

第14回極域気水圏シンポジウム

# プログラム・講演要旨

国立極地研究所図書室



000055962

1991年7月

国立極地研究所

557.5(\*7)

KY

# 第14回極域気水圏シンポジウム プログラム

日時 平成3年  
7月 9日(火) 09:30~1700  
7月10日(水) 09:15~1730

会場 国立極地研究所 講堂(6階)

主催 国立極地研究所

第14回極域気象シンポジウム

日程表

7月9日(火)	7月10日(水)
開会の挨拶 星合孝男(極地研所長)	
I. 衛星画像(2) 0940-1010 座長:高橋修平(北見工大)	VI. 大気微量成分・エアロゾル(7) 0915-1100 座長:田中正之(東北大理)
II. オゾン(4) 1010-1110 座長:柴崎和夫(国学院大)	VII. 気象・雪氷観測(7) 1100-1230 座長:児玉裕二(北大低温研)
III. 海洋・海氷(5) 1110-1240 座長:佐藤清富(気象庁)	----- 昼食 1230-1330 -----
----- 昼食 1240-1345 -----	VIII. 結晶(2) 1330-1400 座長:権田武彦(東京理大)
IV. ポスター発表A(16) 1345-1515 1. 大気微量成分・エアロゾル(3) 2. オゾン(2) 3. 海洋・海氷(9) 4. 気象・雪氷観測(2)	IX. 堆積環境・氷床変動(4) 1400-1500 座長:神山孝吉(京大理)
----- 休憩 1515-1530 -----	----- 休憩 1500-1515 -----
V. ポスター発表B(17) 1530-1700 5. 衛星画像・レーダー観測(6) 6. 堆積環境・氷床変動(4) 7. コア解析(4) 8. 成層圏・気候(3)	X. コア解析(4) 1515-1615 座長:成田英器(北大低温研)
	XI. 成層圏・気候(5) 1615-1730 座長:塩谷雅人(京大理)
懇親会 1730-1915 研究棟2階 講義室	閉会の挨拶 川口貞男(極地研)
	各セッション( )内の数字は講演数

口頭発表の講演時間は15分(発表12分、討論3分)です。

第14回極域気水圏シンポジウム プログラム

7月9日(火) [0930-1730]

開会の挨拶 国立極地研究所長 星合孝男

午前(0940-1240)口頭発表

I. 衛星画像(2)

[0940-1010]

座長 高橋修平 (北見工大)

1. NOAA-TIR年平均画像に見るチャンネル間の違い

菊地時夫(高知大・理)

山内 恭(極地研)

瀬古勝基(名大・水圏研)

2. NOAA AVHRRによる南極大陸内陸の雲分布 1987年

山内 恭(極地研)

村田昭彦(札幌管区気象台)

II. オゾン(4)

[1010-1110]

座長 柴崎和夫 (国学院大)

3. 北半球中緯度から南極までの夏季オゾン鉛直分布について

-1987年から1990年の船上オゾン観測結果より-

松原廣司(気象庁)

土井元久(〃)

上窪哲朗(〃)

岡田憲治(〃)

首藤康雄(〃)

福山佳之(〃)

加藤美雄(〃)

宮本仁美(〃)

塚村浩二(〃)

上林正幸(〃)

森本正夫(〃)

柴田誠司(〃)

阿部豊雄(〃)

稲吉 浩(〃)

青野正道(〃)

川口貞男(極地研)

4. 南極昭和基地におけるオゾンゾンデ通年観測結果

森本正夫 (気象庁)  
柴田誠司 ( 〃 )

5. 南極昭和基地におけるオゾン垂直分布と成層圏気温の関係

忠鉢 繁 (気象研)

6. 南極の冬季の大気状態とオゾンホール

近藤幸治 (高層気象台)  
岩坂泰信 (名大・STE研)  
川平浩二 (富山高専)

Ⅲ. 海洋・海水 (5)

[1110-1240]

座長 佐藤清富 (気象庁)

7. 第31次ACR大気-海氷-海洋相互作用の研究概報

滝沢隆俊 (北大・低温研)  
中川清隆 (上越教育大)  
牛尾収輝 (極地研)

8. 船上ビデオ撮影による海氷観測

下田春人 (船舶技研)  
村本健一郎 (金沢大・工)  
遠藤辰雄 (北大・低温研)  
小野延雄 (極地研)

9. 海水密度度の画像処理解析

村本健一郎 (金沢大・工)  
松浦弘毅 ( 〃 )  
遠藤辰雄 (北大・低温研)  
下田春人 (船舶技研)  
小野延雄 (極地研)  
椎名 徹 (富山高専)

10. 南極域の巨大海洋渦と海水分布特性

若土正曉 (北大・低温研)

11. 南極海の海洋循環にかかわる南半球の海洋循環の特徴

福岡二郎 (新日本気象海洋株)  
三宅秀男 (北大・水)  
小野延雄 (極地研)

午後(1345-1730) 展示(ポスター)発表

IV. ポスター発表A (16) [1345-1515]

① 大気微量成分・エアロゾル (3)

12. しらせ航路上での軽炭化水素の分布測定(第31次隊の結果)

酒巻史郎(国立環境研)

清水 明( // )

13. 昭和基地における大気中のメタン濃度

青木周司(極地研)

川口貞男( // )

村山昌平(東北大・理)

清水 明(国立環境研)

14. 南極大気中での有機物の酸化過程:計画

松永健司(名大・STE研)

岩坂泰信( // )

近藤 豊( // )

林 政彦( // )

小池 真( // )

大和政彦(群馬大・教養)

② オゾン (2)

15. 昭和基地における成層圏二酸化窒素・オゾンの分光測定(1990年の結果)

近藤 豊(名大・STE研)

W.A. Matthews (DSIR, New Zealand)

清水 明(国立環境研)

岩坂泰信(名大・STE研)

林 政彦( // )

小池 真( // )

増田哲朗( // )

山内 恭(極地研)

青木周司( // )

16. ニンバス7号TOMSによるオゾン全量マップのアニメーション

忠鉢 繁(気象研)

③ 海洋・海水 (9)

17. NOAA/AVHRRデータによるリュツォ・ホルム湾及びその周辺の地表面アルベド分布の推定

中川清隆 (上越教育大)

18. リュツォ・ホルム湾定着氷下の海況変動

滝沢隆俊 (北大・低温研)

牛尾収輝 (極地研)

19. AXBTによる沿岸ポリニアの鉛直温度プロファイルの測定

牛尾収輝 (極地研)

滝沢隆俊 (北大・低温研)

20. 南極海水域の表面気温傾度の観測

遠藤辰雄 (北大・低温研)

下田春人 (船舶技研)

21. 南半球の循環場の年々変動と海水の変動

櫻本浩之 (北見工大)

田 少奮 (筑波大)

山内 恭 (極地研)

22. スバルバル諸島近海の海水・海洋の年々変動

小野延雄 (極地研)

23. グリーンランド周辺における海水の経年変動

松村寛一郎 (北大・低温研)

遠藤辰雄 ( " )

24. 模擬海水の誘電率測定

高島逸男 (船舶技研)

山越寿夫 ( " )

前田利雄 ( " )

櫻井昭男 ( " )

25. 海水の電波反射率による多層構造解析 — 計算のアルゴリズム —

山越寿夫 (船舶技研)

高島逸男 ( " )

前田利雄 ( " )

櫻井昭男 ( " )

④ 気象・雪氷観測 (2)

26. 航空機観測による南極氷床表面や海水のマイクロ波特性

山内 恭 (極地研)  
和田 誠 ( // )

27. 降雪雪片の落下運動

村本健一郎 (金沢大・工)  
松浦弘毅 ( // )  
小西啓之 (大阪教育大)  
遠藤辰雄 (北大・低温研)  
椎名 徹 (富山高専)  
北野孝一 (インテックシステム研)

===== 休憩 1515-1530 =====

V. ポスター発表B (17) (1530-1730)

⑤ 衛星画像・レーダー観測 (6)

28. 衛星画像を用いた南極氷床の表面状態の分類

-NOAA AVHRR画像とDMSPによるマイクロ波画像を利用して-

古川晶雄 (名大・水圏研)  
瀬古勝基 ( // )  
渡辺興亜 (極地研)  
和田 誠 ( // )

29. レーウインゾンデによる大陸上の水蒸気変動観測と衛星データの対応

瀬古勝基 (名大・水圏研)  
上窪哲郎 (気象庁)  
松原廣司 ( // )  
和田 誠 (極地研)  
青木周司 ( // )  
渡辺興亜 ( // )

30. NOAA AVHRRデータと無人観測気象ステーションデータによる  
カタバ風気候学

瀬古勝基 (名大・水圏研)  
菊地時夫 (高知大・理)  
高橋修平 (北見工大)  
山内 恭 (極地研)  
遠藤辰雄 (北大・低温研)



31. 地上から見た雲と衛星から見た雲 (II)

和田 誠 (極地研)  
瀬古勝基 (名大・水圏研)  
山内 恭 (極地研)

32. 気象レーダーと視程計から求めた昭和基地の降雪量と地吹雪量

小西啓之 (大阪教育大)  
松本 啓 ( // )  
遠藤辰雄 (北大・低温研)

33. 気象レーダーエコーを用いた降水強度の推定 (1)

星山満雄 (北大・応電研)  
西辻 昭 (室蘭工大)  
川口貞男 (極地研)  
藤井理行 ( // )  
和田 誠 ( // )

⑥ 堆積環境・氷床変動 (4)

34. 南極氷床の異なった堆積環境における積雪の酸素同位体プロファイル II

上田 豊 (名大・水圏研)  
神山孝吉 (京大・理・地球物理研)

35. 大気中のOHラジカルの挙動を反映した積雪層中の化学組成

神山孝吉 (京大・地物研)  
渡辺興亜 (極地研)  
中山英一郎 (京大・理)  
金森暢子 (名大・水圏研) )  
金森 悟 ( // )

36. ファブリックからみた氷床の安定・不安定

東 信彦 (長岡技術大)

37. アイスドーム模型の試作と強度実験

半貫敏夫 (日大・理工)  
二見賢仁 ( // )  
津久井啓太 ( // )  
石沢賢二 (極地研)

⑦ コア解析 (4)

38. 交流電気伝導度測定法による氷床コアの不純物解析

末岡 繁 (北大・工)  
本堂武夫 ( // )  
東 信彦 (長岡技術大)  
前 晋爾 (北大・工)

39. 氷床コア中のヘリウム同位体比に関する研究

佐野有司 (広島大・理)  
遠嶋康徳 (東大・理)  
脇田 宏 ( // )  
巻出義紘 (東大・アイソトープ総合センター)  
富永 健 (東大・理)  
藤井理行 (極地研)

40. グリーンランドアイスコア中の有機物組成

河村公隆 (東京都立大・理)  
横山和久 ( // )  
鈴木郁子 ( // )  
藤井理行 (極地研)  
渡辺興亜 ( // )

41. グリーンランドSite-J コア中のMSAおよび主要成分濃度について

鈴木啓助 (東京都立大・理)  
五十嵐誠 ( // )  
藤井理行 (極地研)  
渡辺興亜 ( // )  
神山孝吉 (京大・理・地球物理研)

⑧ 成層圏・気候 (3)

42. 南半球成層圏下部と上部における気温変化傾向の逆転

川平浩二 (富山高専)  
廣岡俊彦 (気象大学校)

43. 南極大気中の水蒸気収支

山崎孝治 (気象研)

44. 大気-積雪系の多重散乱モデル

青木輝夫 (気象研)

\*\*\*\*\* 懇親会 1730-1915 (研究棟2階 講義室) \*\*\*\*\*

7月10日(水) [0915-1730]

午前(0915-1230) 口頭発表

VI. 大気微量成分・エアロゾル (7) [0915-1100]

座長 田中正之(東北大・理)

45. 南極昭和基地における一酸化炭素の観測

清水 明(国立環境研)

秋元 肇( // )

井上 元( // )

46. 「しらせ」船上における表面海水及び大気中のメタン濃度の測定

中澤高清(東北大・理)

橘田 元( // )

村山昌平( // )

田中正之( // )

青木周司(極地研)

山内 恭( // )

川口貞男( // )

清水 明(国立環境研)

林 政彦(名大・STE研)

47. 日本上空における二酸化炭素の同位体比 $\delta^{13}\text{C}$ の変動

森本真司(東北大・理)

中澤高清( // )

田中正之( // )

青木周司(極地研)

48. 南大洋大気中のDMS濃度

古賀聖治(名大・水圏研)

林 政彦(名大・STE研)

49. 極域二酸化炭素の高精度測定用分光器の開発

伊藤 洋(名大・STE研)

小池 真( // )

近藤 豊( // )

50. 南極成層圏の冬季のエアロゾル数密度

岩坂泰信(名大・STE研)

青木周司(極地研)

松原廣司(気象庁)

51. 南極大気エアロゾルの化学

金森 悟 (名大・水圏研)  
金森暢子 ( // )  
西川雅高 (国立環境研)  
渡辺興亜 (極地研)  
青木周司 ( // )

VII. 気象・雪氷観測 (7)

[1100-1230]

座長 児玉裕二 (北大・低温研)

52. 南極域成層圏を周回したポーラー・バトロール・バルーン (1990年12月-1991年1月の実験) : 気象庁客観解析データに基づく空気粒子軌跡との比較 (速報)

神沢 博 (極地研)  
藤井良一 ( // )  
山崎孝治 (気象研)  
山中大学 (京大・超高層)

53. 南極昭和基地の1990年7月のブリザード

上林正幸 (気象庁)  
岩崎 明 ( // )  
塚村浩二 ( // )

54. Progress in Antarctic meteorological exploration and research of China

Lu Longhua (China)  
Bian Lingen ( // )  
Jia Pengqun ( // )  
Zhang Yongping ( // )

55. マイクロ波リモートセンシングによる積雪観測

小池俊雄 (長岡技術大)  
州浜智幸 (株バスコ)  
小池正子 (長岡技術大)  
山内 恭 (極地研)

56. マイクロ波領域における南極氷床氷と人工氷の誘電率測定

藤田秀二 (北大・工)  
白石 学 ( // )  
前 晋爾 ( // )

57. アイスレーダによる氷床内部層計測の問題点

浦塚清峰 (通総研)  
前 晋爾 (北大・工)  
中尾正義 (長岡雪氷防災研)  
西尾文彦 (北海道教育大)

58. 雪氷の生態学

幸島司郎 (東工大・理)

---

昼食 1230-1330

---

午後 (1330-1730) 口頭発表

VII. 結晶 (2)

[1330-1400]

座長 権田武彦 (東京理大)

59. 昭和基地で観測した雪結晶の特徴 — 付着雲粒に着目した解析 —

小西啓之 (大阪教育大)  
清水晶子 ( " )  
山下 晃 ( " )

60. -40~-55℃における単結晶凍結微水滴の成長

高橋忠司 (埼玉大・教)  
中島文江 ( " )

IX. 堆積環境・氷床変動 (4)

[1400-1500]

座長 神山孝吉 (京大・地物研)

61. Y100の氷は上流に流れ上っているのか? —バターンソン博士の質問に答えて—

中尾正義 (長岡雪氷防災研)

62. 温暖氷河源流域におけるフィルムの圧密氷化過程に関する実験的研究

河島克久 (鉄道総合技研)  
山田知充 (北大・低温研)  
若濱五郎 (北大名誉教授)

63. 「貯水槽」をもつ氷河の不安定性

小沢 久 (北大・低温研)  
若濱五郎 (北大名誉教授)

64. 南極みずほ高原積雪の微量成分

金森暢子 (名大・水圏研)  
金森 悟 ( // )  
渡辺興亜 (極地研)  
西川雅高 (国立環境研)

===== 休憩 1500-1515 =====

X. コア解析 (4)

[1515-1615]

座長 成田英器 (北大・低温研)

65. スピッツベルゲン氷コア中のPb-210の鉛直分布

鈴木利孝 (山形大・理)  
藤井理行 (極地研)

66. グリーンランドsite-Jコアを用いた過去における北半球メタン濃度変動の推定

町田敏暢 (東北大・理)  
中澤高清 ( // )  
田中正之 ( // )  
藤井理行 (極地研)  
青木周司 ( // )  
渡辺興亜 ( // )

67. グリーンランド・Dye3地域における過去200年間の降水中の化学成分

東 久美子 (長岡雪氷防災研)  
Chester C. Langway  
(State Univ. of New York)

68. 極地氷床掘削水中の微粒子の地域的比較研究

東 晃 (国際基督教大)  
笹気健治 ( // )  
矢野 創 ( // )  
小原真実 ( // )

XI. 成層圏・気候 (5)

[1615-1730]

座長 塩谷雅人 (京大・理)

69. Solar Proton Eventsの大気化学的効果

小玉正弘 (理化研)  
河野 毅 ( // )  
神沢 博 (極地研)

70. Flow fields induced by temporal variation of geostrophic vorticity  
in the lower atmospheric layer, Antarctica.

Hyo Choi (韓国・江陵大)

Joobaek Leem ( " )

71. 最終氷期の気候変動における大陸氷床の役割 (I)

—氷期から間氷期にかけてのCO<sub>2</sub>問題—

加藤喜久雄 (名大・水圏研)

72. ウェッデル・ポリニヤによる氷床の気候特性

西尾文彦 (北海道教育大 釧路)

渡辺興亜 (極地研)

Peter Jacobs (Dortmund Univ.)

73. みずほ基地におけるカタバ風の季節内変動と南半球の大気大循環

安成哲三 (筑波大・地球科学)

児玉総司 ( " )

閉会の挨拶

川口貞男 (極地研)

シンポジウム プロシーディングスの発行について

例年と同様に当シンポジウムのプロシーディングスを発行しますので、下記により論文の投稿をお願い致します。

1. 投稿締切日： 平成3年10月31日（木）
2. 投稿要領：論文は刷りあがり10ページ以内とします。この場合、原稿はタイプ用紙ダブルスペースで15枚以内となり、図・表が増えた分、原稿は少なくしてください。図は2枚で1ページ以内です。表は縮小できませんので原寸大で作成してください。プロシーディングスの性格上、発表論文は短くても結構ですから投稿してください。投稿されない場合でも、英文アブストラクトは必ず提出してください。
3. その他：シンポジウムプログラムをプロシーディングスに掲載しますので、題名、著者名を変更された方は英文題目とローマ字表記著者名を気水圏プロシーディングス編集幹事までお知らせください。
4. 投稿先： 〒173 東京都板橋区加賀1-9-10  
国立極地研究所 気水圏プロシーディングス編集幹事

TEL. (03) 3962-4711 (ext. 502)

牛尾 収輝



# 第14回極域気水圏シンポジウム

## 講演要旨

## NOAA-TIR年平均画像に見るチャンネル間の違い

菊地時夫（高知大・理）山内 恭（極地研）瀬古勝基（名大水圏研）

南極昭和基地で受信されたNOAA気象衛星の改良型高分解能放射計（AVHRR）は熱赤外（TIR）領域に2つのチャンネルを持っている。測定波長はチャンネル4が $10.30\sim 11.30\mu\text{m}$ であるのに対し、チャンネル5が $11.50\sim 12.50\mu\text{m}$ であり、どちらも大気窓領域にあるが、チャンネル5の方がわずかに大気（おもに $\text{H}_2\text{O}$ ）による吸収が大きい。

このため、2つのチャンネルの違いを用いて雲量を計算する試みなどがなされている。

筆者らは、1989年当シンポジウムにおいて、熱赤外画像を用いて年平均気温を推定する試みを発表した。今回はこのふたつのチャンネルの違いが年平均にどのように現れるかについて前回の1987年のチャンネル5（ $T_5$ ）のデータに加えて同年のチャンネル4（ $T_4$ ）のデータを使用して比較検討してみた。

主な結果を記すと、次のようになる。

1. 個々の画像においては、Yamanouchi et al. (1987)に指摘されているような、雲による輝

度温度の違いが見られる。このため、特に海洋・沿岸域で雲を縁どる形で、 $T_4 > T_5$ となる領域が現れる。

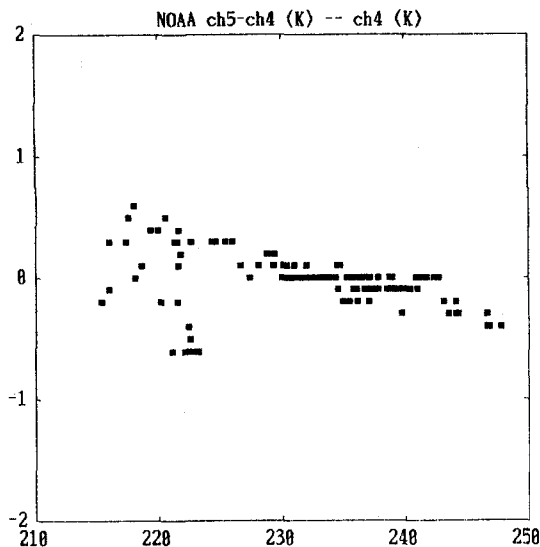
2. また、内陸域では、（表面の）輝度温度の低下とともに $T_5 > T_4$ となる。

3. 年平均を計算すると、 $T_5$ と $T_4$ は約 $\pm 1\text{K}$ の範囲で一致する。但し、低温で $T_5 > T_4$ 、高温で $T_4 > T_5$ となる傾向がある。

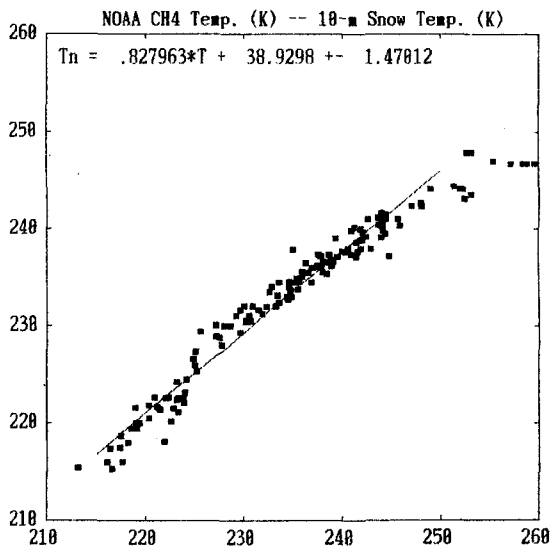
4. 画像ではYamanouchi et al. (1987)に指摘されているような、見込み角の大きいところ（画像の周辺部）で $T_4 > T_5$ となる傾向も観察される。

5.  $10\text{m}$ 雪温 $T_s$ と比較すると、 $T_s < 250\text{K}$ の高原部について、 $T_4$ 、 $T_5$ の双方とも $\pm 1.5\text{K}$ 程度の誤差で回帰式を得ることができる。しかし、 $T_4$ と $T_5$ を用いた二重回帰を行っても誤差の改善は得られない。

以上より、気候研究に衛星データを役立てるには、内陸の観測点との比較を密にしておくことが重要と思われる



チャンネル5とチャンネル4の輝度温度差（ $T_5 - T_4$ ）と $T_4$ の関係



$10\text{m}$ 雪温（x軸）とチャンネル4輝度温度（y軸）との関係

## NOAA AVHRR による南極大陸 内陸の雲分布 1987年

山内 恭 (国立極地研究所)、村田昭彦 (東北大理; 現、札幌管区気象台)

### 1. はじめに

NOAA衛星AVHRRデータを用い、極域の雲分布の解析を続けている。極域の雲は、気候システムの中の主要な過程の1つであるが、そのふるまいはデータの少なさ、解析の難しさから未解明である。極域雪氷面上の雲の検知方法は各種試みられているが、今回は $11\mu\text{m}$ と $12\mu\text{m}$ (チャンネル4と5)の輝度温度差を使う方法(Yamanouchi, et al., 1987)を基に、現実的状况を加味したアルゴリズムとした。この手法を適用し、1987年1月から1988年1月までの1年以上にわたる、昭和基地で受信したほぼ毎日1軌道のデータから、南極大陸内陸域の雲分布を導出した。その他、雲量分布の時空間分布変動特性、気象要素との対比等も行われている。

### 2. AVHRRによる雲導出

赤外チャンネル4と5の輝度温度差 $T_4 - T_5$ を利用して雲を検知する。解析領域は $512 \times 512$ 画素からなるが、 $8 \times 8 = 64$ 画素を平均した(約35km四方)スポットについて、周囲の $9 \times 9 = 81$ スポットと比較して雲判断を行った(図1)。

アルゴリズム: 温度依存性、見込角依存性についての補正を加えた後、負のしきい値 $T_n$ 、正のしきい値 $T_p$ とした時、①  $T_p \leq T_4 - T_5$ 、あるいは $T_4 - T_5 < T_n$ の場合すべて雲(薄い)、②  $T_n \leq T_4 - T_5 < T_p$ の場合、 $T_4 - T_5$ に対するヒストグラムを作り、いくつかに分かれた場合、各クラスター内で $T_4 - T_5$ と $T_4 - T_5$ の相関を調べ、雲(厚い)か晴天域かを判定する。

上記しきい値を決め、雲量の評価を行うべく、衛星通過時の全天カメラによる雲写真を使った。図2が両者の対比を示している。

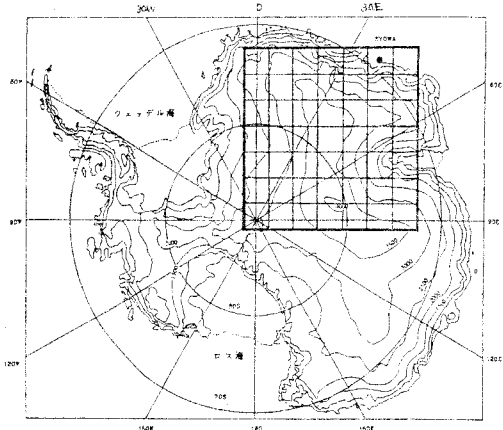


図1. 南極大陸上の解析領域(データ領域は一回り大きく、 $512 \times 512$ の画素からなる)、 $7 \times 7$ に区切られた小領域は $64 \times 64$ 画素(約4kmおきのサンプリング)からなる。左上より右方向に1~7、8~と番号をつける。

### 3. 雲量分布

図1の領域について、年間の平均雲量を求めたものが図3である。図の右および上部の沿岸部が雲量多く、内陸部ほど少ないという概略の傾向はこれまでの知見と矛盾しない。しかし、図の左側、内陸ではありながら、3000mコンターの西側では、雲量が0.3以上と、この図の中では大きめである。ウェッデル海から極点を通りロス海に向ける一帯には雲が侵入し易い事を示している。雲量極小域も標高最高地点より東寄りに片寄っている。

雲量の内訳は、先のアルゴリズムによれば

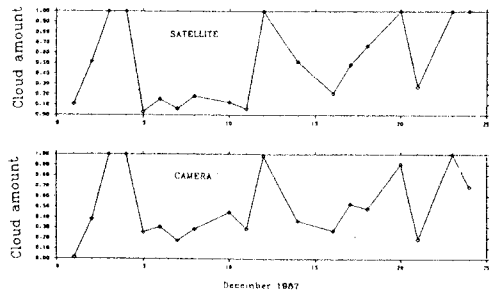


図2. AVHRRによる雲量と全天写真から求めた雲量の比較、1987年、12月の時系列。

「薄い雲」が大部分で、「厚い雲」は雲の内  
の1/3以下であった。

雲量の季節変化は、月平均値の推移で見て、  
内陸部では大よそ11～1月および7～9月の  
夏と冬の2回極大値が見られた。沿岸では、  
あまり変化の大きくない、通年大きい値が支  
配的である。

#### 4. 放射効果

雲の放射効果を類推する一助として、各小  
領域について、曇りの場合の $T_c$ 輝度温度の  
平均、晴天の場合の平均を比較した。図4に  
示した3地点は、小領域4、11、32、標高20  
00 m以下、2000～3500 m、3500 m以上からなる。  
領域4と11では、夏1、(2)、11、12  
月には晴天域輝度温度の方が高く、3～11月  
の冬期間は雲域の輝度温度の方が高い。領域  
11でその差が顕著。これは月平均値のため、  
必ずしも個々に冬の場合雲の温度が高いこと  
を示すわけではなく、また、雲域の輝度温度  
は薄い場合は必ずしも雲の温度でないが、総  
体的には、その傾向にある。

この結果は、夏は南極域でも通常温度減  
率に近く、雲の温度が地表温度より低いのに  
対し、冬は接地逆転が発達し、地表面より高

い温度の層に雲があることが多い事を表して  
いる。特に内陸の冬、その傾向が顕著である  
(Seko et al., 1991 参考)。

領域32の場合は、5～8月の4か月は再び  
逆転して雲域の方が低温か、変動が大きくな  
っており、一様な傾向は言えない。200 K以  
下ということで、異なった種類の雲を見てい  
るのか、あるいは雲検知に問題がある可能性  
もある。2月や、11月が領域4、11の冬と同  
じ条件になっているのも、温度領域との関係  
から興味深い。上記で一般的に得られた冬の  
結果は(小領域4、11等)長波長放射で負の  
放射強制力(radiative forcing)を示して  
おり( $T_c$ は単に狭域帯の放射強度だが、方  
向は同じ)、短波長の寄与の少ない時期で全  
波長でも同じ傾向である。極域は雲の放射効  
果という点からも特異な地域とすることがで  
きる(Aoki and Yamanouchi, 1991)。

#### (文献)

- Aoki, T. and Yamanouchi, T. (1991): Proc. NIPR  
Sym. Polar Meteor. Glaciol., 5, to be published.  
Seko, K., Wada, M. and Aoki, S. (1991): Proc.  
NIPR Sym. Polar Meteor. Glaciol., 4, 31-42.  
Yamanouchi, T., Suzuki, K. and Kawaguchi, S. (1987):  
J. Meteor. Soc, Jpn, 65, 949-962.

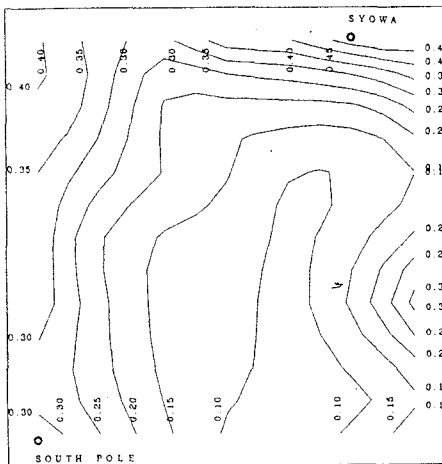


図3. 解析領域内(図1)の全雲量、1987年の平均値の  
分布。

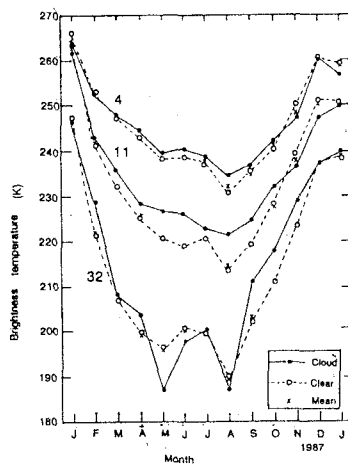


図4. 晴天域、雲域の輝度温度 $T_c$ 。(チャンネル4、11  
 $\mu\text{m}$ )の月平均値比較。小領域4、11、32について  
(図1の中央列上から1、2、5番目)。

北半球中緯度から南極までの夏季オゾン分布について  
— 1987年から1990年の船上オゾン観測結果より —

松原廣司、土井元久、上窪哲郎、岡田憲治、首藤康雄、福山佳之、加藤美雄、宮本仁美、塚村浩二、上林正幸、森本正夫、柴田誠司、阿部豊雄、稲吉浩、青野正道（気象庁）、川口貞男（極地研）

### 1. はじめに

大気オゾンは、成層圏の気候を支配するのみでなく、地球上に生息する生態系を有害紫外線から保護するとともに、対流圏における化学過程を支配する重要な微量成分として位置づけられている。

近年、南極上空のオゾン減少（いわゆるオゾンホール）が懸念されており、各国とも極域においてオゾン観測や関連微量気体成分の観測を強化している。

南極域の大気オゾンの挙動を明確にするためには、成層圏と対流圏の交換および輸送過程を明確にする必要がある。この目的に沿い南極地域観測隊では、ACR（南極における気候変動に関する総合研究計画）の一環として、「しらせ」船上におけるオゾン全量観測およびオゾンゾンデ観測を1987年より1990年の4年間（第29次隊から第32次隊）実施し、貴重な資料を得た。今回は、4年間の観測結果について概括的に報告する。

### 2. 観測の概要

観測にはオゾン全量観測はブリューワ分光光度計を、オゾンゾンデ観測は明星KC-79オゾンゾンデを使用した。ブリューワオゾン分光光度計は南極行きの前および帰国後に高層気象台の準器（ドブソンオゾン分光光度計 Beck-116）との比較を実施し精度維持に努めた。

観測は、オゾン全量観測については出航後毎日、オゾンゾンデについては、北緯20度付近（第29次は北緯10度付近）から毎日飛揚し、ほぼ緯度5度ごとに南緯60度付近までの資料を得ることができた。図1にオゾンゾンデの観測地点を示す。

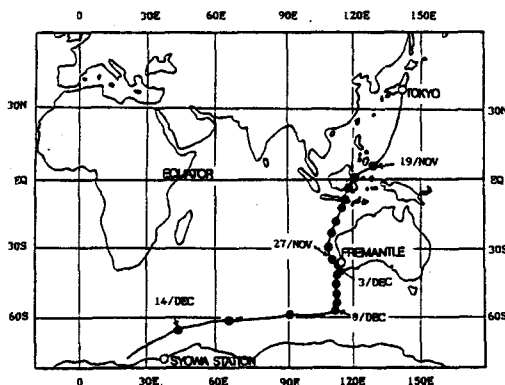


図1 オゾンゾンデ観測地点（1987年の例）

### 3. 結果の概要

4年間観測を継続することにより、夏季のオゾン分布の概要が明らかになった（図2）。

結果を概括的に報告すると、

①赤道付近にITCZ付近の強い対流活動に伴う低濃度のバンクがみられる。

②南緯30度付近にみられる対流圏界面ギャップを通じて成層圏から対流圏へのオゾン注入現象がみられその影響範囲は広範囲に及んでいる。

③南緯60度付近にも低濃度のバンクがみられる。

④海面に接した気層には、極低濃度の層がみられる。

この結果から、図3に示されるオゾン循環が考えられ、次のことが言える。

①この時期の対流圏オゾンの主要なsourceは、対流圏界面ギャップより注入されたオゾンである。

②南極域の対流圏オゾンは、南緯60度付近の対流圏上部から運ばれる。

なお、図4に全観測資料のオゾン分圧と気温の観測結果を緯度帯別（10度ごと）に示す。

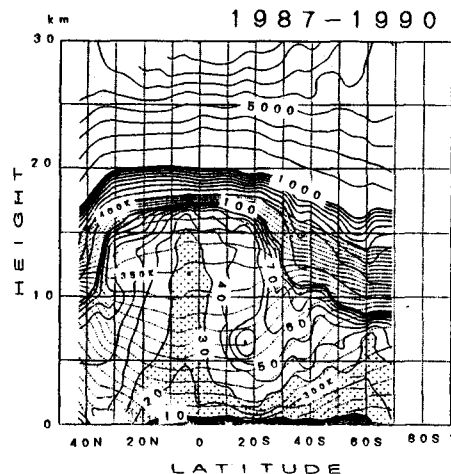


図2 オゾン混合比（ppbv、実線）と温位（K、点線）の緯度分布（4年平均）。影を施した部分は混合比30ppbv以下の領域を表す。

### 4. まとめ

本観測により、南半球のオゾンの挙動が明らかになった。今後は、成層圏でのオゾンの振舞いについて解析する予定である。

参考文献

川口貞男, 首藤康雄, 福山佳之, 加藤美雄, 宮本仁美, 村山昌平(1989): 第12回極域気水圏シンポジウムプロシーディングス、71-72.

Matsubara, K., Doi, M., Uekubo, T., Okada, K., Aoki, S. and Kawaguchi, S. (1991): Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 4, 1-11.

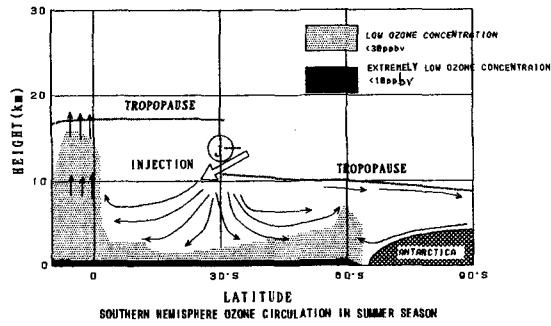


図3 船上オゾンゾンデ観測結果から考えられるオゾン輸送の概観

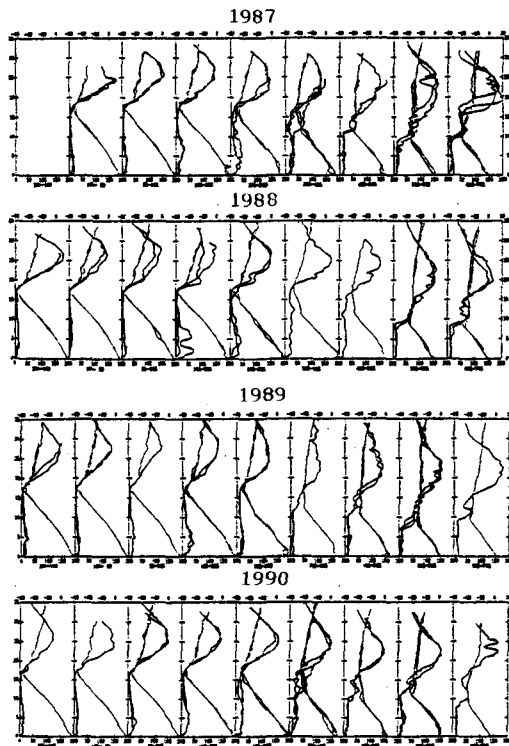


図4 4年間の船上オゾンゾンデ観測によって得られた緯度帯別オゾン分圧と気温の観測結果

## 南極昭和基地における オゾンゾンデ観測結果

森本正夫、柴田誠司（気象庁）

### 1. はじめに

1990年2月～1991年1月までの南極昭和基地で観測したオゾンゾンデ観測の結果を報告する。

### 2. オゾンゾンデ観測

南極昭和基地では定常気象観測としてオゾンの鉛直分布を観測するためオゾンゾンデ観測を実施している。第31次隊は通年におけるオゾンゾンデ観測を行うため、飛揚台数を年間48台と増加させた。観測は極夜の期間（5～7月）は月2回、オゾンホール現象が現われる8～11月は5日に1回、その他月4回を目標に行った。しかし、南極の厳しい天候により定期的に観測することは不可能だった。

### 3. 観測結果

図1にオゾンゾンデによるオゾン分圧鉛直分布を示す。横軸の黒丸は観測日を示している。概略を表わすために、観測間隔が短いところはならして等値線をひいている。

この図をみると、下部成層圏の30～70mb付近にみられる極大層が8月下旬から10月上旬にかけて無くなっていて極小層にさえなっ

ているという典型的なオゾンホール現象が現われている。さらにオゾンの破壊によるとみられるオゾン分圧の低下域は8月下旬の20mb付近から始まり次第に高度を下げて100mbまで到達し、分圧は通常の1/4以下となっている。10月下旬には30mbを中心として極大層が出現し、その後減少するが11月下旬には例年並の状態に戻っている。

図2にドブソン分光光度計によるオゾン全量値の日代表値と、レーウィンゾンデによる0時（UT）の30mb気圧面の気温を示す。オゾン全量の変化をみると、8月下旬から10月中旬まで減少し、オゾン極大層の消滅に対応している。10月中旬に成層圏で突然昇温が起こり気温が急上昇するとともにオゾン全量値も急増している。その後の気温と全量値の変動はよく対応している。またオゾン極大層の変動も気温の変動とよく対応している。

昭和基地上空ではオゾンホールは8月下旬から10月中旬までみられた。下旬の突然昇温により一度オゾン量が急増してからは変動が激しくなり、11月下旬にはついにみられなくなった。

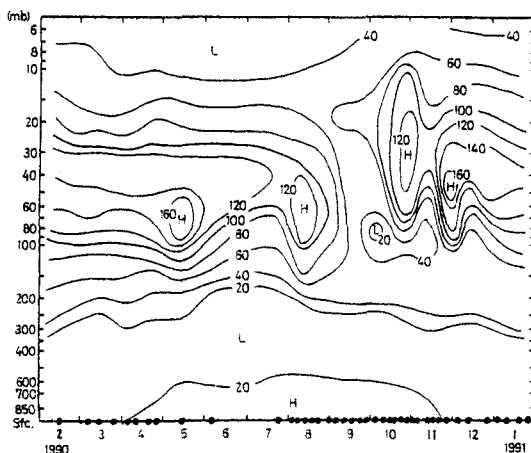


図1 オゾン分圧鉛直分布 単位(μmb)

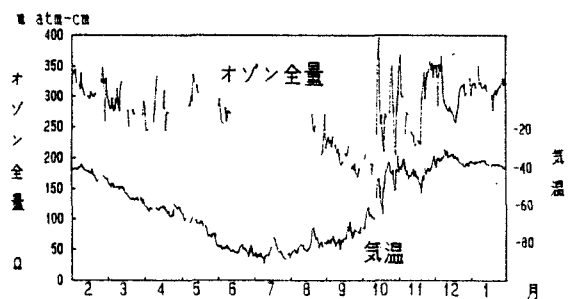


図2 オゾン全量と30mb気圧面の気温

## 南極昭和基地におけるオゾン垂直分布と成層圏気温の関係

忠録 繁 (気象研・物理)

## 1. はじめに

南極におけるオゾンの変動の研究の重要性は、南極オゾンホール出現により益々増大している。南極域におけるオゾン全量の変動の特徴の一つは成層圏気温との正の相関である。この成層圏気温とオゾン全量の正の相関は南極で9月から11月にかけて起こる成層圏突然昇温の時期に著しくよくなる。またこの正の相関は他の月にも存在することが示されている。日々のオゾン全量と日々の成層圏気温の相関については、昭和基地の日々の1000mb気温と日々のオゾン全量の解析により、9月から翌年3月までの月の旬毎に回帰直線が求められ、更にこれの回帰直線のうち、9月から11月にかけてはオゾンホールが現れる以前(1981~82年1月)とオゾンホールが現れるようになって以後(1982年2月~1988年12月)で異なっていることが示されている。さらに後期の回帰直線は前期の回帰直線に比べておなじ1000mb気温に対して小さなオゾン全量を示す傾向があることが示されている。ここまでは、オゾン全量の変動に対する議論であり、オゾンの変動が起こっている高度に対する情報がなく、オゾンの変動の原因に対する議論が出来なかった。今回は、昭和基地で実施されてきたオゾンゾンデ観測の観測結果を用いて行った、成層圏気温の変動に対するいろいろな気圧面のオゾン分圧の解析の結果を報告する。

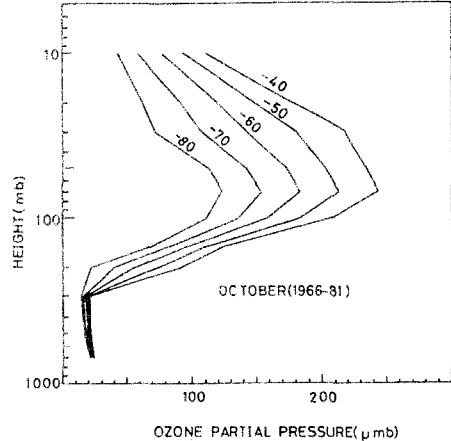
## 2. データ

昭和基地のオゾンゾンデ観測の結果は、カナダ環境局発行の"Ozone data for the world"及び気象庁発行の"Antarctic Meteorological Data"によった。統計期間は1986年~1988年である。この期間を1982年1月以前と1982年2月以降に分けて解析した。解析した高度は、700mb, 500mb, 300mb, 200mb, 150mb, 100mb, 70mb, 50mb, 30mb, 20mb, 10mbの11の気圧面である。これらのデータを用い各月毎、各高度毎に回帰直線を求めた。

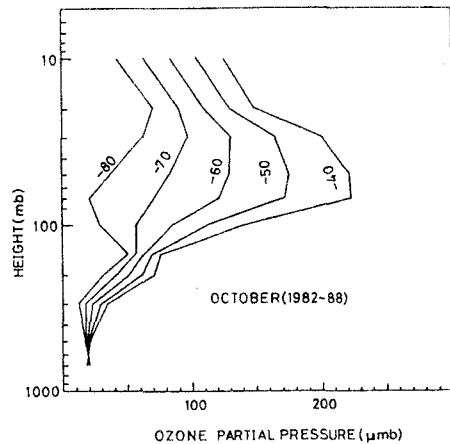
## 3. 結果

得られた結果の例として10月の1000mbの気温の変動に対応するオゾン濃度の高度分布を第1図(1986~81)及び第2図(1982~88)にしめす。1982年以前(第1図)に於いては、各々の1000mbの気温に対して各高度のオゾン分圧は正の相関を示しており、700mb付近に極大を持つことがわかる。これに対し $-80^{\circ}\text{C}$ の1000mb気温に対する1982年以降のオゾン分圧の高度分布は、125mbと20mb付近の二つの高度に極大を持つ。この二つの極大を持つオゾン分圧の垂直はオゾンホール内部でしばしば観測される特徴ある高度分布である。このような二つの極大を持つ分布は $-70^{\circ}\text{C}$ より高い気温では見られなくなることがわかる。同様の調査を9月から3月までの各月に対して行った。

この研究で得られた結果は、"南極オゾンホール"を数値モデルなどで再現するときの目標になり得る。



第1図 10月のいろいろな1000mb気温に対応するオゾン分圧の垂直分布(1986~81)(図中の数字は1000mb気温)



第2図 10月のいろいろな1000mb気温に対応するオゾン分圧の垂直分布(1982~88)(図中の数字は1000mb気温)



# 6

## 南極の冬季の大気状態とオゾンホール

Antarctic atmospheric condition in winter and Ozone-hole

近藤幸治 (高層気象台), 岩坂泰信 (名大STE研), 川平浩二 (富山高専)

### 1. 序

南半球, 特に昭和基地付近のオゾン変化と気温変化に関し, これまで気象学会等で述べたように, TOMSによるオゾン全量と昭和基地の気温の相互のタイムラグや時間的・空間的な関係について報告してきた。この時に残っていたテーマに,

冬の長さとおゾンホールのおおきさ  
冬の寒さとおゾンホールのおおきさ

について, 更に考える必要がある。このような『冬の状態の様子』が全球的な大気状態の変化とどんな対応を示しているかについても, まだ解析がなされていない。また, 極域のオゾン濃度に大きく関係すると思われる圏界面高度は, オゾンの季節変化や物質の輸送を考えるうえでのパラメータとして有効であり, これらについても述べる。

### 2. 冬の成層圏とオゾン変化

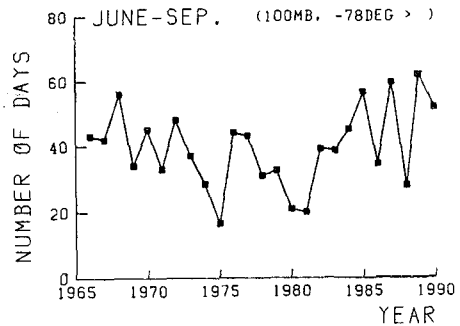
冬季の成層圏状態は, 春のオゾンホール形成に重要な影響を与える。その一つに成層圏気温があり, ある温度以下の低温状態になることにより, PSCsの発生をもたらす。第1図に一例として, 昭和基地での高さ100mb面の気温が $-7.8^{\circ}\text{C}$ 以下となった日数をカウントし, その年々の傾向を表した。冬季から早春(6月~9月)の期間でみると, 近年のオゾン減少が顕著に見られた1985年, 1987年および1989年は, 約1ヶ月間にわたる60日程度みられ他の年に比べ低温状態であることが分かる。しかし, 長期的なトレンドとして眺めると, 1960年代後半でも50日前後ありこの温度レベルでは顕著なオゾン減少傾向との対応が観られない。これに対し, 数年程度の変化は春のオゾン変化に対応して比較的良く合っていることなどが特徴的である。

### 3. グローバルな圏界面構造とオゾン変化

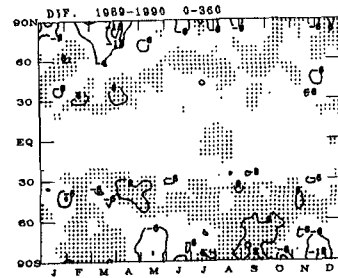
全球のオゾン全量データは, Nimbus/TOMSによる観測データを用い, ドリフト補正については, 気象庁オゾン層解析室による(日本のドブソン値による)補正を加えた。また, 圏界面高度資料は, 気象庁による16層全球客観解析データを用い, WMOの勧告に沿って(気温減率 $2^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ 以下の層が2Km以上続いている時の下端の点), 日々の圏界面高度資料を1989年と1990年の2年分今回作成した。第2図は, 10日平均による2年間の圏界面高度差を帯状平均したものである。図から分かるように1990年の8月~9月に高かった圏界面高度が10月中旬には600m以上下がっている。オゾンと圏界面高度の対応は, 中緯度帯で比較的良好の相関を持つが極域特に冬から春に対応が悪いことが同時相関解析からみられる(図略)。また, 第3図には同様に標準偏差図を示す。 $40^{\circ}\text{S}$ 付近の中緯度帯と極の冬から春にかけて2km以上の変動を持っている。特に1990年が大きい。このことは大気対流圏と成層圏との間の物質輸送の活発さを反映していると考えられる。

### 4. 考察

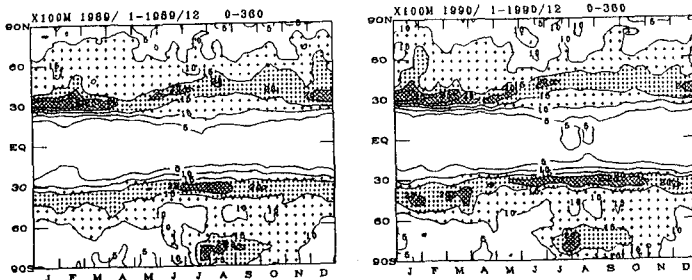
圏界面高度の低緯度の変動の大小は, 水蒸気の極への運ばれ方に大きく関係する。しかし,  $40^{\circ}\text{S}$ 付近の冬の変動は1990年が活発であるにも関わらずオゾンホールは1989年が規模が大きい。このことは低緯度の冬の状態が高緯度では次年の冬のPSCs発生に関係していることも考えられる。また, 年々冬の期間が長くなり年々春が寒くなることは, PSCsを含むオゾン消失を活発にしている。しかし, 2項で述べたようにpeak to peakは良く合っているものの経年変化は見えていない。PSCsの表面反応を考えるなら発生期間とオゾン消失の大きさが対応してしかるべきであるが。当日は, さらに温度設定を変えた場合, ある温度以下の持続する長さを考慮した場合などにどのような差異を見せるかについて報告する。



第1図 昭和基地の100mb面における $-78^{\circ}\text{C}$ 以下となった日数の経年変化



第2図 10日平均により圏界面高度差(1989年-1990年)の帯状平均(陰は300m以上を示す)



第3図 圏界面高度の標準偏差の季節変化(10日間を帯状平均した)

## 第31次ACR大気-海氷-海洋相互作用の研究概報

滝沢隆俊（北大低温研）、中川清隆（上越教育大）、牛尾収輝（極地研）

第28次隊より始まったACR（南極気候研究）計画は、現在越冬中の32次隊による観測をもって終了しようとしている。前半（30次まで）は主として大気状態の年々変動と題して雲と放射、雲と降水と言ったように気象観測が中心であった。31次からは視点を変えて、海水を中心として大気-海氷-海洋間の相互作用の研究が主要課題となっている。これに応じて、31次隊の昭和基地における越冬観測は海洋・海氷の観測と海氷上の通年の熱収支観測を重点的に実施した。本報告では、これらの観測の経過概要を示すにとどめ、観測結果の一部の速報は本シンポジウムに於て別に行われる。

観測計画と経過（図1、2）

### 1. 海水域での海洋構造の通年観測

海氷が存在する海の海洋構造は海水過程の進行に従って季節変化を行う。特にそれは、数百m深までの海洋上層に顕著に現れる。これより逆に海洋構造の変動を観測することによりどのような海水過程が行われたかを知ることができる。また、南大洋の唯一の暖水塊である周極深層水（海から大気へ流れる熱の主要源であり、南極底層水の形成に深く関わっているとされている）のリュツォ・ホルム湾への流入と湾の固有水塊との混合過程の解明は湾内の海から大気への熱フラックスの見積りに不可欠である。

①リュツォ・ホルム湾内の定着氷上の定線での横断観測

図1に示した旅行ルート上に於て4-5月、8-9月、10-11月の3回海洋観測を行った。測点数はO, W, L, Pルートでそれぞれ5, 5, 4点。観測項目：各点で水温、塩分、溶存酸素量。一部の点で $\delta^{18}O$ 、 $^{14}C$ 、PH。また、オングル海峡にも横断観測線（4観測点）を設定し、4-12月のあいだ

月例観測を行った。

②ポリニヤ（大利根水路）での航空機からのAX-BT（空中投下式水温計）による海洋観測。

AX-BTにより約500m深までの水温鉛直分布を年間16回測定した。

### 2. 昭和基地付近の定点での海水過程の通年観測

1) 熱収支、海水の成長・融解過程の観測。2) 海水過程に伴う氷下の海洋構造の変動の観測。3) 海洋熱流量（海洋から海氷）の見積り。

オングル海峡に海水定点を設け、人工的に海水面を露出させたプールに成長した氷とプールのすぐ横の定着氷の海水過程の観測を行った。同時に、3-12月まで定着氷の熱収支の連続観測と超音波風速気温計による熱フラックスの直接測定（1回2-3日間の観測を数回）実施した。

### 3. 気象・海象ARGOSブイによる無人観測

リュツォ・ホルム湾の定着氷上に無人観測点を設け、そこに気象観測ブイ、海洋観測ブイおよび流速計を設置し通年の気象・海象データを収集した。気象ブイは、みずほ基地や30マイル点に設置されている無人気象観測装置と同じであり、風速計、気温計、気圧計、日射計、雪/氷温計が取り付けられている。海洋ブイは海洋上層300m深まで6層の温度・塩分を測定する。同時に、ブイの横に流速計を氷上から係留し流れの通年観測を行うものである。

1990年1月にバグダ島東約10kmに気象、海洋ブイと流速計（定着氷下300m）を設置し（図1でPルート上でARGOSと書いてある点）、1年後の1991年1月流速計を回収した。また、1990年5月にLルートのL3点に気象ブイを設置した。

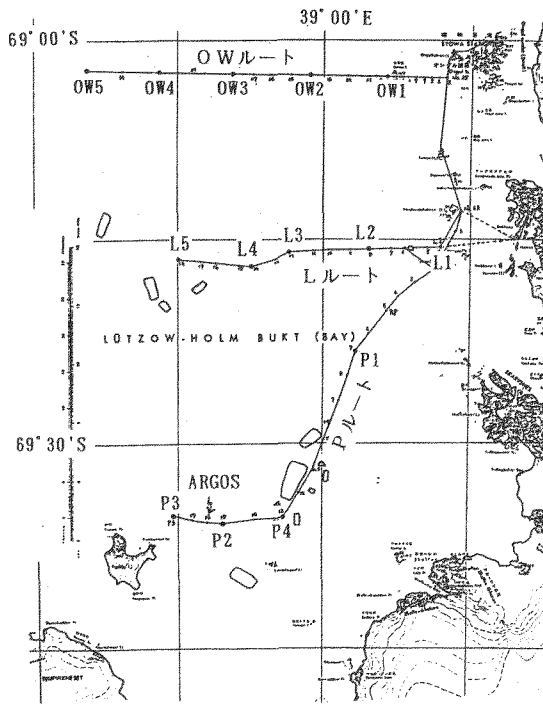


図1 リュツォ・ホルム湾海洋観測ルート図

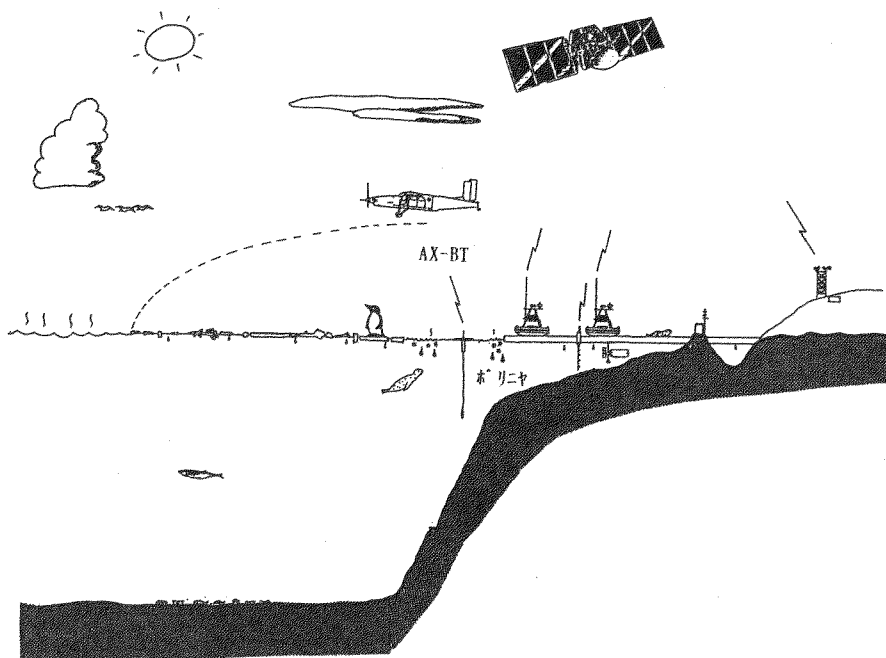


図2 大気-海水-海洋相互作用の観測概念図

## 船上ビデオ撮影による海水観測

下田春人（船舶技研） 村本健一郎（金沢大学） 遠藤辰雄（北大低温研） 小野延雄（極地研）

### 1. 緒言

「南極域における気候変動に関する総合研究（ACR）」は、1987年（第28次隊）から5カ年計画で開始された。その中の研究課題「南極大気・海水の年々変動」では海水研究の越冬観測を計画し、現在進行中である。

昨年シンポジウムでは、30次夏隊が撮影した“しらせ”氷海航行中の海水状況画像から氷の密接度、氷板の大きさ、氷厚などの判読を試み、その手法と解析結果を報告した。その結果、氷厚データなどは南極海域での数少ない観測データとして活用することができた。また、人工衛星データに対するトルスデータとして、海水リモートセンシング研究の一助になることがわかった。

海水状況ビデオ撮影は31次、32次夏隊でも継続され、膨大なデータが取得された。これらのデータを効率良く解析するために、共著者の一人村本が氷密接度自動解析・氷板形状解析ソフトを開発した。今回は、このソフトを用いて解析した結果と共に、前回の結果とを比較する。また、一部分ではあるが氷板の形状解析も行ったので、合わせて報告する。

### 2. 解析した海水域内の航路

前回と同様に1988年12月15～17日のブライド湾進入時と、12月26～29日のブライド湾から昭和基地への回航時の2区間について行った。この区間は例年ほぼ同じ航路なので、海水域の年による違いを調査するためにも好都合である。第1図に解析した航路を示す。図の水量区分は“しらせ”船上からの目視観測によるものである。

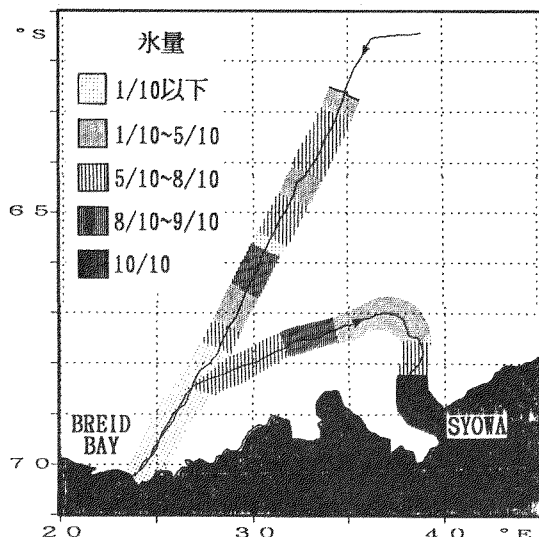
### 3. 解析方法（前回との比較）

氷密接度の解析においては、前回はモニタ画面の横方向の1行（200画素）の濃度を1分間隔でサンプリングし、二値化して氷密接度を求めた。今回はこの作業を自動で、連続して求めた。氷板の形状解析では、前回はモニタ画面上にスケール棒を貼り、目視で氷板の大きさを4段階に分類した。今回は形状解析ソフトを用いて斜映像を上方向から見た映像に変換することによって氷板の形状解析を行い、二次元的な密接度も算出した。

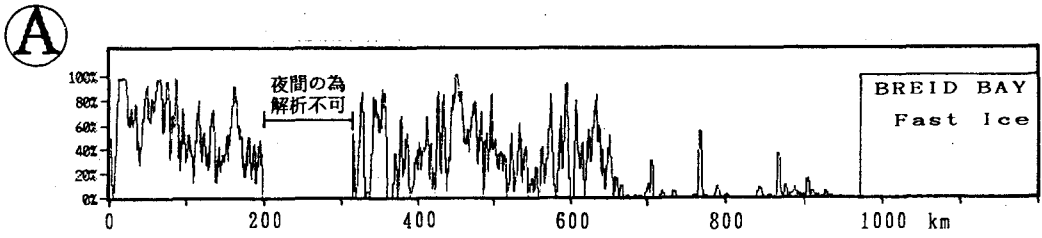
### 4. 解析結果

氷密接度の長時間解析結果を第2図に示す。これより密接度の周期性が見られる。第3図は前回のサンプリング解析結果（3分間移動平均処理）と連続解析結果（3分間移動平均処理）とを比較したものである。単純に3分間移動平均処理をした結果を比較したが、連続解析はデータが多くなっただけ平滑化してしまっている。移動平均間隔を短くすることによって、密接度の変化の様子を前回より詳しく示すことができる。“しらせ”は航海上なるべく開水面を見つけて針路を取るため、船上から広い範囲を見ている水量観測結果と“しらせ”進行方向ビデオ撮影による密接度解析結果とを比較することは難しいが、密接度の高低関係とは良く対応している。

氷板の形状解析（二次元）から得た氷密接度と連続解析（一次元）から得た氷密接度と



第1図 解析を行った“しらせ”の航跡



の関係を示す。連続解析は1.5分間移動平均処理をしている。形状解析における密接度解析画面の実際の大きさは179 m × 123 m であるから、50 m 四方位の小さな氷板が海面に一様に広がっていれば、連続解析結果の密接度との対応は良い。しかし、大きな氷板が存在する所では相関が良くない。氷板の形状解析では、遠方の氷板や氷板上に凹凸などがあると、形状を正確に表せないが特徴的なことはわかる。第5図が形状解析例で、約100 m 四方の氷板だけで小氷片との混在がなく角張っており、一枚の氷板から割れたばかりのものと思われる。

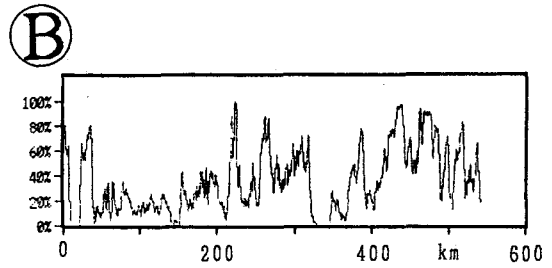
氷板の大きさの計測は、今回の形状解析では行っていないが、密接度と氷板形状の特徴等を調べてみる予定である。氷板の大きさを分類するには、前回の方法の方が解析効率は良い。

### 5. 結語

“しらせ”の氷海航行中の海水状況を連続記録することを目的とした船上ビデオ撮影から、その映像を解析することによって密接度、氷板の大きさ、氷厚など、海水状況の定量化計測に成功した。さらに氷密接度の自動解析により多量の映像データを効率良く解析することができた。今後、これらの手法を用いて31、32次の水況映像データを解析し、海水域の年々変動等を調べる予定である。



第5図 氷板形状解析結果 1988/12/26(16:18)~(16:20)



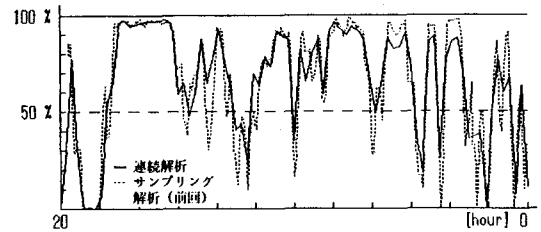
第2図 氷密接度の長時間解析結果

① ブライド湾進入時

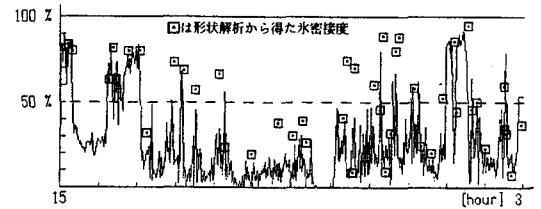
1988/12/15(20:00)~12/17(11:00)

② ブライド湾から昭和基地への回航時

1988/12/26(15:00)~12/27(15:20)



第3図 氷密接度の比較(連続 - サンプリング) 1988/12/15(20:00)~(24:00)



第4図 氷密接度の比較(一次元 - 二次元) 1988/12/26(15:00)~12/27(03:00)

## 海水密接度の画像処理解析

村本健一郎, 松浦弘毅(金沢大・工)、遠藤辰雄(北大・低温研)

下田春人(船舶技研)、小野延雄(極地研)、椎名 徹(富山高専)

## 1. ま え が き

極域周辺での資源探査と開発が進むにつれ、より精度の高い海水観測の必要性が高まり、第29次南極地域観測隊から"しらせ"の水海航行中の海水状況の連続記録を目的とした船上ビデオ撮影が始まった。ここでは、第30次隊の遠藤隊員により撮影された海水のビデオ映像を画像処理して海水密接度を定量的に解析する手法を開発したので報告する。

## 2. 解析方法

第30次隊では4台のビデオカメラを船上に配置して海水を撮影した。本研究では、上部操舵室に水平より下向き10°に取付けられたカメラからの海水の映像を画像処理して、水密接度を計算した。図1は斜撮影ビデオの主鉛直断面とモニタに映された像との対応を示したものである。モニタの映像は画像処理装置では256×256画素に分割される。まず適当な濃淡レベルで2値化処理して氷板を海水から分離し、次の2通りの解析を行った。

## 2.1 2次元解析

斜め下向きに撮影された斜映像を上方向から見た映像に形状変換するものである。これにより氷の形状が求められ、したがって水密接度の計算精度も高くなる利点があるが、1画面ずつ処理することになるので、長い処理時間を要するという欠点がある。解析法は図1Aでモニタ上の映像に対する各画素の奥行方向のP点からの角度はいずれの画素に対しても等しいと仮定して、各画素の奥行方向の長さを計算した。一方、映像の横方向の広がり、図1Bの既知の長さa, bより、奥行方向の横幅の広がり角を計算した。図1Bの台形U<sub>1</sub>S S' U<sub>2</sub>が解析した領域である。

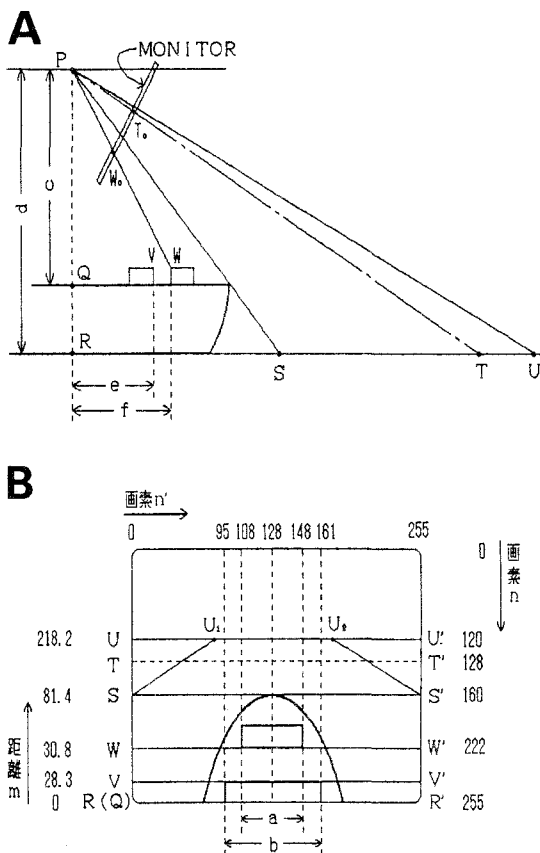


図1 斜撮影ビデオの主鉛直断面とモニタ映像

## 2.2 1次元解析

水密接度の経時変化を長時間にわたって解析することを目的とし、処理時間の高速化を図った。ここでは、画像処理装置に取込まれた海水面の任意に指定した横方向の1行(256画素)の画像について氷の占める割合を連続的に求めた。この解析では、全体の傾向を求めることを目的としているので移動平均処理した。

### 3. 解析例

図2は1988年12月26日15時～27日3時、ブライド湾から昭和基地に向かって途中の東経24～27度、南緯70.2～71.3度付近の海水映像を形状変換処理した例である。図中の白い部分が海水面で、黒い部分が氷板である。aはモニタに映し出された斜映像で、破線の台形領域を形状変換して上方向から見た映像bを得た。図2C、Dは、氷密接度はほとんど同じ値であるが氷板の分布に違いの見られた例である。

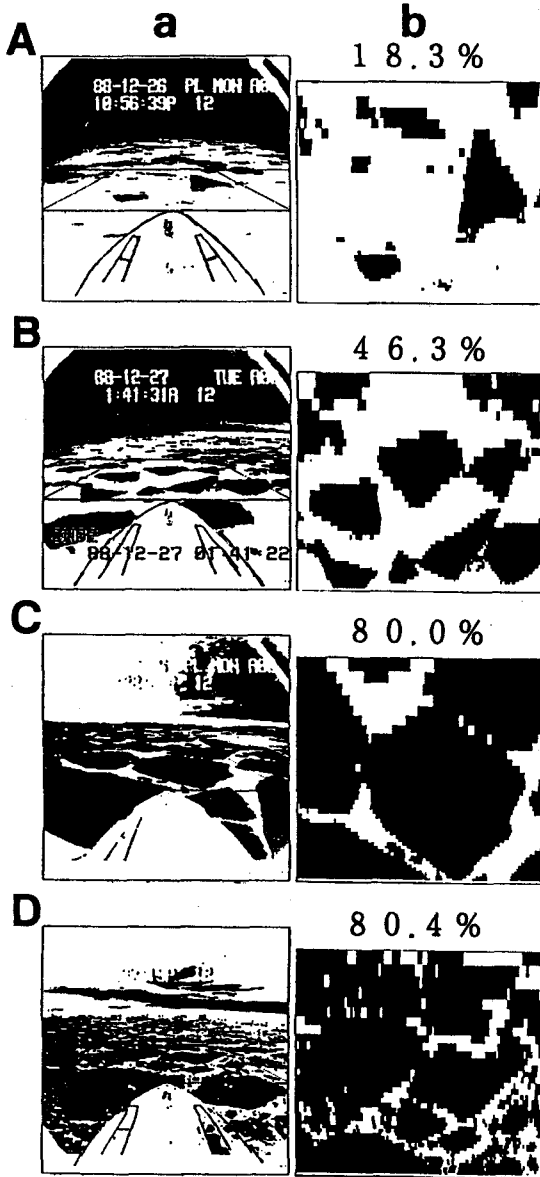
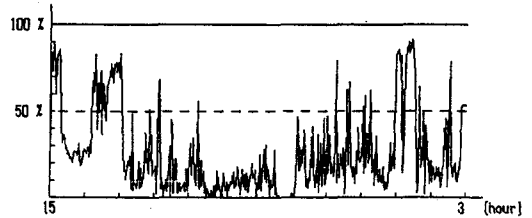


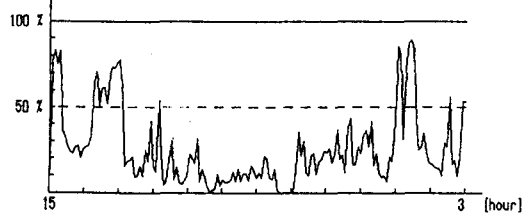
図2 海表面の形状解析

図3は1988年12月26日15時～27日3時の氷密接度の経時変化である。Aは1.5分毎の解析結果で、B、Cは4.5分および9分毎の移動平均処理をした結果である。

#### A 1.5分間隔



#### B 4.5分間隔



#### C 9分間隔

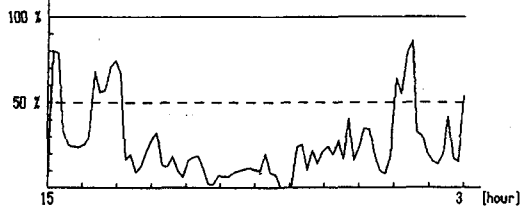


図3 氷密接度の長時間解析  
A 1.5分間隔 C 4.5分間隔 B 9分間隔

### 4. あとがき

本解析法を用いることにより、海水ビデオ映像から氷密接度を定量的に計算することが可能となった。

## 南極域の巨大海洋渦と海水分布特性

若土正暁（北大低温研）

### 1. はじめに

地球表面の7割を占める海洋に於て、赤道域はその広大さという点で、また極域は変動性の大きさという点で、世界気候に大きく関わりをもっている。中でも極域海洋は密度成層が弱いために、元々深い対流を起しやすい環境にあり、大気との相互作用が2000~4000 mの深層にまで及ぶ。このことは、深い対流を介して深層から大気への膨大な熱輸送が極域では生じているはずであることを示している。

また、南極海域は毎冬南極大陸を取り囲むように海水野で覆われるが、オーストラリア大陸の南方海域（60°S以南、80°E~150°E）だけは、最盛期の9月になっても海水で覆われることがあまり無く、他の海域に比べて海水量が極端に少ない状況が毎年繰返されている、ということが最近NASAより出版されたNimbus-7 SMMR dataによる月平均海水分布図（1978~1987）から明らかにされた。我々は、このことに注目して、この広大な海域で、冬の間中ずっと開水面或いは疎水域を維持し続けていくために介在しているはずの大規模な大気・海洋現象をさぐるために、今回はまずこの海域で得られたものとしては唯一の日本南極観測隊による海洋観測データを解析したので、その結果を報告する。

### 2. 海水分布特性

第1図は、海水が最も発達する9月の月平均海水分布図から1979~1986年の8ヶ年の平均値を求めたものである。研究対象域であるWilkes Land沖の海水量が極端に少ないことがわかる。海岸線が最も北に位置していることを考慮しても、少ない事は明らかである。

### 3. 海洋構造

この海域の海洋観測データは、日本南極観測隊によるものしかない。第28次以降、毎年3月に一測線ではあるが、各層観測或いはXBT観測を実施している。第2図は、第28次

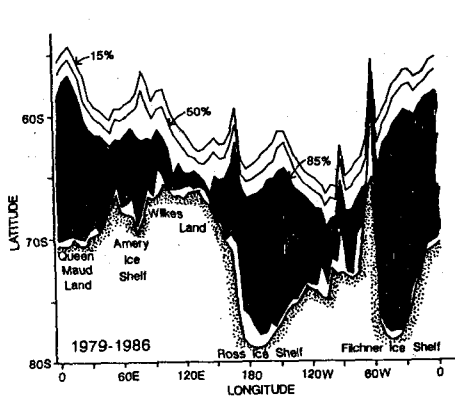
（1988）と第30次（1990）とによってなされた各層観測から得られた $\sigma_t$ の断面図である。2年後、それも緯度が2°ほどづれているが、いづれにも巨大な、時計回り渦（循環）の存在が認められる。水温、塩分、溶存酸素量の断面から、渦の中央部（100°E付近）で大規模な湧昇が起っていることをうかがわせている。第3図は、第28次（1988）で各層観測と並行して実施されたXBTの観測結果である。測定間隔をずっと密にして得られたこの水温断面でも、明らかに巨大渦の中央部で湧昇による鉛直混合が盛んに起っているらしい事をうかがわせている。また、巨大渦の両側に、それよりずっと小さい渦の存在も、湧昇によるものと思われる水温パターンから同時に認められる。

力学的高低図からも明らかに、渦中心の西側では沿岸から沖向きの、また東側では外洋から沿岸向きの流れが生じている。このことは、第4図にその証拠が残されている。図を見て明らかのように、渦の西側には、沿岸水の特徴をもつ低温・低塩分・高酸素の水が存在し、東側には、外洋系水の特徴をもつ高温・高塩分・貧酸素の水が存在している。このことは、この長径約3300kmにも及ぶ巨大渦の時計回り循環によって、外洋と沿岸の大規模海水交換が行なわれていることをうかがわせている。

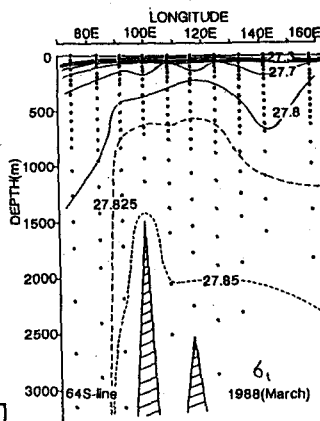
この巨大渦の成因は今のところ不明であるが、月平均地上気圧図によると、この海域は全体的に低圧場になっており、特に中央部では長径約2000km規模の低気圧が1年を通じて存在するパターンになっている。そのため、この海域は表層が発散場となり、中央部で湧昇域が形成されていることが予想される。

以上から、巨大海洋渦の存在そのものはほぼ間違いないであろうが、この興味ある大規模大気海洋現象の実態解明に向けて、今後いろいろの角度からアプローチしていきたい。

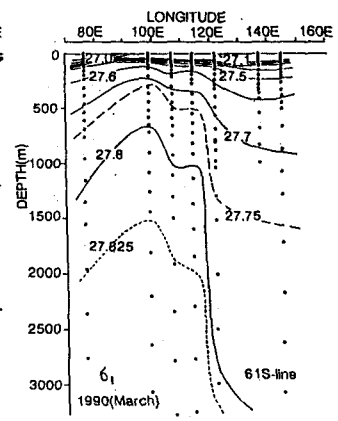




①

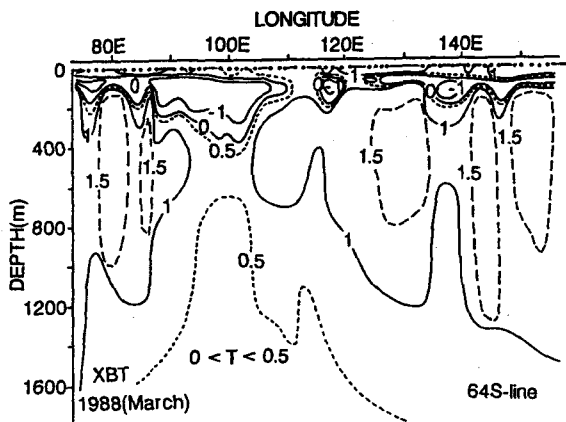


a



b

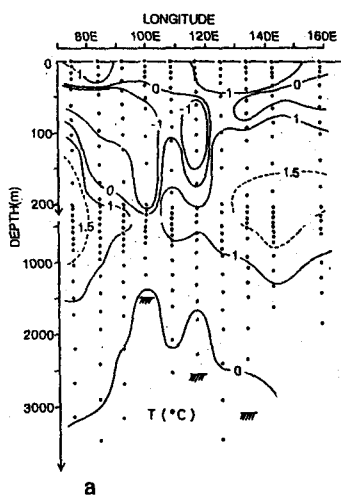
②



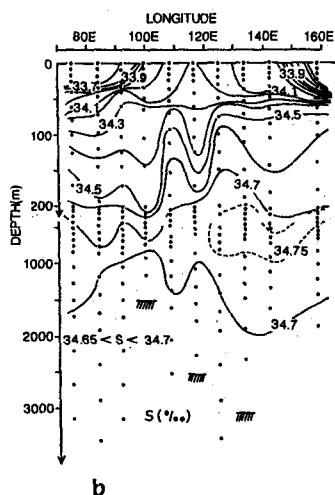
③

【 図の説明 】

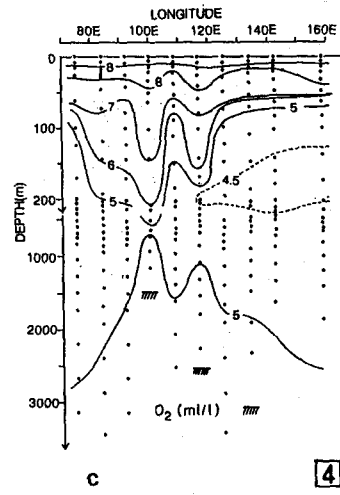
- ① 9月の月平均海水分布図から求めた8年間(1979-1986)の年平均海水密度の分布(Nimbus-7 SMMR dataより)。
- ② 研究対象域の $\sigma_t$ 断面(a)1988(b)1990。(日本南極観測隊による。(b)は未公表データ。水路部のご好意による)。
- ③ XBT断面(1988)。
- ④ 表層200mのスケールを引伸ばした(a)水温( $^{\circ}\text{C}$ )、(b)塩分(‰)、(c)溶存酸素量( $\text{ml/l}$ )断面(1988)。



a



b



c

④

## 南極海の海洋循環にかかわる 南半球の海洋循環の特徴

福岡二郎・(新日気)、三宅秀男・(北大水産)、小野延雄・(極地研)

[はじめに] この報告は南極海の海洋循環が、どのように南太平洋、南大西洋の海洋循環とかかわりをもつかを考察したものである。

[南半球の水温分布] Sverdrup等によれば、南大西洋の表面水温は、南太平洋の同緯度と比べていずれも低い。特に高緯度でのその差は著しい(1表)。この傾向は表面丈でなく深層にも及んでいる。

[南半球の風成海洋循環] 風系分布を与えて大略の海洋循環を南太平洋及び南大西洋について考えてみた。Stommel及びMunkの風成海洋循環論によれば、風のストレスを $\tau$ で示せば、 $\text{curl } \tau = 0$ の所は、亜熱帯海洋循環と亜寒帯海洋循環の境目に相当する。ここでは簡単な為、東西成分の風のみを考えれば、 $\text{curl } \tau = \frac{\partial \tau}{\partial y} = 0$ となり、西風最大の位置を示す。

そこで南半球天気図を用いて西風最大の位置を求めてみた。すなわち南北気圧傾度が最も著しい所に相当する。南大西洋は4コの経度線で、南太平洋では6コの経度線に沿い、緯度5度毎の気圧差を求め、毎月の値を平均してみた。こうして南北気圧傾度の最大の位置を、表面気圧と500mb面で求めたのが4図である。南太平洋の西風最大の場所は南大西洋よりも緯度で5~10度南にずれていることになる。このことは、南太平洋の亜熱帯海洋循環が、南大西洋よりはるかに南に及ぶことを意味する。

この考察を十分証明する程、海洋資料はととのってはいない。しかし両洋の西側域で、やや高緯度海域で海流の南北輸送を求めると2表のようになる。これは南太平洋の亜熱帯循環が、南大西洋よりはるかに南に及ぶという考えと矛盾しない。

[低緯度海域の問題] ここでは南太平洋と南大西洋の水温分布の比較を低緯度でもこころみている。この海域でも大西洋の水温が低いことがはっきりしている。

これをもう少し具体的にみると5図のようになっている。ここで太平洋の水温が高いのは西側域の水温が著しく高いことがかなりかわっていると考えられる。ちなみに太平洋をアメリカ大陸から大西洋とほぼ同じ巾で切断した場合の水温分布は大西洋と余り差はない。

Wyrtkiによれば、熱帯太平洋域で大気から海洋に及ぼす熱量は $50 \sim 100 \text{ cal/cm}^2 \text{ day}$ で、平均として $70 \text{ cal/cm}^2 \text{ day}$ としてもそれ程間違いはない。一般に熱帯太平洋では西へ向く海流が卓越し、速さは $20 \text{ km/day}$ とすると、海域の東西巾は $11,000 \text{ km}$ であるから水粒子が東から西に達するには550日を要する。この海域ではサーモクラインは50m位であるから、50mの水柱の水温上昇にこの熱量が用いられる。そこで1gの水粒子は西側の海域では $7.7 \text{ cal}$ の熱量をうけることになり $7^\circ \text{C}$ 位の水温上昇が考えられる。大西洋では同じに考えれば巾が狭いから、水温上層は $4^\circ \text{C}$ 以下である。

[まとめ] ここで述べたことをまとめると、7図に示した模式図につぎる。大西洋の中の狭いこと、西風最大の位置が南太平洋より北に偏っていて、これが南大西洋の水温を低めている。しかし海洋資料をもつと収集整理しなければ、はっきりした結論を得ることはまだ早尚といえよう。

### 参考文献

- Gordon, A.L. et al (1982): Southern Ocean Atlas. Columbia Univ Press  
Stommel, H. (1948): The westward intensification of wind-driven ocean currents. Trans. Am. Geophys. Un. 29 202-206

海洋大辞典 (1988) : 東京堂

Tab. 1

U.S. Dept Commerce (1969) : Climate of the Upper Air, Southern Hemisphere.

Wyrтки, K. (1965) : The Average Annual Heat Balance of the North Pacific Ocean and its Relation to Ocean circulation. J.G.R. 70 4547-4559

Average Surface Temperature of the Oceans between Parallels of Latitude

N	Atlantic	Pacific	S	Atlantic	Pacific
70-60	5.60	-	70-60	-1.30	-1.30
60-50	8.66	5.74	60-50	1.76	5.00
50-40	13.16	9.99	50-40	8.68	11.16
40-30	20.40	18.62	40-30	16.90	16.98
30-20	24.16	23.38	30-20	21.20	21.53
20-10	25.81	26.42	20-10	23.16	25.11
10-0	26.66	27.20	10-0	25.18	26.01

Tab.2 Meridional current velocities in the Southern Ocean

South Pacific (Nov 1969)			South Atlantic (Feb-Mar 1966)			
Dir	cm/s		Dir	cm/s		
47-27.8S 172-28.5E	(46-54.9S, 155- 2.9E, 48-0.6S, 170-5.1W)	183	0.8			
48-56.8 172-31.7E	(47-59.6S, 155- 4.2E, 49-52.4S, 170- 0.9W)	185	0.2			
51-35.4S 172-45.1E	(51-10.4S, 155-23.9E, 52- 0.4S, 169-53.7W)	2	0.7	52- 9S (52-17S, 46- 1.5W, 52- 3W, 40- 0W)	358	5.5
53-57.6S 172-36.2E	(53-56.9S, 155- 8E, 53-58.2S, 169-55.6W)	180	0.6	55-12.5S (55-24S, 46-24W, 52-52W, 39-50W)	357	3.8
57-30.2S 172-31.8E	(57- 5.3S, 155- 1.9E, 57-55.1S, 169-58.4W)	183	1.6	58-22.5S (57-50S, 48-18.5W, 56-52W, 39-49W)	7	2.3
60- 0.5S 172-33.9E	(60- 3S, 155- 2.5E, 59-59.8S, 169-54.6W)	180	2.2	(Feb-May 1963)		
				63- 7S (63- 5S, 36-17W, 45- 8W, 27-28W)	180	0.3

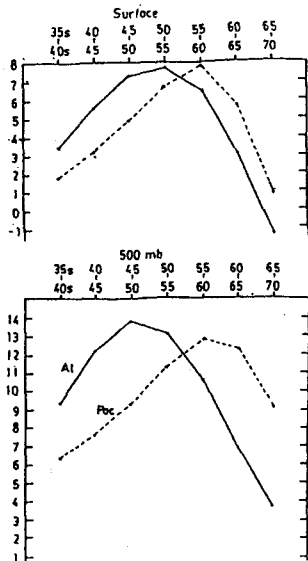


Fig. 4 Air Pressure Differences along Longitude

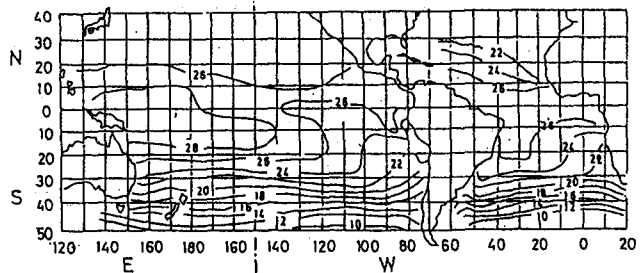


Fig.5 Surface Water Temperature in the Pacific and the Atlantic (Feb.)

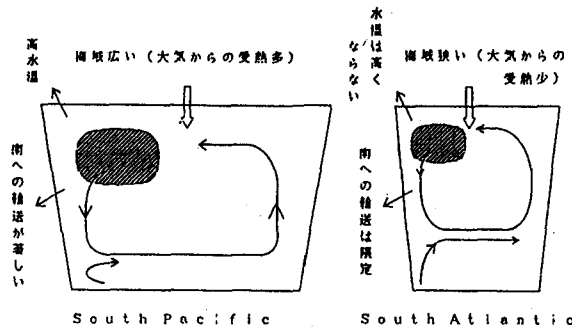


Fig. 7

しらせ航路上での軽炭化水素の分布測定  
(第31次隊の結果)

酒巻史郎、清水明(国立環境研究所)

1. はじめに

炭化水素は対流圏大気中の光化学反応に影響する重要な大気微量成分のひとつであり、大気中の様々な微量物質の寿命を左右するOHラジカル濃度に影響を与えると共にそれ自身酸化されて一酸化炭素の主要な供給源のひとつでもある。また、大気中のNO<sub>x</sub>と共に対流圏オゾンの生成に寄与する。このような炭化水素の海洋上での緯度分布を明らかにすることを目的として南極観測船「しらせ」の航路上で大気を採取して軽炭化水素の分布測定を試みた結果について報告する。

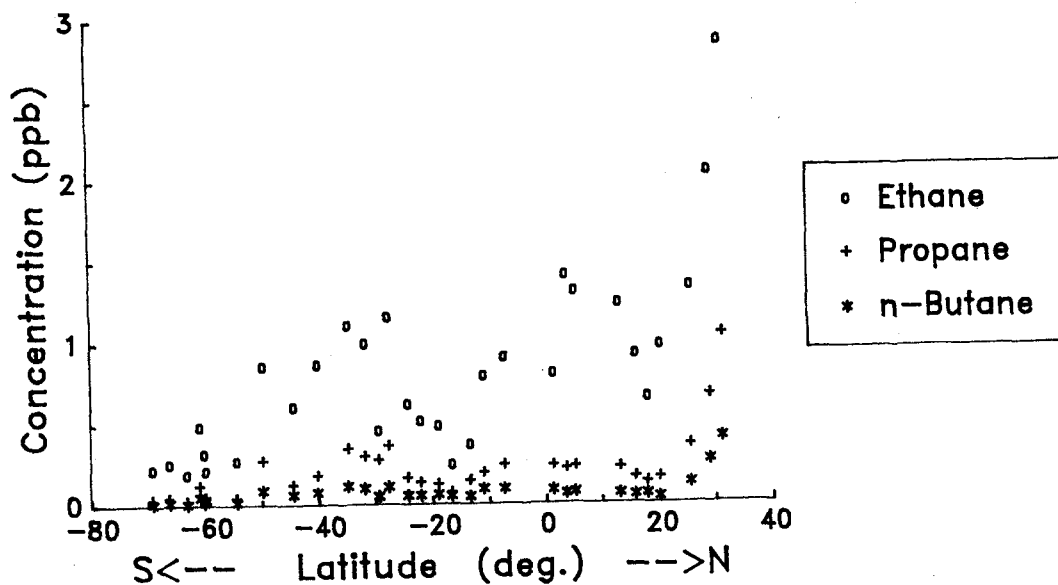
2. 大気採取及び分析方法

しらせ航路上での大気の採取は予め真空排気された容積約2リットルの金属製容器を用いて東京ーフリーマントル間では1日2回、フリーマントルー南極間では1日1回の頻度で行った。得られた試料空気中の炭化水素の分析は、容器が日本へ持ち帰られた後にFIDーガスクロマトグラフを用いて国立環境研究所で行った。なお、分析の対象は炭素数が5のペンタン類までとした。

3. 結果

得られた炭化水素の緯度分布測定結果の例を下図に示した。その傾向として、北半球では北緯20度付近までは緯度の低下と共に濃度が低下すること、それより南の熱帯域ではフィリピンやインドネシアの陸地の影響の為なのか濃度は増加すること、南半球では北半球よりも濃度は低くなるがオーストラリアの西側付近で高くなること、等が認められた。

図 第31次南極観測船しらせ航路上での炭化水素の緯度分布測定結果の例



## 昭和基地における大気中のメタン濃度

青木周司・川口貞男(極地研)、村山昌平(東北大)、清水 明(国環研)

はじめに)

昭和基地におけるメタン濃度の連続観測は1988年2月に開始された。この3年間に得られた結果について報告する。

結果および考察)

図1に昭和基地で得られた生データの一部の例を1988年6月1-10日について示す。この期間の日平均メタン濃度の標準偏差は1.4から1.0 ppbv だった。この図で見られるとおり同基地で得られるメタン濃度はきわめて安定していることがわかる。また、この図にはメタン濃度の季節変化を反映したわずかな濃度の上昇傾向もみられる。他のすべてのデータにも基地活動などを反映した局所的な汚染の影響は全く現れなかった。よって、データ解析には観測されたすべてのデータが用いられた。

昭和基地において系統的なメタン濃度の日変化があるかどうかを調べるために、1988年2月から1989年1月にかけての1年間の濃度データを用いてその日変化を月毎に平均した。その結果の一部の1988年6月を冬季の例として、1988年12月を夏季の例として図2に示す。これによりメタン濃度の系統的な日変化は年間を通して全く見られないことが明らかになった。アマゾン川流域やベネズエラのサバナ地帯のように土壌がメタンのソースとなっている場所では系統的なメタン濃度の日変化が観測されている(Bartlett et al., 1990; Scharffe et al., 1990)。さらに、Bartlettらはメタン濃度の日変化にはシンクの存在とその特性の日変化が関係していることも示唆している。これらの事実と我々の観測結果を比較することにより、昭和基地付近では年間を通してメタンのソースが存在せず、しかもシンクの特性も日変化しないことが明らかになった。

図3にこれまでに得られた日平均メタン濃度の変化を示す。図から日々の濃度変動がきわめて小さいこと、および1~2週間周期の濃度の不規則変動がところどころに見られることがわかる。また、メタン濃度が明かな季節変化をしていること、および経年増加していることが読み取れる。1~2週間周期のメタン濃度の不規則変動は、緯度によってメタン濃度が異なっているためにシノプティックスケールの気象擾乱に伴う他の緯度帯との気

団の交代によって引き起こされるものと推定される。メタン濃度の平均的な季節変化は振幅が30 ppbvであり、最低濃度が3月はじめに、最高濃度が9月終わりに出現する。昭和基地で得られたメタン濃度の年平均濃度は1988年には1640 ppbv、1989年には1651 ppbv として1990年には1660 ppbv であった。よって1988年から1989年にかけては11 ppbv yr<sup>-1</sup>、1989年から1990年にかけては9 ppbv yr<sup>-1</sup>の濃度増加が観測された。よって、3年間の平均的な濃度増加は10 ppbv であった。また、経年増加率が年によって10%程度変化していることも明らかになった。

南極域ではこれまでにいくつかの場所でメタン濃度の観測がおこなわれてきた。連続観測はParmer Stationで1982年から1983年にかけて実施され(Robinson et al., 1984)、グラフサンプリング法による観測はSouth Pole, Palmer Station およびHalley Bayで1983年から(Steele et al., 1987)、Mowsonでは1980年から(Fraser et al., 1986)実施されてきた。これらの基地で得られたメタン濃度は最低値が3月に、最高値が9月から10月にかけて出現する。昭和基地でのメタンの季節変化の位相は、これらの基地で得られた位相とよく合っている。また、South Pole, Palmer Station およびHalley Bayでグラフサンプリング法によって得られたメタン濃度の季節変化振幅はそれぞれ29, 31, 32 ppbv であり、昭和基地で得られた振幅とよく合っている。しかし、Mowsonではより小さな23 ppbvの振幅が、またPalmer Stationでの連続観測ではより大きな約40 ppbvの振幅が得られている。

SteeleらはSouth Poleで1983年から1984年にかけてメタン濃度が $15.6 \pm 0.5$  ppbv yr<sup>-1</sup>の割合で増加したことを報告している。さらに、Blake and Rowland(1986)は1978年から1983年の世界各地の対流圏での測定データを平均して18 ppbv yr<sup>-1</sup>の濃度増加を得ている。これらの測定結果と我々の測定結果を比較することにより、最近メタン濃度の増加率がしだいにぶつてきていることが結論づけられる。

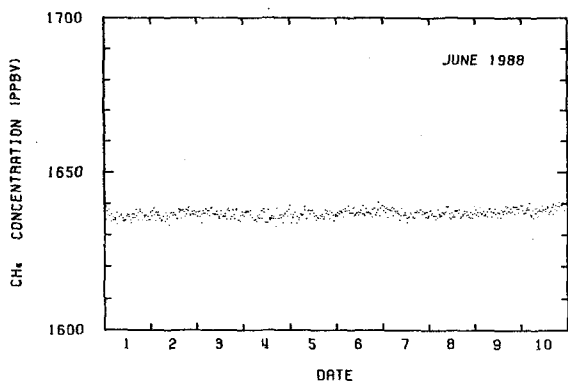


図1 昭和基地で1988年6月1-10日の期間に観測されたすべてのメタン濃度

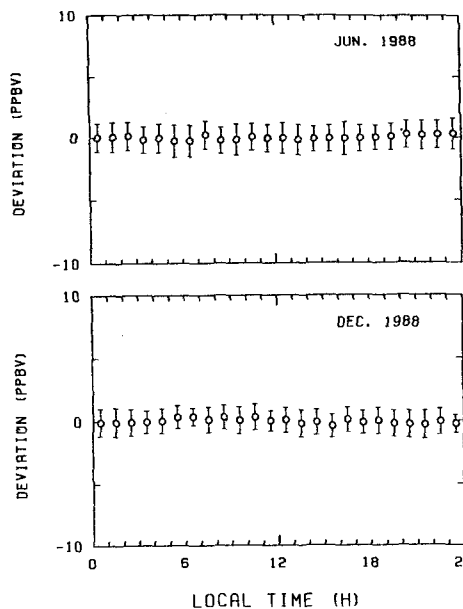


図2 昭和基地で1988年12月と6月に観測された月平均メタン濃度偏差  
各日のメタン濃度偏差は日平均濃度を1時間平均濃度から引くことにより求められた。鉛直線分は標準偏差を示す。

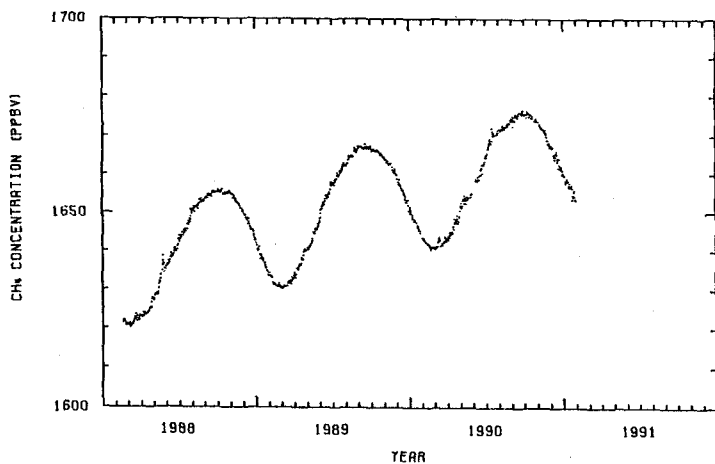


図3 昭和基地で得られた日平均メタン濃度

参考文献)

Bartlett, K.B., Crill, P.M., Bonassi, J.A., Richey, J.E. and Harriss, R.C. (1990): *J. Geophys. Res.*, 95, 16773-16788.  
 Blake, D.R. and Rowland, F.S. (1986): *J. Atmos. Chem.*, 4, 43-62.  
 Fraser, P.J., Hyson, P., Rasmussen, R.A., Crawford, A.J. (1981): *J. Atmos. Chem.*, 4, 3-42.  
 Robinson, E., Bamesberger, W.L., Menzia, F.A., Waylett, A.S. and Waylett, S.F. (1984): *J. Atmos. Chem.*, 2, 65-81.  
 Scharffe, D., Hao, W.M., Donoso, L., Crutzen, P.J. and Sanhueza, E. (1990): *J. Geophys. Res.*, 95, 22475-22480.

Steele, L.P., Fraser, P.J., Rasmussen, R.A., Khalil, M.A.K., Conway, T.J., Crawford, A.J., Gammon, R.H., Masarie, K.A. and Thoning, K.W. (1987): *J. Atmos. Chem.*, 5, 125-171.

## 南極大気中での有機物の酸化過程：計画

Oxidation of Organic Matter in the Antarctic Atmosphere

松永捷司\*、岩坂泰信\*、近藤 豊\*、林 政彦\*、小池 真\*、大和政彦\*\*

K. Matunaga, Y. Iwasaka, Y. Kondo, H. Hayashi, M. Koike, M. Yamato

\*名古屋大学太陽地球環境研究所、 \*\*群馬大学教養部

\*Solar Terrestrial Environmental Laboratory, Nagoya University

\*\*General Education, Gunma University

大気中での有機物の酸化過程について、近年多くの研究者が関心を寄せてきている。とりわけ南極大気中では、周辺が海洋に囲まれていることや、季節によって海水が大きな消長を示し海から大気へ（あるいは大気から海へ）の物質の輸送が大きな影響を受ける可能性が予想されること、太陽の放射状態が中低緯度と大きく変わっており大気中の光化学の進行状態に極域独自のものの存在の可能性、等が期待されるので、酸化過程にかかわる研究についてより強い興味と関心が寄せられている。

これまでに、「しらせ」の航海中に行なわれている気体・エアロゾル粒子の船上採集、昭和基地における地上であるいは航空機でのエアロゾルや各種気体成分の採集が行なわれてきている。これらの観測研究のなかで、大気中の硫黄を含んだ有機物に関する報告は大気化学的観点からみて極めて興味のあるものである。

近未来に本格化する予定の南極大気化学の研究を推進してゆく場合に、これらの研究成果のうえに立って、より総合的かつ関連諸分野の研究ともうまく連携出来る方向を模索することは大きな意味を持っていると考えられる。そのような認識に立って、これからの研究計画（案）を提案したい。

研究課題： 南極大気中での有機物の酸化過程

サブテーマ1： 海起源の硫黄を含んだ有機物の南極大気中での酸化過程とエアロゾル形成

サブテーマ2： 海起源の硫黄を含んだ有機物の南極大気中での酸化過程の季節進行と年々変動

サブテーマ3： 大気中でのSO<sub>4</sub> - エアロゾルとNO<sub>3</sub> - エアロゾルの濃度分布とその時間変動

観測研究をすすめるにあたっては、これまで行なわれてきた船上観測や昭和基地での気体やエアロゾルの採集以外に、季節変動が明らかになる程度にこまかく、また年々変動が明らかに出来る程度に荒っぽい採集を航空機あるいは気球を用いて地上から下部成層圏（現有ピラタスでは7 kmが限度に近い）までの空間で行なうことがかなり重要であると考えられる。このことによって、大気中での酸化過程についていささかの知見が得られることになるのと、大気中での物質の輸送過程と酸化過程とのつながりを明らかにすることが出来る。大気中での輸送過程は、海起源物質について言えば海水の張り出し方一つで観測点と源との距離はおおきく違ってくるであろうし、そのことによって観測点で見られる酸化の程度も大きく違ってくることが予想される。また、しばしば話題になっている成層圏から対流圏下部（さらには、氷床）への物質輸送についても、輸送機構を明らかにすることが出来れば、し地上で長期観測された結果（氷コア解析等も含む）にもとづいて対流圏や成層圏での過去の物質循環像を作り上げることが出来る。このように、航空機や気球による物質の採集は、これまで決定的に不足していた「化学過程あるいはそれと輸送過程との関連を立体的にとらえる」作業を格段にすすめるために、一役買うことは間違いないと思われる。

ここでは、特に航空機観測に関する準備状況を報告し、上記の研究課題をすすめるにあたって整備・準備されるべき事項を検討したい。

## 昭和基地における成層圏二酸化窒素・オゾンの 分光測定（1990年の結果）

近藤 豊（名大・STE研）、W. A. Matthews（ニュージーランド・科学産業省）、  
清水 明（国立環境研）、岩坂 泰信、林 政彦、小池 真、増田 哲朗（名大・STE研）  
山内 恭、青木 周司（国立極地研）

### 1. 序

南極オゾンホール形成の化学的メカニズムにおいて本質的に重要な過程は

- 1) 冷却された成層圏中での極域成層圏雲（PSC's）の形成
- 2) PSC'sの表面上でのHCl, ClONO<sub>2</sub>, などのCl<sub>2</sub>への変換
- 3) この時同時に起こるNO<sub>x</sub>のHNO<sub>3</sub>の変換及びPSC粒子内への取り込み
- 4) 春期の脱窒大気中におけるClOによるオゾンの高速破壊

である。このように、窒素酸化物・塩素酸化物は、オゾンホール形成に深く関与している。そのオゾンホール形成の化学的・力学的過程を研究する上で、これらの成分の濃度をオゾンと共に測定することが非常に重要である。

### 2. 観測方法

天頂散乱光の可視及び紫外スペクトルの中に含まれている大気組成の吸収量を測定することにより、成層圏中でのNO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>の全量を求めることができる。このスペクトルを精度良く測定するために焦点距離20 cm及び32 cmの分光器システムを開発した。焦点距離32 cmの分光器は、光量を多く取れるためS/Nを大幅に改善することができるという利点がある。極微少な吸収しかしないOClOの検出にはこの型の分光システムが必要となる。その一方で、焦点距離20 cmの分光器は長期的安定性に優れており、現時点では2台同時観測が必要である。この方法は天候に左右されないため、毎日の観測が可能である。観測は昭和基地において1990年3月より開始され現在まで続いている。このたび初めて詳細なNO<sub>2</sub>及びO<sub>3</sub>の南極昭和基地上空でのふるまいを観測することができた。

### 3. 結果

図1, 2に1990年3月～1991年3月に観測されたNO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>のslant column密度（cm<sup>-2</sup>）を示す。主な結果の特徴を記す。

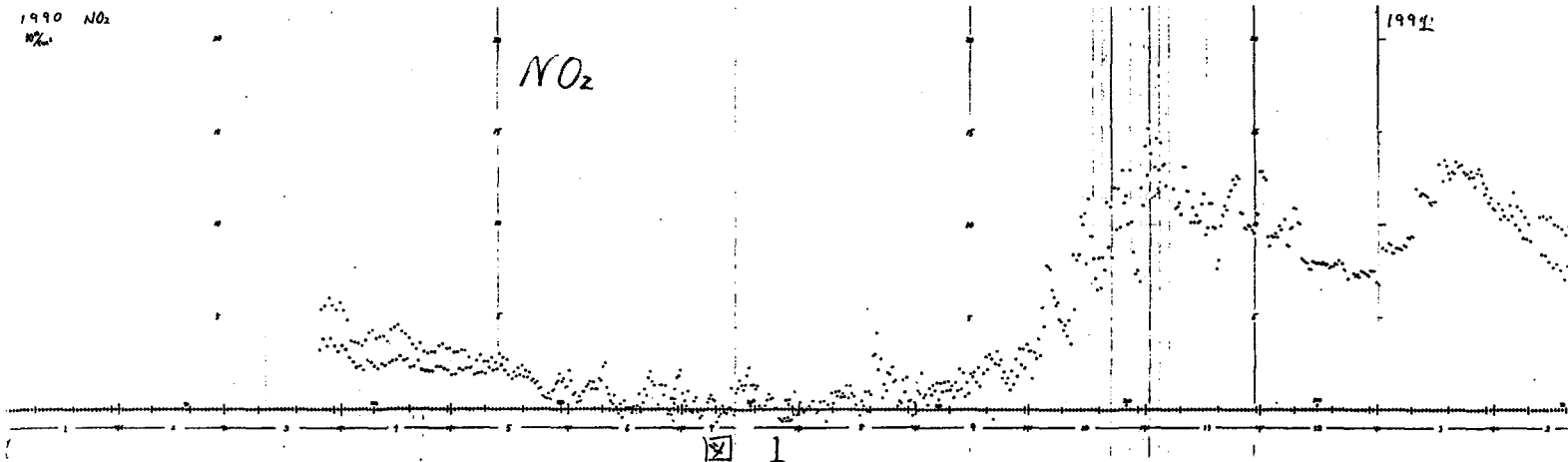
- 1) NO<sub>2</sub>密度が冬をはさんで秋の終わりから春の初めの期間、非常に低濃度に押さえられていることが分かる。これは、オゾンホールを起こすのに適した低NO<sub>2</sub>状態が、南極の冷たい成層圏中で実現していることを意味している。
- 2) また、春期の初め頃までNO<sub>2</sub>の日変化は小さい。これは、オゾンホールが起きている高度領域で特にNO<sub>2</sub>濃度が小さいことを示している。逆に、NO<sub>2</sub>はオゾンホールの強さ、年々の変動、季節変化を理解する上で重要なパラメータとなる。
- 3) オゾン濃度は8～9月に大きな減少（オゾンホール形成）をしている。一度オゾン濃度が増加した後11月の中ごろ再び減少している。これは気象庁の観測結果と一致している。このことはオゾンが低い状態がこの頃まで南極上空に保たれていたことを意味している。
- 4) 秋の終わり、冬、春の初めのオゾンホール研究にとって重要な観測時期においても欠落なくオゾンが観測できている。今回の結果は秋から冬にかけてのオゾン破壊の研究を進める上で貴重なデータとなる。詳細は、ポスター会場で説明する。



1990 NO<sub>2</sub>  
%

NO<sub>2</sub>

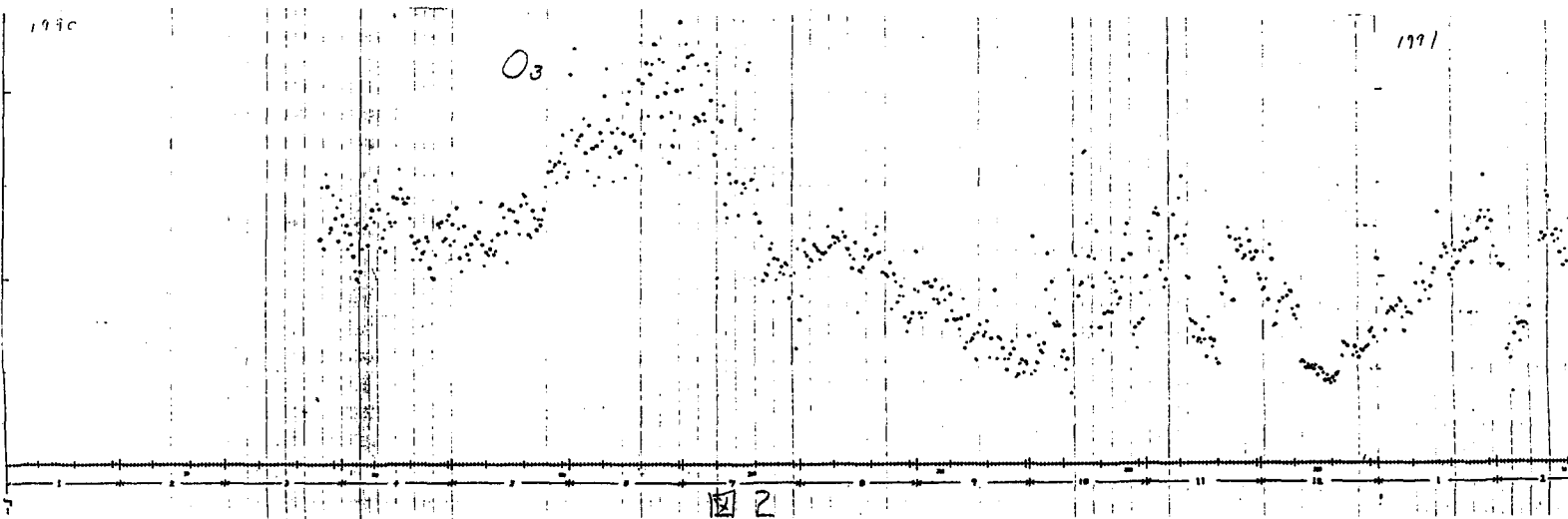
1991



1990

O<sub>3</sub>

1991



忠鉢 繁 (気象研・物理)

## 1. ビデオテープの作成

グラフィック・ワークステーションIRISを用いてニンバス7号TOMSにより観測されたオゾン全量マップのアニメーションを作成した。NASAで作成されたグリッドTOMS(Ver.5)のデータを気象研究所の大型電子計算機を用いてIRIS用に変換したのち、このデータを用いてIRISにより画像を作成した。作成された画像をビデオテープに収録することにより、南極上空あるいは北極上空の日々のオゾン全量の変化をアニメーションとして連続的にみることが出来る。今回作成したこの画像から、大規模な大気擾乱の移動にともなうオゾン全量の変化の様子を知ることができる。また、南極及び北極におけるオゾン全量の季節変化の様子をみることができる。また、近年北半球冬期にスウェーデン付近に出現するようになった異常に小さいオゾン全量の領域が発生・消滅する過程も示されている。

## 2. TOMSによる観測値の精度

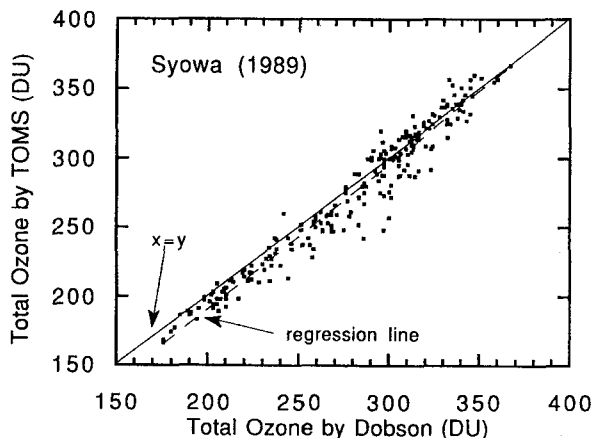
TOMSによる観測は遠隔測定であり、その精度は別の観測から求められなければならない。第1図にTOMS(Ver.5)から求めたオゾン全量と昭和基地で観測されたオゾン全量を比較して示す。この図から昭和基地上空では観測されたオゾン全量が小さくなるとTOMSにより観測されたオゾン全量はドブソン分光光度計系によるオゾン全量に比べて小さく観

測される傾向があることがわかる。なお、作成されたビデオテープ及び下記の示した特徴にはここで示した違いの補正は行われていない。

## 3. TOMSデータから見た1989年の極域のオゾン全量の特徴

今回の作成した1989年のオゾン全量のビデオテープから得られた特徴を以下に示す。

- (1) 1989年3月に昭和基地より南の南極点付近に200DU以下の小さなオゾン全量が観測されている。
- (2) 南極上空の春のオゾン全量の減少(オゾンホール)は、9月上旬に南極上空に200DU以下のオゾン全量が現れ、その後急速に進行している。
- (3) 1989年冬季に現れたスカンジナビア半島上空のオゾン全量の減少は250DU以下のオゾン全量が1月24日頃から現れ2月4日頃まで約10日間続いたことがわかる。このうち1月31日頃から2月1日頃までは200DU以下のオゾン全量を示している。
- (4) 1989年にやはりスカンジナビア半島上空に200DU以下のオゾン全量が10月29日頃から11月3日頃までと、11月13日頃から19日頃まで観測されている。



第1図 TOMSにより観測された昭和基地上空をドブソン分光光度計により観測された昭和基地上空のオゾン全量と比較して示す。オゾン全量が小さくなるとTOMSにより観測されたオゾン全量がドブソン分光光度計により観測されたオゾン全量に比べて小さい値を示す傾向があることがわかる

# NOAA/AVHRRデータによるリュツォ・ホルム湾及びその周辺の 地表面アルベド分布の推定

中川清隆（上越教育大学自然系）

南極昭和基地では第21次越冬隊以降気象衛星NOAAのデータの受信が継続されている。特に第28次隊からは南極地域気候変動に関する総合研究(ACR)の為に基本データの一つとして位置付けられ、現地に専用のミニコンを持ち込み、毎日一回衛星仰角が最大となる北行軌道を受信しAVHRR画像のCCCTを作成している。

このNOAA/AVHRRデータ受信は南極域の雲や氷床・海氷に関する諸情報を得る事を目標としているが、地表面アルベド分布は最も待たれている情報の一つである。演者は、この度、第31次越冬隊に参加し、一年間にわたりNOAA衛星受信に従事する機会を得、現地での受信作業の傍らNOAA/AVHRRデータから地表面アルベドを推定する方法に就て考察し、その方法を南極リュツォ・ホルム湾及びその周辺に適用して地表面アルベド分布の一年間の推移を解析した。

解析に用いたのは、太陽定数で無次元化されたNOAA11/AVHRRデータ第1バンド(0.58~0.68 $\mu\text{m}$ )と第2バンド(0.725~1.1 $\mu\text{m}$ )のレベル値をポラステレオ図法で投影して得られたものである。北極点を光源とし、投影面南緯60度、投影中心経度東経40度、中心緯度南緯69度、投影ピクセル分解能1.1 $\text{km}$ と設定されている。

NOAA/AVHRRでアルベドと称しているものは、反射強度の $\pi$ 倍の当該波長域の太陽定数に対する比率を単純に0.01%単位で表示したものに過ぎない。これを惑星アルベドに換算する為には地心太陽距離や太陽高度に関する補正を施す必要がある。そこで、太陽高度の $\sin$ で除し更に地心太陽距離(天文単位)の自乗で除した各バンドのレベル値を、第1バンドと第2バンド波長域における太陽定数の比率0.3169:0.6831(Thekaekara and Drummond, 1971)で加重平均して惑星アルベドを求めた。

惑星アルベドから地表面アルベドを求める際の大气補正にはChen and Ohring(1983)の方法を修正して用いた。この方法は、Lacis and Hansen(1974)のパラメタライズを地球大气一層モデルに適用したものであるが、日射

全波長域0.2~4.0 $\mu\text{m}$ を対象としているので、NOAA11/AVHRR第1・2バンドのみのフィルタされたデータに適用する為には諸係数や関数に修正を施す必要がある。

NOAA/AVHRR波長域に適合する様に調節を施しながらChen and Ohring(1983)の方法を修正すると、惑星アルベド $A_p$ と地表面アルベド $A_g$ の関係は次式で表される。

$$A_p = 0.3169 - A_o(x) - R_a \{ A_o(x^*) - A_o(x) \} \\ - \frac{0.3169 - R_r - A_o(x)}{1 - R_r^* A_g} + \{ 0.6831 - A_w(y^*) \\ + \frac{0.3169 - R_r - A_o(x)}{1 - R_r^* A_g} - \frac{(1 - R_a)(1 - R_a^*)}{1 - R_r^* A_g} \} A_g$$

ここで、 $R_r$ と $R_a$ は、それぞれ、大気全層とオゾン層以下の大気層のレーリーアルベドであり、 $R_r^*$ と $R_a^*$ は、それぞれ、反射光に対する $R_r$ と $R_a$ である。これらは、Lacis and Hansen(1974)のオリジナル値を波長別太陽定数とレーリー散乱強度を基に修正した。 $x$ と $y$ 及び $x^*$ と $y^*$ は、それぞれ、地表面日射及び大気上限反射日射に対する大気上限からのオゾンと水蒸気の光学的厚さであり、関数 $A_o$ と $A_w$ は、それぞれ、オゾンと水蒸気の吸収関数である。 $A_o$ は、Lacis and Hansen(1974)のオリジナルの第1項を省き残りの第2項を半分にした。 $A_w$ は、Liou and Sasamori(1975)に従ってオリジナルから波長1.1 $\mu\text{m}$ 以上の領域の貢献を除いた。水蒸気の光学的厚さを求める為に必要な有効水蒸気量 $w$ は次式

$$w = 0.0351 e_o p_o / T_o$$

により推定した。ここで、 $e_o$ 、 $p_o$ 、 $T_o$ は、それぞれ、地上の水蒸気圧、気圧、温度である。

以上のことから、惑星アルベドと地表面アルベドの関係式の諸係数は、地上気温・気圧

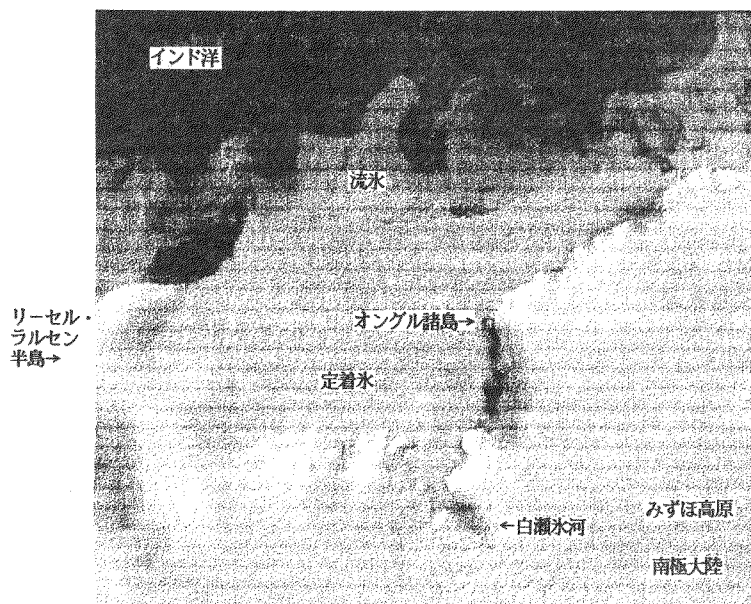
・水蒸気圧、オゾン全量および太陽高度が既知ならば求めることが可能となった。これらのパラメータが一定ならば両アルベドには極めて明瞭な直線関係が認められる。この回帰直線は太陽高度に最も敏感であり、次いで水蒸気圧に敏感である。本研究では、地上気圧とオゾン全量は昭和基地の最寄りの観測値を全域に適用した。NOAA/AVHRR第4バンドの放射輝度温度を地上気温とし、地上水蒸気圧は水上飽和していると見なした。太陽高度はポーラステレオ投影法により求めたピクセルごとの緯度経度から計算した。

本研究で開発した手法を適用して当該地域の1990年2月1日から1991年1月迄の地表面アルベド分布の推移の解析を試みた。南極リュツォ・ホルム湾ほぼ全域が晴天域に入っていることを条件とし、月2回程度を目処にして選択したが、悪天候が極めて多く、地表面アルベド分布図を試作したのは僅かに右表の16日分である。衛星飛来時が夜となった5～8月と悪天候・衛星受信アンテナ故障が頻発した1991年1月は全く解析出来なかった。右表の時刻は衛星仰角が最大になった時刻であり、太陽高度も同時刻のものである。地上気圧と

第1表 アルベド分布解析日時等一覧

No	年	月	日	時刻	最大太陽		地上気圧	オゾン全量
					仰角	高度		
1	1990	02	11	16:07	83.1	25.8	987.8	309
2	1990	02	21	16:01	88.0	23.0	992.6	298
3	1990	03	12	15:58	89.7	16.0	992.3	288
4	1990	04	02	15:32	71.7	9.5	984.9	283
5	1990	09	12	16:06	87.5	7.3	976.0	201
6	1990	09	25	17:04	59.3	7.0	979.9	153
7	1990	09	29	16:20	84.1	12.0	980.2	172
8	1990	10	17	16:23	83.1	17.8	996.2	252
9	1990	10	26	16:24	82.5	20.6	985.6	350
10	1990	10	27	16:13	90.3	21.8	1000.1	344
11	1990	11	18	15:30	60.7	31.4	1001.2	226
12	1990	11	20	16:49	68.5	25.3	1000.6	241
13	1990	11	21	16:38	75.0	26.5	996.1	305
14	1990	11	22	16:27	83.0	27.7	991.1	323
15	1990	12	05	15:43	68.2	33.8	978.8	289
16	1990	12	26	16:51	68.6	29.8	989.8	317

オゾン全量は最寄り時刻の昭和基地における観測値である。当日はパソコン画面にアルベド分布図を表示し、カーソル位置の数値を1%単位で直接読み取れる様にする予定である。



第1図 1990年3月12日のリュツォ・ホルム湾及びその周辺のアルベド分布。当日パソコン画面に表示展示する予定の領域である。開水面のアルベドが著しく小さいのに対して雪氷域のアルベドが著しく大きい為、アルベドに正確に比例した濃度表示では水域内部のコントラストが識別困難になるので、アルベド50%～115%が256階調表示される様に濃度レベル変換を施してある。

## リュツォ・ホルム湾定着氷下の海況変動

滝沢隆俊（北大低温研）、牛尾収輝（極地研）

第31次隊のACR（南極気候研究）観測の主要課題は、海水を核として大気-海水-海洋間の相互作用の研究であった。これに応じて、31次隊の昭和基地における気水圏越冬観測は海洋・海水の観測と海水上の通年の熱収支観測を重点的に実施した。その内ここでは、海洋観測結果について速報する

リュツォ・ホルム湾の定着氷の下の海洋過程を知るために、4月から12月までリュツォ・ホルム湾東部とオングル海峡で海洋観測を行った。主要な目的は、海水過程の進行につれて海洋構造がどのように変わって行くか、加えて、湾内に流入して来ると予測される、低緯度海域にその起源を持つ周極深層水（南大洋に広く存在し、高温・高塩・貧酸素で特徴づけられる）と湾内の水塊との混合過程を調べることである。

観測はオングル海峡に設定した横断観測線上の4定点での月1回の観測、そしてリュツォ・ホルム湾に定めた横断観測線上における秋・冬明け・初夏の3回の観測に大別される。

## 1. オングル海峡横断海洋観測

海峡での観測はこれまで17次隊と23次隊で行われている。観測点は（図1）69°S線上にあり、海況変動の比較もあって測点OS-1～3は23次隊と同じ位置にとった。

**観測方法** 海洋観測を能率的に行うため断熱二重幌のカブスを持ち込んだ。カブスにはウインチ、マスト、採水用流し、暖房用石油ストーブ等を装備し、観測用の開口部が設けられてある。各測点で毎回、記録内蔵型CTDによる温度・塩分測定、及び溶存酸素量の測定を行った。溶存酸素量は、ナンセン採水器により水深に応じて3-8層の採水を行い、ウインクラ法により定量した。一部の測点においては $\delta^{18}\text{O}$ 、 $^{14}\text{C}$ 、PH測定用の採水を行った。

**観測概況** 観測は4月から12月まで毎月行った（但し、旅行のために8月と10月は

欠測）。観測結果の例として、図2に観測点OS-3における温度、塩分及び溶存酸素量の月変化を示した。周極深層水の影響を受けていると思われる高温・高塩・貧酸素の水塊は4月に下層に存在したが、5月には姿を消し、再び11月200-300m層に現れる過程が見られる。冬期は海水過程の進行につれ対流混合のため温度・塩分ともに均一になって行く。

## 2. リュツォ・ホルム湾海洋観測

リュツォ・ホルム湾全体の海況をつかむため、図3にあるようにP、L、OWの3本の横断観測線を設けて観測を行なった。測点の位置は、図中にP1-4、L1-5、OW1-5（計14点）として示してある。各測線の西端は湾中央部を白瀬水河末端から北に向かって延びている中央トラフを横切っているため、湾の最深部の観測データは得られた。

観測旅行は3回行い、第1回は4月24日-5月12日、第2回は8月15日-9月4日、第3回は10月15日-11月2日であった。観測項目・機材・方法等は前述のオングル海峡観測と同じである。

**観測概況** 図4に観測結果の一例としてルート上の10月の断面図を示す。冬期の海水過程によって生成されたと思われる低温・高酸素の水塊が、L-1からL-3の陸棚から中央トラフの東斜面に見られる。この水塊は5月、8月には存在していない。一方、トラフの最深部には高温・高塩・貧酸素の周極深層水が認められる。5月の観測ではこの水の温度は0℃以上あったが、季節とともに低下している。同時に、塩分も減少している。この事は、湾への周極深層水の流入がある時期に止まり、滞留した周極深層水は徐々に変質して行くことを示唆しているのではないだろうか。そして、オングル海峡での観測結果を併せて考えると、恐らく夏前に再び周極深層水が入り込んでくるのではないかと想像される。

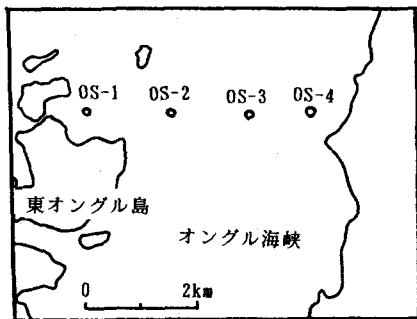


図1 オングル海峡横断海洋観測線

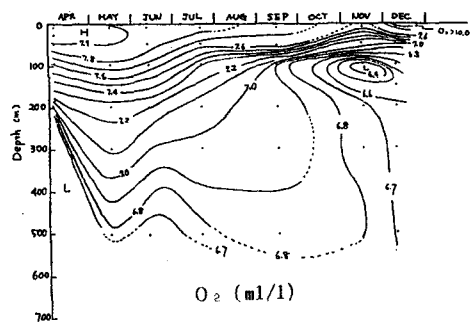
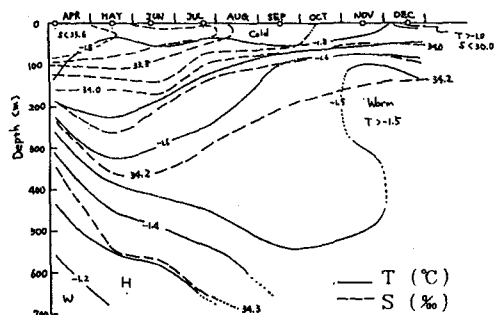


図2 オングル海峡OS-3 (水深667m) における海況変動

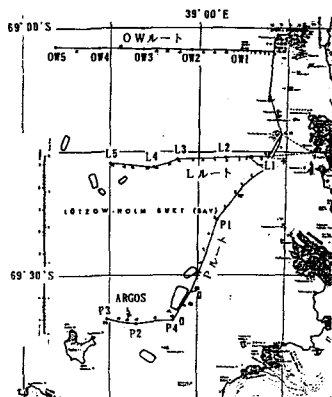


図3 リュツォ・ホルム湾海洋観測ルート図

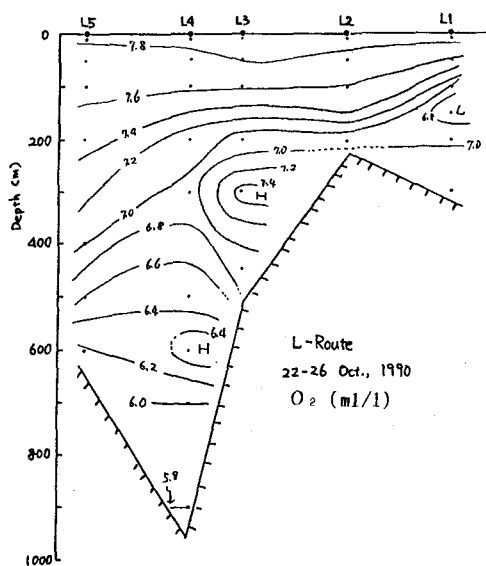
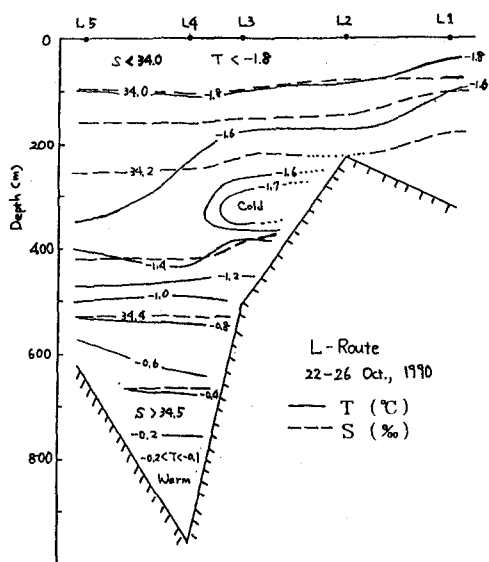


図4 リュツォ・ホルム湾Lルートの東西断面 (10月)

## AXBTによる沿岸ポリニアの鉛直温度プロファイルの測定

牛尾収輝（極地研）・滝沢隆俊（北大 低温研）

1. はじめに：南極リュツォ・ホルム湾の陸棚海域を覆う定着氷野と外洋の流水域の間は通年、開水面あるいは薄水域となっている。このような海域をポリニアといい、海水域の中でも大気-海洋間のエネルギー・物質交換の活発な場である。昭和基地北方の大陸斜面上には“大利根水路”と呼ばれる沿岸ポリニアが形成される。陸棚、大陸斜面、外洋の各海域において生じる様々な海氷-海洋過程を理解するためには、海洋構造を把握することが基本である。そこで31次隊ACR観測の一環として、この大利根水路において通年海洋観測を実施した。

2. 観測方法：ポリニア域の水温鉛直分布を調べるために、セスナ機によるAXBT (Airborne Expendable Bathythermograph) 観測を行なった。AXBTとは航空機からの投下式海中水温計（プローブ）で、海水中を1.5m/sで沈降するセンサーからの信号は海面に浮かぶ発信器を通して電波となり、機上で受信、記録される。観測点は人工衛星NOAAの画像をもとに決定し、プローブを開水面領域に投下した。

3. 結果：1990年3月から翌年1月までの間、大利根水路において計16点のデータを取得した。全観測点を示した図1からわかるように、頻繁に開水面が生じるのは大陸斜面上である。大利根水路の形成された例として、NOAA画像 (Area C) のトレース画を図2に示した。これは9月29日のもので、冬明けにあたるこの時期においても、黒色の開水面（または薄水域）が見られた。測定結果例として、図3に9月29日と12月26日の水温プロファイルを示す。いずれの場合も300m深位まで結氷温度（-1.8~-2.0°C）に維持された冬季混合層が発達している。秋から冬明けまではこのような傾向が見られ、11月下旬以降は表層数10mの水温が最高-1.5°C位まで上昇していた（12/26）。これは日射の影響と考えられる。尚、定着氷下の水温プロファイルとの比較については当日紹介する。

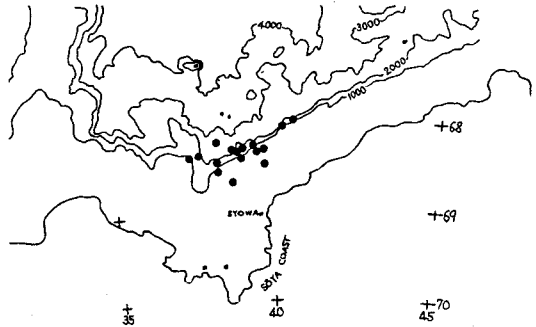


図1. AXBT観測点。等深線の数字はm単位。

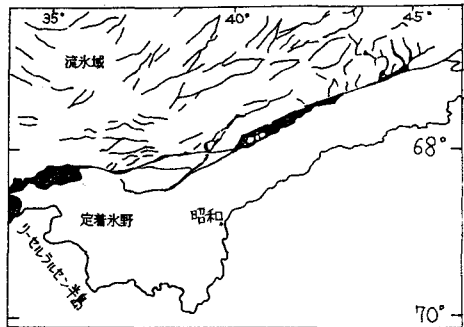


図2. 1990年9月29日、リュツォ・ホルム湾の氷状図。NOAA画像をトレースしたもので、黒い部分が開水面または薄水域。

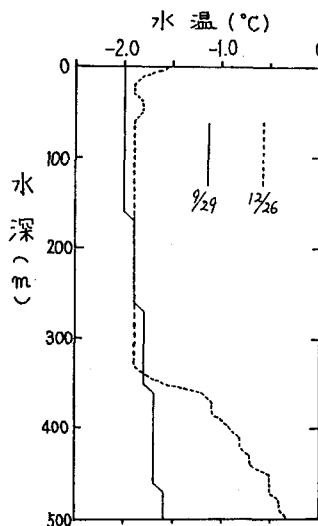


図3. 大利根水路の水温プロファイル。  
 (実線) 9/29: 68° 17' S, 39° 00' E.  
 (破線) 12/26: 68° 26' S, 38° 11' E.

南極海水域の表面気温傾度の観測

遠藤辰雄（北大低温研）・下田春人（船舶技研）

JARE30の夏の船上観測で海水状況のビデオ観測とアルベード観測を行ったときに艦首と艦橋屋上で気温の測定を行った。これらと第5観測室で汲み上げた海水温度を用いて海面付近の気温の鉛直傾度を求め、海水密度と比較しながら、その妥当性を吟味してみたので、その結果を報告する。

図1はT0 (SST)、T1 (ATL)、T2 (ATU)の測定位置をしめす。それによる鉛直気温傾度TG1、TG2はつぎの通りである。

$$TG1 = (T1 - T0) / h1$$

$$TG2 = (T2 - T1) / h2$$

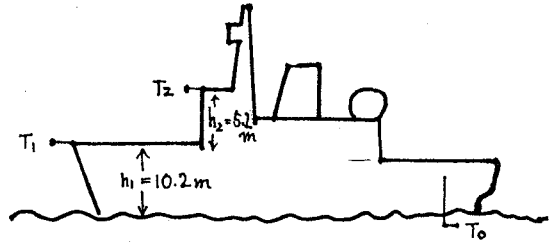


図1

図2はブライド湾進入時の各温度の記録で上段は海水密度である。それによるTG1、TG2は図3にしめす。密度の高いところでは大気から海面へのフラックスがあり、開いているところは海から大気へ熱輸送があることがわかる。

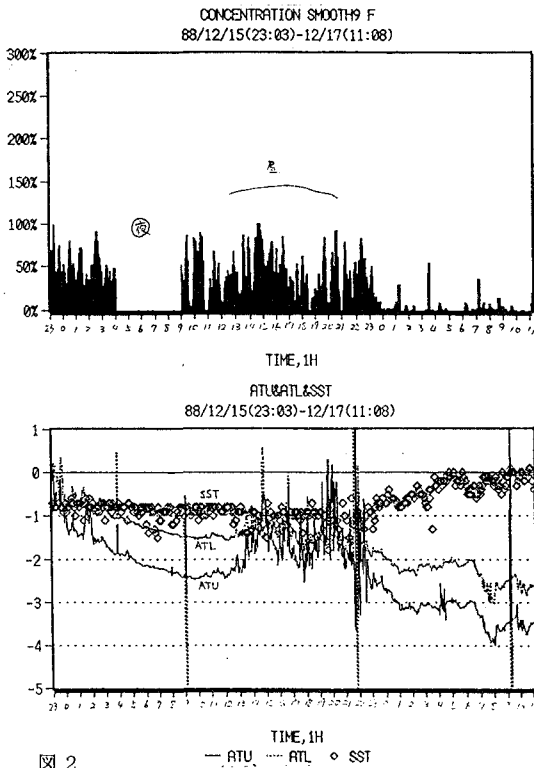


図2

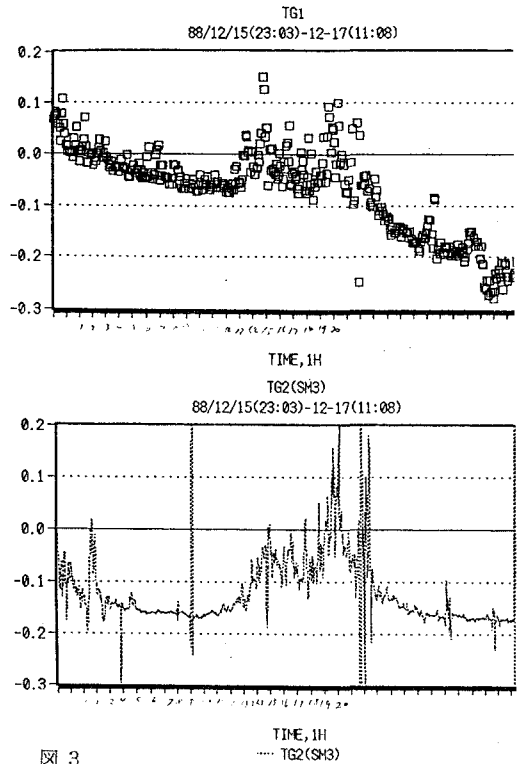


図3



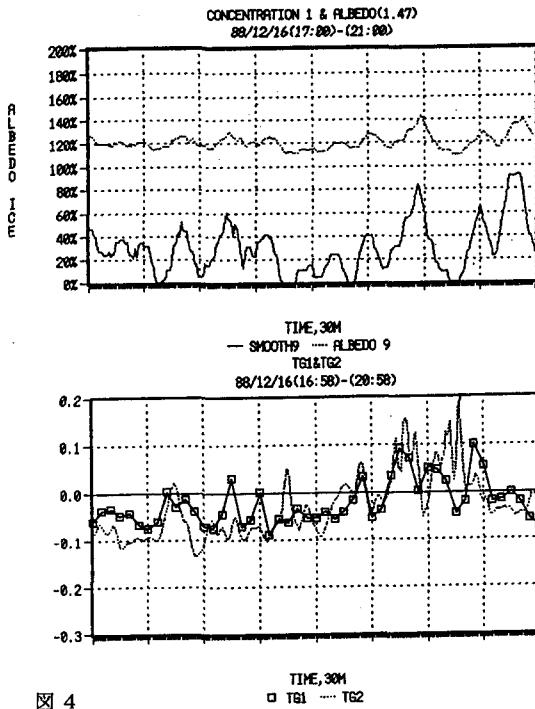


図 4

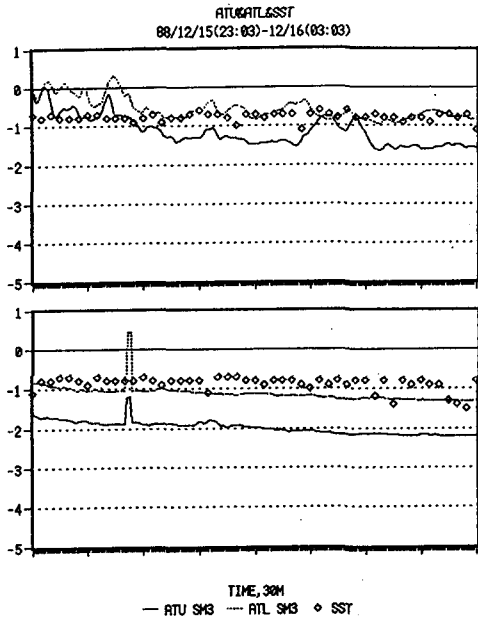


図 5

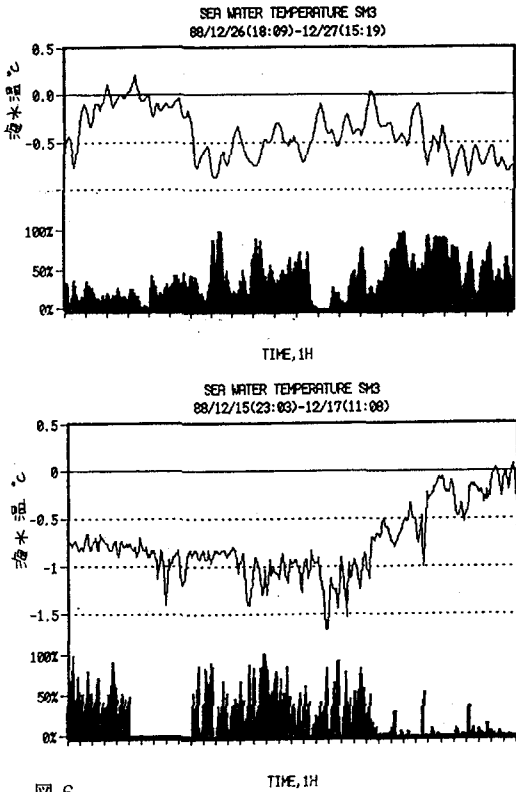


図 6

図 4 の 20:15 頃の開海氷部をみると、TG1 のみが負になっていることから、T1 の測点を境にフラックスが逆転しているのがわかる。

図 5 は海氷の外海の例であるが、一般的に TG1、TG2 が負であることが多いことをしめしている。

図 6 は海氷密度と海水温との関係をしめしているが、それらは互いに負の相関にあることがわか。

## 南半球の循環場の年々変動と海水の変動

榎本浩之（北見工業大学），田少寛（筑波大），山内蒸（極地研）

### はじめに

本研究では，大気と海水の相関関係（あるいは変動の対応）の背景となっている広域の大気の変動について調べた。

### 年々変動

これまで，月平均データを用いて調べた結果，環南極域の低圧部の位置や強度が海水の変動と関連していることがわかってきた（図1）。

この環南極域の循環場の変動は，より広域の循環場の変動の一部と考えられる。そこで，まず南半球の大気循環場の変動を調べた。オーストラリア気象局作成の月平均データを用いて，最近，約10年の南半球中高緯度の大気循環場の変動の様子を，全経度平均および各経度域毎に調べた。図2，3に，それぞれ気圧と風に関する結果を示す。各月について，平均値からの偏差を求め，フィルターをかけて短周期成分を除去したものである。示度に関しては，約2年の

時間スケールをもった変動が見られる，また大きなアノマリーを示す地域の南北動の様子も見られる。これが，図1に見られるCircumpolar Troughの南北動となって海水分布に影響していると考えられる。発表では，Navy-NOAAの海水データとの相関解析から見いだされた海水と大気（気圧，風，温度）の変動との関連を紹介し図2，3の様な変動との関係についても述べる

### 個々の低気圧と平均場

さらに，議論を進めるためには，通過する個々の低気圧の影響と，平均場に見られる定常的な低圧部の影響を区別して考える必要がある。そこで，ECMWFのDaily解析データを用いて，月平均に表れる偏差と，個々の高低気圧活動との対応を調べた。このような解析から，低気圧が次々と通過しているのか，定常的に低圧部なのかわかる。それぞれの影響について，また地域的，季節的な違いについても議論する予定である。

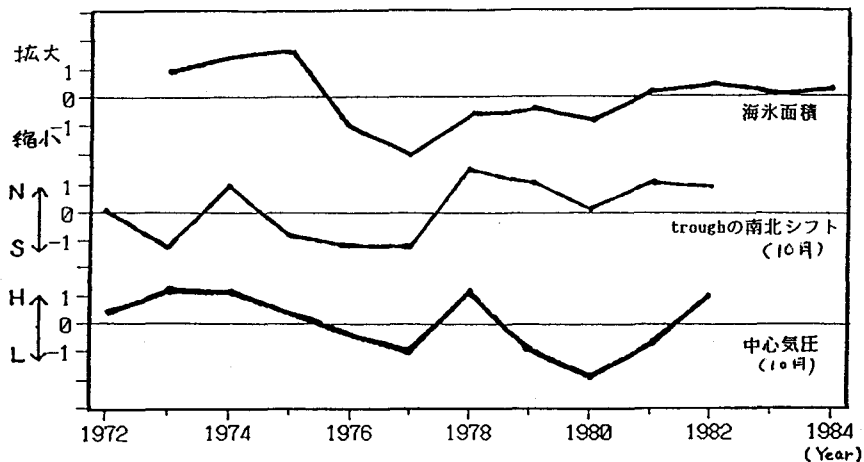


図1 南極圏の海水の年最大面積の変動とCircumpolar Troughの南北動(N $\leftrightarrow$ S)，Troughの中心気圧の示度(H $\leftrightarrow$ L)の関係。低気圧帯の強度が大きい（気圧示度が小さい）ときほど，その位置は南極大陸に接近する。このとき海水面積の拡大は抑えられる。

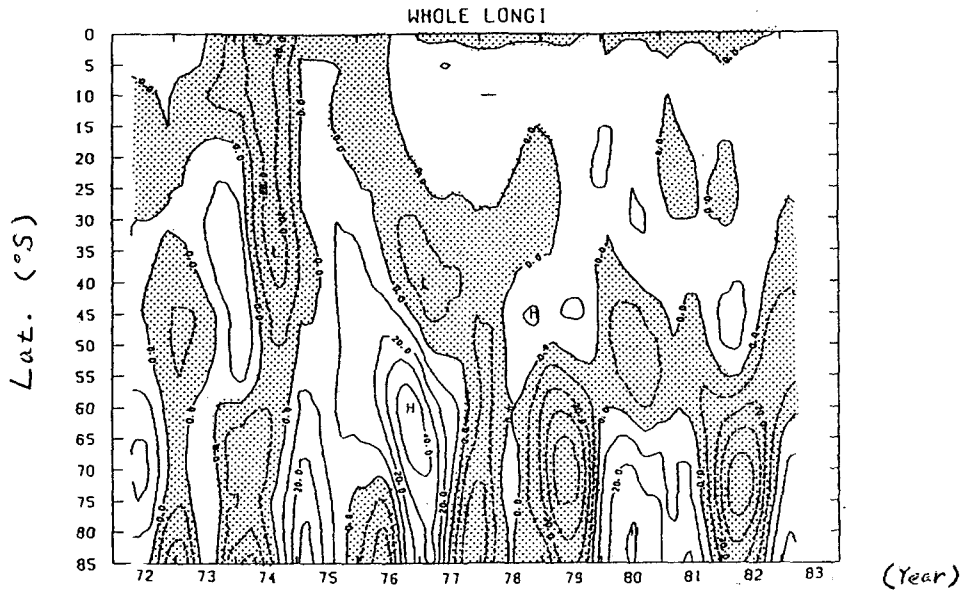


図2 南半球の500mb面高度場(z)の経年変動。時間-緯度断面を見た。また、この図では全経度での平均を表している。短周期変動はフィルターを使って除去してある。負の偏差域にはハッチを施してある。約2年程の時間スケールをもつ変動が見られる。また、大きなアノマリーを示す位置の南北動も見られる。

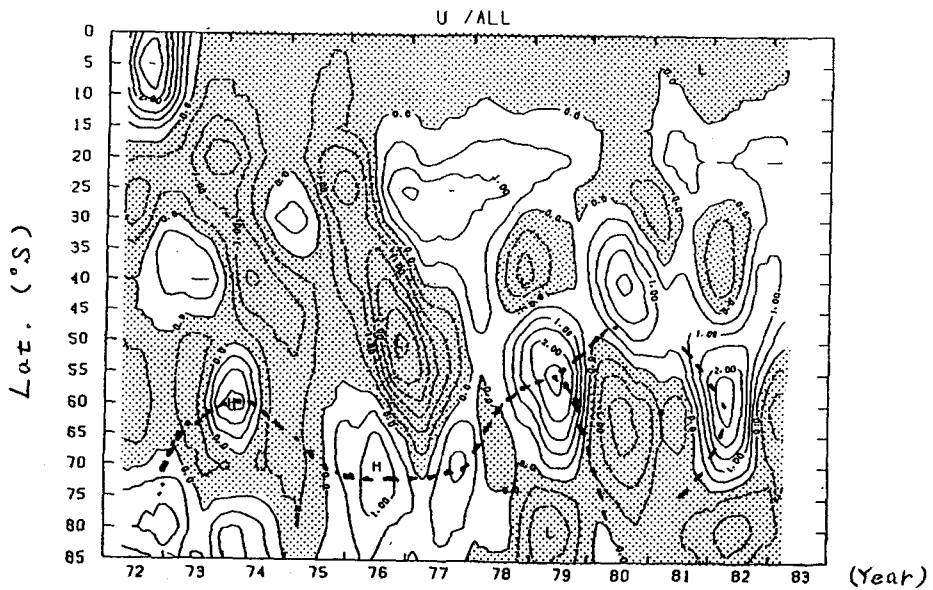


図3 南半球の500mb面における風の東西成分(u)の経年変動。図2と同様の処理を施してある。500mb高度場と同じく、風速の増加を示す位置の南北動が見られる(点線で示す)。これは図2で、高度場の南北傾度が大きいところに対応している。

## スバルバル諸島近海の海水・海洋の年々変動

小野 延 雄 (国立極地研究所北極圏環境研究センター)

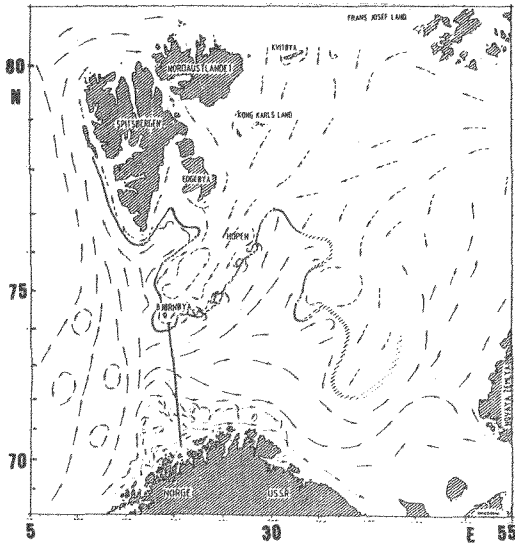
スバルバル諸島は、北緯76~81度、東経10~30度に位置し、北は北極海中央部、西はフラム海峡、南西はグリーンランド海、南東はバレンツ海に面している。大西洋北部をスカンジナビヤ半島に沿って北上する大西洋水は、フラム海峡東部から北極海に入るが、一部はバレンツ海に流入してノバヤゼムリヤ沖をさらに北上する。バレンツ海では、フランツヨゼフ島付近から南下する北極海水が、この大西洋水と接し合いながら、スピッツベルゲン島のごく岸沿いを時計周りに流れている(第1図参照)。フラム海峡西部は、海水と共に南下する北極海表層水が東グリーンランド海流として顕著な流れを形成する。

地球規模の気候変動や環境変化は、極域特に北極域に増幅して現われると考えられている。しかし、大きな年々変動に隠されてしまう長期トレンドの把握には、現象の選択と抽出の工夫が必要になる。天候・気候が積分的に記憶される海洋混合層や海水の年々変動を、北極海水と大西洋水が交流するスバルバル諸島周辺海域で調べて、長期トレンドの把握に役立つパラメータを考究する。そして、地球規模の気候変動

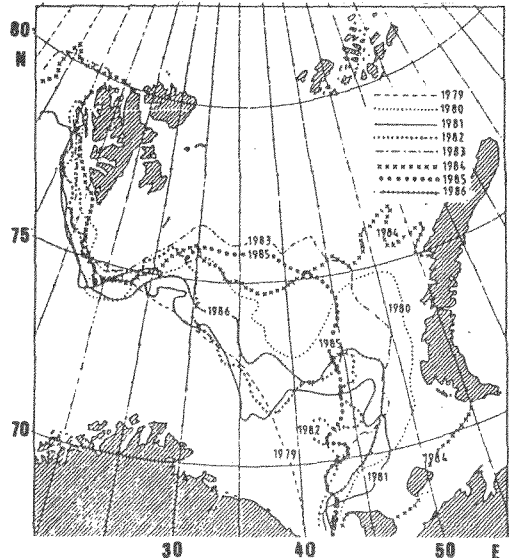
とそのメカニズムを、極域の視点から解明することを目標とする。

今回は、バレンツ海の海水・海洋の資料を集めて年々変動の特徴を総観することを試みた。第1図は、バレンツ海の表層海流図(Loeng 1988)であり、大西洋水の流れを実線の矢印、北極海水の流れを破線の矢印、スカンジナビヤ半島付近の沿岸水の動きを点線の矢印で示している。大西洋水と北極海水とが接し合う極前線の位置は太線と斜線とで描かれている。スカンジナビヤ半島からスピッツベルゲン島の中間点に位置するペア島までの海洋観測線は、古くから調べられていて、バレンツ海への大西洋水流入の年々変動を知る貴重な手掛かりとなる。

第2図は、バレンツ海の冬の最大海水域の水縁位置を示したもので、ペア島からスピッツベルゲン島にかけては年々変動が小さく、バレンツ海中央部で年による違いの大きいことがわかる(Middtun 1990)。現在入手しているノルウェーやソ連による海水・海洋観測結果を整理して、年々変動の特徴にENSOサイクルに関連する新知見が含まれているという結果を得た。



第1図. バレンツ海の表層海流図 (Loeng 1988)



第2図. 冬のバレンツ海の最大海水域の水縁位置

(Middtun 1990)

文献: Loeng, H. 1988 Current conditions in the Barents Sea, Arcti. Pilot 7, 150-159.  
Middtun, L. 1990 Surface temperatures of the Barents Sea, Polar Res. 8, 11-16.

グリーンランド周辺における海水の経年変動

松村 寛一郎・遠藤辰雄 (北大低温研)

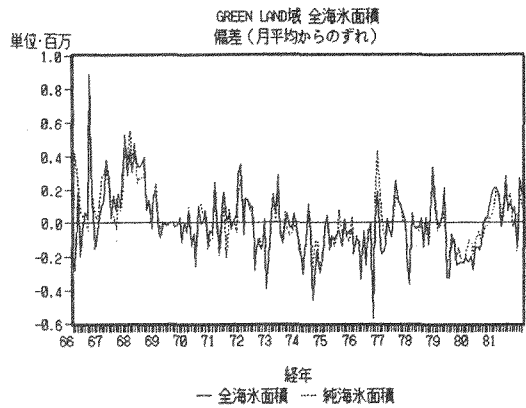
(はじめに) デンマークの気象局が発行している「THE ICE CONDITIONS IN THE GREENLAND WATERS」を用いてグリーンランド周辺の海域に於ける海水の経年変化の結果を得たのでここに報告する。

(方法) グリーンランド周辺の海域に於て1966年1月より1981年12月までそれぞれの月の終わりの海水地図が与えられている。この図には同時に氷の密接度の情報も与えられている。(図1)この図がその月の海水の分布をあらわしているものとし、密接度別の面積を求めた。密接度により、10%から30%、40%から60%、70%から90%、そして100%という4つのグループについて月毎の面積の値を求めた。図2の実線は、4つのグループの面積をすべてたしたものつまりグリーンランド周辺に於ける海水の面積の経年変動を示している。ここで純海水面積を(海水面積)×(密接度)と定義した。



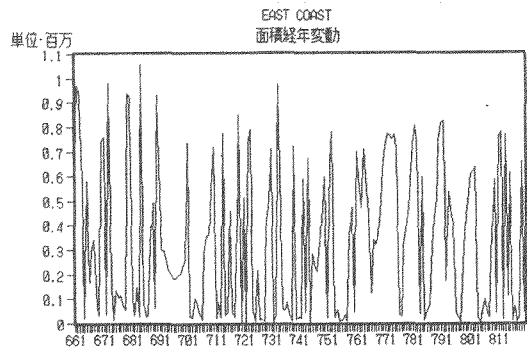
(図1)

(結果及び考察) (図2)は、海水面積及び純海水面積のそれぞれの月における平均値からの偏差を示したものである。1968年から1969年にかけては海水面積が大きい傾向がみられ1979年から1981年にかけては、海水面積が少ない傾向が見られた。



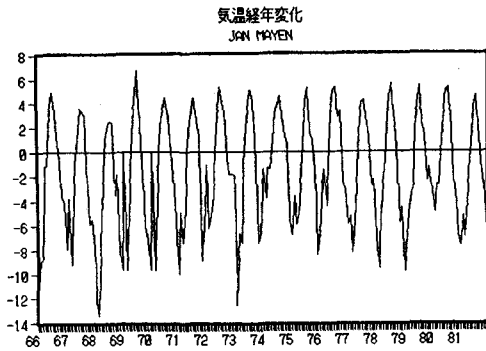
(図2)

次に(図1)に示してあるようにグリーンランド周辺を東側と西側に分けてそれぞれ海水面積と純海水面積を求めた。(図3)は、東側における海水面積の経年変動を示している。この図を見る限りにおいては、海水面積変化については、周期的な季節変動が見えてこない。



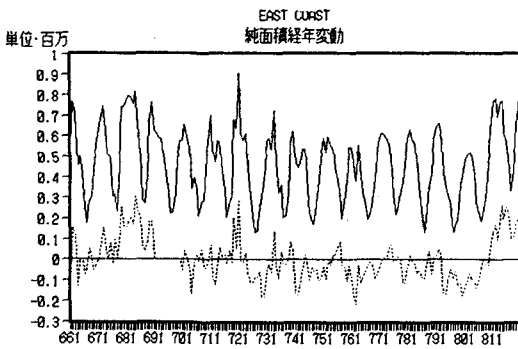
(図3)

一方YAN MAYENの気温の経年変動(図4)には、季節変化が現れている。



(図4)

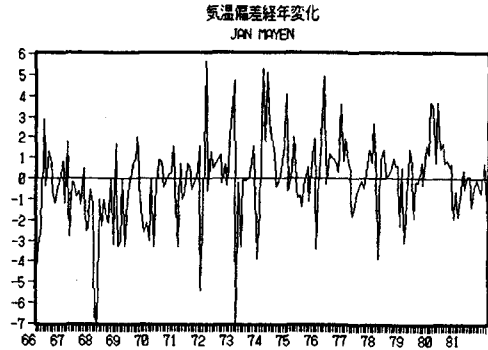
(図5)は、東側における純海面積の経年変動とその偏差を示しており、季節変動が現れている。以上より純海面積のほうが、海面積よりも気候との関連を議論する上でより精度が高いことが確認された。



— 純面積    ..... 純面積偏差

(図5)

(図6)は、季節変動を除いたYAN MAYENの気温偏差の経年変動を示しているが、(図5)と良い対応にある。このことは海水の形成と気候との関連を直接比較する上で重要である。



(図6)

模擬海水の誘電率測定

高島逸男、山越寿夫、前田利雄、桜井昭男 (船舶技術研究所)

1. まえがき

電波による海水の氷厚、氷質等の探知に必要となる海水の誘電率データは、使用電波(1 MHz~1 GHz)の周波数帯で測定されたものは少なく、部分的なものにとどまっている。

海水の誘電率データが乏しいのは、海水の誘電率が小さく、また誘電損失も小さい上に、使用電波の波長(300~0.3 m)が長いため、比較的小さな適切な試料を用いて、精度良く誘電率を計測することが困難であることによる。

筆者らは海水の誘電率の測定法として、同軸管を用いた反射法を採用して計測を試みた結果、200 MHz~1 GHzの周波数領域で、模擬海水の誘電率特性を得ることができたので報告する。

2. 測定方法

一般に物質の誘電率は複素誘電率で表され、次式の有効誘電率で定義される。

$$\epsilon_{eff} = \epsilon' - j(\epsilon'' + \sigma/\omega) = \epsilon' - j\epsilon''_{eff} \quad (1)$$

- $\epsilon'$ : 誘電率の実数部
- $\epsilon''$ : 誘電率の虚数部
- $\sigma$ : 導電率 (s/m)
- $\omega$ : 角周波数 (rad/s)

有効誘電率の虚数部分( $\epsilon'' + \sigma/\omega$ )が電磁波の損失に関与するが、高周波の測定では虚数部分中の導電率等を分離して測定することはできないので、本測定では誘電率の実数部( $\epsilon'$ )、及び単一のパラメータとした虚数部( $\epsilon''_{eff}$ )を求めることとした。

測定法としては、反射法、伝送法、共振法等から、広帯域での測定、取扱いの簡便さ、校正、解析の容易さ等を考慮して同軸管を用いた反射法により行った。

使用した誘電率測定用同軸管を図-1に示す。また、誘電率の測定ブロック図を図-2に示す。

誘電率の測定は試料を同軸管に挿入しない場合を基準として、挿入した場合との位相差及び反射係数をネットワークアナライザーで計測し、下記の(2)式から誘電率の実数部を

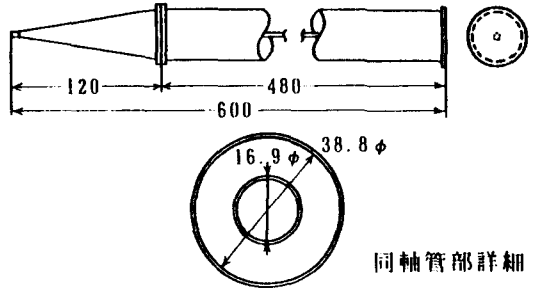


図-1 誘電率測定用同軸管

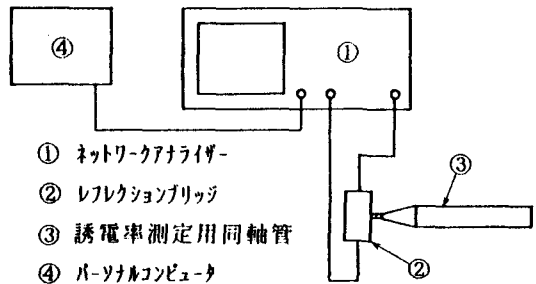


図-2 誘電率測定ブロック図

求め、さらに反射係数から求めた規格化インピーダンス(Z)と誘電率の実数部を用いて、(3)式から虚数部を求めた。

$$\sqrt{\epsilon'} = \frac{(\theta_x - \theta_0) \cdot c}{360 \cdot 2 \cdot t \cdot f} + 1 \quad (2)$$

$$z = \frac{1}{\sqrt{\epsilon_{eff}}} \tanh j \frac{2\pi f}{c} \sqrt{\epsilon_{eff}} \cdot t \quad (3)$$

( $\theta_x - \theta_0$ ): 試料を挿入しない場合と挿入した場合の位相差(度)

C: 真空中の光速 (m/s)

t: 試料の長さ(m) f: 周波数 (Hz)

Z: 規格化インピーダンス

3. 測定結果

供試模擬海水は側部及び底部を断熱した小型水槽に所定濃度の塩水を入れ、低温室内で長時間かけて氷盤に形成させたものである。本報告では塩分濃度を海水に近いものと、海水の1/5程度とした場合の結果について示す。供試模擬海水より採取した誘電率測定用の

供試料を表-1に示す。誘電率の測定は同一試料について、周波数 200~1000 MHz、測定温度 -10℃及び -20℃で行った。

各供試料について誘電率を測定した結果を図-3~図-6に示す。

図-3、4は水中の塩分濃度が低くなるようにして、比較的水厚の大きな水盤に対応させたもので、誘電率の実数部をみると、水盤の上層(試料番号-1)及び下層(試料番号-2)でほぼ同程度の値となった。

これに対して、誘電率の虚数部には含有する塩分濃度の僅かの差が影響を及ぼし、塩分濃度の高い下層が上層より2~3倍大きな値

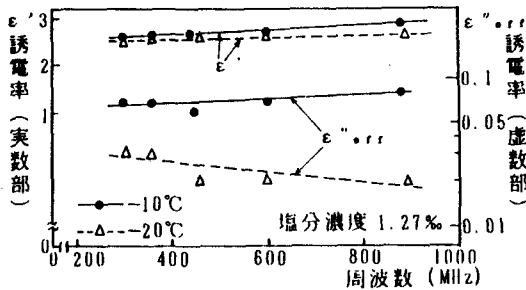


図-3 試料番号-1の誘電率

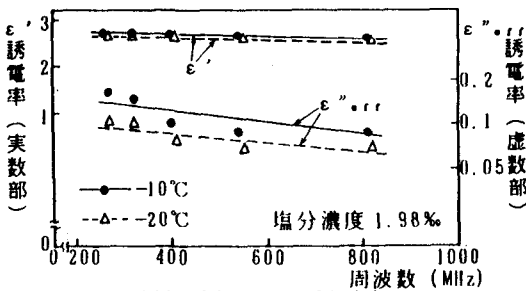


図-4 試料番号-2の誘電率

となった。

図-5、6の試料番号-3及び4の試料は海水に近い塩分濃度の塩水から生成した水盤であり、1年氷に類似した塩分組成となり、誘電率の実数部及び虚数部とも、実海水のものに対応がみられ、実数部は2.7~3.2、虚数部は0.5~1.5程度の値となった。

全般に模擬海水の誘電率の実数部は塩分濃度が増加すると僅かに増加し、周波数が高くなると小さくなる傾向を示した。また、測定温度(-10~-20℃)の影響はほとんどみられなかった。

これに対して、誘電率の虚数部は塩分濃度の増加により、指数的に大きくなる傾向を示した。また、測定温度を低下させると水中の

表-1 供試料

試料番号	試料塩分濃度	模擬海水塩分濃度	水盤厚さ	試料採取位置
1	1.27(%)	8.5(%)	37(cm)	上層の10cm
2	1.98	8.5	37	下層の10cm
3	5.55	27	28	上層の10cm
4	9.1	27	28	下層の8cmを除きその上部10cm

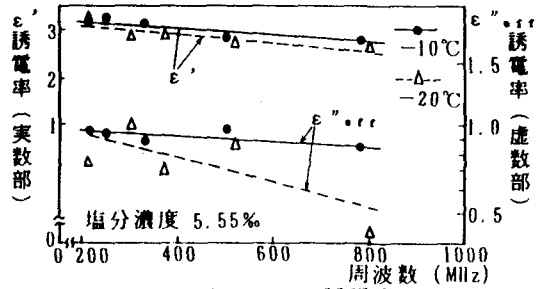


図-5 試料番号-3の誘電率

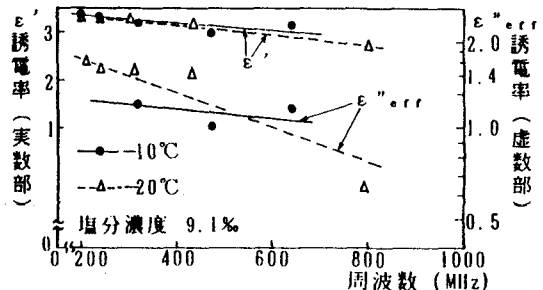


図-6 試料番号-4の誘電率

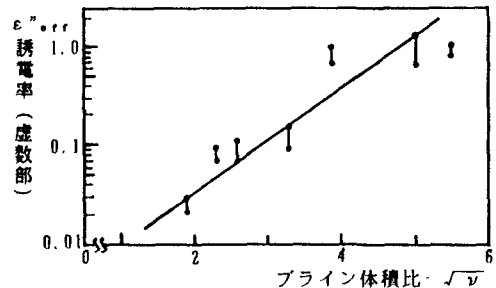


図-7 誘電率(虚数部)とブライン体積比との関係

ブラインが凍結し、誘電率の虚数部を低下させるので、誘電率の虚数部とブライン体積比との関係を求めたものが図-7である。本測定範囲では誘電率の虚数部はブライン体積比の平方根にほぼ比例し、0.02~1.3の値となった。

以上、模擬海水の誘電率を同軸管を用いた反射法により求めたが、今後は、水盤の誘電率を非破壊で計測するとともに、水盤の厚さをリモートセンシングする手法の改良に取り組む予定である。



海水の電波反射率による多層構造解析  
 ——— 計算のアルゴリズム ———

(船舶技術研究所) 山越寿夫、高島逸男、前田利雄、桜井昭男

[1. はじめに] 海水上空の電波反射率から海水厚さおよび海水中の塩分濃度分布を探知する手法のアルゴリズム及びその適用例を以下に示す。この手法の基本原理は、電波反射率の海水構造依存性を記述する(3)式~(6)式<sup>(1),(2)</sup>を、電波侵入深さ(Skin Depth)の周波数依存性と、塩分濃度依存性を考慮して、深さに関して漸化的に解くことにある。

[2. Skin Depth の塩分濃度・周波数依存性] 簡単のため海水に電波が垂直入射すると考える。海水表面からの深さを  $z$  で表し、複素波数を  $\kappa$  で表せば、電波は  $\exp(-\kappa z)$  のかたちで侵入する。入射電波の角周波数を  $\omega$  で表せば  $\kappa$  は、 $\kappa = [\alpha + i\beta] \omega / c$  のかたちをしているが、 $\alpha$  と  $\beta$  は、図-1 に示す様に、塩分濃度、周波数への依存性を持つ<sup>(1)~(3)</sup>複素誘電率の実部  $\epsilon'$  および虚部  $\epsilon''$  を用いて下記(1)式及び(2)式のごとく記述される。そこで、電波の侵入深さの目安として、複素波数  $\kappa$  の実部の逆数を <Skin Depth> と定義する。

$$\alpha = \{0.5 \mu \epsilon' [1 + (\epsilon''/\epsilon')^2]^{1/2} - 1\}^{1/2}, \quad \text{--(1)}$$

$$\beta = \{0.5 \mu \epsilon' [1 + (\epsilon''/\epsilon')^2]^{1/2} + 1\}^{1/2}, \quad \text{--(2)}$$

図-2 には、Ray<sup>(2)</sup> と Allan<sup>(3)</sup> の氷およびブラインに対する誘電率データに基づき、典型的ないくつかの塩分濃度の場合につき、Skin Depthの周波数依存性を求めた結果を示した。入射電波の周波数が 1 ~ 3 GHz 程度の場合には、どのような塩分濃度でも Skin Depth は数 cm と浅い値に集中しており、あまり塩分濃度依存性は顕著ではないが、周波数が下がるにつれて Skin Depth の値は大きくなり、またその値の塩分濃度依存性も顕著となる。たとえば 100 MHz 程度では塩分濃度が 0.01 パーミルから 5 パーミルへと変化すると Skin Depth の値は数 m から数十 cm までと、可成り大きな依存性を示す。さらに周波数が 1 MHz ~ 10 MHz と低い領域になると、塩分濃度が 0.01 パーミルから 5 パーミルへと変化した場合の Skin Depth の値は 100 m 程度から 1m 程度までと大きな依存性を示している。

[3. 塩分濃度分布算出のアルゴリズム] 海水の深さ方向に塩分濃度が分布している場合、電波反射率の周波数特性にはその濃度分布に応じた干渉模様が現れる。<sup>(1),(2)</sup> この干渉模様から海水塩分濃度分布を求める際に、上記Skin Depth の周波数依存性を考慮して、下記の一連の漸化式<sup>(1),(2)</sup>を解くことになる。ただし添字  $s$  は海水領域を意味するものとする。

$$a_0/b_0 = (\chi_0 - \Lambda_1)/(\chi_0 + \Lambda_1), \quad \text{--(3)}$$

$$\Lambda_1 = \chi_1(\Lambda_2 + \chi_1 \tanh \kappa_1 D_1)/(\chi_1 + \Lambda_2 \tanh \kappa_1 D_1), \quad \text{--(4)}$$

$$\Lambda_2 = \chi_2(\Lambda_3 + \chi_2 \tanh \kappa_2 D_2)/(\chi_2 + \Lambda_3 \tanh \kappa_2 D_2), \quad \text{--(5)}$$

.....

$$\Lambda_m = \chi_m(\Lambda_s + \chi_m \tanh \kappa_m D_m)/(\chi_m + \Lambda_s \tanh \kappa_m D_m), \quad \text{--(6)}$$

以下にその決定の手順のあらましを示す。

(1) 第1ステップ

(A) サブステップ(1-a) ここでは、GHz 領域に 1 点選んだ周波数における反射波測定データから、第1層の複素誘電率を決定する。その手続きの考え方を以下に述べる。すなわち、周波数が GHz 領域の場合、Skin Depth は精せい数 cm であるので、第1層の厚さ  $D_1$  として Skin Depth 以上の値、例えば 10 cm と置けば、(4)式の  $\tanh \kappa_1 D_1$  の実部および虚部の値はそれぞれ 1.0 と 0.0 となる。そこで (4)式は  $\Lambda_1 = \chi_1$  となる。この関係を (3)式に代入し、その実部、虚部をとれば、それぞれは、第1層の誘電率の実部  $\epsilon'$  および虚部  $\epsilon''$  の簡単な式となる。他方、(3)式の実部、虚部は、電波反射率および反射波位相の観測値を用いても記述される。したがって、2 個の未知量  $\epsilon'$ 、 $\epsilon''$  と 2 種類の測定データとを

結び付ける2本の式が成立する。 これらを解くことにより、 $\epsilon'$ と $\epsilon''$ が決定される。

(B) サブステップ(1-b) ここでは、サブステップ(1-a)よりもやや低い幾つかの周波数における反射波測定データを用い、第1層の厚さを決定する。 その際、誘電率の実部、虚部の周波数依存性を用いるので、(4)式中の誘電率を既知量と見なす。 式(3)、(4)を解けば、上記複数個の周波数に対応した厚さ $D_1$ が求められる。  $D_1$ の値に一定の許容範囲を設け、その中に入る $D_1$ の平均値を以って第1層の厚さとする。

(2) 第2ステップ

第2層を記述する(5)式にまで対象式を広げ、上記サブステップ(1-b)での値よりもさらに低い周波数、例えば数百MHzの領域で、第1ステップと同様の手続きを踏み、第2層の誘電率と厚さを決定する。 その際は、第1層についての $D_1$ 、 $\chi_1$ 、 $\Lambda_1$ は既知量として扱う。

(3) 第3ステップ以降

最後は(6)式に至るまで、対象周波数を下げつつ同様の手順を繰り返すことにより、各層の水厚と誘電率が順に決定されてゆくことになる。

[4. 適用性の検討] 今回示した手法の実用性を検討する為には、実海水における海水誘電率の塩分濃度および周波数への依存性を示すデータが必要であることは勿論であるが、アルゴリズム自身の妥当性を理論的に検討する為、計算に必要なデータはすべてモデルとして与えられたものとして扱った。 図-1に見られる様に、複素誘電率の実部はどの塩分濃度においても3GHz以下で互いに非常に似た周波数依存性がある。

他方、虚部は3GHz~100MHzで塩分濃度により周波数依存性が異なるが、それでも塩分濃度に関して一価関数としての対応性があると見なせる。 したがって、各層の厚さを決定する際に用いる誘電率については、複数の周波数に対してひと組の値が一意的に決まる。 一例として、塩分濃度0.05%、厚さ10cmの第1層と塩分濃度0.2%、厚さが5cm~120cmの種々の値の第2層を持つ海水が深い海に浮いている場合につき算出した反射率データ(図-3に示す)をもとに、上記アルゴリズムを用いて塩分濃度分布の再現性を検討した。 濃度分布は誤差10%程度で再現された。

[5. まとめ] Skin Depthの概念を用いることにより、反射電波の観測データから海水中の深さ方向に関する塩分濃度分布を決定するアルゴリズムを導いた。 その妥当性は2層からなる塩分濃度分布に対しては確認できた。 今後は、より複雑な塩分濃度分布についても、本アルゴリズムの妥当性と適用性を検討する予定である。

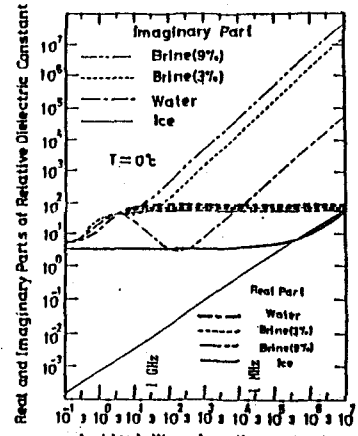


図-1 海水の複素誘電率の周波数および塩分濃度への依存性

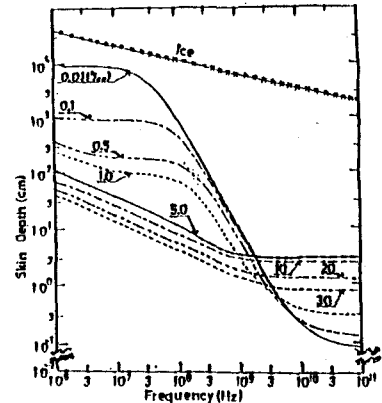


図-2 海水の Skin Depth の周波数および塩分濃度への依存性

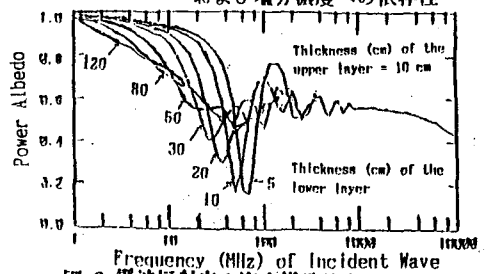


図-3 電波反射率の海水構造依存性の解析例

\*\*\* 参考文献 \*\*\*  
 (1) 山越寿夫、他 第54回船研発表会講演予講集 P.20 (1989)  
 (2) 山越寿夫、他 第13回極域気水圏シンポジウム講演要旨集 P.15 (1990)  
 (3) P. S. Ray, Applied Optics, Vol.11, 1836 (1972)  
 (4) T. D. Allan, "Satellite Microwave Remote Sensing"; Jhon Wiley (1983)

## 航空機観測による南極氷床表面や 海氷のマイクロ波特性

山内 恭、和田 誠（国立極地研究所）

### 1. はじめに

近年、人工衛星からのマイクロ波放射観測により、地表面状態、即ち海水の密接度や海水の状態、氷床積雪表面状態を推定する研究が行われている。地上での雪や氷の観測をグラウンドトゥールズとして衛星観測値と対応づける努力がなされているが、単純な物理パラメータでマイクロ波放射量を記述することがなかなか難しい。そこで、地上観測と衛星観測の間を補完すべく、中間スケールの航空機によるマイクロ波放射観測を実施し、氷床積雪表面や海氷マイクロ波特性を提示した。

### 2. 観測

1987年、第28次南極地域観測隊により、ピタラス・ポータ PC-6機を使ったマイクロ波放射観測を行った。図1にその飛行ルートを示したが、昭和基地を中心に大陸上みずほ基地まで、やまと山脈方面、リーセルラルセン半島の横断、そして大利根水路付近までの海水上の観測を主として延べ10フライトである。19.35 GHzのマイクロ波放射計のパラボラアンテナを床面に取り付け、増幅器を介しデータレコーダでデジタル値を収録した。他に、赤外放射温度計および35mm長尺カメラを併置し、参考データを取得した。高度1000ないし3000フィートの対地高度一定で全て飛行した。

### 3. 結果

図2は昭和基地からみずほ基地までの「みずほルート」に沿った氷床表面の輝度温度である。定着氷の238K（仮の射出率 0.93）から大陸上、沿岸斜面の青氷による190K（0.75）そして標高500~1000m域（S16からS30先）の高輝度温度215K（0.88）、1000~2000mの主にHルートでの190K（0.80）代、さらに2000m以上、Zルートでの変動の大きい

170~190K（0.75~0.80）と大まかには分類される。これまで行われてきた雪氷学的な堆積環境の分類（例えば Watanabe, 1978等）に対応し得るものである。問題は、10 km以下のスケールの5~20K幅の細かな変動が何によるかである。乾雪の場合、主に粒径がマイクロ波射出率を規定することから、堆積状態、表面近くの積雪構造の違い、光沢雪面とそれ以外との違い等を表わしていると相像されるが、未だ確証は得られていない。Zルートに入り変動幅が特に大きくなっているのは、その可能性が高い。放射温度計による表面温度変動（1℃内外の細かな変動はある）と負の相関が強いように見えるが、NOAA衛星 AVHRRで得られたような、きれいな対応づけには（Fujii et al., 1987等）至っていない。赤外放射温度は、本当の表面を見るのに対し、マイクロ波は、内部（深さ5mで1/e）の情報を持っていることによる違いがあり得る。

図3は、リュツォホルム湾を横切り、リーセルラルセン半島を横断するルートに沿った輝度温度である。右半分は定着氷で230Kから240Kの間にあるが、同じ一年氷ながら生成時期の違いから（厚さ、状態の違い）微妙

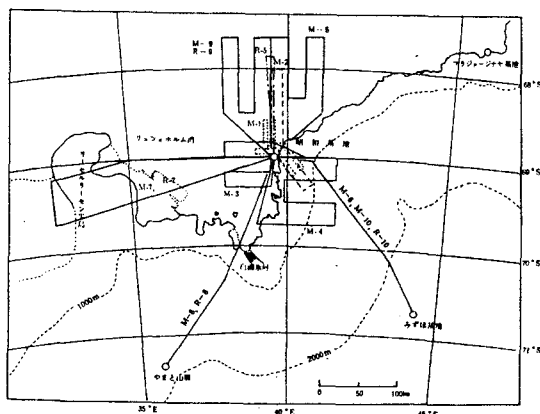


図1. 航空機観測（マイクロ波：M，放射：R）ルート

な輝度温度の違いを示している。途中から変動が大きいのはクラッカー割れ目で開水面を見ているため、マイクロ波の分解能以上の幅はないため、開水面の値に下り切っていない。値が190 K代に急減する所から浮氷になった棚氷であり、陸氷と海水のコントラストが明瞭である。変動が特に大きいのは、割れ目多く、開水面があるためである。変動の小さい200 K代の部分は流れ出す前の本来の棚氷であるが、依然、幅10 Kの変動がある。ロウ番号210付近から滑らかに上昇-下降するスロープが半島本体部分で、この断面では最高の標高が500 m程度である。マイクロ波輝度温度のピークは必ずしも最高地点ではなく、むしろ赤外輝度温度の極小値の所が最高地点に対応している。半島を越えた西斜面下は青氷があり、そのための160 Kの低輝度温度、再び一瞬海氷上に出て230 K、そして半島西斜面下の青氷帯とそれ以外の雪面を含み160~200 Kの間を変化(図3の範囲では180 Kまで)している。ほぼ平らな雪面(棚氷を含む)上の変化は、図2と同様細かな変動があるのに対し、半島の高度変化の大きな部分でなぜこのように滑らかな変動を示すのか。さらに160 Kから230 Kという70 Kにも及ぶ大きい変化は何によるのか。この説明が課題である。

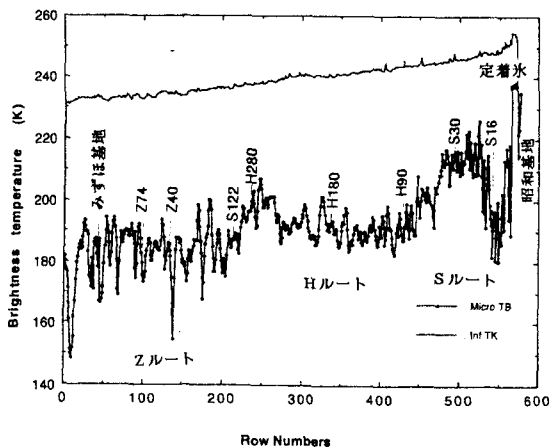


図2. "みずほルート"に沿ったマイクロ波(Micro TB)および赤外放射温度計(Inf TK)輝度温度、1987年10月16日。Row Numbersは10秒で1。

#### 4. まとめ

- (1) 海氷および大陸氷床表面状態に応じた代表的輝度温度(射出率)が得られた。
- (2) 氷床上の輝度温度に細かな変動が見られるが、積雪表面/堆積状態の違いに対応しているものか?
- (3) リーセルラルセン半島上での特異な輝度温度変化はなぜか?
- (4) 衛星による観測値は、(1)の代表値さえ分離し得ないことが多く、大きい違いのある値を平均化したものを見ていることに留意する必要がある。グラウンドトゥルスと言って見たものやモデル計算による値が何を示しているか、対応づけが難しいわけである。

(文献)

Fujii, Y., Yamanouchi, T., Suzuki, K. and Tanaka, S. (1987): Comparison of the surface conditions of the inland ice sheet, Dronning Maud Land, Antarctica, derived from NOAA AVHRR data with ground observation. *Ann. Glaciol.*, 9, 1-4  
 Watanabe, O. (1978): Distribution of surface features of snow cover in Mizuho Plateau. *Mem. Natl Inst. Polar Res.*, Spec. Issue, 7, 44-62.

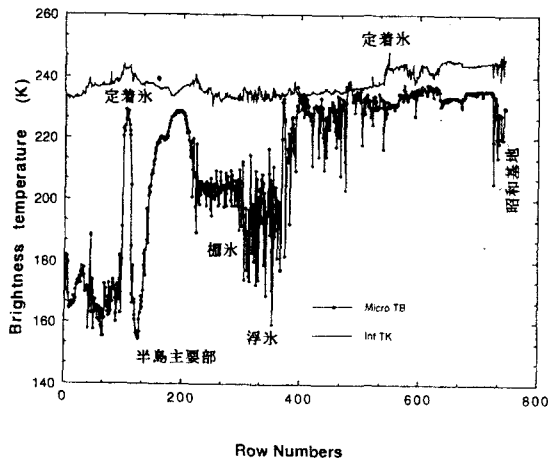


図3. "定着氷-リーセルラルセン半島横断ルート"に沿った輝度温度(図2同様)、1987年9月14日。

## 降雪雪片の落下運動

村本健一郎，松浦弘毅（金沢大・工）、小西啓之（大阪教育大）

速藤辰雄（北大・低温研）、推名 徹（富山高専）、北野孝一（インテック・システム研）

### 1. ま え が き

空中を落下している降雪雪片の形状変化、回転運動および落下運動軌跡を定量的に解析することを目的として、同時に2方向（水平および垂直）から連続的に録画した降雪雪片の映像をビデオ編集機により実時間で合成して1画面を構成し、個々の雪片の映像を画像処理して輪郭形状を記録した。次に、記録されたデータを用いて輪郭線の解析並びに個々の雪片の位置追跡により形状変化や運動軌跡を解析した。

### 2. 観 測 装 置<sup>(1)</sup>

日射の影響を少なくするために降込み型の防風タワー内にハロゲンランプ（250W×2台）の平行光線で限定された照射空間（10cm×10cm×10cm）を形成した。防風タワー内を落下中の雪片が照射空間を通過するときだけ白く映るので、その映像を水平方向および垂直方向の2台のCCDカメラ（1/1000秒シャッタースピード）で撮影し、両方向からの撮影時刻を合わせるためにビデオ編集機で1画面の右半分と左半分に同一雪片の両方向からの映像を合成しビデオレコーダに録画した。再生映像を画像処理装置（分解能：512×512画素，濃淡：256階調）に1/30秒間隔で入力し、各種の処理を行った。

### 3. 解 析 方 法

#### 3.1 輪郭形状記憶<sup>(2)</sup>

ここでは降雪雪片の密度を一様とみなして雪片の映像の形状を輪郭線により解析する手法を用いた。輪郭線はチェーンコードで記録した。この方法では雪片の形状および位置を検索開始点の座標とそれに続く輪郭線の方角データだけを記録していくので、全ての輪郭線の座標を記憶するよりもデータ量が圧縮できる。

#### 3.2 形状と位置解析

3.1で解析・記憶した上方向および水平方向から撮影した降雪雪片の2次元輪郭線データをを用いて以下の形状解析を行った。

##### (1) 断面積の大きさ

輪郭線で囲まれた内部の面積を計算した。

##### (2) 重心点の検出

輪郭線内の雪片の密度を一定と見なしたときの、2次元的重心点の座標を求めた。

##### (3) 落下速度

横方向の雪片映像の重心座標の鉛直方向成分の移動距離より落下速度を計算した。

##### (4) 螺旋運動

上方向からの雪片映像の重心座標の追跡より、落下中の雪片の水平面上の運動軌跡を求めた。多くの雪片は鉛直軸のまわりに螺旋を描いて落下した。そこで、図1に示すようにn個の雪片映像について連続した3個の雪片から構成される(n-2)個の円弧の半径を計算し、それらの平均を螺旋運動の円弧半径とした。

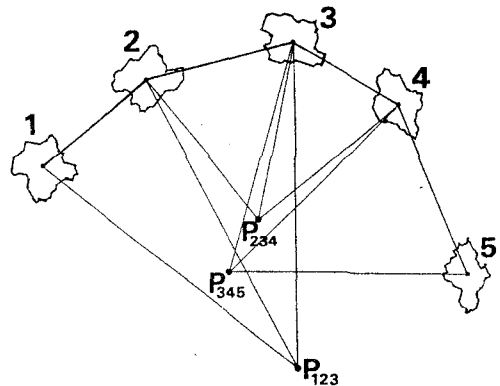


図1 螺旋運動の円弧半径

### 4. 解 析 結 果

図2は上方向からの1/30秒毎の5コマの連続的に取込まれた雪片映像である。Aは雪片自身が回転している例で、Bは螺旋運動して

いる例である。図3は上方向からの雪片映像の重心点の軌跡を10個の雪片について描いたものである。■印は第1番目の雪片の重心点を表わし、それに続く重心点の位置を●印で表わして、連続的に直線で結んだ。

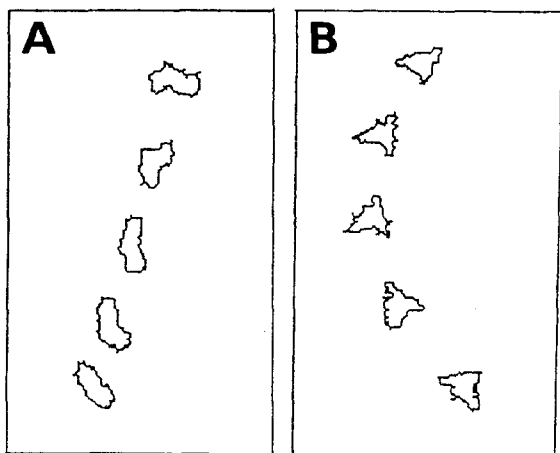


図2 雪片映像

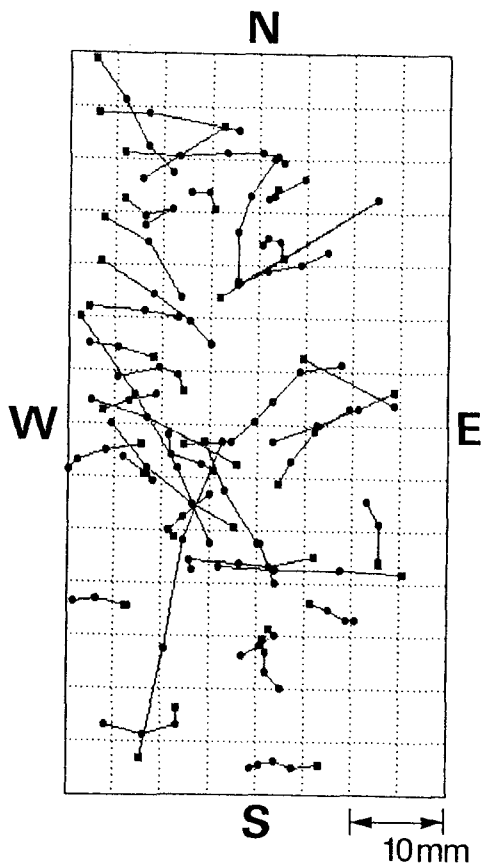


図3 雪片の重心点の軌跡

図4は図1の方法で求めた螺旋運動の円弧半径と上方向からの雪片映像の断面積との関係である。

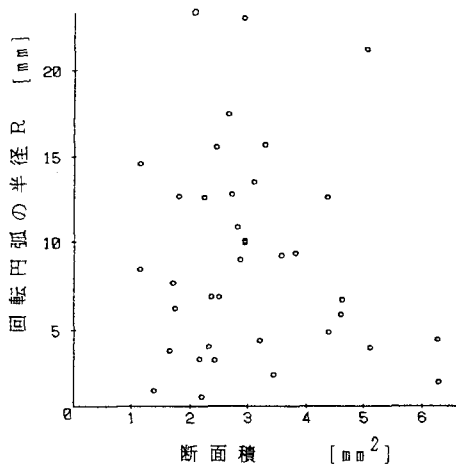


図4 円弧半径と断面積との関係

### 5. あとがき

本研究により地上付近での雪片の落下形態及び落下運動の定量的解析が可能となった。

### 文 献

- (1) K. MURAMOTO, T. SHINA et al.: Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol., 3, 95-99, 1990.
- (2) 村本健一郎, 椎名徹他: 第12回極域気水圏シンポジウム講演要旨, 67, 1989.

### 衛星画像を用いた南極氷床の表面状態の分類

-NOAA AVHRR画像とDMSPによるマイクロ波画像を利用して-

古川晶雄、瀬古勝基（名大水圏研）、渡辺興亜、和田誠（国立極地研）

#### 1. はじめに

南極氷床表面にはサツルギ、光沢雪面といった様々な雪面形態が見られ、その場所での雪の堆積・削剥過程を反映している。衛星による南極氷床の画像は、積雪表面の物理的性質（粒径、密度等）、氷床表面に存在する数十kmの波長を持つ起伏、氷床の大規模地形等を反映していると考えられる。ルート沿いの表面形態の分布の記載とNOAA AVHRR画像との比較より表面の物理的性質を強く反映していることがわかっていく（Fujii et al.:1987）。今回は広域にわたるNOAA AVHRR画像とDMSPによるマイクロ波画像とを比較し、氷床の表面状態の推定を試みる。

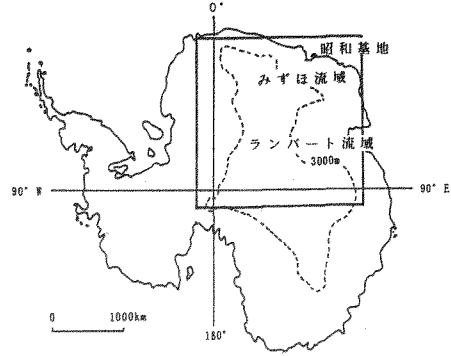


図-1 衛星画像の範囲

#### 2. NOAAによる画像とDMSPによるマイクロ波画像

図-1に衛星画像の範囲を示す。画像は1988年12月4日に撮影されたものを使用している。図-2のNOAA AVHRR画像(CH.2:0.7~1.1 $\mu$ m)は、太陽光の雪面からの反射量の分布を表し、その値はアルベドを表すと考えてよい。これを見るとみずほ流域に周囲よりアルベドが低い領域が縞状に分布している。この様な領域には、現場でのルート沿いの表面形態の記載との比較から、表面が硬いクラスト層に覆われた光沢雪面が発達していると考えられる。同様の構造はランバート流域にも見られ、アルベドが不均一な領域は斜面下降風が収束する様な谷状の地形の地域に発達している。

図-3に同じ領域のDMSPのマイクロ波放射計による画像(周波数:19GHz)を示す。ただし、

マイクロ波放射計による測定値をNOAAによって得られた表面の輝度温度の12月の平均値で割った値で表している。この値は放射率(emissivity)に近い値と考えられる。これを見ると内陸放射率が低くなっているが標高3200mの等高線沿いに、沿岸域と内陸域より放射率が低い領域が見られる。また、ランバート流域にはNOAAの画像で見られたアルベドが不均一な領域に放射率が低い領域が対応しているが、みずほ流域ではこれに対応するような放射率が低い領域は見られない。表面状態の違いを表しているのであろうか？放射率は表面の物理的状態、温度、深さ方向の粒径分布、大気中の水蒸気量等の様々な要因を反映しておりその解釈は困難であるが、22GHzと37GHzの画像も用いての比較の結果とNOAAの画像による氷床表面状態の広域の分布特性について報告する。

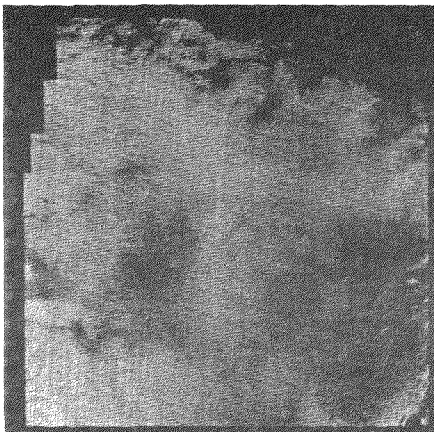


図-2 NOAA AVHRRによるアルベド分布

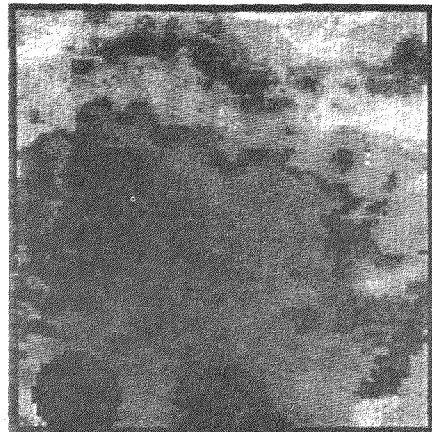


図-3 DMSPによるマイクロ波画像を利用した氷床表面の放射率の分布

レーウインゾンデによる大陸上の水蒸気変動観測と衛星データの対応

瀬古 勝基 (名古屋大学水圏研)、上窪 哲郎、松原 広司 (気象庁)、和田 誠、青木 周司、渡辺 興亜 (極地研)

南極内陸域への水蒸気輸送は低気圧活動、極冠高気圧の変動と関連している。氷床への水蒸気輸送の問題を取扱う場合に高層観測の観測地点が乏しく湿度測定に伴う問題点もある。レーウインゾンデ観測と衛星観測に依るアプローチを試みた例を紹介する。

\*

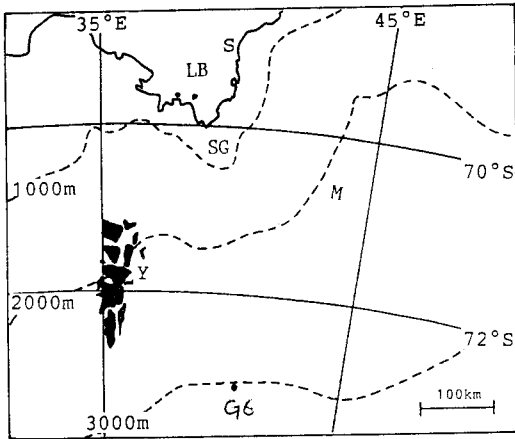
1988年内陸調査の際に、レーウインゾンデ観測を実施したG6地点 (標高3000m) は、昭和基地のほぼ真南に存在し、カタバ風域の上部に位置する。1日1回、昭和基地等でのルーチン観測に対応する12GMTの飛揚を行なった。湿度センサーは、現地で塩化マグネシウム溶液に依る検定を行なった。

\*

10/23- 11/4 の約2週間の観測で得られた結果から次の様なことが分る。北風と南風へ変化する1周期 (図) に置いて、高湿度層は、地表附近と北風の侵入時に現れる。前者は地吹雪層に依るもの、後者は衛星の雲画像から低気圧の侵入が捉えられており低気圧活動に伴うものと判断できる。

\*

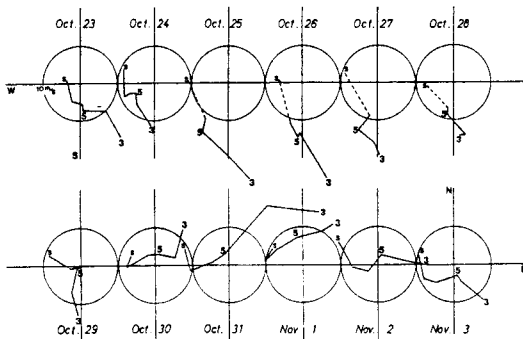
内陸域と沿岸域の変動の位相はほぼ一致している。低湿度 (相対湿度10%以下) が現れるが、より低湿な環境が内陸域で見られる。低湿度は対流圏中層の温度上昇と対応して現れる。成層圏では風向変化が対流圏と異なっている。この領域での水蒸気輸送については未知である。これらの点について衛星データを含めて議論を行なう。



G6地点の位置

M: 高湿度層

Y: 地吹雪



1988 10/23 - 11/3 迄の

風の場の変化

S: 地表

s: front

}: surge



## NOAA AVHRR データと無人観測気象ステーションデータによるカタバ風気候学

瀬古 勝基 (名大水圏研)、菊池 時夫 (高知大)、高橋 修平 (北見工大)、  
山内 恭 (極地研)、遠藤 辰雄 (北大低温研)

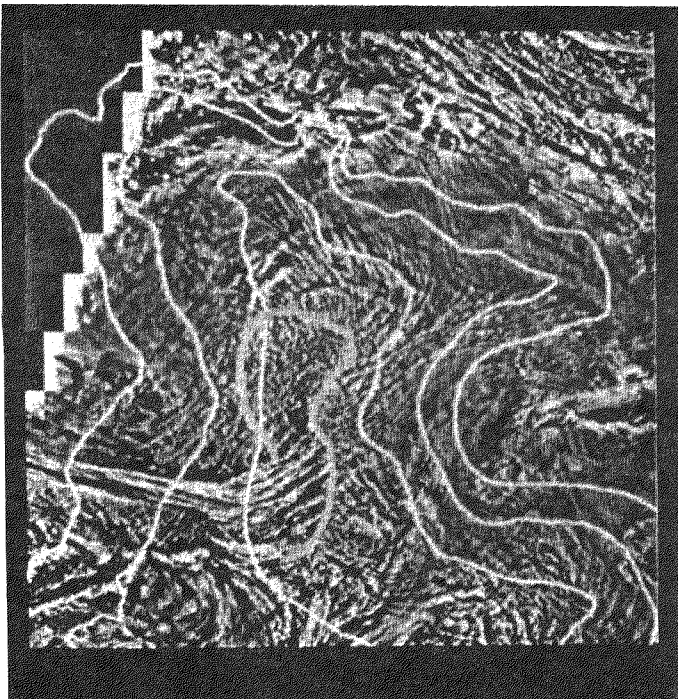
NOAA AVHRR 熱赤外 (Ch-4) データに存在する、温度変化の微細構造 (1 K 程度) を利用してカタバ風の風向、定性的な風速変動を知ることができることがわかった (瀬古, 1991)。さらに無人気象観測点のデータを加えた解析から、観測地点の乏しい氷床上の地表風の定量的情報を得る可能性を検討する。

\*

衛星データに空間フィルターを用いて 100 km 以下の構造を抽出し、氷床状の地形等のパターン以外に表われる顕著な線状パターンに注目する。パターンを追うことによって風向分布が描け、その分布は従来のサスツルギの走行等から求めた風向とほぼ一致する。しらせ氷河、ランバート氷河など谷状地形への収束が見られる。ランバート氷河へ吹き降りる風には 2 つの道筋が顕著である。風の強い収束域の分布には、単に傾斜のみではなく、寒気貯まり (ドーム) の存在が影響していることが示唆される。衛星データから得られた風の収束域分布とカタバ風モデル (高橋, 1988) との対応を考察する。

地形に伴うパターンが、カタバ風パターンによってマスクされ、地形が不明瞭になっている日は、昭和基地沿岸を低気圧が通過しており気圧傾度が大きく風速が強かったことが無人観測データから裏付けられている。さらに氷床表面温度は逆転層の解消程度に大きく左右されるため、風速の強い地域で表面温度が上昇することが認められる (菊池, 1988)。この原理を用いて、同高度での表面温度の不均一分布、パターンとの対応から風速変動を検出する試みを紹介する。

気圧傾度が強まった場合、内陸域 (標高 3500 m 以上) へのカタバ風の影響が顕著に見られる。カタバ風の変動は極冠高気圧の変動と関連している可能性もある。極冠高気圧の変動指標としての内陸域の熱赤外輝度温度の時系列変化とパターンの動静を検討する。



カタバ風の画像例

1988 6 11

細線の 2500, 3000  
2500 m の等高線

太線はカタバ風の降下  
パターンが始まる地点  
内陸高原域までカタバ風  
の影響が及んでいる。

## 地上から見た雲と衛星から見た雲 (II)

和田誠 (極地研)、瀬古勝基 (名大水圏研)、山内恭 (極地研)

1. 始めに 昨年のシンポジウムではNOAA衛星のAVHRR、CH4の輝度温度データと昭和基地の垂直レーダーデータから輝度温度と雲の性質との関係を論じた。雲の性質をもう少し詳しく見るために、今回はNOAA衛星の赤外面像、SSM/Iのマイクロ波放射計によるデータ、昭和基地のレーダー、マイクロ波放射計によるデータを利用し、秋3月に昭和基地へ低気圧が接近した時の雲の状態を考察する。

2. 観測状況 NOAAの赤外面像で見ると1988.3.18.-3.19にかけて大きな雲の帯が昭和基地付近を通過したと思われる(図1)。昭和基地では19日の6LTから15LT頃まで降雪が記録されている。また地上の湿度は12LTに84%とかなり高い値を示している。気温は19日真夜中24LTに0.0℃を示しこの頃最も高い(図2)。

3. 結果 19日に通過した雲がどの程度の雲水量をもっていたか評価を行なった。昭和基地は大陸の沿岸にあり、この地点の衛星のマイクロ波のデータは、海と大陸の両方の影響を受け、扱うのが難しい。ここでは昭和基地の沖合いの雲の輝度温度の高い領域を選びその付近の雲水量を見積もった。また雲が沖合いにないと判断できる17日のデータを参照し、雲水による輝度温度上昇を2.4℃と求めた。これから雲水量に換算すると約40mg/cm<sup>2</sup>である。一方昭和基地のマイクロ波放射計の観測データからWada(1991)の方法により上空を通過した雲の雲水量を求めると19日の10LT頃が最も高く約30mg/cm<sup>2</sup>であった。この時のレーダーエコーはエコー頂7km以上の背の高いエコー(図3)でかなり氷水量の多い雲であった。3. 討論 SSM/I衛星、地上放射計データから求めた雲水量の値の精度はまだ議論できないが、このケースでは、40mg/cm<sup>2</sup>程度の雲水量をもった雲が昭和基地付近の沿岸に近付くと雲水を減らしていることを示していると考えられる。NOAAの赤外面

像で見ると海上でもかなり背の高い雲でありこの雲自体は多くの氷と、多くの水を含む雲であると見なされる。それが陸に近付くにつれて水を先に降らせ相対的に氷の多い雲になっているのではないかと考えられる。

Wada,1991:南極資料, 35, 1-11.

図1: 1988.3.19のNOAAの赤外面像



図2: 3.18-3.20の地上の湿度の変化

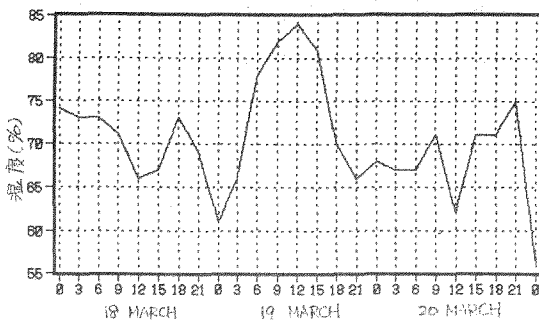
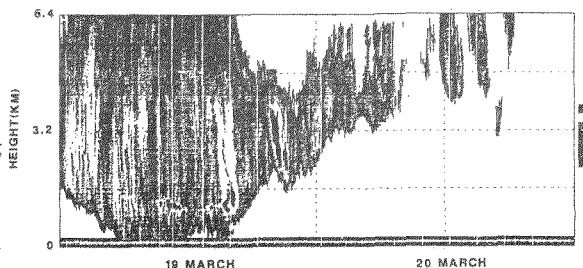


図3: 3.19.-20の垂直レーダーの時間高度断面図



## 気象レーダーと視程計から求めた昭和基地の降雪量と地吹雪量

小西啓之、松本 啓（大阪教育大学）・遠藤辰雄（北大低温研）

### はじめに

1989年3月～11月に昭和基地で視程計、垂直レーダーを使って地吹雪密度、降雪強度の連続測定を行った。地吹雪は南極の気象現象の特徴を示す一つであり、これまで多くの観測が沿岸部の昭和基地だけでなく内陸のみずほ基地でも行われてきた。今回、昭和基地において視程計を使って約1年間視程の連続測定を行い、視程の変化から地吹雪の発生頻度、発生条件などの実態を調べた。またレーダーを使って降雪量の連続測定も行ったので地吹雪量と降雪量との対応も調べた。

### 観測方法

背の高さ以上の高い地吹雪のみを観測するため昭和基地地学棟横に足場材を4段組み、その上（地上8m）に近赤外光（10 $\mu$ m）の後方散乱測定型の視程計（明星電気社製）を設置した。視程計の出力は地学棟内にケーブルを引きパソコンに1分平均値として連続記録した。一方10m離れた場所に設置したレーダーのデータは10秒平均し連続して記録した。また、降雪強度もバケツを載せた天秤の秤量変化から求める方法で弱風時1分毎に測定を行い、粒子の空間濃度を測定するのに用いた。

### 観測結果

#### 地吹雪、吹雪、降雪の頻度

風速が大きくなると地吹雪が発生し視程が悪くなるが、5月から8月の冬期についてその地上風速と視程の関係を図1に示した。風速は毎正時の風速、視程は1時間平均値を示した（黒点）。また、参考のため目視観測で過去に昭和基地で行われたMaki(1974)の観測値を波線で示した。Makiとの対応も概ねよく、使用した視程計の測定値にそれほど誤差はないと思われる。7m/s以下の弱い風速で波線に比べ視程が悪くなっているのは地吹雪の影響ではなく霧の影響である。また10m/s以上の風速で波線に比べ視程がよいのは視程計を8mと高い場所に設置したためと考えられる。

次に視程から地吹雪粒子の空間濃度を求め

るため、弱風時の視程(Vis.(km))変化と降雪強度(R(mm/hr))変化からVis-R関係を調べた。5分平均値の視程と降雪強度の相関をとった結果、 $Vis=0.3 \cdot R^{-1/2}$ がよい相関を示した。降雪強度を空間濃度(n(kg/m<sup>3</sup>))に変換するため粒子の落下速度を1m/sと仮定し書き換えると $n=1/40/Vis^2$ となり、この式を使って視程計の測定値から年間の吹雪の空間濃度を推定した。

一方降雪の空間濃度はレーダー反射強度(Z)から求めた。地上400m上のレーダー反射強度変化と降雪強度変化からZ-R関係を求め、降雪強度から空間濃度に変換した。400mはレーダーで測定できる最も低い高度で、地吹雪粒子はこの高度まで舞い上がることはなく、レーダー反射強度からは降雪のみの測定ができる。

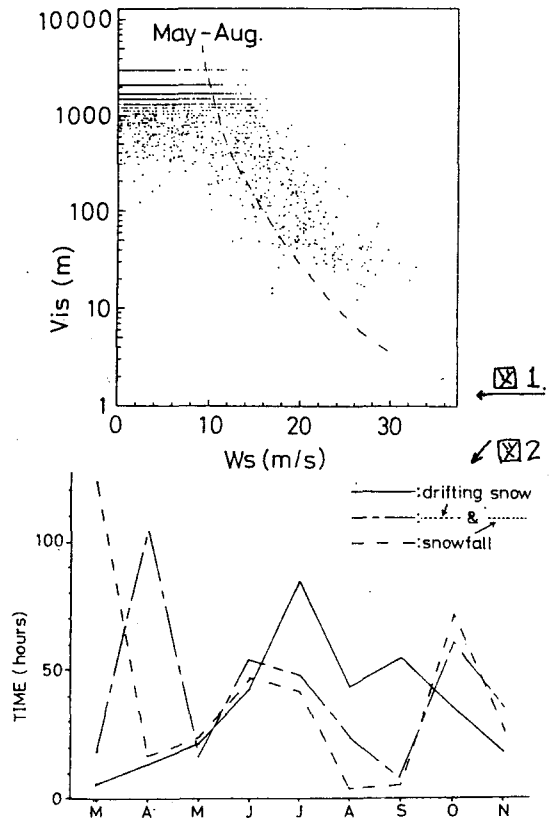


図2はこれらの関係式を使って地吹雪量、降雪量を求め、1989年3月から11月の月毎の降雪、吹雪、地吹雪の出現した時間を示したグラフである。レーダーから求めた降雪量は時間当たり2mmを越えることはなかったので、降雪量2mm/hr以上に相当する空間濃度 $0.6\text{g}/\text{m}^3$ 以上を視程計の測定値が示した場合は地吹雪があるとした。このとき降雪の有無をレーダーの測定値から求め、降雪がある場合を「吹雪」、無い場合を「地吹雪」に分類した。また、空間濃度 $0.6\text{g}/\text{m}^3$ 以下で降雪がある場合を「降雪のみ」とした。

3月から11月の「地吹雪」、「吹雪」、「降雪のみ」の出現した時間はそれぞれ324, 370, 360時間でほぼ同じ時間であった。しかし降雪及び吹雪は秋、春に多く現れ、地吹雪は冬に多く現れていることが分かる。低気圧がよく通過し風速が強く気温の上がる秋、春は降雪、吹雪が多くなり、気温の下がる冬には地吹雪が多いことを示している。地吹雪の発生が気温及び風速に依存していることが予想される。

地吹雪発生時の気温と風速

次に地吹雪の発生する割合が気温と風速でどのように変化するかを気温、風速毎の地吹雪発生頻度として季節毎に調べた。図3は秋、冬、春のそれぞれの季節の代表として3、4月、6、7月、9～11月を選び、風速 $2.5\text{m}/\text{s}$ 毎、気温 $5^\circ\text{C}$ 毎に地吹雪及び吹雪が発生した割合を示している。風速が強くなり、気温が下がるほど地吹雪の発生率が高くなることが分かるが、風速、気温が同じでも季節によって地吹雪発生率が異なっていることも分かる。例えば風速 $15\sim 17.5\text{m}/\text{s}$ で気温 $-5\sim -10^\circ\text{C}$ の場合、秋には31%、冬には73%、春には8%の頻度で地吹雪になり、同じ風速、気温でも冬の方が地吹雪になりやすい傾向がみられる。これは雪面の状態などが季節によって変わり、地吹雪粒子の飛びやすさが変わるためだと考えられる。秋は昭和基地の周りの海水が一部融け、春は海水上の積雪の融解がすすんでいるので地吹雪粒子が少ないことが予想される。

地吹雪濃度と吹雪濃度

次に地吹雪に降雪が加わって吹雪になるとどの程度吹雪量が増すかを風速との関係で調

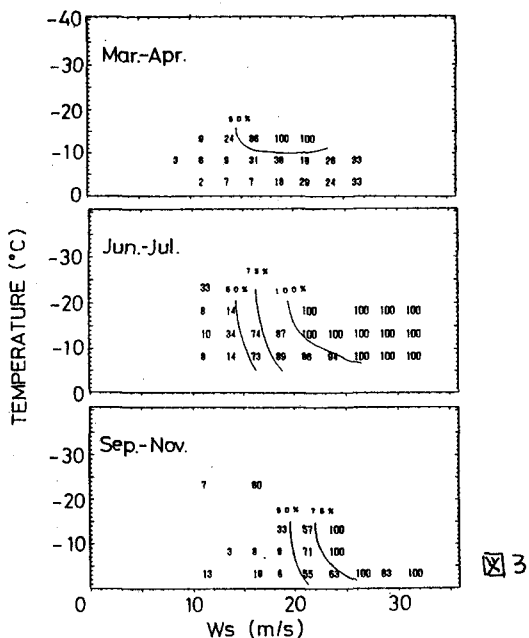


図3

べた。図4は冬の6月26日と8月15日の例で、気温が $-11^\circ\text{C}$ 前後の例を示した。6月26日は降雪があり、8月15日は降雪が無い例を示している。降雪があると無い場合に比べて地吹雪の生じ始める風速が数 $\text{m}/\text{s}$ 小さく、また、空間濃度も風速の増加に伴って急速に増すことが分かる。降雪強度から予想される降雪粒子の空間濃度は $0.4\text{g}/\text{m}^3$ 以下と非常に小さいので、わずかな降雪で飛躍的に吹雪濃度が大きくなることが示されている。

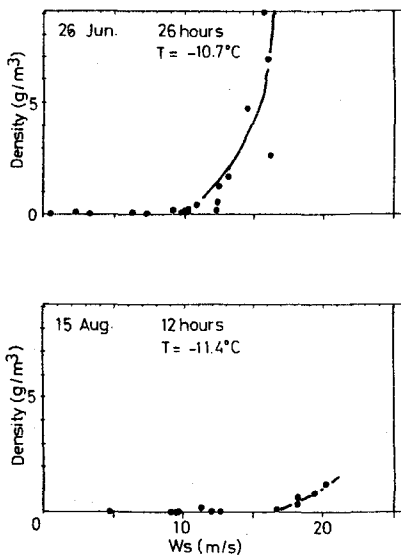


図4

星山 満雄 (北大応電研), 西辻 昭 (室蘭工大)  
川口 貞男, 藤井 理行, 和田 誠 (極地研)

1. まえがき

1988年より南極の昭和基地では、レーダによる雲降水量の観測が実施されている。観測レーダエコーによる、上空の降水強度推定を目的とした解析方法について述べる。

2. 気象レーダ方程式

アンテナから放射されたレーダ波は目標に当たって散乱し、その一部分が受信アンテナに戻り、次のレーダ方程式で表わされる。

$$P_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^2 R^4} \sigma e^{-2\sum \alpha dR}$$

$P_t \cdot P_r$  : 送受信電力  $G$ : アンテナ利得  
 $\lambda$ : レーダ波長  $R$ : 目標距離  
 $\sigma$ : 反射断面積  $\alpha$ : 減衰係数

この式は、1個の目標からの受信電力で、気象目標は一般にビームの広がりより大きく平均受信電力で取扱わなければならない。物質粒径を  $r$ 、気象物質の粒径分布を  $N(r)$ 、後方散乱断面積を  $Q(r)$  とすると、

$$\sigma = \sum N(r) Q(r) dr$$

ここで、降水量  $1 \text{ mm/hr}$  のレーダ反射係数は落下速度を  $V(r)$ 、含水率を  $P_w$  とすると、

$$\beta = \frac{\sum N(r) Q(r) dr}{15.08 \sum r^3 N(r) V(r) \sqrt{P_w} dr}$$

と表わされ、実測値との比較計算をする事により降水強度を推定する事ができる。

粒子直径  $D$  が波長  $\lambda$  に比べて十分に小さく無損失散乱体によるレイリー散乱が成立する場合には、粒子の複素誘電率を  $\epsilon$  とすると、

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} \left| \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right|^2 D^6$$

レーダ諸元と物質の電気的性質から一義的に決まる定数を  $C$  とすると平均受信電力は、

$$\bar{P}_r = \frac{C}{R^2} \Sigma D^6$$

$\Sigma D^6 = Z$  は降水強度  $P$  に関係し物質の空間の粒径分布で決まり  $Z = AP^B$  ( $A, B$  は定数) と表現され  $Z$  因子と呼ばれる。

3. 理論解析に必要な諸量

理論解析の手順を図1に示す。

- 1) 各諸量を用いてレーダ方程式を解く事により、降水量  $1 \text{ mm/hr}$  で規格化したレーダ反射強度が求まる。
- 2) 気象降水モデルに基づく各高度に於ける理論レーダ反射強度を求める。
- 3) 測定レーダ反射強度との比を求める事により、各高度の降水強度を推定できる。

この様に、数多くの諸量を扱うが、最も重要な諸量に気象降水モデルがある。これは、図2に示す様に上空に於ける各降水物質の取扱を決定するものであり、観測結果に依存する気象降水モデルの決定が本解析の是非を決定する諸量である。この場合、降雨と降雪に関するモデルは充分解析に役立つと考えているが、霰に関する粒径分布・体積含水率等を踏まえた降水モデルを新しく求める必要がある。

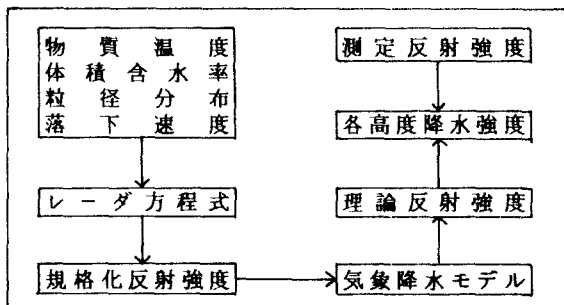


図1 理論解析手順

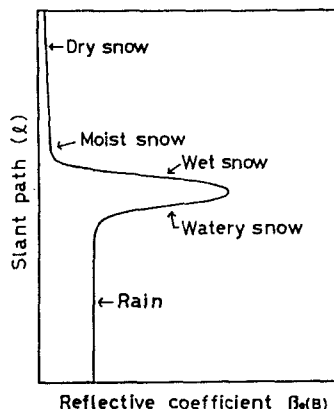


図2 層状性降水モデル

南極氷床の異なった堆積環境における  
積雪の酸素同位体プロファイル II

— みずほ基地ドリフトの $\delta^{18}O$ 値通年データとの対応 —

上田 豊 (名大・水圏研) 神山 孝吉 (京大・理学部)

1. まえがき

前回、内陸ドーム域 (DC: ドーム・キャンプ) とカタバ風域 (MS: みずほ基地) およびこれらの遷移帯 (AC: 前進拠点) の積雪表層部の  $\delta^{18}O$  値プロファイルと比較検討し、DC のそれと南極点上空の夏期気温の年々変化との関係も考察した。<sup>\*</sup> 今回は、内陸ドーム域からみずほ基地 (AS) に至るセルロンダーネ山域とその南北4地点で得られた結果を加え、沿岸に近づくにつれて、プロファイルに季節による変化が認められるかを検討する。(図1)

2. MSドリフトの通年 $\delta^{18}O$ 値にもとづく考察

前記の試料と同年 (JARE26) に採取されたMSの降雪・積雪の $\delta^{18}O$ 値と日平均気温の年変化 (図2) および採取時の気温 (図3) との関係を見た。これらより、冬期にも暖気侵入時の降雪のため、夏期程度の重い雪が堆積しうること、また採取時の気温と $\delta$ 値の対応は、降雪時には一定の範囲におさまるが、全体にばらつきが大きいことがわかる。したがって、積雪の $\delta$ 値プロファイルは、年1回以上の雨期をもつことがありうる。

<\* 上田・神山・成田・佐藤, 1991: 南極資料 35-1>

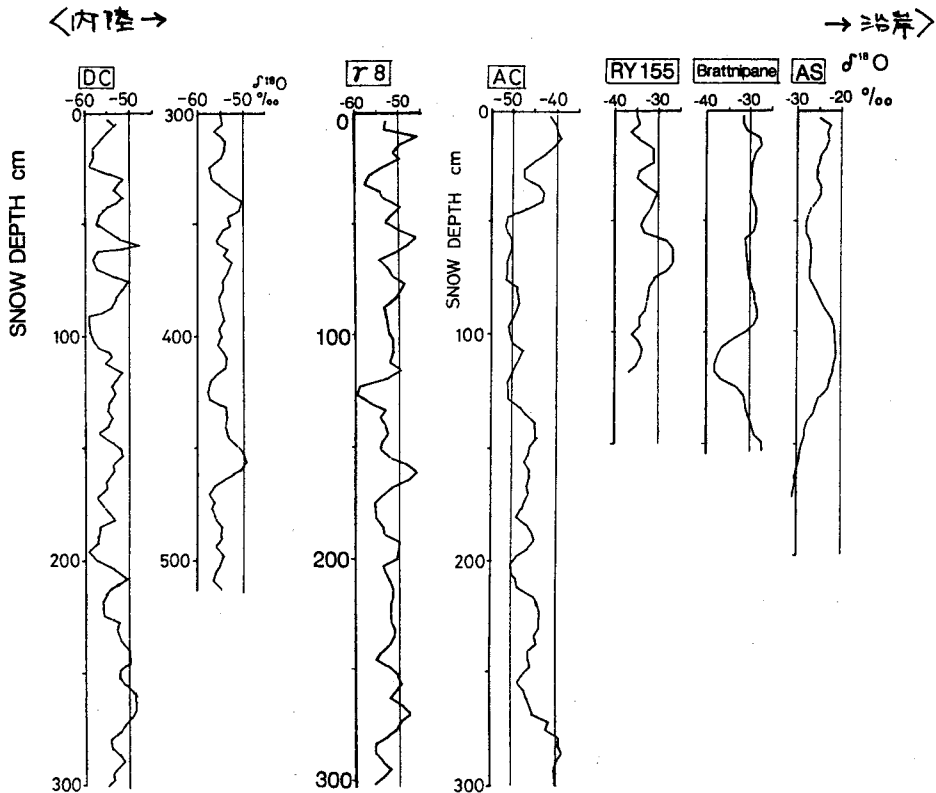


図1. ドームキャンプ (DC) から前進拠点 (AC)、セルロンダーネ山域を経てみずほ基地 (AS) に至るルート上の積雪の酸素同位体垂直プロファイル

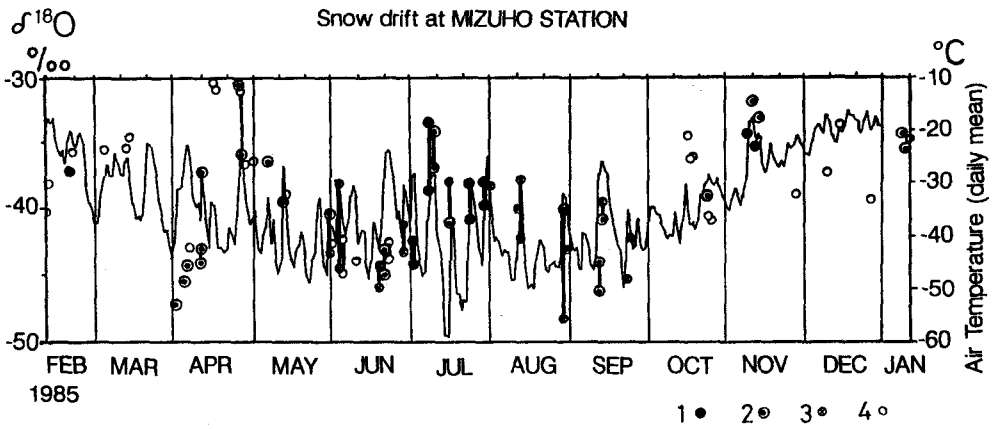


図2. みずほ基地ドリフトの酸素同位体比(1~4)と同基地の日平均気温の年変化(1985年2月~1986年1月)  
 (1: \* 2: ● 3: ◐ 降雪の有無不明 4: 降雪なし)  
 (タテ線: 同じ日の採取時刻の3σによる変化の範囲)

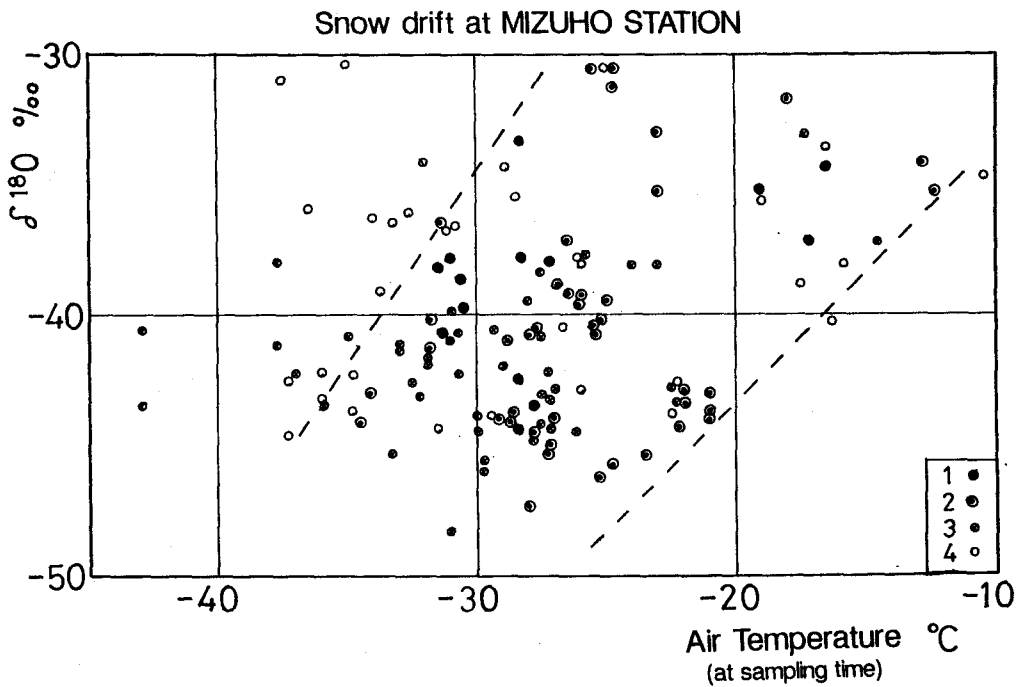


図3. みずほ基地ドリフトの酸素同位体比と採取時の同基地の気温(1~4: 図2に同じ 破線: 降雪がある場合-1,2-の分布範囲)

大気中のOHラジカルの挙動を反映した積雪層中の化学組成

神山孝吉(京大・理)、渡辺興亜(国立極地研)、中山英一郎(京大・理)、  
金森揚子、金森悟(名大・理)

1. はじめに

大気中の光化学反応にOHラジカルは大きな役割を果たしている。いっぽうOHラジカルは重合して過酸化水素(H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>)を形成し、大気から地表面へと降水として除去されている。このため降雪中のH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>濃度は大気中のOHラジカルの挙動を反映して変動している。我々は昨年度の本シンポジウムにおいて積雪中のH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>濃度測定について基礎的な検討を行った。今年度は南極内陸部の数地点で行ったH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>の積雪中の濃度分布を報告すると共に、その変動について大気中の光化学反応と合わせて考察を加えた。

2. 実験試料と方法

実験試料は、26次観測隊が1985年12月に地点γ-8で、29次観測隊が1988年11月に地点B及びH270で採取した雪面から切り出したブロックである。これらのフィルム試料はその後冷凍庫に保存され我々が分析する直前に測定用に分割採取したものである。各地点の概要は表1に示した。

3. 測定結果と考察

図1に各地点の積雪深度とH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>濃度の関係を示した。濃度は大きく周期的な変動を繰り返していることがわかる。地点B及びH270については、渡辺らが昨年度の本シンポジウムにおいて積雪中のδO<sup>18</sup>、一般化学組成を現場で目視・記載した層序と合わせて報告している。図2に各地点のδO<sup>18</sup>分布をH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>分布と合わせて図示した。ここでは矢印が渡辺らの目視した層序で夏の層に対応している。従って一般的には夏期にδO<sup>18</sup>、H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>ともに増加していることがわかる。

今回H<sub>2</sub>O<sub>2</sub>の測定に用いた試料の残査を微粒子濃度、pH両者の測定に供した。微粒子濃度についてはH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>との間に顕著な関連は見られなかった。一方pHに関してはH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>レベルが増加するときにpHが減少しているようにみえた。従ってH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>は微粒子濃度とは直接の関係はないが、pHとは大気中の光化学反応を介して関係のある可能性がある。渡辺らは、積雪中の他の化学組成についても論じている。これらの化学組成とH<sub>2</sub>O<sub>2</sub>との関係についても論じてみたい。

Table: Location of the hydrogen peroxide determination

Location	H270	B	γ-8
Distance from sea coast	200 km	400 km	700 km
Height (a.s.l.)	2000 m	2700 m	3700 m

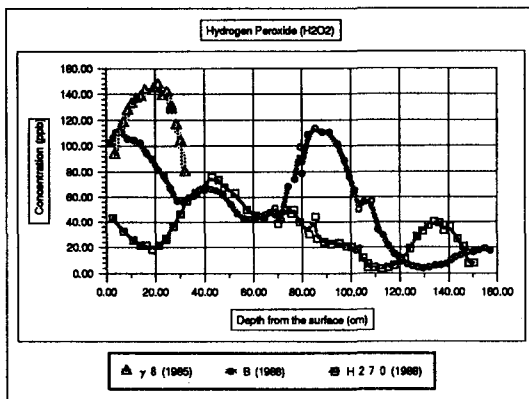


Fig. 1: Vertical profiles of hydrogen peroxide

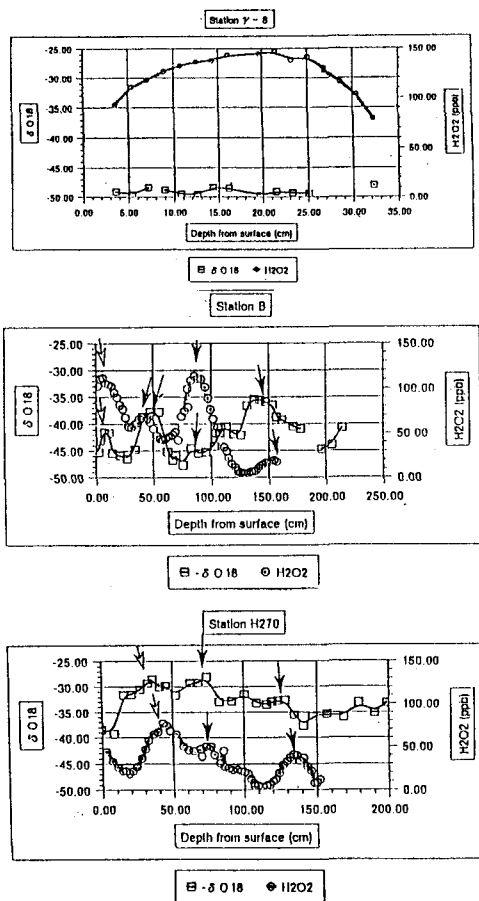


Fig. 2: Vertical profiles of oxygen isotope



フアブリックからみた氷床の安定・不安定

東 信彦 (長岡技術科学大学)

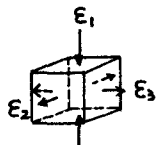
I. はじめに

氷床中では氷の流動に伴いフアブリックが形成していき、そのフアブリックが氷の流動速度を規定する重大な要素ともなる。Azuma and Higashi (1985), 東 (1986) は氷の変形に伴う結晶主軸の回転がフアブリック形成の主要因であることを見出し、結晶回転モデルを提案した。その後 Fujita et al. (1987), Lipenkov et al. (1989) によつて、みずほコアやホストークコアのフアブリックの発達を結晶回転モデルで説明がつくことが確認された。このモデルによると氷床中の歪分布又は応力分布が分かれば氷床中のフアブリックを推定することができる。この結晶回転のモデルは次の3つの規則から成り、歪ベクトルと結晶の回転ベクトルの関係が導かれる。

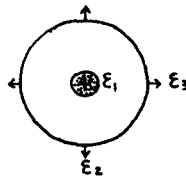
- 1). 氷結晶の変形は基底面すべりと粒界抜散で起き、すべり方向は基底面上での最大剪断応力の方向である。
- 2). 個々の結晶粒はすべり変形によって生ずる周りととの食い違りが最小になるように回転する。
- 3). 個々の結晶粒の歪はその自身の結晶方位とその周囲の結晶粒の平均的方位によって決まる。

これによると次の代表的な4つの変形状態の場合 ( $\epsilon_1, \epsilon_2, \epsilon_3$  は主歪成分) に発達するフアブリックパターンは図の右側のようになる。

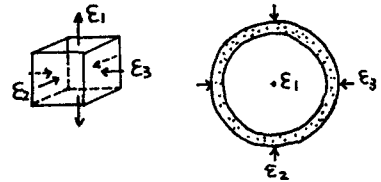
a. 一軸圧縮 ( $\epsilon_1 = -2\epsilon_2 = -2\epsilon_3$ )



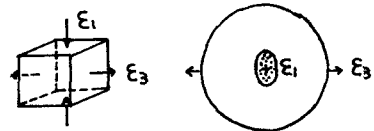
発達するフアブリック (最終状態)



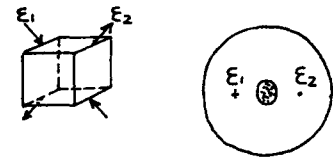
b. 一軸伸長 ( $\epsilon_1 = -2\epsilon_2 = -2\epsilon_3$ )



c. 純粋せん断 ( $\epsilon_1 = -\epsilon_3$ )



d. 単純せん断 ( $\epsilon_1 = -\epsilon_2$ )



II. 東ク氷床のフアブリック発達と安定性

東クイーンモードラニド氷床のフアブリック発達を推定するために各場所の歪発達成分を次の様に見積る。

1). 流線幅 ( $w$ ) と表面流速 ( $u$ ) より各場所の流動方向に対して垂直方向の歪速度  $\dot{\epsilon}_y$  が求む。

$$\dot{\epsilon}_y = \frac{u}{w} \frac{\partial w}{\partial x}$$

これは歪率による歪一量とする。

2). 流動方向の歪速度  $\dot{\epsilon}_x$  は流速  $u$  の変化から求めることができる。

3). 流速の鉛直分布は表面から氷厚の3/4まで一定で表面流速に等しいとし、そこから岩盤まで単調に減少するとする。

これらから各場所の変形状態を決め、どのようなフアブリックが発達するかを領域毎に示したのが図1である。また自瀾流域中央部の鉛直断面でフアブリック発達を推定したのが図2である。みずほ高原の自瀾流域では下流部では底面すべりが起きていて不安定であるとされているが、フアブリックの発達と流動パターンから見れば下流部では流線に垂直方向 (y方向) の圧縮変形によって流動が律速されることになり、安定した氷床の形態であると考えられる。

それに対して、ヤマト山脈からセルロニダ山脈までの氷床は中流部から下流沿岸まで氷砕せ人断と単砕せ人断の流氷となっており、単極大ファアリクツの飛達は変形に対して正のフォードバックとなり極めて不安定な氷床である。

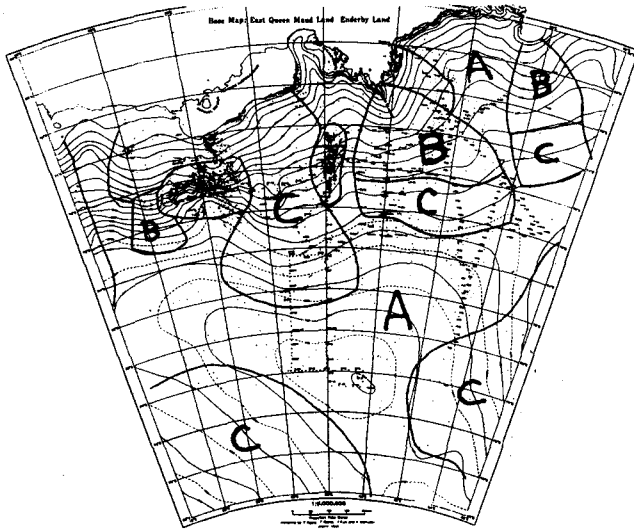


図1. 東グリーンランド氷床のファアリクツの飛達領域

- A: 一軸圧縮型が飛達する領域
- B: 一軸伸長型 " "
- C: 氷砕せ人断型 " "

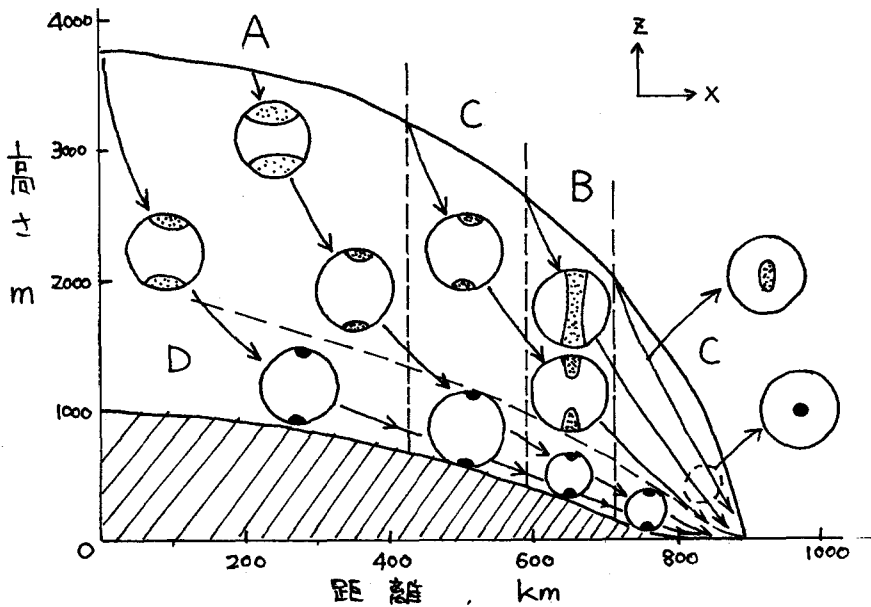


図2. 白瀬流域中央部のファアリクツの飛達。  
 A: 一軸圧縮型が飛達する領域, B: 一軸伸長型が飛達する領域  
 C: 氷砕せ人断型が飛達する領域, D: 単砕せ人断型が飛達する領域。

半貫敏夫 (日本大学理工学部) 二見賢仁 (日本大学大学院)  
石沢賢二 (極地研究所) 津久井啓太 (日本大学理工学研究科)

1 序

本研究は、南極・内陸部のような低温環境のもとでの、氷を素材とした建築空間構成の可能性を検討したものである。最終的な目標は、南極氷床上に観測基地を設営する場合の施設の一部を取容するシェルタとして、氷構造物を使用することを目指している。

2 なぜアイスドーム (1/2球殻) か

利点；○一般に球殻は優れた構造特性を持つ(→本論で検討対象とした氷の1/2球殻は自重に対して殆ど面内力で抵抗できる。その引張強度を $10\text{kg/cm}^2$ 、密度を $0.9\text{g/cm}^3$ と仮定すると、1/2球殻の自重による最大応力が引張強度に到達する限界のスケールは、半径約111m、すなわち自重に対して形状を保つだけならば直径222mの球殻が理論的には可能となる)。

○1/2球殻は自重に対する支点反力が面内力の方向に一致するため、エッジビームに大きな力が作用せず、基礎構造が単純化できる。

○型枠に空気膜構造を使うことが可能なので現地に持ち込む資材が節約できる。

欠点；●水の球殻を造るためには材料を水の状態で準備する必要がある(→雪を溶かした水を型枠表面にかけて、再び凍らせるといった過程を辿るので、造水のエネルギーが必要)。

●氷の力学特性は温度に敏感である(→外気温は季節によって $-40^{\circ}\text{C}$ 位の変動が考えられるのでシェルタ外部には雪の保温層が必要と思われる。またシェルタ内部温度も換気による調節が必要である)。

●一般の構造材料よりもクリープが卓越している(→従って降雪の少ない低温の南極内陸部でも、設計寿命は3年程度が限界であろう)。

この他、氷構造物の存在条件として、 $-10^{\circ}\text{C}$ 以下の気温、氷構造物を支持できる安定した基盤(フィルン層)が在ること等が挙げられる。

3 実験概要

南極氷床上でのアイスドームの実用化を最終目標とする実験の過程を表1に示す。本論では表中No.1~3までの実験について述べる。

表1 実験計画

実験順序	実験項目	概要
No.1	南極・内陸部を想定した低温環境のもとでのアイスドーム模型の試作	アイスドーム製作の可能性と製作技術の検証：氷の薄層の積み重ね方、単位厚さ、製作時間、原料(水)の使用効率等。
No.2	数回にわたって積層させて造った氷素材の力学特性	氷の薄層を重ねた $30\text{mm}\times 30\text{mm}\times 200\text{mm}$ の内圧の曲げ試験(単純支持、中央集中荷重)
No.3	アイスドーム模型の短期強度試験	アイスドーム模型の頂部に集中荷重を加える実験を行い、ドームの基本的な力学特性を整理する。
No.4	アイスドーム模型の長期クリープ	数種類の頂部集中荷重を加えた状態のクリープ特性のデータを得る。(計画中)

表2 アイスドーム製作時の水の使用効率

試験体番号	寸法 (cm)		厚さ (cm)			重量 (g)	使用水量 (ml)	使用効率 (%) $W/A \times 100$	
	直径	高さ	頂部	中間部	基礎部				
									外径
No.1	46.4	40.2	19.0	4.30	3.25	3.30	1430	1600	89.28
No.2	45.8	40.0	17.9	4.28	4.40	4.20	1460	1600	91.25
No.3	46.0	40.0	17.5	3.98	4.00	3.28	1370	1600	85.63
No.4	46.0	40.0	17.7	4.55	4.80	2.65	1200	1600	75.00
No.5	45.8	40.0	18.5	4.28	4.61	2.95	1420	1600	88.75
No.6	45.8	39.8	18.0				1280	1600	80.00
No.7	45.7	40.0	19.0	4.45	4.15	2.43	1380	1600	86.25
No.8	46.0	40.0	18.8	4.25	4.55	3.16	1360	1600	85.00
平均	45.9	40.0	18.3	4.30	4.25	3.14	1363	1600	85.16

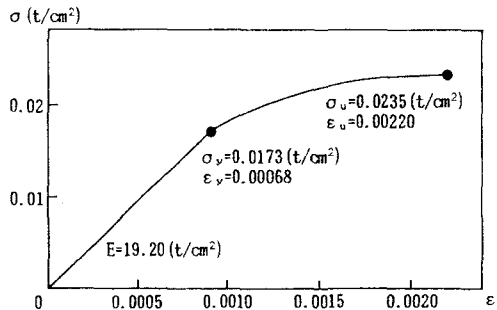


図1 積層氷角柱試験体の曲げ試験から求めた $\sigma$ - $\epsilon$ 関係

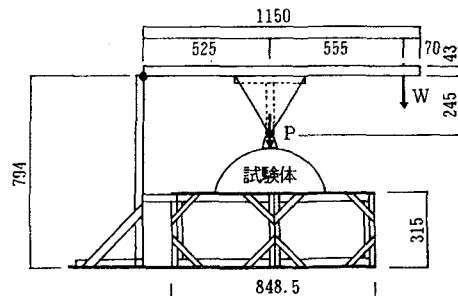


図2 アイスドーム模型の載荷装置(単位mm)

#### 4 アイスドーム模型の試作実験

空気膜を型枠としたアイスドームの製作に関する可能性と問題点を整理するため、 $-18^{\circ}\text{C}$ の低温室で模型を試作し、製作過程での問題点を整理した。型枠の空気膜構造には直径約40cmのビーチボールを用いた。水をこの型枠上に霧吹きで吹き付けて凍結させ、4~5層を重ねてアイスドームを造った。厚さ4~5mmのアイスドームを造るのに1.3時間(1回20分\*4回)かけた。一定量の水をかけて凍結させる方法では均等な板厚をコントロールするのが難しく、とくにドーム裾の鉛直壁を所定の厚さに造るのが難しい作業であった。水の使用効率を整理したものを表2に示す。

#### 5 アイスドーム模型の強度試験

アイスドームの短期強度を確認するため、内径約40cmの模型の頂部に集中荷重を加えてこれを漸増させ、崩壊までの過程を観察した。はじめに積層氷の基本的な力学特性を調べるための実験(断面30mm\*30mm、長さ200mmの氷の角柱の曲げ試験)を行い、ヤング係数、降伏点応力等を整理した。図1は5試験体の平均値の $\sigma$ - $\epsilon$ 関係である。

図2の荷重装置を使ってアイスドーム模型頂部に集中漸増荷重を加えた実験の結果を図3に示す。模型の板厚が一定ではないので強度・剛性が幾分バラついているが、シェルタとして充分使える構造性能を示した。

図4では軸対称問題として解析した有限要素法による数値解を実験と比較した。氷はもともと延性的性質が少ない材料なので塑性化後の粘りにはあまり期待できないが、短期的力学応答の解析では弾・塑性材料として扱えることが分かった。

#### 6 クリープ特性の予測

アイスドーム模型と同じ寸法(板厚、スパン)の2次元単位幅アーチを粘弾性体として解析した例を図5に示す。解析モデルには自重のほか頂部に80gの一定荷重を作用させ、4種類の気温のもとで2年間のクリープを計算した。遷移クリープが卓越する期間は気温が低いほど短く、 $-20^{\circ}\text{C}$ の場合でも約1年程度で、その後は定常クリープに移行しているのが分かる。今後の課題は気温の季節変動、シェルタ内部クリープによって球殻の形状が変わると面外曲げの発生要因となるので、クリープはで

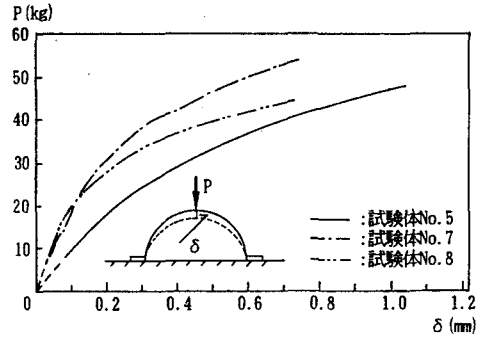


図3 アイスドーム模型の荷重-変形関係

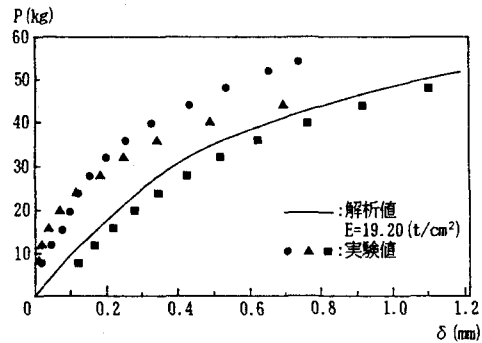


図4 アイスドーム載荷実験値と弾塑性解析値の比較

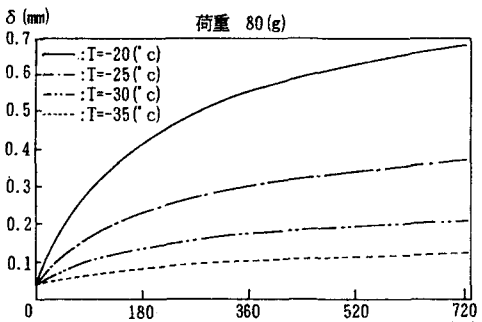


図5 氷構造物(スパン40cm、板厚4mmの1/2円筒シェル)のクリープ特性(解析例)

きるだけ抑えたい。クリープの限度の目安を、弾性変形の16~20倍(鉄筋コンクリート構造に使用される数値)とすると、使用期間を3年として、 $t=-20^{\circ}\text{C}$ がほぼ上限値となる。

#### 7 結

第32次観測隊によるあすか観測拠点でのアイスドームの試作実験もその第1段階は成功した。空気膜構造の型枠表面に水をかけて凍結させる方式の第1号アイスドーム(直径10m、高さ約4m、板厚約50mm)が1991年5月22日に完成した。今後の課題は気温の季節変動、シェルタ内部温度の上昇によるクリープ予測と実験による裏付けデータの蓄積である。

交流電気伝導度測定法による水床コアの不純物解析

末岡 繁、本堂 武夫、東 信彦(\*)、前 晋爾(北大工学部、\*長岡技科大)

現在、水床コアに含まれる不純物濃度の簡便な解析法として、直流電気伝導度測定法( E C M )が用いられている。<sup>1)</sup>この測定法のメリットは水床コア中の酸の濃度分布を、数mmの分解能の連続プロファイルとして、短時間で得ることができることである。デメリットは水床コア中の塩の濃度に関する情報が得られないこと、得られる情報が水の表面の状態に敏感であること、測定に高電圧が必要であることである。また、近年、誘電プロファイル法( D E P )が報告された。<sup>2)</sup>この測定法のメリットは水床コア中の酸の濃度だけでなく、塩の濃度分布を得ることができること、低電圧で測定できることである。デメリットは分解能が数cmであり、年層の厚さが数mmである水床の深部から得られる情報は、平均的なものになってしまうということである。本研究室では、E C MとD E Pのメリットを兼ね備える、水床コア中の不純物分布の情報を数mmの分解能の連続プロファイルとして得ることのできる測定法を目標として、交流電気伝導度測定法の開発を試みた。

図1に測定装置の概略図を示す。装置は電源部、測定部、電極部、モータ制御部、温度制御部で構成されている。

電極部は、2本の細い電極とモータから成る。電極は水平垂直方向に移動可能で、移動速度と移動距離はモータコントローラにより制御できる。電源部は発振器と電圧電源から成る。測定部は選択レベル測定器とX-Yレコーダからなり、選択レベル測定器により抽

出された印加電圧と同周波数の信号を記録する。試料室は-10°Cから-20°Cの範囲で、±0.5°Cの精度で温度を一定に保持できる。

測定はつぎのようにして行う。電圧を印加した2本の細い電極を、水表面に押しあて走査し、流れる交流電流の実効値の連続プロファイル測定する。そして、印加電圧の周波数を変えて測定を行いコンダクタンスの周波数依存性を調べる。

図2に人工的に作製した不純物水と純水に対する測定結果を示す。不純物水はそれぞれ約 $10^{-3}$ mol/l水溶液から成長させた水である。

コンダクタンスの周波数依存性に、酸を含んだ水と、塩を含んだ水で違いが見られる。酸を含んだ水のコンダクタンスは周波数の増加に対し変化が小さい。塩を含んだ水のコンダクタンスは酸を含んだ水に比べ周波数と共に大きく増加している。

さらに広い周波数域にわたって、電流を印加電圧と同位相成分と90°位相差成分に分離して測定できれば、D E Pと同様、酸性不純物と塩類を分離できると期待される。このためには、現在信号の抽出に用いている選択レベル測定器の代わりに、ロックインアンプを用いて、電流信号の実部と虚部を分離して測定することを計画している。

参考文献

- 1) Hammer, C. U. (1980) J. Glaciol., Vol 15 No 93 359-372
- 2) Moore, J. C. and Maeno, N. (1990) 「氷のシンポジウム」 科研費報告書, 88-96

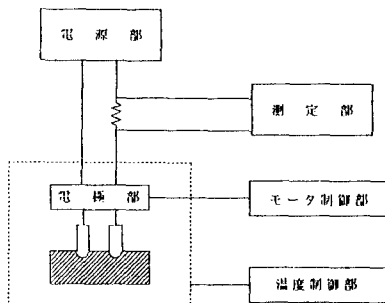


図1 測定装置

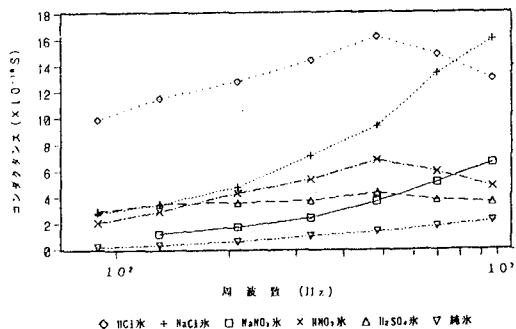


図2 人工不純物水のコンダクタンス周波数依存性

## 氷床コア一中のヘリウム同位体比に関する研究

佐野有司(広大理), 遠嶋康徳(東大理), 脇田 宏(東大理), 巻出義紘(東大RI), 富永 健(東大理), 藤井理行(極地研)

## 大気ヘリウムのマスバランス

ヘリウムには安定な同位体として質量数4のヘリウム( $^4\text{He}$ )と質量数3のヘリウム( $^3\text{He}$ )が存在する。また、地球大気中には約5 ppmの $^4\text{He}$ と約7 pptの $^3\text{He}$ が存在する。これらは火山活動や断層活動などによるマントル・地殻等の固体地球からの脱ガス(Source)と大気上層部・外気圏から惑星間空間への逃散(Sink)のつり合いの結果としての解釈されてきた。大気成分の混合時間は10年以下とされ、大気中でのヘリウムの滞在時間である約100万年より極めて短い。従って、火山や断層などのヘリウム放出地点で、Sourceとなるヘリウム同位体比( $^3\text{He}/^4\text{He}$ )が各々異なっても、大気中の速い混合により均一化されていると考えられる。1980年までの研究結果によると大気ヘリウムの $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は、緯度、経度、高度(上空10km)にかかわらず、実験誤差 $\pm 5\%$ の範囲で一定であると報告されている<sup>1)</sup>。

## 大気ヘリウム同位体比の変動

1980年代後半から、静作動型希ガス用質量分析計の改良とヘリウムを主成分である窒素や酸素から分離・精製する技術の進歩により、大気中の $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を1%以下の精度で1cc程度の少量の試料で測定可能となった<sup>2)</sup>。この分析手法により測定された1988年8月の東京・上野公園の大気 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比は $(1.343 \pm 0.013) \times 10^{-6}$ であった。この値は1969年のソ連・レニングラードの $(1.399 \pm 0.013) \times 10^{-6}$ や1975年のカナダ・オンタリオの $(1.384 \pm 0.06) \times 10^{-6}$ より有意に低い。この結果、大気中のヘリウム同位体比の空間的・時間的変動が示唆された。

その後、バックランド大気ハロカーボン濃度をモニターするため1977年より東大理学部保存されていた大気試料を分析した。その結果が図1である<sup>3)</sup>。変動に比較して測定誤差は大きい、統計的にヘリウム同位体比が時間的に低下しているのは有意である。

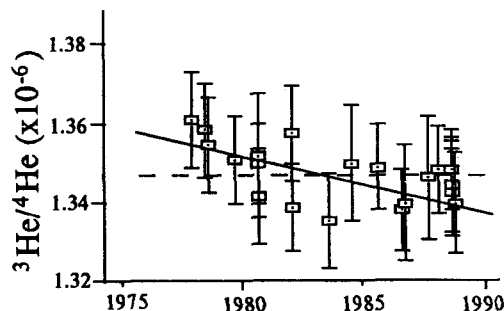


図1 大気ヘリウム同位体比の経年変化

## 化石燃料の影響

天然における固体地球からのヘリウムの脱ガス量は $1.3 \times 10^{13} \text{ cm}^3 \text{ STP } ^4\text{He/year}$ と推定されている。一方、熔接や極低温工学での使用のため、鉱業的に主として北アメリカの天然ガス田から生産されるヘリウムは総量で $5.3 \times 10^{13} \text{ cm}^3 \text{ STP } ^4\text{He/year}$ と報告されている。即ち、天然における脱ガス量の約4倍が工業用ヘリウムとして人工的に放出されている。さらに、一般の天然ガスには約0.2%のヘリウムが含有されていることを考慮すると、人工的なヘリウムの放出は膨大な量になる。1987年の全世界における天然ガスの産出量は $1.93 \times 10^{18} \text{ cm}^3 \text{ STP}$ であり、これらがすべて消費されたと仮定すると、ヘリウムの放出量は $4.2 \times 10^{15} \text{ cm}^3 \text{ STP}$ となる。これまでの研究から、大陸の天然ガス中に含まれるヘリウムの同位体比は大気同位体比の約1/100である。低い同位体比のヘリウムが多量に大気に付け加われば、大気ヘリウム同位体比の低下が予想される。図1はこの予想を支持するもので、人工的なヘリウムの放出が天然の状態のマスバランスを崩している可能性が高い。

## 氷床コア一中のヘリウム同位体比

図1に示された大気ヘリウム同位体比の低下を検証するには、人類が化石燃料の使用を始める前の大気を手入し、その $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比を精密に測定す必要がある。氷床コアに含まれる大気はこのような目的には最適と考えられ、これまでもメタンや二酸化炭素の分析が行われてきた。

極地研に保存されている氷山氷と1984年6月に採取されたみずほコアサンプルに含まれる過去の大気中のヘリウム同位体比を測定した。あわせて、主成分化学組成を四重極質量分析計で分析した。測定結果は予想に反して1988年の大気 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 比より3%から26%程度低い値を示した。現在この結果について検討中である。

## 文献

- 1) Mamyrin et al. (1970) *Geochem. Int.* **7**, 498-505.
- 2) Sano and Wakita (1988) *Bull. Chem. Soc. Japan* **61**, 1153-1157.
- 3) Sano et al. (1989) *Geophys. Res. Lett.* **16**, 1371-1374.

## グリーンランドアイスコア中の有機物組成

河村公隆・横山和久・鈴木郁子（都立大、理）  
藤井理行・渡辺興亜（極地研）

【はじめに】 水床コアは、降雪・ドライフォールアウトによって大気から除去された種々の化学成分を保存しており、過去の大気環境の変動を解析する上で重要な試料である。本研究では、グリーンランドで採取された水床コア中に、自然／人為起源、海洋／陸上起源、光化学反応起源の有機物トレーサーである、炭化水素、脂肪酸、ジカルボン酸、ケト酸、アルデヒド類等を検索し、水床中での有機物組成の特徴を明らかにする。

【試料と分析法】 本研究で用いた水床コア試料は、1989年5-6月にグリーンランド (Site-J, 66° 51.9'N, 46° 15.9'W, 標高2030m) にて、JAGE'89の構成員によって採取された (深さ約205m, 年代約450年)。融解した試料を有機溶媒 (塩化メチレン・酢酸エチル) にて、脂質成分を抽出した後、中性と酸性画分に分けた。それぞれをシリカゲルクロマトグラフィーにかけ (酸性成分は、メチルエステル誘導体化した後に)、炭化水素・脂肪酸画分を分離した。低分子ジカルボン酸・ケト酸・アルデヒドの分析は、試料を濃縮・乾燥後、ブチルエステル、ジブトキシに誘導体化した後おこなった。各成分の測定には、キャピラリーGC (HP社5890), GC-MS (フィニガン-MAT社, ITS-40) を用いた。又、全有機態炭素は、島津TOC-500にて測定した。

【結果と考察】 水床コア中に、C2-C10の $\alpha$ ,  $\omega$ ジカルボン酸、フタル酸、C2-C9の $\omega$ -オキソ酸、ピルピン酸、クエン酸、グリオキサール、メチルグリオキサール、N-アルカン (C14-C35)、ホバノイド炭化水素 (C29-C33)、脂肪酸 (C7-C30) を検出した。

図1に、炭化水素画分のガスクロマトグラムを示す。19世紀以前には、燃焼起源のUCM炭化水素 (ガスクロマトグラフィーでは分離されない炭化水素の複雑な混合物) は、量的に少なく、植物起源のN-アルカン (C27, C29, C31) が優位を示した。20世紀以降の試料では、UCM炭化水素濃度が急激に増大し、最表層試料 (深度5.9m, 1982AD) で最高濃度 (8500ng/kg-ice) を示した。又、N-アルカンのCPI値 (奇数/偶数比) は、表層試料ほど、1に近い値を示し、石油汚染の程度が大きいのことを示した。更に、潤滑油の中に多く含まれるホバノイド炭化水素

(ホバン類) は、表層試料ほど顕著であった。以上の結果は、20世紀前半より今日にかけての化石燃料の燃焼の急激な増大が、アイスコア中に記録されていることを示している。

一方、植物起源の脂肪酸濃度は、深度により大きく変動した。例えば海洋起源の脂肪酸 (C12-C18) は、1820-1850年代には低濃度であったが、1920年代に高い濃度 (他の時代に比べて約10倍) を示した。これらの結果は、海洋起源の有機物がグリーンランド中央部まで大気を経由して運ばれたことを意味している。しかし、その変動の理由は、海洋の基礎生産の変化にもなう海洋から大気へのフラックスの変化よりも、むしろ大気大循環の変化によって引き起こされる、大気輸送過程の変動によるものと考えられる。

又、全有機態炭素 (TOC) は、0.7-5.7ppmの濃度範囲で変動したが、20世紀以降の増加傾向は認められなかった。

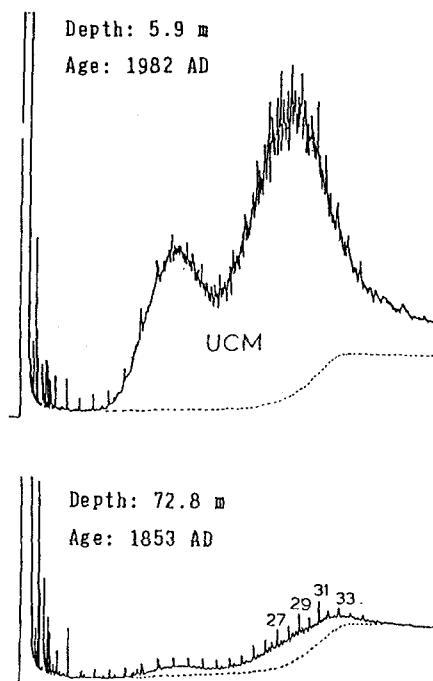


図1 グリーンランド水床コア (SITE-J) 中の炭化水素画分のキャピラリーガスクロマトグラム (クロマトグラム上の数字は、n-アルカンの炭素数を示す)。

## グリーンランド Site-J コア中の MSA および主要成分濃度について

鈴木啓助・五十嵐誠(都立大理)・藤井理行・渡辺興亜(極地研)・神山孝吉(京大理)

## 【はじめに】

大気中や降水中に含まれる硫黄化合物のうち、化石燃料の燃焼などによる人為起源の割合が増大している。そして、それらは降水の酸性化の主要な要因にもなっている。一方、硫黄化合物の自然起源としては、火山活動や海塩そして生物活動が考えられる。最近の見積りによると、人間活動による硫黄化合物の大気中への放出量とほぼ同じ量が、生物活動により放出されており、その約4割が海洋の植物プランクトンによるジメチルサルファイド( $\text{CH}_3\text{SCH}_3$ , DMS)として放出されている。大気中に放出されたDMSは酸化されて $\text{SO}_2$ とメタンスルホン酸( $\text{CH}_3\text{SO}_3\text{H}$ , MSA)が生成され、さらに酸化が進むと $\text{H}_2\text{SO}_4$ が生成される。このDMSからのMSAと $\text{H}_2\text{SO}_4$ の生成率は気温に依存していることや、海洋大気中のMSA濃度と非海塩性硫酸塩( $\text{nssSO}_4^{2-}$ )濃度は高い相関を示すことなどが報告されている。これらのことから、MSAは海洋起源の $\text{nssSO}_4^{2-}$ の有効なトレーサになる。

人類活動によって、大量の硫黄化合物が大気中に放出されるのは産業革命以降であり、それ以前は火山活動や海塩そして生物活動によって、大気中の硫黄化合物は生成されていた。氷床コア中の化学成分濃度は、堆積当時の大気環境を記録しているから、氷床コア中のMSA濃度や $\text{SO}_4^{2-}$ 濃度を測定することは、過去の地球上における硫黄循環を考える上で、貴重な資料を提供することになる。

また、氷床コア中の $\text{Na}^+$ や $\text{Cl}^-$ などの、海塩を起源とする成分の濃度に変動が認められれば、それは物質を大陸内部へと運搬する機構に変化のあることが考えられる。

そこで、グリーンランド Site-J コア中のMSAと主要成分の濃度を測定したので報告する。

## 【分析方法】

分析に用いた試料は、1989年5月から6月にかけて、グリーンランド氷床南部の標高2030m地点( $66^\circ 51.9' \text{N}$ ,  $46^\circ 15.9' \text{W}$  = Site-J)で得られた、205.9mコアの10cmごとの融解サンプルである。今回は、そのうち68個の試料について、MSAおよび主要成分( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ )を分析した。分析はすべてイオンクロマトグラフ(DIONEX-2020i/SP)により行なった。MSAの定量は、濃縮カラム(TAC-1)で100倍に濃縮した後、ガードカラム(AG4A)および分離カラム(AS4A)を使用し、溶離液には0.3mM  $\text{NaHCO}_3$ を、再生液には0.025N  $\text{H}_2\text{SO}_4$ を用いた。アニオンの定量は、MSAと同じカラムと再生液を使用し、溶離液を1.8mM  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ /1.7mM  $\text{NaHCO}_3$ に変えて行なった。カチオンの定量は、濃縮カラム(TCC-1)で100倍に濃縮した後、分離カラム(Fast Cation I / Fast Cation II)を使用し、溶離液には12mM  $\text{HCl}$ /0.18mM DAPを、再生液には50mM  $\text{Ba}(\text{OH})_2$ を用いた。

## 【結果】

$\text{Cl}^-$ と $\text{nssSO}_4^{2-}$ の濃度プロファイルを図1、2に示す。それぞれの図中の破線は5点毎の移動平均を表す。 $\text{Cl}^-$ 濃度は1700年代半ばにわずかに増加し、その後1920年頃にも小さなピークが認められる。今世紀の $\text{Cl}^-$ 濃度はそれ以前よりもわずかに高い。 $\text{Na}^+$ 濃度にも同じ様な傾向がみられる。 $\text{Cl}^-$ 、 $\text{Na}^+$ ともにそのほとんどが海塩起源と考えられるが、1900年以前と以降ではSite-J付近での対流活動や擾乱頻度に差異がみられるのか、今後の検討課題のひとつである。

$\text{nssSO}_4^{2-}$ の1900年以降の高濃度は顕著である。1900年以前はほとんどが50ng/ml以下であるが、1900年以降は逆に50ng/mlを下回る



ことが稀である。また、 $\text{Cl}^-$ と同様に1920年頃にピークが認められる。1900年以降はSite-Jまで $\text{nssSO}_4^{2-}$ を運搬する機構に変化があったことが考えられるが、 $\text{Cl}^-$ 濃度の変化量に比べて $\text{nssSO}_4^{2-}$ 濃度の変化量が格段に大きいことから、今世紀に入り人為起源の硫黄化合物の量が増大したことに起因すると考えられる。

MSA濃度のプロファイルには明瞭な変化傾向を認めることができない。生物起源と考えられるMSAには、1540年以降長期的な変化が無いといえる。

$\text{nssSO}_4^{2-}$ 濃度は1900年以降人為起源によって増大しているため、1900年以前と以降に分けてMSAと $\text{nssSO}_4^{2-}$ 濃度との関係を示したのが図3である。1900年以降は $\text{nssSO}_4^{2-}$ 濃度とMSA濃度との間に相関が認められないが、1900年以前はわずかに相関がある。それぞれ相関係数を求めると、0.074、0.354となる。人為起源の硫黄化合物の大気中への放出が少ない時期には、MSA濃度と $\text{nssSO}_4^{2-}$ 濃度との間に相関が認められる。

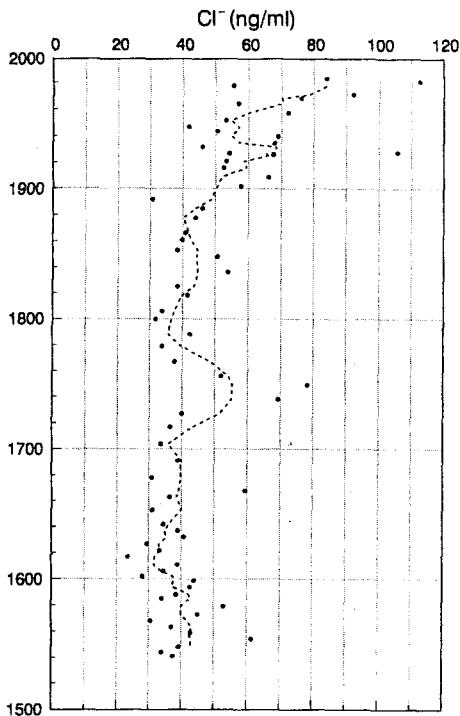


図1  $\text{Cl}^-$ 濃度のプロファイル

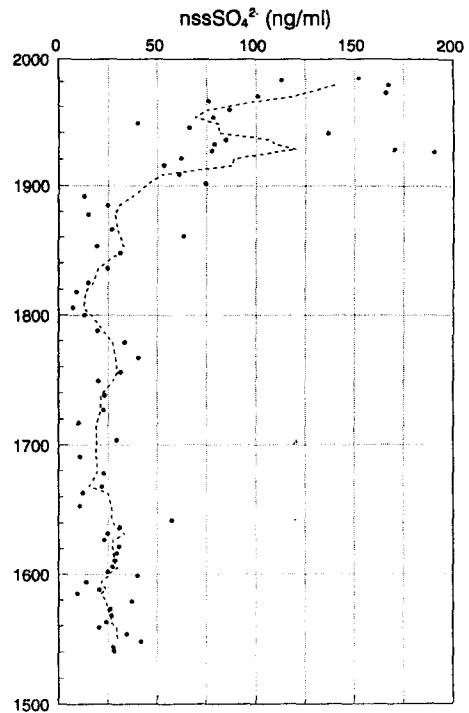


図2  $\text{nssSO}_4^{2-}$ 濃度のプロファイル

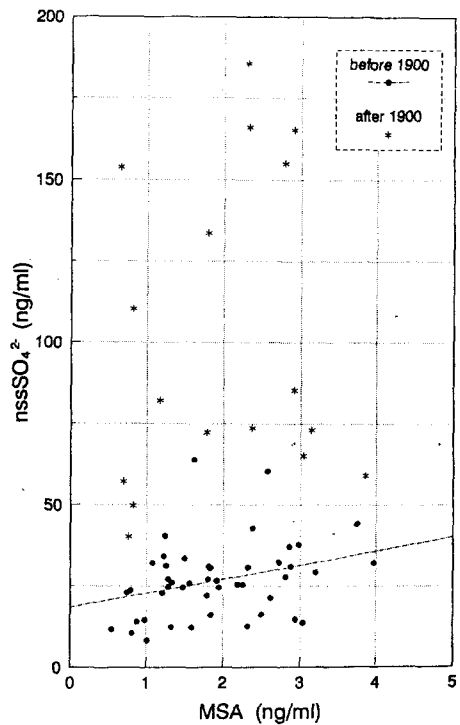


図3 MSAと $\text{nssSO}_4^{2-}$ 濃度の関係

## 南半球成層圏下部と上部における気温変化傾向の逆転

川平浩二 (富山高専) 広岡俊彦 (気象大)

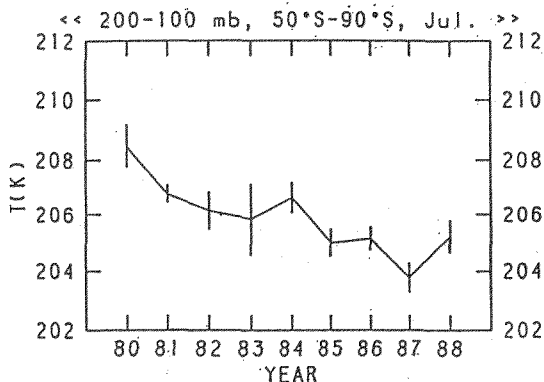
### 1. 序

南半球極域成層圏における気温変化は、オゾンホールが生じる不均一反応の程度を決める重要な要素である。川平と広岡(1987、1990)は下部成層圏(10-25 km)における気温変化を、米国気象局の解析した資料(NMC Data)より求め、1980年代のオゾンホールが顕著になった年代のほとんど全季節にわたり低温化傾向にあることを見いだした。

今回は気温変化傾向を成層圏全域に拡張して解析を行った。その結果、10 mb (30 km)以上の高度においては、気温が上昇傾向という下部成層圏と逆の傾向にあることがわかった。この現象の様相について調べた結果を述べる。

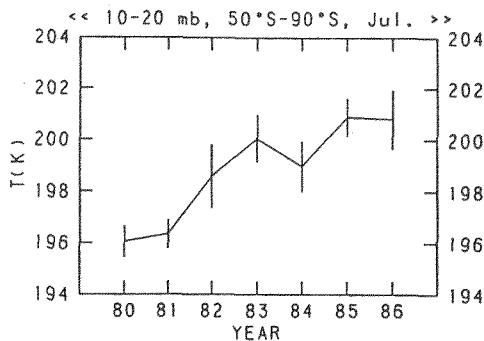
### 2. 気温の季節および年々変化

解析は、気圧高度差により平均気温を求めた。第一図は、7月平均を50°-90° Sの緯度平均気温の年々変化を100-200 mb層(約12 km高度)について求めた。明らかに気温の低下傾向がみられる。これらはすでに著者等も指摘した特徴である。一方、同様な結果を10-20 mb層(約27 km高度)について求めたのが第二図である。



オ1図 200-100 mb層, 7月の気温変化

オ2図 10-20 mb層, 7月の気温変化



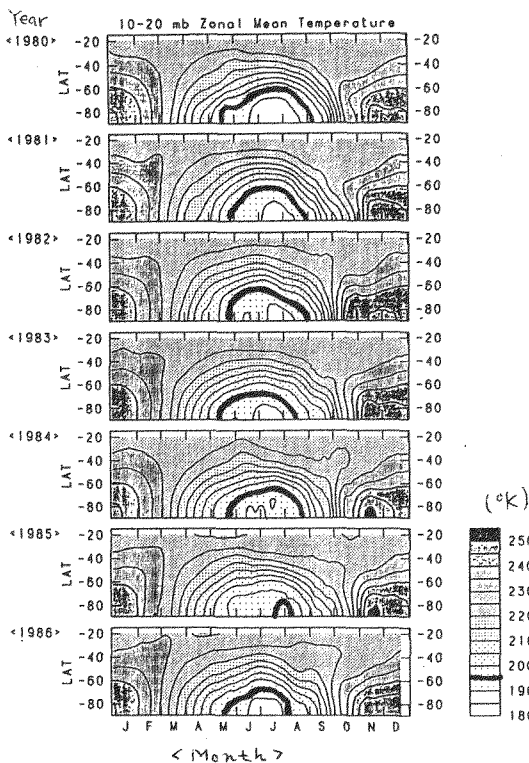
この図は明らかに気温の上昇傾向を示し、南半球の成層圏の下部と上部で気温の年々変化傾向が逆転するという興味深い特徴がみられる。

さらにこの気温上昇傾向が季節や緯度別に見たときどのような特徴であるかを季節・緯度断面の年々変化を示したのが第三図である。195° K以下の領域を太線で示す。概観すれば、60° Sより極側でかつ6月から9月ごろに顕著である。つまり冬の高緯度で見られる傾向である。しかし年々変化が明かなことは、冬のみに限らないことがいえそうなので、詳細な解析を進める必要がある。

### 3. 考察

気温変化の年々変動が成層圏の高度により逆転していることは単純には説明ができない。またこのような傾向が北半球ではあるのかないのかも興味がある。少なくとも力学的効果も働いていること言えそうである。この変化がオゾンホールの発達とどのような関連があるか? 今後考えていく価値のある変化である、と考えられる。

オ3図 10-20 mb層の季節・緯度の気温変化の年々変化



## 南極大気中の水蒸気収支

山崎 孝治 (気象研・気候)

### 1. はじめに

南極大陸の水床の函養量は降雪量、蒸発量、地吹雪による再配分で決まる。これらの直接測定は南極大陸上の詳細な分布図をかけるほどはないと思われる。一方、大気中の水蒸気の収支から、降水量－蒸発量 ( $P - E$ ) を求めることができる。ゾンデデータを使った東南極についてのこのような研究がBromwich (1979) によって行われている。FGGE年(1979年)について、増田 (1988) はECMWFのデータにより行っている。

当研究では、米国NMC (National Meteorological Center) 作成の客観解析値をもとに、水蒸気収支の解析を行う。客観解析値はモデルにもよるので、生のゾンデデータに比べて、観測点での精度には問題はあるかも知れないが、空間的な分布が得られるという利点もある。結果を見てもらって、どの程度使えるかご教示願えれば幸いである。

### 2. データと方法

この解析には米国NMC作成の1987年の1日2回の客観解析値を用いた。1987年を選んだのは手元にあるデータで一番新しいものを使っただけで特に意味はない。ただ、水蒸気の解析は他の量と比べると信頼性が低いので、新しいデータの方が良いと考えられる。水平分解能は緯度・経度共  $2.5^\circ$  である。相対湿度は1000, 850, 700, 500, 400, 300 hPa の6レベルの値のみである。高度、温度、風はさらに上層のデータがあるがこの解析には使用しない。300 hPa 以上の水蒸気量は無視する。水蒸気は殆ど大気下層にあるので無視しても余り大きな影響はないと思われる。

まず、各レベルでの水蒸気の混合比 ( $q$ ) を相対湿度と気温からTetensの式から求める。次に、 $q$  および風を3次のスプラインで10 hPaごとのレベルに内外挿する。このデータを地上から300hPaまで積分して、可降水量 (鉛直積分水蒸気量) や全水蒸気フラックスをもとめた。日々のこれらの値を平均して月平均量を求めた。欠測は単に除いて平均した。全水蒸気フラックスの発散が大気中の水蒸気量の時間変化を無視すれば (蒸発量－降水量:  $E - P$ ) と等しくなる。南極

大陸上では降水は殆ど、雪であろうから、このようにして大気中の水蒸気収支から水床の函養量を推定することができる。但し、地吹雪による積雪の再配分は考慮されていない。

### 3. 結果

南極域の全水蒸気フラックスをみると、1月は夏で大陸上でも他の季節に比べれば大きなフラックスがみられる。大陸内及び沿岸付近では、ほぼ海岸線 (等高線) に沿った西向きのフラックスがみられる。この西向きの流れは東南極東部では強く、海上  $60^\circ S$  付近まで広がっている。西南極の低地帯では、ウェッデル海からロス海へ抜ける大きなフラックスがある。南極半島に沿って極向きの流れがあり、その西の海上に渦がある。

秋から春までは南極大陸内のフラックスは非常に小さくなる。ランバート氷河や昭和基地付近およびウェッデル海東部で海上から内陸へのフラックスがある。南極半島を極に向かう流れは4月にはまだ見られるが、7月には見られず、逆になる。7月には、ウェッデル海に渦がある。10月にはロス海に渦ができる。10月は  $60^\circ S$  付近でどの経度でも東向き (西風) となる。

年平均すると (図1)、海上では、冬の寄与が強く、大陸内では夏の影響が強くである。海上ではほぼ東向きで西半球側で強い。大陸内および沿岸域では海岸線に沿って、西向きの流れとなる。南極半島西側に沿って極向きの流れもみえる。

次に水蒸気フラックスの収束の年平均値を図2に示す。収束値は微分量なのでノイジーなパターンをしているので生の値でなく、空間的に平滑化した年平均を示す。海上および沿岸近くの大陸上ではほとんど正である。つまり、降水量のほうが蒸発量より大きい。  $P - E$  の大きいところは南極半島および西南極西部の海岸地帯である。逆に負であるところ (水床の消耗域) も内陸を中心に散在している。  $0.5\text{mm/day}$  より大きいはっきりした領域がランバート氷河からアメリカ高地にかけての斜面、西南極のロス海に面した斜面などでみられる。

上のようにして求めたデータを南極大陸上で

平均して全体の様子を調べる。図3はこうして得られた南極平均の(降水量-蒸発量)で大陸平均では積雪の再配分はほぼゼロになるであろうから、これは南極氷床の函養量にはほぼ等しい筈である。どの月も大陸平均する正の函養量であるが、データの信頼度を考えると季節変化についてははっきりしたことはいえないようである。年平均の函養量は123 mm/yearとなる(増田(1988)は70S以南で約150mm/yearの値を得ている)。観測される降雪量などからみて妥当な数値ではないだろうか。次に、内陸の様子を見るために、海拔高度1500m以上の格子点だけの平均を作成したのが図4である。内陸でもいつも正で、また春に少なくなるような季節変化が見られるようである。年平均の函養量は48mm/yearで大陸全体の半分以下である。海岸に近い低地で降水量が多いことを反映している。

4. まとめ

大気中の水蒸気の解析から、南極氷床の函養量(降水量-蒸発量)を見積もってみた。南極域では函養量は概ね正であるが、負になっているところもある。大陸平均すると123mm/yearの函養量となり、沿岸地域で多い。

NMC DATA MOISTURE FLUX CONVERGENCE ANNUAL MEAN 1987

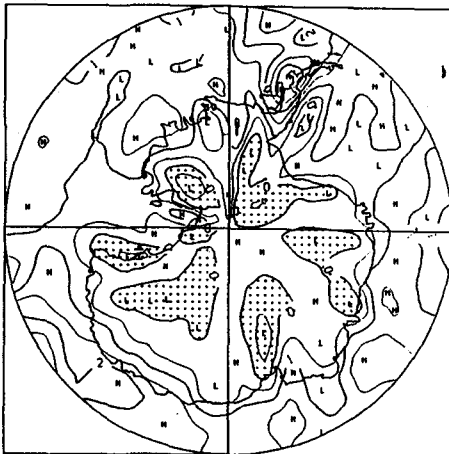


図2 1987年の全水蒸気フラックス収束(降水量-蒸発量)。等値線間隔は0.5mm/day。負の領域に点彩。

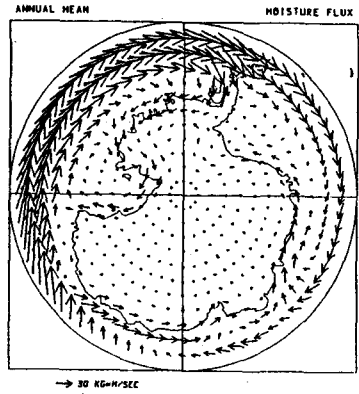


図1 1987年の年平均全水蒸気フラックス。

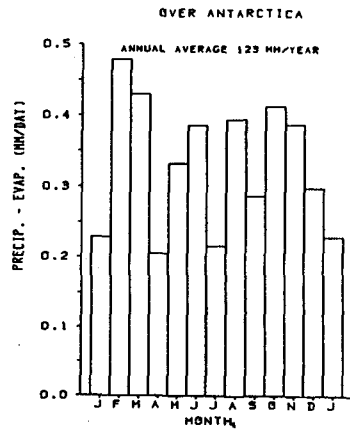


図3 南極大陸上の月平均(降水量-蒸発量)推定値。1987年。

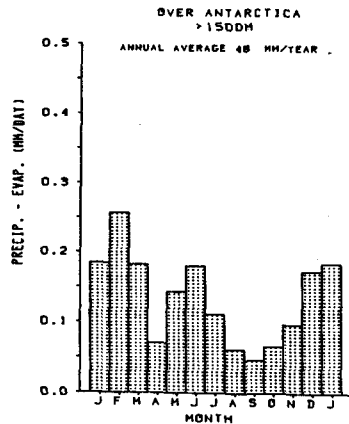


図4 南極大陸上の1500m以上の領域での月平均(降水量-蒸発量)推定値。1987年。

1. はじめに

極域における放射収支を考えると、積雪中の短波長の放射伝達は、重要かつ興味深い物理過程である。雪面のアルベドだけについて考えても、太陽天頂角、雲量、積雪粒子の大きさなどによって変化することが知られているが、定量的な説明は十分なされていない。また、衛星からのリモセンという観点からも利用価値は高い。本研究では、図1のように積雪を1つ1つの独立した粒子からなる光学的な層と考え、大気層の下に積雪層を加えた、大気-積雪系の多重散乱モデルを構築した。

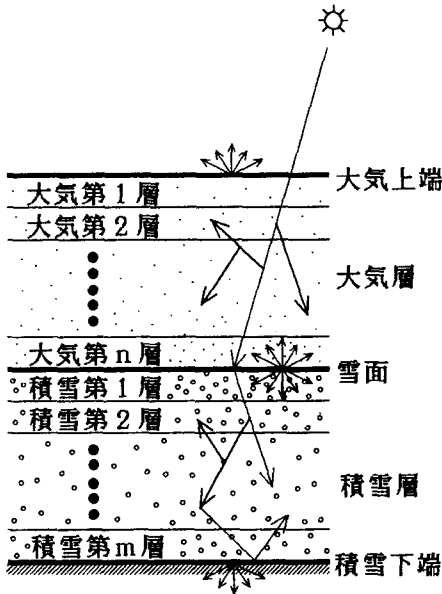


図1. 多重散乱の概念

2. モデルの概要

表1の方法で計算を行った。図2にはモデルの構成を示す。また、大気については空気分子、エアロゾル、雲粒子を取り入れることができる。

項目	方法
多重散乱	doubling-adding method
偏光	なし
層	平行平板
phase function	Mie理論

表1. モデルの計算方法

青木輝夫 (気象研究所)

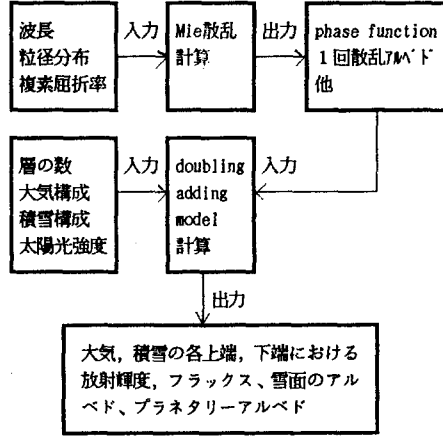


図2. モデルの構成

3. 計算例

a) 粒径分布

有効半径  $r_{eff} = 1, 10, 100, 1000 \mu m$  の4種類のstandard gamma粒径分布をもつ積雪粒子を考えた(図3)。

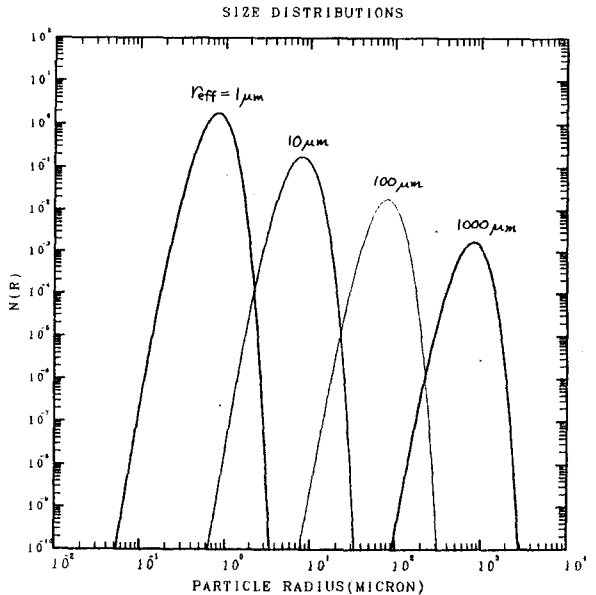


図3. 4種類のstandard gamma粒径分布

b) phase function

波長 $\lambda = 1 \mu\text{m}$ に対して、複素屈折率 $n_r = 1.33$ ,  $n_i = 2.0 \times 10^{-8}$ の粒子が上記粒径分布をもつとき、Mie計算の結果から図4のようなphase functionが得られる。大粒子ほど前方散乱のピークが大きい。

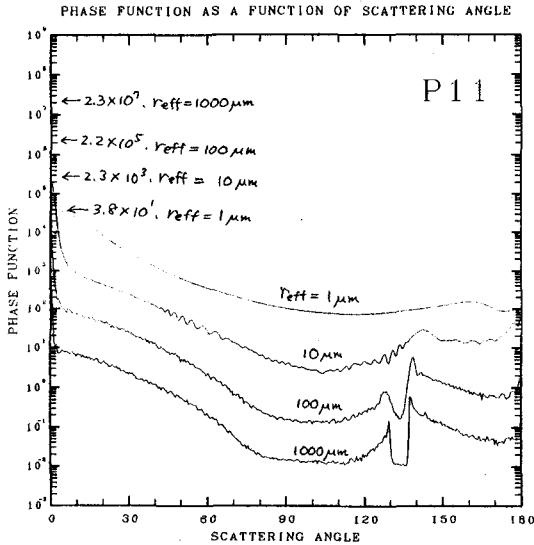


図4. 4種類の粒径分布に対するphase function

100  $\mu\text{m}$ 以下の粒径に対するphase functionは10倍ずつ上にずらして示している。

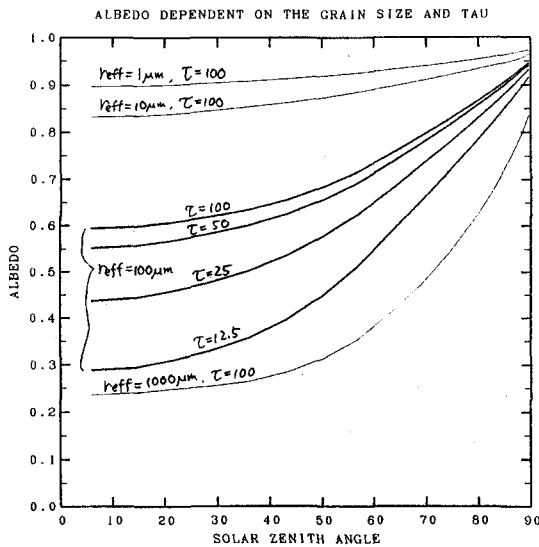


図5. 4種類の粒径分布( $r_{eff}$ )と4種類の光学的厚さ( $\tau$ ) ( $r_{eff} = 100 \mu\text{m}$ のみ)に対するアルベドの太陽天頂角依存性(波長 $\lambda = 1 \mu\text{m}$ )

c) アルベド (フラックス反射率)

1層の積雪層について、光学的厚さ $\tau = 100$ までの多重散乱によるアルベドの計算を行った。雪の下端のアルベドはゼロとし、大気はないものとする。太陽天頂角を横軸としたときのアルベドを図6に示す。 $r_{eff} = 100 \mu\text{m}$ については、 $\tau = 12.5, 25, 50, 100$ の4種類の光学的厚さに対するアルベドを示し、他の粒径に対しては $\tau = 100$ のアルベドを示す。この結果から、①大粒子ほどアルベドは小さい、②太陽天頂角が大きいほどアルベドは増加する、③光学的厚さが大きいほどアルベドは増加する、ということが分かった。これら3つの点は、いずれも観測から知られている事実と一致している。

d) 上向き放射輝度

$r_{eff} = 100 \mu\text{m}$ の粒径分布をもつ $\tau = 100$ の積雪層と、その上に1000mbのレイリー大気( $\tau = 0.0086$ )があるときの太陽主平面内における相対放射輝度(太陽放射フラックス $\pi F_0 = \pi$ としたときの放射輝度)を図6に示す。太陽天頂角が大きいときには、天底方向の放射輝度は小さく、太陽天頂角が小さいときは天底方向の放射輝度が大きくなる。大気の効果は、雪の光学的厚さに比べ $1 \mu\text{m}$ のレイリー大気的光学的厚さが小さいため、小さな太陽天頂角ではほとんどないに等しいが、大きな太陽天頂角では輝度のメリハリを少なくする方向に働いている。

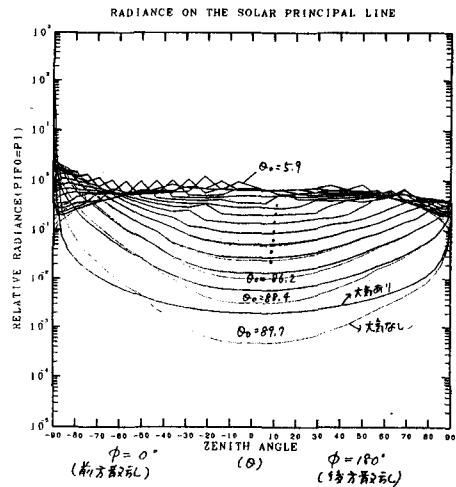


図6. 光学的厚さ $\tau = 100$ の積雪とその上に1000mbのレイリー大気があるときの太陽主平面内における上向き放射輝度の天頂角( $\theta$ )、太陽天頂角( $\theta_0$ )依存性(波長 $\lambda = 1 \mu\text{m}$ )

4. まとめ

積雪粒子を独立した1つ1つの粒子と考え、積雪中の放射伝達の計算を行った結果、 $\lambda = 1 \mu\text{m}$ では一般的に観測と矛盾しない結果を得た。特に、アルベドの太陽天頂角、粒径分布、光学的厚さによる変化はある程度よく再現されている。

計算時間、計算不安定、雪面過程など、まだいくつかの問題もあるが、今後改良を加えることで現実的なモデルを作り大気-積雪系の特徴的な現象を再現することや、リモセンへの応用を検討している。

南極昭和基地における一酸化炭素の観測

清水 明、秋元 肇、井上 元 (国立環境研究所)

はじめに

地球温暖化等に係わる地球規模大気汚染現象の解明のためには、地理的にも広範な地域にわたって、大気微量成分のモニタリング、動態把握を行なうことが重要である。そこで、南極昭和基地に於ける一酸化炭素の濃度レベル、季節変化等の調査を目的として、越冬観測を行なった結果を報告する。

方法その他

観測は、NDIR (非分散赤外吸収) 方式の分析計を観測棟に設置し、連続観測を行なった。システムの概要を図1に示す。

測定は、まずゼロガスを40分測定してゼロレベルの確認を行い、次に外気を1時間20分測定し、これら2時間の工程を1回のサイクルとして繰返した。ゼロガスは、外気を精製装置に通したものを使用した。スパンの確認は標準ガスの使用量を勘案しながら1~2日に1回行なった。また、スパンガスは長期安定性を考慮して、濃度 1.9 [ppm] でアルミ容器を使用すると共に使用前後も室内に常温保管した。

装置の自動運転に必要な電磁弁の制御やデータの収録は、パソコンに各種のインターフェースを付加して行なった。

観測は1990年4月初旬から1991年1月下旬まで行ない、図2に収録したデータの1部を示す。

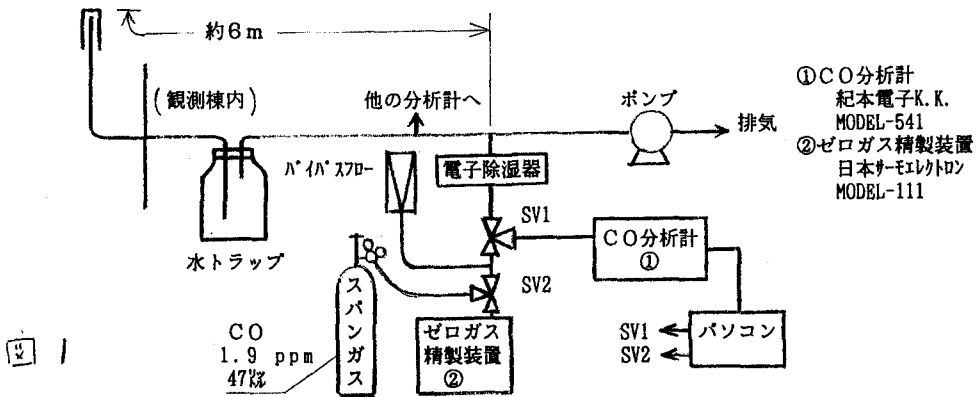


図1

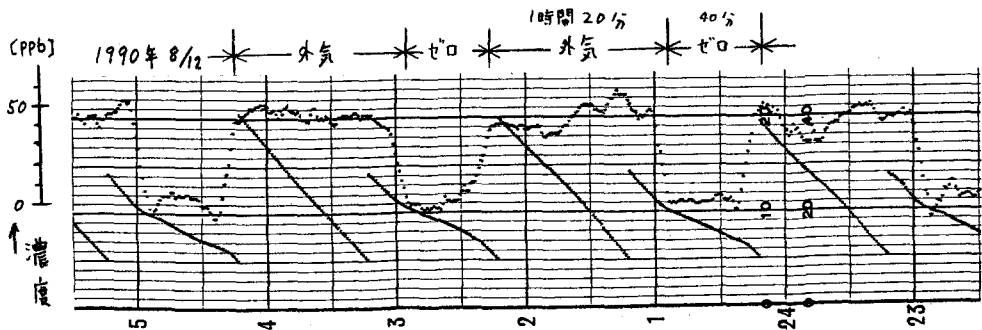


図2

## 「しらせ」船上における表面海水及び 大気中のメタン濃度の測定

中沢 高 清・橋田 元・村山 昌平・田中 正之（東北大学理学部）

青木 周司・山内 恭・川口 貞男（国立極地研究所）

清水 明（国立環境研究所）、林 政彦（名古屋大学 S T E 研究所）

### 1. はじめに

海洋はメタンの発生源の一つとされているが、現在のところ海洋におけるメタン濃度の観測は時間的にも空間的にも散発的にしか行われていない。そこで、32次隊の「しらせ」航路上において大気中および表面海水中のメタン濃度の測定を行なった。

### 2. 測定方法

29次隊以降実施されている表面海水中の二酸化炭素濃度の測定と同様、外気と隔離された容器内に試料海水をシャワー状に連続散水し、海水中のメタンと溶解度平衡に達した容器内の空気を分析することで表面海水中のメタン濃度の測定を行なうことができる。今回は、平衡空気を除湿装置（電子式除湿器、過塩素酸マグネシウム）、採集容器（650cc ガラスフラスコ）を含む閉鎖系内をダイヤフラムポンプで循環させ、10分後に採集容器を系から切り放し大気圧で採集し、航海後液体ヘリウムを用いてステンレス容器（20cc）に試料空気を移し換えた後ガスクロマトグラムでメタン濃度の分析を行なった。

一方大気試料は、「しらせ」艦橋からステンレスパイプを通しダイヤフラムポンプを用いて650ccのガラスフラスコに2kg/cm<sup>2</sup>で加圧充填し、航海後ガスクロマトグラムで測定した。

### 3. 結果

大気中のメタン濃度の緯度分布を図1に示

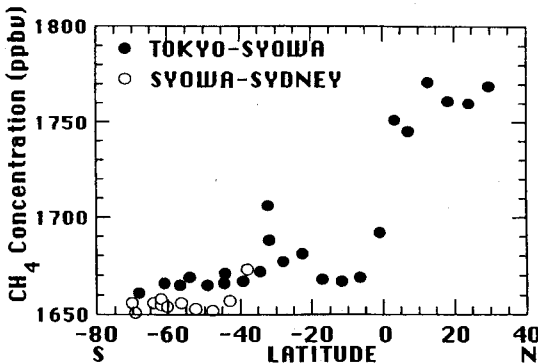


図1 大気中のメタン濃度の緯度分布

す。北緯10度から南緯10度にかけての急激な濃度勾配は、熱帯収束帯により北半球から南半球への輸送が抑制されていることを示唆している。南緯20度から40度にかけて、他の南半球の緯度帯よりも高い濃度になっているのは大陸の影響を受けていると思われる。南半球中高緯度では往路と復路で15ppbv程度の濃度差が認められる。これはこの緯度帯の季節変化を反映したものであり、昭和基地における連続観測の結果ともよく一致している。

図2は表面海水中のメタン濃度の緯度分布である。赤道域に極大を持ち両極に向かって単調に減少している。「しらせ」の航海する海域での測定結果で公表されているものはまだないが、他の海域で行われた観測によれば緯度や海域に関係なく1800~2000ppbv程度とされている。今回の結果は南極域ではそのような観測値とはほぼ同じ値であるが、南緯40度以北では2000~10000ppbvという非常に高い値を示している。平衡空気の分析では同時にガスクロマトグラムを用いて二酸化炭素濃度も測定しており、船上連続観測の結果とはよく一致していることから、平衡空気の採集方法や航海後の分析過程において問題は無い。従って、現在まで為されてきた観測結果を受け入れるならば、何等かの原因により試料海水を汲み上げるポンプや配管等で高濃度のメタンが発生している可能性が考えられるが、今後検討する必要がある。

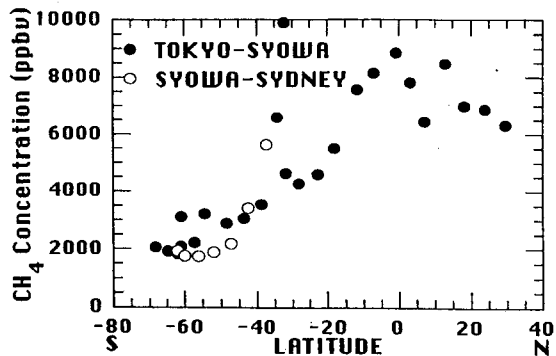


図2 表面海水中のメタン濃度の緯度分布



日本上空における二酸化炭素の同位体比  
 $\delta^{13}\text{C}$  の変動

中澤高清・森本真司（東北大・理）・青木周司（極地研）  
 田中正之（東北大・理）

1. はじめに

地球上の炭素循環を定量的に把握するために、大気中の $\text{CO}_2$ 濃度に加え $\text{CO}_2$ の炭素同位体比 $\delta^{13}\text{C}$ の高精度かつ長期にわたる測定が求められている。

本研究では、1984年5月から1990年11月にかけて日本上空の対流圏において航空機を用いて採集した試料を分析し、大気中の $\text{CO}_2$ の炭素同位体比 $\delta^{13}\text{C}$ を測定した。

2. 測定方法

大気試料からの $\text{CO}_2$ の精製には、気体の凝固点の違いを利用したCryogenic法を用いた。同位体比の測定は、質量分析計MAT- $\delta\text{E}$ を用いて行った。測定の総合精度は、 $\delta^{13}\text{C}$ について $\pm 0.03\text{‰}$ であった。なお、試料気体に含まれる $\text{N}_2\text{O}$ の補正は行っていない。

3. 結果と考察

図1に、 $\delta^{13}\text{C}$ の測定値と、測定値へのベストフィットカーブおよび経年変化を示す。全ての高度帯において、 $\delta^{13}\text{C}$ は明瞭な季節変化と経年変化を示している。

$\delta^{13}\text{C}$ の季節変化は $\text{CO}_2$ 濃度の変化に非常によく対応しており、 $\text{CO}_2$ 濃度の極大値が現れる4~5月に極小値をとり、 $\text{CO}_2$ 濃度の極小値が現れる8~9月に極大値をとる。また、 $\delta^{13}\text{C}$ と $\text{CO}_2$ 濃度の季節変化を比較すると、 $\text{CO}_2$ 濃度の変化に対する $\delta^{13}\text{C}$ の変化率が全

ての高度帯で $-0.050\text{‰}/\text{ppmv}$ に近い値をとる。大気と生物圏の間で $\text{CO}_2$ が交換された場合に期待される変化率が $-0.050\text{‰}$ であることから、日本付近の $\text{CO}_2$ 濃度の季節変化はほぼ植物活動に起因しているといえる。

経年変化成分については、図2に示すように2~3年に1度の割合で $\delta^{13}\text{C}$ の大きな減少がみられた。これは、 $\text{CO}_2$ 濃度の急激な増加によく対応している。従来、このような $\text{CO}_2$ 濃度の急激な上昇は海況の変化によって海洋から大量の $\text{CO}_2$ が放出されるために起こると考えられてきた。しかし、大気-海洋間で $\text{CO}_2$ の交換が起こった場合には、大気中の $\text{CO}_2$ の $\delta^{13}\text{C}$ はほとんど変化しないので、 $\text{CO}_2$ 濃度の急激な上昇を海洋起源の $\text{CO}_2$ に帰着できない。従って、経年変化に重畳している $\text{CO}_2$ 濃度の不規則な変化は、おもに気候変動にตอบสนองして生物圏から放出される $\text{CO}_2$ が原因となっていると考えられる。

4. まとめ

大気中の $\text{CO}_2$ の炭素同位体比 $\delta^{13}\text{C}$ を測定した。その結果、日本上空の $\text{CO}_2$ の季節変化は植物活動に起因していること、 $\text{CO}_2$ 濃度の経年変化に見られる不規則変動は主に生物圏起源の $\text{CO}_2$ によって引き起こされていることが明らかになった。

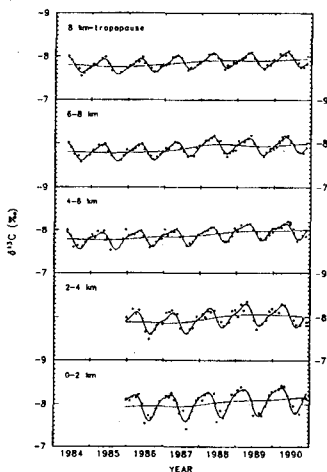


図1

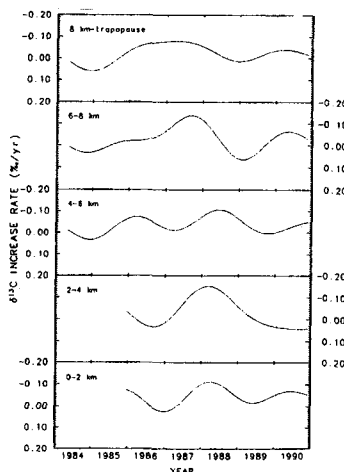


図2

図1  $\delta^{13}\text{C}$ 測定値とベストフィットカーブ及びトレンド

図2  $\delta^{13}\text{C}$ の増加率

南大洋大気中のDMS濃度

古賀聖治 (名古屋大学水圏科学研究所)  
 林政彦 (名古屋大学太陽地球環境研究所)  
 SHIMADZU GC-8A

[1]. はじめに

一次生産量の極めて高い南極大陸周辺海域で、DMSの海洋から大気へのフラックスを見積もることは、地球規模での硫黄循環を考える上で極めて重要な課題の一つである。しかし、いまだにこの海域でのフラックスの検討は十分なされていない。

第32次南極観測に際し、砕氷艦「しらせ」の航海中、南半球にて大気中のDMS濃度を測定したので報告する。フラックスを見積もるには、風速と表面水中のDMS濃度を知ることが必要不可欠であるが、大気DMS濃度を他の地域と比較することにより、相対的なフラックス強度を導くことは可能である。

[2]分析法

大気を船外に突き出したテフロン管から導き、まずNafion交換膜で造られたドライヤーに通して水蒸気を除去した。その後、-65℃のエタノールで冷やした捕集剤に、大気試料を430~550mL/minの通気速度で2.7~5.5L濃縮した。脱気は100℃で行った。分析条件を以下に示す。

Col. I.D.3mm×3m 25% 1.2.3.Tris  
 (2cyanoethoxy)Propane on  
 Shimalite(AW-DMCS)

Flow rate

H<sub>2</sub> 50mL/min

air 35mL/min

carrier 30mL/min

Col.Temp. 80℃

Det.Temp 130℃

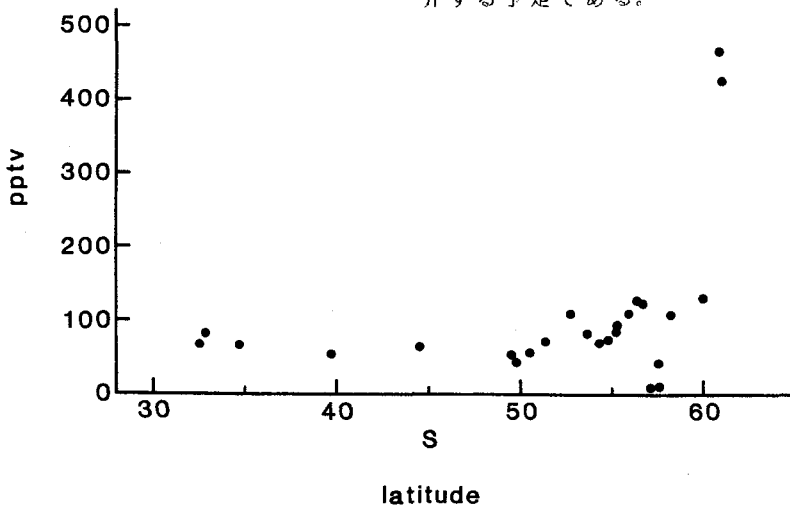
捕集には、Teflon I.D.2mm×7cmとI.D.3mm×6cmのchromosorb101を同時に使用し、両者の分析結果の平均を大気濃度とした。なお、この方法による検出限界は30pgである。

[3]結果

分析の結果得られた大気DMS濃度の緯度分布を下図に示す。ただし、気温25℃、気圧101.3kPaで $2.46 \times 10^9 \text{ molec/cm}^3$ が100pptvに相当する。

南緯30度から50度までは50pptv程度であるが、南緯50度以南ではわずかな濃度上昇がみられた。さらに、南緯60度を過ぎると、濃度は急激な上昇を見せ、460pptvに達した。

講演では、気象要素との関係、他の海域で得られた大気DMS濃度との比較に関して紹介する予定である。



## 極域二酸化塩素の高精度測定用分光器の開発

伊藤 洋, 小池 真, 近藤 豊 (名大・太陽地球環境研究所)

## 研究の目的

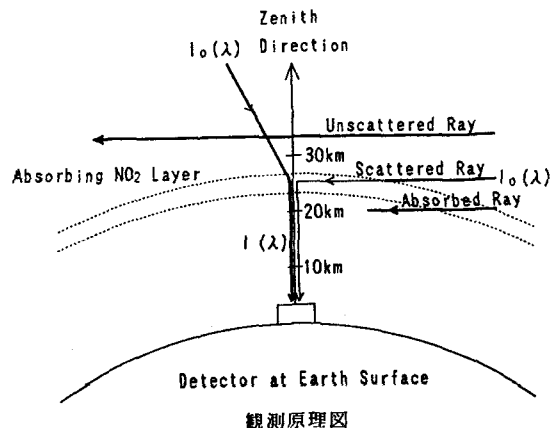
近年、成層圏オゾン層の人工的破壊が重要な環境問題として大きな関心を集めている。特に、南極あるいは北極でのオゾンの減少は、極域成層圏での塩素酸化物 ( $\text{Cl}$ ,  $\text{ClO}$ ) によるオゾン破壊が主な原因と考えられている。この  $\text{ClO}$  は  $\text{BrO}$  との反応によって一部が  $\text{OCIO}$  に変換されるが、 $\text{OCIO}$  は  $\text{O}_3$ ,  $\text{NO}_2$ ,  $\text{BrO}$  とともに近紫外から可視の波長領域にかけて吸収を持っている。極域成層圏でこの塩素酸化物によるオゾンの破壊を定量する上において、 $\text{O}_3$  と同時に  $\text{OCIO}$ 、あるいはこれにかかわる  $\text{NO}_2$ ,  $\text{BrO}$  を冬から春にかけて測定することは、非常に重要な課題である。本研究の目的は、これらの成分の鉛直積分量を極域で一年を通して観測できる地上分光観測システムの製作にある。

## 観測原理

朝方、夕方といった薄明時では、地上で観測される天頂方向の太陽放射散乱光が、成層圏において昼間と比べて20倍ほど長い光路長を持ち、大気微量成分による太陽光の吸収量が大きくなる。このことを利用して中層大気微量成分の積分量を測定する、太陽放射天頂散乱分光法を採用した。

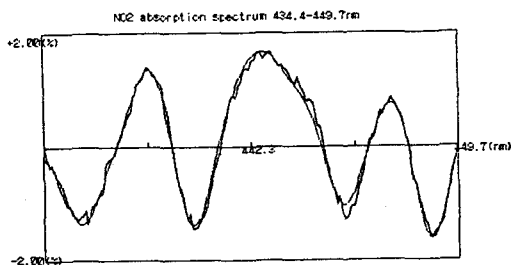
天頂散乱分光法を用いた観測システムには、次の3つの利点がある。

- ①天候の影響を受けにくい。
- ②多成分はほぼ同時観測可能。
- ③太陽が上がらない極域冬季(極夜)での観測が可能。

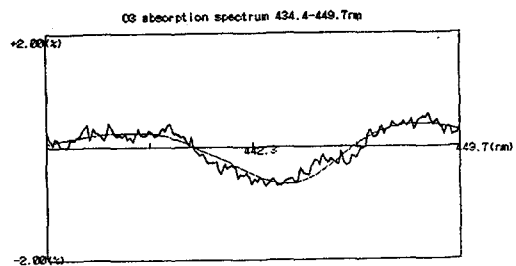


## 試験観測結果

本観測システムを用いて、1990年11月の中ごろから名古屋大学太陽地球環境研究所内において観測を開始した。観測は、朝方に太陽天頂角  $88^\circ \sim 96^\circ$ 、昼間3回(11:30, 12:00, 12:30)、夕方に太陽天頂角  $88^\circ \sim 96^\circ$  で、観測波長領域  $430\text{nm} \sim 454\text{nm}$  において、自動観測アルゴリズムに基づいて行った。このデータを用いて  $\text{NO}_2$ ,  $\text{O}_3$  の積分量を求めた結果、太陽天頂角  $96^\circ$  までの観測が常時可能であった。また、 $\text{NO}_2$  に関しては約2%、 $\text{O}_3$  に関しては約10%の精度で積分量が定量できることがわかった。さらに、この波長領域においては吸収スペクトルの計算値の残差が太陽天頂角  $90^\circ$  時に0.07%であり、 $\text{OCIO}$  の光の吸収が0.1パーセントのオーダーと見積られていることから、本観測装置を極域へ設置すれば  $\text{OCIO}$  を定量できる可能性のあることが示された。



夕方、太陽天頂角  $90^\circ$  における  $\text{NO}_2$  の吸収スペクトルの観測値と計算値



夕方、太陽天頂角  $90^\circ$  における  $\text{O}_3$  の吸収スペクトルの観測値と計算値

## 南極成層圏の冬季のエアロゾル数密度

Aerosol Number Concentration in the Antarctic Winter Stratosphere

岩坂泰信\*、青木周司\*\*、松原廣司\*\*\*

Y. Iwasaka\*、S. Aoki\*\*、K. Matubara\*\*\*

\* Solar Terrestrial Environment Laboratory, Nagoya University

\*\* National Institute of Polar Research

\*\* Japan Meteorological Agency

南極成層圏で冬の間、多量のエアロゾル (Polar Stratospheric Clouds; PSCs) が発生し、このエアロゾルが地球全体に広く分布しているエアロゾルとは異なり、硝酸あるいは水の結晶から出来ていることが明らかにされてきた。南極上空でのオゾンホール形成にこのエアロゾルが一役買っていることが確実視されるようになってから、PSCs に対する関心は一段と強くなってきている。

PSCs の活動は強い季節変動性を持っており、半年に満たない期間のうちにその生成・消滅のサイクルを終えてしまう。しかし、このことは逆にPSCs の活動をはじめから終わりまで通して観測することの困難さの原因にもなっている。現在、オゾンホール形成に、このPSCs が脱窒や表面反応を通して大きい影響を与えていることが知られてはいるもの、PSCs の時間進行とオゾンホール形成 (あるいはオゾンホールの時間的な推移) との対応や関係がいまひとつ明らかになっていない大きな原因であろう。このような点から、これまでの観測結果を整理し、PSCs の発展段階について吟味する。Iwasaka によってPSCs の発展段階が3つのステージにあることが指摘されている、また、Mauersbergerはじめ多くの研究者が、PSCs には2種類のタイプ (分け方によっては3種類のタイプ) が存在することを指摘している。PSCs 粒子の化学組成から見たタイプの違いと、ライダーや人工衛星観測から見たPSCs の発達段階の違いとはどのように対応しているのか、あるいはそれらがオゾンホール形成とどんな結びつきを持っているのか興味もたれるところである。

1983年から、断続的にはあるが気球による成層圏エアロゾルの観測をおこなってきて。ライダーや人工衛星によって示されているPSCs の発達段階に見られる3つのステージ、あるいは、化学組成から考えられている2つの異なるタイプのPSCs の存在を、気球観測から得られている数濃度分布と比較してみる。比較の結果は、気温の低下に加えて硝酸蒸気の濃度 (あるいはその補給) がPSCs の発達に大きな影響を持っていること、火山噴火による火山性エアロゾルの増大がPSCs の発達にも少なからず影響していること等が示唆された。

南極大気エアロゾルの化学

金森 悟・金森暢子(名大・水圏研)・西川雅高(環境研)・  
渡辺興亜・青木周二(極地研)

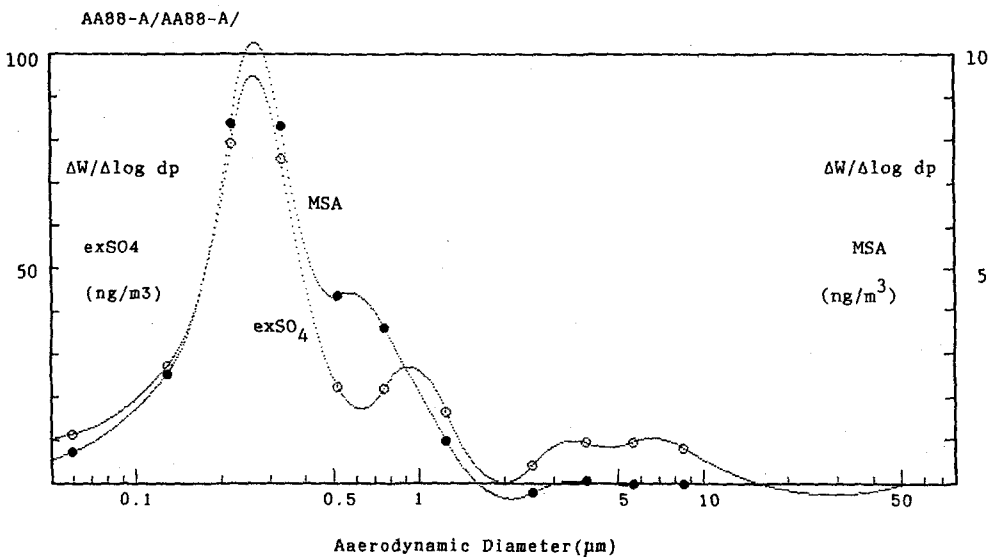
第29次南極観測(1988-1989年)に於て、みずほ高原の積雪、飛雪及び大気エアロゾル試料の採取を行い、その成果の一部について昨年の本シンポジウムで報告した。その後、改良型アンダーセン・サンプラーを用いて粒径分級した大気エアロゾル試料等の結果を得たので、それらを中心として降雪と大気エアロゾルの化学組成の関係につき報告する。

ここに用いた改良型アンダーセン・サンプラーは12段のインパクター・ステージとバックアップ・フィルターを持ち、微粒子側では $0.04\mu\text{m}$ まで分級出来るものであるが、結果として最も重要なMSAと $\text{exSO}_4$ が $0.2\text{--}0.3\mu\text{m}$ に最大ピークの極大を持つことが明らかとなり、その有用さが確かめられた。

MSAと $\text{exSO}_4$ の最大ピークは、その粒径が一致だけでなく、ピークの形状が極めてよく類似してをり(下図参照)、両者が同一の起源または極めて近い経歴を持っていることを強く示している。これに対して、Na粒子は最大粒径を $0.6\text{--}0.7\mu\text{m}$ に持ってをり、Cl濃度が非常に低いために海塩起源であるかどうか判断できなかったが、Hg/Na比

が海水の値に近いことから粒径は極めて小さいが海塩起源粒子であることが明らかになった。しかし、最大ピークのMSAと $\text{exSO}_4$ は海塩と共に直接飛来したものではないと考えられる。これらの比(MSA/ $\text{exSO}_4$ )は最大ピークで約0.1を示し、昭和基地や南極海上での値(0.2-0.4)に比べて低い値を示した。この違いが何を意味するかは明かではないが、南極海よりも温度の高い海域で生じたMSA/ $\text{exSO}_4$ の低いエアロゾルを起源とする場合や、その他の場合が考えられ、その当りに内陸エアロゾルの素性を明らかにする鍵が隠されて居るように思われる。

南極海上の $60^\circ\text{S}$ 線に沿う海域でも砕氷船"しらせ"上で大気エアロゾルを採取した。この試料中でもMSAと $\text{exSO}_4$ は $0.2\text{--}0.3\mu\text{m}$ に最大ピークを有し、南極海ではこれらが一般的に $0.2\text{--}0.3\mu\text{m}$ に最大ピークの粒径を有する可能性が高い。しかし、MSA/ $\text{exSO}_4$ 比は約0.2と高い値を示し、むしろ昭和基地周辺のエアロゾルにちかい。但し、海塩粒子の濃度が高いために他の特徴がかえって隠される結果となった。



南極域成層圏を周回したポーラー・パトロール・バルーン（1990年12月～1991年1月の実験）：気象庁客観解析データに基づく空気粒子軌跡との比較（速報）

神沢 博（極地研）、藤井良一（極地研）、山崎孝治（気象研）、山中大学（京大超高層）

## 1. はじめに

ポーラー・パトロール・バルーン（Polar Patrol Balloon: PPB）は、南極の成層圏を一定高度で周回する大気球観測システムである。PPBの開発およびPPB観測実験計画の策定、実行は、国立極地研究所および宇宙科学研究所の共同研究として行なわれている<sup>1</sup>。PPBプロジェクトは、国立極地研究所宇宙専門委員会の下にあるポーラ・パトロール・バルーン（PPB）作業委員会（PPB WG）で議論されている：PPB WGの委員長は矢島信之（宇宙研）、幹事は江尻全機（極地研）である；山崎を除く著者等はPPB WGのメンバーである。

1990年12月25日8:25UT、第32次南極観測隊によって、超高層物理（主に磁場）観測用のPPBの放球が昭和基地から行なわれ、高度約30 km付近を浮遊して、約14.5日後の1991年1月8日22:30頃に昭和基地上空に戻ってきた。ここでは、そのPPBが辿った航跡と、気象庁客観解析データに基づく空気粒子軌跡（トラジェクトリー）とを比較した結果を述べる。

## 2. データ

### (1) PPB 軌跡

#### ARGOS データ

(a) PPBの位置：緯度、経度（精度は約10-20 km；時間分解能は～20 times/day）

(b) PPBの高度：気圧（精度は0.1 hPa以下；時間分解能は～1.5 min. for 1 time（～15 min.）；～25 times/day）

#### データ整理

(a) 約20日間、1月14日頃まで、高度を上下しながらも（約10 hPa～20 hPa）、ほぼ一定高度を保った（高度を維持するため、PPBのために開発したオート・バラストシステムを使用している）。この20日間のデータを整理した。

(b) 各日の00UT、12UTに最も近い時刻に得られた位置データを、00UT、12UTのデータとみなした。

### (2) 空気粒子軌跡（トラジェクトリー）

#### 気象庁（JMA）客観解析水平風データ

(a) 緯度・経度分解能；1.875°

(b) 時間分解能；12 hours (00UT, 12UT)

(c) 気圧レベル；20, 10 hPaのデータを使用

#### 解析法

(a) 上記風データを時間分解能30分に内挿した。

(b) 高度は、ARGOSデータによれば、10 hPa～20 hPaを上下する。ここでは、まず手始めとして、一定気圧面を浮遊するとして計算する。計算した気圧面は、10～17.5の間を0.5 hPaごと（10 hPa以外の風データは、10 hPaと20 hPaのデータから内挿した）。

(c) 初期時刻、初期位置は、ARGOSデータから、1990年12月26日03:30UT、71.28S, 29.05Eとした。

(d) トラジェクトリー解析の方法は、文献<sup>2</sup>参照。

## 3. 結果

PPB実験は、多くの研究者、技術者がかかわっているプロジェクトであり、気球の辿った航跡のデータは、プロジェクトとしての学会発表があった後に公開する予定であるので、今回の予稿集には図に示すことができない（シンポジウム発表時には示す）。以下、結果を言葉で表現する。JMA客観解析データに基づく15 hPaのトラジェクトリーは、PPBの航跡に近い。特に、緯度の一致が非常によい。経度方向は、15 hPaトラジェクトリーが1月9日の時点でPPBより約1.5日遅れる。高度が12.5 hPa, 12 hPa, 11 hPa, 10 hPaと上にゆくにつれて、トラジェクトリーは、緯度が極側にずれ、経度方向により早く進む傾向がある。PPBの高度が10 hPa～20 hPa付近に保たれていた1月14日までについて、トラジェクトリーとPPBの航跡を比べると、全般的に12 hPa, 12.5 hPaのトラジェクトリーがPPB航跡によく一致する。

## 4. 推論

このことから、夏の成層圏の高度約30 km付近の南極上空の状況について、以下のことが推定される。

(1) JMA客観解析データは、現実の風を良く表現するが、風速はやや弱い。

(2) トラジェクトリー解析の方法の信頼性が高い。

(3) JMA客観解析データでは表現できないようなシノプティックスケール以下の運動（重力波等）のトラジェクトリーへの貢献は小さい。（注）PPBはブランドヴァイサラ浮力振動周期より長い周期の運動には追隨する。

(4) 10 hPa～20 hPaの間での流れの様子は高度によって大きくは変わらない。

(5) 20日程度の間、大気の流れの時間変化が小さい（定常性が強い）。すなわち、流線（stream line）と

流れの道筋 (particle path line) がほぼ一致する。

(6) 夏の成層圏下部では、トラジェクトリーが非常に安定している。初期に少し離れた場所におかれた空気塊は1カ月近く後にもやはり近くにある。これは対流圏や冬の成層圏と大きく異なる。

#### 5. おわりに

シノプティックスクールの気象データと理論的考察から推測される「夏の成層圏は静かである」というイメージが、今回の実験によって実証されたといえる。今後は、PPBの飛んだ高度が時間変化した点を考慮に入れ、トラジェクトリー解析をし直し、PPB航跡とトラジェクトリーが一致しない部分について、下の地形と重力波という観点等から考察してゆく予定である。

なお、PPBがラグランジュ的観測であることを活かし、今年(1991年)9月に、オゾンホール観測用PPB1機の実験が実施される予定である<sup>3</sup>。高度約50hPaを浮遊させ、その場(in-situ)でのオゾン濃度、エアロゾル粒径分布、温度を計り、主にオゾンホールの化学メカニズムを明らかにする情報を得ることを計画している。この観測の際にも、ここに述べたと同様の、力学的な観点からの解析も行なう予定である。

#### 引用文献

1. 西村純他(1984;南極資料, No. 82, 71-78);小玉正弘・福西浩(1984;南極資料, No. 82, 79-85); Nagata T. et al. (1985; Mem. Natl. Inst. Polar Res., Spec. Issue, 38, 156-163); Nishimura J. et al. (1985; Adv. Space Res., 5, 87-90); 粕豊(1984;昭和59年度研究小集会プロシーディングス、国立極地研究所編、11-13); 太田茂男(1988;昭和62年度研究小集会プロシーディングス、国立極地研究所編、5-7); 藤井良一他(1989;南極資料, 33(2), 320-328); Ejiri M. et al. (1990; Adv. Space Res., submitted)
2. Yamazaki K. et al. (1989; J. Meteorol. Soc. Japan, 67, 889-906); Yamanaka M.D. et al. (1988; Proc. NIPR Symp. Upper Atmos. Phys., 1, 65-74)
3. Kanzawa H. and Kondo Y. (1991;南極資料, 35(2), in press)

## 南極昭和基地の1990年7月のブリザード

上林 正幸・岩崎 明・塚村 浩二(気象庁)

## 1. はじめに

1990年7月、南極昭和基地ではブリザード回数9回、ブリザード日数18日、雪日数27日となる等、記録的な悪天となった。そこで、記録と天気図を見ながら7月の気象を振り返ってみたい。

## 2. 7月の記録

7月の記録の主なものをあげると以下のようになる(順位は7月として)。

ブリザード回数	9回	1位
ブリザード日数	18日	1位
月平均気温の高い値	-11.0℃	1位
日最高気温	-2.5℃	1位
月平均風速	12.0m/s	1位
日最大瞬間風速	51.0m/s	1位

これを見ると、7月の気象の特徴として強風と高温があげられる。これはブリザードによって強風がもたらされ、この強風により接地逆転層が解消された為、高温になったと考えられる。

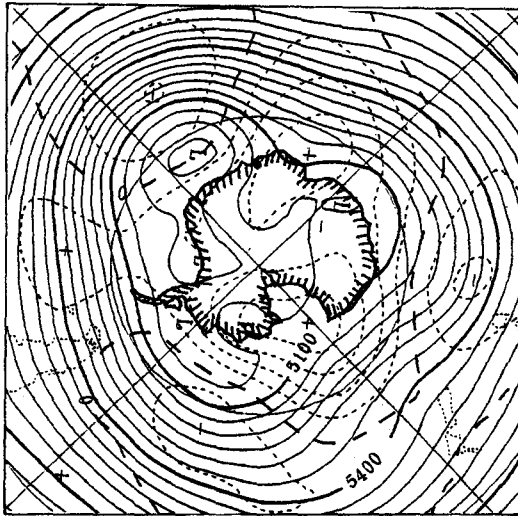


図1. 7月の月平均500mb天気図

等高線は50m毎(実線)、平均(1979~1988)からの偏差は25m毎(点線)。

黒丸は昭和基地。

## 3. 天気解析

では何故、ブリザードがこのように多数襲来したかをみてみたい。

図1は7月の月平均500mb天気図、図2は7月の月平均地上天気図である。図1を見ると波数3の循環が卓越しそのうちの一つの極渦が昭和基地のすぐ西側にあった。半旬天気図(5日平均の天気図)で見ると、7月下旬の前半を除いてこのパターンが持続している。

図2を見ると、500mbの極渦に対応し地上に低圧場があり、昭和基地はこの低圧場に入っている。その結果、低圧場に発生した低気圧が次々と昭和基地に接近しブリザードをもたらしたと考えられる。

注) 気象定常では昭和基地におけるブリザードを次のように定義している。

視程1km未満、平均風速10m/s以上、継続時間6時間以上の基準を同時に満たす。

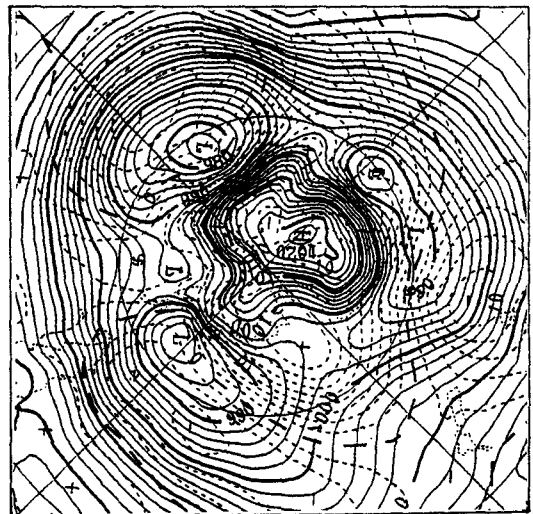


図2. 7月の月平均地上天気図

等圧線(実線)と偏差(点線)は2mb毎。他は図1と同じ。



PROGRESS IN ANTARCTIC METEOROLOGICAL EXPLORATION AND RESEARCH OF CHINA

Lu Longhua , Bian Lingen , Jia Pengqun , Zhang Yongping

Polar Meteorological Laboratory , Academy of Meteo. Sci. , Beijing ,100081

-----  
 Progress has been made by Chinese meteorologists in antarctic meteorological exploration and research during 1981-1990 .

1. Establishment of Antarctic Meteorological Stations

After the establishment of the first Chinese antarctic scientific research station--the Great Wall Station (GWS, 62°13'S, 58°58'W) in King George Island, Antarctica, in February 1985, the second station --Zhongshan Station (ZSS, 69°22'S, 76°22'E) was built up successfully in Larsemann Hills, Eastern Antarctica, in February, 1989. The meteorological stations included in GWS and ZSS were well equipped with surface meteorological observation, meteorological telecommunication and satellite cloud picture receiving systems. They were received by the World Weather Watch (WWW) and the station numbers are 89058 for GWS and 89573 for ZSS. The meteorological data obtained in both stations are extensively used in the research on Antarctic geography, geomorphology, glaciology, geology, biology, environmental science and medicine. The daily meteorological data of GWS and ZSS published in the form of Chinese National Antarctic Research Expedition (CHINARE) Data Report .

2. Research on the Antarctic Synoptic Meteorology and Climatology

(1) Climatic characteristics in the antarctic region

The synoptic and climatic characteristics in the antarctic region were studied while Chinese meteorologists took part in the expeditions of friendly countries and CHINAREs . It was pointed out that the antarctic region could be divided into three parts according to different temperature variation patterns, they are Antarctic Continent Region, Antarctic Peninsula Region and South Pacific Ocean Region .

(2) Synoptic situation and characteristics of the general circulation in the antarctic

The weather processes affecting the Antarctic Peninsula, especially the one resulting in strong wind, were analysed . Dynamical studies have been done on the characteristics of planetary wave of the general circulation in the Southern Hemisphere .

(3) Polar cyclons impacting antarctic region

The statistics of the activities for polar cyclone in western antarctic has been made . The features of satellite cloud pictures of cyclones and frontal clouds in antarctic region were studied .

(4) Spectral characteristics of the meteorological elements in antarctic region

In the antarctic region, there generally exist quasi-weekly, quasi-biweekly, three to four weekly medium range oscillation cycles and quasi-three-year oscillation cycle, which were in agreement with the main oscillation cycles of the Southern oscillation, characteristic quantity of general circulation in the Northern Hemisphere and summer precipitation in China . The solar diurnal barometric oscillation is stronger than semidiurnal one, which corresponds to the computation results obtained from the data of 205 stations in China .

(5) Impact of the Antarctic on global general circulation, weather and climate

Antarctic continent probably is one of the most sensible regions

impacting the global climatic change. There is a fact of the teleconnection between summer circulation situation in the Northern Hemisphere, summer precipitation, the temperature regime in China and the precedent antarctic continent temperature regime. There also exist some relations between antarctic sea ice and the equatorial sea surface temperature, western Pacific subtropical high and typhoon.

### 3. Studies on Weather Forecast and Applied Meteorology

The meteorological service for the navigations to Antarctica was successful and related research was developed. A marine meteorological service system came into use, which greatly improved the meteorological navaid system inclusively served for the polar navigation line. The studies on the wind energy in the antarctic showed some interesting results for the application of wind energy.

### 4. Research on Atmospheric Physics and Chemistry

#### (1) Observation and study of the radiation

Radiation has been observed in GWS and ZSS since 1985 and the radiation equilibrium was studied. Characteristics of radiative climate in different climatic subdivisions in the antarctic was analysed by use of radiation data obtained in antarctic stations of China and other countries.

#### (2) Observations and researches on the atmospheric boundary layer

Although the underlying surface is covered with snow averagely for 8 months a year in the GWS, it is still a weak heat source to the atmosphere because of absorbing a great amount of solar radiation directly during the summer. The land surface heats the atmosphere mainly by latent heat transport. The characteristics near surface layer in the interior antarctic continent was also studied.

#### (3) Observations and researches on the atmospheric chemistry and atmospheric background environment

The atmospheric background field samples obtained in the antarctic region were analysed. The concentration and sources of the sulfate nitrate and phosphatide in the atmospheric aerosol were studied.

#### (4) Observations and researches on the Ozone layer

Chinese scholars also show their great interest to "Antarctic Ozone Hole". The relationship between the sudden warming in the stratosphere and variation of ozone partial pressure in the antarctic was studied by using the data of Syowa.

#### (5) Research on the upper atmospheric physics

The coupling between polar ionosphere and magnetosphere, whistler activity, diurnal and seasonal variations of the auroral absorptions have been studied by now.

### 5. Studies on the Past Antarctic Climate

The past antarctic climate was studied by means of geography, geomorphology, geology, glaciology and Biogeochemistry. Antarctic ice sheet is retreating, meanwhile the inland snow amount is increasing, both of them are closely associated with the global climate changes. There were relatively stable climate periods in past 5 thousand years in East Antarctica, deduced from the isotopic analyses of hydrogen and oxygen from ice core of Law Dome, East Antarctica.

# マイクロ波リモートセンシングによる積雪観測

小池俊雄（長岡技科大），洲浜智幸（パスコ），小池正子（長岡技科大・院），山内 恭（極地研）

## 1. はじめに

南極、北極、グリーンランドそしてヒマラヤにおける広域の積雪は、大気や水循環など地球規模の気候環境システムの形成に大きな役割を果たすとともに、その変動の影響を鋭敏に受ける。本研究は、わが国の積雪を対象としてつくられたマイクロ波による積雪量算定のアルゴリズムを利用して、これを南極水床に適用し、極域での積雪量の時空間分布特性を抽出した。

## 2. 積雪量算定のアルゴリズム

自然の積雪は、温度・密度・氷粒子の粒径などの鉛直プロファイルをもち多層構造を成しているが、このような媒体についての放射伝達方程式を解くことは困難である。

そこで、小池ら(1991)は、積雪を半無限媒体(土壌)の上にある均質散乱媒体層であるという積雪モデルを仮定し、積雪量算定については、北海道旭川で行われた航空機搭載マイクロ波放射計による観測データをもとに積雪量算定アルゴリズムを構築した。

観測されるマイクロ波輝度温度は、直達放射と散乱放射の2つに分けて考えられる。直達放射輝度温度は、大気と積雪、積雪と半無限媒体(土壌)の2つの境界における放射輝度収支の節点方程式を解くことで得られる。散乱放射輝度温度は、まず散乱媒体内(積雪層)のある点での入射全方向の散乱放射輝度温度を計算し、そして、偏波条件に応じてレーリー位相関数を用いることにより、その点での散乱放射輝度を求め、その散乱放射輝度を全層に渡って積分して求められる。

本研究では、図1に示す積雪モデルにおいて半無限媒体としている土壌を南極の水床に置き換えることにより(図2)、南極での積雪量算定アルゴリズムを構築する。

## 3. 南極水床上での特徴抽出

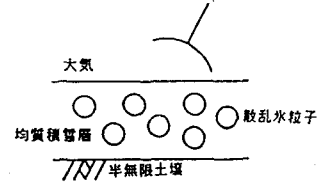


図-1 土壌面上の積雪モデル

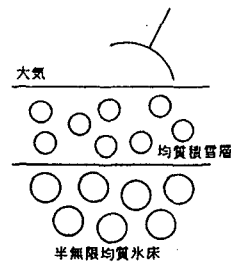


図-2 水床上の積雪モデル

今回用いたセンサは、衛星MOS-1搭載MSR (Microwave Scanning Radiometer)の、1989.2.15(北'ス69)、1989.2.20(北'ス57)、1989.9.24(北'ス69)の周波数23.8GHz, 10msec積分時間(北'ス1)である。それらをチェックマークデータをもとにポーラステレオ地図座標上に投影し、それぞれパス毎の輝度分布や積雪量分布について特性を抽出した。また地図座標上で観測範囲の異なるデータを重ね合わせて、共通領域を抽出し、この領域上での特性を抽出した。

積雪量算定の計算条件は、積雪の温度は $-40^{\circ}\text{C}$ とし、積雪の密度はアムゼンスコット基地で観測されたGow(1969)を参考にして、積雪層を $0.32\text{g}/\text{cm}^3$ 、水床は $0.65\text{g}/\text{cm}^3$ 、粒径は洲浜ら(1991)のシュミレーションにより $0.4\text{mm}$ として仮定し計算をした。

図3は各データの輝度分布である。これより、2月15日、2月20日、9月24日のMSRの輝度温度分布はいずれも大陸の沿岸部が高く、内陸に行くほど低くなり、海洋部では低い分布を示している。南極の降雪は沿岸部で多く、内陸部で少ない傾向にあり、輝度温度と積雪量との関連がうかがえる。また9月24日について

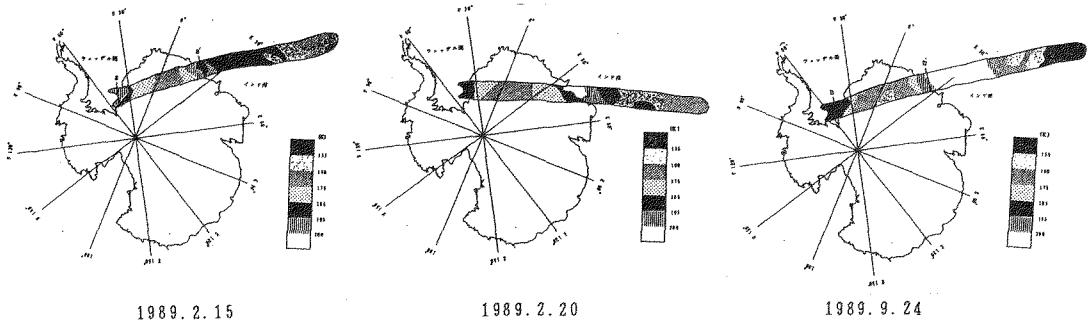


図-3 輝度温度分布

は、大陸から近い海洋部で急激に高く、大陸から離れた海洋部は低くなっている。これは冬期での海水の影響であると考えられる。

図4は3シーンの共通領域での輝度温度分布では、いずれの観測データにおいても、ウェッデル海沿岸から内陸に向かって下がる傾向にある。そして、2月15日、2月20日、9月24日の順で低くなっている。2月15日から2月20日の短期間において、ウェッデル海沿岸部で内陸より大きな輝度温度の差が見られるが、これは積雪量が大きく変化したというより、大気の影響や積雪表面状態の変化のためであると考えられる。9月24日のデータは2月中の輝度温度より低く、10度位の差が解析領域に沿ってみられる。

図5は、解析領域に積雪量算定アルゴリズムを適用した結果で、これも輝度温度分布と同じ傾向が現れておいて、2月15日、2月20日、9月24日の順で積雪量が少なくなる傾向にある。9月24日はかなり少ない積雪量となっているが、これは2月中とは雪面状態が異なるので、同じ計算条件での比較は困難と思われる。

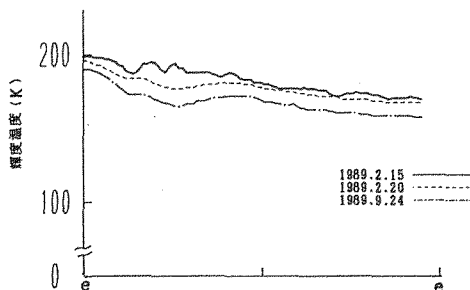


図-4 輝度温度変化

今後、積雪の層構造・粒径・温度等に関する既存の現地観測データを基に衛星マイクロ波データの解釈を進めるとともに、リモートセンシングによる極域積雪量変動計測のための現地観測計画を推進する必要がある。

謝辞 本研究で用いたデータは、国立極地研究所より提供して頂いた。本研究は文部省科学研究一般B「高山地域熱フラックス算定と衛星による雪水文抽出のための基礎研究」(代表:小池俊雄)による。

参考文献

- 1) 小池俊雄・後藤 巖・洲浜智幸:受動型マイクロ波リモートセンシングによる積雪観測,水工学論文集,第35巻,pp33 - 38,1991.
- 2) Gow,A.J.:The Rates of Growth of Grains and Crystals in South Polar Firn, J.Glaciology, Vol8, No.53, pp.241-252,1969.
- 3) 洲浜智幸・小池俊雄・後藤巖:積雪層からのマイクロ波放射とモデル化,土木学会年次学術講演会概要集II, pp.91-92, 1991.

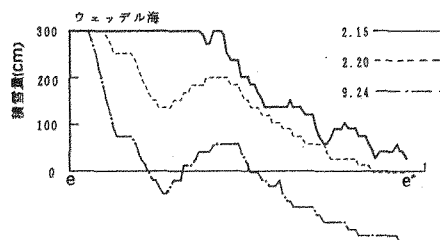


図-5 積雪量変化

## 不純物を含む人工氷のマイクロ波誘電率測定

藤田秀二、白石 学、前 晋爾 (北大工、\*現、NTT)

## 1. はじめに

不純物として酸（硝酸、硫酸）を含む人工氷のマイクロ波誘電率の測定を行ったのでその結果を報告する。測定法は定在波測定法の一つである先端短絡法である。

マイクロ波リモートセンシングにより得られた観測データを解析するためには、実際の氷床の表面層を形成する雪や氷のマイクロ波領域における誘電的性質を実験室レベルで詳細に調べておく必要がある。本研究室ではマイクロ波領域 ( $f=10$  GHz) における誘電率測定システムを開発し、人工氷や、南極氷床でのコア掘削により得られたコア氷を用いて、その誘電特性を調べている。

前回シンポジウムまでは、測定の結果から、特に複素誘電率実数部の密度依存性や温度依存性を示してきた。今回報告する測定は、天然氷が含有する代表的な不純物の一つである「酸」が氷の誘電特性に与える影響を調べるために行なっているものである。

## 2. 測定方法と試料

測定法「先端短絡法」とは、先端が短絡された方形導波管に誘電材料を挿入し、そのとき導波管の中に立つ定在波を読み取ることににより複素誘電率を求める方法である。この手法により得られる測定値の誤差は、誘電率実数部で0.01、誘電損失で0.001以内である。

測定に用いた氷試料は、硫酸、硝酸を、濃度約0~1.6 ( $\times 10^{-3}$  mol/l)人工多結晶氷である。

## 3. 実験結果

図1に測定結果の中からいくつかの例を示す。酸の濃度を様々に変えた試料で、どの試料でも誘電率は濃度と共に増加した。実数部の濃度に対する勾配 ( $d\epsilon'/dT$ )、誘電損失の濃度に対する勾配 ( $d\tan\delta/dT$ ) は、共に酸の濃度が高い程大きい。

図2に  $-10^\circ\text{C}$  の誘電率の濃度依存性を示す。複素誘電率の温度依存性

現在まで得られているデータによると、濃度に対する実数部の勾配 ( $d\epsilon'/dc$ ) は、 $0.011 [ \times 10^{-3} \text{ mol/l} ]^{-1}$ 、誘電損失の濃度に対する勾配 ( $d\tan\delta/dc$ ) は、 $0.002 [ \times 10^{-3} \text{ mol/l} ]^{-1}$  である。この値は不純物として塩を含む場合の勾配 (Mätzler and Wegmüller 1987) より大きい。本測定で用いている測定手法の精度の限界から低濃度の領域での測定値はばらついており、この領域の高精度測定は今後の課題として残っている。それでも今まで得られている測定値に基づくと、雪氷圏の雪や氷に酸性成分が含まれた場合には、その中を伝搬するマイクロ波は上記の損失に従って減衰することになる。また、誘電損失を  $10^{-5}$  で測定できれば、マイクロ波誘電率は氷床コアに含まれる不純物の解析にも有効なパラメータとなりうることもわかった。更に高精度な測定を実現すべく、現在、空洞共振器を用いた誘電率測定システムを製作し新たな測定に入っている。

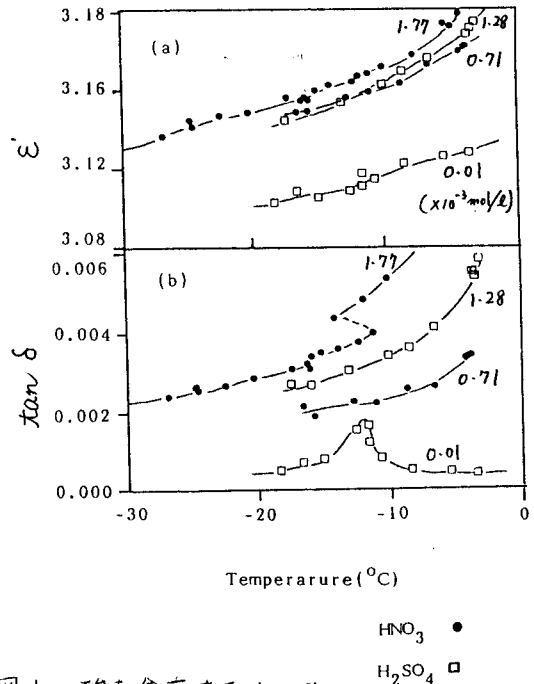


図1. 酸を含む人工氷の

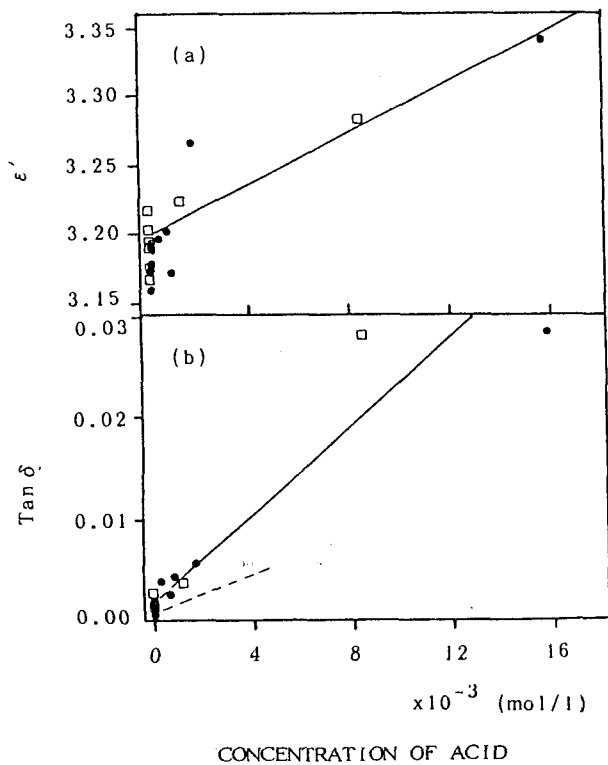


図2 複素誘電率の酸の濃度に対する依存性

( $-10^\circ\text{C}$ )

$HNO_3$  •

$H_2SO_4$  □

---- NaClの場合

(Mätzler and Wegmüller, 1987)

浦塚清峰 (通信総研)、前 晋爾 (北大・工)、中尾正義 (長岡雪害研)、西尾文彦 (北教大)

## 1 はじめに

氷床内部は層状構造をしていると推定され、アイスレーダによる観測でもそのためのエコーが観測されている。したがって、この氷床内部からの反射エコーを氷床の内部の層構造手段として用いるために、アイスコアのデータと結び付けて多くの議論がなされてきたが、氷床コア解析の結果とよい対応を持つものも在るけれども必ずしも、1対1に対応する結果が得られなかった。また、パルス幅を変えるなどして反射層の厚さや間隔を計測しようとしてきたが、それも限界がありまた、その反射のメカニズムも十分理解されていない。その理由の一つは、アイスコアの解析が深さにたいして細かい解析がなされるのに対し、アイスレーダの分解能が数十 m のオーダーであったこと、また、コア解析も化学的な分析が主で直接的な誘電率の計測はなされていないことが挙げられよう。しかし、アイスレーダによる内部反射エコーを空間的にトレースすることは、氷床の層構造の3次元的なイメージを理解するのに有効である。しかし、現状では、アイスコアの掘削地点を含むアイスレーダのデータを取得することにより、アイスコアに刻まれたエポックと対応づけることが可能である。

一方、現在、北極域での氷床内部の過去に堆積した火山灰等の層から気候変動の痕跡を推定する研究計画<sup>1</sup>が進行している。この研究では、これらの層の空間的な広がりや、アイスレーダを使ってコアサンプルと対応させることにより調べる。また、内部の反射層からの散乱メカニズムを調べることも目的とした比較的浅い氷床の内部層を計測するためのレーダを開発している。この目的に沿ったレーダを開発するために、179 MHz のアイスレーダにより得られた南極での観測結果をもちいて内部からのエコーの計測上の問題点と必要な分解能等のパラメータについて検討した。さらに、北極域の比較的浅い氷床での観測を実現するためのレーダの方式等を含めた検討を行なった。

## 2 これまでの内部層観測の問題点

### 2.1 分解能

はじめにも述べたように、アイスコアの解析が深さに対し数 cm のオーダーで行なわれるのに対し、現在使われている 179 MHz のアイスレーダの鉛直方向の分解能は、パルス幅だけから見てももっとも短いもので約 5 m であるが、この分解能は鏡面反射の場合に実現されるものである。実際は、反射層は鏡面反射ではなく、体積的または表

面的な散乱をするので、アンテナのビーム幅が大きい場合には深い氷床ほど分解能は悪化する、現用のレーダの場合、約 1000 m の深さで 81 m にもなると推定される。

この場合パルス幅を短くしてもこの範囲内では分解能は改善されない。このことは、一見、差の現れない2つのパルス幅で内部層の上下の間隔を決めてしまう危険性が在り注意を要する。実際、現用のレーダの場合 60 nsec (5 m) と 250 nsec (21 m) とでは内部層に相違が見られなかったが、だからといって内部層の上下の間隔は 21 m 以下であると結論づけてはいけない。

### 2.2 浅い氷床の観測

現在のレーダは、できるだけ深い氷床の底面からのエコーを観測するための設計であり、表面から約 300 m 位の深さまでは、表面からの反射または受信機保護のため、氷床内部からのエコーはマスクされてしまい観測することができない。しかし、コア掘削をこうした深い所まで行なうのは、相当の準備と計画が必要であり、容易にレーダとコアのデータを対応させにくいため散乱メカニズムを知るための実験的な試みや、比較的現在に近い過去を調べるには不向きである。

## 3 高分解能アイスレーダの設計案

以上の結果をふまえ、約 200 m の深さまでの氷床の内部反射層を非常に高分解能で計測できるレーダの開発を進めている。高分解能を実現するために、現用の VHF 帯の電波では困難なため高周波化化の必要があるが、あまり高い周波数は氷の減衰が大き過ぎるため 1.3 GHz 程度の周波数帯の利用を考えている。しかし、実際はこの周波数帯の氷の誘電率のデータは乏しく、文献でもっとも厳しい値をもって設計している。また、パルス幅とアンテナのビーム幅は、分解能に直接関わる要因であるが、必要な送信出力もこれによって変わり、使用できる部品が限られてくる。そのため、パルス圧縮を用いた方式を使った設計を進めている。

<sup>1</sup> 科学技術振興調整費「北極圏における気候水圏生物圏の変動と相互作用に関する国際共同研究」

## 雪氷の生態学 — 雪氷生物の雪氷学的意味について

幸島 司郎 (東京工業大学理学部)

氷河や氷床、雪渓、積雪など、水が主に固体として存在する寒冷な環境は、これまでほとんど無生物的世界と見なされてきたために、雪氷学の分野でも生物的要因はほとんど無視されてきた。しかし、最近になってヒマラヤやパタゴニア、中国などの氷河には、昆虫や甲殻類を始め、その食物となる藻類、バクテリアなど、多様な耐低温性生物群集が存在し、氷河生態系とも言うべき特異な生態系が成立していることが明らかになってきた。

これら雪氷を主な生息場所としている雪氷生物たちは、氷河に限らず雪渓や積雪など、様々なタイプの雪氷に分布している。特にバクテリアや藻類などの微生物の分布は広く、量の多少はあるが、ほとんど全てのタイプの雪氷に生息していると考えられる。密度や現存量も場所によっては非常に多く、雪氷の表面を赤や緑、黒等の色に染める場合もある。例えばヒマラヤやコンロンの氷河、グリーンランド氷床の一部などでは、夏期には消耗域の表面がラン藻とバクテリアを主成分とする黒っぽい物質におおわれる。また、夏から秋

にかけて日本の北アルプスの雪渓の表面をおおう黒い泥状の物質にも、乾重量にして10-20%の雪氷微生物起源の物質が含まれていることが明らかになった。これらの物質は雪氷面のアルベドを低下させ表面融解を促進する作用を持つため、氷河や雪渓の質量収支にかなりの影響を及ぼしていると考えられる。雪氷面のアルベドを低下させる効果は雪氷微生物相(雪氷植生)のタイプにより大きく異なる。現在のところ、雪氷植生タイプの決定機構はまだ明らかでないが、環境条件の変化により、かなり急速に変換するらしい。雪氷学では、これまでこのような生物的要因が考慮されてこなかったが、地球規模の温暖化に対する氷河や氷床の応答などに大きな影響を与える可能性がある。

また、氷河や雪渓の雪氷層位中には、過去の雪氷藻類やバクテリアなどが汚れ層として保存されており、雪氷生物相と環境条件との対応関係が明らかになれば、古環境を復元するための新しい情報源となるかもしれない。

今回は、主な雪氷植生タイプを紹介し、雪氷植生の決定機構に関する仮説を検討する。

## Three Types of Glacier Vegetation

Vegetation type	Bacteria type	Green algae type	Blue-green algae type
Dominant algae	almost no algae	unicellular green algae	filamentous blue-green algae
Albed effect	very small	small	large
Distribution	Kunlun(ac.) Spitzbergen(ac.)	Patagonia North Ice Field (ac.,ab.) Alps (ab.) New guinea (ac.) Himalaya (ac. early monsoon season)	Himalaya (ac.,ab.) Kunlun (ab.) Greenland (ab.) New guinea (ab.) Patagonia South Ice Field(ab. )

ac. : accumulation area

ab. : ablation area



## 昭和基地で観測した雪結晶の特徴 — 付着雲粒に着目した解析 —

小西啓之・清水晶子・山下 晃（大阪教育大学）

### はじめに

昭和基地における1989年2月～12月の観測期間中に、直径の最大値が $200\mu\text{m}$ を越える大雲粒の付着した雪結晶が観測された降雪が3回あった。中緯度の日本ではほとんど見られないようなこの大雲粒付きの雪結晶の生成は、極地の降水に見られる特徴の一つである（菊地 1975、菊地・上田 1979）が、ここでは雲粒付雪結晶の顕微鏡写真とそれらが観測されたときのレーダー及びゾンデのデータを用いて、大雲粒付雪結晶の形成条件について考察する。また、雲粒付き雪結晶には日本国内で採集されたレプリカや人工雪などの資料があるので付着雲粒のサイズの比較も行う。

### 観測結果

#### 1. 付着雲粒の粒径（直径）

約一年の間に約1000枚の雪結晶の顕微鏡写真を撮影した。全結晶の約3割に雲粒の付着が見られ、図1の写真のように $200\mu\text{m}$ 以上の付着大雲粒が見られるのは3月13日、3月17日、7月1日の3回の降雪の際に採集した結晶を撮影したものであった。それらの付着雲粒の粒径分布は、図2に示したように $20\sim 300\mu\text{m}$ と幅広く、最頻値：約 $100\mu\text{m}$ 、平均： $> 100\mu\text{m}$ であった。また、サイズが大きいものに多結晶が多くみられた。これら大雲粒が多く付着していた雪結晶は、昭和基地における降雪としては高温型のものと考えてよい、樹枝状結晶が多かった。

一方、それほど大きくない付着雲粒がみられた例として、最大粒径が $100\mu\text{m}$ 程度の5月22日、最大粒径が $100\mu\text{m}$ 以下の5月21日及び6月20日の粒径分布を図3に示した。これらの場合、雪結晶は、角柱、砲弾など低温型のものが多く、付着雲粒の多い“あられ”も含まれていた。粒径の最頻値は $40\mu\text{m}$ 前後であった。

#### 2. 気温、湿度及びエコー強度

大雲粒付きの雪結晶が降った3月13日、3月17日、7月1日の気温、湿度、エコー強度

の鉛直分布を図4に示した。付着大雲粒が見られたときは、

- 1) 湿度70%以上のところに雲が存在するとすれば、雲頂は $2.5\sim 4\text{km}$ と低い
  - 2) 雲頂より高い層と雲のある層との湿度の差が明瞭で、雲の上は乾いている
  - 3) 雲頂の気温が約 $-25^{\circ}\text{C}$ である
  - 4) レーダーエコー頂より雲頂の方が $1\sim 2\text{km}$ 高い
  - 5) レーダーエコー強度が急激に変化するところがあり、その高さの気温は $-15^{\circ}\text{C}$ 付近である、
- など共通する特徴があった。

直径 $200\mu\text{m}$ 以上の付着大雲粒が見られない、中、小程度の雲粒付着結晶が降った5月22日と5月21日の場合を図5に示す。前者との違いは、

- 1) 雲頂より高い層と雲のある層との湿度の差が明瞭でなく、雲頂がはっきり定まらない
  - 2) エコー頂の気温が $-30^{\circ}\text{C}$ 以下で、下層にある湿度の高い層に上層から降水粒子が降っていることを示している
  - 3) レーダーエコー強度が急激に変化するところは見られない、
- などであった。

### 大雲粒の形成と付着雲粒となる条件の考察

大雲粒付きの雪結晶が観測されたのは、いずれも地上気圧上昇時で、低気圧による一連の降水の後半に相当する。少数の雲粒が凍結せずに成長するためには、凝結核、凍結核が共に少なく、高い過飽和が必要であるが、今回の観測例の場合は低気圧後面の極域のきれいな寒気に海面からの水蒸気が供給され、大きな雲粒を形成したと推論される。なお、本報では大雲粒としたが、今回観測された比較的大きな大雲粒には小雨滴と呼ぶべきものも含んでいる。

雪結晶に捕捉されて地上に落下するためには、直径 $300\mu\text{m}$ の水滴の落下速度が $1\text{m/s}$ 程

度なので、より下層の雲の中での雪結晶の成長も必要である。雲頂が  $-25^{\circ}\text{C}$  より暖かい場合は、樹枝状結晶の成長領域である  $-20^{\circ}\text{C}$  より暖かな下層にレーダーエコー強度の急増が見られ、この高度で雪結晶が生成し成長していることを示唆している。従って、雲の上部で形成された大雲粒が落下中に下層の雪結晶に付着して地上に落下したと考えられるが、このように上層で形成された大雲粒が雪結晶

より速く落下していたとの推論は大雲粒のみが雪結晶に付着している事実ともよく符合している。

一方、雲頂が  $-30^{\circ}\text{C}$  より低いと、雲の上部で氷晶が発生し、雲粒が大きく成長する前に雪結晶が成長すると考えられる。中、小程度の雲粒付き雪結晶が観測された場合は、レーダーエコー強度が雲頂付近から下層へ向って徐々に増加し、雪結晶が雲頂付近から存在していたことを示している。



図 1. 雲粒付着の雪結晶

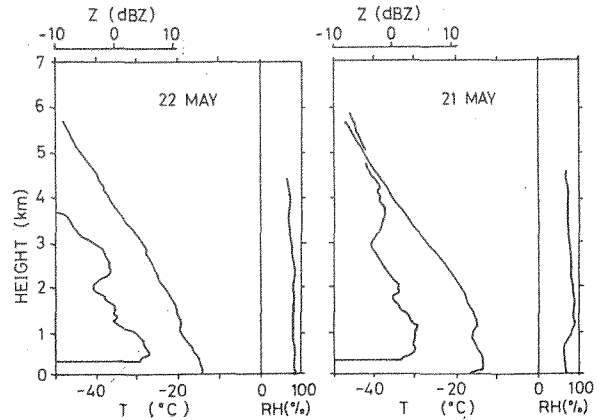


図 5.

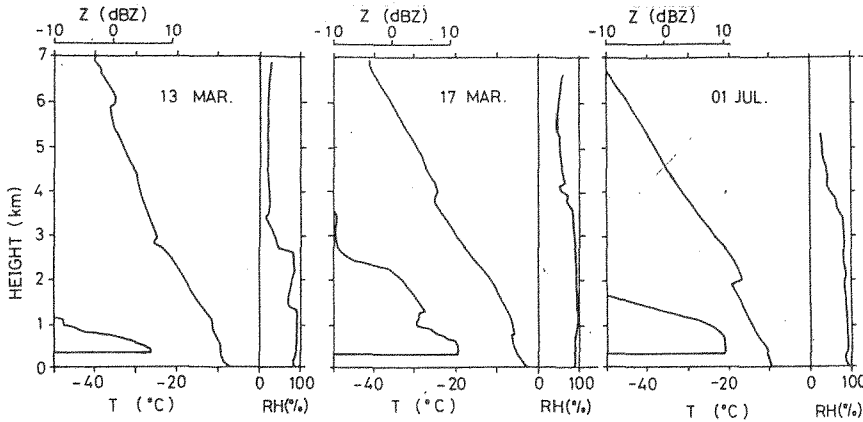


図 4. 大雲粒観測時の気温、湿度、及びエコー強度の鉛直分布

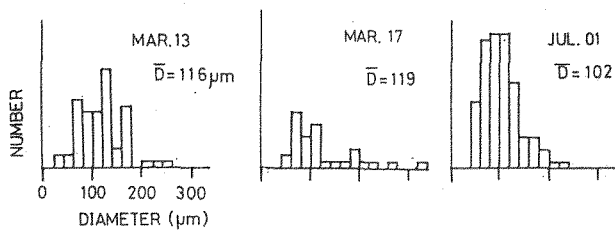


図 2. 大雲粒の粒径分布

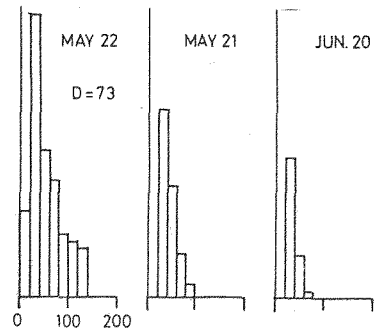


図 3. 中、小雲粒の粒径分布

-40~-55°Cにおける単結晶凍結微水滴の成長

高橋 忠司・中島 文江(埼玉大・教育)

1. はじめに

-30°C以上の雪結晶の成長については、これまでに多くの研究がなされてきた。近年、極地に降る雪や上空の巻雲を構成する雪結晶の形態に対する関心が強くなっている。これらの結晶の中には-40°C以下で成長するものも多いと思われる。このような低温域における雪結晶の成長について小林(1965)は興味ある観察結果を示した。しかし、これらの結晶は氷化鉛の基板に成長したものであり、成長初期の形態については不明である。本研究では単結晶の雪結晶の成長を調べる目的で、直径10~20μmの凍結微水滴の成長を観察した。

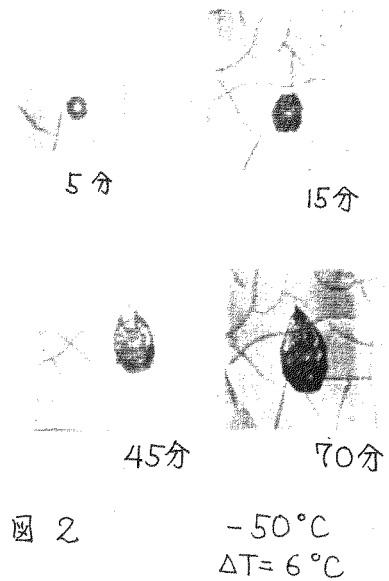
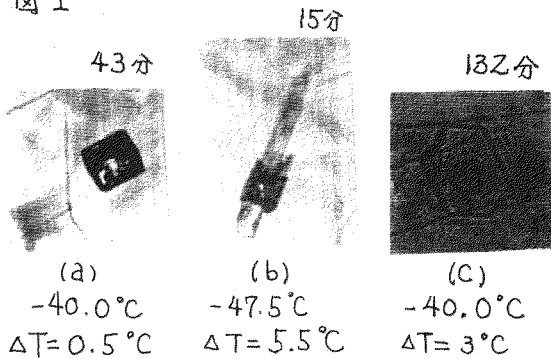
2. 方法

拡散型低温槽を用いる。低温槽と顕微鏡は大型のアイスボックスの中に設置する。換水処理をしたカバーガラスを下パネルの上に置き、上方から噴霧器を用いて微水滴を撒布する。微水滴は氷化銀コロイド粒子を含んでおり、自由落下中に凍結し、カバーガラス上に落下する。凍結微水滴が大きすぎる場合には、下パネルの温度を上パネルの温度より高く保って、微水滴の直径が10~20μmになるまで蒸発させた。雪結晶の成長する温度と過飽和度(上と下のパネルの温度差)を変えて、結晶が成長してゆく過程を観察した。

3. 結果

実験を行なった温度領域では、これまでに知られているように、ほとんどの場合に角柱が成長した。成長した角柱は散晶構造をもつ。上下のパネルの温度差が0.5°Cほどの低過飽和でも無垢の角柱は成長しなかった(図1a)。過飽和度が高くなると、結晶はさや状に成長した(図1b)。-40°Cで1例だけであるが、無垢の板状結晶が成長した。(図1c)。-47.5°C以下ではピラミッド面をもつ結晶が成長した。これらは小林(1965)によって観察された{10T}面に代表されるピラミッド面と同じものである。球形の微水滴からピラミッド面が成長する過程でベーサル面が消えてゆくことが観察された。この温度領域ではベーサル面よりもピラミッド面が安定であることが推察された(図2)。

図 1



## Y100の氷は上流に流れ上っているのか？ パターンソン博士の質問に答えて

中尾正義（防災科研・長岡雪氷）

一年あまり前に、カナダ、バンクーバー在住のW. S. B. Paterson博士から一通の手紙が舞い込んだ。博士は、良く知られているように、「Physics of Glaciers（氷河の物理）」という教科書の著者である高名な氷河学者で、南極、白瀬氷河流域における日本隊の観測結果にずっと興味をもっていたとのことである。「私の計算はどこが間違っているのか？」という文章でおわる博士の質問の骨子は以下のようなものであった（図1）。

まず、みずほ700mコアの最深部の年代をNyeのタイムスケールで見ると、約1万5百年以前ということになる。次に、みずほ700mコアのファブリックデータから求

めた鉛直歪勾配を見てみると、100mあたり20%である（Fujita et al., 1987）。タイムスケールが直線的だと仮定すると、鉛直歪速度として  $-1.3 \times 10^{-4} \text{ a}^{-1}$  が得られる。Naruse and Shimizu (1978) の流線図から横断方向の歪速度を見積もると、おおよそ、 $-7 \times 10^{-5} \text{ a}^{-1}$  となる。従って、流動方向の歪速度は、 $+2 \times 10^{-4} \text{ a}^{-1}$  であることになる。みずほ700mコアの最深部は、Y100付近から流れてきていると考えられるので、この歪速度とみずほの流速  $15 \text{ m a}^{-1}$  とを用いてY100の流速を求めてみると、負の値となって、なんとY100では、氷が上流へと流れ上っていることになる！

この質問に我々はどうか答えようか。

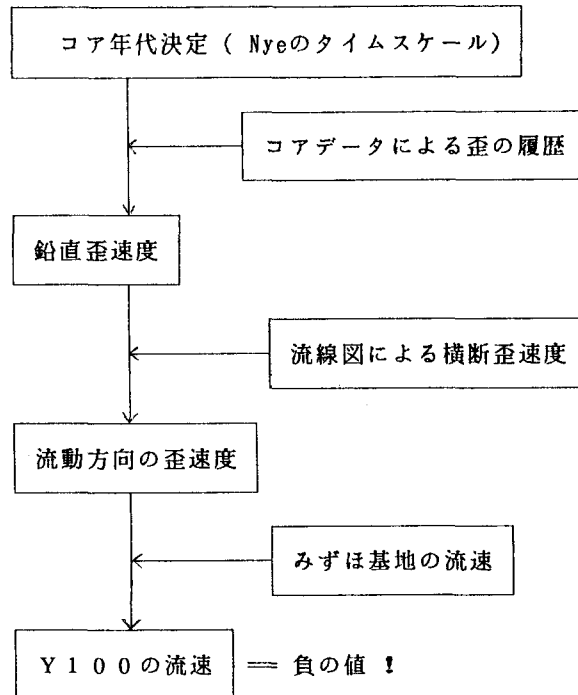


図1 パターソン博士によるY100の流速計算フロー

Fujita et al. (1987): Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol. 1, 121-131

Naruse and Shimizu (1978): Memo. Natl Inst. Polar Res. Spec. Issue, 7, 227-234

河島 克久<sup>\*</sup>・山田 知充<sup>\*</sup>・若濱 五郎<sup>\*\*</sup> (北大低温研)  
(現在 <sup>\*</sup>(財)鉄道総研 <sup>\*\*</sup>北大名誉教授)

### I. はじめに

温暖水河源流域における主要な氷化過程は、水と共存するフィルムの圧密現象である。積雪は水を含むことによって圧密され易くなることが、木下(1963)、若濱(1965)等の先駆的研究によって明らかになっている。そのため、温暖水河の氷化深度と氷化年数は、水が関与しない極地水河のそれらに比べて極めて小さい。近年、セントエライアス山脈、ヨーロッパアルプス、カスケード山脈、パタゴニア等の温暖水河源流域において、フィルムと水体の境界上に水で飽和した厚さ数 $m$ のフィルム層(帯水層)の存在がボーリングによって確認されている(Sharp(1951)、Vallon et al.(1976)、Hogde(1976)、Yamada(1987))。この帯水層の発見数は、調査の地理的困難さからまだ少ないものの、他の多くの温暖水河においても融雪期には形成されている可能性がある。この帯水層の存在は温暖水河の急速圧密氷化に大きな役割を果していると考えられるが、その実態は未だ明かではない。著者等は、帯水層内のフィルムの圧密現象を定量的に明らかにすることを目的として室内実験を行った。

### II. 実験方法

実験装置の概略を図1に示す。実験には、しまり雪をほぐしてふるいにかけて、粒径を $1.41\text{mm}$ 以下にそろえたものを試料として用いた。この雪を密度 $500\text{kg/m}^3$ まで圧縮した後、 $0^\circ\text{C}$ の恒温に約10時間放置し、 $0^\circ\text{C}$ の乾き雪を作った。その後試料を $0^\circ\text{C}$ の蒸留水に浸し、 $0.01\sim 0.2\text{MPa}$ の圧力で約150時間間荷重圧縮を行った。圧縮中は試料の長さを変位計で測定し、密度や歪速度を算出した。試料が適当な密度まで圧密されると加圧を終了し、試料内の水を排除した後アニリン固定法によって薄片を作成し写真撮影した。

### III. 実験結果

(1) 乾き密度と歪速度との関係 図2に7種類の圧力で圧縮したときの乾き密度と歪速度の対数との関係を示す。歪速度は密度の増加に伴って指数関数的に減少している。しかも各々の曲線には折れ曲りがみられ、近似的に4本の直線で表すことができる。このような折れ曲りは、圧密機構の変化に伴って現れたものと考えられる。つまり、フィルムの圧密氷化過程は4つ機構から成り立っている可能性がある。曲線の各折れ曲りは、圧力の増加に伴って高い密度で生じている。

(2) 圧力と歪速度との関係 圧力と歪速度との関係を図4に示した。各密度において、圧力の対数と歪速度の対数の間にも、折れ曲りを伴った直線関係がみられる。この折れ曲りが出現する圧力は、どの密度でも約 $0.1\text{MPa}$ である。この結果は、圧力が約 $0.1\text{MPa}$ 以上になるとフィルムに何らかの軟化作用か働き、圧密が高速化することを示している。

(3) 圧密過程における内部組織の変化 圧力 $0.09\text{MPa}$ で圧縮したときの密度増加に伴う平均粒径、雪粒子結合部の長さ(平均ボンド長)、2次元平均配位数、比表面積の変化を図5、6に示す。これらフィルムの構造を表す物理量は密度約 $720\text{kg/m}^3$ 以上で急激に変化している。この密度 $720\text{kg/m}^3$ は、図2の圧力 $0.09\text{MPa}$ の場合において折れ曲りが現れる密度であることから、急激な内部構造の変化は圧密機構の変化に対応していると考えられる。

当日は、この実験結果に基づいて温暖水河の帯水層フィルムの氷化時間と氷化深度について考察する。

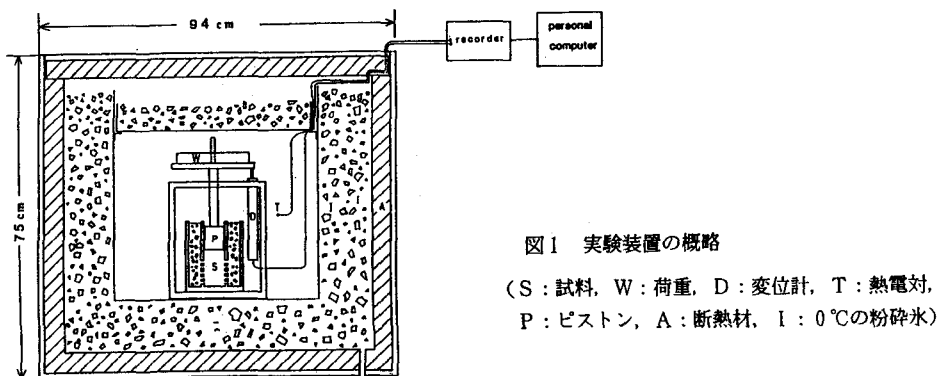


図1 実験装置の概略

(S: 試料, W: 荷重, D: 変位計, T: 熱電対,  
P: ピストン, A: 断熱材, I:  $0^\circ\text{C}$ の粉碎氷)

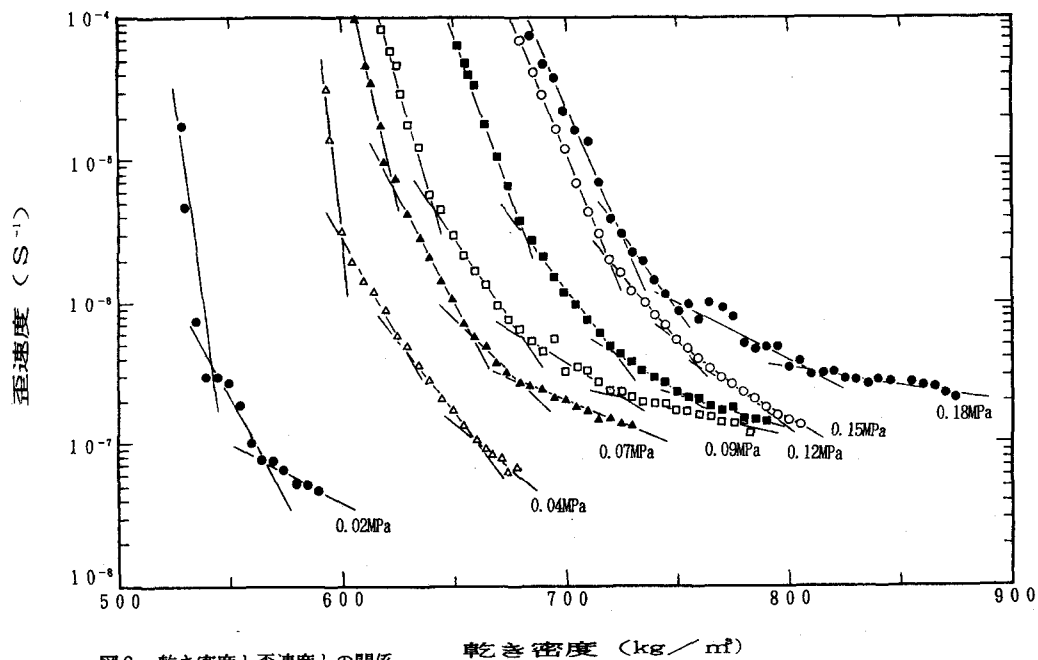


図2 乾き密度と歪速度との関係

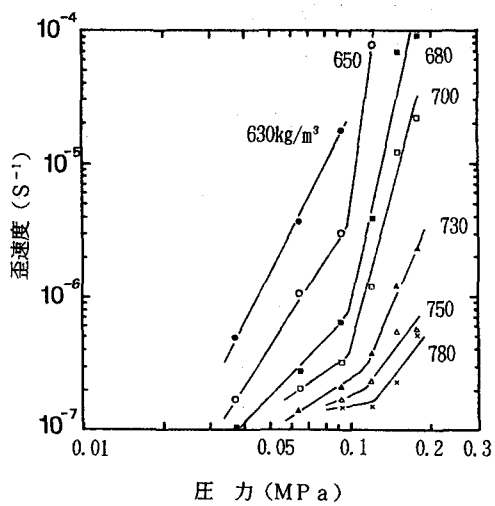


図3 圧力と歪速度との関係

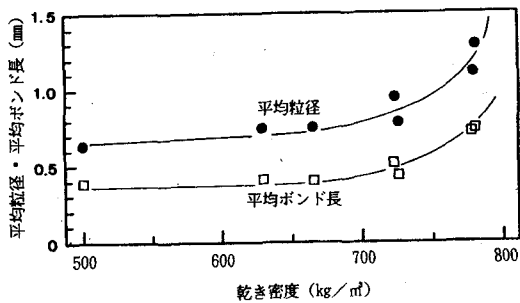


図4 乾き密度と平均粒径、平均ボンド長との関係

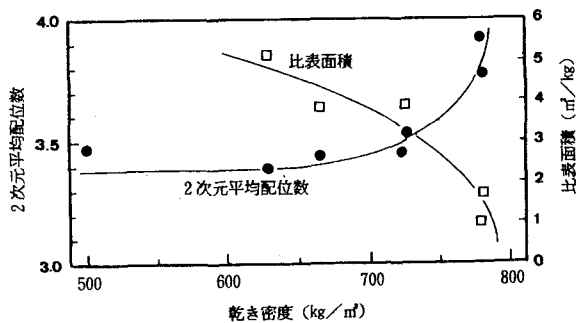


図5 乾き密度と2次元平均配位数、比表面積との関係

## 「貯水槽」をもつ水河の不安定性

小沢 久 (北大低温研) ・ 若濱五郎 (北大名誉教授)

涵養域に「貯水槽」をもつ水河が、寒冷で多雪の地域に広く分布する。この水河に内在する不安定性が、突発的な前進（サージ）を引き起こす可能性を指摘する。

### 1. はじめに

水河サージは、水河内部の不安定性に起因する水河の突発的な前進である。大陸水床のサージが、水河期の引金になるという説も提案されているが、サージのメカニズムは依然不明のままである。

Schytt[1]は、スバルバードのサージ水河が、「温度逆転」を起こしていることを指摘した(図1)。この水河の涵養域の雪とその下の水の温度は全層融点であるのに対し、そのまわりの水体の温度は融点以下で基岩に凍結し、流動に対する“堰”となっていた。この堰が崩れると、突発的なサージが起きうる。この様な水河（逆転型の水河）は、低緯度のヒマラヤから、北極圏の水帽島にかけて広く世界中に分布している。この逆転型の水河ができる原因を、夏の融雪水の浸透とその水の再凍結による氷のでき方から調べた。そして、逆転型の水河が出現する気候条件を定量的に求め、サージ水河との関連を調べた。

### 2. 逆転型の水河

一般的な水河の内部構造を、図2にしめす[2,3]。逆転型の水河は、全層の温度が融点の「温暖浸透帯」と、水体の温度が負に保たれる「上積氷帯」と「寒冷消耗帯」を併せもつ水河である。

夏に水河表面から浸透する水の量（融雪水と雨）を $Q_0$ 、水河内部で凍る水の量（内部涵養量）を $Q_f$ とすると、温暖浸透帯の上限は、

$$Q_0 \geq Q_f \quad (1)$$

で与えられる。一方、再凍結により連続的な氷（上積氷）ができない為には、

$$b/\rho_s \geq Q_f/(\rho_i - \rho_s) \quad (2)$$

でなければならない。ここで、 $b$ は年間の表面収支量（正味涵養量）、 $\rho_i$ は氷化密度( $830 \text{ kg m}^{-3}$ )、 $\rho_s$ は積雪密度( $470 \text{ kg m}^{-3}$ )で、左

辺は一年間の雪の堆積深、右辺は氷の成長量を表す。この条件は、温暖浸透帯の下限を与える。 $b$ と $Q_f$ の和は年間の降水量( $P$ )なので、この2つの条件は、

$$P \geq Q_f \rho_i / (\rho_i - \rho_s) \approx 2.3 Q_f \quad (3)$$

と書ける。この式が、水河が温暖浸透帯をもつための必要条件である。

熱伝導解析をおこない、内部涵養量 $Q_f$ を冬の間の積算寒度（負の日平均気温の積算値）と降水（雪）量から計算し、逆転型の水河の出現する条件をもとめた。図3は、水河を3つの型に分類するための図である。ここで、線(a)は $Q_f=80(\text{mm})$ 、線(b)は $P=2.3 Q_f$ を表す。冬が暖かく積算寒度 $F$ が線(a)より少ないところでは、氷体がほとんど冷えず、上積氷帯と寒冷消耗帯が存在しない「温暖型」の水河（従来の“温暖”水河）となる。一方、冬寒く（ $F$ が線(a)以上）、降水量 $P$ が線(b)より多いところでは、(3)式を満たす「逆転型」の水河になる。冬寒く、 $P$ が線(b)以下の乾燥地域では、温暖浸透帯をもたない「寒冷型」の水河（従来の“亜極地”水河）となる。実際の水河（寒冷型・逆転型）のフィルン線上で推定した $P$ と $F$ は、この図と非常によく一致した。この図から、逆転型の水河は冬寒く（ $P > 2000 \text{ } ^\circ\text{C}\cdot\text{day}$ ）多雪の地域（ $P > 700 \text{ mm}$ ）に広く分布することがわかる。これは、サージ水河の分布地域とほぼ一致する。

### 3. 水河の貯水槽の不安定性

融点の水はわずかに透水性があるが、融点以下の氷と凍土は透水性が無い。したがって、逆転型の水河の温暖浸透帯にしみ込んだ水は下流の冷えた水で堰止められている可能性がある。事実、ヒマラヤのヤラ水河でのコア掘削の結果、温暖浸透帯の雪と氷は水で飽和していたが、上積氷帯の氷は負の温度で乾いていた[3]。もしもこの「貯水槽」の水位が上昇し、力学的な臨界値を越え、下流の堰を破壊すれば、大洪水を伴う突発的な前進（サージ）が起こりうる。 ▼

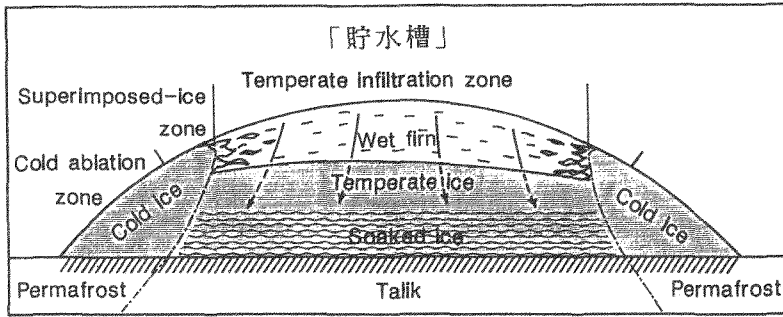


図1. 逆転型の水河の涵養域に出現する「貯水槽」

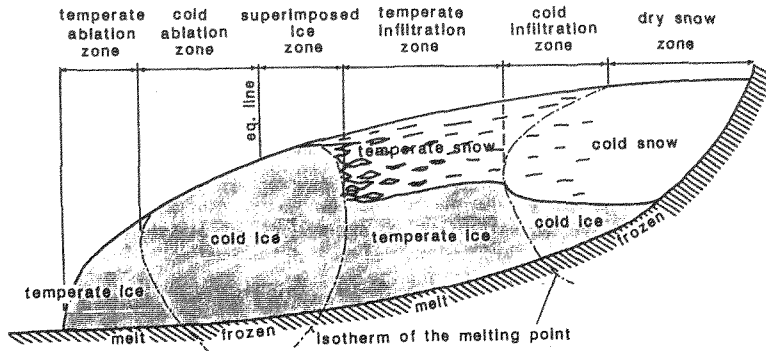


図2. 一般的な水河の内部構造とゾーン

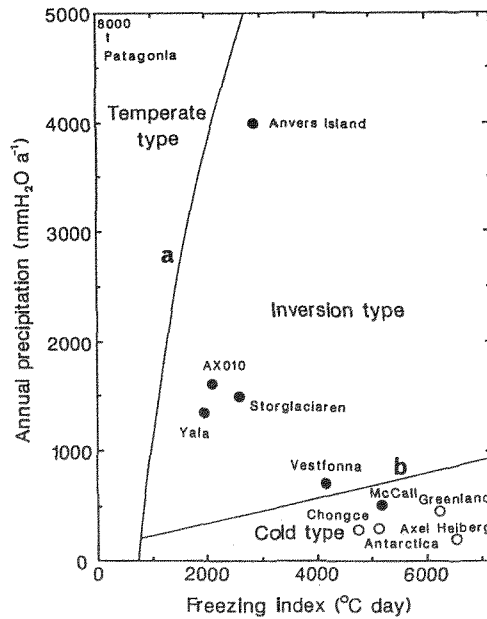


図3. 水河の3つの型（温暖・寒冷・逆転）と気候条件（積算感度、年降水量）

- [1] V. Schytt (1969), Can J. Earth Sci., 6, 867-873.
- [2] 小沢他(1990)、日本雪氷学会講演予稿集、209。
- [3] H. Ozawa (1991), Doctoral dissertation, Hokkaido Univ, 72p.



## 南極みずほ高原積雪の微量成分

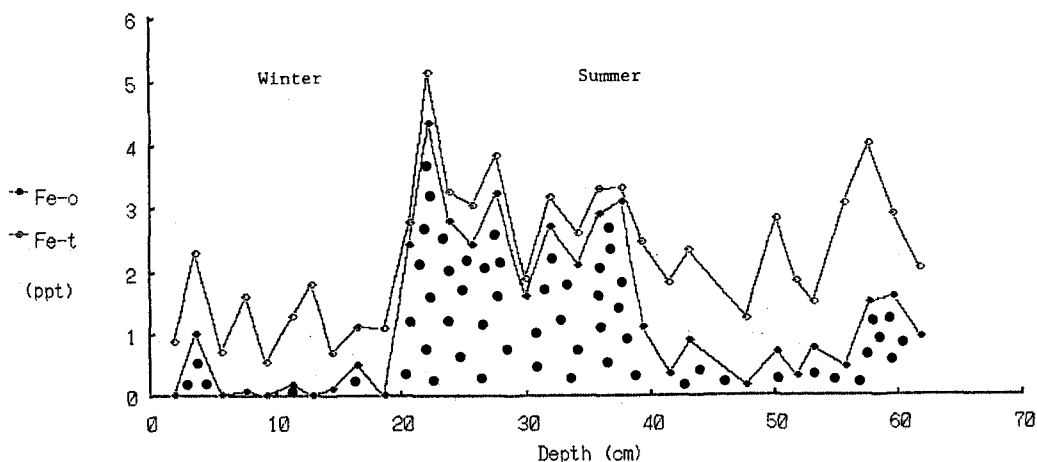
金森暢子・金森 悟(名大・水圏研)・渡辺興亜(国立極地研)

西川雅高(国立環境研)

南極の水床コアに含まれる微量成分の挙動から、その当時の大気化学組成、環境を知るためには、積雪の化学組成と大気エアロゾルの化学組成の間により相関が存在しなければならない。我々は、第29次南極観測隊によって採取された“みずほ高原”(高さ3000mの地点)に於ける分級したエアロゾルと、その地点のピットの雪試料中のNa, SO<sub>4</sub>, Mg, Ca, K, HSAに関してよい相関が存在することを明らかにすることが出来た。続いて微量成分について、特に重金属元素の挙動を明らかにすることを試みた。積雪試料はみずほ高原において採取されたものをクリーン・ルーム中で切断し、0.2μ孔径のフィルターでその融水を濾過した。積雪試料は融解後、直ちにF, Cl, NO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub>, HSA, Na, NH<sub>4</sub>, Ca, Mgをイオン・クロマトグラフ法により測定し、重金属元素は液体クロマトグラフ法により測定した。その結果、Pt. A(海岸から約500km, 高さ

約3000m)では、輸送されている海塩の量は海岸からの距離が長いために少ないが、Na, Clは冬期に多く輸送され、夏は非常に量が少ないことが積雪中に明らかに保存されている。これに対し、重金属元素(Cu, Zn, Fe, Al)は異なっており、Znは秋から冬にかけて多く含まれ、Fe, Alは夏から秋に多く含まれていることが明らかになった。又これら重金属元素は無機態と有機態に分けて測定すると、相当量が有機態として存在している事が明らかになり、Fe, Al等の地殻由来と考えられている元素が、揮発性の有機態として一年中雪に覆われている南極の内陸の大気に供給されている可能性が大きい(Feの例を下図に示す)。エアロゾル中でも地殻の組成に比べて非常に高い濃縮係数を示すことの要因と考えられる。他の微量成分についても、考察した結果について述べる。

Snow Pit Sample taken at Pt. A(Nov., 1988)



## スピッツベルゲン氷コア中のPb-210の鉛直分布

鈴木利孝 (山形大理) ・ 藤井理行 (極地研)

## はじめに

大気中の天然放射性核種Pb-210 (半減期22.3年) は、陸地から放出された希ガス、Rn-222 (半減期3.82日) の放射壊変生成物であり、極地の雪氷にはエアロゾルあるいは降雪・水として大気から供給される。雪氷中に取り込まれたPb-210は、半減期にしたがって放射壊変するため、その鉛直分布がわかれば氷床に堆積した後の経過時間を知ることができる。そこで本研究では、北極圏で得た氷コア試料中のPb-210鉛直分布を明らかにして、雪氷の堆積速度を見積ることを目的とした。

## 方法

試料は1987年の北極圏調査 (JAGE-87) 時に、スバル諸島のスピッツベルゲン島北部 (16.50°E, 79.17°N; 1200 m a.s.l.) において採取されたもので、全長は85.61 mである。

Pb-210濃度は娘核種であるPo-210 (半減期138日) の $\alpha$ 線を計測して求めることとした。試料は適当な深さ毎に約1kgを溶解し、Pbトレーサーを加えた後、試

料中のPbをCaCO<sub>3</sub>共沈で捕集した。次に沈殿をHClで溶解して試料にもともと含まれるPoを銀板上に電着除去した。この溶液の一部を用いて原子吸光分析法でPb濃度を測定し、Pbの回収率を求めた。残りの溶液にPo-209トレーサーを加えて、試料中のPb-210からPo-210が充分生成されるのを待った。その後、銀板上にトレーサーに由来するPo-209とPb-210に由来するPo-210を電着捕集し、この2核種から放出される $\alpha$ 線を半導体検出器で測定した。Pb-210濃度はPo-210/Po-209放射能比およびPb回収率から算出した。

## 結果と考察

本法によるPbの回収率は80-90%であった。

図1に氷コア中Pb-210濃度 (dpm/kg) の鉛直分布を計数誤差と共に示した。氷床中のPb-210濃度は表層 (0-0.06 m) で  $6.62 \pm 0.14$  dpm/kgで、5層目 (8.79-9.18 m) の  $3.29 \pm 0.07$  dpm/kgまで急激な減少を示した。北半球中緯度地帯における降水中Pb-210濃度は平均して5 dpm/kg程度であり、本研究で得られた表面積雪中のPb-210濃度はこれと同程度の値である。

10 mから60 mまでのPb-210濃度は、ほぼ一定で、平均濃度は  $3.11 \pm 0.37$  dpm/kgであった。このPb-210の起源として (1) 氷床に含まれる土壌粒子中のU-238 (半減期  $4.47 \times 10^9$  yr)、(2) 雪氷上部から移動してきたPb-210などが考えられる。

1-4層のPb-210濃度から5層目以深の平均値を差し引いたものを正味の大気起源Pb-210濃度 ( $A_z$ ) と考え、その対数と深さをプロットしたのが図2である。図中の回帰直線の傾きから約10mまでの深さの氷の堆積速度は  $0.18 \pm 0.04$  m-ice/yrと見積ることができる。

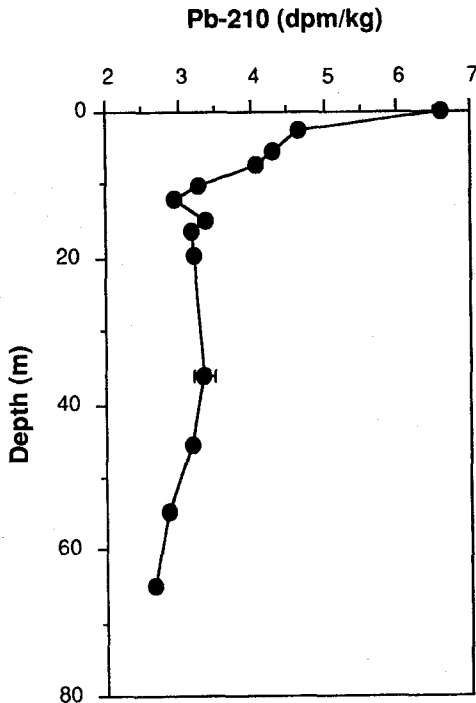
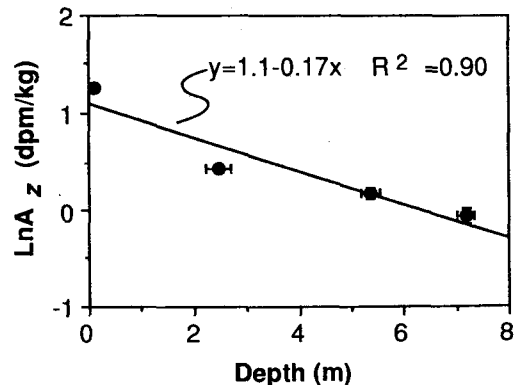


図1 氷コア中Pb-210濃度の鉛直分布

図2 大気起源Pb-210濃度 ( $A_z$ ) の対数と深さのプロット。図中の直線は最小二乗法で求めた。

# グリーンランド site-J コアを用いた過去における北半球メタン濃度変遷の推定

中澤 高浩・町田 敏暢・田中 正之(東北大・理)

藤井 理行・青木 周司・渡辺 興亜(極地研)

## 1) はじめに

前回の学会では、南極みずほコアから推定した過去3200年にわたるメタン濃度の変遷について報告したが、メタンの放出源は湿地、水田、反すう動物など主に陸地に存在するので、海陸分布の異なる北半球と南半球とは自ずと大気中の濃度に差が生ずるものと考えられる。本研究では北半球での過去のメタン濃度を推定するために、グリーンランドの site-J (66° 52' N, 46° 16' W) で掘削された氷床コアの含有空気中のメタン濃度の測定を行ない、いくつかの側面から考察を行った。

## 2) 結果と考察

site-J コアの年代はトリチウム分析による平均涵養量、及び固体電気伝導度測定の結果に見られる火山噴火の痕跡を参照して決定した(藤井、私信)。氷の年代に対するメタン濃度の変遷を図1に示す。約120年にわたり750ppbv前後と安定していた北半球のメタン濃度はその後、年を追うごとに急激に増加し、約230年の間に1000ppbv以上にまで達した事がわかる。この濃度増加は南極みずほコアにも見られ、明らかに人間活動の影響と考えられる。しかし、人間活動の影響が大気に及ぶ以前のものと考えられる750ppbvという濃度は、みずほコアの700ppbvに比べ、50ppbvも高い値である。これはメタンの自然発生源が主に陸上の湿地であるために、陸地面積の大きい北半球が高い濃度を保っていたものと考えられる。このような両半球におけるメタンのバックグラウンド濃度の差は Rasmussen and Khalil (1984) によっても指摘されているが、本研究のような高精度の測定での比較はなされていない。また1989年の両半球高緯度でのメタン濃度の年平均値の差は125ppbvであり、氷床

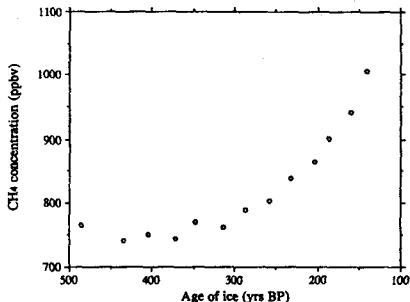


図1 site-Jの氷の年代に対するメタン濃度

コアから得られた過去の濃度差50ppbvに比べて格差が開いていることから、人為的なメタン発生源も北半球に多いということが示唆される。

site-J コアの氷と気泡の年代差を深度別密度プロファイルを用いて導出すると93年になる。この年代差を考慮して計算した気泡空気年代に対するメタン濃度を図2のaに示す。参考のために南極みずほコアのデータ(c)、及び北太平洋(50~55° N)と昭和基地における1989年のメタン濃度の平均値も同時に示した。北半球と南半球のメタン濃度の変動を比較すると、62~33年前にかけて濃度の逆転が見られ、現実的とは言えない。site-Jは年平均気温が-16.3℃と比較的温暖であるために夏期になると氷床表面に融解が起こり、融解再凍結層が形成される。62~33年前のメタン濃度逆転の原因はsite-Jコアの気泡年代を仮定する際に融解再凍結層により空気の垂直移動が妨げられていることを考慮していなかったためであると考えられる。

そこで融解再凍結層が完全に空気の垂直移動を絶つと仮定し、氷と気泡の年代差を0年として気泡の年代を決定したものが図2のbである。両半球のメタン濃度差は71年前付近で500ppbvにも達しており、これも非現実的である。

以上のことから、site-Jにおける融解再凍結層は雪粒子の間隙に存在する空気と外気との交換を完全に遮断することは不可能であるが、気泡が閉じ切る深度まで外気が侵入していく事をかなりの程度で妨げていると推察できる。すなわち、site-Jコアの氷と気泡空気の年代差は、0年より大きく、93年未満であるということが気泡中のメタン濃度の測定より結論づけられる。

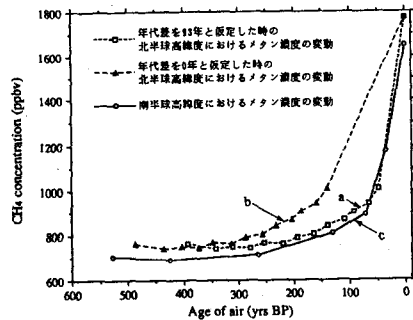


図2 南北両半球におけるメタン濃度変動の比較

## グリーンランド・Dye 3 地域における過去 200 年間の降水中の化学成分

Chester C. Langway, Jr. \* 東 久美子\* (ニューヨーク州立大)  
(\*現在: 防災科研・長岡)

グリーンランド・Dye 3 で掘削された深層水床コアの化学成分分析が過去の気候・環境の復元に大きく貢献したことはよく知られている。しかし、これまでに Dye 3 について報告された化学分析結果は、詳細な連続測定が少ない上に単一のコアから得られたものが殆どであった。本研究では Dye 3 深層コアの最上部、及び Dye 3 の上流側 32 km 内の 4 地点 18C、11B、6B、4B (図 1) で採取された浅層コア (またはピット) 試料中の  $Cl^-$ 、 $NO_3^-$ 、 $SO_4^{2-}$  の濃度を詳細かつ連続的に測定し、比較した。これにより、Dye 3 地域における過去 200 年間の降水中的上記イオン濃度とその変動を詳細かつ連続的に調べた。

本研究で使用したコア (またはピット) 試料の深さと、対応する年代を表に示す。なお、年代はコペンハーゲン大により  $\delta^{18}O$  と固体電気伝導度から決定されたものである。18C、11B、Dye 3 の試料は  $\delta^{18}O$  の測定結果に基づき、年 8 試料または年 1 試料の間隔で切出した。また、6B と 4B の試料の

切出し間隔はそれぞれ年約 11 試料と年約 18 試料であった。

各試料中のイオン濃度測定結果から年平均値を計算した。18C についての結果を図 2 に示す。Dye 3 地域では過去 200 年の間に大規模火山爆発による  $SO_4^{2-}$  のピークが多数記録されている。また、氷板と関連を持つと考えられる  $NO_3^-$  と  $SO_4^{2-}$  のピークが幾つか存在する。 $SO_4^{2-}$  と  $NO_3^-$  の濃度がそれぞれ 1890 年代と 1940 年代から上昇しているのは人間活動の影響であると考えられるが、火山爆発や人間活動による濃度増加を差引いても各イオン濃度の年平均値のバラツキはかなり大きい。

イオン濃度のバラツキの程度を見るために図 3 に各地点でのイオン濃度の約 11 年平均とその標準偏差の値を示した。11 年程度の期間の平均値でも時間や場所の違いによってバラツキがかなりあることが明らかである。従って、イオンのバックグラウンド濃度を計算したり濃度変動を論ずる際は、多数年試料の連続測定を行うことが必要である。

試料採取地点	コア又はピットの深さ (m)	測定した深さ範囲 (m)	測定した年代範囲 (AD)
18C	113	7 - 113	1977 - 1776
11B	25	7 - 25	1977 - 1954
6B (Pit)	5.4	0.05 - 5.4	1983 - 1978
4B	174	26 - 36	1954 - 1944
		45 - 53	1930 - 1920
		102 - 108	1832 - 1823
		133 - 139	1777 - 1764
Dye 3	2037	82 - 138	1871 - 1764

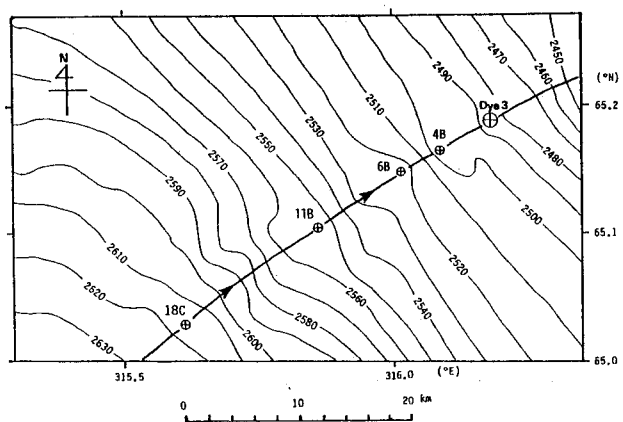


図1 試料採取地点  
等高線は水床表面高度、矢印は流線方向を示す。

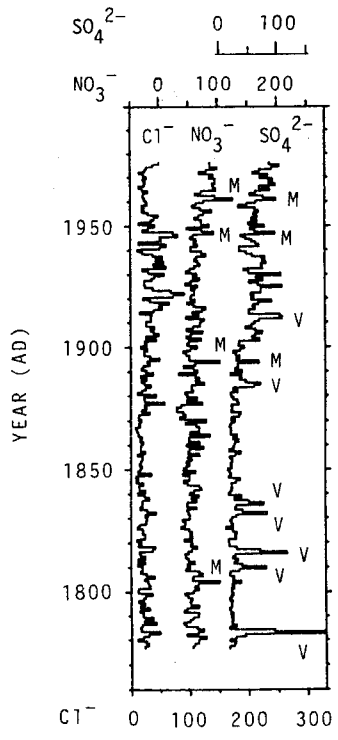


図2 18Cにおけるイオン濃度の年平均値  
Vは火山爆発、Mは氷板と関係したピークを示す。

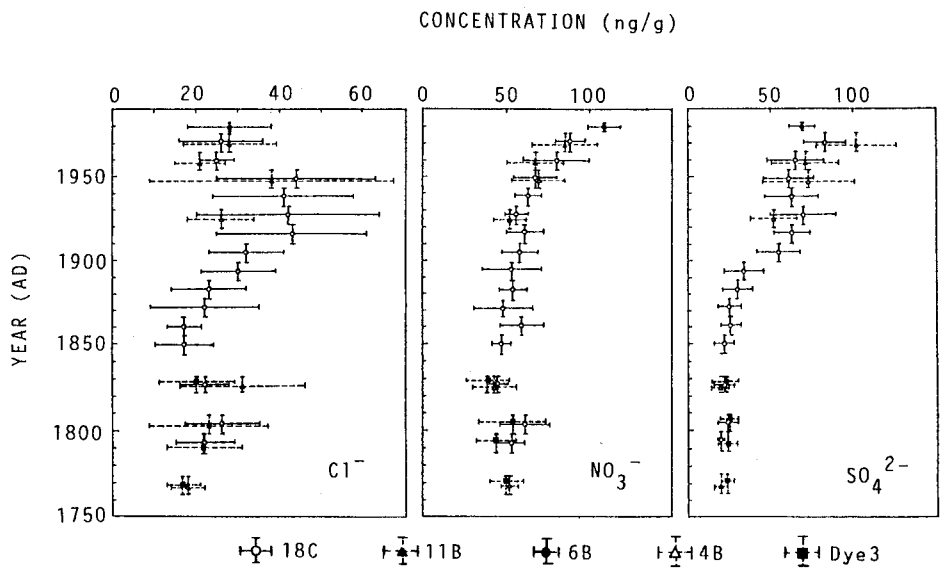


図3 イオン濃度の約11年間の平均値と標準偏差  
(ただし、火山爆発の影響を受けた年は除く)  
——、——は2σの範囲、|、|は平均をとった年範囲を示す。

極地氷床掘削水中の微粒子の地域的比較研究

東 晃, 笹気健治, 矢野 創, 小原真実 (国際基督教大学)

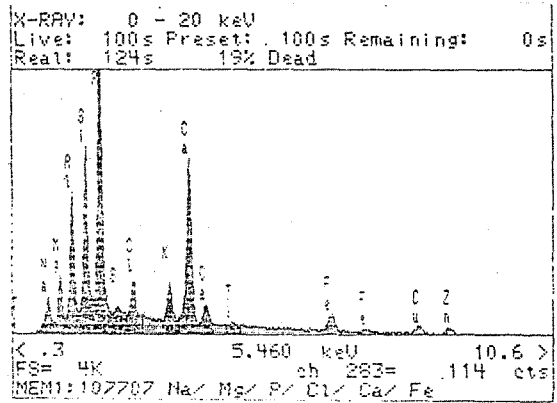
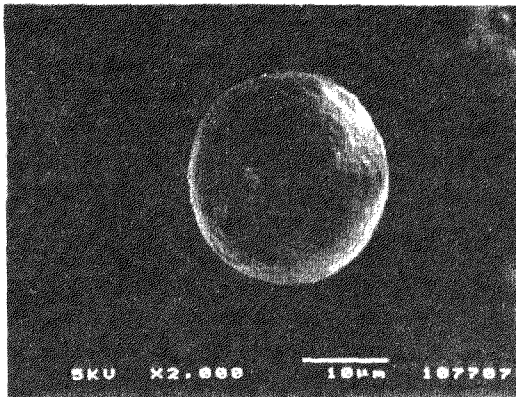
我々は1987年から国際基督教大学に新設された走査電子顕微鏡(SEM)を使って、南極氷床掘削水中に含まれる固体微粒子の形態観察、数濃度の測定を行い、さらに89年に附加されたエネルギー分散型X線分析装置(EDS)により、その元素分析も行っている。初期の研究成果の一部は既に発表したが(1)、その後試料となる氷床水を南極ではあすか基地付近、さらにグリーンランド・サイトJにも求めて観察、同定を行ったので、その結果を地域的比較の立場から報告する。

これまでSEM観察を試料氷コア採取地別に分類すると下表のようになる。微粒子のSEM写真とEDSデータの一例を下に示した。各試料について多数の観察結果を相互に比較し、またNASAのCosmic Dust Catalog

などと比較して得られた結果の概要を書くと次のようになる。

1. みずほ基地試料では、固体微粒子濃度は60~200 m深では500/0.05cm<sup>3</sup>以下であるが、それ以深では倍増する。
2. あすか基地、グリーンランドでも粒子濃度は上記みずほ基地深所と同程度である。これは堆積速度の差を考えると、前2ヶ所の粒子落下数が多いことを意味する。
3. 形態的特徴、EDSデータの特徴をCDCにより成層圏微粒子と比べると、形態、EDSの両方で一致するものは少ない。
4. あすか基地周辺の表層の新雪中には、花粉、胞子、その他生物体の破片と見られるものが多数発見された。

文献(1) Bulletin of Glacier Research 8 (1990) 3/3



掘削地英	南極内陸 前道拠点AC	南極 みずほ基地	南極 あすか基地	グリーンランド Site J	*氷コア掘削 に努力されたJ ARE-24, 25, 26 および Site J 遠 征隊の隊員諸氏 コアの保管や 処理にご協力頂 いた国立極地研 の関係者諸氏に 感謝いたします。
掘削年 *	1985	1983, 84	1989	1989	
深さ (m)	0 ~ 200	60 ~ 390	10 ~ 100	30 ~ 200	
試料採取 肉隔 (m)	10	10	10	20	
試料数	21	31 (欠3)	10 表面雪試料等12	10	
観察方法	SEM (一部EDS)	SEM EDS	SEM EDS	SEM EDS	
観察者/年度	1988 渡辺	1989 笹気	1990 矢野	1990 小原	

## Solar Proton Eventsの大気化学的効果

小玉正弘, 河野 毅(理化研), 神沢 博(極地研)

太陽から放射される高速陽子は、 $10^3$  eV程度のほぼ定常的な流れ(太陽風)から、 $10^9$  eV以上の年1-2回発生するGLE(Ground Level Enhancement)まで多岐に亘る。この中 $10^6$  eV- $10^8$  eVエネルギー領域の陽子をとくにSPE(solar proton event)と呼び他と区別している。太陽風やGLEは地球磁場・大気との物理的相互作用が効率的だが、放射量とエネルギーの積つまり全energy fluxが大きいSPEでは、中間圏オゾン層の破壊などの化学的相互作用が主となる。もちろん、地磁気遮蔽効果の弱い極域でのSPE効果がより大きい。

過去30年にわたり衛星高度で観測されたSPEの発生頻度は、図1(Vogt et al., 1990)に示すように太陽活動度(黒点相対数)に依存する。この中、最大のSPEである4 AUG 1972 eventによる大気化学効果については特に詳しく調べられ、約50日間にわたり北極上空50 kmのオゾン濃度は半減したままで、32km高度でも4%減となった(Reagan et al., 1981)。しかし、日射のない冬季極域でのオゾン観測は困難であり、一方SPEは南北両半球同時に起こるので、大気化学効果を両半球同時に調べるにはオゾン以外の観測手段が必要となる。

そこで高層気温に着目する。統計的には、南極での全オゾン量と10-100mb高度でのsudden coolingとの良い相関は確認されている(Newman & Randel, 1988)ので、SPEがsudden coolingをもたらすかどうかについて両半球同時に調べてみる。その際、次の3点を考慮しつつ、高層気温とオゾン資料に基づくSPEの大気化学的効果についての解析を試みる。

- 1) 南極オゾンホールはPSC(Polar Stratospheric Cloud)だけが原因なのか、それともSPEも関わるのか?
- 2) 極域では場所により全オゾン濃度の月別偏差がかなり異なる。これはオゾンホールと観測点との相対的位置関係によるとされているが、SPEとの関わりはないのか?
- 3) SPEの大気化学的効果は主として中間圏までと考えられているが、下部成層圏への影響はどうか?

いずれにしても、SPEは個々に独立した一種の自然ビーム実験とも考えられるので、大気化学的効果の定性的・定量的研究の一つの対象となり得るだろう。

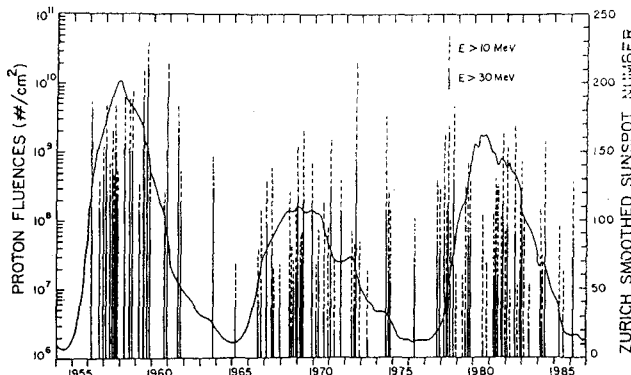


図1 SPEと黒点相対数の永年変化、縦軸は全陽子数。

Flow fields induced by temporal variation of geostrophic vorticity in the lower atmospheric layer, Antarctica.

Hyo Choi and Joobaek Leem

Donghae Coastal Region Research Institute, Kangnung National University,  
Kangnung, Kangwondo 210-702, Korea

Using the two kinds of data sets which were obtained by the sounding data at President Frei station (Chile-62.2° S, 58.9° W) and Bellingshausen (U.S.S.R.-62.2° S, 59.0° W) and surface weather charts in King George island, Antarctica the flow patterns induced by geostrophic vorticity with respect to time were analyzed from April 13 through April 15, 1987. The temporal and spatial variations of geostrophic vorticity should be associated with the mass convergence or divergence in the surface boundary layer, which was driven by the pressure tendency of horizontal gradient with the inertial motion in the Antarctica. The isallobaric wind blows perpendicular to the isallobars towards falling pressure with respect to time. The region of mass convergence appears near the isallobaric low which is the region of most rapidly falling pressure, while the region of divergence in the vicinity of the isallobaric high. Thus, since the isallobaric low should be the region of mass convergence of air it would be the region of uprising of air. On the other hand, the isallobaric high should be the region of divergence, which would be the region of subsidence of air. The maximum values of positive vorticity were shown in the isallobaric low and the maximum ones of negative vorticity were near the isallobaric high, that is, the front and lee side of the isallobaric low. The flow patterns between positive and negative vorticity fields were south-easterly and the patterns between negative but positive vorticities were north-westerly, respectively.



最終氷期の気候変動における大陸氷床の役割 (I)  
 - 氷期から間氷期にかけてのCO<sub>2</sub> 問題 -

加藤 喜久雄 (名大・水圏研)

前回の本シンポジウムにおいて、最終氷期における大陸氷床の分布の変動が、海水面変動に伴う大気CO<sub>2</sub>の変動を通して、気候変動に大きく関わっていることを示した。それに関連して、また計画されている南極氷床・深層ボーリングの具体的な研究課題を提示する目的で、今回の報告を行う。

前回報告したように、気候変動のキッカケとなる因子としては、Milankovitchの天文学的因子が第一に考えられる。天文ペースメーカーとしては、4.1万年の周期で変化している地軸の傾き、10万年周期の地球の公転軌道の形、2.3万年周期の地軸の歳差運動、の3つの因子がある。大陸氷床氷量の変動を意味する深海の底生有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ の変動についてスペクトル分析を行なうと、上記の天文学的因子の周期と全く同じ周期がえられる。しかし、変動の振幅は大きく異なっている。

さらに、南北両半球の夏の日射量の変動パターンは逆の位相になっている。言い換えれば、天文学的因子が決定的に効いているならば、北半球の氷床・氷河が縮小するとき、南半球の氷床・氷河は拡大してもよいことになる。しかし、最終氷期から今間氷期への移行期には、北半球における日射量の変動に伴い南北両半球の氷床・氷河はほぼ同時に縮小しているのである。

以上のことから、天文学的因子のみでは、大陸氷床の分布の変動、ひいては気候変動を説明できないことが分かる。したがって、天文学的因子のほかに、北半球における日射量の変動が全地球的な気候変動や大陸氷床の分布の変動を引き起こすプロセスがなければならないことになる。

1987年以降、北半球における日射量の変動とCO<sub>2</sub>の温室効果を組合せることにより、気候変動の大きさをも説明できること、特に南半球の気候変動にとってCO<sub>2</sub>の温室効果が不可欠であることが指摘されている。そこで、日射量の変動により引き起こされた、北半球の大陸氷床の拡大・縮小が、海水面低下時のサンゴの風化と海面上昇時のサンゴの成長によりCO<sub>2</sub>の減少・増加をもたらすと

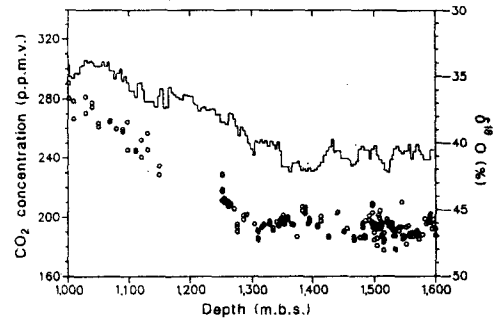


Fig. 4  $\delta^{18}\text{O}$  and CO<sub>2</sub> record, 1,000-1,600 m.b.s. The solid line corresponds to the age-adjusted  $\delta^{18}\text{O}$  curve.

いうメカニズムを提案した。この際に、最終氷期から間氷期にかけてのCO<sub>2</sub>濃度と水の $\delta^{18}\text{O}$ の関連性において、解決されるべき課題が浮上してきた。

最終氷期から間氷期へと移行するキッカケとなった日射量の変動は、10万年周期の地球の公転軌道の形の変化に起因する。この因子による地球全体が受ける年間の日射量の変動は極めて小さく、その影響は季節性を強くする程度に過ぎない。それゆえ、この氷期の10万年周期の説明は多くの研究者により行われてきた。私の提案したサンゴ説では、海水面が100m以上低下すると風化されるべきサンゴがなくなり、サンゴの溶解による大気CO<sub>2</sub>の海水への吸収が止まり、CO<sub>2</sub>分圧の高くなった海水から大気へのCO<sub>2</sub>の放出により大気CO<sub>2</sub>濃度の増加が始まり、気候の温暖化が始まるものと考えた。しかし、そのためには大気CO<sub>2</sub>の増加は、気候温暖化と同時にあるいはそれ以前に起っていないとしない。Byrdコア以外の南極およびグリーンランドからの6本のコアでは、大気CO<sub>2</sub>の増加は氷の $\delta^{18}\text{O}$ の増大と同時であることが認められるが、図 [ Nefel et al. (1988) の Fig.4 ] に示されるように、Byrdコアでは氷の $\delta^{18}\text{O}$ の増大が大気CO<sub>2</sub>の増加より先行しているのである。これは、Byrdの地理的な位置の問題なのか、あるいは氷の $\delta^{18}\text{O}$ のもつ意味の問題なのか、コア研究における解決されるべき課題であろう。

## ウェッデル・ポリニヤによる氷床の気候特性

西尾文彦 (北海道教育大)、渡辺興亜 (極地研)、P. Jacob (ドイツ大)

はじめに 1970年代の半ばに衛星Nimbus-5のマイクロ波放射計の観測から、南極半島の東側に位置するウエッデル海のほぼ中央部に冬期(8,9月)においてもまったく海水が存在しないか、または部分的に海水が存在するウエッデル・ポリニヤが発見された。ポリニヤの形成機構は大気・海洋循環の相互作用と関連していると考えられているが、まだ十分に解明されていない興味のある問題である。ポリニヤの存在は地域的な気候に大きく影響を及ぼし、とくに氷床上の気候形成に著しい影響を与えることは十分に考えられることである。もしウエッデル・ポリニヤに近い氷床上の氷床コアを解析すれば、積雪が形成される時の気温( $\delta^{18}O$ )や積雪量の多少に著しい影響を及ぼしていることが考えられる。このような氷床表面に形成される堆積とポリニヤの関連が明らかになるならば、氷床コアから過去のポリニヤの出現頻度やポリニヤの形成機構を解明できるかも知れない。1989-90年の夏期間にウエッデル海の東側に位置し、ウエッデル・ポリニヤが出現した近くの(西独)ノイヤー基地で13mの深さのコアを採取し解析した。その結果、ポリニヤの形成されていた期間には積雪量が多く、また気温も高かったことが明らかになった。

南極圏のポリニヤ ポリニヤは海水で覆われた領域で不凍の海水面または海水の密度度が小さい範囲をよんでいる。南極域で代表的なポリニヤはウエッデル海と吠海に存在する。そのほか、南極大陸の沿岸近くに存在する海岸ポリニヤと呼ぶものが存在する。ウエッデル・ポリニヤはNimbus-5によって発見され、1974, 1975, 1976年の3年間存在し、9月になっても海水面であった。その後の年においてポリニヤの出現はなく、なぜ1974-76年の年だけ現われたのかは大きな謎である。ウエッデル・ポリニヤの大きさは南北極域でもっとも大きい面積をもつ。その形状は楕円形をしており、長径約1,000km、短径は数百kmであった。中心は年々西に移動するなどの特徴を有している。一方、吠海ポリニヤは夏期の12月になって出現する、という相違点をもっている。

コア解析と測定 ノイヤー基地はウエッデル海に張り出した棚氷の上にある。棚氷の末端から約6.5km南方にあり、基地付近の氷は約250m/年で北に流れている。この基地は1974-6年に観測されたウエッデル・ポリニヤに最も近くに位置している。基地の開設は1981年なのでポリニヤの出現した時期の気象観測データはない。したがって、氷床コアによって過去の気候情報を得ることが重要な訳である。

コアの採取は基地施設から約1.5km南東に離れた、雪尺測定網の設置されている場所で行った。コアの深さは13mが二本と7mが一本の計3本のコアを回収した。採取したコアは基地内の雪洞に持ち込み、層位、粒径、密度の測定を行った。電気伝導度、pH、化学主成分分析は実験室にて行った。化学主成分は採取したコアのすべてを現地で分析できなかった。酸素同位体は日本に持ち帰って行った(図1参照)。ポリニヤに影響を受ける堆積環境 図1に示したように、融解液のECM測定では秋に値が高くなる。ノイヤー基地周辺においては、1年間の大部分の堆積は2-5月の秋期に発生する。ウエッデル海の海水がまだ十分に成長していない秋の時期には、ウエッデル海の北西部で発生した低気圧が東進して、ノイヤー基地北方海域の海洋起源の水蒸気で積雪が形成される。そのため降雪は多量の高塩粒子を含む。したがって、高いECM値は $Cl^-$ 、 $SO_4^{2-}$ による。高いECM値が発現するのがほぼ2月頃と仮定して年層を決定し年々の積雪量を求めたところ、ウエッデル・ポリニヤの出現した年には過去18年間の平均的な積雪量よりも2-3倍多い積雪量となった。ウエッデル・ポリニヤが出現している1974-76年のうち1975年は少ない。かえって、前2年の1972-73年の方が多い。これについては、コア解析の測定精度(年層決定)を酸素同位体の結果とも合わせて検討を報告する。ノイヤー基地より東方に位置し、近くの南アッカの基地ではこの期間の気温が、過去30年間の平均より1-3℃でも高くなっている。ウエッデル・ポリニヤの出現中には、大量の水蒸気をもたらす寒冷な気候を温相にできると言える。コアの主成分化学組成から海水の循環の様相を推定できる。さらに深いコアから過去にさかのぼり、堆積量の多いときにはポリニヤが出現していたと仮定すると、15~25年ごとに出現していたことになる。ポリニヤの形成機構等とこの出現周期との検討を試みる。

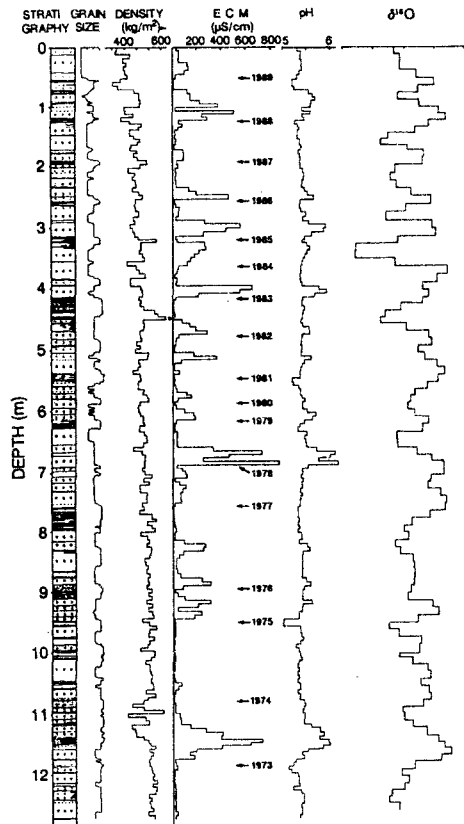


図1. 深さ13mのコアの解析。左より層位、粒径、密度、融解液の電気伝導度(ECM)、pH、酸素同位体濃度( $\delta^{18}O$ )を示す。年層はECM値と $\delta^{18}O$ の高く位置で決定した。

## みずほ基地におけるカタバ風の30～40日周期の変動と南半球の大気大循環

安成哲三（筑波大学・地球科学系） 児玉総司（筑波大学・自然学類）

### 1. 目的

南極のカタバ風は南極大陸のほぼ全域で見られる大規模な局地風であり、その変動は南半球高緯度の大気大循環の変動と関係している可能性がある。しかしこれまでは局地風としてのカタバ風の研究が主で、大気大循環との関係という面からの研究はほとんどなされていない。

そこで本研究ではカタバ風の様々な周期の変動のなかで、大気大循環の変動と関係している可能性のある数十日周期の変動に注目して、南半球中・高緯度の大気大循環との関係を調べた。

### 2. データ

#### ①カタバ風のデータ

1979年2月23日～1981年1月7日の間のみずほ基地における日平均風速（地上30m）。

#### ②大気大循環の指標として用いたデータ

緯度、経度方向ともに5度ごとの格子点における、アメリカNMCの提供する全球解析値データの等圧面高度。

### 3. 解析方法

スペクトル解析により、みずほ基地での風速に数十日周期の変動があるかを調べ、注目する周期を決定する。次に、バンドパスフィルターを用いて注目する周期の変動を取り出す（図3の点線）。フィルターをかけて得られた時系列データで、極大値を示している日を注目する周期の変動における強風期の中心日とし、極小値を示している日を弱風期の中心日として、KEY DEYを強風期、弱風期それぞれ18日、19日ずつ選びだした。そして、南緯30度以南の南半球の700、500、200mb等圧面高度の偏差が、前述の通りに定めた強風期と弱風期でどのように異なっているかをしらべた。

### 4. 結果

①対象期間にみずほ基地で観測されたカタバ風には、30～40日周期の顕著な変動がみ

られた。

②図1は、みずほ基地における強風期のKEY DEY 18日間の500mb等圧面高度の偏差の平均図である。これより、みずほ基地での強風期には極域には正の偏差が、その周囲の高緯度から中緯度にかけての範囲では負の偏差が現れている。これは高緯度では気圧傾度が弱まり偏西風も弱まり、中緯度では気圧傾度が強まり偏西風も強まるような気圧分布である。

③同様にみずほ基地における弱風期のKEY DEY 19日間の500mb等圧面高度の偏差の平均図を作った結果、図1とほぼ逆の偏差分布となった。

④図2は、図1の点線に沿った500mb等圧面高度の断面図である。2本の線はそれぞれ強風期と弱風期の平均値を現している。この図より、強風期には極域の上空、特にみずほ基地の付近を中心に気圧が高まっている様子がわかる。

⑤このような構造は、700mb面、200mb面でも同様に見られ、対流圏を通して現れていることが分かった。

⑥図3は、図1上に△印で示されている地点上の500mb面高度の時間変化である。全体的に、みずほ基地での風速（点線）と同時に変動していることがわかる。

### 5. 結論

上記の解析結果より、みずほ基地におけるカタバ風の30～40日周期変動は局地的な変動ではなく、南極域大循環の変動の一環として捉えられることが明らかになった。今後の大きな問題としては、①大循環としての30～40日周期変動の機構は何か、②この変動におけるカタバ風の役割は何か、の2つがあげられる。

特に重要なのは、この変動におけるカタバ風が、極域子午面循環系の一部として積極的にこの変動の機構に関与しているのか、あるいは図1、図2から示唆される、南極上空の

極渦の変動の単なる応答なのか、という問題である。

この問題の解決には、より詳しい観測、解析的研究と同時に、南極域での境界層を正確に評価した大気大循環モデルによる数値実験が必要であろう。

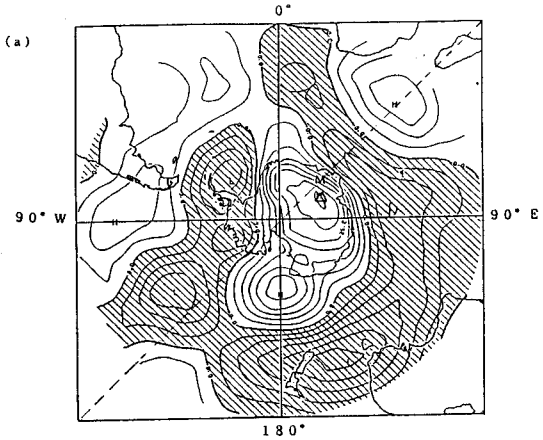


図1 みずほ基地での強風期における500mb面高度の偏差  
(等値線間隔5m、斜線部は負、△印がみずほ基地)

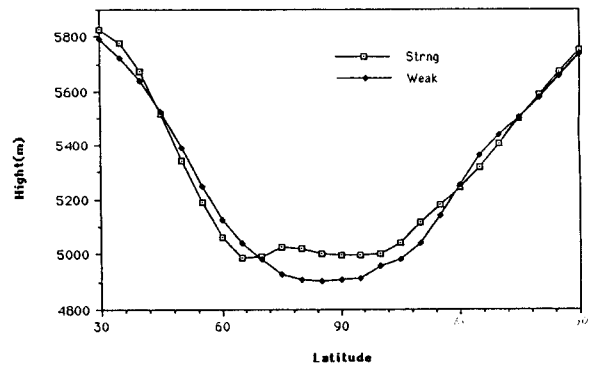


図2 45°Eと135°Wに沿った500mb面高度の断面図  
(□がみずほでの強風期、■が弱風期の平均)

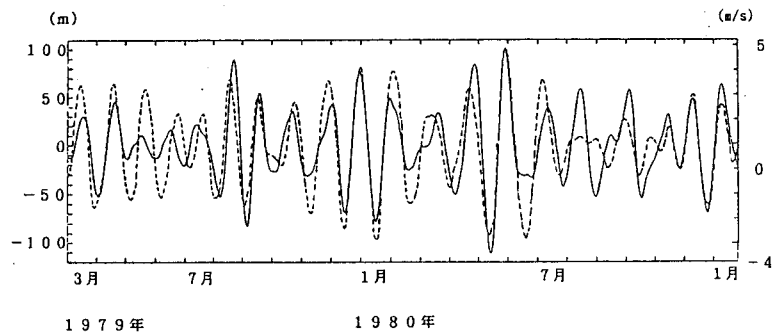
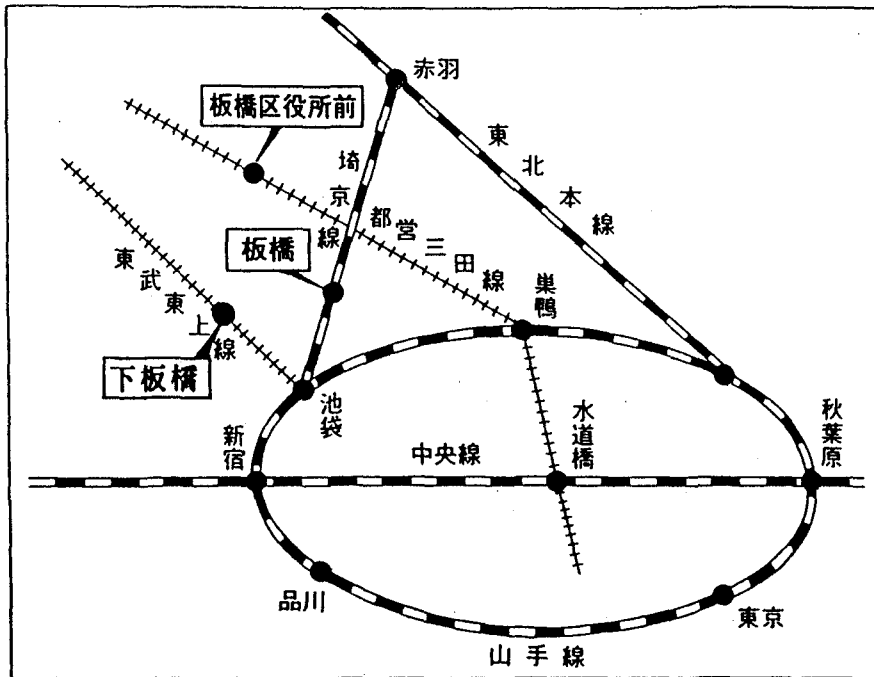
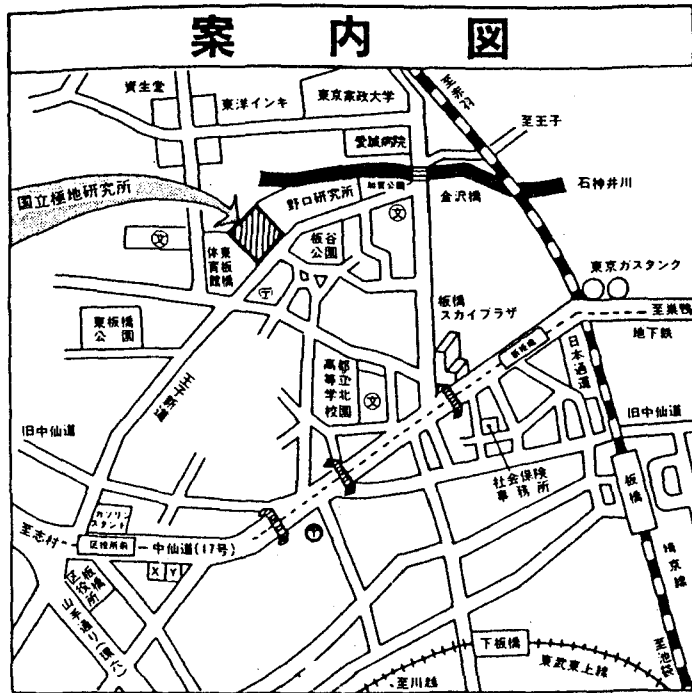


図3 図1で△印の地点(50°W、75°S)上の500mb面高度の偏差の時間変化(点線はみずほ基地での風速の偏差)



- JR (埼京線) 板橋駅下車徒歩15分
- 地下鉄 (都営三田線) 板橋区役所前下車徒歩10分
- 東武東上線下板橋駅下車徒歩15分

国立極地研究所  
 東京都板橋区加賀1-9-10  
 電話 (03)3962-4711