming layer/debris-rich basal-ice continuum, illustrated from three Alaskan glacier. *J. Glaciol.*, **41** (139), 619-633.
- Herron, S. and C. C. Jr. Langway 1979. The debris -laden ice at the bottom of the Greenland ice sheet. *J. Glaciol.*, **23** (89), 193-207.
- Hirakawa, K., Y. Ono, M. Hayashi, M. Aniya, S. Iwata, K. Fujiwara, K. Moriwaki and Y. Yoshida. 1984. Antarctic Geomorphological Map of Langhovde (with explanatory text, 63p). Tokyo, Nat. Inst. Polar Res.
- Hirayama, M. 1992. River water. In Ichikuni, M. and N. Ogura eds. Chemistry of Terrestrial Water, Japan Chemical Society, **14**, 90-102.
- Hooke, R. L. 1973. Flow near the margin of the Barnes ice cap and the development of ice-cored moraines. *Geological Society of America Bulletin*, **84** (3). 3929-2948.
- Horita, J., A. Ueda, K. Mizukami and I. Takatori. 1989. Automatic  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  analyses of multi-water samples using H<sub>2</sub>- and CO<sub>2</sub>- water equilibration set-up. *Appl. Radiat. Isot.*, **40** (9), 801-805.
- Hubbard, B. 1991. Freezing-rate effects on the physical characteristics of basal ice formed by net adfreezing. *J. Glaciol.*, **37** (127), 339-347.
- Hubbard, B. and M. Sharp. 1993. Weertman regelation, multiple refreezing events and the isotopic evolution of the basal ice layer. *J. Glaciol.*, **39** (132), 275-291.
- Hubbard, B. and M. Sharp. 1995. Basal ice facies and their formation in the western Alps. *Arc. Alp. Res.*, **27** (4), 301-310.
- Hubbard, B., J. L. Tison, L. Janssens and B. Spiro. 2000. Ice-core evidence of the thickness and character of clear-facies basal ice: Glacier de Tsanfleuron, Switzerland. *J. Glaciol.*, **46** (152), 140-150.

- Hutter, K. 1983. Theoretical glaciology; material science of ice and the mechanics of glaciers and ice sheets. Dordrecht, etc., D. Reidel Publishing company / Tokyo.
- Huybrechts, P. 1990. A 3-D model for the Antarctic ice sheet: a sensitivity study on the glacial-interglacial contrast. *Climate Dynamics*, **5**, 79-92.
- Huybrechts, P. 1992. The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study. *Ber. Polarforsch.*, **99**.
- Igarashi, M., N. Kanamori and O. Watanabe. 1998. Analytical method for small amount of polar snow and ice samples by ion chromatography. *Ant. Rec.*, **42** (1), 64-80.
- Iizuka, Y., H. Satake, T. Shiraiwa and R. Naruse. 2001. Formation processes of basal ice at Hamna Glacier, Sôya Coast, East Antarctica, by detailed co-isotopic analyses. *J. Glaciol.*, in press.
- Iizuka, Y., M. Igarashi, T. Shiraiwa, R. Naruse, T. Yamada and O. Watanabe. 2000. Chemical characteristics of basal ice of Hamna Glacier, East Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol.*, **14**, 8-15.
- Jansson, P., J. Kohler and V. A. Pohjola. 1996. Characteristics of basal ice at Engabreen, northern Norway. *Ann. Glaciol.*, **22**, 114-120
- Johnsen, S. 1989. The origin of arctic precipitation under present and glacial condition. *Tellus*, **41B**, 452-468.
- Jouzel, J. and R. A. Souchez. 1982a. Deuterium excess in an east Antarctic ice core suggest higher relative humidity at the oceanic surface during the last glacial maximum. *Nature*, **299**, 688-691.
- Jouzel, J. and R. A. Souchez. 1982b. Melting-refreezing at the glacier sole and the isotope composition of the ice. *J. Glaciol.*, **28** (98), 35-42.
- Jouzel, J., C. Waelbroeck, B. Malaize, M. Bender, J. R. Petit, M. Stievenard, N. I. Barkov, J. M. Barnola, T. King, V. M. Kotlyakov, V. Lipenkov, C. Lorius, D. Raynaud, C. Ritz and T. Sowers. 1996. Climatic interpretation of the recently extended Vostok ice records. *Climate Dynamics*,

12, 513-521.

- Jouzel, J., G. Raisbeck, P. G. Benoist, F. Yiou, C. Lorius, C. D. Raynaud, J. R. Petit, N. I. Barkov, Y. S. Korotkevitch and V. M. Kotlyakov. 1989. A comparison of deep Antarctic ice cores and their implications for climate between 65,000 and 15,000 years age. *Quat. Res.*, **31**, 135-150.
- Kamb, B. 1970. Sliding motion of glaciers: theory and observation. *Rev. Geophys. Space phys.*, **8** (4), 673-728.
- Kizaki, K. 1962. Ice fabrics studies on Hamna Ice Fall and Honhorbrygga Glacier, Antarctica. *Ant. Rec.*, **16**, 54-74.
- Knight, P. G. 1987. Observation at the edge of the Greenland ice sheet; boundary condition implications for modellers. *Inter. Association of Hydrological Science Publication*, **170**, 359-366.
- Knight, P. G. 1989. Stacking of basal debris layers without bulk freezing-on: isotopic evidence from West Greenland. *J. Glaciol.*, **35** (120), 214-216.
- Knight, P. G. 1994. Two-facies interpretation of the basal layer of the Greenland ice sheet contributes to a unified model of basal ice formation. *Geology*, **22** (11), 971-974.
- Knight, P. G. 1999. *Glaciers*. Stanley Thornes Ltd.
- Knight, P. G. and D. A. Knight. 1994. Glacier sliding, regelation water flow, and development of basal ice. *J. Glaciol.*, **40** (136), 600-601.
- Lawson, D. E. 1979. A sedimentological analysis of the western terminus region of the Matanuska Glacier. *CRREL rep.*, 79-9.
- Lawson, D. E. and J. B. Kulla. 1978. An oxygen isotope investigation of the origin of the basal zone of the Matanuska Glacier, Alaska. *J. Glaciol.*, **86** (6), 673-685.
- Lawson, D. E., J. C. Strasser, E. B. Evenson, R. B. Alley, G. J. Larson and S. A. Arcone. 1998. Glaciohydraulic supercooling: a freeze-on mechanism to create stratified, debris-rich basal ice: I. Field evidence. *J. Glaciol.*, **44** (148), 547-562.

- Lehmann, M. and U. Siegenthrler. 1991. Equilibrium oxygen- and hydrogen-isotope fractionation between ice and water. *J. Glaciol.*, **37** (125), 23-26.
- Lliboutry, L. 1993. Internal melting and ice accretion at the bottom of temperate glaciers. *J. Glaciol.*, **39** (131), 50-64.
- Lorrain, R. D., S. J. Fitzsimons, M. J. Vandergoes and M. Stiévenard. 1999. Ice composition evidence for the formation of basal ice from lake water beneath a cold-based Antarctic glacier. *Ann. Glaciol.*, **28**, 277-281.
- Mae, S. and M. Yoshida. 1987. Airbone radio echo-sounding in Shirase glacier drainage basin, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **9**, 160-165.
- Mae, S. and R. Naruse. 1978. Possible causes of ice sheet thickening in the Mizuho Plateau. *Nature*, **273**, 291-292.
- Nye, J. F. 1957. The distribution of stress and velocity in glaciers and ice-sheet. *Proc. of the Royal Society of London, Ser. A*, **239**, 113-133.
- Ohba, T. and J. Hirabayashi. 1996. Handling of Pt catalyst in H<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O equilibration method for D/H measurement of water. *Geochem. Jour.*, **30**, 373-377.
- Ohmae, H., F. Nishio and S. Mae. 1989. Distribution of reflected power from the bed by radio echo-sounding in the Shirase Glacier drainage area, East Dronning Maud Land, Antarctica. *Ann. Glaciol.*, **12**, 124-126.
- O'Neil, J. R. 1968. Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water. *J. Phys. Chem.*, **72** (10), 3683-3684.
- Paterson, W. S. B. 1994. The physics of Glaciers (3<sup>rd</sup> edition). Pergamon, Oxford.
- Pattyn, F. and H. Decleir. 1995. Numerical simulation of Shirase Glacier, east Queen Maud Land, Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol.*, **9**, 87-109.
- Robin, G. Q., 1976. Is the basal ice of a temperate glacier at the pressure melting point? *J. Glaciol.*, **16** (74), 183-196.

- Salisbury, R. D. 1896. Salient points regarding the glacial geology of north Greenland. *Geology*, **4**, 769-810.
- Satow, K. and O. Watanabe. 1992. Distribution of mean  $\delta^{18}\text{O}$  values of surface snow layers and their dependence on air temperature in Enderby land-east Queen Maud land, Antarctica. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol.*, **5**, 120-127.
- Sawagaki, T. 1997. Subglacial hydraulic interpretation of streamlined glacial erosional bedforms along the Soya Coast, East Antarctica. Doctoral Dissertation of Hokkaido Univ. Japan.
- Schweizer, J. and A. Iken. 1992. The role of bed separation and friction in sliding over an underformable bed. *J. Glaciol.*, **38** (128), 77-92.
- Sharp, M., J. Jouzel, B. Hubbard and W. Lawson. 1994. The character, structure and origin of the basal ice of a surge-type glacier. *J. Glaciol.*, **40** (135), 327-340.
- Sharp, M., M. Tranter, G. H. Brown and M. Skidmore. 1995. Rate of chemical denudation and  $\text{CO}_2$  drawdown in a glacier-covered alpine catchment, *Geology*, **23** (1), 61-64.
- Shoemaker, E. M. 1990. A subglacial boundary-layer regelation mechanism. *J. Glaciol.*, **36** (124), 263-268.
- Shreve, R. L. 1984. Glacier sliding at subfreezing temperatures. *J. Glaciol.*, **30** (106), 341-347.
- Souchez, R. A. 1967. The formation of shear moraines: an example from south Victoria Land, Antarctica. *J. Glaciol.*, **6** (48), 837-843.
- Souchez, R. A. 1971. Ice cored moraines in south west Ellesmere Island. *J. Glaciol.*, **10** (59), 245-254.
- Souchez, R. A. and J. M. de Groote. 1985.  $\delta\text{D}$ - $\delta^{18}\text{O}$  relationships in ice formed by subglacial freezing: paleoclimatic implications. *J. Glaciol.*, **31** (109), 229-232.
- Souchez, R. A. and R. D. Lorrain. 1978. Origin of the basal layer from alpine glaciers indicated by its chemistry. *J. Glaciol.*, **20** (83), 319-328.
- Souchez, R. A., J. L. Tison and J. Jouzel. 1987. Freezing rate determination by the isotopic



- composition of the ice. *Geophys. Res. Lett.*, **14** (6), 599-602.
- Souchez, R. and J. Jouzel. 1984. On the isotopic composition in  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  of water and ice during freezing. *J. Glaciol.*, **30** (106), 369-372.
- Souchez, R., J. Jouzel, B. Hubbard and W. Lawson. 1994a. The character, structure and origin of the basal ice layer of a surge-type glacier. *J. Glaciol.*, **40** (135), 327-340.
- Souchez, R., L. L. Tison, R. Lorrain, M. Lemmens, L. Janssens, M. Stievenard, J. Jouzel, A. Sveinbjornsdottir and S. J. Johnsen. 1994b. Stable isotopes in the basal silty ice preserved in the Greenland Ice Sheet at summit; environmental implication. *Geophys. Res. Lett.*, **21** (8), 693-696.
- Sugden, D. E. and B. S. John. 1976. *Glacier and Landscape*. Edward Arnold, London, 376p.
- Sugden, D. E., P. G. Knight, N. Livesey, R. D. Lorrain, R. A. Souchez, J. L. Tison and J. Jouzel. 1987. Evidence for two zones of debris entrainment beneath the Greenland ice sheet. *Nature*, **328** (6127), 238-241.
- Swinzow, G. K. 1962. Investigation of shear zones in the ice sheet margin, Thule area, Greenland. *J. Glaciol.*, **4** (32), 215-229.
- Tison, J. L., J. R. Petit, J. M. Barnola and W. C. Mahaney. 1993. Debris entrainment at the ice-bedrock interface in sub-freezing temperature conditions (Terre Adelie, Antarctica). *J. Glaciol.*, **39** (132), 303-315.
- Wakahama, K., and M. Tushima. 1981. Observations of inner moraines near the terminus of McCall Glacier in Arctic Alaska and Laboratory experiments on the mechanism of picking up moraines into a glacier body (abstract only). *Ann. Glaciol.*, **2**, 116.
- Watanabe, O., K. Kamiyama, H. Motoyama, M. Igarashi, S. Matoba, T. Shiraiwa, T. Yamada, H. Shoji, S. Kanamori, N. Kanamori, M. Nakao, Y. Ageta, S. Koga and K. Satow. 1997. Preliminary report on analyses of melted Dome Fuji ice core obtained in 1997. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol.*, **11**, 14-27.

- Watanabe, O., Y. Fujii, K. Kamiyama, H. Motoyama, T. Furukawa, M. Igarashi, M. Kohno, S. Kanamori, N. Kanamori, Y. Ageta, M. Nakawo, H. Tanaka, K. Satow, H. Shoji, K. Kawamura, S. Matoba and W. Shimada. 1999. Basic analyses of dome Fuji deep ice core Part 1: stable oxygen and hydrogen isotope ratios, major chemical compositions and dust concentration. *Polar Meteorol. Glaciol.*, **13**, 83-89.
- Watanuki, K. 1992. Antarctic lakes-Lakes in the extreme cold and dry area with least human activity. (In Japanese). In Ichikuni, M. and N. Ogura eds. *Chemistry of Terrestrial Water*, Japan Chemical Society, **14**, 164-173.
- Weertman, J. 1957. On the sliding of Glaciers. *J. Glaciol.*, **3**, 33-38.
- Weertman, J. 1961. Mechanism for the formation of inner moraines found near the edge of cold ice caps and ice sheets. *J. Glaciol.*, **3** (30), 965-978.
- Weertman, J. 1964. The theory of glacier sliding. *J. Glaciol.*, **5** (39), 287-303.
- Yamada, T. and G. Wakahama. 1981. The regional distribution of surface mass balance in Mizuho Plateau, Antarctica. *Mem. Natl Inst. Polar Res., Spec. Issue*, **19**, 182-197.
- Zdanowicz, C. M., F. A. Michel and W. W. Shilts. 1996. The theory of glacier sliding. *Ann. Glaciol.*, **22**, 107-113.

b) 和文文献

- 高橋修平, 中尾正義. 1983. 南極・白瀬氷河の流線に沿う定常流動場の推定. *雪氷*, **44** (4), 189-195.
- 佐竹洋, 川田邦夫. 1986. 環境同位体から見た東クイーンモードランド地域内陸部の氷床堆積環境. 富山大学トリチウム科学センター研究報告, **6**, P57-69
- 斎藤冬樹. 1998. 南極氷床数値モデリング. 東京大学気候システム研究センター修士論文.
- 神山孝吉, 渡邊興亜. 1994. 南極内陸氷床上へ降下・堆積する物質について. *南極資料*, **38** (3), 232-242.

大隅多加志. 1991. 水文試料の安定同位体の自動測定. ハイドロロジー, **21**, 37-42.

c) 氷床流動モデル計算に用いた物理データの引用元

Antarctica: East Queen Maud Land – Enderby Land Glaciological Folio. 1989. Tokyo Cartographic Co., Ltd.

Lythe, M.B., D.G. Vaughan and the BEDMAP Consortium. 2000. BEDMAP - bed topography of the Antarctic. 1:10,000,000 scale map. BAS (Misc) 9. Cambridge, British Antarctic Survey.  
(<http://www.antarctica.ac.uk/bedmap/>)

表2-①： ハムナ氷崖氷試料の分析項目。

測定項目	測定個所	測定幅	測定数
層構造解析	ハムナ氷崖氷全体		1
氷試料写真	ハムナ氷崖氷全体		1
結晶粒径	ハムナ氷崖氷全体	約250mmごと	33
結晶粒径	気泡層構造に着目した部分解析		2
結晶方位分布	ハムナ氷崖氷全体	約300mmごと	27
結晶方位分布	気泡層構造に着目した部分解析	5mmごと	8
化学主成分濃度	ハムナ氷崖氷全体	約100mmごと	97
化学主成分濃度	気泡層構造に着目した部分解析	5mmごと	200
化学主成分濃度	気泡層構造に着目した部分解析	2mmごと	100
pH	ハムナ氷崖氷全体	約100mmごと	96
溶存電気伝導度	ハムナ氷崖氷全体	約100mmごと	50
酸素安定同位体比	ハムナ氷崖氷全体	約100mmごと	86
酸素安定同位体比	気泡層構造に着目した部分解析	5mmごと	146
酸素安定同位体比	気泡層構造に着目した部分解析	3mmごと	27
酸素安定同位体比	気泡層構造に着目した部分解析	1.5mmごと	117
酸素安定同位体比	気泡層構造に着目した部分解析	2mmごと	100
水素安定同位体比	ハムナ氷崖氷全体	約100mmごと	86
水素安定同位体比	気泡層構造に着目した部分解析	5mmごと	146
水素安定同位体比	気泡層構造に着目した部分解析	3mmごと	27
水素安定同位体比	気泡層構造に着目した部分解析	1.5mmごと	117
水素安定同位体比	気泡層構造に着目した部分解析	2mmごと	100
固体粒子濃度	ハムナ氷崖氷全体	約100mmごと	86

表2-②: ハムナ氷崖氷の各化学主成分濃度 ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) の相関。薄灰枠は相関0.7以上、濃灰枠は相関0.9以上を示す。

### ハムナ氷床氷

	$\text{Cl}^-$	$\text{NO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Ca}^{2+}$
$\text{Cl}^-$	1.00						
$\text{NO}_3^-$	-0.25	1.00					
$\text{SO}_4^{2-}$	0.76	0.31	1.00				
$\text{Na}^+$	0.99	-0.25	0.73	1.00			
$\text{K}^+$	0.57	-0.03	0.40	0.63	1.00		
$\text{Mg}^{2+}$	0.45	0.00	0.25	0.43	-0.10	1.00	
$\text{Ca}^{2+}$	0.16	0.52	0.52	0.19	0.52	-0.32	1.00

### 底面氷上部

	$\text{Cl}^-$	$\text{NO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{HCO}_3^-$
$\text{Cl}^-$	1.00							
$\text{NO}_3^-$	0.40	1.00						
$\text{SO}_4^{2-}$	0.26	0.29	1.00					
$\text{Na}^+$	0.39	0.46	0.41	1.00				
$\text{K}^+$	-0.08	0.09	0.20	0.63	1.00			
$\text{Mg}^{2+}$	0.22	0.24	0.77	0.59	0.63	1.00		
$\text{Ca}^{2+}$	-0.08	0.02	0.28	0.55	0.98	0.70	1.00	
$\text{HCO}_3^-$	-0.06	0.04	0.22	0.58	0.97	0.70	0.99	1.00

### 底面氷下部

	$\text{Cl}^-$	$\text{NO}_3^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{HCO}_3^-$
$\text{Cl}^-$	1.00							
$\text{NO}_3^-$	0.82	1.00						
$\text{SO}_4^{2-}$	0.49	0.42	1.00					
$\text{Na}^+$	0.23	0.17	0.80	1.00				
$\text{K}^+$	0.22	0.31	0.76	0.93	1.00			
$\text{Mg}^{2+}$	0.29	0.32	0.79	0.94	0.97	1.00		
$\text{Ca}^{2+}$	0.25	0.28	0.76	0.94	0.97	0.99	1.00	
$\text{HCO}_3^-$	0.19	0.23	0.74	0.95	0.98	0.99	0.997	1.00

表2-③: ハムナ氷床氷、底面氷上部、下部、ハムナ底面氷の化学主成分濃度( $\mu$  mol/l)、pH、電気伝導度( $\mu$  S/cm)の平均値。

	pH	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	LEC
ハムナ氷床氷	5.3	2.78	0.72	0.98	2.44	0.15	0.31	0.55	-	-
底面氷上部	6.1	0.57	0.10	0.81	1.51	2.15	1.98	9.80	25.30	3.05
底面氷下部	6.3	2.35	0.07	2.66	9.49	7.46	11.83	46.45	125.80	10.79
ハムナ底面氷	6.2	1.15	0.09	1.42	4.13	3.89	5.21	21.91	58.20	6.61

表2-④: Sharp *et al.*(1995)の手法で計算されたハムナ底面氷中の化学主成分の起源。1 = 海塩および積雪中に含まれる割合 (%) ; 2 = 大気中CO<sub>2</sub>の溶解による割合 (%) ; 3 = 硫酸の酸化とそれによって引き起こされる炭酸塩鉱物の溶解による割合 (%) ; 4 = アルミノ珪酸塩鉱物の溶解による割合 (%) ; 5 = 炭酸塩鉱物の溶解による割合 (%) 。

	1	2	3	4	5
Cl <sup>-</sup>	100	0	0	0	0
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	100	0	0	0	0
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	13.8	0	85.7	0	0
Na <sup>+</sup>	24.0	0	0	76.0	0
K <sup>+</sup>	0.6	0	0	99.4	0
Mg <sup>2+</sup>	2.2	0	12.8	0	85.1
Ca <sup>2+</sup>	0.1	0	8.1	0	91.8
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0	1.5	2.1	12.0	84.4

表3-①: 氷床表層積雪採取の日時と地点。

採取地点	採取日時	S16からの距離	標高	採取地点	採取日時	S16からの距離	標高	採取地点	採取日時	S18からの距離	標高
		km	m			km	m			km	m
S16	1998.12.30	0.00	591	MD72	1999.1.12	333.40	2437	MD404	1999.1.17	667.05	3482
S18	1999.2.11	2.75	633	MD76	1999.2.5	337.45	2435	MD408	1999.2.1	671.05	3485
S21	1998.12.30	8.50	727	MD82	1999.1.12	343.50	2462	MD414	1999.1.17	677.05	3498
S23	1999.2.10	12.70	815	MD86	1999.2.5	347.60	2481	MD418	1999.2.1	681.05	3513
S26	1998.12.30	18.45	923	MD92	1999.1.12	353.70	2493	MD424	1999.1.17	687.05	3518
S28	1999.2.10	22.35	971	MD96	1999.2.5	357.70	2524	MD428	1999.2.1	691.05	3514
H15	1999.1.1	31.20	1050	MD102	1999.1.12	363.80	2521	MD434	1999.1.17	697.15	3522
H27	1999.2.9	34.60	1095	MD106	1999.2.5	367.85	2546	MD438	1999.2.1	701.15	3542
H48	1999.1.1	40.65	1156	MD112	1999.1.13	373.90	2573	MD444	1999.1.17	707.15	3551
H60	1999.2.9	44.10	1173	MD116	1999.2.5	378.00	2583	MD448	1999.1.31	711.15	3560
H72	1999.1.1	49.60	1214	MD120	1999.1.13	382.05	2600	MD454	1999.1.18	717.25	3576
H80	1999.2.9	53.25	1251	MD124	1999.2.5	386.05	2607	MD458	1999.1.31	721.25	3571
H92	1999.1.1	58.85	1297	MD130	1999.1.13	392.20	2622	MD464	1999.1.18	727.25	3576
H100	1999.2.9	63.00	1317	MD134	1999.2.5	396.25	2648	MD468	1999.1.31	731.25	3575
H112	1999.1.1	69.25	1352	MD140	1999.1.13	402.30	2669	MD474	1999.1.18	737.25	3590
H120	1999.2.9	73.30	1378	MD144	1999.2.4	406.35	2683	MD478	1999.1.31	741.25	3605
H132	1999.1.5	79.45	1412	MD150	1999.1.13	412.50	2703	MD484	1999.1.18	747.25	3601
H140	1999.2.9	83.80	1427	MD154	1999.2.4	416.60	2717	MD488	1999.1.31	751.25	3599
H152	1999.1.5	89.80	1472	MD160	1999.1.13	422.65	2741	MD494	1999.1.18	757.30	3612
H160	1999.2.9	94.05	1515	MD164	1999.2.4	426.75	2748	MD500	1999.1.18	763.30	3618
H172	1999.1.5	100.20	1535	MD170	1999.1.13	432.75	2770	MD504	1999.1.31	767.30	3626
H180	1999.2.8	104.25	1562	MD174	1999.2.4	436.90	2777	MD510	1999.1.18	773.35	3632
H192	1999.1.6	110.40	1582	MD180	1999.1.13	442.85	2833	MD514	1999.1.31	777.45	3633
H200	1999.2.8	114.50	1601	MD184	1999.2.4	446.10	2838	MD520	1999.1.18	783.45	3638
H212	1999.1.6	120.70	1636	MD190	1999.1.14	452.20	2851	MD524	1999.1.31	787.45	3644
H220	1999.2.8	124.80	1655	MD194	1999.2.4	456.25	2855	MD530	1999.1.19	793.45	3645
H232	1999.1.6	130.95	1693	MD200	1999.1.14	462.30	2893	MD534	1999.1.31	797.45	3648
H244	1999.2.8	136.95	1724	MD204	1999.2.3	466.30	2905	MD540	1999.1.19	803.45	3654
H260	1999.1.6	145.20	1776	MD210	1999.1.14	472.35	2913	MD544	1999.1.31	807.45	3653
H268	1999.2.8	149.30	1787	MD214	1999.2.3	476.35	2931	MD550	1999.1.18	813.55	3663
H280	1999.1.6	155.55	1828	MD220	1999.1.14	482.45	2948	MD554	1999.1.30	817.55	3667
H288	1999.2.8	159.65	1864	MD224	1999.2.3	486.45	2961	MD560	1999.1.18	823.65	3675
H301	1999.1.7	166.55	1914	MD230	1999.1.14	492.60	2962	MD564	1999.1.30	827.65	3678
Z2	1999.2.8	170.75	1935	MD234	1999.2.3	496.60	2977	MD570	1999.1.19	833.75	3686
Z8	1999.1.7	176.40	1980	MD240	1999.1.14	502.65	3001	MD574	1999.1.30	837.75	3694
Z12	1999.2.7	180.25	1993	MD244	1999.2.3	506.70	3032	MD580	1999.1.20	843.85	3695
Z18	1999.1.8	186.05	2002	MD250	1999.1.15	512.70	3057	MD584	1999.1.29	847.85	3688
Z22	1999.2.7	189.80	2002	MD254	1999.2.3	516.75	3078	MD590	1999.1.20	853.85	3710
Z28	1999.1.10	195.50	2042	MD260	1999.1.15	522.85	3081	MD594	1999.1.29	857.85	3712
Z32	1999.2.7	199.30	2060	MD264	1999.2.3	526.85	3097	MD600	1999.1.20	863.85	3713
Z38	1999.1.10	205.00	2088	MD270	1999.1.15	532.80	3099	MD604	1999.1.29	867.95	3718
Z42	1999.2.7	208.75	2101	MD274	1999.2.2	536.80	3109	MD610	1999.1.20	874.05	3710
Z54	1999.1.10	214.90	2111	MD280	1999.1.15	542.90	3125	MD614	1999.1.29	878.05	3710
Z62	1999.2.7	218.75	2133	MD284	1999.2.2	546.90	3138	MD620	1999.1.20	884.05	3722
Z72	1999.1.10	224.50	2161	MD290	1999.1.15	552.95	3159	MD624	1999.1.29	888.15	3727
Z76	1999.2.7	228.25	2178	MD294	1999.2.2	556.90	3180	MD630	1999.1.20	894.25	3733
Z82	1999.1.10	233.95	2190	MD300	1999.1.15	562.90	3203	MD634	1999.1.29	898.25	3743
Z86	1999.2.7	237.90	2185	MD304	1999.2.2	566.90	3214	MD640	1999.1.20	904.25	3744
Z92	1999.1.11	243.90	2201	MD310	1999.1.15	572.95	3222	MD644	1999.1.29	908.45	3742
Z98	1999.2.7	249.55	2221	MD314	1999.2.2	576.95	3223	MD650	1999.1.20	914.45	3746
IM0	1999.1.11	256.05	2244	MD320	1999.1.16	582.95	3240	MD654	1999.1.29	918.55	3757
IM2	1999.2.6	259.05	2265	MD324	1999.2.2	586.95	3242	MD660	1999.1.20	924.75	3753
MD2	1999.1.11	263.05	2254	MD330	1999.1.16	592.95	3259	MD664	1999.1.29	928.85	3751
MD6	1999.2.8	267.35	2283	MD334	1999.2.2	597.00	3280	MD670	1999.1.20	934.85	3757
MD12	1999.1.11	273.10	2295	MD340	1999.1.16	603.05	3303	MD674	1999.1.28	939.05	3766
MD16	1999.2.6	277.05	2301	MD344	1999.2.2	607.00	3312	MD680	1999.1.21	945.05	3774
MD22	1999.1.11	283.10	2314	MD350	1999.1.16	613.00	3302	MD684	1999.1.28	949.15	3778
MD26	1999.2.6	287.10	2333	MD356	1999.2.1	619.05	3322	MD690	1999.1.21	955.15	3781
MD32	1999.1.11	293.15	2351	MD364	1999.1.16	627.00	3353	MD694	1999.1.28	959.15	3782
MD36	1999.2.6	297.15	2349	MD368	1999.2.1	631.00	3368	MD700	1999.1.21	965.15	3789
MD42	1999.1.12	303.25	2375	MD374	1999.1.16	637.00	3384	MD704	1999.1.28	969.25	3791
MD46	1999.2.6	307.25	2382	MD378	1999.2.1	641.00	3401	MD710	1999.1.21	975.35	3801
MD52	1999.1.12	313.20	2394	MD384	1999.1.17	647.00	3434	MD714	1999.1.28	979.35	3802
MD56	1999.2.6	317.25	2405	MD388	1999.2.1	651.00	3444	MD720	1999.1.21	985.55	3802
MD62	1999.1.12	323.25	2413	MD394	1999.1.17	657.05	3470	MD724	1999.1.28	989.65	3807
MD66	1999.2.6	327.25	2429	MD398	1999.2.1	661.05	3476	MD730	1999.1.21	995.75	3807



表3-②：氷床断面積雪採取の日時と地点。

場所	日時	サンプリング数 化学分析用	断面観測深さ cm	断面観測幅 cm	密度測定数	雪温測定数
H114	1999.1.4	48	100	150	12	11
Z22	1999.1.8	22	50	50	0	0
Z79	1999.1.10	28	60	100	5	8
MD32	1999.1.11	23	50	50	4	6
MD100	1999.1.12	27	50	90	3	5
MD244	1999.1.14	33	90	90	6	9
MD316	1999.1.15	26	60	70	5	6
MD374	1999.1.16	29	50	50	6	6
MD446	1999.1.17	33	80	100	9	8
MD550	1999.1.30	75	150	100	17	16
MD594	1999.1.19	43	90	100	7	11
MD674	1999.1.20	24	80	70	6	9
Dome F	1999.1.25	170	300	350	37	12

表3-③：氷床表層積雪・断面積雪試料の分析項目。

測定項目	測定箇所	測定数
化学主成分濃度	氷床断面積雪	110
酸素安定同位体比	氷床表層積雪	100
酸素安定同位体比	氷床断面積雪	110
水素安定同位体比	氷床表層積雪	100
水素安定同位体比	氷床断面積雪	110

表3-④：南極におけるさまざまな地域のd値。ハムナ氷崖氷は図2-⑨、S16～Dome Fの氷床表層積雪は図3-②、 $\gamma$ -1は佐竹・川田(1986)、Dome FコアはWatanabe *et al.*(1999)、Dome CコアはJouzel *et al.*(1989)、VostokコアはJouzel *et al.*(1996)から引用した。

	ハムナ氷崖氷 -2～8	S16付近	みずほ基地付近	Dome F付近	$\gamma$ -1地点	Dome Fコア	Dome Cコア	Vostokコア
現在		約0	約15	約30	11～17	9～13	7～9	13～17
最終氷期						13～16	4～6	11～15
地点概要	氷谷流域末端	標高800m	標高2200m	標高3800m	標高2500m			

表5-①：凍結実験に用いた試料一覧。

サンプル名	凍結温度	凍結前の濃度(ppb)						
		Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>
標準水1	-5℃	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
標準水2	-20℃	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0	100.0
標準水3	-5℃	200.0	200.0	200.0	-	-	-	-
標準水4	-20℃	100.0	100.0	300.0	-	-	-	-
底面氷融解水1	-20℃	84.9	36.0	436.4	98.6	112.8	22.2	470.2
底面氷融解水2	-20℃	83.5	46.7	281.8	50.8	158.3	31.5	284.4

表5-②: Basal ice-D, E, Fで観察された同位体減少曲線に基づいたハムナ底面氷を形成する初期水と流入水の酸素安定同位体比。

Basal ice-Dの各同位体減少曲線の同位体比

Basal ice-D	上端厚さ(mm)	極大値(‰)	初期水値(‰)
図4-⑥	下端厚さ(mm)	極小値(‰)	流入水値(‰)
slope1	0.0	-40.5	-43.5
	29.0	-44.1	-47.1
slope2	26.8	-40.5	-43.5
	55.3	-44.9	-47.9
slope3	66.9	-40.3	-43.3
	87.0	-44.8	-47.8

Basal ice-Eの各同位体減少曲線の同位体比

Basal ice-E	上端厚さ(mm)	極大値(‰)	初期水値(‰)
図4-⑧	下端厚さ(mm)	極小値(‰)	流入水値(‰)
slope1	59.1	-42.0	-45.0
	73.2	-46.3	-49.3
slope2	71.5	-42.0	-45.0
	79.0	-45.2	-48.2
slope3	103.1	-42.3	-45.3
	122.1	-45.5	-48.5
slope4	120.8	-42.3	-45.3
	146.2	-45.8	-48.8
slope5	177.4	-43.9	-46.9
	188.0	-46.0	-49.0

Basal ice-Fの各同位体減少曲線の同位体比

Basal ice-F	上端厚さ(mm)	極大値(‰)	初期水値(‰)
図4-⑦	下端厚さ(mm)	極小値(‰)	流入水値(‰)
slope1	0.0	-42.7	-45.7
	14.0	-46.3	-49.3
slope2	12.0	-42.7	-45.7
	34.0	-46.7	-49.7
slope3	86.0	-44.3	-47.3
	98.0	-47.3	-50.3

Basal ice-D, E, Fを形成した水の同位体比

Basal ice-D	平均値
初期水値(‰)	-43.4
流入水値(‰)	-47.6
Basal ice-E	平均値
初期水値(‰)	-45.5
流入水値(‰)	-48.8
Basal ice-F	平均値
初期水値(‰)	-46.2
流入水値(‰)	-49.7

All samples	平均値	標準偏差
初期水値(‰)	-45.1	1.3
流入水値(‰)	-48.7	0.9

表6-①: 第6章に記されている記号一覧。

記号	意味	単位ほか
A	アレニウス数	
B	年涵養量	m/year
C	定数	$7.42 \times 10^{-5} \text{K/kPa}$
C <sub>p</sub>	氷の比熱	2009J/kg/K
g	重力加速度	9.8 m <sup>2</sup> /s
G	地殻熱流量	50.0mW/m <sup>2</sup>
H	氷厚	m
k	氷の熱拡散係数	2.1W/m/K
M	モル濃度	mol/l
n	べき乗数	3
P	氷の圧力	N/m <sup>2</sup>
R	基盤の粗度	
T	温度	°C
t	時間	year
U, W	表面水平・鉛直速度	m/year
u, w	水平・鉛直速度	m/year
W <sub>i</sub>	氷幅	
x, y, z	軸	
ε	歪み速度	/s
ρ	氷の密度	910kg/m <sup>3</sup>
σ(xz)	偏差応力	N/m <sup>2</sup>
τ(xz)	せん断応力	N/m <sup>2</sup>

表6-②: 氷床流動モデルシミュレーションに用いたデータの一覧。

	単位	引用元
年涵養量	m/year	Glaciological folio, 1989
表面高度	m	BEDMAP, 2000
基盤高度	m	BEDMAP, 2000
10m雪温	°C	Glaciological folio, 1989
地殻熱流量	mW/m <sup>2</sup>	Huybrechs, 1992
氷幅	km	Glaciological folio, 1989

表6-③: 氷床流動モデルシミュレーションに用いたデータの範囲。

値を変化させたデータ	単位	基準値	変化1	変化2	変化3	変化4	変化5	
年涵養量	m/year	Glaciological folio, 1989	80%	90%	100%	110%		(基準値に対して)
表面水平流速	m/year	Glaciological folio, 1989	80%	90%	100%	110%		(基準値に対して)
地殻熱流量	mW/m <sup>2</sup>	50.0	40.0	45.0	50.0	55.0	60.0	
氷期の仮定								
10m雪温	°C	Glaciological folio, 1989	-8.0					(現在の基準値に対して)
表面高度	m	Glaciological folio, 1989	0~400					(現在の基準値に対して)
年涵養量	m/year	Glaciological folio, 1989	60%					(現在の基準値に対して)



表6-④： ハムナ底面氷を形成した融解水の化学主成分濃度の復元。

	Cl <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	総当量濃度
底面氷平均イオン濃度(μmol/L)	1.15	0.09	1.42	4.13	3.89	5.21	21.91	58.2	
凍結実験によるイオン残存比	0.44	0.20	0.03	0.27	0.25	0.04	0.03		
凍結前の融解水の推定イオン濃度(μmol/L)	2.63	0.45	47.42	15.51	15.36	143.82	807.27	1835	3866

表7-①： 第2章～第6章において示唆された結果とその元になった分析項目。

各章の題名	示唆および考えられた結果	その要因となった主な分析項目
第2章 ハムナ底面氷の一般的性質		
	底面氷が基盤と接触した履歴	固体粒子の存在、透明氷層の存在
	底面氷が上部・下部に分かれる	気泡層構造、固体粒子層、 $\delta$ 値、化学主成分濃度
	底面氷の水平連続性	気泡層構造、 $\delta$ 値、化学主成分濃度
	底面氷の総化学主成分濃度	化学主成分濃度、pH、電気伝導度
	溶存した岩石の組成	化学主成分濃度、Sharp et al.(1995)の計算法
第3章 ハムナ氷塵氷の降雪起源		
	氷床上流の降雪起源	Cl <sup>-</sup> 、 $\delta$ 値、表層積雪の化学的性質
	氷期の降雪	$\delta$ 値、d値、表層積雪の化学的性質、氷床コアの結果(引用)
	標高2200-2400mの降雪	$\delta$ 値、表層積雪の化学的性質
第4章 ハムナ底面氷の形成過程		
	透明氷層と一部の気泡氷層は融解再凍結で形成	詳細Cl <sup>-</sup> 、詳細 $\delta$ 値、気泡層構造
	一部の気泡氷層は非凍結層	詳細Cl <sup>-</sup> 、詳細 $\delta$ 値、気泡層構造
	固体粒子の取り込み過程	凍結層の厚さ、固体粒子の分布、底面氷形成過程説(引用)
	固体粒子を含んでいる氷の厚くなる過程	詳細 $\delta$ 値、結晶粒径、底面氷形成過程説(引用)
	底面氷形成後のせん断	結晶方位分布
第5章 ハムナ底面氷の凍結機構		
	開放系の凍結	詳細Cl <sup>-</sup> 、 $\delta D/\delta 18O$ 比、同位体分別計算
	凍結/流入速度が1000/4-1000/9程度の開放系	$\delta D/\delta 18O$ 比、同位体分別計算
	底面氷の存在	同位体分別計算
第6章 氷床流動モデルによる基盤温度		
	宗谷流域の二次元流動場	流動モデル計算
	宗谷流域の基盤温度	流動モデル計算
	融解(復氷)可能地域	流動モデル計算、融解点降下

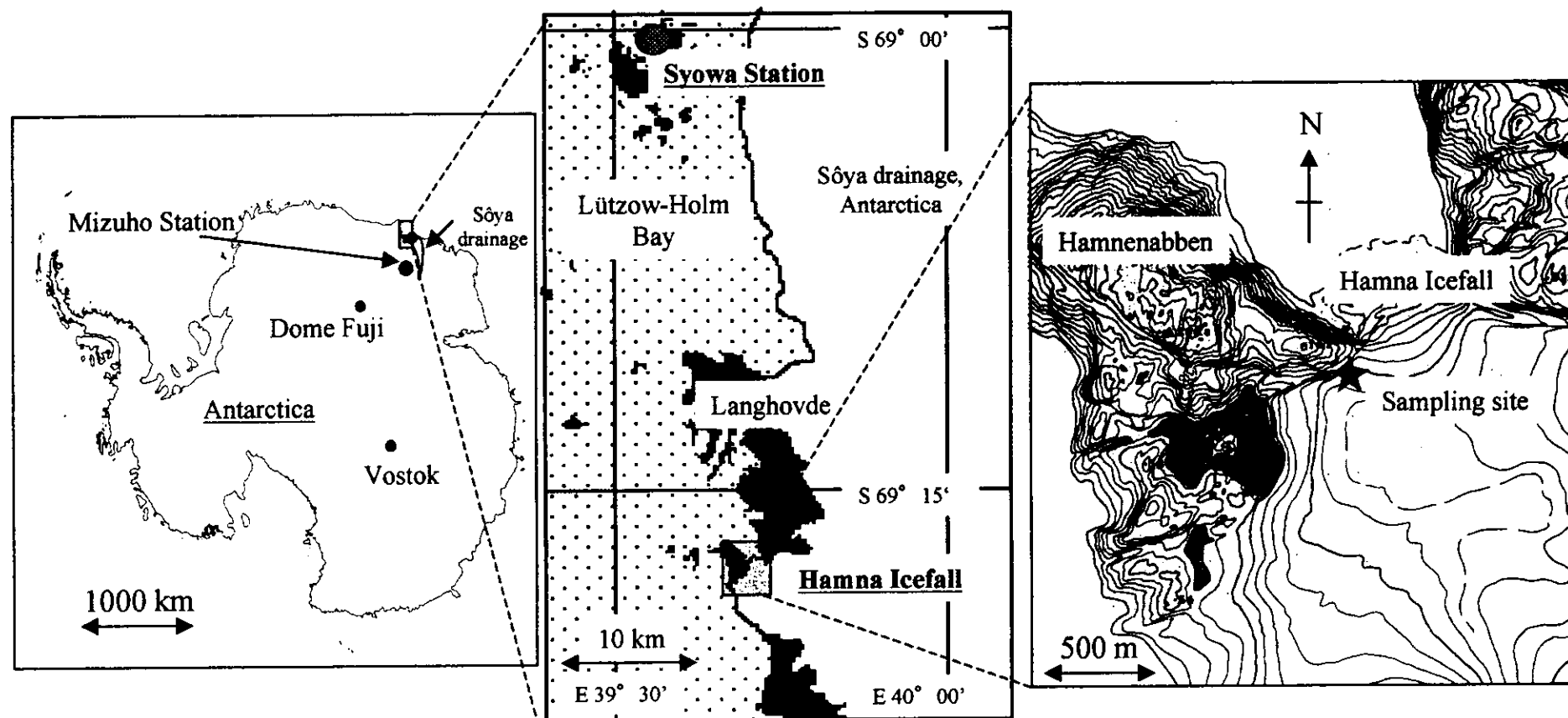


図2-①: 南極氷床の地図と宗谷流域の位置（左図）。宗谷流域沿岸部の地図（中央図）。白い部分（右側）が氷床でパッチ部分（左側）が南極海を示す。黒色は露岩地域を示す。ハムナ氷瀑地域（右図）。ハムナ氷瀑地域左岸の大陸氷床と氷成堆積物が接触する部分が崖になっている（★印）。



図2-②: ハムナ氷瀑地域氷崖の写真（大写真）。白く見える氷が通常の氷床の氷（ハムナ氷床氷; 図2-③）、黒く見える氷が岩石粒子を含んでいる底面氷である（ハムナ底面氷; 図2-③）。氷崖の高さは約30m、底面氷の厚さは約6.8mである。左下の写真は底面氷上部と下部の境界部分（基盤から1.3m上方）の写真。大写真の白矢印は底面氷上部と下部の境界を示している。底面氷下部は底面氷上部に比べて透明氷層が卓越しているので、より黒く見える（図2-④）。

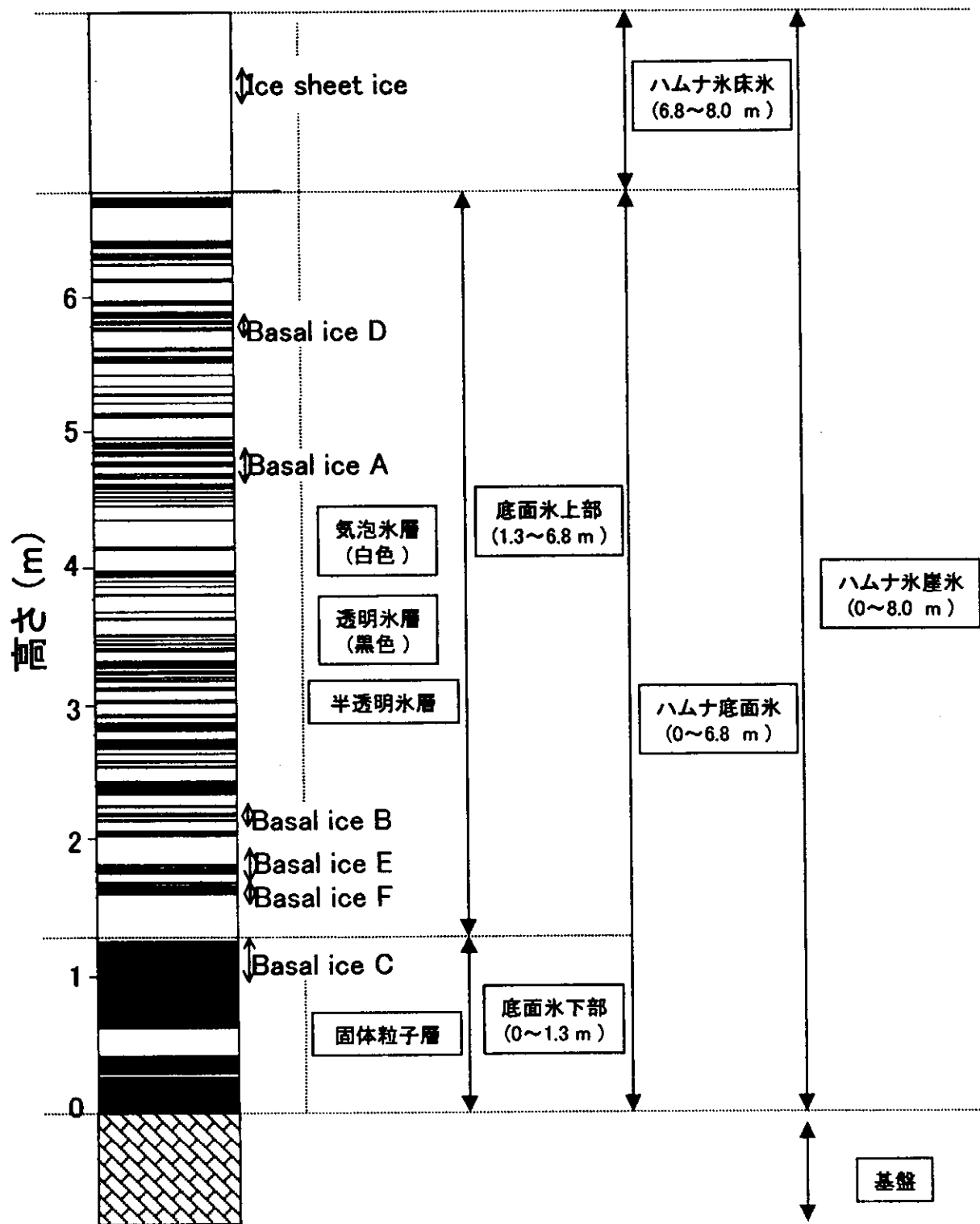
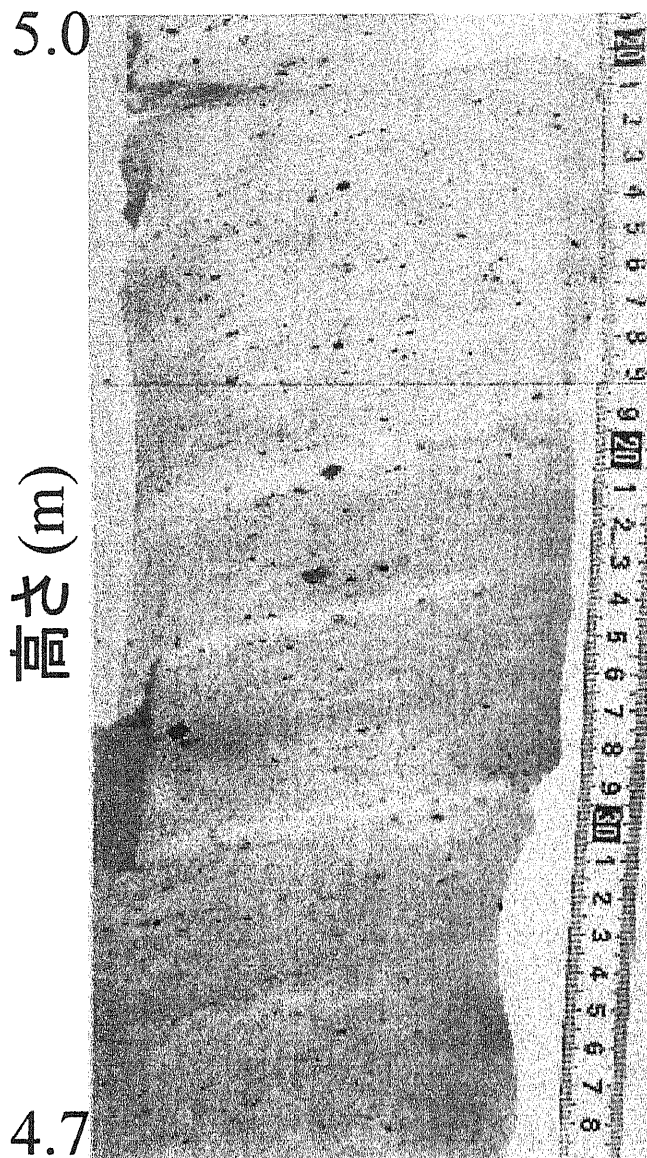


図2-③： 本論文で用いられるハムナ氷瀑地域から採取された氷の語彙。採取氷全体を「ハムナ氷崖氷」と呼ぶ。固体粒子の有無により「ハムナ氷床氷」と「ハムナ底面氷」と区別する。固体粒子の形態および気泡層構造の特徴の違いから「底面氷上部」と「底面氷下部」に区別する（図2-④）。「透明氷層」「気泡氷層」「半透明氷層」はハムナ底面氷の気泡濃度分布から、「固体粒子層」はハムナ底面氷中に存在する固体粒子の形態から区別した語彙である（図2-⑤）。左柱状図の層構造については図2-⑤を参照。「Ice sheet ice」「Basal ice-A～-E」は詳細な安定同位体比を測定した高さを示す（図4-⑤～⑧）。

## 底面氷上部



## 底面氷下部

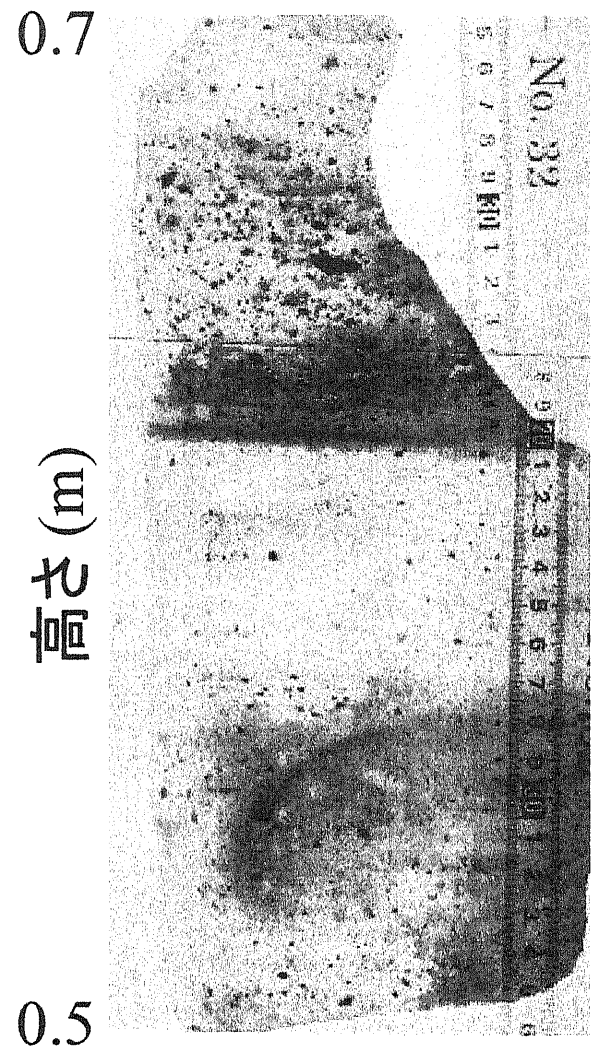


図2-④： ハムナ底面氷上部・下部の透過光写真。縦軸の数値は高さを示す。

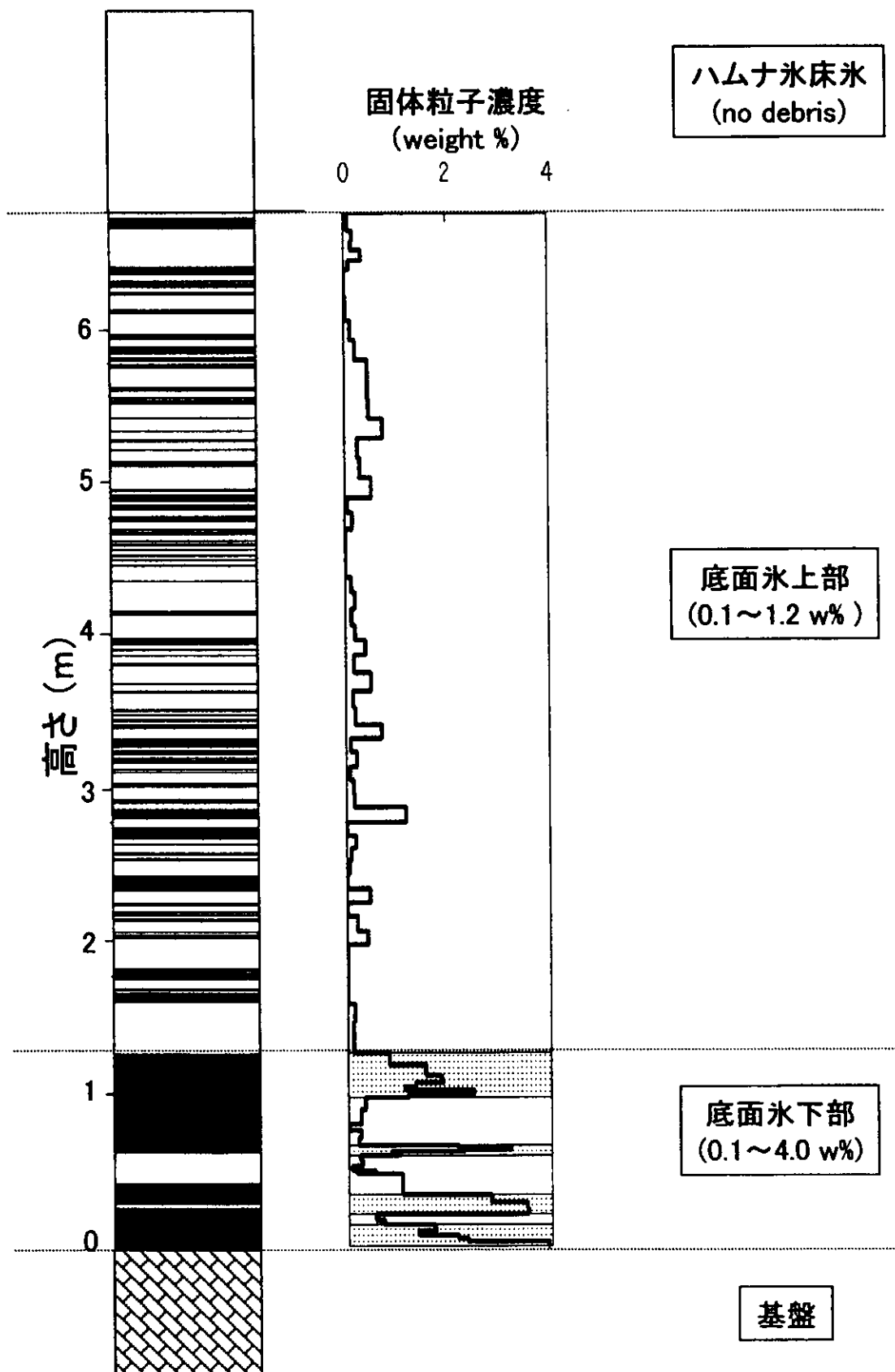


図2-⑤: ハムナ氷崖氷の透明氷層・気泡氷層・固体粒子層の分布と固体粒子濃度の鉛直プロファイル。縦軸は高さ、右柱状図の横軸は固体粒子濃度を示す(図2-③)。左柱状図の白い部分が気泡氷層、黒い部分が透明氷層を示す。右柱状図のパッチ部分は固体粒子層を示す。

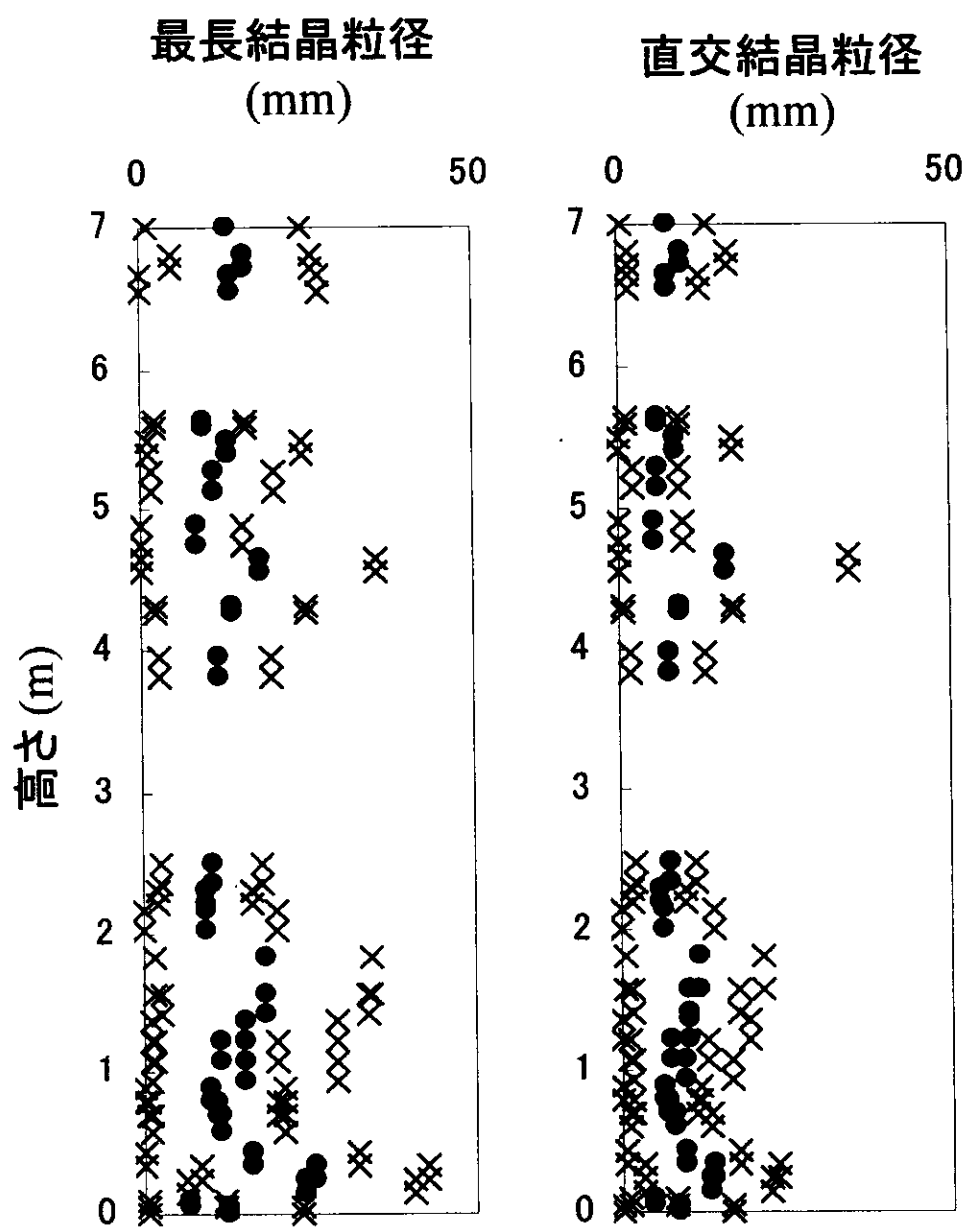


図2-⑥： ハムナ氷崖氷の結晶粒径の鉛直プロファイル。最長結晶粒径（左図）と最長結晶粒径に直交する結晶粒径（右図）の鉛直プロファイル。図中●印は平均値、×印は標準偏差を示す。



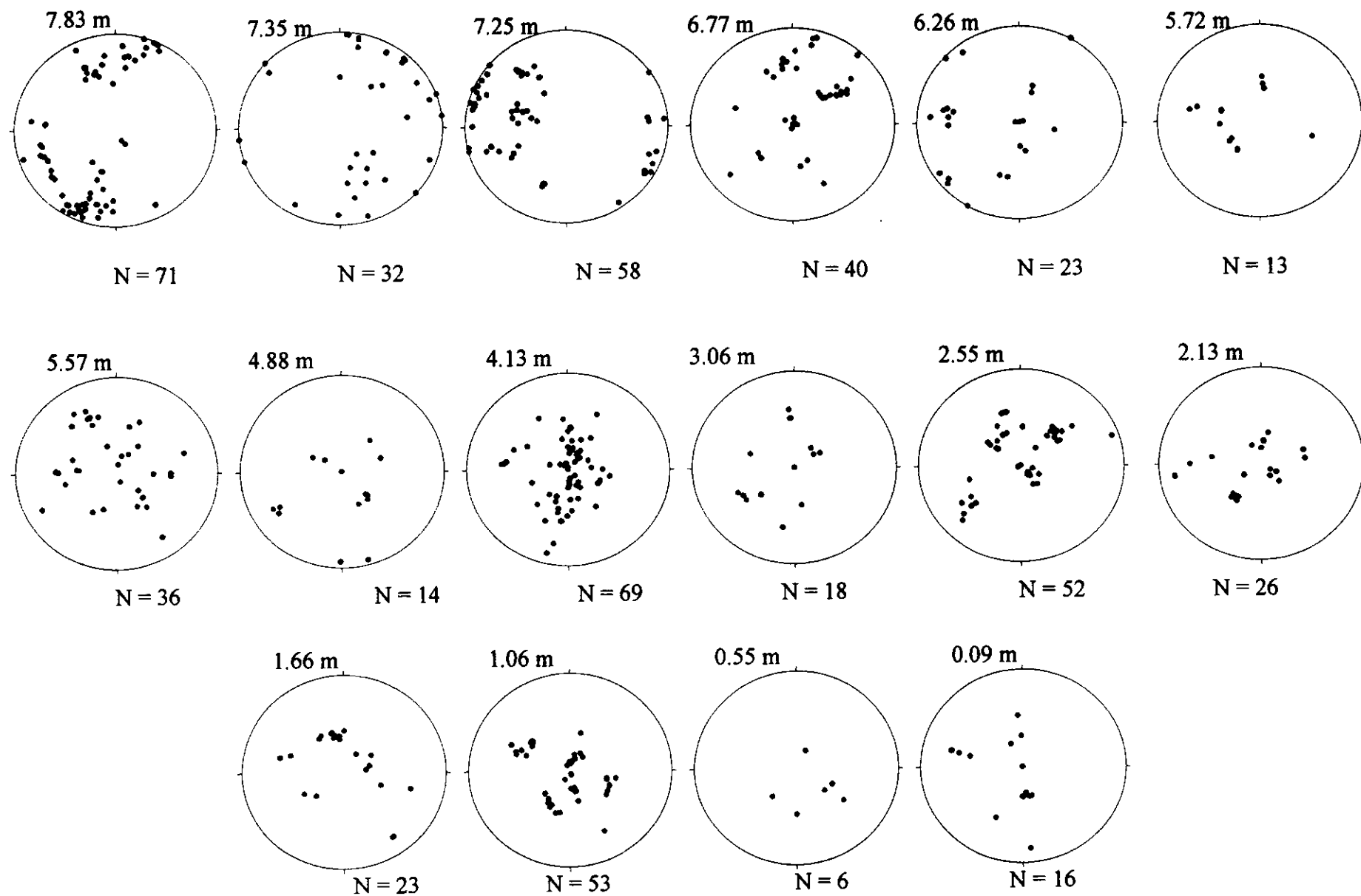


図2-⑦: ハムナ氷崖氷の結晶方位分布のシュミットネット投影図。各投影図上の数値は高さ、Nは測定結晶数を示す。

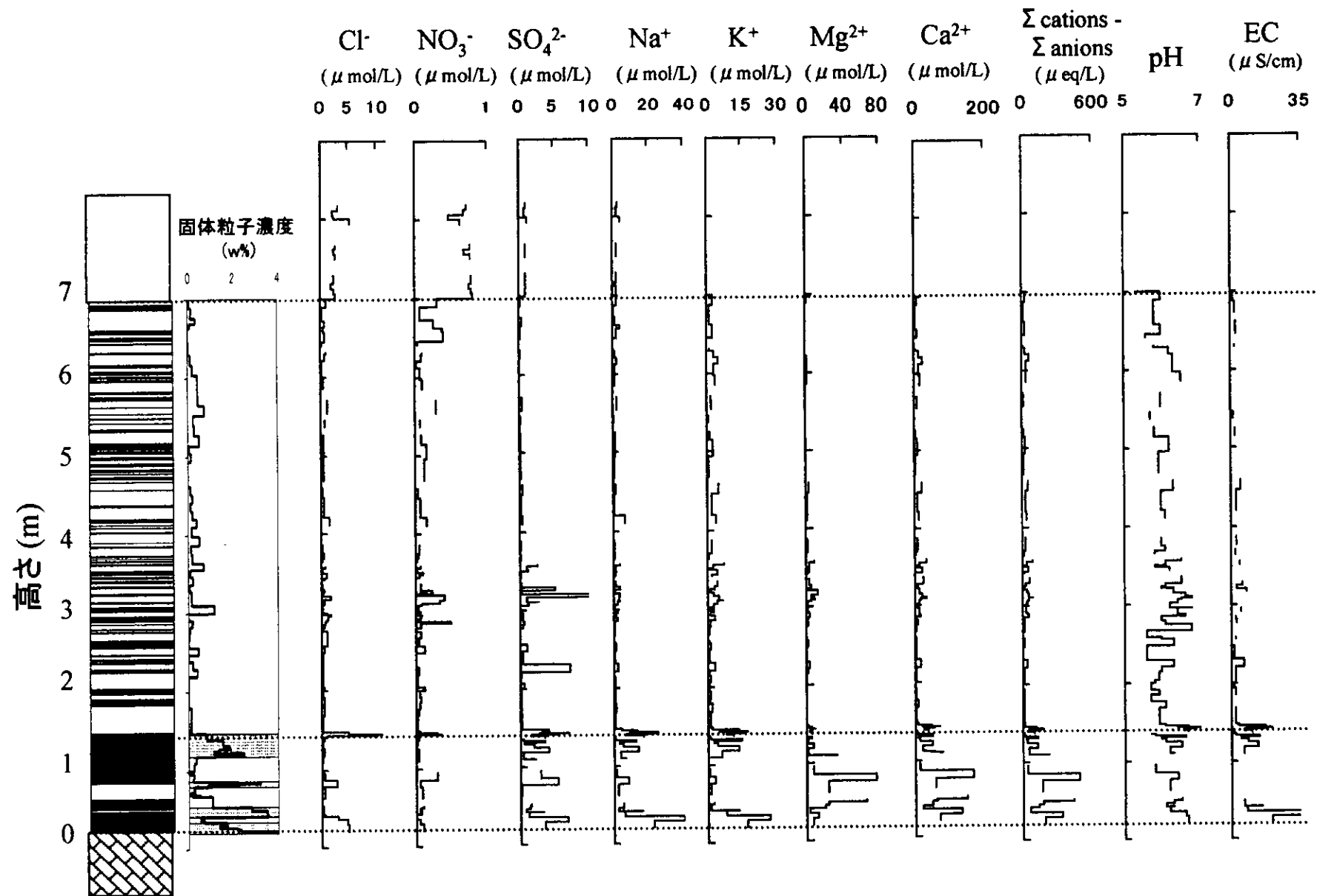


図2-⑧: ハムナ氷崖氷の各化学主成分濃度 (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>)、pH、電気伝導度の鉛直プロファイル。点線は氷床氷・底面氷、底面氷上部・下部、底面氷・基盤の境界を示す。左図の白枠は気泡氷層、黒枠は透明氷層を示す。

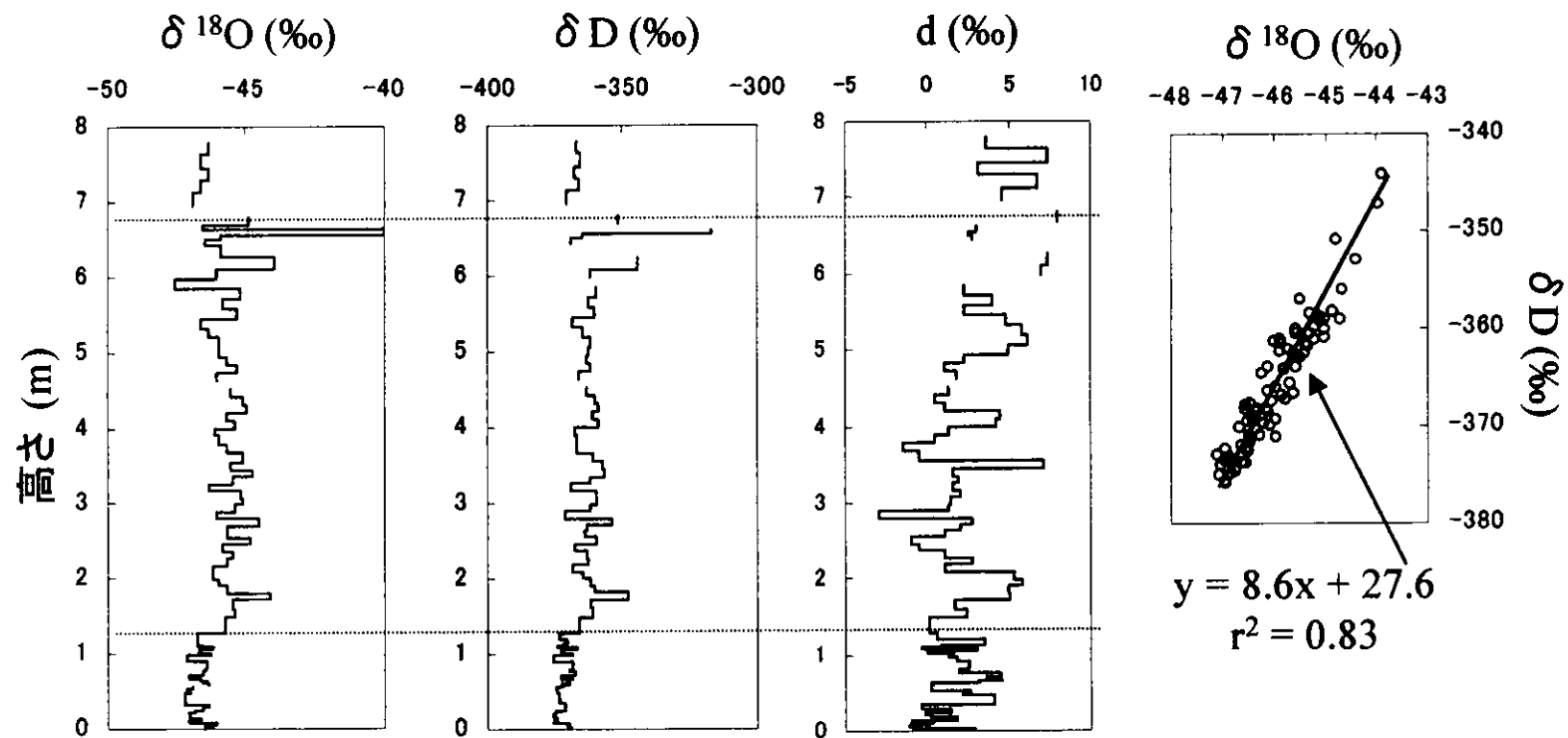


図2-⑨: ハムナ氷崖氷の  $\delta^{18}\text{O}$  値、 $\delta\text{D}$  値、 $d$  値の鉛直プロファイルと  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  プロット。点線は氷床氷・底面氷、底面氷上部・下部の境界を示す。 $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  プロットの線は近似曲線を示し、数式は近似曲線の式を示す。

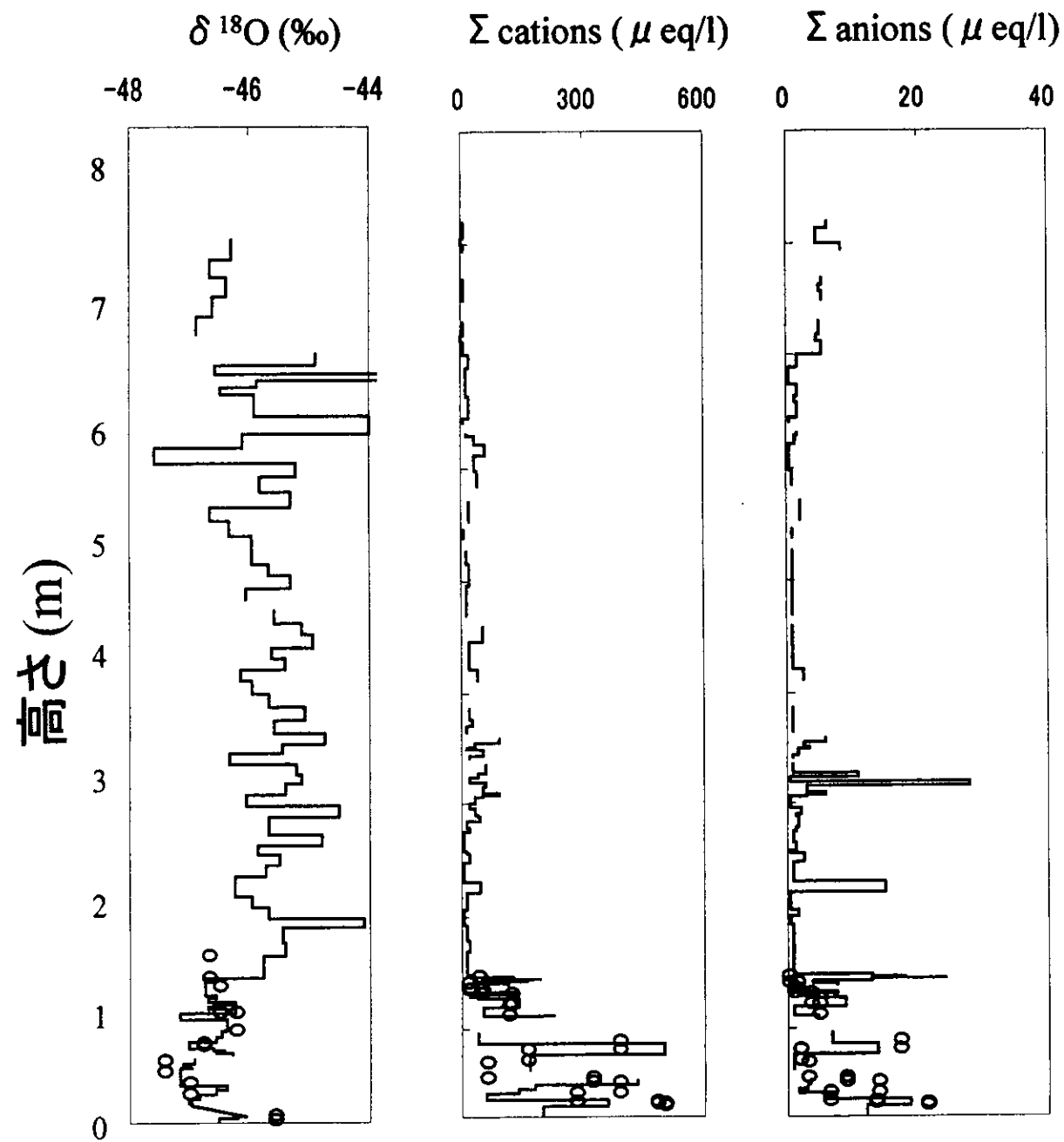


図2-⑩: 2地点で採取されたハムナ氷崖氷の陽イオン濃度と陰イオン濃度それぞれの総和と  $\delta^{18}\text{O}$  値。実線は図2-⑧および図2-⑨で得られている鉛直プロファイル。○は実線の測定場所から約30m離れた場所の氷の分析値。

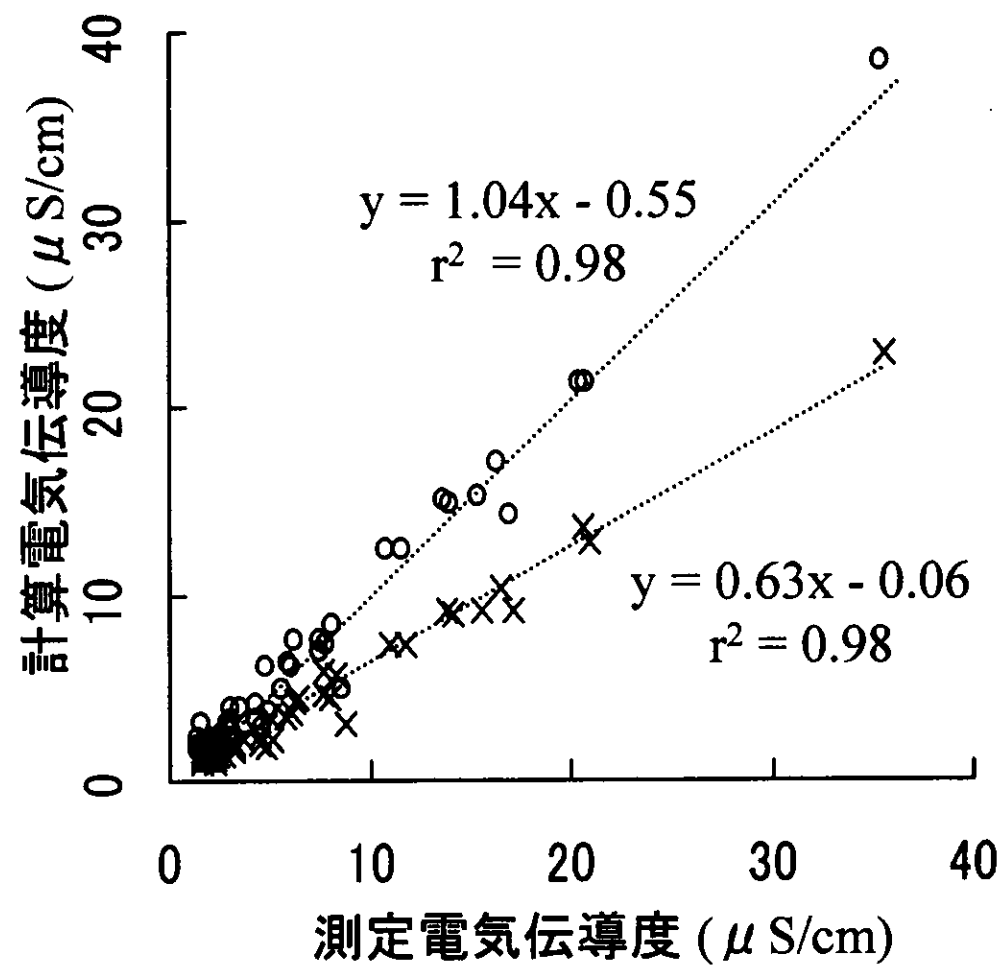


図2-⑪: 測定された電気伝導度と計算された電気伝導度の比較 (×)。○印は炭酸イオンを考慮した場合。点線は近似曲線を示す。図中の式は近似曲線の式。

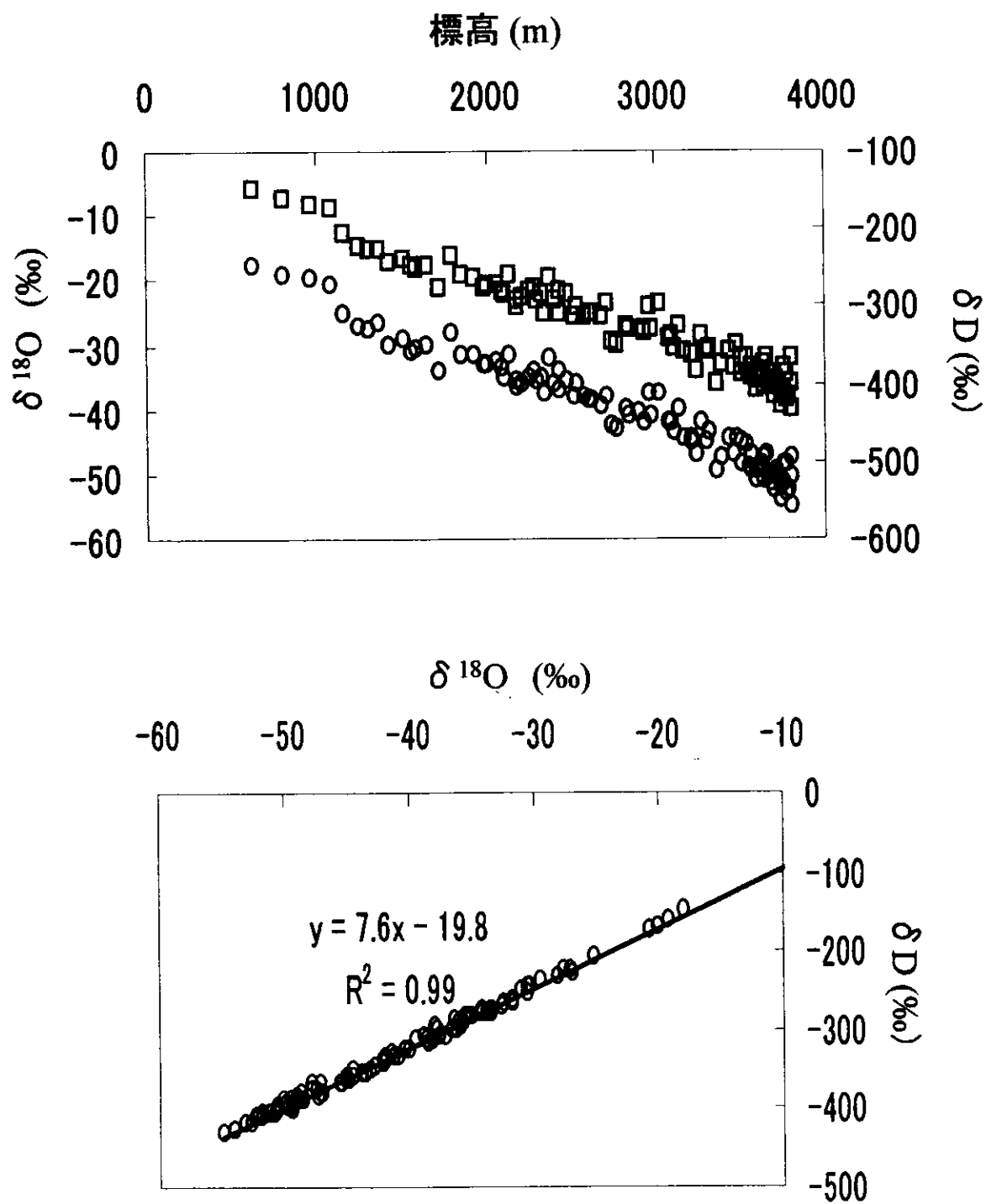


図3-①: 氷床表層積雪の  $\delta^{18}\text{O}$  値 (○)、 $\delta\text{D}$  値 (□) (上図)。横軸は標高を示す。  
下図は上図データの  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  プロット。実線は近似曲線を示す。数式は近似曲線の式。

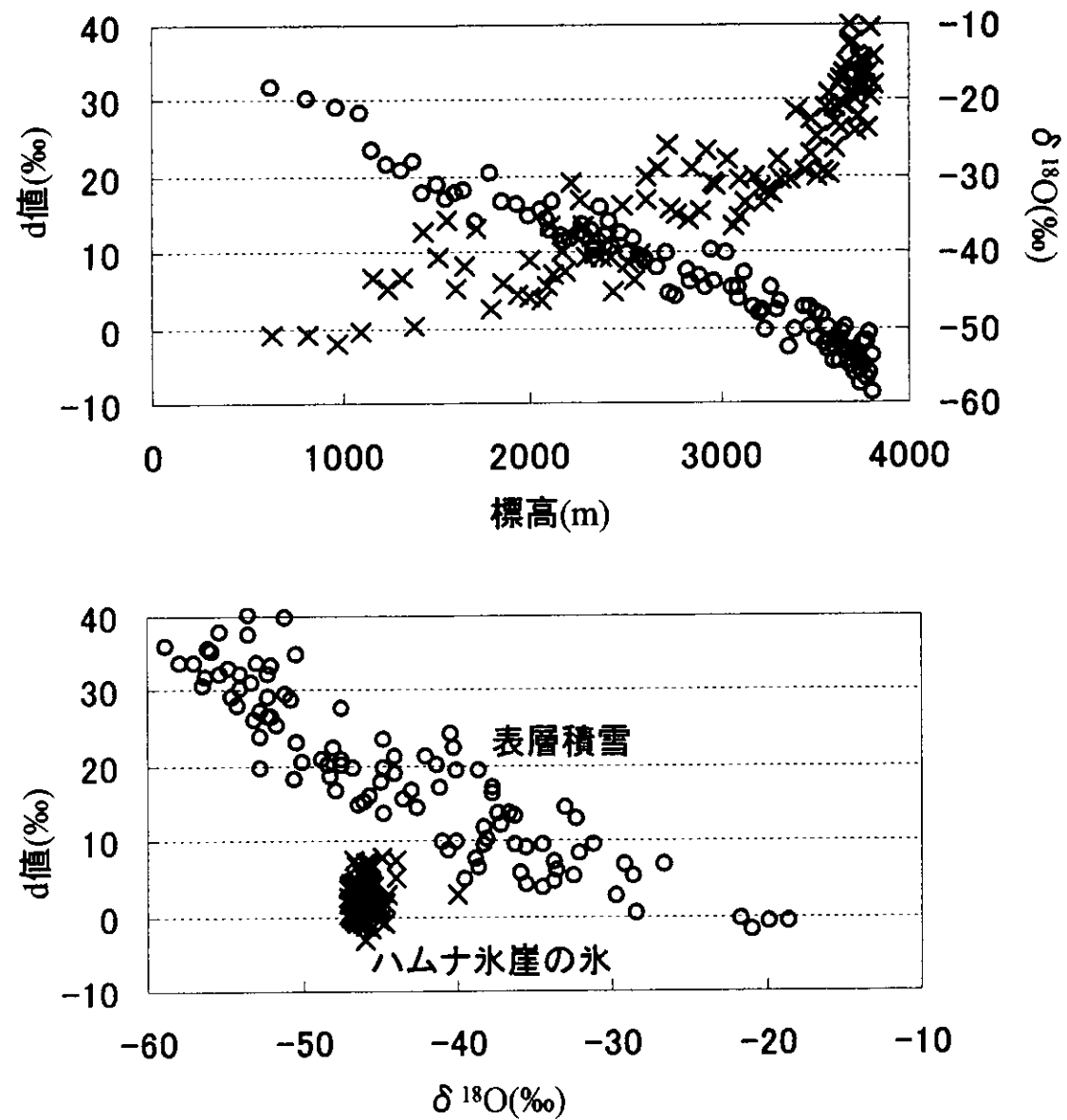


図3-②：氷床表層積雪の  $\delta^{18}\text{O}$  値 (○)、d値(×) (上図)。横軸は標高を示す。下図は横軸に  $\delta^{18}\text{O}$  値、縦軸にd値をとったときのハムナ氷崖氷(×)と氷床表層積雪 (○) の比較。

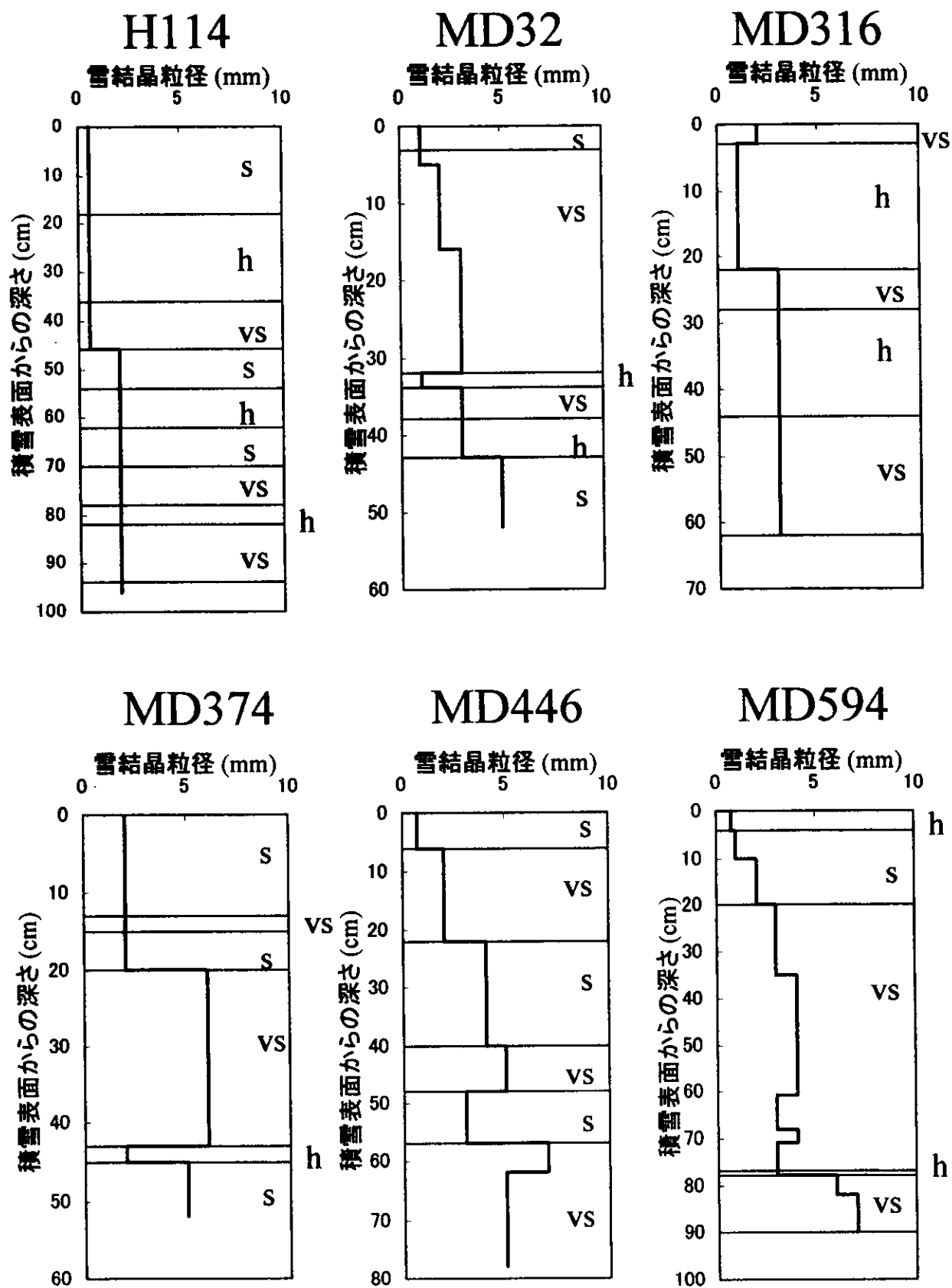
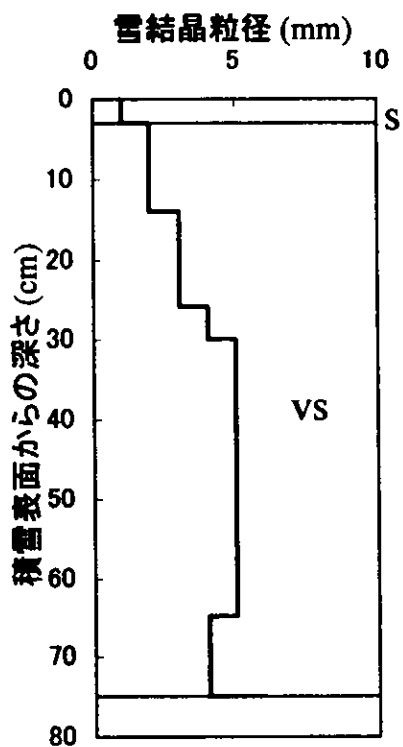


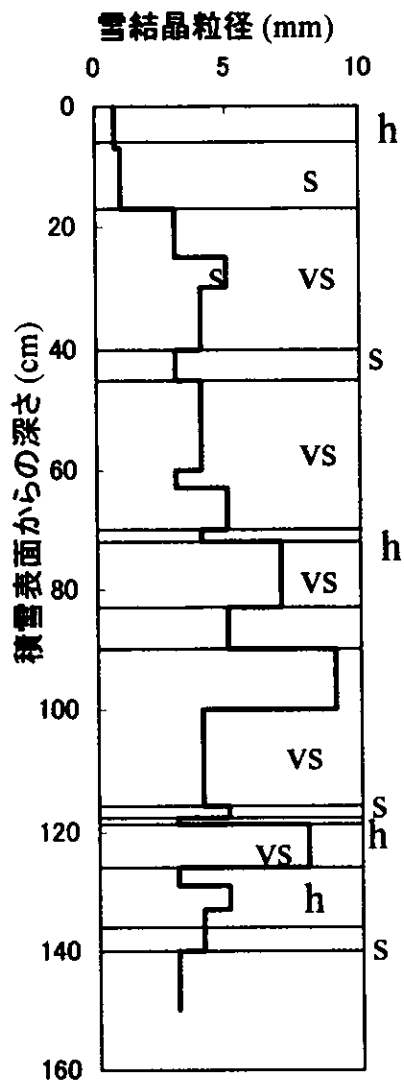
図3-③ a: 氷床表面の断面積雪層構造、雪結晶の粒径、相対的な硬さの鉛直プロファイル。



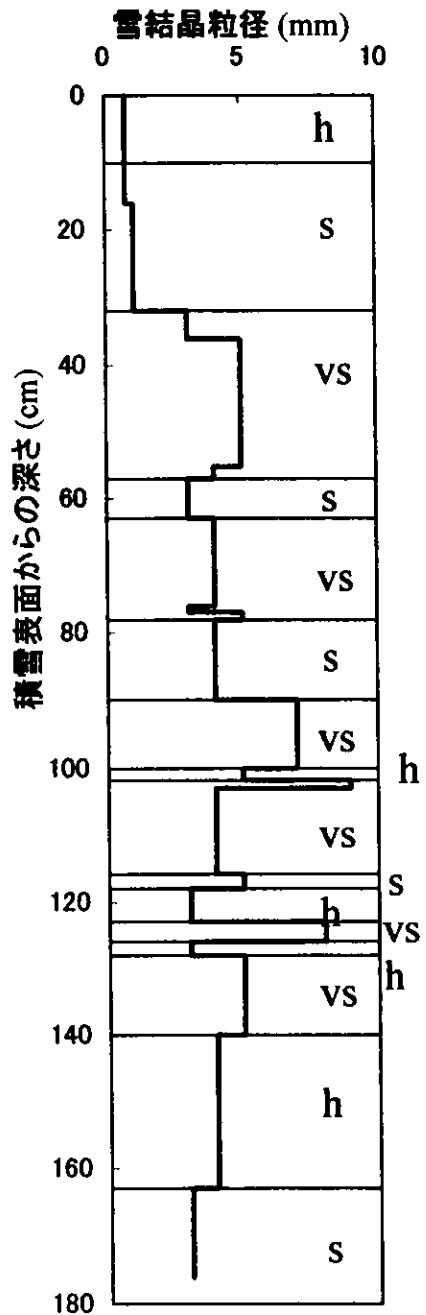
## MD674



## MD550



## Dome F



h: 硬い  
s: やわらかい  
vs: とてもやわらかい

図3-③b: 氷床表面の断面積雪層構造、雪結晶の粒径、相対的な硬さの鉛直プロファイル。

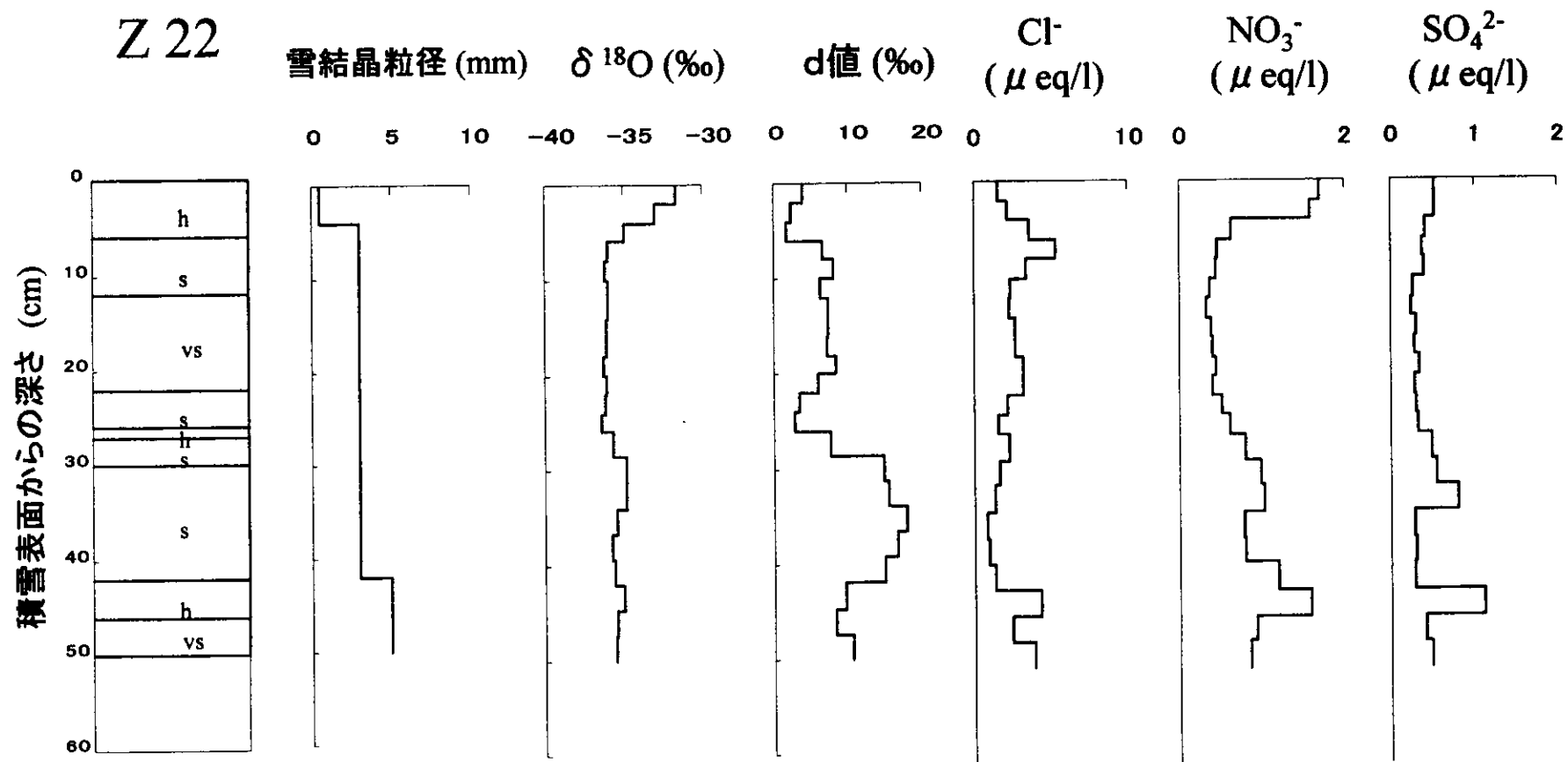


図3-④ a: 氷床表面の断面積雪層構造、雪結晶の粒径、相対的な硬さ、 $\delta^{18}\text{O}$ 値、d値、溶存陰イオン濃度( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ )の鉛直プロファイル。相対的な硬さの程度は図3-③に準ずる。

Z 79

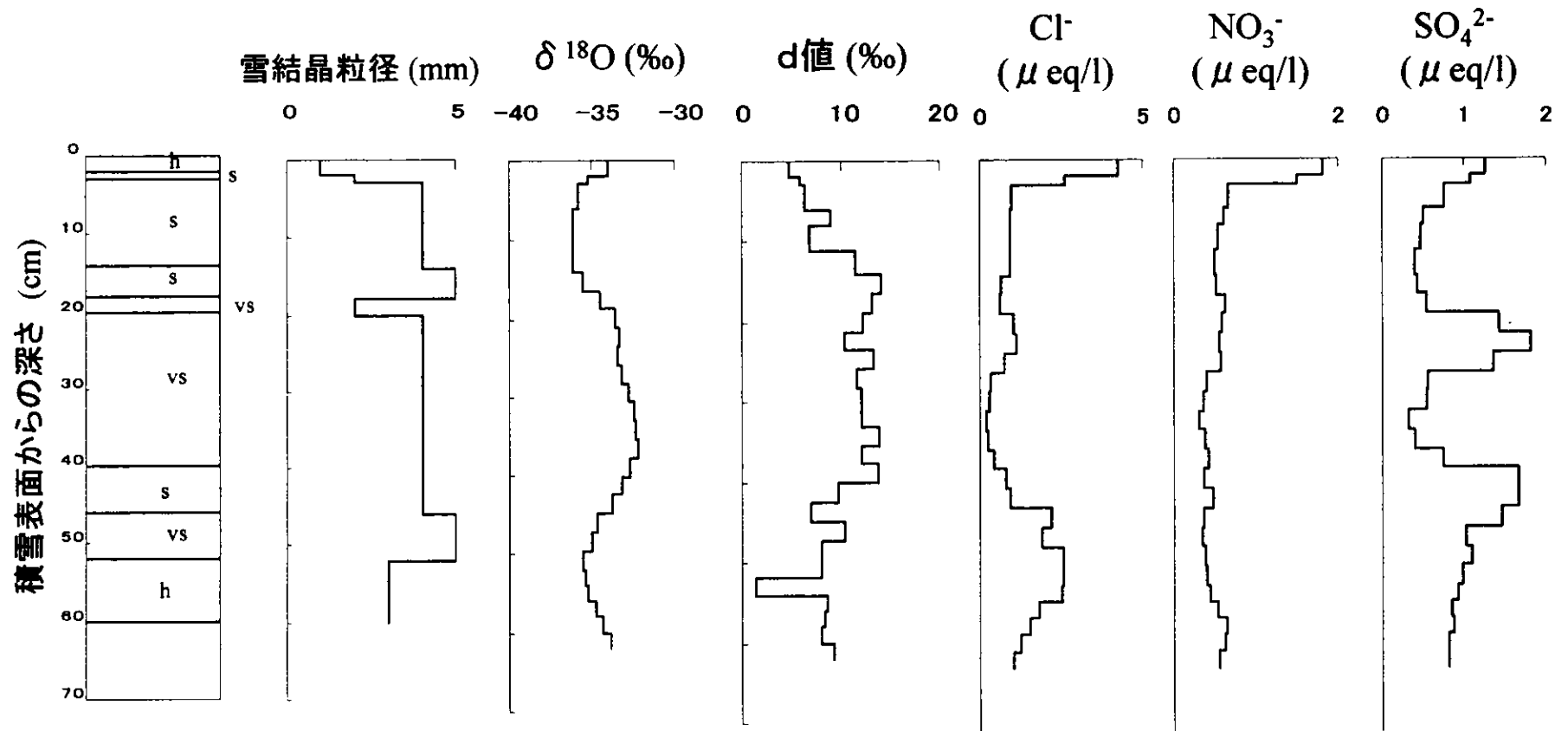


図3-④ b: 氷床表面の断面積雪層構造、雪結晶の粒径、相対的な硬さ、 $\delta^{18}\text{O}$ 値、d値、溶存陰イオン濃度( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ) の鉛直プロファイル。相対的な硬さの程度は図3-③に準ずる。

# MD100

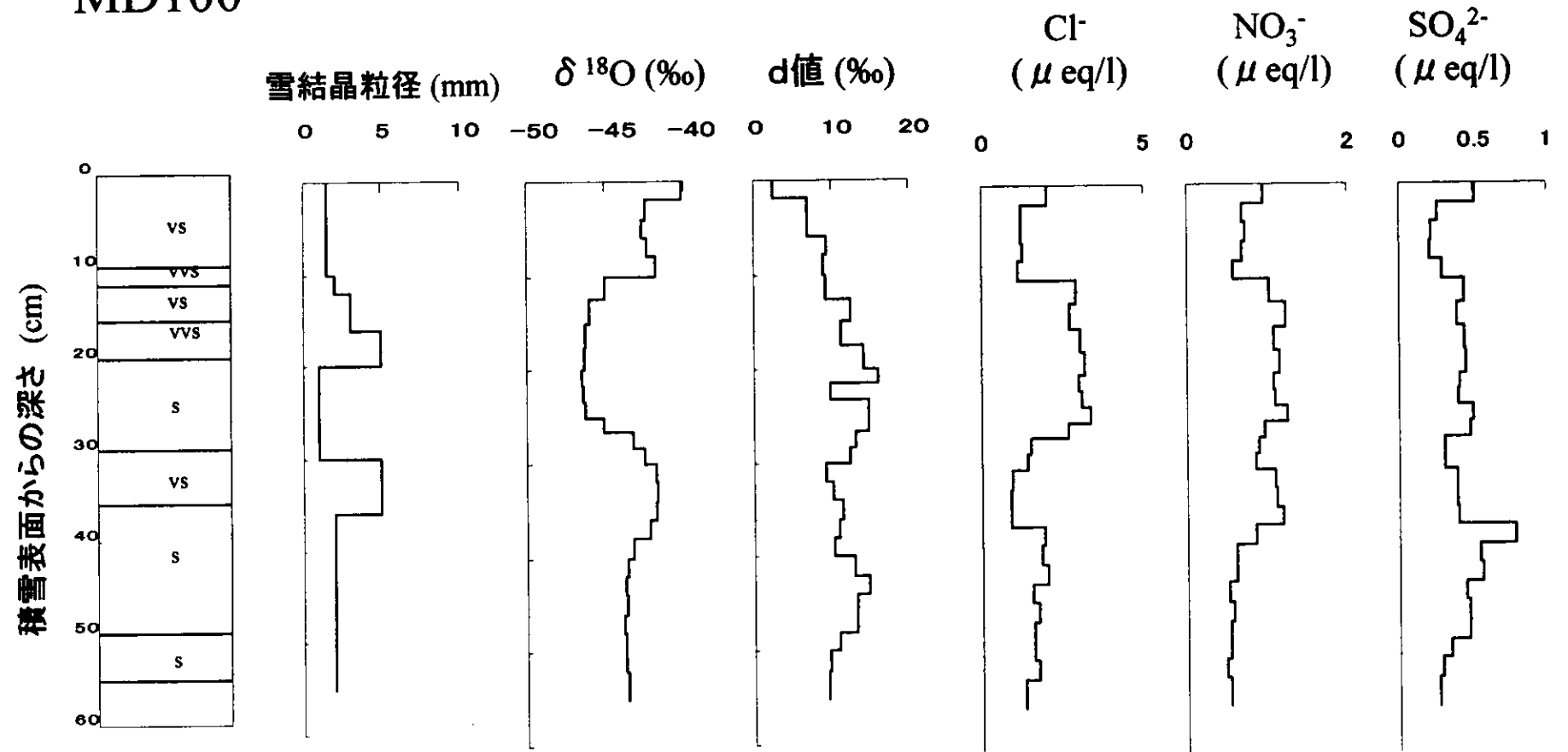


図3-④ c: 氷床表面の断面積雪層構造、雪結晶の粒径、相対的な硬さ、 $\delta^{18}\text{O}$ 値、d値、溶存陰イオン濃度( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ )の鉛直プロファイル。相対的な硬さの程度は図3-③に準ずる。

# MD244

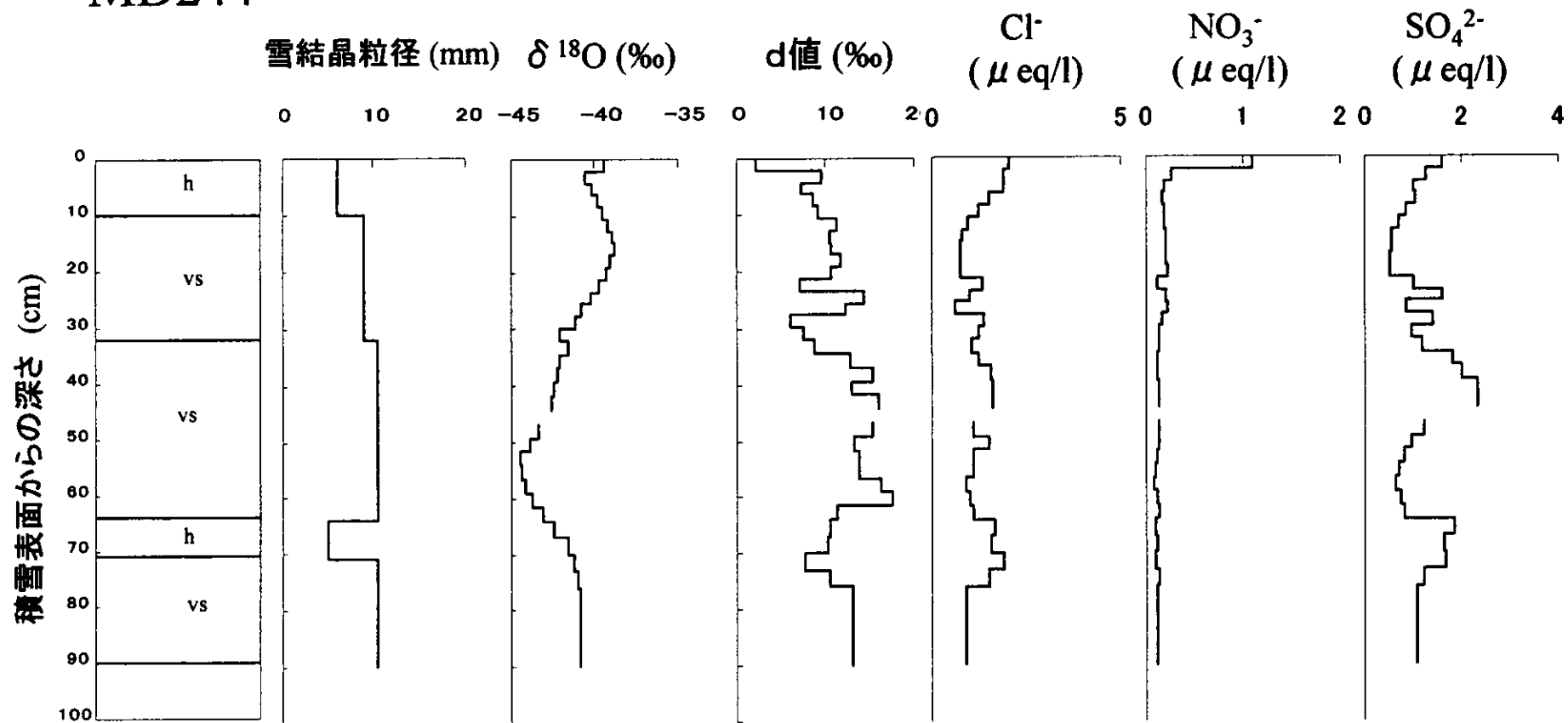
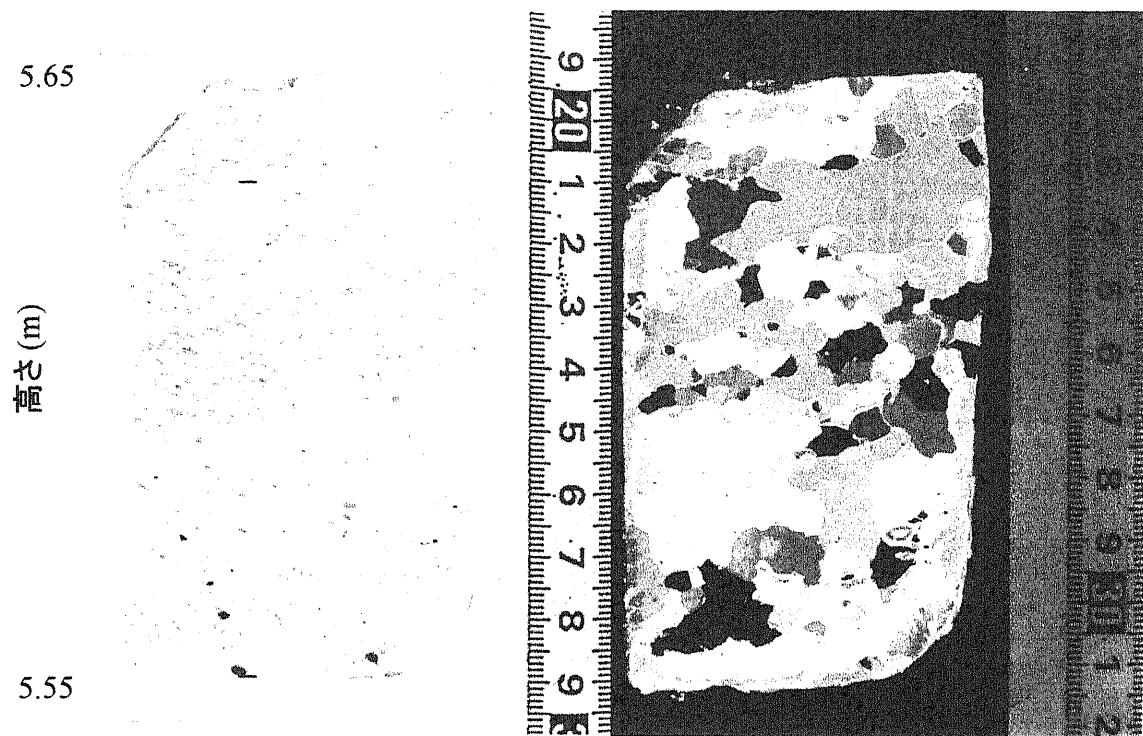
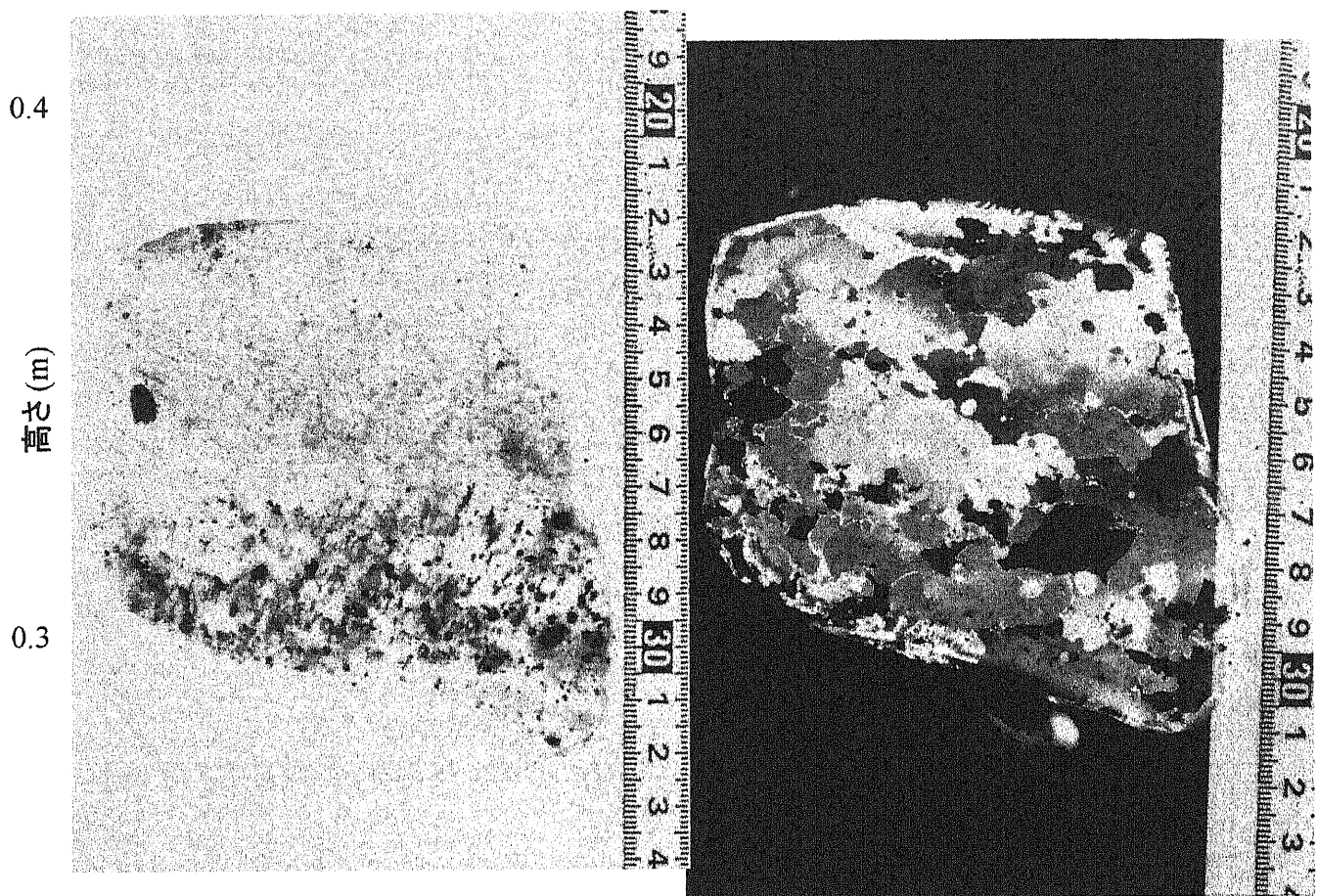


図3-④ d: 氷床表面の断面積雪層構造、雪結晶の粒径、相対的な硬さ、 $\delta^{18}\text{O}$ 値、d値、溶存陰イオン濃度( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ )の鉛直プロファイル。相対的な硬さの程度は図3-③に準ずる。



	A longest axis (mm)	A normal axis to the longest axis (mm)
All crystals n = 117	$9.0 \pm 6.8$	$5.2 \pm 3.9$
Crystals of bubbly ice n = 86	$7.9 \pm 5.6$	$4.6 \pm 3.1$
Crystals of bubble-free-ice n = 31	$12.1 \pm 9.2$	$6.9 \pm 5.7$

図4-① a: ハムナ底面氷の透明氷層と気泡氷層の層構造に着目した透過光薄片写真と偏光薄片写真。下表は薄片全体・透明氷層・気泡氷層の最長結晶粒径と最長結晶粒径に直交する結晶粒径の平均値と標準偏差。



	A longest axis (mm)	A normal axis to the longest axis (mm)
All crystals n = 106	$8.0 \pm 5.2$	$52 \pm 4.5$
Crystals at non-debris layer n = 65	$8.0 \pm 7.6$	$52 \pm 4.8$
Crystals at debris layer n = 41	$7.9 \pm 6.9$	$52 \pm 4.2$

図4-①b: ハムナ底面氷の固体粒子の層構造に着目した透過光薄片写真と偏光薄片写真。下表は薄片全体・固体粒子層・非固体粒子層の最長結晶粒径と最長結晶粒径に直交する結晶粒径の平均値と標準偏差。

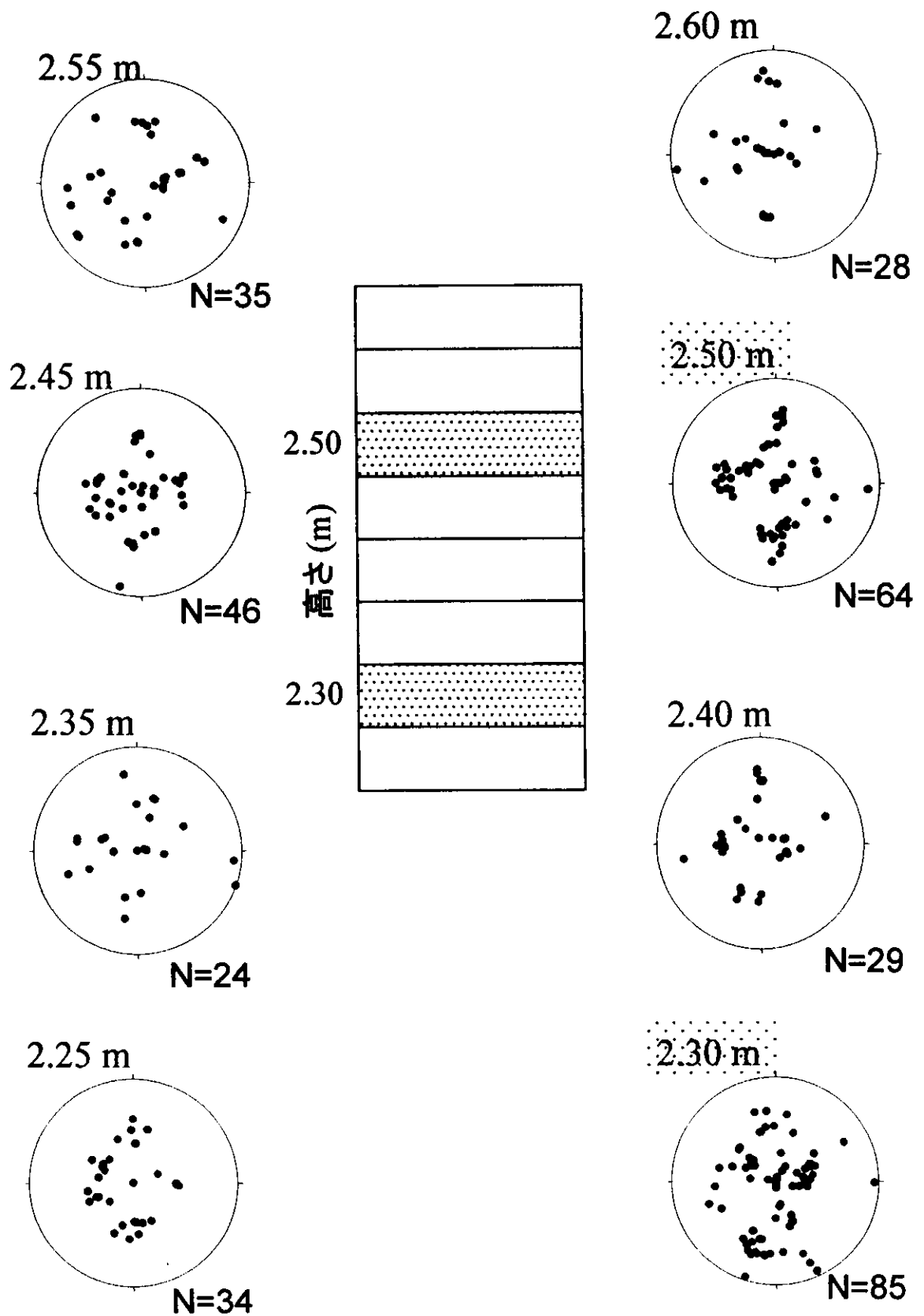


図4-②: ハムナ底面氷の透明氷層と気泡氷層の層構造に対応した結晶方位分布のシュミットネット投影図。各投影図上の数値は高さ、Nは測定結晶個数を示す。中央の層構造図の白枠は気泡氷層、パッチ枠は透明氷層を示す。



# Basal ice-D

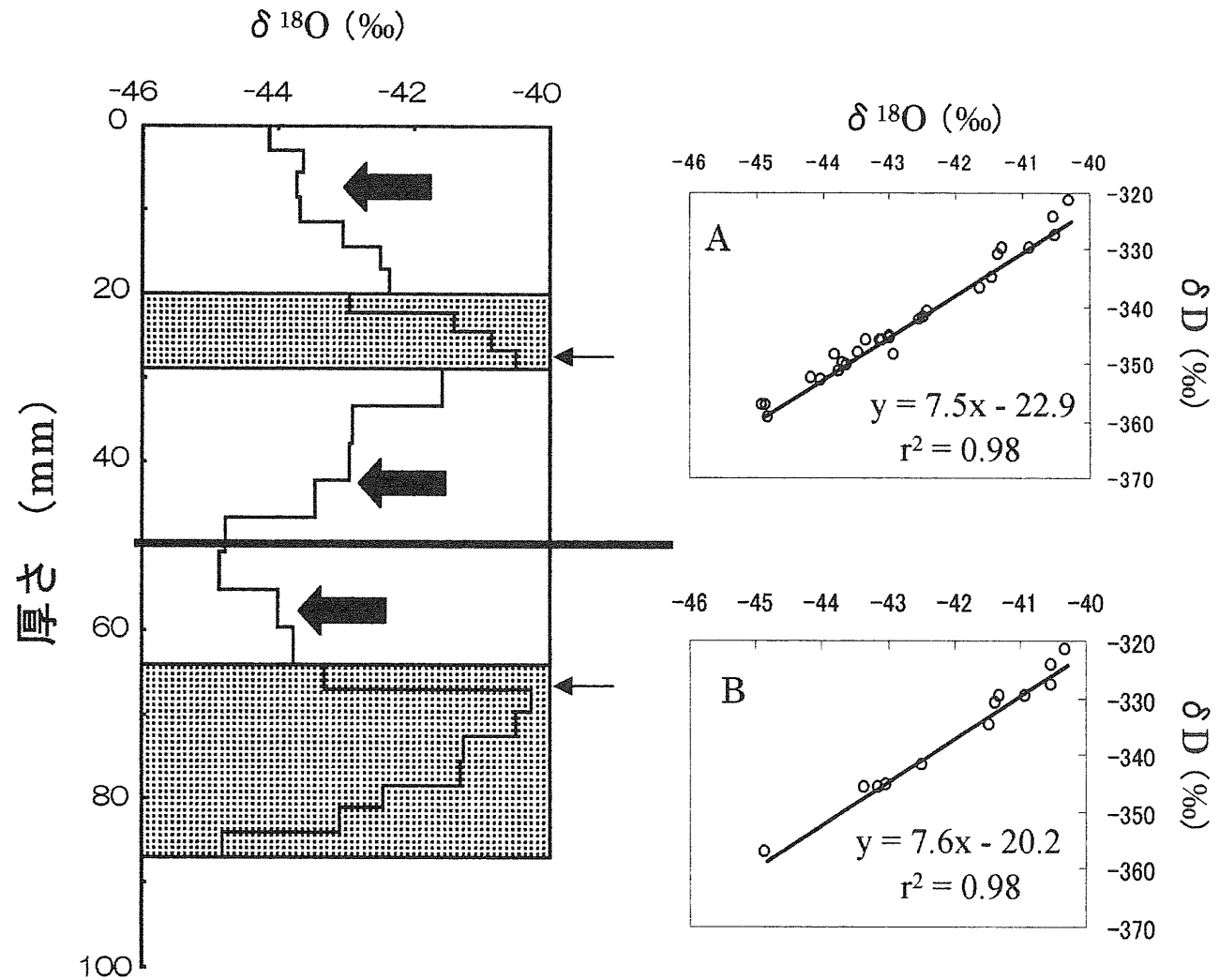
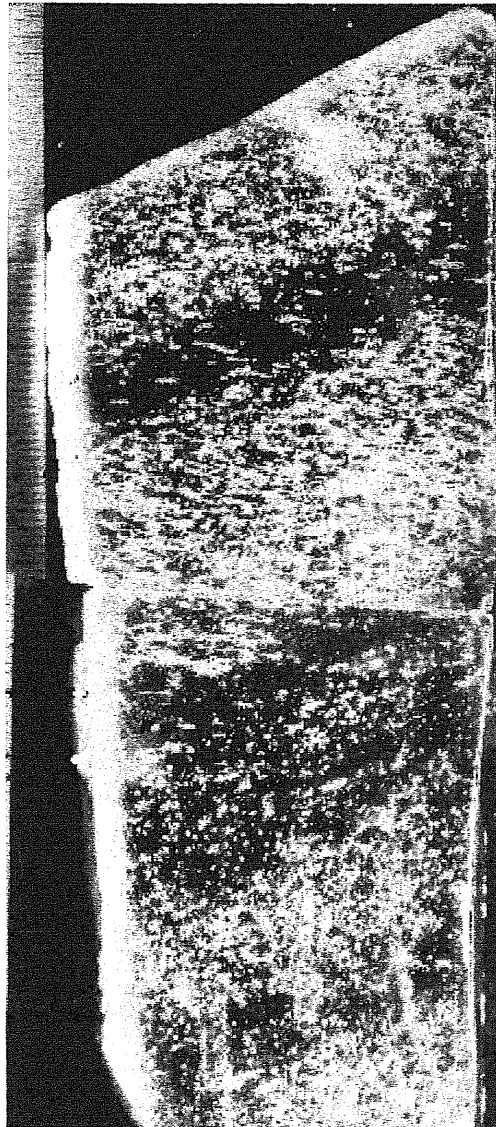


図4-⑥: 透過光写真および厚さ3mmごとに行われた  $\delta^{18}\text{O}$  値の鉛直プロファイルと  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  プロット。測定した高さは図2-③の Basal ice-D に相当する。白枠は気泡氷層、パッチ枠は透明氷層を示す。黒矢印は同位体プロファイルが変化している気泡氷層を指す。鉛直プロファイル図の細矢印は同位体プロファイルの極大値を示す。右図はA: 鉛直プロファイル図全体、B: 透明氷層全体の  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  プロットを示す。実線は近似曲線を示す。数式は近似曲線の式。

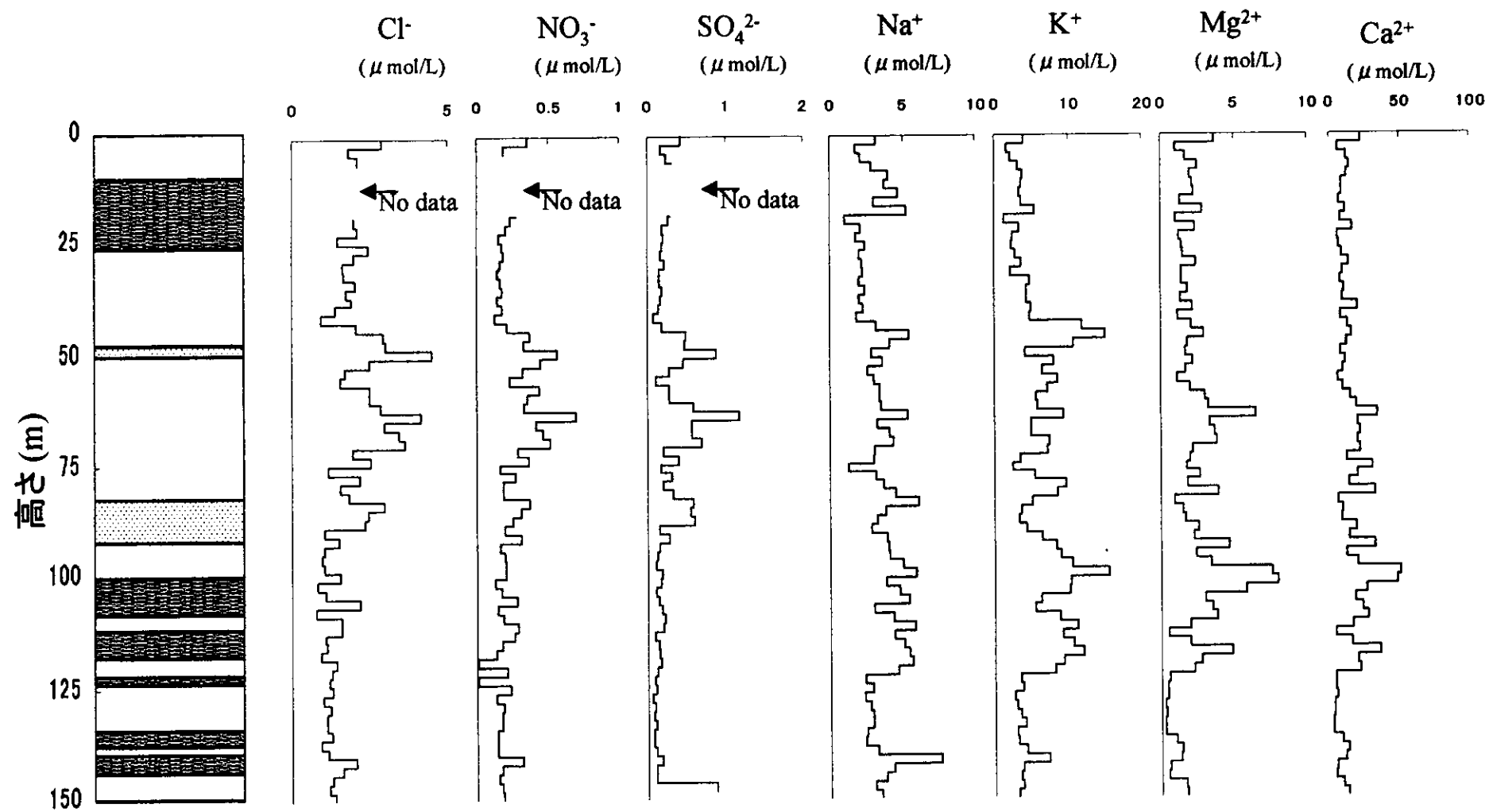


図4-④： 厚さ2mmごとに行われた化学主成分濃度 (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) の鉛直プロファイル。左図の白枠は気泡氷層、濃いパッチ枠は透明氷層、薄いパッチ枠は半透明氷層を示す。半透明氷層については本文29 pを参照。

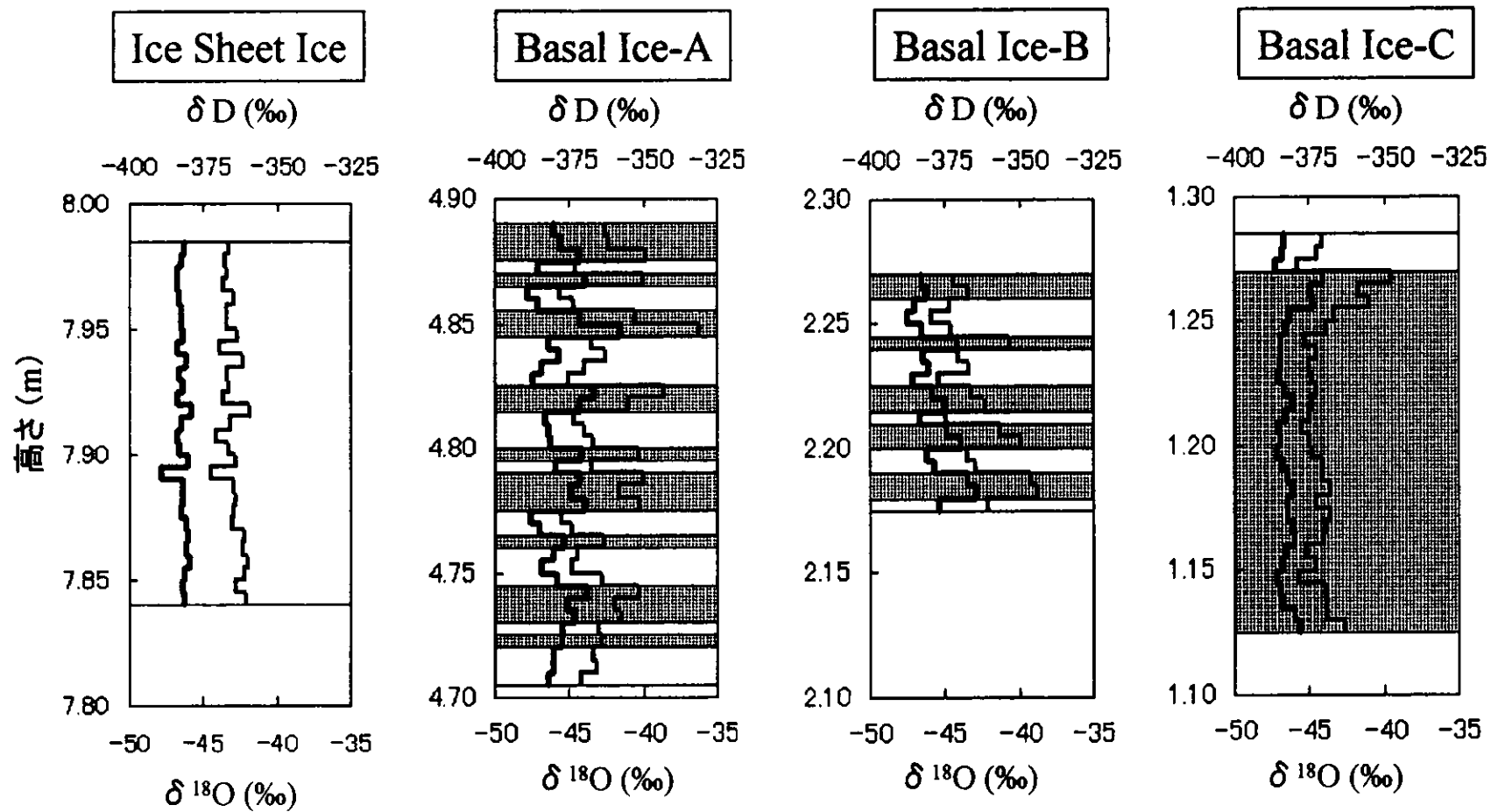


図4-⑤: 厚さ5mmごとに行われた $\delta^{18}O$ 値(太線)、 $\delta D$ 値(細線)の鉛直プロファイル。図の高さはそれぞれ、図2-③のIce sheet ice, Basal ice-A~Cに相当する。パッチ枠は透明氷層、白枠は気泡氷層を示す。

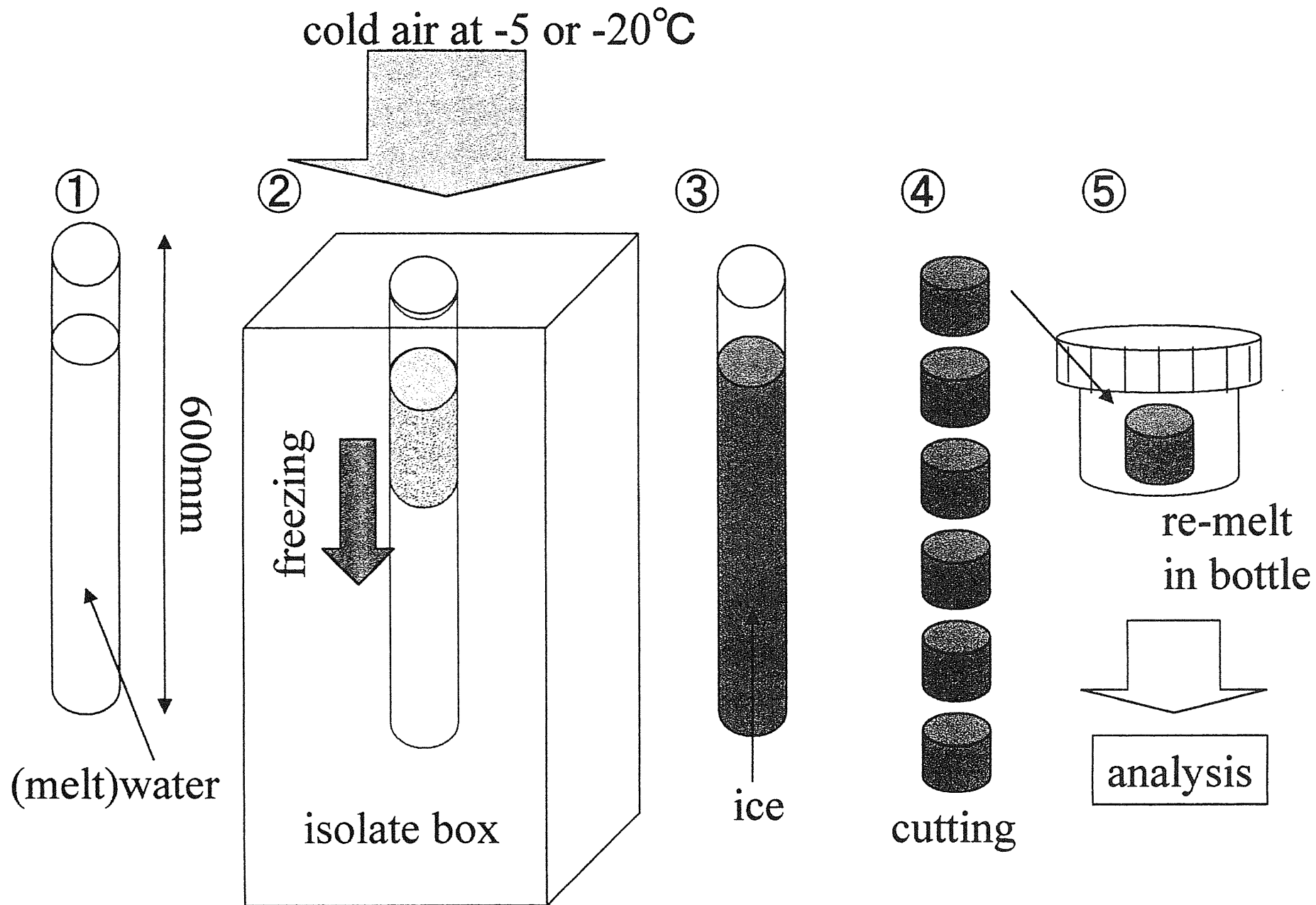


図5-①：凍結実験の概要。①：底面氷の融解水および作成した濃度一定の試料水を筒に入れる。②：断熱箱の中に入れ、筒の一端から冷気(-5 or -20°C)をあて水を凍結させる。④：凍結した氷を輪切りにする。⑤：ポリびん内で輪切り氷を融解させ化学主成分濃度を分析する。

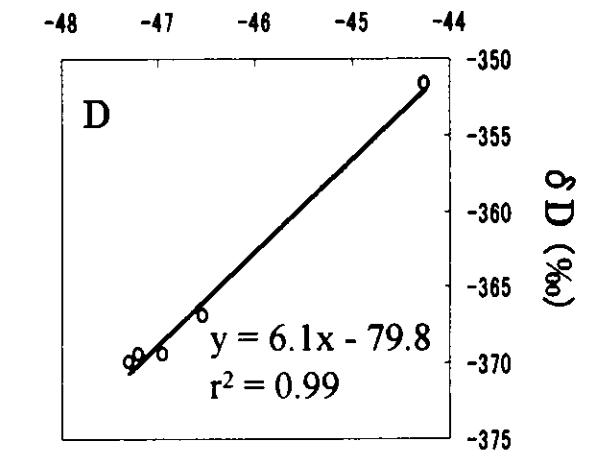
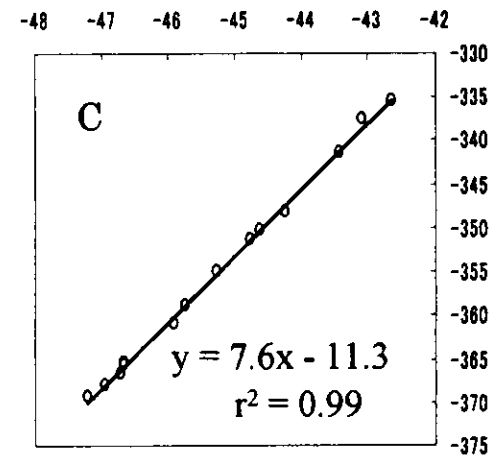
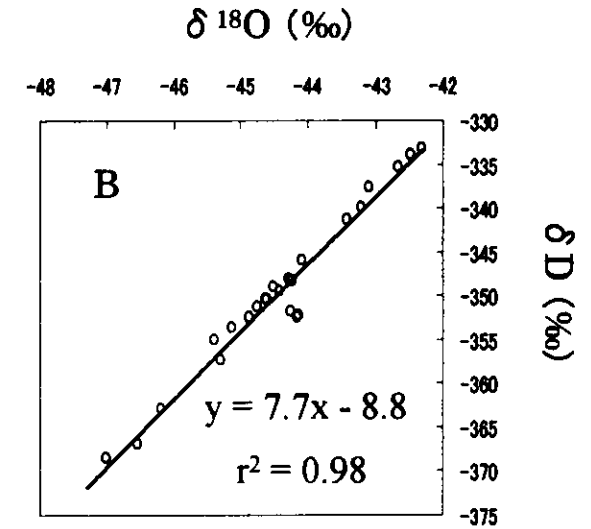
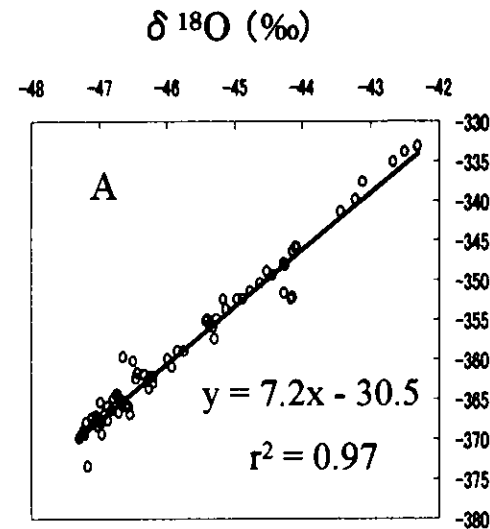
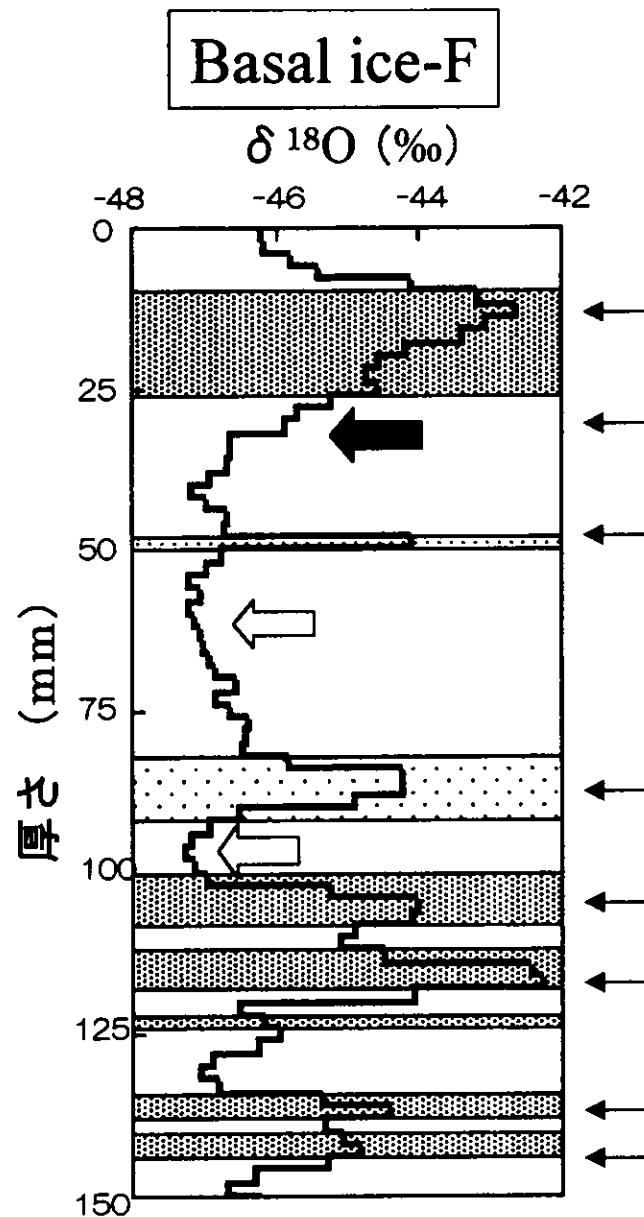


図4-⑦: 厚さ2mmごとに行われた  $\delta^{18}\text{O}$  値の鉛直プロファイルと  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  プロット。測定した高さは図2-③の Basal ice-F に相当する。白枠は気泡氷層、濃いパッチ枠は透明氷層、薄いパッチ枠は半透明氷層を示す。白矢印は同位体プロファイルが一定の気泡氷層を指す。黒矢印は同位体プロファイルが変化している気泡氷層を指す。鉛直プロファイル図の細矢印は同位体プロファイルの極大値を示す。右図はA: 鉛直プロファイル図全体、B: 透明氷層全体、C: ある透明氷層に見られる同位体減少曲線の部分 (厚さ12-30mm)、D: ある半透明氷層に見られる同位体減少曲線の部分 (厚さ88-98mm) の  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  プロットを示す。実線は近似曲線を示す。数式は近似曲線の式。

# Basal ice-E

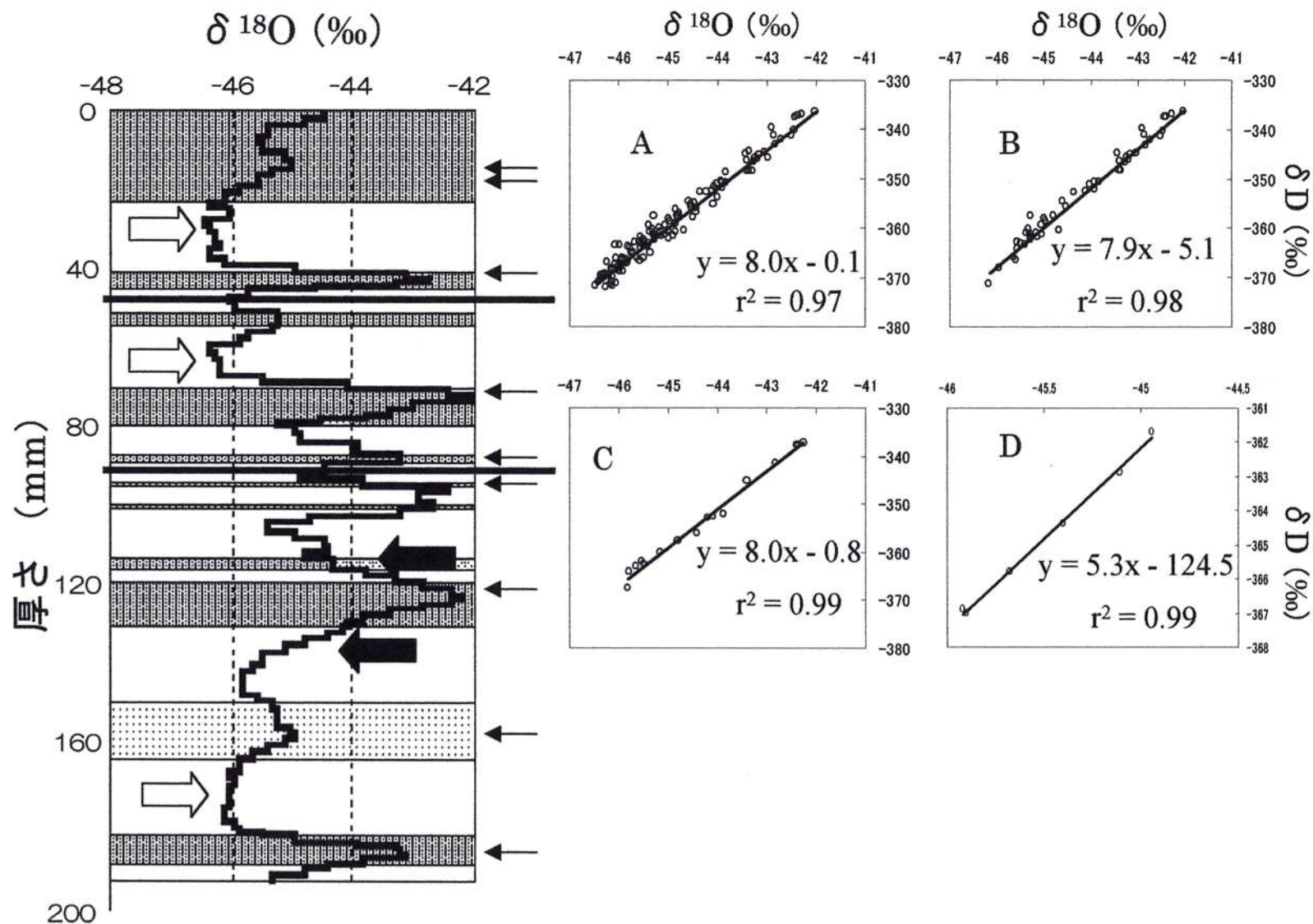


図4-⑧: 透過光写真および厚さ1.5mmごとに行われた  $\delta^{18}\text{O}$  値の鉛直プロファイルと  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  プロット。測定した高さは図2-③のBasal ice-Eに相当する。白枠は気泡氷層、濃いパッチ枠は透明氷層、薄いパッチ枠は半透明氷層を示す。白矢印は同位体プロファイルが一定の気泡氷層、黒矢印は同位体プロファイルが変化している気泡氷層を指す。鉛直プロファイル図の細矢印は同位体プロファイルの極大値を示す。右図はA: 鉛直プロファイル図全体、B: 透明氷層全体、C: ある透明氷層に見られる同位体減少曲線の部分 (厚さ122-140mm)、D: ある半透明氷層に見られる同位体減少曲線の部分 (厚さ158-168mm) の  $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta\text{D}$  プロットを示す。実線は近似曲線を示す。数式は近似曲線の式。



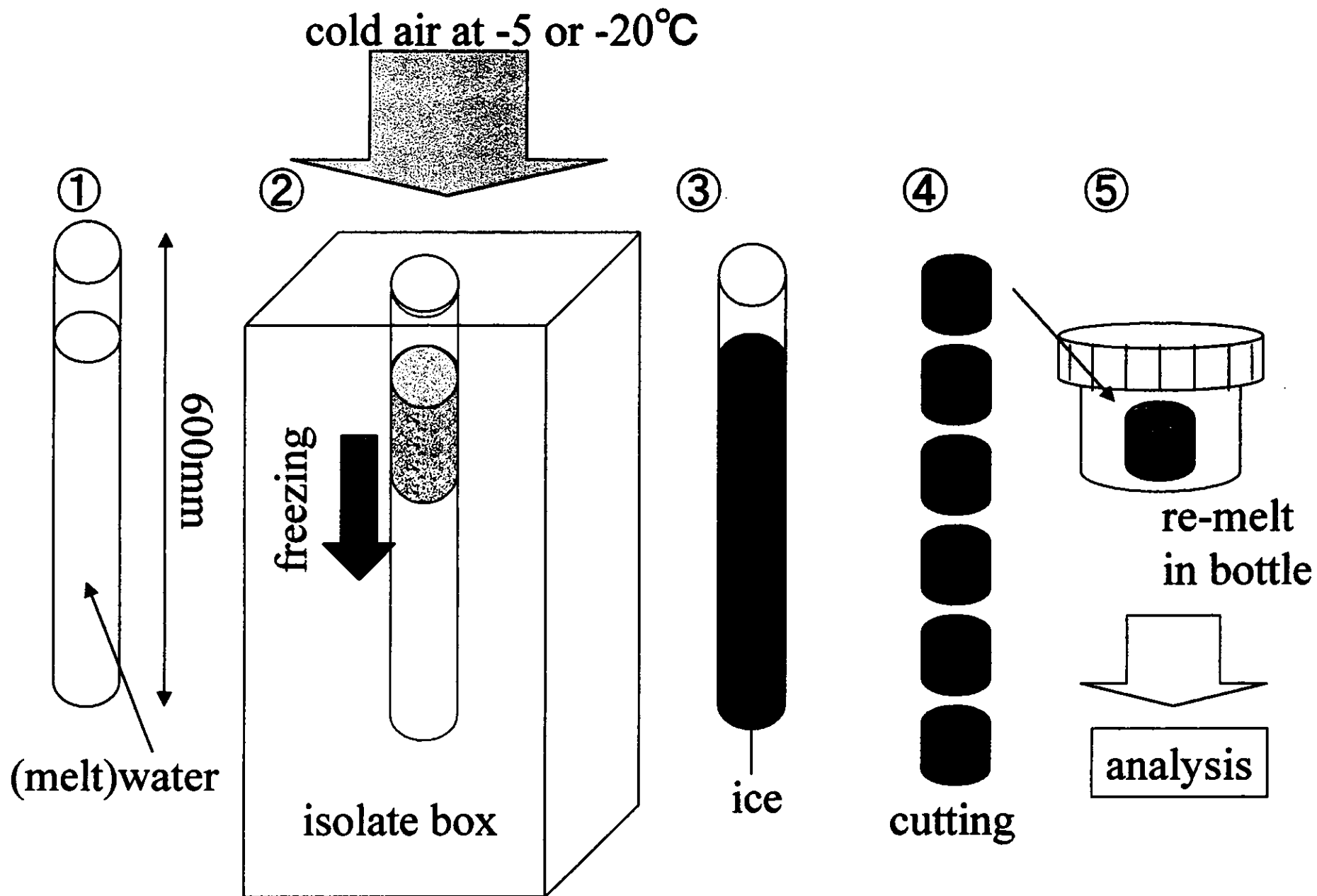


図5-①: 凍結実験の概要。①:底面氷の融解水および作成した濃度一定の試料水を筒に入れる。②:断熱箱の中にいれ、筒の一端から冷気(-5 or -20℃)をあて水を凍結させる。④:凍結した氷を輪切りにする。⑤:ポリびん内で輪切り氷を融解させ化学主成分濃度を分析する。

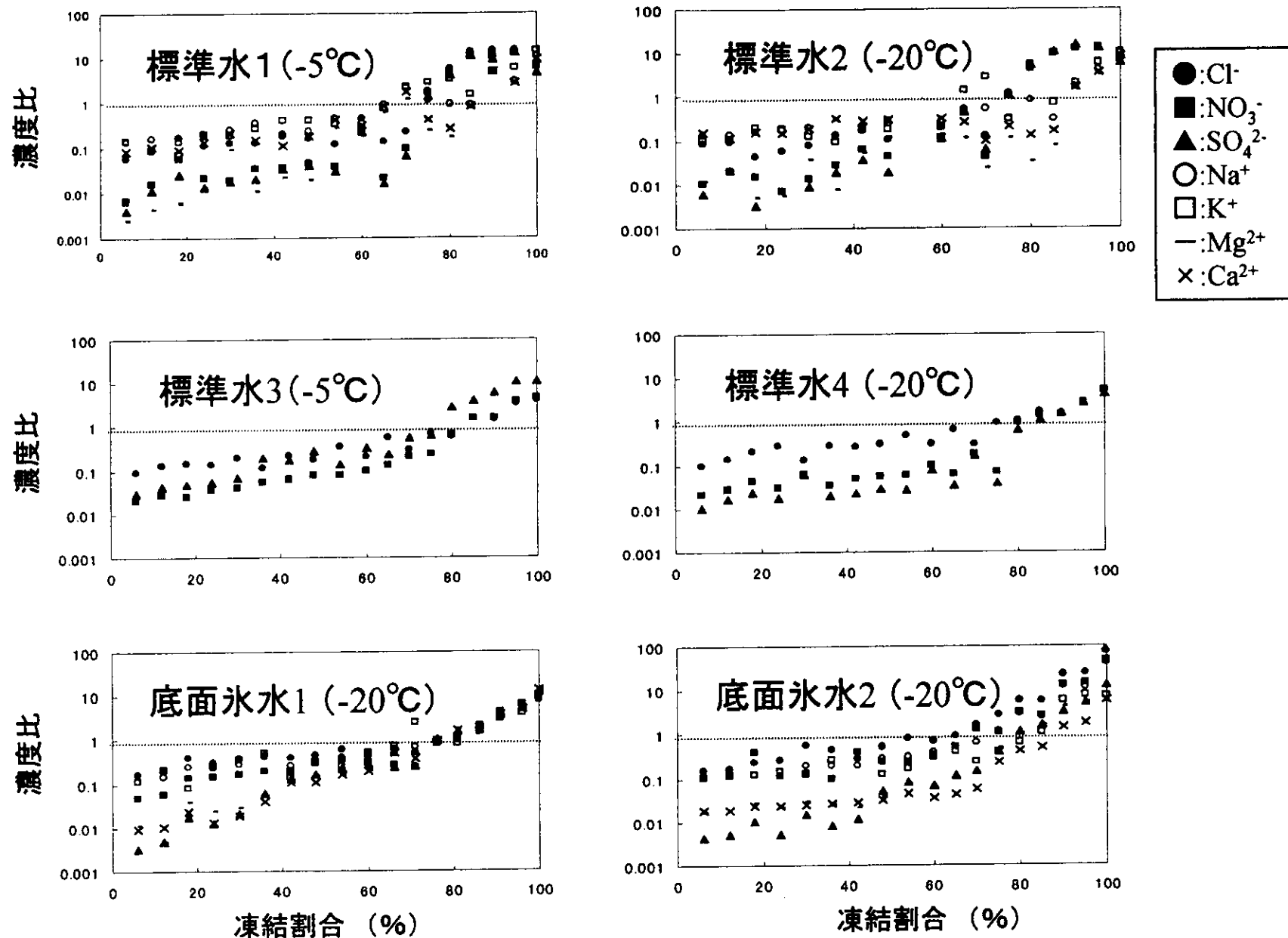


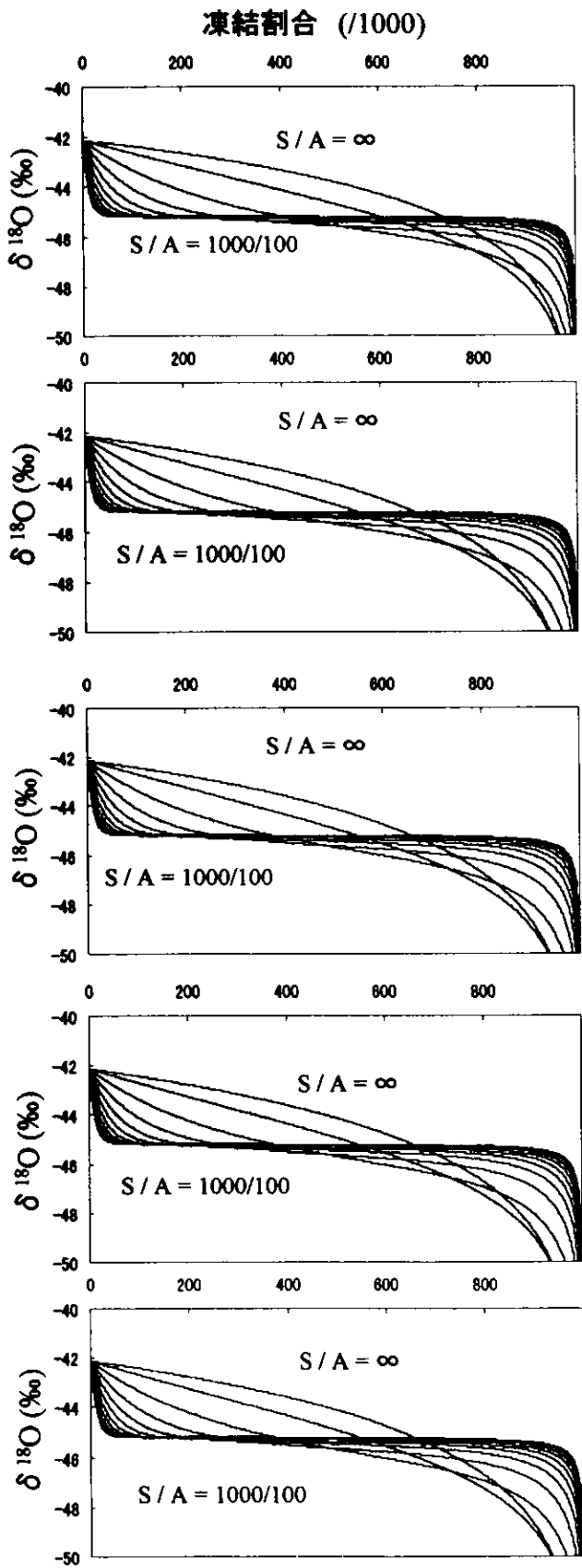
図5-②: 凍結実験による氷の化学主成分濃度比。横軸に凍結割合 (%) を示し、縦軸に凍結前の水の化学主成分濃度に対する凍結後の氷の化学主成分濃度の比を対数で示す。



凍結速度 (V) の違いによる同位体分別曲線の変化

計算に用いた条件

初期水同位体値 ( $\delta^{18}\text{O} = -45\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -360\text{‰}$ )  
流入水同位体値 ( $\delta^{18}\text{O} = -48\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -384\text{‰}$ )



V = 0.01 m / h

S/A	$\infty$	1000/1	1000/4	1000/9	1000/16	1000/25	1000/36	1000/49	1000/64	1000/81	1000/100
D/ <sup>18</sup> O	4.2	6.0	7.1	7.5	7.7	7.9	7.9	8.0	8.0	8.0	8.0

V = 0.1 m / h

S/A	$\infty$	1000/1	1000/4	1000/9	1000/16	1000/25	1000/36	1000/49	1000/64	1000/81	1000/100
D/ <sup>18</sup> O	4.2	5.8	7.0	7.4	7.7	7.8	7.9	7.9	8.0	8.0	8.0

V = 1 m / h

S/A	$\infty$	1000/1	1000/4	1000/9	1000/16	1000/25	1000/36	1000/49	1000/64	1000/81	1000/100
D/ <sup>18</sup> O	4.2	5.8	7.0	7.4	7.7	7.8	7.9	7.9	8.0	8.0	8.0

V = 10 m / h

S/A	$\infty$	1000/1	1000/4	1000/9	1000/16	1000/25	1000/36	1000/49	1000/64	1000/81	1000/100
D/ <sup>18</sup> O	4.2	5.8	7.0	7.4	7.7	7.8	7.9	7.9	8.0	8.0	8.0

V = 100 m / h

S/A	$\infty$	1000/1	1000/4	1000/9	1000/16	1000/25	1000/36	1000/49	1000/64	1000/81	1000/100
D/ <sup>18</sup> O	4.2	5.8	7.0	7.4	7.7	7.8	7.9	7.9	8.0	8.0	8.0

図5-③ a: 凍結同位体分別シミュレーション結果 (左図) と各S/Aに対応する $\delta^{18}\text{O}$ と $\delta\text{D}$ の傾き (右表)。横軸は凍結割合 (/1000)、縦軸は $\delta^{18}\text{O}$ 値 (‰) を示す (左図)。a: 凍結速度(V)を変化させたときの同位体分別曲線の変化

# 初期水同位体値の違いによる同位体分別曲線の変化

計算に用いた条件

流入水同位体値 ( $\delta^{18}\text{O} = -48\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -384\text{‰}$ )

凍結速度 ( $V$ ) = 1.0 m/h

初期水同位体値 ( $\delta^{18}\text{O} = -43\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -344\text{‰}$ )

S/A	$\infty$	1000/1	1000/4	1000/9	1000/16	1000/25	1000/36	1000/49	1000/64	1000/81	1000/100
D/ $^{18}\text{O}$	4.3	6.0	7.1	7.5	7.7	7.8	7.9	8.0	8.0	8.0	8.0

初期水同位体値 ( $\delta^{18}\text{O} = -44\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -352\text{‰}$ )

S/A	$\infty$	1000/1	1000/4	1000/9	1000/16	1000/25	1000/36	1000/49	1000/64	1000/81	1000/100
D/ $^{18}\text{O}$	4.2	5.8	6.9	7.3	7.6	7.8	7.9	7.9	8.0	8.0	8.0

初期水同位体値 ( $\delta^{18}\text{O} = -45\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -360\text{‰}$ )

S/A	$\infty$	1000/1	1000/4	1000/9	1000/16	1000/25	1000/36	1000/49	1000/64	1000/81	1000/100
D/ $^{18}\text{O}$	4.2	5.5	6.6	7.1	7.4	7.6	7.8	7.8	7.9	7.9	8.0

初期水同位体値 ( $\delta^{18}\text{O} = -46\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -368\text{‰}$ )

S/A	$\infty$	1000/1	1000/4	1000/9	1000/16	1000/25	1000/36	1000/49	1000/64	1000/81	1000/100
D/ $^{18}\text{O}$	4.1	5.1	6.2	6.7	7.1	7.4	7.5	7.7	7.8	7.8	7.9

初期水同位体値 ( $\delta^{18}\text{O} = -47\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -376\text{‰}$ )

S/A	$\infty$	1000/1	1000/4	1000/9	1000/16	1000/25	1000/36	1000/49	1000/64	1000/81	1000/100
D/ $^{18}\text{O}$	4.1	4.6	5.4	6.0	6.3	6.6	6.9	7.1	7.3	7.4	7.5

初期水同位体値 ( $\delta^{18}\text{O} = -48\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -384\text{‰}$ )

S/A	$\infty$	1000/1	1000/4	1000/9	1000/16	1000/25	1000/36	1000/49	1000/64	1000/81	1000/100
D/ $^{18}\text{O}$	4.0	4.0	4.0	4.1	4.1	4.1	4.1	4.1	4.1	4.1	4.1

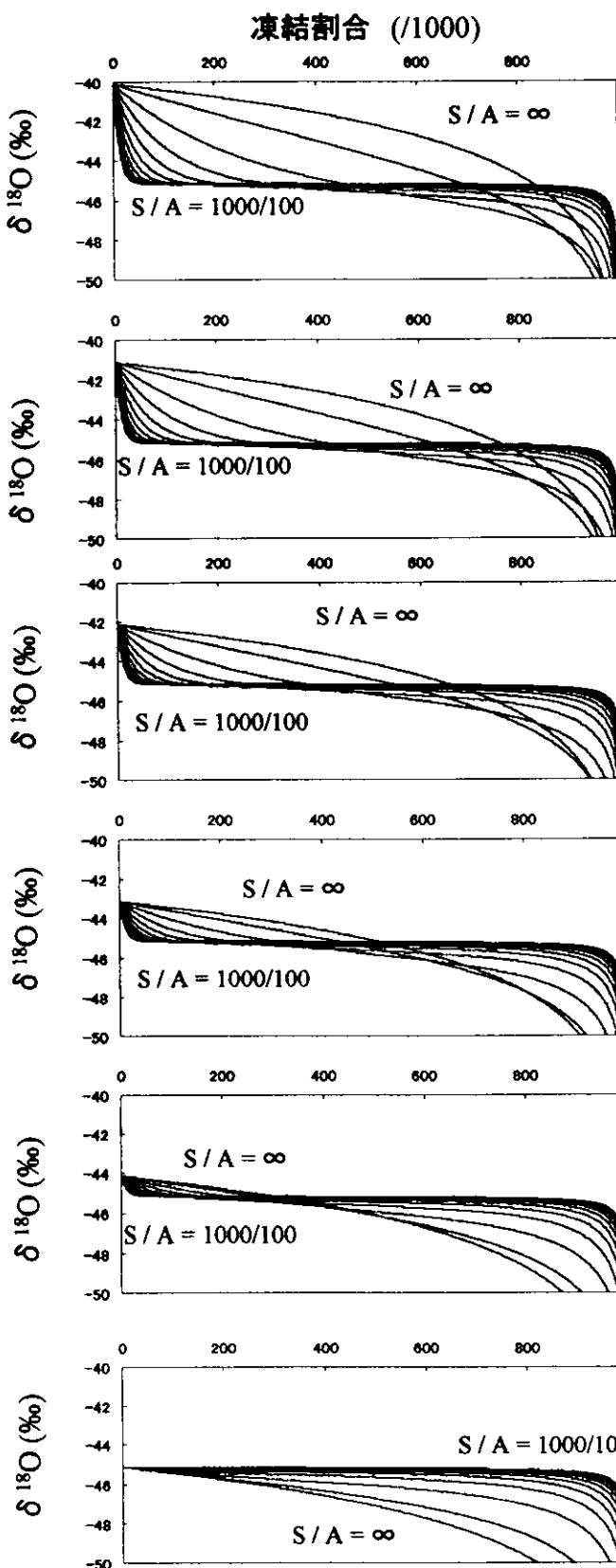


図5-3 b: 凍結同位体分別シミュレーション結果 (左図) と各S/Aに対応する  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  の傾き (右表)。横軸は凍結割合 (/1000)、縦軸は  $\delta^{18}\text{O}$  値 (‰) を示す (左図)。b: 初期水の同位体値を変化させたときの同位体分別曲線の変化

流入水同位体値 の違いによる同位体分別曲線の変化
計算に用いた条件

初期水同位体値 ( $\delta^{18}\text{O} = -45\text{‰}$ ,  $\delta\text{D} = -360\text{‰}$ )
凍結速度(V) = 1.0 m/h

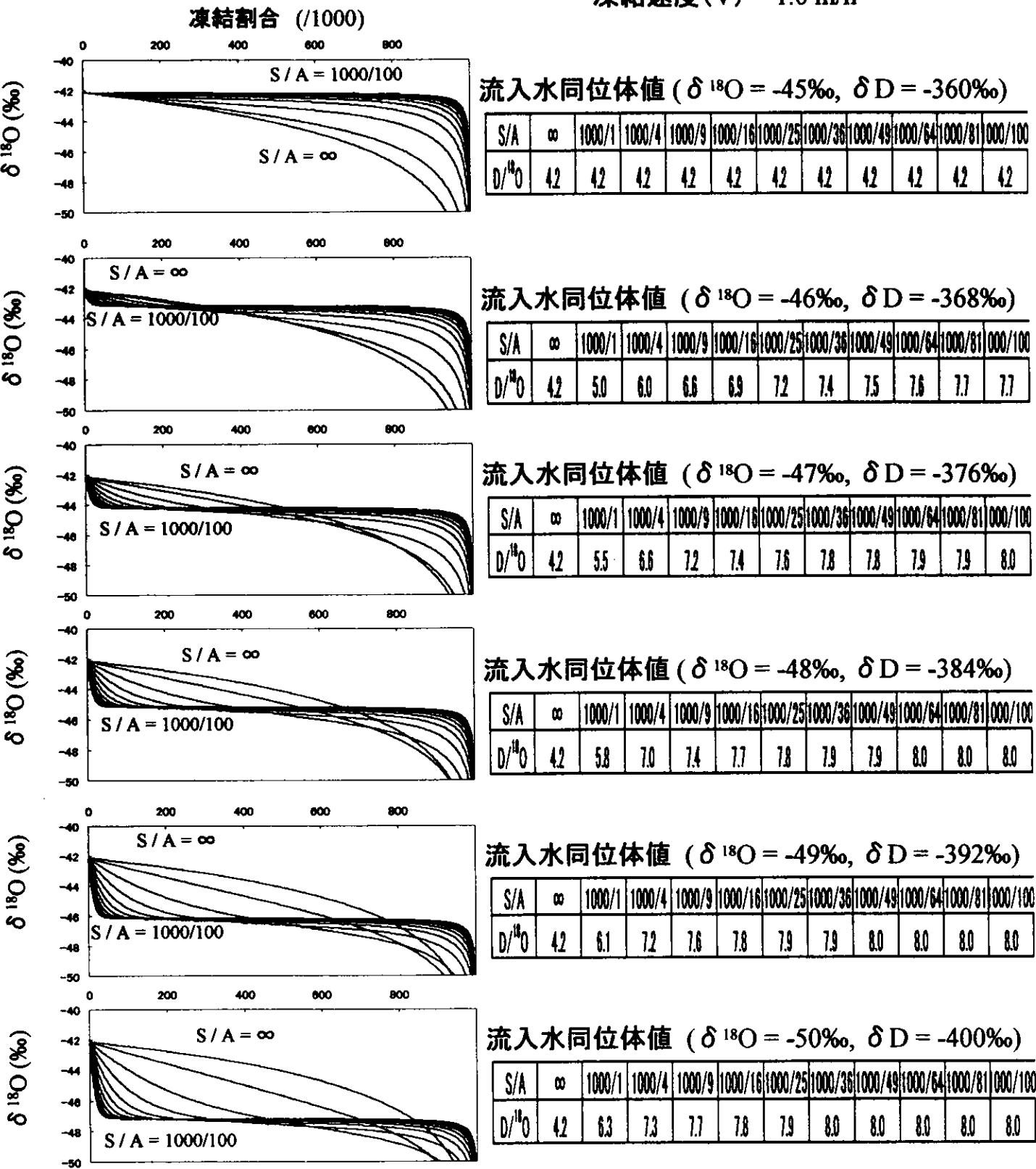


図5-③ c: 凍結同位体分別シミュレーション結果 (左図) と各S/Aに対応する  $\delta^{18}\text{O}$  と  $\delta\text{D}$  の傾き (右表)。横軸は凍結割合 (/1000)、縦軸は  $\delta^{18}\text{O}$  値 (‰) を示す (左図)。c: 流入水の同位体値を変化させたときの同位体分別曲線の変化。

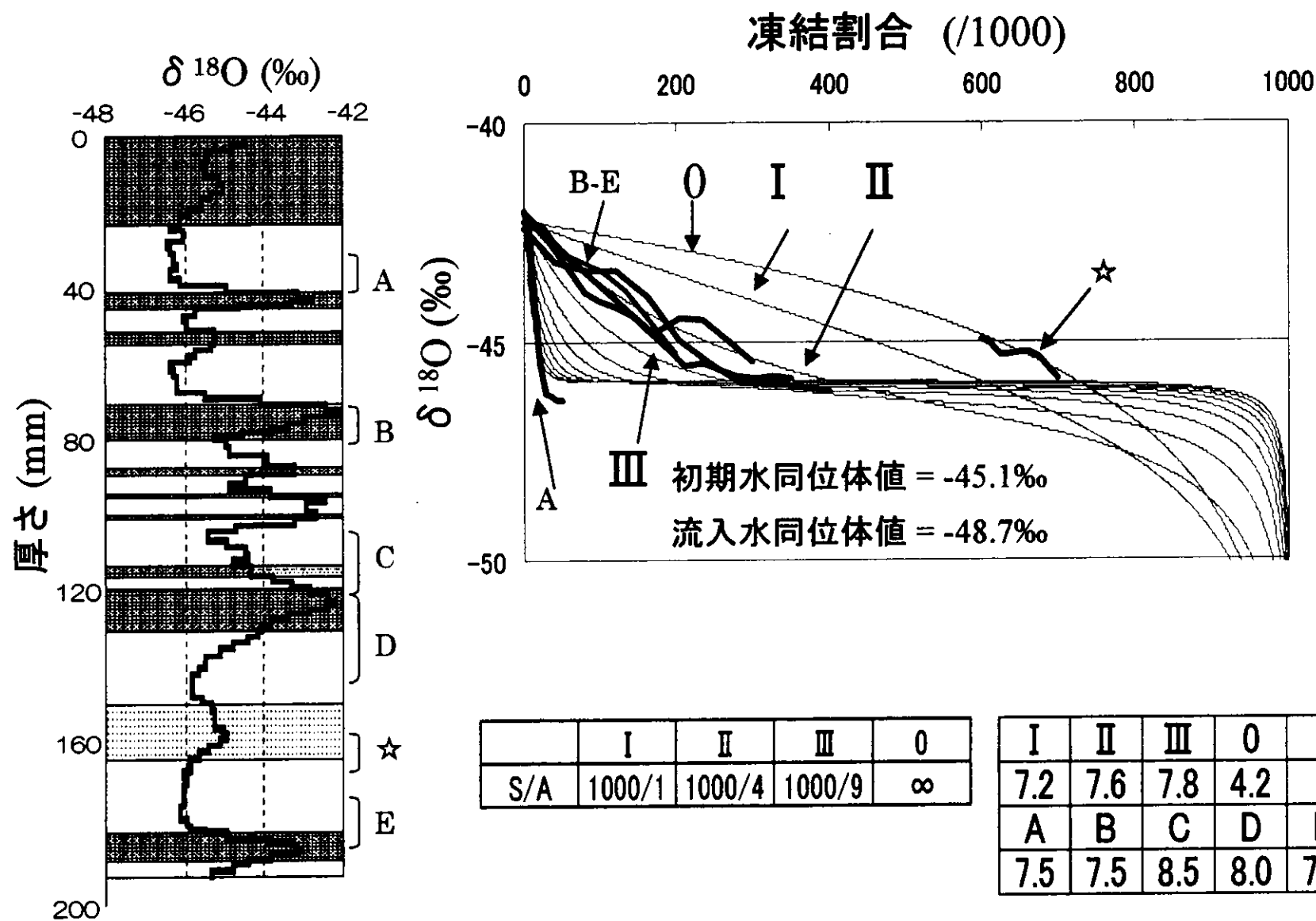
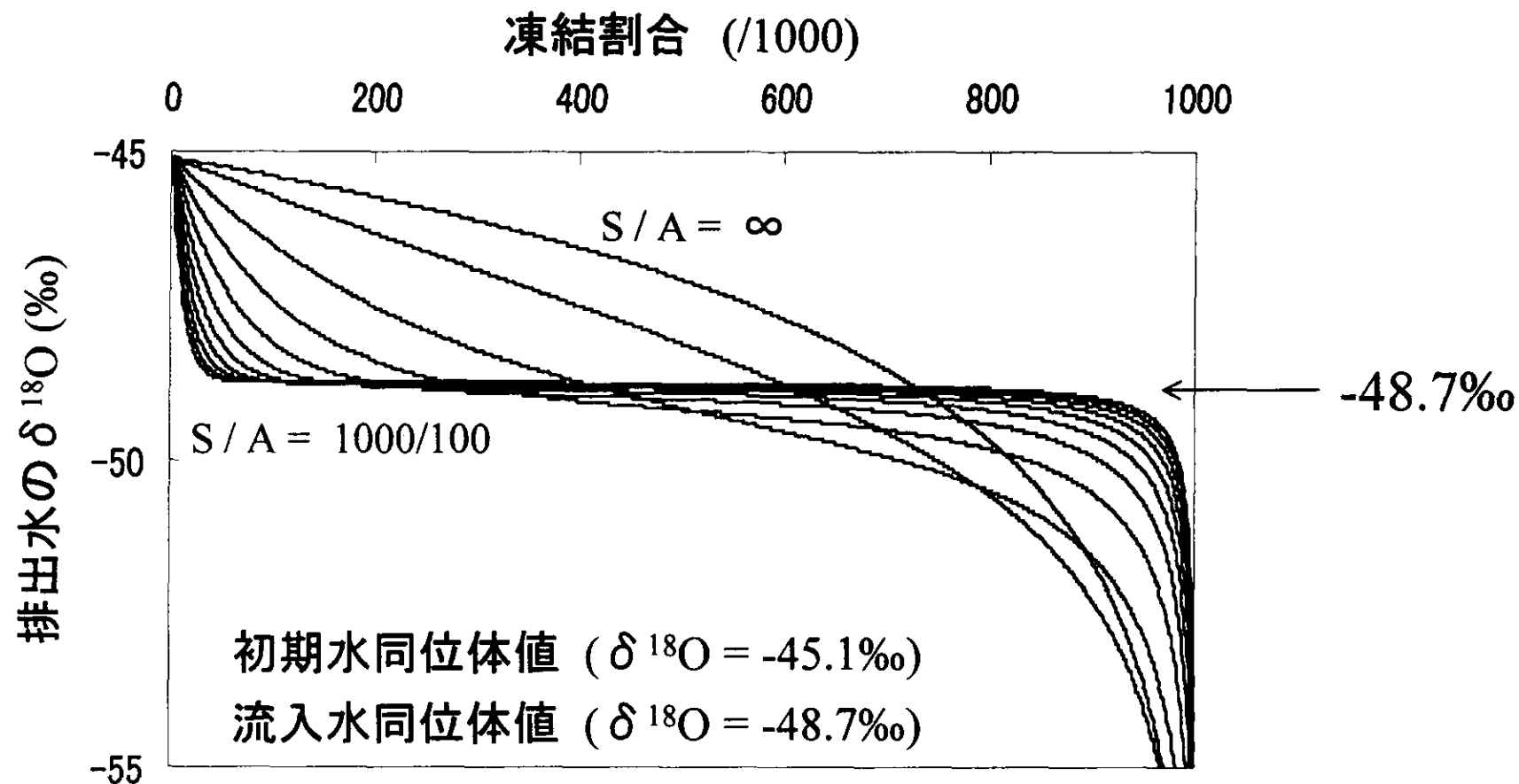


図5-④: ハムナ底面氷同位体プロファイル(左図: Basal ice-E)と凍結同位体分別シミュレーションの比較(右上図)。右上図中の細線はシミュレーション結果、太線(A~E, ☆)は左図の層構造の各同位体減少曲線。下表左はシミュレーション結果I~IIIおよび0のS/A比。下表右はシミュレーション結果や各同位体減少曲線の $\delta D$ と $\delta^{18}\text{O}$ 値の傾き。



S/A	$\infty$	1000/1	1000/4	1000/9	1000/16	1000/25	1000/36	1000/49	1000/64	1000/81	1000/100
平均値(‰)	-47.9	-48.7	-49.2	-49.2	-49.1	-49.0	-48.9	-48.9	-48.9	-48.8	-48.8

図5-⑤： 同位体分別シミュレーションによる排水の安定同位体比(上図)。横軸は凍結割合 (/1000)、縦軸は排水の  $\delta^{18}\text{O}$  値 (‰) を示す。下表は各S/Aに対応する排水の平均  $\delta^{18}\text{O}$  値。

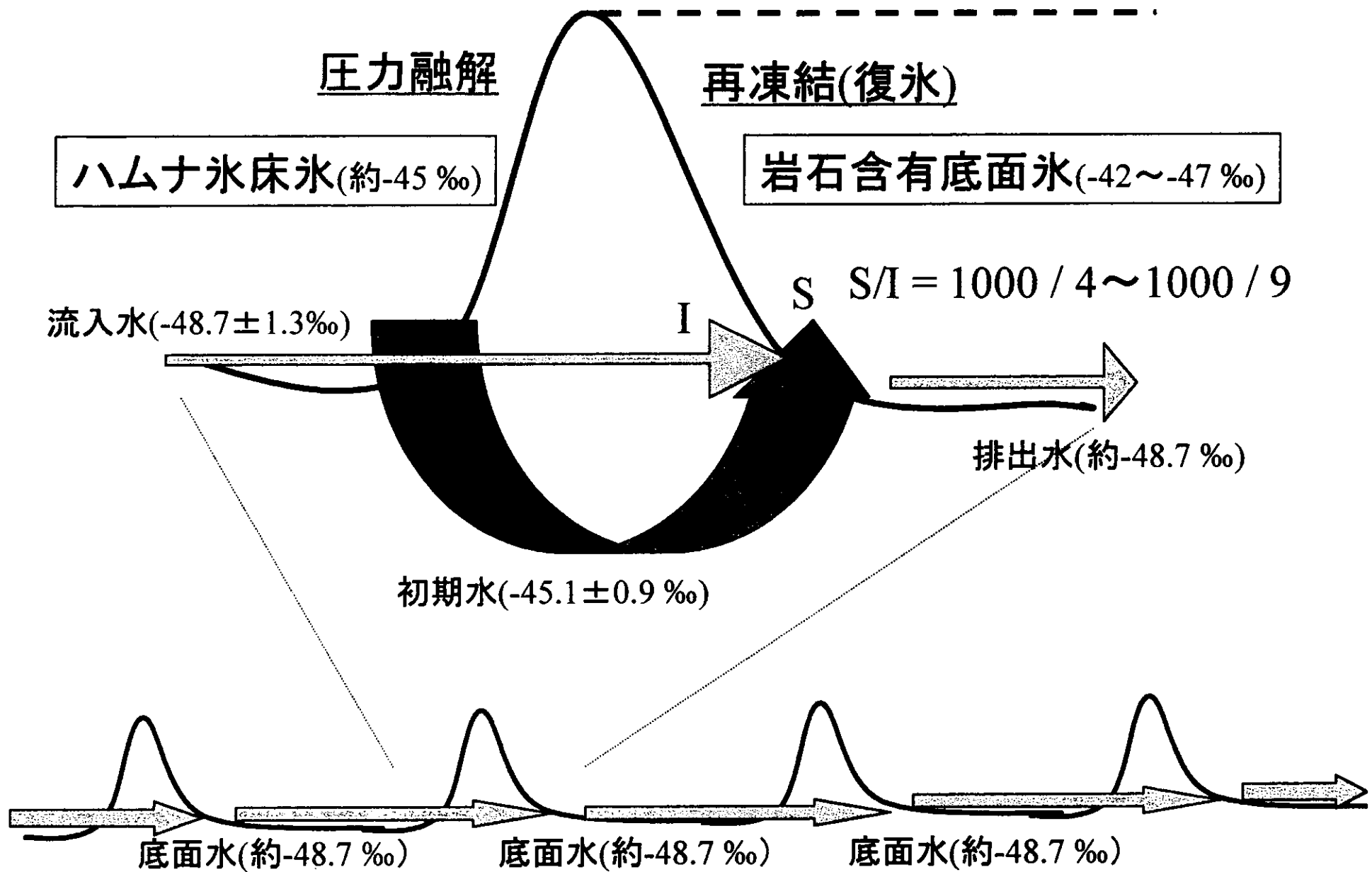
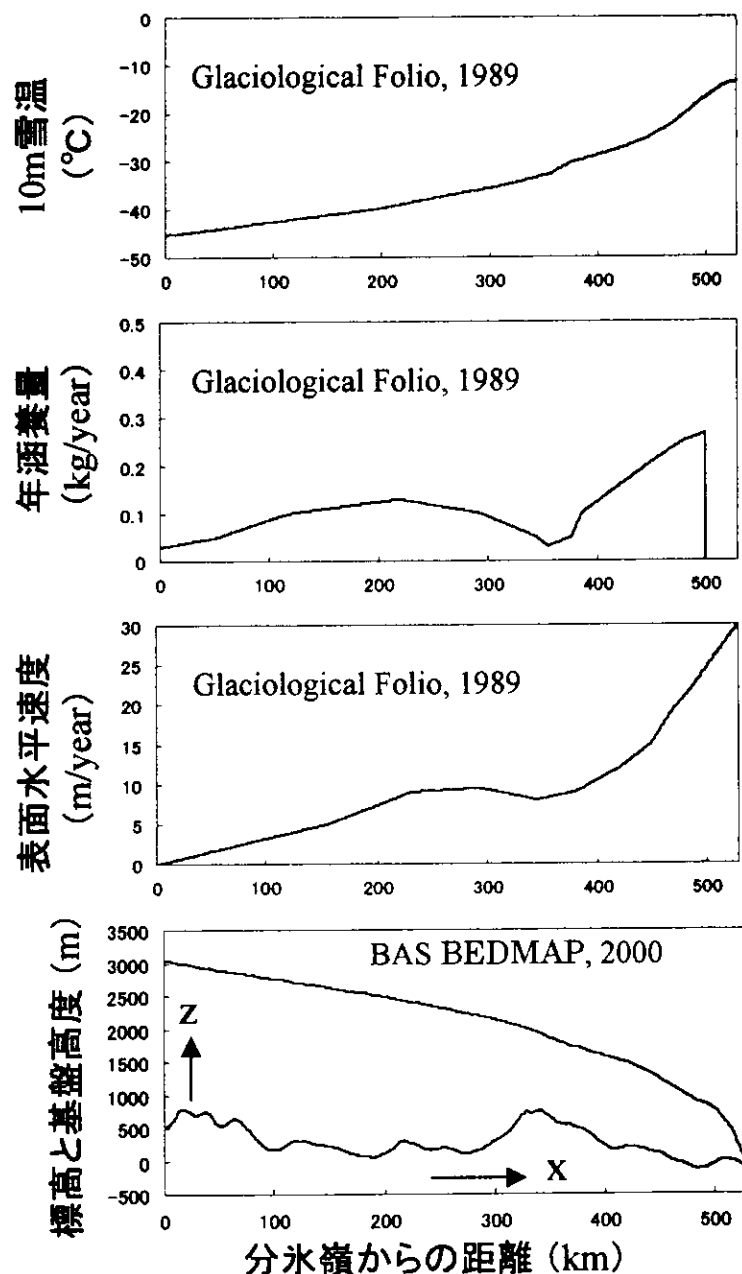
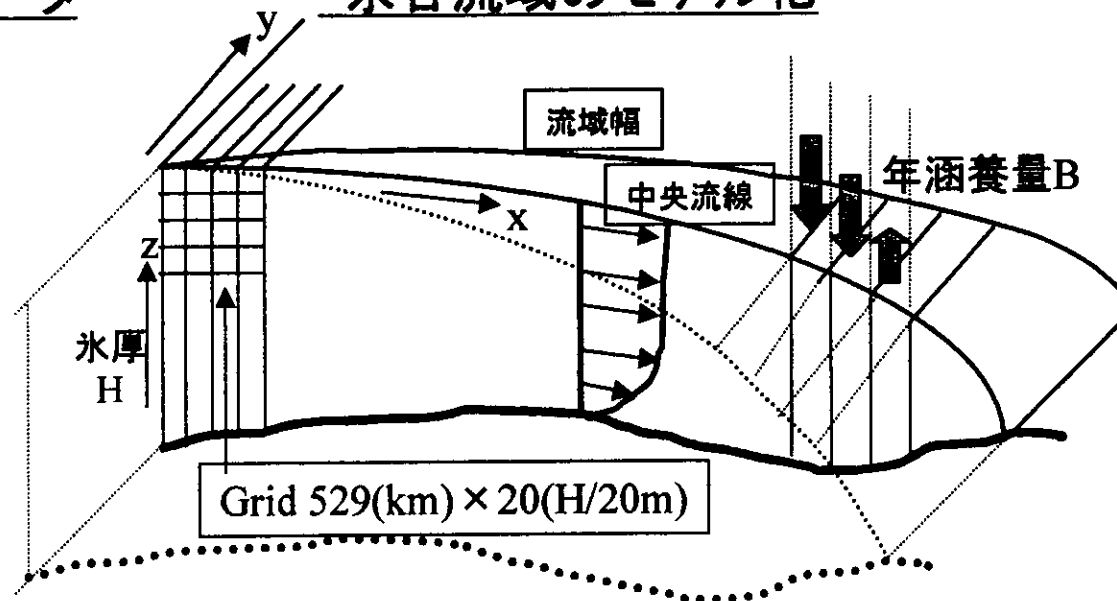


図5-⑥： 宗谷流域基盤における復氷形成の想像図と形成に関与する氷や水の酸素同位体値。

## ・氷幅(y軸)を平均化した物理データ



## ・宗谷流域のモデル化



## ・シミュレーションに用いた運動方程式

(高橋・中尾, 1984)

表面鉛直速度(w)

$$W = U \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{B}{\rho}$$

U: 表面水平速度  
B: 年涵養量  
n=3(flow parameter)  
H: 氷厚

ある深さ(Z)の水平(u(z))・鉛直速度(w(z))

$$u(z) = U \left\{ 1 - \left( 1 - \frac{z}{H} \right)^{n+1} \right\}$$

$$w(z) = W \frac{n+1}{n+2} \left[ \frac{z}{H} - \frac{1}{n+2} \left\{ 1 - \left( 1 - \frac{z}{H} \right)^{n+2} \right\} \right] + \left( 1 - \frac{z}{H} \right) \frac{\partial H}{\partial x}$$

図6-①: 宗谷流域流動場シミュレーションの概要。

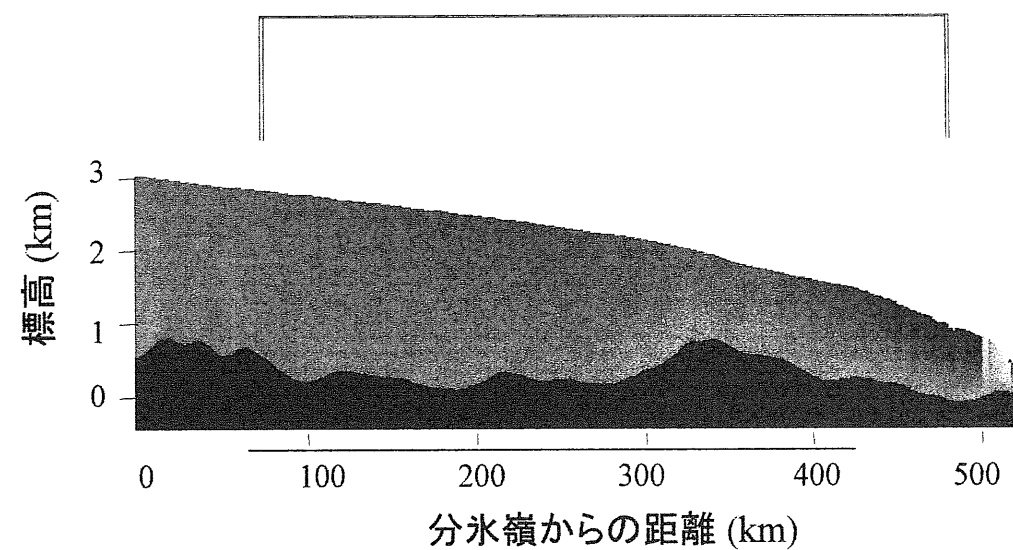
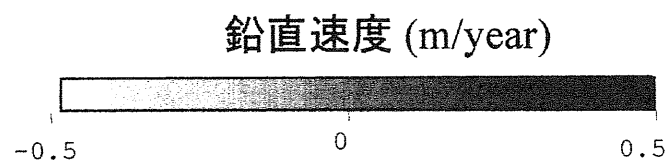
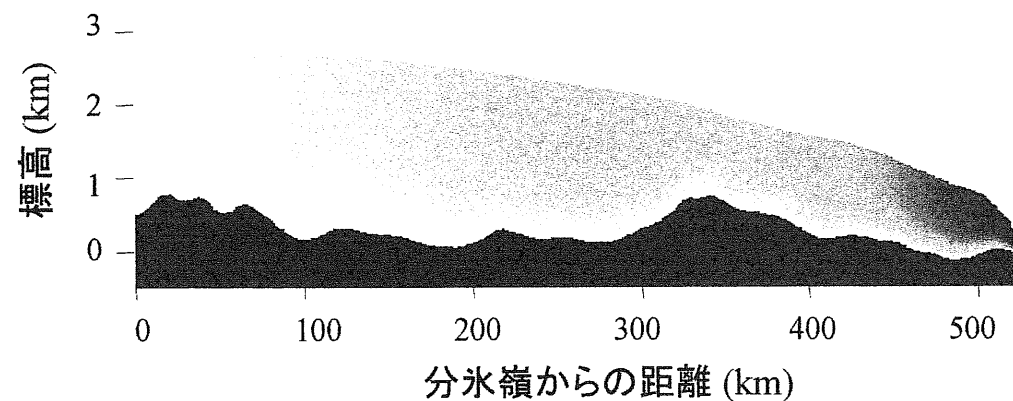
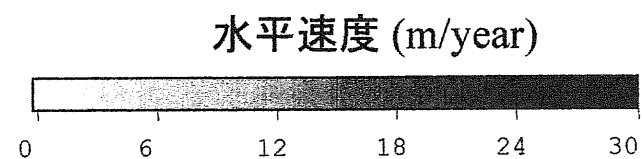


図6-②: 基準値を用いたときの水平・鉛直速度分布。横軸に分水嶺からの距離(km)、縦軸に標高(km)を示す。



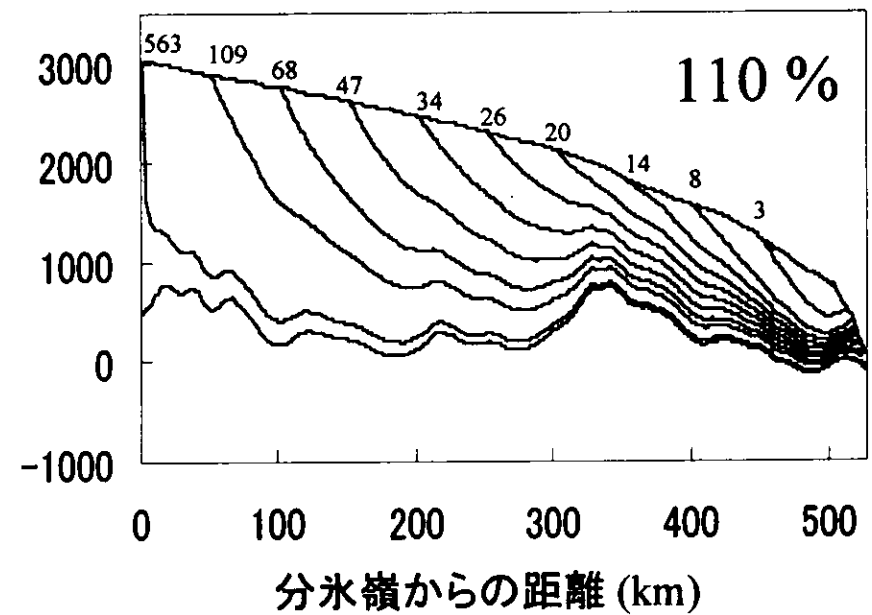
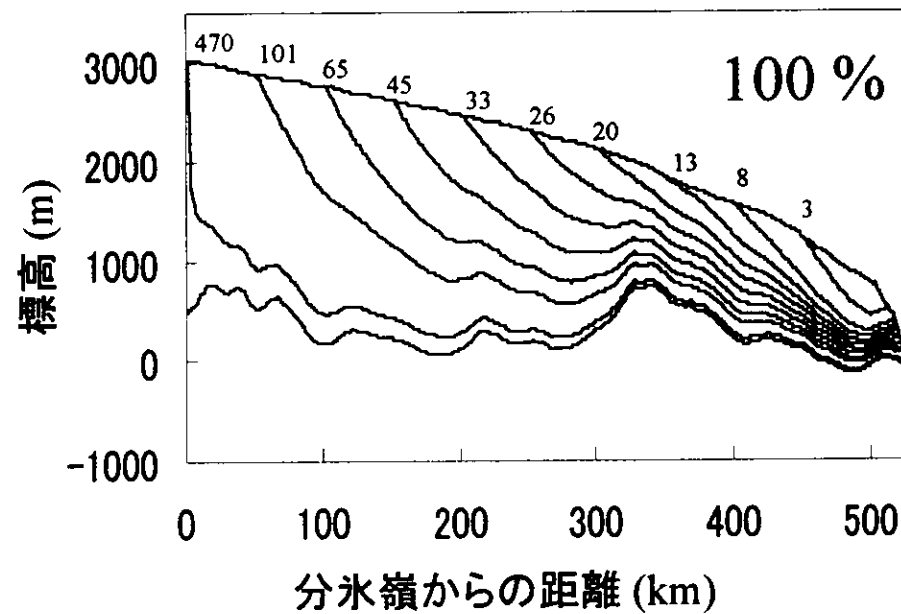
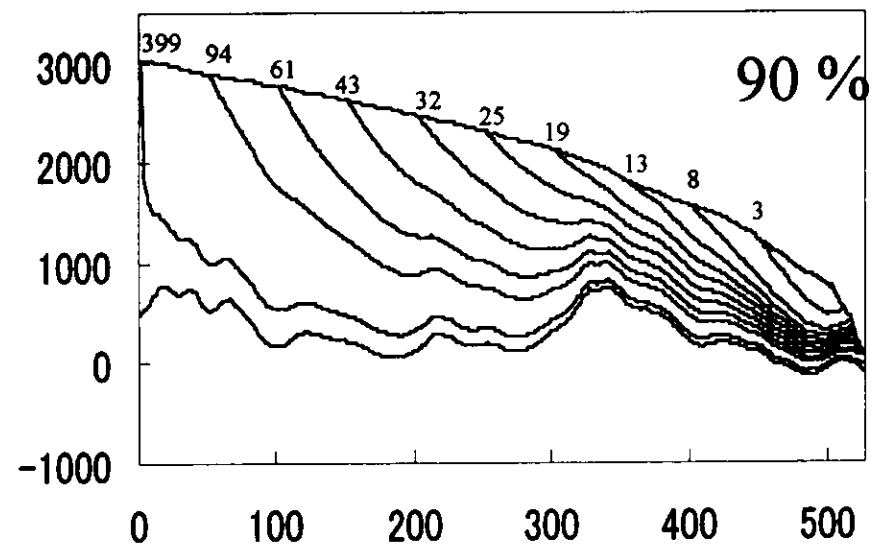
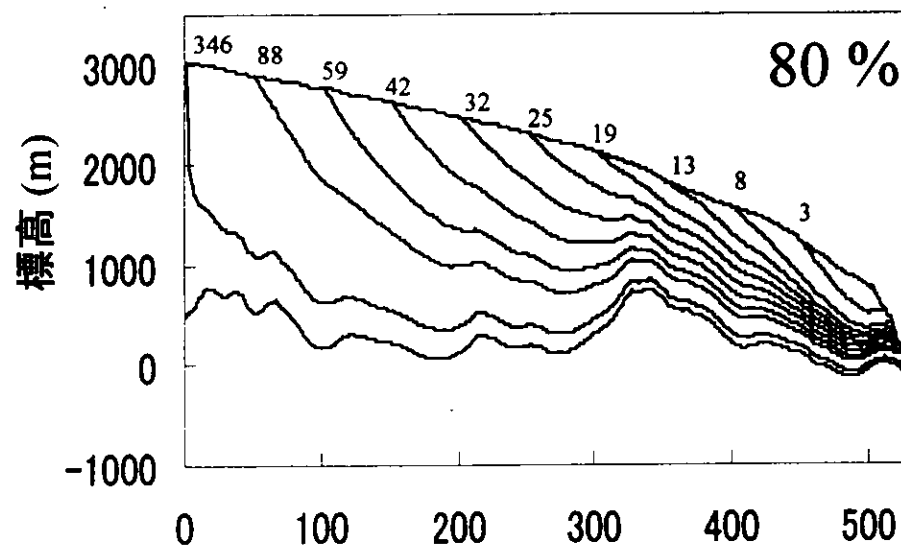


図6-③ a: 流線のシミュレーション結果。横軸に分氷嶺からの距離、縦軸に標高を示す。図中の数字は末端到達時間 (k year)。  
図中の%は基準値に対する値。a: 涵養量の違いによる変化。

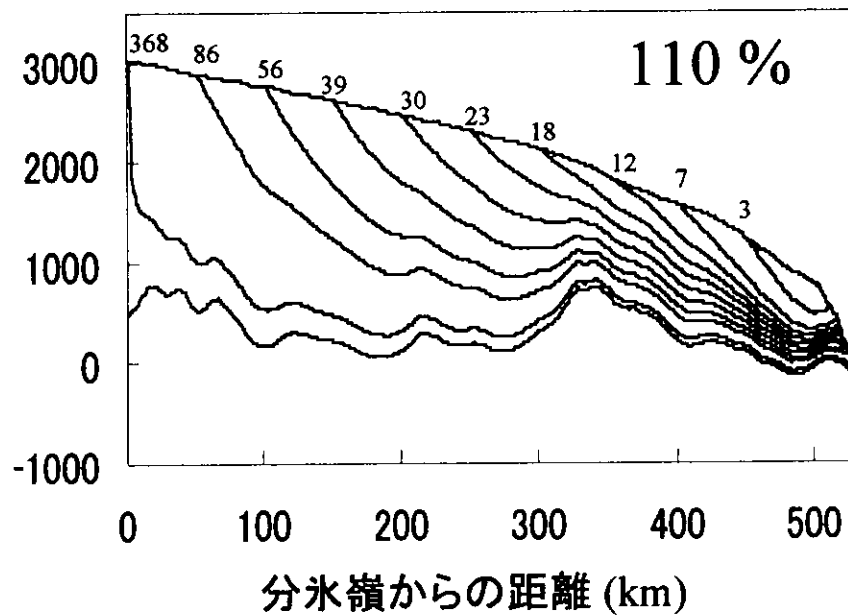
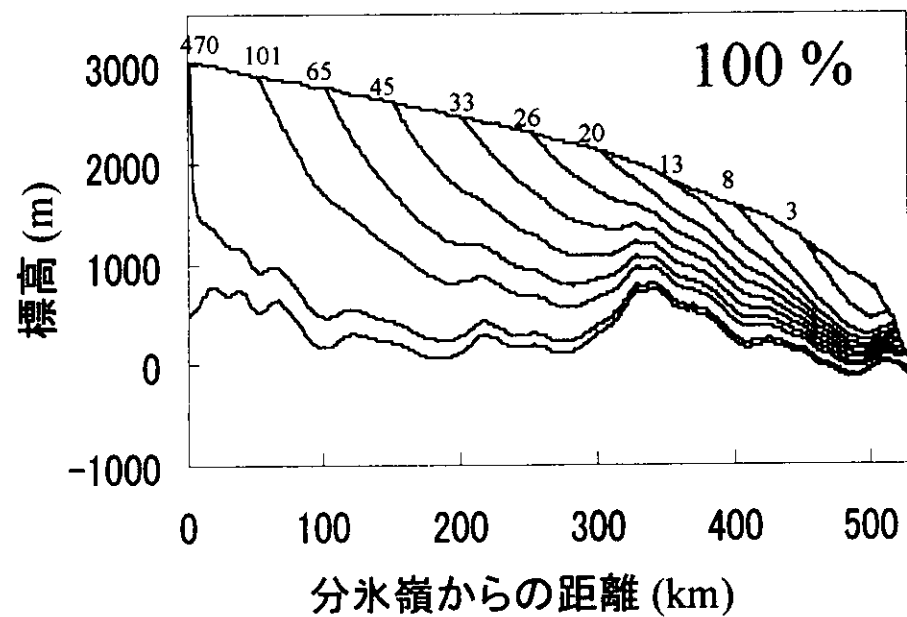
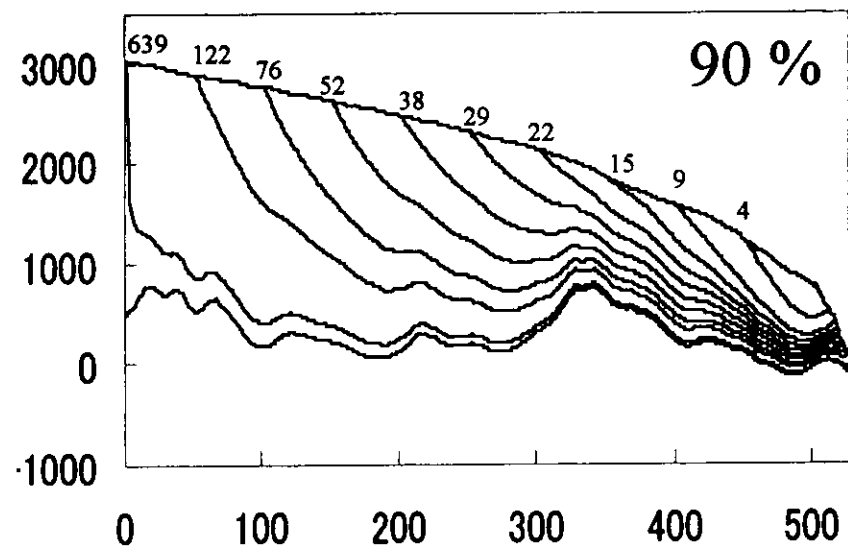
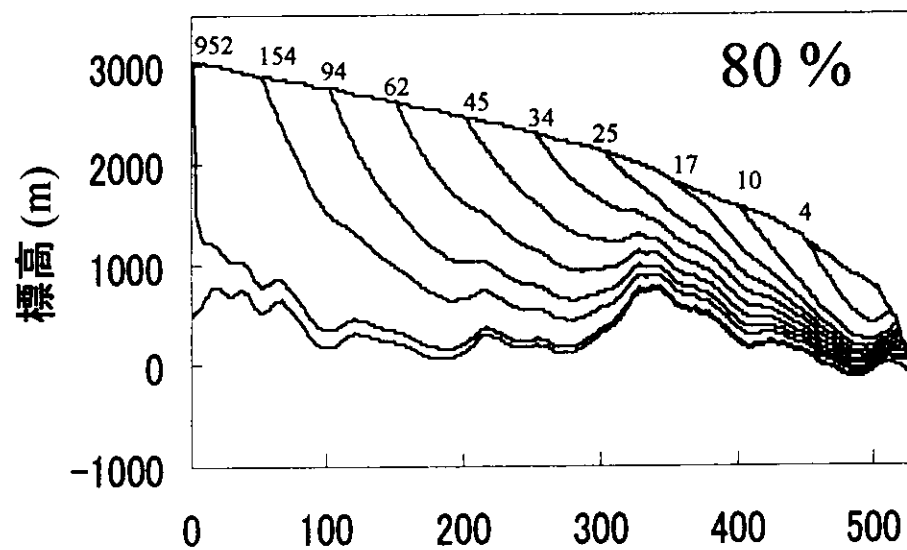


図6-③ b: 流線のシミュレーション結果。横軸に分水嶺からの距離、縦軸に標高を示す。図中の数字は末端到達時間 (k year)。図中の%は基準値に対する値。b: 表面水平流速の違いによる変化。

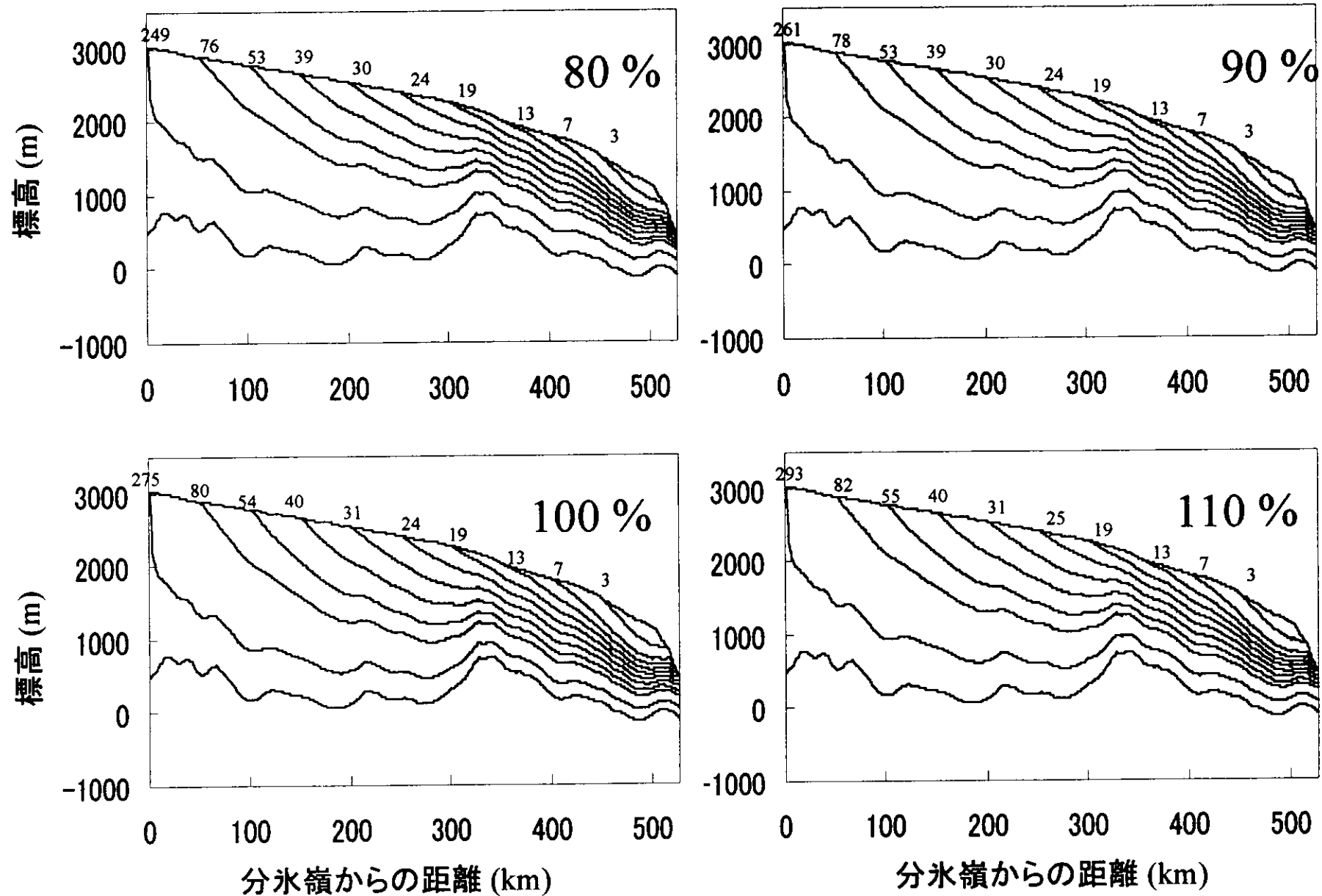


図6-④ a: 氷期を想定した流線のシミュレーション結果。横軸に分水嶺からの距離、縦軸に標高を示す。図中の数字は末端到達時間 (k year)。図中の%は基準値に対する値。a: 涵養量の違いによる変化。

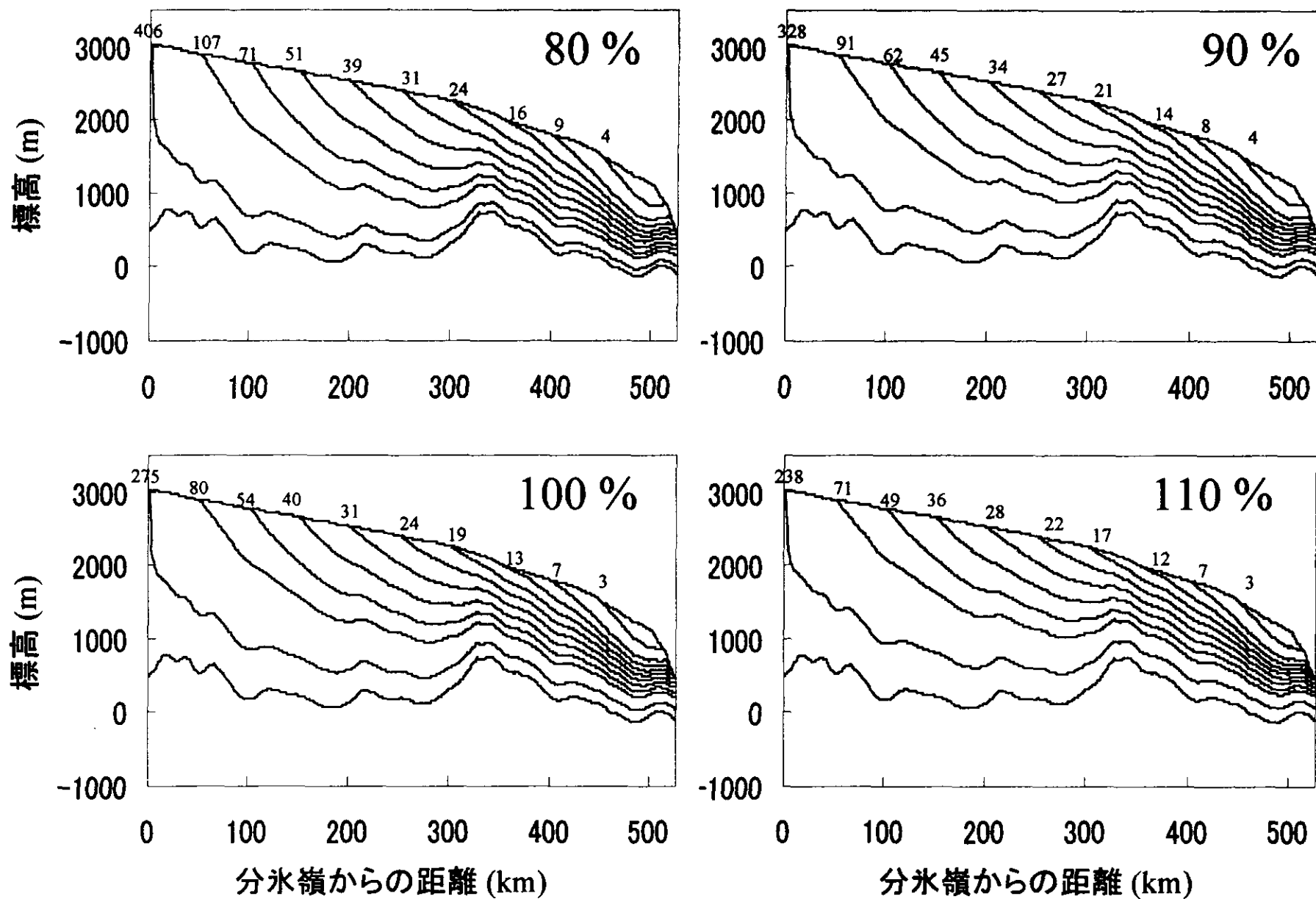


図6-④ b:氷期を想定した流線のシミュレーション結果。横軸に分水嶺からの距離、縦軸に標高を示す。図中の数字は末端到達時間 (k year) 。図中の%は基準値に対する値。b:表面水平流速の違いによる変化。

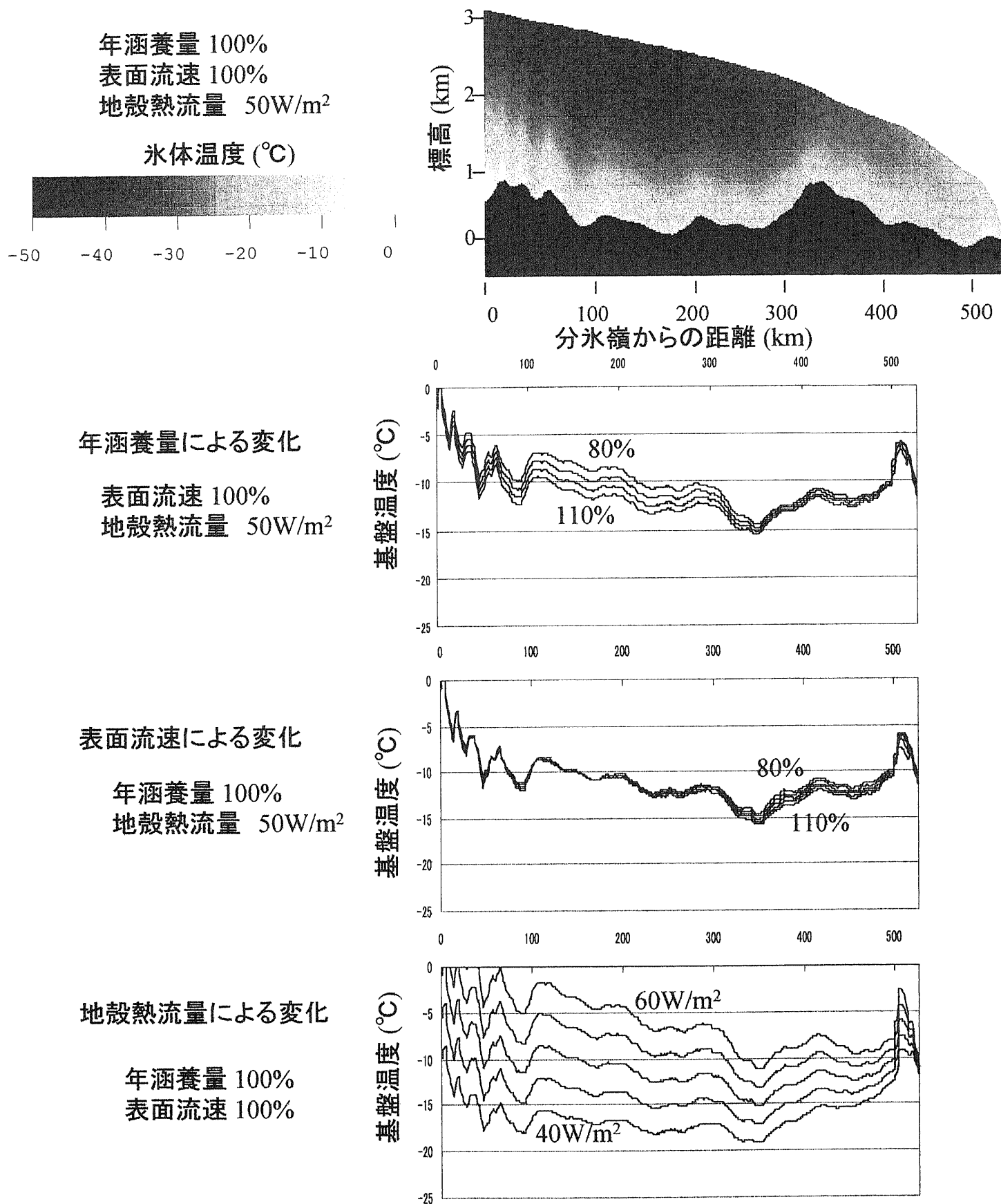
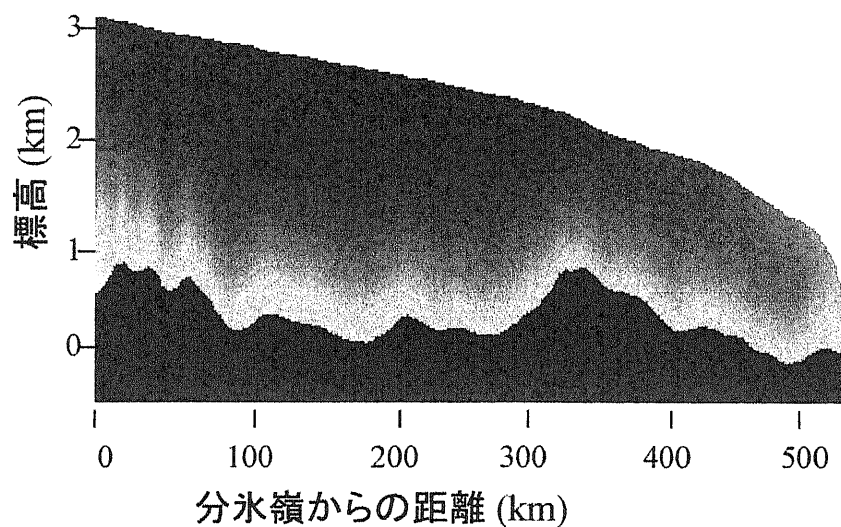
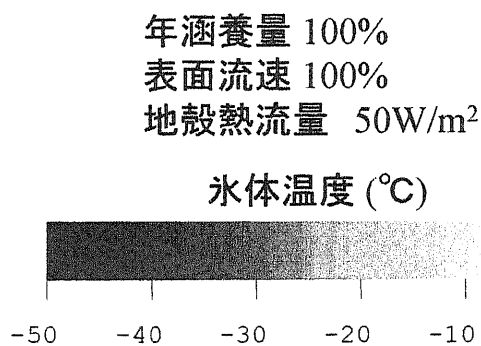
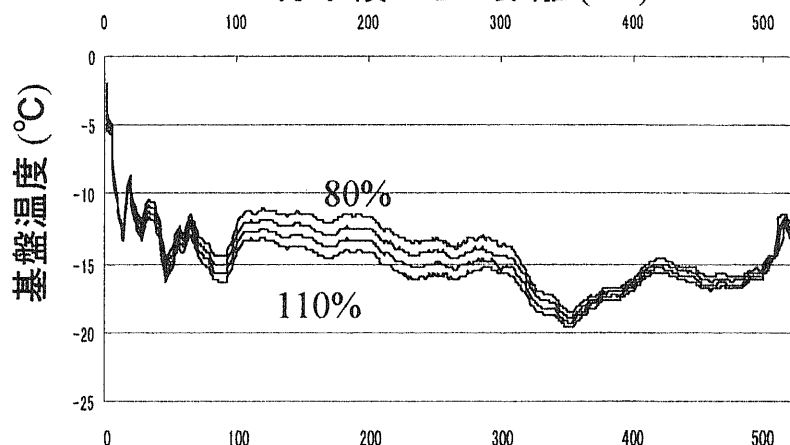


図6-⑤: 基盤温度のシミュレーション結果。横軸は分水嶺からの距離。上図は基準値での氷体温度を示す。下3図はさまざまな値を用いた基盤温度のシミュレーション結果。年涵養量(上)・表面水平流速(中)・地殻熱流量(下)を変化させた場合。



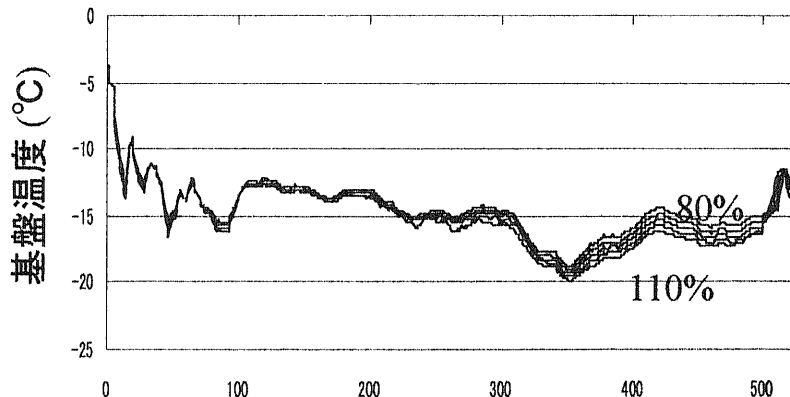
#### 年涵養量による変化

表面流速 100%  
地殻熱流量  $50\text{W/m}^2$



#### 表面流速による変化

年涵養量 100%  
地殻熱流量  $50\text{W/m}^2$



#### 地殻熱流量による変化

年涵養量 100%  
表面流速 100%

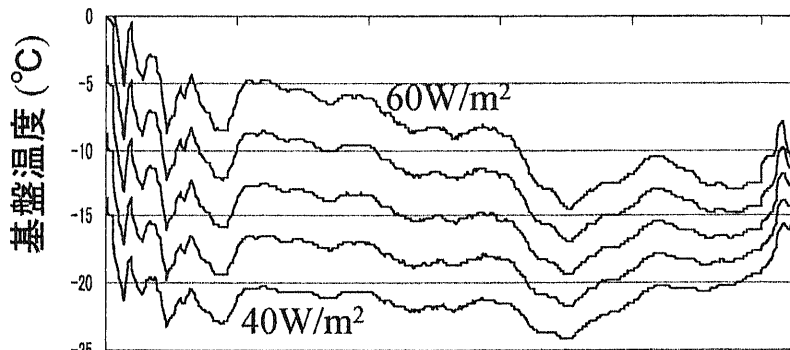
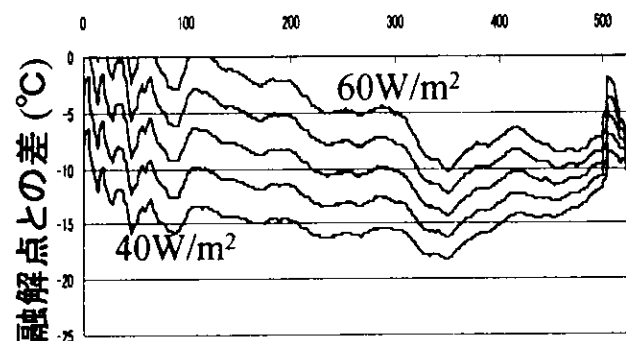
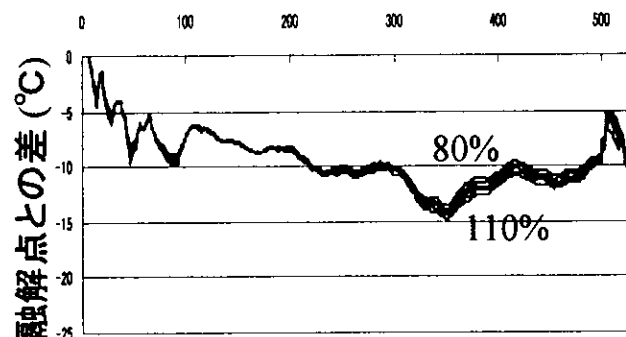
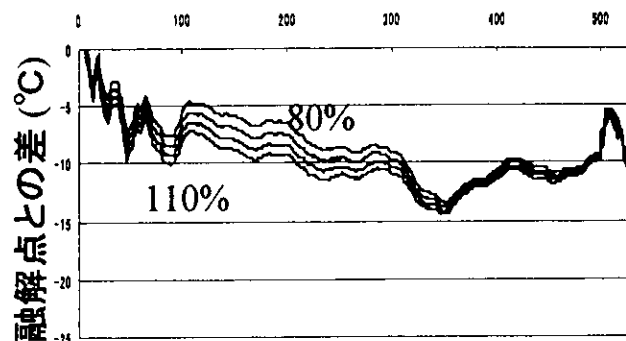


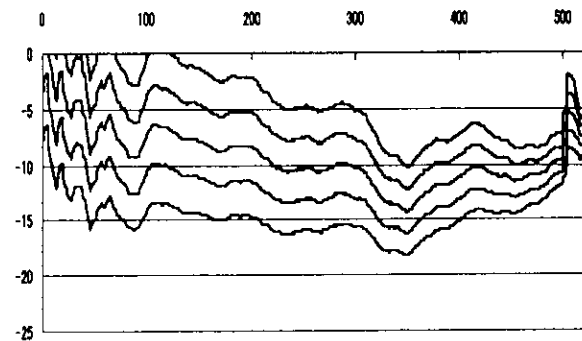
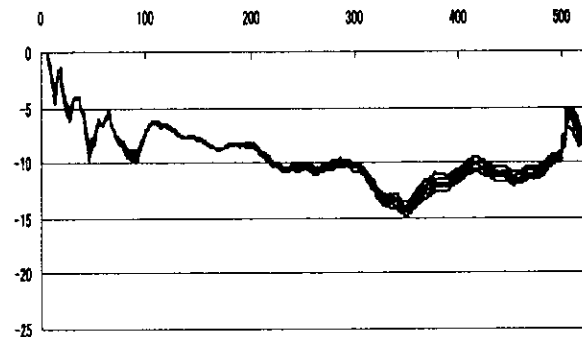
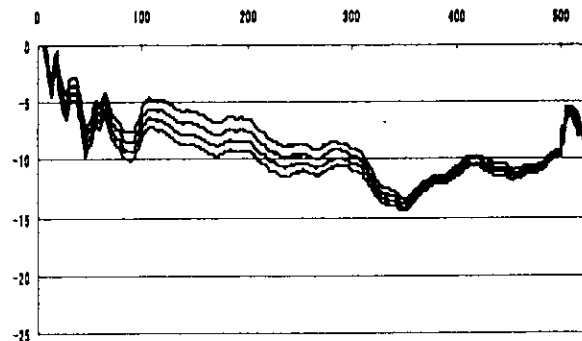
図6-⑥: 氷期を想定した基盤温度のシミュレーション結果。横軸は分水嶺からの距離。上図は基準値での氷体温度を示す。下3図はさまざまな値を用いた基盤温度のシミュレーション結果。年涵養量(上)・表面水平流速(中)・地殻熱流量(下)を変化させた場合。

年涵養量による変化  
表面流速による変化  
地殻熱流量による変化

圧力効果  
分氷嶺からの距離 (km)



圧力+不純物効果  
分氷嶺からの距離 (km)



圧力+不純物+復氷効果  
分氷嶺からの距離 (km)

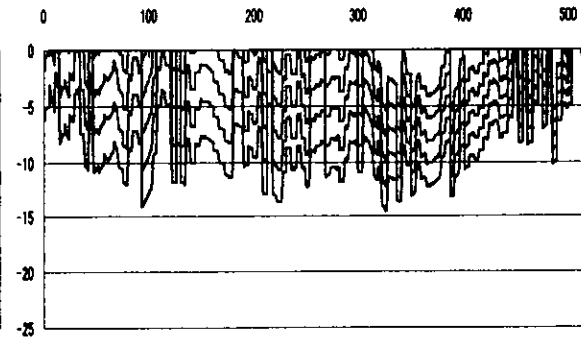
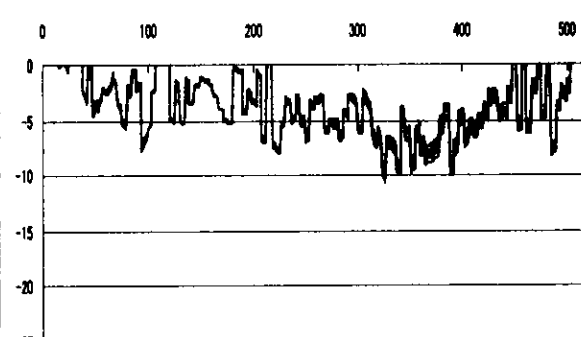
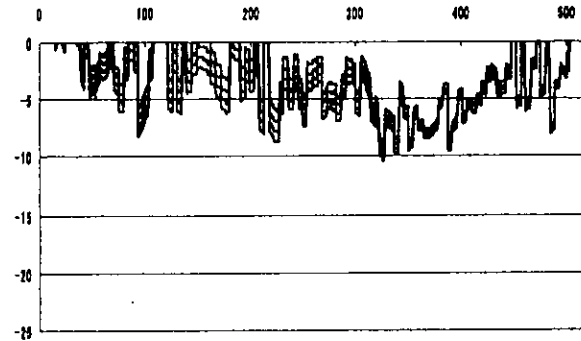
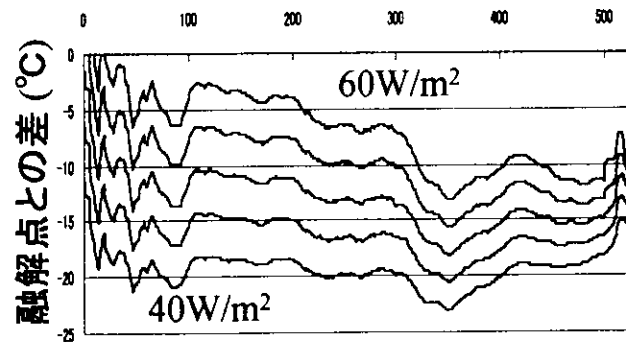
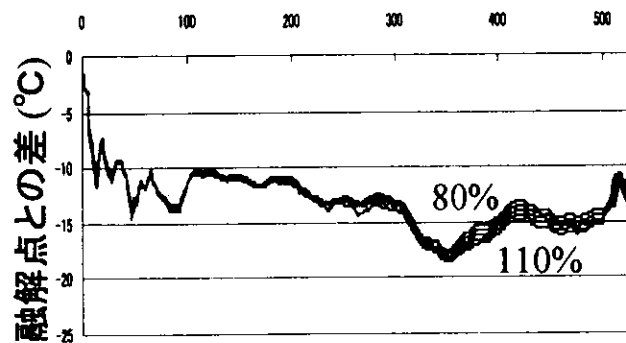
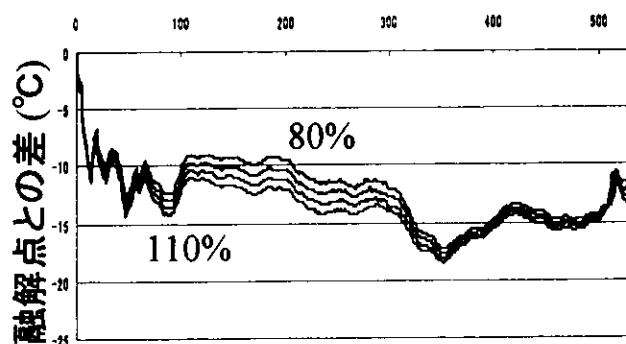


図6-⑦ a: 各融解点降下を考慮した基盤温度のシミュレーション結果。横軸は分氷嶺からの距離(km)、縦軸は融解点との差を示す(°C)。上図から、年涵養量、表面流速、地殻熱流量を変化させた場合。右図から圧力効果、圧力+不純物効果、圧力+不純物+復氷効果(粗度0.01)とした場合。a: 現在

年涵養量による変化  
表面流速による変化  
地殻熱流量による変化

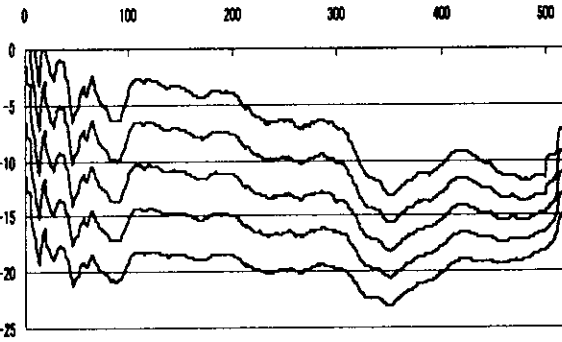
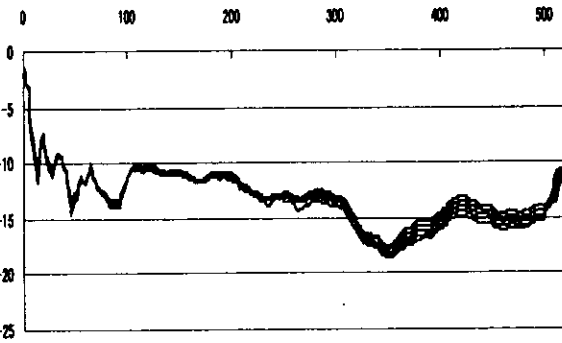
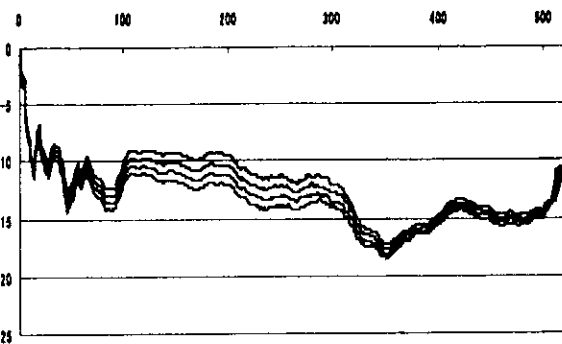
## 圧力効果

分氷嶺からの距離 (km)



## 圧力+不純物効果

分氷嶺からの距離 (km)



## 圧力+不純物+復氷効果

分氷嶺からの距離 (km)

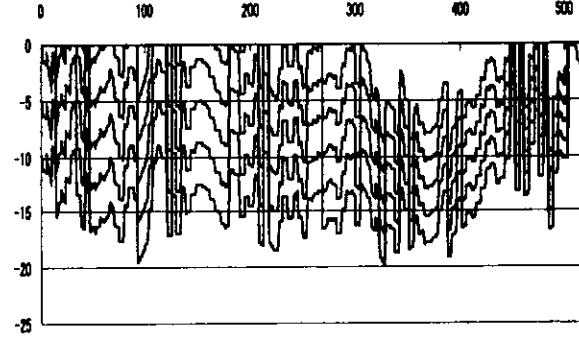
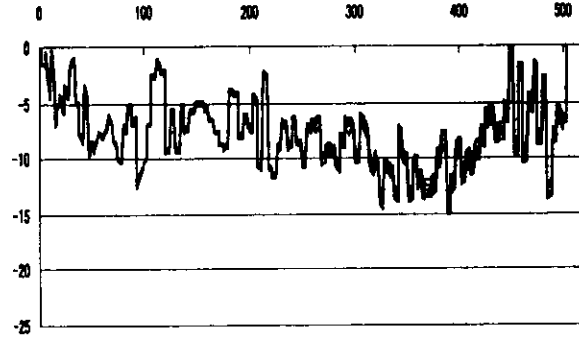
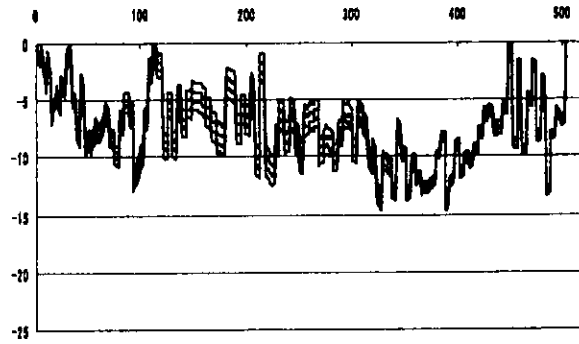


図6-⑦b: 各融解点降下を考慮した基盤温度のシミュレーション結果。横軸は分氷嶺からの距離(km)、縦軸は融解点との差を示す(°C)。上図から、年涵養量、表面流速、地殻熱流量を変化させた場合。右図から圧力効果、圧力+不純物効果、圧力+不純物+復氷効果(粗度0.01)とした場合。b: 氷期



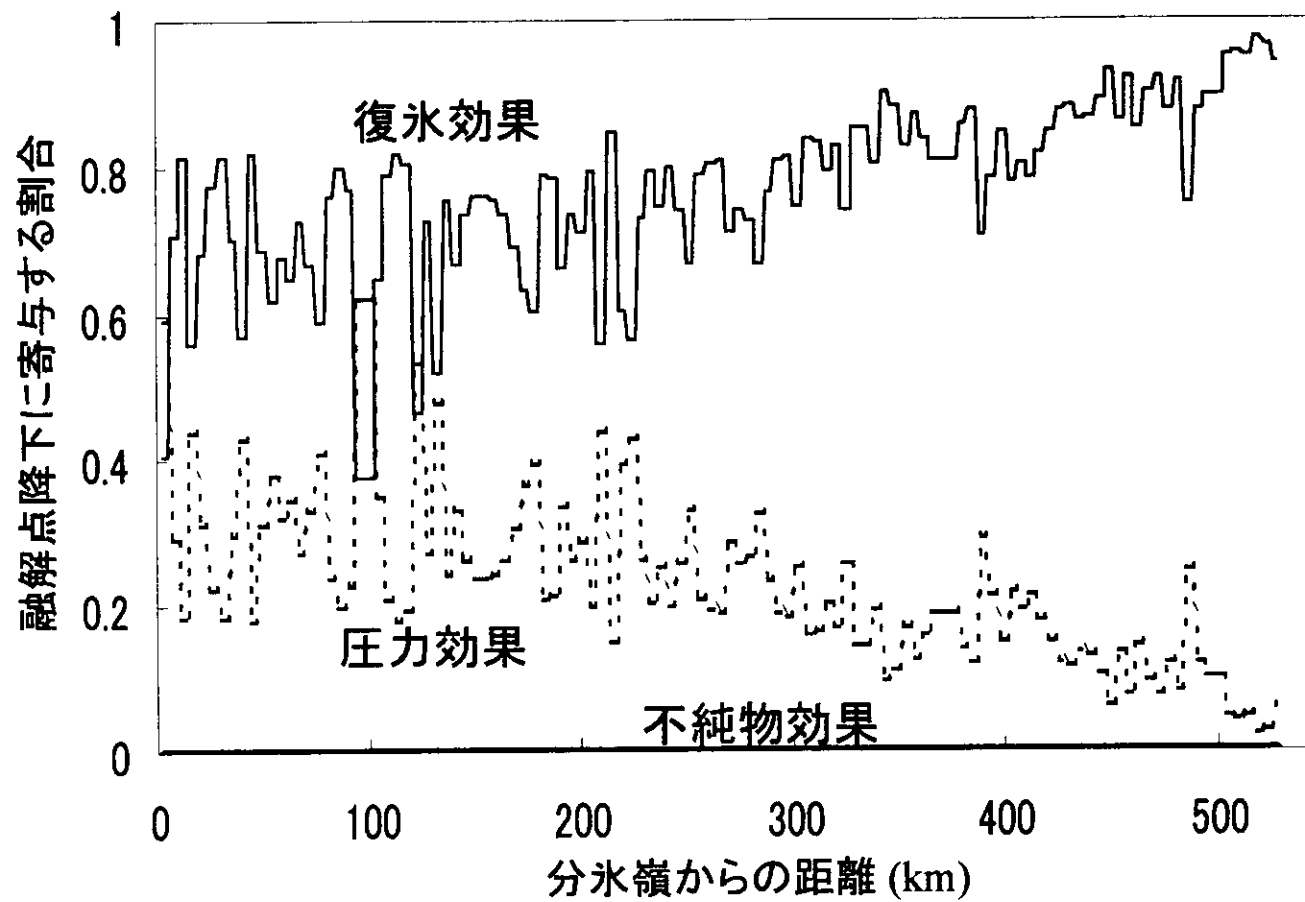


図6-⑧： 各効果の融解点降下への寄与率。横軸は分水嶺からの距離を示し、縦軸は融解点降下全体に寄与した各要素の割合を示す。実線は復氷効果・点線は圧力効果・太線（割合がほぼ0の線）は不純物効果を示す。

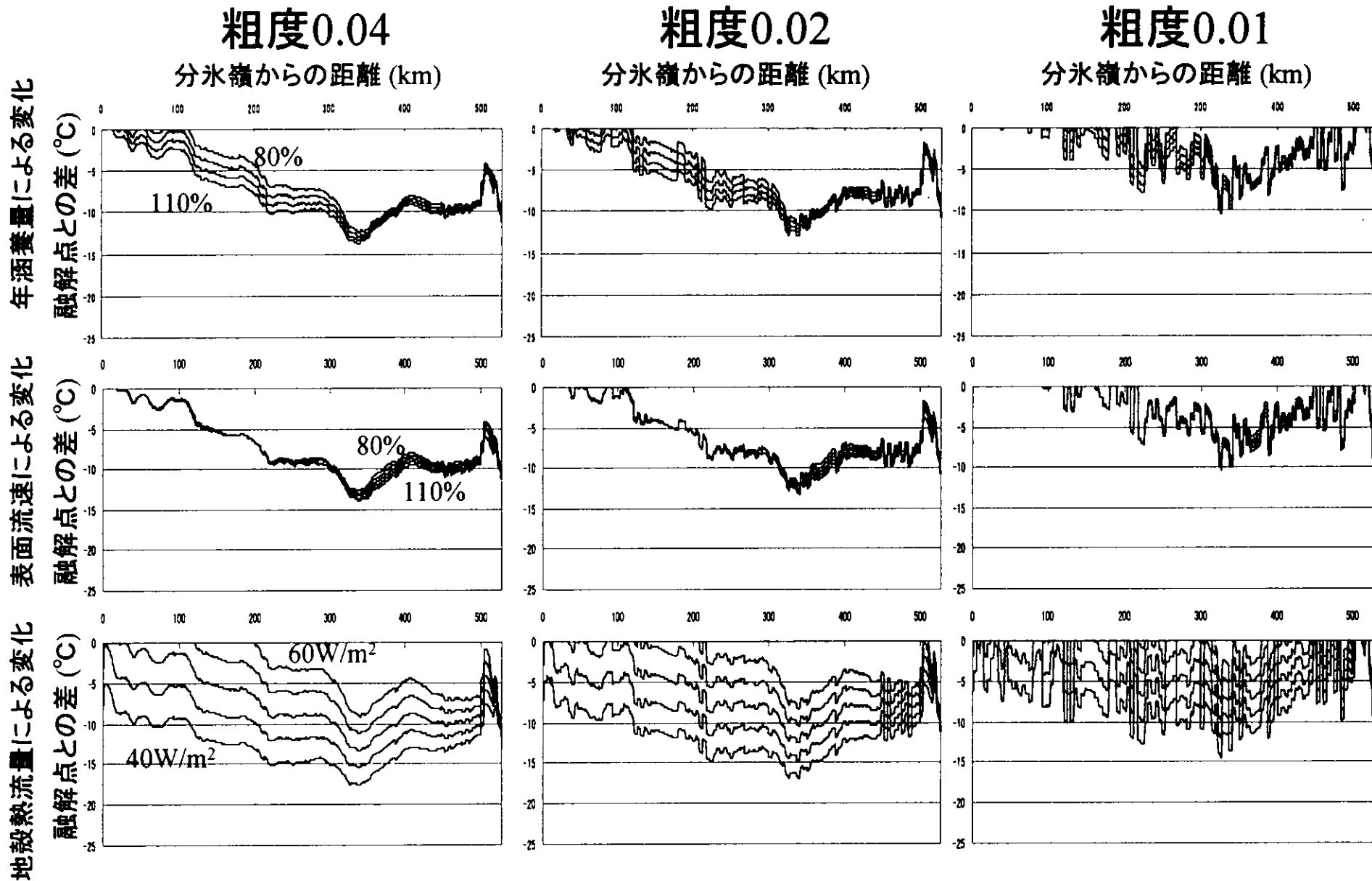
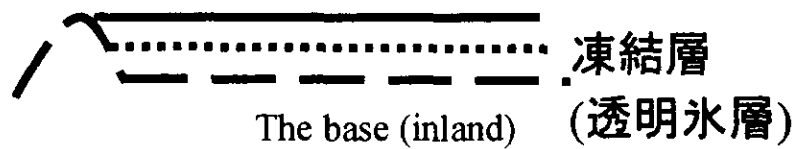
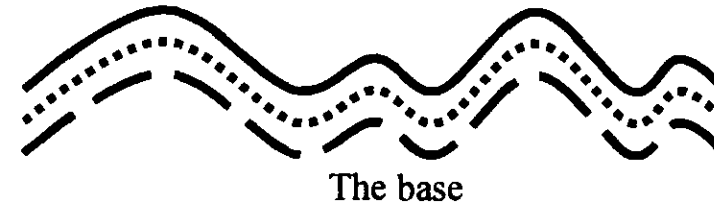


図6-⑨： 粗度の変化による基盤温度のシミュレーション結果。横軸は分氷嶺からの距離(km)、縦軸は融解点との差を示す(°C)。上図から、年涵養量・表面流速・地殻熱流量を変化させた場合。右図から圧力+不純物+復氷効果（粗度0.04）、圧力+不純物+復氷効果（粗度0.02）、圧力+不純物+復氷効果（粗度0.01）とした場合。

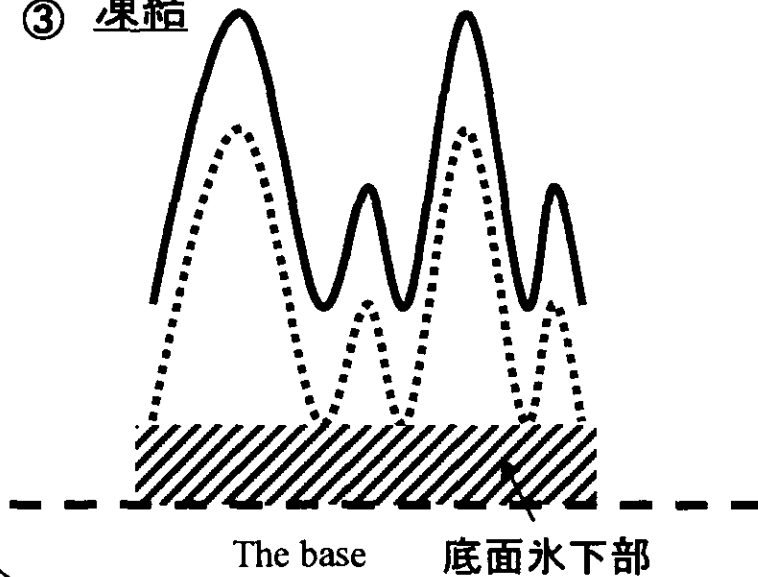
① 復氷  $10^{-3} \sim 10^{-2}$  m



② 塑性変形  $10^{-1} \sim 10^0$  m



③ 凍結  $10^{-1} \sim 10^0$  m



④ せん断  $10^0$  m

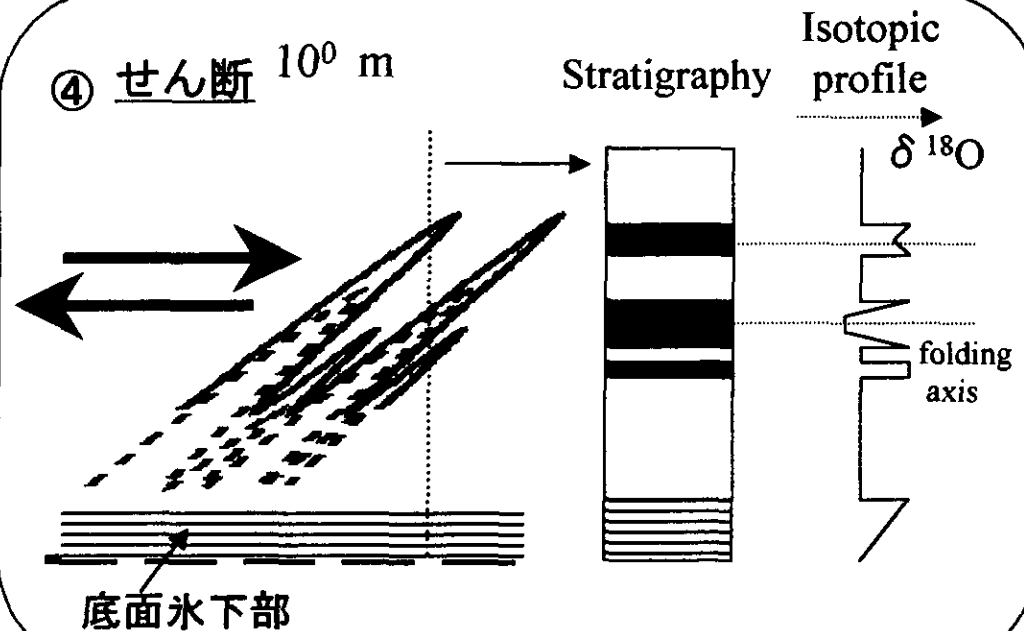


図7-①: ハムナ底面氷の履歴の想像図と形成する気泡層構造と同位体プロファイル。①:復氷形成後②:塑性変形作用後③:流入水の凍結後④:せん断作用後。白枠は気泡氷層、黒枠は透明氷層、斜線(③)、横線(④)枠は底面氷下部の透明氷を示す。