

スバルバル諸島亜極地型氷河における堆積環境示標
シグナルの特性に関する研究

五十嵐 誠

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7年度

(1995)

目次

第1章	はじめに	1
1.1	雪氷コア研究の重要性	1
1.2	スバルバル諸島における雪氷圏研究の意義	2
1.3	本研究の目的	5
第2章	観測方法	6
2.1	積雪観測と氷河コア掘削	6
2.1.1	ブレッガー(Brøggerfonna)氷河	6
2.1.2	オスゴルド(Åsgårdfonna)氷河	6
2.1.3	北東島(Vestfonna)氷河	7
2.2	降水サンプリング	8
2.3	エアロゾル、ガスサンプリング	9
2.4	降水および積雪試料採取に用いた容器、道具の洗浄	9
2.5	国内に持ち帰った試料の分析	10
第3章	分析結果	12
3.1	エアロゾル、ガス観測の結果	12
3.2	降水中の化学組成、電気伝導度、酸素同位体の観測結果	13
3.2.1	各降水採取期間中の気候の特徴	13
3.2.2	降水中の電気伝導度、化学組成、酸素同位体	14
3.3	積雪表層ピットと雪氷コアの層構造、電気伝導度、化学組成、酸素同位体の観測結果	15
3.3.1	ブレッガー氷河	16
3.3.1.1	1994年夏季掘削9.6m雪氷コアの各種鉛直プロファイル	16
3.3.1.2	1995年冬季積雪ピット	18
3.3.2	オスゴルド氷河	19
3.3.2.1	積雪表層ピット	19
3.3.2.2	雪氷コア1.52~10m深の各種鉛直プロファイル	21
3.3.2.3	雪氷コア0~49m深の各種鉛直プロファイル	23
3.3.3	北東島氷河	25

3.3.3.1 積雪表層ピット	25
3.3.3.2 雪氷コア0～15m深の各種鉛直プロファイル	26
第4章 考察	29
4.1 大気中および降水中の化学主成分の変動	29
4.1.1 大気中のエアロゾル、ガス成分に影響を与える気象要素	30
4.1.2 降水中の電気伝導度、pH、化学主成分濃度を決定する因子	32
4.1.2.1 1993/94年冬季と1994/95年冬季の降水中の電気伝導度、pH、化学主成分濃度	32
4.1.2.2 1994年夏季の降水中の電気伝導度、pH、化学主成分濃度	34
4.1.2.3 海洋が降水中の電気伝導度、pH、化学主成分濃度を与える影響	36
4.2 雪氷コア鉛直プロファイル解析	37
4.2.1 ブレグガー氷河雪氷層の堆積環境	37
4.2.2 オスゴルド氷河雪氷層の堆積環境	39
4.2.3 北東島氷河雪氷層の堆積環境	45
第5章 スバルバル諸島亜極地型氷河から得られる堆積環境示標シグナル	51
5.1 $\delta^{18}\text{O}$ が示す気候変動	51
5.2 融解再凍結を経て定着した示標があらわす、氷河堆積環境の地域特性	55
5.2.1 融解再凍結過程の地域特性	55
5.2.2 電気伝導度、pH、化学主成分濃度、 $\delta^{18}\text{O}$ の地域特性	56
5.3 スバルバル諸島亜極地型氷河の堆積環境モデル	58
5.3.1 スバルバル諸島亜極地型氷河の堆積環境の簡略化	58
5.3.2 融解再凍結の生じる氷河の堆積環境モデル	66
5.3.3 スバルバル諸島亜極地型氷河が示す気候、環境示標シグナル	70
第6章 まとめ	71

論文内容の要旨

題目 スバルバル諸島亜極地型氷河における堆積環境示標シグナルの特性に関する研究

南北両極域に存在する氷河や氷床上に蓄積された雪氷層は、年間を通じて非常に低温のため、火山や海洋、砂漠、森林など地球起源の物質、各種人為起源物質、そして宇宙塵などの地球外起源の諸物質を保存している。これまでに、南極大陸やグリーンランド氷床の中央部で掘削された雪氷コアからは、過去数千～数十万年に相当する気候や大気環境の示標シグナルが抽出されている。しかし、北極域において雪氷コア掘削が盛んに行なわれているグリーンランド氷床中央部は、海洋の占める割合が大きな北極域のなかではきわめて内陸的な特性をもつ気候下であり、北極域全体から見ると特殊な環境下に置かれた氷床（氷河）といえる。したがって北極域の過去の気候・大気環境を復元するためには、氷河上の気候が海洋の影響を強く受けているところでも雪氷コア掘削を行ない、その試料を解析する必要がある。ただ、そのような地域は比較的温暖であることが多く、夏季の融雪期間中、表面付近の積雪が激しく融解している可能性がある。このため雪氷コアを用いた過去の気候・大気環境の解析法は、グリーンランドなどの真極地氷河で用いられる方法とは別の、その場所に適した方法を新たに検討しなくてはならない。そこで本研究では、海洋性の気候を示す地域として、冬季でも海流の影響で海氷が発達しないスバルバル諸島を選び、同諸島の3つの氷河、ブレッガー氷河（標高450m）、オスゴールド氷河（1140m）、北東島氷河（600m）において雪氷コア掘削と積雪表層の観測を行なった。また、各氷河の雪氷コア試料や積雪表層試料を解析するための基礎資料として用いるために、スピッツベルゲン島北西部に位置するニー・オルスンにおいて、大気中のエアロゾル、ガスと降水の採取を行なった。そして、これらの試料を用いて堆積層位解析、化学主成分（ Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} ）分析、安定同位体分析を行ない、それぞれについて鉛直プロファイルを作成し各氷河の特徴を検討した。

本研究で観測に対象とした3つの氷河は、これまでの研究から年平均降水量が推定されており、その値は3カ所ともほぼ等しいことがわかっている。しかし、各氷河の層構造の鉛直プロファイルから、（1）氷河上に堆積した積雪が完全に氷化する深度（完全氷化深度）、（2）一旦氷河上に堆積した積雪が一融雪期を経て残存する量（年間涵養量）、には明瞭な違いがあらわれ、ブレッガー氷河の雪氷層が最も融解が激しく生じ、以下オスゴールド氷河、北東島氷河の順に融解が生じにくくなることがわかった。これら3つの氷河の融解の激しさの違いは、（3）氷温の鉛直プロファイル、それぞれの氷河雪氷層中の化学主成分の濃度プロファイルの変動幅にあらわれている（4）流出機構の違い（化学主成分流出量）、からも明らかである。また、3つの氷河の中で最も融解の影響が小さい北東島氷河においても、その雪氷層はほぼ全層にわたって融解による影響を受けて形成されたものであることがわかり、グリーンランド氷床頂上付近の雪氷層の堆積環境とは大きな違いがあることが確認された。

3つの氷河の各種観測結果より明らかになった雪氷層の融解特性をもとにして、亜極地型氷河の堆積環境を理解するためにそれぞれの氷河雪氷層中の物質の移動、流出、再凍結の過程を模式的に表した。ブレッガー氷河では、ある1年間に堆積した積雪は融雪期を経

た後わずか数cm程度しか残らず、その中に含まれていた気候、大気環境の示標シグナルとなる物質が融雪によりそのほとんどが流出してしまうというその堆積環境の特徴から、物質の移動、流出、再凍結の過程を単層の模式図で示すことができた。一方、オスゴルド氷河と北東島氷河では、雪氷層が完全に氷化するまでには数年かかり、その間気候、大気環境の示標シグナル物質の一部が融雪水とともに移動し分配され、最終的には完全に氷化する深度で固定される。このような物質の移動、流出、再凍結の過程を、複層の模式図でオスゴルド氷河、北東島氷河それぞれの堆積環境に見合うように示した。

気候、大気環境の示標シグナルとなる物質の移動、流出、再凍結の過程を示した単層および複層の模式図は、観測の対象とした各氷河の堆積環境の特徴に最も適したように作成したが、雪氷層中の融雪水とその中に含まれている物質の動きには共通点が存在することがわかった。このことから、融雪の強度が異なる氷河においても共通のモデルで示標シグナル物質の移動、流出、再凍結の過程を表すことが可能であると考え、河川流量の推定などに用いられるタンクモデルを参考にして、北極域に広がる亜極地型氷河の一般的な堆積環境を示す「物質定着-氷化モデル」を作成した。

スバル諸島の亜極地型氷河において雪氷層中に含まれる気候、大気環境の示標シグナルは、物質定着-氷化モデルを適用すると完全に氷化するまでの数年間を平均化した情報と解釈することができる。実際にこのような数年間以上の時間スケールで変化しているものは、オスゴルド氷河の $\delta^{18}\text{O}$ である。 $\delta^{18}\text{O}$ は気温の示標シグナルであり、35m深付近を境に上下の層において平均値で約1.7‰異なっていた。この値が変化する35m深付近は、トリチウムの鉛直プロファイルから推定した年代によると1900年頃に相当し、ヨーロッパを中心に1700年代から継続していた小氷期と呼ばれる低温な時期が終焉する年代と一致した。したがって、亜極地型氷河において過去の気候、大気環境の情報の抽出は、「物質定着-氷化モデル」を適用してその時間精度を検証した後有効な時間スケール以上の変動がみられた観測値を用いれば、可能であることを証明した。

第1章 はじめに

1. 1 雪氷コア研究の重要性

南極とグリーンランドには、氷床と呼ばれる大陸規模の陸地を覆う氷河が存在する。その厚さは、南極では平均2450m、グリーンランドでは平均1515mであり、最も厚いところは両氷床とも3000mを超えている。この氷体は、数千～数十万年前から現在にかけて降り積もった雪と、それ自体の自重により圧密氷化して形成されたものである。その内陸部で年々堆積した積雪層には、火山、海洋、砂漠、森林など地球起源の物質、宇宙塵など地球外起源の諸物質、そして各種人為起源物質が、エアロゾルやガスの状態で逐次取り込まれる。さらに、内陸部の氷床は、低温のため夏でもほとんど融解がおこらなうため、融雪水の浸透による積雪の化学的性質の混合が生じにくい。つまり氷床中には、積雪が堆積していく過程でその時々気候や大気環境の様々な情報が連続して保存されていると考えられる。したがって、氷床を表層から深層にかけてボーリングして得られる雪氷コアは、地球規模の長期にわたる気候・大気環境の変動のメカニズムを研究する上で優れた研究材料である。

雪氷コアの掘削が初めて本格的に行なわれたのは1950年代初期である。ノルウェー、イギリス、スウェーデンの3国共同隊は、南極大陸モードハイム棚氷で99.8mの氷床コア掘削に成功した。その後もコアの掘削は、1960年代以降グリーンランド、南極大陸の両氷床において盛んに行われている。グリーンランド北西部のキャンプ・センチュリー(Camp Century)では1966年に基盤にまで達する1367mのコアが掘削され、一方南極氷床においても1968年にアメリカのバード(Bard)基地で基盤に達する2164mの深層掘削が行なわれた。さらに、このような深層掘削の他にも100m前後の掘削は南極氷床で50本以上、またグリーンランドを中心に北極域でも数多く行われている(藤井、1993)。現在では、グリーンランド氷床の頂上部でコアの掘削が完了し、南極大陸においても氷床の最頂点でコアを掘削しようとする我が国の計画(氷床ドーム深層掘削観測計画; 渡辺他、1994)が進行中である。

これらの南北両極で掘削された雪氷コアを用いて過去の気候・大気環境を復元しようとする試みも、数多く行なわれている。そして、その研究の多くは、最終氷期にまでさかのぼる長期の復元解析が行なわれている。これは研究者の関心が、最終氷期の気候とその変動機構の解明にあったためであると考えられる(藤井、1982)。

例えばDansgaard et al. (1971)は、前述したキャンプ・センチュリーコアの $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルから、過去12万年間の気温の変化を推定している。またJohnsen et al. (1972)は、同じキャンプ・センチュリーコアの $\delta^{18}\text{O}$ の分析から過去8300年間の季節変化が読み取れることを示している。さらに、この $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルと西南極のバード基地で掘削されたコアによる $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルの比較から、ウィスコンシン氷期の最寒冷期から現在に至る過去2万年間の両極の気候変動の特徴を示している。

このように雪氷コアを用いた過去の気候・大気環境の復元の研究の多くは、グリーンランドや南極の氷床で得られたコアを中心に行なわれてきた。これは、南極やグリーンランド以外の地域にある氷河では氷河そのものの厚さが薄く古い氷が氷河中に残される可能性が低く、最終氷期にまでさかのぼる気候・大気環境の復元が困難であるためと考えられる。

しかし、南極やグリーンランド以外の地域にある氷河を用いて過去数十～数千年間の気候・大気環境変動を復元しようとする試みも行なわれている。Robin(1983)は、北極カナダのデボン(Devon)島で掘削された299.4m雪氷コアの酸素同位体($\delta^{18}\text{O}$)から約7000年間の気温の変動を復元している。Fujii et al. (1990)は、北極スピッツベルゲン(Spitsbergen)島で85m深のコアを掘削し、75m深付近の氷中に含まれていた花卉やバクテリアの化石から堆積当時の気候は現在より温暖であったと報告している。他にもヒマラヤ、チベット、パタゴニアなどの山岳氷河においても数十年スケールの気候・大気環境の復元の試みがなされている。このような様々な地域に存在する氷河から得られた雪氷コアが示すシグナルを比較することにより、気候・大気環境の地域性を見いだせる可能性がある。したがって、氷河が存在する地域全体の雪氷コア研究を進めることは非常に重要である。

1. 2 スバルバル諸島における雪氷圏研究の意義

北極域の氷河は、主としてグリーンランド、スバルバル諸島、アイスランド、北極カナダの島々、北極ロシアの島々およびウラル山脈、スカンジナビア半島北部、アラスカ北部の7つの地域に分布している。このうちグリーンランド氷床は、多くの雪氷コアが掘削されており、北極域雪氷コア研究の代表的な観測地である。その

なかでも雪氷コアの大部分が掘削されたのは、海岸から500kmほど離れた標高3000m以上の氷床中央部である。ここは年平均気温が -30°C 以下(Ohmura, A., 1987)になり、氷の融解がほとんど起こらないと考えられている地域である。しかし、このような環境下にあるグリーンランド氷床中央部は、北極点を中心に海洋が広がる北極域のなかでは内陸性の気候を示す特異な地域である。したがって全般的な北極域の気候・大気環境の復元をするためには、内陸性の気候が卓越するグリーンランドとは別に海洋性の気候が卓越する地域でも雪氷コアを用いた研究を進める必要がある。

北極域において氷河の広がる上記の7つの地域のうち、四方を海に囲まれているのは、スバルバル(Svalbard)諸島、アイスランド、北極カナダの島々、北極ロシアの島々である。そのなかでもスバルバル諸島(第1図)は、グリーンランドの北端とほぼ同緯度という高緯度にありながら海氷は南岸から北西岸にかけて一年中ほとんど接岸せず、海洋が最も開けた地域である。そのため年平均気温は、海岸沿いの観測点において $-8\sim-6^{\circ}\text{C}$ (Hanssen et al., 1990)であり、同緯度にあるグリーンランドの海岸沿いの観測点より $5\sim10^{\circ}\text{C}$ も高温である。陸地の約60%を覆う氷河の大半は標高1500m以下に位置し、海岸から100km以上離れていないため内陸部の氷河でさえ海洋の影響を強く受けている。また北大西洋を北上する温帯低気圧の通り道にもあたっており、氷河を涵養する降水の多くはその低気圧によってもたらされる。その他の気象要素も低気圧の通過と共に、大きく変化する。したがってスバルバル諸島は、北極域において雪氷コアを用いて海洋性の気候下におかれた気候・大気環境を復元するという条件を十分満たしている。さらにスバルバル諸島は、低緯度方面からの気候の影響を受けやすいため半球スケールでの気候・大気環境の変動シグナルを保存している可能性もあり、雪氷コア観測を行なう地域として非常に重要な場所であると考えられる。

これまで、スバルバル諸島でも、雪氷コアを用いた過去の気候・大気環境の復元の試みが行なわれてきた。Jonsson and Hansson(1990)は、北東島のさらに東にあるストローヤ(Storöya)島にて6.8m深の雪氷コアを掘削し、年間涵養量を氷中の微粒子数や結晶構造の違いをもとにして推定している。また雪氷コアを用いてはいないものの、質量収支と降水量、気温との関係を論じた研究としてHagen et al.(1993)がある。彼らは、過去80年間にもわたる氷河質量収支変動の情報などからスバルバル諸島全体の氷河について、それぞれの氷河が前進傾向にあるか否か、諸

島全体の氷河の平衡線の位置、そしてサージの有無など、興味深い結果を数多く示している。さらに、諸島全体の年平均降水量を数少ない定点気象観測点のデータを補うために、氷河の均衡線の位置や質量収支のデータを利用して算出している。これらの研究は、数値解析を用いてスバルバル諸島の氷河堆積環境、そして気候環境を明らかにしようとするものである。

一方、雪氷中の化学主成分に注目した研究は、Fujii et al. (1990)、Goto-Azuma et al. (1993)、Pinglot et al. (1993, 1994)などがある。Fujii et al. (1990)は、スピッツベルゲン島北部のヘーグヘッタ(Høghetta)氷帽において85m深の雪氷コアを掘削し、その融解サンプルの電気伝導度、pHの測定値から過去におきた火山噴火の歴史や近年の大気酸性化を復元した。さらに、75m深付近からバクテリアや花卉を発見し、 ^{14}C 法でその年代を推定したところ約5000年前という結果を得て、非常に古い年代の氷の存在を明らかにした。Goto-Azuma et al. (1993)は、スピッツベルゲン島北西部にあるブレッガー氷河の涵養域および消耗域にて夏季と冬季の積雪表層の雪試料を採取し、その融解サンプルの化学主成分の分析を行なっている。その結果、積雪中の化学主成分濃度は冬季に比べ夏季に小さくなることから、夏季の融雪期には氷河涵養域でさえも化学主成分の流出が顕著に生じ、氷河中に保存されないと報告している。Pinglot et al. (1993, 1994)は、スバルバル諸島各地の積雪試料、雪氷コア試料中の鉛やセシウムの放射性同位体を測定し、年間涵養量の地域差を報告している。

このように、スバルバル諸島は、氷河を対象とした研究が古くから行われてきた地域である。しかし、その研究の多くは、降水量の推定を含めほとんどが氷河の質量収支に関するもので、氷中の化学主成分から過去の大気環境を復元した研究例は限定されている。この理由は、スバルバル諸島が海洋の影響を受け年間を通して比較的温暖であるため、大半の地域で雪氷層の融解が避けられず、積雪中の化学主成分が降雪時の情報を保持しているかどうか明らかにされていないためである。

また、スバルバル諸島の気候環境を見ると、諸島の西岸には暖流が流れているため冬季でも海氷がほとんど発達しないのに対し、東岸では夏季でも海氷に覆われている。そのため、スバルバル諸島の気候には、東西方向に大きな地域差があると予想される。このように比較的限定された地域の気候環境の差異が、氷河の堆積環境に現れるかどうかということも研究すべき課題である。

1. 3 本研究の目的

北極域の過去の気候・大気環境の復元には、スバルバル諸島をはじめとした海洋性の気候下にあると思われる地域の雪氷コアの解析が必要である。しかし、そのような地域に位置する氷河は比較的温暖なため、氷河上の積雪は融解および再凍結による雪質の変態を受けていることが多い。このような雪氷層では、降雪時に雪粒中に含まれていた固体微粒子や化学主成分の移動や流出を考慮しなければならず、気候・大気環境の復元に用いるシグナルの抽出が非常に困難であった。

そこで本研究では、その代表的な地域であると考えられるスバルバル諸島において、

- ①雪氷コア中に含まれる化学主成分濃度の初期値となる、降水中の化学主成分濃度の季節変動および地域性の観測
- ②大気中のエアロゾル、ガス成分の観測
- ③融解および再凍結が生じていると思われる雪氷コアの採取

を行なう。なお、③については海洋の影響を明らかにするために、東西方向3カ所で雪氷コアを採取する。

そして、これらの結果から、

- ・大気中のエアロゾル、ガス成分濃度の変動に影響を与える気象要素。
- ・降水中の電気伝導度、pH、化学主成分濃度、 $\delta^{18}\text{O}$ に影響を及ぼす気象条件。
- ・スバルバル諸島3氷河上の積雪層の融解および再凍結過程にみられる地域特性
- ・3氷河上で生じる融解および再凍結が及ぼす気候・大気環境変動シグナルへの影響
- ・融解再凍結を経て定着した示標があらわす氷河堆積環境の地域特性

を議論し、スバルバル諸島の氷河中に残された様々なシグナルが過去の気候・大気環境変動を復元するとき有効であるか検討する。そして、その復元に適したシグナルを用いて、スバルバル諸島における気候・大気環境の変動を推測する。

第2章 観測方法

2.1 積雪観測と氷河コア掘削

2.1.1 ブレッガー(Brøggerfonna)氷河

a) 積雪表層観測

1995年3月8日、スバル諸島スピッツベルゲン島ブレッガー氷河の涵養域(Brøggerfonna, 78°52'N, 11°56'E; 標高450m: 第1、2図、BR)で、積雪表層1.1m深までの断面観測を行なった。この場所は、1992年にGoto-Azuma et al. (1993)が約2m深の積雪表層観測を行なった地点とほぼ同じ地点である。最初にステンレス製のスコップで雪面を掘り下げ積雪ピットを作成し、観測に用いる断面をスコップや刷毛で整形した。その断面で、積雪表層の層構造と密度を観測し、化学分析用の試料を採取した。積雪試料は、層構造から判断された13の単位層毎に雪べらで約300gずつ断面から切り取りポリエチレン袋に保存した。これを、ニー・オルスン(Ny-Ålesund)の観測基地で室温にて融解した後、観測基地内において電気伝導度、pHを測定するために用いる試料と国内での化学分析に用いる試料に分配した。なお国内分析用の積雪試料は、100ccのポリ瓶に入れて冷凍状態で持ち帰った。

b) 雪氷コア掘削

1994年9月10日と1995年3月8日の2回、上記した積雪表層観測地点(第1、2図、BR)において、雪氷コアの掘削を行なった。コア掘削は、1994年にはエレクトロ・メカニカルドリルを用い、1995年には手回しドリルを用いて行なった。得られたコアの全長は、9.6m、1.6mで、直径は両方とも8cmである。掘り出された雪氷コアは、一旦ポリエチレンの袋に入れて密封した後、すみやかにニー・オルスンの観測基地内低温室内へ移動した。低温室内で、雪氷コアの層構造の記載と密度の測定を行なった。その後、雪氷コアは低温室内でバンドソーで約5cm毎に切断し、テフロンビーカーに入れて、電子レンジを用いて融解した。融解試料は、国内分析用に100ccの洗浄ポリ瓶に詰めた後、冷凍状態で輸送した。

2.1.2 オスゴルド(Åsgårdfonna)氷河

a) 積雪表層観測

スバル諸島スピッツベルゲン島北部のオスゴルド氷河涵養域(Åsgårdfonna,

79° 27' N, 16° 43' E; 標高1140m : 第1 図、Å S)において、1993年7月15日に積雪表層1.4m深までの断面観測を行なった。ピット断面では積雪の層構造の記載とともに、化学分析用の試料を単位層毎に22カ所で採取した。積雪試料は、雪べらで目的とする層から約300gずつ切り取り、ポリエチレンの袋に保存した。ニー・オルスンの観測基地で室温にて融解した後、洗浄した250ccのポリ瓶に入れて冷凍状態で国内に持ち帰った。

b) 雪氷コア掘削

1993年6月15日から7月23日まで、上記した積雪表層観測地点において、エレクトロ・メカニカルドリルを用いて雪氷コアの掘削を行なった。この場所は、Fujii et al. (1990)が、オスゴルド氷河の流域最上流部であるヘーグヘッタ氷帽(79° 16' N, 16° 52' E; 標高1200m : 第1 図、HG)で85.6mの雪氷コアを掘削した場所の下流で、北へ約35km離れたところに位置する。今回の氷河コア掘削では、184.62mと49.21mの2本の雪氷コアを採取した。いずれも直径は9.4cmである。

雪氷コアの層構造の記載と密度の測定は、掘削作業と並行して行なった。掘削終了後、掘削孔を使って氷温測定を行なった。掘り出されたコアは、一旦ポリエチレンの袋に入れて密封した後、日射による融解を避けるため、積雪中に保存した。氷河上での作業が終了した後、雪氷コアはニー・オルスンの観測基地内の低温室(−20℃)に保存した。国内での化学分析用の試料を作成するため、雪氷コアを約8cm毎にバンドソーで切断し、テフロンビーカで内に入れ電子レンジで暖まりすぎないようにゆっくりと融解した。これを100ccの洗浄ポリ瓶に入れ冷凍状態で国内へ持ち帰った。

2.1.3 北東島(Vestfonna)氷河

a) 積雪表層観測

スバルバル諸島北東島氷河(Vestfonna, 79° 58' N, 21° 02' E; 標高600m : 第1 図、NE)において、1995年6月1日に積雪表層2.3m深までの断面観測を行なった。ピット断面では、積雪の層構造の記載、密度測定と同時に、5cm深毎に化学分析に用いる試料を採取した。積雪ピットの作成方法ならびに積雪試料採取、処理方法はブレッガー氷河に準ずる。

b) 雪氷コア掘削

1995年5月1日から31日にかけて、上記した積雪表層観測地点（第1図、NE）において、雪氷コアの掘削を行なった。掘削に用いたドリルは、オスゴルド氷河でコアを掘削するとき用いたものと同じである。得られたコアの全長は210m、直径は9.4cmである。雪氷コアの層構造の記載と密度の測定は、掘削作業と並行して行なった。掘削終了後掘削孔を使って氷温測定を行なった。採取した雪氷コアは、一旦ポリエチレンの袋に入れて密封した後、日射による融解を避けるため、積雪中に保存した。なお100m深までは、掘削現場においてバンドソーで上下方向に半割にし、さらに約10cm毎に切断したものをテフロンビーカーに入れ、電子レンジを用いて融解した。融解試料は国内分析用に100ccの洗浄済みポリ瓶に詰めた後、残りの試料を用いて電気伝導度、pHの測定を現場にて行なった。

10cm毎に切り分けた国内持ち帰り試料のうち、一部運搬の都合上連続する2～5本の試料を等量に混ぜ合わせた。

2. 2 降水サンプリング

1993/94年冬季、1994年夏季、1994/95年冬季の3シーズンにわたり降雨、降雪をニー・オルスンで採取した。降水を採取した期間と降水日数を第1表に示す。1993/94年冬季は、12月3日から15日までと1994年2月1日から3月15日までの2期間で、延べ日数にして56日間である。1994年夏季は8月23日から9月18日までの27日間、1994/95年冬季は1994年12月10日から1995年3月22日まで103日である。このうち、1993/94年冬季の56日間で降水が観測された日数は36日、そのうち0.1mm以上降水があった日が32日、1994年夏季は27日中21日と17日、1994/95年冬季では103日中39日と22日であった。

降水の採取間隔は、降り始めてから4～6時間後に最初の試料を取ったのち、12時間毎とした。ただし、1994年夏季と、1995年1月18日から3月22日の間は、採取間隔を4～6時間に短縮した。採取場所を第2図に示した。1993/94年冬季、1994年夏季はニー・オルスンから北西に1.6km離れたRB一カ所、1994/95年冬季はRBと、ニー・オルスンから南西に1.4km離れたRSの2カ所とした。

降水の採取は、雨と雪によって異なる方法を用いた。雨は、直径30cmの漏斗で集

め、漏斗の下にの容量10ℓの遮光タンクに溜めた。遮光タンクは2つ用意し、タンクから国内分析用に100ccのポリ瓶に移し替える間にも、採取を中断しないようにした。雪は、降雪中ないし降雪直後の新雪をステンレス製の雪べらで約300gすくい取り、ポリエチレンの袋にいれニー・オルスンの観測基地内へ持ち帰った。基地内に持ち帰った雪試料は、室温で融解し100ccのポリ瓶に保存し、冷凍して国内に持ち帰った。1994年夏季は、積雪が地面を一様に覆うまで、降雨採取に用いた漏斗内に溜まった雪を採取した。

2. 3 エアロゾル、ガスサンプリング

1995年2月18日から3月10日間の計20日間、ニー・オルスンの南方約2Kmのツェッペリン(Zeppelinfiellet)山頂からやや東側に下った地点(78°54'N, 11°55'E, 標高542m; 第2図: ZP)において、エアロゾル、ガス試料の採取を行なった。採取の対象としたエアロゾルは Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、ガス成分は HCl 、 HNO_3 、 SO_2 である。

1試料は、1分間に20ℓの速度で2日間連続して空気を吸引した。吸引開始時刻、終了時刻は現地時間(GMT +1)の10:00とした。エアロゾル、ガス試料は4段直列につなが合わせたカセット状フィルターで採取した。カセットは地上1.5mの高さに取り付け、吸引口は、西側にある建物の影響を直接受けないようにするため東側に向けた。カセットの中のフィルターの構成は、孔径 $0.2\mu\text{m}$ のエアロゾル採取用フィルターを1段目にセットし、ガス採取用のアルカリ含浸濾紙を2～4段目にセットした。ガス試料は、3段のフィルターのうち2段目までで、全体の9割以上採取することができた。フィルターカセットは、フィルターをセットする前に蒸留水でよく洗浄し、超音波洗浄を施した後よく乾燥させた。そしてカセットにフィルターを取り付け、洗浄したポリエチレンの袋に封入し使用するまで常温で保存した。試料を採取した後、カセットはフィルターをつけたまま、ポリエチレン袋内に封入し冷凍保存して国内に持ち帰った。

2. 4 降水および積雪試料採取に用いた容器、道具の洗浄

試料を入れる100cc(オスゴールド氷河積雪ピット試料のみ250cc)のポリ瓶は、超

音波洗浄した後、電気伝導度が $0.6 \mu\text{S}/\text{cm}$ 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。降雨採取に使用した10ℓ遮光タンク、および雪氷コア試料を解凍するために用いたテフロンビーカーも同様な方法で洗浄した。

降雪の採取に使用したポリエチレン袋は、500枚から無作為に10枚抽出しその中に蒸留水を入れてブランクテストを行なったところ、サンプルの分析精度に影響を与えるほどの汚染は認められなかったのものでそのまま使用した。

積雪ピット試料および降雪試料の採取に用いた雪べらは、蒸留水で洗浄し乾燥させた後、洗浄したポリエチレン袋に入れ外気温と同じ温度で使用した。

2. 5 国内に持ち帰った試料の分析

降水試料、積雪ピット試料、雪氷コア試料は、国内に持ち帰ったのち、電気伝導度、pH、化学主成分、 $\delta^{18}\text{O}$ 、 H_2O_2 の分析を行なった。上記3種類の試料は全て以下に示す方法で測定した。なお、本研究でいう化学主成分は、角皆(1972)が雨水中の主成分とした Cl^- 、 NO_2^- 、 NO_3^- 、 SO_3^{2-} 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} のうち NO_2^- 、 SO_3^{2-} を除いた8種類とする。

電気伝導度の測定は、電気化学計器製AOC-10を用いた。各試料は、分析前に水温を 0°C に保ち、 25°C に補正した値を測定値とした。測定誤差は、測定値 $10 \mu\text{S}/\text{cm}$ 以下で $\pm 0.01 \mu\text{S}/\text{cm}$ 以下、 $10 \mu\text{S}/\text{cm}$ 以上で $\pm 0.1 \mu\text{S}/\text{cm}$ 以下である。

pHは、東亜電波製HM-60Sで測定した。試料は分析前に30分間水温 25°C の恒温槽につけて測定し、そのまま 25°C のpH値を測定値とした。測定誤差は ± 0.01 であった。

化学主成分(Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+})はDionex製イオンクロマトグラフ2000i/SPを用いて測定した。オスゴルド氷河雪氷コア試料の一部のも、 $(\text{COO})_2^{2-}$ を測定した。 NH_4^+ イオンは、実験室の空気中からの吸収による影響が無視できず、現在の実験室環境では数 $\mu\text{g}/\ell$ 程度の低い濃度の測定は困難である。 NH_4^+ イオンのブランク測定をしたところ、分析1ルーチンに要する時間での吸収量は $25 \mu\text{g}/\ell$ 以下であった。したがって、 NH_4^+ イオン濃度が $50 \mu\text{g}/\ell$ 以上の試料については、元来試料の中に NH_4^+ イオンが十分含まれていると判断し議論の対象とする。

$\delta^{18}\text{O}$ は、Finnigan mat製の質量分析計Delta Eを用いて測定した。なお、第1

表に分析法一覧を示した。

H₂O₂の分析法は、Kamiyama and Nakayama(1992)に準拠した。

第3章 分析結果

3.1 エアロゾル、ガス観測の結果

ニー・オルスン近くの観測地点（第2図：ZP）において採取した、大気中のエアロゾルに含まれている Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} の3成分と、酸性のガス成分である HCl 、 HNO_3 、 SO_2 の分析結果を第3図に示す。

0.1mm以上の降雪は、1995年2月18日から3月10日までの観測期間中、3月5日の現地時間15時頃から8日4時頃まで断続的に降り続いたものが一度あっただけであった（第4図）。したがって、降雪期間中の試料にあたるのは、6日10時から8日10時にかけて採取したものである。

観測期間中のその他の気象要素の変動を第4、5図に示す。気圧は、2月中1000hPa程度で安定していたが、3月1日早朝に990hPaを下回るほどに低下した。その後、5日早朝にかけて1020hPaまで急激に上昇し、一旦6日早朝に4hPaほど低下したが、最後の試料採取期間あたる9日の正午過ぎに再び1036hPaまで上昇し、1994/95年冬季で最も高い値を記録した。気温は、降雪前の2月18日から3月2日13時まで $-5 \sim -12^\circ\text{C}$ の間を推移した。この値は、1975年から1989年まで15年間の2月の月平均気温が -14.6°C (Hanssen et al., 1990)であることを考えると、このときの気温が高かったことがわかる。その後の気圧の急激な上昇にあわせて、3月2日夕方頃から降雪直前の3月5日正午過ぎまで、気温は急激に -17°C まで低下した。気圧が4hPaとわずかながら低下した6日から、気温は -7°C 程度まで急激に上昇し、降雪の終了した8日早朝までその高温状態が持続した。降雪終了後、再び降雪以前の低温に逆戻りした。風向は、降雪時の3月5日夕方頃から8日早朝までの期間を除き、9割以上の時間、東～南東の風であった。それに対し、降水時は西から南西の風が卓越していた。風速は、気圧が極大値、極小値を示すところで弱くなり、極値から次の極値にいたる気圧の時間変動が大きいところで強くなる傾向があった。

測定したエアロゾル、ガス成分の中で、 $\text{HCl}(\text{gas})$ と $\text{Cl}^-(\text{aerosol})$ が気象要素の変動によって明瞭な影響を受けている（第3a図）。3月1日に暖気を伴った気圧の谷が通過したが、その前後にあたる2月26日から3月4日までの間、 $\text{HCl}(\text{gas})$ は 30 ng/m^3 以上の濃度を示した。これは前後の観測期間の濃度より 10 ng/m^3 以上大きな値である。この間、6時間平均の風速が $5 \sim 10 \text{ m/s}$ の強風が継続して吹き荒れ、風向

はほぼ一定して東であった。Cl⁻(aerosol)は、観測期間中で唯一降雪が観測された3月6日から8日にかけて、晴天時や曇天時の3～10倍の濃度である17ng/m³に達した。この間では唯一丸1日、海が開けた北～西南西の方角から風が継続して吹いた。そしてエアロゾル、ガス捕集観測期間では、6時間平均風速が1 m/s程度で最も風が穏やかな期間でもあった。

NO₃⁻(aerosol)、HNO₃(gas)濃度観測結果を第3 b 図に示す。観測期間中、NO₃⁻(aerosol)、HNO₃(gas)濃度は、気象要素の変化に関係した変動を示さず、その濃度自体も数ng/m³と他の成分に比べ著しく低いものであった。

SO₄²⁻(aerosol)濃度(第3 c 図)は、観測期間中他のエアロゾル成分と比べて10～100倍であり、大気中に浮遊しているエアロゾルの大半を占めている。2月28日から3月1日にかけて気圧の谷が通過する前後で高濃度を示し、気圧の谷に入ったときにはその4～6割減となった。SO₂(gas)濃度(第3 c 図)は、10～150ng/m³で今回観測したガス成分の中では、期間中の平均濃度が最も高かった。3月2日以前の濃度は50ng/m³程度で比較的安定していたが、2日頃から気圧の尾根が張り出し始めるにつれて、それまでの1.5～2倍程度の濃度増加が観測された。その後、6日から8日の降水期間中に10ng/m³以下まで急激に濃度が減少し、8日以降も低濃度であった。

3. 2 降水中の化学組成、電気伝導度、酸素同位体の観測結果

3.2.1 各降水採取期間中の気候の特徴

観測期間中のニー・オルスンにおける海面気圧、気温、相対湿度、降水量のシーズン平均、月平均を第3表に示した。表中のカッコ内数字は、1975から1989年まで15年間の平均値(以下平年値)とそれぞれの期間の平均値との偏差をとったものである。

第3表中に示した3シーズンのうち、降水量の平年値と顕著な差が表れたのは1994/95年冬季シーズンであった。1994年12月10日から翌1995年3月22日までの4カ月弱の期間にわずか24.5mmしか降水がなく、平年値の98.4mm減という極端な小雨を観測した(第4図)。特に12月10日から翌年2月までは、その全期間の降水を積算しても、3月の22日間で観測した14.0mmに達しないという異常な小雨傾向が継続

した。それに伴い、相対湿度も平年値より13.4%低くなり、非常に乾燥したシーズンとなった。その前年にあたる1993/94年の冬季は、1月に平年値より-26.9mm減の1.1mmしか降水がなかったものの、2月に97.5mmという平年より56.5mm多く降水が観測されたため、シーズン全体としては平年値を26.6mm上回る結果となった。

1994年夏季は、平年値より9.3mm多い46.5mmの降水が観測された。

小雨傾向を示した1994/95年冬季の気温は、いずれの月も平年値を上回り高温傾向を示した。気圧は、12月、2月に平年値に比べ10hPa以上極端に低くなったのをはじめ、全ての月で平年値を下回った。

残りの1993/94年冬季、1994年夏季の2シーズンの気圧と気温は、冬季シーズンの3月に気圧が平年値より15.4hPa低くなっていたことを除けば、ほぼ平年並みであった。

3.2.2 降水中の電気伝導度、化学組成、酸素同位体

採取した降水の分析項目は、以下の通りである。

- ・電気伝導度
- ・pH
- ・化学主成分 (Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+})
- ・ H_2O_2 (1994/95年冬季シーズンのみ)
- ・ $\delta^{18}\text{O}$ (ただし1994/95年冬季シーズンを除く他の2シーズンの試料)

1993/94年冬季と1994/95年冬季の電気伝導度、pH、化学主成分の分析結果を第6-1～6図、1994年夏季の結果を第7-1～4図に示した。また、1994/95年冬季シーズンの H_2O_2 の分析結果を、第8図に示した。 $\delta^{18}\text{O}$ に関しては、1993/94年冬季のデータは第9、10図に、1994年夏季のデータは第11図に示した。また、各分析項目の平均値を、1993/94年冬季と1994/95年冬季については第4表へ、1994年夏季は第5表へまとめた。さらに、 $\delta^{18}\text{O}$ の1993/94年冬季と1994年夏季の平均値は、第6表へ別にしてまとめた。

1993/94年冬季と1994/95年冬季の電気伝導度(第6-1a図)は、どちらの年も明瞭な季節内変化を示さなかった。年毎の値の差は、第6-1a図を見ただけでは

明らかでないが、第4表に示した平均値をみると、1994/95年のほうが約2倍高いことがわかった。また、1994/95年冬季のR BとR Sを比較すると、全体的にR Bの値が大きく、それぞれの平均値の違いは、3倍以上もある。

p H（第6-1b図）は、1993/94年冬季のR Bではp H4.6~5.8の間で変動していたが、1994/95年冬季ではR B、R Sの両方でp H4.4~7.7という変動幅を示した。またp Hの平均値は、第4表に示したように1993/94年冬季のR Bで5.12、1994/95年冬季はR Bで6.40、R Sで5.84となり変動幅、平均値とも1994/95年冬季のほうが大きくなった。

1993/94年冬季と1994/95年冬季シーズンの化学主成分の分析結果について、R Bでの値を比較してみると、 NH_4^+ 、 Ca^{2+} を除き1994/95年シーズンのほうがほぼ2倍大きな値を示した。また、 Ca^{2+} については、1994/95年冬季の濃度のほうが10倍以上大きな値を示した。

次に、第4表に示した1993/94年冬季の各成分の平均値と、第5表の1994年夏季の平均値をそれぞれ比較してみると、電気伝導度は冬季の半分以下、p Hが0.6ほど大きく、 NH_4^+ が13倍弱と特に大きくなっている他は、目立った違いは見あたらなかった。 $\delta^{18}\text{O}$ は、1993/94年の冬季の分析値を示した第9図と第10図、1994年夏季の分析値を示した第11図から以下のことが明らかである。すなわち、冬季、夏季とも最大値が約-5%、最小値が約-25%というほぼ等しい値でかつ。それぞれの季節の平均値の差は、0.6という非常に近い値を示す。

一方、1994/95年冬季と1994年夏季について、それぞれの観測値の平均の違いをみてみると、夏季の電気伝導度は1/10以下、p Hは0.70小さく、化学主成分濃度は NH_4^+ を除き2/3~1/10以下であった。

1995年2月1日から3月22日の間、ニー・オルスン近傍のR Sにおいて採取された降雪中の H_2O_2 濃度を第8図に示す。観測期間中には、明瞭な季節内変動、および一降水期間中の変動の仕方の規則性は見られなかった。

3. 3 積雪表層ピットと雪氷コアの層構造、電気伝導度、化学組成、酸素同位体の観測結果

積雪表層ピットと雪氷コアについては以下に示す測定を行なった。

- ・層構造
- ・密度
- ・ $\delta^{18}\text{O}$
- ・ H_2O_2
- ・電気伝導度
- ・pH
- ・化学主成分 (Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+})

これらの分析結果を、3つの氷河それぞれについて記載した。

3.3.1 ブレグガー氷河

ブレグガー氷河では、1994年夏季に9.6m深までの雪氷コア掘削、1994/95年冬季に1.6m深までの積雪表層の断面観測を行なった。

3.3.1.1 1994年夏季掘削9.6m雪氷コアの各種鉛直プロファイル

層構造

層構造は、性質、形状の違いを基に次のように4つに分類した。

- *しまり雪層：0℃以下で、次から次へと雪が堆積したとき、下方の層の雪が時間がたつにつれ降雪時の結晶形を失い、その上の雪の荷重で圧密されたもの。
- *ざらめ雪層：通気性のあるもの。雪氷コアの層構造を記載するときは、一般的にフィルンと呼ばれているが、今回は積雪表層観測と表現を同じにするため、あえてざらめ雪層とした。
- *気泡層：層中に通気性がなく、氷中に気泡を多く含むもの
(この気泡層のうち、特に気泡が密集していて白く見えるところを「白濁層」としてさらに細分化した。白濁層の分類は、直径8cmの雪氷コア試料の裏側から100Wの白熱球の光を当て、白く見えるかどうかを判定基準とした。本論文では、特に断らない限り、両者とも気泡層と表現した。)
- *氷板・氷層：通気性がなく層中に気泡をほとんど含まないもの。厚さ5cm以下の

ものを氷板、それ以上のものを氷層とした。

しまり雪層は、積雪表面から0.16mと0.18~0.22m深に位置し、ざらめ雪層は、しまり雪層に上下を挟まれた0.16~0.18m深と0.22~0.24m深に存在した。0.24m深より下層は全て気泡層か氷板・氷層であった。なお、白濁した気泡層は全層を通して存在しない。

密度（第12-1 a 図）

しまり雪層やざらめ雪層が存在する0.24m深まで、密度は400kg/m³前後であるが、それより深いところでは、800~900kg/m³を示し氷化が完了している。2.35~2.8m深の間で700kg/m³程度の値を示すところが存在するが、ここは、比較的気泡を多く含む層が連続した場所である。

電気伝導度（第12-1 b 図）

0.5m深と0.95m深付近に、10 μ S/cmに達する電気伝導度の大きなピークが見られる。0.95m以深では、3m深に比較的明瞭な5 μ S/cmを越えるピークが存在するが、ほとんどの層で4 μ S/cm以下であった。

pH（第12-1 c 図）

0~0.95m深付近までは、9.6m深までのプロファイル全体と比較して大きな振動を示すが、0.95m深より深いところでは、pH5.5を中心とした非常に小幅な変動しか示さない。0.7m深付近でpH5.84を示す最大値が見られる。

$\delta^{18}\text{O}$ （第12-1 d 図）

$\delta^{18}\text{O}$ は、0~3.2m深まで分析を行なった。分析値は全て-10~-13.5‰と、この氷河末端に位置するニー・オルスンで採取された降水中の $\delta^{18}\text{O}$ の最大値とほぼ一致する。

化学主成分濃度（第12-2, 3 図）

観測項目は、Cl⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻、Na⁺、K⁺の5成分とした。Mg²⁺とCa²⁺は測定せず、他の測定を優先的に行なった。

5種類の化学主成分は、いずれも0.5m深と0.95m深付近に2つ高濃度層を有し、0.95m深以下では低濃度を示した。しかし、0.5m深と0.95m深付近の2つの高濃度層のうち、NO₃⁻、SO₄²⁻、K⁺については0.5mのほうが濃度が高く、Cl⁻とNa⁺については0.95m深のほうが濃度が高かった。すなわち、化学主成分の種類によって最

も濃度が高い層の位置に違いが現れた。

3.3.1.2 1995年冬季積雪ピット

層構造 (第13-1 a 図)

0~0.02m深は、観測日前日に降った新雪層、0.02~0.3m深までは数mm程度のごく薄い氷板が入ったこしまり雪層、その下0.48m深までしまり雪層、0.48~0.9m深まではしもざらめ層、0.9~1.13m深まではざらめ雪層、1.13m深より下は氷板であった。数mm程度のごく薄い氷板は、こしまり雪層の他に、ざらめ雪層中にも2カ所で見られた。

電気伝導度 (第13-1 b 図)

電気伝導度は、0.27~0.68m深に連続して $10\mu\text{S}/\text{cm}$ を越える大きな値を示す層があり、0.68~0.73m深で $5\mu\text{S}/\text{cm}$ 以下になるものの、0.8m深まで、全体を通して大きな値を示した。0.8m深以深では、 $5\mu\text{S}/\text{cm}$ を超える値を示すのは、0.8~0.9m深と1.2m深前後の2層であり、変動幅が0.8m深より上の層と比較して非常に小さくなった。

pH (第13-1 c 図)

pHも電気伝導度の変動傾向と同じく、0.8m深を境に上と下の層で、値の変動の大きさが一変した。積雪表面~0.8m深までは、pH5~6の間で変動していたが、0.8m深以深ではpH5.6を中心に ± 0.1 以内の値を示した。

$\delta^{18}\text{O}$ (第13-1 d 図)

-8~-19‰の間を変動し、1994年夏季に掘削した9m雪氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ の変動幅より大きかった。しかし、 $\delta^{18}\text{O}$ が大きく変動しているのは、0.8m深までで、0.8m深以深では1994年夏季の観測結果と値そのものがほとんど一致し、その変動幅も小さくなる傾向を示した。

密度 (第13-1 e 図)

1994年夏季には、フィルン層の厚さが0.25mほどであったが、冬季にはその約4.5倍もの厚さの積雪が氷河上に堆積していた。0~1.13m深で、密度の鉛直プロフィールを得た。新雪、こしまり雪と比較的浅いところに堆積している層は、 $50\sim 200\text{kg}/\text{m}^3$ 程度と非常に密度が小さく、0.3~0.48m深のしまり雪層では、 $400\text{kg}/\text{m}^3$ 程度まで値が大きくなる。その下のしもざらめ雪層で値が $300\text{kg}/\text{m}^3$ 程度まで小さく

なるものの、ざらめ雪層で次第に密度が大きくなる。1.13m深より下の氷板については、密度の測定は行わなかったが、1994年夏季の観測例から全ての層で700~900 kg/m³程度の値を示すことが推測される。

化学主成分濃度 (第13-2, 3 図)

分析イオンは、Cl⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻、Na⁺、NH₄⁺、K⁺、Mg²⁺、Ca²⁺の合計8種類である。この8種類のイオンは、NH₄⁺を除き高濃度層が0.27~0.68m深に連続し、0.73~0.8mにもう一つ高濃度層が存在している。0.8m深以深では、変動幅も小さく0.8m深より上の層と比較して非常に低濃度である。

H₂O₂ (第13-4 図)

H₂O₂は、0 mから1.13m深まで分析した。0~0.17m深は、氷河氾濫源に位置するニー・オルスンで観測した3月5日夕方から8日早朝の降雪に相当する。両方のH₂O₂濃度を比較したところ、氷河上の積雪のH₂O₂濃度はニー・オルスン降水中の濃度の1/3程度の濃度であった。0.17m深以深も0~0.17m深と同じように低濃度であったため、1.13m深以深の分析は行なわなかった。H₂O₂は、層構造、δ¹⁸O、電気伝導度、pH、化学主成分濃度いずれとも、類似した傾向を示さない。

3.3.2 オスゴルド氷河

3.3.2.1 積雪表層ピット

1993年7月15日に積雪を表面から1.4m深まで掘削し、積雪表層の層構造を観測すると同時に、化学分析用の試料を層構造が異なる層毎に得た。層構造の観測結果と、化学分析結果を第14-1 図~第14-3 図に示した。これらの図中には、3.3.1.2項で述べる雪氷コア0~5 m深の観測結果も、積雪表層観測の結果と比較する便宜上、あわせて示した。

層構造 (第14-1 a 図)

積雪断面観測を行なった周辺地域の雪面は、ほぼ一様に平坦である。また、断面の層構造の境をなす面も、積雪表面とほぼ平行である。表層から1.1m深までは、厚さ5 cmほどの氷板を数cm~10数cm程度の間隔で含む湿ったざらめ雪の層が卓越している。このざらめ雪層中には、太さ10cmほどの柱状の凍結したざらめ雪がところどころ鉛直方向に貫入している。また1.1~1.4m深までは、ざらめ雪層が大半を占めているが湿ってはならず、柱状に貫入している凍結したざらめ雪とは明らかに雪

質の異なるものであった。

なお、この後文中に示すざらめ雪層は、この1.1~1.4m深と雪質が同じものとする。このざらめ雪層にも、数センチ程度の厚さの氷板と、鉛直方向に伸びる太さ10cm程度の凍結したざらめ雪の柱が混じっていた。

$\delta^{18}\text{O}$ (第14-1 b 図)

0.41~0.48m深にある氷板を含んだ湿ったざらめ雪層に、-17.6%を示す最大値があらわれ、この最大値を含む0.21~0.72m深の間、-18%前後の $\delta^{18}\text{O}$ の変動幅が小さい層が連続していた。そして、 $\delta^{18}\text{O}$ の大きな層を上下から挟むような格好で、表面から0.05mまでの湿ったざらめ雪の層と1.1~1.17mのざらめ雪層に-20~-22%を示す極小値が存在していた。

H_2O_2 (第14-1 c 図)

0.2~1.1m深の氷板混じりの湿ったざらめ雪が卓越する層において、連続的に $0.5 \times 10^{-7} \text{ mol/l}$ 以上の値を示した。なお、1.15~1.3m深の柱状に貫入した凍結ざらめを含んだざらめ層では、測定限界以下の値となった。

電気伝導度 (第14-1 d 図)

積雪表面から1.4m深に至るまで、全ての層で $4 \mu\text{S/cm}$ 以下の層が連続して堆積していた。そのなかでも特に0.5m深より浅いところでは、 $2 \mu\text{S/cm}$ にも満たない非常に低い値であった。0.5m深から深度を増すにつれて、わずかずつ電気伝導度が大きくなる傾向が見られた。

pH (第14-1 e 図)

積雪表面から1.4m深に至るまで、pH5.2~5.8の間にはいり、深さが増すにつれて値が小さくなる傾向が見られた。これとは別に、0.72~0.87m深と1.1~1.16m深に、その上下の層より0.1~0.3ほど値が小さい層が見られた。

化学主成分濃度

積雪試料中に含まれている化学主成分の測定結果を、第14-2図(Cl^- 、 Na^+ 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Ca^{2+})と第14-3図(K^+ 、 Mg^{2+} 、 NH_4^+)に示す。図中の0~1.4m深は、積雪断面観測で得た試料についての分析結果である。

上記した化学主成分の中で、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 NH_4^+ の5つのイオンが、積雪表面から1.4m深にかけて値が上昇している。またこの5つのイオンは、全て0.9m深付近でその上下の層と比較して低濃度を示す。

Cl^- と Na^+ 濃度は、0.9m深付近以外にも0.35~0.65m深や1.14~1.4m深においても共通して低濃度を示す。その他にも、この両成分は比較的小さな極大値、極小値の現れる位置もほぼ一致していた。

SO_4^{2-} は、0.8~0.85m深と1~1.1m深の湿ったざらめ層、1.15~1.3m深付近にみられる鉛直方向に柱状に貫入した凍結ざらめ層を含むざらめ雪の層で、高濃度を示していた。

K^+ 、 Mg^{2+} と Ca^{2+} は、0~0.05m深までの最も表面に近い層において、それより深い層と比較して K^+ と Mg^{2+} では2倍強、 Ca^{2+} は5倍以上濃度が大きい層が存在するという特徴を示した。

3.3.2.2 雪氷コア1.52~10m深の各種鉛直プロフィール

1993年6月から7月のかけて、深さ184.62m、49.2mに達する2本の雪氷コアを採取した。ここでは、49.2mの雪氷コアを用いて行なった研究成果について述べる。雪氷コアの電気伝導度、pH、化学主成分濃度の分析結果は、積雪表面から約6m深まで大きな変動を示すのに対して、それより深いところの変動は小さい。したがって、雪氷コア49.2m全体についての分析結果を記す前に、10m深までの分析結果について詳しい論評をする。

1.52~5m深までの鉛直プロフィールを、3.3.2.1項で積雪表層ピットの観測に用いた第14図にあわせて記載し、5~10m深までの鉛直プロフィールを第15図に示した。

層構造 (第14-1 a 図、第15-1 a 図)

1.52~10m深まで層構造の境界面は、多少波打ったり、わずかに傾いたりしているところもあるが、全般的にほぼ水平であった。

1.52mから10mまで深くなるにつれて、ざらめ雪層、気泡層、氷板・氷層が占める割合が大きく変化した。ざらめ雪の層は、4.2m深付近までは大半を占めていた。その後、深さが増すにつれて次第に減少し5.26m深までは存在を確認できたが、それより深い層では全く含まれていなかった。氷板・氷層は、2.7m深までは厚さ数mm~数cmほどの氷板しか含まれていなかったが、2.7m深より深くなるにつれて厚くなり、5cm以上の氷層が比較的多く含まれる傾向が見られる。また、5m~9.05m深では氷板の密度は減少し、5cm程度の氷板がわずかに1つ含まれているだけで

あった。9.05～10m深までは、目で見てもすぐわかるほど大きな微粒子が多数含まれている層が9.63～9.82m深に存在したが、それ以外の層は全て氷層であった。

気泡層は、3.4m深で始めてあらわれ、5.26m深までは氷板の上下どちらかに位置して、ざらめ雪層の中に単独で存在することはなかった。5.26m～9.05m深は、ほぼ気泡層で占められていた。この間の気泡層の中でさらに白濁層と分類した層は、この5.26m～9.05m深の半分ぐらいの割合を占めていた。しかしながら、この深さ以外のところでは4.7m深付近に一方所みられるだけで、10mより深いところでは全く存在しなかった。

密度（第16図）

0～2.77m深までの密度は、層構造の観測結果に基づき推定値として示した。2.77m～5.26m深の間では、500～800kg/m³の間を前後しながらも、深さが増すにつれて増大する傾向にあった。ところどころにあらわれる密度の小さい層は、ざらめ雪が卓越していた層である。5.26m深以下では、全ての層において800kg/m³以上を示し、氷化が完了している。この5.26m深という深さは、層構造のところ述べてのように、一番深いところに位置するざらめ雪層の最深部に当たっている。

$\delta^{18}\text{O}$ （第14-1 b 図、第15-1 b 図）

1.57～2.66m深までは-16.3～-22.2%の間で変動し、積雪表層ピットの $\delta^{18}\text{O}$ の変動幅（-17.5～-22.0%）とほぼ一致している。2.66～4.94m深では-20.0%以下にならず、比較的大きな値を示す層が連続して含まれている。そして、7.74～10m深も-20.0%以下を示さず、大きな値を示す層が継続している。これらの大きな値を示す層に挟まれた4.94～7.74m深は、相対的に値が小さな層が連続している。

H_2O_2 （第14-1 c 図、第15-1 c 図）

1.8m、2.8m、3.35m、3.9m、4.75m、5m、5.15mに極大値があらわれた。5.15mを除いた他の極大値は、全て気泡層か氷板・氷層にあたる場所に存在している。この傾向は、積雪表層ピットの結果とも一致する。

電気伝導度（第14-1 d 図、第15-1 d 図）

1.57～5.26m深の電気伝導度の変動幅は1.5～15 $\mu\text{S}/\text{cm}$ で、その上下の層にあたる0～1.4m深と5.26～10m深の変動幅が1.5～6.5 $\mu\text{S}/\text{cm}$ であるのと比較して、非常に大きな変動幅をもっていた。

pH（第14-1 e 図、第15-1 e 図）

pHも電気伝導度と同様に、1.57～5.26m深でその上下の層より非常に大きな変動幅をもっていた。一方、5.26m深以下では、それより上の層でみられたpH6以上の層は全く存在せず、ほとんどの層でpH5.5を下回っていた。また変動幅も0.5の範囲に収まり、5.26m深より上の層と全く変動の様相を異にしていた。

化学主成分濃度

1.57～5m深までの Cl^- 、 Na^+ 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Ca^{2+} イオン濃度の分析結果を第14-2図に、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 NH_4^+ イオン濃度については第14-3図に示す。また、5～10mまでの Cl^- 、 Na^+ 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Ca^{2+} イオン濃度の分析結果を第15-2図、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 NH_4^+ イオン濃度については第15-3図に示す。なお、第14-2、3図中の0～1.4m深までの鉛直プロファイルは、積雪表層ピットの分析結果である。

雪氷コアの頭の部分である1.57～5.26m深の間に、全ての化学主成分濃度が0.3～0.8mほど連続して高い値を示す層が3～4層ほど見られた。特に、 NO_3^- と Na^+ の高濃度層は同じ深さにみられ、それぞれの極大値は積雪表層ピットと比べ、 NO_3^- 濃度で3～10倍、 Na^+ 濃度で4～20倍大きい値を示す。また、この濃度は、後に示す49m深までの分析結果と比較しても、極めて大きな値である。さらに Na^+ 濃度の変動は、積雪表層ピットでは Cl^- とほぼ完全に一致していたが、1.57～5.26m深では、 Na^+ 濃度が大きな値を示す層でも Cl^- 濃度はそれに対応する高い濃度を示さず、両イオンの変動傾向は全く異なっている。しかし、5.26m深以下では、再び積雪表層ピットの分析結果と同様に Cl^- と Na^+ 濃度の変動傾向は一致している。

3.3.2.3 雪氷コア0～49m深の各種鉛直プロファイル

ここでは、3.3.2.1の積雪表層観測、3.3.2.2の雪氷コア10m深までの観測結果をふまえて、雪氷コア全体についての分析結果を述べる。

層構造

0～5.26m深は、ざらめ雪層と気泡層、氷板・氷層が混在していたが、5.26～10m深では、ざらめ雪の層がみられなくなり氷化が完成していた(参-3.3.1.1、3.3.1.2)。10～49m深でも5.26～10m深と同様に全層が氷化していた。その層構造の内訳は、9割以上が気泡層、残りの1割弱が氷板・氷層である。特に氷板・氷層がまとまって見られた層は12～14m深と40m深付近であり、そこでは1m深につき0.2～0.4m程度含まれていた。また、大半を占めている気泡層のうち白濁層がみら

れたのは13m深までであり、それより深いところには存在していない。

電気伝導度（第17-1 a 図）

1.57~5.26m深には、 $10\mu\text{S}/\text{cm}$ 以上を示す電気伝導度の大きい層が集中している。その他には、24m深付近と48m深付近に $20\mu\text{S}/\text{cm}$ を越える顕著なピークが見られ、40m~42m深付近にも、 $5\mu\text{S}/\text{cm}$ を上回るまとまったピークが存在する。

pH（第17-1 b 図）

1.57m~5.26m深には、0~49m深全体の中で唯一pH6を上回る大きな値を示す層が含まれている。これらの層の位置は、電気伝導度の大きなピークが現れる層とほぼ一致していた。

5.26m以深では、24m深付近と48m深付近にpHが4.5前後を示す特異層が見られるが、これらの層は先に示した大きな電気伝導度を示す箇所と一致している。

1.57~5.26m深の電気伝導度の大きい層はpHも大きい。一方5.6m深より深いところでは、大きな電気伝導度を示す層はpHは小さな値を示す傾向が見られる。

$\delta^{18}\text{O}$ （第17-1 c 図）

$\delta^{18}\text{O}$ の平均値は、35m深付近を境に上下の層で約1.7%の差があり、35m深より下の層で低い値を示す傾向がある。0~49m全体を通して周期的な変動がみられるが、深さによって極大値と極小値が大きく異なっている。

密度（第17-1 d 図）

積雪表層から次第に値が増加し、6m深付近で $800\text{kg}/\text{m}^3$ を越える。6m深より下の層では、22m深付近で $800\text{kg}/\text{m}^3$ をやや下回る層がある他は、49m深に向かって単調に約 $900\text{kg}/\text{m}^3$ まで増加している。22m深付近で密度が $800\text{kg}/\text{m}^3$ より小さくなっていたのは、気泡の含有率がやや高めになっていたことと対応する。

化学主成分濃度（第17-2, 3 図）

3.3.2.2項で示したように、1.52~10m深の雪氷層中には NO_3^- と Na^+ 濃度が共に高い層が現れた。しかし、10m深より深い層ではそのような層は存在せず、 Na^+ は Cl^- 濃度の変動傾向と非常によく一致した。

電気伝導度とpHには、24m深付近と48m深付近に極端なピークが見られた。24m深のピークでは、全ての化学主成分が高濃度を示した。その中でも特に高い濃度を示したのは Cl^- と Na^+ である。また48m深については SO_4^{2-} 濃度に比較的大きなピークが見られたものの、その他の化学主成分には顕著なピークが現れなかった。

14～39m深の Mg^{2+} 、 Ca^{2+} の分析は、他の分析で試料の残量がわずかになったため行なうことができなかった。

H_2O_2

H_2O_2 は、第14-1図、第15-1図にみられるように0～5.3m深では、 $0.1 \times 10^{-7} \sim 1.2 \times 10^{-6} \text{ mol/l}$ 雪氷層中に残存していたが、5.3m深以深では全て分析限界以下の値を示した。

3.3.3 北東島氷河

3.3.3.1 積雪表層ピット

層構造 (第18-1図)

積雪表面から2.3m深までのピットを掘削し、積雪表層部の状態を詳しく観測した。ピット掘削地点は、雪氷コア掘削地点から約100m離れた表面の積雪が平坦な場所を選定した。鉛直断面の層構造は、表層から2.3mまでどの層も一様に積雪表面と平行に堆積していた。積雪層はその雪質からみて、大きく3つに分けることができた。0～0.99m深ではしまり雪の層が、0.99～1.36m深ではしもぎらめの層、1.36～2.3m深では数センチほどの薄い氷板が混じったざらめ雪の層が卓越していた。1.36～2.3m深の薄い氷板は、1.85m深より深いところで間隔が狭まりその数も急激に増加していた。また、2.2m深付近ではざらめ雪の層の中を鉛直方向に氷が貫入している箇所も見られた。

電気伝導度 (第18-2 a 図)

1.1～1.2m深に顕著なピークが見られる。この他にも、弱いピークが0.25～0.35m深、0.7～0.8m深に現れた。

pH (第18-2 b 図)

1m深まではpHが小さいとき $\delta^{18}O$ の値が大きくなり、逆にpHが大きいとき $\delta^{18}O$ 値は小さくなるという周期的な変化を示す。しかし、1m以深ではその傾向は顕著ではなくなり、pHの変動の振幅も小さくなっている。

$\delta^{18}O$ (第18-2 c 図)

表面から1.5m深まで、振幅の大きさが等しい周期変動を示している。1.5m深以深は極大値、極小値のピークがややはっきりしないものの、それより浅い層同様、周期的な変動を示している。

密度（第18-2 d 図）

1.2~1.37m深はしもざらめ層に対応し330kg/m³程度のやや低い値を示すが、積雪表面からピット最深部の2.3mにわたって400~500kg/m³とほぼ一定な値を示した。1.36m深以深には氷板が混じってはいるが、密度の値に影響を及ぼすほどの厚さをもったものはなかった。

化学主成分濃度（第18-3, 4 図）

水中に含まれている化学主成分のうち、Cl⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻、Na⁺、K⁺、Mg²⁺、Ca²⁺、合計7種類のイオン濃度の鉛直プロファイルを得た。このうちCa²⁺は低濃度であることと、分析精度の関係から議論の対象から外し参考程度にとどめた。

Ca²⁺を除いた6つの成分のうち、Cl⁻、Na⁺、K⁺、Mg²⁺濃度のプロファイルには多くの共通点が見られた（第18-3 図）。その共通点は、4つのイオン全てにおいて比較的高濃度の層が0.2~0.55m深にあること、そして濃度の最大値が1.1~1.2m深に存在し、1.3m深以下では低濃度の層が連続して存在していることである。この4つのイオンのうちK⁺のみ、0.75~0.9m深に他の3つのイオンに存在しない濃度のピークが現れた。

SO₄²⁻濃度は、Cl⁻、Na⁺、K⁺、Mg²⁺濃度のように1.1~1.2m深で高濃度となるが、0~1.1m深の濃度の変動幅がCl⁻、Na⁺、K⁺、Mg²⁺と比較して非常に小さいという特徴がある。

NO₃⁻は、全ての層において他の5つの成分の変動傾向と異にしていた。最も顕著な違いは、1.1~1.2m深に濃度のピークが存在しないことと、0.7~0.8m深に他の5つのイオンにはない濃度の極大が現れることである。

H₂O₂（第18-5 図）

0~0.25m深に0.41~8.50×10⁻⁶mol/lの顕著な濃度のピークが、そして1.05~1.55m深に濃度が0.16~1.35×10⁻⁶mol/lと小さいものの、H₂O₂がまとまって存在する層が見られた。一方、1.5m深以下の薄い氷板まじりのざらめ層では、0.34×10⁻⁶mol/l以下のごくわずかな量しか存在していない。

3.3.3.2 雪氷コア0~15m深の各種鉛直プロファイル

層構造（第19-1 a 図）

堆積後に積雪層が融解した程度の強弱を分別の基準として、融解の度合いが弱い

ほうをフィルン層、強いほうを氷板・氷層の2種類に区別した。ここでいうフィルン層は、オスゴルド氷河の層構造分類に用いたざらめ雪層にほぼ対応する。第19-1図には氷板・氷層の位置のみ記載した。5.7m深付近を境に、浅いところではフィルン層が卓越し、それ以深では氷板・氷層が圧倒的に大きな割合を占めた。これは、3.2.2.2節で示した1993年にオスゴルド氷河において掘削された雪氷コアの層構造と、ほぼ一致している。ただ大きく異なる点は、北東島氷河コアでは10m以深においても、0.5m程度のやや厚めのフィルン層が数カ所にわたって存在するという特徴を示すことである。

密度 (第19-1 b 図)

密度は、表層から氷板・氷層が卓越する5.7m深まで1 m毎に約 100kg/m^3 ほどの割合で増加している。5.7m深以深では、フィルン層に相当するところでやや小さな値を示すほかは、 840kg/m^3 程の一定の値であった。

電気伝導度 (第19-2 a 図)

6~7.6m深に、 $40\ \mu\text{S/cm}$ に達する層が見られるが、このような大きなピークは他の深さには全く現れなかった。 $10\ \mu\text{S/cm}$ 以上を示す層もごく僅かである。また、季節変動を示す周期的な変動は現れなかった。

pH (第19-2 b 図)

1~3.8m深ではほとんど全ての層において5.5を上回り、他の深さの層と比べて大きい値を示した。それに対し、3.8~15m深までのpHは、ところどころで5.5を越える程度であった。なかでも12~12.5m深では、pH4.85にも達する極端に小さい値となっている。100m深までの鉛直プロファイルで、pH5.5を下回る値が10mを越えて連続して存在する箇所はこのみであり、3.8~15m深の積雪層が雪氷コア全体を通して最も小さな値を示す箇所であることがわかる。このpHの小さな層は18m深付近まで継続し、18m以深ではところどころpH5.25前後の小さな値が見られるものの、全体を通してみればpH5.5を上回る層が大半を占めている。

$\delta^{18}\text{O}$ (第19-2 c 図)

$\delta^{18}\text{O}$ は、0~2.15m深で-20%以下の小さな値を示す。これに対し、2.15m以深では全ての値が-20%以上であった。また、5.7m以深ではそれより浅いところと比較して、変動幅が小さくなっていた。

H_2O_2 (第19-2 d 図)

6 m深まで分析したが、表層にのみ存在しただけで、他の層ではほとんど検出されなかった。

化学主成分濃度

分析項目は積雪表層ピットと同様に、 Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} の7成分とした。それぞれの鉛直プロファイルを第19-3、4図に示す。このうち Ca^{2+} の $20 \mu\text{g}/\text{l}$ より小さい値は、分析精度上有意でないので、鉛直プロファイルには示していない。

雪氷コアの Na^+ と Mg^{2+} は、積雪表層ピットと同様に共通した変動を示している。積雪表層ピットにおいては、 Na^+ 、 Mg^{2+} と類似した変動を Cl^- と K^+ も示していた。しかし、6.2~7.6m深にかけて Cl^- と K^+ は $5000 \mu\text{g}/\text{l}$ を越える高い濃度を示すが、この現象は Na^+ と Mg^{2+} にはない。この層以外では、 Cl^- の変動は全般的に Na^+ 、 Mg^{2+} と良い相関を示すが、 K^+ には共通性が見られなかった。また K^+ 濃度は、6.7~7.6m深においてその上下の層と比べて10~100倍も高濃度になるが、これは他の成分にはない変動である。

NO_3^- と SO_4^{2-} 濃度は、0~0.42m深、0.63~0.75m深、12.1~12.2m深などに共通した濃度のピークがあり、その他の極大値が現れる層も非常に良く一致している。

また積雪表層0~0.42m深は、全ての化学主成分において唯一共通して高い濃度が現れる層である。

第4章 考察

4. 1 大気中および降水中の化学主成分の変動

氷河上の雪氷層中に含まれる化学主成分や固体微粒子などの保持、流出機構を検討するためには、降水や大気中のエアロゾル、ガスに含まれる化学主成分や固体微粒子などの、積雪として涵養する以前の初期情報を確認しておく必要がある。

スバル諸島周辺では、一般的にどのような特徴を持った大気成分をもち、そしてどのような季節変動および地域変動を示すのかということについて、これまで Iversen and Joranger(1985)などが SO_4^{2-} (aerosol)、 SO_2 (gas)濃度について、また固体微粒子中の金属元素濃度は Pacyna and Ottar(1985)により報告されている。しかし、降水中の化学主成分の季節変動や地域性などを観測した例はこれまで非常にわずかである。大気を持つ成分が降雪中にどの程度取り込まれているのか、また降雪後のドライフォールアウトは、積雪の化学主成分にどれくらい影響を与えるかということなど、大気中の化学主成分が降積雪中に移動する過程は、まだ解明されていない点が多く残されている。

大気中に含まれている化学主成分が、降水を介して積雪層中に堆積する過程を観測するには、雪氷コア掘削地点でエアロゾル、ガス、降水の採取を行なうことが比較観測する上で望ましいが、東の北東島氷河から西のブレッガー氷河までは250km以上離れているため、同時に試料を採取することは非常に困難である。また、季節変化を調べるため一年間を通して氷河上に滞在することも、それに見合う観測設備を整えることを考えると大変難しい。そして、降水やエアロゾル、ガスは、観測地点の気象条件に強く影響されるので、一日数度以上の定期的な気象データが得られることも重要である。

したがって、雪氷コア採取地点において大気や降水の採取が困難な場合、これまでにエアロゾルおよびガスの経年変動を示すデータの蓄積があり、そして正確な気象データが密に観測されている地点で、降水、エアロゾル、ガスの採取を行なうことが最善の選択だと考えられる。このような地点として、過去40年間にわたり気温、風向風速、降水量などの基本的な気象データと、最近では一日に1~2度高層気象データを定期的に観測している、スピッツベルゲン島北西部のニー・オルスン(78°55' N, 11°56' E; 第2図)があげられる。このニー・オルスンでは、Iversen and

Joranger(1985)らもエアロゾル、ガスの採取を行ない、数年間の経年変動を示すデータも存在している。

このような理由から、本研究ではニューオルスン基地周辺にて降水、エアロゾル、ガスの採取を行ない、雪氷コア採取当時の代表値とした。

4.1.1 大気中のエアロゾル、ガス成分に影響を与える気象要素

エアロゾル、ガス濃度は観測地点の気象条件に大きく左右される。したがって、ニー・オルスン近傍のエアロゾル、ガスの濃度の変動は、どのような気象要素の影響を強く受けるのか検討する。

まず始めに、降雪がエアロゾル、ガス成分の濃度の変動に与える影響をみる。1995年2月18日から3月10日までの観測期間中0.1mm以上の降雪があったのは、現地時間3月5日15時頃から8日4時頃までの一度のみであった(第4c図)。エアロゾル、ガス成分のなかで、この降雪期間前後と降雪期間中の濃度が明らかに異なっていたのは、 Cl^- (aerosol)(第3a図)と SO_2 (gas)(第3c図)であった。このうち SO_2 (gas)(第3c図)は、2月18日の観測開始から常に $30\text{ng}/\text{m}^3$ 以上の濃度を示し、3月2日頃から気圧の尾根が張り出してくるにつれて $150\text{ng}/\text{m}^3$ まで一旦濃度が上昇したが、6日から8日の降水期間中に $10\text{ng}/\text{m}^3$ 以下まで急激に濃度が減少した。降雪が終了した8日以降も、継続して低い濃度であった。降雪が始まった3月6日を境にして SO_2 (gas)濃度が急激に低下した原因は、 SO_2 (gas)が降雪粒子に吸着し大気中から除去されたためであると考えられる。

一方 Cl^- (aerosol)は、3月6日から8日の降雪期間中、晴天時や曇天時の3~10倍高い濃度である $17\text{ng}/\text{m}^3$ を示した。しかし、一般的に降水があると大気中のエアロゾルはウォッシュアウトされ、濃度が低くなると言われている。したがって、 Cl^- (aerosol)の変動が一般的な傾向に反して降雪期間中高濃度を示したのは、ウォッシュアウトを上回る量が大気中に供給されていたためであると考えられる。第5a、b図にニー・オルスンの風向風速を示した。この期間中、6日の正午すぎまで平均風速4m/sを越えるやや強い東風が吹いていたが、それ以外の時間は0~1m/sのごく弱い風が北~西南西方向から吹いていた。また、観測期間中24時間以上継続して北および西成分の風が吹いていたのは、この期間だけであった。ニー・オルスンは、北西から南東方向に伸びる小さな半島の東側に位置しているが、半島の尾根

を越えた西岸にはグリーンランド海が大きく広がっているため、その方角である北～西南西から風が吹いていた期間、海洋上の海塩飛沫が多量に陸上に吹き上げられ、降水期間中に濃度の最大値を観測したものと考えられる。

次に、降雪以外の気象要素がエアロゾル、ガス成分濃度の変動に関与したものを示す。

HCl(gas)濃度は、3月1日を中心に暖気を伴った低気圧が通過した際、大きく変化した。その濃度は、気圧が低下し始めた2月26日から次の気圧の極大値を示す3月4日までの間 $30\text{ng}/\text{m}^3$ 以上の濃度を示し、前後の観測期間より $10\text{ng}/\text{m}^3$ 以上大きな濃度を示した。このHCl(gas)は、人間活動および酸と海塩飛沫中のNaClの反応により大気中に放出される。このうちニー・オルスン近傍では、人口が少ないことや工業が全く行なわれていないことから、観測地点周辺の人間活動によるHCl(gas)の放出は極めて少ないものと考えられる。後者によるHCl(gas)の生成は、採取地点が海岸から約2 kmほどしか離れていないうえに、スバルバル諸島が四方を海洋に囲まれた離島であることから十分考えられる。しかし、酸性ガスである $\text{HNO}_3(\text{gas})$ や $\text{SO}_2(\text{gas})$ の濃度は、HCl(gas)濃度が高かった2月26日から3月4日までの間と他の期間にさほど差がない。したがって、この期間中スバルバル諸島周辺の大気中にある $\text{HNO}_3(\text{gas})$ や $\text{SO}_2(\text{gas})$ が海塩飛沫中で酸化され、その副産物として発生するHCl(gas)が増加する可能性は極めて低い。このように考えると、HCl(gas)の供給源はスバルバル近傍でなくかなり遠隔地である可能性が高い。そして、低気圧の動きと時期を同じくしてHCl(gas)濃度が増加していることから、低緯度方向から北上してきた低気圧としてまとまった気団が、元来HCl(gas)を比較的多量に含んでいたと考えられる。この気団のHCl(gas)の供給源が、人間活動によるものか、酸と海塩飛沫の相互作用によるものかは、低気圧の発生した場所やその経路などを詳細に検討しなければ特定できないと思われる。

上記に示した $\text{SO}_2(\text{gas})$ 、 $\text{Cl}^-(\text{aerosol})$ 、HCl(gas)以外の成分は、気象条件の差異によって、明確な濃度の変動を示さなかった。また、第7表に相関行列を示し、互いの成分間の変動傾向に関係があるかどうか検討したが、いずれの成分の間にも顕著な相関はみられなかった。

最後に過去に採取されたエアロゾル、ガスの濃度と今回の観測を比較する。ニー・オルスンではJoranger and Ottar(1984)やIversen and Jornger(1985)らによっ

て、1977～83年にかけて SO_4^{2-} (areosol)と SO_2 (gas)を連続採取してその濃度の季節変動を報告している。それによると、毎年1月から4月にかけて SO_4^{2-} (areosol)と SO_2 (gas)の両方とも濃度の極大を示し、夏季に極小値が現れている。つまり、今回の観測は SO_4^{2-} (areosol)、 SO_2 (gas)濃度に極大値が現れるシーズンに行なったことになる。Joranger and Ottar(1984)やIversen and Jornger(1985)の報告では、その間の月平均濃度は SO_4^{2-} (areosol)が $0.4\sim 1.0\ \mu\text{g}/\text{m}^3$ 、 SO_2 (gas)が $0.7\sim 1.0\ \mu\text{g}/\text{m}^3$ となっている。なお、この季節の SO_4^{2-} (areosol)を2日間連続して採取した値の最大は $1.0\sim 2.0\ \mu\text{g}/\text{m}^3$ であった。これに対して、1994/95年冬季シーズンは SO_4^{2-} (areosol)が $0.6\ \mu\text{g}/\text{m}^3$ 、 SO_2 (gas)が $0.05\ \mu\text{g}/\text{m}^3$ 、2日間の SO_4^{2-} (areosol)濃度の最大値が $1.2\ \mu\text{g}/\text{m}^3$ であった。したがって、1994/95年冬季シーズンは SO_2 (gas)濃度は約15年前の値の1/10以下の値であったが、 SO_4^{2-} (areosol)濃度はほぼ同じであると考えられる。

4.1.2 降水中の電気伝導度、pH、化学主成分濃度を決定する因子

4.1.2.1 1993/94年冬季と1994/95年冬季の降水中の電気伝導度、pH、化学主成分濃度

1993/94年冬季と1994/95年冬季は、降水中の電気伝導度、pHおよび化学主成分濃度の値に大きな差異が認められたことは3.2.2項で記した。海岸に近い降水採取地点RB(第2図)において電気伝導度と化学主成分濃度は、1994/95年冬季の平均値が1993/94年冬季の平均値の2倍以上の値を示した(第4表)。特に Ca^{2+} は、1994/95年冬季のほうが10倍以上大きな濃度を示した。またRBにおけるpHは、1993/94年冬季はpH4.6～5.8の間で変動していたが、1994/95年冬季はpH4.4～7.7と変動幅が広がった(第6-1b図)。そしてその平均値は、1993/94年冬季で5.12であったのが、1994/95年冬季で6.40と1以上も大きくなった(第4表)。

まず始めにpHの平均値が1994/95年冬季に高くなった理由を検討する。降水採取地点RBは、第2図をみて明らかなように海岸からの距離が0.2km弱のところの位置している。標準的な表面海水は、炭酸(CO_2 , H_2CO_3)やホウ酸($\text{B}(\text{OH})_3$)などの弱酸を含んでいることからpHは8前後を示す。このうちホウ酸がpHに与える影響はわずかである(北野、1990)。1994/95年冬季の降水は、このpHの高い海水起源の液滴を雪粒もしくは雨粒中に多量に取り込んでいる可能性がある。第6-6b

図に Cl^- と Na^+ の濃度比を示す。図中に示したピンク色の破線は、標準的な表面海水中の Cl^- と Na^+ の濃度比(1.80)である。RBにおける降水中の濃度比の平均値は1993/94年が1.84、1994/95年が1.93(第4表)であった。したがって両年とも海水中の濃度比よりやや大きく、 Cl^- 濃度が過剰であることを示している。しかし、1993/94年冬季と1994/95年冬季の降水採取期間中わずか数回の事例を除き、濃度比は1.84、1.93を中心に ± 0.1 程度の値を示していたので、両年とも Cl^- と Na^+ のほとんどは海塩起源であると考えられる。また、第8表に1993/94年冬季、第9表に1994/95年冬季の化学主成分および $\delta^{18}\text{O}$ の相関行列を示す。これらの表から Cl^- 、 Na^+ 濃度と相関が高いのは、1993/94年冬季については SO_4^{2-} 、 K^+ 、1994/95年冬季は SO_4^{2-} 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} ということがわかり、 SO_4^{2-} 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} も海塩起源成分であると考えられる。そして、 Ca^{2+} を除き1994/95年冬季の降水のほうが Cl^- 、 Na^+ 、 SO_4^{2-} 、 K^+ 、 Mg^{2+} の濃度が全て2倍程度高い(第4表)ことから、より多くの海水起源の液滴を含み、pH上昇の原因につながった可能性がある。

pHが高くなる原因として、海水起源の液滴が降水粒子に与える影響の他にもう一つ中和作用も検討しなくてはならない。伏見(1994)は、1993年8月におけるニー・オルスン周辺の氷河(ブレッガー氷河)地域の新雪、旧雪(積雪)、氷河水、氷河上の流水、氷河基底からの湧水のpH値は6.95~8.63の中性からアルカリ性であることを報告している。また、このような高いpHを示す原因として、ニー・オルスン周辺の地質が酸に対して中和作用をもつ古生代の石灰岩(主に CaCO_3)などの炭酸塩岩類であることをあげている。伏見が観測を行なった8月は、ニー・オルスン周辺では積雪がほとんどなく裸地が大きく広がるシーズンである。したがって弱塩基性の土埃が多量に大気中に舞い上げられ、この土埃が雪粒や雨粒の核となり、pHの高い降水となったものと思われる。次に、このような状況が1994/95年冬季にも生じていたかどうか検討する。

1994/95年冬季は、3.2.1項で示したように降水量が平年値と比較して約100mm減で非常に少なかった。特に、12~2月にかけて月降水量が2.7~4.2mm程度しかなかったため、積雪が地表面を一様に覆っておらず1993年8月と同じように土埃が大気中に供給されやすい環境が形成されていたと考えられる。土壌起源の土埃による降水のpHへの影響をみるために、ニー・オルスン周辺の地質はおもに石灰石などの炭酸塩岩類という理由から Ca^{2+} 濃度の挙動に注目する。第6-5b図に Ca^{2+} 濃度を

示す。この図を見ると、1994/95年冬季のほうが全体的に高い濃度であることがわかる。しかし、 Ca^{2+} は Cl^- や Na^+ などの海塩起源成分と相関が高い（第9 a表）ことから、 Ca^{2+} には海塩起源のものも含まれており単純に濃度の大小のみで土壌の影響を判別することは不可能である。そこで、第6 - 6 a 図に海塩起源以外の Ca^{2+} （以下 nssCa^{2+} ）濃度、そして第6 - 6 c 図に Ca^{2+} と Na^+ の濃度比を示す。なお、第6 - 6 c 図のピンク色の破線は標準的な表面海水中の Ca^{2+} と Na^+ の濃度比を示す。第6 - 6 a 図をみると、1993/94年冬季の nssCa^{2+} 濃度は非常にわずかであるのに対し、1994/95年冬季の nssCa^{2+} 濃度は第6 - 5 b 図に示した Ca^{2+} の全濃度とほぼ一致していることがわかる。また、第6 - 6 c 図に示した Ca^{2+} と Na^+ の濃度比も、1993/94年冬季はほとんど全て破線上に乗るのに対し、1994/95年冬季は海水中の Ca^{2+} と Na^+ の濃度比から大きくはずれているものが非常に多い。したがって、1994/95年冬季の Ca^{2+} は、その大半の起源が地表面から舞い上げられた土埃であるものと考えることができ、降水のpHの値を高めるのに効果的に働いていることが推測できる。

一方、1993/94年冬季の降水量は平年よりやや多く、特に降水採取期間の最初の月にあたる12月にまとまった降水があったため、シーズンを通して地表面は積雪に覆われていた。このため、地表面からの土埃の供給が抑えられ、降水中のpHは低い値を示していると思われる。これは、1994/95年の3月にややまとまった降水があり、12月から2月までの間と比較して地表面が積雪によって広く覆われた3月には、pHの低い降水が現れる頻度が高くなったという現象からも裏付けられる。しかし、1993/94年冬季の降水のpHは4.6~5.8なので、中和作用の強弱のみではpHが低い値を示す理由として不十分であり、酸の存在を確認しなくてはならない。第8表をみると、1993/94年冬季の降水は H^+ と NO_3^- の相関が高い（相関係数0.747）。このことは、1993/94年冬季降水中の NO_3^- のイオン対は H^+ が大半を占めており、硝酸として降水中に供給されていることを意味している。以上2つの理由から、1993/94年冬季の降水のpHが低い値を示したことを説明できると思われる。

4.1.2.2 1994年夏季の降水中の電気伝導度、pH、化学主成分濃度

1994年夏季RBにおいて採取した降水の分析結果を第7図に示す。また第5表にそれらの平均値を示す。この各成分の平均値と第4表に示した1993/94年冬季の各成分の平均値をそれぞれ比較してみる。

電気伝導度の平均値は $9.56 \mu\text{S}/\text{cm}$ で、1993/94年冬季の平均値 $22.55 \mu\text{S}/\text{cm}$ の半分以下であった。これは、化学主成分の濃度が NH_4^+ 、 Ca^{2+} 以外は冬季より値が下回っていたためである。また、その最大値も冬季では $300 \mu\text{S}/\text{cm}$ を越え、また $50 \mu\text{S}/\text{cm}$ 以上の高い電気伝導度を示すときもしばしばあるのに対し、夏季は最大でも $40 \mu\text{S}/\text{cm}$ 程度であり、その他は平均値と同程度かまたは下回っているものがほとんどであった。この夏季と冬季の電気伝導度の大きな違いを生み出した化学主成分について検討してみる。

第10表に夏季の化学主成分濃度と $\delta^{18}\text{O}$ の相関行列を示す。なお、 Mg^{2+} と Ca^{2+} は、他の成分と比較して測定した検体数が少なかったため、表から除外してある。この表から、 Cl^- 、 Na^+ 、 SO_4^{2-} 、 K^+ の4種類の化学主成分の間の相関が高いことがわかる。この4種類の化学主成分に Mg^{2+} を加えた5種類の化学主成分は1993/94年冬季の降水でも相関が高く、そして全て海塩起源物質ということが確認されている。降水中の Cl^- 、 Na^+ 、 SO_4^{2-} 、 K^+ と Mg^{2+} の濃度の平均値を1994年夏季と1993/94年冬季と比較してみると、全て1993/94年冬季の濃度の平均値が上回っている。一方、この5種類以外の化学主成分 NO_3^- 、 NH_4^+ 、 Ca^{2+} 濃度は全て1994年夏季のほうが高い。したがって、1994年夏季の電気伝導度が1993/94年冬季より低かった原因は、海塩起源の化学主成分の濃度が低かったことに起因していると思われる。

次にpHの季節変動について検討してみる。4.1.2.1項において、1993年夏季の降水のpHの値が6.95以上であったことを示した（伏見、1994）。しかし、1994年の夏季のpHは最大で6.9程度であり、1993年に示した値ほど高くなかった。pHの平均値も5.70で、1993/94年冬季のpHの平均値5.12よりは高い値を示したものの、純水のpHと同程度の値であった。したがって、1994年の夏季の降水には酸の供給が少なかったか、もしくは酸とアルカリがちょうど同じような量存在していた可能性がある。

1994/95年冬季と1994年夏季についても、電気伝導度やpH、化学主成分それぞれの平均値の違いをみると、1994年夏季の電気伝導度は1994/95年冬季の1/5以下、pHは0.70小さく、化学主成分濃度は NH_4^+ を除き2/3～1/10以下であった。したがって、1994年夏季は1993/94年、1994/95年の冬季2シーズンより電気伝導度と大半の化学主成分濃度が低い値を示したことになる。冬季に比べて夏季の観測日数が少ない（第1表）ため一概には言えないが、ニー・オルスンでは電気伝導度と化

学主成分のうち特に海塩起源成分の濃度は、季節変動している可能性がある。pHは、季節に関係なく積雪が地表面をどれだけ覆っているかによって、値が決定されていると考えられる。

4.1.2.3 海洋が降水中の電気伝導度、pH、化学主成分濃度に与える影響

1994/95年冬季には、海岸から0.2kmほど入った丘の頂上（RB）のほかにさらにもう一地点、海岸から1.2kmほど入ったブレッガー氷河末端付近（RS）でも降水を採取した（第2図）。これは、RBが海岸から0.2kmしか離れていないため、海塩飛沫が直接雪面に付着し降水中に元来含まれている海塩起源成分の変動を解析する上での妨げとなる恐れがあるためである。それを避ける意味でRSを降水採取地点に追加した。

第9b表にRSで採取された降水の化学主成分濃度の相関行列を示す。この表から Cl^- 、 Na^+ 、 K^+ の間の相関が高いことがわかる。この3つの化学主成分の間の相関係数と比べれば、 Mg^{2+} と先に示した3つの化学主成分の間の相関係数はやや小さくなるものの、第6図に示した季節内変動の値の変化を見たとき Mg^{2+} と Cl^- 、 Na^+ 、 K^+ の間には類似点が多く見られるため、同じグループに入れてよいと思われる。第6-6b図に Cl^- と Na^+ の濃度比を示した。RSの Cl^-/Na^+ 比は1.97（第4表）であり、1993/94年冬季、1994/95年冬季のRBの Cl^-/Na^+ 比と比べてやや大きく、また標準的な表面海水の Cl^-/Na^+ 比1.80から最も離れた値を示している。特に2月中の降水の Cl^-/Na^+ 比が2.2前後の大きな値を示している。このようにRSの Cl^-/Na^+ 比が表面海水の Cl^-/Na^+ 比よりやや大きな値を示す理由は現在のところ不明であるが、 Cl^- と Na^+ の間の相関係数が0.997と非常に高いことから、 Cl^- と Na^+ はイオン対になっていることは明白であり、両方とも海塩起源であると考えられる。したがって、 Cl^- と Na^+ と良い相関を示す K^+ 、 Mg^{2+} もその起源の大半は海塩であると考えられる。

4.1.2.1項でRBで採取された降水の海塩起源成分は、 Cl^- 、 Na^+ 、 SO_4^{2-} 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} であると述べた。しかし、RSで採取された降水は SO_4^{2-} 、 Ca^{2+} と Cl^- 、 Na^+ 、 K^+ 間の相関が高くない。 Mg^{2+} は SO_4^{2-} 、 Ca^{2+} のグループ、および Cl^- 、 Na^+ 、 K^+ のグループどちらとも相関がよい。 Ca^{2+} は、第6-6c図に示した Na^+ との間の濃度比がほとんど海水中の濃度比を示す破線上に乗らないことから、土壌起源の成分であると考えられる。第4表に示した1994/95年冬季RSの $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$ 比は、海水中

の $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^{+}$ 比と最も大きく違っており、またRBの同比より大きな値を示すことから、土壌起源の Ca^{2+} が占める割合がRBよりも大きいことが示唆される。 SO_4^{2-} もRBでは非海塩起源の SO_4^{2-} （以下 nssSO_4^{2-} ）は全体の濃度の半分程度に留まっていたが、RSでは3/4にその割合が増加している（第4表）。そして、 nssSO_4^{2-} は H^{+} と相関が高くないことから酸として降水中に供給されたものではない。したがって、 Ca^{2+} と同じく SO_4^{2-} も大半が陸域から供給されたものと考えられる。

次に、このRB、RSの両採取地点で得た降水の分析結果の特徴を、第4表に示した各分析項目の平均値を用いて以下に述べる。

RSの電気伝導度の平均値は14.69で、RBの平均値49.50の1/3以下であった。pHはRSが5.84であるのに対しRBは6.40で、RBのほうがより海水のpHに近い値を示した。また、RSの NH_4^{+} を除いた各化学主成分濃度の平均値は、RBの1/3~1/5であった。したがって、海岸から距離が離れるほど降水中に含まれる化学主成分濃度やpHは低くなっていると考えられる。

これまで示してきたことにより、RBとRSの海岸からの距離の差は1kmほどしかないものの、降雪中に含まれている化学主成分の起源が異なっていることが明らかになった。そして、海岸に近いRB降水採取地点のほうが海塩起源成分と判別した化学主成分もそうでないものも高濃度を示したことから、降水中の化学主成分濃度は海岸からの距離が大きくなるほど低くなる傾向を示すことが推測される。この傾向を海岸から離れたところに位置するスバル諸島各島内部の氷河上の降雪に当てはめると、ニー・オルソンのRS観測点よりさらに化学主成分の濃度は低いことが予想される。

4. 2 雪氷コア鉛直プロファイル解析

4.2.1 ブレグラー氷河雪氷層の堆積環境

ブレグラー氷河上のBR地点（第2図）において、1994年夏季と1994/95年冬季に2度、雪氷層の堆積環境の観測を行なった。この氷河では、Goto-Azuma et al. (1993)が1991年の夏季、1991/92年の冬季の2度、本研究で雪氷コア、ピットを採取した地点を含め氷河全域にわたる積雪のごく表層1~2m深程度までの詳細な観測を行なっている。今回の観測は、Goto-Azuma et al. (1993)が行なった2m深ま

での解析をさらに発展させる意味で、それより深い雪氷層まで範囲を広げて解析を行なった。

1994年9月、9.6m深に達する雪氷コアの掘削に成功した。この9.6m雪氷コアの密度は0.24m深で700kg/m³まで上昇し、それ以深も700~900kg/m³の値を取っている(第12-1 a 図)。これはコア掘削当時のブレッガー氷河の層構造は、雪の層がごく表面の薄い層に残されている他は、融解および再凍結を繰り返して形成された上積氷で大半が占められていることを意味している。

電気伝導度は、0.5m、0.95m深に10 μ S/cmを上回る顕著なピークが、そして3m深にも5 μ S/cm程度のピークが現れている(第12-1 b 図)。この電気伝導度のピークが現れた0.5m、0.95m深には、全ての化学主成分の濃度にピークが現れた(第12-2、3 図)。また、3m深のやや小さい電気伝導度のピークでは、Cl⁻とNa⁺のみ高濃度を示した。これら0.5m、0.95m、3m深にあったている層は、いずれもその上の層と比較して密度が急激に上昇しているところである。このように密度が急変しているところでは、層構造も大きく変化している。Goto-Azuma et al. (1993)が、ほとんど同地点において1991年8月に積雪の表層約2m深まで観測を行なったときも、ざらめ雪から上積氷に層構造が変わっている0.9m深付近で化学主成分濃度が高い値を示す層が確認されている。また、Davies et al. (1982)がノルウェーのベルゲン近郊にあるFolgefonna Ice Cap(60°04'N, 06°23'E, 1625m a. s. l)で1980年7月末に掘削した61m雪氷コアの化学主成分の解析結果にも、同じようにフィルンから上積氷に層構造が変化しているところで、化学主成分の高濃度層が見られる。この現象は、中国の天山山脈にあるウルムチ川源流のGlaciar No. 1にも見られた(Goto-Azuma et al., 1994)。これらの氷河において電気伝導度と化学主成分濃度のピークが現れる層は、共通して最も浅い上積氷層であった。

この層構造が著しく変化する雪氷層中で見られる濃度のピークの形成について、Davies et al. (1982)は1年間に堆積した積雪中に含まれている化学主成分が融雪水によって全て不透水面上に集められたものとしている。そして、このピークは1年にひとつ形成され、次の融雪期には消滅し新たに作りなおされると報告している。

ブレッガー氷河では、1m深までにあらわれた電気伝導度と化学主成分濃度のピーク値が、どの程度の期間の降水中に含まれている化学主成分を集めて形成されたものなのか検討してみる。この氷河の氾濫原に位置するニー・オルスンRSにおい

て採取した降水中の化学主成分濃度の平均値は第4表に示した通りである。これとブレッガー氷河雪氷層中の電気伝導度、化学主成分濃度のピーク値と比較したところほぼ一致していることがわかった。したがって、ブレッガー氷河雪氷層中の電気伝導度と化学主成分濃度のピークは、各々一期間の降水中に含まれていたものと考えられる。また、9 m深までの雪氷層にそのようなピークが1ないし2しか存在しないことから、Folgefonna Ice Capの観測結果とは異なり、ひとつのピークが存在できる期間は非常に短期間であるものと思われる。そして、電気伝導度および化学主成分濃度のピークは、一融雪期間中に何度も形成され、消滅するという過程を繰り返していることが考えられる。

第11表に、化学主成分間の相関行列を示した。この表から NH_4^+ 、 H^+ を除く全ての化学主成分の相関係数が高いことから、融雪が生じると化学主成分の種類を問わず、同時に移動していくことが考えられる。第12表には1994/95年冬季の化学主成分濃度観測値の相関行列を示した。a)は涵養期の相関を、b)に融雪期の相関を示している。涵養期は NH_4^+ を除く全ての化学主成分において非常に相関がよい。融雪期はその NH_4^+ も涵養期に比べて相関が高くなっている。したがって、融雪期には、融雪によって初期の積雪層中に異なった割合で溶存していた化学主成分も同時に融雪水中に取り込まれ不透水面上集められたあと、最終的には全て流出していくことが考えられる。

4.2.2 オスゴルド氷河雪氷層の堆積環境

オスゴルド氷河における積雪表層ピットや雪氷コアの掘削は、日照時間が最も長い6月から7月にかけて行なわれた。積雪表層の層構造(第14-1 a 図)は、0~1.1 m深まで湿ったざらめ雪中心で、観測を行なった当時一日中照りつける日射の影響で表面付近の積雪が融解していたことがわかる。また、1.3 m深までところどころ鉛直方向に凍結したざらめ雪が貫入しているところがある。これは、過去に融解が生じたときに融雪水が流れた痕跡であるため、以前にも積雪層の融解が生じていたことがわかる。

オスゴルド氷河の積雪層の融解が継続して生じていることは、掘削された雪氷コアの密度の鉛直プロファイル(第16図)にも表れている。雪氷コアの密度は、表層から5 m深付近にかけて急激に $800\sim 900 \text{ kg/m}^3$ へ上昇し、それ以深はわずかず大

きくなっている。このことは、オスゴルド氷河では南極氷床やグリーンランド氷床のように圧密氷化して堆積しているのではなく、最深部の49m深までほとんどの雪氷層が少なくとも一度は融解し、再凍結して堆積したことを示している。しかし、この雪氷コアの電気伝導度、pH、化学主成分 (Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+})には、それぞれ複数以上値の大きなピークが見られた(第14-1、2、3図)。

これまで、氷河の雪氷層が融雪の生じている時期に、化学主成分の保持、流出過程を扱った研究は、Davies et al. (1982)、Goto-Azuma et al. (1993)などがあり、化学主成分の濃度ピークは、最も深いところに位置するざらめ雪層の直下に存在する氷板に1~2個みられることが報告されている。そして、そのピークが存在した下層では、どの化学主成分濃度も非常に小さな濃度を示していることから、化学主成分は一年以上保存されないとしている。オスゴルド氷河では、5.26m深まで明らかに5~6個濃度の大きなピークが存在することと、 Cl^- と SO_4^{2-} 濃度は、表層付近から49mの最下層まで変動の大きさがほぼ一定であることなど、Davies et al. (1982)やGoto-Azuma et al. (1993)が示した結果、4.1.1項で示したブレッガー氷河の観測結果とは明らかに異なっていることがわかる。

オスゴルド氷河の積雪表層では、1.57~5.46m深のざらめ雪層や、氷板に挟まれた気泡を多数含んだ氷層(気泡層)に化学主成分の極大値がみられ、氷板・氷層で極小値を示すという周期的な変動が見られた。ざらめ雪層、気泡層、氷板・氷層の3種類の層構造は、全て融雪水の与える影響の強弱によって形成される。ざらめ雪は雪粒が0℃以上の気温や日射を受けたとき表面が水膜で覆われ、時間がたつにつれて小さな雪粒同士が合体してできあがったものである。気泡層はそのざらめ雪が互いにつながり通気性を断つほど発達したときに形成されると考えられる。そして氷板・氷層は、融雪水や雨水が止水面上に滞水してできたものである。オスゴルド氷河では、層構造の違いによって化学主成分濃度が顕著に異なることから、融雪期の氷河上の気温が層構造の再形成を生じさせ、それと同時に化学主成分濃度の再分配を決定していると考えられる。そこで、氷化がほぼ完了する5.46m深までにあらわれた顕著な氷層とその上のざらめ雪層が融雪過程で形成されたものと仮定して、化学主成分の再分配過程を検討した。

ざらめ雪層と氷層を一単位層として層毎に含まれるイオン当量を第13、14表に示

し、また第20図にそのイオンバランスを示した。そして、0～1.4m深のざらめ層と、全て氷層から形成されている5.46～5.86m深も一単位層として含め第13、14a表、第20図中に記載した。0～1.4m深のざらめ雪層は1.4m深以深が欠層しているため便宜的に1.4m深を境界としている。また、5.46～5.86m深は全層が氷層から形成されている一単位層の化学主成分の代表値として、他の単位層との比較に用いるために記載した。なお、濃度ではなくイオン当量として図示したのは、成分毎の量の比較および陽イオンと陰イオンの間のイオンバランスを考える上で有効であるからである。

第13表、第20図から読みとれたことは次の通りである。0～1.4m深の積雪表層ピットで得た化学主成分のイオン当量は、すぐ下の単位層1.57～2.95m深と比較して陽イオン陰イオンともに非常に低い値を示した。陽イオン当量は1.57～2.95m深の単位層で最も大きな値を示し、深さが増すにつれて次第に値が小さくなる傾向を示した。また、陰イオン当量は陽イオンより一つ下の単位層である2.95～3.66m深で最大値を示し、その下層では次第に値が減少した。4.73～5.07m深、5.07～5.46m深の2つの単位層は氷層のみで形成されている5.46～5.86m深とほぼ同程度の値を示した。陽イオン当量は最大で陰イオン当量の4倍弱に達する層をはじめ、全ての層で陽イオン濃度が陰イオン濃度を上回った（第13表）。この陽イオンの過剰傾向は、 Na^+ がその原因となっている（第14表）。

上記の結果から、雪氷層の融解および再凍結にともなう化学主成分の移動を推測する。

化学主成分のイオン当量が非常に小さな値を示していた0～1.4m深には、ところどころ鉛直方向に凍結したざらめ雪が貫入しているところがあった。これは、過去に融解が生じたときに融雪水が流れた痕跡である。また、層構造も湿ったざらめ雪と判断されていることから、ピット観測当時も融解が生じていたことは明白である。したがって、この層に元来含まれていた化学主成分の多くは積雪層が融解すると同時に流出してしまったと判断できる。この下の1.57～2.95m深の単位層中のイオン当量が非常に大きいことから、0～1.4m深から流出した化学主成分はこの層中で再凍結し保存されていると考えられる。1.57～2.95m深と2.95～3.66m深の単位層は、厚さ約20cmの氷層によって分けられている。コア掘削当時の氷温が積雪表面から4.5m深までの間 -1°C 程度（内田、私信）であったので、この氷層は少

なくとも1993年の融雪期に入ってから形成されたものではない。こう考えると、2.95～3.66m深の単位層中のざらめ雪層は1991/92年の涵養期に堆積したものである可能性が非常に高い。同様に2.95～3.66m深と3.66～4.01m深の単位層の間に位置する氷層も、1993年融雪期以前に形成されたものと考えられる。氷層は、融雪期に止水面上に溜まった融雪水が氷化して薄い氷板を形成し融雪末期までにそれが成長して厚くなったものであると考えられる。1年のうちに融雪期と涵養期が1度ずつ存在しているとすると、氷層は年層境界を表している可能性が高い。そして、氷層に挟まれたざらめ雪層には一融解期を経た情報が保存されていると考えられる。しかし、1.52～5.26mのざらめ雪層のイオン当量は、下の層にいくほど小さくなっていることから、一旦保存された化学主成分も次第に融雪水中に取り込まれて単位雪氷層中から除去されていると考えられる。

このように推論すると、除去された化学主成分の行き先を考えなくてはならない。収支を合わせるならば、上の層で取り除かれた化学主成分は、どこか下の層に溜まっていなければならないが、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 以外の成分は、5.26m深より下層に、顕著なピークはみられない。したがって、オスゴルド氷河上に涵養した降水は、融雪期に融けだして滞水層中を水平方向に流れ出すか、雪氷層中にところどころ生じているクラックから鉛直方向へ流出していることが推測される。コア掘削地点はオスゴルド氷河全体から見れば、ややドームの頂上からはずれてはいるものの、非常に平坦であったので融雪水は鉛直方向に抜けている可能性が高いと思われる。ただし、0～5.86m深の各単位層毎のイオン当量の割合（第21図）が等しくないことから、融雪水中への溶解度が化学主成分ごとに異なっていることが推測される。4.73～5.07m深、5.07～5.46m深の2つの単位層のイオン当量は、氷層のみで形成されている5.46～5.86m深とほぼ同程度の値を示した。この結果、オスゴルド氷河では5m深前後で化学主成分の上下方向の動きがなくなり、雪氷層中に固定され保存されるものと捉えることができる。

次に、氷層を年層境界として用いることは適切なのかどうか検討する。積雪層中の氷層は年に一回ずつ形成されると考えると、氷層から次の氷層までが1年間に涵養した量にあたる。この考え方をもとに各単位層の年間涵養量を求めると0.15～0.48 w. eq/year（第13表）となり、その平均値は0.29 w. eq/yearとなった。この層構造から求めた年間涵養量と、放射性同位体であるトリチウムと ^{137}Cs を用いて

推定した年間涵養量とを比較してみる。

オスゴルド氷河コアのトリチウムと ^{137}Cs の分析値をそれぞれ第22図と第23図 (Pinglot et al., 1994) に示す。トリチウムと ^{137}Cs の濃度の最大値は、12.5~13 m深、12~15m深に現れている。ピークの出る深さに多少の開きがあるのは深さ方向の分析精度が異なるためであり、トリチウムと ^{137}Cs の最大値は、ほぼ同じ深さに現れていると考えられる。これまで、北極域で掘削された雪氷コア中にもトリチウムと ^{137}Cs の濃度のピークは現れており、トリチウムのピークは、水爆実験が最も盛んに行われた1963~64年に、 ^{137}Cs のピークは原爆実験が最も盛んに行われた1962~64年に相当する (藤井、1995)。Pinglot et al. (1994)は、この ^{137}Cs の観測結果から、オスゴルド氷河の年間涵養量を0.30~0.33m w. eq/yearと推定している。この値は、氷層の位置から求めた年間涵養量の平均値0.29m w. eq/yearとほぼ等しい。したがって、氷層は年層境界として用いて差し支えないと思われる。

このように氷層によって年層区分を推定することができたが、前述したように氷層によって区切られた年層の陽イオン当量と陰イオン当量のバランスがとれていない層がいくつかある。第13表に、各年層毎の陽イオン当量と陰イオン当量の当量比を示した。陽イオン当量と陰イオン当量の比は、最大3.92に達する層をはじめ、全ての層で陽イオン当量が陰イオン当量を上回っている。この陽イオンの当量過多を作り出している化学主成分は、陽イオン当量の70%以上を占める Na^+ である。この Na^+ のイオン対になる陰イオンや、 Na^+ と変動の一致した陽イオンがないかどうか確認するために、第15表に1.57~5.52m深の相関行列を示した。この表から Na^+ と相関が高いのは NO_3^- であり、 Na^+ と対をなして変動していることがわかる。しかし NO_3^- は、 Na^+ とイオンバランスを保つほど当量が多くない (第14表)。したがって、これまでに測定していない陰イオンが Na^+ のイオン対になっていることが予想される。その化学主成分は、1.57~5.26m深のpHが6~7以上になっていることから、弱酸または弱酸塩が考えられる。その存在を確認したところ、他の2つの氷河ではほとんど観測されなかった、有機酸であるシュウ酸イオン $(\text{COO})_2^{2-}$ が同層に含まれていることが確認できた (第24図)。しかし、第14表よりシュウ酸のイオン当量は0.09~5.29 μeq である。これは、 Na^+ のイオン当量と比較すると数十~数百分の1のわずかな量にしか当たらないので、 Na^+ のイオン対としては十分な量ではない。さらにシュウ酸イオンのような弱酸イオンの存在の確認を継続したところ、多量に

含まれている可能性があるイオンを一つこれまでの実験で確認することができた。しかし、現在のところその成分名を同定するには至っていない。

陽イオンと陰イオンのイオンバランスを検討する上で Na^+ と NO_3^- の関係については示したが、それ以外の化学主成分の関係について検討する。第15表～第18表に化学主成分濃度、 H_2O_2 、 $\delta^{18}\text{O}$ の相関行列を示した。雪氷コア1.52～49m深の全層において相関が高かったのは、 NO_3^- と Na^+ 、 SO_4^{2-} と Mg^{2+} であった（第16表）。ピット0～1.4m深では、 Cl^- と Na^+ 、 NO_3^- と SO_4^{2-} 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} の3種類のイオン間であった（第17表）。これらの結果だけをみると、ピットとコアでは化学主成分の挙動が一致してないように思われる。この原因は、ピットの化学主成分の大半が融雪水とともに洗い流され、残っていないことが考えられる。そこで、現在融解、再凍結により融雪水の関与を受けている層1.52～5.52m深（第15表）と化学主成分が固定された層5.52～49m深（第18表）に分類して相関行列を示した。1.52～5.52m深では、相関の高い化学主成分のグループが3つ存在した。

- ① Cl^- , SO_4^{2-} , K^+ , Mg^{2+} , (Ca^{2+})
- ② K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , (SO_4^{2-})
- ③ NO_3^- , Na^+

一方、5.52～49m深でも、2つのグループが存在した。

- (ア) Cl^- , Na^+ , (SO_4^{2-} , K^+ , Mg^{2+})
- (イ) SO_4^{2-} , Mg^{2+}

1.57～5.52m深のグループ①は、1994/95年冬季にニー・オルスンRBで採取した降水の海塩起源成分と判断したものと全く同じである。 Ca^{2+} をカッコで示したのは、 K^+ 、 Mg^{2+} とは相関が高いが、 SO_4^{2-} との相関がやや小さくなり Cl^- とはあまり相関がよくないためである。そこで、グループ②として分けて示した。これは、 K^+ を除けばニー・オルスンRSで採取した降水の土壌起源成分のグループとほぼ一致している。しかし、ニー・オルスンでは、グループ③に対応するような降水は観測されなかった。5.52～49m深の方も同様に考えると、グループ（ア）は海塩起源成分であり、（イ）は土壌起源の可能性が高い。したがって、全層を通じて海塩起源成分の存在が確認されたことから、オスゴルド氷河は標高1140mというスバルバル諸島の氷河では比較的高所にありながら海洋の影響を非常に強く受けている氷河であることが推定される。

4.2.3 北東島氷河雪氷層の堆積環境

始めに、雪氷コア0～2.5m深と積雪表層ピット0～2.3m深の各種観測結果の比較し、同一環境下で形成された試料であるかどうかを確認する。

層構造は、雪氷コアの0～2.5m深は全層においてフィルン層（第19-1図）であり、積雪表層ピットの層構造（第18-1図）にも顕著な氷板・氷層が見られなかった。また、積雪表層と雪氷コア0～2.5mの密度プロファイル（第25-1図）は、両者とも $400\sim 500\text{kg/m}^3$ の間を変動していた。したがって、積雪表層を観測するために掘削したピットと、雪氷コアの層構造はほぼ一致していると考えられる。

電気伝導度の関係を第25-2 a 図に示す。雪氷コアの電気伝導度は表面付近と0.7m、1.1m、1.6m深付近で大きな値を示す。これらのピークのうち積雪表層ピットデータと大きく値が異なるのは、表面付近と1.6m深付近に極大値が存在することである。この2カ所を除けば、雪氷コアとピットの電気伝導度の変動傾向はほぼ一致している。

pHの関係を第25-2 b 図に示す。雪氷コアのpHは0.3m～0.4m深と1.6m深付近に、積雪表層の分析値には存在しないpH6を上回る極大値が存在する。それを除けば雪氷コアとピット分析値は、よく似た変動を示している。

$\delta^{18}\text{O}$ の関係を第25-2 c 図に示す。雪氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ 値は、積雪表層ピットにより得られた $\delta^{18}\text{O}$ 値のように周期変動がみられず、変動幅も小さかった。これは、積雪表層ピットの時には、 $\delta^{18}\text{O}$ を測定するための試料を0.05m間隔で採取したが、雪氷コアは一試料を0.1～0.5m間隔で採取したため、深さ方向の分解能が比較的荒くなったことに起因していると思われる。そこで両方の $\delta^{18}\text{O}$ の平均値をとってみると、積雪表層ピットに使用した試料は-18.2‰、雪氷コア試料は-19.1‰となった。雪氷コアの平均値のほうがやや低いが、ピットの $\delta^{18}\text{O}$ の最大値と最小値の差は10%以上あるため、試料の違いによる差はほとんど無視していい値であると思われる。

化学主成分濃度の関係を第25-3、4 図に示す。分析項目は Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} とした。雪氷コアの分析値は、表面付近で全ての化学主成分が高濃度を示す。このピークは、ピットの分析値には見られないものである。また、 NO_3^- と Na^+ の雪氷コアの分析値は、1.6m深前後にピットの分析値にはない共通のピークが存在する。コア中の他の化学主成分にないピークが NO_3^- と Na^+ のみ出現す

るという現象は、1993年に掘削されたオスゴルド氷河コアの表層付近の分析値にもみられる（第14-2図）。この現象は、最近のスバルバル諸島全体における降水の化学主成分を考える上で、貴重な情報である。しかし、1993/94年冬季から不連続ではあるが2冬季1夏季にわたりニューオルスンにて降水を採取しているが、 NO_3^- と Na^+ が同時に高濃度を示している例ははまだ観測されていない。したがって、 NO_3^- と Na^+ がイオン対を形成するのは、スバルバル諸島北部のみに生じる特有の現象である可能性がある。

以上のことから総合的に判断して、化学主成分濃度の値がは多少積雪表層観測値より雪氷コアのほうが大きい層もあるものの、両者の観測値はほぼ一致するので、積雪観測結果と、雪氷コア試料は観測結果は同一環境下で得られた試料として扱うこととする。

次に、北東島氷河の年間涵養量を推定する。本研究における北東島氷河コアの分析項目を用いた推定方法は、下記に示す3種類が考えられる。

(1) $\delta^{18}\text{O}$ 値の振動から年間涵養量を推定する（第18-2c図）

（極大値から次の深さの極大値までを1年とする）

94年夏～95年夏（0.25～0.75m）：0.197m w. eq.

93年夏～94年夏（0.75～1.15m）：0.203m w. eq.

92年夏～93年夏（1.15～1.65m）：0.206m w. eq.

(2) H_2O_2 値の振動から年間涵養量を推定する（第18-5図）。

（極大値から次の深さの極大値までを1年とする）

94年夏～95年夏（0～1.3m）：0.400m w. eq.

(3) 層構造より推定する（第18-1図）。

（比較的厚めの氷板の位置より推定する）

94年夏～95年夏（0～1.62m）：0.680m w. eq.

これら3種類の測定結果から年層を推定すると、 $\delta^{18}\text{O}$ により推定された年間涵養量は H_2O_2 で推定された値のちょうど半分になる。 $\delta^{18}\text{O}$ 値は、降雪時の上空の気温と堆積した後の積雪の融解再凍結の有無によって、大きく左右される。スバルバル諸島では、冬季に夏季の気温とほとんど変わらない 0°C 前後まで気温が上昇することもあるので、 $\delta^{18}\text{O}$ のピークは、冬季の突然昇温によって生じた可能性が強い。 H_2O_2 は、1.3m深付近の濃度が表層付近に比べて非常に小さくなっている。

したがって、雪氷層中に保存されていない可能性が強い。層構造（第18-1図）をみると、1.6m深付近のやや厚めの氷板まで、ほとんど氷板は入っていない。1.6m深より下層は氷板が密集しているので、このあたりの層が、前年度の融雪期にあたると思われる。層構造を観測したのは6月のはじめであるが、この夏の融雪の影響を受けた形跡はなかった。したがって、全層において融雪による水の流出はほとんど無視できるため、層構造による年間涵養量の推定値は信頼できる値である。Hagen et al. (1993)も、同地域の氷河の雪線高度や質量収支から、年間涵養は約0.600m w. eqと推定している。したがって、北東島氷河コアの年間涵養量は、今後トリチウムの測定などをして検討する余地は残されているが、層構造より推定した(3)の値0.680m w. eqとすることにする。

積雪表層ピットの化学主成分濃度は、以下に示す特徴を示した。

Ca^{2+} を除いた6つの成分のうち、 Cl^- 、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 濃度のプロファイルには多くの共通点が見られた。その共通点は、1.1~1.2m深に表れる電気伝導度の大きなピークと同じところで4成分全てが高濃度であること、また、0.2~0.55m深において電気伝導度が $10\mu\text{S}/\text{cm}$ 前後を示すところでも高濃度であるということである。その他、1.3m深以下の比較的低濃度のところでも、これら4成分の変動は同じ傾向を示した。これは、第19a表に示した化学主成分の相関行列にも明瞭にあらわれている。第26a図に Na^+ と Cl^- の関係を示した。図中の点線は、標準表面海水の Cl^-/Na^+ 比である。この図を見ると、ほぼ全ての測定値がこの線上にのり、 Na^+ と Cl^- は全て海塩起源であると考えられる。また、 K^+ 、 Mg^{2+} についても、 Cl^- と同じように Na^+ との比を取ったところ、ほぼ標準表面海水の濃度比と一致した。したがって、 Cl^- 、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} は全て海塩を起源とする成分である。

SO_4^{2-} もまた、1.1~1.2m深の電気伝導度の大きなピークで先の4つの成分同様高濃度を示し、さらにそれより深い層の変動傾向も比較的一致した。第19a表に示した相関行列からも、 Cl^- 、 Na^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} と相関が高いことがわかる。 SO_4^{2-} についても、 Na^+ との比を取った(第26b図)。図中の点線は、標準表面海水中の $\text{SO}_4^{2-}/\text{Na}^+$ 比である。この図を見ると、標準表面海水濃度比よりほとんどの試料において、 SO_4^{2-} が過剰であり、 SO_4^{2-} には海塩以外の他の起源からのものも大きな割合で含まれていることが推測できる。

NO_3^- は、全ての層において他の5つの成分の変動傾向と異にしていた。ただ、

NO₃⁻はpHが小さな値をとるとき、大きな値をとるといふ負の共通性が見られた。この関係を検討するために、第27図にpHの値から求められたH⁺濃度、NO₃⁻濃度、SO₄²⁻濃度全体から海塩起源成分のSO₄²⁻を取り除いたSO₄²⁻（以下nssSO₄²⁻）濃度の関係をイオン当量で示した。なお、nssSO₄²⁻濃度は以下の式から求めた。

$$[\text{nssSO}_4^{2-}] = [\text{SO}_4^{2-}]_{\text{sample}} - \frac{[\text{Na}^+]_{\text{sample}} \times [\text{SO}_4^{2-}]_{\text{smow}}}{[\text{Na}^+]_{\text{smow}}}$$

第27図から、nssSO₄²⁻とNO₃⁻のイオン当量を足しあわせた値と水素イオンの当量はほぼ一致し、nssSO₄²⁻とNO₃⁻は酸として積雪中に取り込まれていると考えられる。

第28図には、陽イオンと陰イオンのイオンバランスを示した。この図中にはオスゴールド氷河で見られたようなイオンバランスのとれない層は存在しなかった。このことは、積雪表層ピット観測を行なった0～2.3m深には、今回測定した化学主成分以外のものが多量に存在しないことを示している。

ここまで、積雪表層ピットの各々の化学主成分濃度の変動の特徴や相互間の関係について述べてきたが、オスゴールド氷河でみられたような層構造の違いによって電気伝導度、pH、化学主成分濃度が変化するかどうかについても検討する。積雪表層ピットの層構造は第18-1図に示したとおりである。この図から層構造は、以下に示す3つに大別される。表層～約1m深まではしまり雪層、その下の1～1.4m深までの層はしもざらめ、さらにその下2.3m深までの層は多少しもざらめ雪が混じるものの大部分はざらめ雪から形成されている。1.4～2.3m深のざらめ雪層中には、厚さ数mm程度の氷板も2～10cmの間隔で入っていた。このように層構造を大別する境界1m深と1.4m深で、電気伝導度、pH、化学主成分濃度の値にみられる変化を示す。電気伝導度（第18-2a図）はしまり雪層としもざらめ雪層の大部分が5μS/cm以上を示しているのに対し、ざらめ雪層では全層で5μS/cm以下であった。pH（第18-2b図）はざらめ雪層のほとんどが5.5以上の値を示しているのに対し、しもざらめ層は5.5前後の値で小さく変化し、しまり雪層では4.8～5.3と積雪表面に近づくほど値が低下している。化学主成分濃度（第28図）は、しもざらめ雪層とざらめ雪層の境界である1.4m深から1.75m深にかけて陽イオン陰イオンとも10μeq./ℓ以下の非常に低い濃度を示した。また、ざらめ雪層では1.75m深以下でも30μeq./ℓ以上の濃度を示す層は存在せず、しまり雪層やしもざらめ雪層と

比較すると全体に低濃度であった。この原因は、ざらめ雪が形成されるには一度以上融雪を経験しなければならないことにあると思われる。特に化学主成分濃度の低い1.4m深から1.75m深にかけては、ざらめ雪が形成される際の融雪によって化学主成分が融雪水と共に流出してしまった可能性が高い。

以上に示したように、北東島氷河においても積雪の層構造の違いによって電気伝導度、pH、化学主成分濃度の値に変化が生じることが確認できた。

北東島氷河0～15m深についても、オスゴールド氷河と同じく密度の値が5.5m深前後で 800kg/m^3 以上を示しているので、積雪層は融解再凍結を繰り返して氷化していることが明らかであり、層構造の違いが化学主成分濃度に変化を与えている可能性が高い。以下に層構造と化学主成分濃度の関係について示す。

Na^+ 、 Mg^{2+} は、0～15m深全体にわたり氷板・氷層の間に挟まれたフィルン層で高濃度を示した。 NO_3^- 、 SO_4^{2-} もまた Na^+ 、 Mg^{2+} のように氷板・氷層の間のフィルン層で大きな濃度を示す。その一方で、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 濃度に H^+ を加えた3成分には、12.2m深前後にある3m以上継続している比較的厚い氷層の上部にも濃度の高いピークが存在する。このように北東島氷河コアでは層構造と化学主成分濃度には部分的に関係が見られるが、オスゴールド氷河コアでみられたほど明瞭でない。また、表層から15m深にかけて、 Cl^- と K^+ 以外の化学主成分はほぼ同程度の変動幅を持っている。したがって、融解再凍結によって層構造が再編成されるとき、化学主成分の移動、流出がオスゴールド氷河ほど明瞭に生じていないことが考えられる。

北東島氷河の0～15m深の、化学主成分濃度の変動の特徴、および成分間の関係を以下に示す。

Cl^- と K^+ 濃度は、6.2～7.6m深の積雪層で、同成分の他の深さで示される濃度より、 Cl^- で3倍以上、 K^+ では4～10倍の高濃度を示す。また、第19b表に示した相関行列より、両者の相関が非常に高いことがわかる。しかしながら積雪表層ピットで、同じ海塩起源であるとした Na^+ 、 Mg^{2+} とは非常に相関が低く、 Cl^-/Na^+ 比（第29図）が標準表面海水の濃度比から Cl^- 濃度過剰のため、大きくはずれた値を示す点が多く印されている。したがって、 Cl^- と K^+ は、6.2～7.6m深の積雪層が涵養した時期に、海洋以外の放出源から多量に供給されたことが推測される。

NO_3^- 、 SO_4^{2-} と H^+ 濃度は、積雪表層ピットにおいて第27図に示したようにイオン対になっていることがわかった。15m深まで拡張して、その関係が継続している

かどうか検討した（第30図）。 NO_3^- 、 SO_4^{2-} は H^+ と比較して、深さ方向の分析精度が密でないところがあるが、ほぼ両者はイオン対になり、連動して変化していることが確認され、雪氷層中の酸性傾向を示す指標として用いることが可能であると思われる。

第31図に、北東島氷河のイオンバランスを示した。この図をみると、 Cl^- と K^+ が高濃度を示す6.2～7.6m深を含め、全ての雪氷層中でバランスがとれている。したがって、北東島雪氷層中に溶存する化学主成分は、全て今回測定した化学主成分のみの挙動で説明がつくと考えられる。

第5章 スバルバル諸島亜極地型氷河から得られる堆積環境示標シグナル

5.1 $\delta^{18}\text{O}$ が示す気候変動

Dansgaard(1953)が、雪氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ の分析から過去の気温の推定が可能であることを指摘してから、南北両極の氷床・氷河で掘削されたコアの $\delta^{18}\text{O}$ 鉛直プロフィールを用いて数千~数十万年前にまでさかのぼる気候変動の解析が行われてきた(Jouzel et al., 1993, Dansgaard et al., 1993など)。また、Johnsen et al. (1972)は、グリーンランド氷床北西部のキャンプセンチュリー(Camp Century)で掘削された氷床コアの $\delta^{18}\text{O}$ の分析値が、過去8300年間にわたって季節変動していることを示している。さらに、Dansgaard et al. (1973)やWatanabe et al. (1988)は、南北両極の様々な場所で掘削された雪氷コアの $\delta^{18}\text{O}$ の平均値とその掘削地点の年平均気温、または年平均気温を推定するのに用いられる10m深の雪温との間の相関は非常に高いことを示している。このように、 $\delta^{18}\text{O}$ は雪氷コアから長期間の気候変動やその場所の年平均気温を推定する示標としてこれまで頻繁に用いられてきた。そこで、スバルバル諸島の氷河においても $\delta^{18}\text{O}$ が上記に示したような気候変動や平均気温の示標となりうるかどうか検討する。

始めに、スバルバル諸島の氷河雪氷層中の $\delta^{18}\text{O}$ の季節変動をみるために、降水中の $\delta^{18}\text{O}$ は冬季と夏季で値がどのように変化しているのか確認した。

第9~11図にニー・オルスンで採取された降水試料の $\delta^{18}\text{O}$ の分析結果を示す。冬季の $\delta^{18}\text{O}$ の変動幅は第9、10図から-7~-26‰、夏季の変動幅は第11図から-4~-25‰であることがわかる。また、冬季と夏季の $\delta^{18}\text{O}$ の平均値を計算したところ、それぞれ-12.9、-12.3‰(第6表)であった。したがって、ニー・オルスンの降水中の $\delta^{18}\text{O}$ は、冬季と夏季の最大値と最小値がほぼ等しくまたそれぞれの季節の平均値の差は0.6‰なので、季節による差はほとんどないと考えられる。しかし、ニー・オルスンの降水中の $\delta^{18}\text{O}$ は、気温と全く関係がないわけではない。冬季、夏季それぞれ降水を採取したのと同時期に観測された地上気温と $\delta^{18}\text{O}$ を、冬季は第32図、夏季は第33図に並べて示す。第32図からは、冬季の地上気温と $\delta^{18}\text{O}$ の変動傾向が非常に良く一致していることがわかる。一方第33図に示した夏季は、冬季ほど両者の変動は一致しないものの、気温の高いところでは $\delta^{18}\text{O}$ は重く

(高く)、反対に気温の低いところでは軽く(低く)なっている。これらの結果から、ニー・オルスンの降水中の $\delta^{18}\text{O}$ は冬季、夏季の両シーズンとも地上気温の変動と関係はあるが、その絶対値を決める要因は季節によって違いがあることが予想される。第34図には、第32図の冬季、第33図の夏季の気温と降水中の $\delta^{18}\text{O}$ の関係をそれぞれ示した。この図から、冬季と夏季の降水中の $\delta^{18}\text{O}$ がとる値の幅はほとんど変わらないが、それぞれに対応する気温の値が大きく違っていることがはっきりと読みとることができる。

ここまで1993/94年冬季、1994年夏季シーズンの降水中の $\delta^{18}\text{O}$ は、冬季夏季に関わらず同様な値をとるということを述べてきた。しかし、今回の得た観測値は冬季、夏季あわせて3カ月弱の短い期間のデータなので、平年値からかけ離れた特異な値をみている可能性がある。そこで、Dansgaard et al. (1973)によって報告された南北両極域における降水中の $\delta^{18}\text{O}$ と、同地点の年平均気温の関係を示した第35図と比較してみる。今回の観測においてニー・オルスンで採取した降水中の $\delta^{18}\text{O}$ の平均値は、1993/1994年冬季の降水中の $\delta^{18}\text{O}$ の平均値は -12.9% 、また1994年夏季の平均値は -12.3% であったので、これらを単純に平均して -12.6% とする。そして、ニー・オルスンの年平均気温は、第3表の1994年夏季の平均気温 0.8°C と、1994/95年冬季の平均気温 -12.5°C を平均して -5.9°C とする。この2つの値を用いて、第35図中に今回の観測値を(*)印で記入する。すると、ちょうどグリーンランド北東部にあるノード(Nord)からスピッツベルゲン(Spitsbergen)にかけて引かれた直線に接した位置にくることがわかる。したがって、今回ニー・オルスンで行なった観測は過去に北極域で行なわれた観測結果と一致した傾向にあるので、スバルバル諸島の降水中の $\delta^{18}\text{O}$ の値として一般的なものとして捉えることができる。そこで、ニー・オルスンの降水中の $\delta^{18}\text{O}$ の値がとる特徴を、スバルバル諸島の氷河上に堆積している雪氷層の $\delta^{18}\text{O}$ の初期情報として参照することにする。なお、第35図中のSpitsbergenとして示されている値は、1971年以降に本格的な気象観測が開始されたニー・オルスンではなく、1959年から気象データのあるロングイヤービン(Longyearbyen)のものである。

次に、ブレッガー氷河、オスゴルド氷河、北東島氷河の3つの氷河雪氷層中の $\delta^{18}\text{O}$ の値がとる特徴について述べる。

3つの氷河の $\delta^{18}\text{O}$ の変動幅は、ブレッガー氷河では $-10\sim 13.5\%$ 、オスゴルド

氷河では-15.5~-23%、北東島氷河では-14~-25%、また、平均値は順に-12.0%、-19.0%、-16.2%であった。これら3つの氷河雪氷層中の $\delta^{18}\text{O}$ は周期的な変動を示すが、全層をとおしてみるとそれぞれの氷河の平均値より小さな極大値、反対に平均値より大きな極小値が頻繁にあらわれる。そしてところどころ極大値、極小値が明瞭に現れていないところもある。また、ニー・オルスンにおいて観測された $\delta^{18}\text{O}$ の値と比較してみると、3氷河の $\delta^{18}\text{O}$ は全てニー・オルスンで観測された最大値から最小値の間に全て収まる。最大値は、ニー・オルスンの降水中の $\delta^{18}\text{O}$ の値が3氷河よりはるかに大きい、最小値はブレッガー氷河を除いた2つの氷河とほぼ等しい。そして平均値は、ニー・オルスンとコア掘削地点が6kmほどしか離れていないブレッガー氷河でほぼ等しい値を示したが、オスゴルド氷河、北東島氷河は4~7%ほど小さな値を示した。

以上に示したスバルバル諸島3氷河とニー・オルスンの降水の $\delta^{18}\text{O}$ の値の特徴から、それぞれの氷河において $\delta^{18}\text{O}$ は何の示標と位置づけたらいいのか検討する。

ブレッガー氷河の $\delta^{18}\text{O}$ は、ニー・オルスンの降水中の $\delta^{18}\text{O}$ の平均値とほぼ等しいが変動幅が極端に狭まっている。しかし、1期間の降雪のもつ $\delta^{18}\text{O}$ の値はニー・オルスンと6kmしか離れていないことから、元来ニー・オルスンの降水中の $\delta^{18}\text{O}$ と同程度の変動幅を持っていたものと考えられる。それが、堆積後雪氷層中で次第に平滑化された可能性が非常に高い。したがって、氷河上の年平均気温を推定する資料としては非常に有効である。しかし、季節変動は保存されていないため、気温の経年変動を復元する資料としては適していない。

オスゴルド氷河の $\delta^{18}\text{O}$ は、鉛直方向に周期的に変化しているものの、先に示したように $\delta^{18}\text{O}$ の極大値、極小値が全層の平均値を挟んで大小どちらにも頻繁に存在する。これは、ニー・オルスンの降水中の $\delta^{18}\text{O}$ と同じく季節変動より季節内変動のほうが大きいことの表れであると考えられる。また、ところどころ極大極小の間が極端に狭まり2%にも満たないところがある。年間の降水の $\delta^{18}\text{O}$ の変動幅が2%未満ということは、ニー・オルスンの降水中の $\delta^{18}\text{O}$ から判断すると小さすぎることから、ブレッガー氷河と同様に堆積後の値の平滑化が生じているのではないかと考えられる。したがって、オスゴルド氷河でも、 $\delta^{18}\text{O}$ は季節変動を示しているとは考えられず、 $\delta^{18}\text{O}$ の全層の平均値は、氷河上の年平均気温に対応した値を

とっているものと思われる。

北東島氷河は、 $\delta^{18}\text{O}$ の平均値がややオスゴルド氷河より高い値をとるものの全体の変動傾向は類似点が多いため、オスゴルド氷河と同様に $\delta^{18}\text{O}$ は季節変動を示さず、平均値は年平均気温に対応しているものと考えられる。

これらのことから、スバルバル諸島における雪氷コア中の $\delta^{18}\text{O}$ からは、南極やグリーンランド氷床の雪氷コアで行なわれているような年層の復元および季節単位での気候復元は不可能である。しかし、氷河上の年平均気温の推定は可能であると思われる。

この項でここまで年平均気温としてきたものは、平年における年平均気温である。すなわち現在を含む過去数十年間の年平均気温のことである。次にスバルバル諸島の氷河中に、過去の年平均気温の情報が存在しているかどうかをオスゴルド氷河コアを用いて検討してみる。

オスゴルド氷河では35m深を境にその上の層と下の層では $\delta^{18}\text{O}$ の変動の振幅の中心すなわち $\delta^{18}\text{O}$ の平均値が変化しているように見える(第17-1c図)。これは、 $\delta^{18}\text{O}$ の季節変動が明瞭でないスバルバル諸島において、35m深前後の積雪が堆積した時期を境に降水が生じた時の気候環境が、季節を問わず年間を通じて大きく変化した可能性を示している。核実験により大気中に放出されることが知られている放射性同位体トリチウム(第22図)と ^{137}Cs (第23図)の測定結果より推定した年間涵養量0.30m w. eq.を用いて、第20表に10年間ごとの $\delta^{18}\text{O}$ の平均値を示し、さらにその値を第17-1c図に書き入れたものを第36図とした。第20表には1800年代、1900年代の $\delta^{18}\text{O}$ の平均値も示した。両年代の $\delta^{18}\text{O}$ の差は1.6%とあまり大きなものではないが、1900年代は観測期間の短い1991-93年を除けば平均値を下回ったのは20年間分に過ぎない。さらに1900年代の10年間の平均値で最低の-18.8%と1800年代の最高値-19.9%との差も1.1%あり、両年代の $\delta^{18}\text{O}$ の平均値の差とほとんどかわらない。したがって、1800年代と比較して1900年代はオスゴルド氷河雪氷層中の $\delta^{18}\text{O}$ の値ははっきりと高くなっていると考えることができ、それは氷河上の年平均気温が上昇したことの表れとして捉えることができる。この35m深は、トリチウムと ^{137}Cs の測定結果より得た氷河の年間涵養量を基に年代を推定するとちょうど1900年頃にあたる。この1900年という時期は、Jones(1987、1988)が1800年代から1900年代初頭までヨーロッパを中心に小氷期と呼ばれる低温期が継続した

としている時期の末期にほぼ一致する。

この結果、オスゴルド氷河雪氷層には1年以上にわたって生じた大きな気候変動の情報が保存されている可能性がある。そして、この雪氷コア試料は、定点での気象観測データの少ない1900年以前の気候変動を解明するための重要な手がかりのひとつになると考えられる。

5. 2 融解再凍結を経て定着した示標があらわす、氷河堆積環境の地域特性

5.2.1 融解再凍結過程の地域特性

ブレッガー氷河雪氷層中では、1 m深程度のごく浅い層で全ての化学主成分に1つないし2つの高濃度層があらわれ、それより深いところで非常に小さくなっていた(第12-2~3図)。これは、積雪層が一度完全に融解した後、浸透しにくい層の上で再凍結した際、それより上の層にあった化学主成分が全て一つの層に集められたことを意味している。このような高濃度層は、数回にわたる観測において、いずれも1つか2つしかあらわれないことから、この高濃度層の寿命は短く、融解再凍結が生じる際に繰り返し形成されていると考えられる。

一方、オスゴルド氷河(第15-2, 3図)や北東島氷河(第19-3, 4図)では、化学主成分の高濃度層が複数以上観測された。オスゴルド氷河の積雪層中の化学主成分には、部分的に流出した形跡や特定の成分のみ激しく流出した形跡はあるものの、大部分は保存されていると考えられる。北東島氷河の雪氷層は、その層構造から少なくとも一度は融解したと考えられる。しかし、化学主成分のうち海塩起源のものとそれ以外のもので、濃度の変動が非常に異なっていることや、表層から15 m深まで濃度の変動の大きさが変わらないことなどから、全ての化学主成分においてほぼ堆積当時の状態を維持していると考えられる。

オスゴルド氷河の雪氷コア掘削地点は、ブレッガー氷河、北東島氷河の雪氷コア掘削地点より500 m以上も高く、スバルバル諸島内の氷河では最も高いところのひとつに位置している。しかし、北東島氷河よりも雪氷層中の化学主成分の保存状況が良くないことから、積雪層中の化学主成分の保持に関してその標高の効果は極めて小さい。これは、3つの氷河の年平均降水量が400~600 mmと推定され(第37図)、

ほぼ等しい値を示しているのに対し、氷河の均衡線の高さはオスゴルド氷河が位置する付近で標高800m以上となり（第38図）、他の氷河が位置する地域と比べて非常に高くなっていることから裏付けられる(Hagen et al., 1993)。

ブレッガー氷河、オスゴルド氷河、北東島氷河は、北緯78°～80°のほぼ同緯度であり、地理的には西から東へ順に約100km間隔で分布している（第1図）。一般に同緯度の氷河では、海岸から離れた氷河ほど融解の影響が小さくなることが言われているが、スバルバル諸島では北東島氷河のある東岸ほど化学主成分の保存状況は良い。スバルバル諸島が現在おかれている気候環境を見たときに、東西方向に最も大きな地域差が現れるのは、海氷の張り出し方である。海氷は、諸島の西岸に暖流、東岸に寒流が流れているため、西岸では冬季でもほとんど発達しないのに対し東岸では夏季でも接岸している。海氷が海面を覆う期間が長い東岸ほど、大陸性の気候が強められる傾向があるので、スバルバルでは氷河の堆積環境に東西差があらわれると推測される。また、降水は、主に西側の暖流に沿って頻繁に北上してくる低気圧によってもたらされる。天候も西から東へ、または南から北へ移り変わることが多い。気候の特徴の移り変わりの特徴も、スバルバル諸島の氷河の堆積環境に少なからず反映しているものと思われる。

5.2.2 電気伝導度、pH、化学主成分濃度、 $\delta^{18}\text{O}$ の地域特性

ブレッガー氷河、オスゴルド氷河、北東島氷河の堆積環境を比較するために、陽イオン、陰イオンの当量を1.5m深ずつ平均した値を第39図に示した。また電気伝導度、pH、個々の化学主成分濃度、 $\delta^{18}\text{O}$ の1.5m深の平均値を第40図に示した。なお、第39図、第40図ともブレッガー氷河のみ夏季の9m雪氷コアの値と冬季の積雪表層ピットの値の両方を示した。また、3つの氷河ではコアを掘削した時期と年間涵養量が異なるため、横軸は同じ年代には置き換えることはできない。

これらの図から3つの氷河の各解析項目の変動の特徴を抽出すると、次のようになる。

a) イオン当量（第39図）

ブレッガー氷河では、冬季の積雪表面から約1m深まで陽イオン、陰イオンとも非常に大きな値を示す。しかし、1m以下になるとその値の1/6以下になる。深さが増すとともに陽イオン、陰イオンの両方が同じように小さくなっているのは夏季

においても見られたが、冬季ほど極端に減少していなかった。また陽イオンと陰イオンのバランスは季節を問わず全層を通じて均衡がとれていた。

オスゴルド氷河では陰イオンが0～10m深においてほぼ一定値を示すのに対して、陽イオンは大きく変動している。とくに2～5m深において、陽イオン過多の傾向が目立っている。一方、6m深より深い値では、陽イオンと陰イオンの当量が比較的均衡していた。

北東島氷河では、陽イオンと陰イオンの当量のバランスは非常に良く一致している。しかし、その濃度の変動は、他の2つの氷河とは異なり深さによって全く規定されていない。

イオン当量が最も多かったのは、冬季におけるブレッガー氷河積雪表層であった。これは、積雪層が全く融解作用を受けていないので、降水中に含まれている初期情報そのものの値を示しているからだと思われる。夏季にのみ限定すると、北東島氷河の7m深付近およびオスゴルド氷河2m深付近に大きな値を示す層がみられた。全層にわたって濃度が最も高かったのは、北東島氷河であった。スバルバルの氷河はいずれも融解および再凍結をしながら堆積していることが今回の観測で明らかになっているので、夏季の融雪期に最も多くのイオンが残存している北東島氷河は、積雪層の融解ともなうイオンの流出が最も少ない氷河ということもできる。

b) 電気伝導度 (第40図)

ブレッガー氷河、オスゴルド氷河、北東島氷河とも、a) に示したイオン当量の変動とほぼ等しい。

c) pH (第40図)

オスゴルド氷河の2～5m深、北東島氷河の2m深付近、冬季のブレッガー氷河積雪表層を除き、pHは5.25～5.5の間に含まれていた。したがって、スバルバル諸島北部における積雪層のpHは、地域差が小さく5.5程度であると考えられる。

d) $\delta^{18}\text{O}$ (第40図)

ブレッガー氷河の $\delta^{18}\text{O}$ は他の2つの氷河に比べて4～8%大きく、かなり温暖であることが推測される。オスゴルド氷河と北東島氷河は、0～4m深までほぼ一致した値を示していたが、それより深いところではオスゴルド氷河の方が2%ほど小さな値を示した。この結果を率直に解釈すると、北東島氷河よりオスゴルド氷河の方が寒冷的な気候下にあるということになり、両氷河の層構造と化学主成分濃度の

鉛直プロファイルから判断した結果と相反することになる。しかし、 $\delta^{18}\text{O}$ の値を議論するとき、水蒸気の供給源からの距離、標高などを考慮に入れなければならない、値の差を単純に温度の差とすることはできない。したがって、両氷河の気候環境は、それほど大きな差が存在しないと思われる。

e) 化学主成分濃度 (第40図)

オスゴルド氷河における2~5 m深の Na^+ と NO_3^- の濃度以外は、全て北東島氷河の化学主成分が最も大きな値を示した。とくに、北東島氷河では Cl^- と K^+ の6~7 m深に大きな値がみられた。その他の個々の化学主成分について、その濃度の違いを見ても地域差は掴みにくいので、第41図にブレッガー氷河、オスゴルド氷河、北東島氷河の陰イオンの当量濃度比と海塩起源成分の代表である Cl^- と Na^+ の濃度比を示す。この図から、オスゴルド氷河では陰イオンの中で NO_3^- が占める割合が0~30パーセントもあるのに対し、他の2つの氷河では数パーセントしかない。また、 SO_4^{2-} も20パーセント前後存在し、相対的に Cl^- が占める割合が小さくなっている。 Cl^-/Na^+ 比も氷化が完了する前の層において、 Cl^- 濃度が Na^+ 濃度と比較して非常に小さくなっているのも特徴の一つである。北東島氷河では、 Cl^-/Na^+ 比が積雪表層約3 m深までを除き1以上になっており、 Cl^- 過剰の傾向を示している。これは、オスゴルド氷河において観測されたことと、正反対の特徴である。したがって、約100kmしか離れていない氷河における化学主成分の供給源は、かなり異なっていることが考えられる。

最後に、これまで第4章、第5章において、ブレッガー氷河、オスゴルド氷河、北東島氷河について得た観測結果を第21表に一覧表にして整理した。

5. 3 スバルバル諸島亜極地型氷河の堆積環境モデル

5.3.1 スバルバル諸島亜極地型氷河の堆積環境の簡略化

これまで、ブレッガー氷河、オスゴルド氷河、北東島氷河について、雪氷層の堆積環境の地域特性を解析してきた。これらスバルバル諸島の氷河の全てについて共通して言えることは、氷河上の積雪層は一度以上融解し再凍結して堆積しているということである。しかし、今回観測の対象とした3つの氷河だけをみても、その積雪層の融解の激しさには大きな違いがある。したがって、融解再凍結の生じる氷

河の堆積環境を全般的に理解するためには、このような氷河が共通して持つ特徴を定性的に表すモデルを作成する必要がある。このモデルの作成のために、始めに3つの氷河雪氷層中の化学主成分の保持、移動、流出過程を模式的に示して簡略化し、モデルを作成するためのパラメーターとなる因子を抽出する。

a) ブレグガー氷河

Hagen et al. (1993)は、ブレグガー氷河上の年平均降水量は約400mm (第34図)と見積もっている。また均衡線の高さは、Hagen et al. (1990)によると1966~1988年の平均値を417mと推定している。そして、標高450m地点の年間涵養量は平均して0.08m w. eq. としている。この涵養量は、年平均降水量の約1/5程度にしかあたらないので残りの4/5は流出していることが推測される。今回観測を行なった標高450m地点は平均した年間涵養量を用いれば涵養域と判断できるが、均衡線の高さは1966~1988年の22年間で200~650mの間で変化しているため、実際には消耗域になっている年も9年間ある。このように、ブレグガー氷河標高450m地点は均衡線の近くにあるため年間涵養量が年によって負の値をとることもある。しかし、モデル(第42図)では毎年涵養量は正の値をとるものと判断して作成した。以下にこのモデルを解説する。

s t a g e - I (涵養期)

・層構造

表層には融雪期に融けきらなかった厚さ数10cmのざらめ雪層。その下は全て上積氷。ざらめ雪層のう上に新雪が堆積する。

・化学主成分濃度

濃度の高い方から順に、

新雪 > ざらめ雪層 ≥ 氷層 (表層1m深付近に高濃度層を含む場合あり)

・融雪水の動き

なし。ただし、日射が強い場合、気温が0℃以上になった場合は表面のみ融解。

s t a g e - II (融雪初期)

・層構造

涵養期に堆積した積雪層が全層融解作用を受けざらめ化。水路形成。

・化学主成分濃度

融雪水 > ざらめ雪層 > 氷層

・融雪水の動き

積雪最上層から水路流下により融雪水が流出し始める。

上積氷層の上面が不透水面となり、ざらめ雪層最下部に滞水し始める。

s t a g e - III (融雪最盛期)

・層構造

ざらめ雪層はさらに融解。上積氷の最上部も融解を受ける

・化学主成分濃度

融雪水 \geq ざらめ雪層 > 氷層

・融雪水の動き

最上部ざらめ雪層から皮膜および水路流下により融雪水が激しく流出。

ざらめ雪層最下部に滞水層が形成され、止水面上を水平方向へ流出、もしくはクラック、クレバス等から鉛直方向へ流出。

s t a g e - IV (融雪末期)

・層構造

断続的に新雪がざらめ雪層の上に涵養。ざらめ雪層の融解弱まる。止水面上の化学主成分を比較的多量含んだ滞水層が再凍結し上積氷層が成長する。一時的に融雪が激しくなれば、この化学主成分を多量に含んだ最も浅い上積氷層は融解し化学主成分は流出する。反対に融解が弱まれば、新雪から流出した化学主成分を多量に含んだ滞水層が再凍結し上積氷層が再び成長する。この化学主成分を多量に含んだ最も浅い上積氷層は、融解、再凍結する毎に繰り返し消滅しまた形成される。

・化学主成分濃度

氷層最上部 > 融雪水 > ざらめ雪層

・融雪水の動き

再凍結できなかった融雪水は系外へ流出。ざらめ雪層からの融雪水の供給弱まる。しかし、一時的に融解が進む時期には滞水層を形成する。

このブレッガー氷河の堆積環境モデルの特徴を整理すると次の通りである。

ア) 涵養期に堆積した積雪は、一融雪期を経る間にその大半が流出。

イ) 涵養期に堆積した雪氷層は融雪期間中全層で融解が生じており、そこから流出

する融雪水は皮膜状に流下しているものがところどころで集められ水路を形成し効率的に排除される。

ウ) 融雪終了時、融解せずわずかに残された積雪層は全て完全に氷化。

エ) 積雪層中の化学主成分はその大部分が融雪水と共に止水面上で水平方向へ流出。

オ) 前年までに堆積した雪氷層は完全に氷化しているため、融雪水はほとんど浸透できず、融雪による物質の動きは涵養期に堆積した積雪層で唯一生じる。

このように一つの層でしか水、およびその中に含まれている化学主成分の動きがないことから、ブレッガー氷河の堆積環境モデルを「単層物質定着－氷化モデル」と名付け、一般的に融解が激しく生じる氷河の堆積環境を表すモデルと位置づけることにする。

b) オスゴルド氷河

第43図にオスゴルド氷河雪氷層中の化学主成分の保持、移動、流出過程を4期間に分けてモデル化した。以下にそのそれぞれの期間に生じる現象を示す。なお、オスゴルド氷河の年間涵養量は0.30～0.33m w. eq.、年平均降水量は400～600mm（第34図）と推定されているので、ここでも、融雪水の鉛直方向もしくは水平方向の流出があると考えられる。

s t a g e - I (涵養期)

・層構造

表層には融雪期に融けきらなかった厚さ数mのざらめ雪層。その下は厚さ数十cmの氷層とざらめ雪層が交互に5m深付近まで堆積している。表層のざらめ雪層のうえに新雪が堆積する。5m深以下は完全に氷化した氷層。

・化学主成分濃度

濃度の高い方から順に、

新雪 > ざらめ雪層（上の方に位置している層ほど高濃度） > 氷層

・融雪水の動き

なし。ただし、日射が強い場合、気温が0℃以上になった場合は表面のみ融解。

s t a g e - II (融雪初期)

・層構造

涵養期に堆積した厚さ数mの積雪層が浅い層から徐々に融解しざらめ化する。

下層の氷層に挟まれたざらめ雪層は融解しない。

・化学主成分濃度

融雪水 > ざらめ雪層（上の方に位置している層ほど高濃度。ただし氷層によって挟まれていない最も浅い位置にあるざらめ層は、上の方から融雪水と共に化学主成分が流出するため濃度が低くなる） > 氷層

・融雪水の動き

最も浅い位置にあるざらめ雪層中の雪粒上を化学主成分を多量に含んだ融雪水が皮膜流下する。

s t a g e - III（融雪最盛期）

・層構造

涵養期に堆積した積雪層のざらめ化が進み、水路も形成される。数十cmの氷層で挟まれたざらめ雪層も雪粒の表面が融解し始める。しかし、5 m深以下の完全に氷化した氷層はほとんど融解しない。

・化学主成分濃度

融雪水（皮膜流） ≥ 融雪水（水路流） ≥ ざらめ雪層 > 氷層

・融雪水の動き

最上部のざらめ雪層から最下層のざらめ雪層へ水路流下が始まる。その間に位置するざらめ雪層中の化学主成分は、この水路流下する融雪水にはほとんど取り込まれない。なぜなら、ざらめ層中の化学主成分濃度は下層に位置しているものほど徐々に低くなっているからである。これは中間から下層に位置しているざらめ層も、融雪期に氷温が上昇することで雪粒の表面が徐々に融解し融雪水が皮膜流下し、この皮膜流下する融雪水と共に雪粒中の化学主成分も徐々に流出していると考えられるからである。

流下した融雪水は、止水面である氷板・氷層の上で滞水層を形成する。最下層のざらめ雪層は融雪水で満たされ、層内の貯留量を超えと融雪水は5 m深より深いところに位置する完全に氷化した層のクラック、クレバス等から鉛直方向へ流出、もしくは止水面上を水平方向へ流出する。

s t a g e - IV（融雪末期）

・層構造

ざらめ雪層の融解が弱まる。水路を流れていた融雪水が少なくなることで各氷層が止水面として働くようになり滞水層が形成される。この滞水層が再凍結することで氷層が成長。各ざらめ雪層中を皮膜流下していた融雪水も再凍結する。

水路中の融雪水も次第に凍結する。最も深いところに位置していたざらめ雪層は、融雪水に満たされていたため完全に氷化する。涵養期に堆積した積雪層とそれ以前の年に堆積した雪氷層では密度が異なるため、それらの層の境界付近に新たに滞水層が形成され、それが氷化して新しく氷板が形成される。

・化学主成分濃度

融雪水（皮膜流） > 最も浅い氷層に挟まれていないざらめ雪層 ≥ 融雪水（水路流）融雪水 ≥ 氷層

・融雪水の動き

最も浅いざらめ雪層からの融雪水の供給は次第に弱まる。下層ほど先に温度低下するため深い位置に存在するざらめ雪層中の水路から順に氷化し、融雪水を下層へ供給できなくなる。下層へ供給できなくなった融雪水は、順々に上層の氷層の上に滞水層を形成し、やがて再凍結する。各ざらめ雪層の皮膜流下止む。

オスゴルド氷河堆積環境モデルが持つ特徴をまとめると次の通りである。

ア) 涵養期に堆積した積雪は、1/4～2/5程度融雪期の間流出。

イ) 融雪終了時、涵養期に堆積した積雪層とそれ以前に堆積した層との境界付近に滞水層が形成され、再凍結して氷板が新しく形成される。毎年この過程を繰り返す、一年で一層ずつ氷板が形成される。したがって顕著な氷板は年層境界を示す。

ウ) 涵養期に堆積した積雪層中の化学主成分は、その大部分が融雪水と共に下層へ水路流下する。融雪最盛期には中間の層でも雪粒や結晶の表面で融解が生じ、融雪水が皮膜流下し始める。これとともに雪粒や結晶表面に含まれている化学主成分も流出する。

エ) 前年までに堆積した雪氷層中には、上層から流下してくる融雪水の通り道である水路が形成される。この水路を流れる融雪水は氷板・氷層などの止面上でのみ氷板・氷層で仕切られた途中の層へ流出し、ざらめ層中の化学主成分を運び出すことはない。

オ) 融雪水が氷板・氷層で仕切られた中間層を通過するときは水路流下、各層内で生じた融雪水は主に皮膜流下する。

カ) 各止水面上に滞水した融雪水は、融雪期が終了した時点で再凍結し氷板・氷層の厚さを成長させる。また最下層にあるざらめ層は、融雪水で満たされることとその上の層の重さによって完全に氷化する（高速圧密氷化）。

オスゴルド氷河では、ブレッガー氷河において一つの層で生じていた水、およびその中に含まれている化学主成分の動きが多層で生じることから、オスゴルド氷河の堆積環境モデルを「複層物質定着－氷化モデル」と名付け、一般的に融解が生じても積雪の残量が少なくとも半分以上ある氷河の堆積環境を表すモデルと位置づけることにする。

c) 北東島氷河

第44図に北東島氷河雪氷層中の化学主成分の保持、移動、流出過程を4期間に分けてモデル化した。以下にそのそれぞれの期間に生じる現象を示す。なお、年間涵養量は約0.680m w. eq.、年平均降水量は600mm以上（第34図）と推定されているので、北東島氷河では融雪水の鉛直、水平両方向の流出はほとんど無視できると考えられる。

s t a g e - I (涵養期)

・層構造

表層には先の融雪期に形成された厚さ数mのざらめ雪層。その下は厚さ数cm～数mの氷板・氷層とフィルン層が交互に堆積している。表層のざらめ雪層のうえに新雪が堆積する。5.5m深以下は完全に氷化した氷層。

・化学主成分濃度

濃度の高い方から順に、

新雪 ≥ ざらめ雪層、氷層 (ただし例外あり)

・融雪水の動き

なし。ただし、日射が強い場合、気温が0℃以上になった場合は表面のみ融解。

s t a g e - II (融雪初期)

・層構造

涵養期に堆積した厚さ数mの積雪層が浅い層から徐々に雪粒の表面のみ融解しざらめ化し始める。

- ・化学主成分濃度

融雪水の皮膜 > ざらめ雪層、氷層

- ・融雪水の動き

最も浅い位置にあるざらめ雪層中の雪粒の表面で膜状に融解しているのみで、融雪水は動かない。

s t a g e - III (融雪最盛期)

- ・層構造

5.5m深までの完全に氷化していない積雪層の雪粒の表面で融解が活発に起こりざらめ化が進む。

- ・化学主成分濃度

融雪水(皮膜流) ≥ ざらめ雪層、氷層

- ・融雪水の動き

完全に氷化していない積雪層は、雪粒の表面が継続して融解し融雪水は皮膜流下する。一部の融雪水は止水面上で滞水層を形成する。

s t a g e - IV (融雪末期)

- ・層構造

涵養期に堆積した積雪層は全てざらめ雪になり、雪粒表面での融解は次第に止む。止水面上で滞水層を形成していた融雪水は再凍結し、数cm程度の薄い氷板になる。5m深程度の層では、雪粒の間を融雪水が満たすことによって、フィルン層が形成される。

- ・化学主成分濃度

層構造による違いは顕著でない。

- ・融雪水の動き

皮膜流下が次第に止み、融雪水は雪粒上で留まる。さらに雪温が下がれば、雪粒上で膜状に存在していた融雪水は再凍結し、雪粒が成長する。

北東島氷河の堆積環境をモデル化したときの特徴を以下に示す。

ア) 涵養期に堆積した積雪は融雪期間中、若干流出するのみである。

イ) 密度の変化が際だっている層の間に数cm程度の滞水層が形成され、融雪が終了するときに再凍結し氷板が新しく形成される。氷板は年層境界を必ずしも示すものではない。

ウ) 涵養期に堆積した積雪層中の化学主成分は、融雪最盛期において雪粒や結晶の表面で融解が生じ水の皮膜を形成する。最も融雪が盛んな時期には、皮膜流下する。これとともに雪粒や結晶表面に含まれている化学主成分も流出するが、融雪はさほど顕著でないため、その大部分が元の雪氷層中に保存される。

エ) 前年までに堆積した中間の雪氷層中には、融雪最盛期において涵養期に堆積した積雪層から流下してくる融雪水を通す水路が一時的に形成される。この水路を流れる融雪水は氷板・氷層などの止水面上でのみ氷板・氷層で仕切られた途中の層へ流出し、ざらめ層中の化学主成分を運び出すことはない。

オ) 各止水面上に滞水した融雪水は、融雪期が終了した時点で再凍結し氷板・氷層の厚さを成長させる。下層のざらめ層は、融雪水で満たされた層は高速圧密氷化するが、融雪水の関与のみでは完全に氷化しない層も中には存在する。

北東島氷河の堆積環境モデルは、基本的にはオスゴルド氷河と同じ「複層物質定着-氷化モデル」である。2つの氷河の大きな違いは、融雪の生じる度合いが異なるため、雪氷層中を物質が移動する量に顕著な差がみられる点である。この北東島氷河の堆積環境モデルを特に「融解が若干生じる氷河の複層物質定着-氷化モデル」とし、グリーンランド氷床中央部や南極大陸のような氷の自重のみによる圧密氷化だけでは雪氷層の氷化を説明できない氷河を代表するモデルとする。

5.3.2 融解再凍結の生じる氷河の堆積環境モデル

前項では、ブレッガー氷河、オスゴルド氷河、北東島氷河の雪氷層の堆積環境をそれぞれの氷河の物質収支に適合するように、単層および複層の物質定着-氷化モデルとして表した。これらのモデルは融雪水とその中に含まれている化学主成分の移動、流出、再定着過程には、以下のような共通点があることを示唆している。

ア) 毎年融雪量を上回る涵養量があるものとする。

イ) 雪氷層のうち融雪期に融解するのは、主に最も新しく堆積した最上部の層である。

- ウ) 各層内での融雪は主に雪粒や雪の結晶表面で生じて水膜を作り、融雪が進むと皮膜流下し始める。
- エ) 各層で皮膜流下し一旦氷板・氷層などの不透水面上や、密度が著しく異なる積雪層の境界に形成される滞水層で集められた融雪水は、下層へ移動するとき水路を形成して流下（水路流下）する。
- オ) 水路流下する融雪水は、中間層の融雪やその中の化学主成分の流出にはほとんど寄与せず、最下層のざらめ雪層まで流下する。融雪水量が微量な時は、いずれかの不透水面上まで流下する。
- カ) 不透水面となる氷板や氷層は、水路流下してきた融雪水の一部がその上で滞水しているため融雪終了時点で残存していたものが再凍結して成長する。

ア)～カ)までに示した共通点と、涵養期に堆積した積雪とそれ以前に堆積した層の境界に氷板・氷層が一年に一回新しく形成されていると思われるオスゴルド氷河の堆積環境をもとに、河川流量の推定に用いるタンクモデルを参考して「融解再凍結が生じる氷河の雪氷層中に含まれる総イオン当量収支モデル」を作成した（第45図）。タンクモデルは河川流量の変化量の推定に用いられるのみでなく、積雪層のから流出する融雪水量の推定などにも用いられている（Sugawara et al., 1984, Motoyama, 1986）。このモデルは、各年層の境界は氷板・氷層とし、前項で示した単層、複層の物質定着－氷化モデル中の融雪水と其中的化学主成分が流れる方向を全て変数として書き出し一般化したものである。タンクモデルを参考にした理由は、

- ・タンク1つを氷板・氷層で区切られた年層として示すことができること。
- ・最上部のタンクに入る変数を、1年間に涵養する降雪中に含まれる総イオン当量とすることができること。
- ・完全に氷化するまでにかかる年数は氷河によって異なるが、タンクの数を変えることで対象とする氷河に当てはまるモデルを作成できること。
- ・融雪水が流れ出す方向を明瞭に表すことができ、その量も変数で簡単に表すことができること。
- ・各年層は次第に氷化することによって、新たに流入してくる融雪水や化学主成分を貯留できる量が小さくなるが、タンクから流出する蛇口の位置を変更すること

で、その可能貯留量の変化を示すことができること。
である。

なお、このモデルは涵養期が終了した時点初期値とし、融雪が終了する時点で止まるものとした。

次にこの「融解再凍結が生じる氷河の雪氷層中に含まれる総イオン当量収支モデル」を、実際の氷河に適応させることができるのか検証する。ただし、本研究では融雪水が移動する量を実測していない。したがって、以下に示す条件をもつ氷河を仮想的に設定してモデルを検証する。参考までに、この仮想氷河の「複層物質定着一氷化モデル」を第46図に示した。

- 1) 毎年融雪量を上回る涵養量があるものとする。
- 2) 各年層の境界は氷板・氷層とする。融雪期終了時点で新たに形成される氷板・氷層は「今年の積雪」と「1年前」の雪氷層の間のみとする
- 3) 涵養期終了時点までに堆積した「今年の積雪」中に含まれる化学主成分の総イオン当量は、前年までの積雪層中に含まれる化学主成分の総イオン当量より多いこととする。なお、ここでいう総イオン当量とは陽イオンと陰イオンを当量に換算した後、全て足し合わせたものである。
- 4) 「1年前」以前に堆積した雪氷中の総イオン当量は一定とする。
- 5) 融雪期最盛期でも主に融解するのは「今年の積雪」層のみとし、「1年前」以深の層の全層融解は生じないものとする。
- 6) 化学主成分の流出も「今年の積雪」層からのみ生じるものとする。このときの化学主成分の流出は、積雪水量の減少に先んじて起こるというSuzuki(1982)の報告と同様に生じるものとする。
- 7) ざらめ雪が含まれる最下層の積雪層を「n年前」の積雪層とする。
- 8) 融雪水の大半が「n年前」の積雪層へ流下し、雪粒の空隙を埋め上方の積雪層からの圧力も加わり急速に再凍結する（高速圧密氷化）。
- 9) 融雪期終了時点で「n年前」層まで流下することができず、各年層境界の氷板・氷層上に残された融雪水は氷板・氷層の成長に使われる。
- 10) 融雪水は水平方向への流出および「n年前」の層より下への流出はないものとする。

この条件で1融雪期を経験すると、総イオン当量は融雪期終了時点では最上層の

「今年の積雪」層の過剰分が全てその下層へ流出し分配されていき、総イオン当量の最大値は「 n 年前」の層へ移動する。ある期間経過した後の状態を求めるために、上記の条件に適合するパラメーターを第45図に示した「融解再凍結が生じる氷河の雪氷層中に含まれる総イオン当量収支モデル」に当てはめる。第47図にその条件で形成される「仮想氷河の雪氷層中に含まれる総イオン当量収支モデル」を示した。また、条件は以下のように設定した。

- ・降水中に含まれる総イオン当量 (P_i) は毎年一定。
- ・融雪水中に含まれる総イオン当量 (M_{i0}) も毎年一定
- ・融雪水の表面および中間流出 (F_i) はなし。
- ・クラック、クレバス等への鉛直流出 (G_i) はなし。
- ・積雪表面からの揮発および生物による消費 (V_i) はなし。
- ・積雪層の融解は最上層（融雪期を始めてむかえる層）のみで生じるものとする。
- ・皮膜流下による融雪水の移動は最上層のみとする。
- ・最上層で融解した融雪水の下層への移動は全て水路流下で行われるものとする。
- ・ n 年前に堆積した積雪層中に融雪水の大半が流下し再凍結する。それ以外の融雪水は各タンク内に等量ずつ残存し再凍結する。

第47図に示した「仮想氷河の雪氷層中に含まれる総イオン当量収支モデル」を上
に示した条件のもと数年間以上稼働させる。すると、第48図のような鉛直プロフ
ァイルが形成される。「1年前」から「 $(n-1)$ 年前」までの層は、融雪期終了時
点に氷板・氷層の上に滞水層を形成して残留していた融雪水中の化学主成分が、各
年層の増加分として働く。そして、「 n 年前」の層は滞水層中に含まれていて年を
追うごとに増加したものに加えて、最上層から流出してきた融雪水中に含まれて
いる化学主成分の増加分も加わる。次の融雪期が訪れても、それ以上融雪水の流入
はないため一旦溜まった化学主成分の総イオン当量は維持される。したがって、
この第48図のような総イオン当量の鉛直プロファイルが形成され、「 n 年前」の層は
「今年の積雪」から「 n 年前」に堆積した積雪中の化学主成分を混合した情報を持
っていることを示している。ここでは、化学主成分の動きのみに注目したが、
その他の雪氷層中に含まれる $\delta^{18}O$ などの各種示標シグナルもまた同様な動きをし、
「 n 年前」の雪氷層中には n 年間を平均した情報が保存されていると考えられる。

5.3.3 スバル諸島亜極地型氷河が示す気候、環境示標シグナル

本研究5.1項では、オスゴルド氷河の $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルが1900年頃まで継続していた小氷期と呼ばれる低温な時期を示す情報を保存していることを述べた。この小氷期は、ヨーロッパを中心に1世紀以上継続していたと考えられている。このオスゴルド氷河はフィルン層と氷板・氷層が交互に7回現れる。この観測された事実を融解再凍結が生じる氷河の雪氷層中に含まれる総イオン当量収支モデルに適用すると、ある年層には約7年程度の情報が混合して保存されていることになる。小氷期はオスゴルド氷河のある1年の年層に情報が固定される約7年間以上継続しているため、 $\delta^{18}\text{O}$ プロファイルが示す情報は過去の気候を復元する上で十分信頼のおける情報となる。

北東島氷河では、上記のオスゴルド氷河よりさらに氷の保存条件がよいと思われる。したがって現在解析の終わっている15mよりさらに下層の試料を解析すれば、スバル諸島の気候、大気環境の新たな示標シグナルが抽出されるはずである。しかしながら、スバル諸島の西側に位置するブレッガー氷河からは数年間程度の時間分解能を持った過去の示標シグナルを抽出できる可能性は非常に低いと思われる。その理由を示すために、ブレッガー氷河の堆積環境を融解再凍結が生じる氷河の雪氷層中に含まれる総イオン当量収支モデル（第45図）に当てはめてみる。まず涵養期に堆積した積雪層は融雪期にそのほとんどが融解して流出し、わずかに残ったものも融雪期が終了後完全に氷化してしまうため、タンクの数 $n=1$ となる。これは、その年堆積した積雪層が氷化し固定されるまでにかかる時間が1年ということになり、一見過去の気候、大気環境を示す示標シグナルを保存する環境としては好条件のように思われる。しかし、積雪中の化学主成分は積雪が融雪に伴って減少する速度よりも速く流出してしまう（Suzuki, 1982）ため、化学主成分の鉛直プロファイルの分析結果に示したように、降雪時に持っていた情報をほとんど保持していない。すなわち、モデル上では V_i を無視すると、 $F_{i0} + F_{i1} + G_i \approx P_i$ となる。したがって、 $U_{i1} \approx 0$ なのでそれ以前に堆積した層中にも化学主成分は保存されておらず、過去の情報を保存するには適していない堆積環境をもった氷河であることをモデルからも示すことができる。

第6章 まとめ

北極域の過去の気候・大気環境を復元するためには、海洋性の気候下にあると考えられる地域において過去の気候、大気環境の情報を含んでいると思われる雪氷コアの掘削解析を行なう必要がある。ただ、そのような地域は北極域のなかで比較的温暖であることが多く、夏季の融雪期間中、表面付近の積雪は融解の影響を激しく受けている可能性がある。したがって、降雪時の初期情報を保存する条件は、その地域の堆積環境によって決定されていると考えられる。そして、雪氷コアを用いて過去の気候・大気環境を解析する方法も、その場所毎に適した方法を検討しなくてはならない。そこで本研究では、海洋性の気候を示し比較的温暖な環境下にあるスバルバル諸島のブレッガー氷河、オスゴルド氷河、北東島氷河の涵養域において、積雪層中の化学主成分および固体微粒子などの保持および流出の地域特性を把握する観測を行なった。そして、採取した試料を用いて堆積層位解析、化学主成分（ Cl^- 、 NO_3^- 、 SO_4^{2-} 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ 、 Mg^{2+} 、 Ca^{2+} ）分析、安定同位体分析を行ない、それぞれについて鉛直プロファイルを作成し各氷河の特徴を検討した。

本研究で観測に対象とした3つの氷河は、これまでの研究から年平均降水量が推定されており、その値は3カ所ともほぼ等しいことがわかっている。しかし、各氷河の層構造の鉛直プロファイルから、（1）氷河上に堆積した積雪が完全に氷化する深度（完全氷化深度）、（2）一旦氷河上に堆積した積雪が一融雪期を経て残存する量（年間涵養量）、には明瞭な違いがあらわれ、ブレッガー氷河の雪氷層が最も融解が激しく生じ、以下オスゴルド氷河、北東島氷河の順に融解が生じにくくなることがわかった。これら3つの氷河の融解の激しさの違いは、（3）氷温の鉛直プロファイル、それぞれの氷河雪氷層中の化学主成分の濃度プロファイルの変動幅にあらわれている（4）流出機構の違い（化学主成分流出量）、からも明らかである。また、3つの氷河の中で最も融解の影響が小さい北東島氷河においても、その雪氷層はほぼ全層にわたって融解による影響を受けて形成されたものであることがわかり、グリーンランド氷床頂上付近の雪氷層の堆積環境とは大きな違いがあることが確認された。

3つの氷河の各種観測結果より明らかになった雪氷層の融解特性をもとにして、亜極地型氷河の堆積環境を理解するためにそれぞれの氷河雪氷層中の物質の移動、

流出、再凍結の過程を模式的に表した。ブレッガー氷河では、ある1年間に堆積した積雪は融雪期を経た後わずか数cm程度しか残らず、その中に含まれていた気候、大気環境の示標シグナルとなる物質が融雪によりそのほとんどが流出してしまうというその堆積環境の特徴から、物質の移動、流出、再凍結の過程を単層の模式図で示すことができた。一方、オスゴルド氷河と北東島氷河では、雪氷層が完全に氷化するまでには数年かかり、その間気候、大気環境の示標シグナル物質の一部が融雪水とともに移動し分配され、最終的には完全に氷化する深度で固定される。このような物質の移動、流出、再凍結の過程を、複層の模式図でオスゴルド氷河、北東島氷河それぞれの堆積環境に見合うように示した。

気候、大気環境の示標シグナルとなる物質の移動、流出、再凍結の過程を示した単層および複層の模式図は、観測の対象とした各氷河の堆積環境の特徴に最も適したように作成したが、雪氷層中の融雪水とその中に含まれている物質の動きには共通点が存在することがわかった。このことから、融雪の強度が異なる氷河においても共通のモデルで示標シグナル物質の移動、流出、再凍結の過程を表すことが可能であると考え、河川流量の推定などに用いられるタンクモデルを参考にして、北極域に広がる亜極地型氷河の一般的な堆積環境を示す「物質定着-氷化モデル」を作成した。

スバルバル諸島の亜極地型氷河において雪氷層中に含まれる気候、大気環境の示標シグナルは、物質定着-氷化モデルを適用すると完全に氷化するまでの数年間を平均化した情報と解釈することができる。実際にこのような数年間以上の時間スケールで変化しているものは、オスゴルド氷河の $\delta^{18}\text{O}$ である。 $\delta^{18}\text{O}$ は気温の示標シグナルであり、35m深付近を境に上下の層において平均値で約1.7%異なっていた。この値が変化する35m深付近は、トリチウムの鉛直プロファイルから推定した年代によると1900年頃に相当し、ヨーロッパを中心に1700年代から継続していた小氷期と呼ばれる低温な時期が終焉する年代と一致した。したがって、亜極地型氷河において過去の気候、大気環境の情報の抽出は、「物質定着-氷化モデル」を適用してその時間精度を検証した後有効な時間スケール以上の変動がみられた観測値を用いれば、可能であることを証明した。

スバルバル諸島の雪氷コアからは、グリーンランドや南極大陸で行なわれている氷コア研究のように、観測された情報をそのまま用いた気候および大気環境の復

元は不可能である。しかし、本研究で作成したモデルに降水などの積雪の初期情報を入力し、雪氷層の融解および再凍結過程を考慮に入れれば、ある期間以上の気候、大気環境の変動の推定も可能になるであろう。そのためには雪氷コアを掘削する氷河において融雪水の流れ、また融雪水中の化学主成分の観測を実現させ、より総合的な氷河観測を目指す必要がある。

謝辞

本論文を作成するにあたり、終始熱心にご指導していただいた総合研究大学院大学数物科学研究科極域科学専攻教授、渡辺興亜博士に心から感謝の意を表します。

また藤井理行教授、神山孝吉助教授、山内恭教授、本山秀明助手、和田誠助教授をはじめとする、極域科学専攻が置かれている国立極地研究所の気水圏研究グループの教官の皆様には、研究を遂行する上で貴重なご助言を頂いたり、現地調査を行う際には特別なご助力を賜りました。さらに、東京都立大学理学部地理学科鈴木啓助助手には、卒業論文を作成した頃から現在まで長期にわたり終始ご助言をいただきました。スバル諸島で現地調査をする際、山形大学理学部化学科（現地球環境学科）鈴木利孝助教授、北海道教育大学釧路分校西尾文彦教授、ノルウェー極地研究所の教官、技官の方々には、絶大なるご援助を頂きました。北見工業大学高橋修平教授、新潟大学積雪地域防災研究センター小林俊一教授には本論文をまとめる際に貴重なご意見を頂きました。ここに深く感謝の意を表します。

そして、開設されたばかりの本専攻において、研究を進めていく上で必要な諸手続をとときには試行錯誤しながらしていただきました江連靖幸氏にも研究を指導していただいた皆様と同様に感謝の意を表します。

最後になりましたが、本専攻において研究を進める際に同専攻の大学院生、国立極地研究所気水圏研究グループの事務補佐員の皆様には、終始暖かい励ましのお言葉や貴重なご意見を頂きました。改めて感謝の意を表します。

文献

- Brimblecombe, P., Tranter, M., Abrahams, P. W., Blackwood, I., Davies, T. D., Vincent, C. E. (1985): Relocation and preferential elution of acidic solute through the snowpack of a small, remote, High-altitude scottish catchment. *Annals of Glaciology*, 7, 141-147.
- Dansgaard, W. (1953): The abundance of O^{18} in atmospheric water and water Vapour. *Tellus*, 5, 461-469.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B. and Langway, C. C. Jr. (1971): Climatic record revealed by the Camp Century ice core. in Turekian, K. K. (ed.), *Late Cenozonic ice ages*, 37-56.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B. and Gundestrup, N. (1973): Stable isotope glaciology. *Meddelelser om Grønland*, 197, 2, 1-53.
- Dansgaard, W. and 10 others (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Davies, T. D., Vincent, C. E., Brimblecombe, P. (1982): Preferential elution of strong acids from a Norwegian ice cap. *Nature*, 300, 161-163.
- 藤井理行 (1982): 氷床掘削コアの解析に基づく過去の気候の復元. 南極の科学, 4, 氷と雪. 国立極地研究所編. 東京, 古今書院, 164-194.
- 藤井理行 (1989): 氷床コアと古環境, 地学雑誌, 98-5, 535-561.
- Fujii, Y., Kamiyama, K., Kawamura, T., Kameda, T., Izumi, K., Satow, K., Enomoto, H., Nakamura, T., Hagen, J. O., Gjessing, Y., Watanabe, O. (1990): 6000-year climate records in an ice core from the Hogetta ice dome in northern Spitsbergen. *Annals of Glaciology*, 14, 85-89.
- 藤井理行 (1993): 氷床掘削. 極地, 57, 1-8.
- 藤井理行 (1995): 氷河・氷床コアの年代決定. 第四紀研究, 34, 151-156.

伏見碩二(1994):酸性雨に対する緩衝能力について. 滋賀県琵琶湖研究所プロジェクト研究記録集, 93-A-01, 69-77.

Goto-Azuma, K., Enomoto, H., Takahashi, S., Kobayashi, S., Kameda, T., Watanabe, O. (1993): Leaching of ions from the surface of glaciers in western Svalbard. *Bulletin of Glacier Research*, 11, 39-50.

Goto-Azuma, K. and Nakawo, M. (1994): Release of soluble and insoluble impurities from the surface of a glacier by melting observed at Glacier No. 1 at the headwaters of Ürümqi River, Tianshan Mountains, China. *Proceeding of the Japan-China International Symposium on the Study of Mechanism of Desertification*, 191-200.

Hagen, J. O., Lefauconnier, B. and Liestøl, O. (1991): Glacier mass balance in Svalbard since 1912. *Glaciers-Ocean-Atmosphere Interactions*, IAHS Publ. no. 208.

Hagen, J. O., Liestøl, O., Roland, E. and Jørgensen, T. (1993): Glacier atlas of Svalbard and Jan Mayen, Norsk Polarinstittutt, Oslo, Brekke, A. (ed), 141p.

Hanssen-Bauer, I., Kristensen Solas, M., Steffensen, E. L. (1990): The climate of Spitsbergen. *DNMI-Rapport, 39/90 Klima*, Det Norske Meteorologiske Institutt, 40p.

Iversen, T. and Joranger, E. (1985): Arctic air pollution and large scale atmospheric flows. *Atmospheric Environment*, 19, 2099-2108.

Johnsen, S. J., Dansgaard, W., Clausen, H. B., Langway, C. C. Jr. (1972): Oxygen isotopes profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets. *Nature*, 235, 429-434.

Jones, P. D. (1987): The early twentieth century Arctic high-factor

- fiction?. *Climate Dynamics*, 1, 63-75.
- Jones, P. D. (1988): Hemispheric surface air temperature variations: Recent trends and an update to 1987. *Journal of Climatic*, 1, 654-660.
- Jonsson, S. and Hansson, M. (1990): Identification of annual layers in superimposed ice from Storoyjokulen in northeastern Svalbard. *Geografiska Annular*, 72, 41-54.
- Joranger, E. and Ottar, B. (1984): Air pollution studies in the Norwegian Arctic. *Geophysical Research Letters*, 11-5, 365-368.
- Jouzel, J. and 16 others (1993): Extending the Vostok ice-core record of palaeo-climate to the penultimate glacial record. *Nature*, 364, 407-412.
- Kamiyama, K., and Nakayama, E. (1992): Determination of hydrogen peroxide in snow: Preliminary results for snow samples in the inland region, Antarctica. *NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, 5, 113-119.
- 北野康 (1990): 炭酸塩堆積物の地球化学 — 生物の生存環境の形成と発展 — 東京, 東海大学出版会, 177-206.
- Motoyama, H. (1986): Studies of basin heat balance and snowmelt runoff. *Cont. Inst. Low Temp. Sci.*, 北海道大学低温科学研究所, A35, 1-53.
- Ohmura, A. (1987): New temperature distribution maps for Greenland. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 23, 1-45.
- Pacyna, J. and Ottar, B. (1985): Transport and chemical composition of the summer aerosol in the Norwegian Arctic. *Atmospheric Environment*, 19-12, 2109-2120.
- Pinglot, J. F., Pourchet, M., Lefauconnier, B., Hagen, J. O., Vaik e, R., Punning, J. M., Watanabe, O., Takahashi, S. and Kameda, T. (1993): Natural and Artificial Radioactivity in the Svalbard Glaciers.

- Environmental radioactivity in the Arctic and Antarctic; Proceedings of the International Conference on Environmental Radioactivity in the Arctic and Antarctic, 273-278
- Pinglot, J. F., Pourchet, M. and Lefauconnier, B. (1994): Asgardfonna 1993 J. A. G. E. 79° 27' N 16° 43' W 1140m ^{137}Cs and ^{210}Pb measurements. Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement C. N. R. S., B. P. 96.
- Raben, P., Theakstone, W. H. (1994): Isotopic and ionic changes in a snow cover at different altitudes: observations at Austre Okstindbreen in 1991. *Annals of Glaciology*, 19, 85-91.
- Robin, G. de Q. (1983): The climatic record in polar ice sheets. Cambridge, Cambridge University Press, 208p
- Sugawara, M., Watanabe, I., Ozaki, E., and Katuyama, Y. (1984): Tank model with snow component. Research notes of the national research center for disaster prevention. No. 65, p293
- Suzuki, K. (1982): Chemical change of snow cover by melting. *Journal of Limnology*, 43, 2, 102-112.
- 角皆静男(1972): 雨水の分析. 東京, 講談社, 93-108.
- Watanabe, O., Satow, K. and Fujii, Y. (1988): Depositional regime of the Katabatic slope from Mizuho Plateau to the coast, East Antarctica. *Annals of Glaciology*, 10, 188-192.
- 渡辺興亜・藤井理行・本山秀明・高橋修平・成瀬廉二(1994): 氷床ドーム真相掘削観測計画について. *気象*, 36-8.

表目次

第1表：Ny-Ålesundで行った降水観測の期間と降水日数

第2表：国内で行った化学分析法一覧

第3表：降水試料採取期間中の気圧、気温、相対湿度、降水量
() 内数字は平年値からの偏差

第4表：1993/94年、1994/95年冬季における電気伝導度、pH、化学主成分濃度の平均値

第5表：1994年夏季における電気伝導度、pH、化学主成分濃度の平均値

第6表：1993/94年冬季と1994年夏季における $\delta^{18}\text{O}$ の平均値

第7表：1994/95年冬季エアロゾル、ガス成分の相関行列

第8表：1993/94年冬季降水中の化学主成分濃度、 $\delta^{18}\text{O}$ の相関行列

第9表：1994/95年冬季降水中の化学主成分濃度の相関行列

第10表：1994年夏季降水中の化学主成分濃度、 $\delta^{18}\text{O}$ の相関行列

第11表：1994年夏季ブレッガー氷河雪氷コア中の化学主成分濃度の相関行列

第12表：1994/95年冬季ブレッガー氷河雪氷コア中の化学主成分濃度、 H_2O_2 、 $\delta^{18}\text{O}$ の相関行列
a) 積雪表層 0~1.1m、b) 雪氷コア 1.1~1.6m

第13表：オスゴルド氷河雪氷層 0～5.86m 深の層構造より推定した年層毎の厚さ、水当量、イオン当量、イオン当量濃度（年層は氷板・氷層の位置をもとに分割）

第14表：オスゴルド氷河雪氷層 0～5.86m 深の層構造より推定した年層毎の、

- a) 化学主成分のイオン当量、
- b) ざらめ雪層と氷板・氷層の水当量

第15表：オスゴルド氷河雪氷コア1.52～5.52mの化学主成分濃度、 H_2O_2 、 $\delta^{18}O$ の相関行列

第16表：オスゴルド氷河雪氷コア1.52～49mの化学主成分濃度、 H_2O_2 、 $\delta^{18}O$ の相関行列

第17表：オスゴルド氷河積雪表層中の化学主成分濃度、 H_2O_2 、 $\delta^{18}O$ の相関行列

第18表：オスゴルド氷河雪氷コア5.52～49mの化学主成分濃度、 H_2O_2 、 $\delta^{18}O$ の相関行列

第19表：北東島氷河雪氷コア中の化学主成分濃度、 H_2O_2 、 $\delta^{18}O$ の相関行列

- a) 積雪表層 0～2.3m、b) 雪氷コア 0～15m

第20表：オスゴルド氷河水コア中の $\delta^{18}O$ の10年平均

第21表：北極氷河解析結果一覧

図目次

第1図：氷コア掘削地点

第2図：エアロゾル、ガス、降水採取地点

第3図：エアロゾル、ガス観測結果 a) Cl^- 、b) NO_3^- 、c) SO_4^{2-}

第4図：Ny-Ålesund における1994/1995冬季気象データ
a) 海面気圧、b) 気温、c) 降水量

第5図：Ny-Ålesund における1994/1995冬季気象データ
a) 風速、b) 風向、c) 風向と風速の関係、d) 風向と降水量の関係

第6-1図：Ny-Ålesund における1993/1994、1994/1995降水観測結果
a) 電気伝導度(E.C.)、b) pH

第6-2図：Ny-Ålesund における1993/1994、1994/1995降水観測結果
a) Cl^- 、b) Na^+

第6-3図：Ny-Ålesund における1993/1994、1994/1995降水観測結果
a) NO_3^- 、b) SO_4^{2-} 、c) nssSO_4^{2-}

第6-4図：Ny-Ålesund における1993/1994、1994/1995降水観測結果
a) K^+ 、b) NH_4^+

第6-5図：Ny-Ålesund における1993/1994、1994/1995降水観測結果
a) Mg^{2+} 、b) Ca^{2+}

第6-6図：Ny-Ålesund における1993/1994、1994/1995降水観測結果
a) nss Ca^{2+} 、b) Cl^- と Na^+ の関係、c) Ca^{2+} と Na^+ の関係

第7-1図：Ny-Ålesundにおける1994夏季の降水観測結果

a) 電気伝導度(E.C.)、 b) pH

第7-2図：Ny-Ålesundにおける1994夏季の降水観測結果

a) Cl^- 、 b) Na^+

第7-3図：Ny-Ålesundにおける1994夏季の降水観測結果

a) NO_3^- 、 b) SO_4^{2-} 、 c) nss SO_4^{2-}

第7-4図：Ny-Ålesundにおける1994夏季の降水観測結果

a) NH_4^+ 、 b) K^+

第8図：Ny-Ålesundにおける1994/95 冬季 H_2O_2 観測結果

第9図：1993年12月3日～15日の $\delta^{18}\text{O}$ 観測結果

第10図：1994年2月1日～3月15日の $\delta^{18}\text{O}$ 観測結果

第11図：1994年8月23日～9月18日の $\delta^{18}\text{O}$ 観測結果

第12-1図：1994年冬季に掘削したブレッガー氷河雪氷コア観測結果

a) 密度、 b) 電気伝導度(E.C.)、 c) pH、 d) $\delta^{18}\text{O}$

第12-2図：1994冬季に掘削したブレッガー氷河雪氷コア観測結果

a) Cl^- 、 b) Na^+ 、 c) K^+

第12-3図：1994冬季に掘削したブレッガー氷河

氷コア観測結果

a) NO_3^- 、 b) SO_4^{2-}

第13-1図：1995年冬季ブレッガー氷河 積雪表層観測
a) 層構造、b) 電気伝導度(E.C.)、c) pH、d) $\delta^{18}\text{O}$ 、e) 密度

第13-2図：1995年冬季ブレッガー氷河 積雪表層観測
a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) NO_3^- 、d) SO_4^{2-}

第13-3図：1995年冬季ブレッガー氷河 積雪表層観測
a) Ca^{2+} 、b) Mg^{2+} 、c) K^+ 、d) NH_4^+

第13-4図：1995年冬季ブレッガー氷河 積雪表層観測
a) H_2O_2

第14-1図：オスゴルド氷河における積雪表層観測結果
(0～1.4m深はピット試料、1.52～5m深は氷コア試料)
a) 層構造、b) $\delta^{18}\text{O}$ 、c) H_2O_2 、d) 電気伝導度(E.C.)、e) pH

第14-2図：オスゴルド氷河における積雪表層観測結果
(0～1.4m深はピット試料、1.52～5m深は氷コア試料)
a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) NO_3^- 、d) SO_4^{2-} 、e) Ca^{2+}

第14-3図：オスゴルド氷河における積雪表層観測結果
(0～1.4m深はピット試料、1.52～5m深は氷コア試料)
a) K^+ 、b) Mg^{2+} 、c) NH_4^+

第15-1図：オスゴルド氷河氷コア観測結果 (5～10m深)
a) 層構造、b) $\delta^{18}\text{O}$ 、c) H_2O_2 、d) 電気伝導度 (E.C.)、e) pH

第15-2図：オスゴルド氷河氷コア観測結果 (5～10m深)
a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) NO_3^- 、d) SO_4^{2-} 、e) Ca^{2+}

第15-3図：オスゴルド氷河氷コア観測結果 (5～10m深)
a) K^+ 、b) Mg^{2+} 、c) NH_4^+

第16図：オスゴルド氷河 氷コア0～10m深の密度

第17-1図：オスゴルド氷河 氷コア0～49m深の観測結果
a) 電気伝導度(E.C.)、b) pH、c) $\delta^{18}\text{O}$ 、d) 密度

第17-2図：オスゴルド氷河 氷コア0～49m深の観測結果
a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) NO_3^- 、d) SO_4^{2-}

第17-3図：オスゴルド氷河 氷コア0～49m深の観測結果
a) Ca^{2+} 、b) Mg^{2+} 、c) K^+ 、d) NH_4^+

第18-1図：北東島氷河 積雪表層ピット観測結果
a) 層構造

第18-2図：北東島氷河 積雪表層ピット観測結果
a) 電気伝導度(E.C.)、b) pH、c) $\delta^{18}\text{O}$ 、d) 密度

第18-3図：北東島氷河 積雪表層ピット観測結果
a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) K^+ 、d) Mg^{2+}

第18-4図：北東島氷河 積雪表層ピット観測結果
a) NO_3^- 、b) SO_4^{2-} 、c) Ca^{2+} 、d) Mg^{2+}

第18-5図：北東島氷河 積雪表層ピット観測結果
a) H_2O_2

第19-1図：北東島氷河 氷コア0～15m深 観測結果
a) 層構造、b) 密度

第19-2図：北東島氷河 氷コア0～15m深 観測結果
a) 電気伝導度(E.C.)、b) pH、c) $\delta^{18}\text{O}$ 、d) H_2O_2

第19-3図：北東島氷河 氷コア0～15m深 観測結果

a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) K^+ 、d) Mg^{2+}

第19-4図：北東島氷河 氷コア0～15m深 観測結果

a) NO_3^- 、b) SO_4^{2-} 、c) Ca^{2+}

第20図：オスゴルド氷河 氷コア0～5.86m深のイオンバランス

第21図：オスゴルド氷河 氷コア0～5.86m深の

イオンバランス（百分率）

第22図：オスゴルド氷河 氷コアの ^3H プロファイル

第23図：オスゴルド氷河 氷コアの ^{137}Cs プロファイル

(Pinglot, J. F. et al., 1994)

第24図：オスゴルド氷河氷コア1.52～6 m深のシュウ酸イオン濃度

第25-1図：北東島氷河積雪表層観測結果と氷コア0～2.5m観測結果の関係

a) 密度

第25-2図：北東島氷河積雪表層観測結果と氷コア0～2.5m観測結果の関係

a) 電気伝導度(E.C.)、b) pH、c) $\delta^{18}\text{O}$

第25-3図：北東島氷河積雪表層観測結果と氷コア0～2.5m観測結果の関係

a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) Mg^{2+} 、d) K^+

第25-4図：北東島氷河積雪表層観測結果と氷コア0～2.5m観測結果の関係

a) NO_3^- 、b) SO_4^{2-} 、c) nss SO_4^{2-}

第26図：北東島氷河 積雪表層 0～2.2m深の Na^+ と a) Cl^- 、b) SO_4^{2-} の関係

第27図：北東島氷河 積雪表層 0～2.2m深の H^+ 、 NO_3^- 、 $nss\ SO_4^{2-}$ の関係

第28図：北東島氷河 積雪表層 0～2.2m深のイオンバランス

第29図：北東島氷河 氷コア0～15m深の Na^+ と a) Cl^- 、 b) SO_4^{2-} の関係

第30図：北東島氷河 氷コア0～15m深の H^+ 、 NO_3^- 、 $nss\ SO_4^{2-}$ の関係

第31図：北東島氷河 氷コア0～15m深のイオンバランス

第32図：1993/94年冬季のニー・オルスンの気温と降水中の $\delta^{18}O$

第33図：1994年夏季のニー・オルスンの気温と降水中の $\delta^{18}O$

第34図：ニー・オルスンの気温と降水中の $\delta^{18}O$ の関係

第35図：地上平均気温と降水中の $\delta^{18}O$ の平均値との関係
(Dansgaard et al, 1973)

第36図：オスゴルド氷河氷コア中の $\delta^{18}O$ 鉛直プロファイル

第37図：スバルバル諸島の年平均降水量の分布（推定値）
(Hagen et al, 1993)

第38図：スバルバル諸島の氷河均衡線の分布
(Hagen et al, 1993)

第39図：ブレッガー氷河、オスゴルド氷河、北東島氷河の
イオンバランス

第40図：ブレッガー氷河、オスゴルド氷河、北東島氷河の各種項目
の解析結果

第41図：ブレッガー氷河、オスゴルド氷河、北東島氷河の陰イオン濃度と Na^+ と Cl^- の関係

第42図：単層物質定着—氷化モデル
(ブレッガー氷河の堆積環境モデル)

第43図：複層物質定着—氷化モデル
(オスゴルド氷河の堆積環境モデル)

第44図：融解が若干生じる氷河の複層物質定着—氷化モデル
(北東島氷河の堆積環境モデル)

第45図：融解再凍結が生じる氷河の雪氷層中に含まれる総イオン当量収支モデル

第46図：仮想氷河の複層物質定着—氷化モデル

第47図：仮想氷河の雪氷層中に含まれる総イオン当量収支モデル

第48図：仮想氷河の総イオン当量鉛直プロファイル

第1表：Ny-Ålesundで行った降水観測の期間と降水日数

	観測期間	観測日数	降水日数	日降水量0.1mm以上
1993/94年冬季	1993.12.3～12.15 1994.2.1～3.15	56日	36日	32日
1994年夏季	1994.8.23～9.18	27日	21日	17日
1994/95年冬季	1994.12.10～1995.3.22	103日	39日	22日

第2表：国内で行った化学分析法一覧

	測器	測定誤差	測定温度
電気伝導度	AOC-10 (電気化学計器)	±0.01 μS/cm以下 (測定値10 μS/cm以下) ±0.1 μS/cm以下 (測定値10~1000 μS/cm)	0℃ (25℃換算)
pH	HM-60S (東亜電波)	±0.01以下	25℃
化学主成分	イオンクロマトグラフ 2000i/SP (Dionex)	±5%未満	25℃
δ ¹⁸ O	質量分析計 Delta E (Finnigan mat)	±6%未満	18℃

第3表：降水試料採取期間中の気圧、気温、相対湿度、降水量

() 内数字は平年値からの偏差

		海面気圧 (hPa)		気温 (°C)		最低気温 (°C)	最高気温 (°C)	相対湿度 (%)		降水量 (mm)	
1993/94 winter	12/3-3/15	1006.8	(-0.8)	-13.8	(0.0)	-32.8	4.4	69.9	(-6.1)	144.6	(26.6)
	12/3-31	1005.5	(-0.6)	-11.9	(1.0)	-25.1	-0.7	62.6	(-10.4)	26.9	(1.6)
	1/1-31	1007.6	(1.4)	-15.0	(-0.6)	-26.0	-1.6	58.5	(-15.5)	1.1	(-26.9)
	2/1-28	1013.9	(5.6)	-14.7	(-0.1)	-32.2	4.4	82.1	(3.1)	97.5	(56.5)
	3/1-15	994.3	(-15.4)	-13.6	(-0.1)	-32.8	0.6	85.4	(7.4)	19.1	(-4.6)
	11/28-12/2	992.9		0.7		-5.3	5.0	88.4		134.7	
1994 summer	8/23-9/19	1007.2	(-2.4)	0.8	(-0.9)	-3.9	7.7	81.2	(-2.3)	46.5	(9.3)
	8/23-8/31	1002.5	(-9.1)	1.6	(-2.3)	-3.9	7.7	74.7	(-10.3)	17.8	(5.9)
	9/1-19	1009.5	(1.8)	0.4	(0.9)	-3.3	4.4	84.2	(2.2)	28.7	(3.4)
1994/95 winter	12/10-3/22	1001.1	(-6.5)	-12.5	(1.4)	-29.9	1.4	62.6	(-13.4)	24.5	(-98.4)
	12/10-31	995.3	(-10.8)	-8.9	(4.0)	-19.4	1.4	63.1	(-9.9)	3.6	(-15.6)
	1/1-31	1004.1	(-2.1)	-14.1	(0.3)	-29.8	-0.1	56.4	(-17.6)	2.7	(-25.3)
	2/1-28	996.0	(-12.3)	-14.2	(0.4)	-29.9	-2.2	65.1	(-13.9)	4.2	(-36.8)
	3/1-22	1009.2	(-0.5)	-11.7	(1.8)	-25.3	1.4	68.0	(-10.0)	14.0	(-20.8)

第4表：1993/94年、1994/95年冬季における電気伝導度、pH、化学主成分濃度の平均値

Average of E.C.(μ S/cm), pH and chemical components(μ g/l) in winter season

YEAR (point)	E.C.	pH	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
1993/94 (RB)	22.55	5.12	4998.01	167.77	1195.29	3102.82	6.77	130.69	614.94	252.25
1994/95 (RB)	49.50	6.40	11841.88	410.83	4102.73	6300.46	26.52	213.06	1459.41	3637.08
1994/95 (RS)	14.69	5.84	2885.96	164.04	1312.39	1517.41	12.09	31.37	296.51	775.41

YEAR (point)	Cl/Na	nssSO ₄ ²⁻	Ca/Na	nssCa ²⁺
1993/94 (RB)	1.84	412.41	0.06	44.80
1994/95 (RB)	1.93	2513.06	0.52	3395.55
1994/95 (RS)	1.97	929.53	0.87	717.24
SMOW *	1.80	-	0.04	-

SMOW * : Surface mean ocean water

第5表：1994年夏季における電気伝導度、pH、化学主成分濃度の平均値

Average of E.C.(μ S/cm), pH and chemical components(μ g/l) in summer season

YEAR (point)	E.C.	pH	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
1994 (RB)	9.56	5.70	3594.03	182.02	857.08	2057.80	87.36	127.42	448.59	359.96

第6表：1993/94年冬季と1994年夏季における $\delta^{18}\text{O}$ の平均値

Average of $\delta^{18}\text{O}$

YEAR (point)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
1993/94 (RB)	-12.9
1994 (RB)	-12.3

第7表：1994/95年冬季エアロゾル、ガス成分の相関行列

	HCl(gas)	NO ₃ ⁻ (aerosol)	HNO ₃ (gas)	SO ₄ ²⁻ (aerosol)	SO ₂ (gas)
Cl ⁻ (aerosol)	0.118	0.387	0.218	0.151	0.351
HCl(gas)		0.033	0.356	0.531	0.362
NO ₃ ⁻ (aerosol)			0.081	0.322	0.068
HNO ₃ (gas)				0.004	0.109
SO ₄ ²⁻ (aerosol)					0.509

第9表：1994/95年冬季降水中の化学主成分濃度の相関行列

Correlation matrix of snowfall at Rabben ('94/95 Winter)

	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	H ⁺
Cl ⁻	0.374	0.787	0.956	0.020	0.956	0.920	0.755	0.204
NO ₃ ⁻	-	0.300	0.380	0.222	0.381	0.344	0.214	0.257
SO ₄ ²⁻		-	0.799	0.038	0.783	0.811	0.953	0.137
Na ⁺			-	0.047	0.964	0.925	0.764	0.199
NH ₄ ⁺				-	0.117	0.021	0.084	0.640
K ⁺					-	0.927	0.772	0.188
Mg ²⁺						-	0.874	0.264
Ca ²⁺							-	0.242

nssSO₄²⁻

0.647

0.247

0.979

0.661

0.064

0.653

0.702

0.932

H⁺ 0.105

Correlation matrix of snowfall at Ropeway station ('94/95 Winter)

	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	H ⁺	H ₂ O ₂
Cl ⁻	0.253	0.473	0.997	0.239	0.882	0.639	0.035	0.125	0.228
NO ₃ ⁻	-	0.531	0.276	0.362	0.357	0.315	0.149	0.431	0.313
SO ₄ ²⁻		-	0.489	0.194	0.544	0.813	0.774	0.098	0.134
Na ⁺			-	0.276	0.895	0.628	0.033	0.142	0.241
NH ₄ ⁺				-	0.334	0.099	0.298	0.805	0.060
K ⁺					-	0.592	0.105	0.176	0.278
Mg ²⁺						-	0.742	0.171	0.026
Ca ²⁺							-	0.320	0.163
H ⁺								-	0.158

nssSO₄²⁻

0.139

0.491

0.938

0.155

0.110

0.260

0.670

0.863

0.054

第10表：1994年夏季降水中の化学主成分濃度、 $\delta^{18}\text{O}$ の相関行列

Corelation Matrix of chemical components and $\delta^{18}\text{O}$ ('94summer precipitation)

	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	NH_4^+	K^+	$\delta^{18}\text{O}$
Cl^-	0.052	0.810	0.979	0.045	0.632	0.169
NO_3^-	-	0.508	0.106	0.814	0.240	0.202
SO_4^{2-}		-	0.880	0.313	0.741	0.058
Na^+			-	0.022	0.704	0.174
NH_4^+				-	0.158	0.126
K^+					-	0.093

第11表：1994年夏季ブレッガー氷河雪氷コア中の化学主成分濃度の相関行列

'94Broggerfonna core

	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	NH_4^+	K^+	H^+
Cl^-	0.525	0.733	0.996	0.159	0.619	0.125
NO_3^-		0.865	0.511	0.460	0.828	0.015
SO_4^{2-}			0.714	0.382	0.877	0.000
Na^+				0.159	0.613	0.107
NH_4^+					0.665	0.354
K^+						0.244

第12表：1994/95年冬季ブレッガー氷河雪氷コア中の化学主成分濃度、 H_2O_2 、 $\delta^{18}O$ の相関行列

a) 積雪表層 0~1.1m、b) 雪氷コア 1.1~1.6m

a) '95Broggerfonna pit

	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	NH_4^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	H^+	H_2O_2	$\delta^{18}O$
Cl^-	0.834	0.955	0.997	0.286	0.957	0.993	0.865	0.296	0.041	0.082
NO_3^-	-	0.882	0.858	0.366	0.866	0.850	0.735	0.101	0.215	0.151
SO_4^{2-}		-	0.955	0.368	0.927	0.949	0.822	0.109	0.035	0.075
Na^+			-	0.282	0.972	0.993	0.857	0.291	0.026	0.057
NH_4^+				-	0.272	0.264	0.224	0.365	0.035	0.395
K^+					-	0.952	0.809	0.248	0.076	0.030
Mg^{2+}						-	0.905	0.358	0.015	0.129
Ca^{2+}							-	0.600	0.130	0.333
H^+								-	0.163	0.719
H_2O_2									-	0.464

b) '95Broggerfonna core

	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	NH_4^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	H^+	H_2O_2	$\delta^{18}O$
Cl^-	0.894	0.679	0.993	0.548	0.920	0.770	0.602	0.391	-	0.828
NO_3^-	-	0.640	0.896	0.591	0.944	0.789	0.476	0.663	-	0.933
SO_4^{2-}		-	0.602	0.694	0.706	0.937	0.684	0.211	-	0.779
Na^+			-	0.502	0.898	0.708	0.536	0.409	-	0.804
NH_4^+				-	0.581	0.643	0.526	0.500	-	0.801
K^+					-	0.857	0.659	0.597	-	0.869
Mg^{2+}						-	0.741	0.463	-	0.853
Ca^{2+}							-	0.302	-	0.524
H^+								-	-	0.641

第13表：オスゴルド氷河雪氷層0～5.86m深の層構造より推定した
 年層毎の厚さ、水当量、イオン当量、イオン当量濃度
 (年層は氷板・氷層の位置をもとに分割)

Depth (m)	Thickness (m)	water eq. (m)	ion equivalent (μ eq.)			ion concentration (μ eq./l)	
			anion (a)	cation (c)	(c)/(a)	anion	cation
0-1.40	1.4	0.39	10.14	13.35	1.32	2.61	3.43
1.57-2.95	1.38	0.48	50.83	199.49	3.92	10.70	42.00
2.95-3.66	0.71	0.33	71.43	157.51	2.21	21.78	48.02
3.66-4.01	0.35	0.15	19.83	70.76	3.57	12.88	45.95
4.01-4.73	0.72	0.39	40.99	97.86	2.39	10.40	24.84
4.73-5.07	0.34	0.15	16.60	36.64	2.21	11.14	24.59
5.07-5.46	0.39	0.20	13.61	30.91	2.27	6.91	15.69
5.46-5.86	0.4	0.23	17.69	38.71	2.19	7.66	16.76
5.86-10.04 (annual mean)	—	0.30	28.20	38.04	1.35	9.40	12.68

第14表：オスゴルド氷河雪氷層0～5.86 m深の層構造より推定した年層毎の、

a) 化学主成分のイオン当量

b) ざらめ雪層と氷板・氷層の水当量

a)

Depth (m)	Anion (μ eq.)					Cation (μ eq.)					
	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	OH ⁻	(COO) ₂ ²⁻	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	H ⁺
0- 1.40	7.64	0.79	1.70	0.00		5.53	1.34	0.17	0.77	1.64	3.91
1.57- 2.95	28.54	13.85	5.28	0.10	3.06	179.52	2.72	2.97	3.07	7.74	3.46
2.95- 3.66	41.84	11.41	12.89	0.00	5.29	126.33	7.80	4.47	6.48	8.22	4.21
3.66- 4.01	8.11	6.51	3.04	0.00	2.16	60.77	2.12	1.42	0.87	4.78	0.80
4.01- 4.73	22.19	6.91	7.54	0.00	4.35	78.35	4.94	1.90	3.80	5.66	3.22
4.73- 5.07	11.49	2.79	2.10	0.00	0.22	26.82	4.33	0.93	0.77	1.65	2.14
5.07- 5.46	8.83	2.28	1.92	0.00	0.58	18.29	6.00	0.95	1.05	1.80	2.82
5.46- 5.86	12.95	2.17	2.49	0.00	0.09	17.36	11.60	1.66	1.29	3.23	3.57
5.86-10.04 (annual mean)	17.91	3.71	6.59	0.00		16.86	6.25	0.70	1.54	1.74	10.94

The layer from 1.40 - 1.57 m is missing

b)

Depth (m)	water eq. (m)		ratio of snow to ice	
	snow	ice	snow	ice
0- 1.40	0.389	0	100.00%	0.00%
1.57- 2.95	0.371	0.104	78.11%	21.89%
2.95- 3.66	0.154	0.174	46.95%	53.05%
3.66- 4.01	0.091	0.063	59.09%	40.91%
4.01- 4.73	0.097	0.297	24.62%	75.38%
4.73- 5.07	0.069	0.080	46.31%	53.69%
5.07- 5.46	0.080	0.117	40.61%	59.39%
5.46- 5.86	0	0.231	0.00%	100.00%
5.86-10.04 (annual mean)	0	0.300	0.00%	100.00%

The layer from 1.40 - 1.57 m is missing

第15表：オスゴルド氷河雪氷コア1.52～5.52mの化学主成分濃度、H₂O₂、 $\delta^{18}\text{O}$ の相関行列

1.52-5.52 m

	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	H ⁺	H ₂ O ₂	$\delta^{18}\text{O}$
Cl ⁻	0.472	0.762	0.436	0.228	0.680	0.636	0.431	0.209	0.387	0.060
NO ₃ ⁻	-	0.357	0.967	0.152	0.447	0.100	0.347	0.280	0.343	0.219
SO ₄ ²⁻		-	0.276	0.336	0.719	0.808	0.578	0.031	0.287	0.225
Na ⁺			-	0.263	0.378	0.081	0.294	0.298	0.342	0.123
NH ₄ ⁺				-	0.266	0.245	0.054	0.036	0.052	0.025
K ⁺					-	0.616	0.609	0.392	0.100	0.175
Mg ²⁺						-	0.736	0.057	0.124	0.135
Ca ²⁺							-	0.072	0.060	0.342
H ⁺								-	0.094	0.212
H ₂ O ₂									-	0.138

第16表：オスゴルド氷河雪氷コア1.52～49mの化学主成分濃度、 H_2O_2 、 $\delta^{18}\text{O}$ の相関行列

Asgardfonna core 1.52-49 m

	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	NH_4^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	H^+	H_2O_2	$\delta^{18}\text{O}$
Cl^-	0.283	0.554	0.413	0.275	0.435	0.563	0.395	0.274	-	0.103
NO_3^-	-	0.462	0.910	0.260	0.613	0.237	0.265	0.101	-	0.195
SO_4^{2-}		-	0.354	0.308	0.493	0.702	0.419	0.155	-	0.036
Na^+			-	0.151	0.588	0.247	0.321	0.116	-	0.092
NH_4^+				-	0.349	0.021	0.037	0.036	-	0.187
K^+					-	0.448	0.358	0.004	-	0.190
Mg^{2+}						-	0.637	0.057	-	0.007
Ca^{2+}							-	0.014	-	0.050
H^+								-	-	0.139

第17表：オスゴルド氷河積雪表層中の化学主成分濃度、 H_2O_2 、 $\delta^{18}\text{O}$ の相関行列

Asgardfonna pit

	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	NH_4^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	H^+	H_2O_2	$\delta^{18}\text{O}$
Cl^-	0.434	0.329	0.958	0.459	0.183	0.201	0.196	0.688	0.160	0.663
NO_3^-	-	0.798	0.376	0.516	0.327	0.082	0.404	0.605	0.085	0.257
SO_4^{2-}	-	-	0.388	0.366	0.153	0.370	0.200	0.467	0.189	0.356
Na^+			-	0.394	0.063	0.334	0.090	0.540	0.230	0.681
NH_4^+				-	0.102	0.287	0.064	0.324	0.189	0.512
K^+					-	0.738	0.901	0.334	0.030	0.283
Mg^{2+}						-	0.793	0.048	0.165	0.604
Ca^{2+}							-	0.308	0.053	0.300
H^+								-	0.023	0.359
H_2O_2									-	0.146

第18表：オスゴルド氷河雪氷コア5.52～49mの化学主成分濃度、 H_2O_2 、 $\delta^{18}O$ の相関行列

5.52-49.06 m

	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	NH_4^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	H^+	H_2O_2	$\delta^{18}O$
Cl^-	0.459	0.537	0.886	0.274	0.504	0.532	0.360	0.300	-	0.122
NO_3^-	-	0.743	0.427	0.467	0.410	0.243	0.020	0.241	-	0.078
SO_4^{2-}		-	0.516	0.270	0.414	0.659	0.339	0.224	-	0.029
Na^+			-	0.294	0.464	0.498	0.378	0.212	-	0.168
NH_4^+				-	0.331	0.145	0.153	0.006	-	0.173
K^+					-	0.245	0.059	0.088	-	0.107
Mg^{2+}						-	0.567	0.136	-	0.114
Ca^{2+}							-	0.079	-	0.220
H^+								-	-	0.096

第19表：北東島氷河雪氷コア中の化学主成分濃度、 H_2O_2 、 $\delta^{18}O$ の
 相関行列

a) 積雪表層 0~2.3m、b) 雪氷コア 0~15m

a) Vestfonna pit

	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	H^+	H_2O_2	$\delta^{18}O$
Cl^-	0.075	0.721	0.992	0.814	0.907	0.227	0.010	0.105	0.121
NO_3^-	-	0.525	0.050	0.135	0.055	0.042	0.746	0.237	0.113
SO_4^{2-}		-	0.729	0.694	0.723	0.218	0.501	0.276	0.154
Na^+			-	0.822	0.884	0.178	0.007	0.084	0.175
K^+				-	0.794	0.156	0.165	0.105	0.027
Mg^{2+}					-	0.255	0.198	0.079	0.079
Ca^{2+}						-	0.001	0.136	0.288
H^+							-	0.244	0.072
H_2O_2								-	0.203

b) Vestfonna core 0-15 m

	NO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	H^+	H_2O_2	$\delta^{18}O$
Cl^-	0.153	0.154	0.304	0.938	0.332	0.148	0.120	0.376	0.120
NO_3^-	-	0.741	0.685	0.061	0.656	0.401	0.574	0.531	0.178
SO_4^{2-}		-	0.587	0.101	0.861	0.417	0.698	0.464	0.082
Na^+			-	0.007	0.758	0.601	0.248	0.366	0.362
K^+				-	0.063	0.027	0.055	0.178	0.160
Mg^{2+}					-	0.520	0.399	0.422	0.362
Ca^{2+}						-	0.027	0.464	0.174
H^+							-	0.125	0.285
H_2O_2								-	0.045

第20表： オスゴルド氷河氷コア中の $\delta^{18}\text{O}$ の10年平均

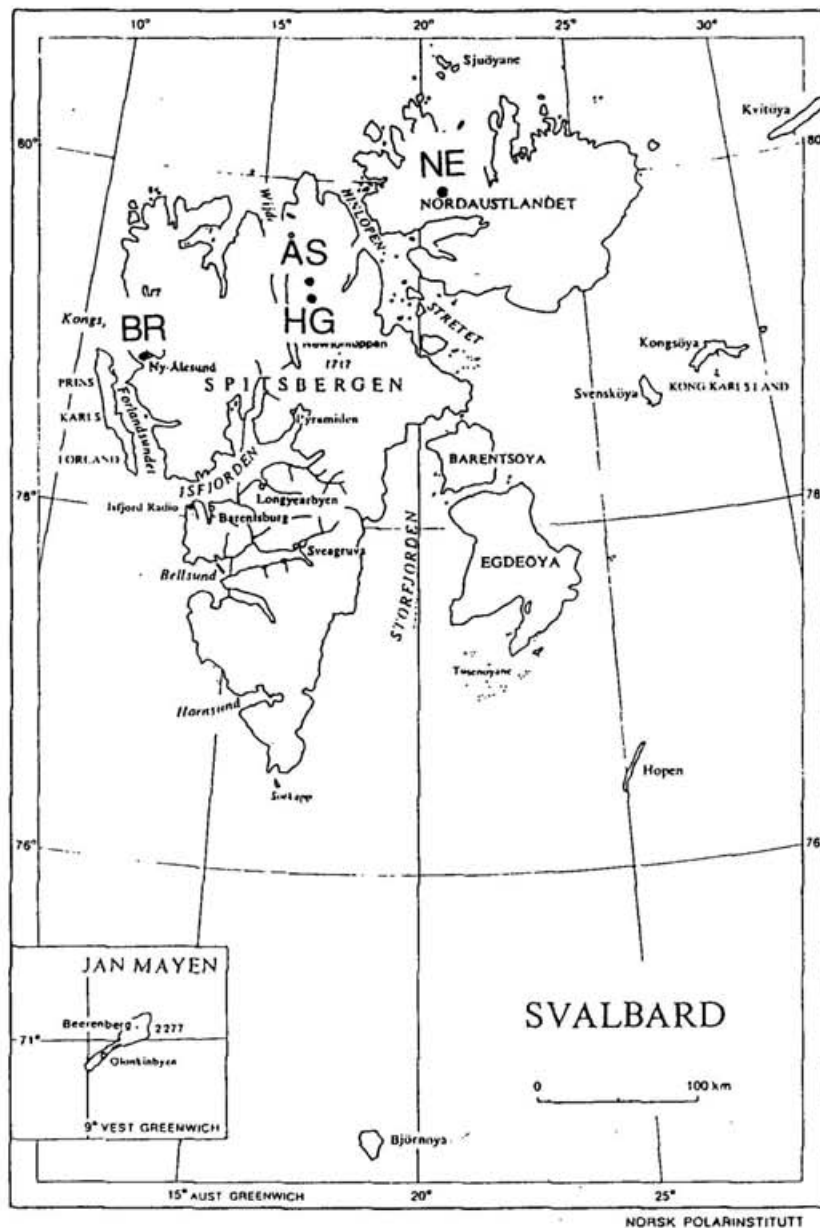
(年代は ^3H 、 ^{137}Cs 、層構造より推定)

year (A. D.)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
1857-1860	-19.9
61- 70	-19.9
71- 80	-20.5
81- 90	-20.2
91-1900	-20.1
(mean)	-20.1
1901- 10	-18.4
11- 20	-18.8
21- 30	-18.1
31- 40	-18.5
41- 50	-18.0
51- 60	-18.1
61- 70	-18.8
71- 80	-18.2
81- 90	-18.4
91- 93	-19.1
(mean)	-18.5

第21表：北極氷河解析結果一覧

北極氷河比較

プレッガー氷河 78°52'N, 11°56'E, 450m A. 1994.9 融雪期末期 10 m B. 1995.3 積雪期後半 2 m	オスゴルド氷河 79°27'E, 16°43'E, 1140 m 1993.6-7 融雪期初期 184 m	北東島氷河 79°58'N, 21°02'E, 600 m 1995.5-6 融雪期直前 210 m
フィルン層の厚さ A. 0.2 m B. 1.1 m (280 mm)	5.2 m	5.5 m
superomposed ice 1年間で表面に形成 (1 m以深完全氷化)	5 m 以深完全氷化	5 m 以深ほぼ氷化層だがfim部が時々出現
氷温 0 ?	-5.5 (30m) -7 (>100m)	-2 (30 m) -5 (150 m)
氷化部分の各成分値 EC 2-3(-10) pH 5.5 (5.5-5.6) 18-O -12 (-13) Cl 100-200 (2000 表面) Na 100 (1500 表面) NO3 5-10 (60) SO4 10 以下 (500) Ca (200)	2.5-3.5 (5-15) 5.5 (5.5-7) -18--19 -->-21 200 (500) 100 (200-3000 表面大) 50 (100-600 表面大) 50-100 (100-200) 30 (50-200)	5 (7) 5.3 (5-5.5) -17 (-15--25) 500-1000 (1000-4000) 300 (300-2500 表面少々大) 50-70 (100 表面少々大) 200-300 30 (20-60)

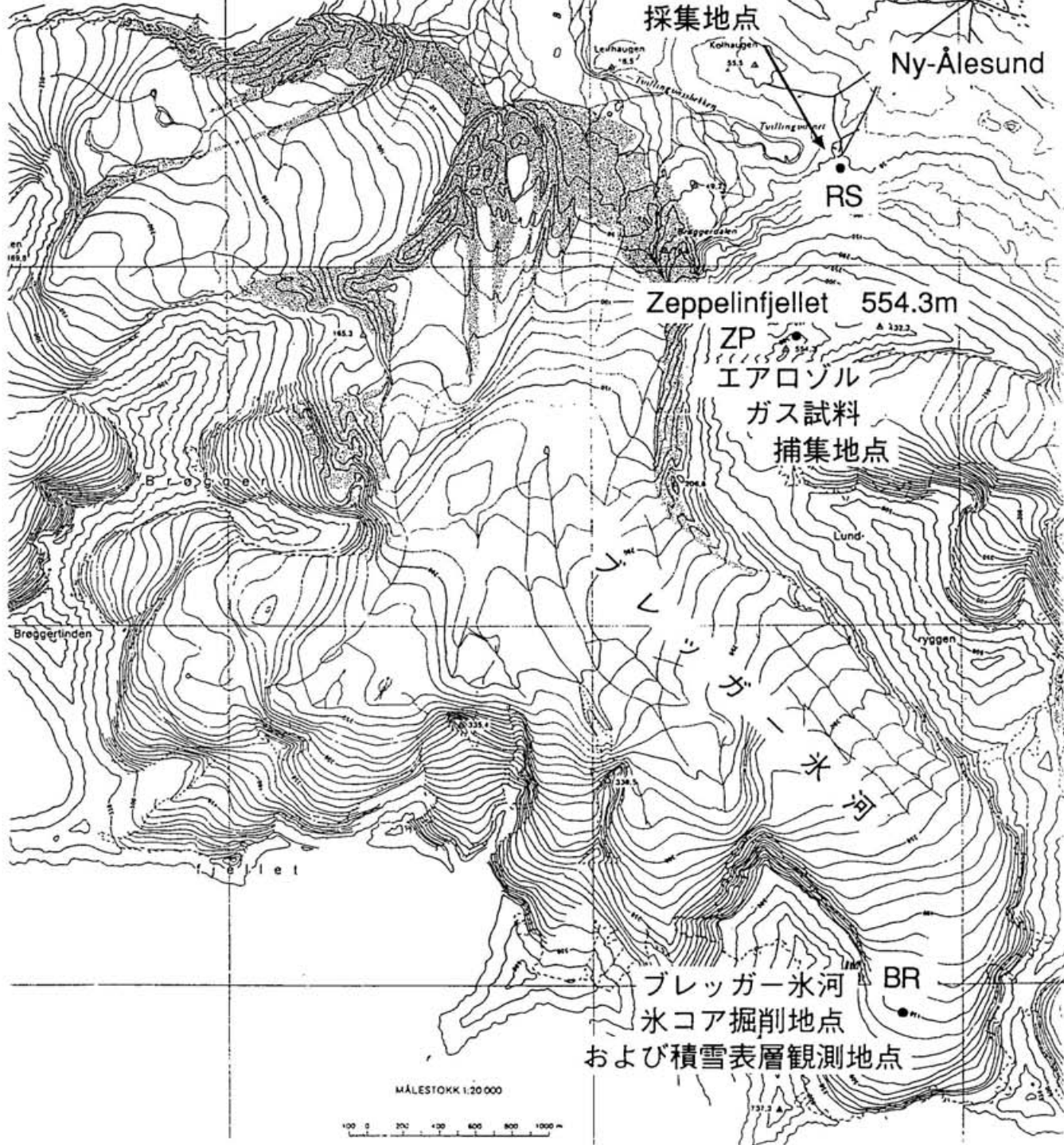


- NE 北東島氷河 (79°58'N, 21°02'E, 600m)
- BR ブレグガー氷河 (78°52'N, 11°56'E, 450m)
- ÅS オスゴルド氷河 (79°27'N, 16°43'E, 1140m)
- HG ヘーグ・ヘッダ氷帽 (79°16'N, 16°52'E, 1200m)

第1図：氷コア掘削地点

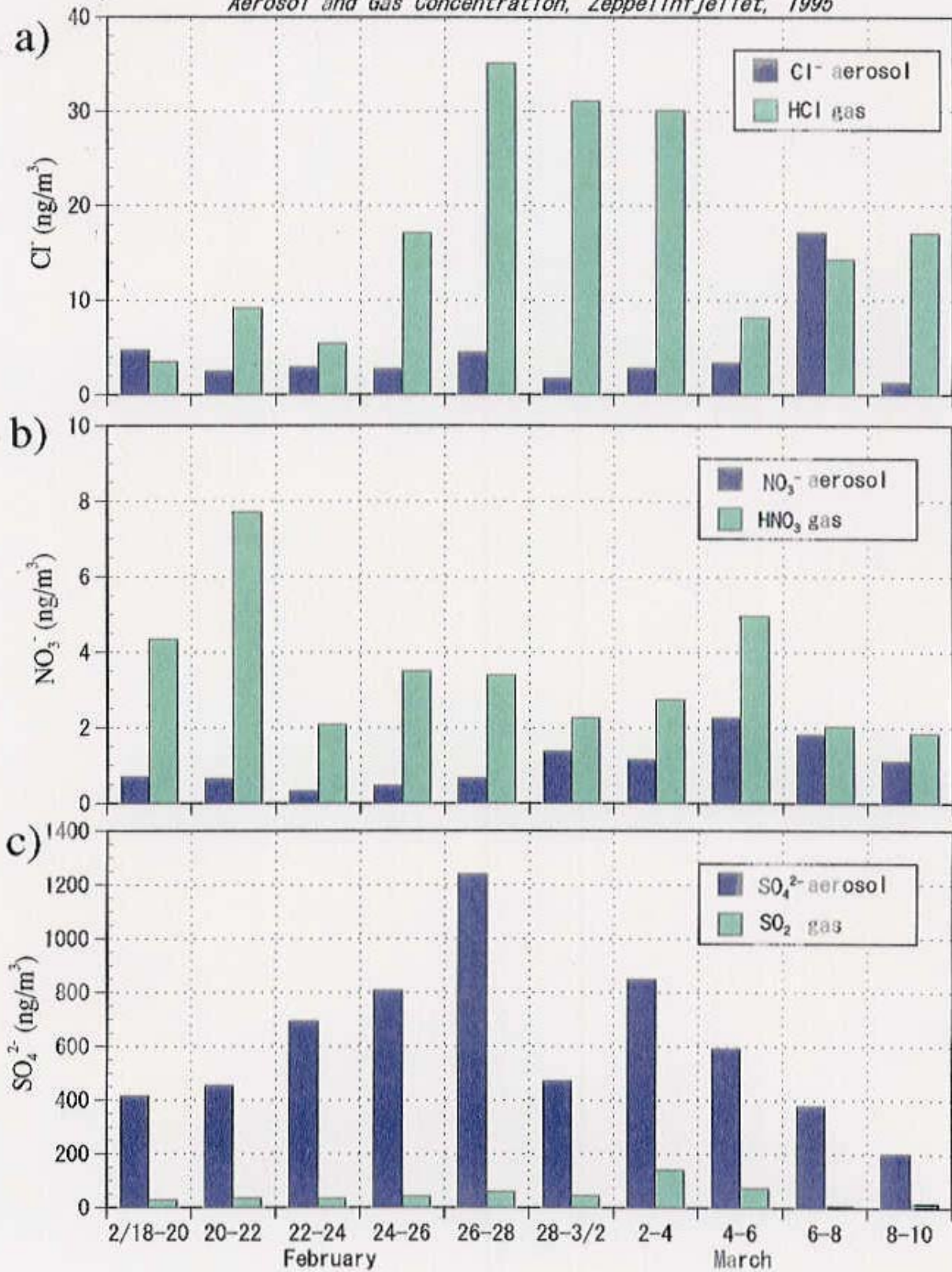
100 500 1000 m

igfjellet 894.8 Δ
718.3

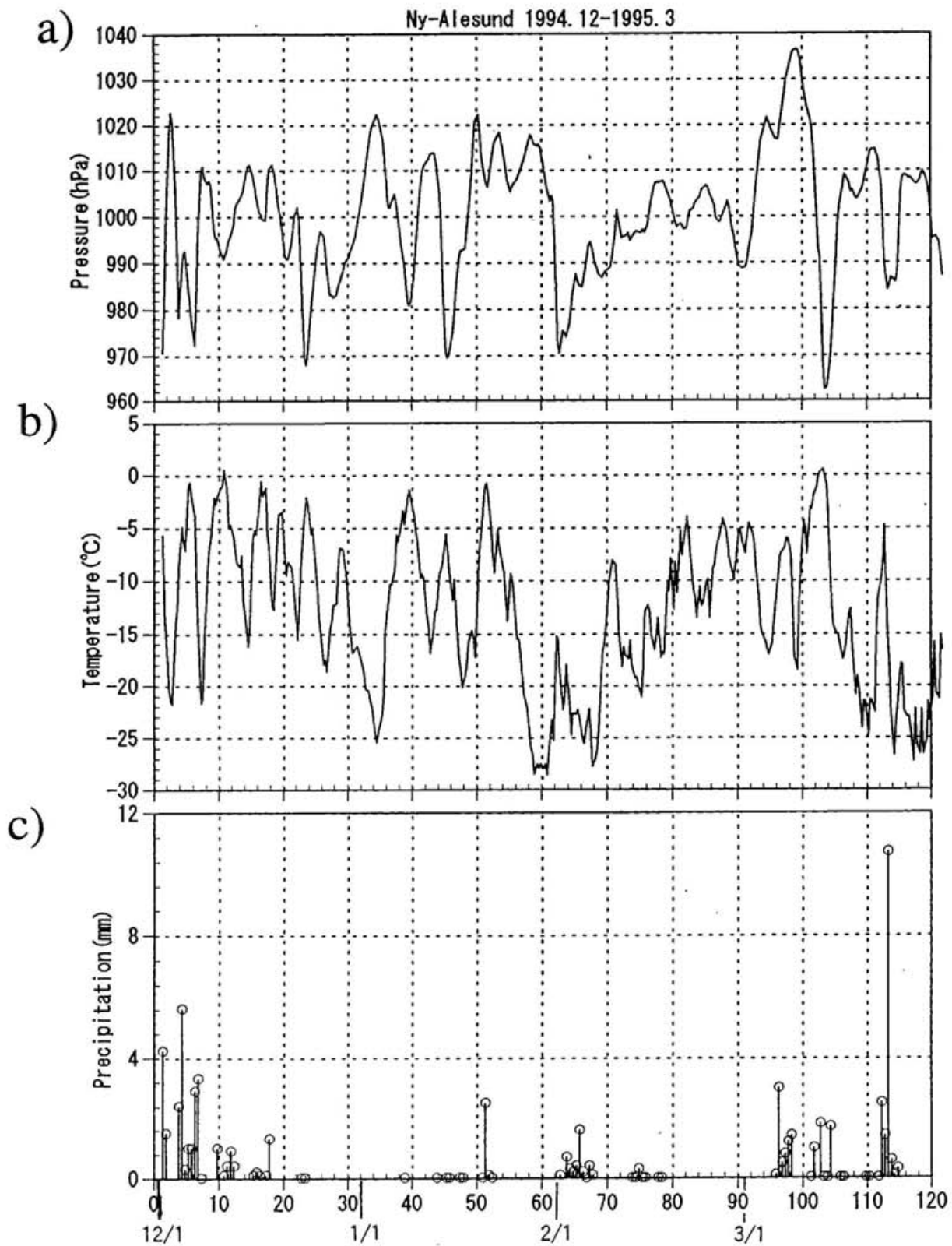


第2図：エアロゾル、ガス、降水採取地点

Aerosol and Gas Concentration, Zeppelinfjellet, 1995

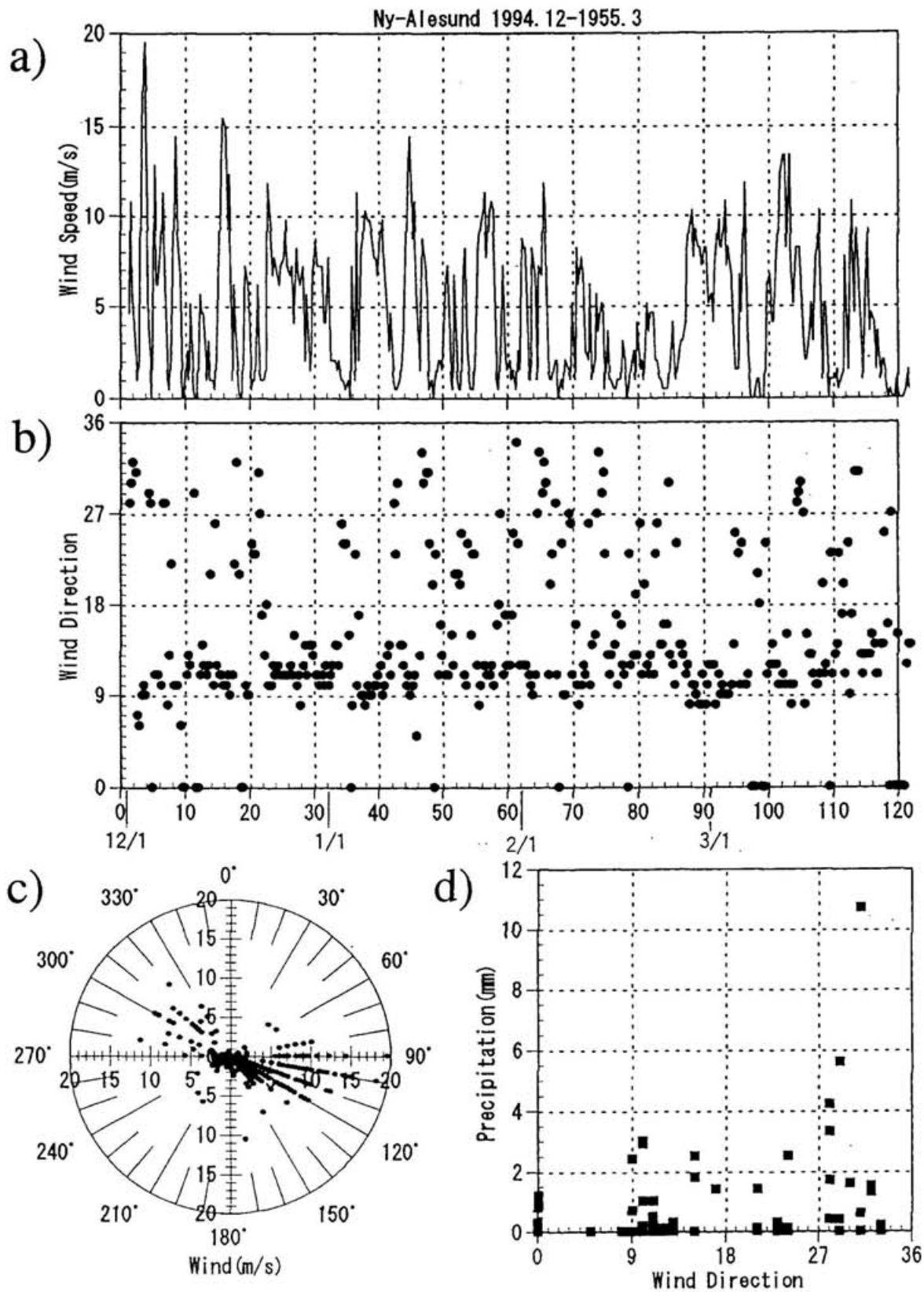


第3図：エアロゾル、ガス観測結果 a) Cl⁻、b) NO₃⁻、c) SO₄²⁻



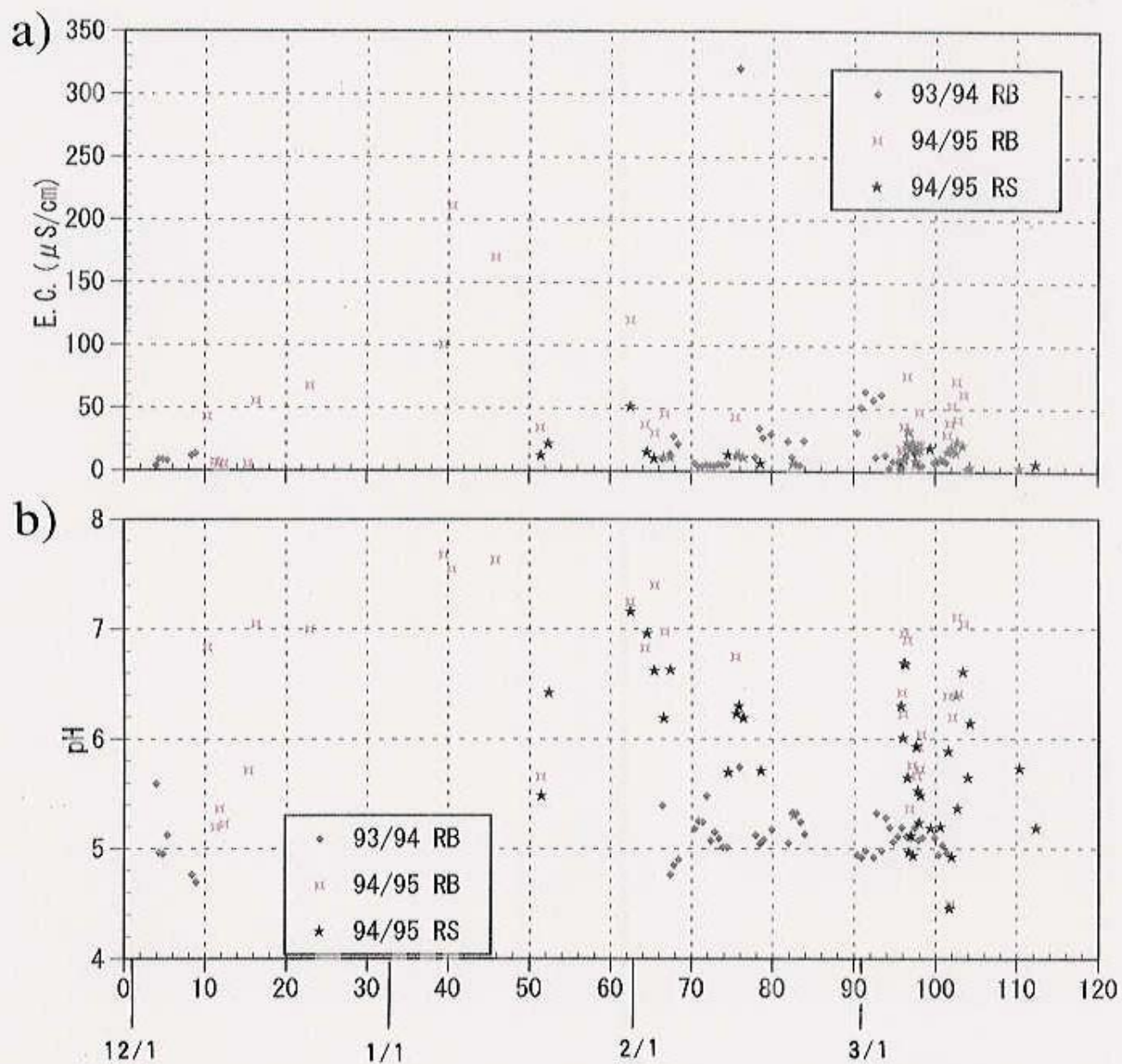
第4図：Ny-Ålesund における1994/1995冬季気象データ

a) 海面気圧、b) 気温、c) 降水量

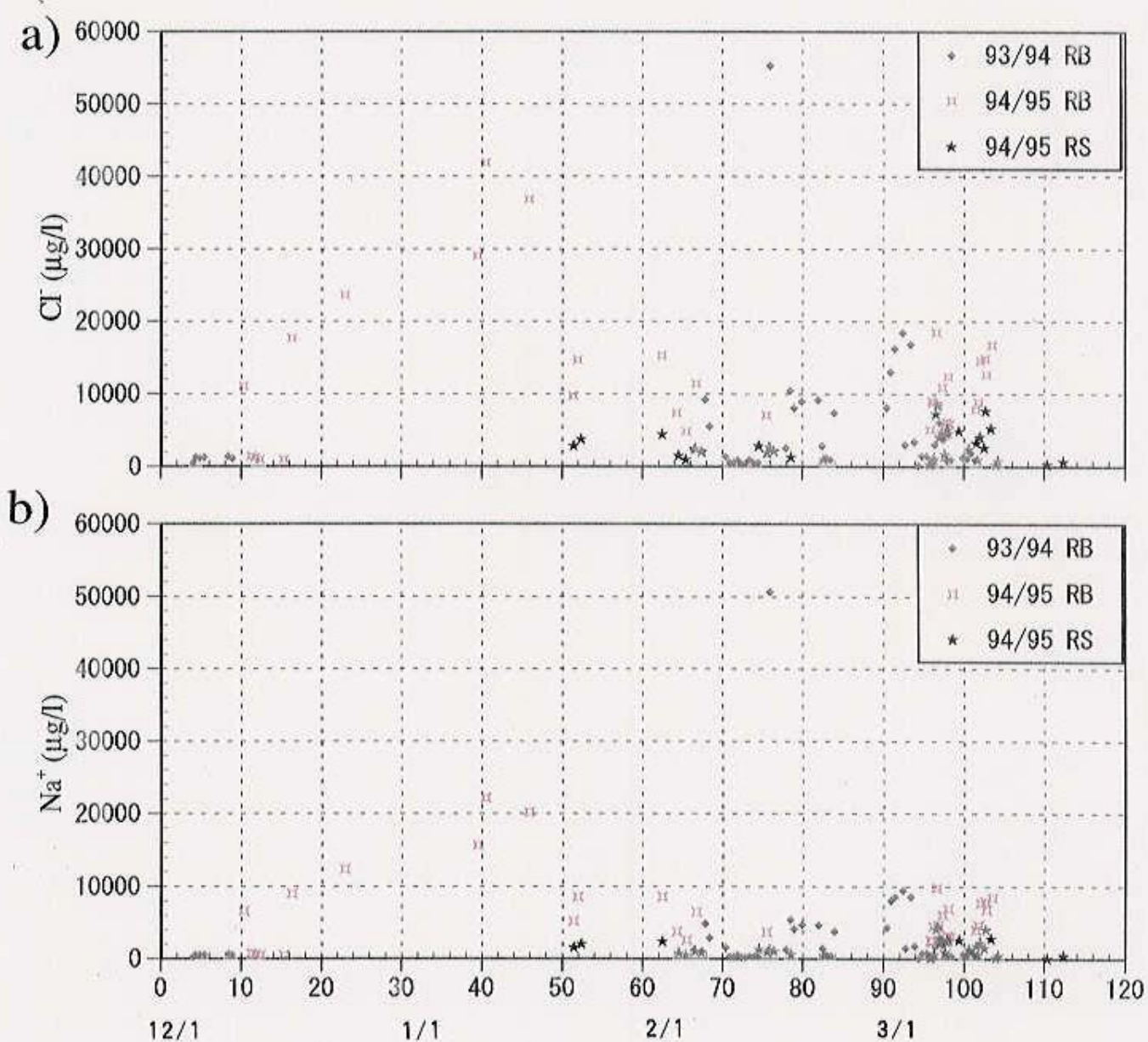


第5図：Ny-Alesund における1994/1995冬季気象データ

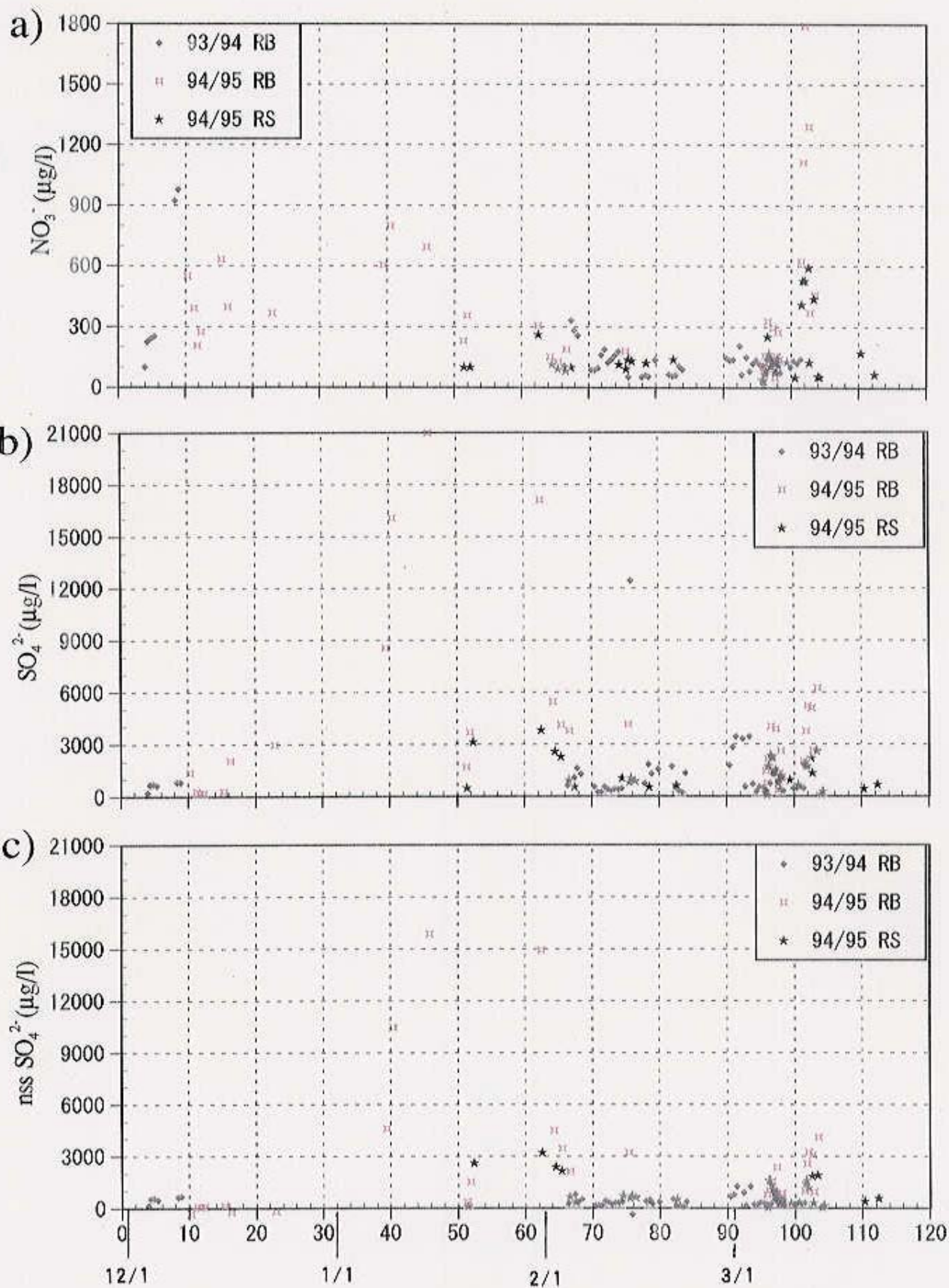
a) 風速、b) 風向、c) 風向と風速の関係、d) 風向と降水量の関係



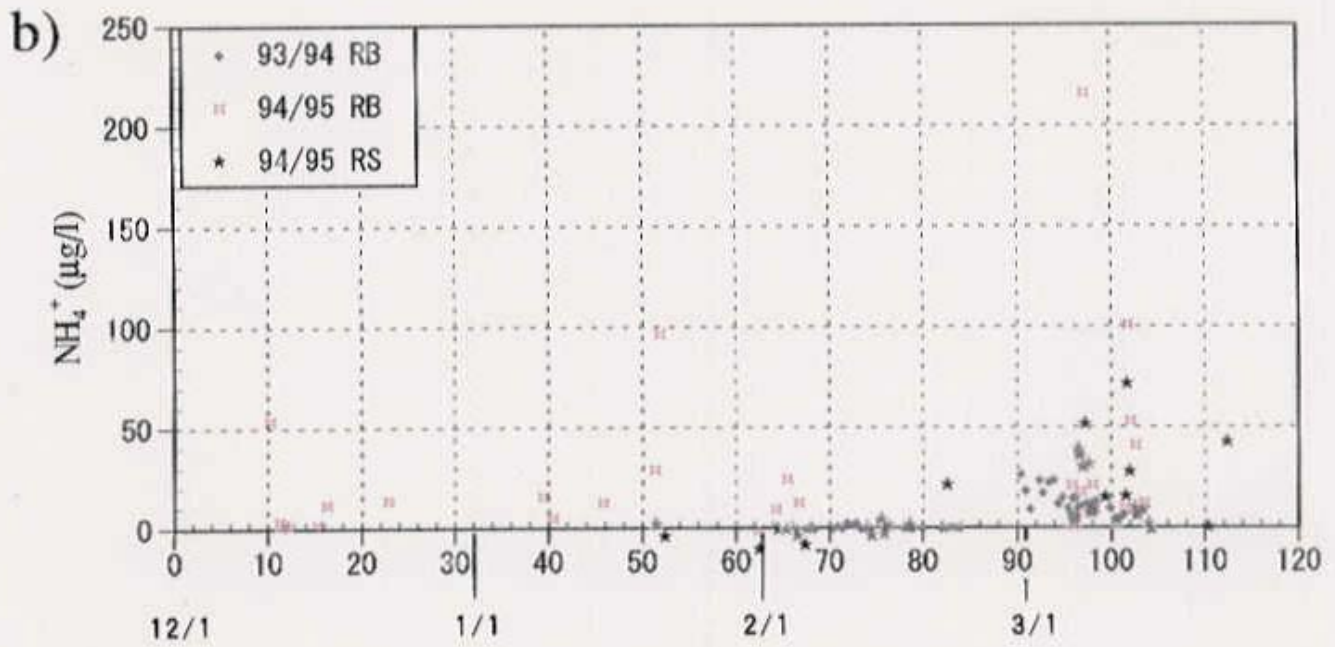
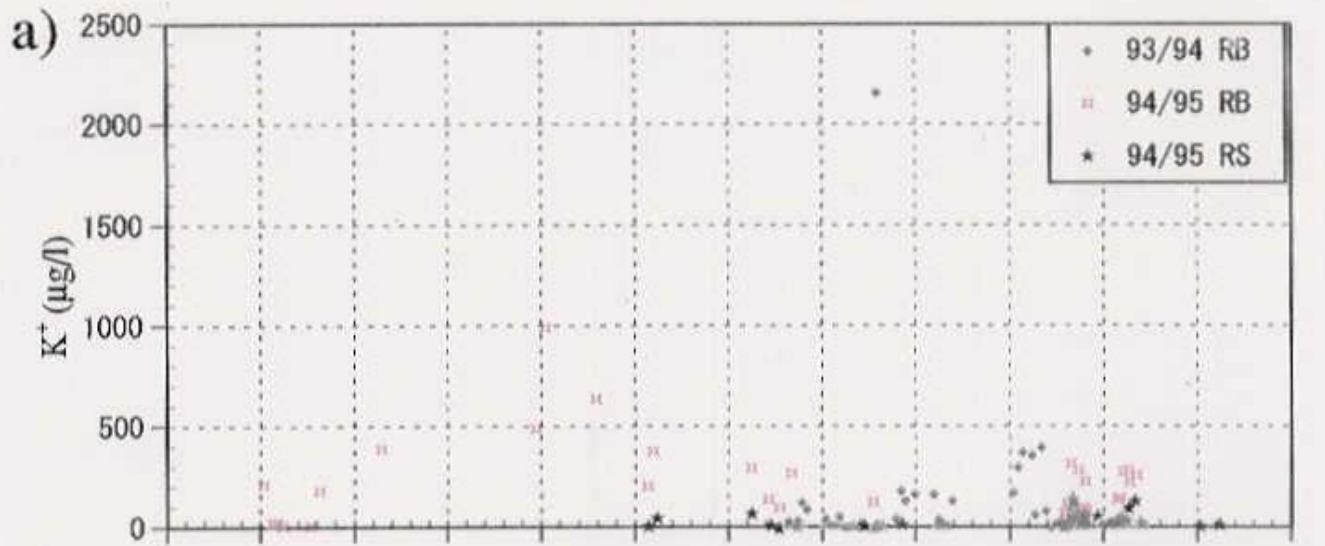
第6-1図：Ny-Ålesundにおける1993/1994、1994/1995降水観測結果
 a) 電気伝導度(E.C.)、b) pH



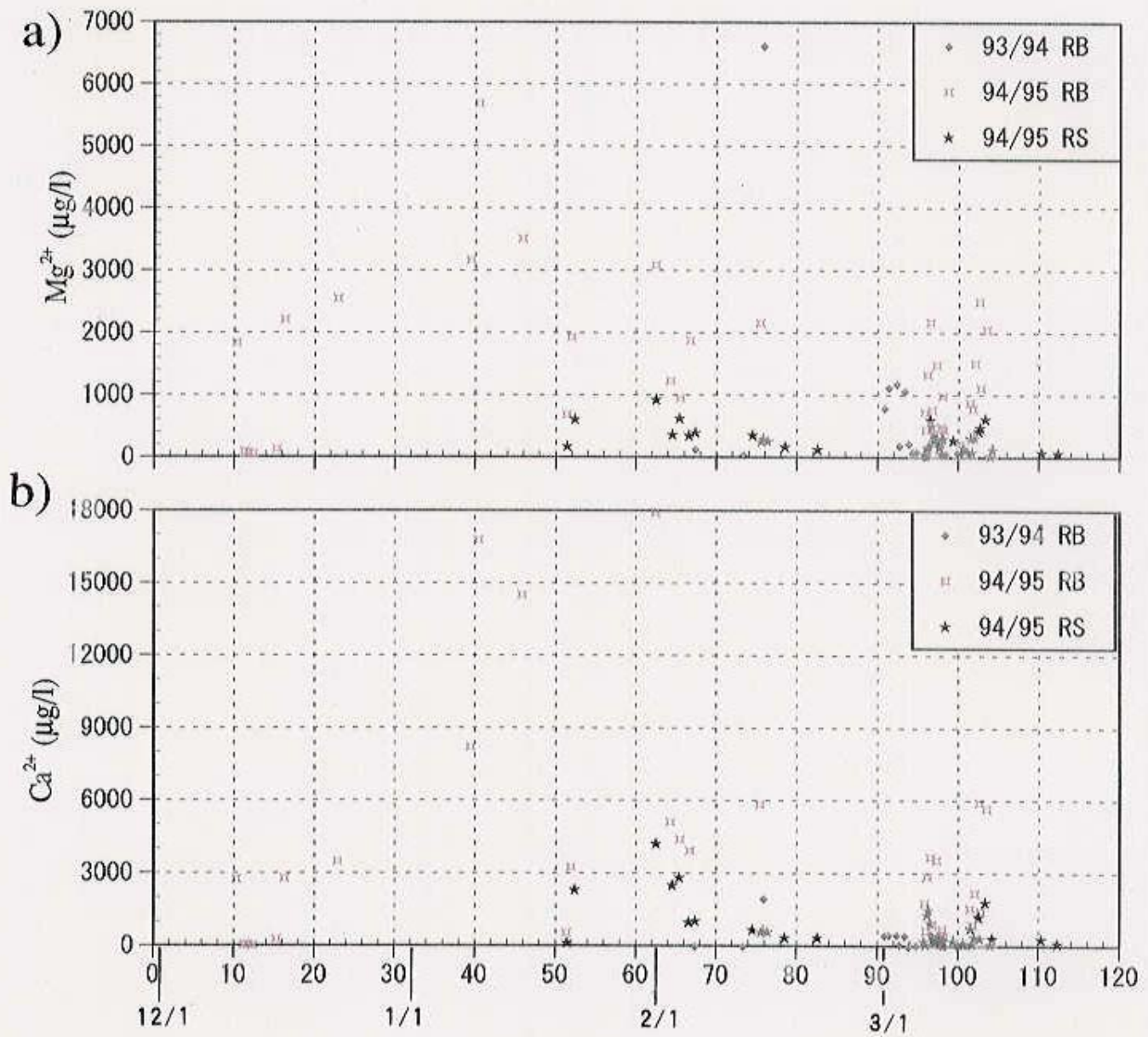
第6-2図：Ny-Ålesundにおける1993/1994、1994/1995降水観測結果
a) Cl^- 、b) Na^+



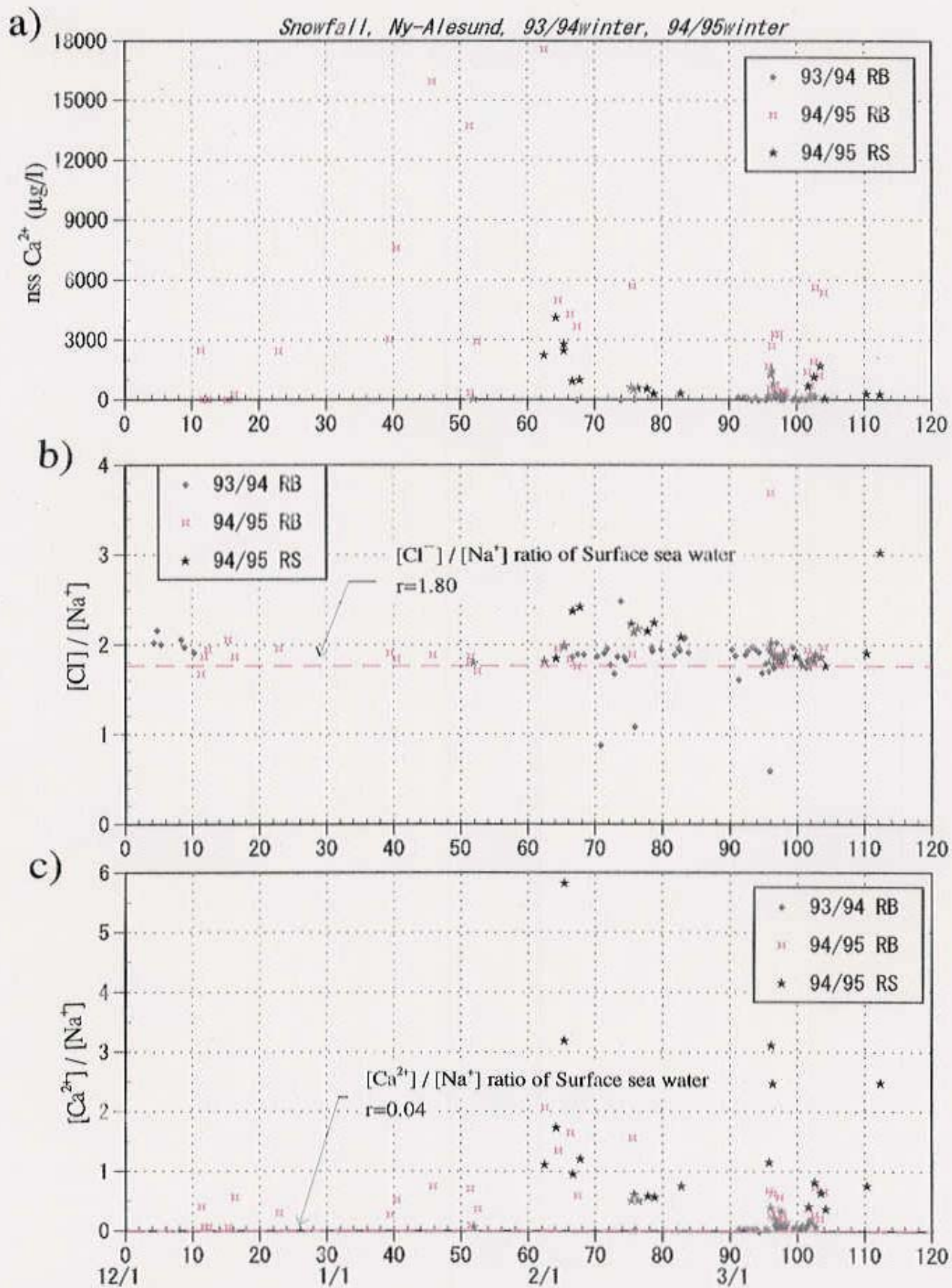
第6-3図：Ny-Ålesundにおける1993/1994、1994/1995降水観測結果
 a) NO_3^- 、b) SO_4^{2-} 、c) nssSO_4^{2-}



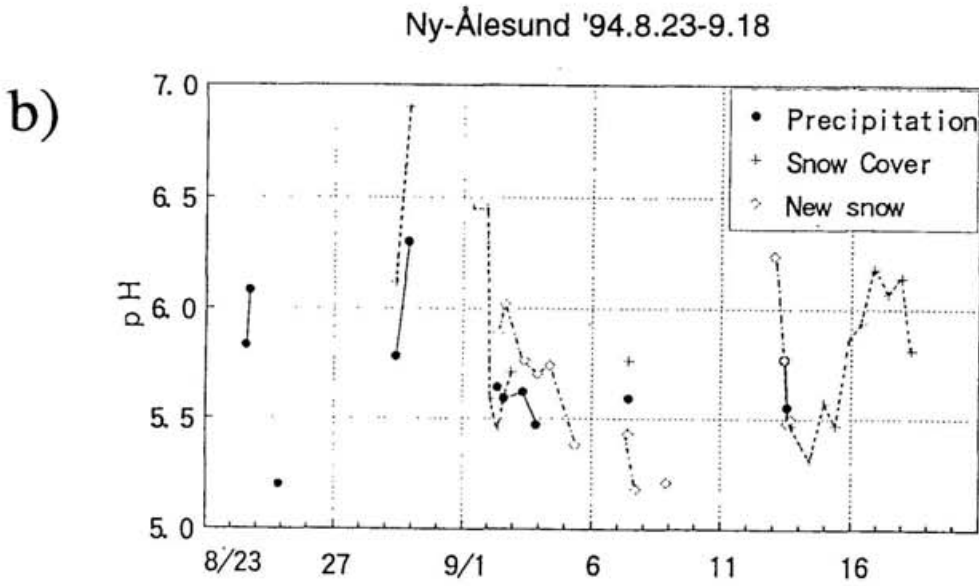
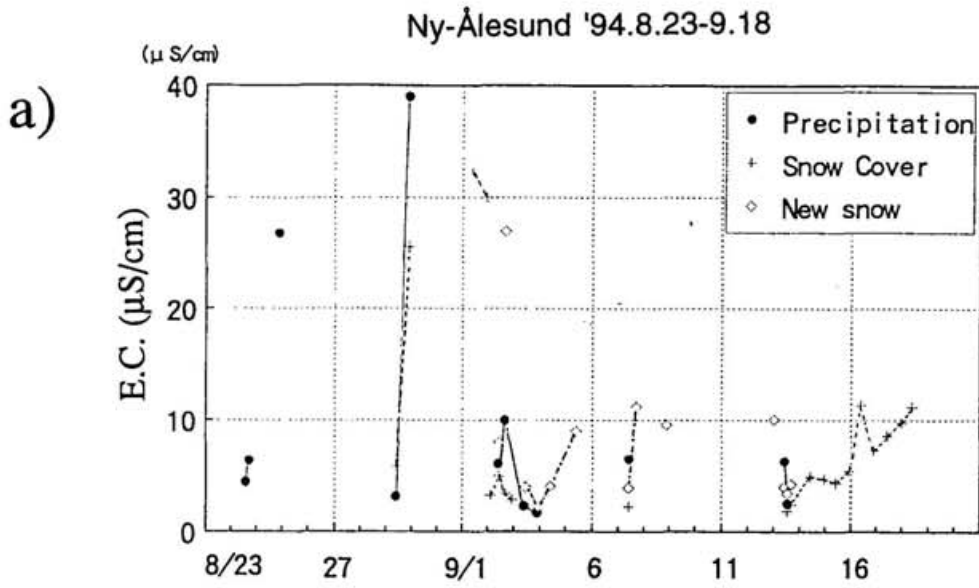
第6-4図：Ny-Ålesundにおける1993/1994、1994/1995降水観測結果
a) K^+ 、b) NH_4^+



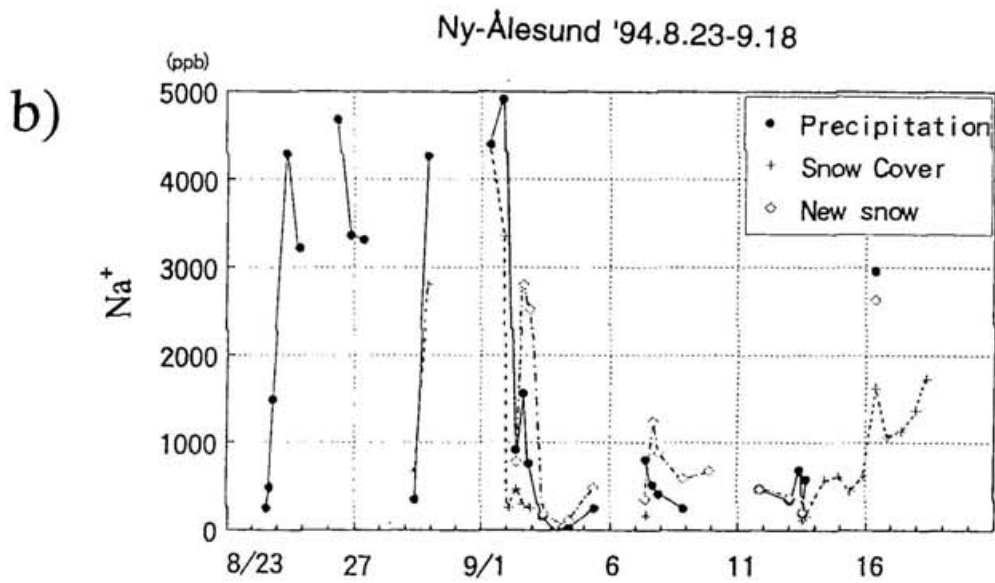
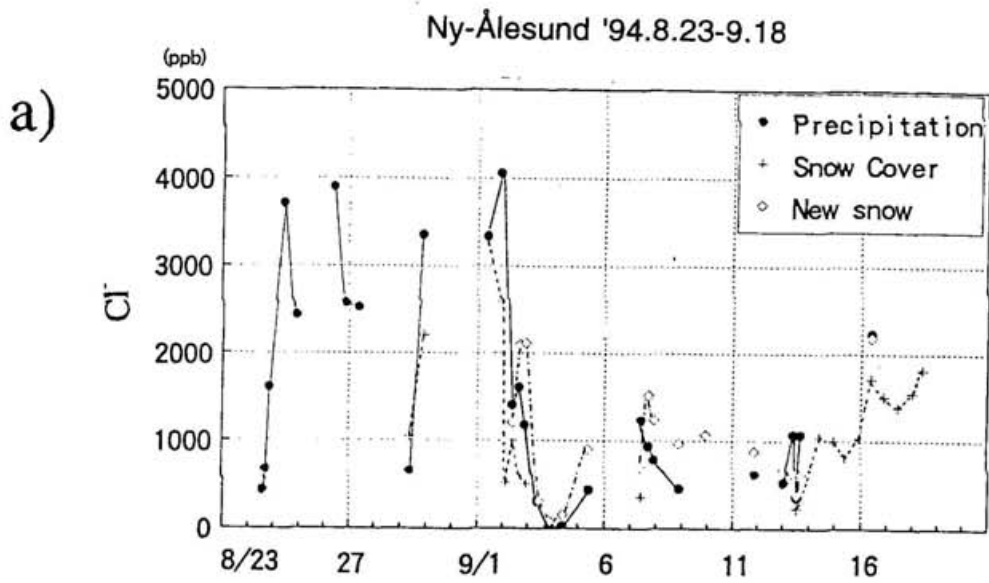
第6-5図：Ny-Ålesundにおける1993/1994、1994/1995降水観測結果
a) Mg^{2+} 、b) Ca^{2+}



第6-6図：Ny-Ålesundにおける1993/1994、1994/1995降水観測結果
 a) nss Ca^{2+} 、b) Cl^- と Na^+ の関係、c) Ca^{2+} と Na^+ の関係

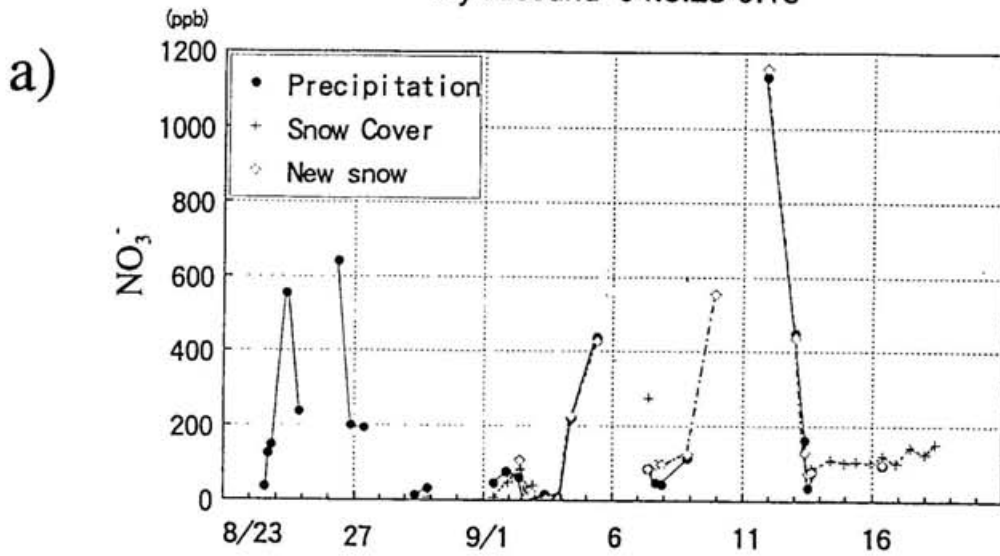


第7-1図：Ny-Ålesundにおける1994夏季の降水観測結果
a) 電気伝導度(E.C.)、 b) pH

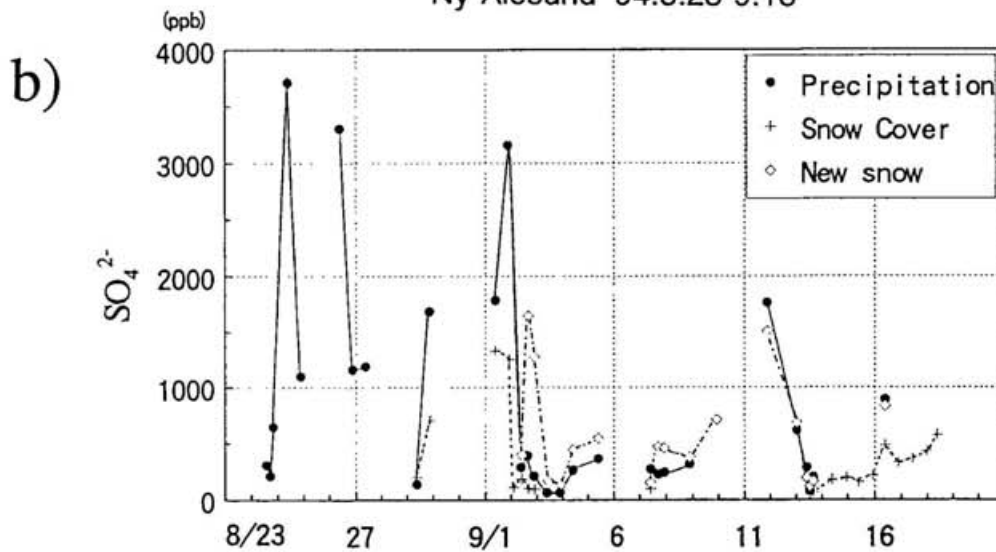


第7-2図：Ny-Ålesundにおける1994夏季の降水観測結果
a) Cl⁻、b) Na⁺

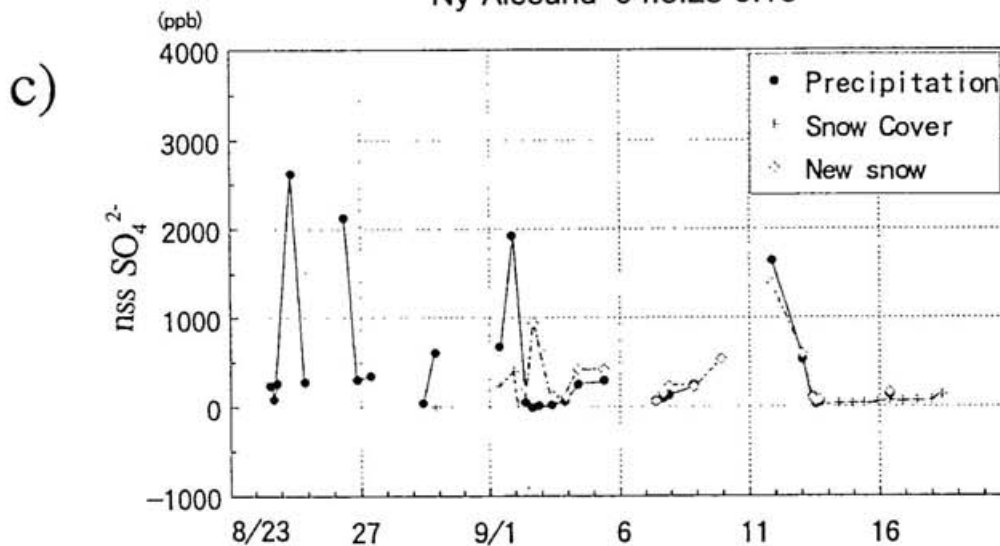
Ny-Ålesund '94.8.23-9.18



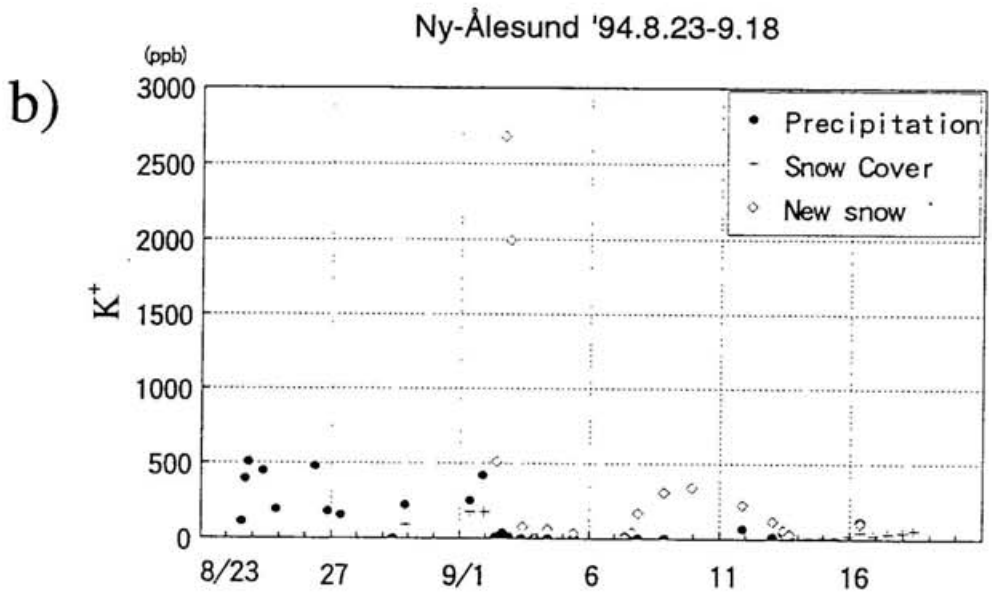
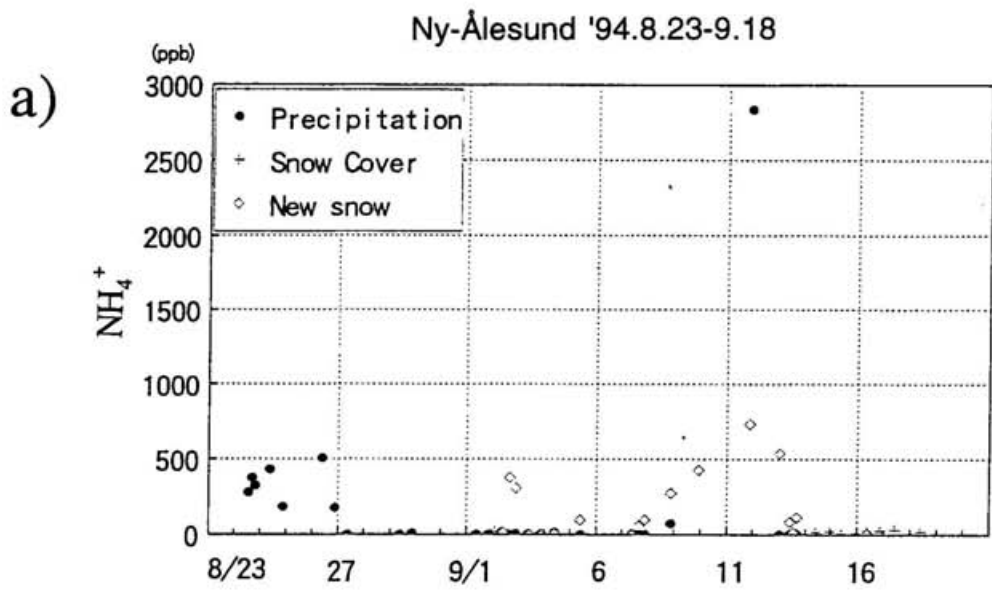
Ny-Ålesund '94.8.23-9.18



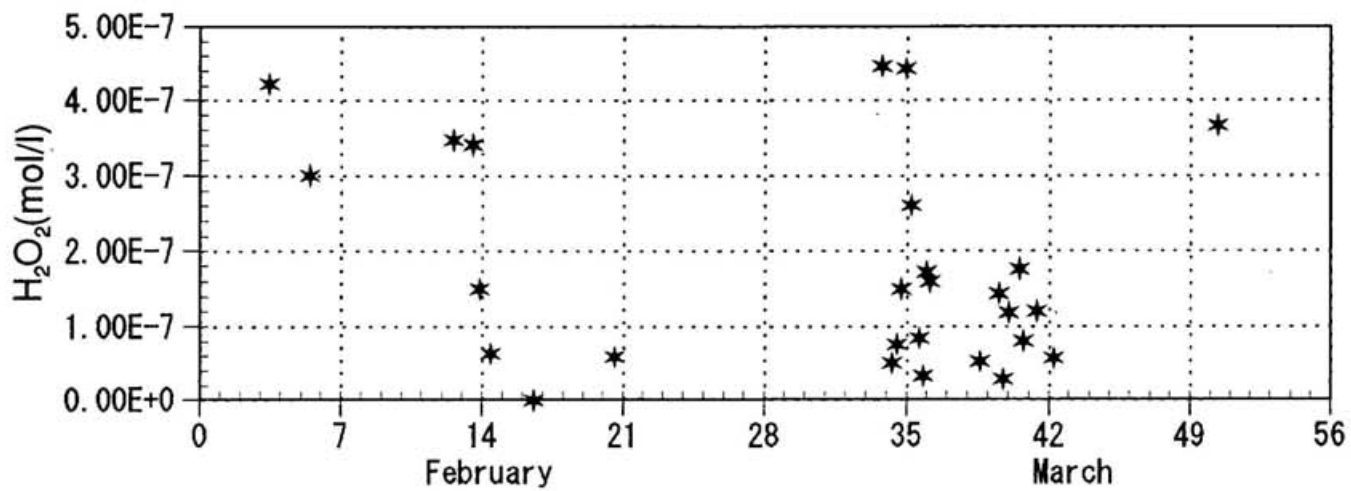
Ny-Ålesund '94.8.23-9.18



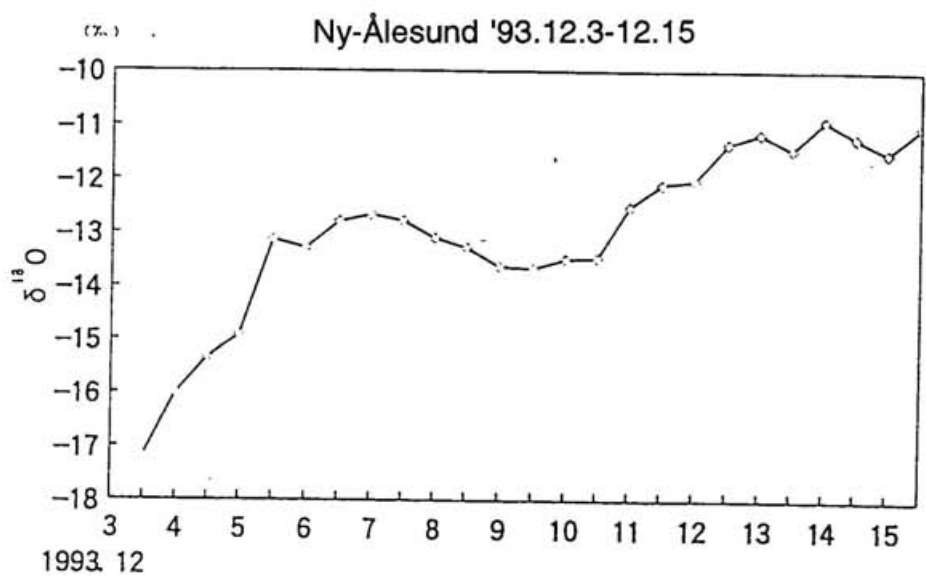
第7-3図：Ny-Ålesundにおける1994夏季の降水観測結果
a) NO_3^- 、b) SO_4^{2-} 、c) nss SO_4^{2-}



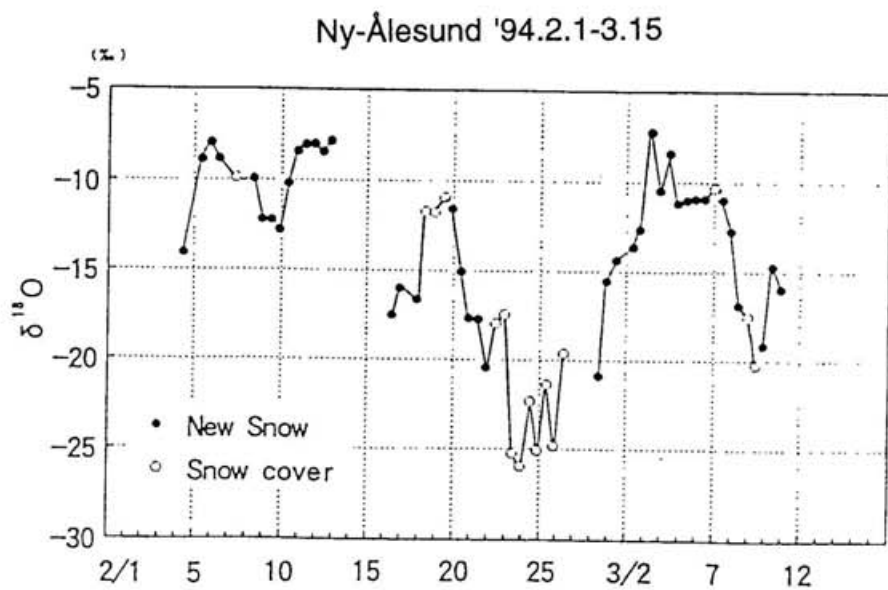
第7-4図：Ny-Ålesundにおける1994夏季の降水観測結果
a) NH_4^+ 、b) K^+



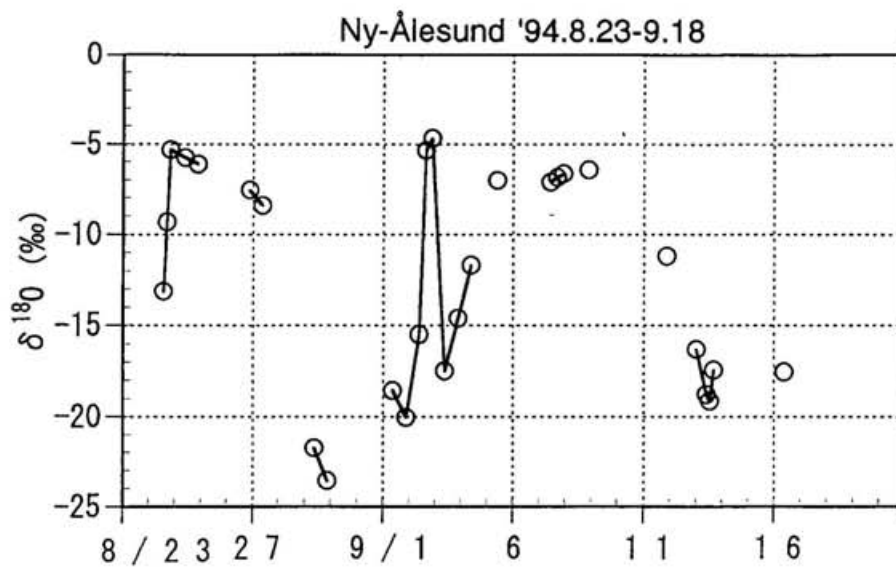
第8図：Ny-Ålesundにおける1994/95 冬季 H_2O_2 観測結果



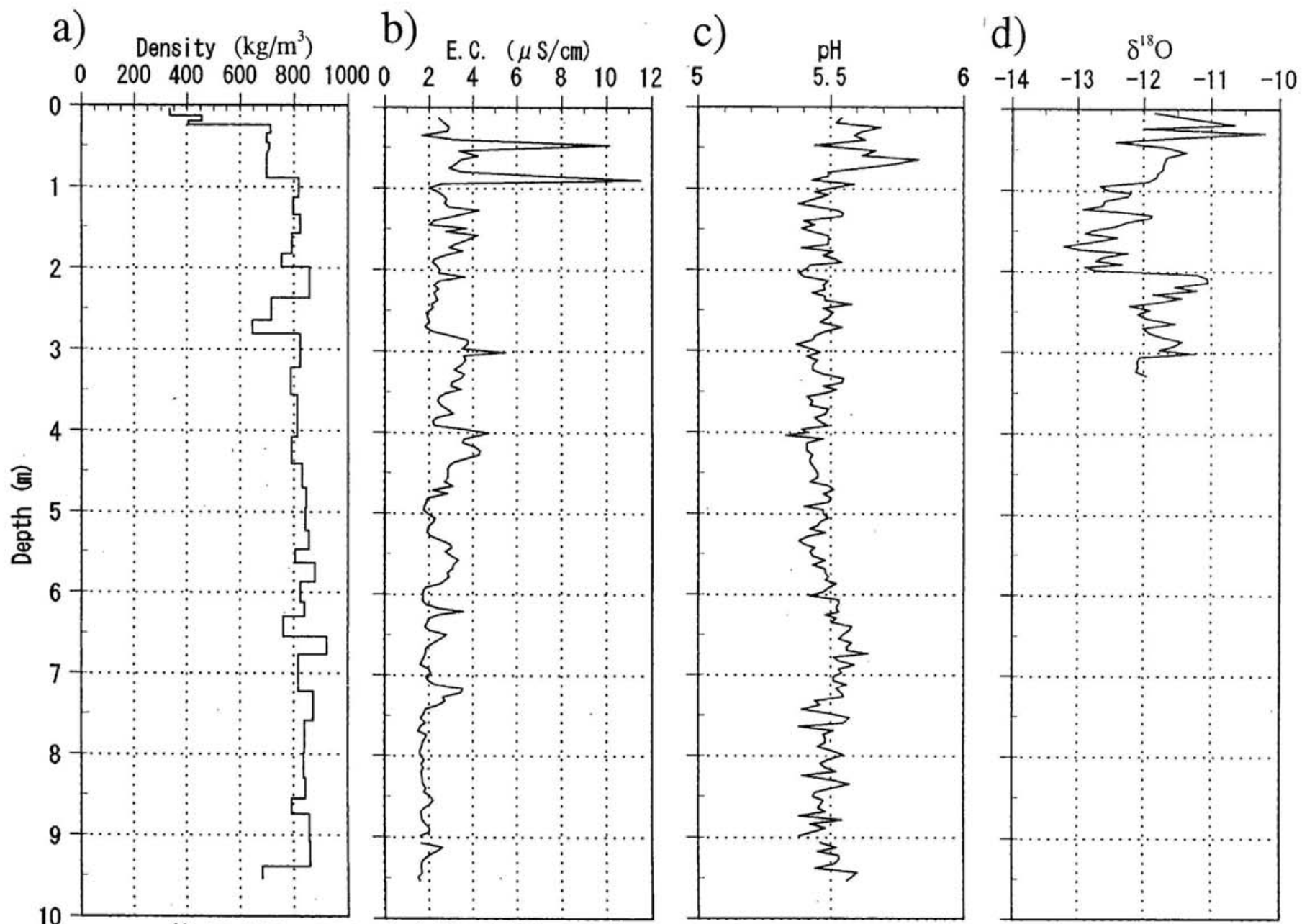
第9図：1993年12月3日～15日の $\delta^{18}\text{O}$ 観測結果



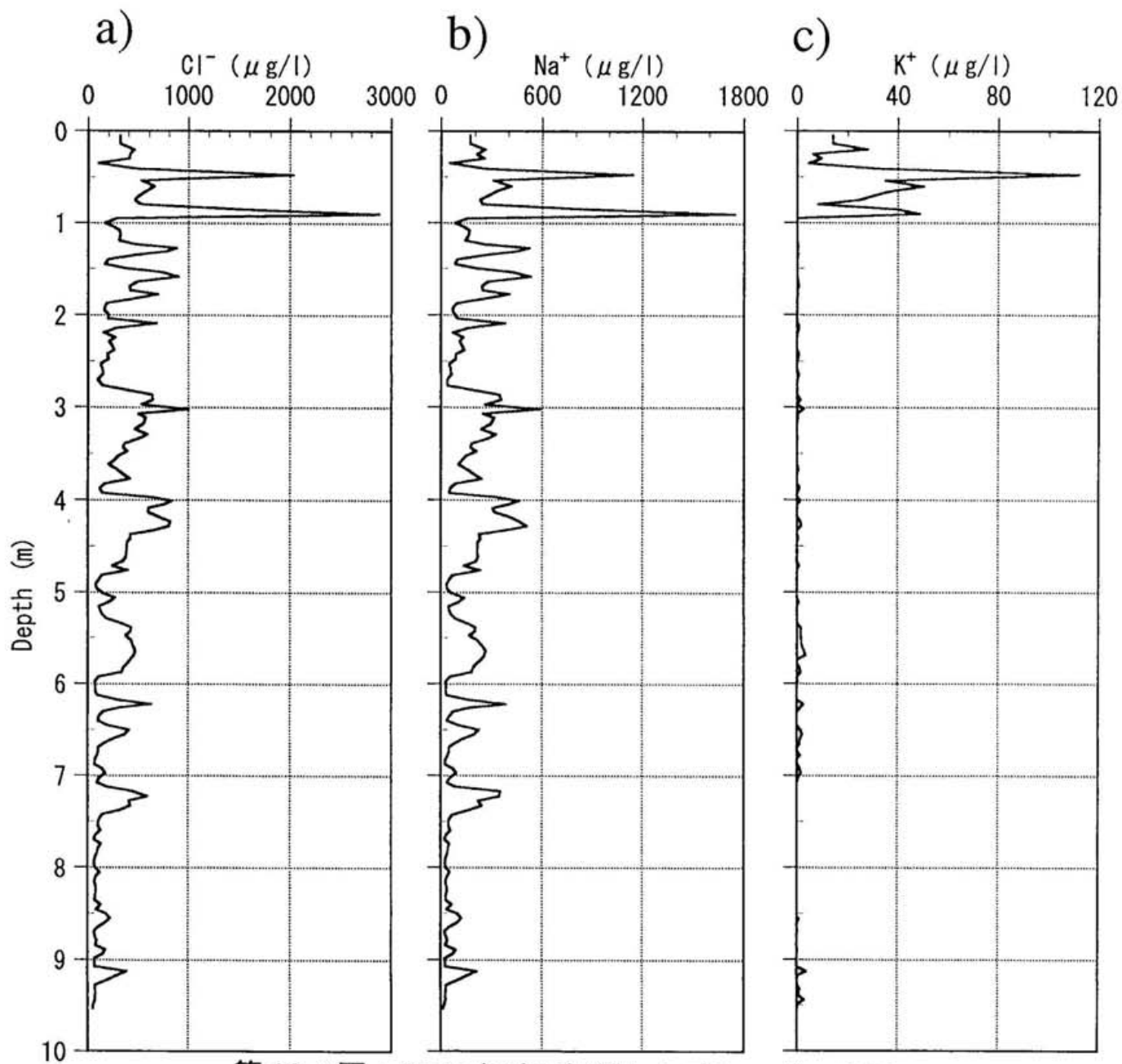
第10図：1994年2月1日～3月15日の $\delta^{18}\text{O}$ 観測結果



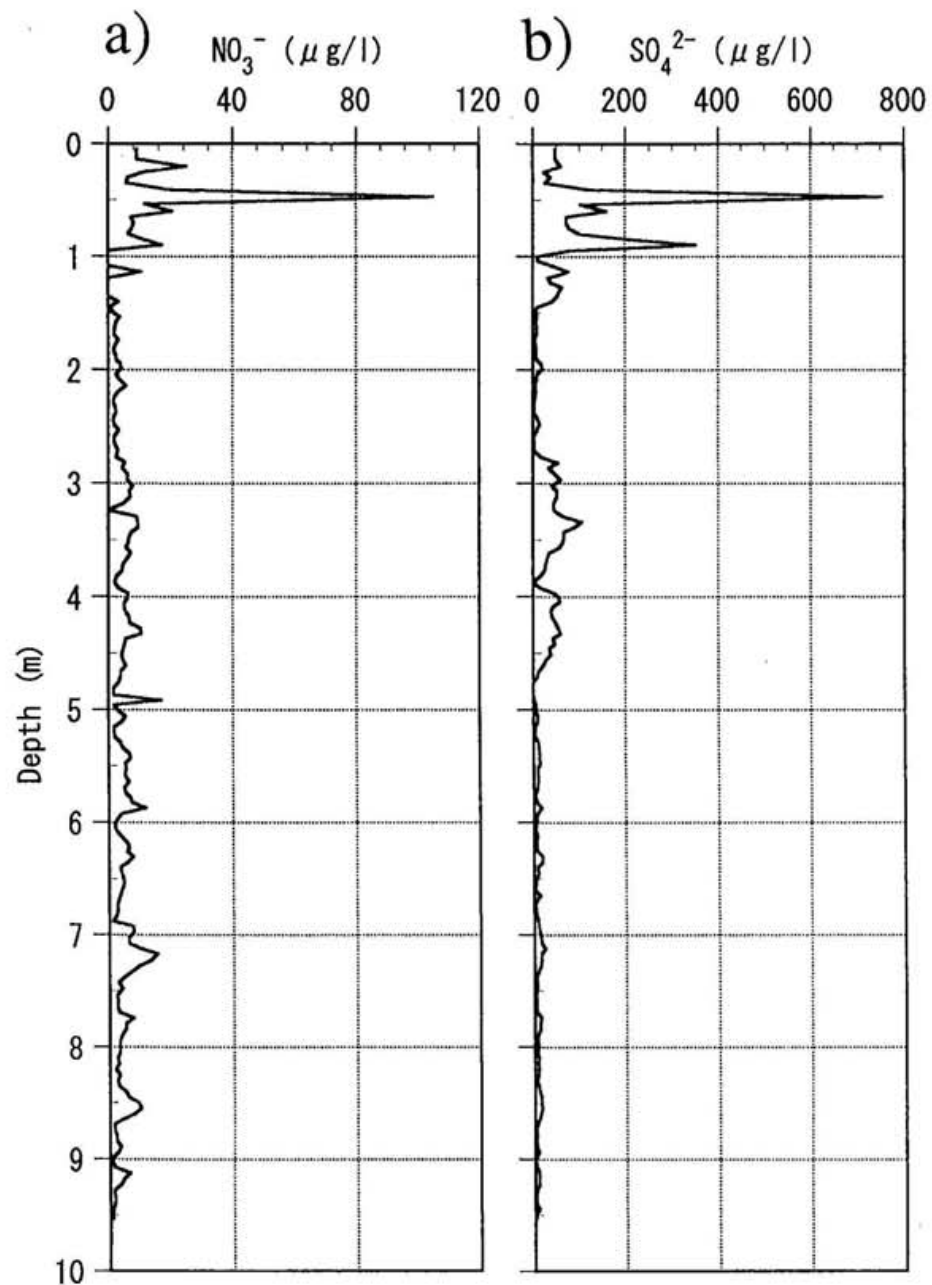
第11図：1994年8月23日～9月18日の $\delta^{18}\text{O}$ 観測結果



第12-1図：1994年冬季に掘削したブレッガー氷河氷コア観測結果
 a)密度、b)電気伝導度(E.C.)、c)pH、d) $\delta^{18}\text{O}$

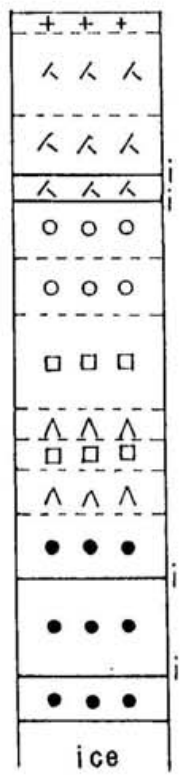


第 12-2 図：1994 冬季に掘削したブレッガー氷河
氷コア観測結果 a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) K^+

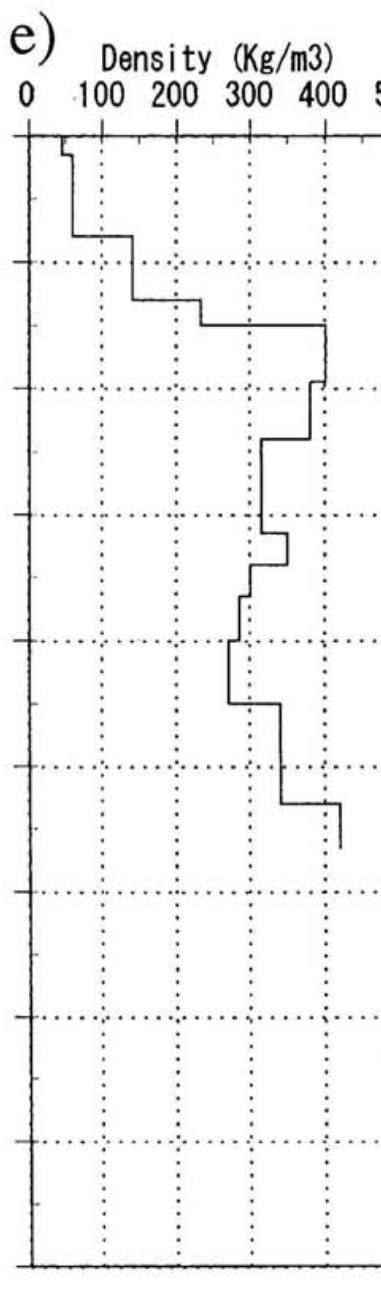
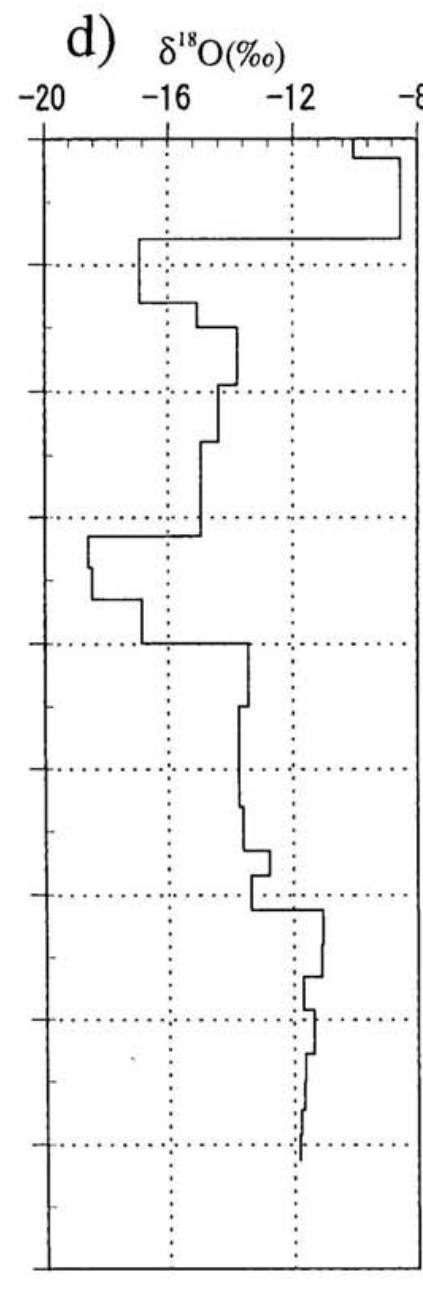
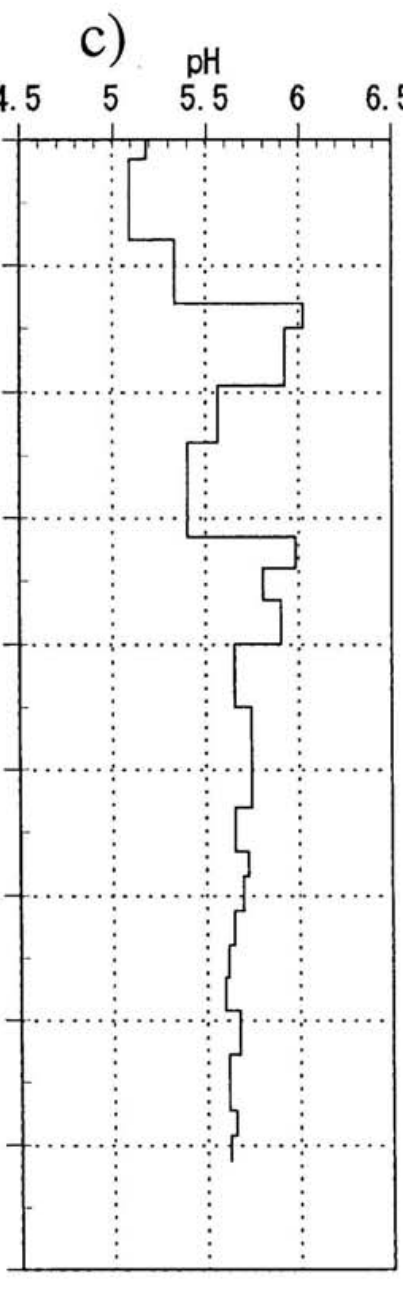
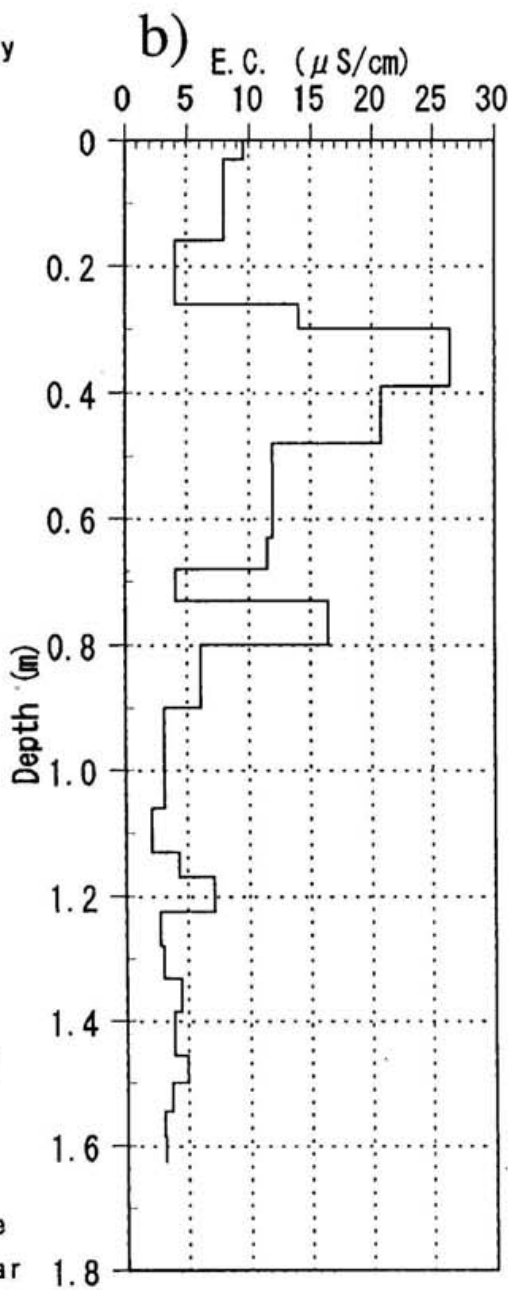


第12-3 図：1994 冬季に掘削したブレッガー氷河
氷コア観測結果 a)NO₃⁻、b)SO₄²⁻

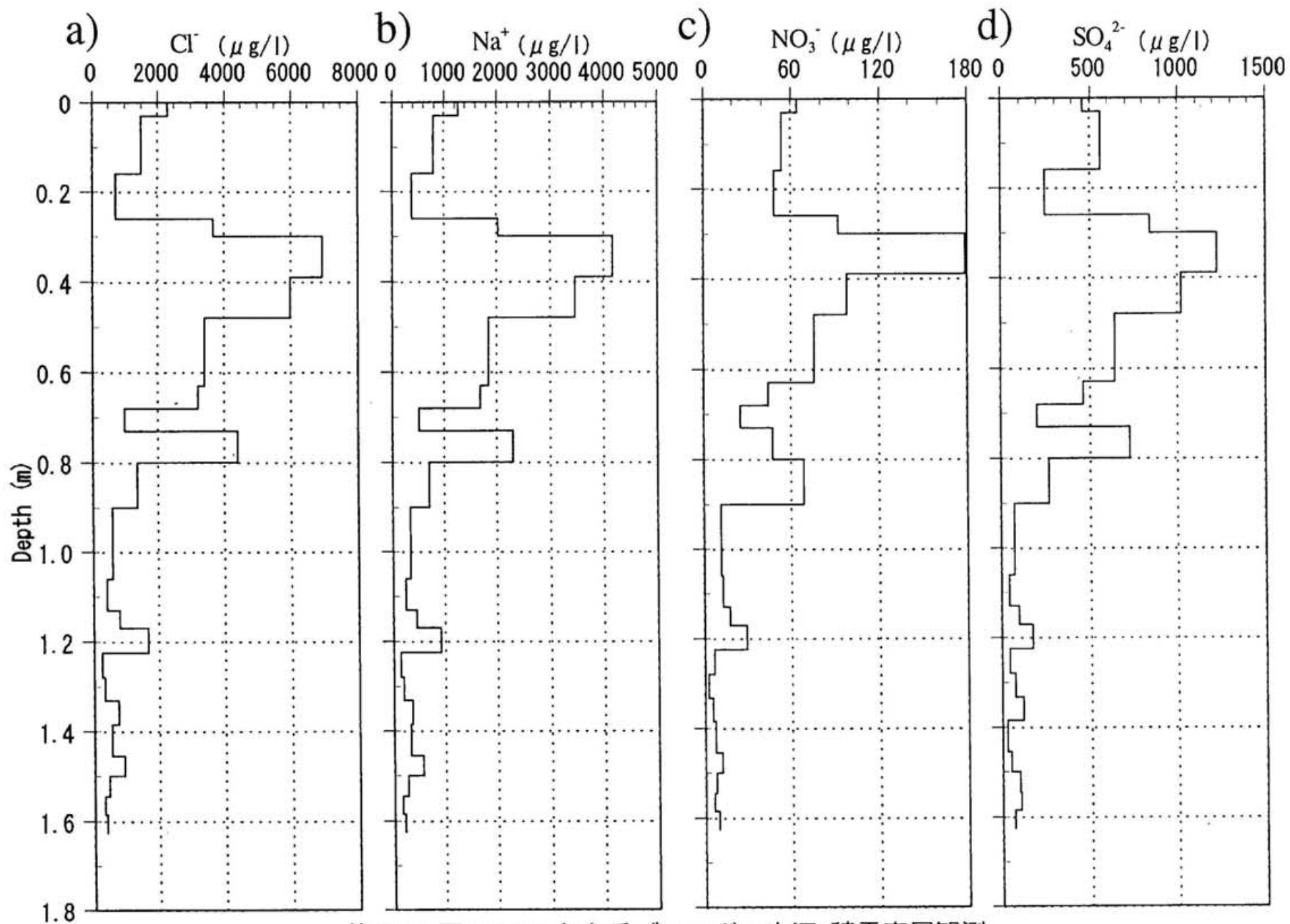
a) Stratigraphy



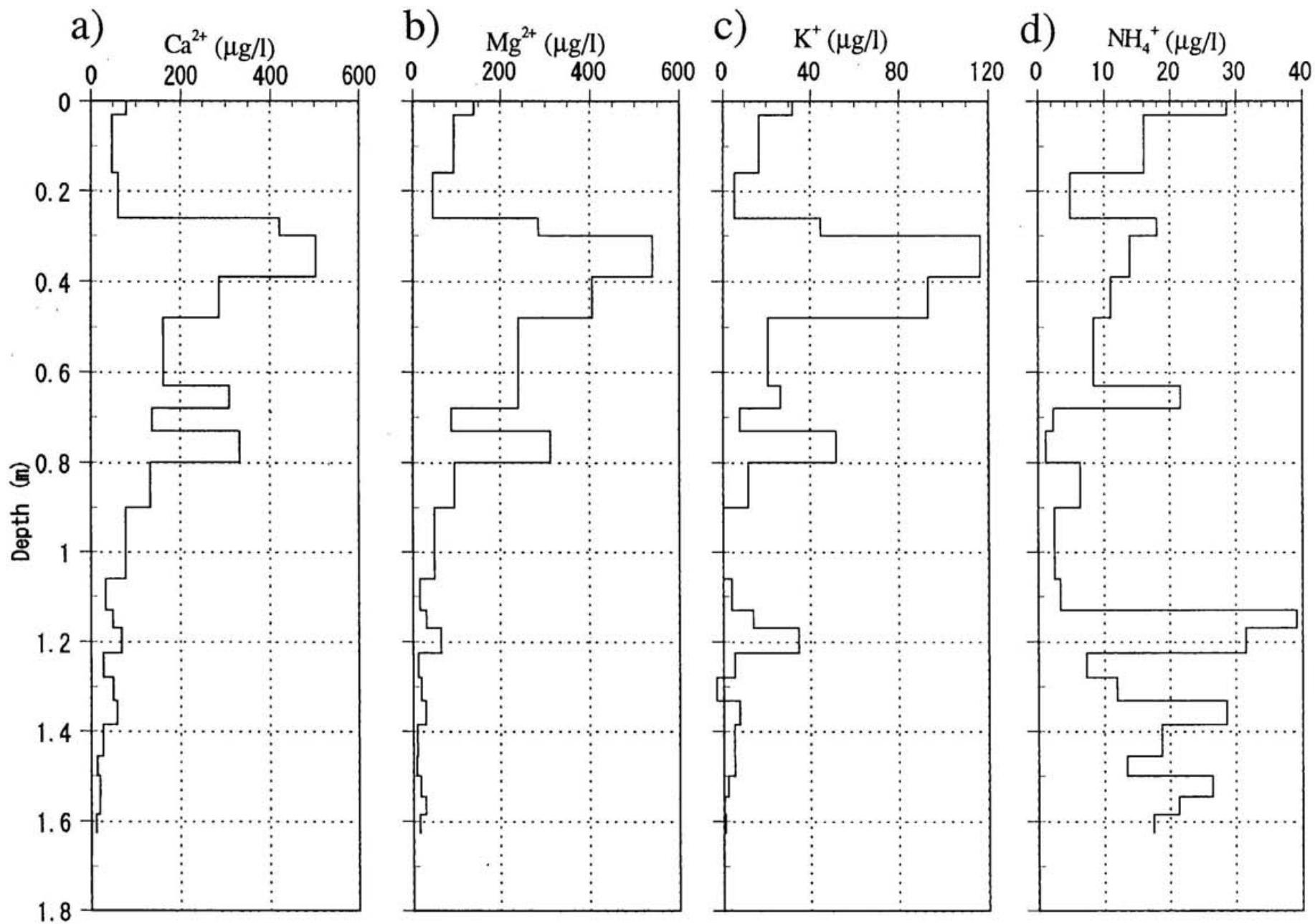
- +
- new snow
- ^
- lightly compacted snow
- O
- compacted snow
-
- solid-type depth hoar
- △
- depth hoar
- i
- ice layer
-
- granular snow



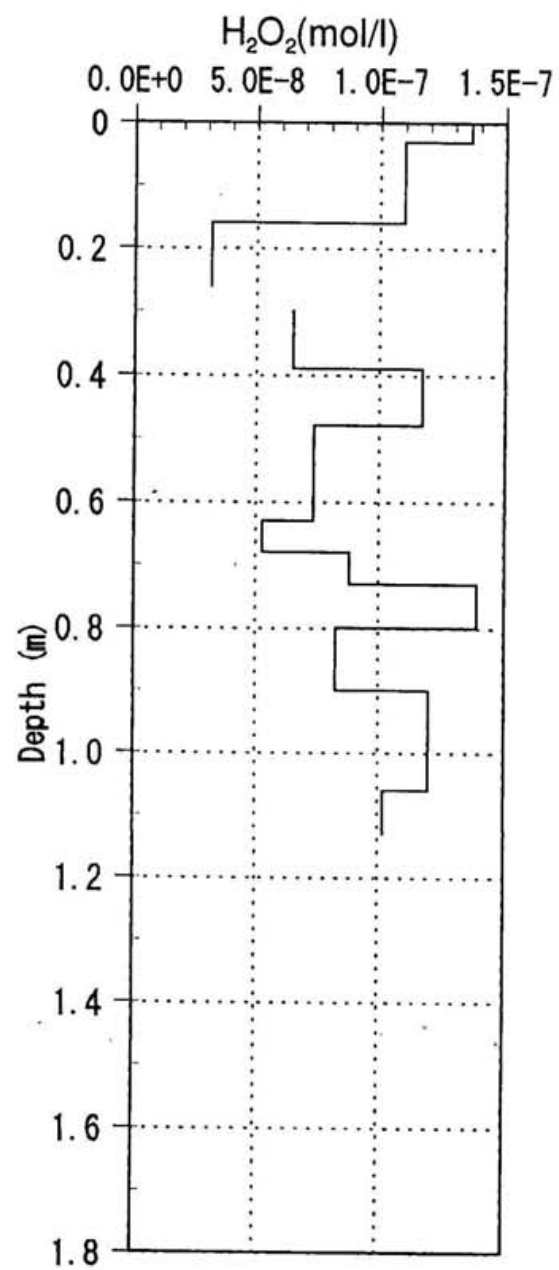
第 13-1 図：1995 年冬季ブレッガー氷河 積雪表層観測
 a)層構造、b)電気伝導度(E.C.)、c)pH、d) $\delta^{18}\text{O}$ 、e)密度



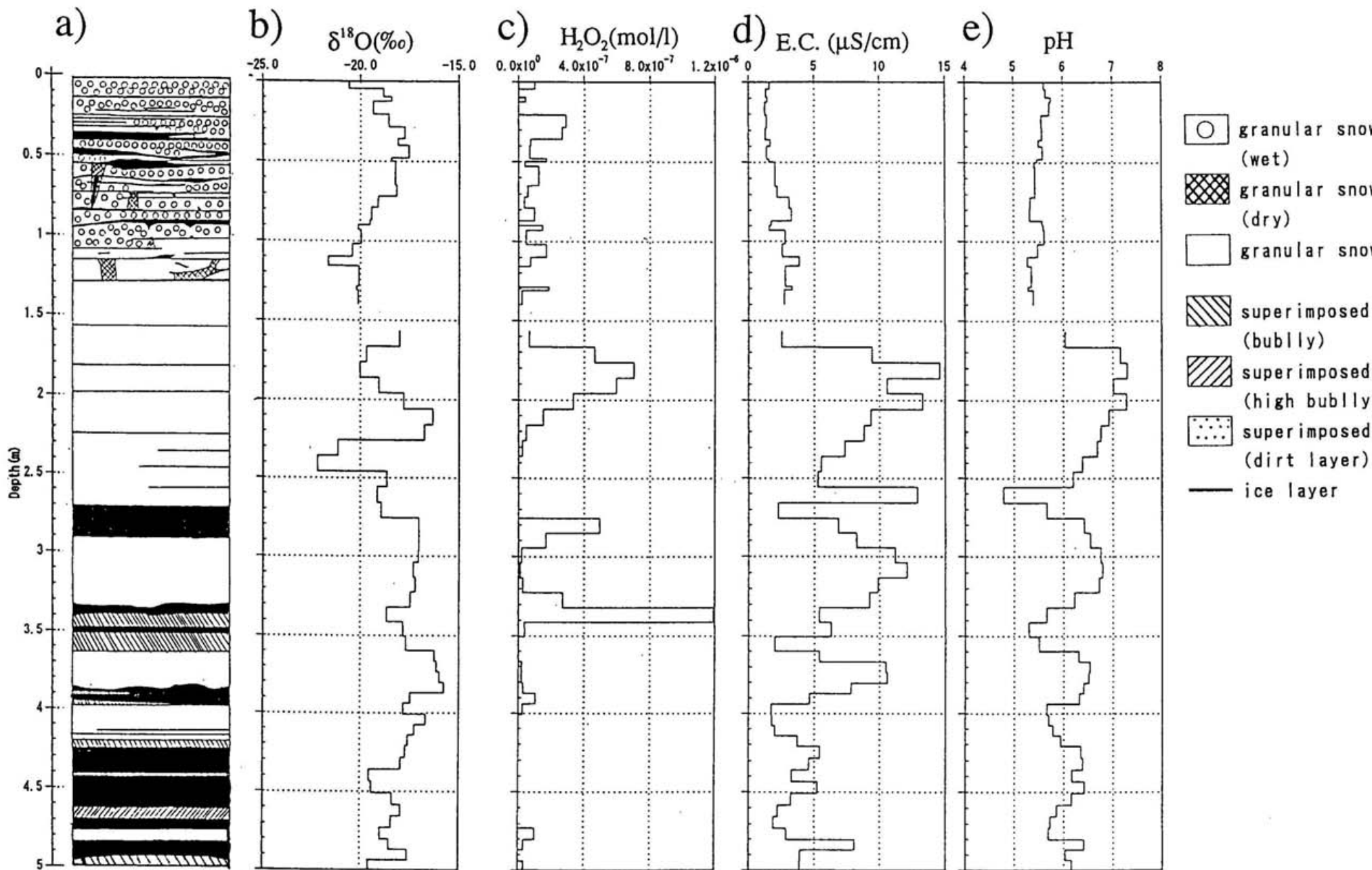
第 13-2 図：1995 年冬季ブレッガー氷河 積雪表面観測
 a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) NO_3^- 、d) SO_4^{2-}



第13-3図：1995年冬季ブレッガー氷河 積雪表層観測
 a) Ca^{2+} 、b) Mg^{2+} 、c) K^+ 、d) NH_4^+

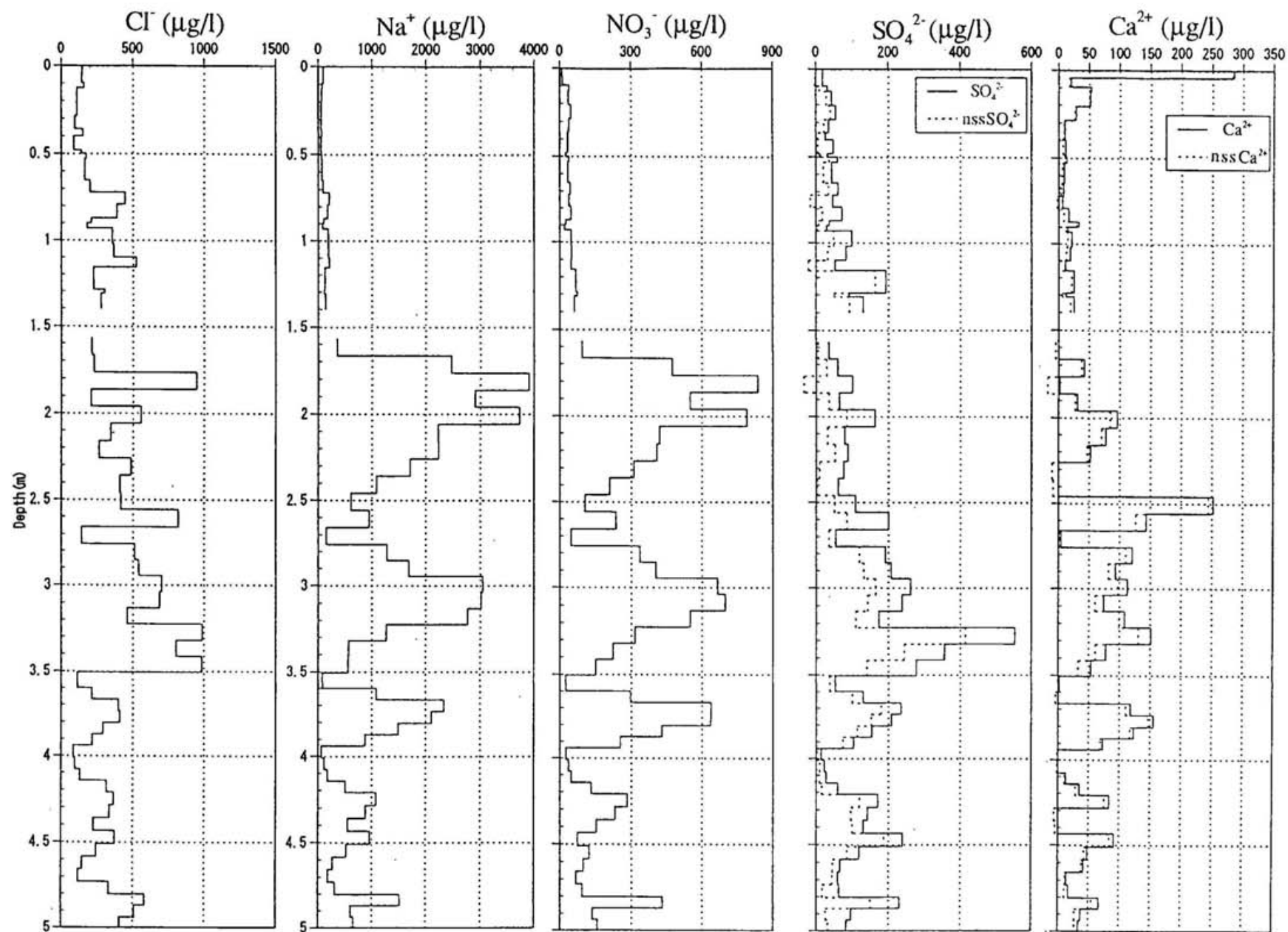


第13-4図：1995年冬季ブレッガー氷河 積雪表層観測
 H_2O_2



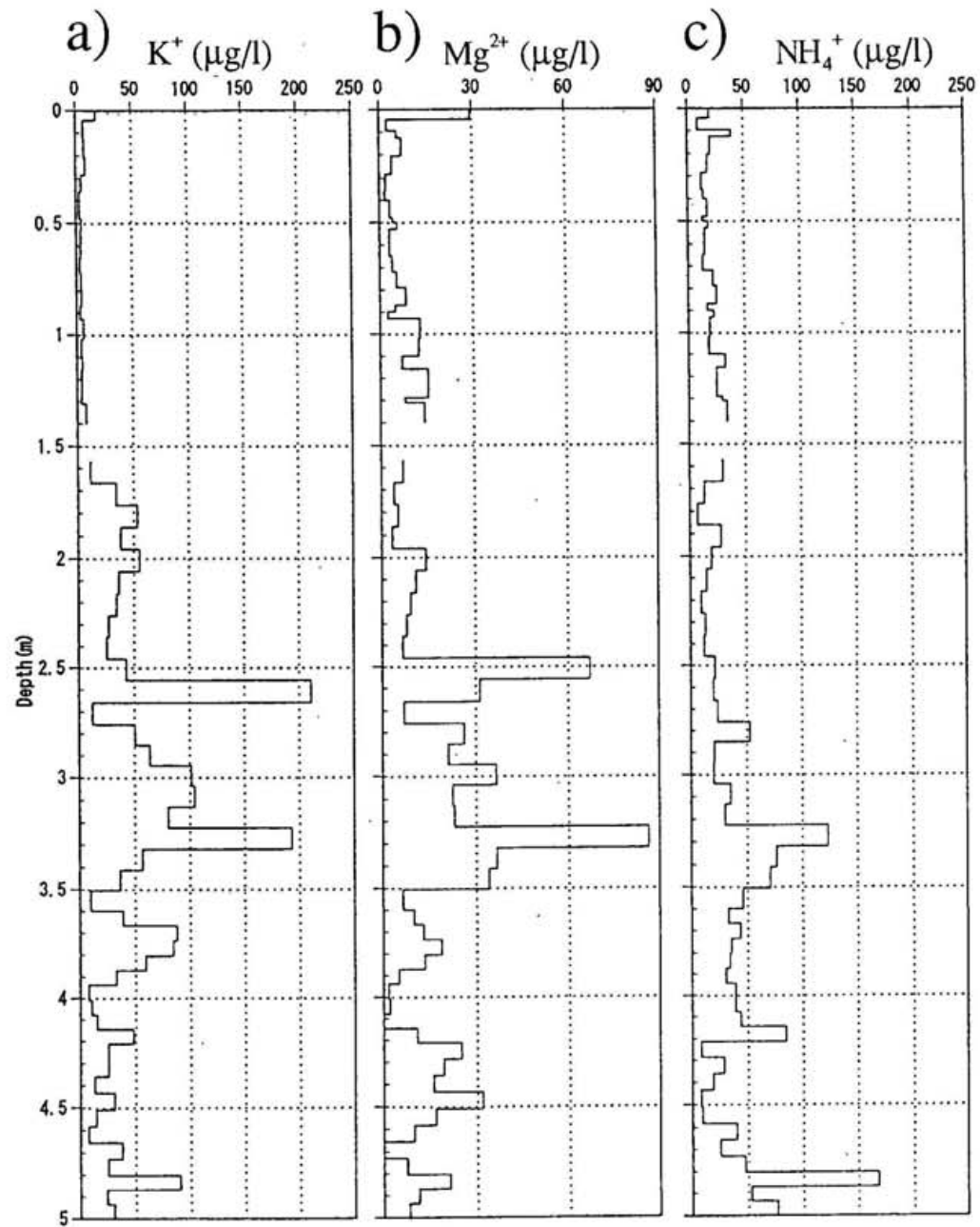
第14-1図：オスゴールド氷河における積雪表層観測結果 (0~1.4m深はピット試料、1.52~5m深は氷コア試料)

a) 層構造、b) $\delta^{18}\text{O}$ 、c) H_2O_2 、d) 電気伝導度(E.C.)、e) pH

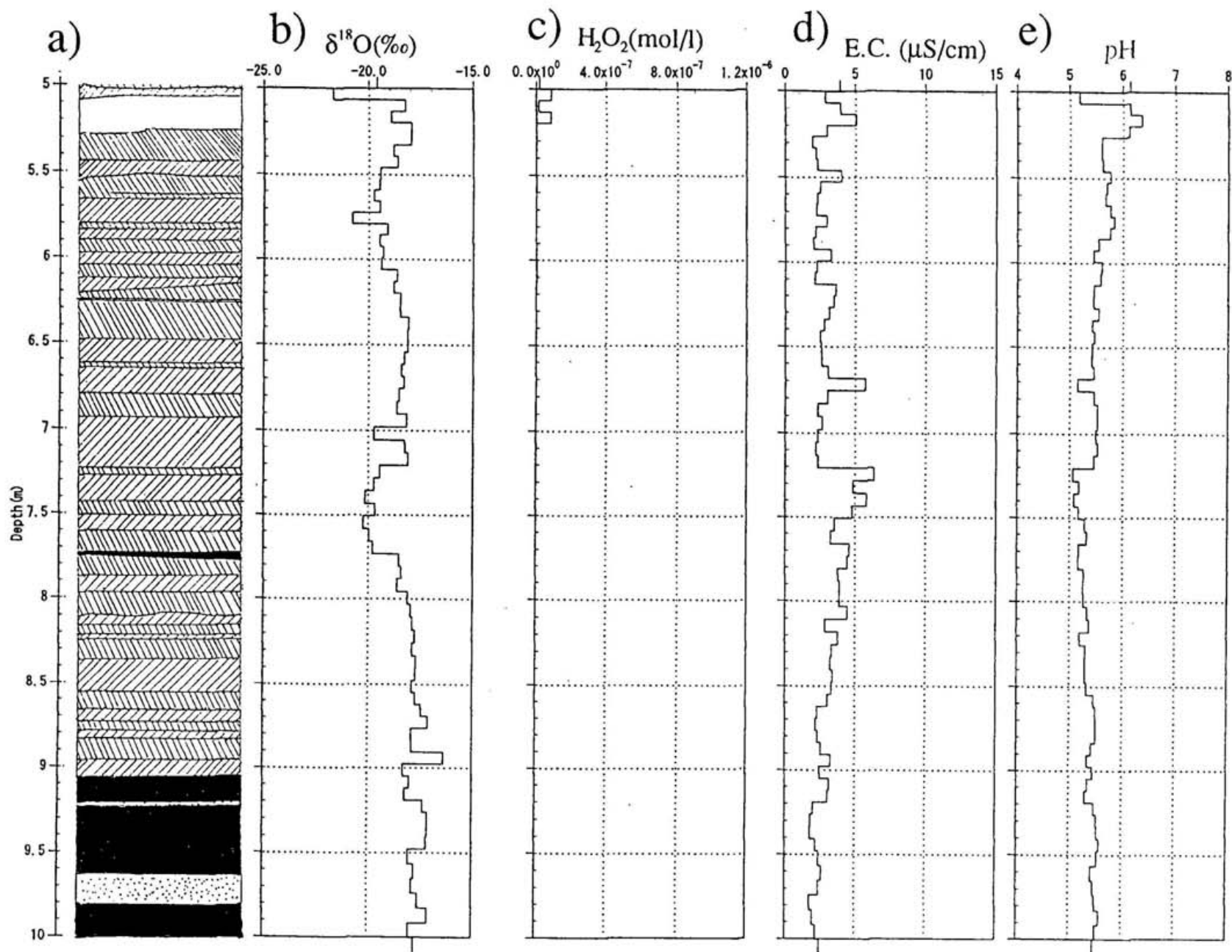


第14-2図：オスゴルド氷河における積雪表層観測結果（0～1.4m深はピット試料、1.52～5m深は氷コア試料）

a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) NO_3^- 、d) SO_4^{2-} 、e) Ca^{2+}

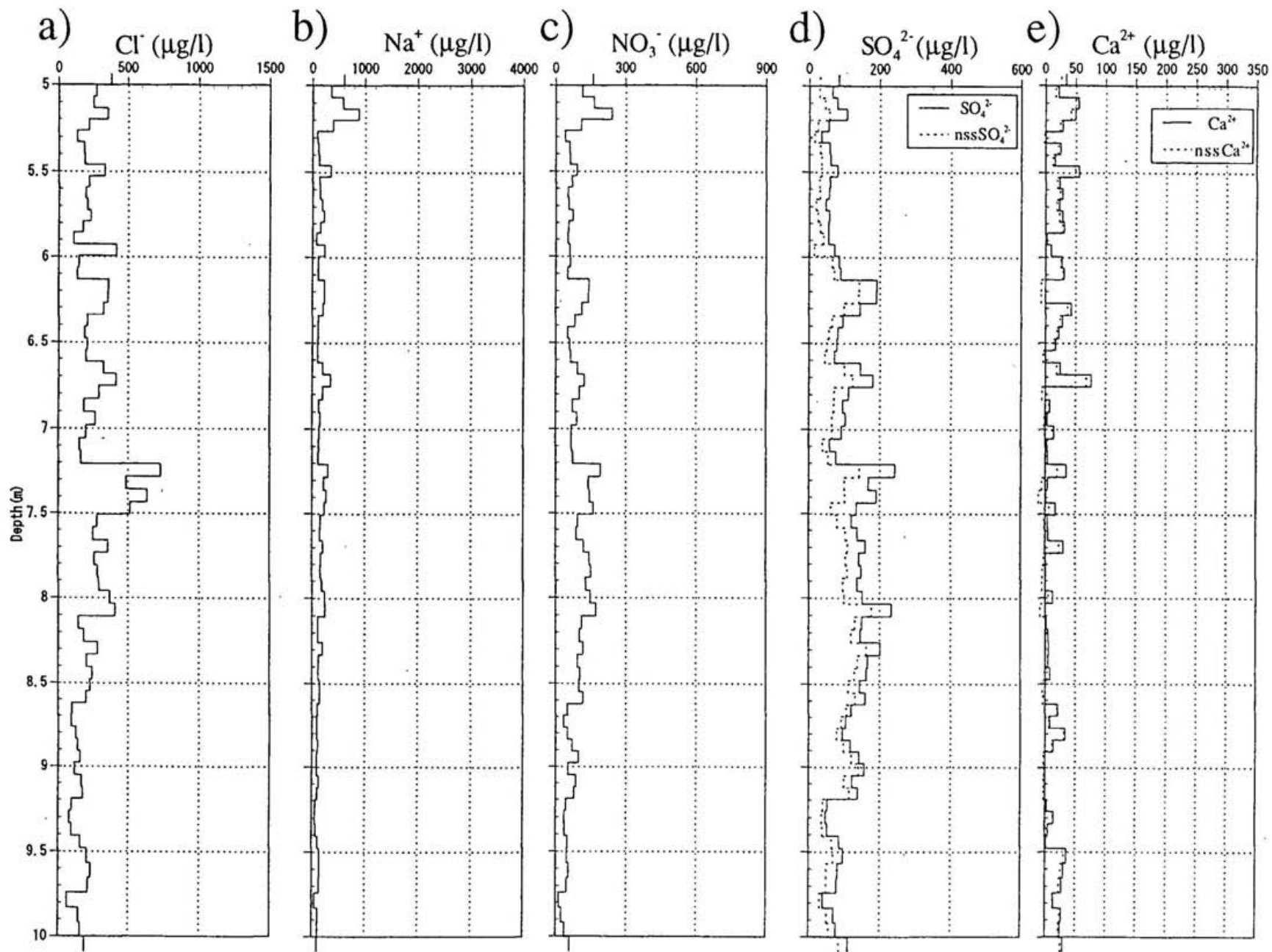


第14-3図：オスゴルド氷河における積雪表層観測結果(0~1.4m深はピット試料、1.52~5m深は氷コア試料)
 a) K^+ 、b) Mg^{2+} 、c) NH_4^+

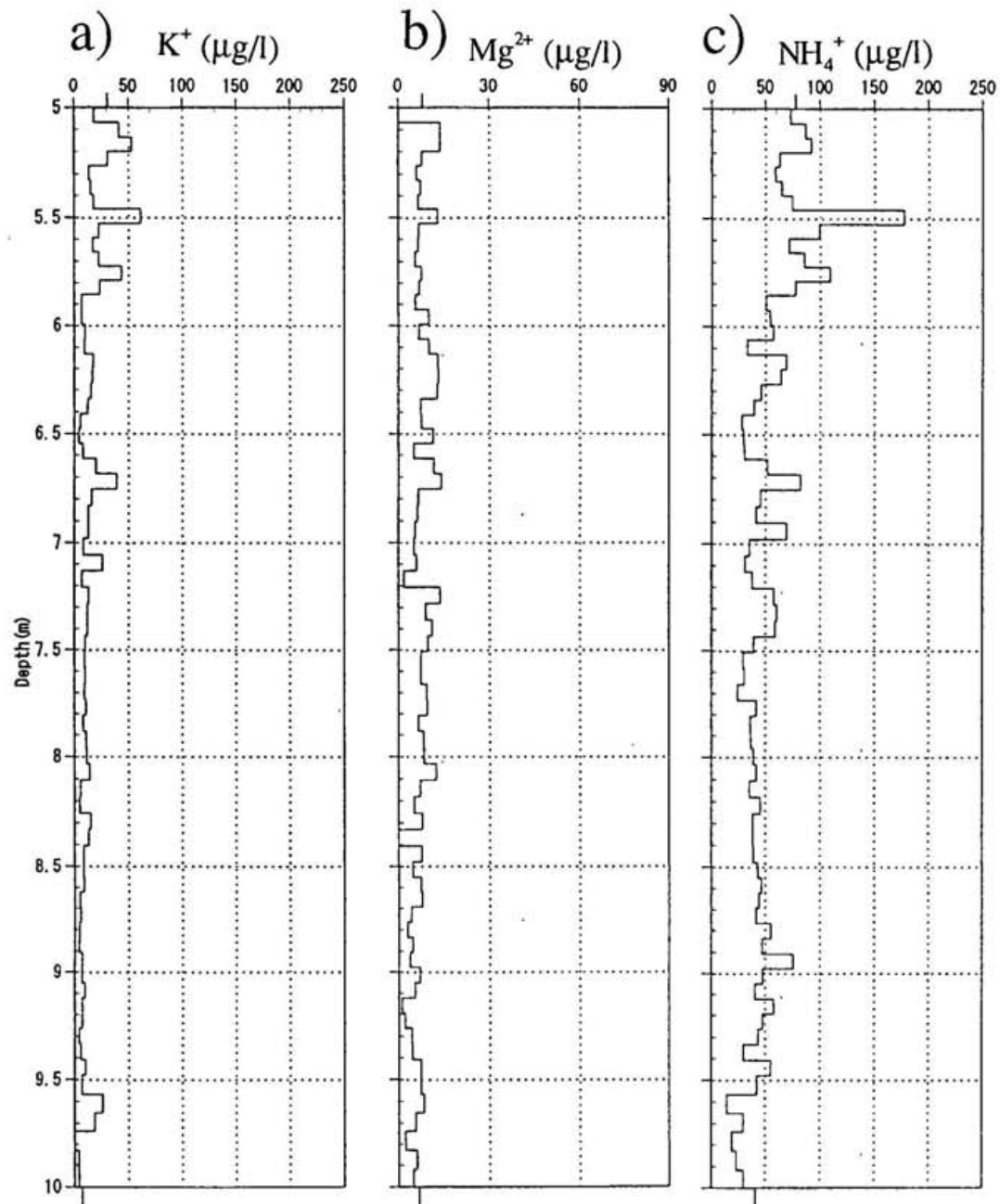


第15-1図：オスゴルド氷河氷コア観測結果（5～10m深）

a) 層構造、b) $\delta^{18}\text{O}$ 、c) H_2O_2 、d) 電気伝導度 (E.C.)、e) pH

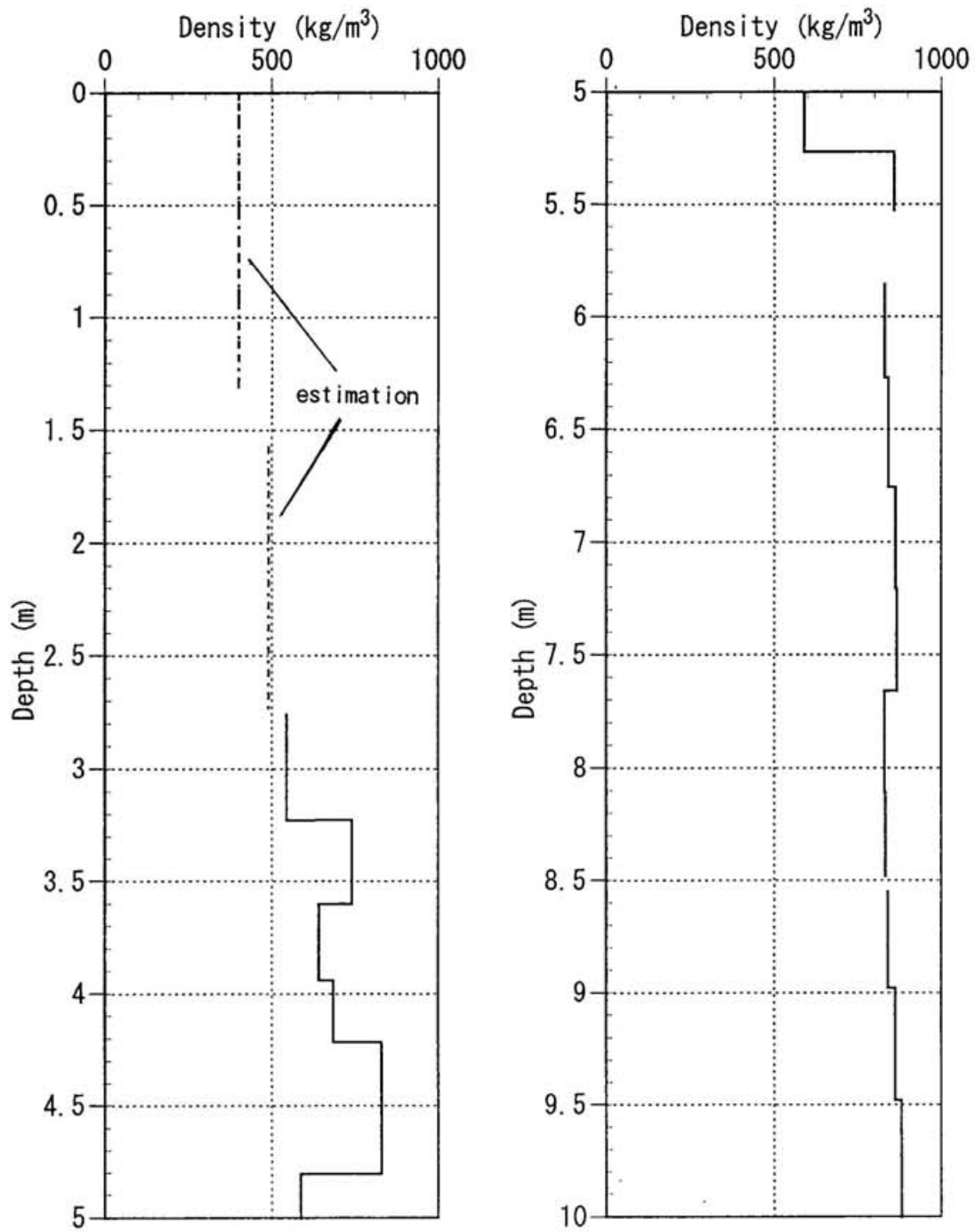


第15-2図：オスゴールド氷河氷コア観測結果（5～10m深）
 a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) NO_3^- 、d) SO_4^{2-} 、e) Ca^{2+}

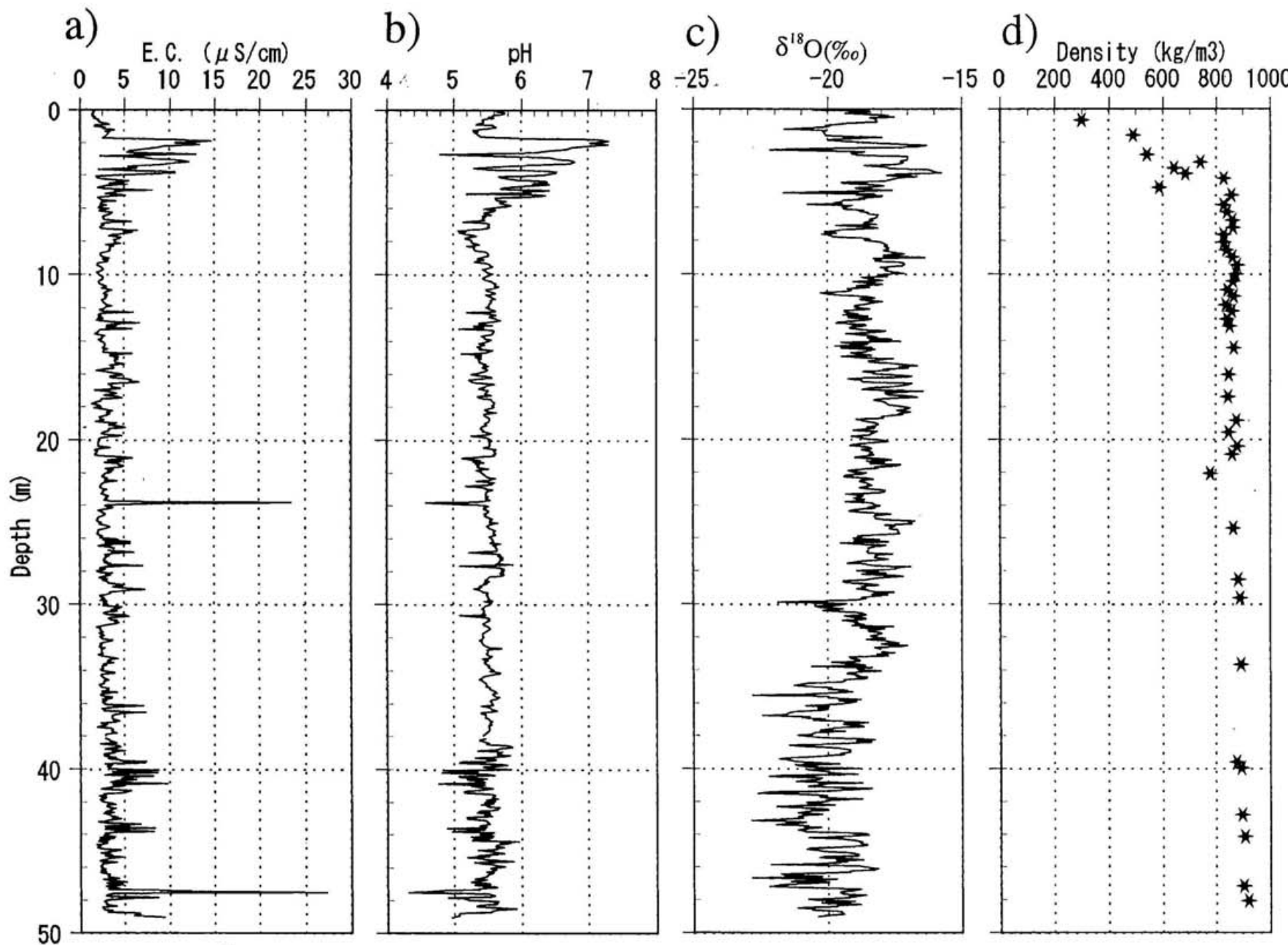


第15-3図：オスゴルド氷河氷コア観測結果（5～10m深）

a) K^+ 、b) Mg^{2+} 、c) NH_4^+

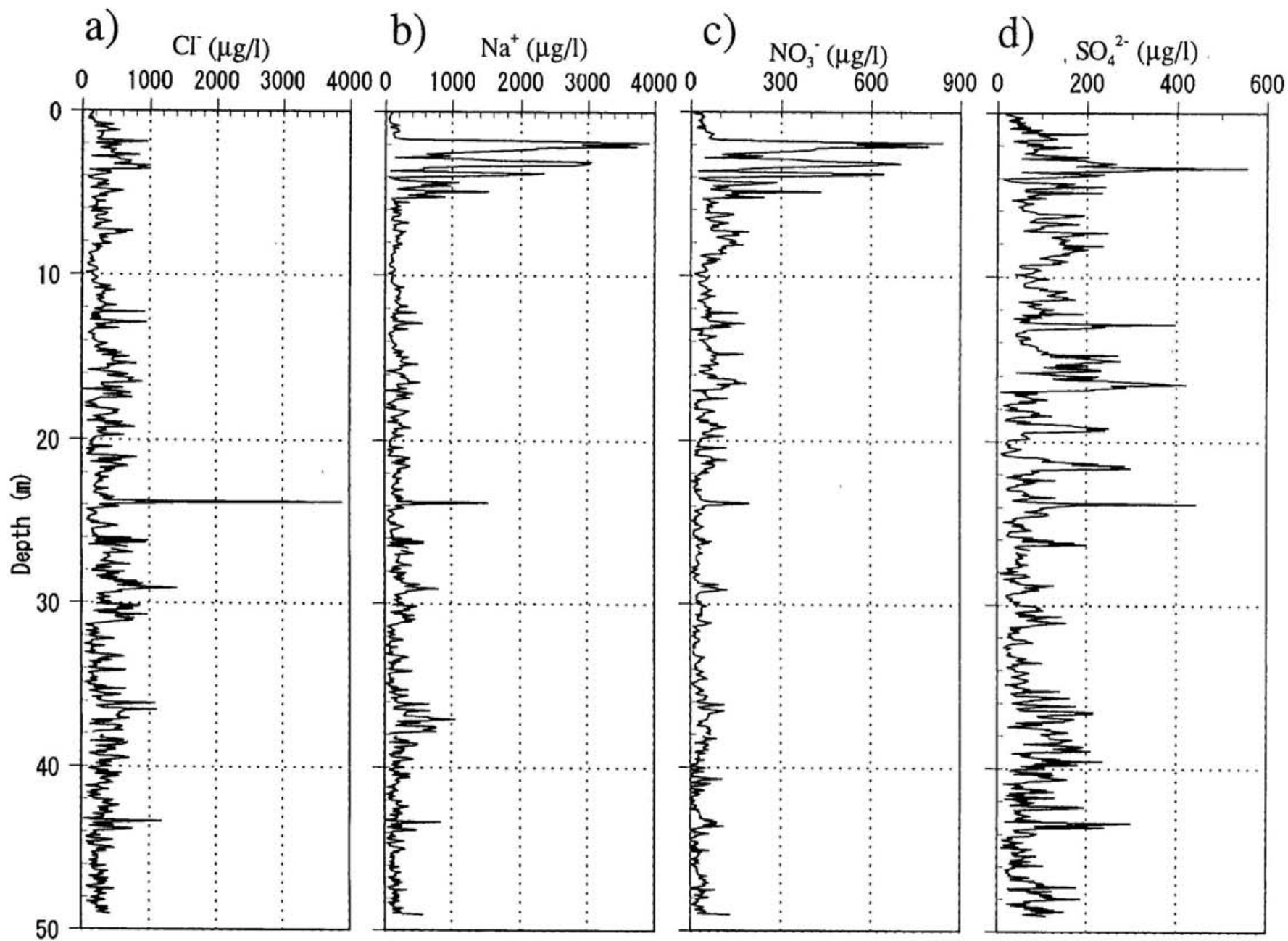


第16図：オスゴルド氷河 氷コア0~10m深の密度



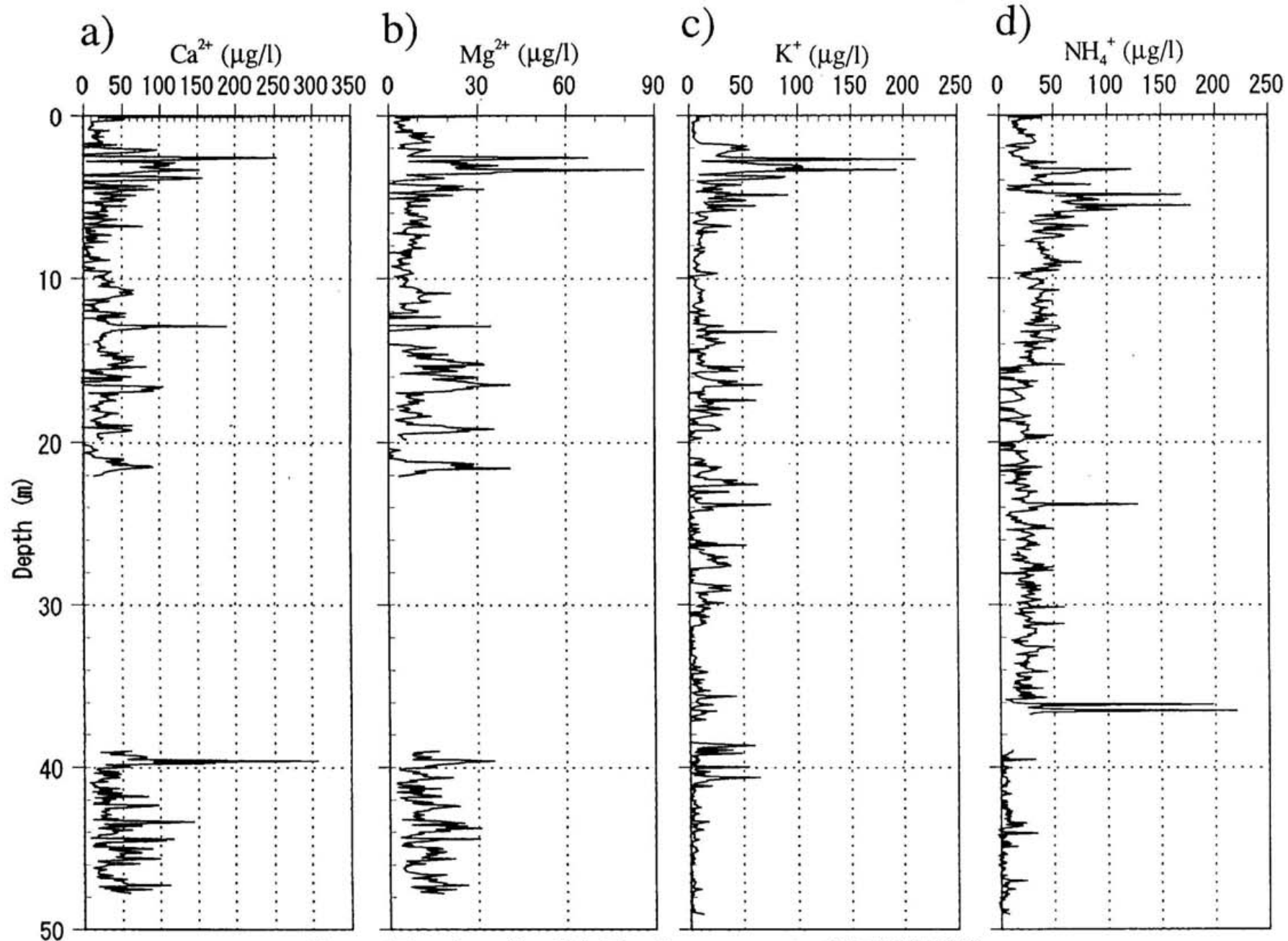
第17-1図：オスゴールド氷河 氷コア0～49m深の観測結果

a) 電気伝導度(E.C.)、b) pH、c) $\delta^{18}\text{O}$ 、d) 密度



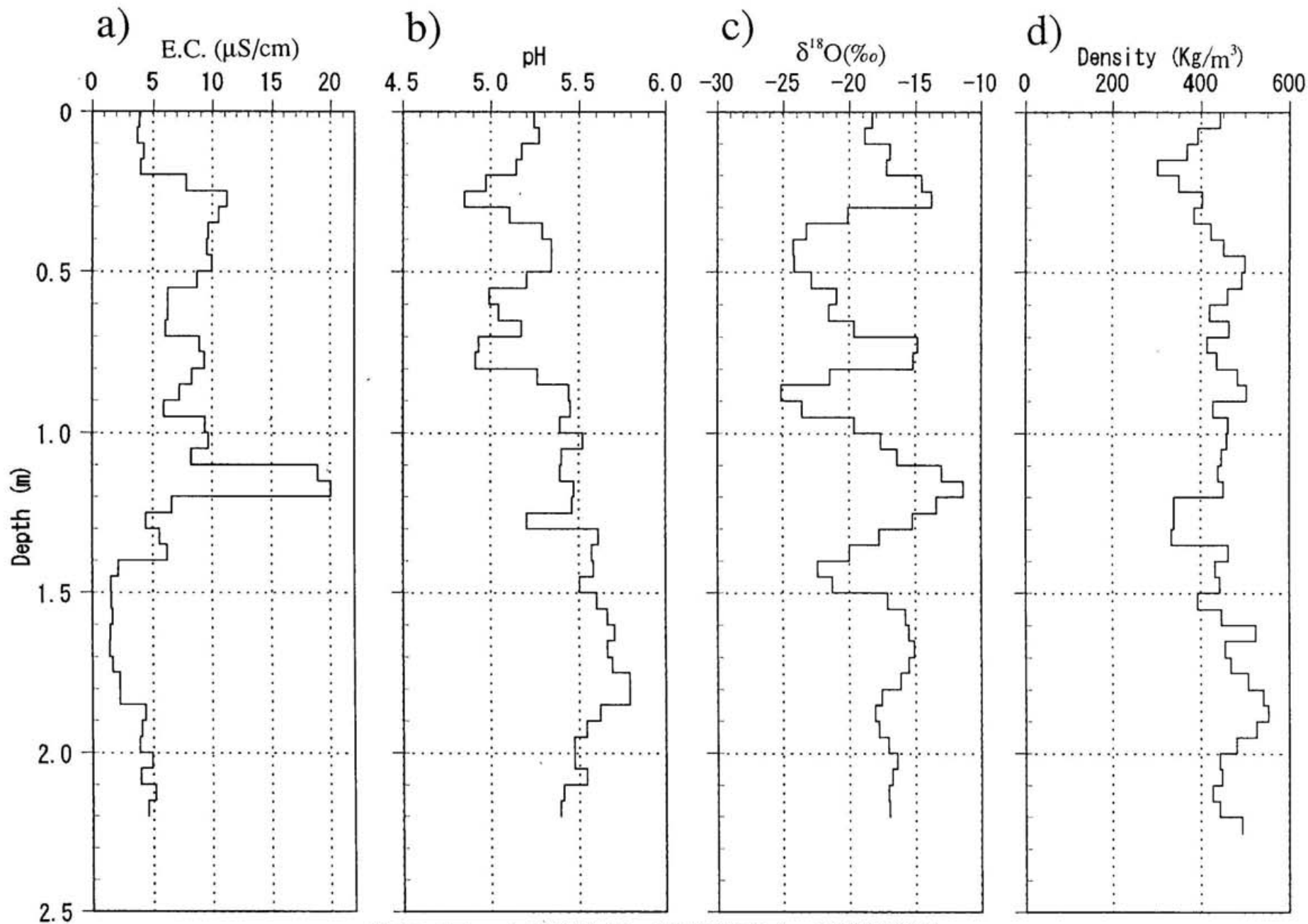
第17-2図：オスゴルド氷河 氷コア0~49m深の観測結果

a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) NO_3^- 、d) SO_4^{2-}



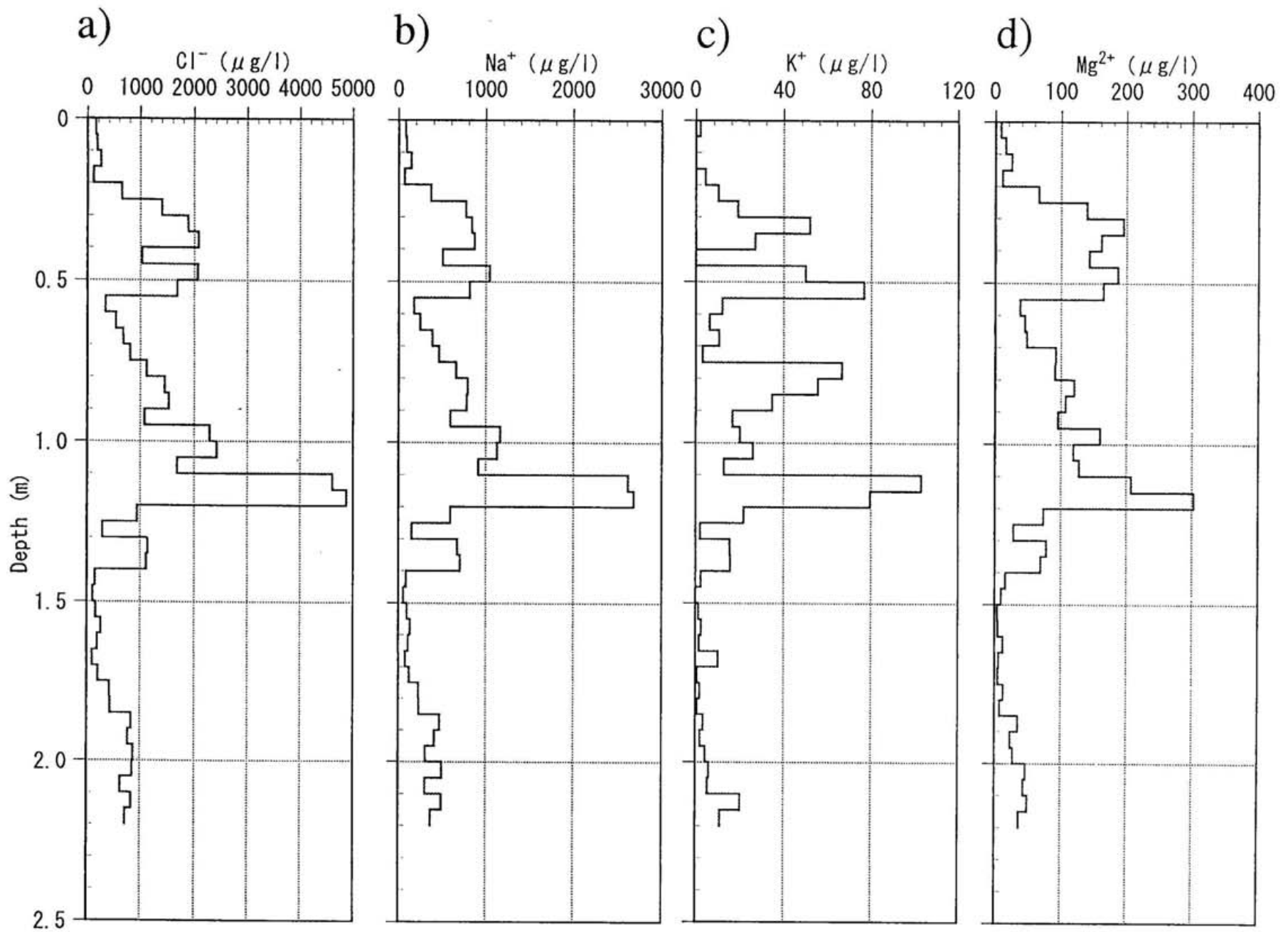
第17-3図：オスゴルド氷河 氷コア0～49m深の観測結果

a) Ca^{2+} 、b) Mg^{2+} 、c) K^+ 、d) NH_4^+

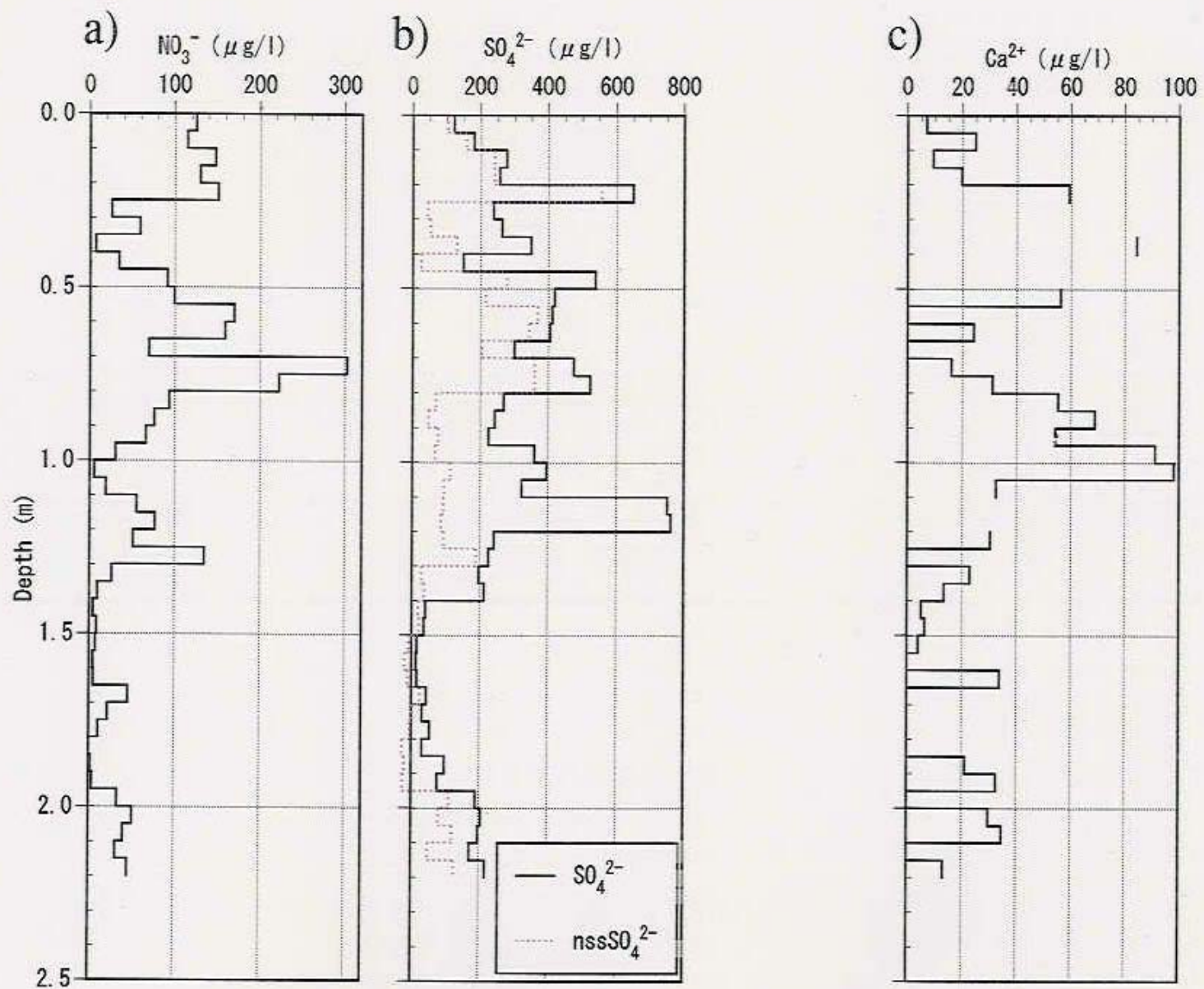


第18-2図：北東島氷河 積雪表層ピット観測結果

a) 電気伝導度(E.C.)、b) pH、c) $\delta^{18}\text{O}$ 、d) 密度

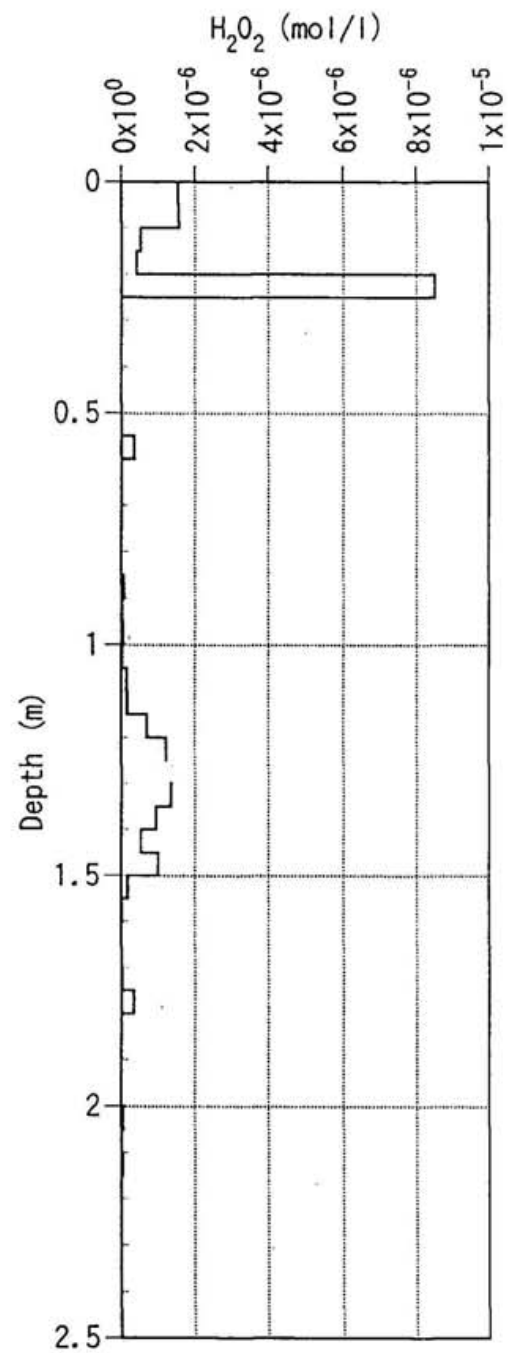


第18-3図：北東島氷河 積雪表層ピット観測結果
 a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) K^+ 、d) Mg^{2+}



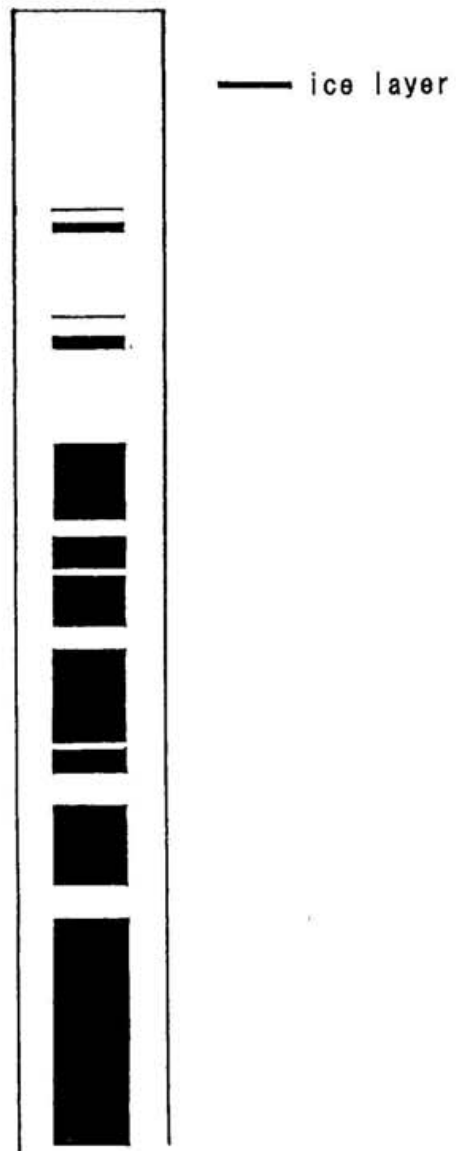
第18-4図：北東島氷河 積雪表層ピット観測結果

a) NO_3^- 、b) SO_4^{2-} 、c) Ca^{2+} 、d) Mg^{2+}

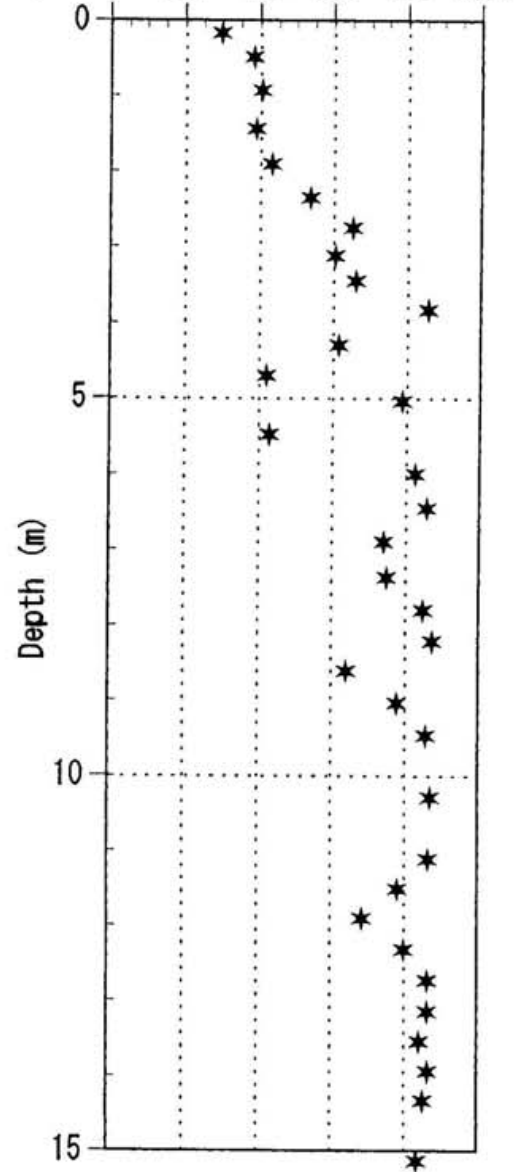


第18-5図：北東島氷河 積雪表層ピット観測結果
a) H_2O_2

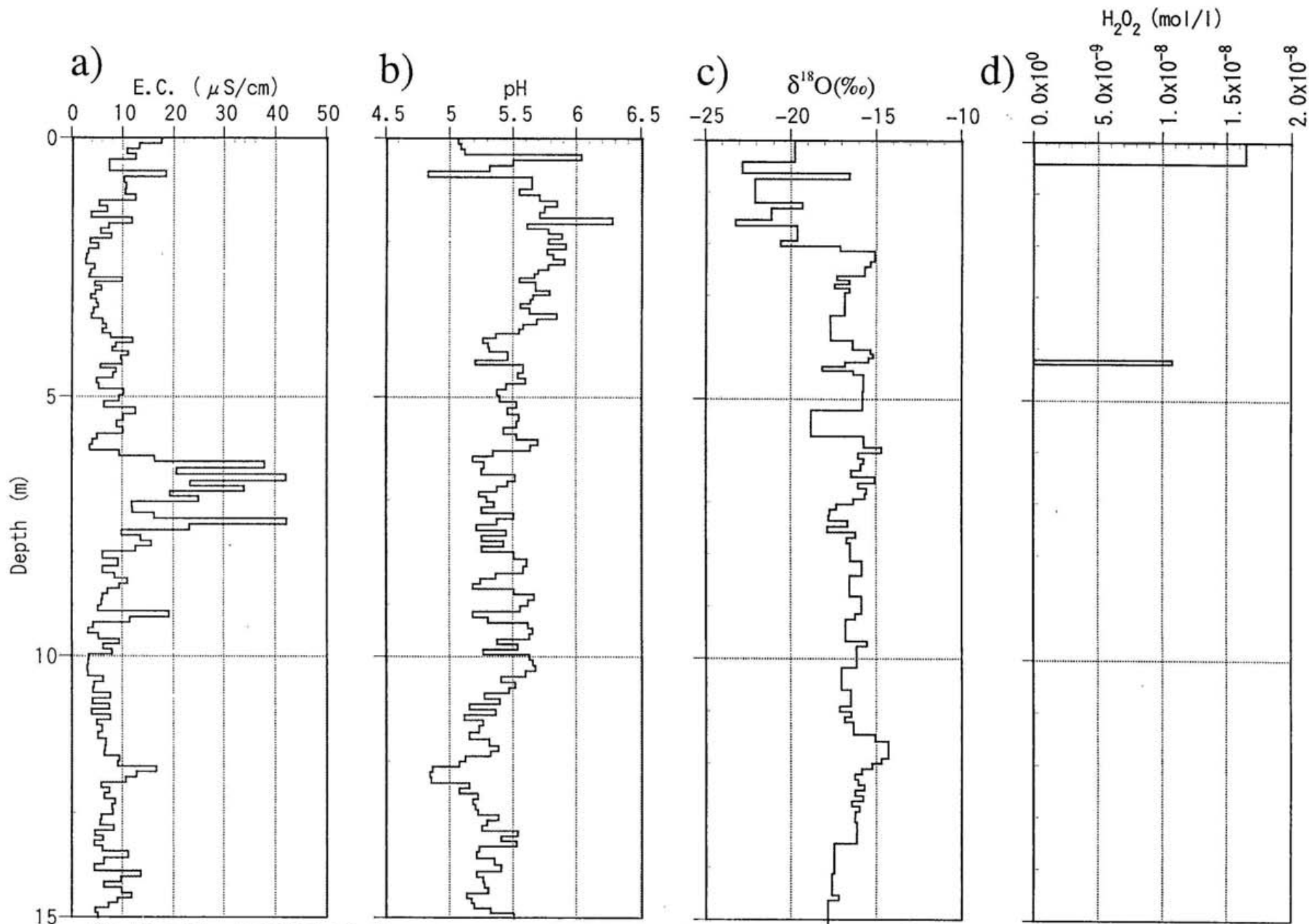
a) Stratigraphy



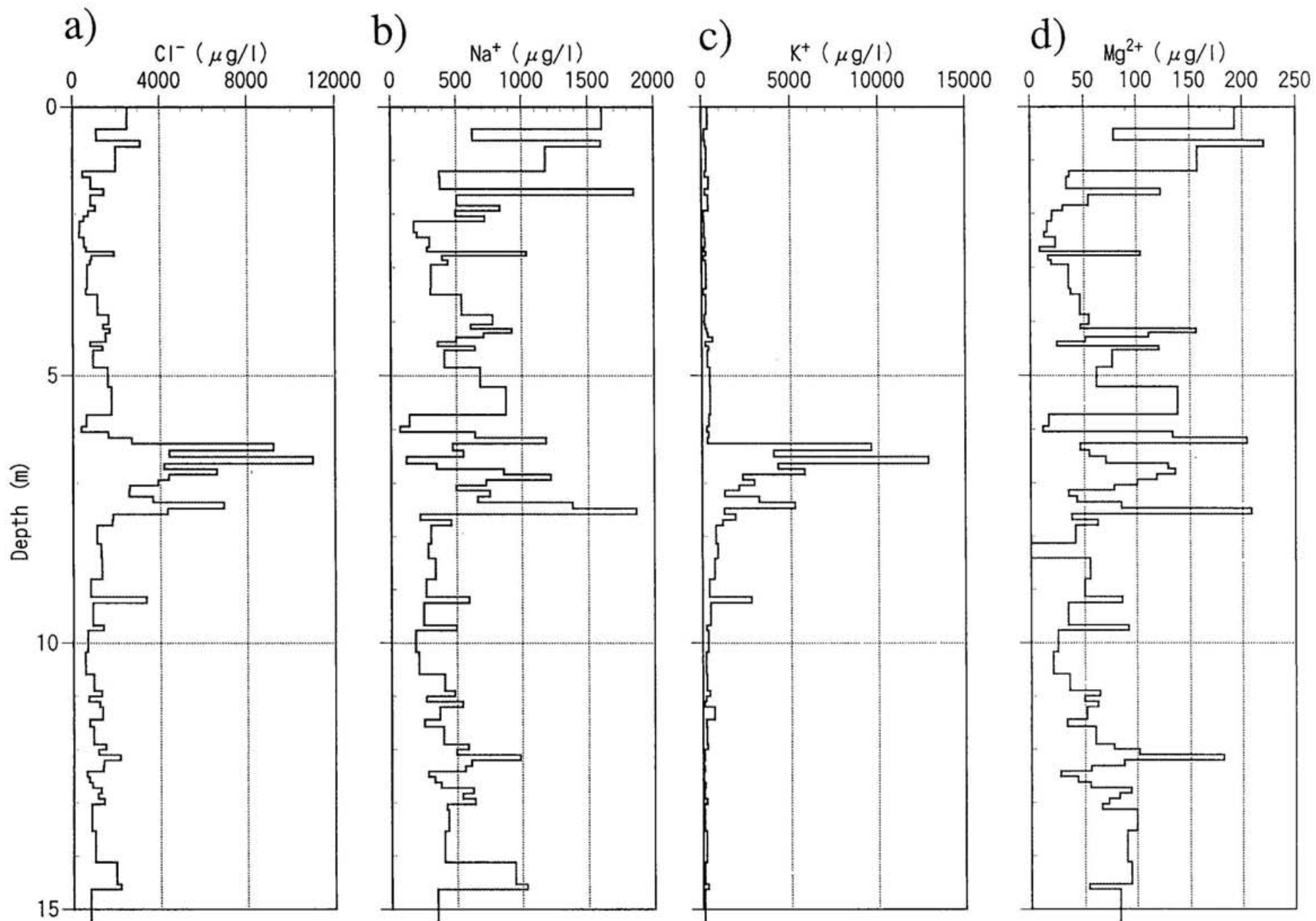
b) Density (Kg/m³)



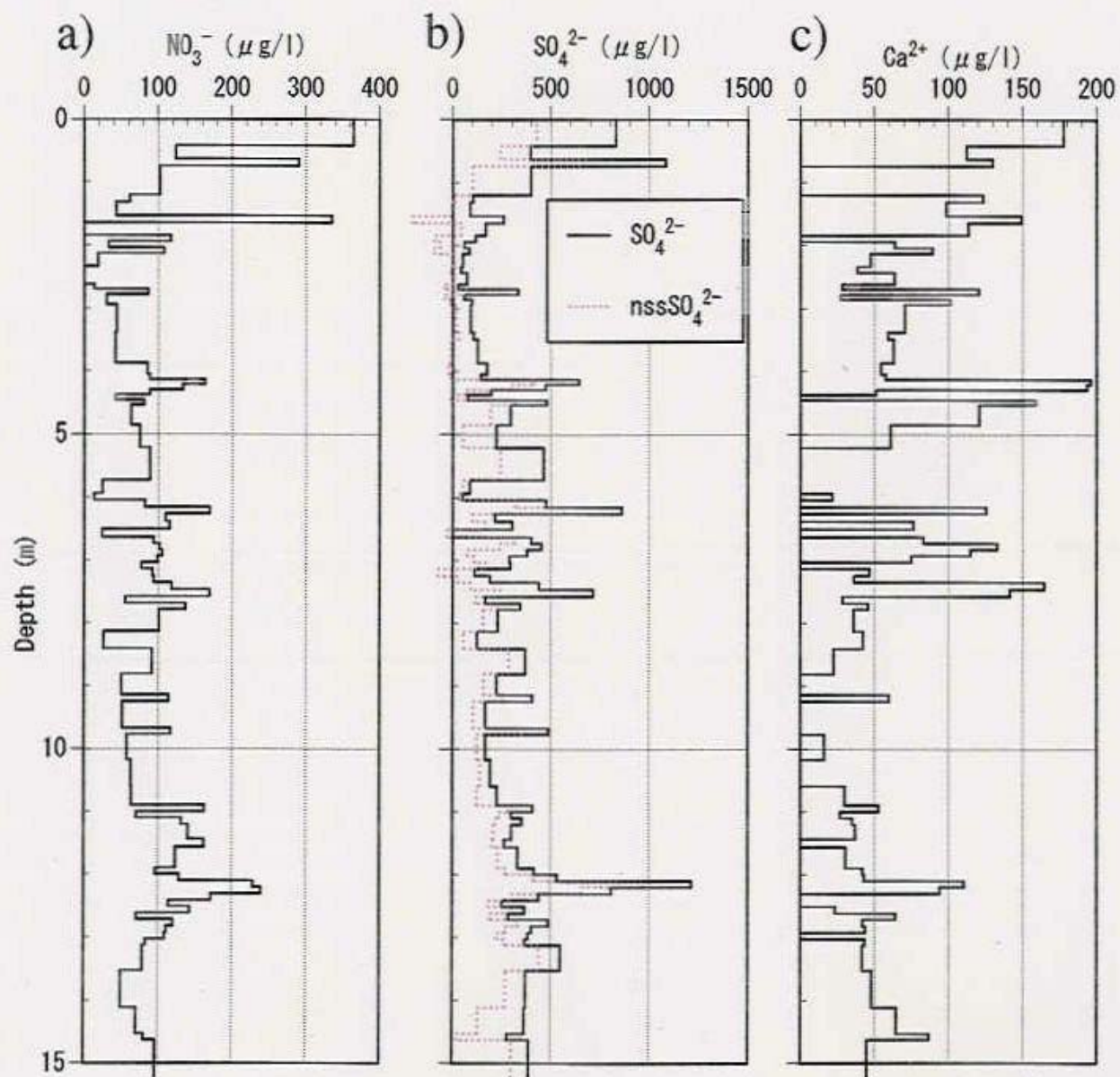
第 19-1 図：北東島氷河 氷コア 0~15 m 深 観測結果
a)層構造、b)密度



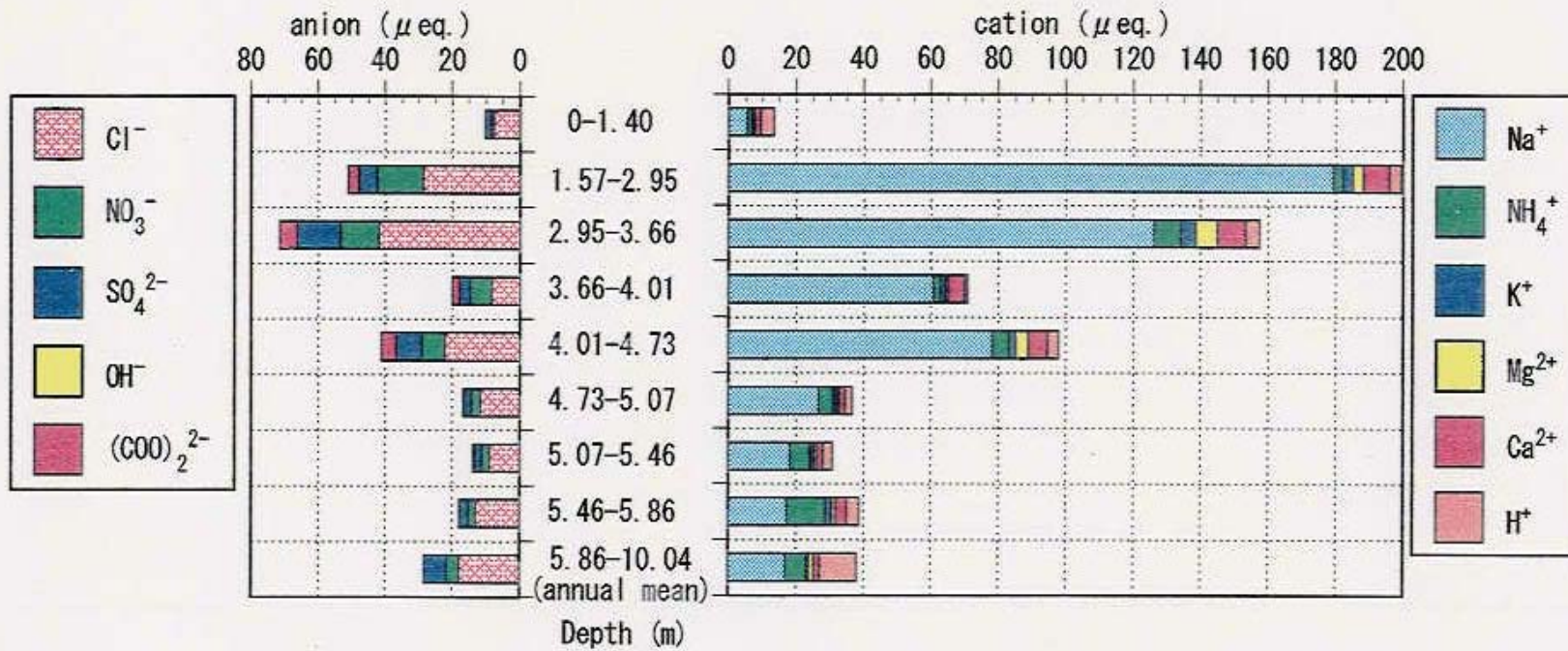
第 19-2 図：北東島氷河 氷コア 0~15 m 深 観測結果 a)電気伝導度(E.C.)、b)pH、c) δ¹⁸O、d)H₂O₂



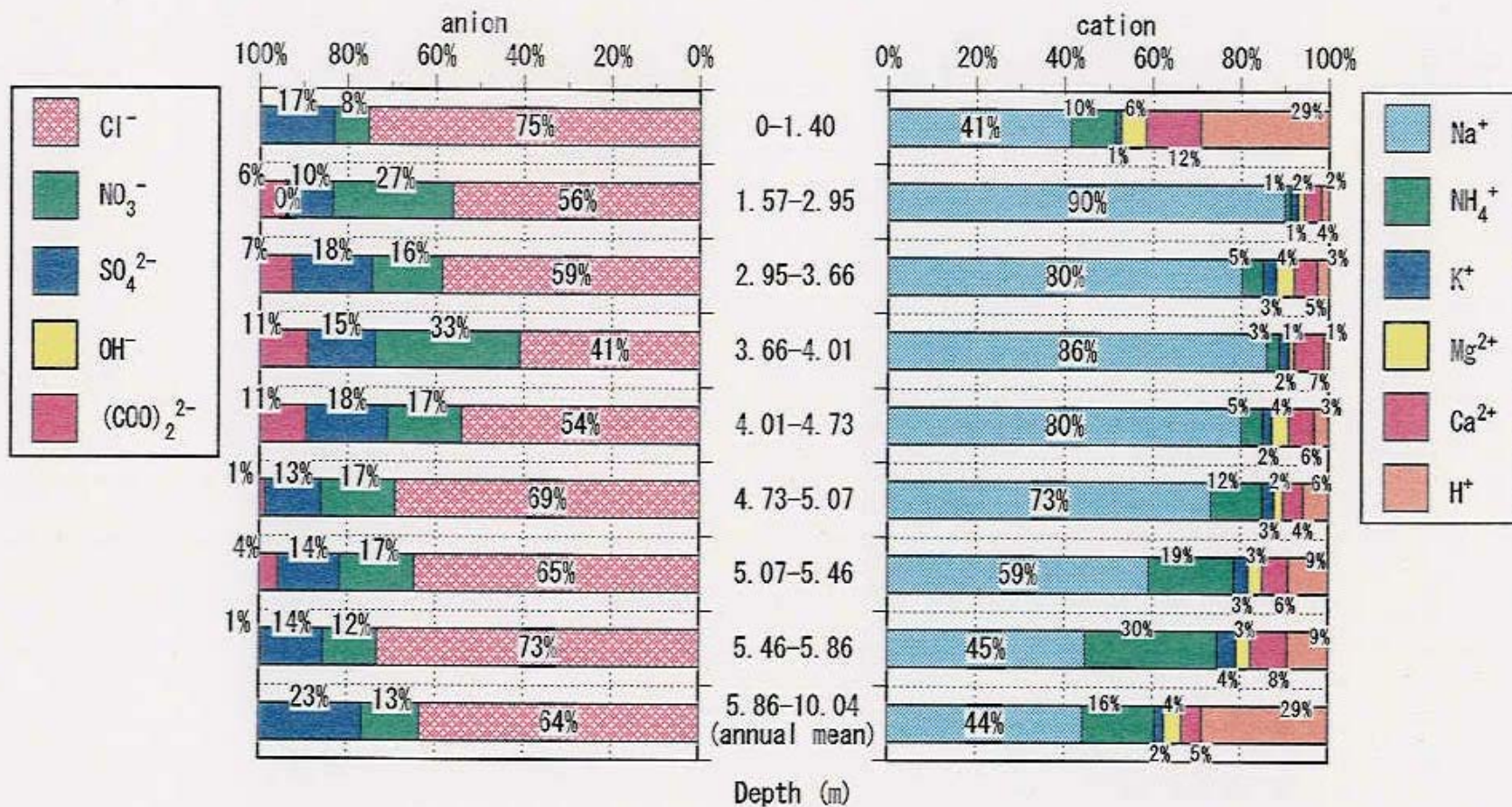
第 19-3 図：北東島氷河 水コア 0~15 m 深 観測結果
 a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) K^+ 、d) Mg^{2+}



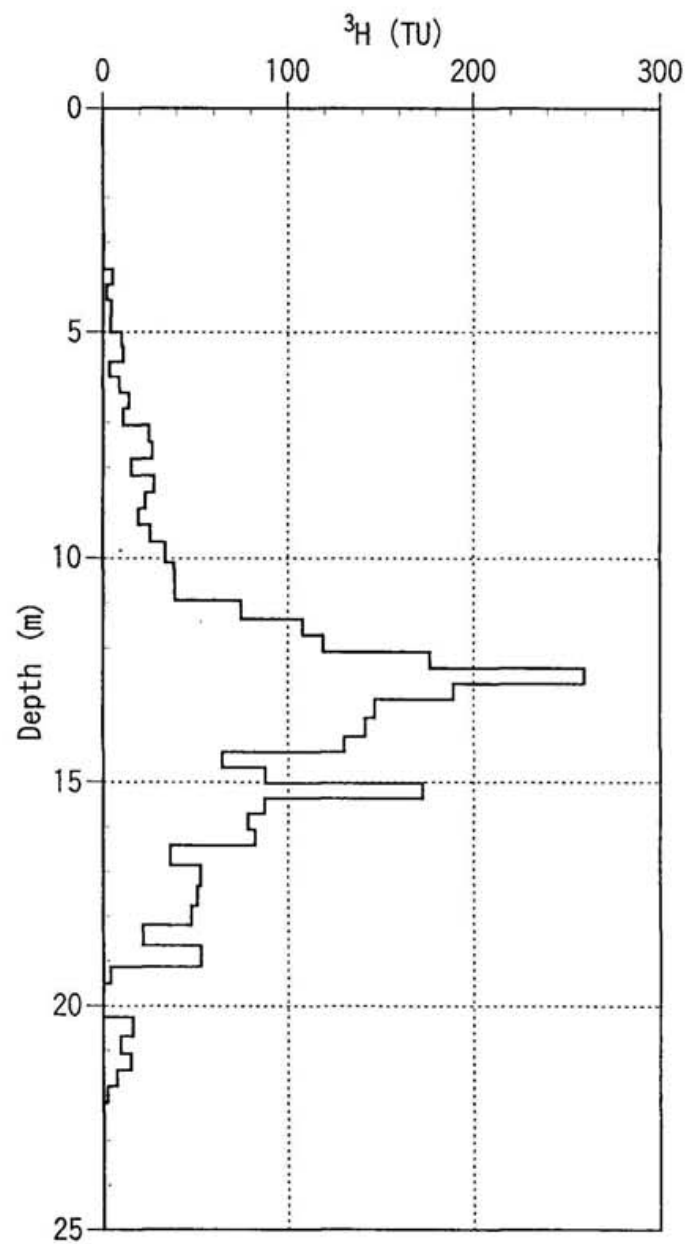
第19-4図：北東島氷河 氷コア0~15 m深 観測結果
 a) NO_3^- 、b) SO_4^{2-} 、c) Ca^{2+}



第20図：オスゴルド氷河 氷コア0~5.86m深の
イオンバランス

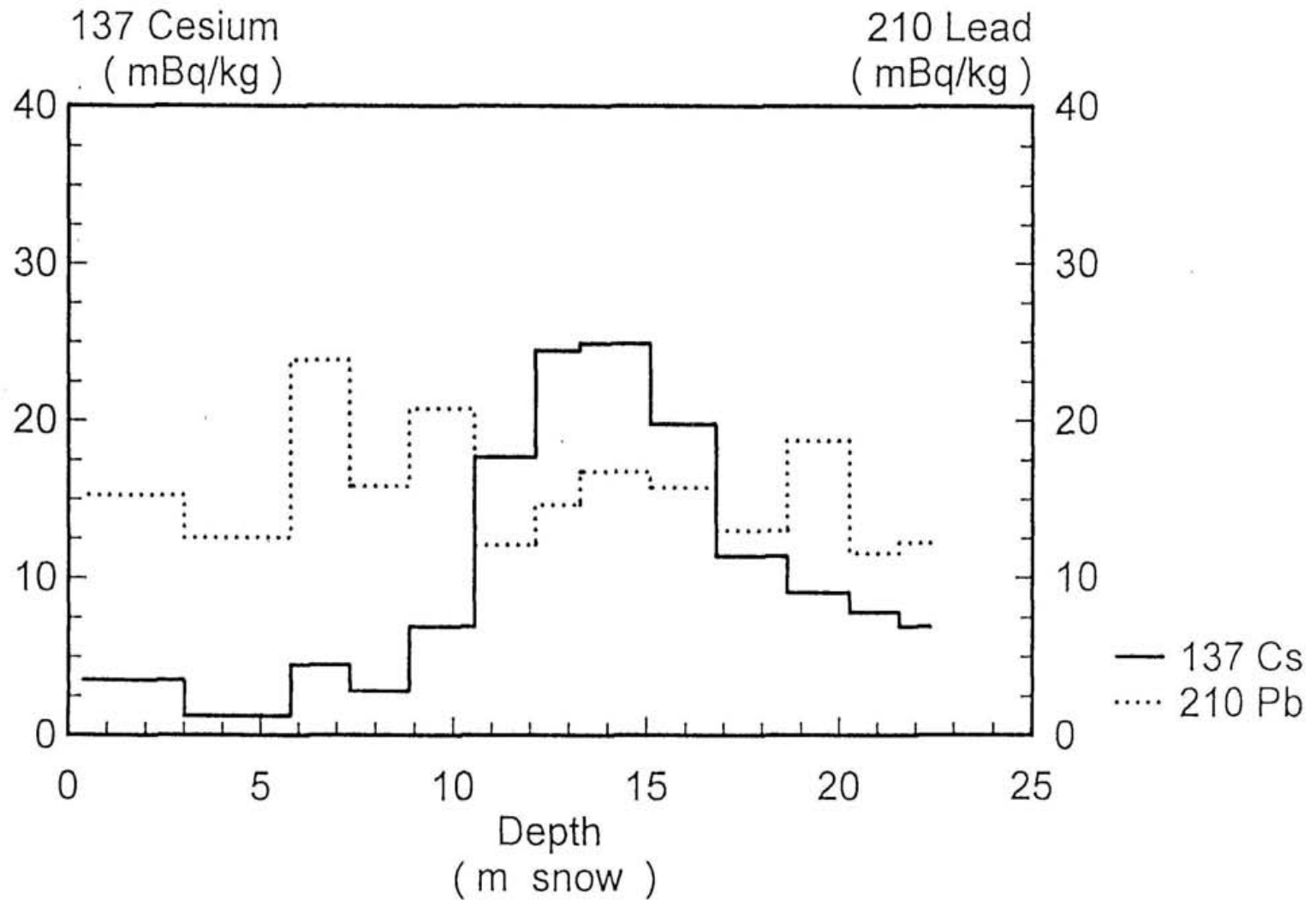


第21図：オスゴルド氷河 氷コア0~5.86m深の
イオンバランス (百分率)

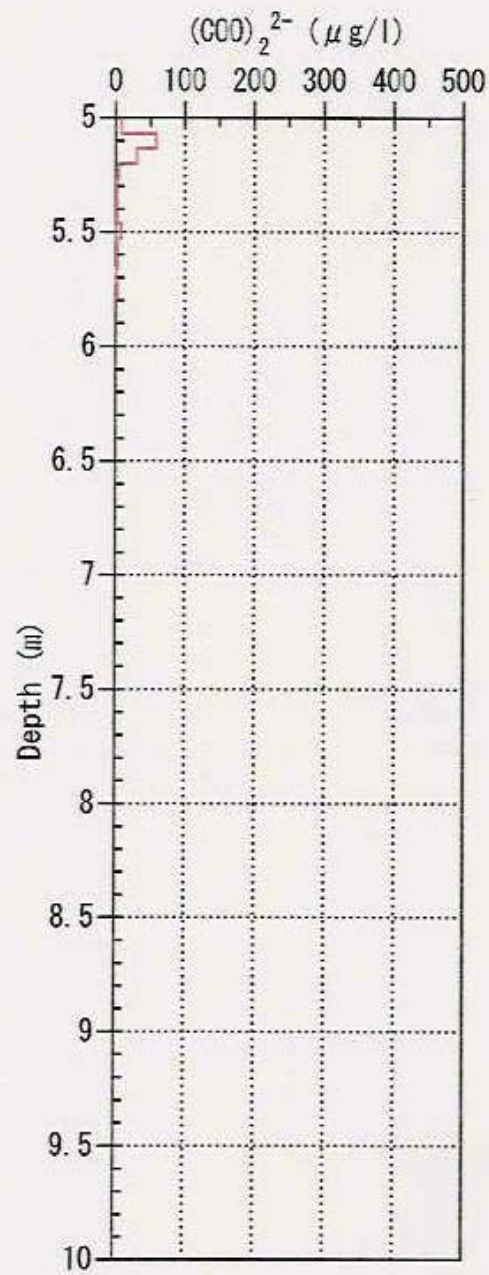
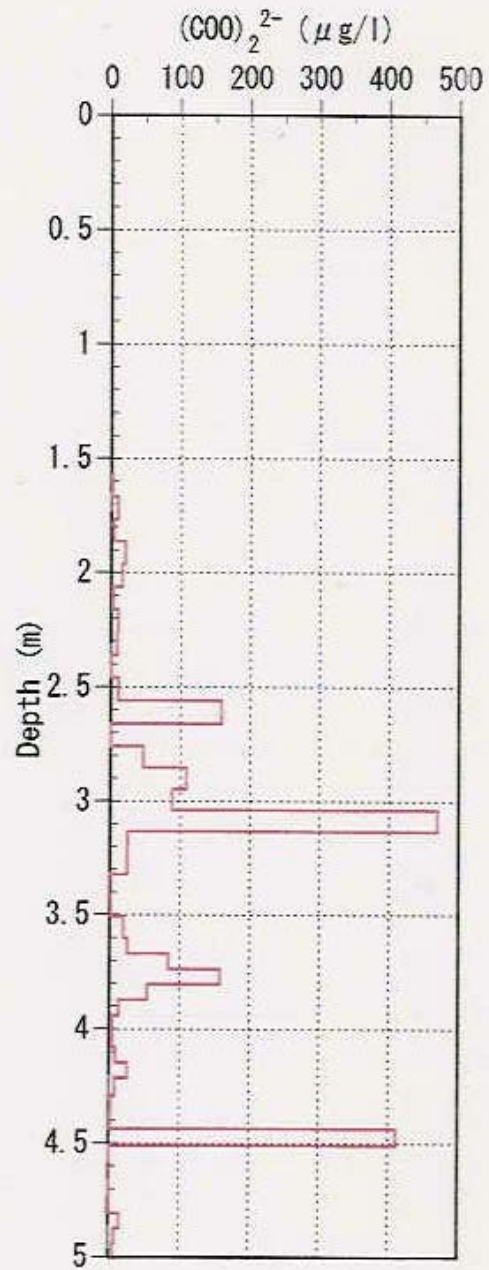


第22図：オスゴールド氷河氷コアの ^3H プロファイル

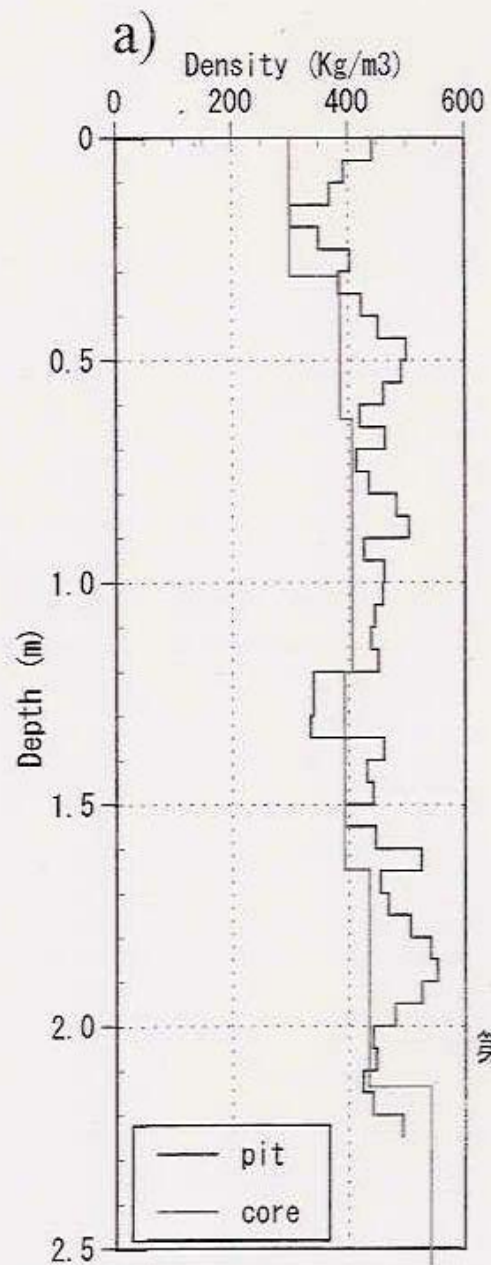
ASGARDFONNA 1993



第23図：オスゴルド氷河氷コアの¹³⁷Csプロファイル
(Pinglot, J. F. et al., 1994)

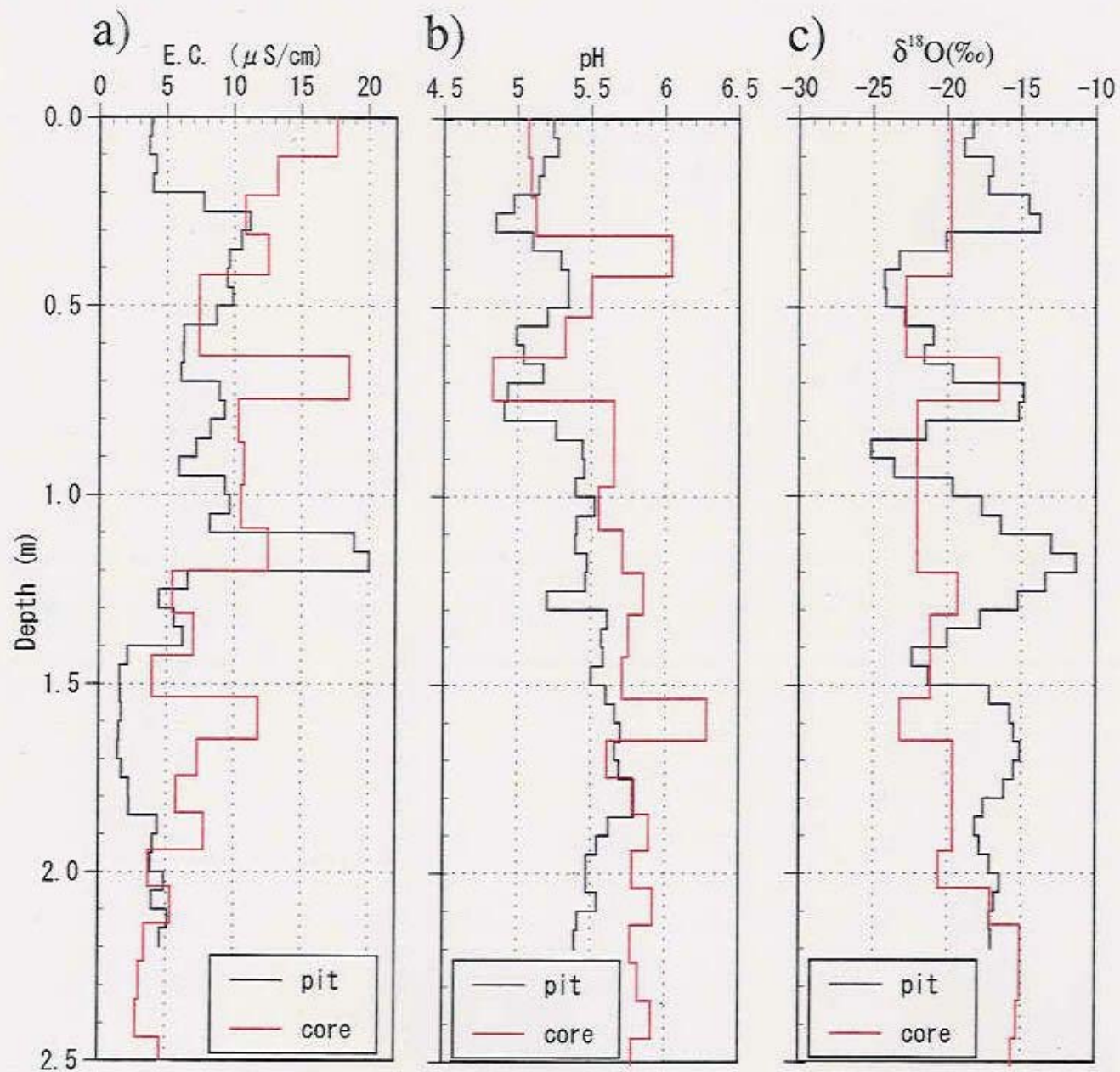


第24図：オスゴルド氷河氷コア1.52～6 m深のシュウ酸イオン濃度



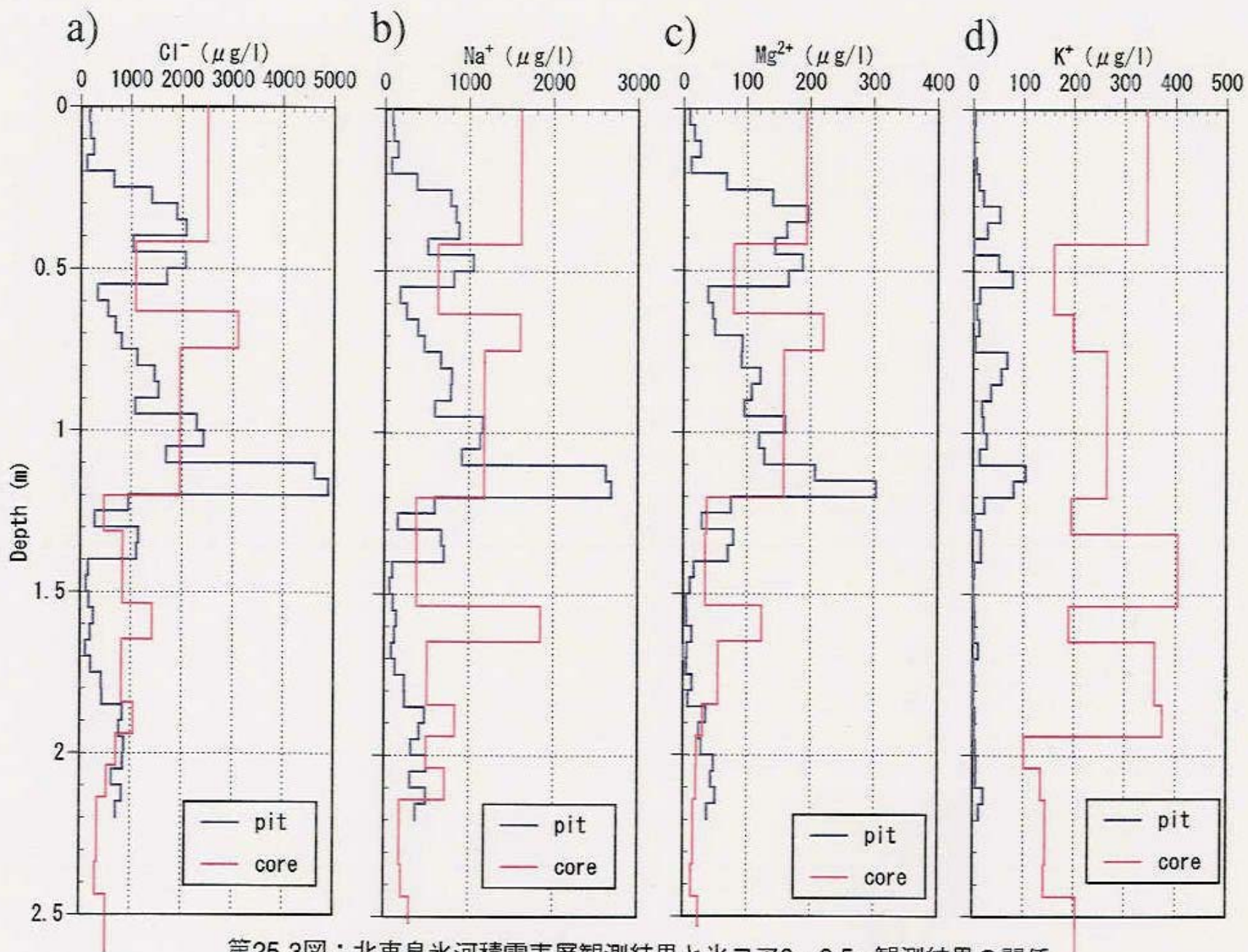
第25-1図：北東島氷河積雪表層観測結果と氷コア0～2.5m観測結果の関係

a) 密度

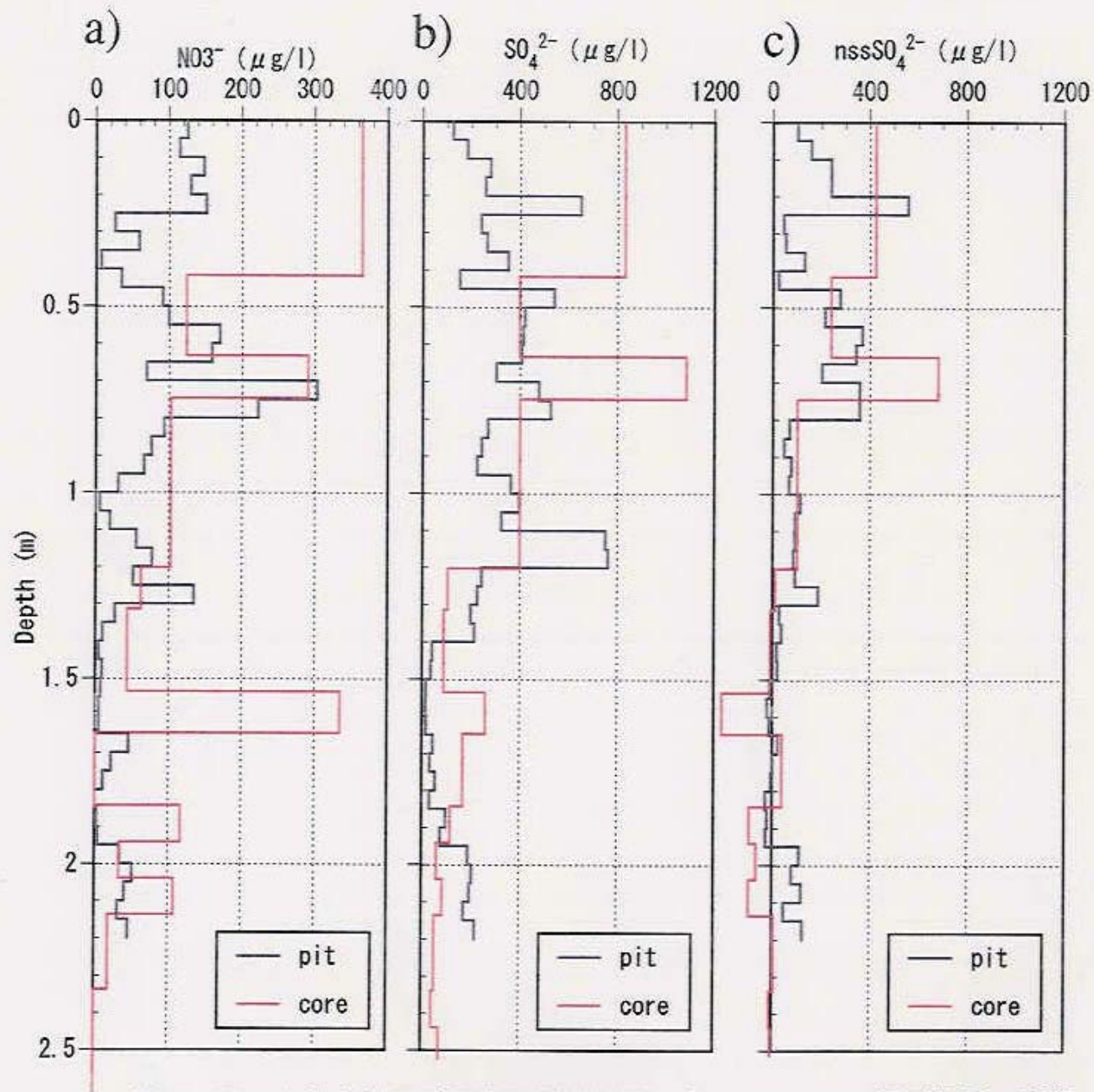


第25-2図：北東島氷河積雪表層観測結果と氷コア0~2.5m観測結果の関係

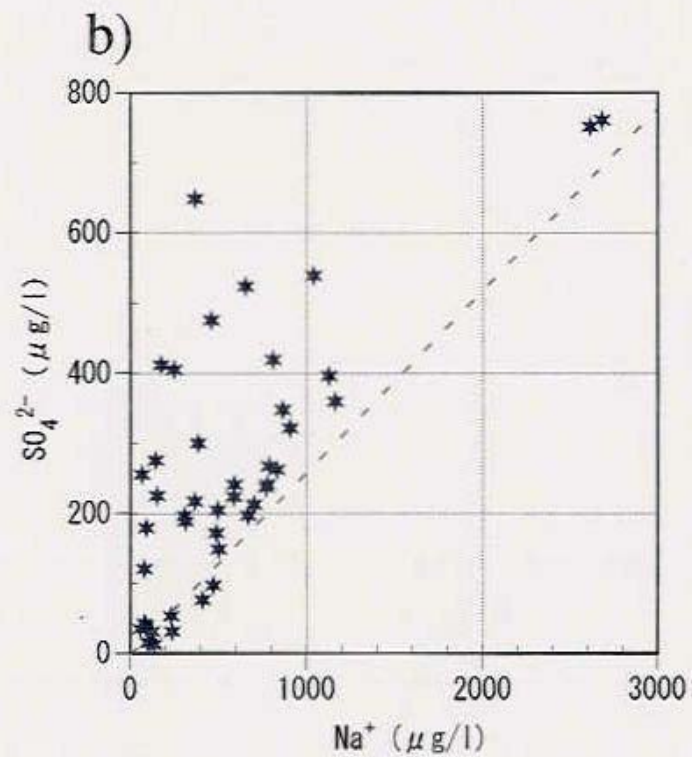
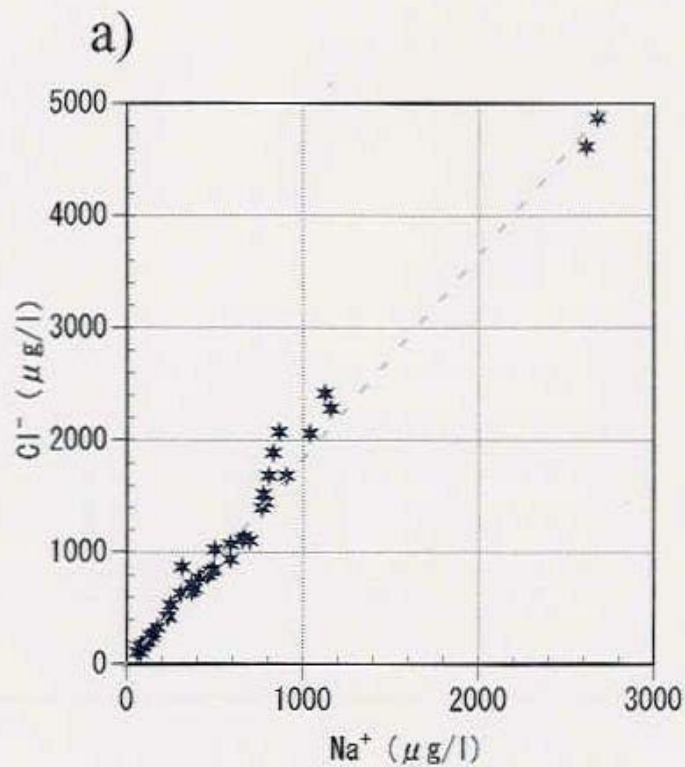
a) 電気伝導度(E.C.)、b) pH、c) $\delta^{18}\text{O}$



第25-3図：北東島氷河積雪表層観測結果と氷コア0~2.5m観測結果の関係
 a) Cl^- 、b) Na^+ 、c) Mg^{2+} 、d) K^+

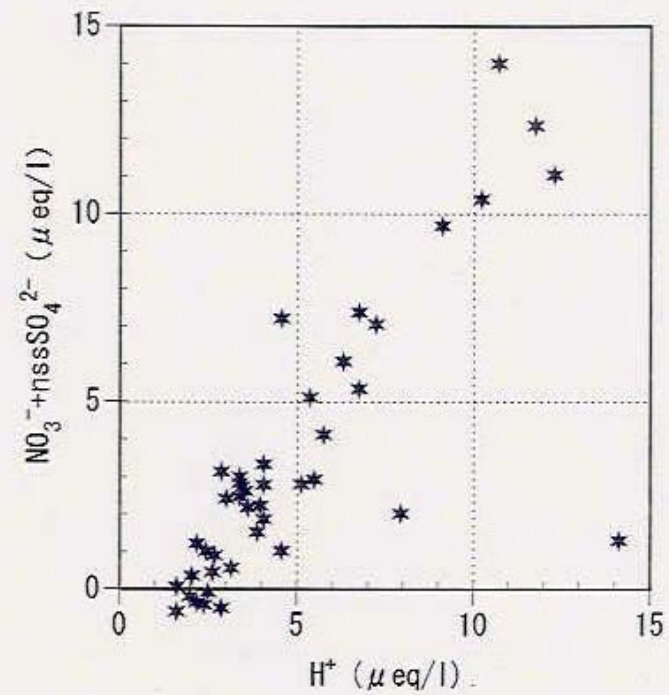
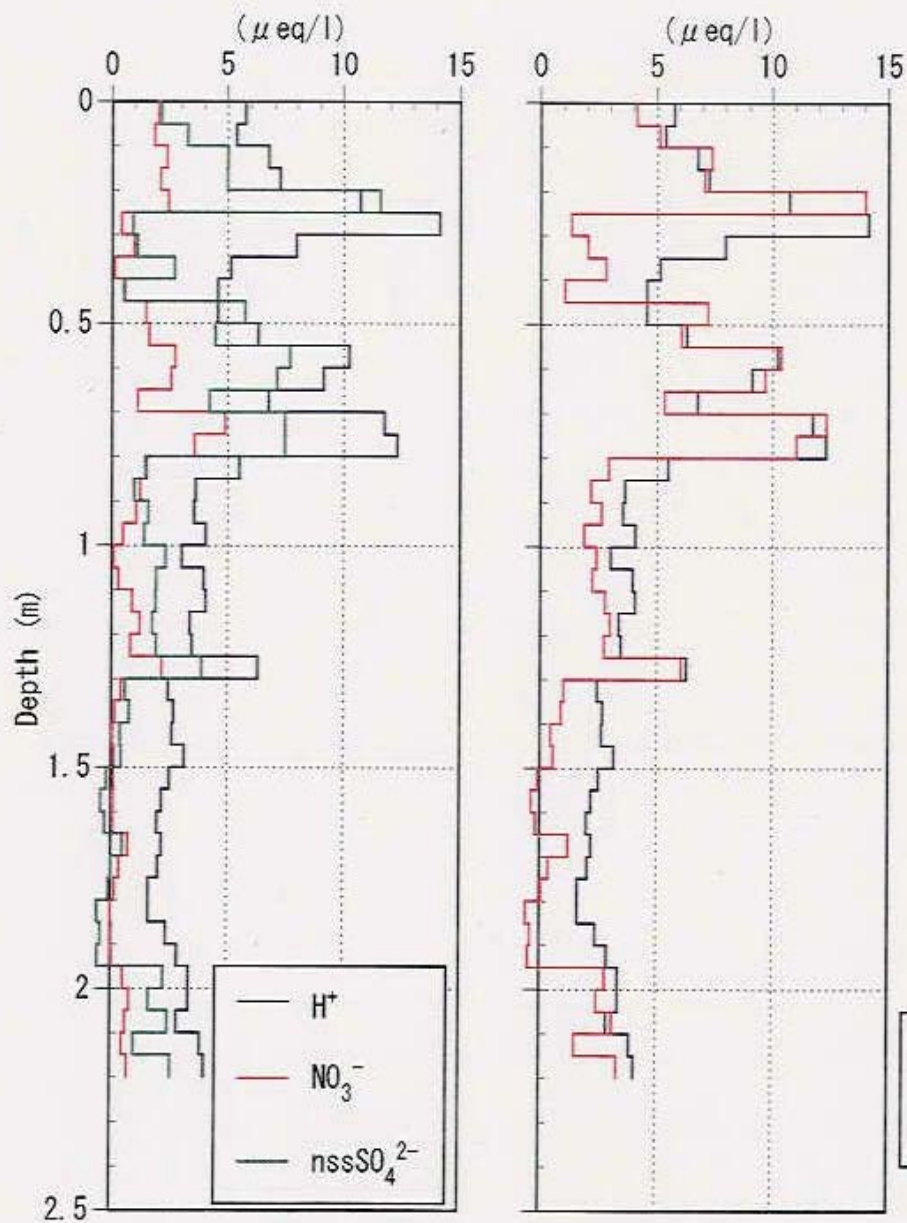


第25-4図：北東島氷河積雪表層観測結果と氷コア0~2.5m観測結果の関係
 a) NO_3^- 、b) SO_4^{2-} 、c) nssSO_4^{2-}

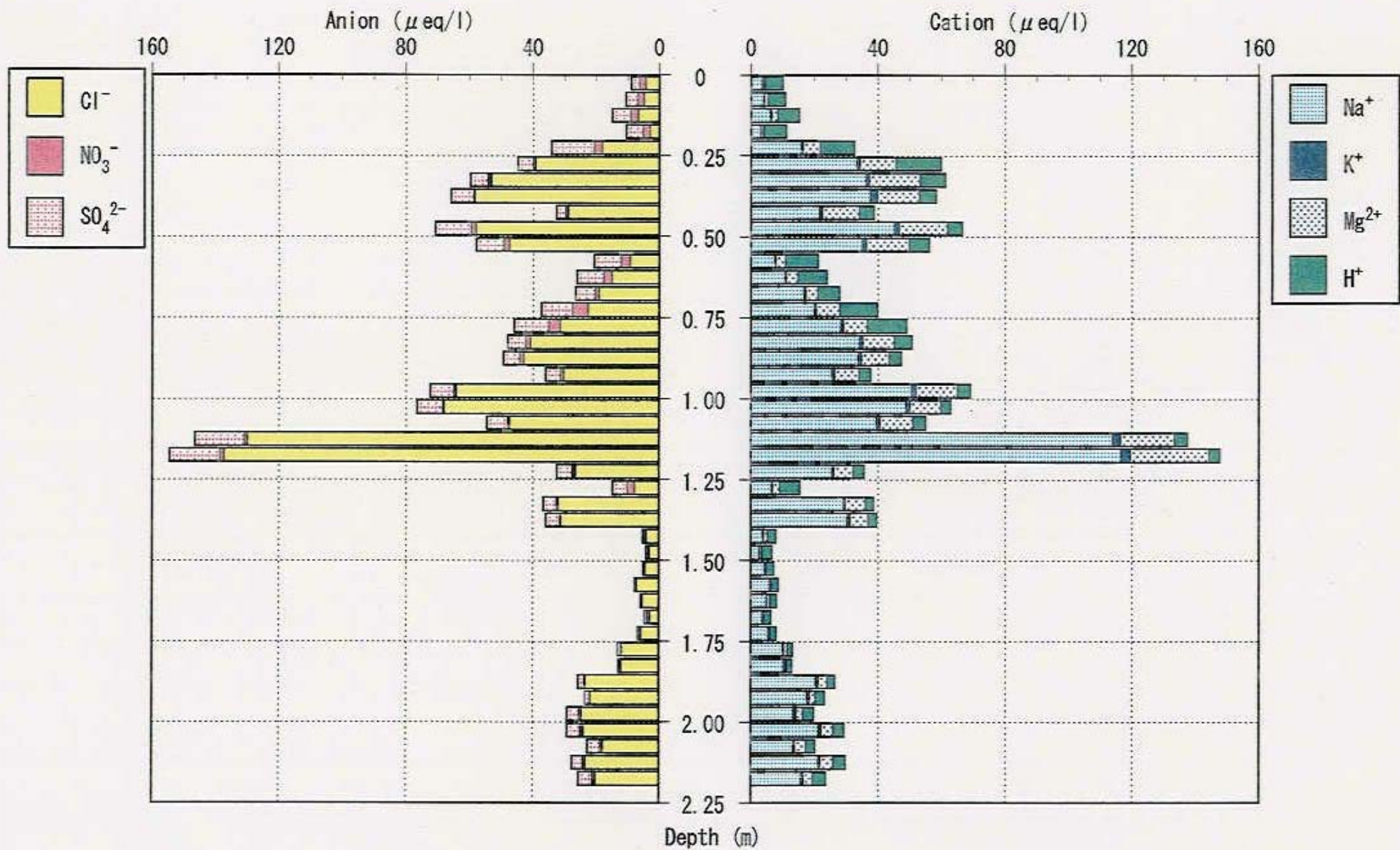


第26図：北東島氷河積雪表層0~2.2m深の Na^+ と a) Cl^- 、b) SO_4^{2-} の関係

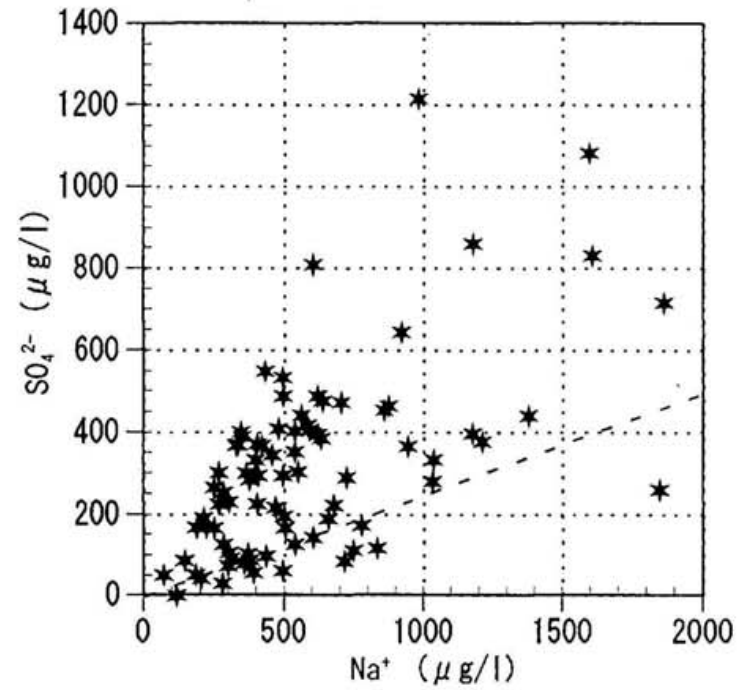
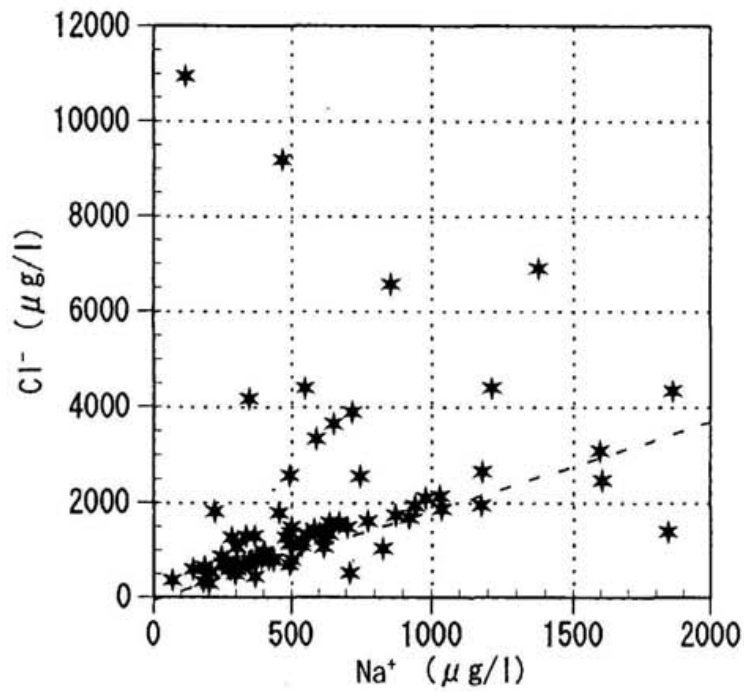
(破線は標準表面海水中の Na^+ イオン濃度と Cl^- 、 SO_4^{2-} イオン濃度の比を表す)



第27図：北東島氷河積雪表層0~2.2m深の H^+ 、 NO_3^- 、 $nssSO_4^{2-}$ の関係

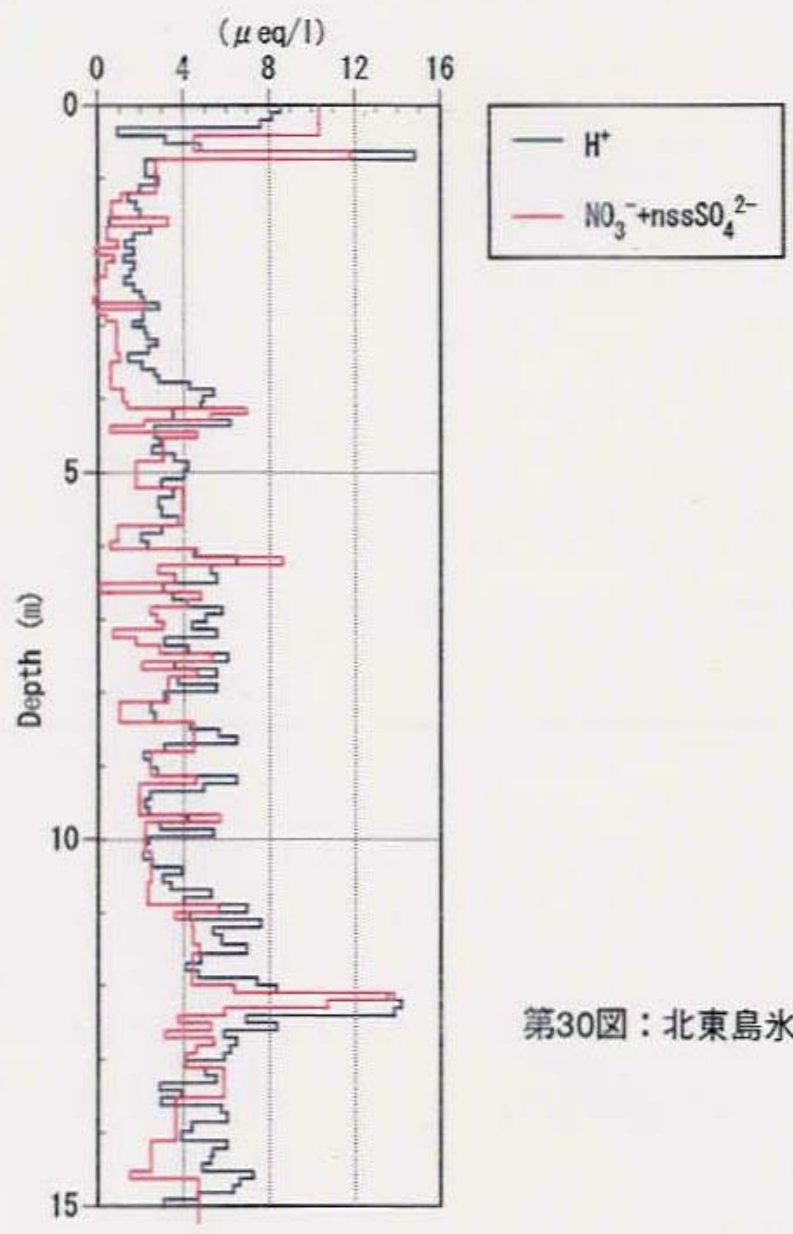


第28図：北東島氷河 積雪表層 0~2.2m深のイオンバランス

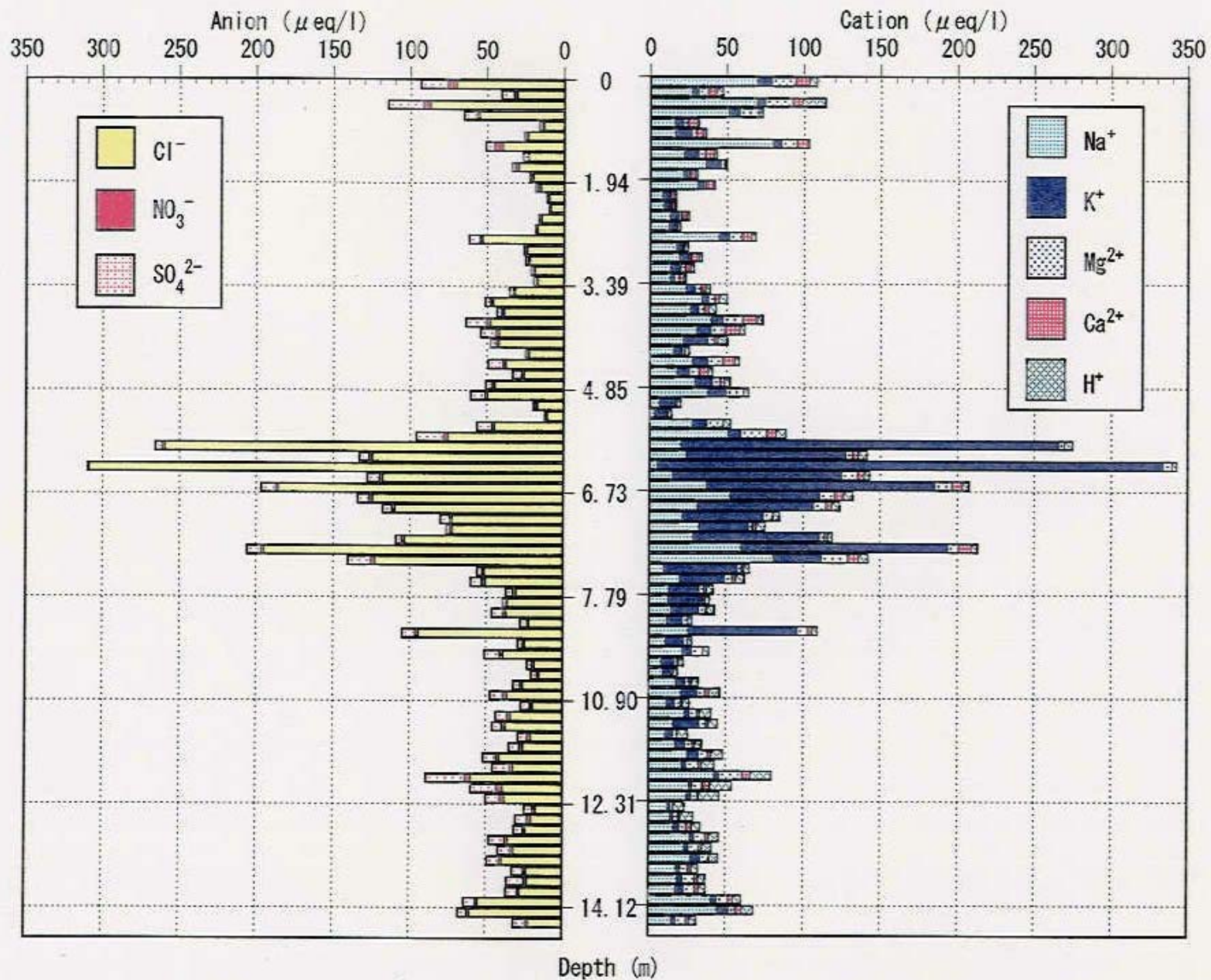


第29図：北東島氷河氷コア0~15m深の Na^+ と a) Cl^- 、b) SO_4^{2-} の関係

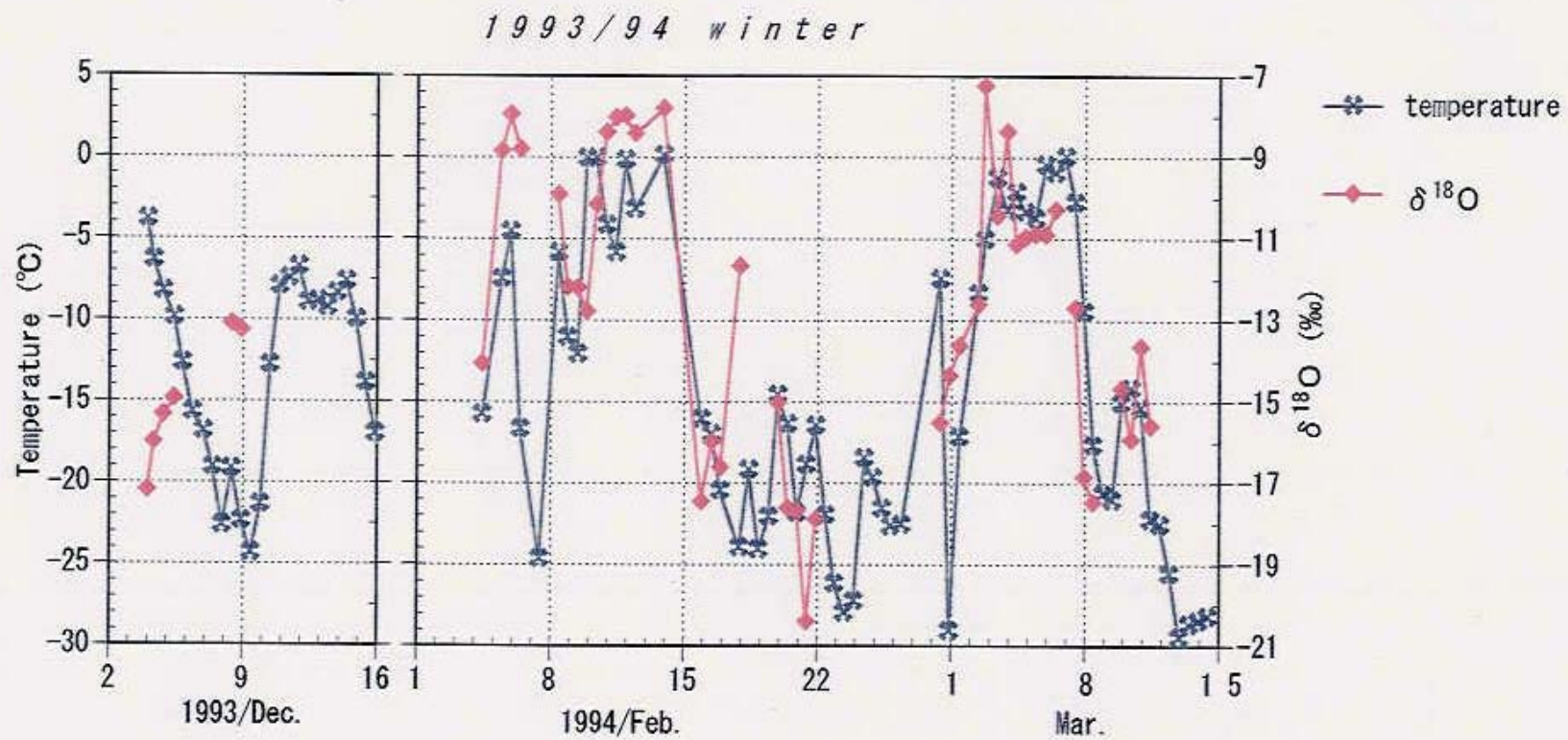
(破線は標準表面海水中の Na^+ イオン濃度と Cl^- 、 SO_4^{2-} イオン濃度の比を表す)



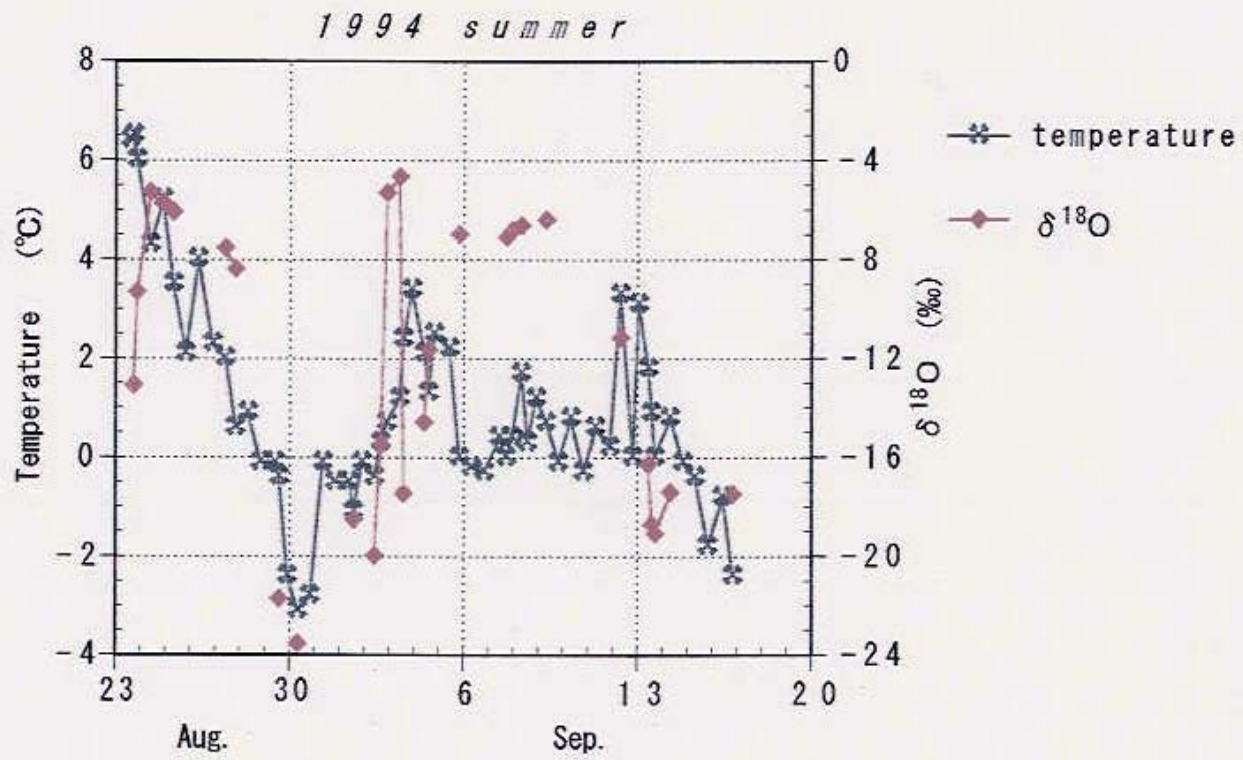
第30図：北東島氷河氷コア0～15m深の H^+ 、 NO_3^- 、 nssSO_4^{2-} の関係



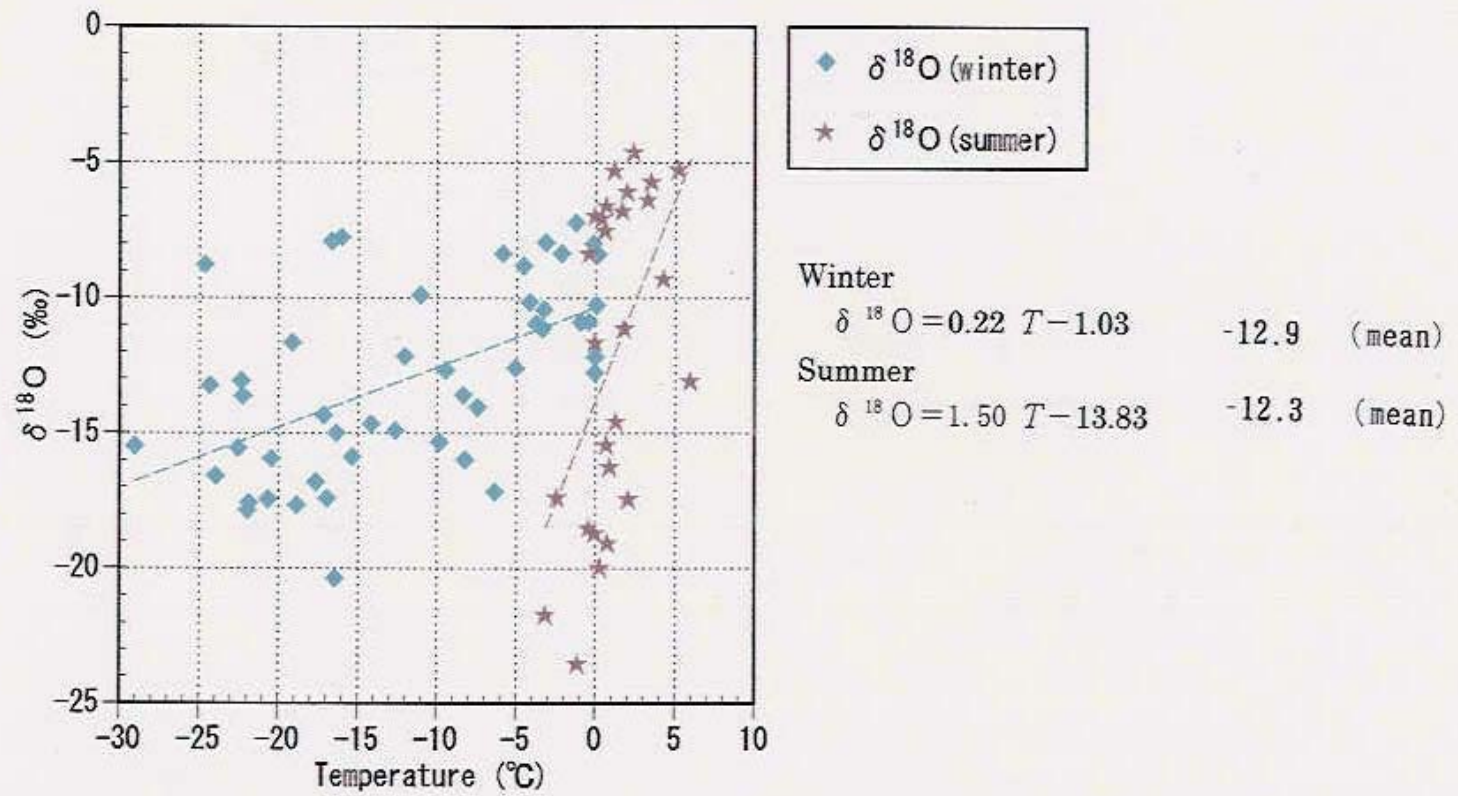
第31図：北東島氷河 氷コア0~15m深のイオンバランス



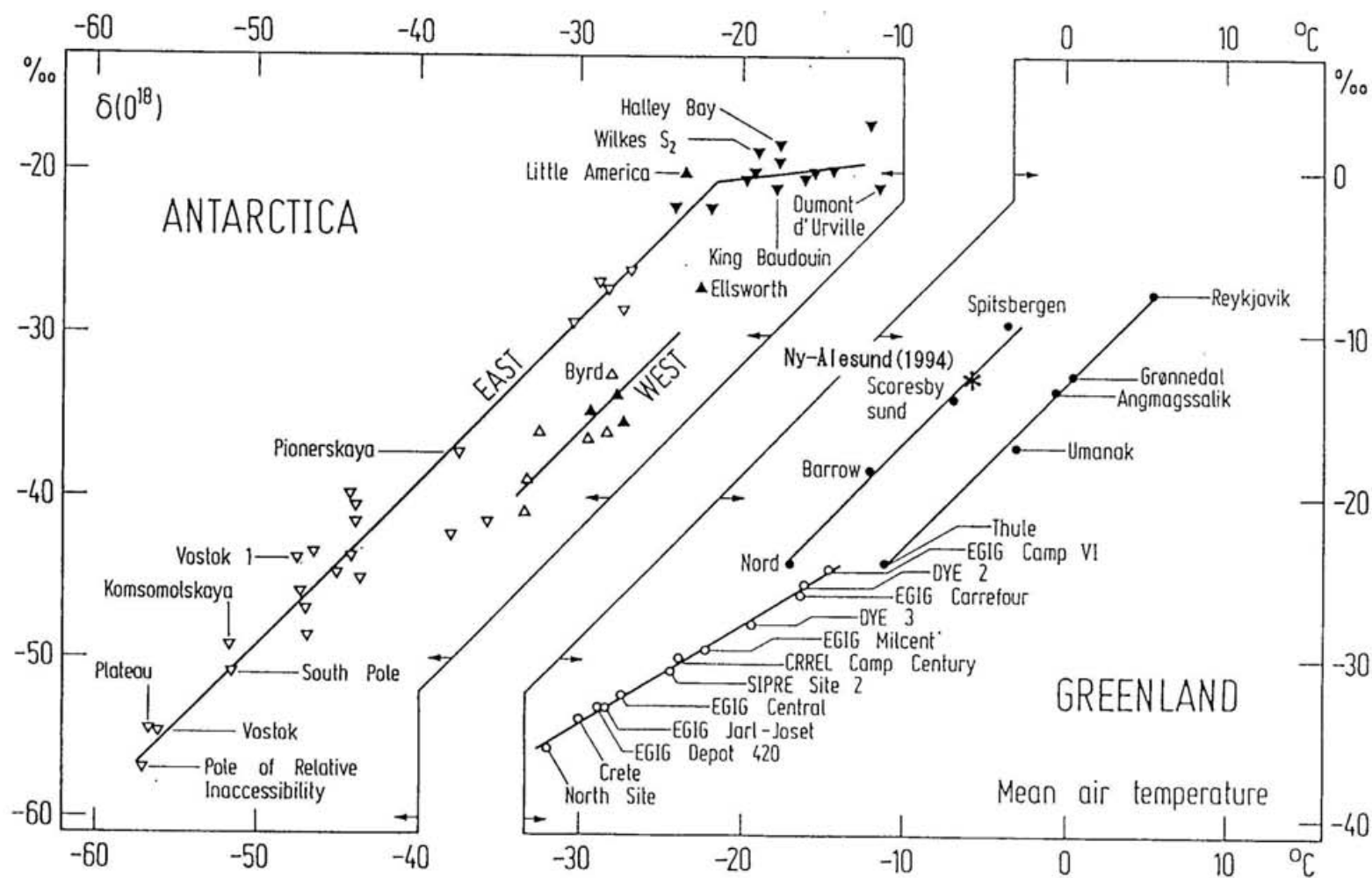
第32図：1993/94年冬季のニー・オルスンの気温と降水中の $\delta^{18}\text{O}$



第33図：1994年夏季のニー・オルスンの気温と降水中の $\delta^{18}\text{O}$



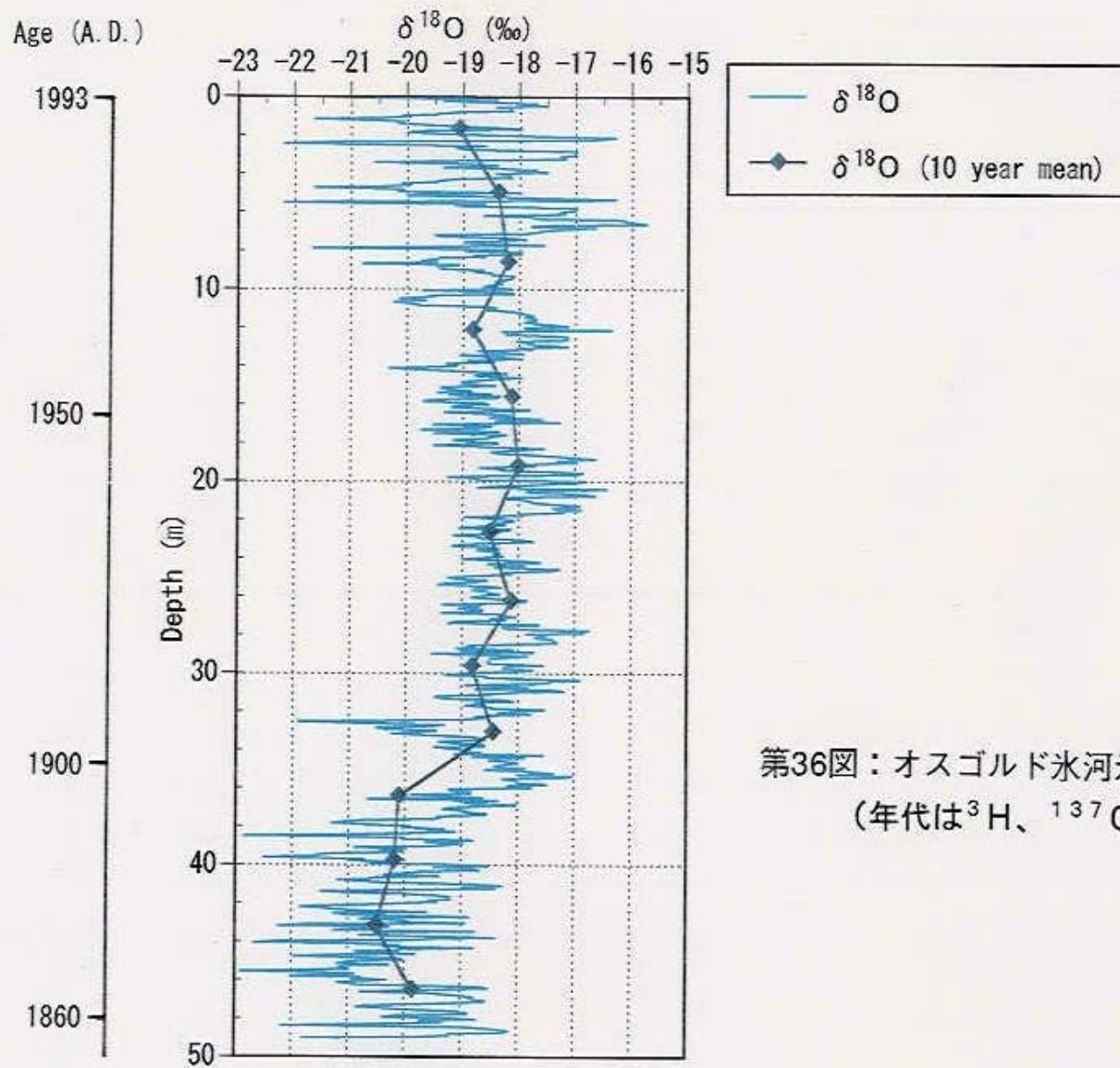
第34図：ニー・オルスンにおける気温と降水中の $\delta^{18}\text{O}$ の関係
 (Winter: 1993. 12. 3~12. 15、1994. 2. 1~3. 15
 Summer: 1994. 8. 23~9. 18)



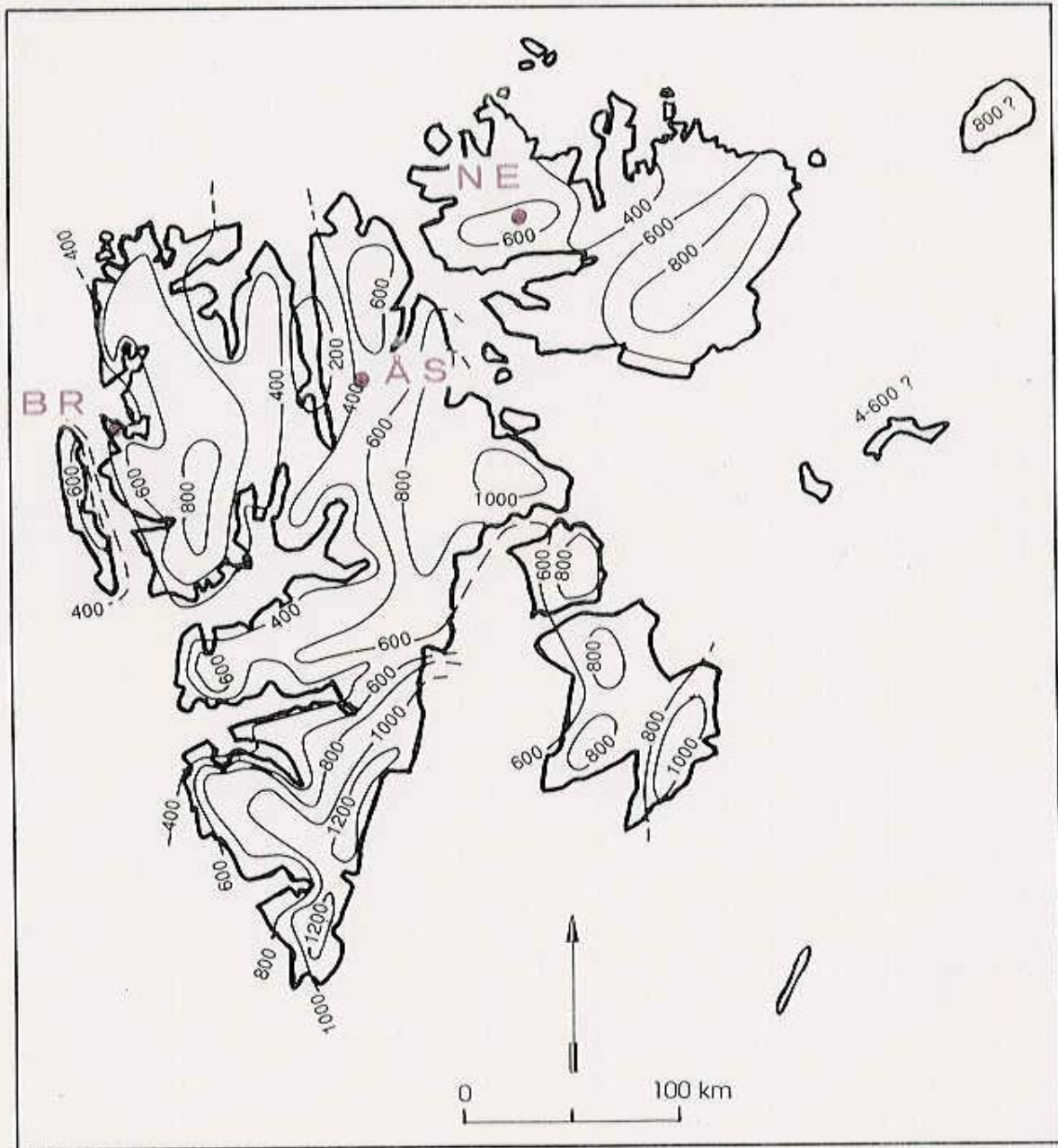
第35図：地上平均気温と降水中の $\delta^{18}\text{O}$ の平均値との関係

(Dansgaard et al、1973)

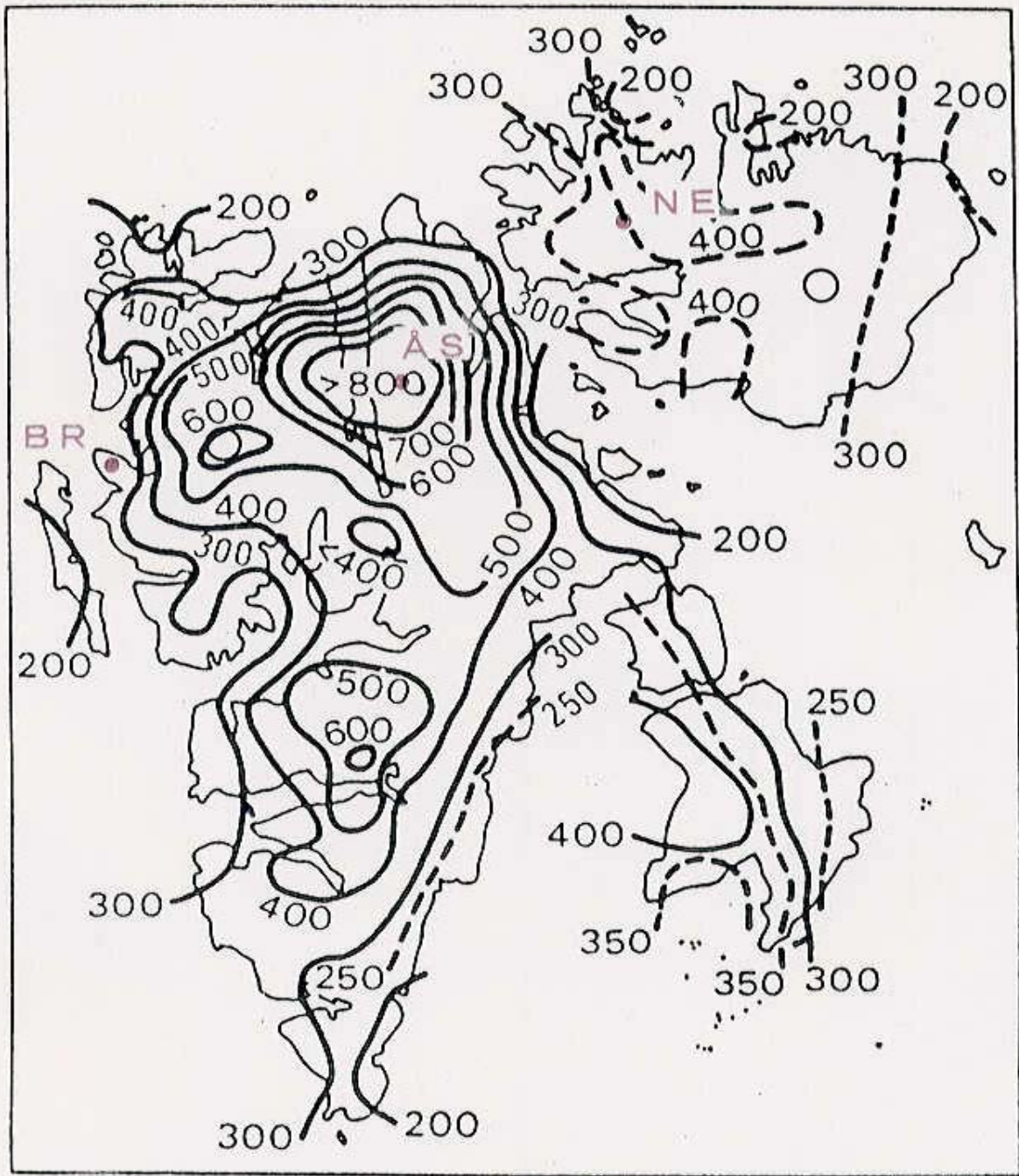
- ：北半球標高1000m以下 ○：北半球標高1000m以上
- ▲：南半球標高1000m以下 △：南半球標高1000m以上



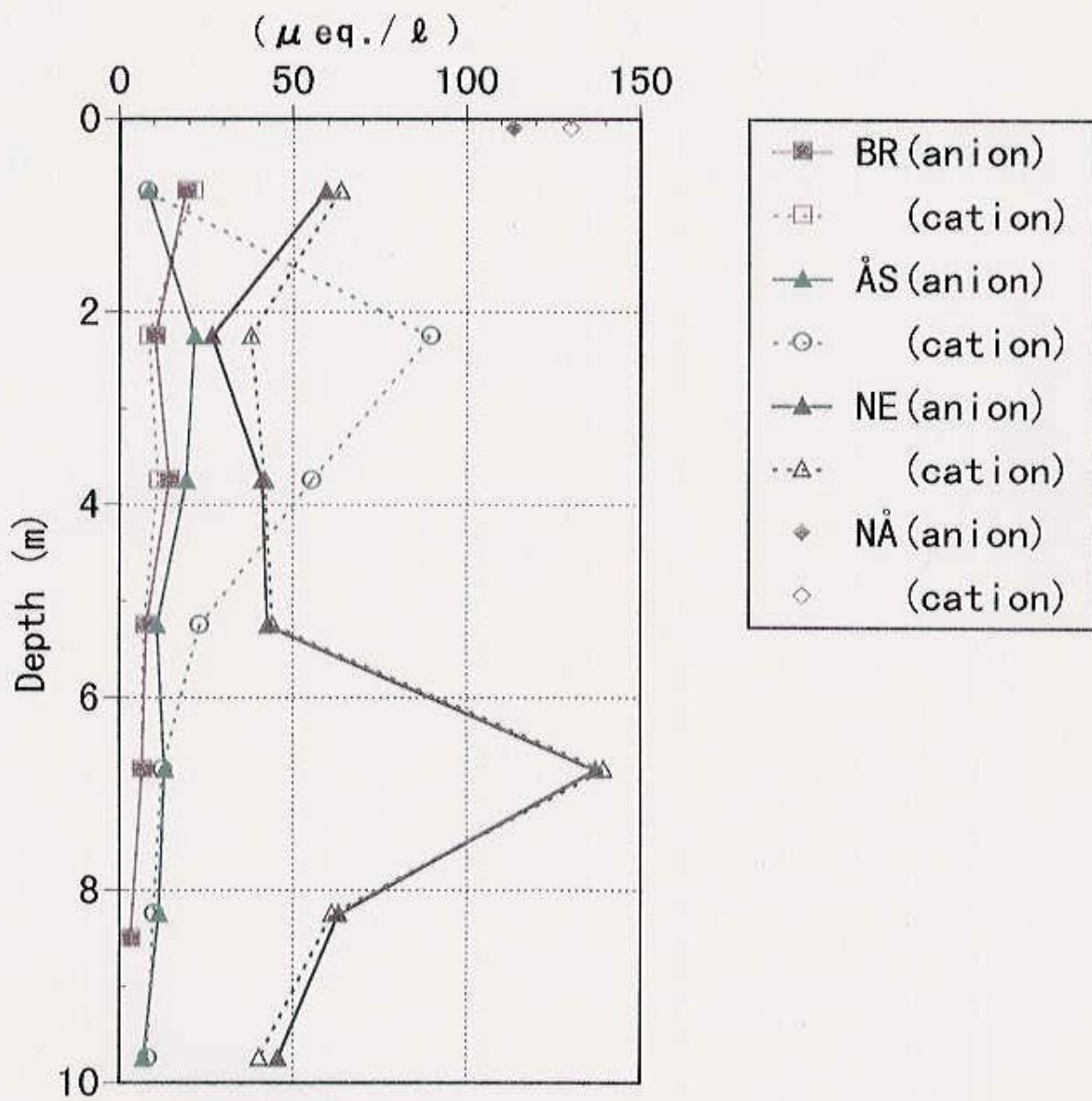
第36図：オスゴールド氷河氷コア中の $\delta^{18}\text{O}$ 鉛直プロファイル
 (年代は ^3H 、 ^{137}Cs 、層構造より推定)



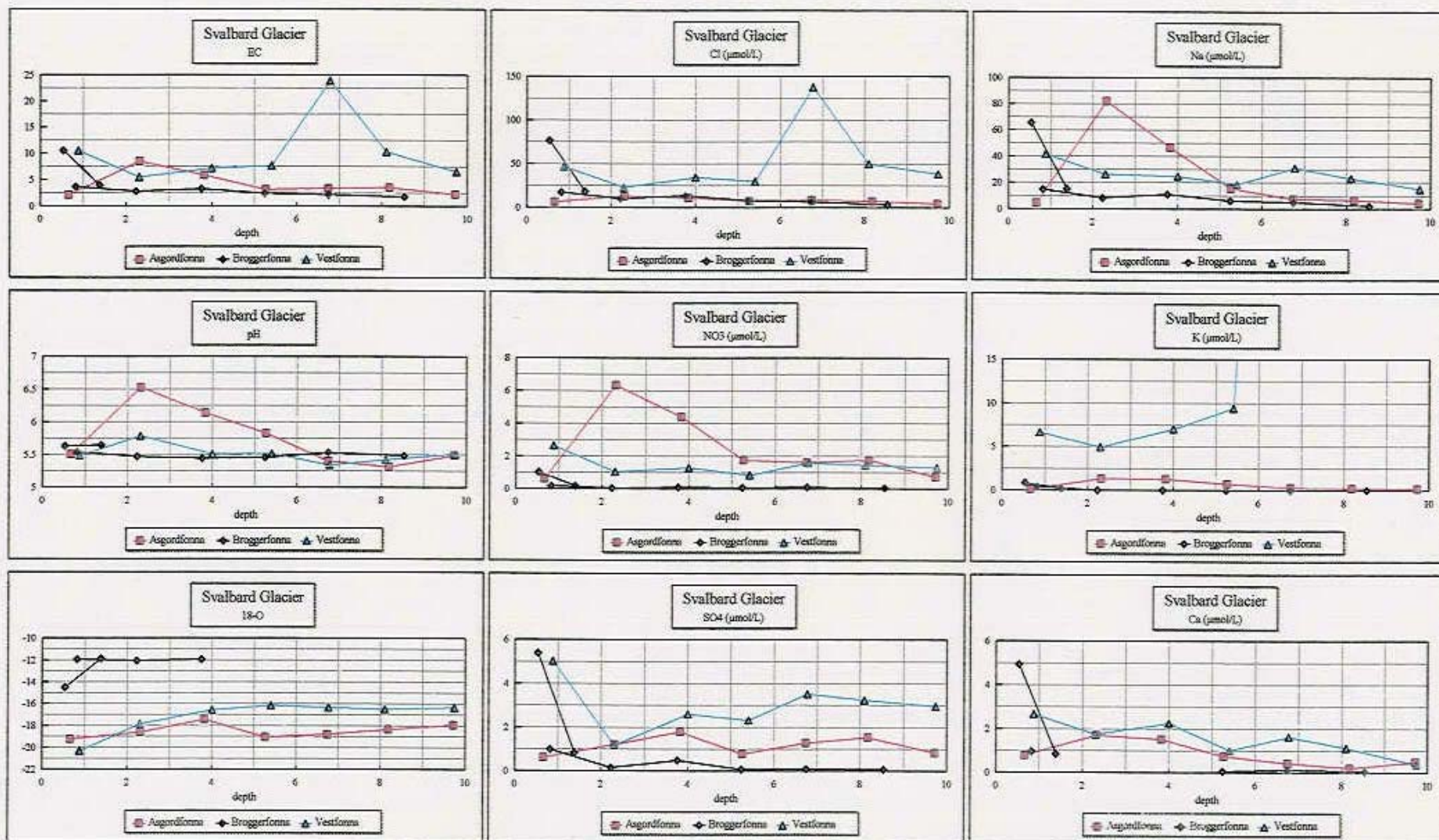
第37図：スバルバル諸島の年平均降水量の分布（推定値）
 (Hagen et al、1993)



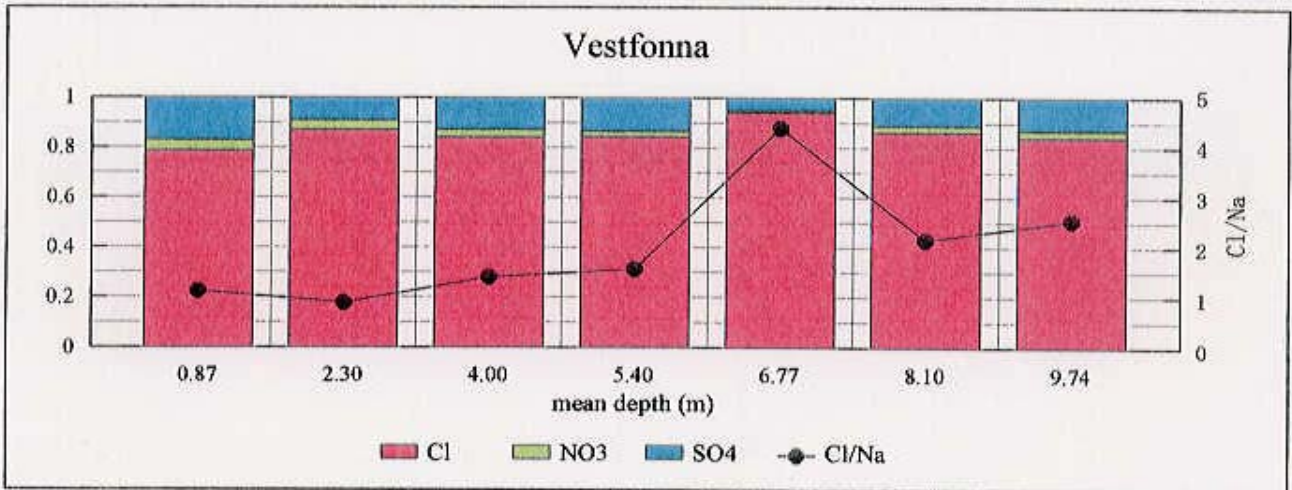
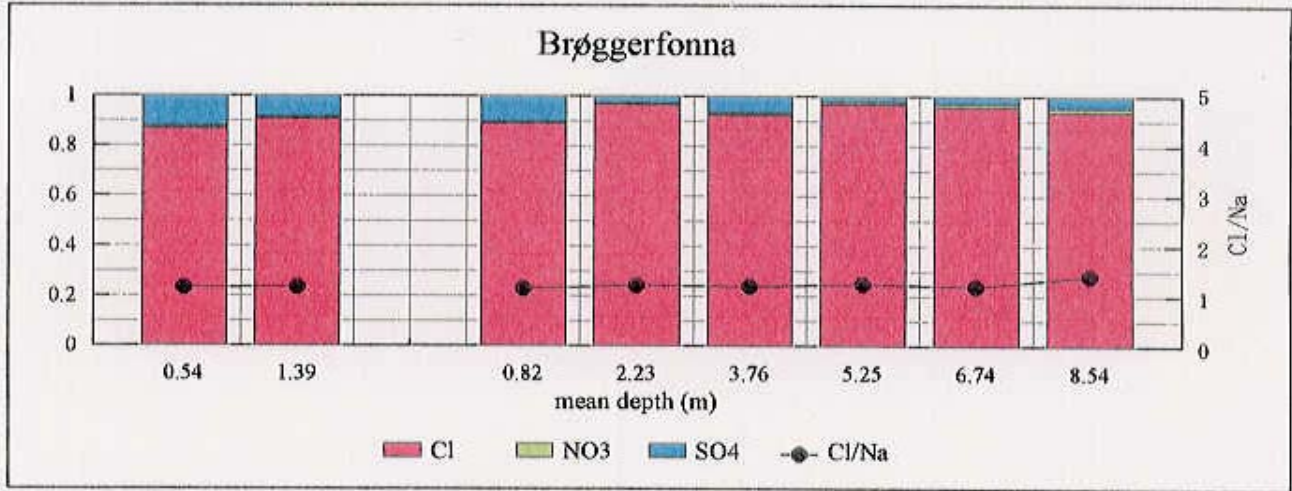
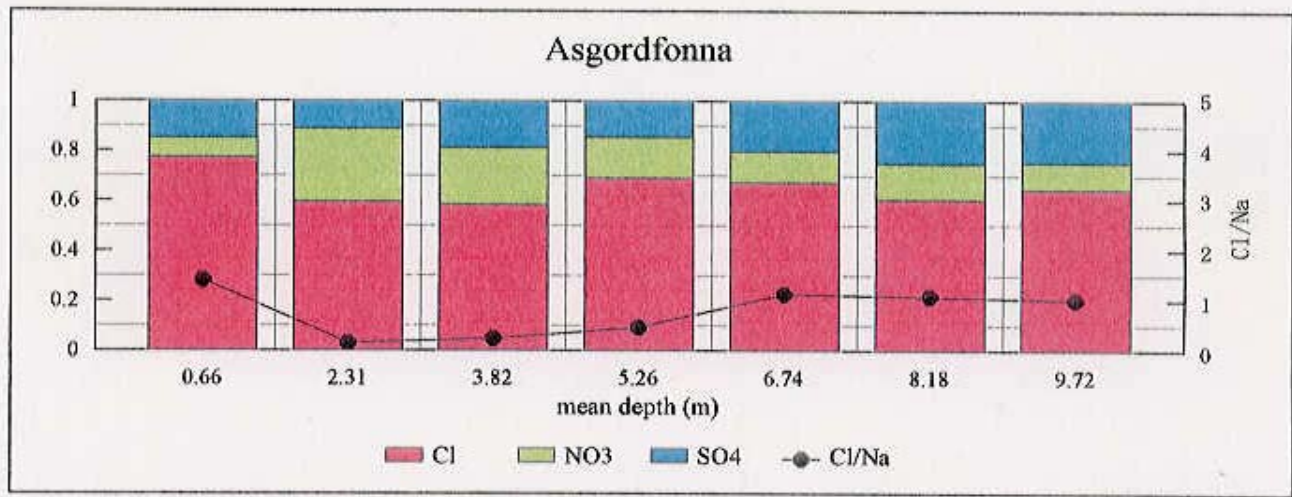
第38図：スバルバル諸島の氷河均衡線の分布
 (Hagen et al, 1993)



第39図：ブレğがる氷河、オスゴールド氷河、北東島氷河のイオンバランス



第40図：ブレッガー氷河、オスゴールド氷河、北東島氷河の各種項目の解析結果



第41図：ブレッガー氷河、オスゴルド氷河、北東島氷河の陰イオン濃度と Na⁺と Cl⁻ の関係

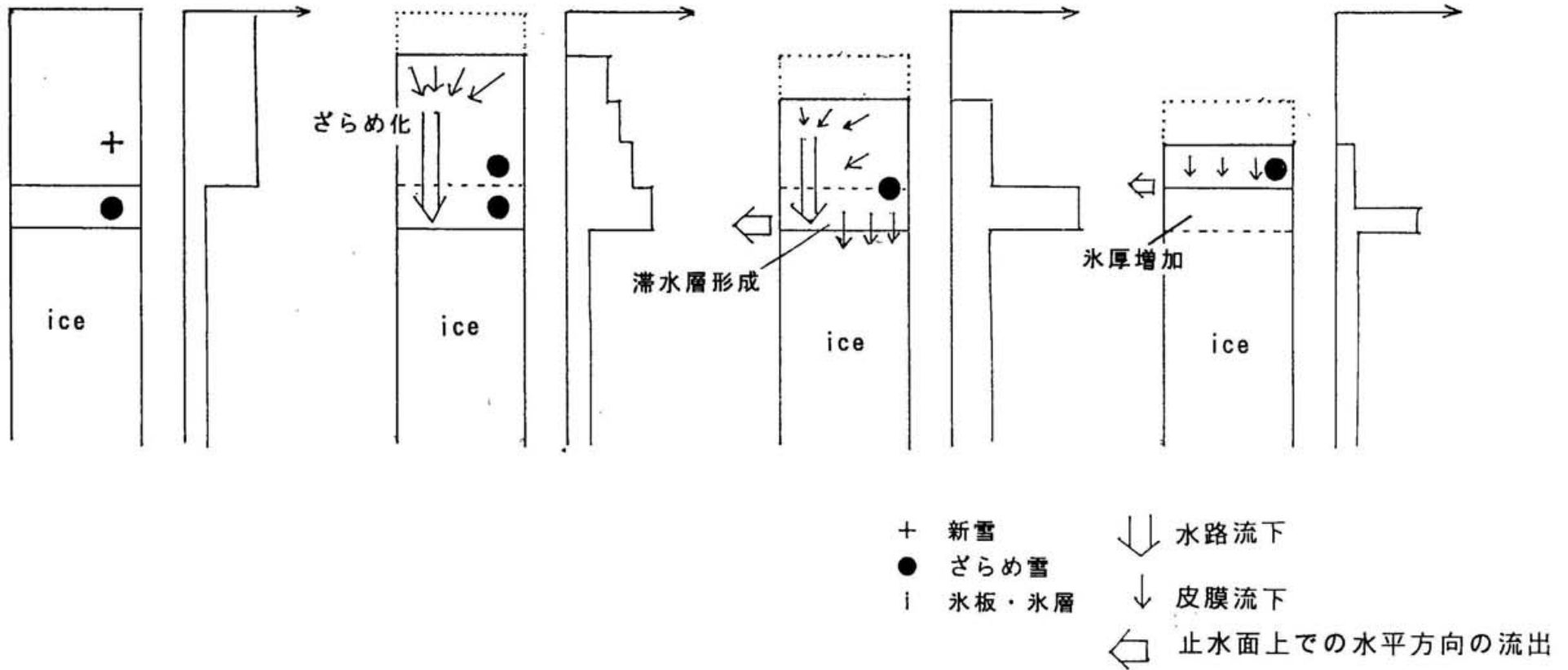
Stage - I
涵養期

Stage - II
融雪初期

Stage - III
融雪最盛期

Stage - IV
融雪末期

総イオン当量



第42図：単層物質定着-氷化モデル
(ブレッガー氷河の堆積環境モデル)

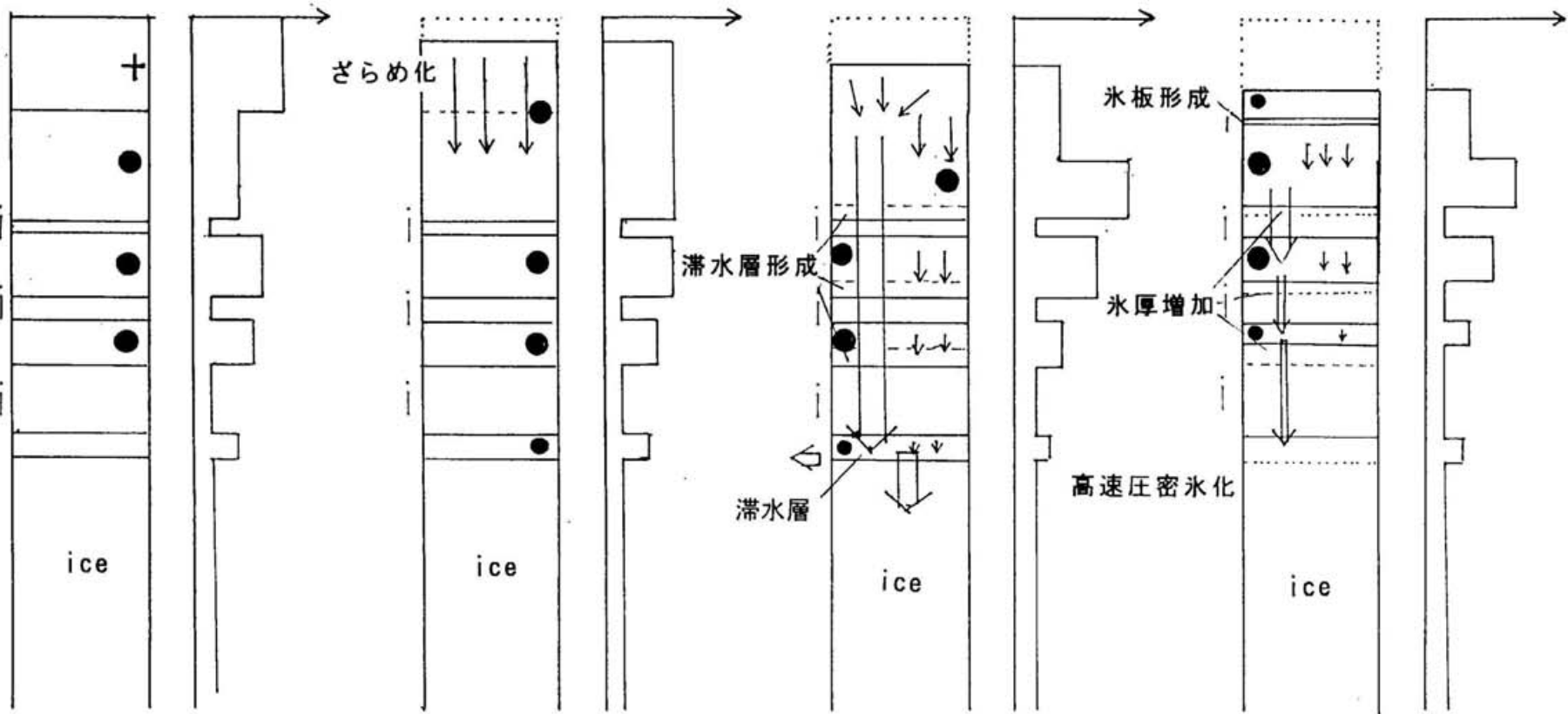
Stage - I
涵養期

Stage - II
融雪初期

Stage - III
融雪最盛期

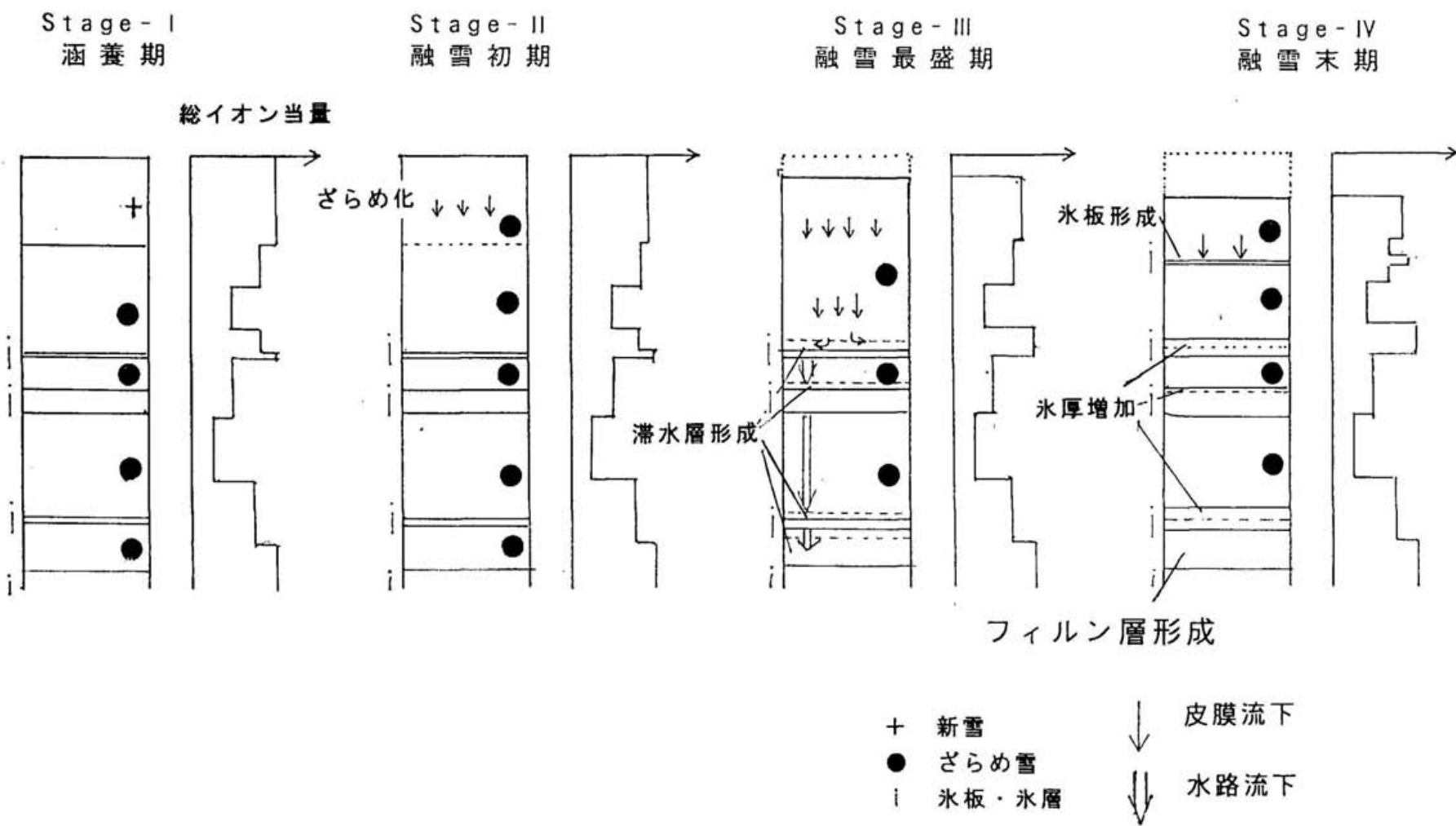
Stage - IV
融雪末期

総イオン当量

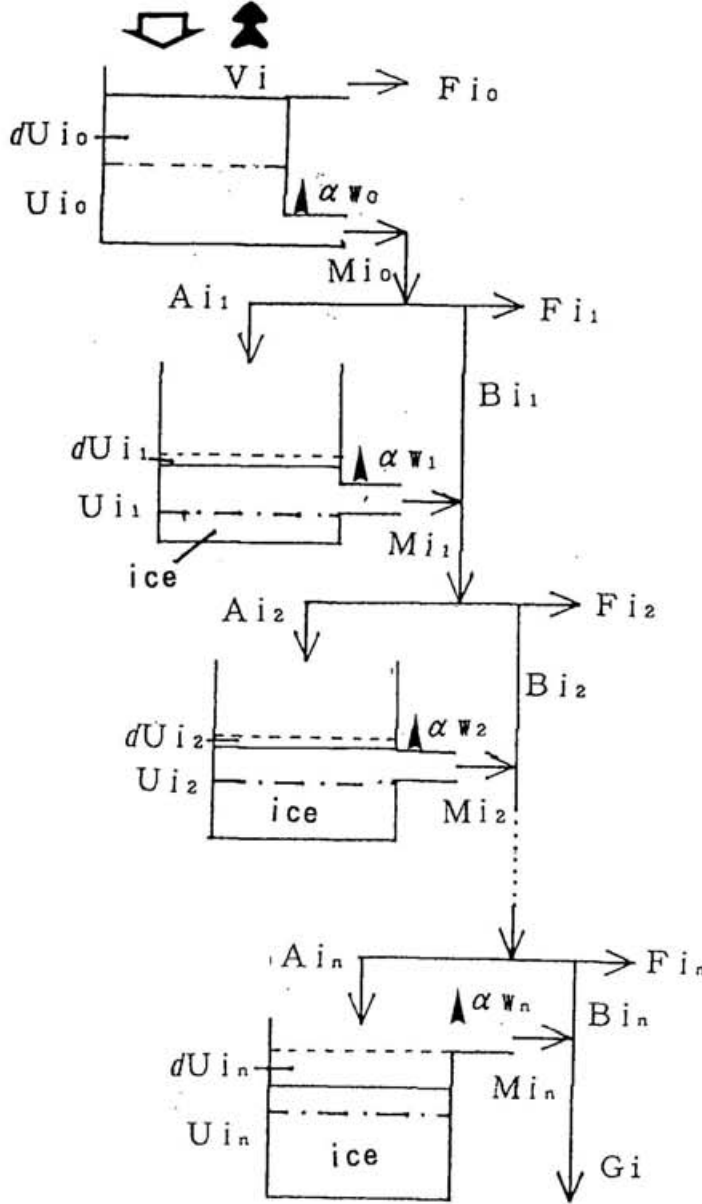


- + 新雪
- ざらめ雪
- i 氷板・氷層
- ⇓ 水路流下
- ⇓ 皮膜流下
- ⇓ クラック、クレパス等からの鉛直方向への流出
- ← 止水面上での方向の流出

第43図：複層物質定着—氷化モデル
(オスゴルド氷河の堆積環境モデル)



第44図：融解が若干生じる氷河の複層物質定着—氷化モデル
(北東島氷河の堆積環境モデル)



$$P_i = U_{i_0} + M_{i_0} + F_{i_0} + V_i$$

$$dU_{i_0} = P_i - (U_{i_0} + F_{i_0} + V_i)$$

$$= d \sum_{k=1}^n U_{i_k} + G_i = \sum_{k=1}^n (A_{i_k} - M_{i_k}) + G_i$$

$$dU_{i_1} = A_{i_1} - M_{i_1}$$

$$\alpha w(\text{mean}) = \sum_{k=1}^{n-1} A w_k / (n-1) \cdot (\text{year})$$

$$(\text{ただし } 0 \leq k \leq n-1)$$

$$dU_{i_2} = A_{i_2} - M_{i_2}$$

$$dU_{i_n} = A_{i_n} - M_{i_n}$$

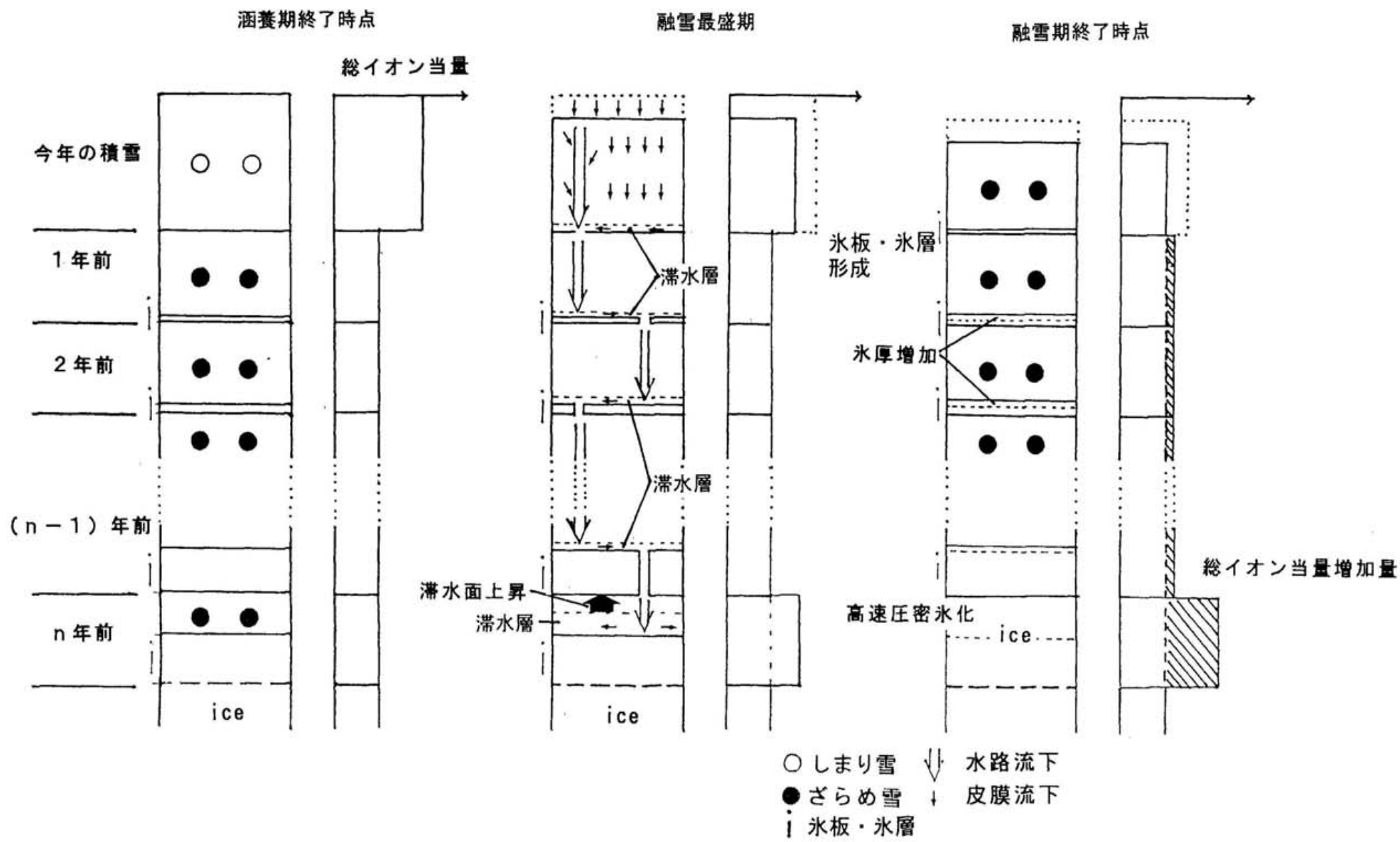
$$B_{i_n} = \sum_{k=0}^{n-1} M_{i_k} - \sum_{k=1}^n (F_{i_k} + A_{i_k})$$

$$G_i = B_{i_n} + M_{i_n} = \sum_{k=0}^n M_{i_k} - \sum_{k=1}^n (F_{i_k} + A_{i_k})$$

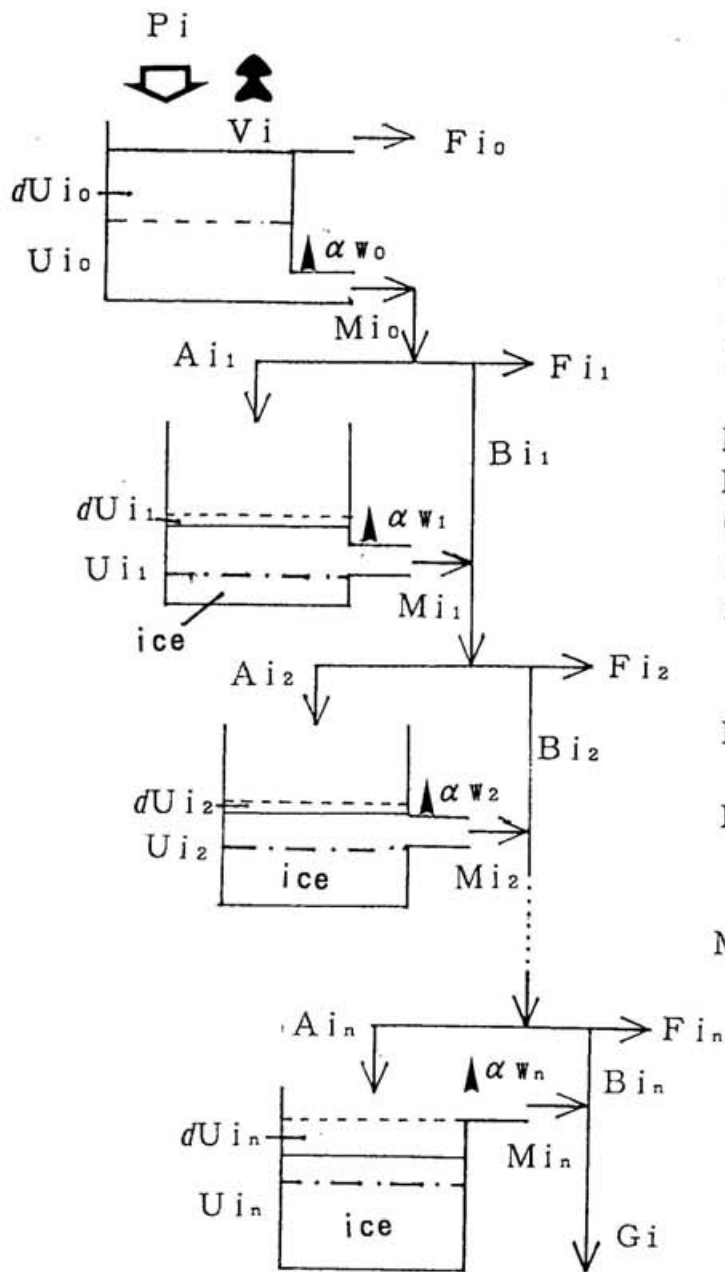
$$\alpha w_n = (A w_n - M w_n) / (\text{year})$$

- P_i (μ eq.): 降水中に含まれる総イオン当量
- V_i (μ eq.): 揮発による消失および生物による消費量
- U_i (μ eq.): タンク内の総イオン当量
- dU_i (μ eq.): タンク内イオン当量変化量
- F_i (μ eq.): 表面流出または中間（水平方向）流出量
- A_i (μ eq.): タンク内へ流入するイオン当量
- A_w (m water eq.): タンク内へ流入する水当量
- B_i (μ eq.): 水路流下によってタンク内を通過するイオン当量
- M_i (μ eq.): タンク外へ流出するイオン当量
- M_w (m water eq.): タンク外へ流出する水当量
- G_i (μ eq.): クラック、クレバス等へ鉛直流出するイオン当量
- αw (m water eq./year): 氷厚増加速度
- n : n 年前の積雪層（タンク内の積雪が完全に氷化する層）

第45図：融解再凍結が生じる氷河の雪氷層中に含まれる総イオン当量収支モデル



第46図：仮想氷河の複層物質定着—氷化モデル



$$P_i(\mu \text{ eq.}) = \text{const.}$$

$$V_i(\mu \text{ eq.}) = 0$$

$U_{i_k}(\mu \text{ eq.})$: K年前の積雪中に含まれる
総イオン当量

$$dU_{i_0}(\mu \text{ eq.}) = M_{i_0}$$

$$F_{i_k}(\mu \text{ eq.}) = 0$$

$A_{i_k}(\mu \text{ eq.})$: タンク内へ流入するイオン当量

$A_{w_k}(\text{m water eq.})$: タンク内へ流入する水当量

$B_{i_k}(\mu \text{ eq.})$: 水路流下によってタンク内を通過するイオン当量

$$M_{i_k}(\mu \text{ eq.}) \approx 0 \quad (\text{ただし } 0 \neq k)$$

$M_{w_k}(\text{m water eq.})$: タンク外へ流出する水当量

$$G_i(\mu \text{ eq.}) = 0$$

$\alpha w_k(\text{m water eq./year})$: 氷厚増加速度

n : n年前の積雪層

(タンク内の積雪が完全に氷化する層)

$$B_{i_n} = \sum_{k=0}^{n-1} M_{i_k} - \sum_{k=1}^n (F_{i_k} + A_{i_k}) \quad (1)$$

$$B_{i_n} = G_i - M_{i_n} = 0 \quad (2)$$

(1)、(2)より

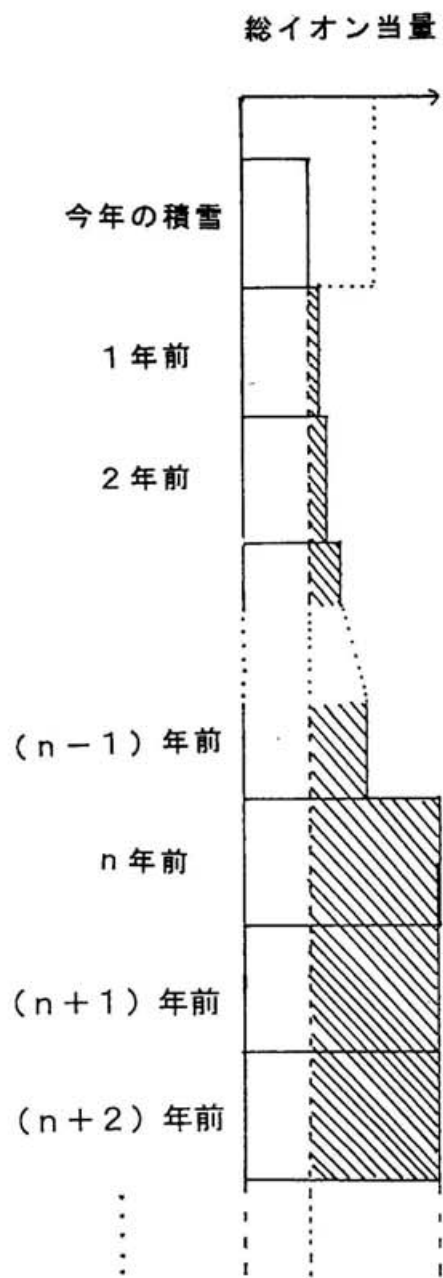
$$M_{i_0} = \sum_{k=1}^n A_{i_k}$$

$$\alpha w(\text{mean}) = \sum_{k=1}^{n-1} A_{w_k} / (n-1) \cdot (\text{1year})$$

(ただし $0 \leq k \leq n-1$)

$$\alpha w_n = (A_{w_n} - M_{w_n}) / (\text{1year})$$

第47図：仮想氷河の雪氷層中に含まれる総イオン当量収支モデル



第48図：仮想氷河の総イオン当量鉛直プロファイル