

第13回極域気水圏シンポジウム

プログラム・講演要旨

1990年7月

国立極地研究所

国立極地研究所図書室



00005595

55/5(#7)
KY

第13回極域気水圏シンポジウム プログラム

日時 平成2年(1990年)

7月12日(木) 09:30~17:30

7月13日(金) 09:15~17:30

会場 国立極地研究所講堂(6階)

主催 国立極地研究所

第13回極域気水圏シンポジウム（平成2年度）

日 程 表

7月12日（木）	7月13日（金）
<p>極地研所長挨拶 0930-0940</p>	
<p>I. 海氷（3） 0940-1025 座長：大島慶一郎（北大低温研）</p> <p>II. 大循環・成層圏・気候（4） 1025-1125 座長：山崎孝治（気象研）</p> <p>III. 衛星画像・レーダー（5） 1125-1240 座長：小池俊雄（長岡技術科学大学）</p>	<p>VI. コア解析（5） 0915-1030 座長：成田英器（北大低温研）</p> <p>VII. 堆積環境・氷床変動（6） 1030-1200 座長：神山孝吉（京大理）</p> <p>VIII. 南極の気象・雪氷観測（2） 1200-1230 座長：児玉裕二（北大低温研）</p>
<p>----- 昼食 1240-1345 -----</p>	<p>----- 昼食 1230-1330 -----</p>
<p>IV. ポスター発表（A、20） 1345-1530</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. 衛星画像・レーダー（5） 2. コア解析（6） 3. 氷床変動・堆積環境（6） 4. 南極の気象・雪氷観測（3） 	<p>IX. 結晶（2） 1330-1400 座長：山下 晃（大阪教育大）</p> <p>X. オゾン（4） 1400-1500 座長：川平浩二（富山高専）</p>
<p>----- 休憩 1530-1545 -----</p>	<p>----- 休憩 1500-1515 -----</p>
<p>V. ポスター発表（B、22） 1545-1730</p> <ol style="list-style-type: none"> 5. 海氷（4） 6. 大循環・成層圏・気候（7） 7. オゾン（3） 8. 大気微量成分・エアロゾル（8） 	<p>XI. 大気微量成分・エアロゾル（9） 1515-1730 座長：中澤高清（東北大）</p>
<p>懇親会 1800-1930 研究棟2階、講義室</p>	<p>閉会の挨拶 川口貞男（極地研）</p>

第13回極域気水圏シンポジウム プログラム

7月12日(木) [0930—1730]

開会の挨拶 国立極地研究所長 星合孝男 (0930—0940)

I. 海氷(3) 0940—1025

座長

◎大島慶一郎(北大低温研)

1. 南極の海氷分布の季節変化と大気循環について

—海水面の拡大と南極前線—

榎本浩之(北見工大)

大村 纂(スイス国立工科大)

2. オホーツク海における大気—海氷—海洋相互作用

若土正暁(北大低温研)

S. Martin(ワシントン大)

3. 船上ビデオ撮影による海氷状況観測(JARE30)

下田春人(船舶技研)

遠藤辰雄(北大低温研)

小野延雄(極地研)

II. 大循環・成層圏・気候(4) 1025—1125

座長

◎山崎孝治(気象研)

4. 大循環モデルによる南半球成層圏の季節変化のシミュレーション

千葉 長(気象研)

山崎孝治()

柴田清孝()

5. GCMに再現された極域成層圏のLAGRANGE平均子午面循環

岩崎俊樹(気象庁)

6. 氷床コアから解明できるウェッデル・ポリニアの謎

西尾文彦(極地研)

渡辺興亜()

P. Jacob(西ドイツ・ドルトムント大)

7. Study on the low-level jet formed at the coast, Antarctica

Hyo Choi(韓国・江陵大)

Ⅲ. 衛星画像・レーダー (5) 1125-1240

座長 ◎小池俊雄 (長岡技術科学大学)

8. Digital Image Mapping of Glacier in the Sør Rondane, Antarctica
F. Pattyn (Geografisch Instituut,
Vrije Universiteit Brussel)

○H. Decler (")

9. 人工衛星データ (NOAA・SMMR) による北半球積雪変動の解析

森永由紀 (筑波大地球科学系)

安成哲三 (")

増田耕一 (東大理)

10. 南極域における背の低いレーダーエコーに関する研究

和田 誠 (極地研)

○越田智喜 (名大水圏研)

武田喬男 (")

劉 国勝 (")

11. 海氷の電波反射率における周波数特性の検討

—多層構造モデルの解析—

山越寿夫 (船舶技研)

前田利雄 (")

高島逸男 (")

桜井昭雄 (")

12. 棚氷底面の電波散乱特性

浦塚清峰 (通総研)

西尾文彦 (極地研)

前 晋爾 (北大工)

昼食 1240-1345

Ⅳ. ポスター発表 (A、20) 1345-1530

1. 衛星画像・レーダー (5)

13. 南極昭和基地受信MOS-1・MSRデータ解析上の問題点

山内 恭 (極地研)

押山知之 (電気通信大)

和田 誠 (極地研)

14. 1989年昭和基地のレーダーによる降水観測

小西啓之 (大阪教育大)

村山昌平 (東北大)

掛川英男 (筑波大)

首藤康男 (気象庁)

福山佳之 (")

加藤美雄 (")

宮本仁美 (")

川口貞男（極地研）

15. 地上から見た雲と衛星から見た雲

和田 誠（極地研）
瀬古勝基（名大水圏研）
川口貞男（極地研）

16. アイスレーダの特殊エコーと氷床下地形との対応（3）
－氷床温度分布の推定－

星山満雄（北大応電研）
西辻 昭（ " ）
西尾文彦（極地研）
和田 誠（ " ）
渡辺興亜（ " ）

17. 純氷を対象としたCーバンド短パルスレーダ実験

水津 武（通総研）
高橋 晃（ " ）
浦塚清峰（ " ）
成瀬廉二（北大低温研）
渡辺興亜（極地研）
藤井理行（ " ）

2. コア解析（6）

18. あすか浅層掘削コアの現場解析

東 信彦（北大工）

19. 南極G6コア中の気泡の生成過程

三谷 与（富山大理）
庄子 仁（ " ）
藤井理行（極地研）

20. 南極G6コア中の氷板の観察

庄子 仁（富山大）
村田和直（ " ）
藤井理行（極地研）

21. 火山活動から求めたSITE-J（グリーンランド）コアの年代

西尾文彦（極地研）
庄子 仁（富山大理）
成田英器（北大低温研）
亀田貴雄（ " ）

22. グリーンランドSite-Jコアによる過去500年の大気環境変動

藤井理行（極地研）
神山考吉（京大理）
渡辺興亜（極地研）

23. グリーンランド Site-J における氷板形成

- 1989. 5~6. の観測結果 -

成田英器 (北大低温研)

亀田貴雄 (")

庄子 仁 (富山大理)

西尾文彦 (極地研)

3. 氷床変動・堆積環境 (6)

24. 東クイーンモードランドにおける氷床表面形態と堆積量の分布特性

古川晶雄 (名大水圏研)

瀬古勝基 (")

渡辺興亜 (極地研)

藤井理行 (")

25. 東クイーンモードランド内陸ドームにおける氷床変動の可能性

成瀬廉二 (北大低温研)

26. 南極氷床の積雪の $\delta^{18}O$ 、雪温、積雪量について

佐藤和秀 (長岡高専)

渡辺興亜 (極地研)

27. 積雪中の過酸化水素

神山孝吉 (京大理)

中山英一郎 (")

28. セールロンダーネ山地山岳氷河の流動・質量収支観測

本山秀明 (極地研)

東 信彦 (北大工)

藤田秀二 (")

上田 豊 (名大水圏研)

29. ナンセン氷原の氷床の歪パターンと隕石の集積密度分布

藤田秀二 (北大工)

東 信彦 (")

前 晋爾 (")

奈良岡浩 (筑波大化学系)

矢内桂三 (極地研)

4. 南極の気象・雪氷観測 (3)

30. L₀ における無人気象観測の結果

遠藤辰雄 (北大低温研)

本山秀明 (極地研)

東 信彦 (北大工)

召田成美 (気象庁)

菊地時夫 (高知大理)

3 1. 南極セルロンダーネ地域における裸氷原観測

高橋修平 (北見工大)
遠藤辰雄 (北大低温研)
東 信彦 (北大工)
召田成美 (気象庁)

3 2. 無人化した「みずほ基地」雪洞の長期クリープ解析について

佐藤稔雄 (日大理工)
半貫敏夫 (")
石沢賢二 (極地研)
渡辺澄人 (日大大学院)

休憩 1 5 3 0 - 1 5 4 5

V. ポスター発表 (B、22) 1 5 4 5 - 1 7 3 0

5. 海氷 (4)

3 3. 白瀬氷河の変動とリュツォ・ホルム湾の海氷変動

西尾文彦 (極地研)
長 幸平 (リモートセンシング技術センター)
石川貴之 (北大低温研)

3 4. 南極昭和基地周辺における異常低温と海氷域の変動

首頭康雄 (気象庁)
福山佳之 (")
加藤美雄 (")
宮本仁美 (")
佐藤清富 (")

3 5. 海氷域におけるアルペードの船上観測

遠藤辰雄 (北大低温研)
下田春人 (船舶技研)
森永由紀 (筑波大地球科学系)
小野延雄 (極地研)

3 6. 巨大氷山の漂流

川口貞男 (極地研)

6. 大循環・成層圏・気候 (7)

3 7. 南極大陸の地形と山岳の南半球循環への影響

鬼頭昭雄 (気象研)

3 8. 南極域平均風の年々変化

—オゾンホールとの関連—

川平浩二 (富山高専)
廣岡俊彦 (気象大)

39. オーロラジェット電流の下層大気への影響

関原 疆 (東京理科大)

40. ウインドプロファイラーによる極域大気循環過程の観測研究計画について

神沢 博 (極地研)

41. 衛星データを用いたカタバ風気候学の試み

瀬古勝基 (名大水圏研)

42. 南極氷床上の堆積環境と地形変動

瀬古勝基 (名大水圏研)

古川晶雄 (")

渡辺興亜 (極地研)

藤井理行 (")

西尾文彦 (")

43. 移動観測データによるみずほ高原の気候区分

井上治郎 (京大防災研)

7. オゾン (3)

44. 1989年2月～1990年1月の昭和基地におけるオゾン全量の変化について

首藤康雄 (気象庁)

福山佳之 (")

加藤美雄 (")

宮本仁美 (")

45. イースト菌による大気オゾン層厚の測定

澤岷英正 (琉球大理)

平田孝治 (")

松本信二 (放医総研)

古瀬雅子 (")

46. 昭和基地における地上オゾン濃度の連続観測

青木周司 (極地研)

川口貞男 (")

功刀正行 (国立環境研)

溝口次夫 (")

村山昌平 (東北大理)

中沢高清 (")

8. 大気微量成分・エアロゾル (8)

47. 炭酸ガスの北半球から南半球への輸送のシミュレーション

山崎孝治 (気象研)

千葉 長 (気象研)

48. 南極上空における大気中のCO₂濃度

中澤 高 清 (東北大理)
○村山 昌 平 (")
田中 正 之 (")
青木 周 司 (極地研)
山内 恭 (")
川口 貞 男 (")
深堀 正 志 (")
塩原 匡 貴 (")
牧野 行 雄 (気象研)

49. 沿岸域における大気中のDMS濃度

古賀 聖 治 (名大水圏研)
田中 浩 (")

50. 南極大気中での窒素化合物、硫黄化合物のふるまい

— 3 2 次越冬観測計画 —

林 政 彦 (名大STE研)
岩坂 泰 信 (")
近藤 豊 (")
長谷 正 博 (")
中田 晃 (")
田中 浩 (名大水圏研)
古賀 聖 治 (")
金森 悟 (")
金森 暢 子 (")
大和 政 彦 (")
田中 茂 (慶応大理工)
古谷 圭 一 (東理大理)
中井 信 之 (名大理)
川口 貞 雄 (極地研)
青木 周 司 (")
山内 恭 (")

51. 昭和基地における赤外吸光分光観測計画

村田 功 (東大理)
北 和 之 (")
岩上 直 幹 (")
小川 利 紘 (")

52. 南極成層圏エアロゾルの数密度分布と気温

— エアロゾルゾンデ観測 —

岩坂 泰 信 (名大太陽地球研)
森田 恭 弘 (元名大空電研)
高木 増 美 (名大太陽地球研)
金田 昌 廣 (")
島山 哲 司 (")
川口 貞 男 (極地研)

青木周司 (")
○松原廣司 (気象庁)
野村彰夫 (信州大工)
村山昌平 (東北大理)

53. ミリ波・サブミリ波帯ラジオメーター／スペクトロメーターによる
中層大気オゾン及び微量ガス観測システムの開発計画

増子治信 (通総研)
落合 啓 (")

54. 1995年からの極域における I L A S ミッション

鈴木 睦 (公害研)
横田達也 (")
笹野泰弘 (")
松崎章好 (宇宙研)

懇親会 1800-1930

7 月 1 3 日 (金)

[0 9 1 5 - 1 7 3 0]

VI. コア解析 (5) 0915-1030

座長

◎成田英器 (北大低温研)

55. 氷床コアからの空気抽出とCO₂、CH₄濃度の分析

中澤高清 (東北大理)

○町田敏暢 (")

江角研二 (") ・現 日本気象協会)

田中正之 (東北大理)

藤井理行 (極地研)

青木周司 (")

渡辺興亜 (")

56. 南極コア試料中の一酸化炭素の分析

遠嶋康徳 (東大理)

富永 健 (")

巻出義紘 (東大 RIC)

藤井理行 (極地研)

57. 氷床コア解析の一手法としてのマイクロ波誘電率の測定、II

前 晋爾 (北大工)

藤田秀二 (")

本堂武夫 (")

福室和紹 (") ・現 野村総研)

58. 極地氷床浅層コアの一軸圧縮試験

庄子 仁 (富山大)

黒田孝夫 (")

小林正則 (")

藤井理行 (極地研)

59. グリーンランド Site-J コアの氷板分布とそれより推定される
過去500年間の気温変動

亀田貴雄 (北大低温研)

成田英器 (")

庄子 仁 (富山大理)

西尾文彦 (極地研)

渡辺興亜 (")

VII. 堆積環境・氷床変動 (6) 1030-1200

座長

◎神山孝吉 (京大理)

60. 昭和基地におけるエアロゾルの化学組成の周年変化

金森 悟 (名大水圏研)

金森暢子 (")

西川雅高 (公害研)

溝口次夫 (")

青木周司 (極地研)
渡辺興亜 (")
川口貞男 (")

6 1 . みずほ高原における春-夏期の降積雪の化学組成

金森暢子 (名大水圏研)
金森 悟 (")
瀬古勝基 (")
古川晶雄 (")
渡辺興亜 (極地研)
西川雅高 (公害研)

6 2 . みずほ高原の積雪層中の化学組成

渡辺興亜 (極地研)
古川晶雄 (名大水圏研)
瀬古勝基 (")
金森暢子 (")
金森 悟 (")

6 3 . 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

上田 豊 (名大水圏研)
神山孝吉 (京大理)
成田英器 (北大低温研)
佐藤和秀 (長岡高専)

6 4 . 最終氷期における大陸氷床氷の分布と $\delta^{18}O$ の変動 (Ⅲ)
-大陸氷床氷の分布を規制する因子-

加藤喜久雄 (名大水圏研)

6 5 . 南極氷床表面における堆積・剝離過程の問題点

高橋修平 (北見工大)

VIII. 南極の気象・雪氷観測 (2) 1200-1230

座長 ◎児玉裕二 (北大低温研)

6 6 . 南極昭和基地における長波長放射垂直分布について

大河原望 (山形地方気象台)
宮内正厚 (気象大学校)

6 7 . あすかにおける放射収支観測 (Ⅱ)

青木輝夫 (気象研)
山内 恭 (極地研)

昼食 1230-1330

IX. 結晶 (2) 1330-1400

座長 ◎山下 晃 (大阪教育大)

6 8 . 昭和基地における降雪粒子観測

小西啓之 (大阪教育大)
村本健一郎 (富山高専)
椎名 徹 (")
遠藤辰雄 (北大低温研)
北野孝一 (株) インテック)

69. 空気成分気体の氷中の拡散

内田 努 (北大工)
本堂武夫 (")
前 晋爾 (")
川端淳一 (北開試)

Ⅹ. オゾン (4) 1400-1500

座長

◎川平浩二 (富山高専)

70. B紫外線とオゾン全量の関係について

伊藤朋之 (高層气象台)
上野丈夫 (")
梶原良一 (")
下道正則 (")
上窪哲郎 (")
伊藤真人 (")
小林正入 (")

71. 昭和基地で観測されたオゾン全量と成層圏気温の関係
(日々のオゾン全量と100mb気温の回帰直線)

忠鉢 繁 (気象研)

72. 北極圏オゾン層の脱窒及びオゾン破壊

近藤 豊 (名大太陽地球環境研)
岩坂泰信 (")
小池 真 (")
林 正彦 (")
P. Airmedieu (CNRS)
W. A. Matthews (DSIR)
D. W. Fahey (NOAA)

73. 1990年冬の北極成層圏オゾンの変動

北極オゾン層国際共同気球観測 (CHEOPS III)

林 政彦 (名大STE研)
近藤 豊 (")
岩坂泰信 (")
P. Airmedieu (CNRS)
W. A. Matthews (DSIR)
P. V. Johnston (DSIR)
M. Helten (KFA)
U. Schmidt (")

休憩 1500-1515

XI. 大気微量成分 エアロゾル (9) 1515-1730
座長 ◎中澤高清 (東北大)

74. 海洋大気中におけるヒ素及びセレン化合物の濃度分布と海洋からの発生
田中 茂 (慶応大理工)
橋本芳一 (")
中村 優 (東京都立アイトーブ総合研)

75. 海洋大気中への土壌粒子及び汚染物質の長距離輸送移動とその濃度分布
岡森克高 (慶応大理工)
田中 茂 (")
橋本芳一 (")

76. 海洋大気中における硫黄化合物 (メタンスルホン酸、二酸化硫黄、
非海塩性硫黄塩) 濃度と海洋からの生物起源硫黄の発生量
町田基宏 (慶応大理工)
田中 茂 (")
橋本芳一 (")

77. 南極大気中の硫黄循環
古賀聖治 (名大水圏研)
林 政彦 (名大STE研)
田中 浩 (名大水圏研)
岩坂泰信 (名大STE研)

78. 昭和基地における大気中の粒子状炭素
西川雅高 (国環研)
金森 悟 (名大水圏研)
金森暢子 (")
村山昌平 (東北大理)
青木周司 (極地研)
清水 明 (国環研)
溝口次夫 (")

79. Hydrosopic Aerosols at the South Pole
T. Ohtake (Univ. Alaska, Fairbanks)
K. Okada (Meteorol. Res. Inst.)
M. Yamato (Nagoya Univ.)

80. 南極成層圏の大気微量成分の変動
- 32次越冬観測計画 -

- 林 政彦 (名大STE研)
岩坂泰信 (")
近藤 豊 (")
小池 真 (")
金田昌廣 (")
鳥山哲司 (")
川口貞男 (極地研)
青木周司 (")

山内 恭 (")
W. A. Matthews (DSIR)

8 1. 昭和基地における大気混濁度の変化 (つくばとの比較)

上窪哲朗 (気象庁)
松原廣司 (")
土井元久 (")
岡田憲治 (")

8 2. 冬の北極成層圏のエアロゾル中にみられる硝酸

—北極オゾン層国際共同気球観測—

岩坂泰信 (名大STE研)
○林 政彦 (")
岡田菊夫 (気象研)
近藤 豊 (名大STE研)
小口 高 (")
金田昌廣 (")
鳥山哲司 (")
大和政彦 (名大水圏研)
古賀聖治 (")
P. Aïmediou (CNRS)
W. A. Matthews (DSIR)

閉会の挨拶

川口貞男 (極地研)

* 講演時間は各15分 (発表=12分、討論=3分) です。

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. 投稿締切り日： 平成 2年10月31日（火）

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、原稿は少なくして下さい。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考えて下さい。プロシーディングスの性格上、発表論文は短くても結構（短報として扱う場合があります）ですから投稿して下さい。投稿されない場合でも英文アブストラクトは提出してください。

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致しますので、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下記の表により気水圏プロシーディングス編集幹事まで お知らせ下さい。

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) 962-4711 EXT. 452

FAX. (03) 962-2529

本山 秀明

第13回極域気水圏シンポジウム

講演要旨

南極の海水分布の季節変化と大気循環について — 開水面の拡大と南極前線 —

榎本浩之(北見工業大学, 一般教育), 大村薫(スイス国立工科大学, 地理)

はじめに

南極の海水面積は、その最大時期において、海水縁の位置が停滞した後、急な後退を示す。また、この時期には海水域内の開水面の面積が最大になっており、風の平均場の力学的影響や、大気-海洋間の活発な熱及び物質の交換が予想される。本研究ではNAVY-NOAAの海水データ(SIGRIDデータ、weekly)と、気圧場などのデータを用いて春における開水面の拡大、海水面積の急速な減少という顕著な季節変化について調べた。

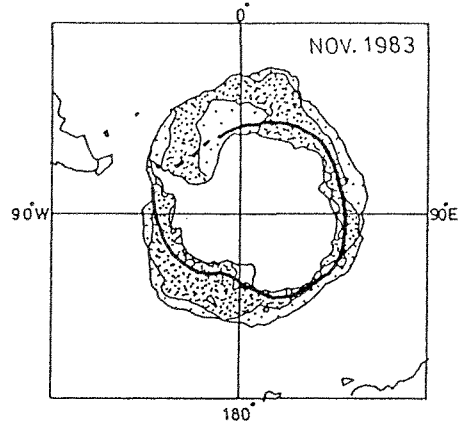
海水の密接度の季節変化

南極の海水域において、10~12月の急速な縮小期より1~2ヶ月早く、海水域の面積は依然拡大したままで密接度の減少のみが観測される。海水縁の付近では、結水量は少なくなっており、氷量は減少しつつあるはずである。しかし、約一ヶ月にわたって、海水限界がその最も張り出した位置に留まっているのは、融解による海水のmassの減少量との低緯度方向への輸送量(移流)が、この時期にこの地域ではバランスし、この結果、海水域は拡大したままで密接度の減少のみがおこるためと考えられる。急速な縮小の時期以前には、海水域内には開水面が増加しており、海水域は密接度が小さくなっているため風の場の力学的な影響を受け易いと考えられる。

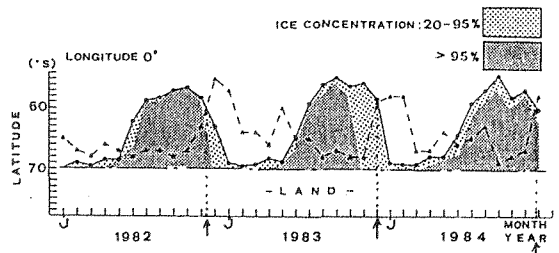
季節変化における大気と海水域の関係

南極周辺の低圧帯(南極前線)は春と秋に深まり、かつ南下している。風の場合は春と秋に風速が強くなっている。海水縁の南極前線との相対的な位置(緯度)は季節的に入れ替わるため、海水域における卓越風向も季節的に変化している。ECMWFの月平均天気図より求めた南極前線の位置とその月の中程の海水分布の例を第1図に示す。月平均での平均風系はこの前線より低緯度側で西風、高緯度側で東風となっている。海水の密接度の違いはスクリーンの濃淡で表している。

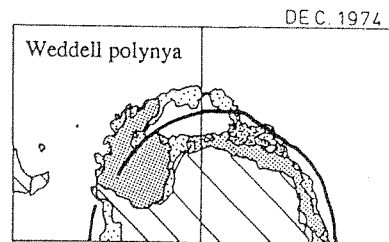
海水と南極前線の位置の関係を各経度毎に調べ



第1図 海水分布と南極大陸周縁の低圧帯(南極前線)の位置の関係の例。太線が南極前線。



第2図 第1図と同じ。ただし、経度毎に調べた例。実線が海水分布の北限、破線は南極前線の位置。



第3図南極前線の位置は、ウェッデルポリニアの観測された位置に対応している。またこれは、海洋における発散域にも対応している。

た結果の例を第2図に示す。二つの線の交差するあたり、つまり海水縁と南極前線の、相対的位置の逆転する時期と、海水面積の急激な減少が観測される時期が対応する。海水面積の減少に先だって観測される密接度の減少も確認できる。この南極前線の位置は、海洋の発散線に対応しているが、またこれはウェッデルポリニアの観測された位置にも対応している（第3図）。

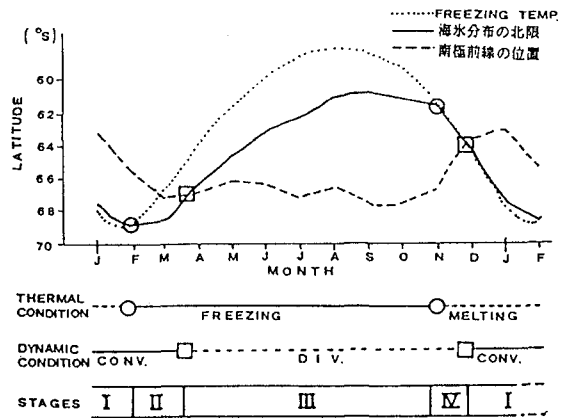
271.2°K（結水温度）の等温線も考慮して、海水分布の季節変化の様子を模式的に第4図に表した。これらの力学的、熱的条件の組合せから、海水限界がおかれている環境は4つに分類できる。4月～12月、海水の大部分は西風帯にあり、低緯度への輸送（南極からの発散）の影響を受けている。11月～12月、密接度の小さくなった海水は西風から東風へという風系などの変化と融解により、急激にその面積を縮小させると考えられる。

春における南極前線の活発化は、前線の位置の高緯度寄りへのシフトと同時に起こり、またその持続により海水域の発散（開水面の拡大）が促進されると考えられる。また海水縁付近における東風から西風への平均風系の変化の時期が遅れるため急激な縮小のおこる時期も遅れると考えられる。

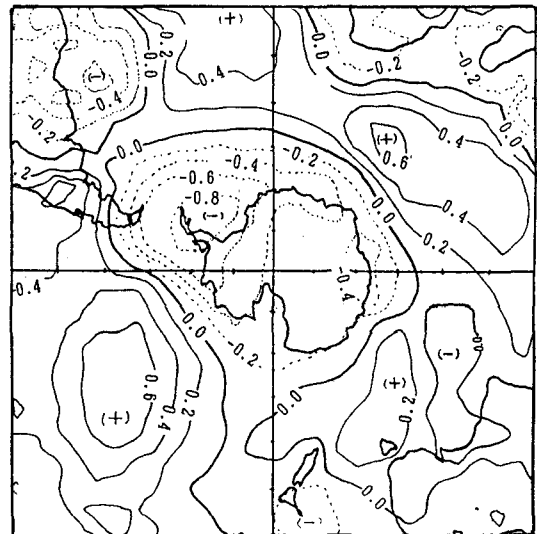
第2図から1982年と1983年を例に見ると、1983年は1982年に比べ南極前線と海水縁の交差する時期は遅く、密接度の小さな地域の拡大も促進されている。このような関係を約10年分の気圧場と海水の時系列データの相関解析によって調べた。第5図に開水面積と海面気圧の相関係数の空間分布の例を示す。開水面の拡大は、南極大陸周縁の冬から春における低圧帯の強化と対応しておきている。特にウェッデル海付近の気圧場と相関が高いが、これは南極全域の海水変動に対するウェッデル海の海水の変動の影響が大きいためであると思われる。春の開水域面積の最大値とウェッデル海付近の気圧、海水面積の急な縮小時期の早晩を比較した（第6図）。

おわりに

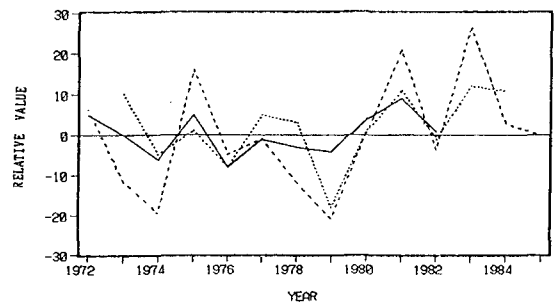
海水の変動は大気、海洋の双方の影響を受けている。今回は、季節変化という基本的な変動の特徴の記述と、大気循環からどれだけ説明できるかという検討ををまず行い、つぎに経年変動の説明へ調査を進めた。



第4図 海水分布の季節変化の様子を模式的に表したものの。力学的、熱的条件の組合せから、海水限界がおかれている環境は4つに分類できる。



第5図 開水面積と海面気圧の相関係数の空間分布。開水面の拡大は、南極大陸付近の低圧化と相関が高い。



第6図 各年における開水域面積の最大値（破線）とウェッデル海付近の気圧（11月：実線）、海水面積の縮小時期の早晩（点線、この11年間の平均値は11月19日）。それぞれ平均値からの偏差を平均値で割ったもの。ただし海面気圧は10倍して、正負を逆にしてある。

オホーツク海における大気－海水－海洋相互作用

若 土 正 曉 ・ S. M a r t i n
(北 大 低 温 研) (ワ シ ン ト ン 大 海 洋)

I. はじめに

オホーツク海は、北半球西部極域海洋系（北極海－ベーリング海－北太平洋－オホーツク海－日本海北部）の一部をなし、海水が形成する海としては世界で最も低緯度に位置している。この海域での海水域の消長は北半球の気候変化に大きく関わりをもつと考えられている。

一方、北部千島列島間の海峡から流入した北太平洋水は、オホーツク海内部を循環した後、南部の海峡から再び太平洋に流出し、西部北太平洋の中層水を形成するといわれている。従って、オホーツク海は西部北太平洋中層水の変質過程における、いわばブラックボックスの役割を果しており、それに直接関わりをもっているのが、オホーツク海における大気－海水－海洋相互作用である。

本報告では、高緯度海域における大気－海水－海洋相互作用研究の第1報として、まずオホーツク海を採用し、特に千島海盆における冬季の水状変化、開水面を介しての heat flux、それらの夏季海洋構造への影響などについて、1978-1982年の衛星・気象・海洋データを用いて解析した結果を述べる。

II. 解析結果

データ解析に用いた4ヶ年は、それぞれ異なる特徴的な気象条件下にあったので、水状や海洋構造に顕著な年変動が観測された。オホーツク海における海水域の発達パターンは、第1図に示されたように複雑であるが、次のように大きく2つに分類される。

- ④ 広く東の方へ拡がり、オホーツク海の大部分を覆うが、北海道沖への南下は遅い。
- ⑤ 東方への拡がり小さく、従って氷量は少ないが、樺太東海岸沖を帯状に南下し、北海道への接岸は早い。

これら2つの発達パターンは、気温よりも風系に大きく依存する。直接的には、シベリア高気圧とアリューシャン低気圧の冬季における相対位置

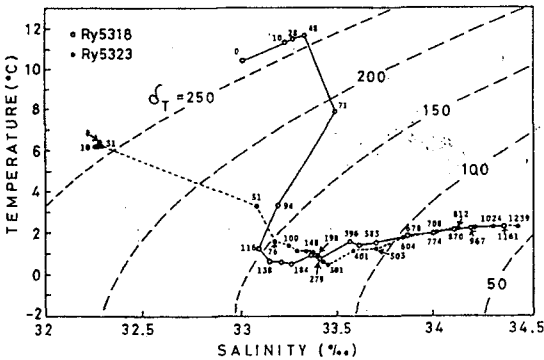
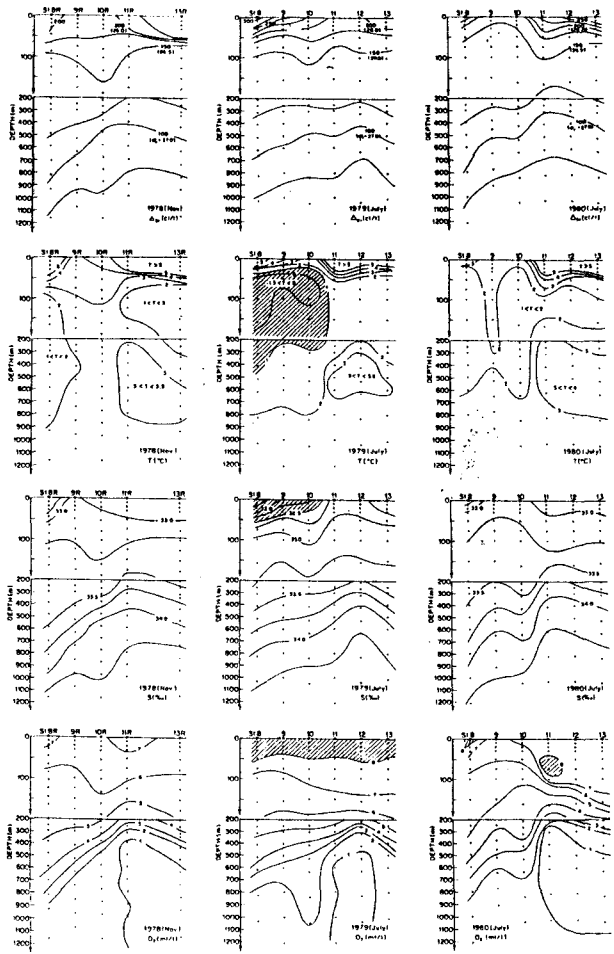
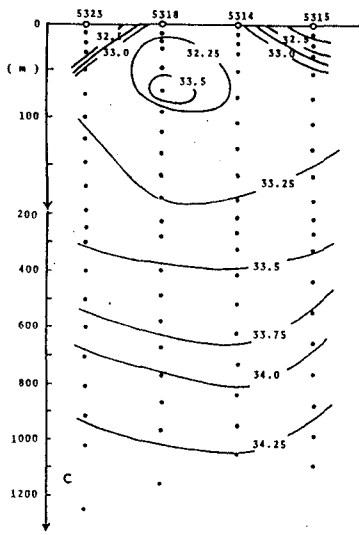
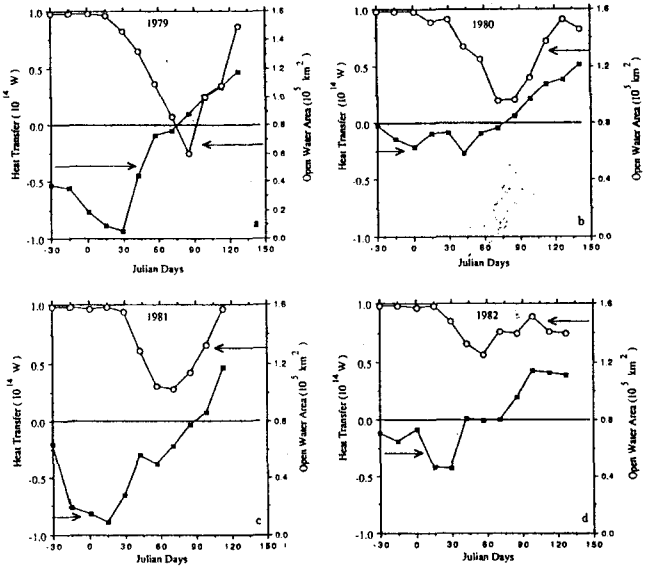
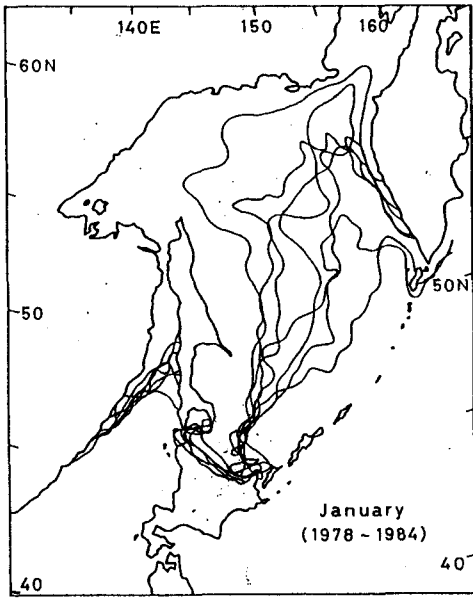
によって影響される。

北部海域の発達パターンに顕著な年変動が見られるのに対して、千島海盆域は1月の時点では、例年開水面になっているのが特徴的である。この原因として以下の事が考えられる。第2図に示したように、秋から冬を迎える時点では、千島海盆中央部の表層は、まわりよりも高塩分水で覆われている。大気の冷却は、第3図から判るように、中央部で深い対流を起し、結果として、深層から表層に熱が輸送され、結氷温度に仲々ならない。このことは、第4図に示した、heat flux の計算結果でも示されている。初冬（12月・1月）の激しい大気冷却による heat loss にもかかわらず、現場での氷生産はなく、ice-free の状態は、heat loss が0に達するまで維持された。一方、北側は、強い密度躍層が浅いところに存在するため、秋からの大気の冷却では深い対流は起らず、すぐに結氷温度になり、海水が形成する。

大気の冷却による深い対流や加熱期に入つての海水融解の影響は、海洋構造にも充分反映している。相対的に寒い年で、暖候期に海水が多かった、1979年春には、全体的に低温・低塩分・高酸素化した（図5）。これら特徴的なオホーツク海水の太平洋への流出に顕著な年変動が見られた。

図の説明：

- ① 1月平均の氷縁の年変動（1978-1984）
（気象庁提供）
- ② 千島海盆中央部を横切る塩分（‰）の断面図
- ③ 千島海盆中央部（実線）と北側（点線）の水温－塩分関係
- ④ 千島海盆における開水面の面積（○）と開水面を介しての heat flux（●）の季節変動。
（a）1979年 （b）1980年 （c）1981年 （d）1982年
- ⑤ ウルップ海峡（st.9とst.10の間）をはさんでオホーツク海（左）と太平洋（右）側における比容・水温・塩分・酸素（上から）の断面。左より1978年、1979年、1980年のデータ。



船上ビデオ撮影による海水状況観測 (JARE 30)

下田春人 (船舶技研) ・ 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、第31・32次隊に海水研究の越冬観測を計画し、現在進行中である。

海水域の年々変動を広域にわたって把握するには、人工衛星からのリモートセンシングに期待するところが大きい。しかし、そのためには衛星データをトルスデータと対比して調べる研究観測が必要である。特に、沖合の流水域に関しては、密接度や氷盤の大きさ、氷の厚さや積雪量などのトルス情報をいかに取得するかが問題となる。

“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が、29次夏隊の森永隊員によって初めて試みられた。30次夏隊では、共同発表者の一人遠藤が、4台のビデオカメラによる同時撮影画像を1本のテープに時分割録画することを試みた。ビデオ撮影は31次夏隊、32次夏隊でも継続して実施されるので、海水域の年による違いを知る貴重な資料となる。

30次夏隊で撮影した時分割録画のテープから4方向のビデオテープを復元して、氷の密接度、氷板の大きさ、氷厚などの判読を試みた。今回はその手法と解析結果を紹介する。

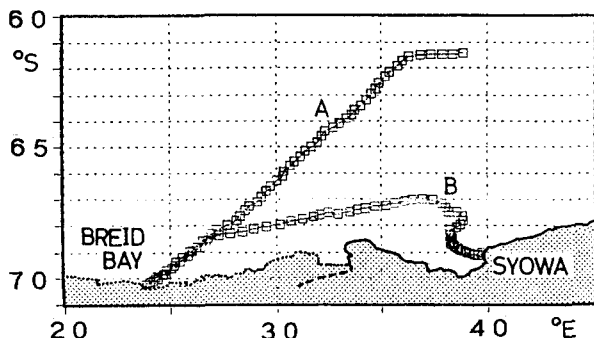
2. 解析した海水域内の航路

第30次夏隊のビデオ撮影は、フリーマントル～ブライド湾、ブライド湾～昭和基地、昭和基地から東航北上してシドニーまでの各航路で実施した。今回の解析は、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期間について行った。第1図に、解析した航路を示す。□は1時間ごとの船の位置である。船は航海上なるべく開水面を見つけて針路を取る。航跡を拡大して描くと、直線的でない針路の取り方の様子がわかる。このことは、ビデオ撮影された海水状況が海水域内のランダムサンプリングでなく、ある範囲の海水域内で密接度の小さい海域を選択的に選んだ特殊サンプリングであることを示唆している。

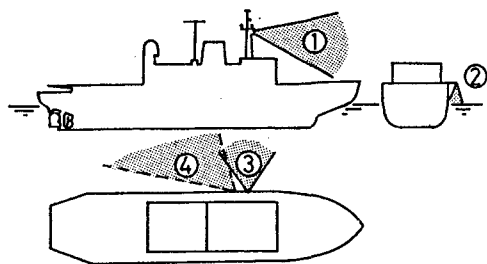
3. カメラ配備と斜撮影ビデオの解析

4台のビデオカメラの配置を第2図に示した。①、③、④はモノクロCCDカメラで、①、④には4.8mmオートアイリス広角レンズにオレンジフィルターとUVフィルターが取り付けられている。②は、舷側のほぼ中央部に位置し、船首で割れて横になった氷盤を撮影して氷厚を計測するビデオカメラである。プランクトンなどで着色した氷や、色合いから積雪状況を判読することを目的として、②にはカラーCCDカメラを配備した。

ビデオ映像の処理は、フォトロン社イメー



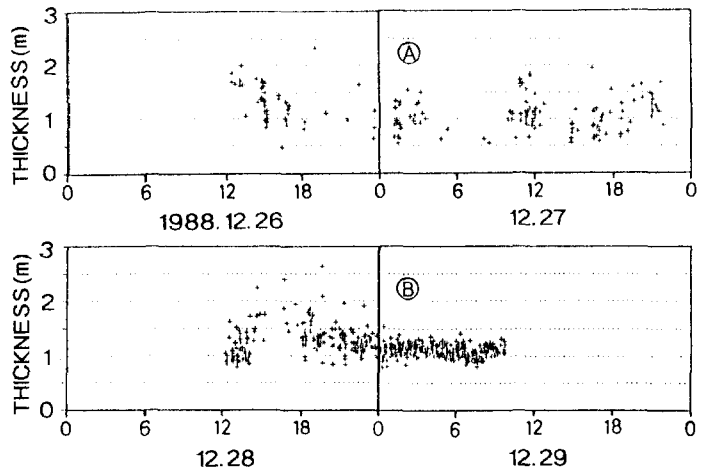
第1図 解析を行った“しらせ”の航跡



第2図 船上ビデオカメラの配置状況

第3図 氷厚計測結果

- ① プライド湾からリュツオホルム湾沖
- ② 昭和基地までのリュツオホルム湾定着氷



ジメモリボード (FDM98-4) をマイコン (PC9801) に接続して、静止画としてメモリ上に取り込み、画像解析を行った。斜め撮影画像を平面図化すると、距離と共に撮影範囲は広がるが、分解能が悪くなる。両者を勘案しながらモニタ画面上に計測線の位置を定めて、その線上の二値化濃度を1分間隔で計測し密接度を求めた。ビデオカメラ①の解析は、12月15～17日の期間には実幅120mを用い、12月26～27日には実幅241mを用いた。カメラ④の解析は、両期間とも実幅420mを用いている。

4. 解析結果

12月15～17日のプライド湾に向けての海水域進入時の密接度と氷盤の大きさを調べた。15日20時の南緯63度付近からの海水域進入直後に、針路方向に約13kmにおよぶ連続した氷盤が見られた。この区間では、舷側のビデオによる氷厚の計測が困難だったこと、連続した氷盤を砕氷しながら進んでも停船しなかったことなどから、あまり厚い氷ではないと推測した。16日00時(南緯63度30分)付近から17日00時(南緯68度)付近までは、直径100m以上の大きな氷盤が大半を占め、それ以下の小さな氷盤の混在はほとんどなく、密接度は平均45%であった。そして、そこからプライド湾定着氷までは水面が大きく広がり、密接度は平均3%となった。氷盤の大きさも直径2～20mが最も多かった。

12月26～27日のプライド湾から昭和基地に向かう航路についても、同様に、密接度、氷盤の大きさ、氷厚の分布を調べた。この区間

では氷盤の直径が20～100mのものが続いており、針路方向に数km以上におよぶような連続氷盤は見られなかった。密接度は平均38%であった。氷厚の計測には、船側で氷盤の切り口が立つような状況が必要となるが、この区間では106点の計測に成功した。平均氷厚は1.08m、最大氷厚2.33m、最小氷厚0.46mであった。得られた結果を第3図に示した。定着氷の入口付近で氷厚が厚く、厚さの変化も大きいことがわかる。この付近で“しらせ”のチャージング頻度が最大であったことも、乱氷帯と呼ばれるこの辺りの定着氷の特徴を示している。昭和基地に近づくと、定着氷の厚さはほぼ一定して平坦になる。その平均氷厚は、ほぼ1.20mであった。

5. 結語

船上海氷観測の手段として、ビデオカメラによる航海中の連続撮影を行った。その映像を解析して、密接度、氷盤の大きさ、氷厚など、海水域の定量化計測に成功した。今回得られた氷厚データは、南極海水域での数少ない観測データとして活用することができる。今後、このようなデータが蓄積されれば、人工衛星データに対するトルースデータとして、海水リモートセンシング研究に貴重な資料を提供することになる。

時分割録画テープからの4方向映像テープの作成は、北大大学院生石川貴之君の助力によるところが大きい。ここに記して謝意を表します。

大循環モデルによる南半球成層圏の季節変化のシミュレーション

千葉 長・山崎 孝治・柴田清孝 (気象研・気候)

1. はじめに

対流圏と異なり、成層圏では夏冬に違いが明瞭である。成層圏では熱的にはオゾンによる太陽放射の吸収加熱と赤外放射による冷却のバランスに依って基本的な状態が決められているからである。これに加えて対流圏から伝わってくる惑星波動及び重力波動による運動が重要になる。従ってまず放射過程をうまく表現できるモデルがあれば第一義的には成層圏の季節変化は再現できる。この意味において成層圏の季節変化のモデルによる再現は対流圏よりも易しいといえる。果してそうであろうか。

2. モデルの概要

力学過程の計算はスペクトル法に依って計算する。分解能は平行四辺形切断波数24、23層、モデルの上端は0.5mbである。短波放射はLacis-Hansen(1974)、長波放射はShibata-Aoki(1989)のモデルを用いる。オゾン分布は気候値である。中間圏における重力波抵抗の簡単なパラメタリゼーションにレーリーダンピングを用いている。対流圏では、地表面過程、鉛直乱流輸送過程、水蒸気の凝結過程が含まれる。1984年11月1日00Zを初期値とし、1年強の積分を行っている。

3. 結果

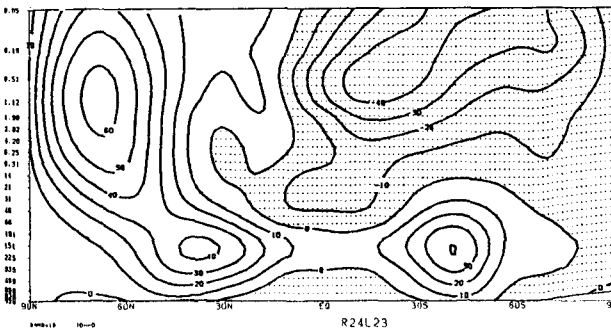
成層圏の風は1月と7月で南北半球の間で完全に逆転している。この意味においてモデルは成層圏の季節変化の再現に成功したといえる。また北半球が冬の時の西風よりも南半球が冬の時の西風の方が強くなっており、対流圏から伝わってくる惑星波動の大きさが両半球で異なっていることを反映したものであろう。これも観測事実と合っている。しかし強風軸の位置は高緯度側に寄りすぎており、観測とは合わない。

冬から夏への変化は北半球では3月から4月、南半球では10月から11月に起きている。変化の仕方は両半球でかなり様相を異にしている。北半球では高緯度側で東風が強まり、次第に下層に降りてくる。しかし低緯度側では西風がかなり遅い時期まで残っている。一方南半球では、西風が全体的に弱まりながら上層の方から次第に東風に変わっていく。

これよりさらに我々は水平波数13のモデルによって同様の計算を行っている(Shibata-Chiba)。上述のような特徴はその計算の中でも得られている。

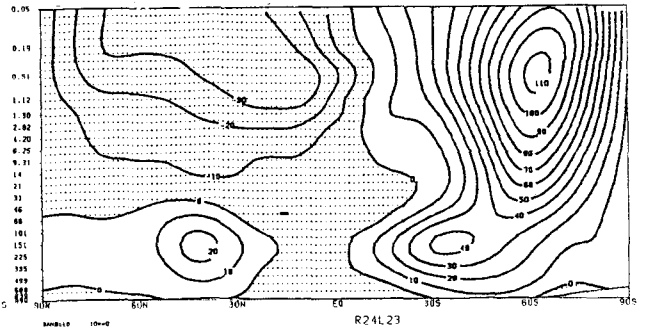
U-WIND (M/SEC)

1月 LONGITUDE=0.0 - 360.0



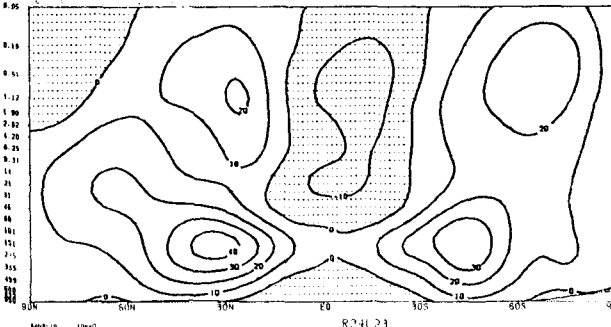
U-WIND (M/SEC)

7月 LONGITUDE=0.0 - 360.0



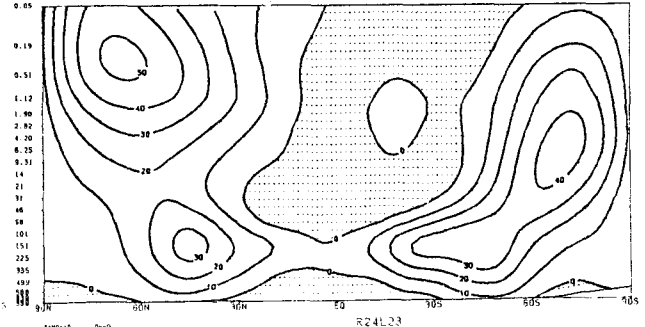
U-WIND (M/SEC)

3月 LONGITUDE=0.0 - 360.0



U-WIND (M/SEC)

10月 LONGITUDE=0.0 - 360.0

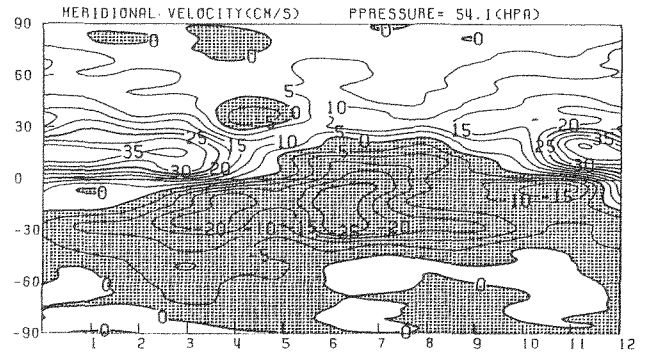


GCMに再現された極域成層圏のLAGRANGE平均子午面循環

岩崎俊樹 (気象庁 数値予報課)

[はじめに]

気圧-温位混成鉛直座標による変換
 オイラー平均法(p-TEM)を用いてGC
 M(NCAR CCMのannual run)の平均子
 午面循環を解析した。これまで、既
 にp-TEMは成層圏のBrewer-Dobson循
 環を非発散の子午面循環に表現出来
 ることを示した(Iwasaki, 1989)。こ
 こでは成層圏循環の季節変化を南北
 両半球を対比させながら調べてみる。



[モデルのBrewer-Dobson循環]

図1上は下部成層圏(54.1hPa)にお
 ける子午面風の季節変化である。夏
 半球から冬半球に向かって風が吹い
 ているが、1、2月の南風の方が7、
 8月の北風より強い。また、冬の高
 緯度の沈降流は北半球の方が速い(
 図1中)。以上はBrewer-Dobson循環
 は北半球の冬の方が強い事を示唆
 している。これは高緯度下部成層圏
 におけるEliassen-Palm fluxの収束
 が北半球の冬の方が大きいことと矛
 盾しない(図1下)。

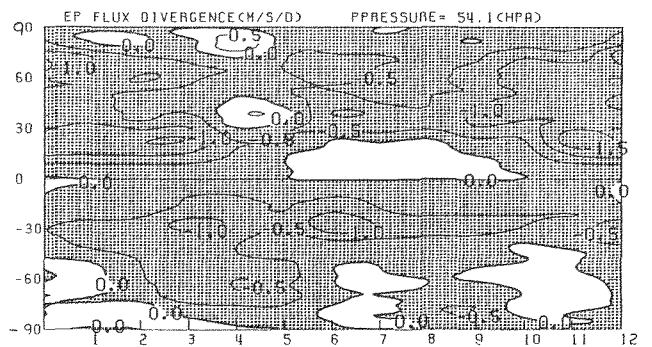
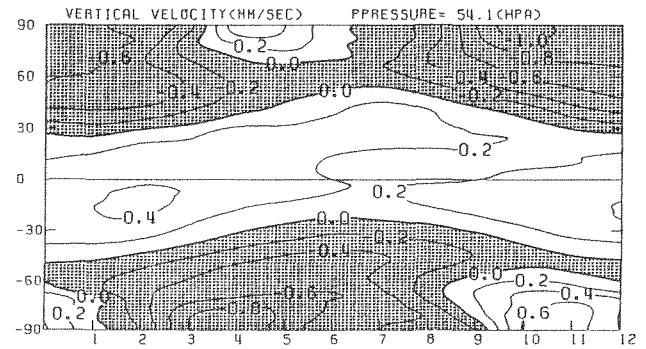


図1 NCAR CCM1のannual runの54.1hPa
 時間変化(時間[月]-緯度断面図)
 ①子午面風(西) ②鉛直流w* ③EPフラックス収束

[気候値(実況値)との比較]

図2、図3は同じ高さ(気圧)の東風及び温位の帯状平均の季節変化をモデルと気候値を比較したものである。(但し、気候値は1989年の1年間のもので年々変動は除かれていない)極夜ジェットの南北両半球のコントラストや熱帯の東風季節変化の大まかな特徴は両者で一致している。ただし、3、4月には気候値(1989)に比べ北半球高緯度では西風が強し、気温が低い。これは実際には3月頃に最終昇温が起こるのに対し、一般にモデルでは突然昇温が顕著でないためである。原因としては1モデルが内部重力波のパラメタリゼーションを含まないこと、2上部境界や鉛直解像度の制限のため超長波の波動平均流相互作用を過少評価していることなどが考えられる。極渦周辺の西風が減速されれば、沈降流(Brewer-Dobsonの下降流)が強まり、内側は昇温して極渦は解消する。モデルは南半球の極渦はよく維持している。シミュレーションの課題は'如何に極渦を維持するか'というよりも、'如何に適切に解消させるか'にあると言えそうである。

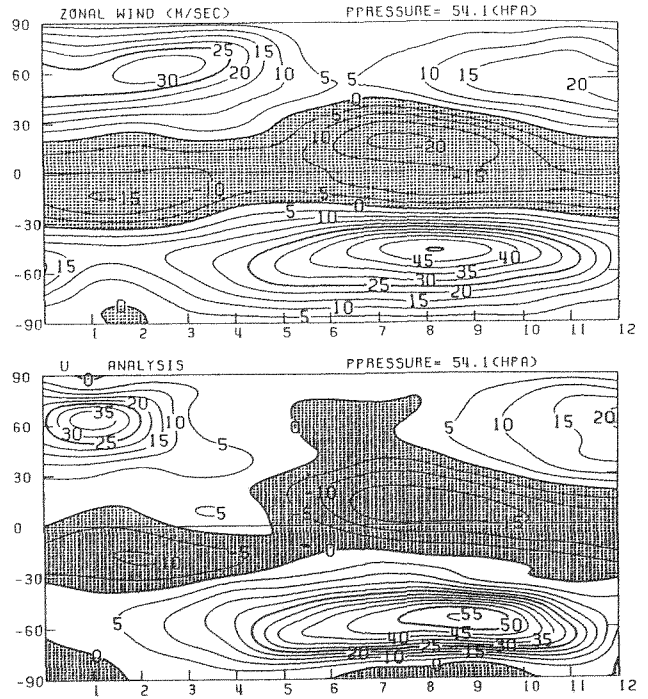


図2 東風及び温位の季節変化, 54.1 hPaにおける月-緯度断面図
 (E) モデル (F) 解析(1989)

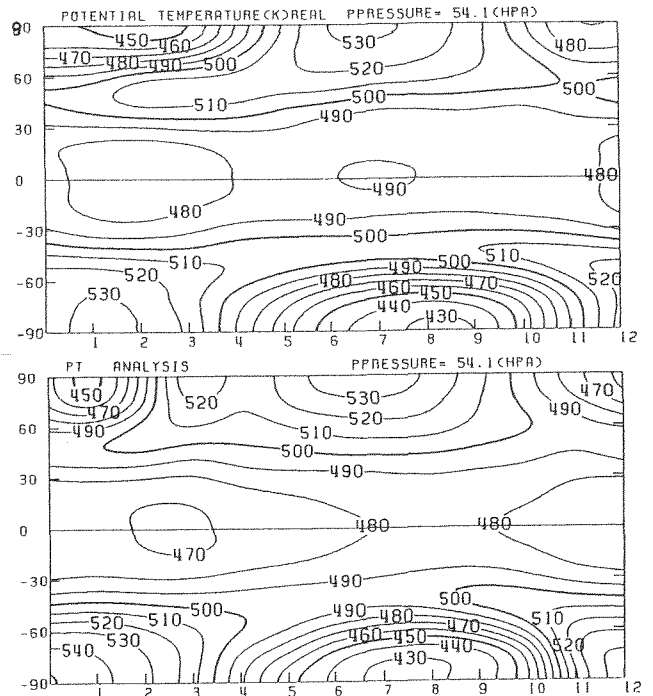


図3 温位の季節変化 (E) モデル (F) 解析

氷床コアから解明できるウェッデル・ポリニヤの謎

西尾文彦・渡辺興亜（極地研）、P.Jacob（西ドイツ・ドルトムント大）

はじめに 1970年代の半ばに衛星Nimbus-5のマイクロ波放射し解析したので、その結果から謎の解明の方法をのべる。計の観測から、南極半島の東側に位置するウェッデル海のは解析結果 ノイマイヤ-基地はウェッデル海の東側にあり、1974-6 ぼ中央部に冬期（8、9月）においても海水が存在しない年に観測されたウェッデル・ポリニヤに最も近くに位置している。ウェッデル・ポリニヤが発見された。ポリニヤの形成機構は大気・海 基地の開設は1981年からでポリニヤの出現した時期の気象 洋循環の相互作用と関連していると考えられているが、観測データはない。図2に示すように融解液のECM測定では 未だに解明されていない。ポリニヤの存在は気候に大きく 秋にECMバブルが高くなる。ECMバブルから年層を決定して年 影響を及ぼし、とくに氷床上の気候形成に著しい影響を 々の積雪量を求めたところウェッデル・ポリニヤの出現した年に 与える。もしウェッデル・ポリニヤに近い氷床上の氷床コアを解析 は平均的よりも、2-3倍の積雪量となった。また、近く すれば、積雪量や気温に著しい影響が記されていること の南アフリカの基地ではこの期間気温が高くなっている。ポ が期待できる。西独ノイマイヤ-基地で13mの深さのコアを採取

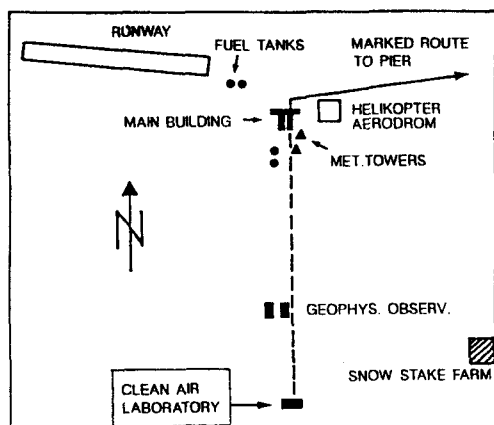
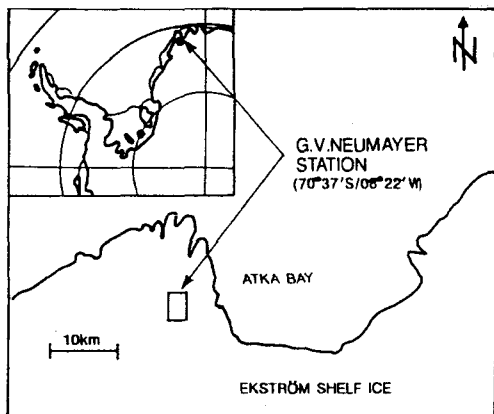


図1. 西独ノイマイヤ-基地はウェッデル海に面している。棚氷上にあり高度約40m、棚氷縁より10kmである。ウェッデル・ポリニヤにもっとも近くに位置する。基地施設より約2km南東で氷床コアを採集した。

ポリニヤは大量の水蒸気をもたらし寒冷な気候を溫和にする。コアの化学組成から海水の循環の様相を推定できるかもしれない。さらに深いコアからポリニヤの出現周期を解明できれば機構を解明できる糸口が発見できるであろう。

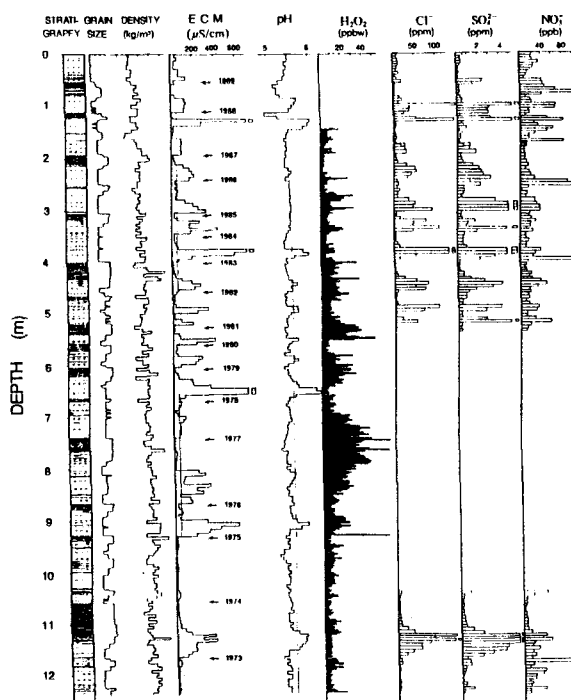


図2. 深さ13mのコアの解析。左より層位、粒径、密度、融解液の電気伝導度(ECM)、pH、過酸化水素水濃度、塩素・硫酸・硝酸イオン濃度を示す。年層はECMの高くなる秋であることか決定した。13mの深さで1973年までさかのぼることができた。

Study on the low-level jet formed at the coast, Antarctica

Choi, H.

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

The formation of a low-level jet at the coast of King George Island, Antarctica was investigated for the period of April 13 through April 15, 1987. One of driving mechanisms on its formation is that the downward momentum transport from the strong upper tropospheric jet takes place to the ground and it creates the gradual decrease of wind speed to the height of low-level jet. Since a cold front producing a wide spread band of weather is associated with subsidence and divergence, the downward motion of air mass from the subsidence layers reaches the height of low-level jet, enhancing the formation of jet in the lower atmosphere. Another one is that near the 1km height where the frontal inversion was formed a cold front characterized by a narrow weather band produces the down slope motion in the relative warm air over the higher reaches of the frontal surface. Thus, the formation of the low-level jet can be easily expected in the atmospheric boundary. Considering the isallobars evaluated from the surface isobars, isallobaric high due to the rapid change of pressure fields with time was observed in the vicinity of King George island. As the mass transport out of the isallobaric high produces the divergence of air in the surface layer, it makes the vertical distribution wind speed with height and drives the subsidence from the upper layer over ground. On the other hand, the isallobaric low produces the convergence and the upward motion of air, and it also results in the increase of horizontal wind speeds in the study area. The formation of a low-level jet is associated with the upper tropospheric jet stream and coupled with the frontal or subsidence inversion in the lower atmosphere. In addition isallobaric high and low influences to the formation of low-level jets, resulting in the subsidence or the upward motion in the coastal region.

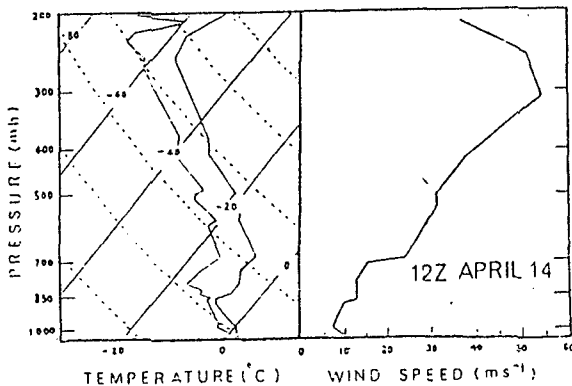


Fig. 1. Vertical distribution of temperature and wind speed at 12Z April 14, 1987, in King George island.

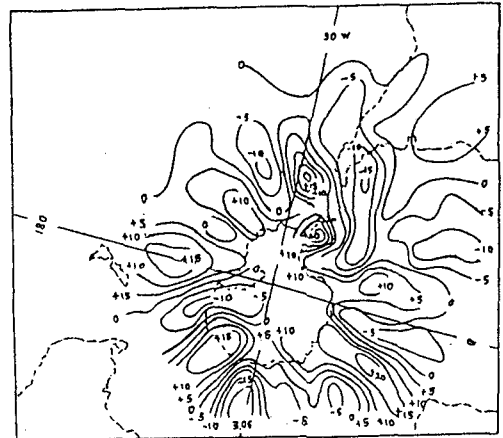


Fig. 2. Distribution of surface isallobar at 12Z April 14, 1987. Antarctica.

Digital Image Mapping of Glacier in the Sør Rondane, Antarctica

F. Pattyn and H. Declair

Geografisch Instituut, Vrije Universiteit Brussel

Multispectral Landsat Thematic Mapper (TM) and SPOT image of glaciers of the central part of the Sør Rondane are digitally enhanced and compared.

The infrared reflective bands of TM are found very appropriate in analysing the properties of the ice and snow surface, while the thermal infrared band provides radiometric surface temperatures. TM imagery also allows for multispectral transformations such as band rationing and Principal Component Analysis. The latter serves a superior display of urban surface characteristics, since each component is taken as a linear combination of all spectral bands involved.

SPOT images on the other hand are characterized by a higher pixel resolution (20 m) and account for a detailed mapping of the glacier surfaces, notwithstanding the reduced possibility in differentiating grain size. A glaciological map of the central part of the Sør Rondane, based on false color infrared SPOT images, is constructed and display the major ice surface features. This map is then compared with field evidence.

森永由紀・安成哲三 (筑波大学地球科学系) ・増田耕一 (東京大学理学部)

NOAA-NESDISによる北半球積雪面積データ (1966.11-現在まで週単位でとられている) を用いて Hahn and Shukla (1976) が指摘したヒマラヤの冬期積雪面積と続くインドモンスーンの降水量の負の関係は、その後もいくつかの研究によって検証されている (Dickson, 1984, Bhanu Kumar, 1988ほか)。筆者らは同じく NOAAのデータにより、ユーラシア西部、東部、チベット高原の各月の積雪面積とモンスーンの降水量の相関を求めた結果、ユーラシア西部の4月の積雪面積との相関が一番高いこと (ちなみに1月と4月の積雪面積は互いに無相関) を見いだした。すなわち春の残雪の方が冬の積雪より夏の大気への影響が大きいことを示唆するが、これは一体何を意味するのであろう。

従来積雪が大気へ及ぼす影響としては日射に対するアルベドの高さが重要とされてきたが、Yeh et al. (1984) のモデル実験での指摘にあるように地中に残った融雪水が蒸発の潜熱を奪い大気の加熱を抑制する効果も見逃せない。安成ら (1989) もモデル実験から4月のユーラシアの積雪が8月の大気へ与える影響について述べている。

しかしアルベドと土壌水分のどちらが効くかは、積雪水量を抜きにして面積の情報だけから定量的に論ずることはできない。そこで Nimbus-7 の SMNR (マイクロ波) データから得た積雪深 (1978.11-) と併せて積雪の大気へ及ぼす効果について調べる予定である。前出の NOAA の積雪面積データに比べると精度をはじめデータの質についての情報が非常に少ないので、地上データとの検証から行いたい。

南極域における背の低いレーダーエコーに関する研究

和田 誠 (国立極地研究所)

越田 智喜、武田 喬男、劉 国勝 (名大水圏科学研究所)

“南極域における気候変動に関する総合研究 (ACR)”に関連して行われた極地での、通年のレーダー観測において、冬期の下層エコーについては、しばしば、図1のような霰が観測された。

下層エコーは年間を通じて降水量の約15%、降水日数に対して約20%の寄与をもっていた。また、地上気圧の時間変化量と比較したところ、下層エコーは、低気圧活動に直接関連せずとも現れていた。

年間の下層エコーについて、下層エコーの温度範囲とレーダー反射強度の関係を図2に示す。破線で示された冬の5、6月のエコーは、他の季節に比べより低温な気温範囲を示すにもかかわらず、同程度のレーダー反射強度を示している。すなわち、水蒸気量が少なくと考えられるにもかかわらず、同程度の降水を形成しており、降水効率が非常によいと言える。

効率のよい5、6月の下層エコーでは霰が観測されているが、Harimaya(1988)による、日本における霰が観測された場合の雲底温度は、 -12°C から $+1^{\circ}\text{C}$ の範囲であった。5、6月の解析した7ケースの雲底温度は -29.8°C から -17.3°C である。このことから、低温大気中で、雲水が少ないにも関わらず、霰が形成されたことは、興味深い。霰の形成過程について考察すると、雲の内部に比較的大きな雲粒が存在していたと考えることができる。

この下層エコーの代表例として6月2日の平均のレーダー反射強度の高度分布と15LSTの高層観測による温度、相対湿度の高度分布を図3に示す。

「雲層」内の温度減率は、ほぼ湿潤断熱減率にしたがい、ほとんどのケースで空気が上昇してきたと考えられる雲であった。平均のレーダー反射強度の高度分布と比較すると、降水粒子がこの「雲層」内で成長していることが知れる。

伊藤(1982)の通年観測などによる、南極域では、冬期にエアロゾルが少なくなるという報告と考え併せると冬期において雲粒核の個数が少なくなれば、気温が低く低水蒸気下で、霰のような大きな降水粒子が効率よく形成されることが推測される。

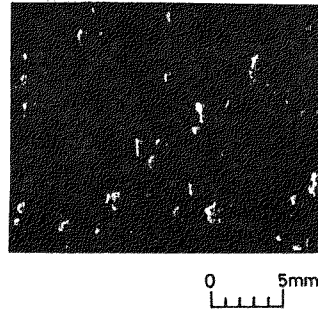


図1 霰の観測例

図2 エコー層内の気温範囲とレーダー反射強度の関係
破線は5、6月

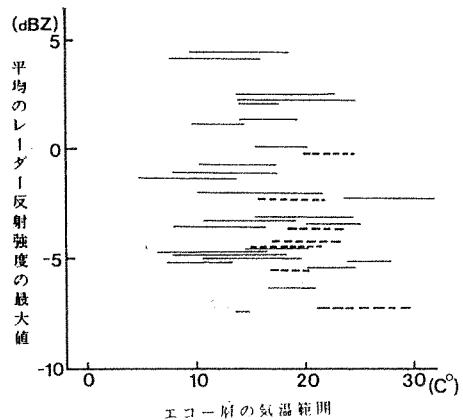
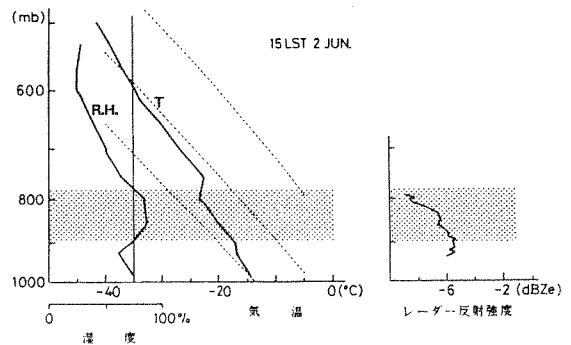


図3 湿度、気温、レーダー反射強度の鉛直分布。
点線は湿潤断熱線を、陰は「雲層」を表す。



1. はじめに

海水の厚さ方向に塩分濃度の変化がある場合や水と水が互層を成している場合につき、塩分濃度分布や各層の厚さが海水の電波反射率の周波数特性に及ぼす影響を解析し検討した。

解析では、理論的モデルとして、海水が誘電率の異なる多重層から成るものと近似し、海水へ垂直入射した電波の反射率を各層の厚さと誘電率および入射波周波数の関数として計算した。

解析結果の検討から、入射周波数が 1 MHz ~ 数十 MHz の領域の反射率周波数特性は、塩分濃度分布ならびに水と水の層構造に大きく依存し、海水構造探知への応用の可能性を秘めているとの結論を得た。

以下では、まず海水の多層構造モデルの説明を行い、次に典型的な解析結果を示しつつ考察を行い、最後に結論を述べることとする。

2. 多層構造モデル

垂直方向に連続した塩分濃度分布を持つ水を、それぞれ異なる一定塩分濃度をもつ水の多重層で近似し、各層の境界で電波の電・磁界成分が接線方向について連続であるとの境界条件を用い、海

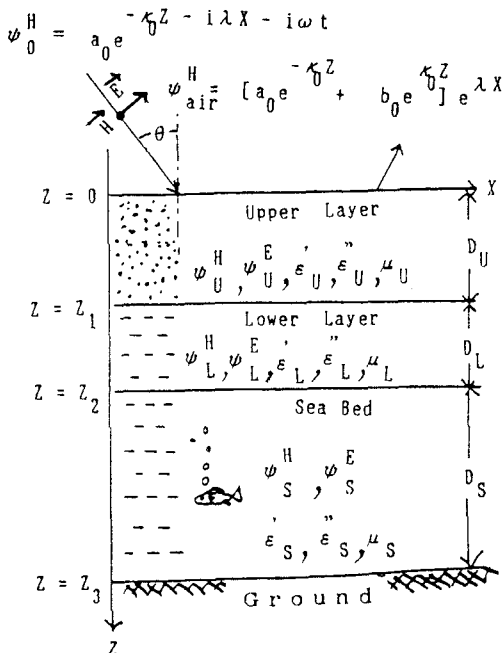


Fig.1 Schematic diagram of analysis model

水表面上の電波の振幅反射率ならびに電力反射率 (以下 Power Albedo と呼ぶ) を求めることとした。

任意の層数に対して上記反射率の定式化が可能であるが、簡潔に現象の本性を把握するために、以下では海水を二層から成るものとし、Fig.1 に示すごとく、体系は海水と海水の合計三層から成るものとした。同図中の電波入射角 θ は本研究では零とする。

磁界成分に対する振幅反射率 a_U/b_0 を例にとれば、式 (2), (3) に見られるごとく、関数 \tanh として電波の干渉項が現れる。

$$a_U/b_0 = (x_0 - \Lambda_U)/(x_0 + \Lambda_U) \quad (1)$$

$$\Lambda_U = x_U(\Lambda_L + x_U \tanh x_{U,D_U}) / (x_U + \Lambda_L \tanh x_{U,D_U}) \quad (2)$$

$$\Lambda_L = x_L(x_S + x_L \tanh x_{L,D_L}) / (x_L + x_S \tanh x_{L,D_L}) \quad (3)$$

$$x_{\square} = \mu_{\square}(\beta_{\square} + i\alpha_{\square}) / (\alpha_{\square}^2 + \beta_{\square}^2) \quad (4)$$

$$\alpha_{\square} = [0.5 \mu_{\square} \epsilon_{\square} (1 + (\epsilon''_{\square}/\epsilon'_{\square})^2)^{0.5} - 1]^{0.5} \quad (5)$$

$$\beta_{\square} = [0.5 \mu_{\square} \epsilon_{\square} (1 + (\epsilon''_{\square}/\epsilon'_{\square})^2)^{0.5} + 1]^{0.5} \quad (6)$$

$$x_{\square} = (\alpha_{\square} + i\beta_{\square})\omega/c \quad (7)$$

解析の対象体系として以下に述べる二つの場合をとりあげた。(i) 上層部 (Fig.1 で添字 U が付く層) は純水とし、下層部 (添字 L が付く層) は、氷が解けかかった状態として、誘電率を水のそれで近似した場合。(ii) 上・下層部は互いに異なる塩分濃度をもつ氷の状態にある場合。

3. 解析と結果の考察

氷と水の複素誘電率の値として Ray⁽¹⁾ のデータを用いたが、塩分を含む氷のデータとしては低温 (-10°C) における Blue⁽²⁾ のブラインのデータが適用できるものと仮定して用いることとした。

Fig.2 は、ケース (i) における水層の存在が電力アルベドの値に及ぼす効果を、氷厚が 1m と 6m の場合に対して例示したものである。水と氷とでは誘電率の実部、虚部ともども周波数依存性が非常に異なるので⁽³⁾、わずかの水層の存在が電力アルベドの周波数特性に大きく寄与し、1 MHz ~ 35 MHz の比較的低い周波数範囲で独特に大きくうねる干渉パターンをもたらしている。

Fig. 3 は、ケース(ii)における各層の塩分濃度の組合せを 0.05% と 0.2% とした場合につき、上層の厚さを 10 cm と固定し、下層厚さを変えた場合の電力アルベドの周波数特性を例示したものである。

この図から、塩分濃度の相異と下層の厚みの相異の効果が 1 MHz ~ 数十 MHz の周波数範囲で周波数特性におおきく寄与することが伺えよう。

上層部の厚さが増すと共に周波数特性に見られる曲線の変動幅は減少する傾向があるが塩分濃度の相異によるパターンのちがいは歴然として残っている。

いっぽう、両層の塩分濃度の減少は曲線の変動幅をいっそう増大させる傾向があり、逆に塩分濃度の増大は曲線の変動幅を減少させることとなる。塩分濃度が 1% 程度に高まると、下層の厚さの変化の効果は現れなくなる。これは、水中の電波の減衰が激しくなるためと思われる。

なお、今回の解析では、塩分を含む水の誘電率のデータとして低温ブラインの誘電率の値が適用できるものと仮定したが、氷の誘電率が水の値よりもずっと小さい値である一方、水とブラインの誘電率は非常に近い値であること⁽³⁾を考慮すると、上記の周波数特性の様子はもっと薄い塩分濃度の場合のものと同じ置換えられ、したがって、塩分濃度が 1% 程度に高くとも、下層厚さの変化の効果は周波数特性に充分はつきりと現れものと思われる。

3. 結論

入射電波の周波数が 1MHz ~ 数十 MHz の領域では電力アルベドの周波数特性は水中の塩分濃度分布および水と氷の層構造におおきく依存する。このことは、応用として、電力アルベドの周波数特性から海水構造探知の可能性を秘めているものと思われる。

今後の課題のひとつとして、種々の濃度の塩分を含む水につき、電波の周波数に依存した誘電率を測定することとデータの整備を行うことが挙げられる。

参考文献

- (1) P. S. Ray, Applied Optics, Vol. 11, p1836, (1972)
- (2) M. D. Blue, Jour. Geophysical Res. Vol. 85, p1101, (1982)
- (3) 山越寿夫、他、第 54 回 船研研究発表会 講演予講集、p. 20, (1989)

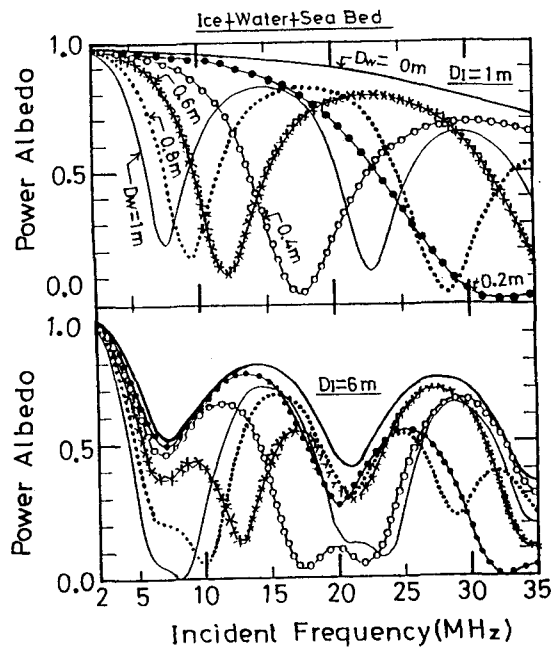


Fig. 2 Influence of the water layer beneath the ice layer upon the frequency dependence of the power albedo in the air zone

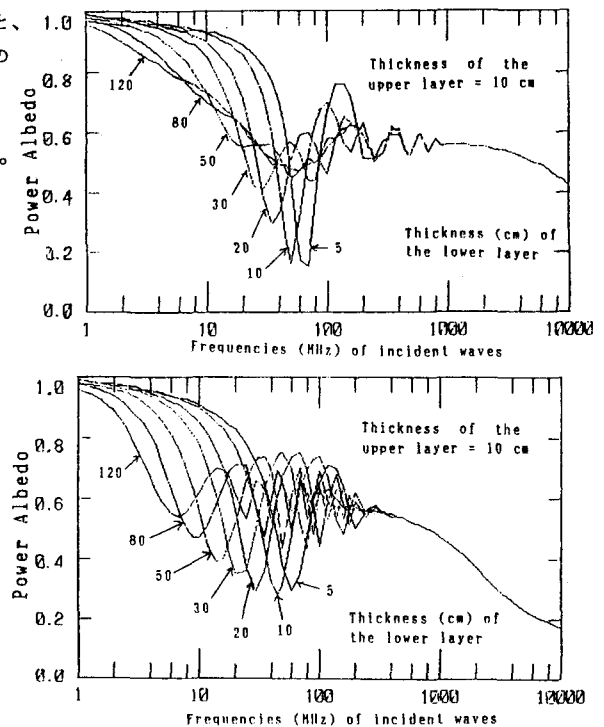


Fig. 3 Typical examples for different influence of the layer thickness and the order in material configuration on the frequency dependence of the power albedo in the air. In the upper figure, values s_U and s_L of the salinity for the upper and lower layer are 0.05% and 0.2%, respectively. While, in the lower figure, values of s_U and s_L are 0.2% and 0.05%, respectively.

棚氷底面の電波散乱特性

浦塚清峰 (通信総研)、西尾文彦 (極地研)、前 晋爾 (北大・工)

棚氷の底面では融解、凍結といった氷と海水との相互作用が起きていると推定されているが、その計測はこれまでのところボーリングによるサンプルの直接的な観測しかない。本報告では、アイスレーダの受信波形から氷床の底面の電波散乱特性を推定する手法 [1][2] を用いて南極ブライド湾近くの棚氷におけるデータから棚氷下の底面形態について詳しく調べた結果について述べる。

図1はブライド湾の南東に広がる棚氷一つの断面を示したものである。このうち A,B ,C,D,E の記号で示した地点での散乱係数の入射角依存性を求めたものを図2に示す。

この結果、A から E に向かって入射角依存性はコヒーレント成分が卓越している。地点 A の底面は岩盤に着いていると推定されるが、B ,C,D,E と順に陸から離れた場所での結果である。つまり、棚氷が陸側から海側に向かうにつれ底面が滑らかになって行くのが示されている。棚氷の底面の粗さは底面での融解と凍結のプロセスの結果と考えることができ、海水と棚氷底面との相互作用が棚氷の陸側と海側で異なることを示唆している。

- [1] 浦塚清峰, 西尾文彦, 大前宏和, 前 晋爾. 179MHz 航空機搭載電波氷厚計による南極氷床の計測. 郵政省通信総合研究所季報, 35(176):297-306, 1989.
- [2] S. Uratsuka, F. Nishio, H. Ohmae, and S. Mae. Radio scattering characteristics of Antarctic ice sheet using airborne radio echo sounding data. *Proc. NIPR Symp. Polar Meteorol. Glaciol.*, 2:142-151, 1989.

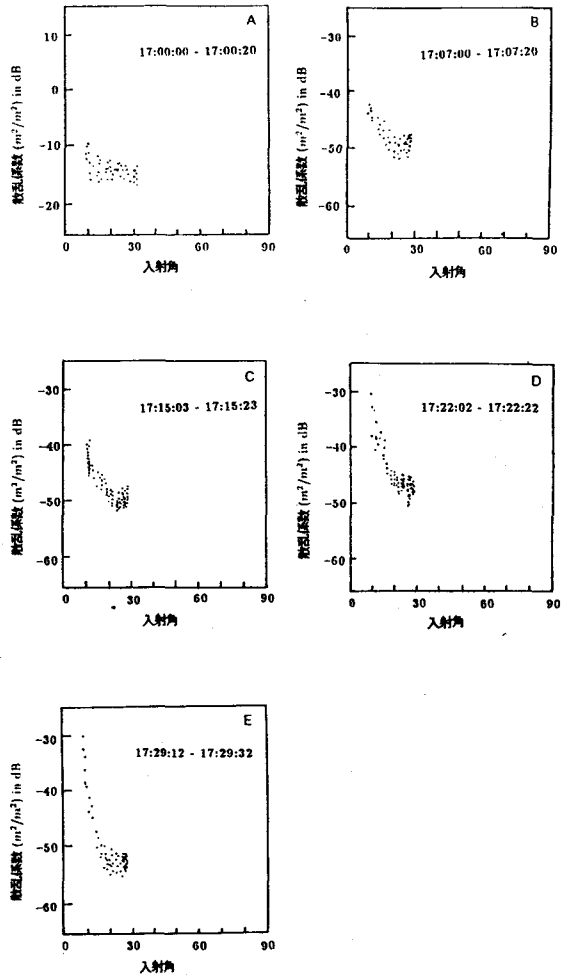


図2: 棚氷の散乱特性 (b) 棚氷各点での入射角依存性

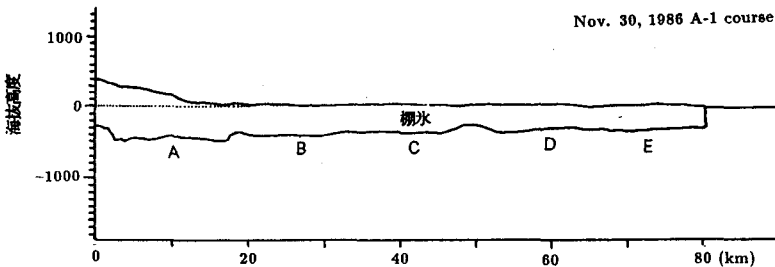


図1: 棚氷の散乱特性 (a) 散乱特性を推定した棚氷の断面図

南極昭和基地受信MOS-1 MSRデータ 解析上の問題点

山内 恭¹、押山知之²、和田 誠¹

1: 国立極地研究所、2: 電気通信大学

1. はじめに

南極昭和基地に大型アンテナ（多目的衛星データ受信システム）が設置されたのに伴い、1989年2月からMOS-1衛星データの受信が始められた。マイクロ波データ（MSR）からは大気中の水蒸気量や雲水量、海氷の張り出しや状態、密接度を求めていくことが計画されている。しかし、このマイクロ波波長帯は大気を調べるためには地表面の影響を受け、海氷状態など地表面を調べるには大気中の水蒸気や雲粒の影響を受けてしまう。特に、射出率（輝度温度）の高い雪や海氷上で水蒸気、雲を求めるのには困難が多い。そこで、水蒸気や雲水量、海氷の状態を独立に、正確に抽出する方法を確立しなければならない。

本稿では、この第1歩として、新しく入手されたMOS-1のマイクロ波データを解析する過程で出てきた問題点について報告する。今回扱ったものは夏期のデータのため、海氷はほとんど無く、海氷についての議論はできなかったが、水蒸気と雲水量について検討した。

2. データ概観

ここでは、1989年2月15日に受信されたパス69のデータを中心に検討した（図1）。図2に、MSRの23.8GHz（チャンネル1）と31.4GHz（チャンネル3）のパスに沿った輝度温度の1断面を示した。問題は、海岸近く、開水面の部分（VTIRから晴天域と見える）で最低値が出ていないことである。即ち放射計アンテナサイドローブの寄与で大陸氷床の高い輝度温度の影響が入ってしまっている点である。特に検証データを取得する地上観測点はこの沿岸域にある！

3. 雲水量、水蒸気量導出

マイクロ波帯23.8GHzと31.4GHzの2波長のデータを組み合わせることで、水蒸気量、雲水量が推定できる。衛星で測定されるマイクロ波輝度温度（放射強度） T_B は、地表面の

温度 T_s 、射出率 ϵ_s 、大気の透過率 τ 、気温 $T(z)$ を使うと、概略以下の様に表わせられる。

$$T_B = \epsilon_s \cdot T_s \cdot \tau + \int_0^H T(z) \frac{\partial \tau}{\partial z} dz + \tau (1 - \epsilon_s) \int_0^H T(z) \frac{\partial \tau}{\partial z} dz \quad (1)$$

ここで、大気の等価温度である $T_a (= \int_0^H T(z) \frac{\partial \tau}{\partial z} dz)$ が T_s に等しく、水蒸気量 V 、雲水量 W に対する吸収係数を α 、 β 、酸素の吸収率を $\gamma(O_2)$ とすれば

$$\alpha V + \beta W + \gamma(O_2) = \frac{1}{2} \frac{1}{T_s(1-\epsilon_s)} T_B - \frac{1}{2} \frac{\epsilon_s}{1-\epsilon_s} \quad (2)$$

となる。(2)式は23.8と31.4GHz各々で成立し、各 T_B から連立方程式が解け、 V と W が求まる。

(2)式から昭和基地付近で実現する水蒸気量 $0.5g/cm^3$ 、雲水量 $0g/cm^3$ （雲のない所）を仮定して評価した $T_{s,2} = 135K$ 、 $T_{s,1} = 141K$ を T_B 最低輝度レベルであると仮定し（その特定は、現データのみでは無理；尾嶋 他、1987参照）、バイアス誤差12および $0.2K$ を得た。このバイアス誤差を差し引いた上で(2)式を適用し、水蒸気量 V と雲水量 W を求めた（図3）。海上のみの結果であるが、水蒸気量は 0.4 から $1.4g/cm^3$ まで分布しており、平均値 $0.84g/cm^3$ となっている。一方、雲水量は 0 から $14mg/cm^3$ をとり、平均 $7.2mg/cm^3$ となった。平面上のコンターで表した図4で見ると、水蒸気量は比較的単純に南北に分布しているのに対し、雲水量は細かな分布を示し、同じパスのVTIRの可視画像による雲分布と良い対応を示している。

4. 問題点

バイアス誤差の評価方法が極めて主観的であるため、定量的に議論するには問題が残る。1989年の越冬中には、昭和基地の地上で、下からの雲水量観測やゾンデによる水蒸気量観

測があるので、これらとの比較検証が可能となる。但し、地上観測との比較の際には、2節で述べたようなアンテナサイドロープの問題が重大である。正確な比較をするためには、サイドロープの影響をどう扱えられるかにかかっている。

さらに、地表面、特に海水情報を得るには上空の雲、水蒸気の影響する。雲水や水蒸気によると考えられる現データのばらつきから(図2)、海水密接度を求める場合の誤差を推定すると、7%から最大20%程度の誤差を生じる可能性がある。

※MOS-1データの1次処理は、宇宙開発事業団、地球観測センターで行ったものである。

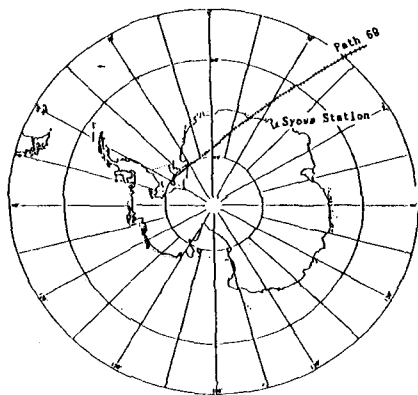


図1 対象としたMOS-1の軌道、受信範囲。1989年2月15日、パス69、南行パス。

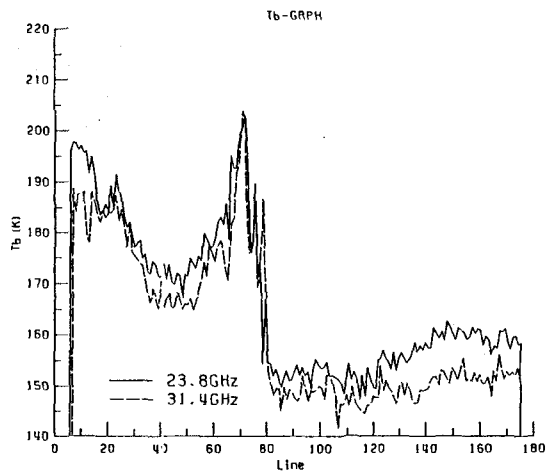


図2 MOS-1 MSR、チャンネル1 (23.8GHz、10ms) と3 (31.4GHz、10ms)の軌道に並行な断面に沿った輝度温度の変化。1989年2月15日、パス69。縦軸はデータの先頭からのライン数(3ラインに1本の抽出、約30km毎)。

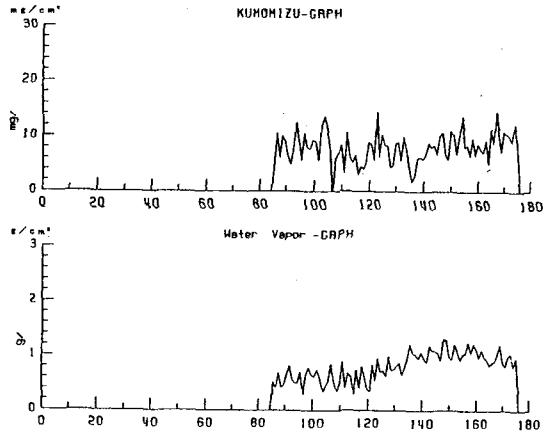


図3 図2の輝度温度から求めた雲水量と水蒸気量。1989年2月15日、パス69、海上のみ。

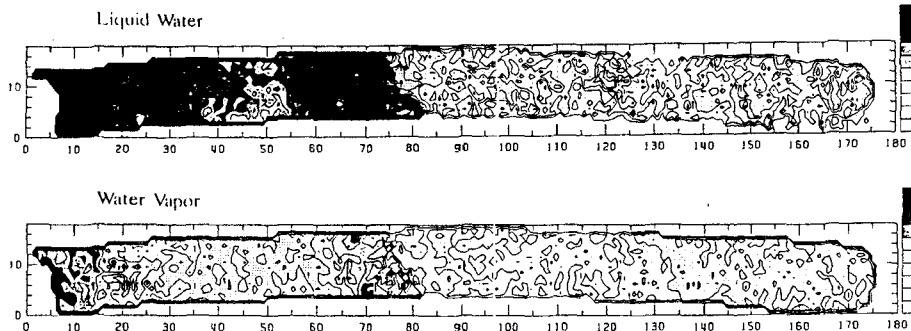


図4 MSR視野内の雲水量と水蒸気量の水平分布。1989年2月15日、パス69、海上のみ。

1989年昭和基地のレーダーによる降水観測

小西啓之(大阪教育大)、村山昌平(東北大)、掛川英男(筑波大)、
首藤康雄、福山佳之、加藤美雄、宮本仁美(気象庁)、川口貞男(極地研)

はじめに. 1989年昭和基地で雲と降水の観測(ACRの一環)を行った。今回は主としてレーダー観測から得たデータから昭和基地付近の降水について報告する。昭和基地(69°S)のあるオンゲル島は東側5km離れたところに南極大陸があり他の三方向は海水で覆われている。降水は強風を伴うことが多く、これまで降水量の観測は困難ということで連続した観測は行われていなかった。30次隊では29次隊で始めた垂直レーダー観測に続いてPPIレーダーによる昭和基地周辺の降水量の通年の観測を行い、大陸沿岸部の海水、大陸が雲に与える影響などを調べた。

観測. 垂直レーダーのエコー強度は50mの分解能で高度6.4kmまでを10秒間隔で連続して収録した。PPIレーダーは距離500m、方位角1度の分解能で距離62.5kmまでを18分間隔でエコーのある間連続して収録した。また、地上降水量の観測をレーダーエコー強度との対応を取るため弱風時随時行った。降水量の測定はバケツを載せた電子天秤を屋外に置きその中にはいる降雪の重量の変化を自動収録する方法で行った。

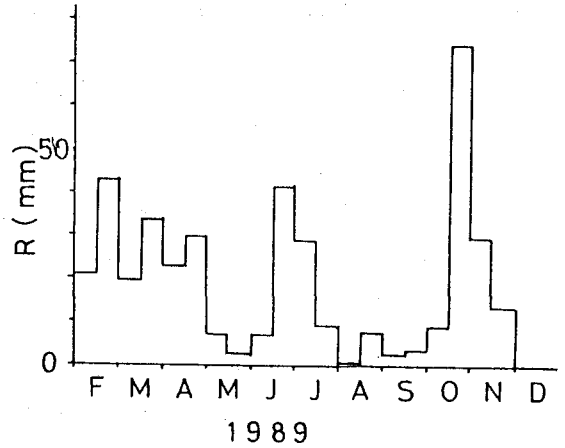
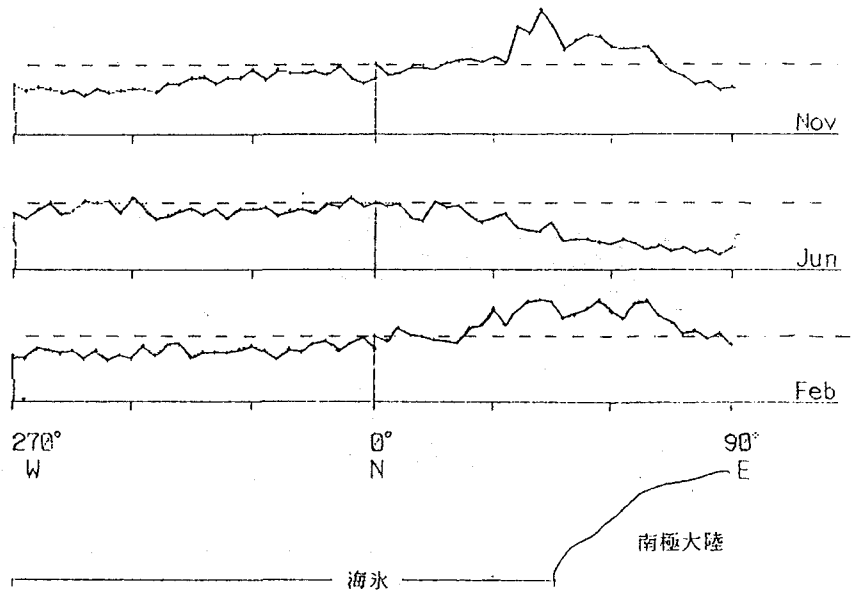


図1. 垂直レーダーから求めた昭和基地の1989年の月降水量

図2. PPIレーダーから求めた昭和基地を中心とした半径20kmの北側の半円に沿った降水量(上から11、6、2月)



結果. 89年2月から12月の観測期間中レーダーなど観測器は順調に作動し、トラブルもなくデータを収録した。弱風時の数時間の降雪20例について5分間降水量とエコー強度の関係を調べ、垂直レーダーのZ-R関係を求めた。 $Z = a * R^b$ としたとき $a = 11 \sim 61$ 、 $B = 1.0 \sim 1.3$ 、という値が得られた。 $a = 16$ 、 $b = 1.3$ として垂直レーダーから求めた400m高度の月降水量の年変化が図1である。これまで南極沿岸域は春、秋の低気圧接近時に降雪量が多くなると定性的に言われてきたが89年の昭和基地では2,3,4月の秋、6,7月の冬、10,11月の春に降水量が多くなっている。年降水量は約400mmであった。レーダーエコーの高度比較、降雪時の風速比較を行った結果秋、春の降雪のエコーは背が高く強風を伴い冬の降雪は背が低く風速も小さかった。

次にPPIレーダーを使って降水量の水平分布の比較を行った。降水の多くあった秋、冬、春を示す代表として2、6、11月の降水量をそれぞれ求めた。昭和基地を中心とした半径20kmの北側の半円に沿った降水量を示したのが図2である。左側が西（海氷上）、右側が東（大陸上）で高度1.2kmの降水量の分布を示している。各月の真北20kmの地点の月降水量を基準としてその量を破線で示した。図から分かることは秋（2月）、春（6月）の降雪は大陸に近づくにつれ降水量が増し、逆に冬（6月）の降雪は大陸に近づくとも降水量が減少していることである。秋、春は大陸に近づくとも雲が活発化し降水量が増し、冬は逆に弱まる傾向が見られる。この傾向は1カ月単位だけではなく、各降雪についても見られ、背の低い冬の雲は大陸沿岸付近では大陸からの乾いた冷たいカタバ風で弱められ対流が押さえられ、大陸内部に入っていくような背の高い雲になれないと推定される。

地上から見た雲と衛星から見た雲

和田誠（極地研）、瀬古勝基（名大水圏研）、川口貞男（極地研）

1. 始めに：昨年のシンポジウムで南極昭和基地での1988年の雲と降水の観測の概要を報告した。今回は垂直レーダー、マイクロ波放射計のデータから求めた雲降水の特徴と、気象衛星NOAAのAVHRR、CH4の輝度温度データとを比較した結果を報告する。1988年の南極昭和基地での観測項目、観測方法などについては、和田他(1990)を参照されたい。

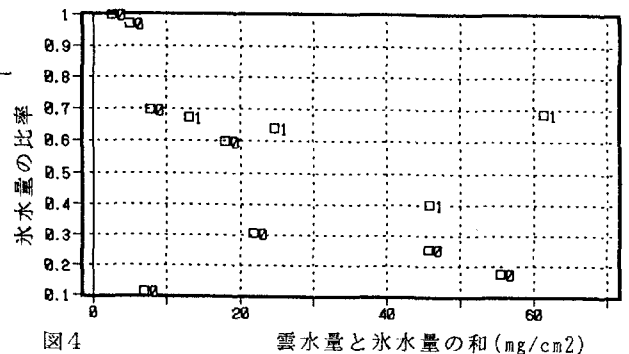
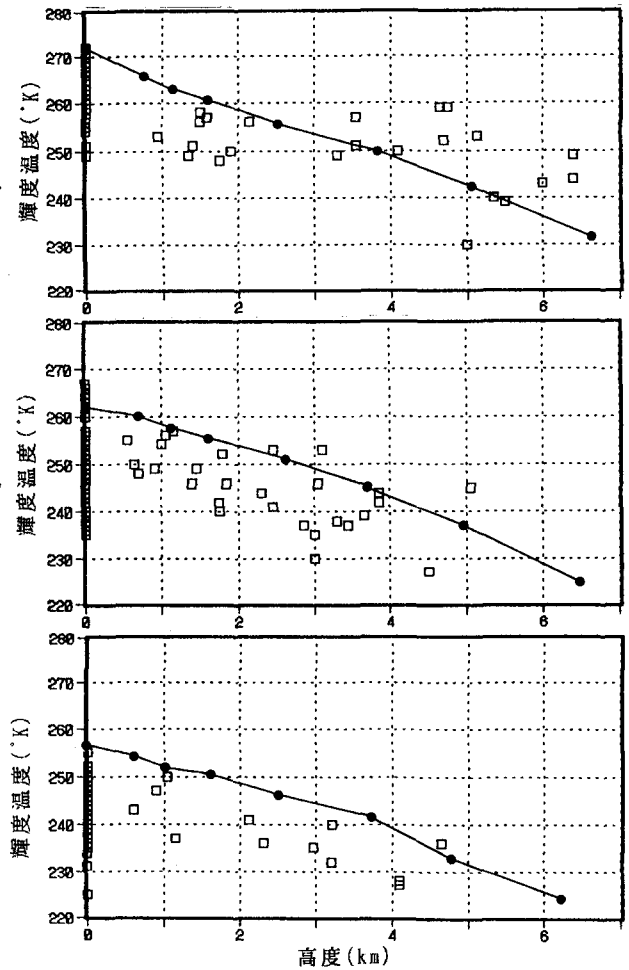
2. データ：衛星データは昭和基地上空約35km平方の平均値を用いた。対応するレーダー、マイクロ波放射計のデータは、衛星の通過時刻を含む正時から正時の1時間平均値を用いた。

3. 結果：図1,2,3はレーダーから求めたエコー頂と衛星データから求めた輝度温度の関係を示したものである。図は季節別に示したが、高層ゾンデ観測の年間の温度プロファイルから見て、3,12,1月の夏、7,8,9月の冬、4,5,6,10,11月の秋春、に分けることができる。さらに図の中に12月、8月、5月の15時の月平均の温度プロファイルを示した。

夏のケースはあまりはつきりしないが、冬、秋春ともエコー頂が高くなるにつれて輝度温度が低くなっている。しかし図から分かるように、夏のいくつかのケースを除いてほとんどのデータが温度プロファイルの線より下にある。この原因としてレーダーデータから求めたエコー頂は、雲頂高度よりかなり下にあるためと考えられる。エコー頂の求め方は下に記したが、レーダーデータのさらに低いレベルまで見るとエコー頂がさらに上まで伸びている雲とあまり伸びていない雲に分かれる。冬のケースについてこのことを調べ2つのタイプの雲に分けて氷水量と雲水量について調べた。その結果を図4に示す。0を付けた点はエコー頂がかなり上まで伸びているケースであり、1はあまり伸びていないケースである。横軸は雲水量と氷水量の和、縦軸は和に対する氷水量の比率である。和が10mg/cm²で比率が0.4以上では1ケースを除いて雲が

あまり伸びていないケースである。このように相対的に氷水の多い雲と、雲水の多い雲とでは、衛星データの輝度温度に違いがある。

図1 (上)：夏、図2 (中)：秋春、図3 (下)：冬
輝度温度とエコー頂の関係



注：レーダー放射強度 Z mm⁶/m³ と氷水量 M mg/m³ の関係 (Sato et al., 1981) $M = 49Z^{0.9}$ をもちいた。Mの値が0.05 g/m³ 以上をエコーと見なしエコー頂を求めた。

— 氷床温度分布の推定 —

星山 満雄, 西辻 昭 (北大, 応電研)
西尾 文彦, 和田 誠, 渡邊 興亞 (極地研)

1. まえがき

みずほ基地周辺で実施された、60MHzと179MHzアイスレーダを用いた同地点による観測波形より氷床内部の温度分布を推定し、同基地の温度分布実測結果と比較したので報告する。

2. 氷床温度分布の推定法

レーダエコーは、氷床中の密度・温度分布にて決まる。これらの値は観測地点により異なるが、密度は200m以深では大略一定値、温度は500mまでは直線変化近似できるので、水深500mでのレーダエコー値を用いて氷床温度分布を推定する。尚、推定用の氷床密度は 0.914 g/Cm^3 一定値、温度は氷床表面より直線変化させた分布で推定する。

3. 氷床温度分布の推定結果

図1に60MHzの推定用温度分布による水深500mレーダエコー値を示す。観測波形による同水深のエコー値は-107dBで、同エコー値を示す推定温度分布は、氷床表面温度と深さに対する温度変化量の組合せで多数求まり、図2の実線の様になる。同様に179MHzによる推定結果は破線で示し、両者の推定結果が一致する、氷床表面温度が -38°C 、水深500mで表面より -1.3°C 低くなる図3の実線が推定温度分布となる。

4. 実測氷床温度分布との比較

みずほ基地での実測温度分布と2周波のアイスレーダエコーより推定した分布を図3に示す。氷床表面で約 5°C の誤差、水深に対する温度変化は類似傾向を示した。また、推定用の氷床密度を 0.88 g/Cm^3 一定値とした推定温度分布を破線で示し、前推定結果に比べて実測分布に酷似する。

5. むすび

みずほ基地周辺の60MHzと179MHzアイスレーダを用いた観測波形より、氷床温度分布を推定した結果、実測分布と氷床表面で約 5°C の誤差、水深に対する温度変化は実測分布での直線近似と良く一致する温度分布が推定できた。この推定には、次の問題点が含まれている。①観測波形からのエコー値読取り誤差 ②推定用氷床密度の取扱い ③直線近似による温度分布推定。これらの問題点を解決するためには、2周波アイスレーダによる観測と氷床温度分布の実測を、多様観測地点で実施する必要がある。

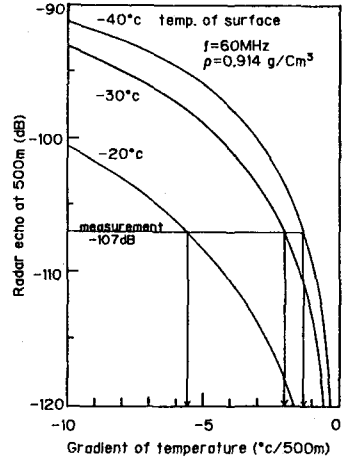


図1 温度分布の推定法

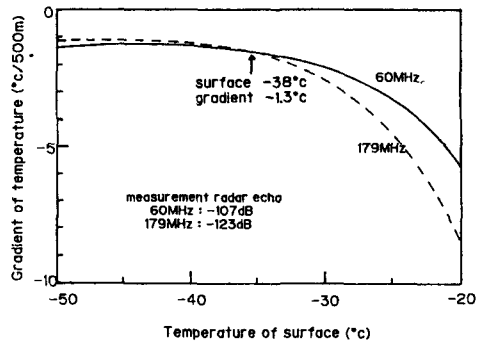


図2 2周波による温度分布推定

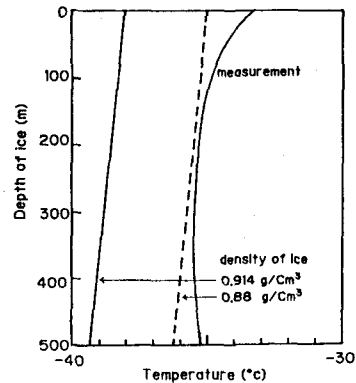


図3 温度分布推定結果

純氷を対象とした Cバンド短パルスレーダ実験

水津 武, 浦塚清峰, 高橋 晃, 岡本謙一 (郵政省通信総合研究所)
成瀬康二 (北大低温研), 渡邊興亜, 西尾文彦 (国立極地研究所)

1. はじめに

通信総合研究所は国立極地研究所と共同で、雪上車搭載用クレバス探査レーダ開発を目的とする研究を進めている。既に、基礎実験用として距離分解能15cmのCバンド短パルスレーダを試作して、電波暗室や積雪を対象に屋外での実験を行ってきた。本年2月、北大低温研の大型低温室において、純氷のブロックを積み上げて作った疑似クレバスを観測する実験を行い、氷の裂け目の観測及び厚さを測定した。

2. 氷の屈折率と光行差

氷の屈折率を n とすると、氷のなかでは電波は n 倍だけ遅くなる。いま氷の厚さを r_0 とすれば、 $\Delta R = (n-1)r_0$ だけ氷の厚みが増加してみえる。図1は、純氷を積み上げて作ったブロックの配置および実験の概念写真である。図2は氷に対して垂直に電波を照射した時の氷の裂け目を観測した例で、実際の距離より氷のなかで遅くなっている。Peter S. Ray (1972) の論文によれば、4.2GHz、-20度摂氏での純氷の屈折率は、 $n = 1.78$ となり実験の結果とほぼ一致した。

実験では垂直照射だけでなく、氷に対して斜めに照射した。図3のような氷の断面が直角の場合を考える。大気と氷の屈折率を n_0, n_1 でそれぞれ1, 1.78とすると、入射角 φ_0 を大きくとり90度に近付けても点Bでの全反射の条件により氷の外に電波は出て行かない。しかし、実際のクレバスなどの自然条件のもとでは角度が直角とは限らないうえ断面の状態により電波が外にでる可能性はある。実験に用いた短パルスレーダの周波数：4.3GHz, パルス幅：1nS, ビーム幅：5.6度である。

3. まとめ

南極陸氷のマイクロ波散乱・減衰特性は未知の部分が多い。この周波数が水中に浸透するか、クレバスの壁からの散乱などいくつかの仮定を行って設計した、最適の値を得るには実地に試験する以外にない。しかし、氷点下の純氷を用いたCバンドパルスレーダ実験では、水中の電波の減衰は少なく、割れ目からの反射も期待通りの結果が得られた。より高周波域での使用が可能ならば、アンテナを含め装置を小型化できる。

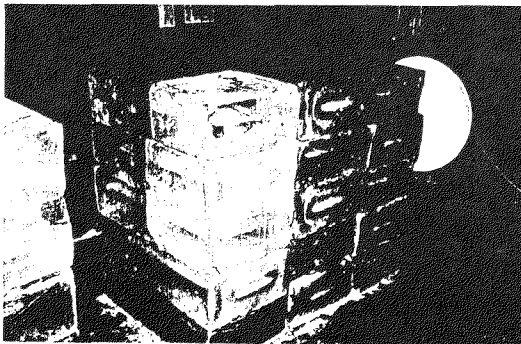


図1

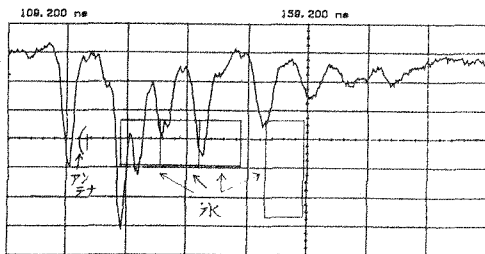
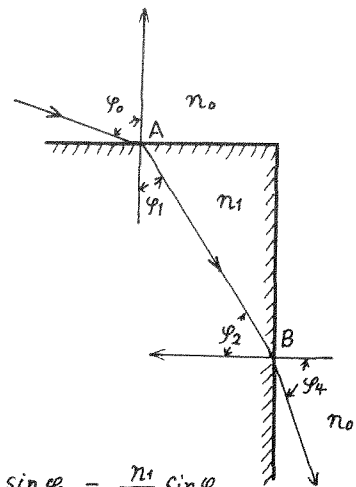


図2

Ch. 2 = 20.00 mVolts/div
Timebase = 10.0 ns/div

Offset Delay



$$\begin{aligned} \sin \varphi_3 &= \frac{n_1}{n_0} \sin \varphi_2 \\ &= \frac{n_1}{n_0} \sqrt{1 - \left(\frac{n_0}{n_1}\right)^2 \sin^2 \varphi_0} \leq 1 \end{aligned}$$

図3

あすか浅層掘削コアの現場解析

東 信彦 (北大工)

1989年5月から6月にかけて30次隊によってあすか観測拠点で103mの浅層水床コアが採取された。掘削の後、6月末から7月末までボーリング場横に設けた雪水実験室(雪洞)でコアの現場解析を行った。実験室内の温度は約-20度である。コアの解析項目は、密度、固体電気伝導度、ファブリック、結晶粒径、気泡密度、空気含有量である。処理できたコアは、40m、60m、70m、80m、90m、100m、の深さの各1m分のみで、残りは国内で現在解析中である。

1) 固体電気伝導度

測定に用いた電極は直径1mm、電極間隔は1cmで両端に約1000Vの電圧をかけた。回路に20kオームの抵抗を入れ、その両端間の電圧をレコーダーを通してパソコンで記録した。コアは50cmの長さの物をバンドソーで縦割にし、表面をアセトン、蒸留水で洗浄したかんなの刃で割った後に、表面に電極を当てて、コアに沿って移動させ測定した。

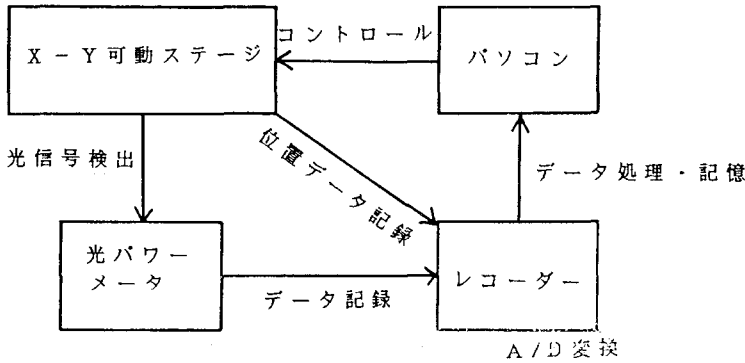
2) ファブリック、結晶粒径、気泡密度

ファブリック、結晶粒径、気泡密度etc.を連続で迅速に測定するために新たに開発した装置を雪洞内に設置し試験的に行った。システムの概念図を図1に示す。バンドソーで50cmのコアの縦割薄片(厚さ1.5mm)を作り、可動ステージの上に乗せて測定した。ファブリックの場合は交差偏光板を回転させながら透過光の強度をフォトセル-光パワーメーターで検出し、レコーダーを通してパソコンでデータを処理記憶させた。結晶粒径、気泡密度の場合はHe-Neレーザー光を試料に当てながらスキャンさせ、透過光強度を測定しパソコンでデータ処理を行った。データ処理プログラムにはまだ改良すべき点がいくつか残っているが、結果は良好で今後現場で本格的に稼働できる見通しがついた。また比較のために、ファブリック、結晶粒径、気泡密度の測定は目視による従来の方法でも行った。

3) 空気含有量

空気含有量は従来通りの融解法で測定した。40m、60m、70m、80m、90m、100mの深さの各1mのコアを4cm毎に連続で測定した。

コア薄片自動解析装置



南極 G 6 コア中の気泡の生成過程

三谷与・庄子仁（富山大理）、藤井理行（極地研）

1) はじめに

氷床氷中の気泡は、ほぼその生成時における大気を含んでいる。従って気泡中のガス成分分析を行うことにより、大気成分変動の歴史を探ることが可能である。これらの研究で、気泡生成の過程はガスの年代を求める上で基本的な情報となる。そこで本研究では、南極 G 6 地点 (73°07'S 39°46'E, 沿岸からの距離約 350km, 標高 3005m, 氷厚 2355m, 年平均気温 -43°C) において 1986 年 JARE-27 次隊の西尾らによって採取された表面下 100m 深のコア氷試料を用い、顕微鏡薄片観察によって、G 6 コア中の気泡生成過程を調べた。バルク密度を図 a に示す。

2) 観察

南極 G 6 コア氷試料 0.6m 深から 96m 深まで 5~18m 間隔で、鉛直方向に 10cm 以上の薄片 (厚さ約 3mm) を用意し、以下の測定を行った。

気泡数密度: コア氷試料 1cm³ 当りの気泡の数を実体顕微鏡下で数え、気泡数密度 (個/cm³) を求めた。

気泡の形: 薄片顕微鏡写真から、気泡が持つ分枝 (セグメント) の数を数え、気泡 1 個当りの平均セグメント数を求めた。

空隙率: 気泡の各セグメントを回転楕円体とみなして、長軸の長さとして短軸の長さを写真上で測定し、気泡の体積を求めた。この値からサンプルの体積に対して気泡として存在する空隙の割合を求めた。

気泡サイズ: 薄片写真上で読みとった気泡の平均断面積と等面積円の直径を気泡サイズ (mm) とした。

3) 結果

下図に測定結果を示し、考察する。

0~47 m 深: サイズ 0.1mm 程度 (図 b) の気泡が僅かながら、数密度にして 50~60 個/cm³ (図 c) 程度存在している。これは氷板中、結晶境界、結晶粒内に存在する微少な気泡で、氷床表面近傍で生成されたものだと考えられる。

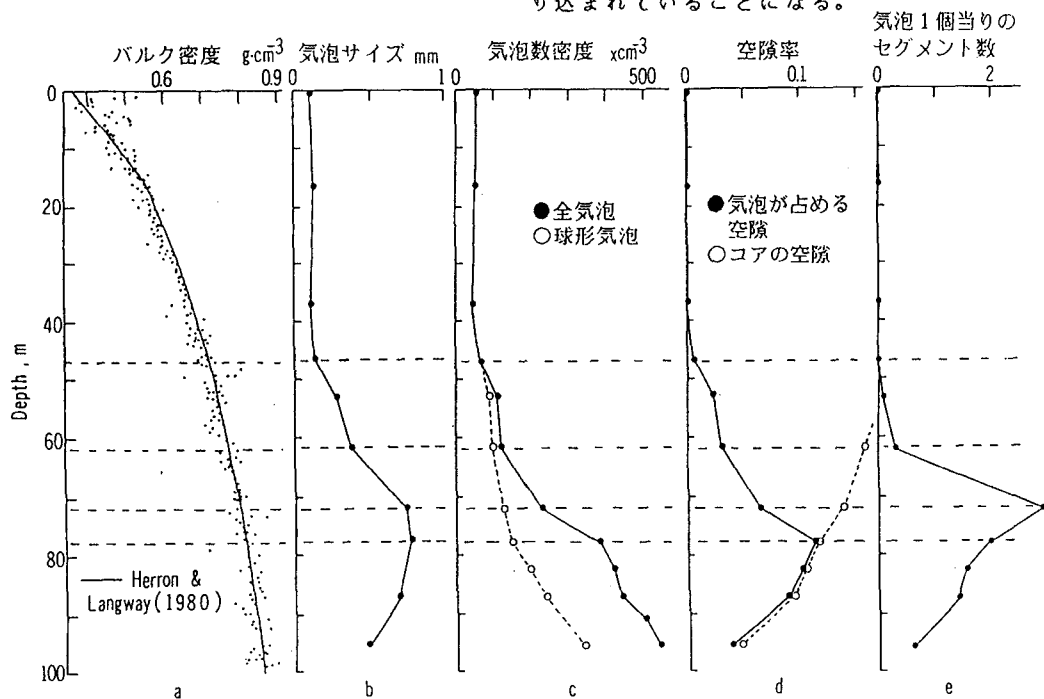
47~62 m 深: 空隙の一部が閉じ始め、部分的に気泡生成が行われている (図 c, d)。

62~72 m 深: 気泡の生成がより活発になっている (図 c, d) ことが判る。図 e から、この深さで生成される気泡のセグメント数は多く、多枝状の気泡であることが判る。72 m 深では Pore Close-Off した層と、していない層の互層がみられ、72 m 深付近が Pore Close-Off Depth Zone の中心位置であると考えられる。

72~78 m 深: セグメント数が減少 (図 e) していることから、多くのセグメントを持つ気泡がより少ないセグメントをもつ気泡へと分離していることが判る。また 78 m 深で、全ての空隙は気泡となっている (図 d)。

78 m 以深: 気泡の分離がさらに進み (図 e)、静水圧を受けて、気泡が縮小 (図 d) している。また気泡の球形化 (図 c) が活発に行われている。

以上、気泡生成の大部分は、72 m 深を中心に 68~78 m 深の領域でなされている。涵養量を 9cm とすれば、72 m 深は氷の年代で約 470 年前に相当し、Pore Close-Off Depth まで外気との交換が素早く充分になされるとすると、G 6 地点では氷の年代に対し約 470 年の遅れをもって大気を取り込まれていることになる。



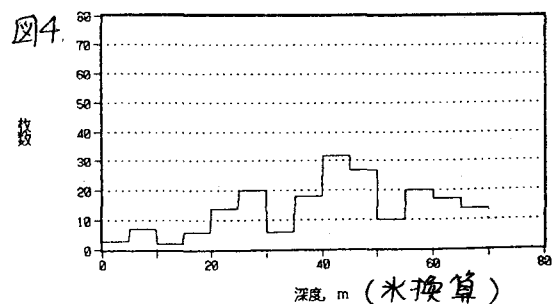
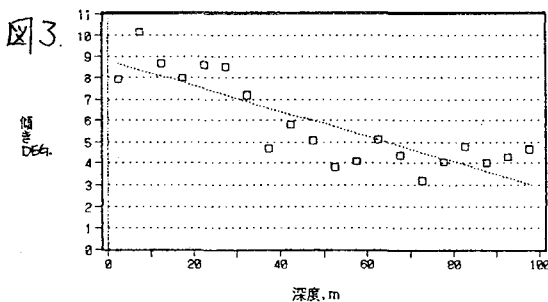
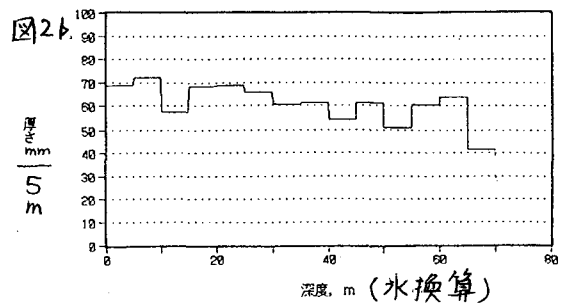
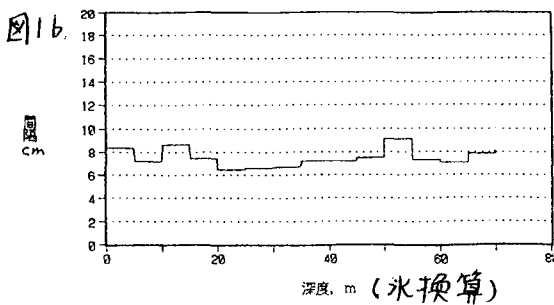
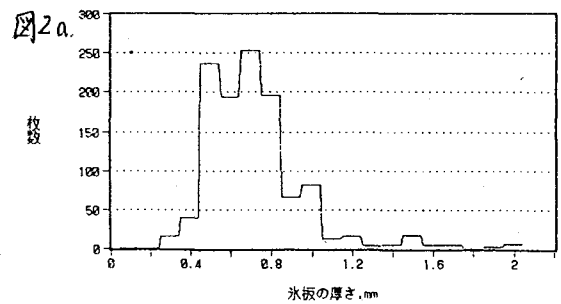
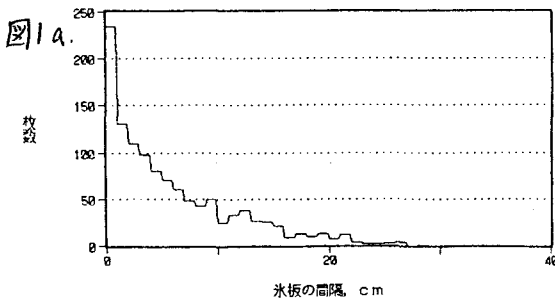
南極G6コア中の氷板の観察

庄子 仁(富山大), 村田加直(富山大), 藤井理行(極地研)

1986年、JARE-27次隊の西尾らによ、マ南極G6地点(73°S, 39°E)で採取された100mコアについて、氷板の位置、厚さ、傾き及び形状の目視観察と薄片顕微鏡観察を行なった。バルク密度から100mコアを氷換算すると73.8mとなり、このうち1181枚の氷板は、厚さの合計が882mmとなり、氷の量の1.2%を占めていた。

氷板の平均間隔は6.3cmであり、5m毎の深さ変化に大きな変動は見られなかった(図1b)。氷板が夏毎に1枚ずつ形成されたとすれば、氷板間隔から年層の厚さ(涵養量)を求めることが出来る。しかし、間隔分布には6.3cm付近にピークは無く(図1a)、

従って年層への対応も無いと考えられる。氷板の厚さは、平均値0.75mmの周囲に分布1枚あり(図2a)、深さと共に僅かな減少の傾向が見られる(図2b)。氷板が水平面と存す角度は、表面付近での値約9°から深さと共に減少し、100m深で約4°となった。これは、圧密に伴う氷板の回転のためと考えられる。簡単な計算からこれを補正して表面での値を求めると、深さによる変化はなく、約10°となった。種々の氷板形状のうち、階段状の氷板について出現枚数を調べたところ、約40m深でピークが現れた(図4)。この氷板の形成条件は不明であるが、堆積環境の変化を示すものとして重要と考えられる。



火山活動から求めたSITE-J(グリーンランド)コアの年代

西尾文彦(極地研)、庄子 仁(富山大・理)、成田英器・亀田貴雄(北大・低温研)

はじめに

極域の氷床から得られる氷床コアは過去の古気候や地球大気の組成などについて貴重な情報を提供することについては多くの人々が知るところである。1989年5-7月にグリーンランドにおいて205mの深さの氷床掘削を行い掘削現場において氷床コアの固体直流電気伝導度測定(ECM)による氷床コアの解析を行った。大きな火山活動のある期間はECMレベルは大きくなっているため、これを利用してコアの年代の決定を試みた。

測定結果

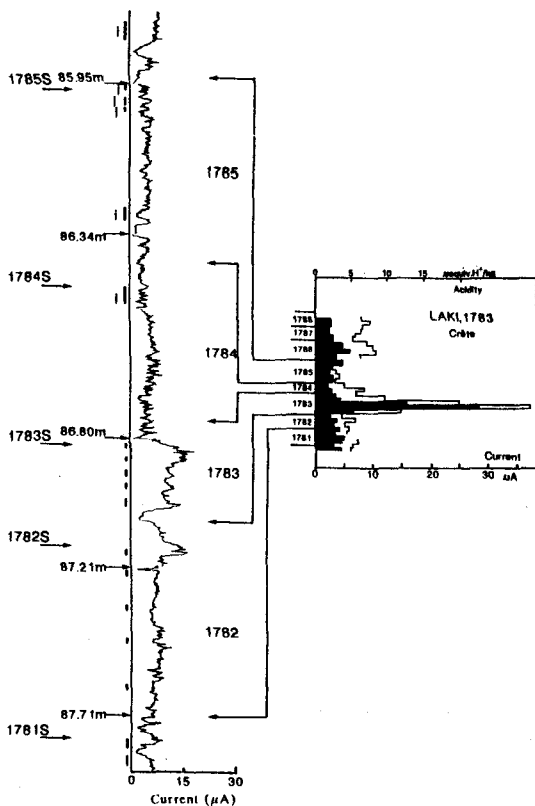


図1. 深さ約86-88mのECMレベル。ECMに印した矢印と(S)は夏の層でレベルが高い。ECMレベルの高い層は酸性度が高く、氷板(層位でiの添字)などを含む夏期に堆積した積雪層である。この深さがLaki(1783)としたときのDye-3の結果と比較した。

グリーンランドの氷床コアにおいてECMレベルの最も高い火山噴火はLaki(アイスランド)の噴火(1783年)において見いだされる。図1に深さ86.795m-87.205mがLakiの噴火が検出される層であるとした例を示した。現在までのECMレベルからの解析では、このECMレベルがLaki噴火の年代と推定して図2の火山噴火年代史を作成した。積雪中の酸性物質は季節とともに変化し、酸性度は冬に低く夏に高い。したがってECMレベルの変化から氷床コアの年層を決めることができる。一般にECMレベルの夏と冬の変化の比率は2-3ぐらいある。図1からも判るように高いECMレベルは多く融解層(氷板)で見られる。夏期間の湿った積雪表面で酸性物質を含んだガス成分が付着することが多くなると推定されている。図1の試料の化学分析は現在進めつつある。さて図1からECMレベルの季節変化と氷板などから年層を判別すると、年層の読み取りは次のように考えられる。氷板は夏期の融解水が積雪中を浸透すると下層の冬のこし

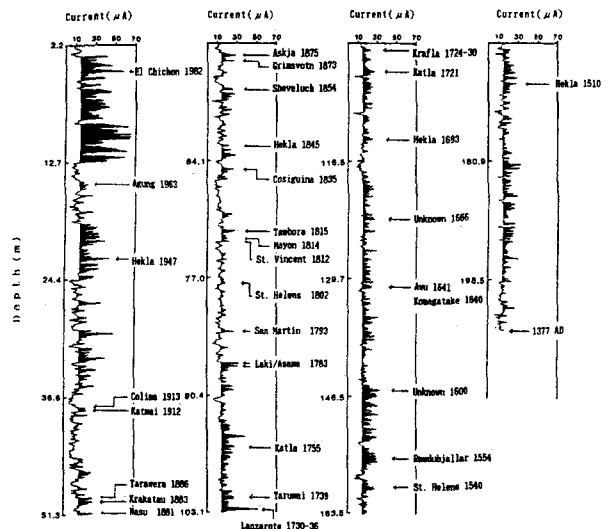


図2. Site-JでのECMレベルの高い年代と過去の歴史上に記録されている火山噴火との対応。Hekla(1947), Katmai(1912), Tambora(1815), Laki(1783)は鍵層として用い氷床流動モデルの年代と参照した。深さ2.2mから12.7mまではECMレベル測定中温度が高く測定レベルが高い。

まり層で形成されることが多いであろう。したがって、多くの氷板のある層とその下の氷板のほとんどない層を年層の単位として考えることができる。この年層に対応してECMレベルは氷板の多い層で高く、その下の氷板の少ない層では低い。Site-Jのコアでは、ほぼ例外なく氷板ではECMレベルが高い。しかし氷板の少ない、表層では冬のこしまり雪層であった層に融解水が浸透した場合はこの年層単位を乱す場合がある。今後、季節変化を有した酸素同位体などの分析から総合的に氷床コアの年層を決定していく予定であるが、図1で示されたECMレベルによる年層決定の方法でSite-Jの全長205mの氷床コアの年代を決めた。またグリーンランド氷床コアには高いECMレベルを示す火山噴火が記録されている。最も高いECMレベルはLaki(1783)の噴火である。その他、Hekla(1947),Katmai(1912),Tambora(1883),などが鍵層として用いることができる。

また、Site-Jの年層を決めるために、Herron and Langway(1980)による氷床の流動モデルから積雪量、温度を仮定して深さと年代の関係をも求めた。この流動モデルの計算とECMレベルによる火山噴火の鍵層および季節変化からSite-Jの深さ205mの氷床コアの年代は1377年までたどることができる。

図2にはECMレベルの高い年代と過去の歴史上に記録されている火山噴火との対応を記述したものである。現在、グリーンランド氷床コアから歴史時代の火山活動の編年史が作成されつつあり、他の地点で採取された氷床コアの年代をECMレベルの比較をすることによって決定できることが可能になりつつある。86m付近の高いECMレベルをLakiの火山噴火としてSite-Jのコアの年代を決めたが深さ102m付近のECMレベルが86m付近よりも高いことが、最近判明し、現在解析を行っているところである。この結果と、2ヶ所の深さのどのECMレベルをLakiの火山噴火とするべきかの検討結果についても報告する予定である。

以上、Site-Jで行われた氷床コアの解析から、主としてECMデータの分析結果報告をした。今後酸素同位体や固体粒子、化学分析、コアの物理的解析などから総合的な解析を行っていく計画である。

グリーンランド Site-J コアによる 過去500年の大気環境変動

藤井理行、渡辺興亜（国立極地研究所）、神山孝吉（京都大学・理・地球物理学研究施設）、
和泉薫（新潟大学・積雪地域災害研究センター）

1. はじめに

北極雪氷圏は、地球規模の気候システムの形成に大きな役割を果たしていると考えられているが、その変動機構については、まだまだ未解明の点が多い。北極圏の氷河・氷床は、過去の環境変動を良く保存しているため、気候システムの変動機構を研究する上で、その掘削コアは重要な手掛かりを与えてくれるはずである。このため、1989年5月から6月、グリーンランド氷床南部の標高2000m地点（Site-Jと命名、66° 51.9' N, 46° 15.9' W）で、掘削を行ない101mと205mのコアを得た。コアは、共同研究としてさまざま解析が行なわれており、本論文もそのひとつである。なお、この研究計画は、文部省科学研究費の国際学術研究計画（研究代表者；渡辺興亜）として実施されている。

2. コア年代

トリチウム濃度の1963年のピークは、18.38~18.58m深に現われており、これより過去26年間の年平均涵養量は71cm深、この深度範囲の平均密度を0.53~0.57g/cm³とすると水当量で38~40g/cm²となる。また、図1に示す電気伝導度とpHのプロファイルでは、火山シグナルと考えられるpHの低い値が見られる。この中で102m深（水当量で8060g/cm²）の顕著なピークは、年涵養量38~40g/cm²として1777~1783年となり、グリーンランドの他のコアの対比からも、1783年のアイスランドのLaki火山と考えるのが妥当である。すなわち、Site-Jの205mコアの年代として、図1の右に示す年代が現段階の合理的な推定年代と考えることができる。

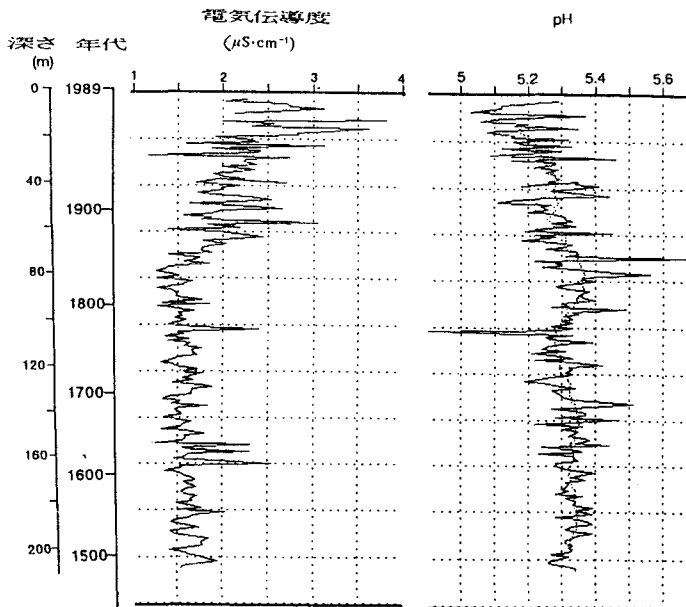


図1. 205mコアの1m長サンプルの電気伝導度とpHプロファイル。西暦1800年以降、電気伝導度の増大、pH値の減小傾向が顕著である。

3. 産業革命以降の降水の酸性化

図1は、1m深毎の融解コアサンプルの電気伝導度とpHを示している。

電気伝導度は、80m付近を境に1.5-1.7 $\mu\text{S}/\text{cm}$ のバックグラウンドレベルから次第に増加していることを示している。pHは、電気伝導度の変化に対応して5.35前後のバックグラウンドレベルから急減している。図2は、80mを境にしたコアの深部（約西暦1800年以前）と浅部（西暦1800年以降）、および現在（現地滞在期間中）のpHと電気伝導度の関係を示している。これから、コア深部では両者に関係はほとんどないが、コア浅部では両者に相関が見られ、さらに現在の降雪中では、相関は非常に大きくなっている。このことは、1800年以降、コアに含まれる溶存物質のうち酸が次第に卓越していることを示す。すなわち、産業革命以降の降水の酸性化を示すと思われる。

4. 火山活動，風送塵，酸素同位体組成

過去500年の火山活動のシグナルをpHと電気伝導度から判定した。これより、降水量の変動についても考察するが、これは合理的な年代の決定に大きく依存する。また、融解コアサンプルのなかの個体微粒子濃度や、酸素同位体組成の変動についても議論する。こうした個々の解析の総合として、小氷期を含む過去500年のグリーンランドにおける気候-環境システムの変動について検討する。

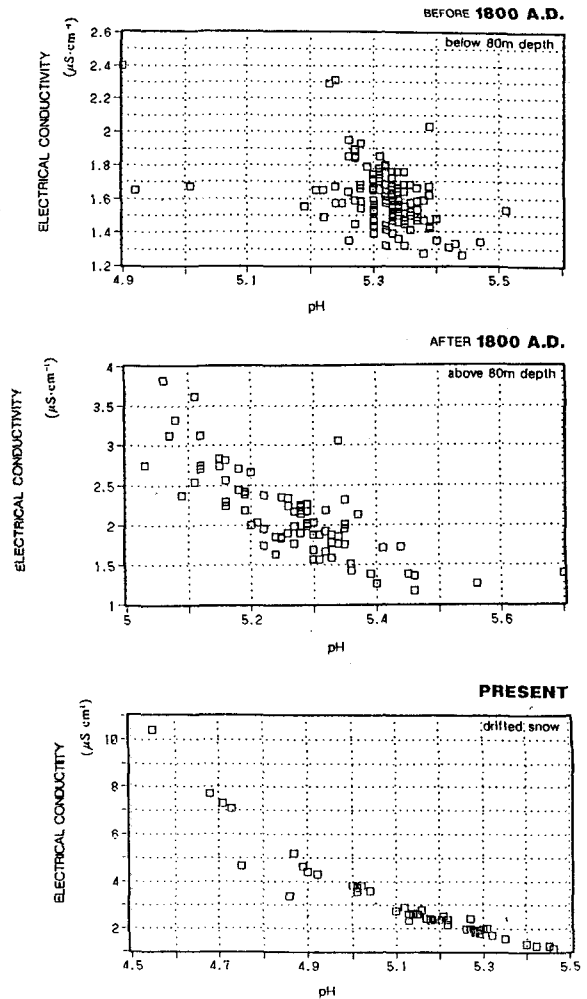


図2. 降雪およびコアの電気伝導度とpHの関係。(上):西暦1800年以前、(中):西暦1800年～現在、(下):現在。西暦1800年以降現在にいたるほど、降水中の溶存物質の中で酸が卓越していることを示している。

グリーンランド, Site Jにおける氷板形成

- 1989. 5 ~ 6. の観測結果 -

成田英器, 龜田黄雄 (北大低温研), 庄子 仁 (富山大理)
西尾文彦 (極地研)

1989年5~6月, 文部省海外学術調査「北極圏における雪氷コアによる比較氷河観測」- 研究代表者・渡辺興重 (極地研) - において, グリーンランド, Site J (図1) で深さ200mまでの氷床コア掘削を行った。このコアには厚さ10数cmまでの氷板が多く含まれ, 水が浸透しなかったと考えられる雪の圧密フィルン, さらにその圧密氷との互層となって存在していた。これらの層位形成の過程を知ることは, コア解析の結果を理解する上で重要である。

我々は, Site Jの掘削点で5月24日, 6月9日, 21日の3回ピットワークを行い, 特に氷板の形成過程に注目して観測を行った。(図2) 1回目の観測では, 深さ70cmと90cmのところの前年の夏に形成されたと思われる厚さ5cm程の氷板があった。そして, その上に霜ざらめ雪とじまり雪の層が存在した。この霜ざらめ層は前年の秋から冬にかけて積った雪が長期向温度勾配の下にさらされてできたものと考えられる。じまり雪層はこの春に積った雪である。5月27~31日の暖期で, 融雪水がじまり雪層までに浸透し, 氷板が形成された。2回目の観測の密度データから, 新しくできた深さ30cmと37cmの氷板間のじまり雪の密度の変化, 雪質の变化は見られなかった。それ故, 37cm附近の氷板は30cmの止水面に水路ができ, その水がじまり雪と霜ざらめ層の境界で止まり, 横方向に広がってできたと思われる。また, その下の霜ざらめ層の密度も雪質もほとんど変化はなかった。このことはこの層に水が侵入しなかったことを意味している。6月6日から, 再び暖期が襲来し, 多量の融雪があった。このときの融雪水もまた霜ざらめ層に浸透することになり, その上層ですでにあった氷板を厚くし, また新しい氷板を形成した。

今回の観測期間は5月14日から6月24日までであったが, この間の観測結果から冬期までに積って霜ざらめ雪に変化した層には夏の暖

期による融雪水が侵入することになり, そのまま残る可能性が高いことがわかった。このことは, 霜ざらめ雪とじまり雪との境界にかかりの強い止水面を作るような空隙構造差が生ずるためである。もし, 氷板形成が今回の観測結果のように霜ざらめ雪の存在に深くかかわるとすれば, 先に述べた氷板と圧密フィルン, 圧密氷との関係(分布)はコア解析のために重要な情報となる。

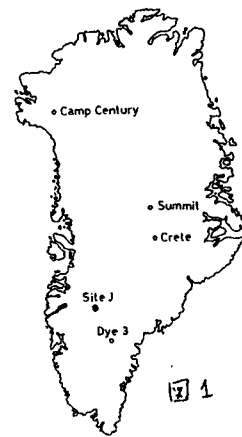
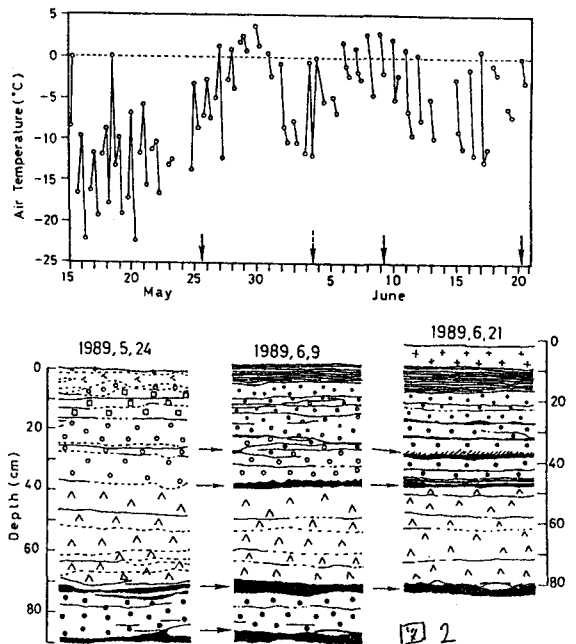


図1. グリーンランド氷床, ●印はSite J.

図2. Site Jにおける気温変化とピット断面観測。●印は観測日を示す。



東クィーンモードランドにおける氷床表面形態と堆積量の分布特性

古川晶雄、瀬古勝基（名大水圏研）、渡辺興亜、藤井理行（国立極地研）

はじめに

南極氷床表面には雪の堆積過程を反映し、サスツルギ、光沢雪面といった様々な表面形態 (surface features) が見られ、その場所での風系、地形等の様々な要素が関係している。過去の南極観測隊によって行われた内陸調査においてルート沿いになされた表面形態の記載を利用して表面形態の分布図を作成している。今回は、これまでに得られた表面形態の分布図とルート沿いの堆積量との比較、また衛星画像との比較を行った結果について報告する。

表面形態の分布と堆積量との比較

表面形態は、

- 1) 光沢雪面
- 2) 平坦雪面 (サスツルギの高さ30cm以下)
- 3) サスツルギ (サスツルギの高さ30cm以上)

の3つに大きく分類した。

図1. は29次南極観測隊による内陸調査の際に行ったIMルート (みずほ基地～前進拠点間、標高2247～3193m) 沿いに行った雪面形態の分布図と1986年1月から1988年10月までの堆積量を示したものである。このルート沿いでは、サスツルギの発達が著しいのと、みずほ基地から160km、300km、200kmの付近には10～数十kmのスケールで光沢雪面が発達していた。雪面形態の分布と堆積量とを比較すると、サスツルギが発達している所では堆積量が多く、光沢雪面が発達している所ではほとんど堆積が起っていないかった。

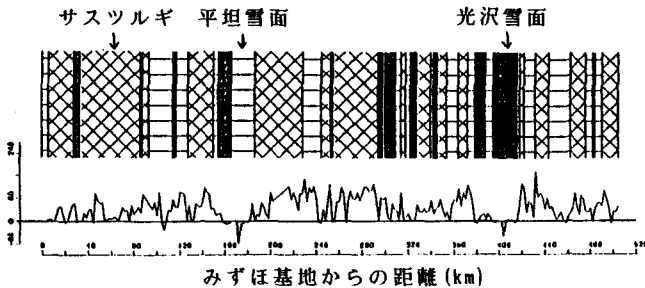


図1. IMルート沿いの表面形態の分布図と、1986年1月から1988年10月までの堆積量の分布

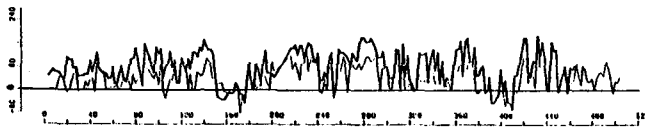


図2. IMルート沿いの堆積量の分布と、NOAA AVHRRによる衛星画像のCH.2の値の分布 (太線) (画像は1988年12月4日に受信された)

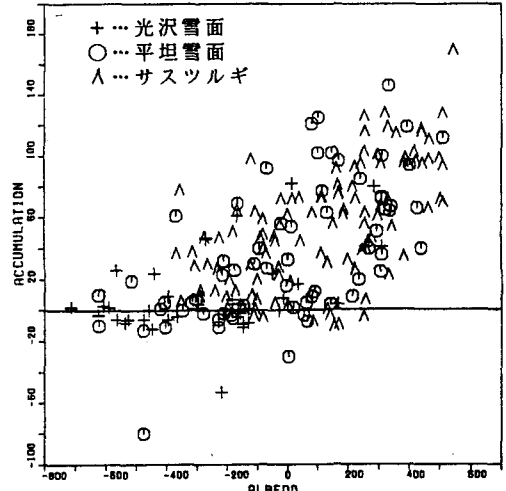


図3. IMルート上での各表面形態毎の堆積量とCH.2 (アルベド) の値との関係

NOAA AVHRRによる衛星画像との比較

Fujii et al. (1987)は、表面形態の詳細な記載とNOAAのAVHRRによる画像との比較を行い、光沢雪面と他の雪面とは可視(CH.1, 2)、赤外(CH.4, 5)のいずれの波長領域でも識別できること、光沢雪面では他の雪面に比べ、アルベドが数%低く、輝度温度が約0.5° K高いこと、また瀬古ら(1990)は、SSルート沿いにおいて年間堆積量とアルベドとの間にかなり良い相関が見られることを見出した。そこでIMルート上での表面形態毎の堆積量とCH.2 (アルベド) の値との関係を図2.、3.に示す。CH.2の値はハイパスフィルターを通した値である。堆積量とCH.2の値には相関関係が見られる。相関係数を計算すると0.66という値が得られた。また光沢雪面のアルベドの平均値はサスツルギ、平坦雪面の平均値より約4%低いという結果が得られた。このことから、瀬古ら(1990)によるみずほ高原域のアルベド分布に見られる縞状の構造は光沢雪面の分布を示している可能性がある。

このようにAVHRRの画像を用いて氷床の堆積量と表面形態の面的分布を推定することが可能である。当日はこれらの結果についても報告する予定である。

参考文献

Fujii et al. (1987): Ann. Glaciology, 9, 1-4.
 瀬古ら (1990): 第13回極域気水圏シンポジウム講演要旨.

東クイーンモードランド内陸ドームにおける 氷床変動の可能性

成瀬 廉二 (北大低温研)

1. はじめに

東クイーンモードランド地域内陸ドーム (77° 22' S, 39° 37' E) において、1994~1996に氷床深層掘削が計画されている。ドーム頂上では水平流動がないので、コアの解釈および氷床モデルによる年代決定が比較的容易である。しかし、2000m以深の氷の年齢は10万年以上と予想されるため、深層氷の解析結果を議論する際に、過去の氷床ドームの位置および高度が問題となる可能性もある。

Hirakawa et al. (1988) は、セールロンダーネ山地南部において、過去の氷床は現在より300 ~ 350m厚かったことを指摘した。一方氷床内陸部では、過去の氷床変動を定量的に推定する直接的な方法はなく、種々の間接的方法による研究が行われている。

ここでは、ドーム頂部から氷床縁辺へ向かう氷床縦断面形態をもとに、現在の氷床の定常性すなわち氷床変動の可能性の推定を試みる。

2. 水平基盤・一様質量収支2次元モデル

Nye (1959) は、①基盤水平、②基盤粗度、温度一様、③表面質量収支一様、の単純な2次元氷床を仮定し、定常状態における連続の式と、底面すべり速度の式 ($u = A \tau^m$) から、

$$(H/H_0)^{2+1/m} + (x/L)^{1+1/m} = 1 \quad (1)$$

を導いた。ただし、 x は氷床中心からの水平距離、 H は x 地点の標高、 H_0 は氷床中心の標高 (氷厚)、 L は氷床の半径である。図1に内陸ドーム頂上 (3800m) からセールロンダーネ山地中央部および白瀬氷河へ至る流線に沿う、現在の氷床表面形態を実線にて、また(1)式による定常状態の表面を点線にて示した。白瀬氷河の下流域では、現在の氷床は定常状態の平衡形より薄く、一方、上流域およびセールロンダーネ山地上流域では、平衡形より厚くなっているように見える。しかし(1)式は、質量収支や定数 A を与える必要がないために簡便ではあるが、氷床頂部と周縁部の高度と位置を固

定しているため、氷床の定常性を検討するためには不十分である。

3. 起伏基盤・質量収支分布・発散流線を考慮したモデル

基盤地形および表面質量収支分布を入力値として、氷床の平衡形を求める。モデルは、基本的には Nye (1959) に従い、一部改良する。

表面質量収支を b とおくと、流線が放射状に発散した場合は定常状態の連続の条件から、

$$\int_0^x b \, dx = 2u(H-h) \quad (2)$$

を得る。ただし、 H は氷床表面高度、 h は基盤高度、 u は深さ平均の速度である。Naruse (1978) は、みずほ高原上の流動速度分布から

$$u = B(-dH/dx)^2(H-h)^3 \quad (3)$$

の経験式を求めた (ただし、 B は定数)。

以上(2)、(3)式を用い、 b および h を与えれば、step-by-stepの計算により H が求められる。白瀬氷河主流線に沿う計算結果の一例を図2に点線で示した。ただし、 b 、 h は流線に沿って得られているわけではないため、入力データは外挿、内挿を多用したり推定したので、本計算はモデルに対する試算とみなすべきものである。しかし図2の結果によれば、基盤起伏の影響は表面では平滑化されたり、現在の氷床形は下流域では定常状態の平衡形にほぼ近く、中~上流域では平衡形よりやや厚いという傾向が示唆される。

以上の試算と検討の結果、ドーム頂部から沿岸に至る何本かの流線に沿う詳細な基盤断面図、および多年にわたる平均表面質量収支分布が得られるならば、本方法を用いて氷床の定常性の考察が可能となることがわかった。

[使用したデータ] Glaciological Folio (Base Map), 作業図、Ageta et al. (1989), JARE Data Reports No. 125, No. 137.

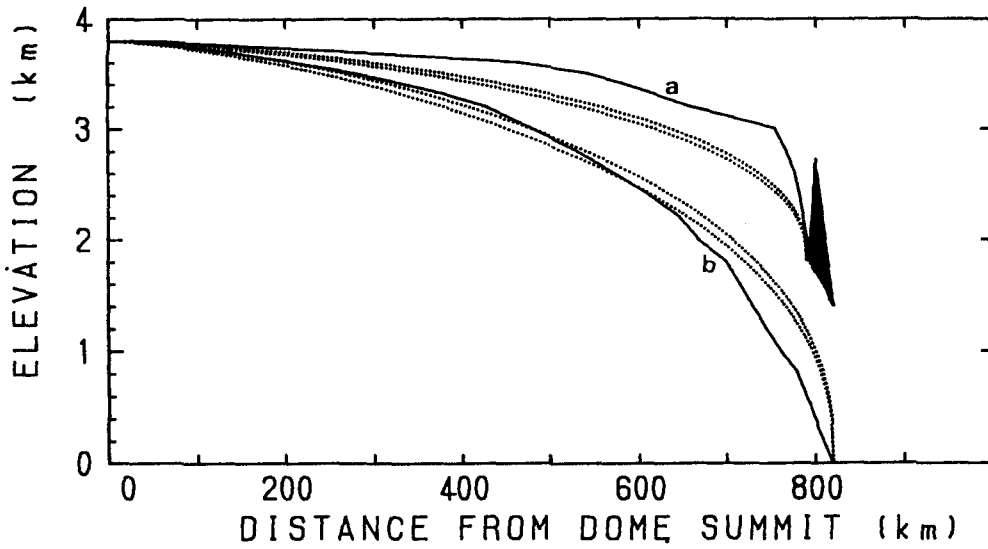


図1. セールロンダーネ流線 (a)、白瀬氷河流線 (b) に沿う、現在の氷床断面 (実線) および (1) 式による平衡形の計算結果 (点線: ただし、 $m=2$ および 2.5 とした場合)。

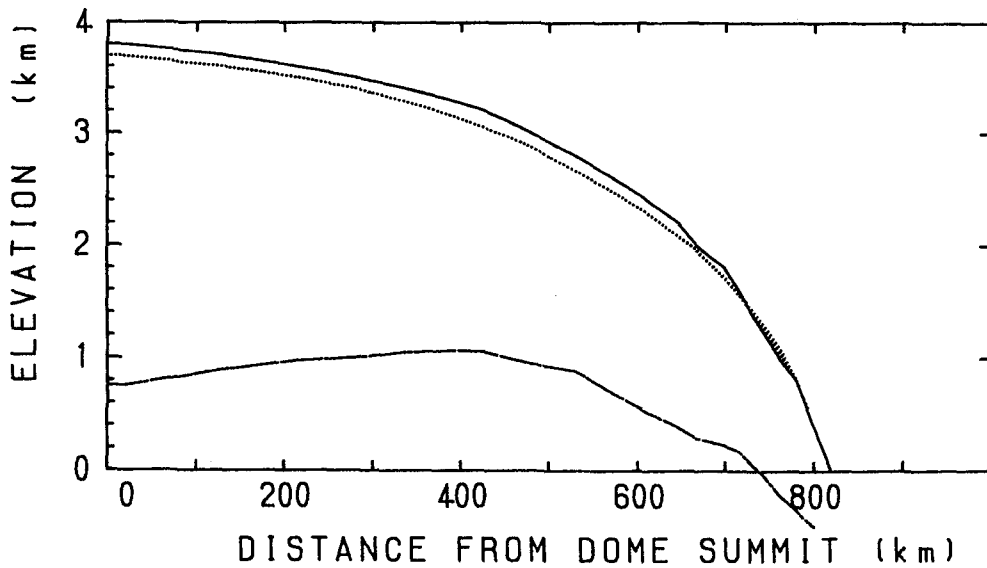


図2. 白瀬氷河流線上の(2)、(3)式による氷床表面平衡形の試算結果 (点線)。実線は現在の氷床断面、破線は平滑化した基盤断面。

南極氷床の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 、雪温、積雪量について

佐藤和秀(長岡高専)・渡辺興垂(国立極地研)

降水の酸素同位体組成($\delta^{18}\text{O}$)と温度との関係は世界各地の降水について DANSGAARD (1964) はじめ、多くの研究がなされてきた。グリーンランドおよび南極氷床においては、雪氷コア解析により過去の $\delta^{18}\text{O}$ (あるいは δD)の変動より気温変化が推定されるようになった。しかし $\delta^{18}\text{O}$ と温度や積雪量等との関係について議論すべき問題は多く残されている

日本南極地域観測隊によって氷床上で得られた10m深コアおよび2mビットからの積雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値は海岸からの距離が長くなるほど低くなることが示された(Watanabe et al., 1988)。みずほ高原における $\delta^{18}\text{O}$ 値と10m雪温についての関係を求めてみたのが図1である。昭和基地の沿岸からドームCの内陸まで、高度にして0m~3735mについてのみずほ高原の各地点の $\delta^{18}\text{O}$ (2m深~10m深の積雪からサンプリングした $\delta^{18}\text{O}$ の平均値)と年平均温度T(10m雪温)との関係は

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = 0.89 T (^{\circ}\text{C}) - 5.6$$

と表され、良い直線関係にある。決定係数(coefficient of determination)は0.97、標準偏差は0.25%である。

図2の直線Aは沿岸(Roi Baudouin St.)における、また直線Bは内陸(South Pole)において得られた雪温と降雪の $\delta^{18}\text{O}$ の関係を示す。また直線1と2はRoi Baudouinからの大気が断熱膨張によって氷床上を2つの方法で移動しcoolingされた時の $\delta^{18}\text{O}$ と温度との関係を示す。今回得られた直線 $\delta^{18}\text{O}-T$ 線と、これらの直線との差は温度が低くなるほど大きくなる傾向がある。これは一つには平均表面雪温と降水生成の平均雪温との差が内陸に行くほど(表面雪温は内陸ほど低い)大きくなるためと考えられる。今回の地域とは異なるが例えばVostok St.(高度3700m)では逆転層上の気温は表面雪温より、年間を通して+15.7 $^{\circ}\text{C}$ 高く、South Pole(高度2800m)では+14.1 $^{\circ}\text{C}$ 、Byrd St.

(高度1500m)では+6.4 $^{\circ}\text{C}$ 高い(Schwerdtfeger, 1970)。積雪量等の議論は当日にゆずる。

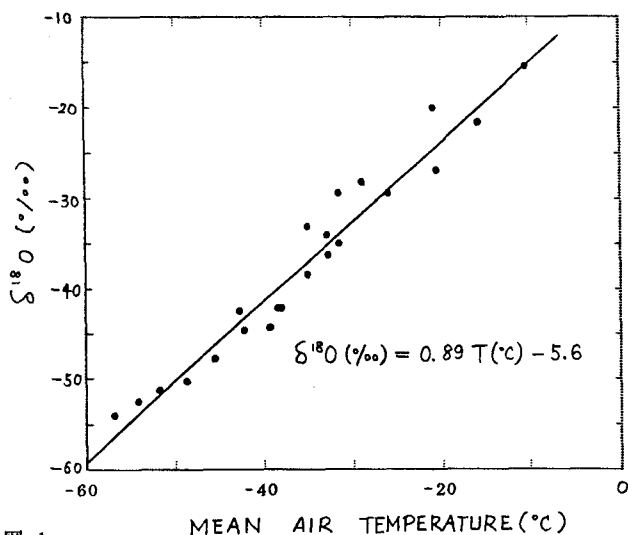


図1. みずほ高原の積雪の $\delta^{18}\text{O}$ と表面雪温との関係

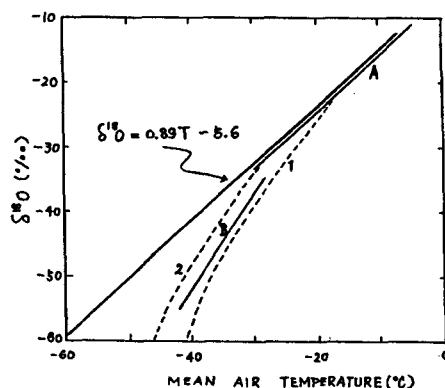


図2. 降水の生成温度と $\delta^{18}\text{O}$ との関係

神山孝吉 (京大・理・地球物理学研究施設)

中山英一郎 (京大・理・機器分析センター)

第1章 はじめに

大気中の化学反応系で、OHラジカルはフロン類や N_2O などを除く他のほとんどの化合物と反応し、それらの大気中の濃度をコントロールしている重要な化学種である。大気中の光化学反応によって生成されるために、その存在量には日変動・季節変動が観測され、夜間に比べて日中に・冬季に比較して夏期に高濃度を示す。この反応系で H_2O_2 はOHラジカルのリザーバーとして重要な役割を果たしているが、降水水中に取り込まれ地表面へと落下することによって大気中から除去されている。したがって降水には大気中の過酸化水素が検出されることとなる。本研究はこの地上において検出される H_2O_2 について検討を加えるものである。

第2章 積雪中の過酸化水素の測定の意義

過酸化水素は、大気中の光化学反応を担っている物質のなかで降水を通して大気中から除去されるものの一つであり、積雪中でもその存在が確認されている。したがって積雪中の過酸化水素濃度を測定することによって大気中の光化学反応を推定する手がかりが得られるとともに、大気中から過酸化水素の除去過程を明らかにすることができる。また堆積した積雪において積雪層中の濃度を詳しく分析することによって時間的変動、さらには異なった地域を比較することによって地域的変動をも推定することができる。このため大気中の光化学反応についての情報を入手する有効な手段と考えられる。

逆に、堆積後の積雪層の堆積年代の決定にも利用することができる。すなわち大気中の H_2O_2 濃度は太陽エネルギー強度に直接影響を受け季節変動を生じている。このため降雪中の H_2O_2 濃度にも季節変動が現れるが、これが積雪層に記録されるためである。

第3章 分析方法の検討

過酸化水素の積雪層中の濃度分布を実際に明らかにするためには、前もって分析に必要な時間・試料量を検討する必要がある。最小限の試料量と時間は、濃度分布に関する情報の分解能を向上させるうえで有効に機能する。ここでは既存の H_2O_2 濃度の分析方法を検討したのち、測定システムを作り実際にいくつかの雪氷試料の測定を行った。

3.1 既存の分析法の検討

微量の H_2O_2 の分析は、化学発光法 (Chemiluminescence Method) を利用することによって達成された。触媒を介して H_2O_2 がルミノールを化学発光させるときの発光強度を定量に利用する方法である。触媒には初期には銅が利用されたが¹⁾、そののちヘミンを利用するようになった²⁾。ヘミンの利用に際してはヘミンが水に難溶性であることが分析の不安定性を引き起こす可能性が指摘されている。このため水溶性の試薬を利用する分析方法としてヘミン含有高分子触媒を合成する方法³⁾が提唱された。また市販の水溶性の酵素を利用したものも提案されている⁴⁾。この方法は酵素試薬が高価であるものの合成することによって安定した試薬の質が得られる利点がある。以上の測定法では、過酸化水素は 10^{-6} mol/l の検出感度で測定可能である。しかし測定は共存する金属イオンによる影響を受け、特にFe、Mnについては 10^{-7} mol/l 以下で望ましいとされている¹⁾。しかし酵素を触媒として利用した場合には、検出感度は 10^{-6} mol/l にさがるものの、Feによる妨害は 10^{-5} mol/l 以下までは問題はないと報告

されている⁴⁾。

近年ルミノールに換わってTCPO {Bis(trichlorophenyl)oxalate} を利用した定量法が用いられている⁵⁾。この方法では金属イオンによる妨害が少ないとされ、例えばFeについては 10^{-5} mol/l 以下で妨害が無視できると報告されている。しかし、同方法においてもFeの妨害レベルは 10^{-6} mol/l 程度にまで及ぶとした報告もみられる⁷⁾。本方法の最大の難点は、試薬が水に溶けないために有機溶媒を利用している点にある。試料を多量に処理する場合には溶液の取り扱い・分析システムにおける液送ラインの耐久性などに難点がある。

他の H_2O_2 定量法に、蛍光法 (Fluorometric Method) が挙げられる。蛍光法では、検出感度 10^{-9} mol/l であるが、有機態の過酸化水素を同時定量してしまうと報告されている⁸⁾。この場合にはカタラーゼによって H_2O_2 が有機態のものよりも速やかに分解するので、分離する必要がある⁷⁾。

シググ等⁷⁾は、TCPOを触媒とした化学発光法と蛍光法を比較し、TCPOにおいても鉄の濃度が H_2O_2 と同程度になると妨害が検出されるがカタラーゼを加えて H_2O_2 を潰してしまうことによって両者は一致することを明らかにした。極域の積雪試料においては、一般に鉄は過酸化水素の定量に妨害を引き起こすほど高濃度には存在しないが、バンドソーを用いて、コアから試料を採取する場合に二次的な汚染が生じる場合がある⁷⁾。

3.2 実際の過酸化水素の分析

ここでは測定範囲が広く、高精度の検出器のある化学発光法について、積雪試料中の過酸化水素の分析を検討した。試料を採取しその場で直接分析することを考慮し試薬取り扱いの簡便性・各種液送系の耐久性などの観点から有機溶媒は使用しないこととした。また試薬には安定した供給を考えすべて市販のものを採用した。実際にはエルミン等の方法⁴⁾を用いて検出感度を上昇させ、Feの妨害を検討した。さらに実際の積雪試料を用いて過酸化水素濃度の測定を行い、分析に必要な時間・試料の量などを検討した。

3.2.1 測定方法の検討

ここでは実際に分析システムを組み立て、標準試料を用いて検出限界・Feによる妨害などについて検討を行った。

3.2.1.1 測定用試薬の調整

上記の文献を参考にして、以下のように試薬調整を行った。

- 保存用試薬
A: horseradish peroxidase (2mg/ml)
B: Luminol (0.9 mg/l)
- 緩衝溶液
C: 0.4 M 2-Amino-2 hydroxymethyl-1, 3-propanediol
D: 0.2 N HCl
E: C(62.5 cc) + D(35 cc) を 1 L にメスアップ (pH=8.4)
- 測定用試薬
F: A(8 cc) を E で 400 cc
G: B(1 cc) を E で 400 cc
- 標準試料

原子吸光分析用 H_2O_2 標準試薬を希釈後使用

3.2.1.2 分析システムの概要

液送ポンプで F、G の溶液を流し、さらに試料とブラ

ンクを交互に電磁バルブを通して液送ポンプで溶液に加え検出器に導入した。図1に分析システムの概要を示す。

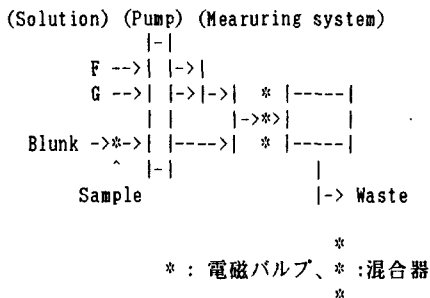


図1： 過酸化水素分析システムの概要

3. 2. 1. 3 分析精度・妨害などについての検討

試料は、溶液と混合後直ちに発光する。したがって混合後検出器までの経路が短い方が発光強度は強い。これは液送ポンプの流量の場合についても同様であり、廃液として 9 ml/min の液送流速を使用した方が 5 ml/min の場合に比べて3倍程度に感度が向上した。したがって実験には廃液として 9 ml/min の液送流速を用いたので、実際の試料流量は 3 ml/min となる。

図2に標準試料を用いての検量線を示した。検出限界は 10^{-8} mol/l であり 10^{-5} mol/l までの濃度範囲で検討したが、濃度と出力電圧とはほぼ直線性を有していた。しかし高濃度範囲ほど若干の出力増加傾向がみられる。

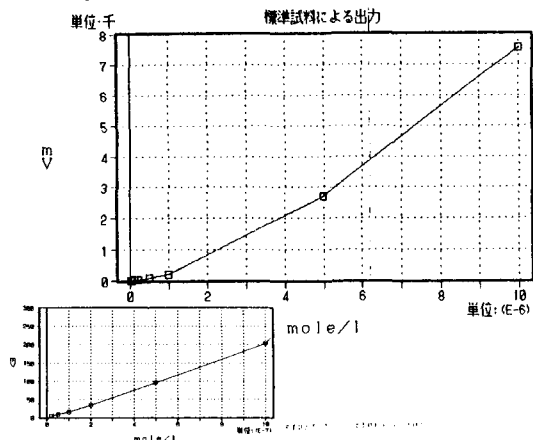


図2： 過酸化水素濃度と検出器出力

試料が H_2O_2 を含んでいない場合には、若干量の鉄の共存は出力を減少させるが、鉄が一定量以上あると H_2O_2 が存在していなくても発光反応が生じて出力を増加させる。いずれの H_2O_2 濃度でも、Fe が存在すると出力は増加する。しかし H_2O_2 濃度が増加したことのよって出力が増加する割合が大きいため、鉄による出力増加を相対的に減少させる。したがって本方法で H_2O_2 を測定するときには、 H_2O_2 とほぼ同濃度以上の鉄が存在する場合に妨害が生じて見かけ上 H_2O_2 濃度を高くする。

試料温度が変動する場合の影響は次の通りである。す

なわち低温の試料を流入した場合には初期値から徐々に出力が増加し、逆に高温の試料では初期値から徐々に出力の低下がみられ、一定値に安定するのに時間がかかる。これは系の温度が増加するとともに、試料が検出器に達するまでに発光反応が終了してしまうことを示している。いずれにしてもすみやかに安定した出力を取り出すためには試料・溶液系を一定の温度にした方が有利である。

実験においては電磁バルブは手で操作し試料を送り込んだ。1-10秒間連続して試料を送り、繰り返し測定を行うことによって同時に再現性も調べた。試料と反応溶液の温度が一定であるならば、試料が検出器に導入された後に直ちに一定の出力に達した。

3. 2. 1. 4 考察

以上から本方法においても、検出感度を増加させると鉄の妨害の作用も大きくなることが解った。しかし利点として、ヘミンを触媒に利用したときに比べて酵素が水によく溶けるので試薬が安定していること、同時に全ての溶液が水溶液で有機溶媒を利用していないため液送パイプの材料が自由に選べるのが挙げられる。測定に必要な試料は検出器に試料を導入したのち1秒後に測定するとすれば50マイクロリットル程度で充分である。

第4章 まとめ

以上過酸化水素の分析を行った。分析方法には化学発光法を採用し、検出感度は 10^{-8} mol/l、 10^{-5} mol/l 以上まで直接測定が可能であることを確認した。過酸化水素と同程度以上の鉄があると測定の妨害となる。今後システムを改良・自動化することによって、分析に必要な時間は2秒、試料は50マイクロリットル程度まで短縮することが可能である。したがってコア試料などに適用する場合にはデータの分解能を向上させることができる。実際の試料を測定すると、グリーンランド・南極両者のコアに周期的な変動が観測された。本測定値は今までの報告値に比べて低いが、今後実際に試料を直接測定することによって再確認したい。さらに過酸化水素の別の測定法である蛍光法との比較も行うつもりである。

参考文献

- 1) Kok, G. L., Holler, T. P., Lopez, M. B., Nachtrieb, H. A. and Yuan, M. (1978): *Environ. Sci. Technol.*, 12, 1072-1076
- 2) Yoshizumi, K., Aoki, K., Nouchi, I., Okita, T., Kobayashi T., Kamakura, S. and Tajima, M. (1984): *Atmospheric Environment*, 18, 395-401
- 3) 柄谷 肇、中山 英一郎 (1988): 日本分析化学会 第37年会 講演要旨集、1022
- 4) Eremin, S. A., Vlasenko, S. B., Osipov, A. P., Eremina, I. D. and Egerov, A. M. (1989): *Analytical Letters*, 22, 2037-2050
- 5) Ibusuki, T. (1983): *Atmospheric Environment*, 17, 393-396
- 6) Klockow, D. and Jacob, P. (1985): *Chemistry of Multiphase atmospheric systems* (Ed. by Jaeschke, W. and Mohnen, V.), Springer-Verlag
- 7) Sigg, A. and Neftel, A. (1988): *Annals of Glaciology*, 10, 157-162
- 8) Lazrus, A. L., Kok, G. L. and Lind, J. A. (1985): *Anal. Chem.*, 57, 917-922
- 9) Kelly, T. J., Daum, P. H. and Schwartz, S. E. (1985): *Jour. Geophys. Res.*, 20, 7861-7871

セールロンダーネ山地山岳氷河の 流動・質量収支観測

本山秀明（極地研）、東信彦・藤田秀二（北大工）、上田豊（名大水圏研）

第26次南極観測隊は、セールロンダーネ中央部のグーセン氷河に氷河流動調査の流動ステーク兼用の雪尺（竹竿）を16本設置し、基岩の基準線から各雪尺位置を測量した。その後、質量収支観測は毎年（'86.2, '87.1, '88.4, '89.1, '90.1）、流動測定は'89.1に行われた。

この氷河は、標高1300m～1000m、東西3km、南北5kmの小さな谷氷河である。南北線にそって氷雪の境界が現われ、西が積雪域、東が裸氷域である。氷河は、周りを岩脈によって囲まれており、上流からの涵養がなく独立して存在している。それゆえ、氷河の構造、流動のメカニズムを調べるのに適している。また表面質量収支から最近の気候変動が敏感に現われる、気候のモニタリングにも適した氷河である。

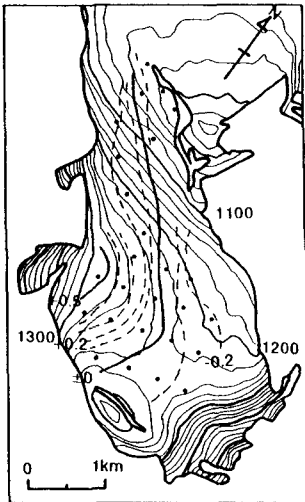


図1. 1986年2月～1990年1月の年平均質量収支量

（結果）

図1に'86.2から'90.1までの年平均質量収支を10cm毎の等収支線で示す。図中の黒点は観測点である。この結果から、氷河中央の南北線にそって南・西が堆積域であり、北・東が消耗域であることが判明した。これらはそれぞれ積雪域、裸氷域に相当する。また図では示さないが、'89-'90は多雪年であり積雪域が拡大し、平衡線が東に移動した。逆に'88-'89は寡雪年であり裸氷域が拡大し、平衡線は西に移った。

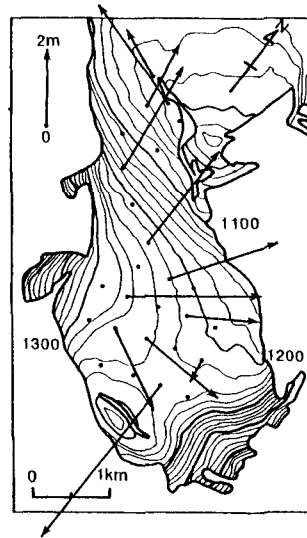


図2. 1986年2月～1989年1月の氷河流動の水平成分

次に'86.2-'89.1間の氷河流動の観測結果を述べる。図2に流動の水平成分を示す。等高線と比較すると傾斜方向に流れていることがわかる。図3に流動の鉛直成分を示すが図1と比較して、堆積域では沈降しており消耗域では隆起している。これを定性的に示したのが図4であり、氷河は全体でバランスしているように見える。定量的な解釈は今後の課題とする。

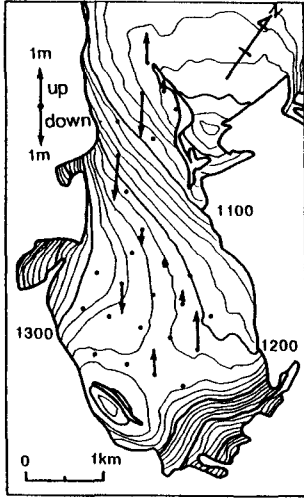


図 3 . 1986年2月～1989年1月の氷河流動の鉛直成分

標高と質量収支の関係を見たのが図5である。標高1200m以下でははっきりしないが、1200m以上は標高と質量収支量の良い一次関係がある。これがどういう意味を持つかは今後の課題である。

今後、氷河のモニタリングを続けることで、より深い氷河のメカニズムの解明、さらには地球規模の環境変動の指標になるであろう。

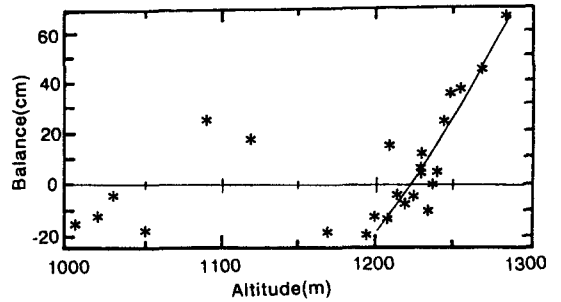


図 5 . 標高と質量収支量の関係

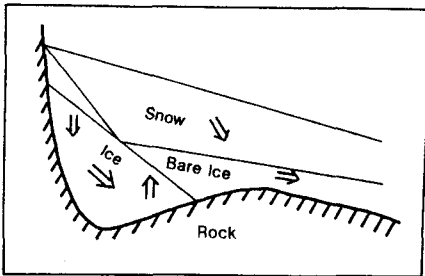


図 4 . 氷河流動の模式図

ナンセン氷原の氷床の歪パターンと隕石の集積密度分布

藤田秀二¹⁾、東信彦¹⁾、前晋爾¹⁾、奈良岡浩²⁾、矢内桂三³⁾

1)北大工学部、2)筑波大学化学系、3)国立極地研究所

1、はじめに

1988年から1989年にかけて、南極セルロンダーネ山地周辺地域において、2000個を越える隕石が第29次日本南極地域観測隊により新たに発見された。このうちの大部分である1600個以上の隕石は、山地南方域にある裸氷域ナンセン氷原で発見されている。

ナンセン氷原での隕石探査の際には、氷原中の探査地域毎に隕石の集積密度を調査したほか、氷床の歪、消耗量、流動など、隕石の集積機構に密接に関わる項目について氷床の雪水学的調査を行った。

氷床の調査は、氷床表面歪を求めるための歪方阵測量、氷床歪履歴を求めるための水の採取とファブリック解析、雪尺測定、人工衛星を用いた位置決定装置(JMR)による流動測定等を行った。このうち、歪方阵、雪尺、JMR測定点は、1988年に第29次観測隊が設置、1年後の1989年第30次観測隊が再測を行ない、1年間の変化量を調べた。本研究では上記の一連の観測により現在まで得られた結果を報告する。

2、裸氷上の隕石とモレーンの分布

ナンセン氷原において隕石の平均集積密度は5.3(個/km²)であった。隕石の分布は氷原内の地域毎にばらつきがあり、氷原内の3つの地域において平均の2~3倍の高い集積密度が観察された。さらに、裸氷上では、隕石の他にいくつかのモレーン集積域も発見され、これらの存在する地域は3つの隕石の高集積地域と一致した。逆に隕石集積の低い地域ではモレーンは全く存在しない。モレーンの形態は砂れき状のものから数トン程度の大きさの岩石まで様々である。

モレーンの起源を考察してみると、東南極においてナンセン氷原からドームに至る地域にヌナタクは存在しないので、これらのモレーンの起源は氷床下の岩盤と考えられる。また、隕石の高集積域とモレーンの分布が完全に一致する観測事実は双方の集積メカニズム

は共通であることを意味している。

3、氷床の歪パターン観測結果

歪方阵測量の結果は、隕石高集積域では、氷床表面はその流動方向にも、横方向にも圧縮歪が起こっていることを示した。歪速度のオーダーは $10^{-4} \sim 10^{-5}$ (/年)であり、表面の面積膨張率は -1.6×10^{-4} (/年)(収縮)である。

歪方阵結果と同様に、現地の水のファブリック解析により求められた水の歪履歴も、水平大円ガードル型、すなわち、現地の水が水平面内で過去に圧縮歪を受けていたことを示した。この結果は複数の高集積域で共通している。

これに対して、隕石集積密度の低い地域では、ファブリックは水平方向の単極大型、あるいは鉛直大円ガードル型を示した。このようなパターンは、氷はその結晶軸が集中している方位にのみ圧縮を受けたことを意味し、歪パターンは前述の高集積域と明らかに異なる。つまり、これらの事実は、隕石集積密度の高い地域と低い地域では氷床の歪パターンが異なることを示している。

4、考察

以上の観測事実から、氷原内における隕石のローカルな分布は、基本的には氷床のローカルな歪パターンによって形成されていることが推測できる。観測されたような水平方向の圧縮歪は、氷は非圧縮性なので、そこに同時に鉛直方向の伸長歪が存在することを意味する。このような鉛直伸長歪は隕石やモレーンを氷床内部から表面へ運搬する。また、水平方向の圧縮歪は隕石やモレーンを水平面内のより狭い地域に集積する。このように、隕石高集積域で観測された歪パターンは隕石集積に適しているのに対して隕石低集積域の歪パターンは異なっており、隕石やモレーンは集積されにくい。

Loにおける無人気象観測の結果

遠藤辰雄(北大 極地研) 本山秀明(国立極地研) 東信彦(北大工学部) 沼田成美(気象庁)
菊地時夫(高知大理学部)

JARE30夏にはACR計画にもとづく無人気象観測の広域への展開の一環として「あすか」ルート周辺に種々のデータロガーによる無人気象観測点が設置された。しかし数々のトラブルのため完全なものは少なかった。それらの中で比較的成功的なLoについて結果を報告する。

Loに設置された無人観測装置の概略図は図1に示す通りである。気温(T_a)、風向(W.D.), 風速(W.V.), 日射(R_a)、雪温(T_s)、気圧(P)の6要素が3時間毎に測定され、雪中に埋られたデータロガーにそれぞれが収録されるものである。これが約1年後に図1の破線で示されるところで雪に埋れても、矢印で示される位置から収録されたデータモジュールをコンピュータなどで回収され、取り返すことなく図のBで示されたリチウム電池と同型のものをつけ替えただけで計測が更新される型式のものである。

Loの設置は「あすか」輸送作業の期間中に、別便のヘリコプターで遠藤他4名が1日かけて設置し、その後陸路で30

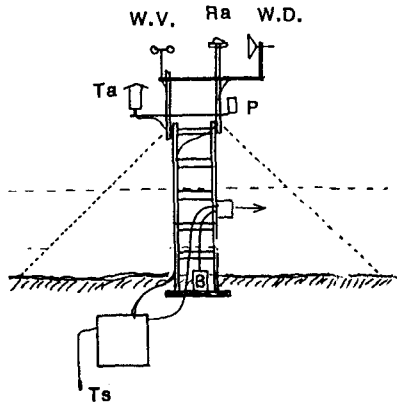
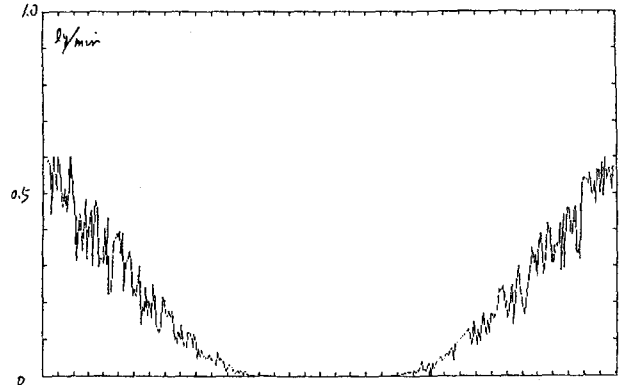


図1 Loに設置された無人気象観測装置の概略図。

マイルの輸送に加わる過程で行われた。この装置の途中期間中でのチェックは東他4名の調査隊

図2 全天日射(日平均) [Ly/min]

SOLAR RADIATION 1-0 Ly/min 881219- 10day daily Value



時間(単位: 日) 1日毎 (0日)

Air Temperature 0 - -35°C 881219- 10day daily mean

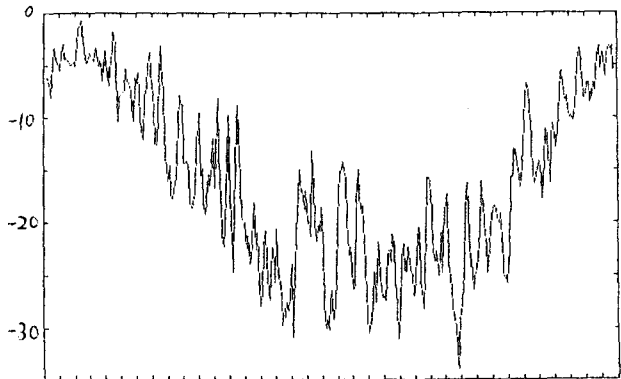


図3 気温(日平均) [$^{\circ}C$]

によって一回行われた。このデータの回収はJARE31夏の本山他2名が「しらせ」からのヘリコプターにより日帰の間に行われ、以下に示すデータが無事確保された。

<結果>

回収されたデータは5要素であり気圧のみが正常でないことがわかった。得られた期間ほぼ360日である。それらの記録を日平均に集計し年変化の形で示したのが図2-6

であり、横軸は Julian day で 10日/目盛で表
 図2の全天日射と図3の気温及び図4
 の雪温との間には、この順序で直接影響
 する関係がよく対応してみられる。また
 その位相は、この順序に従って遅れてい
 ることも示されている。

図5は風向であるが、方位の再測との
 照合が完了してないので絶対値は正確
 ではない。しかし、この地でも卓越風向
 が年間を通して一定していて、詳しい記
 録とみれば擾乱の道入時に対応して、ま
 だ東よりの風になることが多くみとめ
 られている。しかしこの風向の一定性
 はゴラド湾へ注ぎ込む、この地形に持
 有なものであることが衛星データからも
 示められている。

図6は風速である。夏に比べて秋と
 冬は風速値(機械的平均値)が大きい傾向
 がある。図7は3時間毎の実測値
 で1989年2月の14月の記録である。要素は気温
 風速全天日射で、日中は気温が上り風が弱
 くなること、夜間には気温が下り風が強
 くなることを見られる。これは気温と風速
 は逆相関の関係にある成分があることを
 示している。この効果は冬にはみとめ
 られなくなり、ダウンストリームの消長
 機構の成分であると考えられる。

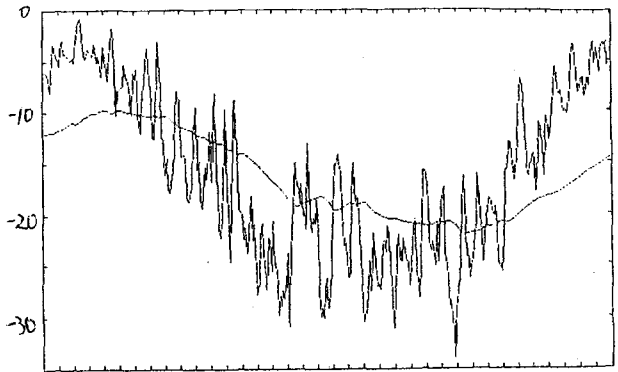


図4 雪温 [°C] 比較のため気温も示す

Wind Direction 360-0degree 881219- 10days daily mean

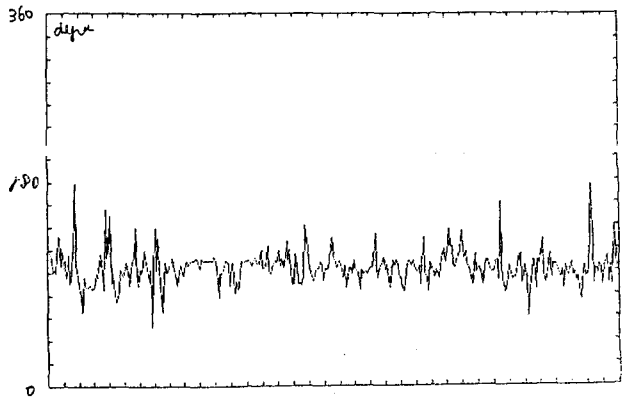


図5 風向 (deg)

February 1989 at L0

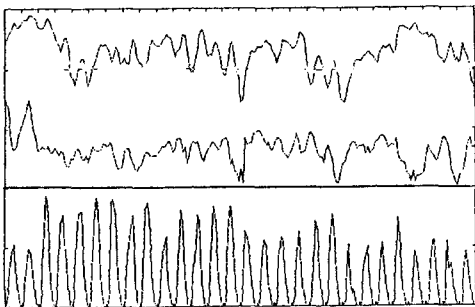


図7 上から気温、風速、日射の3時間毎
 の実測値を示す 1989年2月 L0にて

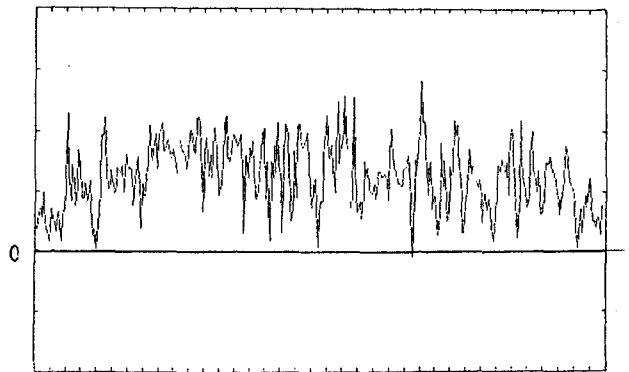


図6 風速 (m/s)

南極セルロンダーネ地域における裸氷原観測

高橋修平(北見工大) 遠藤辰雄(北大低温研) 東信彦(北大工学部) 召田成美(気象庁)

1. はじめに

南極セルロンダーネ地域では露岩部の風下に裸氷帯が長く広がる。特にロムネエス山、ベストハウゲン山の風下には裸氷原が10kmから数10kmにわたって伸びている。これらの成因・発達機構を調べるために、観測しやすいシール岩風下の裸氷原において気象観測・雪尺観測を行った。

2. 観測方法および観測経過

図1に示す裸氷原上および雪面上の2点で気温(サミタ温度計)・風速(3杯風杯)の自記観測を行った。1989年1月5日から1月29日にかけての観測データはすべて回収されたが、その後1990年1月にかけては、データロガー不調のために雪面上気温データのみが回収されたとどまった。

裸氷中心部から外側の積雪帯にいたるまでの約1kmの区間において雪尺(竹竿)を50m~200m間隔で設置し、1989年1,2,4,8,12月、1990年1月に雪面高変化の観測を行った。

3. 観測結果

図2に示すように、裸氷原では年間に20cm強の昇華蒸発があり、逆に積雪帯では40-50cmの積雪涵養を示した。図3に1989年1月8日から29日の間の気温を示す。裸氷上の気温は積雪上の気温より1~2℃高い。また風速値も裸氷上の方が積雪上より高い値を示した。

4. 考察

山岳風下の裸氷原形成について以下の要因が考えられる。

①地吹雪のふりわけ：山岳部が斜面下降風をささげるために、地吹雪は両側にふりわけられ、風下側では地吹雪による積雪の供給が無くなる。また地吹雪は未飽和となり、かなりの降雪がない限り積

雪涵養が行われない。

②乱流効果：平坦部を流れる大気に形成された定常的な境界層を山岳が乱すことによって顕熱輸送・潜熱輸送が盛んになり、昇華蒸発が増大する。

③裸氷形成によるフィードバック：裸氷の低いアルベドは表面温度を増加させ、また滑らかな表面は風速増加を引き起こす。これらは、昇華蒸発の増大につながり、裸氷維持の正のフィードバックとなる。

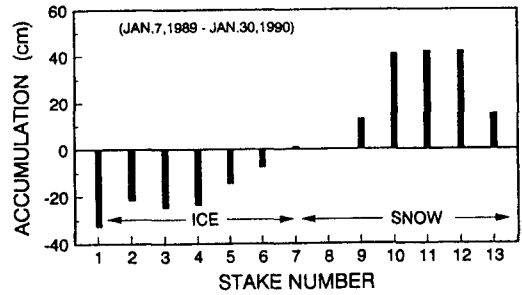


図2. 雪尺観測による雪面高変化

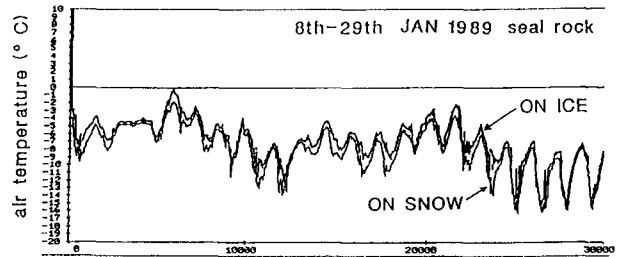


図3. 裸氷帯と積雪帯における気温の比較

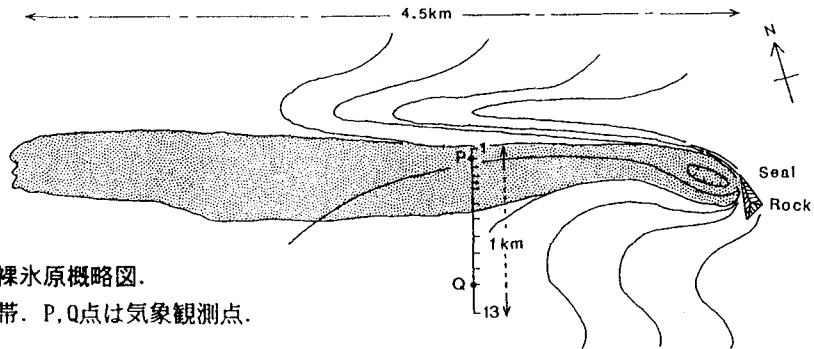


図1. シール岩裸氷原概略図。
濃い部分は裸氷帯。P, Q点は気象観測点。

無人化した「みずほ基地」雪洞の長期クリーブ解析について

佐藤 稔雄(日大理工学部) 半貫 敏夫(日大理工学部) 石沢 賢二(極地研究所) 渡辺 澄人(日大大学院)

1. はじめに

氷床上の観測基地でよく利用される比較的小規模な雪洞の安全性や維持管理システム検討の基礎資料を得るため、無人化後の「みずほ基地」雪洞断面のクリーブ測定を続けている。第28, 29次観測隊のみずほ旅行隊によって約2年間のデータが得られたので、検討結果の一部を報告する。

2. 「みずほ基地」雪洞のクリーブ測定

1986年10月以来無人となった雪面下の「みずほ基地」では、年数回訪れる旅行隊滞在中のみ雪洞内建物を暖房するが、その他の時期は熱源がないため、雪洞内気温は冬季で-38~-39°C、夏季で-32~-33°Cとなり、これは周囲の雪温とほぼ等しい値と考えられる。

図1の基地内で業務上支障の少ない位置8ヶ所を選び、周囲の雪壁に木杭を打ち込んでその水平間隔u, 鉛直間隔v(図2)をスチールテ

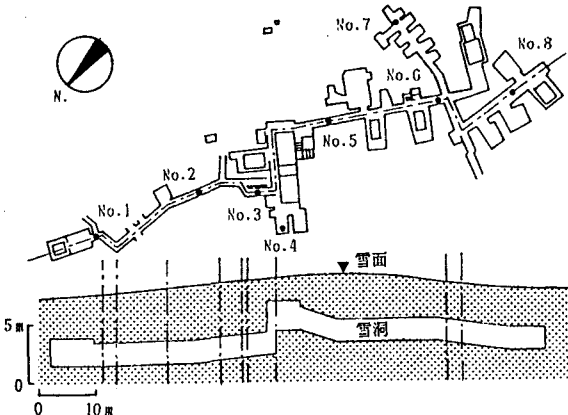


図1 みずほ基地平面、断面図および雪洞のクリーブ測定位置

表1 雪洞断面の木杭間隔測定結果(単位mm)

雪洞 NO.		1987.1.15	1987.8.30	1987.11.4	1988.1.14	1989.1.11
NO. 1	u	1315	1320	1315	1310	1320
	v	1895	1890	1880	1880	1880
NO. 2	u	810	795	790	780	780
	v	1230	1205	1205	1200	1185
NO. 3	u	850	845	855	850	850
	v	1460	1449	1440	1435	1425
NO. 4	u	1785	1773	1785	1780	1780
	v	1825	1800	1790	1785	1740
NO. 5	u	1180	1180	1180	1175	1170
	v	1730	1725	1715	1710	1695
NO. 6	u	780	772	780	765	780
	v	1580	1555	1555	1550	—
NO. 7	u	1245	1240	1245	1240	1240
	v	1505	1470	1465	1460	1410
NO. 8	u	855	863	870	870	865
	v	1585	1545	1540	1535	1500

ープで測定し、mm単位で記録した。表1にまとめたデータの測定精度は±0.5cm程度と考えられる。なお、第28次旅行隊による初期値設定の時期は有人観測終了後3ヶ月目にあたる。

3. 雪洞の長期クリーブ解析

先に筆者らが提案した有限要素法に基づく積雪層のクリーブ解析法¹⁾を用いて上記の実測データの再現を試みた。この計算システムでは積雪層各要素の物性を密度ρ, 雪温θ, 時間tの関数で評価し、長期クリーブの力学モデルにMaxwell要素を用いて計算の簡略化を行っている。

「みずほ基地」の雪洞断面寸法(幅u₀, 高さv₀, 天井の積雪厚さh)を表2のように推定し、これらを含む2次元解析場と積雪層密度分布を図3, 4で与える。雪面付近の浅い層が計算の対象なので、雪の物性は上空の気温変動の影響を強く受けて変化する。そこで雪面温度を周期的に変化させた非定常熱伝導解析を予備的に行って、時刻tにおける温度場を与え、これらの温度及び密度の関数として物性を計算した後、Maxwellモデルを基本とするクリーブ解析を時間増分Δtについて行う。このループを繰り返すのが本計算システムの概要である。

基地周囲の年平均積雪はごく僅かなので積雪面上昇は無視し、Δt=7日で約2年間、表面気温変動のみを要因とした計算を行った。計算に用いた積雪の物性値を表3に示す。粘性係数の時効硬化モデルは南極の粘性係数実測値²⁾をカバーする式(1)に、文献1)に基づく時効硬化係数を乗ずる形の式(2)を仮定した。

$$\eta_0 = 4.2 \cdot \exp(19.6 \cdot \rho - 0.143(\theta + 5)) \quad (1)$$

η_0 : 粘性係数(g·day/cm²),

ρ : 積雪密度(g/cm³), θ : 雪温(°C)

表2 数値解析用の雪洞寸法仮定値

雪洞 NO.	h (cm)	u ₀ (cm)	v ₀ (cm)
NO. 1	3715	1200	1895
NO. 2	3480	1250	1950
NO. 3	3590	1250	2050
NO. 4	2800	2400	2000
NO. 5	3010	1180	1730
NO. 6	2500	1200	2000
NO. 7	2500	2400	1950
NO. 8	2700	2400	1950

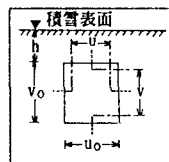


図2 雪洞断面の寸法記号

$$\eta(t) = \eta_0 \cdot \exp(\alpha \cdot t^{1/2}) \quad (2)$$

$\eta(t)$: 時効硬化を考えた粘性係数 ($\text{g} \cdot \text{day} / \text{cm}^2$)

α : 時効硬化係数 (南極の雪では約 0.5)¹⁾,

t : 時間 (day)

雪洞天井部の積雪厚さに注目して、表1から No. 1, 3, 5, 6 の雪洞断面を選んで計算した結果を図5, 6に示す。いずれの場合も天井-床間の相対縮み Δv が大きく、それは時間の経過と共に収斂する傾向を持つことがわかる。他方、雪洞側壁間の相対縮み Δu は Δv の約 $1/3$ 程度で同じような収斂傾向を示した。

4. 考察

実測との対比で、 Δv については天井積雪 h の大きい場合は初期値設定後第1回目 (約 7.5 か月経過) の測定値とあまり合わないが、その後の傾向はほぼ一致していると評価してよいであろう。しかし、 Δu の場合、計算では全ての雪洞断面が縮小する傾向を示すにも拘らず、実測値はばらつきが多く、測定制度に問題があったのかも知れない。

5. まとめ

天井の雪厚が $2.5 \sim 3.7$ m, 幅 1.2 m, 高さ 2.0 m 程度の、「みずほ基地」通路用雪洞クリープ観

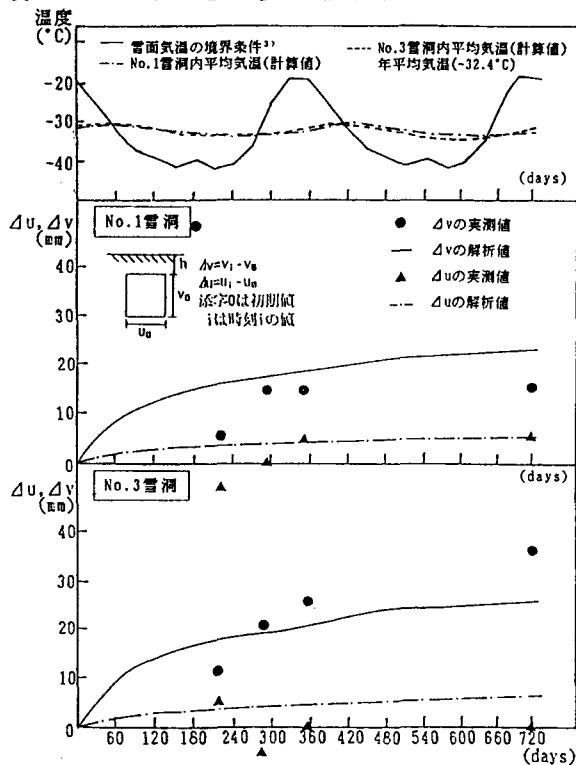


図5 No. 1, 3雪洞のクリープ解析と実測の比較

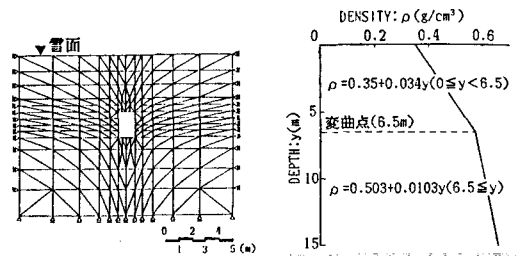


図3 雪洞解析場の有限要素分割

図4 積雪層密度分布の初期値

表3 数値解析に用いた積雪の物性

比熱 C_p ($\text{cal} / \text{g} \cdot ^\circ\text{C}$)	$C_p = 0.5057 - 0.001863 \cdot \theta$	θ : 温度 ($^\circ\text{C}$)
熱伝導率 κ ($\text{cal} / \text{cm} \cdot \text{day} \cdot ^\circ\text{C}$)	$\kappa = 734.4 \cdot \rho^2$	ρ : 密度 (g / cm^3)
ヤング係数 E (g / cm^2)	$E = 124 \cdot \text{EXP}(25.3 \cdot \rho - 0.089(\theta + 5))$	

測データをまとめると、天井-床間の相対縮みが、無人化後約1年間ではほぼ $2 \sim 3$ cm (雪洞幅員の $1/60 \sim 1/40$) となり、次の1年間の相対縮みはその $1/2$ 程度に減少した。変形が収斂する傾向を示す原因の一つは積雪の時効硬化と考えられるが、ここで用いた数値解析では温度場の非定常性も含めてこれらの影響をほぼ評価できていると考えられる。

参考文献

- 1) 佐藤他4, 「雪面近くに造られた建築空間用雪洞の長期クリープ解析 I ~ III」日本建築学会大会 (1989. 10), pp. 53 ~ 58
- 2) M. Mellor, "A review of basic snow mechanics", IAHS-AISH No. 114, 1957, pp. 251 ~ 291
- 3) 国立極地研究所編, 「南極の科学3. 気象」, 古今書院, 1988, pp. 284

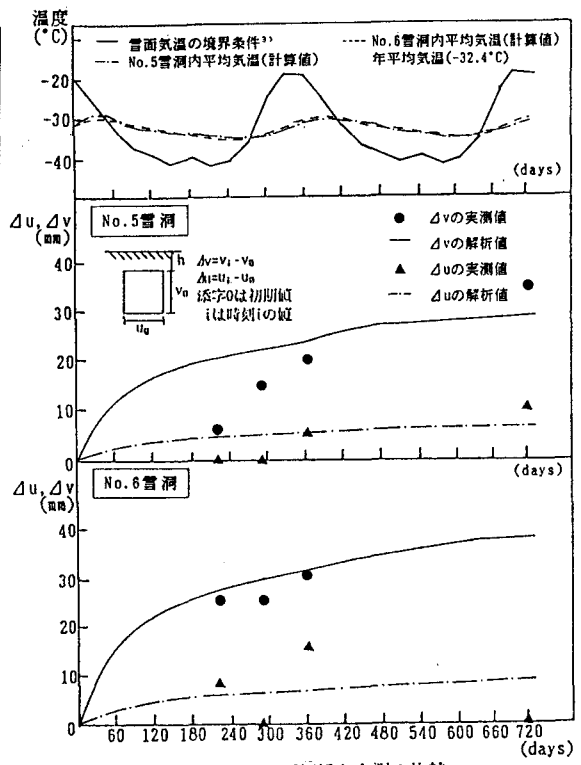


図6 No. 5, 6雪洞のクリープ解析と実測の比較

白瀬氷河の変動とリュツォ・ホルム湾の海水変動

西尾文彦（極地研）、長 幸平（リモートセンシング技術センター）、石川貴之（北大・低温研）

要旨

南極白瀬氷河は約200,000km²の流域面積を有し、その水の流量の90%以上が約15kmの幅をもった白瀬氷河河口へと収斂している。白瀬氷河の末端には浮氷舌が存在し過去30年間大きく変動してきており、現在、浮氷舌は分離し漂流してしまっており存在しない。周辺の海水の年々変動が近年大きくなってきており、夏の季節には流れて存在しないこともある。浮氷舌は海水がリュツォ・ホルム湾での存在状況に影響されていることが明らかになった。海水の水状は高い気温と相関が大きく、浮氷舌の流出は昭和基地の高い気温と相関が良いことが明らかになった。

はじめに

南極白瀬氷河は東経49° 昭和基地の南方域に位置している。水の流れは内陸の高地から白瀬氷河の幅約15kmの狭い河口へと流れが集中している。流れの速さは沿岸に向かって5-40m/年と次第に速くなって、白瀬氷河の河口では約2.7km/年にもなっている。白瀬氷河の中流域では氷床の厚さが年々1m近くも減少していることが三角測量や衛星を用いた高度測定によって明らかになった。この氷厚減少の原因は氷床の底（氷と岩盤の境界）で氷が融解して、氷床が岩盤の上を滑りやすくなって起きている現象であると解釈されている。したがって、白瀬氷河の中流域での氷厚減少は河口での氷河の末端の変動に何らかの影響が現われている可能性がある。そのために白瀬氷河の末端や海洋に伸びた浮氷舌の変化の観測はたいへん重要になる訳である。

白瀬氷河の浮氷舌の変動と気温の関係

白瀬氷河の浮氷舌の変化を図1に示した。浮氷舌の末端の位置の観測は過去30年間続けられてきた。観測は1973年までは地上や航空機を利用して行われた。1973年からはLANDSAT, MOS-1衛星データを主として用いた。また、NOAA衛星データも補足するために利用した。浮氷舌が最も伸びていたのは1961年でその長さは約70kmにもなる。現

在は白瀬氷河の河口まで後退している。図1から指摘できることは、1)過去30年間浮氷舌は後退している。最近では白瀬氷河の河口まで後退してしまった。2)浮氷舌が安定に存在して伸長する場合には、点線で示したように約2.5km/年の速度で伸び、この速度は白瀬氷河の河口で求められた測定値とほぼ同じである。河口まで後退した浮氷舌が再び1961年頃のように伸びるには約25年かかることになる。3)1980-81年および1988年の例から浮氷舌が漂流してなくなるのはリュツォ・ホルム湾の海水が広い範囲

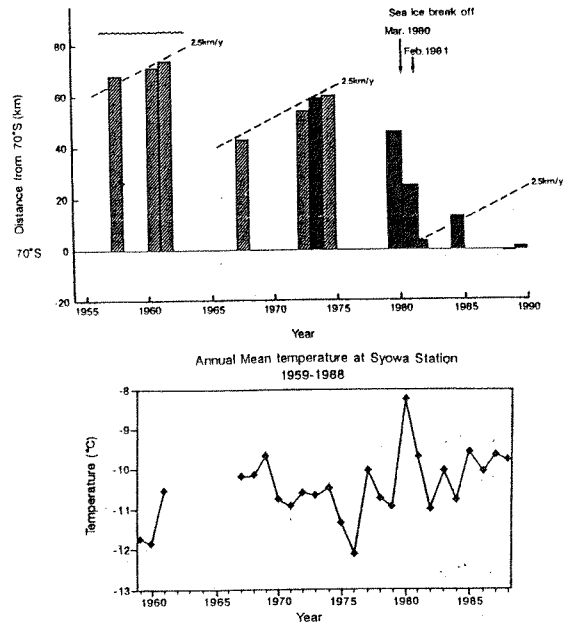


図1. 白瀬氷河の浮氷舌の変動と昭和基地における地上年平均気温。南緯70°から北に伸びた浮氷舌の末端までの距離を年毎に示している。観測は1957年から1989年2月までの地上、航空機観測および衛星画像解析による。1973年からはLANDSAT, NOAA, MOS-1衛星データによって浮氷舌末端位置の測定が行われた。斜めの点線は河口と同じ流速2.5km/年を示す。昭和基地における地上年平均気温で過去30年間平均気温の上昇傾向が認められる。とくに1980年は2°C近くも平常値よりも高く、リュツォ・ホルム湾の海水は割れて広い範囲にわたって開水面ができた。

で割れるためである。このように、浮氷舌の存在とリュットホルム湾内の海水は密接な関係にあることがわかる。図1に昭和基地の地上気温の年平均値を示している過去30年間、年平均気温の上昇傾向が認められ、とくに1980年は平年値が平年より2°C近くも高温であり、リュットホルム湾内の海水が広い範囲にわたって開水面ができて浮氷舌が分離して冰山となって漂流していった。1980年は世界的にも高温であった。

リュットホルム湾の海水変動

リュットホルム湾の海水は図3の棚氷が存在する湾の西岸は過去に流出したことがなく多年氷が存在するものと思われる。一方、白瀬氷河の北方から昭和基地にかけてはホルネが露岩帯近くに現われ、年によっては大きな開水面が広がる。しかしリュットホルム湾で広く海水が割れて開水面が広がる原因は、海流や海底地形などによる海洋環境もあろうが、気象状況による影響も大きい。高い気温のときは、氷の成長が小さく海水の水厚が薄くなるので、夏には表面からの融解がすすみ氷の強度が落ちる。したがって、擾乱によるうねりなどが海水域への進入で、海水の破壊が進む。気象条件として、平年より高い気温、日射量が多く、積雪量が海氷上に少ないなどの条件がリュットホルム湾の海水の存在状態に影響を及ぼしている。

図3。白瀬氷河西方の棚氷の変動。棚氷の類似した形態が識別できる。左の画像から(1)LANDSAT/MSS(1973年12月15日)、(2)LANDSAT/MSS(1984年12月3日)、(3)LANDSAT/TM(1988年1月30日)、(4)MOS-1/MESSR(1989年2月23日)。棚氷の流動方向・速度は北東に平均600m/年でほぼ一定した速度である。

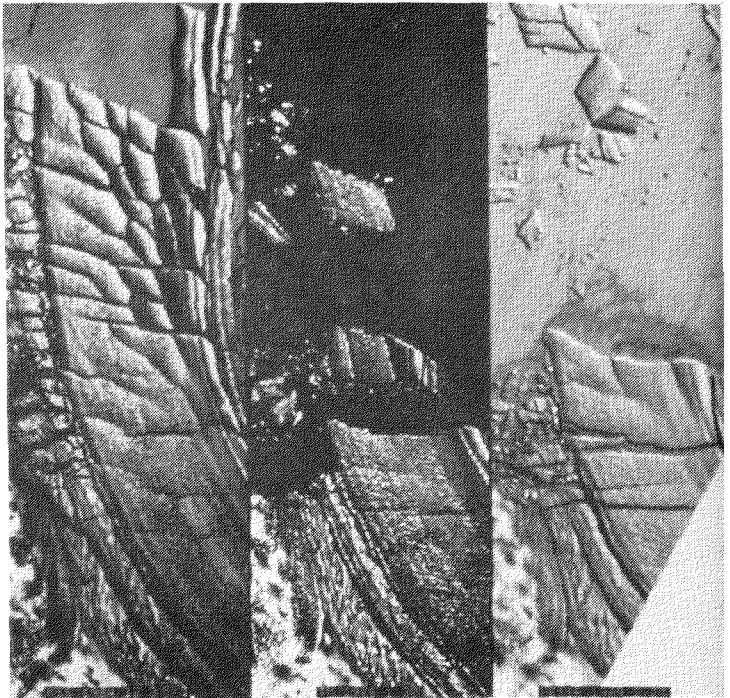
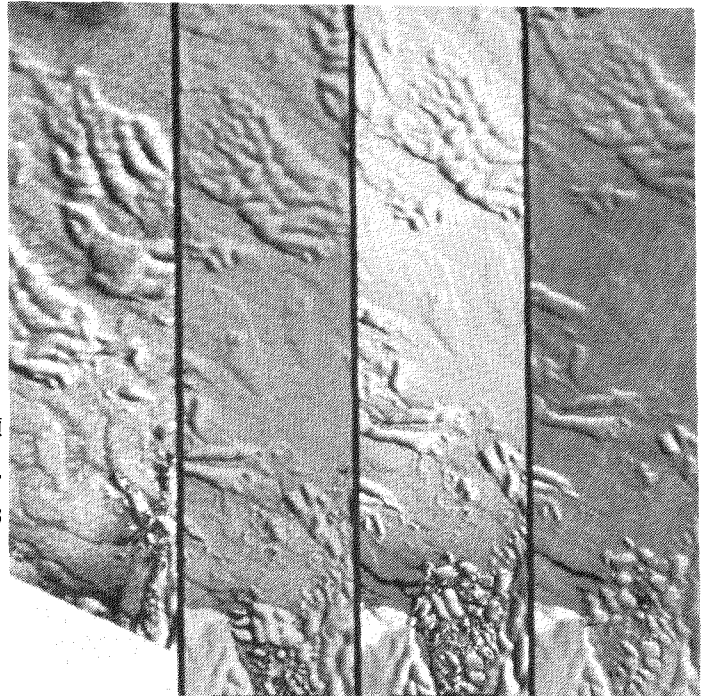


図2。白瀬氷河の浮氷舌の変動。横幅のスケールは約15km。左から(1)LANDSATのMSS(1984年12月3日)、(2)LANDSATのTM(1988年1月30日)、(3)MOS-1のMESSR(1989年2月23日)の画像である。それぞれの衛星画像は氷床または海岸近くに存在する島などにGCPを選んだ。画像(2)と(3)から同じ形状をした冰山が識別でき、平均流動速度は2.4km/年(流動速度幅は2.0-2.9km/年)であった。



南極昭和基地周辺における異常低温と海水域の変動

首藤康雄, 福山佳之, 加藤美雄, 宮本仁美, 佐藤清富 (気象庁)

1. はじめに

1989年の南極昭和基地の5月の月平均気温は、観測開始以来の低温を記録した。この低温の傾向は4月後半から9月末まで続き、例年でない厳しい冬となった。この低温と、南極大陸を取り巻く海水の結水面積との関係を見ることを試みた。

2. 5月の低温域

図1からも分かるように、これまでに入手した南極の各基地における気象観測の5月の月平均気温を見ると、南極大陸の1/4 (昭和基地を中心とした0°E~90°E)の範囲で月平均気温が平年値差-3.8°C~-7.9°Cの低温を記録しており、特に昭和基地においては月平均気温が平年差-7.9°Cと最も低い記録となった。

この低温の原因としては、①月平均500mb高層天気図を見ると、発達した低気圧性の極渦の一つが、昭和基地の東方1,000km(72°S, 70°E)にあり、昭和基地を含む0°E~90°Eの地域はこの発達した極渦の西側に位置し、張り出した広大な寒気ドームに覆われていたこと。②この地域に近づく大きなじょう乱がなく、比較的安定した大気場が持続したので、風が弱く、晴天となることが多くなり、放射冷却が進行して、極端な低温となったことがあげられる。

昭和基地における、秋から冬にかけての累年平均値から求めた平均気温の減率値は1.1°C/10日であるが1989年は今までにない気温の減率傾向を示し、2~3月は1.1°C/10日と平年並であったが、3~4月は1.9°C/10日および4~5月は3.0°C/10日を記録した。また、冬期間の平均気温は平年並、冬期後期の9月は平年値より低い傾向であった。このため年平均気温が過去の低い方からの順位は2位となった。

3. 海水の範囲

海水域の分布は季節により大きく変化し、夏では約350万km²、冬では約2000万km²と約6倍もの面積になり季節の気温の変化に対し、比較的単純に拡大・縮小の変化を示しているようだ。また、氷縁の変化は、年平均気温の変化1°Cあたり緯度2.5°である。図2に示す昭和基地を中心とした0°E~90°Eの海水域の発達は、4月後半から始まり5月中旬には、この時期としては過去最大規模になっており、図3に示す月平均気温とよく相関を示す。また、この地域は年平均気温においても低かったことから、夏期になっても比較的安定した海水が残っていることがわかった。

1989年の5月の主な各基地の月平均気温

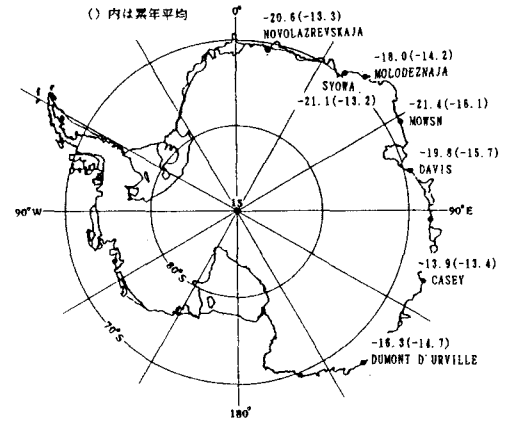


図1

1989年 南極海(0°~90°E)における海水の変化図

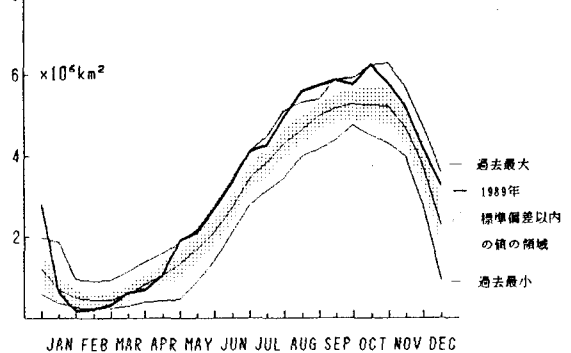


図2

(°C) 1989年の昭和基地における月平均気温

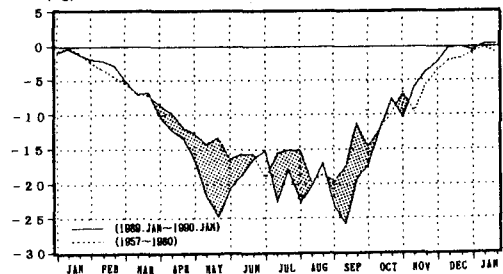


図3

海氷域におけるアルベードの船上観測

遠藤辰雄(北大低温研) 下田春人(船舶技研) 森永由紀(筑波大)
小野延雄(国立極地研)

ACR計画として継続するためJARE29にひきつづきJARE30でも「しらせ」が海氷域を航行中にアルベード観測を行った。これと平行して行われた海水の密度度の値と比較し、その方法と結果の一部について報告する。

<観測方法> JARE29では上向き放射計を「しらせ」の艦首より2m先へ出し4m下方へ垂げた位置にとりつけて行われたが、このブームの出入り作業が大変なのでJARE30では図1に示すように、元々下向き放射計のとりにつけられていた04甲板左舷前方コーナの位置

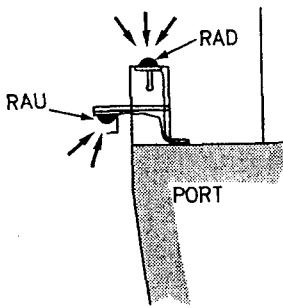


図1 04甲板左舷前方コーナにとりつけて下向き放射計(シンバル付):RADと上向き放射計(1/4立体角入射フード付):RAU

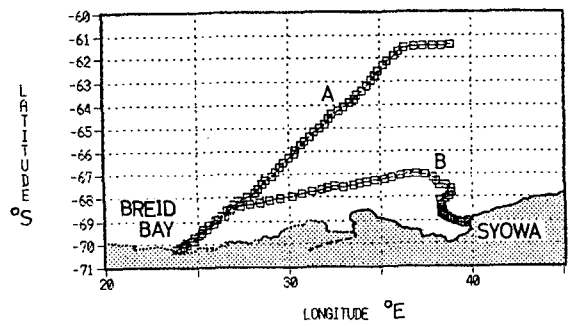


図3 観測した航跡A:ブラッド湾への進入1988年(2月15日(09:00)~2月17日(12:00)) B:ブラッド湾よりリッツフォルム湾まで

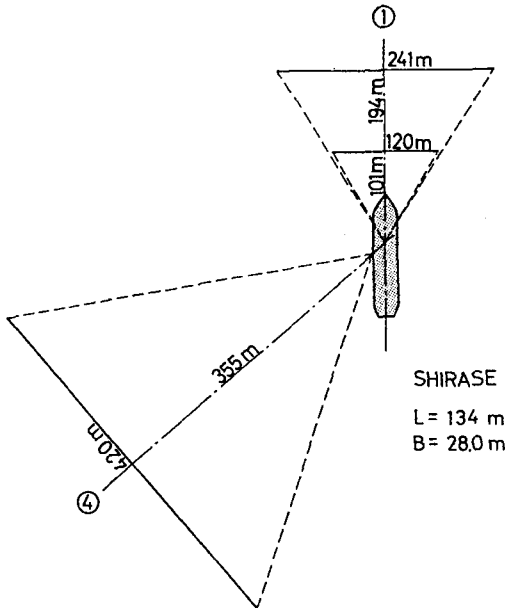


図2 海氷密度観測用にとりつけたビデオカメラ①及び④の視野と解析された測線長241m及び420mの相対位置関係

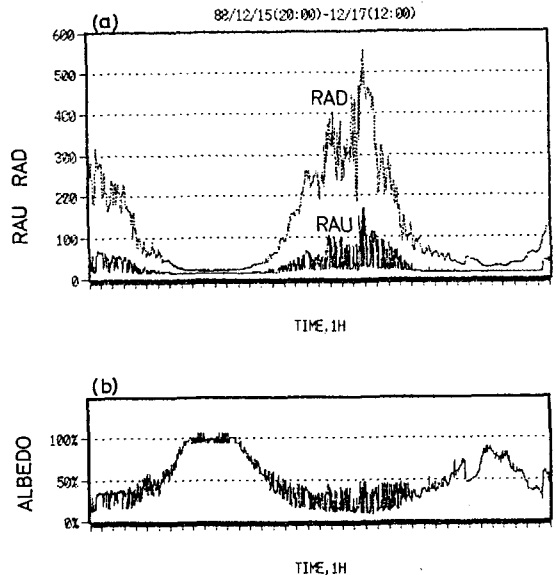


図4(a)航跡Aに沿った1988年12月15日(20:00)から同17日(12:00)までのRADとRAUの1分毎の記録(b)それから計算されたアルベード

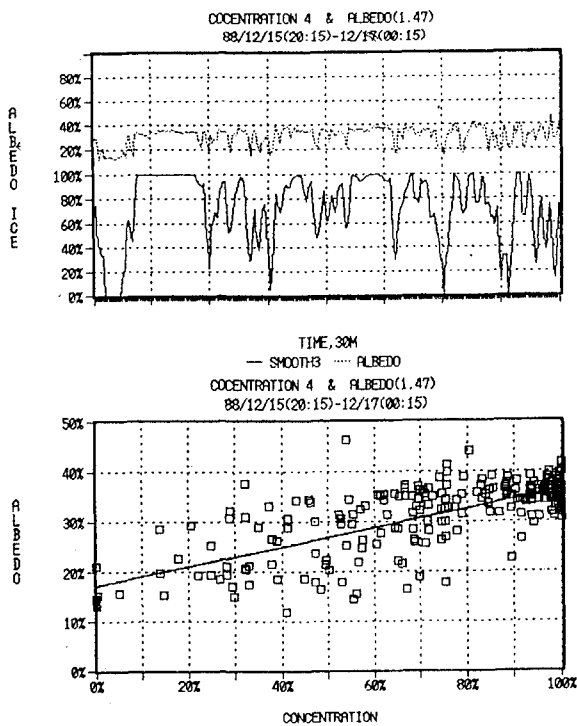


図5 航路Aの12月15日(20:15)から16日(00:15)までのアルベドの1分毎の値と3分移動平均した氷密程度の相関関係を示す。

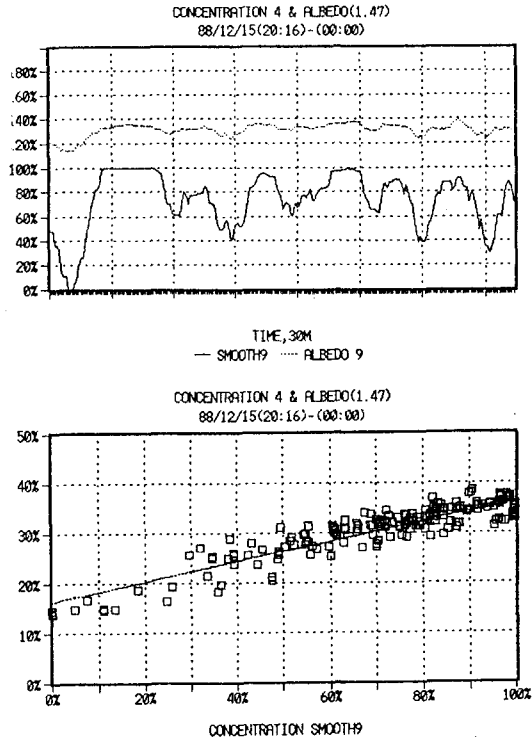


図6 図5と同じ、アルベドと氷密度をそれぞれ9分間の移動平均をして比べ、その相関関係を示す。

に34立体角を遮蔽するフードをつけて測定した。従ってアルベドの値はこれを2倍して計算された。実際には双方の器差も考慮して求めている。

一方、これと比べる氷密程度は船上からのビデオカメラ①と④によりタイムラプスで記録された。その視界と測線値の関係を図2に示す。カメラ④の視界がアルベドと解析した方向と一致しているため、これを採用した。結果として観測された航路は図3のA,Bであるがここでは主にAに関する例を示す。

得られた結果の一例を図4に示す。(a)には下向き放射計の値RADと34立体角を照射するように遮蔽された上向き放射計の値RAUの時系列を示す。(b)はこれらから計算されたアルベドの値で、これを1分毎である。太陽高度の低いとき(夜間)の値は夫々小さいため誤差が大きいと考えられるので、その部分は採用できない。

図4の左端の部分についてアルベドと氷密程度との相関関係をとって見たのが図5,6である。氷密程度はせいまい観測の値を1分毎に読

みとったものであるため、その変動が大きい。それに対して、アルベドは広範囲からの入射光を1分毎に記録しているため、まず初めに、氷密程度は3分間毎の移動平均をとって、アルベドの生の値と相関をとって見た。これが図5に示す通りで双方の関係にバラッキが大きいのがわかる。そこで両者に対して試行的に数種類の移動平均を施して、その組み合わせの相関をとったところ、双方とも9分間の移動平均を施したものの相関が最も良いことがわかった。図6はその例を示す。

上向き放射計には舷側から水平線までの氷野からの反射光が入って来るわけであるが、その割合は近いほど大きく、結局直下点近くの影響が最も効いて来るものと考えられる。従って、図2の示すカメラ①の氷密程度との相関を調べてみる予定である。

南極大陸の地形と山岳の南半球循環への影響

鬼頭昭雄 (気象研・気候)

1. はじめに

南半球高緯度では南極大陸とそれを取り囲む海洋の存在が大気大循環を規定している。とりわけ南極大陸は 3000m を越える氷床による山岳効果と東西波数 1 の地形効果が大きいと考えられる。これまでに GCM を用いた研究としては Mechoso (1981) が 7 月、Tokioka and Noda (1986) が 1 月について南極大陸の山がある場合とない場合の比較をしている。本研究では季節変化がある中で、南極大陸の影響を山 (orography) と地形 (topography) のそれぞれについて調べる。

2. 実験

昨年報告したように南半球対流圏循環の観測される特徴を良く再現している MRI GCM ($5^\circ \times 4^\circ, 5$ 層) を山があるラン (C)、南極の山がないラン (NA)、山がなくかつ 58°S 以南で帯状平均の境界条件を与えたラン (ZA) を各 3 年間積分した。MRI GCM では氷床のアルベドを $\alpha = \min(0.85, 0.70 + 0.15h)$, h は山の高さ (km), としている。そのため C では氷床上ほぼ 0.85 だが、NA では 0.70 となる。夏にはこの影響も大きいので、山はあるが $\alpha = 0.70$ としたラン (AL)、山はないが $\alpha = 0.85$ としたラン (NL) もおこなった。

3. 極域の循環

図 1 に冬 (6-8 月) の C と NA の気温、東西風、子午面循環と全非断熱加熱率の差を示す。南極に山があることにより極域の気温が (特に下部対流圏で) 低い。大陸の境界付近 (70°S) では南北温度傾度が強く風のシアーが大きい。カタバ風は山の効果により存在し、そのため大陸斜面では東風となる。従って下層の東風偏差、上層の西風偏差が顕著である。少し低緯度側 (60°S) では特に対流圏上部で移動性擾乱による運動量収束が C ランの西風加速に貢献している。極域の子午面循環ではカタバ風の存在に伴う高緯度の下降流、 60°S 付近の上昇流が見られる。

極域では非断熱過程 (主に長波放射) による冷却率がやや大きい (C: -1.22K/d , NA: -1.13K/d)。ここで 2 つの注意が必要である。まず下層ほど冷却率が大きいいため例えば 600mb で比較すると C

が -2.60K/d , NA が -1.22K/d となること。2 点目は冷却率と大気の mass を考慮した冷却量の区別である。C は NA に比べて南極氷床域の大気の量が約 7 割しかない。そのため冷却量は C の方が少ない (C: -89W/m^2 , NA: -119W/m^2)。Mechoso (1981) が示したように移動性擾乱による熱輸送は

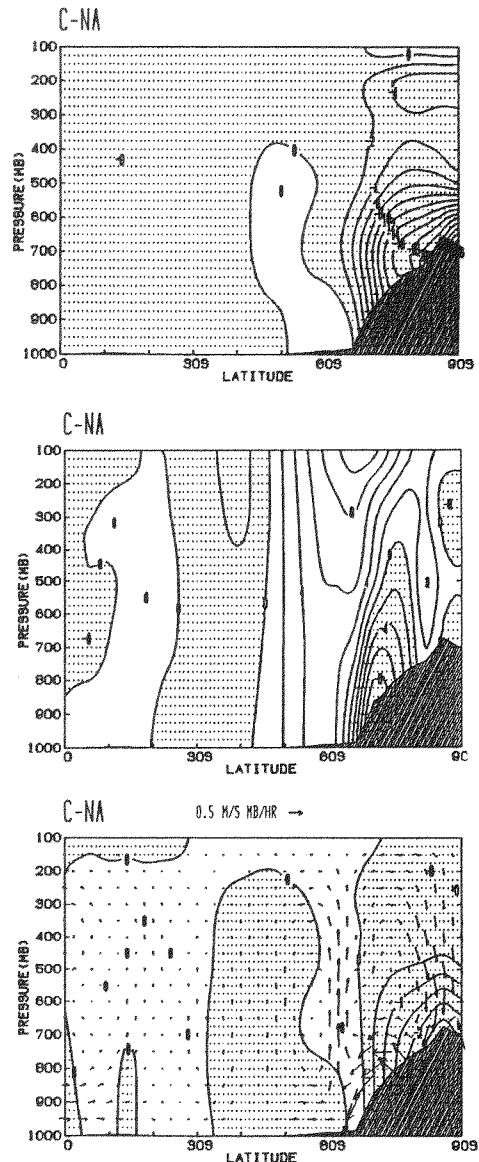


図1 C-NAの冬(6-8月)の気温、東西風、子午面循環と全非断熱加熱率. 等値線は 2 K, 2 m/s, 0.5 K/day. 負に斜線.

山岳によるブロック効果によりCの方が少ないが、逆に停滞性擾乱による輸送は大きい。この両者の効果はかなり打ち消し合うため、熱輸送の観点からはmassの差と解釈するのが妥当である。

夏には山の効果はAL-NAまたはC-NLとして評価でき、カタバ風に関連した循環が分離できる。夏冬ともに山ありの場合是对流圏中部で雲が多く、一方全雲量では最下層で雲の多い山なしランの方が多い。ただし全体に雲量が多過ぎるようである。

4. 中緯度への影響

500mb 高度場を見ると、Cランでは冬季、観測と同様 60°S を中心に南太平洋でリッジ、インド洋でトラフの波数1成分が卓越している。山がない (NA) 場合にもロス海を中心にリッジが発達する傾向があるが、Cに比べると3年平均での停滞波の振幅は小さい。しかし南極大陸の地形効果のない (ZA) 場合には更に位相が不安定であり (年々変動が大きい)、南極大陸の波数1地形はリッジをロス海に位置させるうえで一定の効果を持っているといえる。移動性擾乱の振る舞いにも NA と ZA には大きな違いがある。NA では南太

平洋域で運動エネルギーが小さいのに対し、ZA ではもはやその東西非対称は見られない。したがって南半球循環に対しては南極大陸の山と地形の両者の効果が重要である。

夏にも、冬より振幅は小さいが、同様の高度場アノマリー (オーストラリアから南太平洋にリッジ) が山の効果として現われる。更に雪のアルbedo効果 (C-AL) として東西波数1のアノマリーが高緯度にある。

5. 積雪量の変化

図3は南極の積雪量の時間変化である。Cではほぼ一定の割合 (1年間に水当量で18cm) で積雪が増える。GCMには氷床モデルは含まれていないため流れ出すこともなく積もっていく。沿岸部で多く大陸内部で少ない (5cm以下) 分布をしている。また低気圧分布に対応した水蒸気収束差により東西方向の非一様性がある。

NAランでは南極全体の積雪量は季節変化しながら初期値から徐々に減少 (年に4.5cm) している。これは高度差と低アルbedoを反映して夏の気温がNAでは高いために蒸発・融解が、気温が高く水蒸気量が多いために増加した降雪量を上回っているためと考えられる。夏平均気温はC → AL → NL → NAの順に高くなる。山が高ければアルbedoが低くても気温が低く雪が積もり続けるが、山がなければある一定のアルbedo (0.85と0.70の間) で年間の積雪量がプラスからマイナスに転ずる。古気候問題で氷床発達を論ずる際のポイントとなろう。

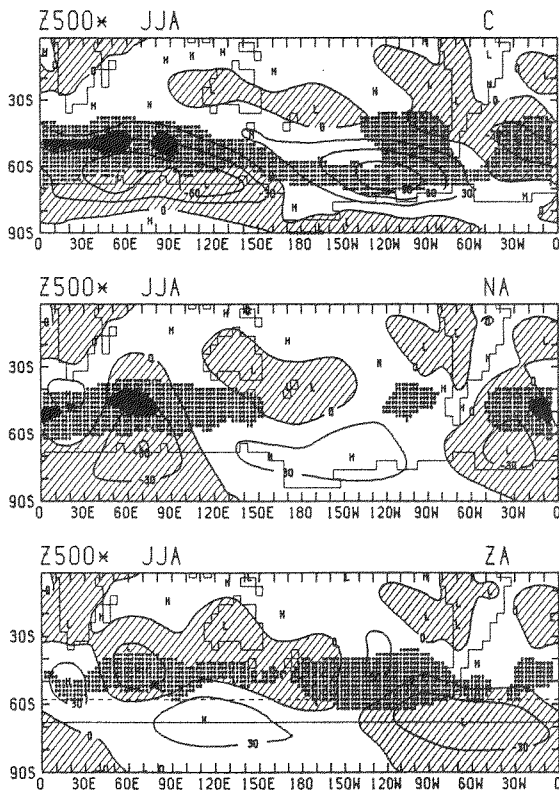


図2 C, NA, ZAの冬の500mb高度場。停滞波成分。等値線は30m。移動性擾乱の運動エネルギーが $80 \text{ m}^2/\text{s}^2$ 以上に点彩。

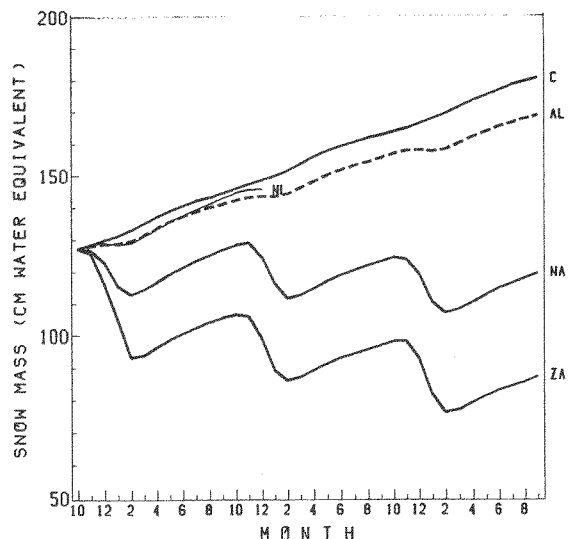


図3 南極大陸での積雪量。

南極域平均風の年々変化—オゾンホールとの関連—

川平浩二 (富山高専) 広岡俊彦 (気象大)

1. 序

南極オゾンホールにおける力学的効果を調べる目的で、南極域の月平均風の年々変化をNMC資料解析によって調べた。この効果については、現在までのところ、明確な結論は得られていないと言える状況である。しかし、問題点ははっきりしており、何故極渦が強く大規模波動の極向き伝播が1980年代になってから弱まり、極域成層圏での気温低下とオゾン消失をもたらすHeterogeneous Reactionsが生じるほどになったのか、ということである。

解析の重点は、オゾンホールが生じた1979年以降、いわゆる西風ジェットがどのように変化しているのか、という点そしてその変化は気温低下と同じような年々の強まりを示しているのかを見ることにある。

2. 解析結果

NMCの資料解析から、1979年から1987年にかけての月平均風の変化を10月について求め、その比較を行ったのが図1である。

この結果は60°Sより極側の下部成層圏で西風が僅かに強まっている領域もあるが、全体として大きな変化がない、といえる。9、8月についても同様な傾向であった。結論としてオゾンホールが出現する月の平均風は、1979年から1987年にかけては顕著な変化がなかった、と言える。気温の年々の低下と比べて、平均風の変化が顕著でないということは、今後の新たな問題ともいえるが、説明のむずかしい特徴である。

この問題を更に調べるために、1970年代の風や気温のモデルとして Barnett and Corney(1985)のまとめた結果と比較を行った。

1987年との比較を行ったのが図2である。まず明らかな点は、最近の分布はジェットの位置が赤道側へ移っていることである。さらに60°Sより極側の西風が弱まっており、逆に赤道側の西風が強まっている。この分布は、1980年代は極向きの大規模波動の伝播を弱める平均風になっていると言えそうである。

3. まとめ

オゾンホールの生じた1979年以降の平均風には顕著な変化を見出せなかったが、1970年代の風の分布との比較では明白な変化がみられた。このことから、1979年ごろを境として風の場にオゾンホールの生成に都合のよい変化が起こり現在まで持続している、と考えられる。

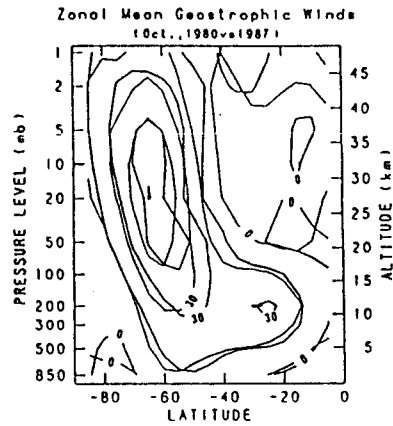
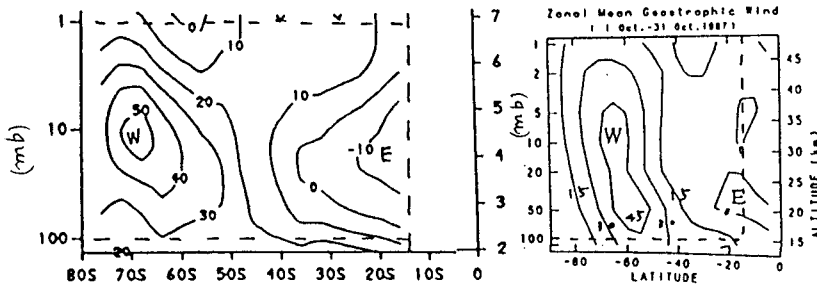


図1 1987年(太実線)と1980年(細実線)の10月平均風の比較。15(m/s)毎。



左図: Barnett and Coy(1985)による1980年以前の平均風(m/s)
右図: 1987年のNMCより求めた平均風。10月

関原 疆 東京理科大学

最近 Labitzke 等の太陽活動と気象に因する統計結果が注目されている。その要旨は問題を QBO の西風時と東風時に分けると結果が意外に明瞭に見えてくる点にある。

オ1図は極域 30 mb の気温についで調べた結果で西風時のみについで太陽活動と +0.75 の正相関、東風時のみについで -0.45 の負相関となる。又冬季突然昇温と西風時には太陽活動極大時に東風時には反対に極小時に起る。

オ2図は極地の 80 km までの各層気温の冬季 1, 2 月時の平均値と太陽活動との相関係数であるが西風時と東風時と対称的な相異が見られるが更に西風時 40 ~ 50 km に負相関の所が見られるのが注目される。

これを説明するためには着目するところはオーロラ活動における水平に流れるジェット電流の加熱効果に注目して見た。ジェット電流によるジュール熱は太陽風が地球磁気圏に与えるエネルギーの最終最大の群と考えられており最近の評価によれば 1 時間平均で 10^2 W/m² 程度と考えられ、この熱は極域上空 100 ~ 115 km の高さに与えられる。

55 km から 80 km までの中間圏は主としてオゾン層加熱の夏冬の相異による半環状循環が支配的である。このために夏極上昇気流、冬極で下降気流が存在するとされている。100 ~ 115 km の高さは渦動拡散が支配する領域でこの中には中間圏の拡張と考えるとこの熱は下降気流にのりて考えられる。更に電波による観測で太陽活動の盛期に中緯度で著しく極方向への運動が 95 km の高さで加速されている事も知られている。又 80 ~ 100 km 付近は局所的熱平衡になったために主要な放熱過程である CO₂ 15 μm 帯の放射冷却効率が悪く疎密さゆえに 80 km 以下で放射冷却の緩和時間約は 5 ~ 6 日と見積られる加熱効果は中間圏下部まで届くと考えられる。

そこで今 QBO - 西風時にはこの熱が更に下まで運ばれる可能性について考えよう。

オ4図 a, b は北半球 1 月の

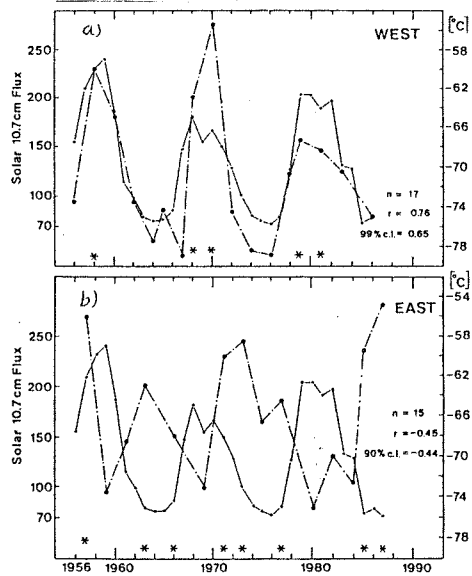


Fig. 1 Time series of the 10.7 cm solar flux and the mean 30 mbar temperature at the North Pole for (Jan. + Feb.) / 2. The asterisks at the bottom denote the occurrence of major mid-winter warming. a) for QBO-West b) QBO-East, after Labitzke and van Loon (1988)

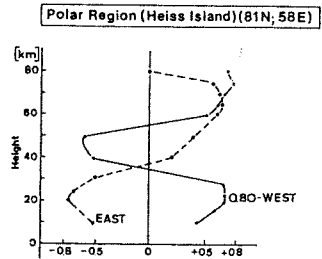


Fig. 2. Vertical distribution of correlations between the 11-year solar cycle (10.7 cm solar flux) and average temperature in January and February in the East (dashed) and in the West (solid) phase of the QBO at Heiss Island (81N, 58E) After Labitzke and Chanin (1988)

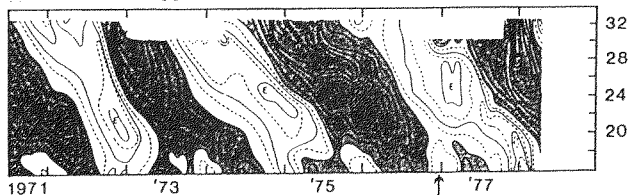


Figure 3. Time-height section of the zonal wind at 9°N. The 15-year average of the monthly means has been subtracted from the original wind observations in order to remove the annual and semi-annual cycles. Shaded areas are regions with west winds. Solid isotachs are at intervals of 10 ms⁻¹. From Coy [1979].

気温と帯状風の平均値である。QBOは大体において30km以下の下部成層圏のこの西風というのは極域低気圧(極夜渦)を強めその高さを高くしその結果は極夜渦の上にある循環を生ずる事が考えられる。その結果は第4図の如く成層圏内では上からの暖かい空気を極夜渦に持ち込みこれを暖めることとなる。成層圏界面を越えるXコ=スクは第4図の循環上部の東向きの変遷による中間圏との関連による。渦動拡散が物を云うこととなる。さういふ事で第2図の西風時の相対係数の分布が説明される。

さて東風時の説明のためには Houghton (1978) による研究結果を引用する。第6図は衛星を用いた80km, 45km, 20kmの気温の推移で緯度が80°Nの高度の値である。こゝの特徴は12月以降明らかになる。理由は今からさういふ中間圏と成層圏の著しい気温の逆相関である。次に第7

図は12月28日と29日にわたる緯度60°Nにおける気温の垂直分布の地球を緯度につき1週りした図である。成層圏界面の位置は破線で示してあるが著しくわん曲しているのが眼につく。これは明らかに極夜渦の上で押し上げられたものである。併せてこの時期は第5図の矢印の位置で正にQBO東風の時期に入つたばかりの時である。さうするとこの意味はつきりする。QBO東風は極夜渦を弱め小さくする。成層圏界面はそれに従つて下がり40kmまでとなる。前述の第2の循環は勿論なく従つて熱が上から下へ行く可能性もある。これを第2図の更迭の方の説明がつかう。上から与えられた熱は中間圏にたまる

だけである。但しその中間圏の体積は西風の場合に比し著しく大きい。中間圏は大きくうすく暖まる結果となる。つまり成層圏界面はQBO-Wでは60km, QBO-Eでは40kmと20kmと動くのである。

QBO-Eの場合の成層圏の負相関は前述第6図で述べた逆相関を説明する(図5)。その論理の解明は今後の課題である。

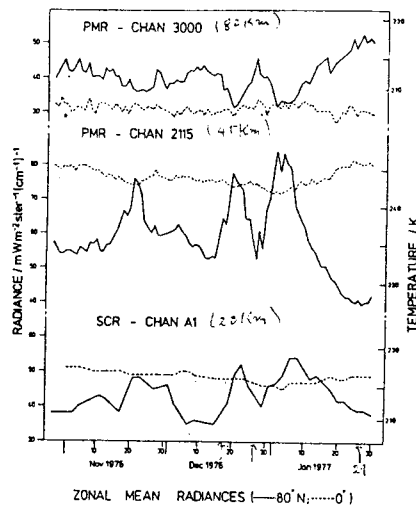
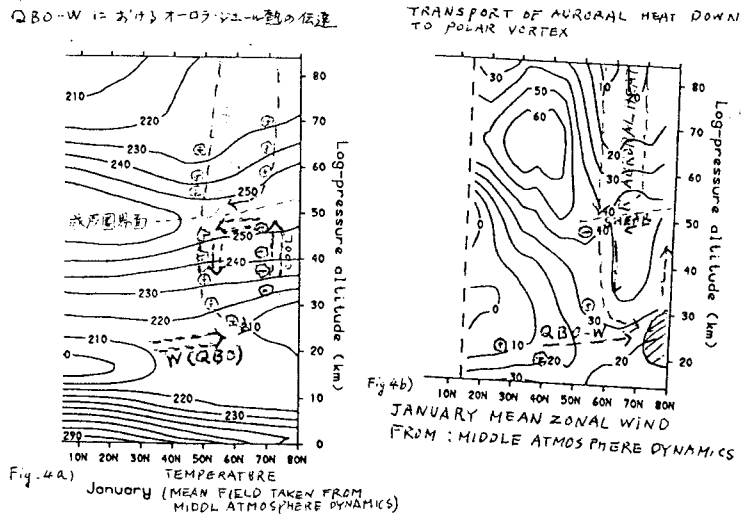


Figure 6 Radiances for the period November 1976 to January 1977 averaged around the 80°N latitude circle and around the equator for channels 3000 and 2115 of the Nimbus 6 PMR which originate near 80 km and 45 km respectively, and for the channel A1 of the Nimbus 5 SCR which originates near 20 km. From: Houghton (1978)

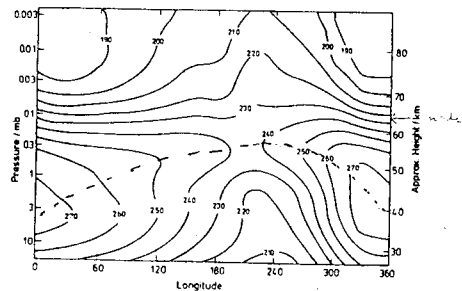


Figure 7. Altitude-longitude cross-section of temperature (in K) around 60°N for 28 and 29 December 1976 derived from PMR and SCR data From: Houghton (1978)

衛星データを用いたカタバ風気候学の試み

瀬古 勝基 (名古屋大学水圏科学研究所)

NOAA-AVHRRデータ (ch-4, 赤外) の温度変化の微細構造 (100 km 以下) に、カタバ風の流線に沿った特徴的な模様 (パターン) が頻りに現れる。図1は1988年6月の連続する4日間の画像である。ハイパスフィルタリングによって100 km 以下の構造を抽出してある。幅10 ~ 20 km のバンド構造が見られる (温度差は約1 K)。等高線との交角、日々の変動が小さいこと、山脈、氷床域などが明瞭に見えることから雲ではないと判断できる。

パターンの特徴として

1. 逆転の強い時期、同時に現れる。
2. 日によって位置が変動するが、ほぼ同じ位置を通る筋が見られる。
3. 100 km 以上にわたって、ほぼ直線的な線状構造を持っている。
4. 内陸高原域にもこのパターンが見られるケースもある。

パターンを形成するメカニズムについては、1から風速差に伴う地表面温度差が原因である可能性が高いが、風速差を作る原因 (密度流中の不安定、又は地吹雪粒子による加速効果などが考えられる) については不明である。

又、又については、氷床上に風を束縛するような地形が作られている事を思わせるが、氷床カタバ風域の地形は、むしろ風に直交した向きに発達しており (本シボラ山 (瀬古 et al)) 何がパターンを束縛しているかについては不明である。

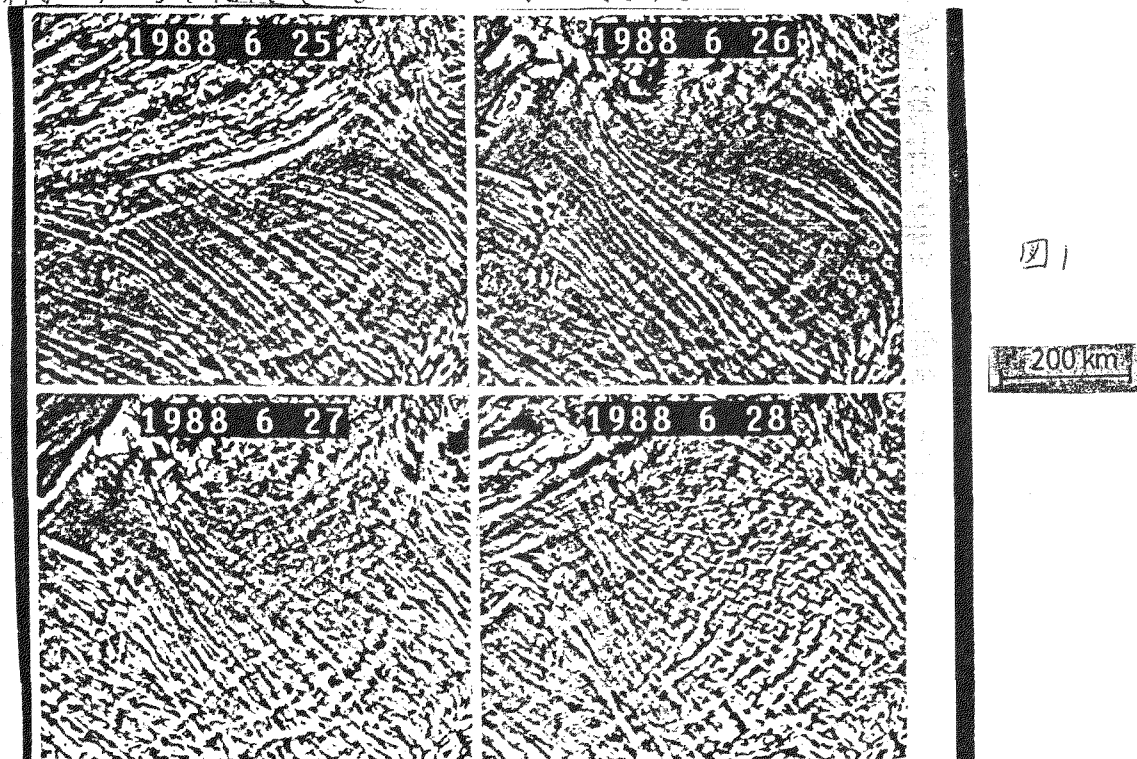


図1

200 km

南極氷床上の堆積環境と地形変動

瀬古 勝基、古川 晶雄 (名古屋大学水圏科学研究所)

渡辺 興亜、藤井 理行、西尾 文彦 (極地研究所)

南極氷床上に存在する数10kmの空間スケールを持つ地形(Undulation)については、これまで貴重なフィールドデータによって存在が知られてきた。地形に伴って堆積環境の不均一が見られる事も示唆されている(Watanabe,1978)。Fujii et al.,(1987)は、NOAA,AVHRRデータが堆積環境を検出できることを示した。

今回、新しく取得したNOAA,AVHRRデータを用いてこの地形、堆積量、堆積環境の空間構造を抽出し、成因を議論するうえで有益であろう新たな知見を得たのでそれを報告する。

図1に示すのはみずほ高原域のアルビード分布である。ハイパスフィルタリングによって100km以下の構造を強調してある。顕著な特徴として20~40kmの波長を持った綺状構造がこの地域の大部分を占めているのがわかる。特に発達ที่著しいのは、みずほ上流域からやまとの風下側にかけて(やまと風下では標高1000m付近まで発達が見られる)、同種の構造はランバート氷河上流域にも見られた。構造の走行がカタバ風の風向に直交しているのが興味深い事実である。

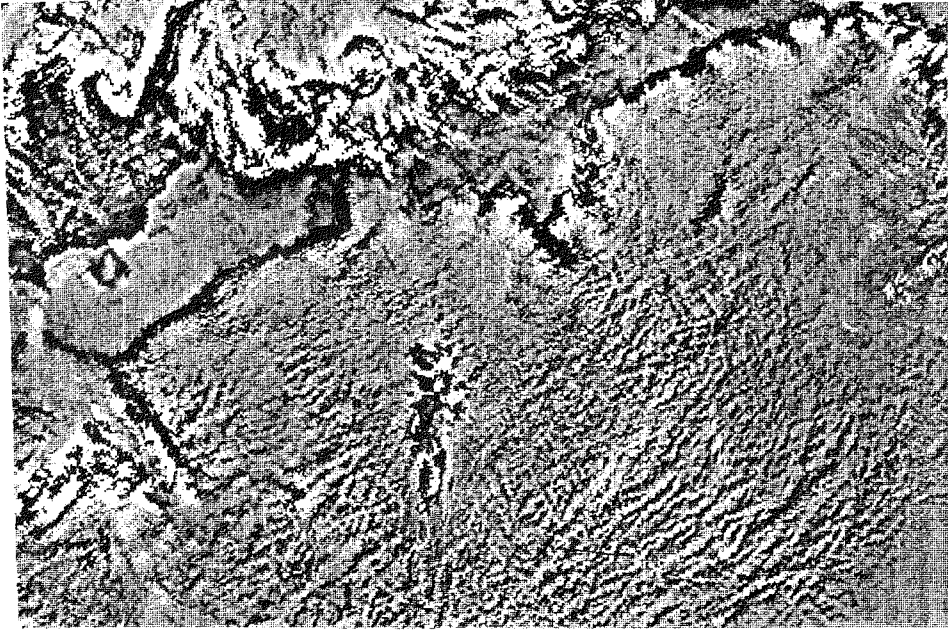
この構造が卓越している領域(SSルート)での年間かん養量(Nishio et al.,1986,1988)と衛星アルベードの間には、はっきりした対応が見られる(図2)。氷床表面高度の傾斜とかん養量の関係(図3)は緩(急)傾斜で堆積量大(小)となっており地形も位相がずれた形で同様の構造を持っていると考えられる。

風向に直交する走行、および傾斜と堆積量の位相関係から、地形は風上方向に移動することが予想される(氷床基盤地形が原因であるならば、構造はこのような走行を持たないであろう)移流効果を考慮するとカタバ風は数10km以上の地形に影響される。数10kmスケールの地形に伴ったカタバ風の風速変動が地吹雪収束を作り出し、これが地形にフィードバックすることは十分考えられる。

簡単な大気地表相互作用モデルで地形の移動速度を見積もった結果では、みずほ高原域の代表的な条件の下では、波長30kmの地形は約100年で1波長移動する(移動速度=300m/y)。しかし、この間に振幅が約半分に減衰してしまう。雪粒子のシンタリングを考慮すると減衰率は少なくなるが発達を説明することはできず、振幅の問題は今後の課題である。

以上、南極氷床上の堆積環境、地形変動を支配していると考えられる大気雪氷相互作用について報告する予定である。

图1



ALBEDO & ACCUMURATION

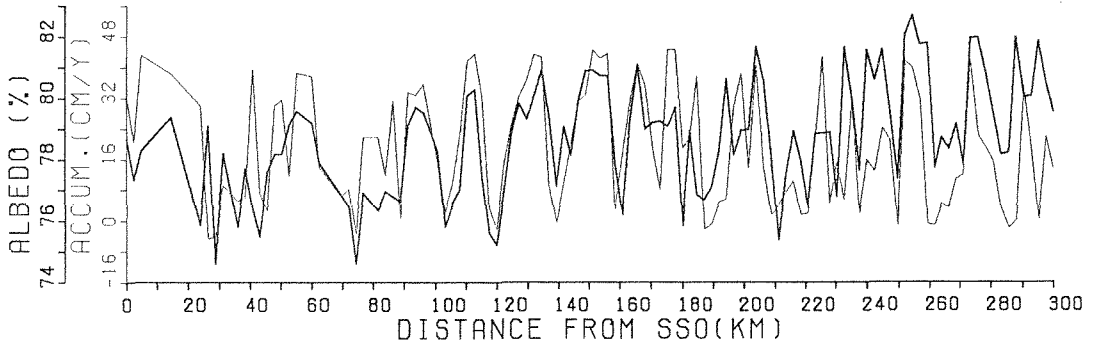


图2

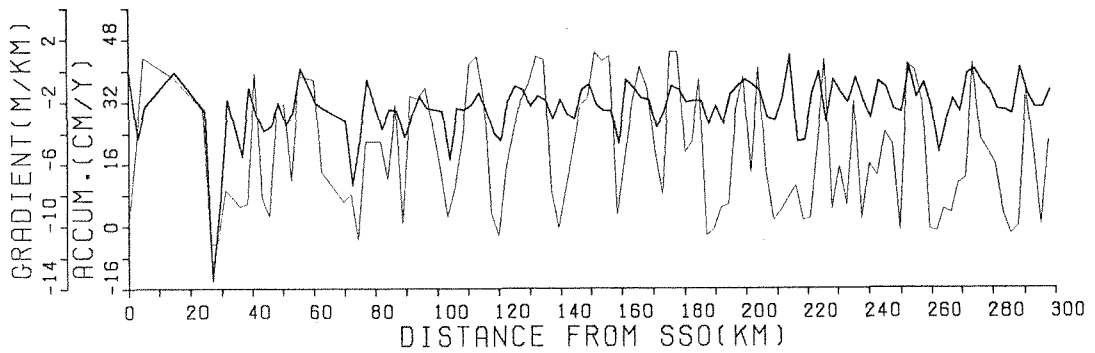


图3

移動観測データによるみずほ高原の気候区分

井上治郎 (京都大学防災研究所)

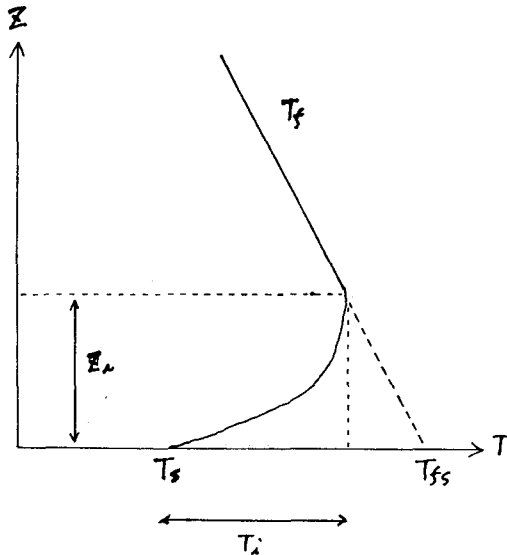
1 はじめに

みずほ高原では10m雪温からもとめた年平均気温の高度減率は、内陸に行くにしたがって増加し、最奥部では乾燥断熱減率の倍以上になる (Satow, 1978)。このことは南極大陸の他の地域でもみられ、東南極の高原を環状にとりまいて、高度減率2.0K/100m以上の地域が存在する (Radok, 1973)。これらの理由として、(1) 氷床内陸部へ行くほど接地逆転が強くなる、(2) 自由大気の気温の南北勾配による (内陸へ行くと傾斜が緩やかになるため、高度増加分に対する極方向の距離の増加率が大きくなる)、があげられる。これら2つの要素の量的な関係を明らかにしておくことは、大気-氷床モデルを考えるうえできわめて重要である。

2 地表面温度と自由大気の温度との関係

氷床上では一般的に接地逆転があり、その場合の両者の関係は(1)式で表される。

$$T_s = T_{fs} - T_i - (dT_f/dZ)Z_i \quad (1)$$



ここに T, Z, R は気温、高度、緯度であり、添字 f, s, i は自由大気、地表、接地逆転を示す。 $T_{s,f} = T_{s,f}(Z,R)$ である。(1)式を微分し、 $\partial^2 T_f / \partial Z^2 = 0$ と仮定すれば、 $\partial T_{fs} / \partial Z = \partial T_f / \partial Z$ なので次式がえられる。

$$\begin{aligned} \partial T_f / \partial R &= (dT_s/dR) [1 - (\partial T_f / \partial Z) / (dT_s/dZ)] \\ &\quad \text{①} \qquad \text{②} \qquad \qquad \text{③} \qquad \qquad \text{④} \\ &\quad + dT_i/dT_s + (\partial T_f / \partial Z)(dZ_i/dT_s) \quad (2) \\ &\qquad \qquad \qquad \text{⑤} \qquad \qquad \qquad \text{⑥} \qquad \qquad \text{⑦} \end{aligned}$$

3 解析の方法

(2)式は、地上気温の南北勾配 (②) から接地逆転の影響、高度の影響を除外して、自由大気の南北温度勾配 (①) をもとめるものである。(2)式の各項を観測値から評価した。③、⑥項は、これまでみずほ高原でおこなわれたゾンデ観測の結果を用いた。⑤、⑦項は、南極大陸全体で普遍的なものと考えべきものなので、広範囲の観測結果をもちいた。そして②、④をもとめるために、みずほ高原でこれまでおこなわれた内陸旅行中の定時移動気象観測 (1977-1986) のデータをもちいた。

4 結果

⑥・⑦項は他の項にくらべてきわめて小さく、無視してよい。接地逆転層は季節変化するので、1年を夏・春秋・冬の3つの季節に分けると、自由大気の南北の温度勾配として、夏: 1.1、春秋: 1.7、冬: 0.7 ($^{\circ}\text{C}/100\text{km}$) の値がえられた。夏は接地逆転による影響 (⑤) が春秋、冬の1/3以下だが、高度による影響 (③④) が大きくなる。

1989年2月～1990年1月の昭和基地における
オゾン全量の変化について

首藤康雄, 福山佳之, 加藤美雄, 宮本仁美 (気象庁)

図1 オゾン全量の年変化

1. はじめに

1989年2月～1990年1月までの南極昭和基地で観測したオゾン全量観測、オゾンゾンデ観測の結果を報告する。

2. オゾン全量観測

今回は極夜の期間(5～7月)も安定した天候に恵まれたため、月光観測を多く行うことができた(106回)、年を通じた変化傾向を把握することができた。オゾン全量の年変化を図1に示す。オゾン全量は2～7月まではほぼ300(m atm-cm)前後の値で推移したが、8～10月初旬にかけて、オゾンホール現象にともなって起こる減少が観測された。9月30日には最低値160(m atm-cm)を記録した。その後は11月中旬まで緩やかに増加し、11月下旬には急増した。また、10月の平均値213(m atm-cm)は、1987年につく低い値となった。このオゾン全量減少の時期と図2の30mb面の風速と気温の対応を見てみると、気温の急昇及び風速の急増がよく合っている。

図1の丸印は、オゾン全量の異常と思われる値であるが、衛星によるオゾン量と比較すると、衛星でも同じような値となっていた。

またオゾン全量観測は、通常のAD波長組の他に極夜の時期は月光観測、太陽高度角が低い時期にはCD波長組の観測を行ったので、これらの観測精度確認のため比較観測を行った。結果は図3に示すように、AD-CDはほとんど合っている。太陽光-月光ではオゾン全量の低いところで差が大であるが、そのほかは5%以内である。

3. オゾンゾンデ観測

図4にオゾン分圧の鉛直分布の時系列変化を示す。この図を見ると、極夜の期間では100～50mbの層のオゾン分圧は多いが、9月中旬～11月下旬ではオゾン全量の減少に合わせてこの層も減少している。12月に入ると100～50mbの層のオゾン分圧は再び増加している。しかし、30mbの層では101～150(μmb)のオゾン分圧があり、オゾン全量が減少しているにもかかわらずこの層はあまり減少していないのがわかる。

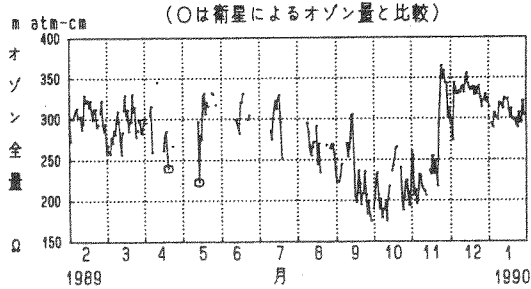


図2 30mbの風速と気温

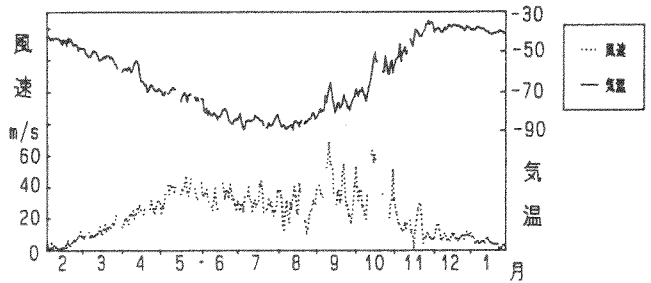


図3 AD-CD・太陽光-月光の比較結果

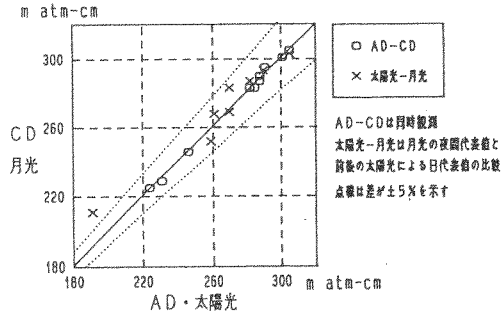
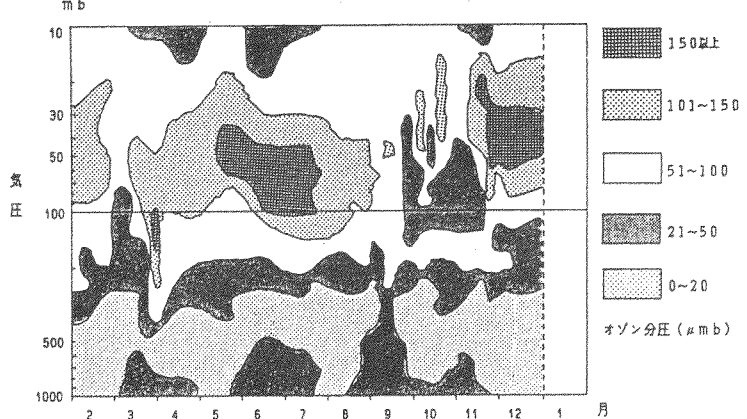


図4 オゾンゾンデによるオゾン鉛直分布の時系列変化



イースト菌による大気オゾン層厚の測定

琉球大・理
放医総研

澤 岷 英 正
松 本 信 二

平 田 孝 治
古 瀬 雅 子

今日フロンガスによるオゾン層減少をもたらす日射紫外線の増加が懸念されている。この問題は1974年 Rowland ら¹⁾が初めて注意し、1985年には Farman ら²⁾の南極近くのオゾンホール発見に至り、以後多くの組織的な観測が報告されている。³⁾我々は同様のオゾン層厚を光回復能のない酵母菌(イースト菌)を用いて、その細胞核内核酸(DNA)の塩基(チミン)の紫外線吸収による細胞失活率の測定により検討した。この測定原理はオゾン(O₃)とDNAの分光吸収特性の類似性にある。

紫外線照によるイースト菌細胞核内DNAの生物活性変化(チミン分子が紫外線吸収により二量体を形成して細胞分裂を阻止する)から紫外線量と細胞致死の関係が得られた。故に使用したイースト菌株(*Saccharomyces Cerevisiae* DKKHrpo1 (rad 1-1 p hr, MATalpha))は紫外線量の検知器として使用可能である。⁴⁾

1989年6~10月間の千葉県稲毛市(放医総研)における平均オゾン層厚は3.35 mmと観測された。(図1) 一方1989年11月~1990年3月間の沖縄県西原町(琉球大)における平均オゾン層厚は2.23 mmであった。(図2) ちなみに琉球気象台の他の方法による実測値はこの間で2.0~3.2 mm(於那覇市)と報告されている。これらの値は互いに良い一致を示している。

結論として、光回復能のないイースト菌は紫外線量の計測に有用であり、一種のホトンカウンターである。また安価な分光装置であり、紫外線望遠鏡とも考えられる。

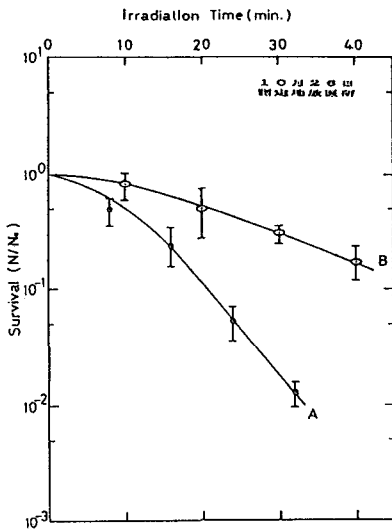


図 1

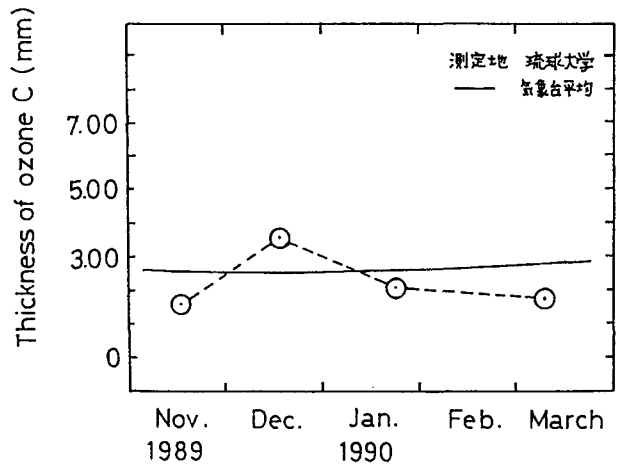


図 2

- 1) M.J. Molina & F.S. Rowland, Nature 249, 28 June (1974).
- 2) J.C. Farman et al., Nature 315, 16 May (1985).
- 3) 富永健, 卷出義紘, F.S. Rowland, フロン; 地球を蝕む物質 (東大出版会 1990).
- 4) 古瀬雅子, 松本信二, 日本生物物理学会 6 Oct. (1988 東京).
- 5) 澤岷英正, 平田孝治, 松本信二, 古瀬雅子, 日本物理学会(九支) 25 Nov. (1989 沖縄).

昭和基地における地上オゾン濃度の連続観測

青木周司、川口貞男（極地研） 功刀正行、溝口次夫（国立環境研）
村山昌平、中澤高清（東北大・理）

はじめに）

昭和基地における地上オゾン濃度の系統的な観測は1988年2月に開始された。これまで2年間にわたる観測結果について報告する。

結果および考察）

昭和基地で得られた日平均地上オゾン濃度の変化を図1に示す。昭和基地におけるオゾン濃度は年間を通して低いため、濃度計のゼロドリフトが測定結果に少なからぬ影響を及ぼす。このため、10日ごとにゼロチェックをおこない、その結果を用いてゼロ点の補正をおこなった。また、基地活動によって汚染されたデータは統計的な手法で除去されている。

昭和基地で日々観測された地上オゾンは、CO₂のように大気中で化学的に安定した物質に比べ濃度変化が大きい。しかし、どの季節でも太陽光強度の変化に対応した規則的なオゾン濃度の日変化はほとんどみられなかった。このことから南極域では大気境界層内の光化学反応によるオゾンの生成、消滅はあまり起こらず、濃度変化はおもに大気によるオゾンの移流および拡散量の変化と地上におけるオゾンの分解効率の変化によって引き起こされているものと推定される。図にみられるような地上オゾンの数週間周期の不規則変化は3月から7月にかけては比較的小さいが8月から1月にかけて大きくなり、特に8月と9月に濃度が数日間続けて異常に低下する現象がみられた。

昭和基地における地上オゾン濃度は7月から8月にかけて最高濃度が、また1月から2月にかけて最低濃度が出現するような比較的なめらかな季節変化なめらかな季節変化をしめし、その振幅は約20 ppbvである。一方、昭和基地で観測されたオゾン全量は冬の時期には少なく、8月末の成層圏における突然昇温とともに急激に増大し、春から秋にかけて大きな増減を繰り返している（松原、他1989）。つまり、地上オゾンと成層圏オゾンとは変化

の様子が全く異なっている。したがって上層大気から地上への物質輸送はたいへんゆるやかなものであることがわかる。対流圏上部のオゾン濃度が地上の濃度に比べて常に高いこと、および地上オゾン濃度が冬に高く夏に低いことから、南極域の対流圏の鉛直下向きの物質輸送量が比較的冬に多く、夏に少なくなるものと推定される。

1988年2月から1989年1月までの年平均地上オゾン濃度は27.1 ppbvであり、1989年2月から1990年1月までは25.1 ppbvであった。

Reference

松原廣司、土井元久、上窪哲郎、岡田憲治、山口寛司、青木輝夫、野木義史 1989. 第29次南極地域観測隊帰国報告会資料、気象庁、pp 51.

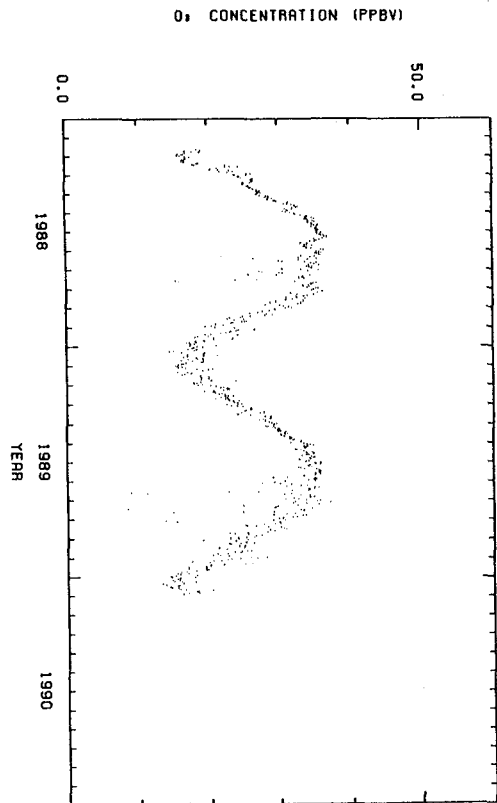


図1 昭和基地における日平均地上オゾン濃度の変化

炭酸ガスの北半球から南半球への輸送のシミュレーション

山崎 孝治・千葉 長 (気象研・気候)

1. はじめに

南半球対流圏では北半球と異なり、炭酸ガス濃度は下層より上層の方が高い。これは北半球中緯度地表付近で放出された炭酸ガスの南半球への輸送経路に関係すると考えられている。すなわち、北半球中緯度から熱帯に輸送された炭酸ガスは熱帯で上昇し、上部対流圏から南半球に輸送されるためであると思われる。このことを調べるために、大気大循環モデルで得られた3次元的な風の流れをオフライン的に用いて地表付近から放出された炭酸ガス濃度のシミュレーションを行う。

2. 実験方法

風の流れは平行四辺形切断波数24、23層の気象研究所スペクトルモデル(MRI GSPM-R24L23)の1年間のシミュレーション結果を用いる。12月1日00Zを初期値とし、1日2回のデータを1時間毎に内挿して使用する。

炭酸ガスの放出源は日本、北米、ヨーロッパ、アマゾンの各々の領域におき、実験を繰り返す。放出はモデル大気の下層に1日につき1単位を連続して与える。濃度の輸送・拡散は濃度傾度がきつときでも精度よく計算できるセミラグランジアン法を用いる。

3. 結果

現段階でははじめの1カ月の結果までしか得られていないので、初期の移流・拡散の様子を述べる。

a) 日本からの拡散

西風によって東へ輸送される部分は2-3週間北半球全経度に広がる。これは、北米やヨーロッパからの拡散にも共通している。一方、一部は寒気吹き出しの流れによって、インド洋に向いそこで上昇して南半球亜熱帯に侵入する。

b) 北米からの拡散

一部は北極域に向かう。また、約2週間後に熱帯域南米西海岸付近から南半球に侵入するのが見られる。

c) ヨーロッパからの拡散

一部は北極域に向かう。1カ月ぐらいまでは顕著な南半球への輸送は見られない。

上記の3ケースとも太平洋や大西洋でITCZ付近に強い南北傾度が形成される。

d) アマゾンからの拡散

かなりの部分は上昇し、南北両半球に広がり、亜熱帯ジェットによって東方へ輸送される。下層のものは偏東風によって、赤道付近下層をゆっくり西に輸送されてゆく。

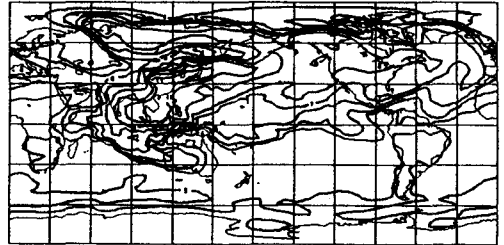


図1 日本からの拡散実験の14日目の全カラム量分布。対数目盛り。

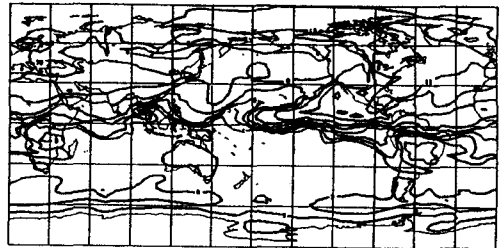


図2 北米からの拡散実験。15日目。

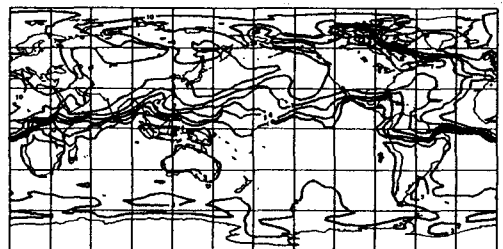


図3 ヨーロッパからの拡散実験。12日目。

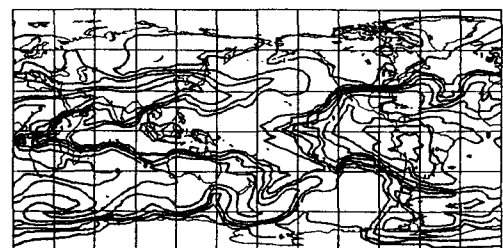


図4 アマゾンからの拡散実験。12日目。

南極上空における大気中のCO₂濃度

中澤高清 村山昌平 田中正之(東北大) 青木周司 山内恭

川口貞男(極地研) 深堀正志 塩原匡貴 牧野行雄(気象研)

南極域における物質輸送過程を把握することは高い。但し、地表の濃度は、低高度の上空とは、正確な全球規模炭素循環モデルの開発よりも高い。

この目的のために我々は、上記の結果について、北半球から南半球中緯度にかけて行われた航空機・船舶観測の結果および昭和基地を含む南半球の地表の観測結果と比較し、物質輸送過程を考察してみた。北半球の夏にモンスーン循環が卓越するため、北半球のCO₂高濃度の大気が、対流圏上部を通過して、南半球に侵入し、対流圏上部の大気と混合しながら南極域に輸送され、沈降し、地表に達する。一方、モンスーン循環がなくなる北半球の冬には南半球中緯度下層のCO₂低濃度の大気が、対流圏下部を通過して、南極域に達し、そこで上空へ運ばれる。このように考えると振幅、位相、濃度等の南半球における分布についてうまく説明がつく。なお、地表が低高度の上空より高濃度であるが大気-海洋間のCO₂交換の影響を受けているのかもしれない。また、上空0-2.5 kmについては、何等かの局地的な影響を受けているものと考えられ、今回は触れなかったが今後検討が必要である。

(1) 図1に示したように、上空0-2.5 kmを除いて、各高度とも、4月半ばから5月初旬にかけて最低濃度が現れ、9月下旬から10月初旬にかけて最高濃度が現れた。最低濃度が現れる時期は、低高度ほど早く、地表は、上空5 km以上と比べると1カ月近く早い。逆に最高濃度の現れる時期は高高度ほど早く、地表は、上空5 km以上と比べると10日ほど遅い。

(2) 図1に示したように、上空0-2.5 kmを除くと、高高度ほど、季節変化の振幅が小さい。

(3) 図1と2から分かるように下層に比べて年間を通して、上空5 km以上のCO₂濃度

いずれにしろ、今回の考察には、未だ、推察の域が多く、より確かな結論を得るために、今後、年間を通しての観測が必要である。

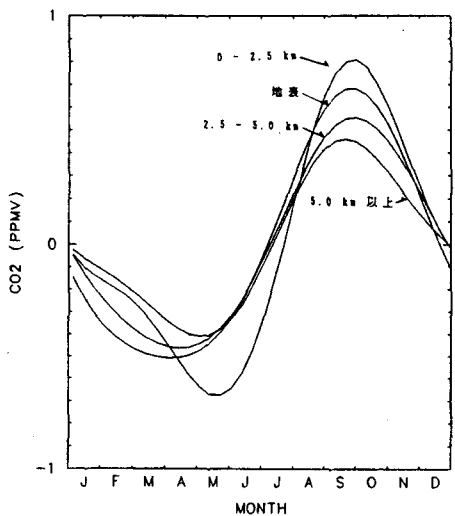


図1 昭和基地上空における各高度のCO₂濃度の季節変化

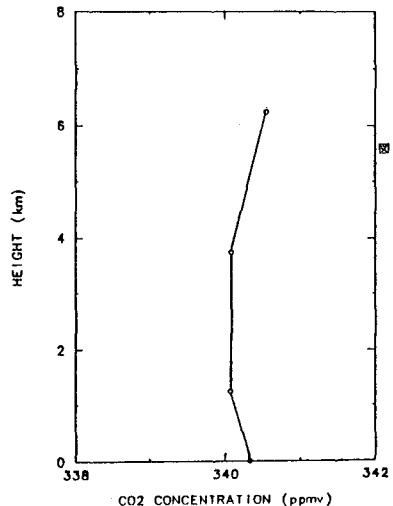


図2 昭和基地上空におけるCO₂濃度の鉛直分布(1983年1月1日の濃度に換算してある。)

沿岸域における大気中のDMS濃度

古賀 聖治・田中 浩 (名大 水圏研)

[1] はじめに

海洋大気中に普遍的に存在する非海塩性硫酸塩エアロゾル粒子は、海洋水中の植物プランクトンの活動により生成された硫化ジメチル (DMS) の酸化生成物であると考えられている。海水中のDMS濃度と大気への移行量を知ることは、硫黄循環の全体像を描く上で重要である。また、DMSの発生に対する、栄養塩や水中照度などの環境要素との関係も解明する必要がある。南極大陸周辺は一次生産量が非常に高いため、全球的規模でみた海洋から大気へ輸送されるDMS量を見積もる上で、たいへん興味ある海域である。我々は、1989年8月17日から8月19日まで、三河湾蒲郡沖の佐久島を拠点にして、大気中及び海水中のDMS濃度の測定を行った。今回は、佐久島での観測結果と大気中の揮発性硫黄化合物の分析を行う上での問題点も併せて報告する。

[2] 測定方法

大気試料は、まずNafion交換膜で造られたドライヤーを通して水蒸気が除去された後、エタノール・ドライアイスで冷却したTenaxに濃縮捕集された。吸引流量は0.5~1.5 liter/min、総捕集大気容量は30.0~77.6 literである。一方、海水試料は4時間毎に0, 1, 2, 3, 4, 5, 10mの水深から採集され、測定には10mlが使用された。N₂ガスを通してのbubblingにより海水から追い出された硫黄化合物は、いったんTenaxに捕集された。分析は、加熱追い出しによってFPD付きガスクロマトグラフィーに硫黄化合物を導くことで行った。

[3] 結果

図1は、標準ガスのクロマトグラムである。今回使用した β , β' -ODPN (25%) カラム (I.D. 3 ϕ × 3m) では、MeSHとCS₂の分離は出来なかった。充填剤は他との比較により、最も適したものを選択する必要がある。

図2は大気中及び海水中のDMS濃度である。大気中の濃度は、外洋でのこれまでに知られている値に比べてかなり低い。この理由には、大気中での酸化反応にあずかるNO₃濃度が高かったこと、あるいは、DMSの大気への輸送量が小さかったことなどが考えられる。観測時の風速と表層海水中のDMS濃度をもとに推定したDMSフラックスは、外洋での10分の1以下であることを示して

いる。

ところで、大気中の硫黄化合物の定量は特定の化学種についてのみ行われてきた。今後は、さらに分析法について検討を加え、数種の硫黄化合物に関する同時分析を可能にしてゆきたい。

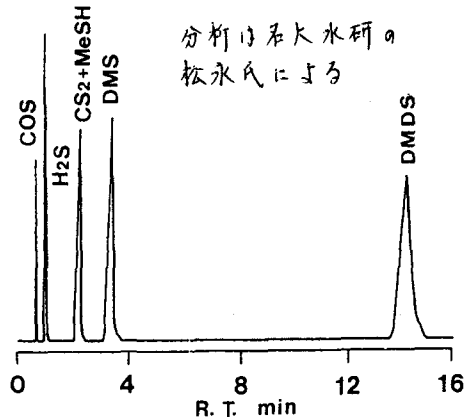


図1 標準ガスのクロマトグラム

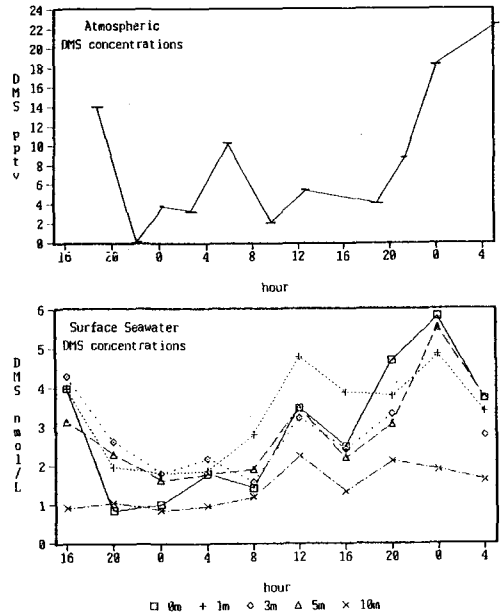


図2 大気中及び海水中のDMS濃度

謝辞

佐久島での観測について御支援くださった名大STE研の高木増美教授に感謝致します。

南極大気中での窒素化合物・硫黄化合物のふるまい

— 32次越冬観測計画 —

・林政彦・岩坂泰信・近藤豊・長谷正博・中田 規 (名大STE研)

田中浩・古賀聖治・金森悟・金森暢子・大和政彦¹ (名大水圏研), 田中茂 (慶応大・理工)
古谷圭一 (東理大・理) 中井信之 (名大・理), 川口貞男・青木周司・山内恭 (極地研)

1: 学術振興会特別研究員

1. 序

南極大気中の窒素化合物、硫黄化合物は様々な点で注目されている。オゾンホール形成の重要な要因と考えられている極成層圏雲 (PSCS) は、重力沈降によって成層圏の硝酸や硫酸を対流圏に輸送している可能性がある。一方で、南極氷床コアの化学成分は、硝酸成分が主要な成分となっていると同時に、その多くは中和されずに取り込まれているといった特徴がある。この硝酸成分の主要な起源については、対流圏の雷起源の NO_x であるとの見解もあるが、十分な観測的な研究はされておらず、硝酸成分の振舞いを観測することは、南極大気中の輸送及び全球的な窒素化合物の循環の点からも非常に重要である。

また、南極氷床中には、恒常的に硫酸イオンが存在し、火山活動などにもなって電気伝導度が大きくなるとともに、硫酸イオン濃度が上昇することが知られている。これまで、人間活動から離れた地域では硫酸エアロゾルが卓越して存在することが電子顕微鏡による形態観察などからわかっている。そして、その起源は対流圏では、DMSであると考えられている。同時に、南極氷床中にみられる火山活動起源の物質は、成層圏を輸送されてきたと考えられている。これらの点から、南極対流圏中の硫酸化合物、硫酸エアロゾルの振舞いを検討することは、南極大気中における輸送過程、全球的な硫黄の循環を解明するうえで非常に重要である。

2. 観測計画

32次隊における対流圏化学成分観測の概要を別表に示す。この中で、窒素化合物及び、硫黄化合物の振舞いに関して重点をおくために、これまでの観測に加えている観測項目は、航空機によるサンプリング、凧によるサンプリング、硫黄化合物の分析、そして、同位体分析である。航空機及び凧によるサンプリングは、これまで獲られていなかった空間分布の季節変動につい

てのデータを得ることを目的としている。硫黄化合物は、生物起源のDMSを起源とする硫酸化合物の南極大気中での反応輸送過程を明らかにすることを目的としている。同位体分析は陸起源の Pb^{210} 、成層圏起源の Be^7 の分析をはじめとして行い、エアロゾル、大気成分分析の変動と同位体組成の変動などから、窒素化合物、硫黄化合物の起源について検討する。

表 1

航空機サンプリング (月1回、上限7km)
ローボリュームサンプラー
カスケードインパクター
カイト (凧) サンプリング
(月2回、0.3~1km)

カスケードインパクター
昭和基地地上
ハイボリュームサンプラー
ローボリュームサンプラー
カスケードインパクター
ガス状硫黄化合物 (ガスクロ)

分析項目

イオンクロマトグラフィー
(エアロゾル、ガス)

SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- , MSA,
陽イオン (Na^+ , K^+ , NH_4^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+})
軽元素 (Al, Si, S, Cl, K, Ca)
重金属 (Mn, Fe, Ni, Cu, Zn, Pb)

同位体分析

Be^7 , Pb^{210} , その他 (エアロゾル)

ガスクロマトグラフィー

DMS, COS, H_2S , その他 (ガス)

電子顕微鏡形態観察・元素分析

SO_4^{2-} , NO_3^- , NH_4^+ , その他 (エアロゾル)

化学発光法

SO_2 (エアロゾル)

レーザーマイクロプローブ質量分析法

エアロゾル中の諸成分

昭和基地における赤外吸光分光観測計画

村田 功、北 和之、岩上 直幹、小川 利紘（東大理）

南極における大気微量成分の観測例は近年かなり増えてはいるが、オゾンホールとのからみから春先（8～10月）をねらったものが多く、通年の観測例は少ない。そこで我々は、昭和基地において赤外吸光分光法を用いてHClなどの鉛直気柱密度を一年を通じて観測し、その季節的な変動をも含めて調べる予定である。もちろん太陽を光源とした観測のため極夜の期間は観測できないが、昭和基地の場合地理緯度が69°と比較的低く極夜は数十日と短いため、季節変動を調べるのにそれほど支障はない。

観測装置は、10cm集光鏡 + 1.5mダブルパス回折格子型分光計を中心としたもので、HCl(2926 cm^{-1})、HF(4039 cm^{-1})、N₂O(2583 cm^{-1})、OCS(2053 cm^{-1} 他)の観測を予定している。装置の分解能は、3000 cm^{-1} 付近で0.09 cm^{-1} 程度である。現在、東大構内に於て同様の装置による観測が行われており、各気体の鉛直気柱密度を求めるには十分な分解能であることが確認されている。

今回の観測で中心となるのはHClである。HClはClO_xのreservoirとして重要であり、南極においてもオゾンホール発達の前段階として、エアロゾル表面でCl₂を作り出す反応が考えられている。過去に数例の観測があるが、いずれも9月以降のものでありそれ以前からの変化はどうなるのか興味深い。

HFはHClと共にフロンから作られるが、反応性に乏しいため大気輸送のよいtracerと

なり、HClとの比較によってHClの化学反応の大きさを知る手がかりとなる。

N₂Oも対流圏では反応性に乏しく、また対流圏成分が成層圏成分に比べ圧倒的に多いため、大気の鉛直方向の輸送のtracerとして考えられる。過去にはいくつかの観測例があるが、O₃の変化との相関をみると正の相関を示す場合と負の相関を示す場合があり、その振舞いはまだよくわかっていない。

OCSは硫酸粒子のsourceの一つであるが観測例は少なく、南極域においてはまだ観測されていない。現在のところ緯度変化や季節変化などについての報告はなく、昭和基地においてどの様な結果が出るか興味もたれる。

なお、現在東大にある分光器等を組み合わせて紫外域(330nm～370nm)においてO₃、NO₂、OCIOを観測する計画もあり、これが実現すればオゾンホールに関連したさらに詳しい情報が得られる。

南極成層圏エアロゾルの数密度分布と気温

—エアロゾルゾンデ観測—

岩坂泰信（名大太陽地球研）、森田恭弘（元名大空電研）、高木増美（名大太陽地球研）、

金田昌廣（名大太陽地球研）、鳥山哲司（名大太陽地球研）、川口貞夫（極地研）、青木周司（極地研）、

松原（気象庁）、野村彰夫（信州大工）、村山（東北大理）

1、はじめに

南極成層圏エアロゾルの数密度分布が観測され初めて既に10年以上経過したが、前半の観測のほとんどは南極の夏に観測されたものであった（ワイオミング大学）。1983年に初めて冬期の観測結果が昭和基地で得られたが、その後、オゾンホール発見を契機に晩冬から春先にかけて集中的な観測がアメリカの研究者によって行なわれた。

これまでの研究では、オゾンホール形成と極成層圏にしばしば発生するPSCsがきわめて深い化学的関係を持っていることが示唆されてきた。しかし、エアロゾルの形成過程や発達過程について依然として不明な点が残されている。その一つは、PSCsの発達消滅の過程が、きわめて強い季節変動性を持っているにもかかわらず、すべての季節にわたって観測資料が得られていない点あげられる。とりわけ初秋から厳冬期にかけてPSCsが発達してゆくときの状況がきわめて不足している。

また、オゾンホールの出現と関連することがらのみに関心があつまり、エアロゾル科学として見逃せない多くの問題がとり残されている。硝酸や水粒子の形成過程の詳細な吟味、これらのエアロゾル物質が生成されることによるまわりの大気への影響、等がその代表的な問題であろう。PSCsが発達するとは、PSCsの個々の粒子の成長によるのか、あるいはPSCs粒子がつぎつぎに生まれてくることなのか、といった区別さえ定かでないのが現状といえる。極成層圏エアロゾルの量を数で計測することは、この種の基本的な問題を考えるうえできわめて有用な情報をもたらしてくれる。1983年、1985年、1988年、1989年に毎年数回ずつのエアロゾルの気球観測を行ってきた。今回、それらをまとめて、とくに気温とエアロゾル数密度の関係について考察した。

2、観測装置、観測結果、およびその吟味

エアロゾル粒子数観測は、光散乱方式のパーティクルカウンターをゴム気球によって下部成層圏まで飛行させて行なった。観測では、0.15 μm および0.25 μm 以上の半径をもつ単位体積当たりの粒子個数を計測した。観測結果は、おおよそ次のような傾向を示している；

①：ほぼ同一の高度と温度でエアロゾル粒子濃度を見てもこれらは一定した値を示さない。

②：ほぼ同一の高度と温度でエアロゾル粒子濃度を時間の関数として見た場合、PSCs eventの初期のもの（あるいは中期のものが）が晩期のものに比べて濃度が高い傾向を示す（特にエアロゾル層の中央部以上の高さで）。

これらのことは、エアロゾル形成に伴って原料となる気体の組成が枯渇してくる可能性を暗示している。もちろんこれらが、成層圏エアロゾル層の粒子密度が大気の運動の結果生じた濃淡（そんな観測例は無いが想像し得る）を観察した偶然の結果であることも考え得る。北極圏での観測等では、かなり明確な脱室された大気領域とPSCs発生領域が対応している結果が示されており、今回の解釈においても脱室あるいは脱水大気の形成を考えておくほうがより妥当性があるように思われる。

3、まとめ

今回の観測の結果は、きわめて単発的な観測を寄せ集めたものであり、ぜひともPSCs eventの一生を追跡できるような密度の高い観測を行なう必要がある。また、エアロゾル形成に関連して生じる脱室あるいは脱水大気の出現にしても、そのことが生じやすい領域があるのか否か？その持続時間の長さはどの程度か？等、大気物理化学、大気物性学的に見て興味のある課題を解決するような組織的な観測が望まれる。

謝辞：本観測にあたっては、南極観測隊24次、25次、28次、29次の気象の定常観測担当、宙空担当、超高層担当、気水圏担当の多くの隊員の援助を得た。ここに深く感謝します。また28次、29次の観測にあたっては日産科学振興財団からの援助を得ております。この件に関しても深く感謝いたします。

1. はじめに

南極におけるオゾンホールが発見、さらにその原因がCFCに由来する塩素酸化物であることが確認され、微量ガスのオゾン層への影響を調べるためにそのグローバル分布や長期的な変化の観測の必要性が指摘されている。従来の紫外線や赤外線散乱・吸収測定法では観測条件が制限され、比較的分圧の高いオゾンでも3次元グローバル分布の観測は必ずしも十分ではなかった。最近、ミリ波・サブミリ波帯放射観測によるオゾン及び微量ガスの高度分布あるいは衛星搭載センサによる3次元グローバル分布観測の可能性が注目を集めている(Water)。本報告では、この方法の紹介、フィージビリティスタディの結果および通信総合研究所の開発計画について報告する。

2. 観測の原理

通常分子は主として回転準位間の遷移によって、マイクロ波～サブミリ波帯の電磁波を放射・吸収する。図1に、オゾン層破壊物質として著名なC1Oのこの領域におけるスペクトルを示す。回転準位の励起エネルギーは

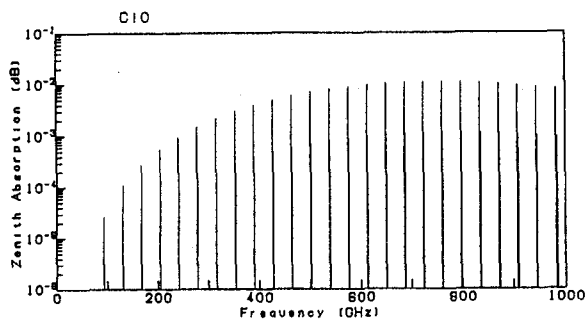


図1. C1Oのミリ波・サブミリ波帯吸収バンド

大気熱運動のエネルギーと同程度かそれ以下で、この領域の電磁波の放射・吸収の強度は大気の熱力学的な条件だけで決定される。吸収係数 k_{ν} は、大気中の分子の個数に比例する。従って、放射伝達の式からラジオメーターによる観測輝度は次式のように表される。

$$I_{\nu}(0) = I_{\nu}(\infty) \cdot \exp[-\tau_{\nu}(\infty, 0)] + \int_0^{\infty} N(s') \cdot W_{\nu}(T, k_{\nu}; s') ds' \quad (1)$$

$\tau_{\nu}(s', s)$ は光学的深さで s' から s までの吸収総量を表す。放射観測では、 W_{ν} は数密度加重関数である。ミリ波・サブミリ波帯における吸収スペクトルの幅は、中間圏以下では主として気圧に比例する。この結果、数密度加重関

数は周波数によって特定の高度にピークを持つ。従って、吸収スペクトル観測によって、(1)式の逆変換から、分子密度の高度分布が推定できる。対流圏では気圧によるスペクトル線の広がり極めて大きいため微量ガスの観測は困難であるが、成層圏以上の高度では多くの微量ガスのスペクトルが観測できる。図2に、各高度ごとの大気の吸収係数を示す。

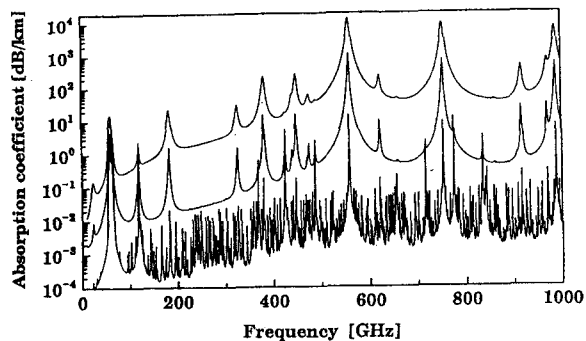


図2. 大気の吸収係数。0, 8, 20 km。

3. 観測システム

微量ガスからの微弱な放射を観測するためには、ヘテロダイン方式高感度ラジオメーターとスペクトロメーターを用いる。ラジオメーターの感度は次式で表される。

$$\Delta T = (T_A + T_s) \cdot [1/B\tau + (\Delta G_s/G_s)^2]^{1/2} \quad (2)$$

T_A は観測放射輝度、 T_s と G_s はシステム雑音温度とゲイン、 B はバンド幅、 τ は積分時間である。図3に、オゾンとC1Oの観測輝度温度の計算例を示す。通常、観測バンド幅1 MHz ($3 \times 10^{-5} \text{ cm}^{-1}$)程度以下が必要である。積分時間は人工衛星による観測では数秒程度である。従って、感度を上げるためには、システム雑音温度をできる限り低くしなければならない。ミリ波・サブミリ波帯のラジオメーターでは高周波増幅器が利用できないため、ミキサーによる直接検波を行う。従って、低雑音ミキサーの開発が、高感度のラジオメーター開発の鍵となる。通常の半導体ミキサーの雑音温度は冷却時でも300 G

Hzで600 K程度である。従って、数mKの感度を得ようとするには、10時間以上の積分が必要となる。本観測方法は電波天文学で用いられているものと同じであり、この分野では超伝導によるSISミキサーの利用が注目されている。SISミキサーでは原理的には量子限界ま

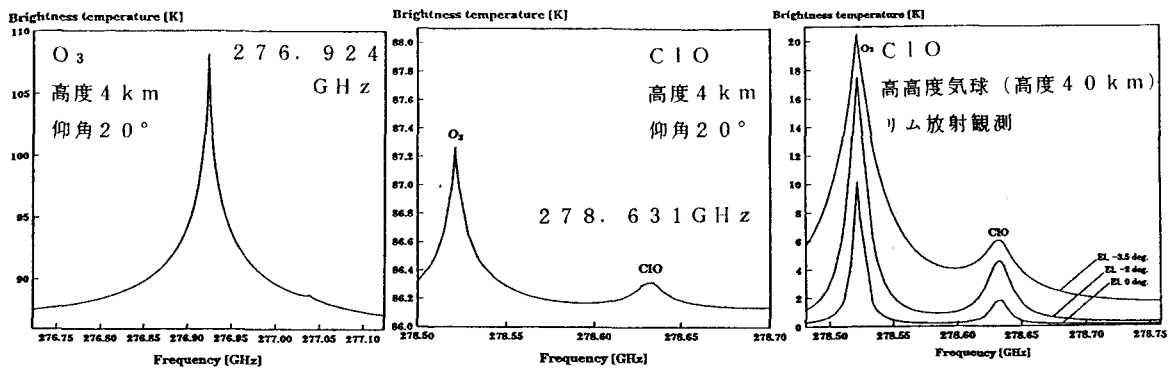


図3. O₃とClOの観測輝度温度の計算例

で雑音温度を下げることができ(300 GHzで約21 K)、ローカル発振器の出力も小さくてすむ。

4. 観測方法

地上観測: 地上から上層の大気成分を観測する場合には、水蒸気量の少ない高山や極域が有利な観測サイトとなる。実際、欧米では南極や北極にミリ波帯ラジオメーターによる観測ネットワークをはりめぐらす計画を進めている。オゾン観測でも、本システムは昼夜にかかわらず且つ短時間(原理的には1分以内)に高度分布が得られ、レーザーレーダーと比較しても有利で、システムも簡便である。地上観測は定点観測で平面分布を得ることはできないが、日変化の観測および季節変化や経年変化などの長期変動の観測に優れている。

高層気球/人工衛星搭載リムサウンダー: 気球や人工衛星による大気周縁方向(リム)の観測では、(1)式の Ψ にさらにアンテナビームパタンの加重がかかり、より直接的に高度分布の測定ができる。また、リム観測では、観測通路長が長くコラム密度が大きくなることから、極めて高感度の測定が可能となる。この方法により、O₃、ClO、HCl、HOCl、BrO、HBr、HO₂、H₂O₂、HDO、NO、NO₂、N₂Oなど多数の分子の観測が検討されている。また、気温、気圧、対流圏-成層圏相互作用などの観測も検討されている。

5. 通信総合研究所のシステム開発計画

通信総合研究所では先端的電波技術を地球環境保全に役立てることを目的として、1990年度から短波長ミリ波帯ラジオメーター/スペクトロメーターの開発計画をスタートさせた。現在、200 GHz帯および270 GHz帯のシステムを検討し、フィージビリティスタディを行っている。前者はClO観測が可能で、後者はオゾン観測の最適バンドである。200 GHz帯システムではSISミキサの利用を検討している。1991年度から実際のシステム開発を開始し、3年間で地上観測

システムを完成する予定である。完成後は国内観測実験のほか、南極や北極での観測実験も検討している。さらに、1994年度からは3年間程度で高高度気球搭載リムサウンダーの開発を計画している。これによって、人工衛星観測の有効性を実証し、衛星搭載システムの基礎データを得ることを期待している。気球搭載システムではサブミリ波帯の利用も積極的に検討する。

参考文献: Water, J.W., 1989: Microwave Limb-Sounding of Earth's Upper Atmosphere, Atmospheric Research, 23, 391-410.

項目	仮定条件	備考
衛星高度	800 km	
衛星速度	7.6 km/s	
アンテナ開口径	1 m	高さ方向
ビーム幅分解能	3.5 km	276-279 GHz
	1.5 km	625-650 GHz
受信機総合雑音温度	800 K	276-279 GHz
(ダブルサイドバンド)	4000 K	625-650 GHz
スペクトル分解能	2 MHz	
観測高度レンジ	14-80 km	
アンテナ走査	2 km ごと	ステップ数 34
伏角の走査範囲	25.90~27.09°	走査角度 1.19°
走査角度間隔	0.36°	

	276-279 GHz			625-650 GHz		
	オゾン	ClO	N ₂ O	オゾン	ClO	HCl
高度分解能	3.5 km	5.5 km	3.5 km	1.5 km	3.8 km	1.5 km
サンプリング	2 km	2 km	2 km	2 km	2 km	2 km
観測高度	16-80 km	18-50 km	12-50 km	16-80 km	16-50 km	16-60 km
予想輝度温度	10~200K	2~5K	20~50K	10~200K	10~20K	50~100K
観測精度	0.71K	0.23K	0.43K	3.0K	1.4K	1.45K
積分時間	1秒	6秒	2秒	1秒	4秒	4秒
視線方向	300~400 km					
分解能						
方位方向分解能(最大値)	316 km	948 km	632 km	316 km	632 km	632 km

表1. 人工衛星搭載リムサウンダーの検討例

1995年からの極域におけるILASミッション

鈴木 睦, 横田達也, 笹野康弘(国立公害研), 松崎章好(宇宙研)

環境庁は1995年打ち上げ予定のADEOS衛星に成層圏オゾン等の監視研究を目的としたセンサーILAS(改良型地球周縁大気分光計)の搭載を予定している。ILASはEXOS-C搭載のLASと同様、太陽を光源とし地球周縁方向の大気吸収(solar occultation)を測定する赤外分光計である(Fig.1)。今回はILASの概要と、極域における観測計画について報告する。

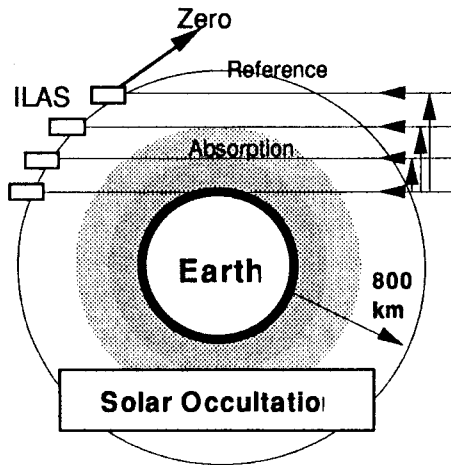


Fig.1 solar occultation観測

ADEOS衛星 ADEOSは3軸制御の極軌道太陽同期衛星で以下の軌道要素を持つ、傾角 98.59°, 周期 100.92分, 高度 796.75 km, 回帰 41日, 降交点10:30。大気センサーは TOMS(NASA), IMG(通産省)とILASを搭載する。

ILAS機器仕様 ILASは光球の獣心を追尾する望遠光学系とアレー検出器を持つ回折格子分光器から成る(表1)。赤外バンドはO₃と窒素系の化学収支に関係する化学種を主対象とする、また可視バンドは酸素分子A帯回転線から温度/密度/エアロゾルの高度分布導出を目的としている(表2)。表2の対象成分以外にCFC11, CFC12, N₂O₅等が測定可能である。

表1 ILASハードウェア仕様

望遠鏡	口径 12 cm 反射式
-----	--------------

瞬時視野	鉛直2'(2km) 水平20'
時定数	<1秒
赤外検出器	焦電型 PbTiO ₃ 44素子
赤外バンド	850-1670cm ⁻¹ 44画素
可視バンド	753-784 nm, 1000画素.

表2. 赤外波長領域(cm⁻¹)

IR	850 --1670
HNO ₃	850 -- 910
O ₃	970 --1190
CH ₄	1190 --1370
H ₂ O	1130 --1370
N ₂ O	1130 --1330
NO ₂	1590 --1630

ILASの観測 ILASの一回の観測は雲の上端から高度60km程度まで高度分解能2kmで行われる、視線方向に長さ300km, 高さ2 km, 幅20kmのカラム平均濃度の高度分布が測定される。ある一日には同一緯度の14点での鉛直濃度分布が観測される。ADEOSが太陽同期極軌道衛星であるため、観測地域は高緯度帯に限定される。概よそ6月/12月に南緯65度付近, 3月/10月に南緯85度付近を観測する。このことはILASがオゾンホール研究に適しており、また昭和基地夏隊による同時観測が可能であることを示している。ILASの寿命は最低3年間であるが、さらに長期の動作が期待される。1995-98年はNASA衛星の観測空白期間であり、地上/気球観測等と共にILASの観測データの内外の研究者による幅広い活用が期待される。また早急に利用/研究体制の準備を行う必要があると考えられる。

氷床コアからの空気抽出とCO₂, CH₄濃度の分析

中澤 高次・町田 敏暢・江角 研二・田中 正之(東北大・理)

藤井 理行・青木 周司・渡辺 興亜(極地研) * 現日本気象協会

CO₂、CH₄などの温室効果気体の増加ppbv以内であり、氷床コア分析を行うに原因を理解するためには現在の大気におけるは十分な精度である。

これらの気体の挙動を詳細に把握すると同時に過去の濃度の変遷を推定することが不可欠である。氷床コア分析は過去の温室効果気体の変動を知るための最も有効な手段と考えられ、過去の試料空気を直接分析できるという点では唯一の方法である。

本研究では過去における大気中の微量成分濃度の変遷を推定するために切削法と融解法によって氷床コアから空気を抽出する装置を製作し、高精度でCO₂とCH₄濃度を定量する技術を確立した。また、これらの技術を用いて南極みずほコアとやまとコアを分析し、過去におけるCO₂とCH₄濃度の変動を明らかにした。結果をまとめると以下のようになる。

1. 融解装置は1kgのコアを約15分で融解させ、放出された空気を完全に回収できる。また切削装置(図1)の空気抽出効率は98%であり、1kgのコアを約2分で切削することができる。
2. 抽出した空気はガスクロマトグラフィを分析部とした測定システムによって分析され、濃度の定量精度はCO₂について±1.0ppmv以内、CH₄について±10ppbv以内であり、氷床コア分析を行うには十分な精度である。
3. 氷床コアの空気含有量の深度分布とコアの年代から推定されたみずほコアの気泡の年代はコアより364年ほど若く、年代幅は106年である。
4. 空気抽出の前の真空引時間が気泡中の微量成分を分析する際に重要な要因となり得る。
5. 人間活動の影響を受ける以前のCO₂とCH₄のバックグラウンド濃度はそれぞれ279~287ppmvと690~750ppbvである。(図2,図3)
6. CO₂とCH₄の濃度は18世紀後半以降より人間活動の影響を受けて明らかに高い濃度を示す。(図2,図3)
7. 800年前から200年前にかけて自然的要因の変化によると思われるCO₂濃度の変動(振幅6ppmv)が見られる。(図2)
8. やまとコアの気泡を分析した結果はCO₂、CH₄濃度がそれぞれ230~240ppmvと530~580ppbvであることを示し、分析したコアが氷期のものであることを示唆している。(図2,図3)

1. 融解装置は1kgのコアを約15分で融解させ、放出された空気を完全に回収できる。また切削装置(図1)の空気抽出効率

98%であり、1kgのコアを約2分で切削することができる。

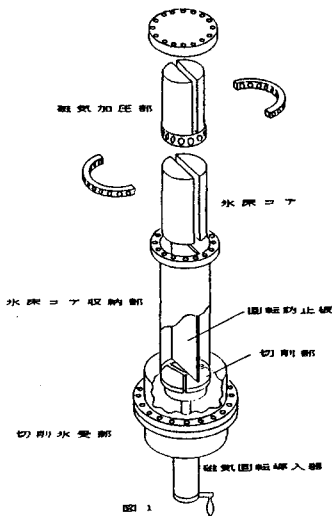


図1

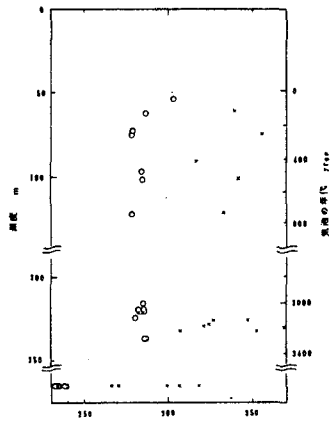


図2 年代別CO₂濃度
○: 切削法により抽出した空気のCO₂濃度
×: 融解法により抽出した空気のCO₂濃度

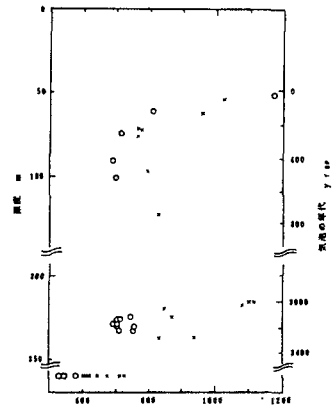


図3 CH₄濃度 ppbv
○: 融解法により抽出した空気のCH₄濃度
×: 切削法により抽出した空気のCH₄濃度

遠嶋康徳・富永 健（東大理）・巻出義紘（東大RIC）・藤井理行（極地研）

*はじめに

極地域の氷には過去の大気が気泡として閉じ込められており、気泡の分析から過去の大気の組成を調べることが可能とされている。これまでに、南極やグリーンランドの氷床コア試料中の CO_2 や CH_4 の分析から、気候変動とこれらの成分の大気中濃度変化の関係や人間活動による濃度増加などが明らかにされてきた。一方、大気中の CO はその発生源として主に化石燃料やバイオマスの燃焼、大気中 CH_4 の酸化等が考えられ、 CO_2 や CH_4 と同様に人間活動による濃度増加や気候変動による濃度変化等が予想される。さらに、 CO は大気中で CH_4 や CO の除去過程に大きくかわるOHラジカルとの反応性が高く、大気の化学状態を考える上で CO 濃度の変遷は重要である。われわれは、コア試料中の少量の CO を効率よく抽出し分析する方法を開発し、いくつかのコア試料の分析を試みたので報告する。

*分析方法

低温室（ -20°C ）において切り出した氷試料（約100g）をガラス製真空容器に入れ、まわりの空気を排気し（約1時間）、温水（ 80°C ）で融解、さらに再凍結した後、容器をドライアイス温度に保った。放出された空気を He によって流し出し、脱水トラップ（ -100°C ）により水蒸気を除去した後、低温に保った濃縮カラム（MS-5A、O.D.3.2mm、20cm、液体窒

素温度）に CO を捕集した。加熱脱着した CO を、キャリアーガスに He （30ml/min）、分離カラムにMS-13X（I.D.3 mm、60 cm）を用いたガスクロマトグラフに導入した。先に流出する N_2 、 O_2 、 CH_4 をブレカットし、分離された CO に水素（30ml/min）を加え、Ni触媒（ガスクロ工業、AM10100）を充填した還元カラム（ $360\sim 380^\circ\text{C}$ ）により CH_4 に変換し、FIDにより定量した。

氷試料の分析の後、真空に排気した試料容器に CO の標準ガスを導入し、氷試料の場合と同じ条件で分析をおこない、氷試料中の CO の濃度を決定した。本装置による CO の分析精度は、濃度が約0.1 ppmvの大気試料10 ml STPの場合で6%程度であった。その結果、今回製作した分析装置によって100g程度の氷試料の空気を全捕集し CO を分析することが可能となった。

*分析結果および考察

みずほ700mコアの深さ330m部分（約3600年前）を分析したところ約0.12ppmという CO 濃度を得たが、この値は現在の南極における大気中濃度のおよそ2倍であり、3000年前の大気中の CO 濃度とは考えにくい。このように CO が高い濃度で検出される原因としては、①試料に存在するクラックによる汚染、②降雪中への CO の選択的な取り込み、③雪または空気中の有機物の分解による CO の生成、などが考えられる。①については、現在クラックのないコア試料の分析やフロンガスなどの人工起源の気体成分の分析によりクラックの影響について検討中である。また、②③については、実際に雨水や降雪中に溶解平衡以上の CO が含まれているという報告もあり、コア試料中の CO 濃度が過去の大気中 CO 濃度を反映していない可能性もある。雪の形成から、降雪、さらに積雪から気泡が形成される過程における CO など微量気体の挙動を解明することが、今後、コア試料の分析により過去の大気を再現し、研究する上で重要と考えられる。

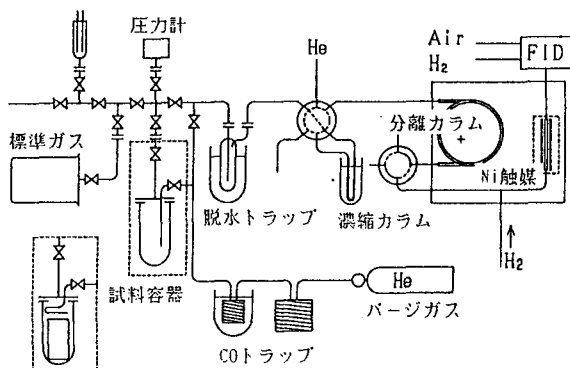


図1、一酸化炭素の濃縮および分析装置

氷床コア解析の一手法としてのマイクロ波誘電率の測定、II

前晋爾、藤田秀二、本堂武夫、福室和紹*（北大工、*現、野村総研）

1. はじめに

近年、地球表面環境の諸情報を広域に知る手法として、人工衛星を用いたリモートセンシング観測が行われている。南極氷床等の雪氷圏の観測においても、地球表面付近からの電磁波の放射、あるいは反射の観測データが得られつつあり、観測に用いる周波数域の1つにマイクロ波領域も含まれる。

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水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。そこで、本研究はマイクロ波領域（ $f=10$ GHz）における誘電率測定システムを開発し、南極氷床でのコア掘削により得られたコア水を用いて、その誘電特性を得ることを目的としている。

前回シンポジウムでは、測定の結果から、複素誘電率実数部の密度依存性を示した。その後、測定システムと測定手法に改良を加えた結果、測定精度は向上した。特に、複素誘電率の実数部それに誘電損失の温度依存性、それに水サンプルに対する依存性に着目して測定を行ったので、現在まで得られている結果について報告する。

2. 実験方法と測定試料

実験方法としては方形導波管を用いた定在波測定システムを用いた（図1）。測定法は、「先端短絡法」と呼ばれる方法を用いた。この方法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より複素誘電率を求める方法である。試料の冷却には角型銅管2本を用いて導波管の試料挿入部を上下にはさみ、その銅管に不凍液を循環させる装置を用いた。そして、直線導波管の約2/3と短絡器の部分は断熱材で作成した保温ボックスに入れた。試料の温度は導波管の試料挿入部付近に熱電対を固定して測定を行った。また、温度制御は

不凍液タンク内の液温を一定に保つように行った。

測定には様々な水試料を用いた。それは、人工単結晶水、人工多結晶水、天然多結晶水（南極氷床水ナンセン水原産）、天然単結晶水（アラスカメンデンホール水河産）等である。

3. 実験結果

(a) 誘電率実数部

図2に測定結果を示す。図中、誘電率は試料毎に異なるが、この結果は試料の密度の違いにより生じており、前回報告した密度依存性の結果とよく一致している。

すべての試料で約 -6°C 以上の温度では誘電率はほぼ密度に比例して増加した。

天然水に比べ人工水の誘電率の温度に対する勾配($d\epsilon'/dT$)は大きく、更に同じ人工の水においても多結晶水の($d\epsilon'/dT$)は単結晶の($d\epsilon'/dT$)に比べ大きい。

(b) 誘電損失 $\tan \delta$

水のマイクロ波領域における誘電損失は非常に小さく10の-4乗のオーダーの値であると言われている。そのため、従来十分に信頼のおける測定はなされていない。本測定においても誘電損失の絶対値の確定は今後の課題として残ったが、温度に対する依存性は求めることが出来た。

図3に測定結果を示す。誘電損失の温度に対する勾配($d\tan\delta/dT$)は、試料により異なった値を示した。一般に、南極氷床水など、天然の水河の水は人工の精製水に比べ高い純度をもつが、不純物濃度が高いと考えられる試料ほど勾配($d\tan\delta/dT$)は大きい値をもつ傾向がわかった。用いた試料中、最も小さな値をしめした南極氷床水は($d\tan\delta/dT$)は非常に小さく本研究で用いた測定システムでは測定できる限界であった。

測定方法や、測定結果に対する解釈等、詳細は当日の議論に譲る。

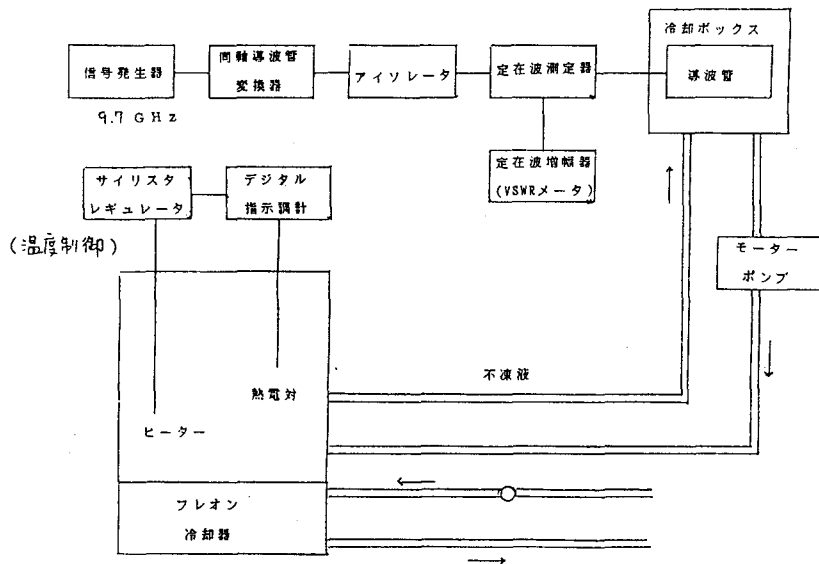


図 1、導波管定在波測定システム

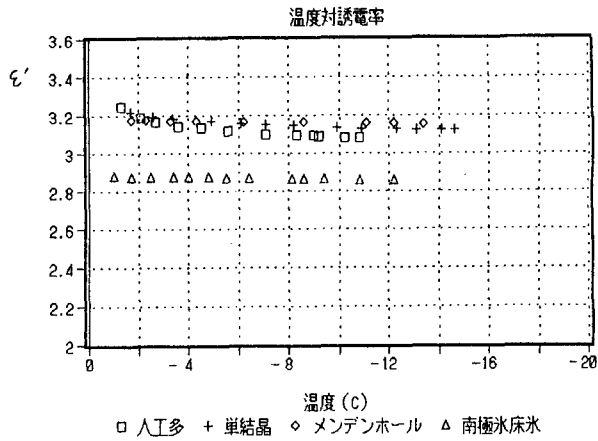


図 2、誘電率実数部の温度依存性

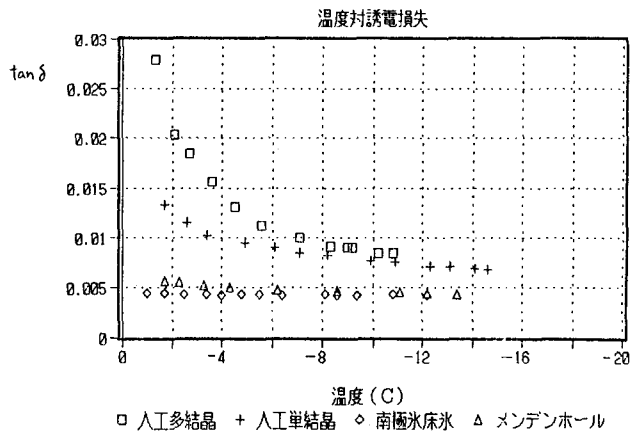


図 3、誘電損失の温度依存性

極地氷床浅層コアの一軸圧縮試験

庄子 仁・黒田孝夫・小林正則(富山大), 藤井理行(極地研)

氷床浅層部のフィルム及び氷床氷の塑性を調べるため、浅層コアから試料を切り出し、一軸圧縮試験を行なった。用いた氷コアは、南極G6コア(73°S, 40°E; 1986年JARE-27の西尾らにより採取)とグリーンランド・サイトJ(67°N, 46°W; 1989年JAGEの藤井らにより採取)コアである。試料は、フィルム(Table 1), 氷床氷(Table 2), 氷板氷(Table 3)の3種を用い、荷重一定の条件下で、種々のクリープ曲線が得られた。

フィルム試験は、試料が氷床中にある時の応力/温度を越えるような条件下で、夫々100時間かけで行なわれた。得られたクリープ曲線から、人工積雪試料に較べ、対数クリープ領域が時間的にせばまり、定常クリープ速度の値が僅かに増加していることが判った。この違いは、雪粒の結合構造の違いのためと考えられる。そこで、雪粒構造の指標となる破壊強度と、多結晶氷の基本式(Barnes

et al., 1971)とから、積雪/フィルムの塑性を示す近似式の導出が試みられた。

氷床氷と氷板氷(軸方位分布が概1マ無秩序であるのに対し(図1~3), 氷板氷のEnhancement Factor(人工氷を基準とした試料の歪速度の値の比)が2~3となり、極めて軟かい。氷板は、氷床表面付近での融解・再凍結によって形成されるので、この時不純物を取り込む可能性もある。従って、不純物効果のせいとも考えられるが、このことは、歪場の非一様性につながり、更に研究を要する。

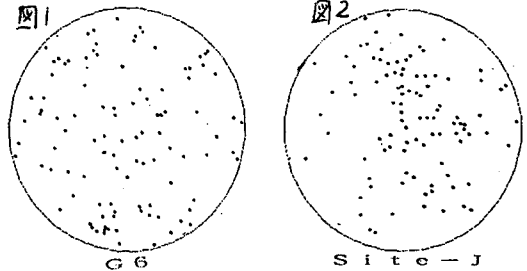


Table 1. FIRN SAMPLE

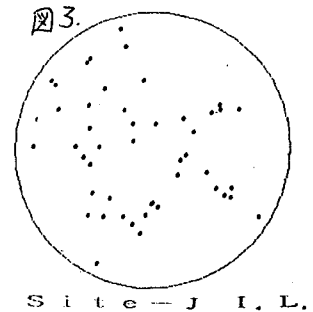
Sample Number	Sample Depth m	Temp. deg.C	Stress bar	Density g/cm ³		Sample Diameter cm	Sample Length cm	Total Strain %	Loc.	
				Initial	Final					
G6-1	8.5	-2	1.0	0.433	0.499	2.0	7.7	6.7	14.2	Ant.
G6-2	8.2	-5	1.0	0.483	0.533	2.0	7.9	7.1	9.7	Ant.
G6-3	8.4	-10	1.0	0.466	0.479	2.0	8.0	7.8	2.6	Ant.
SJ-1	8.7	-2	1.0	0.511	0.524	2.0	8.4	8.2	2.5	Grn.
SJ-2	8.8	-5	1.0	0.521	0.533	2.0	8.4	8.2	2.1	Grn.
SJ-3	9.2	-8	1.0	0.456	0.486	2.0	7.4	7.0	6.3	Grn.

Table 2. ICE SAMPLE

Sample Number	Sample Depth m	Temp. deg.C	Stress bar	Strain Rate $\times 10^{-7}/s$	Enhancement Factor	Loc.
G6-5	99	-15	6.0	0.18	0.99	Ant.
G6-6	99	-15	6.5	0.20	0.87	Ant.
SJ-4	197	-15	6.2	0.15	0.74	Grn.
SJ-5	197	-15	6.3	0.18	0.85	Grn.
SJ-6	199	-15	5.3	0.11	0.84	Grn.

Table 3. ICE LAYER SAMPLE

SJ-7	154	-15	5.4	0.34	2.54	Grn.
SJ-8	174	-15	5.9	0.56	3.19	Grn.



グリーンランド Site-Jコアの水板分布とそれより推定される
過去500年間の気温変動

亀田貴雄・成田英器（北大低温研）、庄子仁（富山大地球科学）、
西尾文彦・渡辺興亜（極地研）

1.はじめに

北極圏の気候・環境変動を明らかにする目的の比較氷河観測（JAGE）の一環として、1989年5月から6月にかけてグリーンランド氷床南部のSite-J（仮称；66°51.9'N, 46°15.9'W；標高2100m）で氷床掘削を実施し、205.9mの氷床コアを採取した。

ここでは、氷床コアで観察された氷板（積雪に融雪水が浸透し、再凍結した部分）の分布と調査地点に最も近い（約330km離れている）気象ステーションである西グリーンランド沿岸のJakobshavn（69°13'N, 51°2'W）での過去117年間の夏の気温の経年変動との比較の結果を報告し、過去500年間のグリーンランドにおける夏の気温の経年変動について考察する。

2.観察・記録方法

掘削直後の氷床コアを鉛直方向に1/2に切断し、透過光により氷板の位置と形状を観察し、チャート紙に実寸大で記載した。

3.解析方法

単位長さ（1m）の氷床コア中に含まれている氷板の厚さの総和（W cm）とフィルムが圧密した部分の密度（ ρ_f ）より、氷床コア中に含まれている氷板の割合（%；Wc）を(1)式にしたがって求めた。

$$Wc = \frac{W \cdot \rho_i}{(100 - W) \cdot \rho_f + W \cdot \rho_i} \cdot 100 \quad (1)$$

ここでWcは圧密によるフィルムの密度変化を考慮した氷板の割合、 ρ_i は氷板の密度を示す。

4.結果

図1に表面から70m深までの氷板の割合（Wc）を示す。Wcが高い値を示す深さに矢印を付けた。また、Jakobshavnでの夏の気温の経年変動を図2に示す。図1で矢印をつけた年に図2でも矢印をつけたが、これらは夏の気温が高い時期とほぼ一致している事がわかる。

図3は、205.9mコアの全層で観察されたWcの変動を示す。実測した夏の気温とコア中で観察されたWcに相関があることが図2で明らかになったので、図3におけるWcの変動は、過去500年にわたる夏の気温の経年変動を強く反映していると考えられる。なお、コアの年代は固体電気伝導度の測定により推定した火山爆発の示準層を基本として決められた（西尾他により当シンポジウムで発表予定）。

詳しい結果および解析は当日の議論にゆずる。

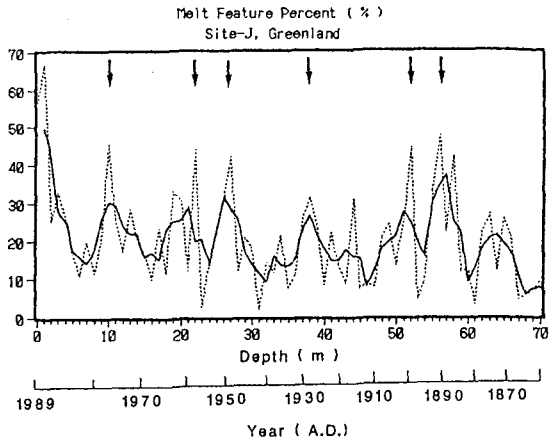


図1 氷板の分布（0～70m深）

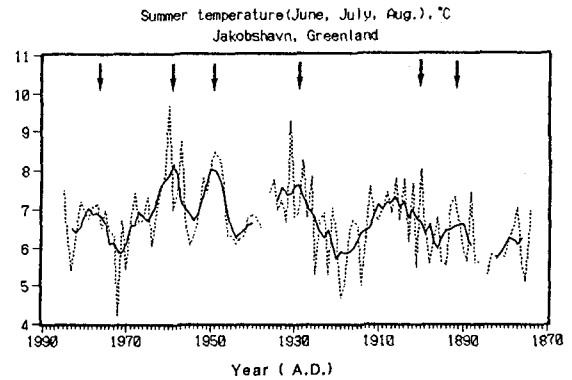


図2 Jakobshavnでの夏の気温の経年変動。年平均値と5年の移動平均値を示す。

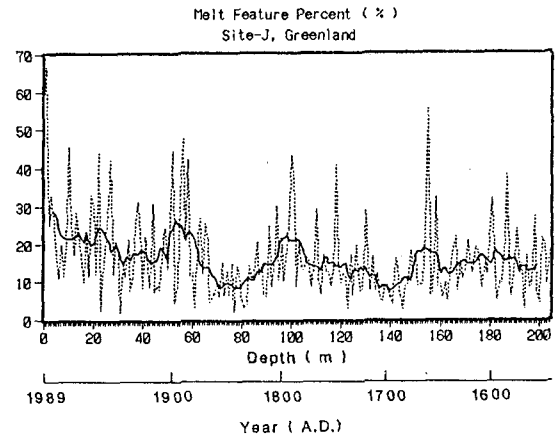


図3 氷板の分布（0～205m深）

昭和基地におけるエアロゾルの化学組成の周年変化

金森 怡, 金森 暢子 (名大氷圏研), 西川 雅高, 瀧口 斌 (国公研)
青木 周司, 渡辺 興世, 川口 貞男 (極地研)

目的: 化学分析用の大気エアロゾル試料を南極で採取することは大変困難であるが、オユグ次越冬隊により、昭和基地およびみずほ高原で、貴重な試料採取が行われた。特に昭和基地では周年の試料採取が行われたので、種々の化学成分が月周を通じてどのような変化をしているかを明らかにすることを目指した。この結果は内陸のエアロゾルや雪の含塩化学成分を理解するために非常に役立つと考えられる。

方法: 試料はフルスロポア・フィルター上に約1400 m³/500 cm²の濃度で捕集し、その約10 cm²分を水抽出し、イオンクロマトグラフ法により主成分を測定した。また適当量を湿式酸化分解し、ICP法で重金属元素などを測定した。

結果: 図1および2に、NaとClの結果を示す。これらは主として海水起源と考えられるが、冬に不規則に多く供給されていることがわかる。低気圧が通過する時濃度が増えると考えられる。Na/Cl比は冬に海水中の値(1.8)に近く、夏には低い(約1.0)。これは夏期に増加するH₂SO₄エアロゾルなどにより、海塩粒子からHClが揮発するためと思われる。

図3および4に $oxSO_4$ とMSAの結果を示す。冬に $oxSO_4$ が大きな値を示すが、これは海水起源のエアロゾルが単純に海塩の組成を持たないことを示し、海水の飛沫が単純に運ばれていっているとは思われる。この点を除けば $oxSO_4$ もMSAも夏に高く冬に低い周年変化をしていると考えられる。これは $oxSO_4$ については従来の観測と一致しており、MSAについてはタスマニアで同様の観測の報告がある。MSA/ $oxSO_4$ 比は外れ値も多いが約0.2になり、海上でDMSから SO_4 とMSAエアロゾルが生じる時の比(約0.1)に近い。冬に低い値を示す理由についてはまだ不明な点が残っている。

$oxSO_4/Na$ 比およびMSA/Na比は共に夏高く冬低い周年変化をしている。Na/Clはこれらとは逆のセンスの変化をしているので、これらの比の値を指標にして、積雪中の化学組成の組成からその積雪のシーズンに関する情報も引き出し得る可能性がある。しかしながら特に夏のエアロゾル濃度は付近の南極海上での濃度よりかなり低いことは、昭和基地の位置とエアロゾルの源につき(特に夏の)よく理解できない点もあることを示す。

図1

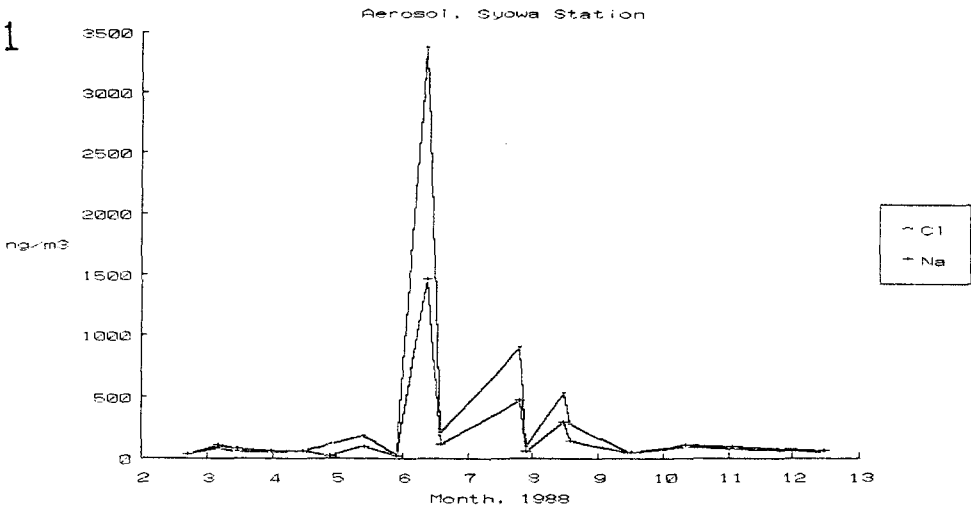


图 2

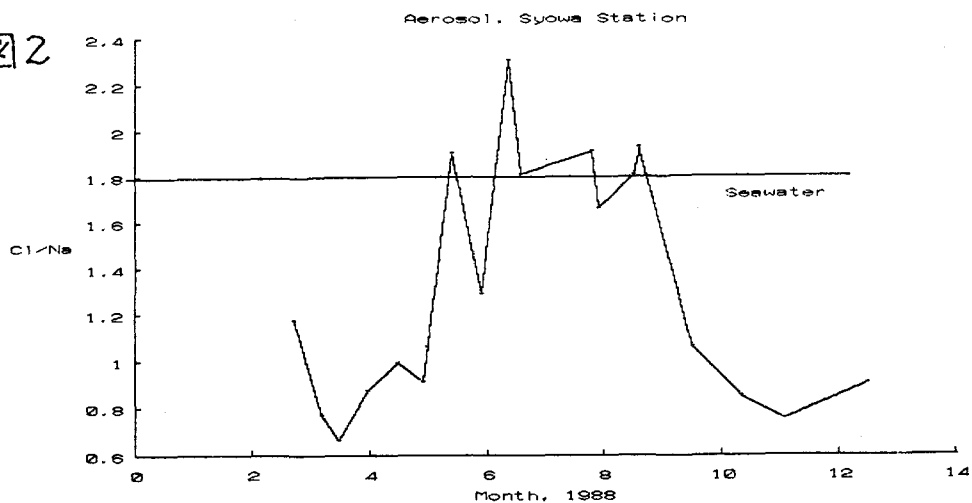


图 3

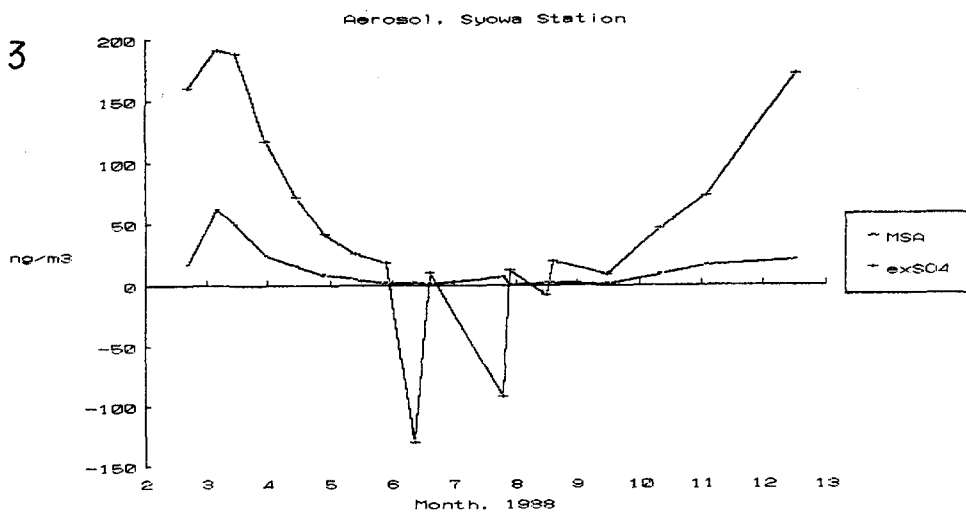
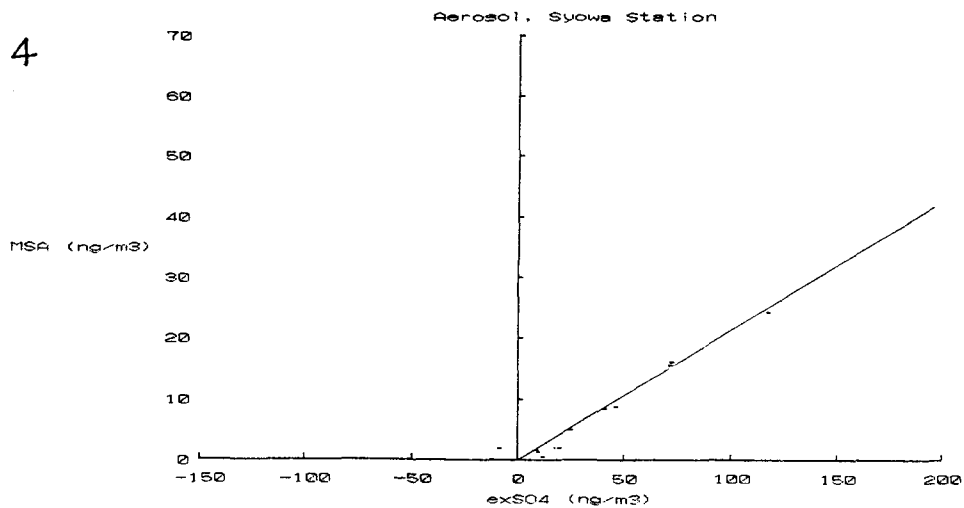


图 4



みずほ高原における春-夏期の降積雪の化学組成

金森暢子, 金森 悟, 瀬古勝基, 古川晶雄(名大・水圏研)

渡辺興亜(国立極地研), 西川雅高(国立公海研)

南極みずほ高原における積雪に含まれる化学成分は主として海洋起源であるが、沿岸部からみずほ高原の間でそれら成分の濃度は大きく減少する。しかし、それら成分の挙動については、(特に内陸部) まだ、あまり明らかにされていない。氷床コアに含まれる化学成分の挙動から過去の環境を探るためには、その地域に積る雪に含まれる化学成分の源、輸送機構が明らかにされなくてはならない。

我々は、みずほ高原の G6 地点から東へ A 地点(標高 3000 m)迄、さらに A 地点から B, C, H-270, H-50 を経て S 20 地点までの多くの地点における最近降雪(53)とみずほ基地から NY ルート上の地点における降雪(14)と A, B, C, H-270, H-50 地点の積雪ピット試料について $\delta^{18}\text{O}$ 、主成分、メタン硫酸と微量成分の分析結果を得たので報告する。試料の採集は共同研究者のオ 29 次南極観測隊員等によって(1988年11-12月)行なわれた。ドリフト試料の結果は多くの試料中最新ドリフトの結果のみを用いた。

結果。1) 降雪の $\delta^{18}\text{O}$ 値は内陸部から S-20 地点迄、-50‰ から -20‰ 迄(一時的に高気圧下にあったと思われる低値を時々示し、気象条件の変動を示しながら)減少している。(図.1)

2) Na の濃度は沿岸部で高く、(H110 付近) それより内陸部では低い。みずほ基地より内陸部ではこの時期むしろ高い値を示している。大きな変動は見られない。(図.2)

3) SO_4 の値は Na と異り、内陸部においてはつまりと高い値を示している。(図.2)

4) NO_3 の濃度は SO_4 と異り、沿岸部より内陸部で非常に高い値を示している。(図.3)

これら 11月~12月に採集された降雪の化学組成は春から夏へと変化する過程にあるが、 SO_4 に先がけて NO_3 濃度が高くなると思われる。即ち、海塩とは別の源から内陸部に供給されると考えられる。

5) 全試料における Cl, Na の濃度の割合は海水中の Cl/Na の値に近い。(図.4)

以上のことから、みずほ高原の内陸部における降雪の化学成分には沿岸部とは異った季節変動があることがわかる。積雪の化学組成は雪の生成された温度変動に加えて降雪の化学組成を通じてエアロゾルの組成と変動を反映するもので、それら地域の積雪の組成の変動とそれを齎すそれぞれの地域のエアロゾルの化学組成の変動を知ることが氷床コアの解析をより正確にさせよう。生物起源と考えられるメタン硫酸についてもあわせて報告する。

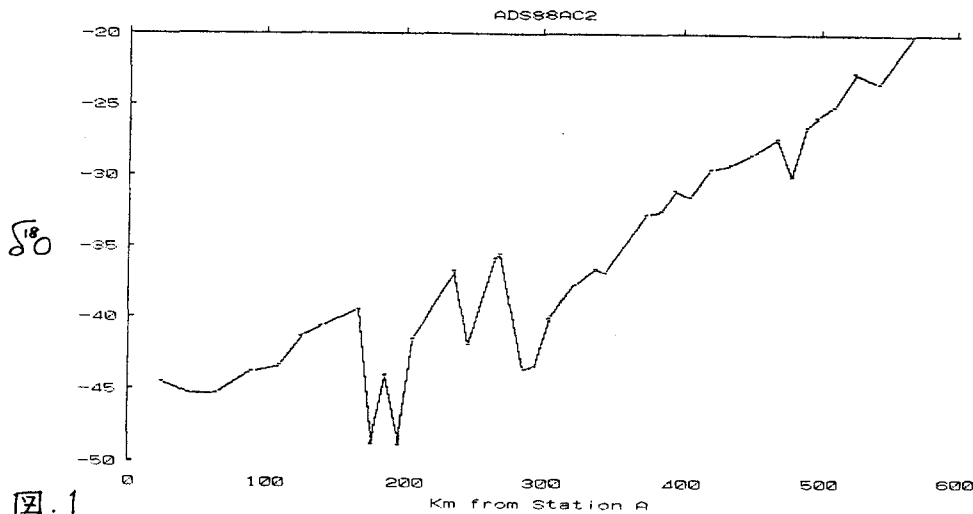


図.1

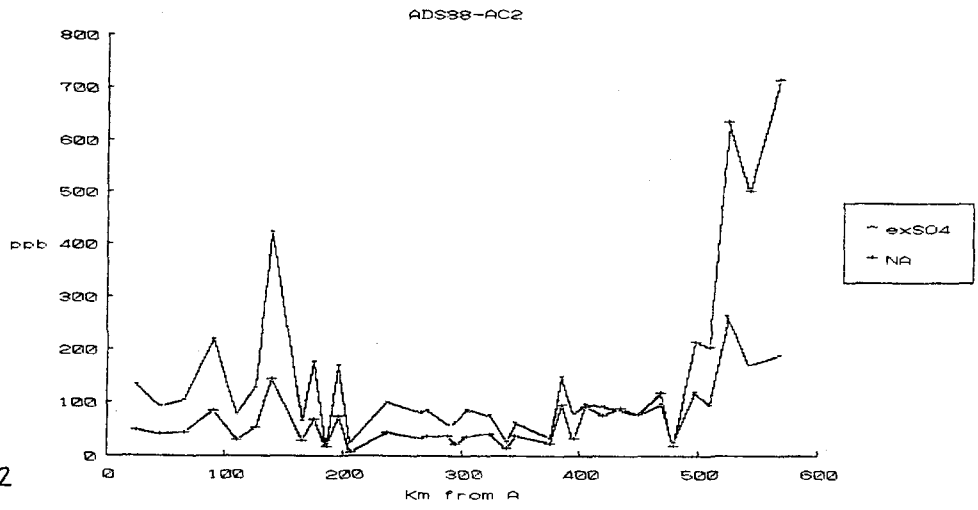


图. 2

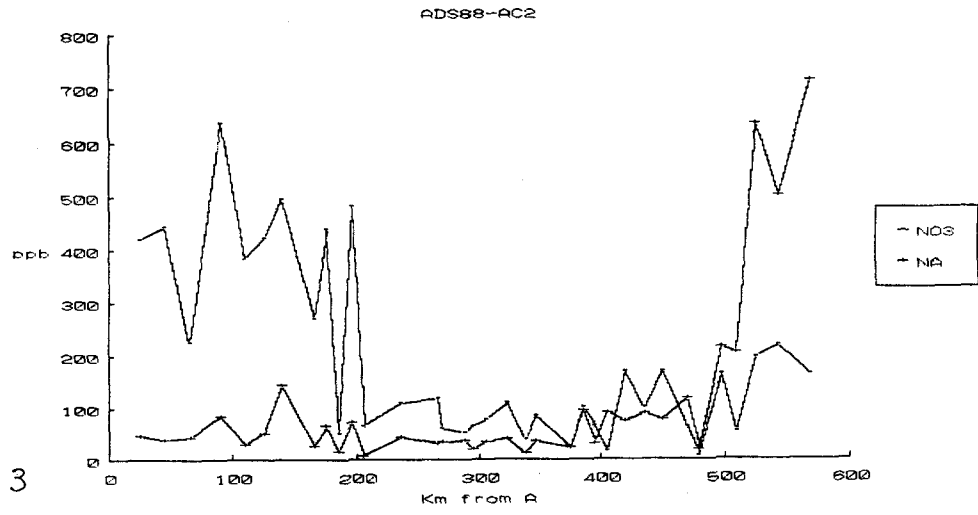


图. 3

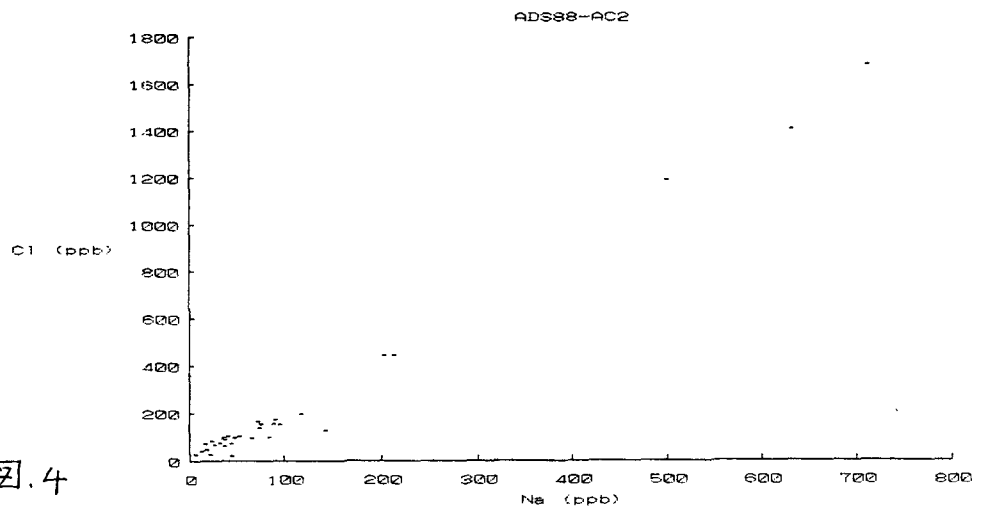


图. 4

みずほ高原の積雪層中の化学組成

渡辺興亜（国立極地研）、古川晶雄、瀬古勝基、金森暢子、金森 悟（名大・水圏研）

東クィーンモードランド雪氷研究計画期間中(1982-86) 観測対象地域の各地で表層、浅層(100-200m)および中層(700m)の氷床掘削が行なわれ、得られた雪氷コアを用いての堆積環境復元の研究が進められている。こうした研究を進める上で必要な基礎的情報の一つとして、現在の堆積環境下でどのような堆積過程が生じているか、またそうした堆積過程にはどのような地域特性があるかということがある。そのため第29次南極地域観測隊では1988年夏期に前進拠点(AC)に無人気象観測機を設置する目的で内陸旅行を行なった帰路、みずほ高原上の各地(A, B, C, H270, H50, G14, G15およびG17)の各点(図-1)で2m深のピット観測を行なった。それぞれのピットで積雪層位構造の観測とともに、積雪層の同位体組成、化学成分プロファイルを得るための試料の採集および国内でのより精密な分析のための積雪柱サンプル(30×30×70cm)の採集などを行なった。これまでに現地で採集した化学組成および同位体組成試料の一部の分析が終了したのでこれについて報告する。分析結果のうち、海塩成分であるNa, ClおよびKを図-2に、起源について議論のあるNO₃およびexcess SO₂を図-3に示した。これらのプロファイル中の横

実線および横破線は現場で決定した年層境界である。層位構造や積雪の物理的性質のプロファイルからの年層境界決定には不確定な要素があるため、疑問が残る境界については破線で示してある。さらに同位体プロファイルその他の資料を用いてこれらの境界について検討を進めているが、今回の報告では現場決定の年層境界を用いて、各種化学組成の年々の堆積量およびその地域比較などを行なう。

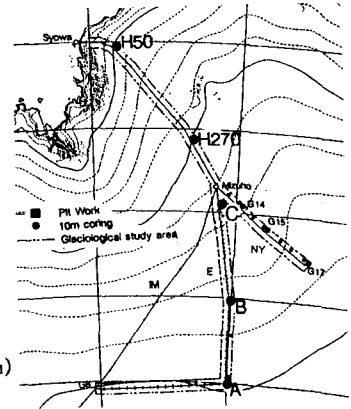


図-1 観測地点
(みずほ基地
- G16間 300km)

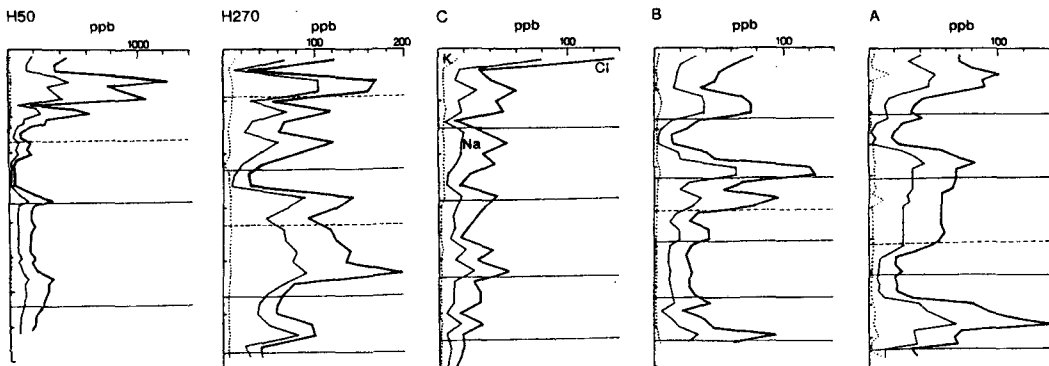


図-2 各地点積雪層中の海塩起源物質濃度 (横実線・破線は年層境界)

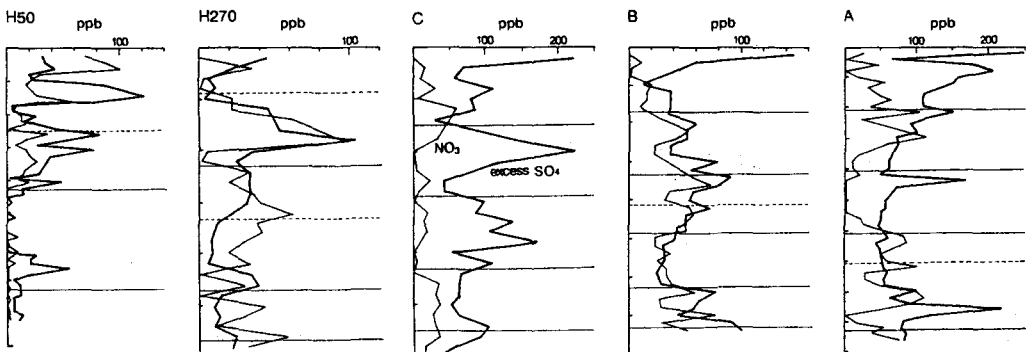


図-3 各地点積雪層中のNO₃と excess SO₂濃度

南極氷床の異なる堆積環境における 積雪の酸素同位体プロファイル

上田 豊 (名大・水圏研)
成田 英器 (北大・低温研)

神山 孝吉 (京大・理学部)
佐藤 和秀 (長岡工業高専)

1. まえがき

南極氷床表面では、沿岸部の $\delta^{18}O$ プロファイルは、積雪が多数であるため季節による変化をしのぐが、内陸カタバ風域では地かさきによる堆積-削はくのため過程が複雑になり、しもごらぬ化による堆積後の変化も加わるとは知られていない (Satow・Watanabe, 1985; 他)。

JARE-26 (1985-86) では、さらに内陸部のドーム・キャン7° (DC: 77.0°S, 35.0°E, 3761m)、極母高弁圧域からカタバ風域への遷移帯と考えられる前進地塊 (AC: 74.2°S, 35.0°E, 3198m) で、それぞれ5m、3m深のピット壁から3.5cm深向かくの試料を採取した。また、カタバ風域のみすほ基地 (MS: 70.7°S, 44.3°E, 2230m) では、1972年以来、表面質量収支の観測が続けられている1m向かくの雪尺ラインによって、幅10m深さ1mのトレンチを掘り、横1m、深さ3cm向かくの試料を採取した。

以上の試料の $\delta^{18}O$ 値と、DCおよびACの試料のトリチウム・ピークからえられた1966年冬の層位、MSの雪尺測定値をもとに、異なる堆積環境における積雪の酸素同位体の垂直プロファイルの特徴のべ、より深部にいるコア解析の参考とした。

2. 内陸ドーム域 (DC)

最近19年間で年平均表面質量収支は、積雪深で9.2cm、水当量で3.2cmであった。季節による変化を求めるとは、2cm向かく程度のサンプルが必要である。プロファイルは、表面部1mの間隔が大きく、250cm深付近に δ 値の高まりがみられるが、全体として10%程度の幅で変化している。

3. 遷移帯 (AC)

最近19年間で年平均収支は、積雪深で11.8

cm、水当量で5.0cmであった。平均年向試料数は3.4個と少ない。 δ 値の変化の波数は19年間で8~9程度しかない。表面部0.5mと300cm深付近に δ 値の高まりがみられる。後者はDCの250cm深付近の高まりに年代的に対応するものかもしれない (1960年頃)。

表面の δ 値が高いのは、カタバ風域によくみられる堆積中断による影響が考えられる。トリチウムのピークの形も、DCにくらべて深さ方向に厚みをもつて広がり、堆積-削はくによる雪の混合が生じた結果と考えられる。

4. カタバ風域 (MS)

雪尺測定開始以来の13年間の表面位値は、観測したトレンチ壁の1m深の範囲内で変化しなかった。現在にいたっていることと、その向の雪尺測定結果からわかる。トレンチの横1m毎計10本の $\delta^{18}O$ 垂直プロファイルにみられるその向の δ 値の変化の波数は、いずれも2~3個である。そして、おおむね、堆積中断期に δ 値の山が対応している。

5. あとがき

以上の3地塊では、ドーム域からカタバ風域へ移ると、 δ 値のプロファイルのパターンが平滑化される傾向がみられた。シンポジウムでは、これらをもっと詳細に検討する。

《文献》

- Satow, K.・Watanabe, O. (1985): Net accumulation and oxygen isotope composition of snow on Mizuho Plateau, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 6, 300-302.
- Watanabe, O.・Fujii, Y.・Satow, K. (1988): Depositional regime of the katabatic slope from Mizuho Plateau to the coast, East Antarctica. 同, 10, 188-192.

最終氷期における大陸氷床氷の分布と $\delta^{18}\text{O}$ の変動 (III)

— 大陸氷床氷の分布を規制する因子 —

加藤 喜久雄 (名大・水圏研)

今回は、最終氷期における大陸氷床氷の分布の変動を規制している因子について、考察した結果について報告する。

南北両半球における大陸氷床氷の分布を規制している因子としては、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3つの因子がある。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、である。図1には、これらの因子による 65°N における7月の日射量の変動と、大陸氷床氷量の変動を意味する深海の底生有孔虫の酸素同位体組成($\delta^{18}\text{O}$)の変動を示した。この $\delta^{18}\text{O}$ 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、変動パターンは大きく異なっている。

さらに、南北両半球の中緯度における日射量の変動パターンは、逆の位相になることが分かっている。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、南北両半球の氷床・氷河はほぼ同時に縮小していることも分かっている。

以上のことから、天文学的因子のみでは、大陸氷床氷の分布の変動、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氷の分布の変動を引き起こすプロセスがなければならぬことになる。

1987年以降、北半球における日射量の変動と CO_2 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_2 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、北半球の大陸氷床氷の拡大・縮小が CO_2 の減少・増加をもたらす、次のようなプロセスを提案したい。

天文学的因子による北半球の日射量の変動により、北半球の大陸氷床氷の拡大・縮小がおこる。それに伴い、海水面の低下・上昇が

起こる。海水面が低下すると、海水面上に現われたサンゴ礁は徐々に風化され、海水に溶解する。その際、 CO_2 が海水に吸収され、大気 CO_2 は減少する。他方、海水面が上昇するときは、サンゴ礁が上昇する海水面を追い掛けて急速に成長していくため、 CO_2 が海水から放出され、大気 CO_2 は増加する。したがって、大陸氷床氷の分布の変動がきっかけとなって、大気 CO_2 濃度の変動、ひいては気候変動を引き起こし、その結果として大陸氷床氷の分布の変動が起こることになる。また、現在の地球上の海陸分布と大陸氷床氷の分布では、天文学的因子による日射量の変動に対して北半球の大陸氷床のほうが敏感である。しかし、海陸分布が現在と異なったり、南極氷床がその拡大・縮小が容易なほど小さかったら、日射量の変動に対して南半球の大陸氷床も敏感になり、現在は氷期の真っ只中ということになる。

上記のプロセスによって、最終氷期、特にYounger Dryas期における、気候変動や大陸氷床氷の分布の変動、大気 CO_2 濃度の変動に関する諸事実の説明が可能かどうかを検討する。

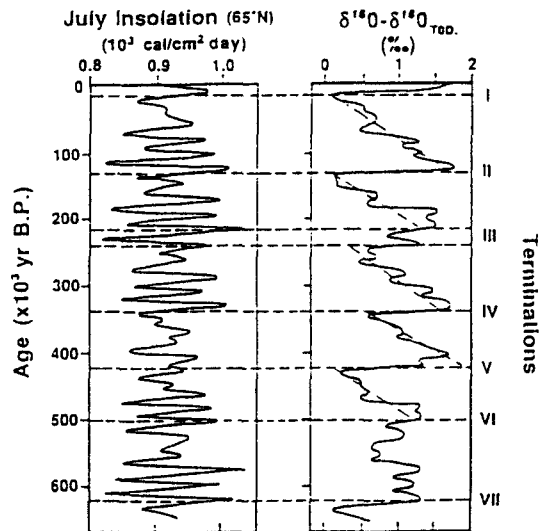


図1 天文学的因子による 65°N における7月の日射量の変動と、深海の底生有孔虫の $\delta^{18}\text{O}$ の変動 (Imbrie et al., 1984より)。

南極氷床表面における堆積・削剥過程の問題点

高橋修平（北見工業大学）

1. はじめに： 南極氷床表面の雪面には、強い風の作用によりドリフトやバルハンなどの堆積形態、サストルギなど削剥形態などが形成され、これらは形成時の風向の方向性を保つため、氷床表面の卓越風系を知ることができる。日本南極地域観測隊は、長年この雪面形態観測を内陸旅行のさいに行っており、堆積時および削剥時の2風系が得られているが、それらの解釈に伴う問題点を考える。

2. 表面模様の方角性： 堆積・削剥の方角性の違いについて、Ball (1960)の斜面下降風の低気圧による偏向を適用してみる。図1のように、斜面下降風が、地形に即したポテンシャルの勾配により力を受けると考えると、低気圧が沿岸にあると、ポテンシャル場はゆがんで斜面下降風の方角が変化する。このとき、水蒸気が海から輸送される低気圧の東側では、風向が等高線の方向に近づくように変化し、西側では逆となる。つまり、降水のある堆積時は等高線方向に近づき、削剥時は斜面最大傾斜方向を向くことになる。

またInoue(1989)は冬期と夏期の卓越風向の違いを観測し、雪面形態との関係を示唆した。

3. 地吹雪の削剥能力： 風速が増大するとき地吹雪により雪面は削剥され、雪粒子が空气中に補給されることになる。その削剥能力を調べるため、チョーク（白墨）を地吹雪中に露出し、その削剥量を求める観測を1982年8月～1983年1月に行った。図2に削剥量の垂直分布を示す。高さ4mまでは高さにはほぼ反比例している。図3に示すように、高さ1mにおける削剥量は地吹雪フラックスとよい対応を示した。

4. 地吹雪の未飽和： 風速が増大しても、表面が固くて削剥による雪粒子供給がないとき、地吹雪は未飽和となる。このとき降水があっても、降水がその未飽和分を上回るまで堆積しないことになり、強風帯に裸氷原が発達するのはこのためとも考えられる。また山岳風下では地吹雪の影となって、やはり地吹雪未飽和となり、裸氷の成因になると思われるが、これらの定量的見積が必要である。

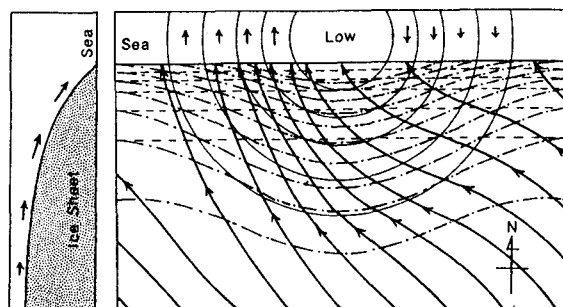


図1. 低気圧による斜面下降風変化のモデル(Ball, 1960)
太い実線は流線、細い実線は等圧線、破線は等高線、
一点鎖線は気圧を考慮したポテンシャル面の等高線

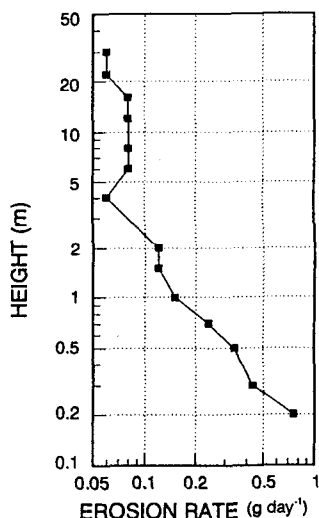


図2. チョークの削剥量の垂直分布
(1982年8月12日～8月16日)

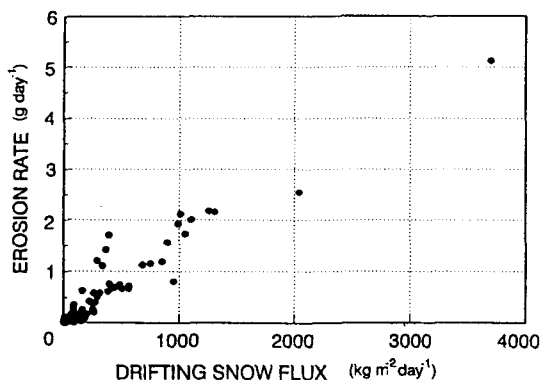


図3. チョーク削剥量と地吹雪フラックス（高さ1m）
(1982年8月17日～1983年1月7日)

南極昭和基地における長波長放射垂直分布について

大河原 望 (山形地方気象台) 宮内 正厚 (気象大学校)

§ はじめに

南極昭和基地では1966年から放射ゾンデによる水平面長波長放射の垂直分布が観測されている。このうち1979年のデータについては YAMANOUCHI et al (1981) によって解析され、また、理論計算値と比較してその差異について議論されている。今回は1966年から1988年までの間の全観測データについて解析してその期間の長波長放射の垂直分布特性を調べ、晴天時のものについては理論値と比較した。この間放射ゾンデの型式が変わり、また若干の改良がなされたのでそれらゾンデの間に系統的な観測値の差があるかどうかについても検討された。

§ 放射ゾンデと観測データについて

放射ゾンデはセンサー部、発信器部、電源部とそれらを収納または取り付ける収容箱からなる。センサー部は上向き放射量と下向きのそれを独立に計るものでセンサーはポリエチレンフィルムで覆われた黒色塗料が塗られたマイラー樹脂でその温度変化と熱の伝導を計算することによって放射量がえられる。基本的な構造は従来国内で使用されていたもの(1961~1975, 1976 札幌、館野、八丈、鹿児島)と同じである (Antarctic Meteorological Data、JMA)。

データ数は356でそのうち晴天(8分位雲量が1以下)が149、曇天(8分位雲量が7以上)が125である。全期間のうち1976年から1978年と1984年から1985年の5年間は観測されていない。また、年によって観測数の変動が大きい(表1)。

§ 月平均放射量の年変化

図1、2に晴天、曇天時の全データ平均の850mbの上向き・下向きと100mbの上向きの放射量をそれぞれ示す。3月から10月の間100mbの上向きについては晴天時のほうが全期間にわたって大きい。850mb上向きは少なく、特に、8月は大きな差がみられる。850mbの下向きについては

曇天時に比較して晴天時が極端に少なくなっている。これらのことから雲による保温効果が著しいことが解かる。八分位雲量が2から6までの間の場合にはそれらの間に位置する。

§ 冬季の放射量の年々変化について

6-8月を冬季とし、図3に全データについての前述の3要素の年々変化を示す。図から分かるように変化が激しい。これは①データの絶対数の不足、②放射収支量に大きな影響を与える雲量、大気温度等のばらつき、③測定機器の特性のばらつき、などが考えられる。しかしながら、全体的にみて850mbの上向きについてはばらつきはあるものの一定水準を保っているが100mb上向きについては減少傾向がみられる。がその有意性についてははっきりしない。

§ 理論計算値との比較について

放射伝達の方程式にしたがって計算を行った。計算スキームは RODGERS AND WALSHAW (1966) に従った。この計算に必要な気温、水蒸気量はラジオゾンデの測定値、オゾン量は昭和基地における観測をもとにした統計値を使った。晴天時の場合の平均値について比較する(図4)と、上向きについては測定値が理論値よりも全層において小さい値を示している。一方下向きについては300mbより下層でほぼ一致しているがそれより上層では観測値が大きい値を示し、上層に行くにしたがってその差は広がっている。上向きについては YAMANOUCHI et al (1981) の結果とほぼ同じ傾向をしめすものである。国内で観測されたものは下向きについては全層にわたって測定値が理論値よりも大きい結果となっている (KANO AND MIYAUCHI, 1977 参照)。

§ 上向きの放射量の差異について

理論値と測定値がそれぞれ正しいとはかぎらないが上向きについては下向きより差が大きい。南極においてはエーロゾル、水蒸気の DIMAR MOLECULE の影響は無視できると考えら

れるのでその原因の1つは地表面の影響を受けるところにある。ゾンデが上昇するにつれてが大陸を見る場合のケーススタディについて議論できるがぜんたいとしての上向きの差を説明するには不十分である。2つめは、計算値は CLOUD FREE であるが測定中に雲が出現する、またはゾンデが上層に上昇し基地以外の雲を見る可能性は十分にある。これらの場合を考慮すると説明できるがその仮定が事実であったかどうかはわからない。

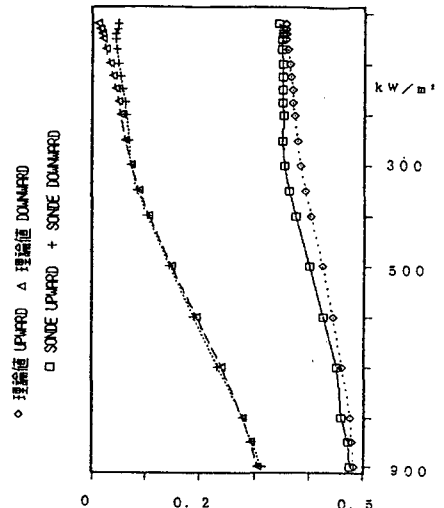
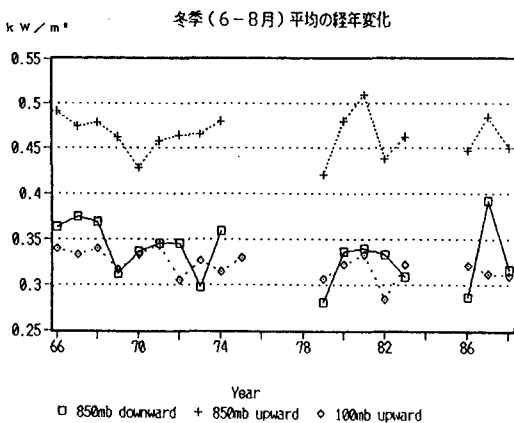
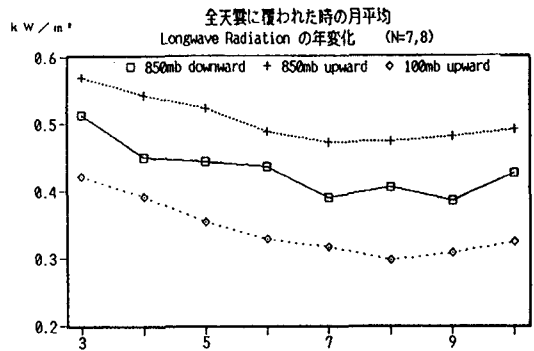
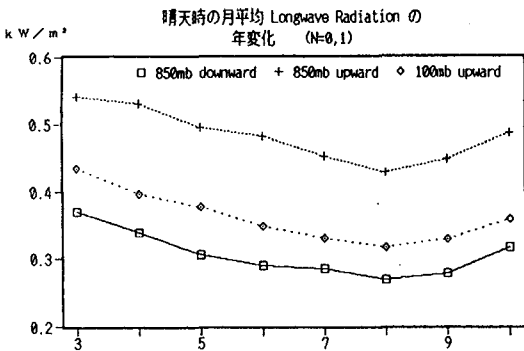
§ 放射ゾンデの型別間の比較

基本的な構造は変わらないものの、材質、温度センサーの取り付け場所等が少しずつ変

化している。6種類の型があるが理論計算値を基準値として比較する。200mbより下層でR62型とR68型が大きい値を示し、その他の4種類についてはほぼ同様でr. m. s. 値は0.02KW/M²程度である。100mbより上層ではR66型を除いて急激に増加している。型が新しいものと古いものとの系統的な差はない。特に、1979年にマイラー樹脂膜の温度を測定する位置を膜の外側から内側に変更したが、昭和基地の実測データから見る限りではこの方法では精度の向上を確認することはできない。(紙面の関係でR. M. S. 分布図は当日示す)

表1 放射ゾンデ観測回数一覧

YEAR	'66	'67	'68	'69	'70	'71	'72	'73	'74	'75	'79	'88	'81	'82	'83	'86	'87	'88	TOTAL
CLD FREE	3	17	12	20	9	10	8	8	1	3	4	18	4	5	5	10	8	6	149
OVERCAST	4	25	22	18	9	9	8	4	3	0	0	10	0	0	0	0	11	2	125
ALL	14	53	44	45	23	25	21	17	6	3	8	31	9	7	9	10	21	10	356
TYPE	R62	R66	"	R68	"	R69	"	"	"	"	R78	"	"	R78D	"	"	"	"	



あすかにおける放射収支観測 (II)

青木輝夫 (気象研究所), 山内 恭 (国立極地研究所)

はじめに

あすかにおける放射収支の大きな特徴は、地表面の反射率が高いために正味の短波放射量が少ないことである。一方、正味の長波放射量は常に負で、その絶対値は短波長のそれを上回っており、結果として全放射収支は負となっている。しかし、ある条件下では、正になることがある。その条件とは、雲が出現することである。しかし、気候問題を考えた場合、この雲が放射収支に与える影響(雲の放射効果)によって全波長の放射収支が正の値をとり得るかということよりもむしろ、雲の放射効果が正か負か、つまり heating に働くか、cooling に働くかということが第1の関心事である。この雲の放射効果を地上と衛星データから解析した。

1. 雲の放射効果の定義

雲の放射効果CFは、次のように表わされる。

$$CF = F_{CLD} - F_{CLR}$$

ここで、 F_{CLD} は雲のある条件+雲のない条件の正味放射フラックス(下向きが正)、 F_{CLR} は雲のない条件の正味放射フラックスである。これらは短波長と長波長に分けて表すことができる。

$$CF = CF_{SW} + CF_{LW} \\ = (F_{CLD}^{SW} - F_{CLR}^{SW}) + (F_{CLD}^{LW} - F_{CLR}^{LW})$$

ただし、SWは短波長、LWは長波長を表す。一般に CF_{SW} は雲のアルベード効果によって負、 CF_{LW} は雲の温室効果によって正の値をとる。中低緯度では、通常 $|CF_{SW}| > |CF_{LW}|$ のため、CFは負となることが分かっている。

2. 地上における雲の放射効果

図1は1988年10月のあすかにおける日平均雲量と日平均正味放射フラックスの関係を示したものである。 CF_{SW} は負、 CF_{LW} は正で中低緯度と同じであるが、 $|CF_{SW}| < |CF_{LW}|$ のためCFは正の値をとる。これは南極の特徴的現象である

図2は1988年の各月毎のCFを計算したものである。これから、あすかではほぼ1年中CFが正、すなわち雲の放射効果はheatingに働くことが分かった。

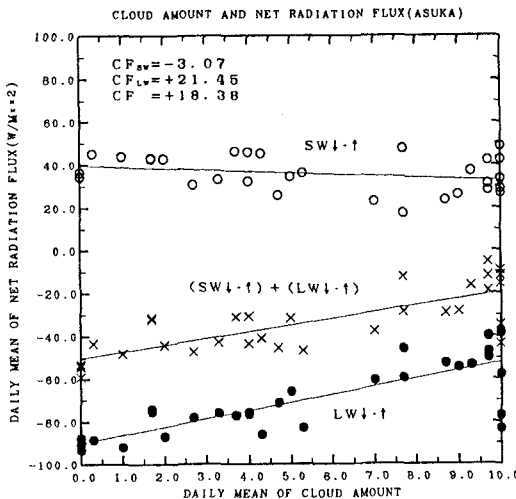


図1. あすか(地上)における雲量と正味放射フラックスの関係(1988年10月)

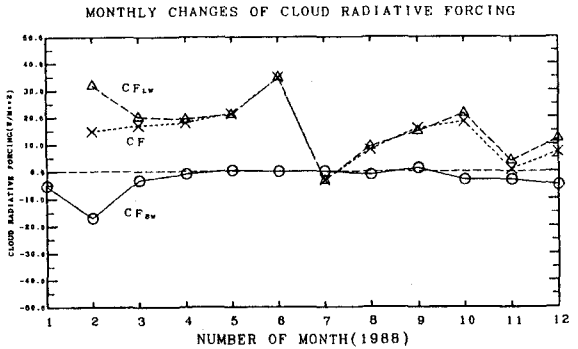


図2. あすか(地上)における雲の放射効果の月変化

3. 大気上端における雲の放射効果

1988年10月のあすか上空の大気上端における雲の放射効果を衛星データから求めた。計算に用いた衛星は、長波長がNOAA9とNOAA11、短波長がNOAA9のセンサー不調のためNOAA11のみとした。各チャンネルデータから放射フラックス(下向きが正)を求めるのは、短波長がWydic et al. (1987)の方法、長波長がEllingson-Ferraro(1982)の方法を用いた。短波長は観測毎に太陽天頂角が変化するので、観測時の平均太陽天頂角で規格化した。一方、雲量は地上の観測値を用いた。図3に結果を示す。もし、雲の反射率が雪面の反射率より小さければ、大気上端における CF_{SW} は正が予想される。また、地上気温が雲(ほとんどが中上層雲)の温度よりも高ければ、大気上端の CF_{LW} も正が予想され、結果的にCFも正が予想される。図3の結果は CF_{LW} とCFは正だが、 CF_{SW} は負を示し予想と違う結果となった。 CF_{SW} はデータの少ないことや衛星と雲量の観測時間のずれを考えると、地上観測の雲量と衛星から求めた短波長の正味放射フラックスの間の依存性は、はっきりしないと見た方がよさそうである。衛星データについては、今後、他の月の解析や衛星データから雲量を求める必要がある。

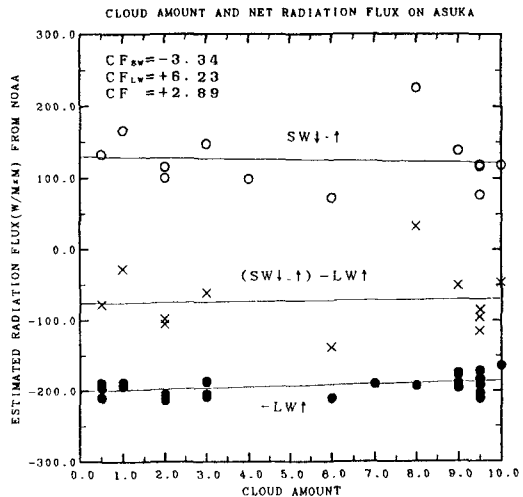


図3. 地上雲量とNOAAから求めた大気上端における正味放射フラックスの関係(1988年10月)

昭和基地における降雪粒子観測

小西啓之(大阪教育大)、村本健一郎(富山高専)、椎名徹(富山高専)

遠藤辰雄(北大低温研)、北野孝一(株)インテック

はじめに. 落下している降雪粒子の映像をビデオカメラで撮影し、その画像処理から粒子の形状を解析するシステムを30次で昭和基地に設置し、観測を行った。昭和基地は日本に比べ風が強く降雪粒子の撮影が困難であったが年間10数例のデータを収録することができた。ビデオテープは現在画像解析処理途中であるが今回はその結果の一部について報告する。

結果. 撮影した降雪粒子は雪片が主で、雪片の長径、短径、断面積、等価粒径、落下速度、輪郭の長さ等が画像解析の結果求められる。これらの粒子の形状を示す数値とレーダーエコー強度、降水強度などとの対応を今後調べ、降水粒子の形成過程について考察を行う予定である。図1は結果の一例として10月25日の粒径分布と落下速度分布を示した。粒径は断面積から見た等価粒径で、1mm以下の小さな粒子については誤差が大きく除外した。降雪粒子の平均粒径は2.9mmで低温型多結晶、砲弾集合からなる雪片が主であった。観測時の地上気温は-6°Cと暖かかったが、エコー頂は3.5kmと高く、エコー頂気温は-25°Cであった。粒子の成長過程を見るためエコー頂から地上までのエコー強度、気温の変化を示し

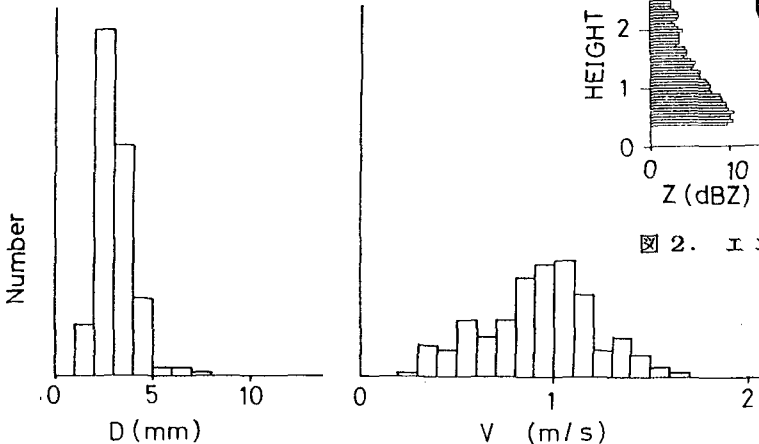


図1. 粒径分布と落下速度分布

(1989年10月24日)

たのが図2である。この時間は層状のエコーであったので、鉛直変化がほぼ粒子の落下経路と対応していると考えられる。また、雪片の構成粒子の成長温度範囲もエコー頂付近であるので個々の粒子が落下中に併合などで粒径が大きくなり、その結果としてエコー強度が下層に行くにつれて増加していると考えられる。

一方次に別の例として降雪粒子の平均粒径が3.7mmと大きく、樹枝状結晶からなる雪片が主であった7月1日の例を示す。図2と同様にエコー強度と気温の鉛直分布を図3に示した。10月25日の例より最下層ではエコー強度が大きくなっているがエコーの高さは低く、下層で急激なエコー強度の増加がみられる。降水粒子が樹枝状結晶からなる雪片であったので併合しやすく、粒径が急に大きくなった、あるいは粒子数が急に増えたなどが考えられ

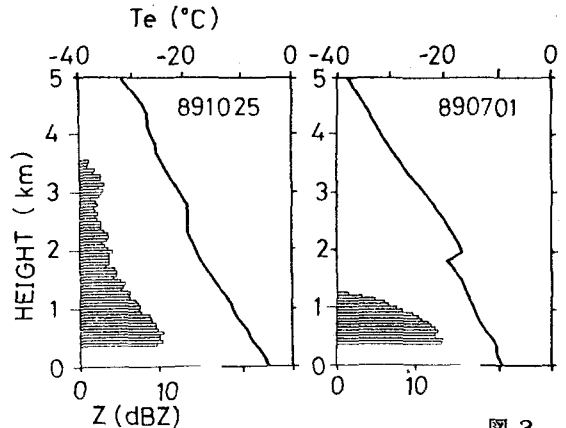


図3.

図2. エコー強度と気温の鉛直分布

空気成分気体の水中の拡散

内田 努, 本塚 武夫, 前 晋爾 (北大工), 川端 淳一 (北開試)

近年、南極やグリーンランドで掘削された氷床深層ボーリングコア氷の解析から、過去の気候変動を推定する研究が盛んに行われている。例えば南極ポストークコア氷を用いた研究では、水中の CO_2 濃度の測定結果と、酸素同位体比の結果との比較から、氷床表面温度が高いときには CO_2 濃度が高かったということが報告されている¹⁾。そして過去16万年前までの間の CO_2 濃度変化が詳しく測定され、気候変動との関連性が議論されている。

ところが、どのように CO_2 が長期間保存されているのかわかっていない。もし、水中を CO_2 などの気体分子が拡散するとしたら、 CO_2 濃度の変化は深いほど滑らかになり、振幅も小さくなるはずである。それを定量的に見積るために、水中への $\text{N}_2, \text{O}_2, \text{CO}_2$ の平衡濃度や拡散係数を測定することが緊急の研究課題となっている。また氷床深部では、高い静水圧のため気泡が消失し、空気は高圧下で安定な水和物、air-hydrate として存在している。そこで氷床深部での気体はおもに air-hydrate 中に貯蔵されていると考えられる。しかし、air-hydrate 中に含まれる空気組成は、元の大気とは違っている可能性がある。したがって CO_2 濃度変化を正しく把握するためには、air-hydrate の生成過程を明らかにすることがきわめて重要な研究課題である。

そこで本研究では、 CO_2 などの空気成分気体の水中の平衡濃度、拡散係数を測定することを目的とする。このことはまた、air-hydrate の生成過程を定量的に研究するためにも必要である。

実験装置の概略を図1に示す。試料を入れる高圧タンクに気体を送り込むバルブがついた装置である。装置全体の容積は約 15cm^3 。温度は試料室とバルブ部につけられた熱電対で測定し、圧力はバルブ部のロードセルで測定した。この装置全体を恒温槽に入れ、温度を制御した。試料室温度の制御精度は $\pm 0.1^\circ\text{C}$ である。実験方法は、まず、試料室に円柱状に整形した単結晶氷を入れる。次に圧縮気体を送り込み、高圧気体雰囲気下に試料をおく。この状態でバルブを閉じ、気体が氷試料中に拡散することによって起こる圧力減少を測定する。この減圧曲線から水中への気体の平衡濃度を求める。さらに平衡濃度に対する気体の溶解量（溶解度比）の時間変化から、気体の水中の拡散係数を求めた。また、気体を飽和させた氷試料を大気圧下におき、試料中から放出される気体による圧力上昇の測定からも同様に、拡散係数を求めた。

CO_2 ガスを用いた実験の溶解度比のグラフを図2に示す。実線は、 CO_2 -hydrateが形成される圧力下 (-3.0°C , 1.8MPa) で行ったもので、破線は、形成圧力以下の条件下 (-4.6°C , 0.85MPa) での結果である。このグラフの傾きから拡散係数を計算した結果、約2桁違った。しかし、平衡濃度にはあまり違いがみられなかった。なお結果の詳細は当日議論する。

1) J.M. Barnola, D. Raynaud, Y.S. Korotkevich & C. Lorius, Nature 329, 408, 1987

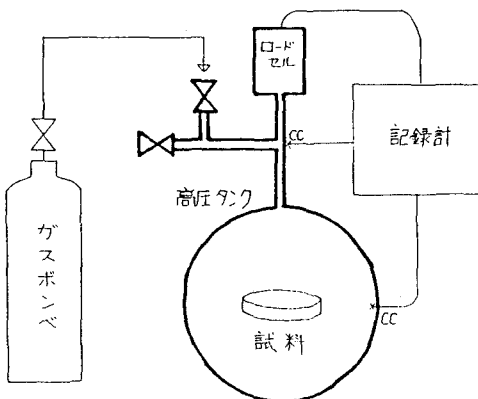


図1. 実験装置

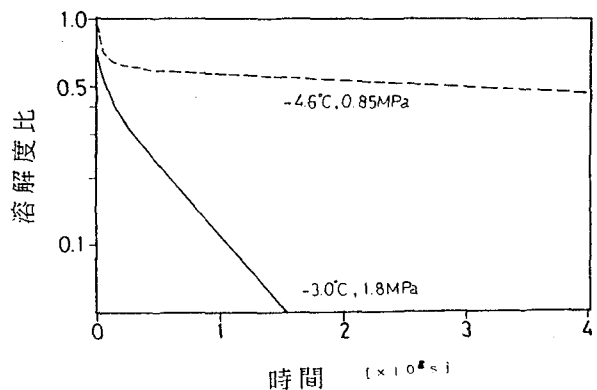


図2. CO_2 の溶解度比

B 紫外線とオゾン全量の関係について

伊藤朋之、上野丈夫、梶原良一、下道正則、
上窪哲郎、伊藤真人、小林正人(高層気象台)

1 はじめに

成層圏の人為汚染は、オゾン層のオゾンを減少させる。過去20年間のデータの解析結果をもとに、北半球中緯度では10年当り数%の率でオゾンが減少していることが報告され、このような経年的なオゾンの減少による、B紫外線(280-315nm、生物に悪影響を及ぼす)の増加が懸念されている。オゾン層の変化に伴う地上の紫外線量の変化については、理論的には種々評価がなされているが、観測データにもとづいた研究はほとんどなされていない。

極域は、元来紫外線の少ないところであり、オゾンの減少により紫外線が増加しても、依然紫外線の少ない場所であろう。しかし、南極周辺の海洋生体系は、元来少ない紫外線の環境で維持されているため、こうした紫外線の変化により重大な影響を受ける可能性がある。オゾンホールの場合に見られるように、南極のオゾンは成層圏汚染に極めて敏感に応答しており、南極及びその周辺の海域は、紫外線の増加率の極めて大きい地域と言える。さらに、清浄な大気中では320nm以下の紫外線が増加すると、対流圏内のオゾンが減少し、結果として紫外線の増加をさらに増幅する可能性がある。以上のことから、南極のオゾン層と紫外線の関係を定量的に把握することが急務である。

1990年1月1日から、高層気象台ではブリューワ-分光光度計により紫外線のスペクトル(290-325nm, 0.5nm刻み)の毎時観測を開始した。現在までに得られた観測値をもとにオゾン層と紫外線との関係を明らかにするための解析を行っている。その観測及び解析の手法は、南極においても適用可能なものであり、有用な情報が期待できるので南極での観測計画の参考に供したい。

2 実測スペクトルのパラメータ化

毎時71チャンネルで得られるスペクトルデータは、1年間には膨大な量になる。この膨大なデータをもとに、紫外線とオゾンとの関係を把握するためには、実測スペクトルの変化の特徴を的確に表現できる或る種のパラメータ化が必要である。種々検討の結果、観測データをもとに天頂角 z_a のみの関数として記述される参照スペクトル $F(\lambda, z_a)$ を導入し、実測スペクトル $I(\lambda, z_a, oz, \tau, \dots)$ を

$$I(\lambda, z_a, oz, \tau, \dots) = F(\lambda, z_a) \cdot 10^{(\alpha \lambda^2 + \beta)} \quad (1)$$

により、精度良く表現できることが分かった。ここで α は主としてオゾンに依存するパラメータであり、 β は主として雲量に支配されるパラメータである。

参照スペクトルの決定方法及びその有用性については1990年度気象学会予稿集に詳しく述べた。先ず、71チャンネルの各波長について、縦軸に紫外線強度、横軸に太陽天頂角をとった分散図を作成し、適当な方法により、分散図にプロットされた点の上側境界線を決定する。この境界線は各々の波長について、太陽天頂角がそれぞれの値のときの最高の紫外線量を与える。71チャンネルの全ての波長についてそれぞれこのような境界線を決定することにより、天頂角を指定すれば一義的に定まるスペクトルが得られる。これを参照スペクトルとし、実測のスペクトルとの比の対数値を波長の関数として $\alpha \lambda^2 + \beta$ でフィットさせることにより、実測スペクトルの変化の特徴を α 、 β という単に2個のパラメータで表現することが可能となった。

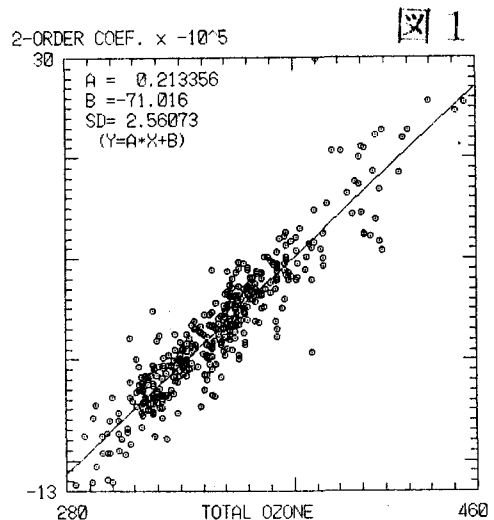
3 紫外線増幅係数

(1)式の両辺の自然対数を取り、 oz で微分した後、100倍すれば、オゾンが1m-atm cm減少すると各波長の紫外線量が何%増加するか(紫外線増幅係数 γ)を算定できる式が以下のように得られる:

$$\gamma = 230 \cdot \alpha' \cdot \lambda^2 - \text{const} \quad (2)$$

ここで、 α' は α の oz -微係数である。const は、 $\lambda=325$ nmにおいて $\gamma=0$ となるように決める。

図1は、ドブソン分光光度計によるオゾン全量と、ほぼ同時(±30分以内)に観測したスペクトルについての α の分散図である。図中に直線で示したこの分散図の回帰式は、



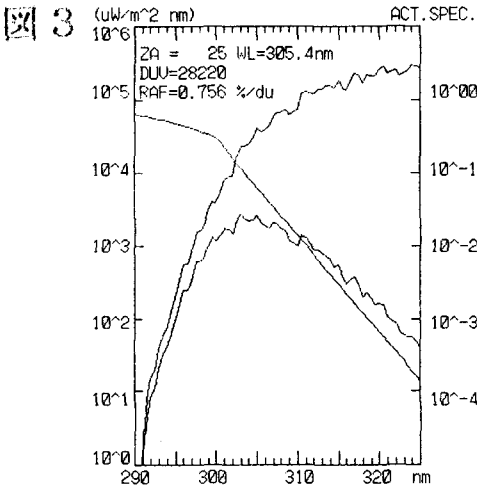
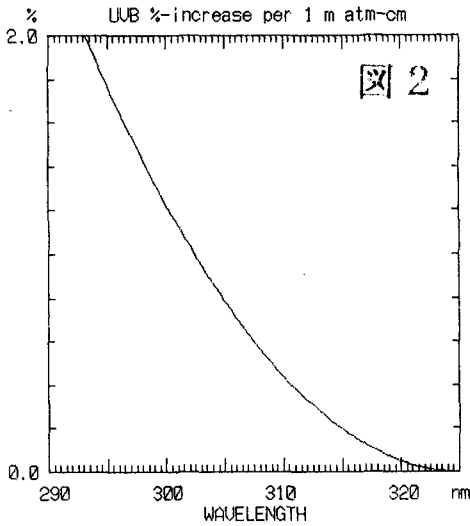
$$\alpha = 2.1E-6 * oz - 7.1E-4$$

(3) 4 有害紫外線量の増幅係数

であった。従って(3)式をオゾン全量 oz で微分して、 $\alpha' = 2.1E-6$ が得られる。この値を(2)式に適用すると、図2に示すような紫外線増幅係数 γ の波長依存性が求まる。この図から、 γ は波長が短いほど大きいことが分かる。また、オゾンが $1m-atm\ cm$ 減少すると例えば $305nm$ では、紫外線の地上到達量が 0.8% 増加することが分かる。

この γ 曲線は、紫外線の地上到達量に影響を及ぼす各種の因子の中でオゾンだけが変化した場合の紫外線の変化の波長依存性を示すものである。しかし、オゾン以外の因子がオゾンと同時に変化しなければ、例えば太陽天頂角、雲量、地表面反射等を指定した任意の状況について、この γ 曲線が共通に適用できる。

一方、或る波長域の積分量の増幅係数の算定にこの図を適用するためには、以下に述べる有効波長の計算が必要である。



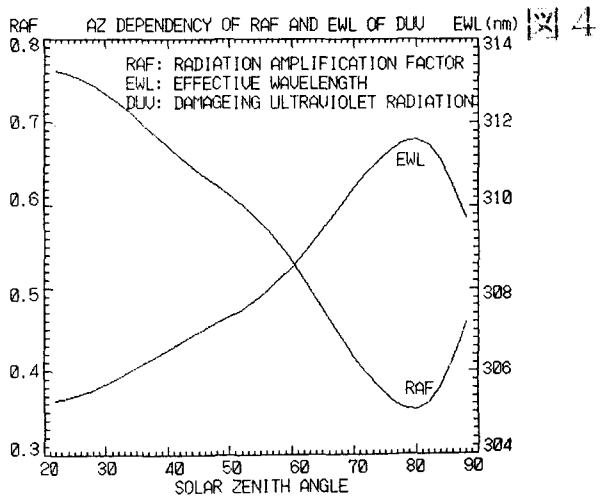
ここでは、人体に有害な紫外線の波長別許容値について Wester(1981)が提案した経験式で表わされる重みを実測スペクトルに掛けて $290-325nm$ につき積分した量を有害紫外線量と呼ぶ。図3の“へ”字形の曲線は、Westerの重み関数を右縦軸のスケールで示したものである。同図に示した右上がりのスペクトルは天頂角 25° の参照スペクトル、中央にモードを持つスペクトルは、参照スペクトルと重み関数の積で、左縦軸のスケールで示してある。

このモードを持つスペクトルの波長積分値が有害紫外線量である。また、このモードを持つスペクトルの重みを掛けて波長を自乗平均して得られる値(有効波長)について、図2から得られる γ の値は、有害紫外線量の増幅率である。

参照スペクトルについて求めた有効波長と有害紫外線量増幅係数の天頂角依存性を図4に示す。太陽天頂角が 20° から 80° まで変化するにつれて有効波長は約 $305nm$ から $312nm$ まで変化し、これにともない、有害紫外線増幅係数は約 0.76 から $0.35\%/m-atm\ cm$ まで変化する。天頂角 80° 近くでこの傾向が反転するのは、オゾンの高度分布の観測に利用しているゲッツの反転効果と同じ原理で起きる現象である。

地上の紫外線量に影響を及ぼす天頂角以外の全ての因子が一定の状態(参照スペクトルの代表する状態、例えばオゾン全量は $335m-atm\ cm$)であるような仮想的な環境を考えた場合、この図は増幅係数の緯度変化、季節変化に関する情報を提供する。すなわち、高緯度に比べ低緯度で、また冬季に比べ夏季に増幅係数は大きい。もちろんその度合いは、オゾン量、雲量、地表面反射率の緯度変化、季節変化に依存する。(1)式の α 及び β を色々変えたスペクトルについての同様の計算によりその依存性を把握できる。

今後さらにデータの蓄積を待って、これらについて解析を進める予定である。



昭和基地で観測されたオゾン全量と成層圏気温の関係
(日々のオゾン全量と100mb気温の回帰直線)

(気象研・物理、忠鉢 繁)

要旨

本論文に於いては南極昭和基地で観測された日々のオゾン全量の日々の100mb気温に対する回帰直線が示されている。この回帰直線群は9月から翌年3月まで、10日毎に計算されており、昭和基地で著しいオゾンの減少が観測された1982年2月以降と1982年1月以前の期間に分けて示されている。対応する季節及び期間の回帰直線から観測された100mb気温に対応するオゾン全量を読みとることにより、昭和基地のオゾン全量をよい精度で推定することが出来る。

1. 月平均オゾン全量と月平均100mb気温の関係

最初に昭和基地に於けるオゾン観測データから既に得られている月平均オゾン全量と月平均成層圏気温の関係を調べた。第1図に昭和基地でオゾンの減少がまだ観測されていない1982年以前とオゾンの減少が観測され始めた1982年10月の月平均オゾン全量と月平均気温の散布図をそれぞれの期間に対する回帰直線と重ね合わせて示す。オゾン全量の分布を示す点は、1981年以前と1982年以降に於いてそれぞれ異なる回帰直線の上ののっている。1982年以降に対する回帰直線は、傾きは1981年以前のデータに対する回帰直線とはほぼ同じであるが、同じ気温に対して約40ドブソン単位だけ低い値を示していることがわかる。

2. 日々のオゾン全量の10日毎の回帰直線

上に述べた月平均オゾン全量と月平均100mb気温の回帰直線の特徴をより詳しく調べるために、日々のオゾン全量

の日代表値とその日の100mb気温との相関及び回帰直線を9月から3月まで10日毎に、1982年1月以前と1982年2月以降に分けて求めた。第2図及び第3図に、9月から1月までの各月の月上旬に対応する10日間の回帰直線を示す。2図及び3図に示されたものも含めて1982年以前と以降の各期間に対しそれぞれ21本、併せて42本の回帰直線が求められた。

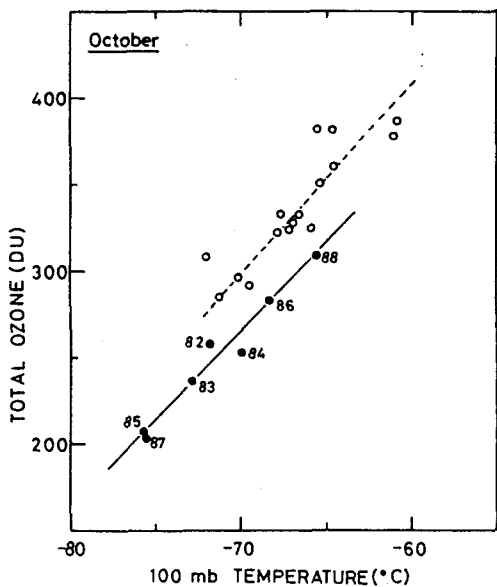
得られた回帰直線群は、それぞれの期間に対する昭和基地で観測された日々のオゾン全量をきわめてよく再現する。

3. 1981年以前の回帰直線から求めたオゾン全量との差

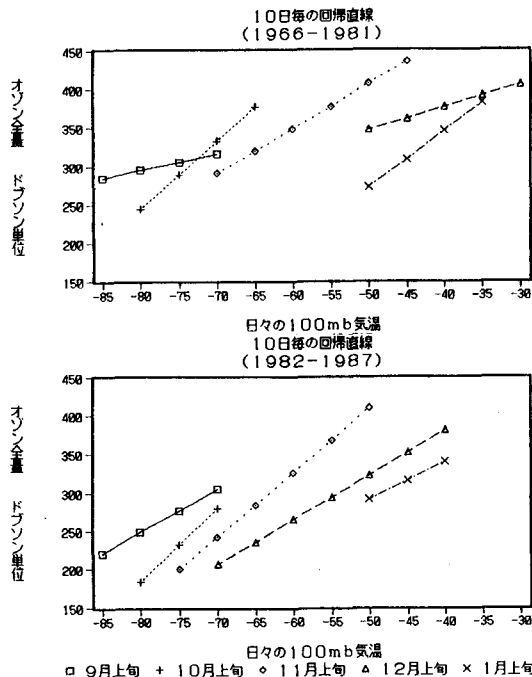
第5図に、1982年以前の観測値に対する回帰直線と1966年から1987年までの日々の100mb気温により再現されたオゾン全量の9月から11月までの平均を、観測されたオゾン全量の平均と重ね合わせて示す。同じ図中に両者の差も示されている。当然の事であるが1966年から1981年までは両者はよく一致している。1981年から1983年にかけて、観測されたオゾン全量は、再現されたオゾン全量に比べて小さくなっている。両者の差は1984年から1988年までは-40~50ドブソン単位とほぼ一定の値を取っている。

4. 化学過程と力学過程の効果の分離

南極オゾンホールが発見以来、昭和基地の春期のオゾン全量極小は年々の変化を伴いながら毎年観測されている。南極オゾンホールに関する多くの研究の結果、下部成層圏に於ける塩素系化合物の、PSC表面での不均一層化学反応が南極



第1図 昭和基地で観測された10月のオゾン全量と10月の月平均気温の散布図。○は1961~81年以前の値を、●は1982~88年までの値を示す。破線は1961~81年までの、実線は1982~1988年までのデータに対する回帰直線を示す。



第2図 1966年~81年(上段)及び1982~87年(下段)に対する日々のオゾン全量と100mb気温に対する回帰直線群。図には9月から翌年3月までのほぼ月上旬に対応する10日間の回帰直線が示されている。

対する回帰直線群。図には9月から翌年3月までのほぼ上旬に対応する10日間の回帰直線が示されている。上空でオゾン量を減少させる重要な役割を果たしていると考えられている。しかし、オゾン全量の変化が単調に減少しているわけではなく、年々変化をとまっており、化学反応以外の効果も一定の役割を果たしているに違いない。そして、実際に観測されているオゾンの減少のどのくらいの割合が化学反応が原因であり、どのくらいの割合が力学的原因であるかを見積る必要がある。このためには、オゾンの減少が起こっている期間とまだオゾンの減少が起こっていない期間の比較を行う必要がある。

1981年以前については昭和基地上空に於いては、オゾンホール形成に貢献する激しいオゾン破壊の化学過程は起こっていないと考えられる。第3図に示されている1981年以前の気温の変動に対応したオゾン全量の変化は不均一層化学反応の効果を含んでいないと考えられる。観測された昭和基地のオゾン全量の1981年以前と以降の差はおよそ80ドブソン単位であり、そのうちの約40ドブソン単位が気温の変化に対応しており、残り約40ドブソン単位が気温の変化に対応していないことがわかる。この気温の変動に対応するオゾン全量の季節変化は1981年以前と1982年以降に共通していると考えられ、第5図に示された1981年の回帰直線から求めたオゾン全量と観測されたオゾン全量の差は、オゾンホール形成に関する化学過程の効果を示していると考えられる。

5. 結論

日々のオゾン全量と、同じ日に観測された100mb気温との回帰直線を求めた。この回帰直線は、9月から3月までの10日毎に、1966年～1982年1月までの期間と、1982年2月から1987年12月までの期間に分けて示されている。これらの回帰直線群と、観測された100mb気温を用いると、昭和基地上空のオゾン全量をよい精度で求め

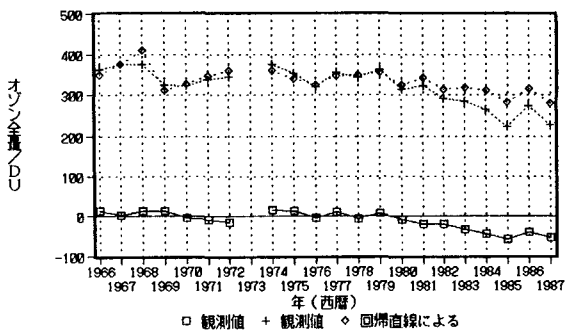
値、及び両者の差(計算値-観測値)の年々の変化を重ね合わせて示す。

ることが出来る。さらに、対応する季節の回帰直線群は1981年1月以前と1982年2月以降では対応する回帰直線群は、はっきりとした違をしめている。1981年1月以前の回帰直線群を用いて1966年から1987年までの9月から11月にかけての平均のオゾン全量を推定すると、1981年以前は観測されたオゾン全量の推定値とよく一致している。しかし、1981年から少しづつ観測値の方が小さくなり、1984年～1987年においては約40ドブソン単位の観測されたオゾン全量の方が低くなっている。観測されたオゾン全量の9月から11月までの平均値は、1981年以前に比べて1982年以降の方が約80ドブソン単位低くなっている。このうち40ドブソン単位は気温の変動に対応しており、残り半分は気温の変化に対応していない。後者は、1982年以降に現れており、化学的效果によるオゾン全量の減少に対応していると考えられる。

6. 今後の課題

本論文中で示された得られた回帰直線群は昭和基地で観測された日々のオゾン全量をよく再現する。しかし他の基地でも良くあつてどうかを調べなければならない。さらに、昭和基地上空の環境条件で力学的、化学的過程により、上記回帰直線群を説明しなければならない。

第4節で示したように、1982年以降の春期においては、それ以前の気温の変動に対応する以上にオゾン全量が減少している。このオゾン全量の減少量を不均一化学反応などにより説明しなければならない。また、100mbの春期の平均気温も1982年以降は、1981年以前に比べて低下している。この気温の低下は南極の他の基地でも起こっているかどうか確認する必要がある。また、オゾン量の減少の成層圏気温に対するフィードバックの大きさを評価する必要がある。第5図に於いて、1981年以前の回帰直線を用いたオゾン全量と観測されたオゾン全量の差は1984年以降一定になっている様に見えるが本当に一定のままなのか、昭和基地に於けるオゾンの観測を継続していく必要がある。



第3図 1961年～87年までの9月1日～11月29日の観測されたオゾン全量の平均値、1966～1981年までの回帰直線を用いて計算されたオゾン全量の平均

北極圏オゾン層の脱窒及びオゾン破壊

近藤 豊・岩坂 泰信・小池 真・林 政彦

(名古屋大学・太陽地球環境研究所)

P. Aimedieu (CNRS), W. A. Matthews (DSIR),
D. W. Fahey (NOAA)

冬期から春期にかけての極域オゾン層の破壊には極域成層圏雲の形成が本質的に重要である。すなわち、1) 硝酸分子や水蒸気からなる固体粒子 (Aerosol) の生成。2) その表面での化学反応、特に $\text{HCl} \rightarrow \text{Cl}_2$ 、 $\text{N}_2\text{O}_5 \rightarrow \text{HNO}_3$ 、 HNO_3 の Aerosol 内へのとりこみ 3) Aerosol の重力落下による窒素化合物の成層圏からの除去 (脱窒化) 4) 脱窒状態での活性塩素化合物によるオゾン破壊。といった一連の過程が南極オゾンホールをおこしていると考えられている。北極においても同様な過程が起こることがわれわれの研究も含めた、これまでの観測で見いだされつつある。しかし北極の場合 Polar Vortex の複雑な振舞いや、南極に比べて高温の条件など多くの違いがある。特に北極での脱窒化がどれほど進み、またどの様な過程で起こるのか、といったことが現在大きな未解決の問題として残っている。脱窒化の進行は将来の北極圏での大規模なオゾン破壊の可能性を考える上で重要であるばかりでなく、北半球全域でのオゾン損失を左右するといえる。

1990年1月から2月にかけてスウェーデンのキルナ (68N) においてヨーロッパの研究者を中心にオゾンの化学の解明を目的にした大気球キャンペーンが実施された。我々が関与した大気球実験の観測項目は NO_x 、 HNO_3 、 NO_2 、 O_3 、Aerosol、気温であった。この他に地上に於ける連続分光観測、小型の気球を用いたオゾンの高度分布の測定も実施した。

NO_yの観測結果

a) 図 1、2 に示したように NO_y 濃度が 18-26 km の高度で 10 ppbv 以下に下がっている場合がある。特に 4 ppbv にまで下がっていることがあり、広範な脱窒を示している。このことはオゾンの破壊をおこす化学的狀態が北極で季節的に進行していることを示唆している。

b) 28 km に定常的な NO_y の peak がある。これは極渦内での大気の下降運動と化学過程との 2 つの異なった過程野組合せで説明できるかもしれない。

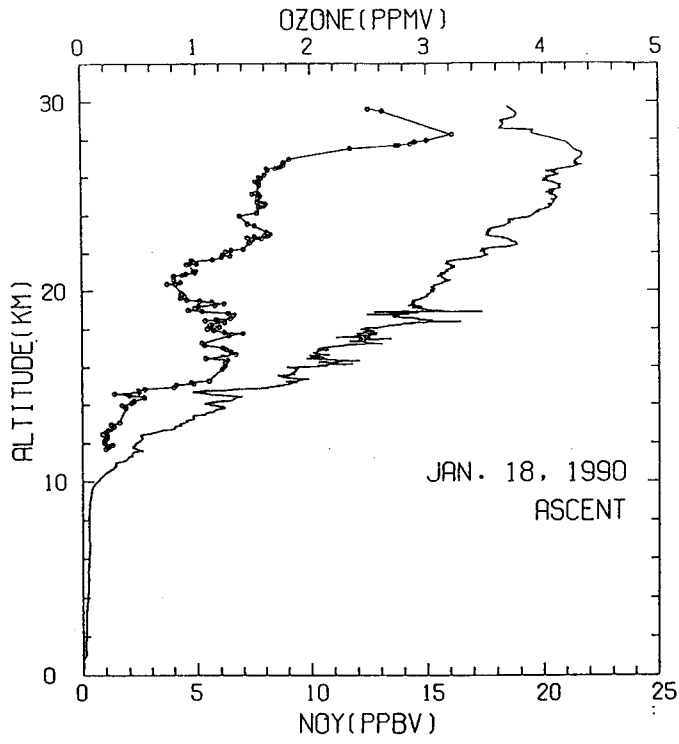


图 1

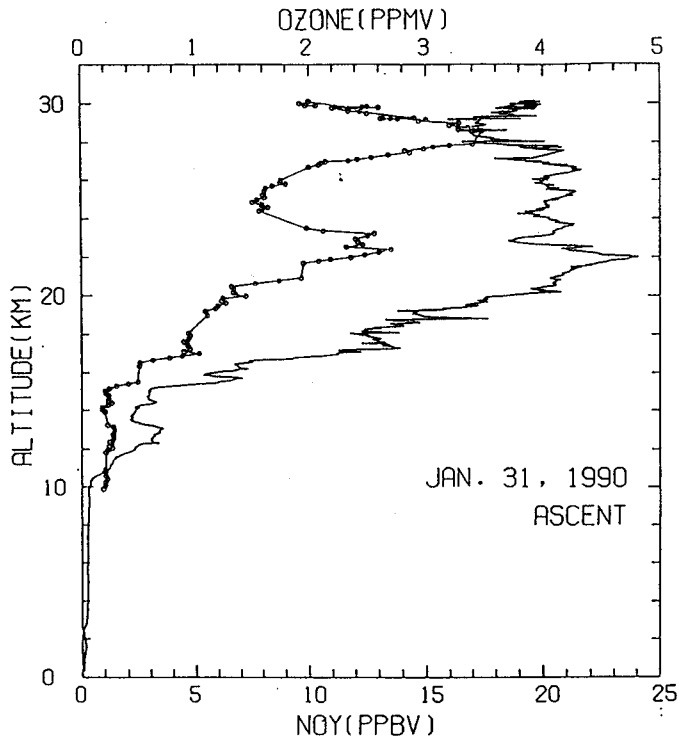


图 2

1990年冬の北極成層圏オゾンの変動

北極オゾン層国際共同気球観測 (CHEOPS III)

・林政彦・近藤豊・岩坂泰信 (名大STE研)

P.Aimediou(CNRS), W.A.Matthews, P.V.Johnston(DSIR), M.Helten, U.Schmidt(KFA)

1. 序

Chloro Fluoro Carbonなどを起源とする塩素化合物は、中・低緯度の成層圏においては、 $ClONO_2$ といった安定な化合物となっており、オゾンの破壊には活性ではない。しかし、南極域の成層圏では、冬に形成される iceあるいは、硝酸三水和物 (NAT) を主成分とする雲 (PSCs: Polar Stratospheric Clouds) の表面で $ClONO_2$ は、活性な化合物 (ClO_x) に変換される。春になり、太陽光が照射されるようになると、 ClO_x を触媒とする反応が進行し大量のオゾンを破壊する。南極オゾンホール形成機構はこの様に考えられている。北極においても人工衛星や、airborne lidarによって、PSCsの形成が確認されており、南極同様のオゾン破壊が起きる可能性がある。

北極成層圏におけるオゾン・PSCs・ NO_y を中心とした化学過程の情報を集めることを目的として、CHEOPS3が、1990年1月から2月にかけて Kiruna (68°N, 20°E) で行われた。

1. Rewin Sonde, ECC Ozone Sonde
2. 地上分光観測 (O_3 , NO_2)
3. 大型気球 (NO_y , aerosol, O_3 , HNO_3 , NO_2 , etc.)

が行われた。今回は、主に Ozone Sonde の観測結果に基づき、オゾン濃度の変動について報告する。

2. 結果

1月11日から2月6日まで17回の Ozone Sonde観測が行われた (表1)。温位を高度にとり、全てのオゾン混合比、及び、気温の鉛直プロファイルを重ねると Fig.1, Fig.2が得られる。

比較的定常なオゾン混合比を維持する二つの層にはさまれて、オゾン混合比が大きく変動する層 ($460K < \theta < 600K$, 約19~25km: 以下、V-layerとよぶ) がみられた (Fig.1)。

V-layerのオゾン混合比の変動は、気温の変動と位相的に相関がよい。さらに、気温が低くなっているときは、Kirunaに polar vortex の中心が近づいているときに対応しており、等温位面内のオゾンの混合比が vortex の中心に向かって小さくなっていることを示している。

また、V-layerは、Kiruna上空で、NAT粒子が生成・成長するような温度にまで、気温が低下する層に対応している (Fig.1, Fig.2)。

table.1 ソンデの放球時間 (月・日・時刻 in GMT)

No.	Ozone Sonde
1	1.11.19:28
2	1.14.17:37
3	1.16.17:35
4	1.17.15:56
5	1.18.20:01
6	1.19.18:15
7	1.22.12:09
8	1.24.16:14
9	1.26.18:34
10	1.28.20:01
11	1.31.12:05
12	2.1.19:23
13	2.2.17:05
14	2.4.14:31
15	2.6.18:02
16	2.8.11:13
17	2.9.11:08

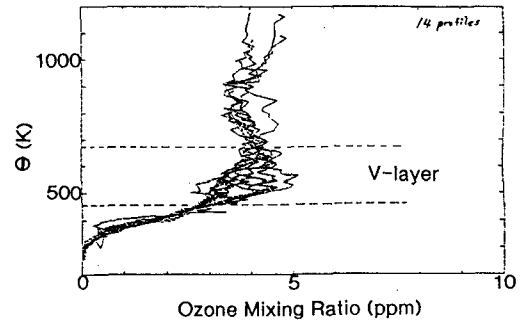


Fig.1 Ozone Mixing Ratio profiles measured by Ozone sondes shown in table.1. The V-layer is variable in ozone mixing ratio.

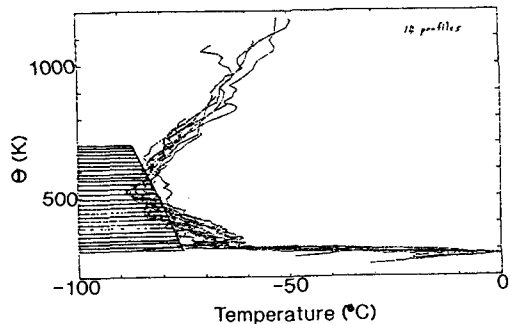


Fig.2 Temperature profiles measured by Ozone sondes shown in table.1. Shaded temperature shows the condition of supersaturation over NAT surface.

田中 茂・橋本 芳一(慶応義塾大学理工学部)、中村 優(東京都立アイソトープ総合研究所)

1. 緒言

環境中におけるヒ素、セレン化合物は、主として化石燃料の燃焼等の人為的発生源や火山等の自然発生源から大気中に放出されているが、これら微量金属の化学形態や濃度分布については、余り明らかにされておらず、生態系に対する影響やその挙動については余り知られていない。そして、大気中のヒ素、セレン化合物の測定調査は、従来、そのほとんどが地球表面積の1%にも満たない都市地域に限定され、地球表面積の70%を占める海洋上での測定調査は極めて少ない。従って、地球環境のバックグラウンド値と考えられる海洋上でのヒ素、セレンの濃度分布は、ほとんど明らかにされていないと言える。

そこで、本研究においては、南極観測船“しらせ”を利用した東京～昭和基地(南極)間の航路上の大気調査を中心として、更に、ハワイ・オアフ島及びバミューダ島での大気調査を通じて、海洋大気中におけるヒ素、セレン化合物濃度の測定を行い、海洋大気中のヒ素、セレン化合物の濃度分布とその海洋からの発生について検討を行った。

2. 実験

南極観測船“しらせ”による大気調査は、名古屋大学空電研究所岩坂泰信教授の協力を得て、1988年11月15～27日・東京～フリマントル(オーストラリア)間、1988年12月4～17日・フリマントル～昭和基地(南極)間、1989年3月6～19日・昭和基地(南極)

～シドニー(オーストラリア)間で行った。海洋大気の採取には、“しらせ”の艦橋から外に出したステンレス管を採取管として使用した。

ハワイ・オアフ島及びバミューダ島での大気調査は、文部省国際学術研究(共同研究)に基づき、ロードアイランド大学 R. A. Duce教授等のグループの協力により、それぞれの海岸に建てられた高さ20 mのサンプリング用の鉄塔上にサンプリング器材を設置して行った。ハワイ・オアフ島の場合、1987年3月23日～4月17日の期間、バミューダ島の場合、1989年2月2日～11月5日の期間に大気調査を行った。

大気試料の採取は、石英繊維フィルター(Pallflex 2500QAST, 20X25 cm)を使用し、ハイボリュームエアサンプラー(紀本工業社製 Model-120)を用いた。大気採取流量は1000～1500 l/min、1回の試料採取期間は“しらせ”の場合1日毎、ハワイ・オアフ島及びバミューダ島の場合約1週間毎として、大気中の粉塵を採取した。

採取された大気試料は、無機ヒ素分析の場合、 HNO_3 - H_2O_2 による酸分解を行い、又、有機ヒ素分析の場合、 HCl による抽出を行い、試料溶液として調製後、液体窒素コールドトラップを用いた還元気化原子吸光法によりそれぞれを分別定量した。¹⁾ 無機セレンの場合、 HNO_3 - H_2O_2 による酸分解を行い試料溶液を調製した後、DAN蛍光-液体クロマト法により定量を行った。²⁾

Table 1 Concentrations of selenium and arsenic compounds in the marine atmosphere.

Site	Date	Concentration ($\mu\text{g}/\text{m}^3$)			
		Se		As	
		Range	Av. \pm SD	Range	Av. \pm SD
The Antarctic Ocean					
Fremantle	'88 Dec.	77-170	110 \pm 33 (n= 9)	12-160	45 \pm 43 (n= 9)
- Syowa St.					
Syowa St.	'89 Mar.	34-360	160 \pm 96 (n=13)	13-210	58 \pm 55 (n=12)
- Sydney					
The North Pacific Ocean					
Oahu	'87 Mar.-Apr.	110-190	150 \pm 30 (n= 4)	39-140	80 \pm 42 (n= 4)
Midway	'82 Mar.-Dec.	65-250	120 \pm 50 (n=22)	13-190	74 \pm 51 (n=11)
Fanning	'82 Jan.-July	31-510	290 \pm 100 (n=21)	41-140	80 \pm 33 (n= 8)
The North Atlantic Ocean					
Bermuda	'89 Feb.-Nov.	59-530	210 \pm 130 (n=35)	17-450	150 \pm 120 (n=30)
The West Pacific Ocean					
Tokyo	'88 Nov.	190-650	370 \pm 200 (n= 3)	180-1700	940 \pm 620 (n= 3)
- Philippines					
Philippines	'88 Nov.	92-370	210 \pm 79 (n= 8)	18-170	64 \pm 42 (n= 9)
- Fremantle					
Urban Area					
Yokohama	'88 Jan.-Nov.	300-7600	2600 \pm 1700 (n=36)	1000-5100	2500 \pm 990 (n=36)

* : Samples were collected in the route of Antarctic Exploration Ship "Shirase".

3. 結果及び考察

“しらせ”の航路上の南極近海を始めとして、各海洋域での海洋大気中のヒ素、セレン化合物濃度の測定結果を表1に示す。一般に、都市大気中における無機ヒ素、セレン濃度は、横浜の値に代表される様に数千 pg/m^3 である。しかしながら、人為的発生源からの影響が少なくなる北太平洋上のオアフ島、ミッドウェイ島、ファンニング島においては、平均値で $74 \sim 80 \text{ pg}/\text{m}^3$ (ヒ素)、 $110 \sim 290 \text{ pg}/\text{m}^3$ (セレン)と都市大気濃度の1/20 ~ 1/50と言った低い濃度となった。そして、人為的発生源から隔離されている南極近海においては、 $45 \sim 58 \text{ pg}/\text{m}^3$ (ヒ素)、 $110 \sim 150 \text{ pg}/\text{m}^3$ (セレン)と更に低い値となり、これらの測定値は海洋大気におけるバックグラウンド濃度と言える。

- 1) 中村 優、松蘭義明、田中 茂、橋本芳一、日本化学会誌、(2)、227 ~ 232(1989).
- 2) 中村 優、高砂尚彦、田中 茂、橋本芳一、分析化学、39、T49 ~ T54(1990).

次に、南極観測船“しらせ”の航路上での海洋大気中のヒ素、セレン濃度の測定結果を図1に示す。人為的発生源からの影響を強く受ける東アジア地域の海洋においては、当然の事ながら、ヒ素、セレン濃度は、共に、高濃度であった。しかしながら、人為的発生源から隔離されている南極近海においては、ヒ素、セレン濃度共に極めて低く、特に、ヒ素濃度の低下がセレン濃度の低下と比較して大きかった。そして、図1から、明らかなように、南極大陸沿岸において比較的高濃度のセレンが測定された事は興味深い。これは、南極近海の領域は、生物活動が活発であり、海水中の無機セレンがプランクトンによりメチル化され、有機化したセレン(ジメチルセテナイド等)が海水から大気に放出されることを示唆するものである。

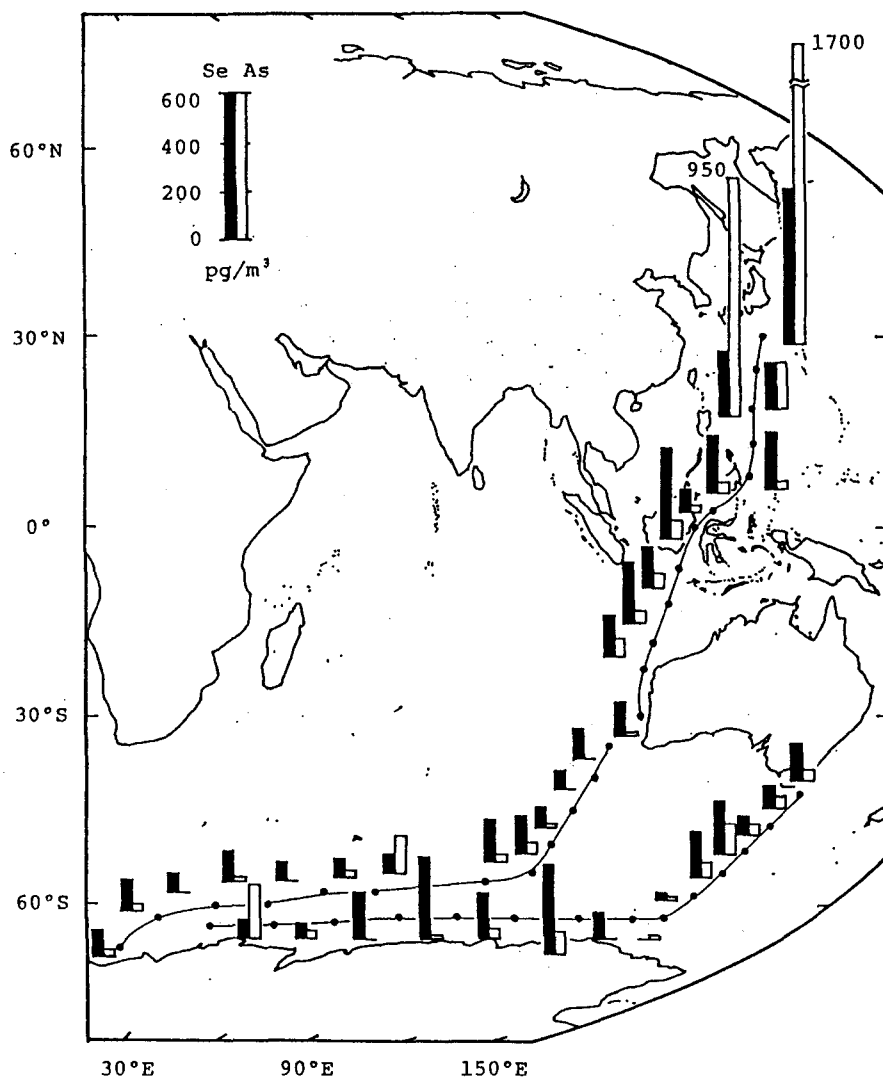


Fig.1 Concentrations of selenium and arsenic in the marine atmosphere during the cruising by Antarctic Exploration Ship "Shirase", 1988.

海洋大気中への土壌粒子及び汚染物質の 長距離輸送移動とその濃度分布

岡森 克高 ・ 田中 茂 ・ 橋本 芳一 (慶応義塾大学理工学部)

1. 概要

近年、大気圏を経由した陸地から海洋への土壌粒子及び汚染物質の長距離輸送移動が注目され、陸地から海洋へと輸送される物質の地球規模の循環を解明する事に関心が高まっている。例えば、1969年に実施されたBOMEX (Barbados Oceanographic and Meteorological Experiment)では、北アフリカに位置するサハラ砂漠から北大西洋への長距離輸送移動される土壌粒子(Saharan Dust)の海洋への降下量とその環境に及ぼす影響が研究された¹⁾。また、1979~1987年に実施されたSEAREX(Sea-Air Exchange)Programでは、中国砂漠から北太平洋へと長距離輸送移動される土壌粒子(黄砂)について、同様の研究が進められた²⁾。しかし、このような研究を行うためには海洋上の島々に長期にわたり観測点を設けるか、観測船による海洋上での定点観測が必要となる為、報告例は少なく地球規模的循環を解明するには至らない。そこで、本研究では、1988年11月に日本から南極へと出航した南極観測船「しらせ」において、北太平洋からインド洋、更に南極近海の海洋上で継続的に大気粉塵を採取した。そして、採取した大気粉塵を蛍光X線分析する事により、海洋大気中のAl, Si, Feといった土壌起源元素の濃度分布を求め、土壌粒子の海洋大気への長距離輸送移動及びその濃度分布について検討を行った。

2. 実験及び結果

大気粉塵の採取は、捕集用フィルターにMillipore AAメンブランフィルター(Pore size 0.8 μ m, 47mm ϕ)を使用し、採取流量を30 l/minとして約24時間毎に行った。採取した大気粉塵試料は乾燥秤量した後、蛍光X線分析法でAl, Si, Fe, S, Cl等の元素を定量した。尚、蛍光X線分析装置は理学電機社製のSYSTEM 3080を使用し、標準試料としてMicro Matter社製の蒸着標準試料を使用した。表1に、大気粉塵及び各元素の大気濃度を示した。この大気濃度の平均値は、東京~フリマントル(オーストラリア) [区間A, 11/15~11/26] とフリマントル~昭和基地 [区間B, 12/4~12/16] の2区間に分けて算出した。海塩の影響を反映するため2区間を通じてS, Clの大気濃度は高く、それぞれ平均値で、区間Aで494ng/m³, 2260ng/m³, 区間Bで279ng/m³, 3630ng/m³, であった。

表1 海洋上におけるTSP (Total Suspended Particle), Al, Si, Fe, S, Clの大気濃度

Date	Location	Atmospheric concentration					
		TSP [μ g/m ³]	Al [ng/m ³]	Si [ng/m ³]	Fe [ng/m ³]	S [ng/m ³]	Cl [ng/m ³]
		Max.~Min.	Max.~Min.	Max.~Min.	Max.~Min.	Max.~Min.	Max.~Min.
		Av.±S.D.	Av.±S.D.	Av.±S.D.	Av.±S.D.	Av.±S.D.	Av.±S.D.
11/15~11/26 1988	Tokyo~	48.1~18.2	727~2.1	1980~13.8	577~4.3	2050~74.5	7980~37.5
	Fremantle	30.5±8.9 (n=12)	83.4±215 (n=10)	212±535 (n=12)	69.1±169 (n=10)	494±498 (n=12)	2260±2030 (n=12)
12/4~12/16 1988	Fremantle	28.2~11.9	10.8~2.8	17.8~4.6	7.2~1.7	449~27.6	7500~129
	~Syowa St.	21.0±5.2 (n=13)	6.5±3.0 (n=5)	13.4±3.8 (n=11)	3.5±2.1 (n=7)	279±118 (n=9)	3630±2440 (n=12)

一方、大気中の土壌起源元素であるAl, Si, Feの大気濃度は、それぞれ平均値で、区間Aで83.4ng/m³, 212ng/m³, 69.1ng/m³, 区間Bで6.5ng/m³, 13.4ng/m³, 3.5ng/m³となり、区間Aに比べて区間Bでは極めて低い濃度値となった。これは、区間Bのフリマントル～昭和基地間において陸地がほとんど存在しない為であり、海洋大気における、これら土壌起源元素のバックグラウンド濃度であると言える。

次に、地殻中のSi濃度(27.7%)を利用して、Siの大気濃度から土壌粒子の大気濃度を算出し、海洋大気中の土壌粒子の濃度分布を図1に示した。太平洋各地における土壌粒子の大気濃度は、植松氏の報告による値を用いた。図の様に、南緯約60°の南極近海大気上の土壌粒子の大気濃度は数10ng/m³であり、陸上においては土壌粒子の大気濃度は10μg/m³程度であるから、南極近海における土壌粒子の大気濃度は、陸上の1/100～1/1000と極めて低い値であった。また、北緯約30°の日本近海で土壌粒子の大気濃度が極大値を示しており、Shemya, Midway, Oahuと言った北太平洋の各地においても比較的高い値を示している。これは、この北太平洋領域では、アジア大陸から偏西風により輸送された土壌粒子が海洋大気に強く影響を及ぼしている為であると考えられる。

この様に、海洋大気では、土壌粒子の大気濃度が緯度による顕著な濃度分布を示しており、陸地から海洋大気へと長距離輸送移動される土壌粒子の影響が大きく受けている事が判った。

1) J.M. Prospero, T.N. Carlson, Journal of Geophysical Research, 77, 5255 (1972)

2) M. Uematsu, R.A. Duce, J.M. Prospero, L. Chen, J.T. Merrill and R.L. McDonald, Journal of Geophysical Research, 88, 5343 (1983)

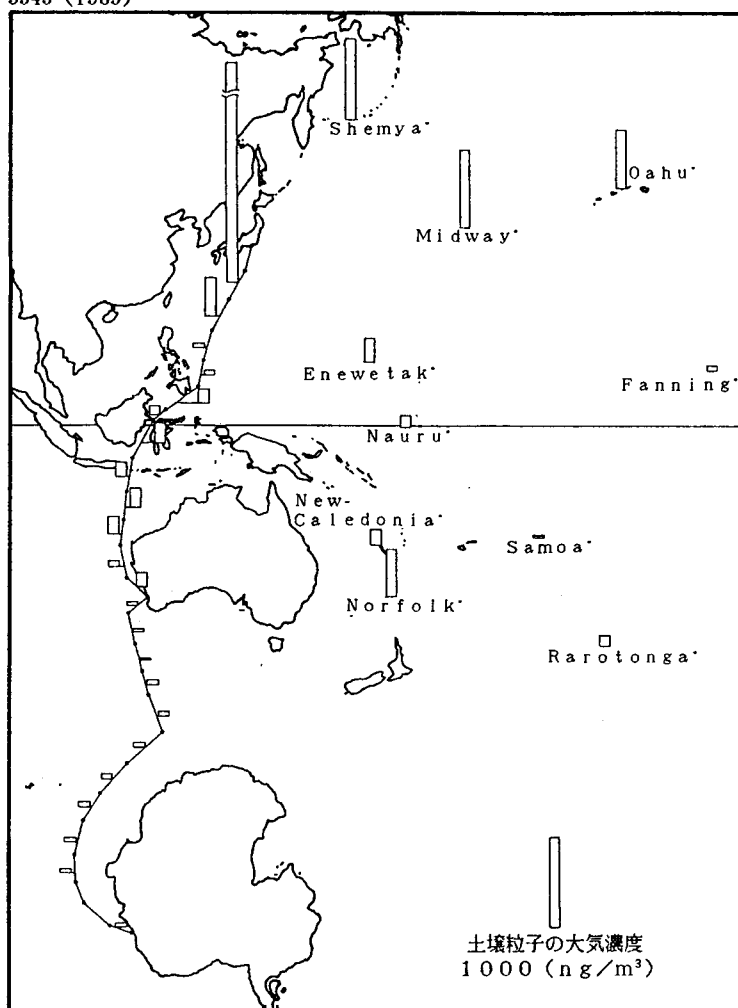


図1 太平洋各地における土壌粒子の大気濃度

* : 植松光夫, 日本海洋学会誌, Vol. 43, pp. 395-401 (1987)

海洋大気中における硫黄化合物（メタンスルホン酸、二酸化硫黄、非海塩性硫酸塩）濃度と海洋からの生物起源硫黄の発生量

町田 基宏・田中 茂・橋本 芳一（慶応義塾大学理工学部）

1. 緒言

大気中の二酸化硫黄・硫酸塩等の硫黄化合物は、代表的大気汚染物質として注目され、主として化石燃料の燃焼等の人為的発生源を中心に考えられてきた。しかし、全地球的な硫黄化合物の循環を考える上で、自然界からの発生源の寄与も無視できない。最近の研究において、海水中のジメチルスルファイド(Dimethyl Sulfide:DMS)等の有機硫黄化合物が大気中に放出され、海洋大気中において DMSがOHラジカルと反応し、メタンスルホン酸(Methane Sulfonic Acid:MSA)や二酸化硫黄を生成し、更に、酸化して硫酸を生成することが報告されている。しかしながら、海洋大気中のこれら硫黄化合物の濃度分布とその挙動については未だ不明な点が多い。

本研究においては、南極観測船“しらせ”を利用した東京～昭和基地間の航路上の大気調査、更に、ハワイ・オアフ島及びバミューダ島での大気調査を通じて、海洋大気中における硫酸塩・MSA・SO₂濃度の測定を行い、海洋大気中の硫黄化合物の濃度分布とその挙動について検討を行った。

2. サンプルング及び分析方法

南極観測船“しらせ”による大気調査は、名古屋大学水圏科学研究所岩坂助教授の協力を得て、1988年11月15日～27日東京～フリマントル（オーストラリア）間と1988年12月4日～17日フリマントル～昭和基地（南極）間で一日毎に行った。海洋大気の採取口には、“しらせ”の艦首付近から外に出したステンレス管を使用した。ハワイ・オアフ島及びバミューダ島での大気調査は、文部省海外学術共同研究に基づき、ロードアイランド大学Duce教授等のグループの協力により、

海岸に設置された高さ20mのサンプリング用の鉄塔上にサンプリング機材を設置して行った。ハワイ・オアフ島の場合、1987年3月23日～4月17日の期間、バミューダ島の場合、1989年2月2日～6月4日の期間に大気調査を行った。

硫酸塩、MSAを含む大気粉塵の捕集には、ハイ・ポリウムエアサンプラーを使用して、石英繊維製フィルター(Palflex 2500QAST、20×25cm)を用い、大気吸引流量は1000～1500 l/minとした。大気試料の採取は、“しらせ”の場合一日毎、ハワイ・オアフ島及びバミューダ島の場合一週間毎に行った。二酸化硫黄の捕集には、大気粉塵をミリポアメンブランフィルター(47mmφ、Type HA)で取り除いた後、炭酸ナトリウム含浸フィルター(1% Na₂CO₃、1% グリセリン水溶液をセルロースフィルター 47mmφ Whatman No.41 に含浸させ乾燥させたもの)を用いて行った。大気吸引量は20～30 l/minとして、“しらせ”の場合一日毎、ハワイ・オアフ島及びバミューダ島の場合3～4日毎に大気試料の採取を行った。

大気試料の分析は、超音波洗浄機を使用して蒸留水で試料を抽出・濾過後、イオンクロマトグラフ(横河電機社製 Model IC-500P)によって行った。試料溶液中のCl⁻、NO₃⁻、SO₄²⁻のアニオンの定量は、分離カラムにSAX1-205(YEW)を使用し、溶離液に4mM Na₂CO₃/4mM NaHCO₃(2.0 ml/min)を用いた。一方、Na⁺、K⁺、NH₄⁺のカチオンの定量は、分離カラムにSCX-205(YEW)を使用し、溶離液に5mM HNO₃(2.0 ml/min)を用いた。また、試料溶液中のMSAの定量は、通常のアニオン分析条件では、ギ酸、酢酸との分離が困難であり、しかも海洋大気試料には多量のCl⁻が含まれるために、第一流路にイオン排除カラムHPICE-AS1(Dionex)、溶離液0.1M

Table 1 Concentrations of nss-SO₄²⁻ (non sea salt sulfate), MSA (methane sulfonic acid) and SO₂ in the marine atmosphere

Location	Date	Concentration					
		nss-SO ₄ ²⁻ (μg/m ³)		MSA (μg/m ³)		SO ₂ (ppb)	
			Av.		Av.		Av.
Tokyo-Fremantle	Nov. 15-17, 1988	0.15 - 1.32	0.63 (n=8)	0.007 - 0.029	0.017 (n=10)	0.013 - 0.149	0.057 (n=11)
Fremantle-Showa Station	Dec. 4-17, 1988	0.31 - 0.70	0.45 (n=6)	0.026 - 0.187	0.066 (n=11)	0.015 - 0.166	0.066 (n=9)
Oahu, Hawaii	Mar. 23-Apr. 17, 1987	0.20 - 0.64	0.43 (n=5)	0.010 - 0.029	0.018 (n=6)	< 0.03	
Bermuda	Feb. 2-Feb. 2, 1989 1990	0.02 - 5.18	1.47 (n=49)	0.004 - 0.189	0.030 (n=50)	0.007 - 0.399	0.058 (n=62)

オクタンスルホン酸(1.5 ml/min)を使用し、まず MSA が含まれる強酸イオンとギ酸、酢酸とを分離した後、強酸イオン部を分取して、これを第2流路のアニオン分離カラム SAM3-125(YEW)、溶離液 4mM Na₂CO₃/4mM NaHCO₃(3.0 ml/min)に流し、MSAとCl⁻とを分離して定量する方法を用いた。SO₂の分析は、分離カラムには SAM3-125(YEW)を使用し、溶離液4mM Na₂CO₃/4mM NaHCO₃(3.0 ml/min)用いて、試料溶液中のSO₃²⁻及びSO₄²⁻を定量して行った。

3. 結果

三回の大気調査によって得られた海洋大気中の非海塩性硫酸塩、MSA、二酸化硫黄の測定結果を表1に示す。また“しらせ”の大気調査で得られた結果を図1に示す。(非海塩性硫酸塩濃度は、Naの大気濃度を基にして海塩性硫酸塩濃度を求め、全硫酸塩濃度から差し引いて算出した)。図1で明らかな様に、日本近海を除けばいずれの海域においても非海塩性硫酸塩濃度

は、平均値で0.4~0.6 μg/m³程度であり、また、二酸化硫黄濃度も平均値で0.05~0.06 ppb程度と極めて低い濃度となり、これらの値が海洋大気中のバックグラウンド濃度と考えられる。海洋大気中におけるMSA濃度は平均値で0.01~0.02 μg/m³程度であり、非海塩性硫酸塩の数%程度の濃度であった。しかしながら、図1に示される様に南極近海(南緯60~70°)において、MSA濃度はかなり高い値となり最高値で0.187 μg/m³が観測されるといった興味深い結果が得られた。これは、南極近海のプランクトンによる海水中のDNS濃度の増加、さらに南極近海の大気中におけるMSAの酸化反応速度等との密接な関係が推測される。

本大気調査より得られた各硫黄化合物のバックグラウンド濃度を基にして海洋からの生物起源の硫黄放出量を算出した結果、47TgS/year(Tg=10¹²g)であった。この値は地球全体の人為的発生源からの硫黄放出量(120TgS/year)の約40%程度に相当する。

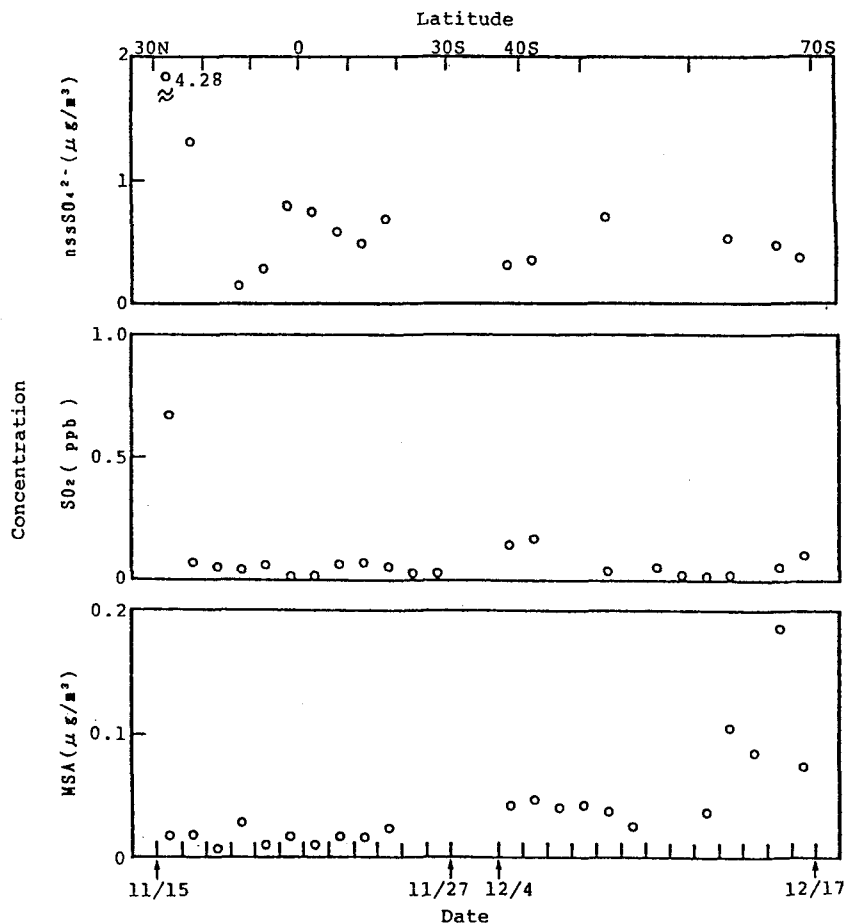


Fig.1 Concentrations of nssSO₄²⁻(non sea sult), MSA(methane sulfonic acid) and SO₂ in the marine atmosphere between Tokyo and Showa Station, 1988

南極大気中の硫黄循環

古賀 聖治*・林 政彦**・田中 浩*・岩坂 泰信**

*：名大 水圏研 **：名大 STE研

[1] はじめに

第28次南極地域観測船「しらせ」および白鳳丸KH-86-3にハイボリュウムアンダーセンサンプラを設置し、DMSの酸化生成物であるMSAと硫酸塩エアロゾル粒子の捕集を行った。分析の結果、MSA濃度は高緯度ほど高く、逆に、non-sea-salt SO_4^{2-} 濃度は低くなる傾向を示した。このことは、MSAと SO_4^{2-} の生成率が、低緯度と高緯度で異なった値を示していることに起因しているという素描を考えることができる。大気中に存在する硫黄化合物の濃度をグローバルスケールで測定することにより、海洋大気中に普遍的に存在する硫酸エアロゾル粒子の生成過程、ひいては硫黄循環に関する基礎的な情報を得ることができよう。ここでは、広い緯度範囲に渡る硫黄化合物の濃度測定と南極海域における海から大気への移行量の見積りの重要性を指摘する。

0.75cm/sとしている。DMSフラックス (F) はBates *et al.* (1987)を参考にして緯度 0° で 2.79×10^9 molec/cm²/s、緯度 60° で 3.0×10^9 molec/cm²/sである。 $SO_2 \rightarrow SO_4^{2-}$ についてのheterogeneous conversion rate (h.c.r) に対して緯度 0° で0.04/hr (Kritz, 1982)を与えている。ただし、緯度 60° では H_2O_2 濃度の低下が考えられるので0.02/hrとした。MSAにも雲粒を経由した酸化過程が予想されるが、heterogeneous conversion rateについては適切な見積がない。ここでは、仮に0.04/hrとしている。

図2に計算結果を示す。注目すべき点は、高緯度で $[MSA]/[SO_4^{2-}]$ が高くなることであり、観測結果と一致する。この傾向は、H、F、Vや NO_x 濃度 (NO_3 濃度に影響する。) を0.5~2倍の範囲で変化させても変わらなかった。すなわち、MSAと SO_4^{2-} の生成率が、

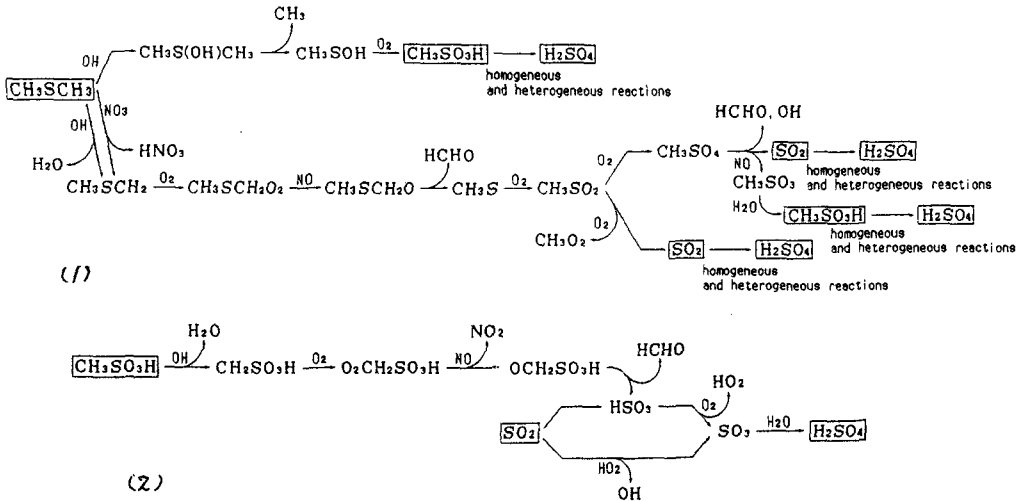


図1 DMSの酸化経路

(1) DMSからMSA, SO_2 が生成される過程。

MSAと SO_2 は気相及び液相反応により H_2SO_4 まで酸化される。

(2) MSAと SO_2 の気相反応

[2] DMSに関する

低緯度と高緯度での酸化過程の違い

さきに述べたように、MSAと SO_4^{2-} の緯度に関する濃度変化は、特徴的な傾向を示した。Hynes *et al.* (1986)は、室内実験の結果からDMSについて、OHのSへの付加とHの引き抜きの反応速度が、温度に依存して変化することを報告している (図1参照)。この結果をふまえて、化学反応モデルを用いて大気中のDMS、MSA、 SO_2 および SO_4^{2-} の濃度の見積を行った。モデルは、混合層の厚さ (H) を1000mとしたボックスモデルであり、MSA、 SO_2 、 SO_4^{2-} の沈着速度 (V) を

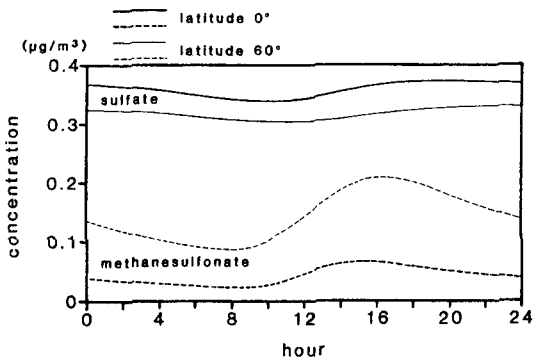
気温に依存しているといえる。

[3] まとめ

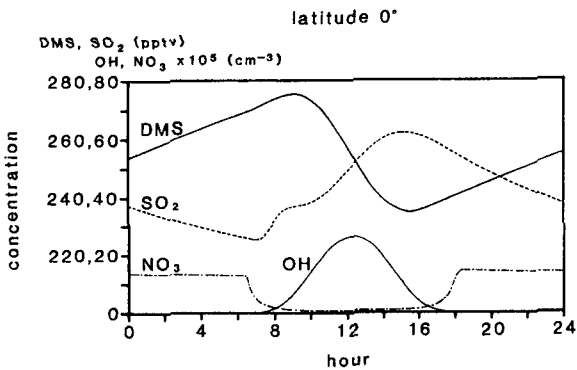
MSAとSO₂についてのh.c.rに関する情報は、たいへん乏しい。「しらせ」の航路を利用すれば、短期間で広い範囲の観測を展開することで、この点に関する情報の蓄積も可能であろう。この場合、海水中のDMS（フラックスや一次生産量との関係の見積）、大気中のDMS、MSA、SO₂、SO₄²⁻や他の硫黄化合物の同時測定によって、より鮮明な硫黄循環像を描出できるものと期待される。

最後に、一次生産の極めて高い南極大陸周辺海域でDMSの大気への移行量を見積もることは、地球規模での硫黄循環を考える上で、残されている重要な課題の一つといえる。

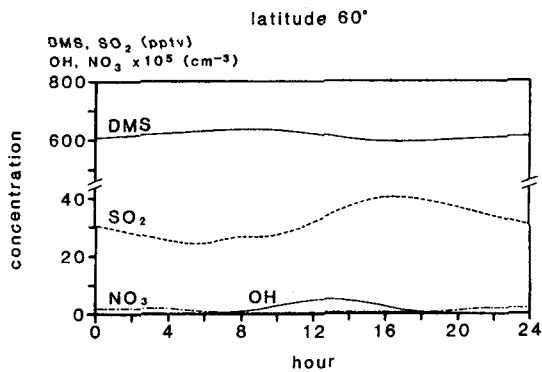
図2



緯度0°及び緯度60°でのnss-SO₄²⁻とMSA濃度の日変化



緯度0°でのDMS及びSO₂の日変化



緯度60°でのDMS及びSO₂の日変化(用綫)

References

Bates, T. S., J. C. Cline., R. H. Gammon. and S. R. Kelly-Hansen, 1987: Regional and seasonal variations in the flux of oceanic dimethylsulfide to the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, 92, 2930 - 2938.

Hynes, A. J., P. H. Wine. and D. H. Semmes. 1986: Kinetics and mechanism of OH reactions with organic sulfides. *J. Phys. Chem.*, 90, 4148 - 4156.

Kritz, H. A. 1982: Exchange of sulfur between the free troposphere, marine boundary layer, and the sea surface. *J. Geophys. Res.*, 87, 8795 - 8803

昭和基地における大気中の粒子状炭素

西川雅高（国環研）、金森 悟、金森暢子（名大、水圏研）、村山昌平（東北大）、青木周司（極地研）、清水 明、溝口次夫（国環研）

（はじめに）南極大気中の粒子状炭素に関する報告は、あまり見あたらない。粒子状炭素のうち無機系炭素は、主に“すす”であり、物の燃焼によって発生する成分である。発生源が極域で認められないことから、その季節変化を調べることは、南極大気の動きを知る上で有用である。一方、大気エアロゾル中の有機系炭素については、花粉などの固体有機物以外に、気体状炭化水素類からの二次生成物質の占める割合が無視できないといわれている。いずれの炭素成分も大気中の熱収支バランスに関与することが指摘されている。

昭和基地における大気中の粒子状炭素について、無機系炭素と有機系炭素に分別測定したので、その結果を報告する。

（採取と測定）昭和基地における大気エアロゾルの採取は、極地用に改良したβ線式浮遊粒子状物質測定装置（DUB-32型、D.K.K.製）を用い、戸過捕集法（26m³/日）で行った。サンプリング期間は、3-5日間/1回とし1年間連続採取をした。分析は、今年の報告と同様の熱分離法を用いた。600℃-He気流中で気化する炭素量を有機系炭素とし、続いて、850℃-(He+O₂)気流中で発生する炭素量を無機系炭素とした。

表1 昭和基地における大気中の粒子状炭素濃度 (ng/m³)

	Dec. '88	Jun. '89	Dec. '89
有機系炭素	33.1	33.4	38.9
無機系炭素	21.8	7.7	26.0
全炭素	54.9	41.1	64.9

（結果）昭和基地の12月と6月における大気中の粒子状炭素の月平均濃度を下表1に示す。また、昭和基地における大気エアロゾル中の炭素成分以外の元素組成についても表2のような結果を得ている。表1、2から大気エアロゾル中の炭素は、Cl⁻, SO₄²⁻, Naに匹敵する濃度で存在していることがわかる。有機系炭素濃度は、南極の冬季と夏季で差がみられず、約30-40 (ng/m³)であった。無機系炭素濃度は、冬季に低く、夏季に高くなる傾向にあった。

昭和基地周辺の大気エアロゾル濃度は、冬季に低緯度域からの移流の寄与が高く、夏季は周辺での二次生成粒子の寄与が高いといわれている。また、南極海上の粒子状炭素濃度は、有機系炭素も無機系炭素も、昭和基地周辺に比べ1桁濃度が高いことを今年の当シンポジウムで報告した。これらの事から考えると、無機系炭素濃度は逆の季節変化を示すはずであり、有機系炭素濃度も季節変化を示すことが予想される。この観測結果との違いについて現在検討中である。

表2 昭和基地における大気エアロゾルの化学組成 (ng/m³)

	Jun.	Dec. '88
Cl ⁻	210	56.0
Na	116	62.0
SO ₄ ²⁻	39.2	186
NO ₃ ⁻	15.4	32.4
Mg	9.30	12.2
Al	9.02	25.8
K	7.37	4.93
Ca	6.89	13.6
NH ₄ ⁺	3.30	35.8
Fe	2.95	14.9
MSA	1.22	20.1
Sr	0.15	0.22

Hydroscopic Aerosols at the South Pole

Ohtake, T., K. Okada, and M. Yamato

University of Alaska Fairbanks, Meteorological Research Institute, and Nagoya University, respectively

Aerosols were sampled at the South Pole during the austral summer of 1989-1990, using a low-pressure impactor. The low pressure impactor was constructed in 1984 by referring to the design of Hering, et al. (1), and it was able to collect all aerosols larger than 0.017 μ m in diameter in 10 minute sampling time. Size of the nozzle was 3.24 \times 0.04 mm with a distance to specimen substrate of 0.02 mm. Sampling substrates used were electron microscope grids overcoated with plain collodion, and with BaCl, Ca, or Nitron (2) to detect chemical composition of the aerosols. We used a transmission scanning electron microscope (TSEM) equipped with a None Dispersive Energy Spectrometer, which can detect elements with atomic number higher than 6 (Carbon) for individual particles. Analysis techniques used were the same as Ono, Okada and Akaeda (3), and One, Yamato, and Yoshida (4).

Almost all particles were hydroscopic and were most probably droplets of H₂SO₄. these results confirmed Ohtake's (5) previous observations. Ninety Nine percent of the Aerosols, regardless of their size, were determined to be pure Sulfuric acid. The remaining 1 % of particles were not well determined in chemical composition. Size distribution of the aerosols has not yet been measured from photomicrographs. Concentration of Aitken condensation nuclei were approximately 155/cc according to the GMCC observatory at the South Pole station.

We know consider what the cause of the pure H₂SO₄ particles may be. In general, mechanisms of H₂SO₄ aerosol formation may be classified as follows:

1. Air Pollution, through SO₂ by combustion of coal,
2. Volcanic activity, and
3. Oxidation of DMS (CH₃-S-CH₃).

DMS (Dimethyl Sulphide) is produced in ocean water by Algae or Phytoplankton, especially within 300 km from the high latitude coast (typically nearby the Aleutian Chain in the North Pacific Ocean). Even though the area forming Photoplankton is concentrated in sea near coasts, the size of ocean averages rate of SO₂ production from phytoplankton from the planet earth. Its production rate is controlled by sun shine and increased in nearly warm seasons (March through October) in the northern hemisphere. DMS produced in sea water is transported into the atmosphere, through the air-sea interaction process. DMS in the atmosphere is oxidized to SO₂ by chemical reaction with OH, O₃, NO₃ etc. and followed to transfer to H₂SO₄ by combination with H₂O, O₃, OH, NO_x, NO₃ etc. but exact chemical reaction pathway is not well known.

Ninety Five percent of the DMS is changed to pure H₂SO₄ through various steps described above: the remaining 5 percent of

DMS is changed to Methanesulfonic Acid (MSA) CH_3HSO_4 , which is a good tracer of DMS material, because MSA is neither contained in air pollution nor volcanic dusts.

The Antarctic and stratospheric aerosols basically do not contain a very large fraction of man-made pollution particles or volcanic dusts as Aitken condensation nuclei: they are essentially all H_2SO_4 . We tentatively conclude that the H_2SO_4 aerosols found in the Antarctica and stratosphere are formed by oxidation of DMS. We would suggest to make further observations of seasonal variation of H_2SO_4 aerosol concentration and MSA in these remote areas.

References: (1) Hering, S. V., R. C. Flagan, and S. K. Friedlander (1978) Envi. Sci. Tech., 12, 667. (2) Isawa, Y. and A. Ono (1979) J. Meteor. Soc. Japan, 57, 599. (3) Ono, A., K. Okada, and A. Akaeda (1981) J. Meteor. Soc. Japan, 59, 419. (4) Ono, A., M. Yamato, and M. Yoshida (1983) Tellus, 35B, 197. (5) Ohtake, T. (1985) Antarctic J. U.S., 20, 208. (6) Bigg, E. K. (1980) J. Appl. Meteor. 19, 521.

南極成層圏の大気微量成分の変動

— 32次越冬観測計画 —

林政彦・岩坂泰信・近藤豊・小池真・金田昌広・鳥山哲司（名大STE研）

川口真男・青木周司・山内恭（極地研），W.A. Matthews (DSIR)

1. 序

南極成層圏のオゾンホールは、人間活動によって放出されたクロロフルオロカーボン（CFC）を起源とする塩素化合物のリザーバーである ClONO_2 が、冬の極成層圏に形成される雲（PSCs）の表面で活性な化合物（Clx）に変換されることで、春に太陽からの光の存在のもとで活発なオゾン破壊の ClO_x 触媒反応が進行することによって形成されると考えられるようになってきている。

しかし、これまでの観測はおもに春のオゾン破壊が活発に起こっているときに行われている。これは、冬の時期の観測が困難であることからきている。しかし、冬の時期こそオゾンホール形成の鍵となっている、極成層圏雲の形成とその表面での heterogeneous reaction が活発に起きていると考えられる。

従って、オゾンホールの形成機構の全容を捉えるためには、秋から冬にかけてのエアロゾルとオゾン・窒素化合物の変動を捉えることが必要である。

この様な観測点から32次隊では、地上分光観測による成層圏オゾン・ NO_2 ・ OClO の通年観測及び、特に秋から冬の時期に重点をおいたエアロゾルゾンデ観測を計画している。

2. 地上分光観測

日没・日の出時の太陽散乱光の吸収線強度を観測することによって成層圏中の微量成分の気柱濃度を計測する。観測法の詳細は、11回12回のシンポジウムで報告した。31次隊よりオゾンおよび NO_2 の観測を開始し、1990年4月より観測が継続して行われている。現在、この手法によって OClO の計測を32次隊より行うよう準備中である。これによって、昭和基地上空のオゾン・ NO_2 ・ OClO 濃度が冬のごく短期間（6月～7月はじめ）を除いて継続して得られることになる。なお、本装置は4～5年間は継続して運用できるように設計をしており、経年変動からオゾンホールの進行と NO_2 、 O

ClO 濃度の経年変動の関係を議論してゆくためのデータを得られることになる。

また、同様の装置によってニュージーランドのDSIR（Department of Scientific and Industrial Research）のグループは、ニュージーランド国内でも継続して観測を行っており、これらの結果との対比も行っていく予定である。

3. エアロゾルゾンデ観測

本シンポジウムの別の発表で、これまで行われてきたエアロゾルゾンデ観測の結果について報告するが、これまでの観測は、冬の終わりから春にかけての観測が多かった。これは、エアロゾルゾンデ観測を活発に行っているアメリカのWyoming Univ.のグループについても同様である。

しかし、本シンポジウムの北極成層圏における大気球観測に関する報告でも触れるように、これまで言われてきている気温とPSCsの形成との関係は、冬のはじめの時期には、気温が下がればすぐにPSCsが形成されるといった単純なものではない。

今回の計画は、極成層圏雲の形成直前から形成が活発になる時期にかけて、5つの大粒子ゾンデ（半径 $r > 0.15 \mu\text{m}$ 、 $r > 0.25 \mu\text{m}$ の粒子数を測定）と1つのCNゾンデによる観測を行い、約30kmまでの粒子数濃度と $r > 0.15 \mu\text{m}$ 、 $r > 0.25 \mu\text{m}$ の粒子数の比から粒径分布の変動と気温との関係について検討する。CN粒子数から新粒子の形成について検討する。これらのエアロゾルゾンデはこれまでの昭和基地における観測で使用してきたものと基本的には同じものであり、これまで得られている結果ともあわせて、気温と粒子数濃度や粒径分布との対応の季節変動などについても検討し、PSCsの形成機構や、オゾンホールの形成に対するPSCsの役割などについて検討する。

昭和基地における大気混濁度の変化 (つくばとの比較)

上窪哲郎・松原廣司・土井元久・岡田憲治(気象庁)

1.はじめに

昭和基地における定常気象部門の直達日射観測は1979年に波長別直達日射観測として開始された。以後1988年1月まで継続したが、1988年2月からは波長別をやめ直達日射観測を行い現在に到っている。また、1979年以前にも研究観測として1974年に波長別直達日射観測が行われている。得られたデータから、波長別では $ngstr\ m$ 及び $Sch\ ep\ p$ の混濁係数等を求めていたが、直達では国内で気象庁が行っている観測と同様に $Feus\ sner\ and\ Dubois$ の混濁係数(以下単に混濁度という)を求めている。

ここでは、観測開始以来の昭和基地における混濁度の経年変化を調べることを目的とし、全期間を通じて混濁度を再計算した。その経年変化、季節変化の特徴をつくばのそれと比較し、また、水蒸気量との関係を調べたのでその結果を報告する。

2.データ

昭和基地の混濁度は、1979-88年1月についてはデータレポート(ANTARCTIC METEOROLOGICAL DATA, VOL21-29, JMA)に記載されている波長別日射観測の直達日射量(lit)のデータより計算して求め、1988年(1月を除く)のデータは観測資料から直接計算した。研究観測として行われた1974年については南極資料(NO.60.1977.P84-86)に記載されている大気路程、透過率を用いて直達日射量を逆算しそれを用いて混濁度を求めた(誤差の絶対値は最大0.3)。

波長別の観測時刻は09,12,15時の1日3回であったが、直達ではオゾン観測に合わせることにし、大気路程は最大6までとした。太陽高度の低くなる冬(5-7月)はデータが無い。

つくばについては1974-88年までの直達日射量から混濁度を求めた。

大気外日射量は $1.367\ kW/m^2$ を使用した。1980年以前の単位の変換($cal/cm^2/min \rightarrow kW$

$/m^2$)は、 $1.022/1.433$ 倍して補正した(地上気象観測法による)。

混濁度に対する水蒸気の影響を見るためのパラメータとして可降水量を用いた。昭和基地の可降水量は15LSTのゾンデ観測のデータを、つくばは09LSTのデータを用いた。

計算は気象庁で用いているプログラムを南極用に改造して使用した。

3.解析

ここでは、バックグラウンドの汚染状況を調べるため、以下の解析は月最小混濁度について行う。

図1に1974-88年の昭和基地とつくばの観測結果を示す。この図ではつくばの季節変化が顕著である。昭和基地にも振幅が小さい季節変化が見られる。また、1982-83年には $El\ Chichon(1982.4)$ の影響も見られる。

1988年の月最小混濁度と月最小可降水量をそれぞれ図2、図3に示す。これによると、昭和基地、つくばでは振幅は違うがともに水蒸気の変化にほぼ対応して、夏が大きく冬が小さい季節変化が見られる。

直達日射観測は全波長(300nm-3000nm)の観測である。ここで用いている混濁度は標準気圧でレーリー散乱の何倍かを表す量である。よって、その値は大気全体の混濁度、即ち、エアロゾル、オゾン、水蒸気等の影響を総合した混濁度を表す。ちなみに、昭和基地で行っているエアロゾルのみによる混濁の度合を表すサンフォトメータの観測(500nm)では、季節変化は見られない(図4)。またオゾン全量は春が最大となる季節変化をする。したがって、図2の混濁度の季節変化は水蒸気の影響が大きいと思われる。

図5に12月の昭和基地とつくばの混濁係数の経年変化を示す。この時期は昭和基地では混濁度が大きく、つくばは小さい時期である。 $El\ Chichon$ 後の1982年12月につくばの値が大きくなっているがそれ以外はほとんど値は変わらない。

4. まとめ

昭和基地の特徴は以下のとおり。なお、
 かつこの中の値は平均値である。

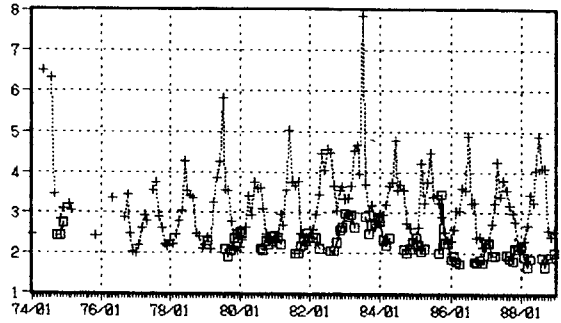
(1) 季節変化の振幅がつくばに比べて小さい。これは、可降水量の振幅がつくばに比べてはるかに小さいことが原因の1つである。

(2) El Chichonの影響はその年の後半に現れ翌年(2.78)までその影響が大きい。1984年後半(2.11)には噴火以前のレベル(1981年の平均は2.24)にほぼ戻り、その後1986年(1.79)からはさらに混濁度が小さくなっている。1978年のデータはないが、1979年のレベル(2.18)より小さくなっている。

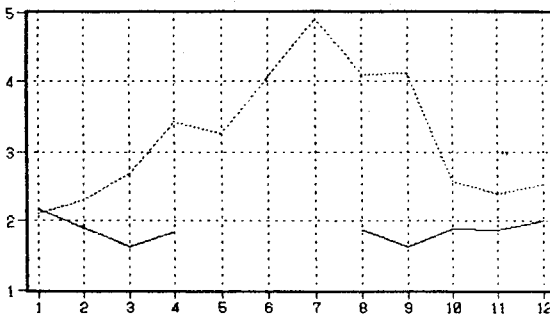
(3) 昭和基地で混濁度が大きい夏(2.32)と、
 つくばで混濁度が小さい冬(2.44)の値がほぼ同じである。

5. 謝辞

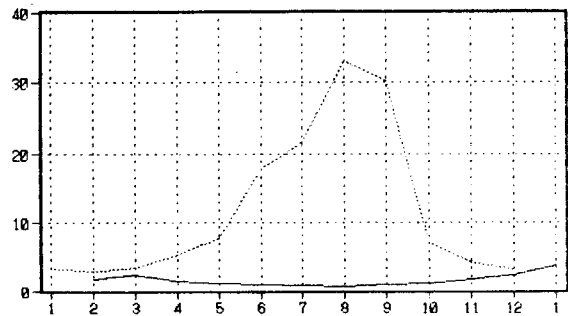
今回、この原稿をまとめるにあたって、
 貴重な御助言をいただいた伊藤朋之氏(高層気象台第三課長)に深く感謝いたします。



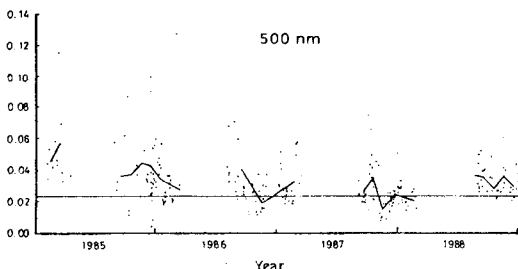
第1図 月最小混濁度(1974-88)
 □昭和 +つくば



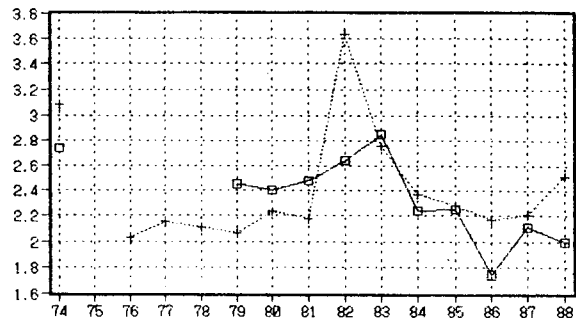
第2図 月最小混濁度(1988)
 — 昭和 - - つくば



第3図 月最小可降水量(1988)
 — 昭和 - - つくば



第4図 サンフォトメータ(1985-88)
 — 月平均 - - 年平均(1980)



第5図 月最小混濁度(12月)
 □昭和 +つくば

冬の北極圏成層圏のエアロゾル中に見られる硝酸

—北極オゾン層国際共同気球観測—

岩坂泰信 (名大STE研)、林 政彦 (名大STE研)、岡田菊夫 (気象研)、近藤 豊 (名大STE研)、
小口 高 (名大STE研)、金田昌廣 (名大STE研)、鳥山哲司 (名大STE研)、大和政彦 (名大水圏研)、
古賀聖治 (名大水圏研)、P. Amedieu (CNRS)、W. A. Matthews (DSIR)

1. はじめに

1989年の冬の観測に引き続き、スウェーデンのキルナ (68°N , 20°E) において気球による成層圏エアロゾルの直接採集を実施した。本観測は、北極圏成層圏オゾンの総合的な観測の一貫として実施されたものである。本観測は、エアロゾルの観察においては、個々のエアロゾル粒子の観測を、観測全体としてはオゾン、硝酸、 NO_x 、 NO_y などを同時観測する集積度の高い観測を特徴としている。昨年の観測においては、硝酸イオンを含むエアロゾル (おそらく NAT) の存在が示唆されたが、初めてのしかもただ1回の観測であったため十分な検討を加えることが出来なかった。今回の観測は、再び同様な観測を試み粒子の形成過程、粒子の沈降の有無、不均一反応に関わるエアロゾル粒子の役割等の解明をめざした。

2. 観測結果とその吟味

北極圏のオゾンホール形成と関係して注目されるエアロゾルは、いわゆるタイプ I の PSCs であろう。気温分布から考えると、観測を行なった両日ともタイプ I の PSCs が形成されても良いと推定される領域が、20 km 以上の高度で見られた。しかし、エアロゾルの採集結果は、1月31日の結果のみが硝酸を含んだエアロゾルの存在を示唆している。この両日の差を生じた原因として、以下のようないくつかのことが考えられる：

- ①：硝酸あるいは水蒸気の分布に両日の間で大きな差があり、1月18日の大気は1月31日とほぼ同じような気温を持っていても PSCs 形成にいたらなかった。
- ②：両日とも PSCs が形成される条件にあったが、条件がそろい粒子形成にいたるまでの時間差と観測のタイミングとがマッチしなかったため1月18日の観測は PSCs を見ることが出来なかった。
- ③：両日とも PSCs が形成される条件にあったが、1月18日の観測は観測装置上の何かの原因で PSCs を見ることが出来なかった。

これらのうち、③は、硫酸エアロゾルの検出が順調にしている等の結果からみて明らかに否定される。①については、硝酸や水蒸気の濃度低下が何によっているかさらに合理的な解釈が必要になってくる。1月31日の結果は、粒子の混合状態について大変興味ある結果をもたらした。およそ20 km を境にして、下はいわゆる硫酸 (ないしは硫酸塩) エアロゾル層、上は硝酸エアロゾル層であった。が、硫酸エアロゾル層の上部に、「多数の硫酸塩エアロゾルのなかに、硝酸エアロゾルが外部混合している」状態が見られた。これらのことは、硝酸エアロゾル (Type-I PSCs) を形成する際の種として、サブミクロンサイズの硫酸エアロゾル (すなわちバックグランドに存在している成層圏エアロゾル) 以外のものの存在を示唆していること、硝酸エアロゾルが重力沈降する可能性を示唆していること、等で注目される結果である。

3. まとめ

2年間にわたって実施された、気球によるエアロゾルの直接採集実験は、日本が実施したものとしては (国内外を含め) 初めて完全な形で行なえる段階になったことを証明している。また、個々のエアロゾル観察を目指した極成層圏のエアロゾル直接採集としても初めての成功例と考えられる。今後は、極成層圏での不均一反応過程の役割を地球物理的検知から検討し得る資料を得るための長期的かつ組織的な観測の実施、エアロゾルの不均一過程の役割を理解するための、実験的研究がなされるべきであろう。

謝辞：本研究に関わる研究費の一部は、日産科学振興財団の援助を受けてなされた。財団関係者に深く感謝します。研究は、海外学術研究の一環として実施されたものであり、関係者各位に深く感謝します。

国立極地研究所

住所 東京都板橋区加賀 1-9-10

郵便番号 173

電話 03-962-4711

ファクシミリ 03-962-2529

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

