

55.1/1.4(\*2)  
NA

## 第4回南極地学シンポジウム

# プログラム・講演要旨

日 時 昭和58年10月28日(金)  
10時00分～17時30分  
昭和58年10月29日(土)  
9時30分～17時30分

**国立極地研究所図書室**



000035907

会 場 国立極地研究所講堂  
主 催 国立極地研究所



503009

小册子

~~58.10.27~~

13. 1. 23

10月28日(金) 10:00~17:30

挨拶 永田 武 国立極地研究所長  
(10:00~10:05)

I 地質学的研究 (I) 10:05~12:15  
座長 木崎甲子郎 (琉球大・理)

1. 昭和基地付近産変成岩のRb-Sr年代 (予報) (15分)

矢内 桂 三 (極地研)

柴田 賢 (地質調)

白石 和行 (極地研)

2. 南極スカレブークハルセンのスカルの酸素同位体的研究 (15分)

鈴木 哲夫 (秋田大・鉱)

松葉谷 治 ( " )

松枝 大治 ( " )

本吉 洋一 (北大・理)

3. 南極産 graphiteと molybdenite (15分)

松枝 大治 (秋田大・鉱)

本吉 洋一 (北大・理)

鈴木 哲夫 (秋田大・鉱)

松葉谷 治 ( " )

4. エンダービーランド、リーセル・ラルセン山から見出されたスピネルと石英の共生について (15分)

本吉 洋一 (北大・理)

松枝 大治 (秋田大・鉱)

5. リュツォ・ホルム湾エインストードインゲン産ザクロ石-珪線石片麻岩と大理石の構成鉱物 (15分)

松原 聰 (科博)

本吉 洋一 (北大・理)

座長 吉田 勝 (大阪市大・理)

6. リュツォ・ホルム湾沿岸地域から採集された2-3の特異な異地性岩礫について (予報) (15分)

小島 秀康 (極地研)

矢内 桂三 ( " )

白石 和行 ( " )

松本 徑夫 (山口大・理)

7. 南極横断山脈 Carapaceヌナターク産ジュラ紀カイエビ類化石について (15分)

西田 民雄 (佐賀大・教育)

楠見 久 (鈴峯女子短大)

矢内 桂三 (極地研)

8. 南極産鉱物の記載カタログ作成計画について (10分)

松 枝 大 治 (秋田大・鉱)  
松 原 聰 (科博)  
矢 内 桂 三 (極地研)  
白 石 和 行 ( " )  
本 吉 洋 一 (北大・理)

9. 極地研究所所蔵の南極産岩石標本について (10分)

白 石 和 行 (極地研)  
矢 内 桂 三 ( " )  
小 島 秀 康 ( " )  
船 木 實 ( " )

----- 昼 食 ----- 12:15~13:00 -----

II 海洋域の地学

座 長 村 内 必 典 (千葉大・理)

10. 'しらせ'の海上重力測定システム (15分)

瀬 川 爾 朗 (東大・海洋研)  
神 沼 克 伊 (極地研)  
植 田 義 夫 (水路部)

11. 砕氷船「ふじ」から試みたスパーカーによる海底音波探査 (10分)

森 脇 喜 一 (極地研)

12. 昭和基地北西沖およびモーソン基地北方沖海底の有孔虫置骸群集(予報) (15分)

多 井 義 郎 (広島大・総合科学部)

13. 昭和基地周辺地域の堆積物中に含まれるアミノ酸(序報) (15分)

佐 々 木 清 隆 (東北大・理)  
森 脇 喜 一 (極地研)

座 長 大 町 北 一 郎 (山形大・理)

14. 白嶺丸によるロス海 of 海底地質調査結果  
-重力、地磁気、地殻熱流量- (12分)

佐 木 和 夫 (石油公団技術セ)  
石 原 丈 実 (地質調)  
上 嶋 正 人 ( " )

15. 白嶺丸によるロス海 of 海底地質調査結果  
-反射法及び屈折法地震探査- (12分)

及 川 信 孝 (石油公団技術セ)  
金 田 義 行 ( " )  
横 倉 隆 伸 (地質調)  
加 野 直 巳 ( " )  
多 田 正 明 (地球科学研)

16. 白嶺丸南極(ロス海)調査研究航海(TH82-1)で得られた  
コアの残留磁気 (12分)

上 嶋 正 人 (地質調)  
佐 木 和 夫 (石油公団技術セ)

17. 白嶺丸によるロス海の海底地質調査結果-海底堆積物及び露岩-  
(12分)

佐 藤 俊 二 (石油公団技術セ)  
中 水 勝 ( " )  
磯 部 人 志 ( " )  
有 田 正 史 (地質調)  
葉 室 和 親 (外務省)

----- 休 憩 ----- 14:50~15:10 -----

Ⅲ 地球物理学的研究 15:10~17:30  
座 長 高 木 章 雄 (東北大・理)

18. 南極大陸はなぜ地震活動が低いか (15分)

谷 祐 史 (富山大・理)  
川 崎 一 郎 ( " )

19. 南極エレバス山の1982-1983年の地震活動 (15分)

植 木 貞 人 (東北大・理)  
馬 場 め ぐ み (千葉大・理)  
神 沼 克 伊 (極地研)  
小 山 悦 郎 (東大・震研)

20. 南極エレバス山の爆発地震について (15分)

馬 場 め ぐ み (千葉大・理)  
神 沼 克 伊 (極地研)  
渋谷 和 雄 ( " )

21. エレバス火山の噴火間隔の物理的解釈 (15分)

下 鶴 大 輔 (東大・震研)  
神 沼 克 伊 (極地研)  
R. R. D i b b l e (ビクトリア大)

22. 南極ロス島の重力測定 (10分)

神 沼 克 伊 (極地研)  
小 山 悦 郎 (東大・震研)  
植 木 貞 人 (東北大・理)

座 長 瀬 川 爾 朗 (東大・海洋研)

23. 昭和基地におけるボーリングコアの弾性波速度の測定 (15分)

行 竹 英 雄 (京大・理)  
伊 藤 潔 ( " )

24. 人工地震記象と理論記象との比較 (15分)  
 伊 神 輝 (名大・理)  
 伊 藤 潔 (京大・理)
25. 南極・昭和基地周辺及びみずほ高原、やまと山脈地区での重力測定 (15分)  
 長 尾 年 恭 (東大・震研)  
 神 沼 克 伊 (極地研)
26. やまと山脈地区の重力測定と氷床下の地形の推定 (10分)  
 長 尾 年 恭 (東大・震研)  
 吉 田 栄 夫 (極地研)
27. アムンゼン湾ナピア山塊の古地磁気 (10分)  
 船 木 實 (極地研)  
 永 田 武 ( " )

----- 懇 親 会 ----- 18:00~20:00 -----

10月29日(土) 9:30~17:30

IV 地球化学的研究 9:30~12:00  
座長 中谷 周 (弘前大・理)

28. 氷山を用いた海水中のウラン回収法について (15分)  
西山 孝 (京大・工)

29. 昭和基地周辺露岩地域の岩石地球化学 (15分)

久保田 秀紀 (秋田大・教育)

権川 誠 ( " )

矢内 桂三 (極地研)

30. 昭和基地における大気中二酸化炭素のモニタリング (15分)

綿 稜 邦彦 (東大・教養)

鳥居 鉄也 (千葉工大)

村山 治太 (横浜国大・教育)

31. 昭和基地周辺湖沼の水質のモニタリング (15分)

村山 治太 (横浜国大・教育)

中谷 周 (弘前大・理)

綿 稜 邦彦 (東大・教養)

鳥居 鉄也 (千葉工大)

32. 南極ドライバレー地域と昭和基地周辺のEvaporite (15分)

森川 日出貴 (東工大・工材研)

平林 順一 ( " )

小坂 文予 ( " )

鳥居 鉄也 (千葉工大)

座長 綿 稜 邦彦 (東大・教養)

33. ドンファン池の継年観測 (15分)

中谷 周 (弘前大・理)

鳥居 鉄也 (千葉工大)

山 縣 登 (公衆衛生院)

村田 貞雄 (千葉工大)

34. 南極内陸塩湖の微量成分からみた塩起因 (15分)

増田 宣泰 (北大・水産)

中谷 周 (弘前大・理)

鳥居 鉄也 (千葉工大)

35. 南極大陸における有機地球化学研究の現状 (15分)

松本 源喜 (都立大・理)

鳥居 鉄也 (千葉工大)

半谷 高久 (都立大・理)

36. 南極ドライバレー地域の環境放射能 (15分)

小村和久 (金沢大・理)  
 林 巧 ( " )  
 阪上正信 ( " )  
 鳥居鉄也 (千葉工大)

----- 昼 食 ----- 12:00~13:00 -----

V 地形および雪氷学的研究 13:00~14:15  
 座長 戸谷 洋 (都立大・理)

37. 永久凍土地域での氷楔の成長機構と環境 (15分)

福田正己 (北大・低温研)

38. 空中写真判読によるやまと山脈とベルジカ山脈の地形 (15分)

岩田修二 (都立大・理)

39. やまと山脈の地形的特徴について (15分)

吉田栄夫 (極地研)

40. 裸氷原のdirt bandの成因について (15分)

西尾文彦 (極地研)  
 勝島尚美 (北大・理)  
 大前宏和 (北大・低温研)  
 石川正雄 ( " )  
 高橋修平 (北見工大)

41. 電波氷厚計による基盤地形 (15分)

西尾文彦 (極地研)  
 大前宏和 (北大・低温研)  
 石川正雄 ( " )  
 高橋修平 (北見工大)  
 勝島尚美 (北大・理)

VI 地質学的研究 (II) 14:15~15:00  
 座長 矢内桂三 (極地研)

42. 電波氷厚計による基盤地質推定の試み (15分)

大前宏和 (北大・低温研)  
 西尾文彦 (極地研)  
 石川正雄 (北大・低温研)  
 高橋修平 (北見工大)  
 勝島尚美 (北大・理)

43. やまと山脈の泥質変成岩 (15分)

浅見正雄 (岡山大・教養)  
 白石和行 (極地研)

44. 南やまとヌナタクスの地質 (15分)

勝島尚美 (北大・理)



----- 休 憩 ----- 15:00~15:20 -----

VI 地質学的研究 (Ⅲ)

15:20~17:00

座 長 仲 井 豊

(愛知教育大)

45. ラングホブデ沖諸島の地質 (15分)

勝 島 尚 美 (北大・理)

矢 内 桂 三 (極地研)

46. プリンスオラフ海岸の地質構造 (15分)

白 石 和 行 (極地研)

広 井 美 邦 (金沢大・教育)

佐々木清隆 (東北大・理)

矢 内 桂 三 (極地研)

木 崎 甲 子 郎 (琉球大・理)

47. プリンスオラフ海岸西部地域の変成作用について (15分)

鈴 木 盛 久 (広島大・理)

座 長 浅 見 正 雄 (岡山大・教養)

48. 明るい岬の塩基性変成岩類 (15分)

蟹 沢 聰 史 (東北大・教養)

木 崎 甲 子 郎 (琉球大・理)

石 川 賢 一 (東北大・教養)

49. 日の出岬のFassaite-grossular rockについて (15分)

蟹 沢 聰 史 (東北大・教養)

矢 内 桂 三 (極地研)

50. Stauroliteの安定性に対するZnの効果 (15分)

広 井 美 邦 (金沢大・教育)

白 石 和 行 (極地研)

矢 内 桂 三 ( " )

51. プリンスオラフ海岸の変成岩中のHornblendeの組成 (15分)

広 井 美 邦 (金沢大・教育)

白 石 和 行 (極地研)

大 貫 仁 (弘前大・理)

VII まとめ

17:00~17:30

司 会

吉 田 栄 夫

(極地研)

## シンポジウムプロシーディングスの発行について

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

### 記

1. 投稿締切日 : 昭和59年1月31日(火)

2. 投稿要領

フルペーパーは、原則として図・表を含めて、タイプ用紙ダブルスペースで30枚以内とし、別紙の投稿予定申込書に所定事項を記入の上提出して下さい。

なお、投稿の際は当研究所投稿規定 (Memoirs of National Institute of Polar Research) によって下さい。

3. その他

当プロシーディングス以外にフルペーパーで投稿等予定がある場合は、アブストラクトのみ提出して下さい。

なお、アブストラクトの出版については、別途編集委員会等で検討され、決定されます。

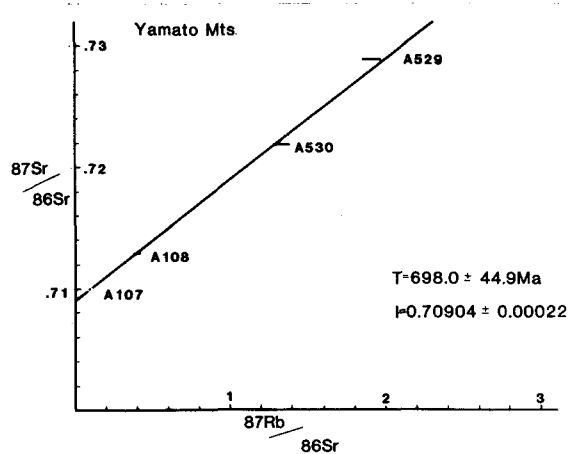
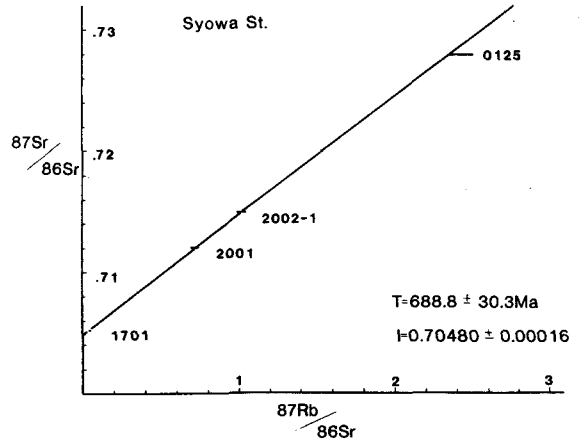
4. 投稿先 : 〒173 東京都板橋区加賀1-9-10  
国立極地研究所編集委員会

昭和基地付近産変成岩の Rb-Sr 年代 (予報)

矢内桂三 (極地研)  
 柴田 賢 (地質調)  
 白石和行 (極地研)

昭和基地及びやまと山脈産変成岩類の全岩を用いた Rb-Sr 同位体法による年代測定を行った。昭和基地産の岩石試料は主に見晴岩の厚さ約10cmの中に含まれる各種の岩相から得られたもので、各岩相は累重の順体にある。一方、やまと山脈産の岩石試料はA群に分布するグラニューライト相変成岩から得られたもので、両輝石閃長岩体中のブロックとして産するものである。

図に示す通り、両地域の岩石は約7億年の Rb-Sr 年代を示す。この年代は使用した岩石試料が同一の初生値を有すると仮定した場合の全岩年代である。一方、両者のストロンチウム初生値には大きな差があり、昭和基地のものは、 $I=0.70480 \pm 0.00016$  と低い値を示す。このことは、両地域の原岩の初生値(I)に差があったことを示唆している。従来、両地域の岩石は、4~5億年の年代を示すことが知られている。この4~5億年がこれらの地域の最も新しい変成年代を示すとすれば、今回得られた7億年は、より古い変成年代か変成岩の原岩年代を示すと解釈できる。しかし、この値は今まで進められてきた当地域の変成史や地質構造発達史の解釈と異なっており、さらに検討が必要である。また、変成岩類の場合には年代測定試料のサンプリングをどう行うかにも問題がある。



0125: gneissose granite  
 2002-1: garnet gneiss  
 2001: pyroxene gneiss  
 1701: feldspathic gneiss

A529: orthopyroxene biotite gneiss  
 A530: orthopyroxene biotite gneiss  
 A108: two pyroxenes biotite gneiss  
 A107: enderbite

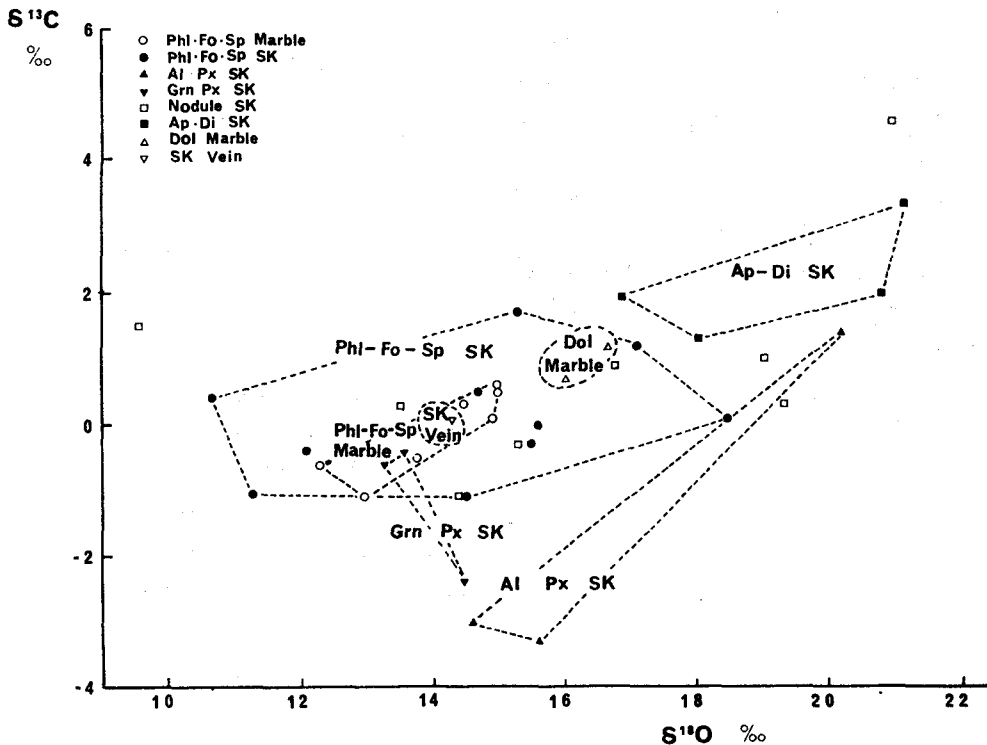
鈴木哲夫・松葉谷治・松枝大治（秋田大鉱山）本吉洋一（北大理）

南極スカレビックハルゼン地域は、グラニユライト相に達する高度変成作用を被った各種変成岩類及びスカルンを伴う大理石より構成されている。この地域の各種スカルンの産状・鉱物共生あるいは化学組成は変化に富み（松枝他，1982）その生成機構に興味もたれる。そこで、これらの大理石、スカルン及び変成岩の安定同位体的研究によりスカルンの生成機構を考察する。本発表では、その一端として大理石及びスカルン中の方解石と苦灰石の炭素及び酸素同位体比、ならびに大理石及び片麻岩中の石炭の炭素同位体比の測定結果を報告し若干の考察を行なう。

この地域のスカルンは産状により3種類に大別される（松枝他，1982）第1は、大理石中に産するもので、金雲母・苦土カンラン石・スピネルスカルンと団塊状スカルンで

ある。前者は、便宜上スカルン鉱物が50%以上のものを、スカルンと呼び、それ以下のものを大理石と呼ぶ。第2は、大理石と片麻岩の接触部に産するもので、緑色輝石スカルンとアルミニウムに富む輝石スカルンに分けられる。第3は脈状スカルンである。

これらの岩石中の方解石の炭素及び酸素同位体比の関係は第1図に示すとおりであり、上記の産状の違いにより異なった関係を示している。大理石中の方解石はほぼ同じ $\delta^{13}\text{C}$ と $\delta^{18}\text{O}$ を持つ。ところが大理石中のスカルン部分では、それに比べて $\delta^{13}\text{C}$ と $\delta^{18}\text{O}$ に大きな変動が見られる。また、大理石中の団塊状スカルンでは、さらに大きな変動が見られる。大理石と片麻岩の接触部のスカルン中の方解石は、大理石中の



第1図 大理石及びスカルン中の方解石の炭素及び酸素同位体比の関係

ものと異なる関係を示し、しかも緑色輝石スカルンとアルミニウムに富むスカルンは各々異なった関係を示している。

これらの岩石中の苦灰石の  $\delta^{13}\text{C}$  と  $\delta^{18}\text{O}$  は方解石の値に比べ、 $-0.5 \sim +1.0\%$  及び  $-0.5 \sim +2.0\%$  の差を示す。

苦灰石と方解石間の炭素及び酸素同位体分別をみると、測定された試料の約半数が平衡状態を示し、特に大理石はすべて  $600 \sim 800^\circ\text{C}$  での平衡関係を示す。一方、スカルンでは、炭素及び酸素同位体の分別が平衡値よりも小さくなる傾向が見られ、特に苦灰石量の多いもの（80%以上）および方解石量の多いものでは平衡状態からのずれが大きい。

石墨の  $\delta^{13}\text{C}$  は  $-4.5 \sim -2.0\%$  の範囲に入る。大理石中の方解石と石墨間の炭素同位体分別は、 $+3.0 \sim +3.2\%$  であり、Bottinga (1969) により理論的計算で求められた  $600 \sim 800^\circ\text{C}$  における平衡状態での分別よりは2%ほど小さいが、ValleyとO'Neil (1981) によりグラニュライト相の片麻岩について観測された分別の程度とほぼ一致している。

このようにスカルンがグラニュライト相に達する高温高圧条件下で形成されたと推定されるにもかかわらず、スカルン中の方解石、苦灰石及び石墨間については、局所的には平衡が認められるものの、全体としては同位体比に大きな変動が認められる。

このことは、全体の同位体組成を均一化するような過程はなかったことを意味している。

従って、水などのような流体が、多量には存在しなかったことによると考えられる。又、このような流体の少ない状態で、スカルンが形成される場合に、 $\text{Ca}^{2+}$ 、 $\text{Mg}^{2+}$ 、 $\text{SiO}_2$  がどのような過程で移動したかは興味ある問題と思われる。

#### —参考文献—

- 松枝大治・本吉洋一・松本権夫 (1982)  
: 第3回南極シンポジウム講演要旨  
Bottinga, Y. (1969) : *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 33, pp 49 to 64.  
Valley, J. W. and O'Neil, J. R. (1981) : *Geochim. et Cosmochim. Acta.*, 45, pp 411 to 419.

# 南極産 graphite と molybdenite

松枝大治(秋田大・鉱山)・本吉孝一(北大・理)  
鈴木哲夫・松葉谷 治(秋田大・鉱山)

## I. 序言

南極に産出する有用鉱物資源の例として、graphite (石墨又は黒鉛) および molybdenite (輝水鉛鉱) があげられる。前者は主に、炉材・潤滑剤・ペンキ・電極・鉛筆の芯としての、又後者は特殊合金・潤滑剤・電気工業用・化学工業用・農業用としての用途をもつ資源鉱物である。しかし、両鉱物を産する鉱床の成因についてはまだ不明な点も多い。

一般に結晶度の高い graphite は金属光沢が強く、肉眼的に molybdenite と間違え易く、南極においても両者はしばしば誤認されている例が認められる。実際に、これまで東オンカル島に産するとされていた molybdenite はいずれも graphite である事が今回の検討により判明している。南極における石炭を始めとす炭質物および graphite は、胚胎母岩の生成年代からその起源が注目され、成因的にも重要な問題がある鉱物と言えよう。今回は南極大陸産の graphite および molybdenite の分布と鉱物学的特性を明らかにし、特に前者の産状の差に基づく結晶度および安定同位体比相方の差を検討する。

## II. graphite および molybdenite の分布

極地研究所保存試料および23次隊採集試料による両鉱物の再検討結果とこれまでの報告に基づいた南極大陸上での両鉱物の分布を示したものが Fig. 1 である。図には併せて、含炭質物アロソアテリス粘板岩および石炭層(古生代末~中生代始)の分布も示されている。これまで、リュッツホルム湾・プリンスオラフ海岸・やまと山脈・ベルヅカ山脈に産するとされていた molybdenite は本研究によりいずれも graphite に訂正されている。但し、スカレゼックハルゼンのスカルンを伴う大理石中に唯一標本サイズの molybdenite が新たに発見された。他の雲岩地帯産の molybdenite も未検討であり、今後さらに修正される可能性もあると考える。一般に graphite は主に東南極古期岩類(片麻岩・大理石)中に産する傾向があり興味深い。

## III. 鉱物学的性質

両鉱物の鉱物学的諸性質は、文献(例えば森本・砂川・都城(1975): 鉱物学)によれば以下の様である。

A. graphite (石墨 or 黒鉛) C  
六方晶系,  $6/mmm, P6_3/mmc,$   
 $a=2.461, c=6.708 \text{ \AA},$   
 $Z=4,$  比重 2.33, 硬度 1~2,  
1き面  $\{0001\}$  完全。  
銀黒色~鋼灰色, 不透明,  
 $w=1.93, \epsilon=2.07, \delta=0.14.$   
(産状): 片麻岩・片岩・大理石・ペグマタイト中にレンズ状・鉛筒状・鉛染状・微粉状・土状・塊状等各産状を示す。

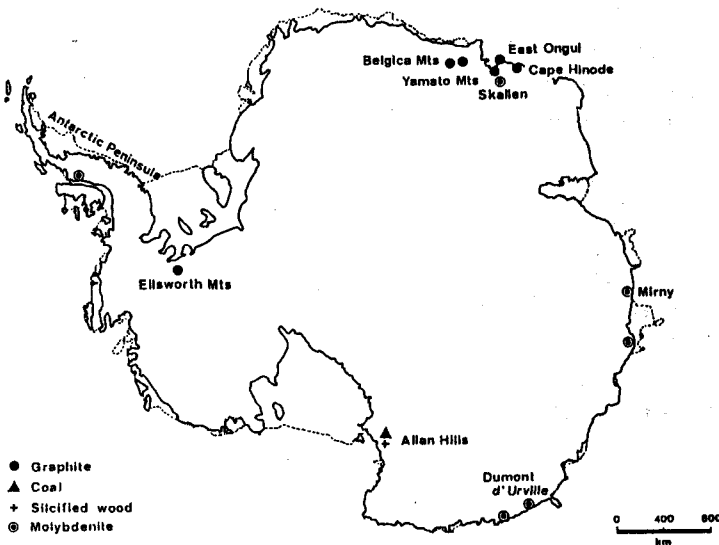


Fig. 1. 南極大陸産 graphite・炭質物と molybdenite の分布。

B. molybdenite (輝水鉛鉬)  $MoS_2$

六方晶系,  $6/mmm, P6_3/mmc, a=3.16, c=12.32 \text{ \AA}, Z=2$ , 比重 4.7, 硬度  $1 \sim 1\frac{1}{2}$ , 1き開  $\{0001\}$ 極めて完全.

鉛灰色, 金属光沢, 不透明.

(産状): 花崗岩・片麻岩・ペグマタイト中に葉片状・鱗片状に産出する. 又, 石英鉬脈・接触交代鉬床およびボーフィークーパー鉬床中に網状又は鉬染状に産出する.

上述の様に, 両鉬物は産状・鉬物学的性質が共に酷似し肉眼的識別は容易ではない. 従って, 現段階ではX線粉末回折による方法が最も手軽でかつ正確な同定手段である. 両鉬物のX線粉末回折データをFig. 2に示す. 但し, 両鉬物共にその鉬物学的特性のためX線試料が定方位になりやすい点に留意する必要がある.

IV. graphite の結晶度

堆積岩中に含まれる炭質物ないしその主体をなす炭素は, 焼成・変成過程により次第に高度の結晶構造を有する石墨へと変化する. この事実に注目し, これまでに多くの研究者によってX線回折装置を用いた graphite の結

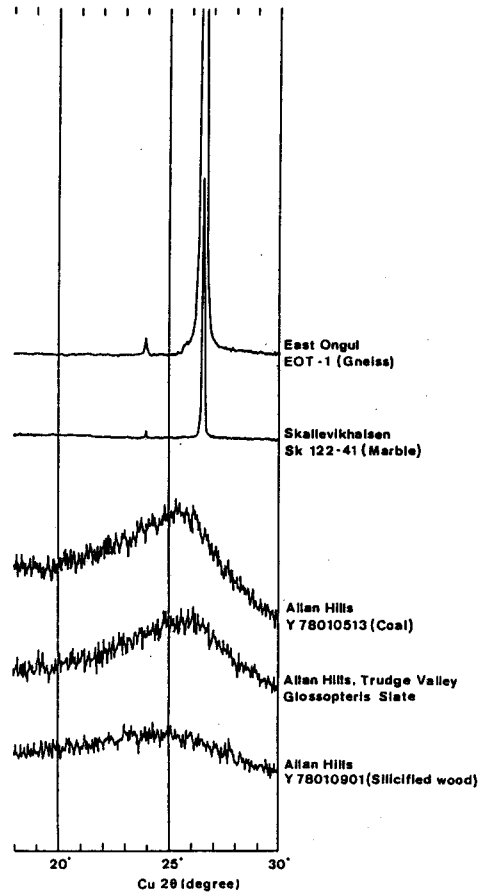
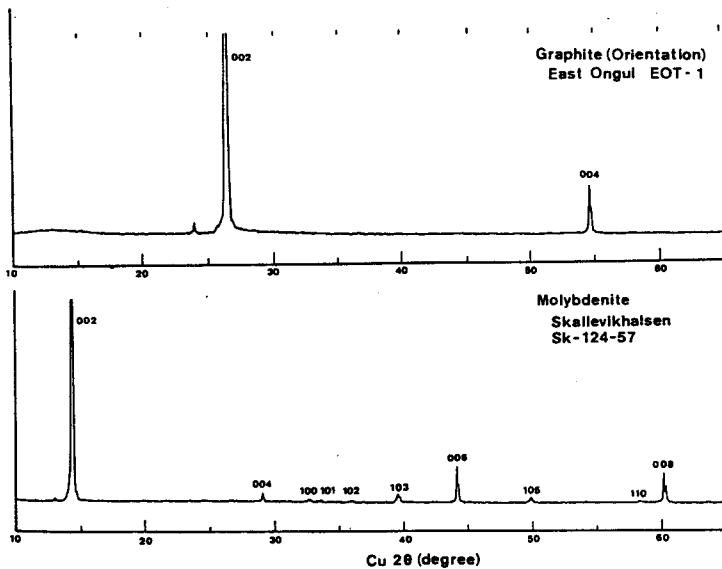


Fig. 3 炭質物および graphite の X線回折パターン (定方位試料, 002反射)



晶度と温度圧力依存性についての検討が行われて来た(Quinn & Glass, 1958; Izawa, 1968; Landis, 1971; 三木, 1977; Tagiri, 1981; etc.). 前述の様に, 南極には多様な産状を示す炭質物および graphite が産出するのでこれらのX線による(002)面反射プロファイルを示したのが Fig. 3 である. 図から判る様に, 炭質珪化木 → 含炭質物 → グロソフェリス粘板岩 → 石炭層 → 含石墨片麻岩・大理石の順に結晶度が高くなる傾向がある.

Fig. 2 南極産 graphite と molybdenite の X線粉末回折パターン

特に高度変成作用を受けた片麻岩と大理石中のものは、前三者に比べて完全な石墨化が行われている。これら各結晶度を示す石墨および炭質物は、その反射能と結晶度との関係が注目されるため現在検討中である。

#### V. 安定同位体比

岩石又は鉱石中の炭質物の起源については、これまで多くの議論がなされ、生物起源・マグマ起源・熱水溶液や火成作用による炭素化合物の還元分解・その他が推定されている。南極産の各種岩石中に分布する石墨を始めとする炭質物の起源を論ずる上で、炭素安定同位体比  $\delta^{13}C$  /  $12C$  ( $\delta^{13}C$ ) は重要な情報を提供する事が期待される。Table 1に見られる様にスカレゼックハルセンの大理石およびスカレンは、 $\delta^{13}C = -2.0 \sim -4.5\%$  でありのに対し、スカレンおよび東オンケル島産の片麻岩およびペグマタイトは  $\delta^{13}C = -13.9 \sim -16.5\%$  といふ非常に軽い値を有し、明らかに前者とは差が認められる。但し、大理石中の石墨と方解石のそれぞれ  $\delta^{13}C$  は大差がない。

南極産 Graphite と Calcite の  
Table 1 炭素安定同位体比

Sample No.	Host Rock	$\delta^{13}C_{PDB} \text{ ‰}^*$	$\delta^{13}C_{PDB} \text{ ‰}^{**}$
Sk 121-04	Fo-Di marble	-2.5	0.6
Sk 121-05c	Sp marble	-2.7	0.3
Sk 121-05i	Ga-Scap skarn	-4.5	
Sk 121-12	Phl skarn (module)	-3.1	
Sk 121-13	Dol marble	-2.0	1.2
-----			
Skallen-1	Bio gneiss	-15.4	
East Ongul-1	Bio gneiss	-16.5	
East Ongul-2	Pegmatite	-13.9	

cf; Std. ---ASC-3 =  $-24.468 \pm 0.021 \text{ ‰}$  (Number = 7)

\*: Graphite, \*\*: Calcite

しかし、にわかにはこのデータだけにより、炭素の起源を論ずるのは尚早であり、さうにデータの蓄積と isotope fractionation に関する物理的・化学的過程を検討する事が必要であろう。

#### VI. 世界の graphite 鉱床

世界の石墨(黒鉛)主要産出国は、ソ連・南北朝鮮・メキシコ・中国・オーストリア・マダガスカル・スリランカ(セイロン)などである(Fig. 4)。(埋蔵量はマダガスカルが最大) その産状は、片麻岩・片岩・ペグマタイト中の鱗状黒鉛(スリランカ・マダガスカル)および古生代・中生代の無煙炭が花崗岩類の熱変成作用を受けた土状黒鉛(オーストリア・朝鮮半島)に2大別される。

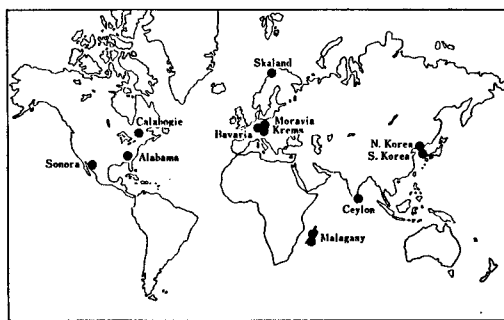


Fig. 4 世界の黒鉛鉱床の分布  
(岡野, 1981より引用)

東南極リエッツホルム島・プリンスオラフ海岸一帯の graphite の産状と、黒鉛の主要産国であるマダガスカル・スリランカの黒鉛鉱床の酷似した産状は、プレートテクトニクスの観点(Grew & Manton, 1979)からも興味深く、これらの地域は南極の黒鉛鉱床の有望地域としての期待が持たれる。



インダービーランド, リーセル・ラルセン山から見いだされたスピネルと石英の共生について

本吉洋一 (北大・理)  
松枝大治 (秋田大・鉱山)

I. はじめに

インダービーランド, リーセル・ラルセン山を含む地域は, 地質学的にナピア岩体と呼ばれ, 東南極の中では年代学的にも岩石学的にも極めて特異なブロックとして注目を集めている。この岩体には, 非常に高温・高圧のグラニュライト相を示す鉱物組合せ (例えばサファイリン+石英, 斜方輝石+珪線石など) を持つ Archean 以前 (>25 億年) の岩石が広く分布している。

才23次南極行動において, 筆者らがリーセル・ラルセン山から採集した岩石の中に, スピネル+石英という特異な鉱物共生が見いだされたので, 今回その産状を報告し, スピネル+石英の安定性について若干の考察を試みる。

II. スピネルの産状と組成

スピネルを含む変成コーツァイトは, 肉眼で石英が濃い青灰色を呈する特徴的な岩石である。石英は鏡下で複雑に波動消光し, また結晶同志の境界は "suture" 様である。スピネルはこれらの石英の中に散点状に分布するが, モードは高々0.2% 前後である。鏡下では美しい緑色を呈し, 一般に粒状 (大きさの

~0.5mm くらい) であるが, 自形のもつも多い。各種晶は石英の中に包有されており, まさにスピネルと石英は直接する (Fig. 1)。時として, スピネルの周縁に堇青石の反応縁が観察される場合もあるが, これは二次的生成物である。スピネルの多くは単結晶であるが中にはコランダム, サファイリン(?) を伴うものもある。

EPMA による測定されたスピネルの組成を Table 1 に示す。スピネルはほぼ完全なハルニタイトースピネル固溶体であり, 若干の Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> を含むことが特徴である。酸化物の合計が100% に近いことから, ZnO の固溶量はほとんどゼロと推定される。

III. スピネル+石英の安定性

Friedman (1954) 以来, スピネルと石英は互いに "incompatible" なものと考えられてきた。しかし, スピネルが Zn を微量に含む場合には両者が安定に共存する場合もあり,

Fig.1. Mode of occurrence of spinel

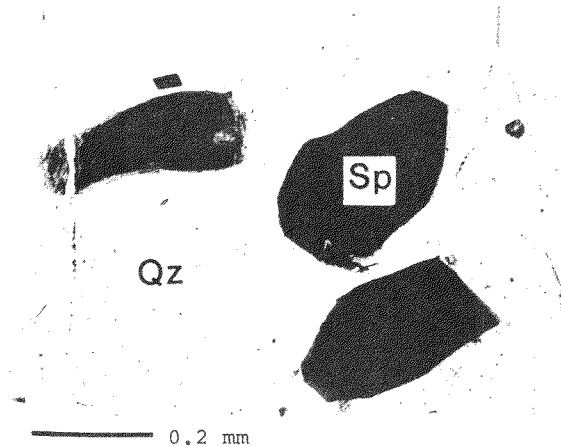


Table 1. EPMA analyses of spinel

	1	2
SiO <sub>2</sub>	.01	.03
TiO <sub>2</sub>	.00	.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	58.73	59.05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.40	2.15
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	2.10	1.40
FeO	27.00	28.18
MnO	.09	.10
MgO	9.71	8.75
CaO	.00	.00
NiO	.20	.31
Total	100.24	99.97
mg**	.391	.356

\*calculated from stoichiometry  
\*\*Mg/(Fe<sup>2+</sup> + Mg)

スピネルの安定性に関するZnの効果が強調されている (Frost, 1973; Diezouost, 1980)。しかし、最近に行なわれ、Znを含むスピネルと石英の共生例もいくつか報告されており (Caporuscio & Morse, 1978; Vielzeuf, 1983) グラニエライト相のような高温・高圧の条件下では両者が安定に共存すること明らかになっている。

ナミア岩体の変成条件は, Grew (1980), Ellis et al. (1980), Motoyoshi & Matsueda (in prep.) によつて、温度900°C以上、圧力8~10 Kbar という値が見積もられており、このような条件下ではもはや堇青石、あるいは堇青石+サクロ石という組合せは安定ではなく、堇青石の分解生成物であるサファイリン+石英、サクロ石+珪線石+石英、あるいはスピネル+石英という組合せが安定に存在したと考えられる。

リーセル・ウルセー山から採集された岩石には、上述した種類の鉱物共生がすべて確認されるが、サファイリン、サクロ石、スピネルの  $Mg/(Mg+Fe)$  はそれぞれ0.60-0.65, 0.52-0.54, 0.33-0.39 となつており、原岩組成のちがいから、鉱物組合せの多様性も示されることが多い。つまり、 $Fe/Mg$  の比較的大きい組成の岩石において、スピネル+石英の組合せが安定に存在したと推定される。

Caporuscio & Morse (1978) はスピネルの安定性に関し  $f_{O_2}$  の影響を考慮しており、低い  $f_{O_2}$  下ではスピネルよりもむしろサクロ石が安定であるとしている。しかし、ナミア岩体の場合、スピネルとサクロ石はともに安定に存在し、またスピネルの分析値から判断して  $f_{O_2}$  がそれほどの高かったとは思われない。従つて、スピネル+石英の安定性に関しては、以上述べた原因の他に、 $CaO$  の活動度などが関与していることを考えられるが、今後の検討課題とした。

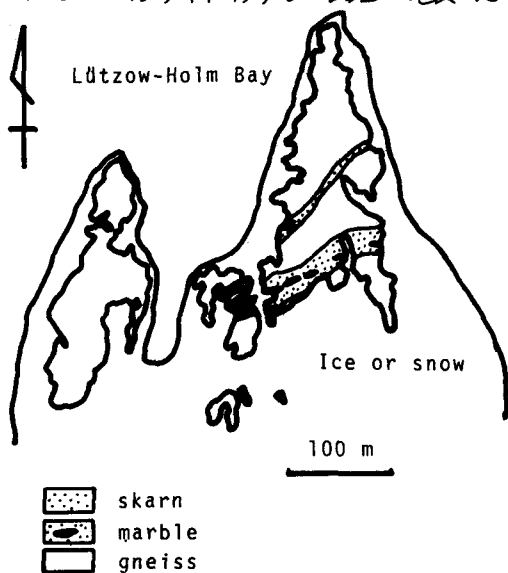
リュッツォホルム湾エINSTドインゲン産  
石榴石-珪線石片麻岩と大理石の構成鉱物

松原 聰(国立科博)  
本吉洋一(北大・理)

エINSTドインゲンは、昭和基地の南南西約78km,  $38^{\circ}51'E$ ,  $69^{\circ}39'S$  に位置する露出面積3万 $m^2$ たらずの小島である。雪氷が島の南側を被り、さらに東西のブロックに分断している(図1回)。

地質は、主に片麻岩とスカルンよりなり、走向 $\sim 70^{\circ}E$ , 傾斜 $\sim 40^{\circ}S$ の単調な構造である。片麻岩は主に石榴石-黒雲母片麻岩であり、石英、石英-長石、石榴石、黒雲母、石榴石-黒雲母、石榴石-角閃石のそれぞれ濃集した部分が認められる。一部には珪線石に富む層がはさまれている。西側のブロックにはチャーノカイトも見られる。スカルンは二層あって、東側のブロックのみで見られる。スカルン中の大理石は最大厚さ10m程度であるが、膨縮が激しく走向方向に長く連続しない。スカルンは下盤側で発達がよく、多少の膨縮はあるものの、走向方向によく連続する。二層のスカルンにははさまれた石榴石-黒雲母片麻岩中には、石榴石-珪線石片麻岩の薄層(厚さ10cm前後)が認められる。以下、スカルンと石榴石-珪線石片麻岩を構成する鉱物について述べる。

図1回 エINSTドインゲンの露岩と地質概略



I. 石榴石-珪線石片麻岩

a. 石榴石 桃紅色の塊状で、珪線石、石英、黒雲母の小粒を結晶内に包有している。EDXによる化学分析(以下の鉱物の化学分析はすべて)の結果、ほぼPyrope 55.4 Almandine 38.3 Grossular 6.4%となった(表1表)。苦礬石はリュッツォホルム湾地域では、はじめて産出が確認された。X線粉末回折結果から  $a = 11.521(2) \text{ \AA}$  で、Grossular moleが入っているため、Almandineの端成分に近い値になっている。

b. 黒雲母 鏡下では赤褐色で、Tiの含有量が高い。またMg/Feが高く、石榴石中に含有されている黒雲母と石榴石の(Mg/Fe)<sup>Fe</sup>(Mg/Fe)は、 $\sim 0.37$ である。但し、黒雲母中のFeの量がわかっていないので、この値から直接変成温度をみつけることはできないが、おそらくリュッツォホルム湾地域では最高の変成温度を示す可能性がある。

c. 珪線石 長さ1cm以下、中1mm以下の斜方柱状結晶をなす。無色ないし浅緑色を帯び、光沢は極めて強い。Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>と1%ほど含む以外、他の副成分は検出されない。

d. その他、石英、カリ長石、中性長石が主な構成鉱物として認められる。ルチルは長さ1mm前後の微細な結晶としてよく見られる。またモナズ石(Ce, Pを主成分とし、少量のNd, Gdを含んでいる)や黄鉄鉱の微粒もまれに産する。

II. スカルン

A. 大理石は粗粒な方解石からなり、ドロマイト、苦土かんらん石、スピネルの小粒を包むことがある。この大理石中には、ノジュール状のブロック(長径1m以下)が多数含まれている。このブロックの最外殻は金雲母の集合体よりなり、透輝石、パーカス閃石の多い部分をへて、中心部はスピネルと苦土かんらん石を主とする。他に煇灰石、カリ長石、ルチルが含まれている。主な構成鉱物の化学

分析値は表2表のようである。

Table 1 Chemical analyses of the selected minerals in garnet-sillimanite gneiss

	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	41.43	41.53	41.60	39.10	39.53	38.11	38.84
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	4.11	4.25	-	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22.91	22.60	23.02	15.17	15.34	60.65	60.59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	-	-	-	-	-	1.10	1.03
FeO	18.72	18.68	18.72	8.16	8.66	-	-
MgO	15.22	14.65	15.21	18.06	17.56	-	-
CaO	2.44	2.39	2.37	-	-	-	-
K <sub>2</sub> O	-	-	-	10.11	9.81	-	-
Total	100.72	99.85	100.92	94.71	95.15	99.86	100.46

1-3 garnet; 4,5 biotite; 6,7 sillimanite

B. スカルン帯は主に透輝石からなり、パーガス閃石、金雲母、柱石、くさび石なども含む。パーガス閃石は暗灰緑色で、K>Naの新種 (potassium pargasite) である。柱石は長さ20cmにも達する無色透明結晶が放射状に集合することがある。くさび石は長さ2cm, 中1cm程度の濃褐色の結晶として、カリ長石、石英、サーラ輝石とともに産する。

ここには、しばしばスピネル-灰長石からなるブロックが含まれている。このブロックの外殻にはパーガス閃石、金雲母が濃集する。他に、ジルコン、かつれん石の微粒も見られる。主な構成鉱物の化学分析値は表3表のようである。また、Kに富むパーガス閃石の格子定数を表4表に示した。

Table 2 Chemical analyses of the selected minerals in marble

	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	-	41.90	53.20	53.06	48.36	50.07
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	1.79	1.64
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	69.94	-	2.60	2.45	8.36	5.76
FeO	2.36	1.93	2.81	2.45	2.28	2.41
MgO	26.34	55.02	15.58	15.84	13.95	14.97
CaO	0.60	0.26	25.44	25.40	25.16	24.85
Total	99.24	99.11	99.63	99.20	99.90	99.70

E1118B 1 spinel; 2 forsterite; E1118 3,4 diopside; E1118D 5,6 fassaite

苦礬石榴石およびKに富むパーガス閃石の発見により、エINSTドインゲンボリユツツオホルム湾地域で最も高温の変成をこうむった可能性が示唆され、プリンスオラフ海岸の変成岩 (広井, 白石, 1982) と同様に、この地域にも温度勾配の存在が予想される。

Table 4 The unit cell parameters of pargasites

	1	2	3	4
a	9.874	9.887	9.901	9.917
b	17.904	17.961	17.924	18.020
c	5.278	5.299	5.288	5.321
B	105.43°	105.52°	105.54°	105.49°
V	899.44	906.69	904.13	916.35

- 1, synthetic Na<sub>100</sub>K<sub>0</sub> pargasite (Hinrichsen & Schurmann, 1977)
- 2, potassic pargasite from Einstödingen (E1118A')
- 3, synthetic Na<sub>50</sub>K<sub>50</sub> pargasite (Hinrichsen & Schurmann, 1977)
- 4, potassium pargasite from Einstödingen (E1118A)

Table 3 Chemical analyses of the selected minerals in skarn

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	51.19	52.01	41.22	41.54	-	40.93	39.02	41.39	40.71	43.81
TiO <sub>2</sub>	-	0.32	0.71	0.45		0.42	0.90	0.17	0.68	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.22	4.58	17.02	17.33	69.72	18.42	18.66	18.82	18.55	35.83
FeO	3.42	3.28	6.57	6.62	7.44	2.05	2.74	2.66	3.38	-
MgO	14.53	14.60	14.47	14.41	23.21	24.44	24.15	16.73	16.13	-
CaO	25.55	25.38	12.84	13.31	-	-	-	12.86	13.03	20.06
K <sub>2</sub> O	-	-	3.08	2.95	-	10.48	10.13	2.04	2.40	-
Na <sub>2</sub> O	-	-	1.53	1.48	-	0.81	0.95	2.34	1.76	-
Cl	-	-	0.70	0.71	-	-	-	-	0.40	-
O=Cl			0.16	0.16					0.09	
Total	99.91	100.17	97.98	98.64	100.37	97.55	96.55	97.01	96.95	99.70

E1118A 1,2 diopside; 3,4 potassium pargasite; E1118A' 5 spinel; 6,7 phlogopite;  
8,9 potassic pargasite; 10 anorthite

リュウ・ホルム湾沿岸地域から採集された2, 3の特異な異地性岩様について (予報)

小島秀康(極地研)  
矢内桂三( )  
白石和行( )  
松本徳夫(山口大・理)

南極大陸は、その大部分が氷床によってお  
おわれ、氷床下の地質や地質構造を直接観察  
することは困難である。点在する各露岩の構  
造から大まかに構造の類推が試みられ、また、  
モレーンや迷子石の調査から氷床下の地質に  
ついてある程度の情報を得ることが可能であ  
った。しかし、これらの岩石が氷床下のどの  
部分から由来したかを推定するのは非常に困  
難であった。近年、アイスレーダーを用いた  
氷床下の地形調査が進み、氷床下の分水嶺の  
分布や氷床の涵養域が明らかになり、あり、  
氷床で運ばれて来た岩石の産地がより限定  
することが可能となった。ここで、氷碛石、  
迷子石を記載して地域による分布の特徴を把  
握することは、氷床下の地質を知る上で重要  
な意味をなすと考えられる。筆者らは、今ま  
でに採集された氷碛石、迷子石の再検討を進  
めているが、その中で2, 3の特異な岩石が  
見い出されたので、これらについて予察的に  
報告する。

1. Sapphirine rock

ストランドネッパと向い岩の迷子石中に見  
い出されている。ストランドネッパ産のサ  
ファイリン岩は、珪線石-サファイリン-斜方輝石  
-堇青石の鉱物組み合わせで、サファイリンは  
部分的に堇青石とシンプレクタイトを有す。  
一部に二次的な黒雲母が認められる。向い岩  
産のサファイリン岩は、サファイリン-ざくろ石  
-珪線石-堇青石-黒雲母の組み合わせの非  
常に粗粒な岩石(写真1)であり、肉眼では  
すみれ色の堇青石があげやがである。サフ  
イリンは、まれにしか含まれない。

2. Staurolite bearing rock

十字石を含む変成岩は、中の瀬戸及びラン  
グホブゲの迷子石中から採集された。ラング  
ホブゲのもの、ざくろ石-十字石-黒雲母  
-斜長石-石英の組み合わせを有する片麻岩  
(写真2)であり、中の瀬戸のもの、ざく

ろ石-十字石片岩である。

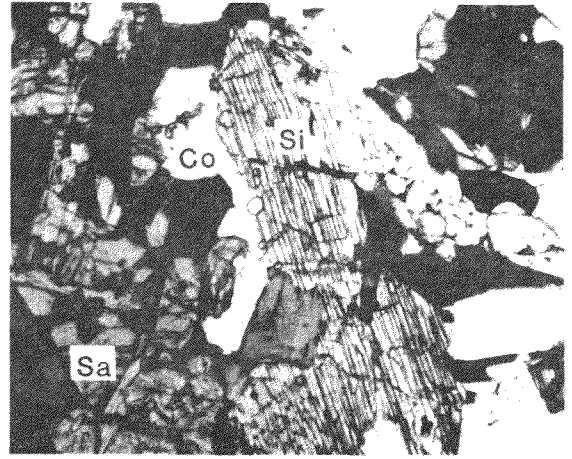


写真1. x40  
Sa サファイリン, Co 堇青石, Si 珪線石

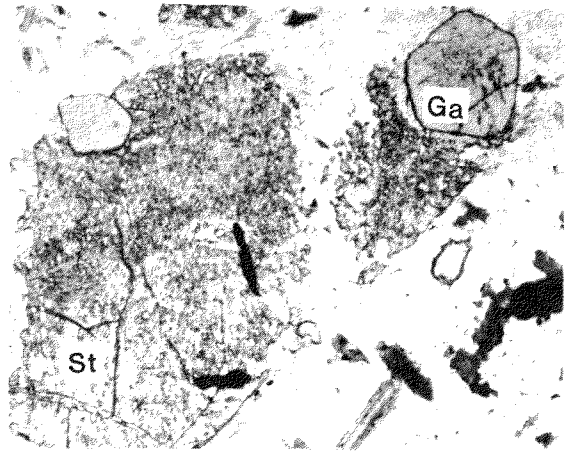


写真2. x40  
St 十字石, Ga ざくろ石

## 南極横断山脈 Carapace ヌナターク産ジュラ紀カイエビ類化石について

西田民雄(佐賀大)  
桶見久(鈴峯女子短大)  
矢内桂三(極地研)

南極横断山脈の Convoy Range に属する Carapace ヌナターク(東経 $159^{\circ}27'$ ・南緯 $76^{\circ}55'$ )において演者のひとり、矢内が1978年隕石探査のうちに厚い玄武岩質岩の枕状溶岩におられる砂質頁岩から採集した小型の貝殻化石を検討した結果、化石は甲殻類貝甲目(Conchostraca, いわゆるカイエビ類)で、これまでコリア半島のジュラ系(一部はトリアス系)大同系より産出が知られている *Euestheria shimamurai* KOBAYASHI にまわめて近縁な種であることが判明した。

この小ヌナタークはカイエビ化石の産出にちなんで探検史初期に命名されているが、正式にその産出を報告したのは GUNN and WARREN (1962) であるが、その同定・記載はなされていない。

この個体は上記大同系産のものと較べて殻形の差異や成長線がより多くある点などから *Euestheria* の新種である可能性が強いが、とりあえず *Euestheria* sp. aff. *E.*

*shimamurai* KOBAYASHI としておく。

カイエビ化石を産出する砂質岩層は層序上プラットフォーム・カバーである Beacon “黒層群” の最上部にあるとされており、その年代は共産する植物化石 *Otozamites* sp., *Brachyphyllum* cf. *expansum* STERNBERG, *Pagiophyllum* cf. *peregrinum* LINDLEY and HUITON, *Elatocladus* cf. *heterophylla* HALLÉ などからジュラ紀初期であろうとされている(GUNN and WARREN, 1962) が、カイエビ化石からもそれに近い年代が考えられる。

日本列島における白亜系関門層群からの *Euestheria* の産状および現生のカイエビの観察から当時の南極横断山脈の古環境についても言及する。

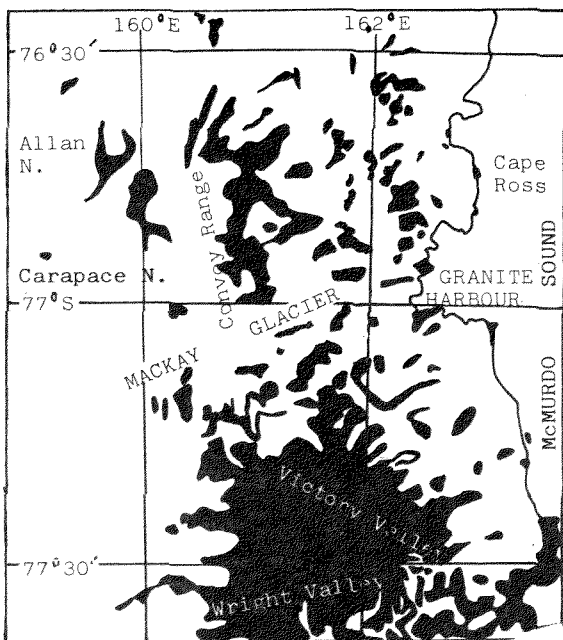


図1. Carapace ヌナターク位置図。

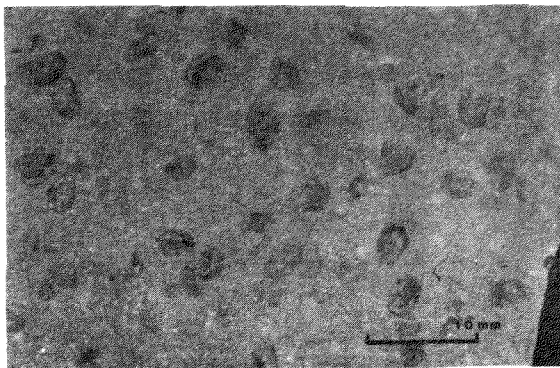


図2. Carapace ヌナターク産カイエビ化石の産状。

# 南極産鉱物の記載カタログ作成計画について

松枝大治(秋田大・鉱山)・松原 聰(国立科博)・  
矢内桂三・白石和行(極地研)・本吉洋一(北大・理)

## I. 序言

南極露岩地帯の各種岩石は多岐にわたる鉱物群から構成される。個々の研究者により、研究目的に応じて各種鉱物相の同定・記載が行われ、その成因等が議論されている。一方、南極における鉱物資源問題は最近富みに注目され、特に有用鉱物の種類・量・用途に関する検討は重要な課題となっている。

現在、天然産の認定鉱物種は約3200種にのぼるのに対して、南極産鉱物種の総数は筆者の知る限りでは約250種足らずで、今後さらに鉱物種の追加が予想される。個々の研究者による鉱物記載はあるが、時に断片的であったり不十分な記載である事もあり、一部には他の鉱物種と誤認されている場合がある。各研究者による同一データの目的別相互利用および不足データの追加補充は、必ずしも十分円滑に進行しているとは言えない。

上記の観点から、南極産鉱物の記載カタログ作成および記載データの研究者間の相互利用を主要目的として、これまでの成果の集約と補足および新たな試料に関する記載分類を行う計画を立案した。本計画は、国立極地研究所共同研究課題\*として申請・認可され(昭和58年度～60年度)、現在進行中であり最終的に鉱物記載データベースおよび記載カタログの作成が予定されている。

## II. 記載データ様式

南極産鉱物の記載データシートの様式は、該当地学関係研究者による検討結果を総合して考案・決定された。Fig.1 に示される様に、それぞれForm A(透明鉱物用)およびForm B(不透明鉱物用)の2種が用意されている。天然における鉱物種は、その物理学的性質(結晶構造等)および化学的性質(化学組成等)により定義されるべきものである。従っ

て、このデータシートには鉱物種同定の根拠となった最低限のデータ記載が行われる事が狙いである。又、各研究者によるデータの相互利用を図るため、特に産状・図表・写真類の掲載されるスペースを有するのが特徴である。

## III. 項目解説

### A. 分類コード

鉱物種の分類法は、Dana(1962)やStrunz(1970)等により提唱されているが、これらの方は、主として鉱物をそれに含まれる陰イオングループの性質により分類(類Class)したもので、さらにGroup(族)に細分され、各鉱物種(Species)はそれぞれのGroupに所属する。本計画における分類コードもTable 1に示される様にそれらに準じる事とする。

Table 1. 鉱物分類コードリスト

Class	I	: Native Elements
Class	II - A:	Sulfides
	- B:	Sulfosalts
	- C:	Selenides
	- D:	Tellurides
	- E:	Arsenides
	- F:	Antimonides
Class	III - A:	Chlorides
	- B:	Bromides
	- C:	Iodides
	- D:	Fluorides
	- E:	Oxyhalides
	- F:	Hydroxyhalides
Class	IV - A:	Oxides
	- B:	Hydroxides
Class	V - A:	Carbonates
	- B:	Nitrates
	- C:	Iodates
Class	VI - A:	Sulfates
	- B:	Chromates
	- C:	Molybdates
	- D:	Tungstates
	- E:	Selenates
	- F:	Tellurates
Class	VII - A:	Phosphates
	- B:	Arsenates
	- C:	Vanadates
	- D:	Borates
Class	VIII - A:	Nesosilicates
	- B:	Sorosilicates
	- C:	Cyclosilicates
	- D:	Inosilicates
	- E:	Phyllosilicates
	- F:	Tektosilicates

\*: 南極産鉱物の記載と目録作成

-特に有用鉱物を中心に-



FORM A

(表面)

Code No.	Mineral Name	Locality	Sample No.
Collected by		Date	
Mode of Occurrences		Mineral Paragenesis	
Chemical Composition Methods : Chemical Formula :		Crystallographic Data Crystal System : Space Group :	
		Unit Cell Constants a = b = c = α = β = γ =	
Elem.		d	I/I, hkl
Total			
Optical Properties Refractive Indices : δ = α Δ I = Dispersion : Pleochroism :		Physical Properties Color : Streak Color : Hardness (H.N.) : Density : Cleavages : Twinning :	

(裏面)

Appendix (Photographs, Figures and others)
References

FORM B

(表面)

Code No.	Mineral Name	Locality	Sample No.
Collected by		Date	
Mode of Occurrences		Mineral Paragenesis	
Chemical Composition Methods : Chemical Formula :		Crystallographic Data Crystal System : Space Group :	
		Unit Cell Constants a = b = c = α = β = γ =	
Elem.		d	I/I, hkl
Total			
Optical Properties Color : Birefractance : Anisotropism : Reflectivity : Hardness : V.N.N. = P.N. = Internal Reflection :		Physical Properties Color : Streak Color : Hardness (H.N.) : Density : Cleavages : Twinning :	

(裏面)

Appendix (Photographs, Figures and others)
References

Fig. 1 鉱物記載データシート(見本). Form A:透明鉱物用, Form B:不透明鉱物用

## B. 鉱物名

鉱物名は原則としてIMA認定の英名を用いる。(必ずしも種名でなく、場合によっては族名も可)

## C. 産地

南極大陸上の採集地点が明確にされる様に、できるだけ各露岩地帯又は山脈・谷・火山等の名称を記載する。

## D. サンプル番号

原則として、採集者による記載サンプル番号を尊重する。

## E. 採集者名・年月日

主として採集者名および年月日(西暦)を記載する。

## F. 産状

現地および標本の肉眼的産状並びに顕微鏡下の産状等。

## G. 鉱物共生

肉眼又は鏡下の鉱物共生関係。

## H. 化学組成

- 分析法: 湿式法, XRF, EPMA etc. を記載。
- 化学構造式: 化学分析値を用いて計算された化学構造式。
- 分析値: 同一サンプル中の同一鉱物種の化学分析結果。組成異帯・不均質性等は明記する。

## I. 結晶学的データ

- 結晶系: 所属結晶系の種類。
- 空間群: Hermann-Mauguin 又は Schönflies の記号による記載。
- 測定方法: X線粉末回折計, 単結晶法, 粉末カマラ etc. の種類。
- 格子常数: X線データによる格子常数計算結果(誤差の併記が望ましい)。
- X線回折データ: X線粉末回折法又はカマラ法等による回折データ( $d$ , 強度,  $hkl$ )

## J. 光学性

<透明鉱物 Form A.>

- 屈折率
- 複屈折( $\delta$ )

- 消光角( $\alpha \wedge \beta$ )
- 光軸角( $2V_r$ )
- 光軸面(O.A.P.)
- 分散
- 多色性

<不透明鉱物 Form B.>

- 反射色
- 反射多色性
- 反射異方性
- 反射能
- 硬度: ヴィッカーズ硬度(V.H.N.)  
研磨硬度(P.H.)
- 内部反射

## K. 物理学的性質

- 色
- 条痕色
- 硬度: モース硬度階(M.H.)
- 密度
- イキ開
- 双晶: 種類と方位

## L. 付録

- 写真: 野外の産状, 標本写真, 顕微鏡写真 etc.
- 図表類: グラフ, 三角図, EPMA 線分析結果 etc.
- その他: 記載補足, コメント等。

## M. 文献

記載論文又は講演要旨等出典名。

## IV. データシートの利用と将来計画

### A. 標本の保存と利用

記載模式標本(岩石・鉱物標本および薄片・研磨片)は、極地研究所地学研究室に保存され、研究者の要請により試料の利用又は分割可能な状態に維持管理されるのが望ましい。

### B. データシートの保存と公開

各研究目的に応じた記載データの相互利用を促進させるため、記載データシートを極地研究所地学研究室に保存し、各研究者に公開する。但し、データの originality, priority の保全のため、引用に際しては当該研究者の承諾又は引用文献の明記が義務づけられる。

### C. 鉱物記載カタログ作成

鉱物記載データの集約的の進行状況を判断し、

適当な時期に「南極産鉱物記載カタログ」の作成を行う予定である。

(1)分類コード, (2)鉱物名, (3)産地, (4)産状, (5)化学組成; (6)結晶構造等各種の検索方式を可能とする様配慮する。

#### D. データバンクと鉱物検索

将来, 鉱物の記載データは, データバンクとしてコンピューターに保存され, 各研究者による端末機からの鉱物検索を可能とする様に計画を進める。この場合, 鉱物検索方式は

本計画は, 南極地学関係研究者による積極的な協力なしには實際上遂行不可能であり, 計画主旨を御理解の上, 絶大なる御協力を切に願望する。

## 極地研究所所蔵の南極産岩石標本について

日本南極観測隊 (JARE) がこれまでに南極地域から採集してきた岩石試料は、おそらくほう大な数量にのぼるだろう。これらの試料は、ある期間、それぞれの採集した研究者の手許におかれたのちは、共同利用に供せる形にして子孫に伝えていくべきであろう。ことに、昭和基地周辺での初期的な地質調査が一段落した現在、これらの試料は、たまたことでは二度と手に入れる機会のない貴重なものとなりつつある。これらの試料を適切に管理保存し、必要とする研究者に供することができる体制にしておくことは、極地研究所の重要な使命と考える。

### 現状

極地研には、数年前に岩石資料庫が創設され、所内に分散していた試料を一室に収容することが可能になった。ここには現在、3,000~4,000点の試料が収められている。大部分が岩石であるが、銹物砂、礫、ボーリングコア、粉碎試料も若干含まれている。試料は本来、戸籍簿としてのデータシート、認識票としてのラベル、そして採集地点図が添えられたうえで、系統的に保管されるべきであるが、これまでは必ずしも満足できていなかったため、現在これらの作業を行い、約2,000点についてはほぼ完了した。

しかし、JAREで採集し、研究が一通り終了した試料で、現在まだ各研究者の手許にある試料が相当数あると考えられる。今後、作業の進行とともに順次、そうした試料の送付を呼びかけるものである。

### どのような試料を保存するか

極地研で保管、共同利用に供する試料はその「かたち」(岩塊、岩片、銹物粒、砂、礫、泥、粉末)にかかわらず、次のような条件に適合するものとする。

- ① その地域の代表的な試料
- ② ユニークな特徴をもつ試料

白石 和行・矢内 稚三  
小島 秀康・船木 栄 (極地研)

③ 記載や分析値が公表されている試料

④ その他。

これらの試料は展示用と研究用に大別される。ここでは主に研究用の試料について述べている。

### どのように管理するか

試料には、その履歴を示すデータシートと採集地点図が添えられなければならない。データシートには、①オリジンの正確な記載、②最新の情報、③容易な検索の3つの機能が要求される。①は採集者本人の手にと委ねられる。②と③は重要な問題であるが、現在のところ結論を見出していない。担当者や関係者に直接問い合わせることが実際的である。

試料の配分については、現在はとくにルールは設けられていないが、対象試料の現在量に応じて、採集者と相談して配布している。

### 今後の問題

① 試料がダイナミックに扱われるほど、試料やデータシートのメンテナンスはヤっかいとなる。試料配分の需要を予測することはむづかしいが、あまり増大する前に解決策を見出す必要がある。

② 試料配分の需要は、利用者への情報の多さによるだろう。なるべく早い時期に、充実した「所蔵目録」を必要としている。

われわれは、採集者が納得でき、しかも、利用者の便宜を考慮した試料の管理体制を考えていきたいと思う。

## しらせの海上重力測定システム

瀬川 爾朗 (東大海洋研) 神沼 克彦 (国立極地研) 植田 義夫 (水路部)

日本の南極観測隊による南極周辺の海上重力測定は、第21次南極観測(昭和54年)より本格的に始められ、極地研と東大海洋研の共同研究によってNIPR-ORI型という船上重力計があらたに開発された。この重力計を使った観測は、第21次から23次までの3年同行なわれ多くの貴重なデータがえられた。第25次観測(本年)より新砕氷船しらせが就航したので、海上重力計の主な部分をしらせに移設し、さらにしらせの新しい設備にあうようにシステムが拡充された。

ふじの場合にくらべて、しらせにおける重力システムの改良点の第1は、重力計センサー部が船の動揺の中心部に置かれたことである。その場所は重力観測室(約12m<sup>2</sup>)に設けられている。データ処理部は、ここよりも2階上部の第=甲板のとも穿りにある第=観測室に設置されている。第=観測室は重力以外のデータ処理にも使用されるよう広い空間をもち、エアコンが完備している。重力観測室でえられた重力加速度をリアルタイムで処理するため、この室と第=観測室の間に100

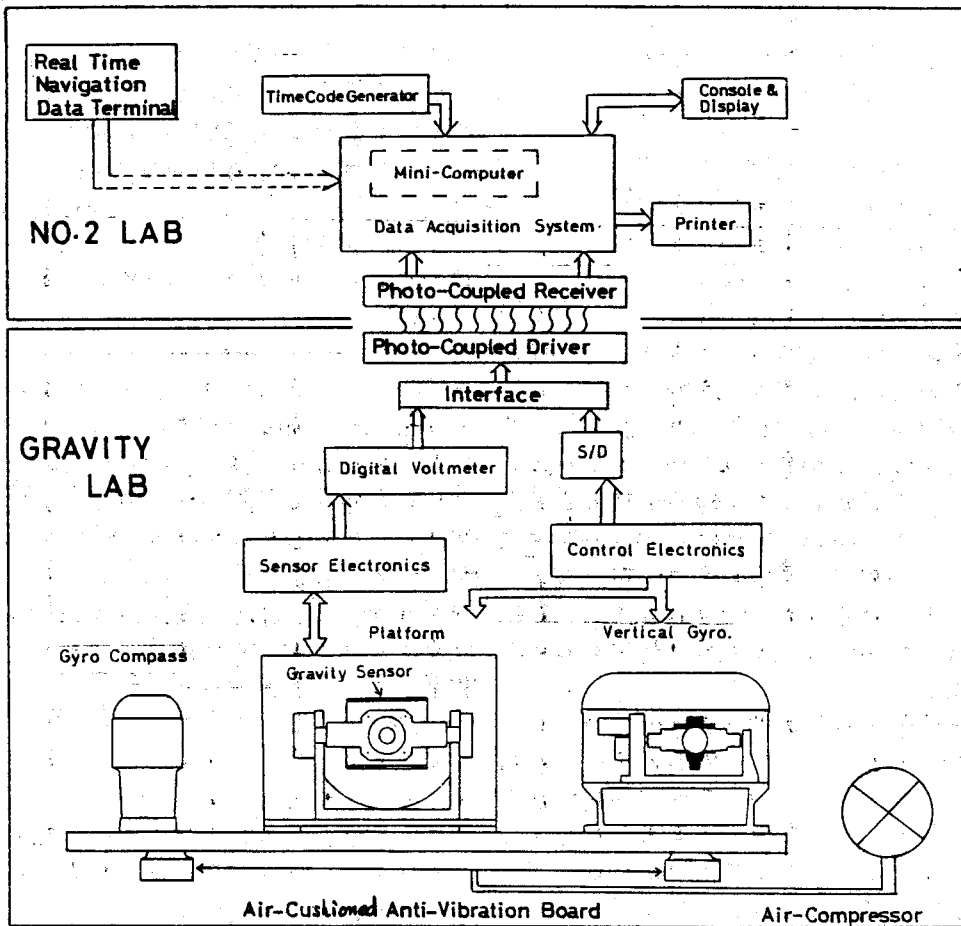


図1. しらせの海上重力測定システム。下部は重力観測室に設置のもの、上部は第=観測室に設置のもの。

組の「Twisted pair」ケーブルが敷設されている。このケーブルの長さは約40mと思われる。

図1にしづせの海上重力システムのプロック構成が示されている。重力観測室には鉛直ジヤイロ、水平プラットフォーム、ジヤイロコンパスが一枚の防振鋼板の上に設置されている。レーザー型重力センサーがプラットフォーム上に納められている。重力観測室が船の動揺の中心にあるという事は、船のエンジンの近くにあるという事を意味する。しづせの重力観測室は推進用ジーゼルエンジンの直上にあるので、エンジン回転時の振動はかなり大きい。このため、しづせの重力観測室は空気バネで支えられた船体のより防振台を特別に製作した。空気バネは上下左右に取付けられ、空気源としてエアコンプレッサーも備えられている。重力観測室から送られる情報は、デジタルに変換された重力加速度値と船の方位情報である。これらの情報は、フォトカオードによって一旦光に変換され、再電流にもとずくことにより、ケーブルを介して重力観測室に送られる。図1の photo-coupled driver と receiver がこれである。船内では接地電位の変動が大きいので、これだけ長いケーブルはよって、直結方式で信号を安定に送ることはむずかしいのである。

重力観測室には重力データ処理装置として NOVA3 型ミニコンピュータシステムがある。このコンピュータはバックアップ装置をもつ。一方が故障したときに救援がきまるようになっている。IO 装置にはデュアルフロッピーディスク、磁気テープ、およびプリンターがある。また CRT デイスプレイもキキボードより、コンピュータの制御と出力のモニターを行なう。最終的な重力データは1分毎に計算す

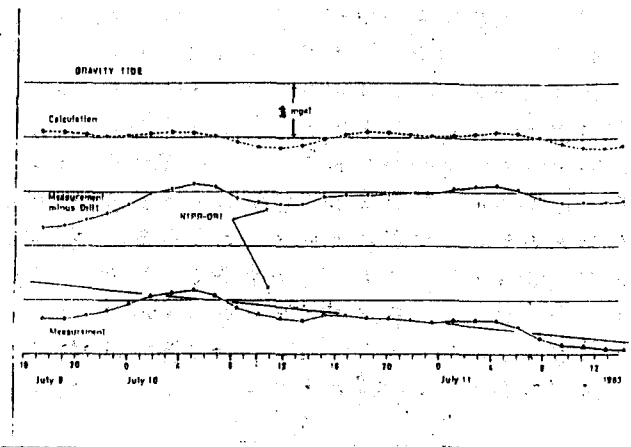


図2. NIPR-ORI 重力計を用いて、陸上実験室において地球潮汐の観測をしたもの。

上のカーブ：重力地球潮汐の理論値。

中のカーブ：重力地球潮汐の観測値。

下のカーブ：ドリフトを含む重力地球潮汐の観測値。

横軸は1日毎が1時間、縦軸は1目盛が 1 mgal。

れるが、データの出力は、1, 2, 5 分のうちのリフレッシュの間隔で行なわれることになっている。

しづせにおいては、Navigation の情報も示していることと飛躍的に進歩した。重力観測室には、リアルトラムの Navigation 情報（船位、船速、水深、風向、風速、水温、気温など）のデジタル出力端子がある。将来はこの出力もコンピュータに直接し、データ処理の効率をあげる予定である。

NIPR-ORI センサーの特性についての研究も大分進み、将来 1 mgal の Resolution に到達していたものと 0.01 mgal を目指した。その成果の1つとして図2に重力潮汐の記録を示す。時は1983年の7月9日から11日までであるが、理論値にかなり近い潮汐記録がえられた。

砕氷船「ふじ」から試みたスパーカーによる海底音波探査

森脇喜一(極地研)

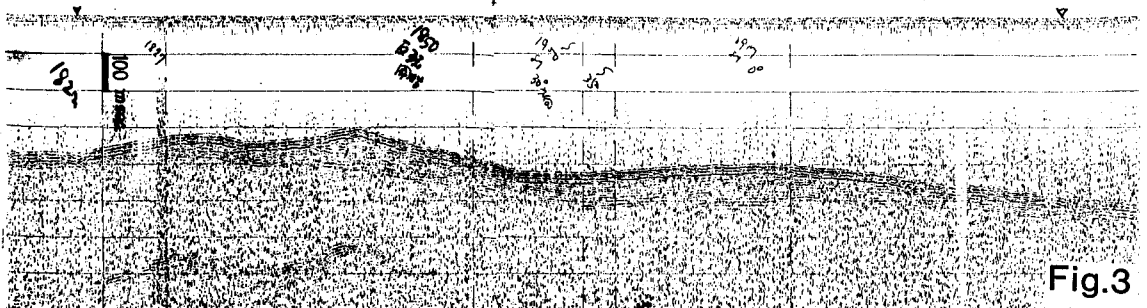
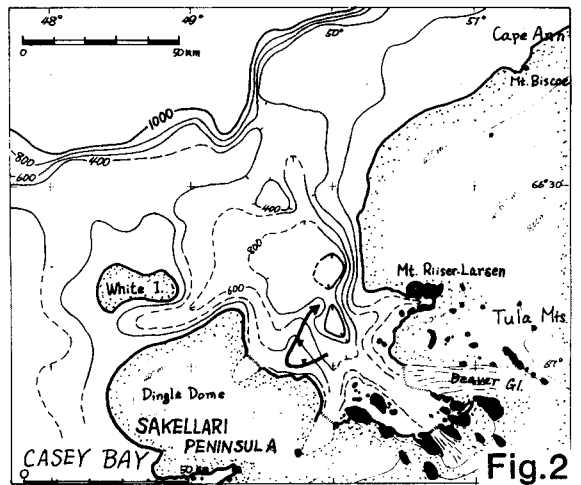
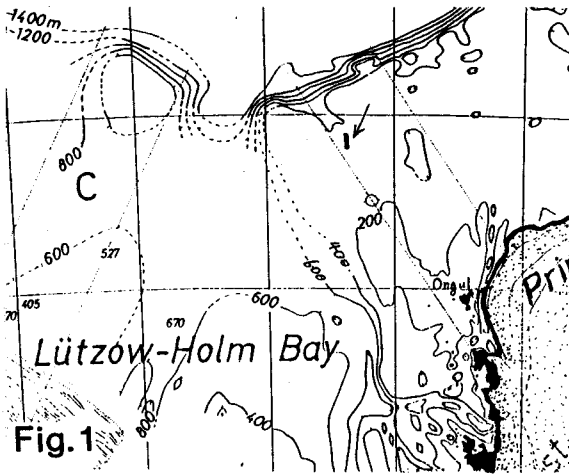
JARE-22往航・23復航で、それぞれリュツォホルム湾沖、アムンゼン湾で音波探査を試みた。

リュツォホルム湾沖では、氷湖を横切る約30分間、5km程の距離で実施できた。場所はオンゲル諸島から北西に伸びるリッジ上で、水深は210~290m(220~230mのところが多い)である(Fig.1矢印)。機器の不調もあって良好なプロファイルは得られなかったが、以前より海岸に近い海域で行った採泥作業の結果から予想されたように、海底は基盤岩が露出している。

アムンゼン湾では海氷がなくスパーカーレイ等の突航に支障はなかった。湾内に1000mをこす凹地(トラフ)があることが知られていたため、それを横断するプロファイルをと

得るべく試みたが、水深の大きい処ではエコーが得られなかった。次に、湾内の詳しい海底地形は不明であったので、できるだけ浅い海底を探るべく海岸に近寄りまた離れる道路をとった。3時間余り、約25kmのプロファイルが得られた(Fig.2,3)。

アムンゼン湾中央の凹地(Beaver fl. 沖の沈水氷倉谷?)の西には、SAKELLARI半島南東部から北に伸びるリッジがあって、あまり厚くはないが堆積物から成る(Fig.2.3のV印の向)。その前後は堆積物を載せた基盤岩から成るようである。この堆積物および地形は、その分布と断面形態から氷床拡大期のモレーンとみられる。



昭和基地北西沖およびモーソン基地（オーストラリア）  
北方沖海底の有孔虫遺骸群集（予報）

多井義郎（広島大・総合）

今回報告する有孔虫試料は、筆者が1979年ソ連邦高等・中等教育省の招きでモスクワ大学地質学部に滞在中、ソ連科学アカデミー海洋研究所訪問の際、同所サイドウツ教授から筆者持参のものとの交換研究用試料として贈呈された16試料のうちの一部である。

Table 1 に示す16地点の底質試料は、すべてソ連砕氷観測船オビ号の採泥(1956~57)によるもので、その分布は東経24°から150°にわたる東南極大陸の海岸沿いに散在する。地点の水深も104 mから最深3,686 mに及んでいる。

今回は、以上の16地点のうち、昭和基地最寄りの3地点(Loc.nos. 1~3)とそれ以外の最も近いモーソン基地沖の4地点(Loc.nos. 4~7)を取り上げ、その底質から検出した有孔虫遺骸群集について予察的内容を報告する。採泥時における海況の諸条件も詳らかでなく、深度・位置要因のみであり、もちろん現在行われているような生殻・死殻を区別し

た議論はできようはずはなく、両者を含む混合遺骸群集であるから、これの解析による大胆な推論は厳に慎まねばならないと考えている。

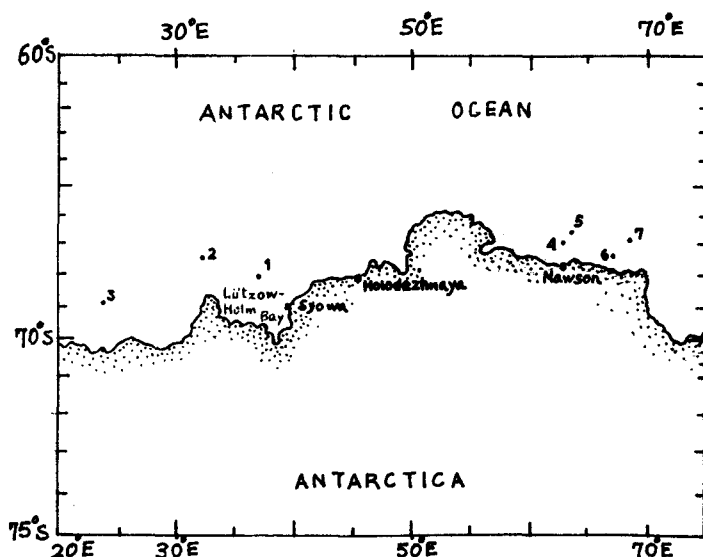
前回KATO・TAI(1979)が報告した表層堆積物中の群集は、大部分水深100 m以浅のリュツォホルム湾内に限られたものであったが、今回は3地点とはいわゆる外から西方に及び、水深も900 m以深であるため、相補的に研究の俎上に上せることができるであろう。その他の既報告のものおよびモーソン基地沖産群集とも、その群集分布・群集組成の特徴など、その比較考察を若干試みる。

群集解析とは別に、総じて南極海産底生有孔虫個体には大形のものが多く、同種であっても中・低緯度地域産のものに比べて、“肥満型”個体が目立つのはまことに興味深い現象である。

Table 1 Locality and depth of samples

LOC. Nos.	S. Lat.	E. Long	Depth
1	67°55'	37°25'	1,547
2	67°30'	32°25'	934
3	68°55'	24°00'	3,243
4	66°55'	63°05'	104
5	66°35'	63°55'	187
6	67°25'	67°20'	130
7	66°55'	68°40'	154
8	63°45'	76°50'	3,686
9	59°00'	77°55'	1,291
10	66°15'	89°15'	486
11	66°25'	92°00'	284
12	65°30'	111°20'	197
13	65°45'	112°50'	182
14	65°15'	126°05'	397
15	67°55'	147°00'	1,056
16	67°20'	149°00'	656

Figure 1 Sampling locations





昭和基地周辺地域の堆積物中に含まれるアミノ酸 (予報)

佐々木清隆 (東北大) ・ 森脇善一 (極地研)

堆積物中のアミノ酸は、堆積環境指示物質あるいはそのラセミ化反応と利用した堆積年代指示物質として、地質学の分野で用いられている。しかし、通常の堆積物は人工有機物の添加がない、すなわち汚染されていないとは言えない。この意味で、高緯度地域の堆積物はコンタミネーションが少ないと期待される貴重な試料である。しかし、一方では、極く微量しか含まれていないアミノ酸については南極地域での報告はほとんど見られない。従って、南極の堆積物にどの程度のアミノ酸が含まれているかという点から検討せざるを得ない。

上記の様な観点から、濱着らがJARE 22 越冬中に採集した堆積物10試料(表)について、総アミノ酸量、アミノ酸組成、有機炭素量、全窒素および2種のアミノ糖含有量を求めた結果、次に述べるようなことが明らかになった。

1. 本地域の現世海底堆積物中の総アミノ酸量、ガラクトサミン量、グルコサミン量、有機炭素量、全窒素量は各々  $0.900 \sim 2.068 \mu\text{M/g}$ ,  $0.006 \sim 0.042 \mu\text{M/g}$ ,  $0.002 \sim 0.015 \mu\text{M/g}$ ,  $0.11 \sim 0.27\%$ ,  $0.02 \sim 0.05\%$  である。これらの値は淡水湖底堆積物および隆起氷河成堆積物の2~5倍であり、一方、還元湖底堆積物および隆起陸藻質海成堆積物と比較すると1/2~1/3である(表1回)。さらに上記の有機炭素量はリュソホルム湾およびガネウス浅瀬の泥質堆積物(杉村・野口, 1961)のそれとほぼ等しい。窒素量は本海域の方が本域よりも多く、%比も本海域のもの

の0.11~0.25で杉村ら(1961)の資料よりも高い。これは杉村らが有機態窒素を求めたのに対し、濱着らは全窒素を求めたことに原因していると思われる。また窒素固足率の問題にも関連しているので、窒素に関するこれ以上の議論は現在のところできない。

2. ここで取扱った海底堆積物(リーフ灰色粘土)中のアミノ酸、有機炭素および全窒素を日本近海の資料と比較すると、これらの含有量は四国海盆の灰色粘土(佐々木, 1972)の約1.5倍であるが、青泥に関しては四国海盆(佐々木, 1972)、粟田湾(寺嶋, 1972)のものと同程度である。

3. 昭和基地周辺地域の堆積物から抽出されたアミノ酸は、トリプトファンを除く18種の蛋白質構成アミノ酸と4種の非蛋白質構成アミノ酸である。アミノ酸組成については10試料の間でほとんど差が認められない(表2回)。組成比の大きい順に掲げると次の様になる。

- a) 10%以上: Gly, Ala, Val, Leu.
- b) 3~10%: Lis, Asp, Glu, Thr, Ser, Pro, Ileu, Tyr,  $\beta$ -ala.
- c) 1~3%: His,  $\gamma$ -ABA, Arg, Met, Phe.
- d) 1%以下: Orn, Hydro-pro, Cys, D-alloiso.

4. しかし、上記の傾向にもかかわらず、堆積物中のアミノ酸の大部分を占める中性アミノ酸を除き、微量成分としての塩基性アミノ酸、酸性アミノ酸、非蛋白質構成アミノ酸量を端成分とする三角アイソグラム(佐々木, 1973)上では、現世海底堆積物と隆起氷河成堆積物は非蛋白質構成アミノ酸に相対的に富む位置にプロットされる(表3回)。一方、淡水

表1 試料

試料番号	採集場所	備考	
Y 24-03	オングル海峡C (水深 294m)	現世海底堆積物(リーフ灰色粘土)	
Y 27-02	南オングル島北方 ( " 161m)		
Y 11-01	ランブナ水河沖 ( " 648m)		
Y 07-02	ホノール水河沖 ( " 288m)		
Y 04-01	リュウボロウ湾 C-19 ( " 778m)		
Rkm-1	リュボ-フスラネ ( " 10m)	淡水湖底堆積物(リーフ灰色含礫シルト)	
Rkm-3	リュボ-フスラネ ( " 10m)		
Y 12-02	ランブナ(親指地) ( " 7m)	還元湖底堆積物(黒色シルト~細砂)	
Funa-1	スカルプスネ(街道地) (地表)		隆起陸藻海成堆積物(リーフ灰色陸藻質シルト)
X 17-02	スコーレン(北ガ3甲) (地表)		

湖底堆積物は塩基性アミノ酸に富み、還元湖底堆積物および陸起珪藻類海成堆積物は酸性アミノ酸に富む。このダイアグラム上での分布のパターンは温帯地域における従来の傾向と一致しない。アミノ酸組成は、極地における堆積環境や生態の特異性、あるいは堆積碎屑粒子の供給物質の差異などにより決定されるためと推定している。

5. L-イソロイシンから鏡成作用の過程で生成されると考えられるD-アロイソロイシンが全ての試料から検出され、%比は0.09~0.63にも達する。このD-アロイソロイシンと同様に蛋白質を構成しないオルニチン、 $\beta$ -アラニン、 $\gamma$ -アミノ酪酸もまた多量検出された。陸上生物がほとんど生育しない高緯度地域の堆積物中に非蛋白質構成アミノ酸

が少量含まれている理由については現在のところ不明である。

南極の堆積有機物に関する資料が非常に少ない現在これ以上の考察はできないが、今回の研究によって浮彫りにされた問題点を解決すべく、下に略記するような方法で検討していただきたいと考えている。

a) 窒素量

堆積物の分析において無機態窒素の増大をきたす雲母類の含有量測定、および有機態窒素の含有量の直接測定。

b) 総アミノ酸量およびアミノ酸組成

酢酸アンモニウム処理(佐々木, 1973)を用いた結合型アミノ酸の定量。

c) 各種供給母核中の有機物

藻類、苔類、その他の南極の生物体(氷床中のものも含む)中の有機物の定量。

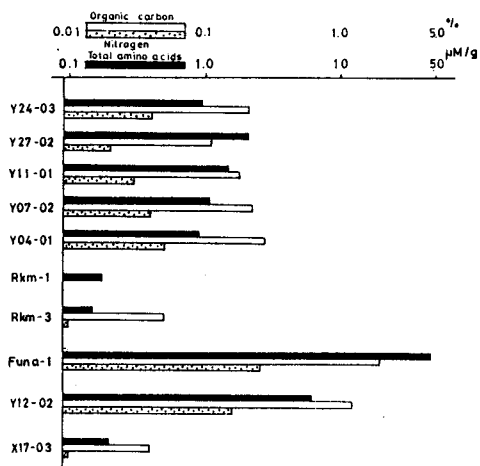


表1 有機炭素量、全窒素量、総アミノ酸量

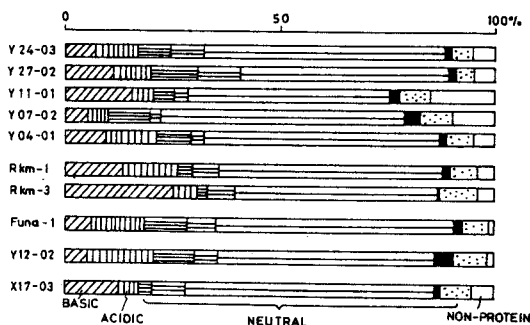


表2 アミノ酸組成

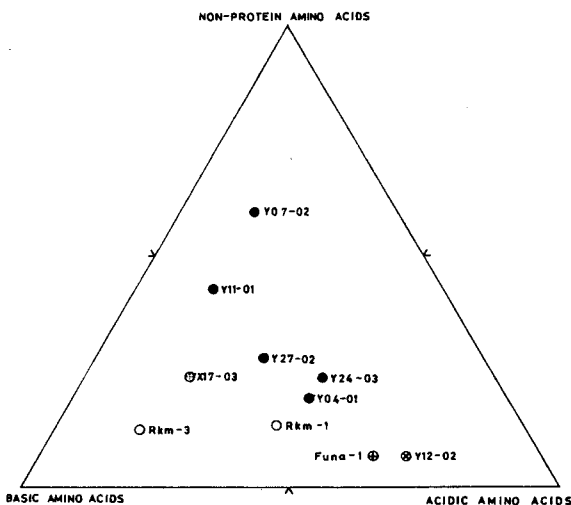


表3 n-PAA-BAA-AAAダイアグラム

なお、アミノ酸およびアミノ糖は、6規定塩酸水解後、アンバーライトIR-120 AGで脱塩し、アミノ酸自動分析機 JEOL-5AH で定量した。また、有機態窒素と全窒素量はCHN-100型を用いて求めた。

# 白嶺丸によるロス海の海底地質調査結果

—重力・地磁気・ヒートフロー—

佐木和夫（石油開発技術センター）

石原実夫・上嶋正人（地質調査所）

## 1. はじめに

石油公団では、昭和57年11月29日から昭和58年3月11日までの103日間、通商産業省資源エネルギー庁からの委託を受けて、南極ロス海及びデュモンデュアビル海の一部の海底基礎地質調査を実施した。

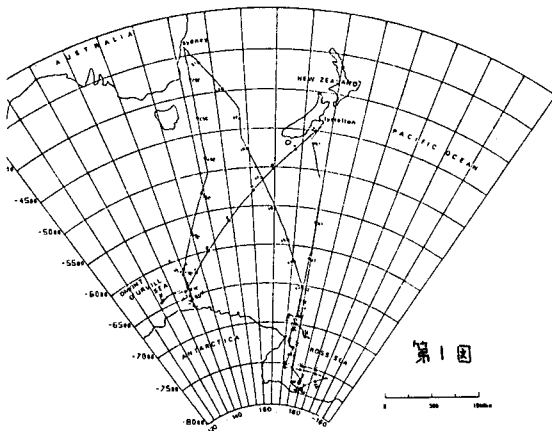
調査団は石油公団のほか工業技術院地質調査所その他のメンバーにより構成された。

全調査日数には日本からの往復航が含まれており、実際の調査は原則として南緯60°以南の海域が対象にされ、ロス海で23日間、デュモンデュアビル海で11日間の計34日間である。

第1図にはオーストラリア、ニュージーランドよりの往復航を含む全航跡を示してある。

調査船には金属鉱業事業団の「白嶺丸」を使用し、次に述べる6項目の調査を行った。

- ①、マルチチャンネル反射法地震探査
- ②、屈折法地震探査
- ③、重力探査
- ④、磁気探査
- ⑤、ヒートフロー測定
- ⑥、採泥



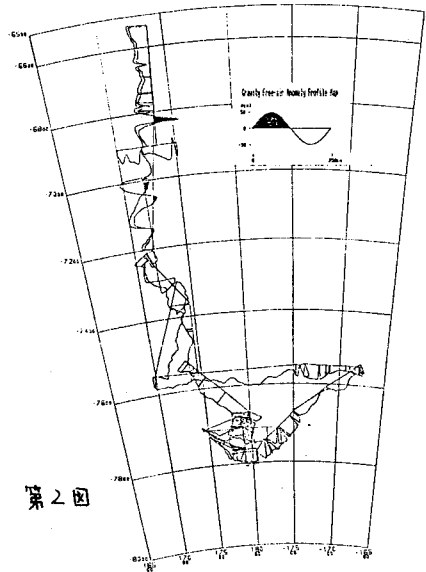
第1図

港から期間中連続で行った。

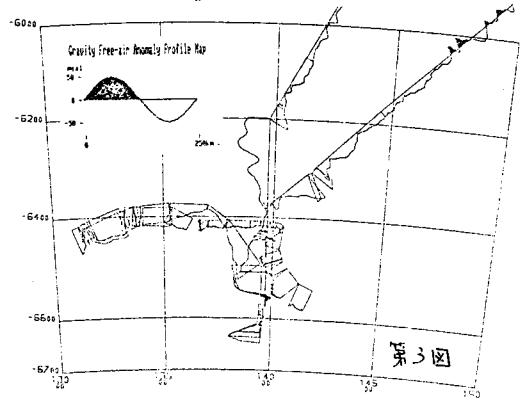
重力値はシドニーにおいて較正をし、フリーエア異常の計算はIGSN67の重力式によった。

又、フリーエア異常は海水の密度を $1.03 \text{ g/cm}^3$ 、地殻の密度を $2.67 \text{ g/cm}^3$ として求めた。

第2図にはロス海のフリーエア異常を、第3図にはデュモンデュアビル海のフリーエア異常をとれど表示した。



第2図



第3図

## 2. 調査概要

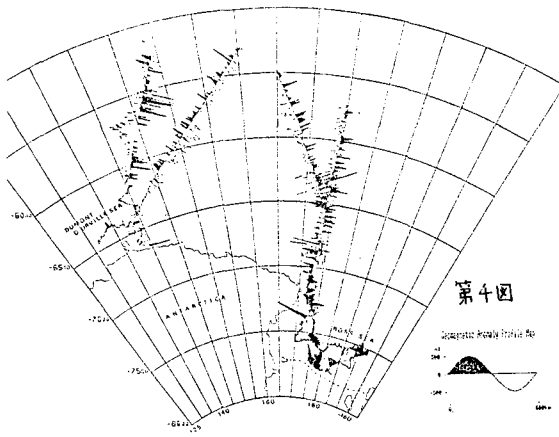
### 1) 重力探査

重力測定は白嶺丸搭載のラコス社製の船上重力計を使用し、オーストラリアのシドニー

### 2) 磁気探査

地磁気測定にはジオメトリックス社のプロトン磁気計を使用した。

第4図には、IGRF1975により求めた、調査海域全域に亘る地磁気異常を示した。



第4図

3). ヒートフロー測定

ヒートフローの測定は2つの方式を使用した。

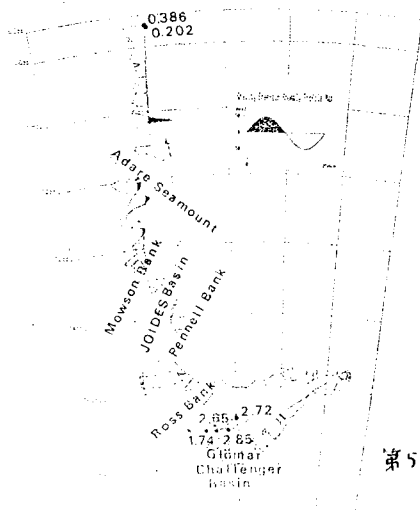
α). ピストンコアラー型

採泥管の外側に3~6個のセンサーを取り付けて、採泥と同時に地温勾配を測るもので、大水深の軟堆積物での測定に使用した。

β). フローブ型

6ヶのセンサーを内蔵したフローブで地温勾配を測る、硬堆積物での測定が可能だが、採泥を同時に行えない。

今年度はピストンコアラー型で5点、フローブ型で4点の測定を行った。結果は第5図に示した。



第5-1図

3. 調査結果概要

リ. ロス海

ここではロス海とは南緯72°以南の水深が1000m程度より浅い部分のことを言う。

ロス海の中には複数のbankやbasinがANE~SSW方向に並んでいるのがみられる。

重力フリーエア異常は全体的にマイナス10mgal程度のバイアスを持ち、一見無傾向な分布を示すように思われるが、詳しく見ると地形に対応していることもわかる。

一方、重力アーゲー異常は全体的にほぼゼロである。

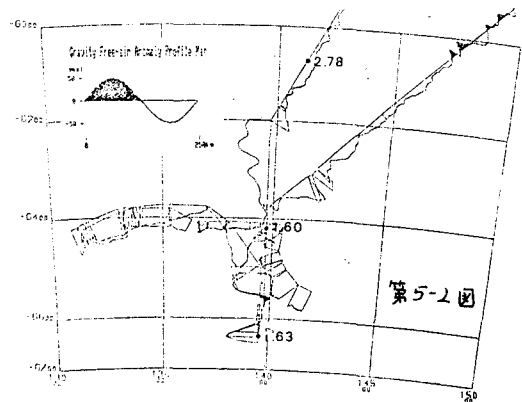
地磁気異常は、おおむね、振幅が500nT以下である。波長は200kmオーダーの顕著なものがあり、さらに詳しく見ると、この長波長の異常に、振幅が100nT程度、波長が数10km程度の異常が含まれていることがわかる。

我々の調査結果のみからでも、地磁気異常にNW-SSW方向の傾向を見い出せる、これは地形のトレンドとは異なるが、地震探査の結果から推定されるN-S方向の2つのbasinの影響かも知れない。

又、このような異常が海洋底拡大に伴うものであるとする可能性は捨てられない。

ヒートフローは、底質の状況から比較的に狭い海域に集中してしまっただ。

いずれも高ヒートフローを示しているが、水深が600m程度と浅いので水温変動の影響も考えなければならぬだろう。



第5-2図

## 2). ロス海入口部

ここは Pacific-Antarctic Ridge に付随する fracture zone 群の中であり、NW-SE 方向に連なる海山列等で複雑な地形を示している。

重力フリーエア異常はこの海域においてもマイナス 10 mgal 程度のバイアスを持っているが、地形との対応性は良い。

地磁気異常は振幅が 500 nT 程度で波長が数 10 km の規則正しいものが見られ、これは明らかに海洋底拡大に伴うものである。

一方、ヒートフローは異常に低い値を示しており、この原因は正確にはわからないが、fracture zone の影響かも知れない。

## 3). デュモンデュアビル海

この海域の調査はロス海入口の開氷時期を待つ間に行われたもので、今年度この西側の調査が実施される。

重力フリーエア異常はロス海と同様に全体の存負のバイアスを持っている、しかしその大きさは水深 4000 m 付近を境界にして、海洋側がマイナス数 mgal、大陸側はマイナス 10 mgal 程度とはっきりと区別される。

大洋底から大陸棚に向う測線に見られる重力フリーエア異常、アーゲー異常は、大西洋型マージンに見られるものとよく似ている。

地形とフリーエア異常、地震探査から推定される basin の分布とフリーエア異常との対応も見られる。

地磁気異常は全般的に小さく数 100 nT 以下である。

海洋底拡大に伴うと思われる地磁気異常は水深 4000 m 付近で消滅し、それより陸側でははっきりしたことが、この海域が地磁気平坦帯と言われる所以であろう。

我々の調査では南磁極点のごく近くを通過しており、最大 67600 nT の全磁力値を観測した。

ヒートフローは深海底で 1 点、コンチネンタルライズで 1 点、コンチネンタルスロープで 1 点の計 3 点を測った。

深海底ではかなり高い値を示しており、他の 2 点は平均よりやや高い値である。

白濁丸によるロス海の海底地質調査結果

- 反射法地震探査及び屈折法地震探査 -

及川信孝・金田義行(石油公団) 横倉隆伸・加野直己(地質調査所)  
77田正明(地球科学総合研究所)

石油公団では昭和57年度にロス海及びバテューモンデュアビル海において海底地質調査を実施したが、ここでは調査の一環として行われた反射法地震探査及び屈折法地震探査の結果の概要をロス海内部を主として述べる。

1. 調査概要

(1) 反射法地震探査

震源はエアガンを使用し、24チャンネルの氷海用ストリーマーケーブルで6重合の記録を取得した。

(2) 屈折法地震探査

ソノバイとエアガンを使用し、反射法地震探査と並行して観測を行った。1測点当たり約25kmのデータを取得した。

2. ロス海調査海域

ロス海内部の調査海域は、東側をマリバードランド、西側をビクトリアランドに囲まれたロス海で南緯約73度30分~77度45分及び東経170度から180度を挟み西経約168度の範囲にある。

この海域の海底地形は、経度180度を境界として東側で比較的低いリッジ(高さ150m程度)が北-南の方向性を示し、西側については北北東-南南西の方向性をもち東側に比べて高いリッジ(高さ300m程度)大陸棚上に存在する。

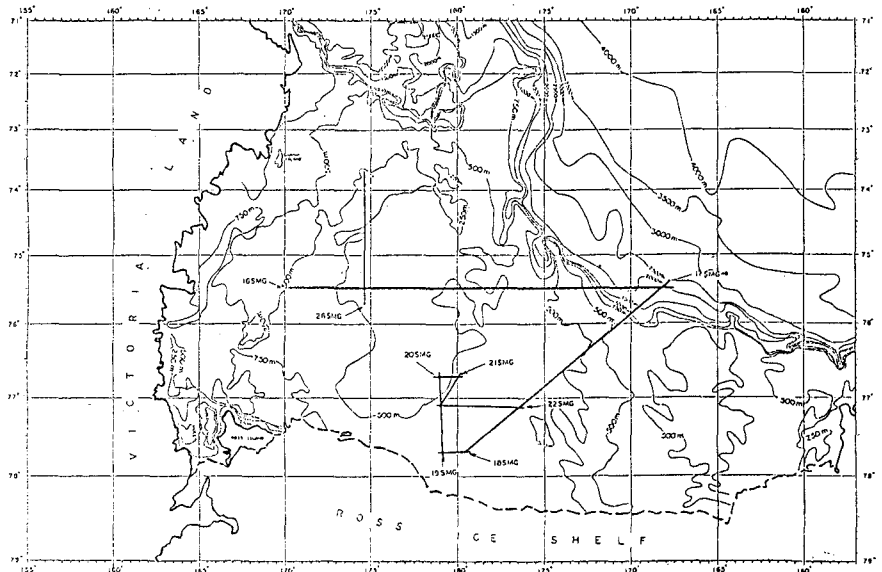
ロス海及びロス棚氷は東南極クワトンと構造的に若い西南極の境界に位置し、この境界地帯は地形的にロス海からウェッデル海を横切る低地帯を形成しており、現新世には既に存在していたと考えられている。

3. ロス海調査結果概要

今回の調査の結果、経度180度に沿う基盤の高まりを2つの堆積盆が東西に分かれて存在することが確認できた。

東側に存在する堆積盆は、堆積層が大陸棚より大陸斜面の方向に発達している。又、堆積盆は、大陸棚上で堆積層が大陸に向けて海底付近でランゲートされる構造を示す。

ロス海の海底地形  
及び反射法地震探査  
測線図



ここでの屈折法地震探査の結果から、音響基盤の速度は、 $5.0 \text{ km/sec} \sim 5.2 \text{ km/sec}$  で堆積層厚は最大約4kmと推定される。

西側に存在する堆積盆については、反射法の記録では南-北方向にゆるやかに褶曲する堆積層がみられるが、音響基盤は明瞭でない。

屈折法の結果では、音響基盤の速度は  $5.0 \text{ km/sec} \sim 5.9 \text{ km/sec}$  を示す。堆積層厚は最大約3.5kmと推定される。又、西側堆積盆で実施されたDSDP(国際深海掘削計画, site 273)の結果と上述の屈折結果を加味すると当堆積盆では古第三系の地層の存在する可能性が強い。

#### 4. ロス海入口及びデューモンデュアビル海調査結果概要

##### 4) ロス海入口

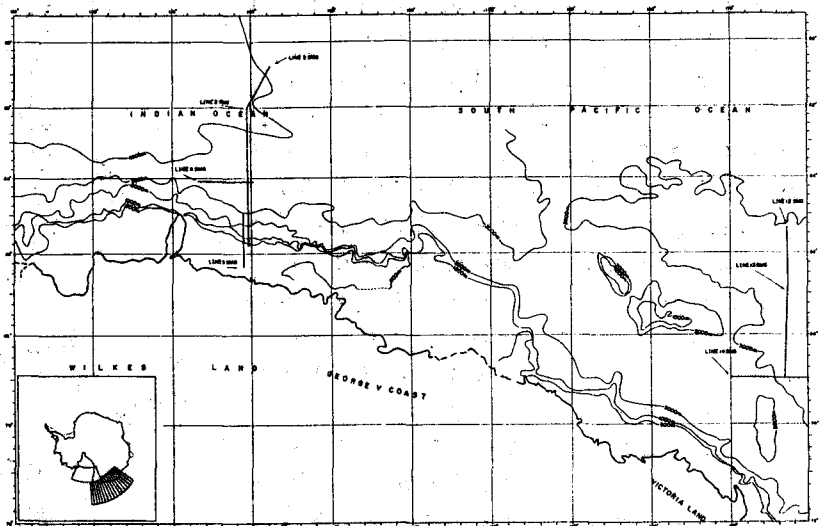
海洋性の基盤の上に、最大約1.5秒程度の堆積層が存在し、その所々に海山がみられる。堆積層は東に向かって薄化する。

##### (2) デューモンデュアビル海

この海域では、太平洋から大陸棚に向かう記録上に海山がみられるが、この海山の北側では音響基盤が起伏にとり、南側では比較的平坦である。

堆積は、陸側に向かって層厚を増してゆき、成層した堆積層が海底下約2.5秒をこえて認められる。

ロス海入口及びデューモンデュアビル海の海底地形及び反射法地震探査型線図



白嶺丸による南極周辺海洋地質調査航海 (TH 82-1, ロス海及びデューモンデュアビル海域) で得られた柱状堆積物の残留磁気

上嶋 正人・佐木 和夫  
(地質調査所) (石油開発技術センター)

1982年11月29日～1983年3月11日まで、石油公団による南極地域石油基礎地質調査における白嶺丸の航海 (TH 82-1) において、デューモンデュアビル海域で3本のロス海入口で3本のピストンコアによる柱状堆積物試料を採取した。さらにロス海の中では、グラビティコア (大口径約16cm) により3本の柱状堆積物試料を採取している。これらの柱状堆積物試料について、コア内装のインナーチューブごと2つ割りにした断面から2cm x 2cm x 2cmの立方ケースをスコッチテープで10コフなげた試料ケースにより連続的に磁性測定用堆積物試料を採取した。2cm立方の小ケースは船上ではそのまま (2cm巻半径) 抜き出して5本 (5コ) 入るケースに入れ、ビニールテープで巻いて乾燥と防止するようにした。実験室ではカーブスコープと切斷して、1個ずつ測定できるようにし、SCT社の Model C-113 により測定を行った。個々の試料について全て測定すると交流消磁を含めて8mのコアでは約800回の測定が必要になるが、今回は大きな異常は必ず2個以上で変化がでると考えて2つおきに測定、交流消磁後の再測定を行った。結果について簡単な報告とする。

図1は今回の調査の全体図で、図2-1, 2, 3は各コアの位置と示す拡大図である。測定結果の例として、図3-1, 2, 3に3本のコアの典型例を示す。各図中の左端は Intensity (強度)、中央は Declination (ただし relative Declination, 相対的偏角で最上部を北向きと帯磁しているものと仮定している)、右端は Inclination (伏角) である。伏角については南緯60°近くとあって直 (上向き) の角なり大きな角度を示している。

しかし、これらのコアの中にはかなりの頻度で、アイスラフトによると思われる大きな砂～小礫が入っており、たまに1点のみ強くなり磁化方向も大きく変化する試料が存在する

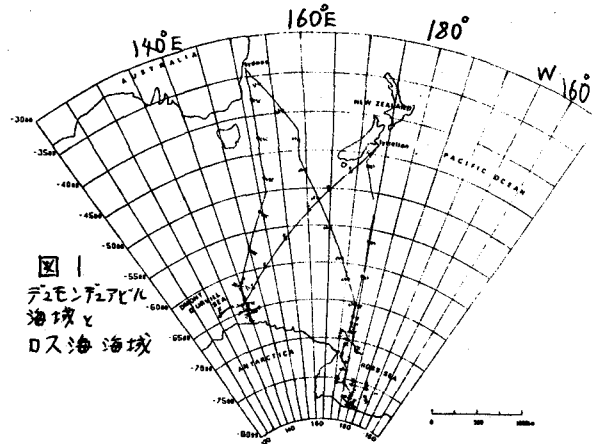


図1  
デューモンデュアビル  
海域と  
ロス海海域

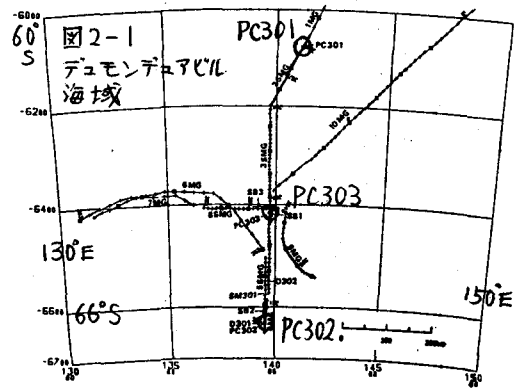


図2-1  
デューモンデュアビル  
海域

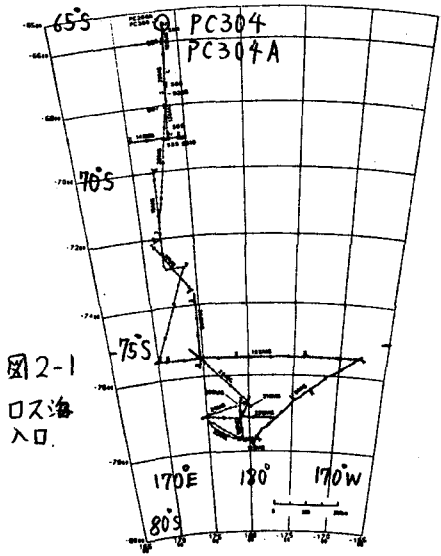
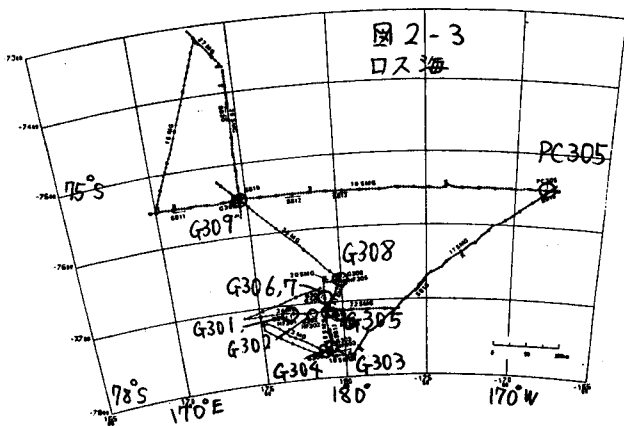


図2-1  
ロス海  
入口





が、この変化は、試料中に含まれた小礫によるものと見られる。この傾向は深海部で得られたピストンコアによる試料よりも、浅いロス海内で得られたグラビティコアによる短かい(1~2m長)柱状試料において著しい。積性測定用の試料についても軟X線写真をとって個々の試料について、礫の影響がないかどうか調べる必要がある。

図 3-1

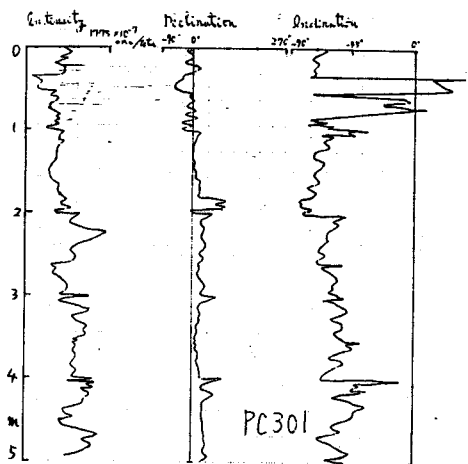


図 3-2

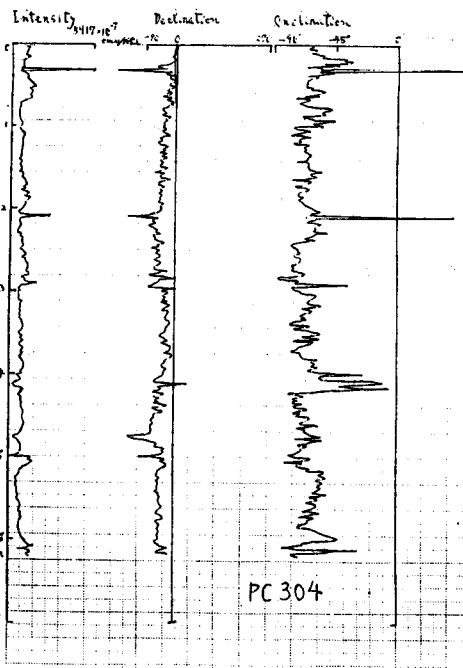
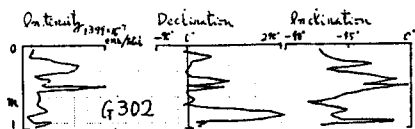


図 3-3



## 白嶺丸によるロス海の海底地質調査結果

## ——— 海底堆積物及び露岩 ———

中水 勝・佐藤俊ニ・磯部人志(石油公団) 有田正史(地質調査所)  
葉室和親(外務省 在ボストン総領事館付・ウッズホール海洋研究所)

## Ⅰ 海底堆積物の採取

## (1) 採取

今回の調査による採泥点数は16点で、ピストンコアが6点、グラビティコアが9点、スミスマッキンタイア型グラブが1点であった。採取地点は、デュモンデュアル海でピストンコアを3点(PC-301,302,303)、スミスマッキンタイア型グラブを1点(SM-301)の採泥を実施した。またロス海入口では、ピストンコアを2点(PC-304,304A)、ロス海内では、ピストンコア1点(PC-305)、グラビティコア9点(G-301--309)を採取した。

ピストンコア・グラビティコア・スミスマッキンタイア型グラブにより採取した堆積物について、スミアスライド・有機物及び微化石分析用・粒度分析用サンプリングと同時に記載も行った。SM-301では、海底カメラによる撮影も実施した。(位置については第1図参照)

## (2) 観察結果

ピストンコア・グラビティコア・スミスマッキンタイア型グラブによる調査結果を第1表に示す。

ST-1,PC-301 560cm 回収。上部は light yellow--olive yellow の珪藻及び方散虫軟泥が卓越し、下部は blackish brown の薄い低珪質シルト質砂の挟みと、重炭の小塊を含む olive yellow の低珪質シルトより成る。

ST-2,PC-302 755cm 回収。コア全体が olive green--dark green の海綿スピキュラー殻を含む珪藻及び方散虫軟泥と、海綿スピキュラー殻を含む低珪質シルトより成る。

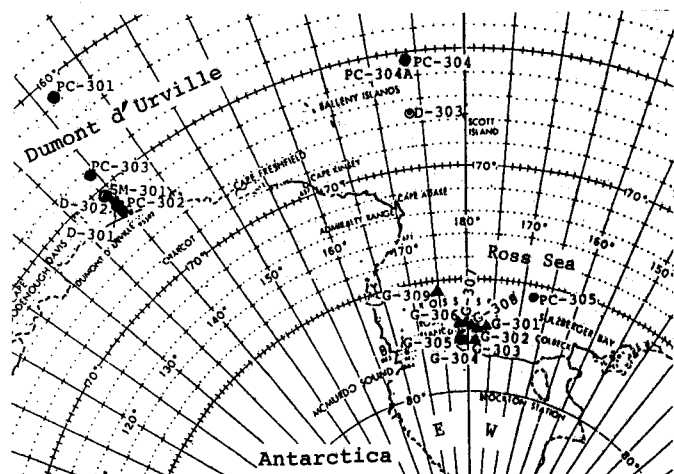
ST-6,PC-303 651cm 回収。数枚の light gray の低珪質シルト質砂層、及び海綿スピキュラー殻、礫(細礫~中礫)を挟む grayish olive の珪藻及び方散虫を含む珪質シルトより成る。

ST-7,PC-304 651cm 回収。玄武岩礫(中礫)、海綿スピキュラー殻、小礫を挟む light brown の珪藻及び方散虫を含む低珪質シルトより成る。

ST-7A,PC-304A ほぼ同位置にてコアリングを行った。これは PC-304 の地殻熱流量値が

- LEGEND
- PC;Piston Corers
  - ▲ G ;Gravity Corers
  - ⊙ D ;Dredges
  - ⊙ SM;Smith-McIntyre spring-loading grabs

第1図  
海底堆積物及び露岩採取地点



低かったため、再度実施した。

ST-8,PG-305 79cm 回収。最上部に礫(細礫～中礫)を含む yellowish brown--gray のシルト・砂互層より成る。

ST-9,G-301 166cm 回収。礫(細礫～中礫)を含む olive gray--light gray のシルト・砂が卓越し、基底部はシルト質砂より成る。

ST-10,G-302 100cm 回収。上部は brownish gray のシルトが認められるが、下部に向うに従い礫(細礫～中礫)を含む light gray の砂質シルトより成る。

ST-11,G-303 141cm 回収。上部に礫(細礫～中礫)を含む light gray のシルトが認められるが、下部は礫(細礫～中礫)を含む olive gray--light gray の砂質シルトより成る。

ST-12,G-304 75cm 回収。上部に light gray のシルトが認められ、下部は礫(細礫～中礫)を含む olive--light gray の砂質シルト～シルト質砂より成る。

ST-13,G-305 178cm 回収。上半部は珪藻を含む light gray のシルトが随所に礫(細礫～中礫)を挟むが、シルトより下部では礫(細礫～中礫)を含む light gray の砂質シルトより成る。

ST-14,G-306 core catcherにのみ回収。

ST-15,G-307 56cm 回収。上部は海綿スピキユラ一般、珪藻、方散虫を含む light greenish gray のシルト、下部は礫(細礫～中礫)を含む dark greenish gray の砂、あるいは珪藻を含むシルトより成る。

ST-16,G-308 166cm 回収。上部は珪藻を含む light--dark greenish gray のシルト、下部に向い礫(細礫～中礫)を含む light gray の砂質シルトより成る。

ST-17,G-309 60cm 回収。上部は light greenish gray のシルト、下部に向い礫(細礫～中礫)を含む dark gray のシルト質砂ないし砂質シルトより成る。

ST-4,SM-301 light yellow--olive yellow の珪藻軟泥及び珪質シルトが採取された。海底カメラでは、種々の生物が認められた。

## 2 露岩の採取

### (1) 採取

今回の調査による採取点数は3点で、デュモンデュアビル海で2点(D-301,302)、ロス海入口で1点(D-303)を採取した。

### (2) 観察結果

ドレッジによる調査結果を第1表に示す。

ST-3,D-301 大礫の岩石構成比は、堆積岩 30%、火成岩 35%、変成岩 35% — 砂岩、チャート、玄武岩、花崗岩、斑れい岩、結晶片岩、片麻岩等である。これら礫を含む粘土質シルトが採取された。

ST-5,D-302 大礫の岩石構成比は、堆積岩 24%、火成岩 63%、変成岩 13% — 砂岩/泥岩互層、頁岩、石灰岩、赤色砂岩、安山岩玄武岩、アプライト、花崗岩、斑れい岩、結晶片岩、角閃岩等である。これらの他、堆積基盤と推定される中礫ないし大礫サイズの泥岩と石灰質ロジュールが採取された。更に、この地点では桃色サンゴも採取された。

第 1 表

海底堆積物及び露岩採取  
調査結果一覽表

ST-18,D-303 大礫の岩石構成比は、堆積岩 25%、火成岩 58%、変成岩 17%、— 砂岩、頁岩、砂岩、玄武岩、花崗岩類、結晶片岩等である。

今後、以上の各種試資料の分析を進め、これらに基づいて、南極デューモンデュアビル海域及びロス海域における地質学的検討を行う予定である。

STATION NO.	DEPTH	DESCRIPTION	FOSSILS	RECOVERY
ST- 1 PC-301	4400m	Diatom Ooze-slightly sili.Silt	abundant Radiolaria/Diatom	5.60m/8m
ST- 2 PC-302	827m	Diatom Ooze-slightly sili.Silt	abundant Radiolaria/Diatom	7.55m/8m
ST- 6 PC-303	3553m	slightly sili.Silt-slightly sili.sdy Silt	abundant Radiolaria/Diatom	6.51m/8m
ST- 7 PC-304	3369m	slightly sili.Silt	abundant Radiolaria/Diatom	6.26m/8m
ST-7A PC-304A	3370m	slightly sili.Silt	abundant Radiolaria/Diatom	3.56m/4m
ST- 8 PC-305	2554m	rhythmic Silt/silty.Sand alternation	N.F.	0.79m/4m
ST- 9 G -301	637m	pebbly sdy.Silt-pebbly slty.Sand	rare Diatom	1.66m/2m
ST-10 G -302	600m	pebbly sdy.Silt	N.F.	1.00m/2m
ST-11 G -303	648m	pebbly Silt-prbly sdy.Silt	rare Radiolaria	1.41m/2m
ST-12 G -304	697m	Silt-pebbly sdy.Silt	N.F.	0.75m/2m
ST-13 C -305	685m	Silt-pebbly sdy.Silt	common Diatom	1.78m/2m
ST-14 G -306	340m	sdv.Silt	common Diatom	0m/2m
ST-15 G -307	180m	Silt-sand	common Radiolaria/Diatom	0.56m/2m
ST-16 G -308	617m	Silt-pebbly sdy.Silt	rare Diatom	1.66m/2m
ST-17 G -309	302m	Silt-pebbly sdy.Silt	N.f.	0.60m/2m
ST- 3 D -301	704m	Sedi.R.-30%; Igne.R.-35%; Meta.R.-35% (Sst.Cht.Bait.Gb.Gr.Sch.Gn.)		
ST- 5 D -302	550m	Sedi.R.-24%; Igne.R.-63%; Meta.R.-13% (Sst.Sh.Lst.And.Balt.Gb.Gr.Apl.Sch.)		
ST-18 D -303	3080m 2900m	Sedi.R.-25%; Igne.R.-58%; Meta.R.-17% (Sst.And.Bait.Gr.Sch.)		
ST- 4 SM-301	450m	Diatom Ooze-slightly sili.Silt	v.common Radiolaria/Diatom	

REMARKS ● PC:Piston Corers  
▲ G:Gravity Corers  
◎ D:Dredges  
⊗ SM:Smith-McIntyre spring-loading grabs  
#:Deep sea Camera (3 points)

## 南極大陸はなぜ地震活動が低いのか

谷 柘史・川崎 一朗  
( 富山大 )

地球上は、十数枚のプレートと呼ばれる、移動する剛体の板で覆われていると考えられている。地震のほとんどすべてはプレートどうしの境界部で発生するが、僅かながらプレート内部で発生する地震があり、これをプレート内地震と呼んでいる。筆者らの研究対象は、プレート内地震のうち特に海洋部で発生する海洋プレート内地震である。

今回は、U. S. G. S. の地震データ・ファイル ( E. D. F. ) から 1963 ~ 1979 年に起こった海洋プレート内地震を選び出し、データとして用いた。

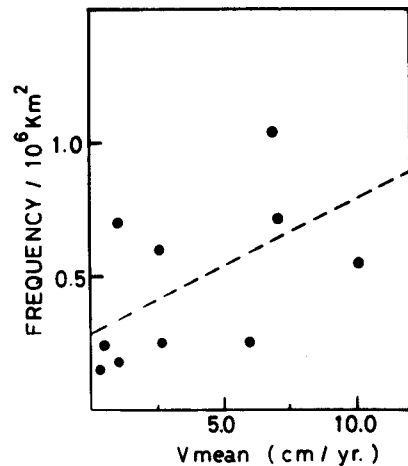
海洋プレート内地震の分布は、中・低緯度地域に多く、南極や北極地方など高緯度地域には少ないという顕著な特徴がある。筆者らはこの事実注目し、海洋プレート内地震の発生頻度とプレートの絶対速度、および自転による地球表面の回転速度とについて相関関係を調べた。

太平洋プレート、インドプレートなど絶対速度の速いプレートは、中・低緯度に見え、南極プレート、ユーラシアプレートなど絶対速度の遅いプレートは高緯度にあるように見える。(Minster & Jordan, 1980 参照)。従って、プレートの絶対速度と海洋プレート内地震の発生頻度とは正の相関があると推測されるが、これを示したのが図 1 である。これは十枚のプレートについて絶対速度のおおまかな平均値と単位面積当りの発生頻度をとったものである。破線は最小自乗近似で求めた直線である。おおまかに絶対速度が大きい程、発生頻度が高いということが言えようである。

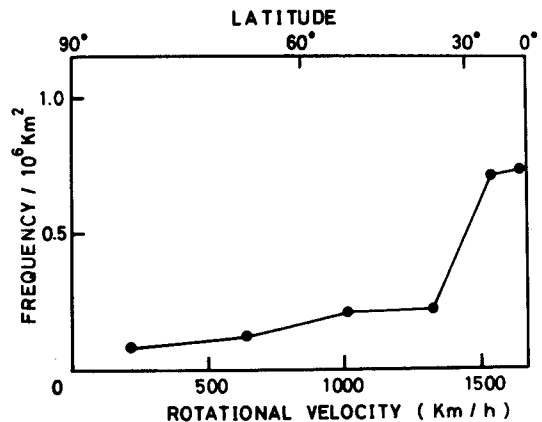
一方、地球の自転に伴う地表の回転速度と発生頻度の関係を示したのが図 2 である。これは緯度 15 度間隔ごとに単位面積当りの発生頻度と平均の回転速度をとったものである。回転速度が大きい程、すなわち赤道に近い程発生頻度が急激に増すことがわかる。

プレートの絶対速度と自転に伴う地表の回転速度と海洋プレート内地震の発生頻度とは互いに正の相関がある。

南極プレート内部に地震が少ないのは、それが高緯度に位置し、プレートの絶対速度と自転に伴う地表の回転速度の両方が小さいことが効いているのであろう。



( 図 1 )



( 図 2 )

南極エレバス山の1982-1983年の地震活動

植木 貞人 馬場 めぐみ  
(東北大・理) (千葉大・理)

神沼 克伊 小山 悦郎  
(極地研) (東大・震研)

西南極、ロス島のエレバス火山で、1982~83年に行った地震観測の概要を報告する。

1980年に新設され、以後増設されたテレメータ観測点6点は、山頂が長期間欠測した他は、7、8月を除き順調に稼働した。また、9点の臨時観測点が1982年11月~12月にかけて約50日間稼働した。

1982年9月から'83年2月の地震活動は、山頂から北西約10kmの観測点(Abbott Peak: ABB)における日別地震回数を見ると1日平均70~80回で、これまでの結果と同じようにほぼ2ヶ月を周期として増減を繰り返す傾向がある。震央分布(図1)をみると山頂(ERE)とABBの二つの地域に集中している。ABB付近の活動は、1982年10月8日2時に突然始まり、約30時間続いたが最初の10時間内に約7割の地震が起こった(図2)。この時期の前後に目立った噴火活動の変化が確認されていないことから、この

HOURLY NUMBER OF EARTHQUAKES AND DURATION OF TREMOR  
October 7 - 9, 1982

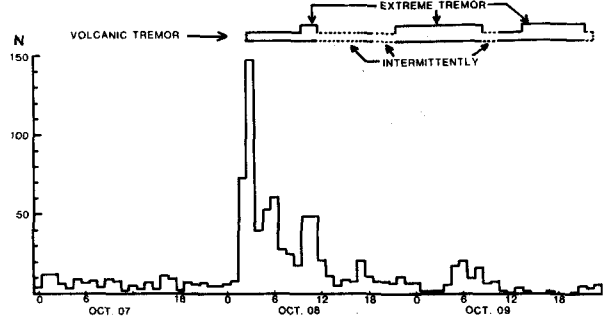


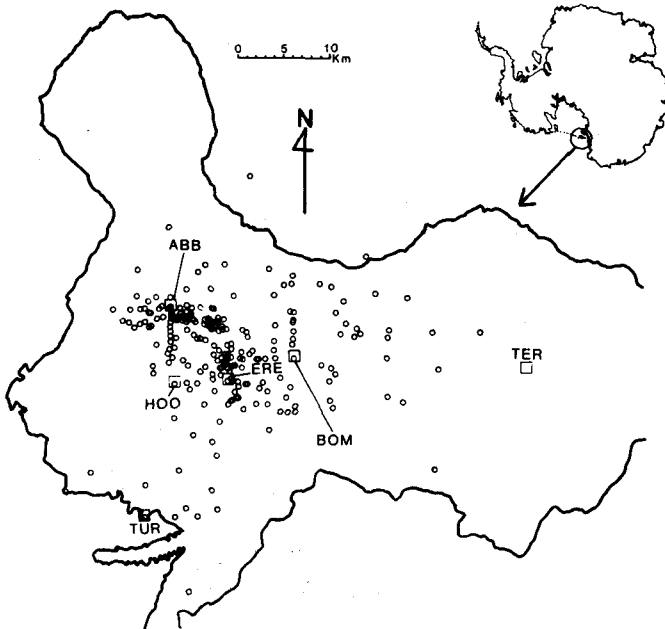
図2 地震の時間別頻度分布

群発地震は溶岩湖中のマケマの活動とは直接関係がないと推定される。これらの地震の震源は、山頂から約10km離れたABB付近の海抜0kmからその下10kmまでに集中している。この群発地震の活動が始まってから約40時間、ABBとHOOの2点で微動が観測された。

この時期、ロス島周辺の海は沖合まで氷により覆われており、微動が波浪によるものとは考えられず、火山性微動と考えられる。これは、群発地震とマケマの活動との関連を示唆するものであるが、群発地震がマケマの活動によって発生したものか、地震活動が引金となりマケマの運動が励起されたものかは明らかでない。

火口近傍における地震活動は、溶岩湖とその下のマケマに関連した活動である。山頂の観測点が稼働した'82年12月末からは、'81~'82年の観測で報告された音波を伴った爆発地震が、今回の観測でも、1日に数回の割合で認められた。

September 13, 1982 - January 24, 1983



← 図1 震央分布

## 南極エレバス山の爆発地震について

馬場 めぐみ  
(千葉大・理)

神沼 克伊  
(極地研)

渋谷 和雄  
(極地研)

エレバス山においては、1980年12月から現在に至るまで地震観測が続けられている。今までの解析結果から、山体内では活発な地震活動が起きていることがわがっている。そのうち、主に噴火を伴って火口周辺で起こる爆発地震について報告する。

エレバス山の爆発は、山頂の内側火口にある溶岩湖の周辺の火死より起きている。溶岩湖は1972年12月以来今日までずっと存在している。山頂付近での観察によれば、爆発に伴って時々溶岩片が噴出している。

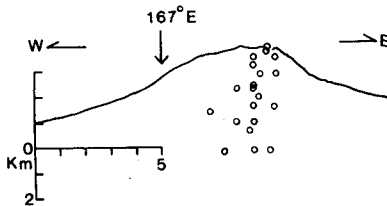
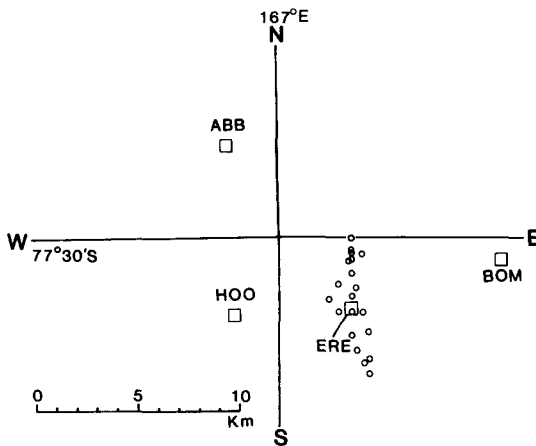
1981年12月から、山頂の主火口底には、低周波音波のセンサーが設置され、火口内の噴火活動の際の音波を記録している。この音波の波形から、爆発地震は2つのタイプに分類できる。1つは、10 Hz からそれ以上の比較的高周波のタイプであり、もう1つは、1 Hz からそれ以下の低周波タイプである。

これらの音波を伴った地震は、1日平均8回程度、両タイプ半々の割合で起こる。しかし、地震波の振巾は高周波タイプが大きいものが多く、従って、山腹の観測点でも地震波の明瞭に記録されているものが多い。

これらの地震について、震源決定を行ってみた。震央は、火口の周囲2 km 内外に南北方向に長く分布している。また、震源の深さ分布は、火口付近から山頂直下約4 km までの範囲に限られ、それより深くには起こらない。

山頂の観測点の地震波形を見ると明瞭な初動部分に続き、それより周期の短い波が続く。この短周期の波の到達時刻は、音波のそれとほぼ一致する。このことから、地震がある深さで起こり、その震動が火口に伝わり、噴火現象を伴うものの、爆発地震と推定される。

December 24, 1982 - January 23, 1983



爆発地震の震源分布

上：震央図

下：東西断面図

エレバス火山の噴火間隔の物理的解釈

下鶴大輔・東大震研, 神沼克伊・極地研, R.R. Dibble・ビクトリヤ大ウリントン

1. Erebus火山の噴火の特徴と噴火時間間隔

Erebusの山頂火口内部に溶岩湖が直接観察されたのは1972年であり、現在でもなお存在することが判っている。1972年から1975年までの夏期山頂小屋に滞在中爆発音を聞いた回数は1日に2-3回程度であった(Kyle et al. 1982)。しかし、小さい噴火や就寝中には噴火と記録出来なかった。1979/80から始まったIMESSによる観測はその後、多数回の地震計および、インフラサウンドのテレメータ化により、Erebusに発生する大小の噴火をモニターすることが出来るようになった。個々の噴火に伴う地震とインフラサウンドの同時記録により以前と比較して長期間多数の大小の噴火をモニターすることが出来るようになった。

Erebusの噴火はストロンボリ式と報告さ

れているが、直接観察にすれば、年によってその噴火の強弱や音響の状態が違ったり、また、溶岩湖も1963年から1976年にかけてはかたまり拡大した(Kyle et al. 1982)。噴火間隔は噴火のメカニズムを考へる上で重要なデータとなるので、客観的データを与えるものとして、1983年1月~3月の山頂における地震とインフラサウンドの両記録から噴火を同定し、個々の噴火の時間間隔を測定した。その結果をFig. 1に示す。これによれば、大部分の噴火はrandom processであるPoisson分布を示していることが判る。Erebusの噴火はインフラサウンドの信号のタイプにより $\alpha$ -typeと $\beta$ -typeに分けられているが、このヒストグラムには両方が混在しているし、また、大小の噴火も一緒に計測されている。Fig. 2は、Fig. 1のうち、噴火間隔が100分までの部分について10分毎のヒストグラムを示してある。これもPoisson分布を示している。

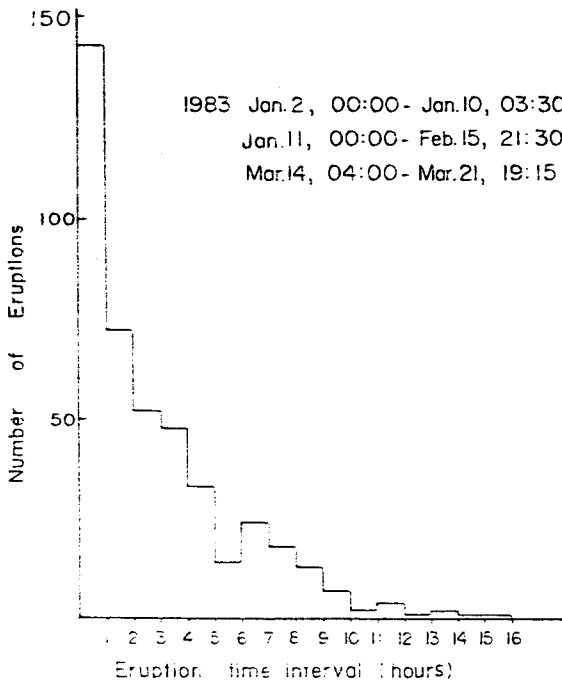


Fig. 1 図1 Erebus火山の噴火間隔のヒストグラム

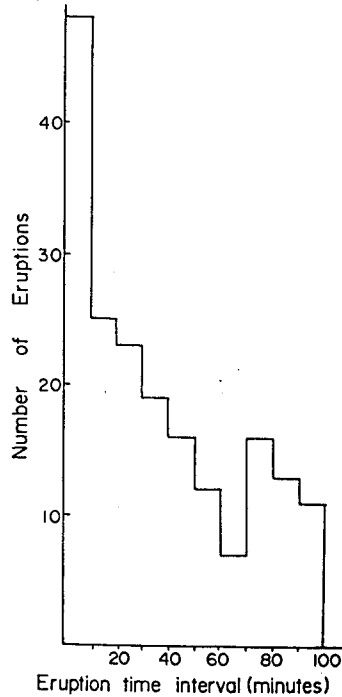


Fig. 2 図2 Erebus火山の噴火間隔のうち100分以内の10分毎のヒストグラム

2. 他の火山の噴火間隔との比較

伊豆大島(1950, 5/1)  
 : 個々の噴火の時間間隔を測定されたデータはFig. 3に示すように、平均時間が報告されている(諏訪, 1953)。噴火活動の推移によって噴火間隔が大きく変化して



伊豆大島

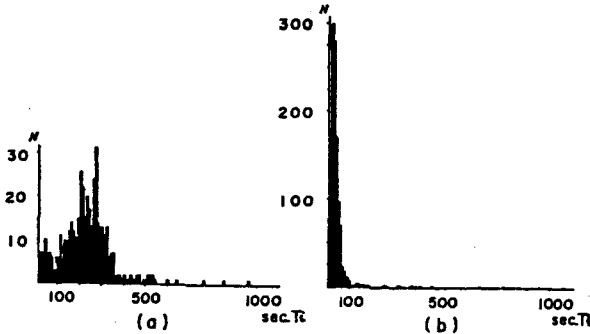
日時	噴火間隔
1950. 7月16日	15-20秒
17日	数回/時
26日	5-10秒
1951. 2月 4日	2-5分
}	数秒-十数秒

表 1

いることが判る。

Stromboli (1971): 43.5 時間内に3回のvent から400の噴火があり、それぞれ、噴火間隔の平均は、10.7分, 54分, 20.7分であった。(Settle, 1973)

秋田駒ヶ岳 (1970): Stromboli 式噴火で、9月26日18:00 - 27日22:00間の959の噴火の間隔を示すとオズ図(a)のようになる(下鶴他, 1975)。噴火間隔は20~350秒の間にあり、Gauss 分布を示し、明らかに Erebus のそれとは異なる。



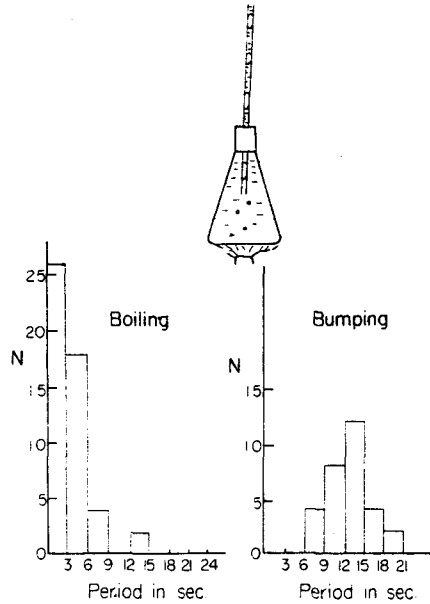
第 3 図

浅間山 (1973): 2月16日-17日の19.3時間内の断続的噴煙活動(1,149回)の間隔はオズ図(b)に示すように10~60秒の間に集中し、Poisson 分布を示す。

3. 考察

噴火は、マグマが過飽和になったときに、volatile による急激な発泡が生じるという見

地に立って、水の沸騰実験を行った。オズ図に示すように、フラスコに水を入れて下から加熱すると、ガース管からかなりのスピードで水の spouting が間歇的に起る。図中右はフラスコの底に何も入れないときの spouting の時間間隔、左は底にオリビンの細砂を入れて突沸を防いだ場合の時間間隔である。



第 4 図 水の沸騰の実験。右は突沸の発生回数、左は沸騰の発生回数のヒストグラム

を示している。2章で述べたように、いわゆる Stromboli 式噴火では噴火間隔が Gauss 分布に従うので、噴火発生は巨大な泡の突沸でモデル化されるし、Erebus のばあいには浅間山の2月16日-17日のケースと同様 Poisson 分布に従うので、いわゆる通常の沸騰現象であろうと理解される。

また、均質核生成理論によれば、過飽和液体中で泡の発生する数は、粘性の活性化エネルギー、表面張力、圧力に強く支配されるので(下鶴他, 1957)、同一火山での噴火間隔の時間的变化や、火山による相違はマグマの粘性、温度、過飽和度などの変化によると考えられる。

両者は極めて明瞭に区別され、突沸のばあいは発泡が Gauss 分布に従い、通常の沸騰では発泡が Poisson 分布に従うこと

#### References

1. Kyle, P.R., R.R.Dibble, W.F.Giggenbach and J.Keys (1982), Volcanic activity associated with the anorthoclase phonolite lava lake, Mount Erebus, Antarctica, Antarctic Geoscience, 735-745.
2. Settle, M. (1973), A statistical analysis of the activity of Stromboli, Italy, during early Sept.1971, EOS, 54,4, 509-510.
3. 下鶴他 (1957), 軽石生成の機巧に就て, 火山, 2, 17-25.
4. 下鶴他 (1975), 1973年の浅間山の噴火活動について, 震研イ報, 50, 115-151.
5. 諏訪彰 (1951), 1950-51年三原山の噴火の活動状況と研究陣展望, 地学雑誌, 60, 3, 7-13.

## 南極ロス島の重力測定

神沼克伊  
(極地研)

小山悦郎  
(東大・震研)

植木真人  
(東北大・理)

南極における重力測定は、人工地震観測とともに地下の構造を知る重要な手段として、国際地球観測年以來、各国が力を注いで実施している項目のひとつである。マクマード地域においても、マクマードサウンドから、大陸側のドライバレーにかけてはアメリカ隊やニュージーランド隊により、多くの点で重力が測定されており、ニュージーランドのDSIRにより、重力異常図も作られている。しかし、ロス島に関しては、山という地形的な制約から、測定のオペレーションが難しく、これまで実施されることができなかった。1982年-83年、日本はエリバス火山の地球物理学的研究の一環として、重力測定も実施した。測定点は山腹の臨時地震観測点10点、山頂付近20点の合計30点である。また82年12月にはニュージーランドとアメリカとの合同でロス島内10点の測定も行われた。用いた重力計はすべてLaCoste-Lombert社のG型である。日本の重力計はラコステG-183で、1979年10月には東京-クライストチャーチ-マクマード基地間の重力結

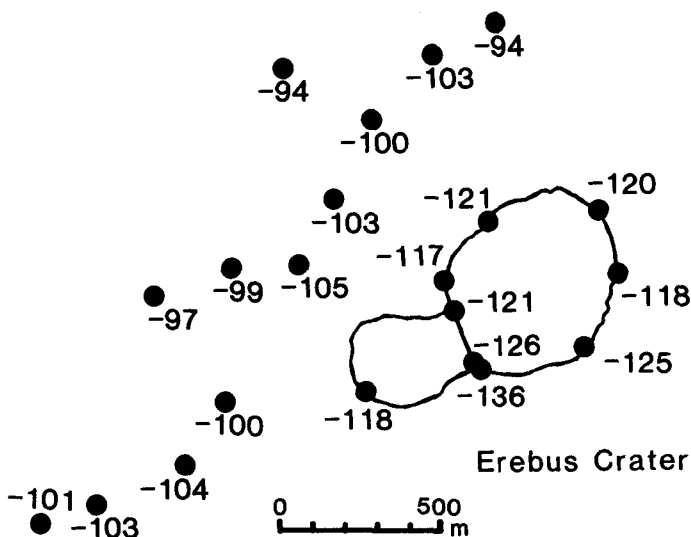
合が行われている。今回はロス島の重力測定に加え、マクマード基地-南極点間の結合も行なった。

山腹における測定は地図も十分でなく、標高は気圧高度計による。測定中の気圧変化はスコット基地の自記気圧計により補正を行っているが、高さの精度はたかだか数メートルである。山頂付近ではニュージーランド隊により5000分の1の地形図が発行されており、標高もその地図による。したがって、精度は1mよりもよい。

ニュージーランド、アメリカ隊の標高も、やはり気圧高度計を用いて決めたものである。日本側に提供された重力計の読みとり値、高度計の読みとり値などから、残定的に重力値を計算したが、高さの精度は10m程度しかはない。

得られたフリーエア異常とブーゲ異常図と山腹と山頂に分けて示す。エリバス山体の単純ブーゲ異常分布図では南側に負の異常が見られる。

BOUGUER ANOMALY in mgal



エリバス山山頂付近の単純ブーゲ異常分布図

昭和基地におけるボーリング試料の弾性波速度の測定

行竹 英雄  
(京大・理)

伊藤 潔  
(京大・理)

1980年から1982年にかけて、昭和基地において若狭ボーリングが行なわれた。試料は、地温測定用のボーリングコア、及び傾斜計設置のためのボーリングコアが使用された。採集された試料の垂直分布が図1に示されている。昭和基地における地殻波速度の深さ分布がこれらの試料の高压実験データより推定された。

岩石はリョウツオホルム湾一帯に広く分布している、かなりの変成作用を受け、granitic complex である。表1に密度及び porosity が示されている。花こう岩(標準で  $2.6 \text{ g/cm}^3$  程度)に比べて全体的に密度が高く、複雑に、より高い密度の garnet, pyroxene 等が混入したものである(詳細は解析中)。

試料サイズは長さ  $66 \text{ mm}$ 、直径  $29 \text{ mm}$  であり、表面は Bytac film (Teflon + aluminum) とシリコンゴムで被覆された。圧力は液体圧により最大  $500 \text{ MPa}$  ( $5 \text{ kbar}$ ) まで昇圧された。弾性波速度はパルス透過法によって測定された。

1回の実験で、ボーリングのコア軸方向のP波 ( $Z-V_p$ )、径方向の直交する2成分のP波 ( $R1-V_p, R2-V_p$ )、及びS波 ( $R1-V_s, R2-V_s$ ) の5方向の内、4方向が測定された。

図2に測定されたデータの一例が示されているが、 $50 \text{ MPa}$  程度の圧力で crack が閉じたことを示している。全体的には、この実験において  $10 \sim 100 \text{ MPa}$  のかなり低い圧力で crack が閉じたが、一般的に、花こう岩の crack が  $500 \text{ MPa}$  程度の圧力で閉じることを考えると興味ある問題である。

表2には、各方向に対する、 $1 \text{ MPa}$  における速度、圧力-速度曲線より内挿された porosity 0% の時の速度、 $500 \text{ MPa}$  における速度、及び速度の圧力依存

Table 1, Porosity and Bulk density

Symbol of sample	Depth of sample (meter)	Bulk density (g/cm <sup>3</sup> )	Apparent porosity (%)
SP-B	2.1	2.686	0.3
SP-C	4.4	2.612	1.0
SP-D	9.1	2.822	0.6
SP-E	14.6	2.775	0.6
SP-G	23.8	2.618	0.7
SP-H	29.1	2.668	0.8
SP-V*	2	2.664	1.8

\* other site

Table 2, Velocity in km/sec

	SP-C	SP-E	SP-G	SP-V
at pressure of 1 Mpa				
Z-V <sub>p</sub>	4.6	4.8	4.8	5.1
R1-V <sub>p</sub>	3.8	4.4	3.9	4.4
R2-V <sub>p</sub>	3.3			4.4
R1-V <sub>s</sub>		2.8	3.0	
R2-V <sub>s</sub>	2.6	2.8	/	3.0
interpolated value at porosity 0 %				
Z-V <sub>p</sub>	5.8	6.3	6.2	6.0
R1-V <sub>p</sub>	5.8	6.4	6.2	6.0
R2-V <sub>p</sub>	5.8			6.1
R1-V <sub>s</sub>		3.1	/	
R2-V <sub>s</sub>	3.4			3.5
at pressure of 500 Mpa				
Z-V <sub>p</sub>	6.00	6.64	6.28	6.25
R1-V <sub>p</sub>	6.06	6.75	6.38	6.20
R2-V <sub>p</sub>	5.93			6.28
R1-V <sub>s</sub>		3.61	/	
R2-V <sub>s</sub>	3.63	3.60	3.51	3.62
pressure derivative (km/sec.Gpa)				
Z-V <sub>p</sub>	0.40	0.76	0.39	0.39
R1-V <sub>p</sub>	0.63	0.68	0.56	0.37
R2-V <sub>p</sub>	0.47			0.44
R1-V <sub>s</sub>		/	/	
R2-V <sub>s</sub>	0.47	0.54	0.35	0.29

性が上がらぬように示されている。

一般的に、岩石中に存在する crack の異方性により、応圧ではかなりの速度異方性を示すが、今回の試料では、表すからわかるように、高圧での Intrinsic な岩石の速度異方性は極めて小さく、等方体に近い。

図3に、今回の実験から求めた弾性波速度から推定された地震波速度の深さ分布が示されている。地殻内の圧力は静水圧を仮定して  $P = \int \rho g dh$  より求めた。温度に用いる補正は、地殻内の温度勾配を深さ 20 km で 250°C と仮定し、速度の温度依存性として、代表値である P 波;  $-8 \times 10^{-4}$  (km/sec°C) S 波;  $-3 \times 10^{-4}$  (km/sec°C) を利用して求めた。

速度の中には、試料が複雑で、鉱物組成も一様でない分布を示すためかなり大きい。しかしながら表1の速度分布から、最低値を決める (SP-C) の試料は、かなりかたよった値であることから推定すると速度分布はドットの領域内にあると推定される。

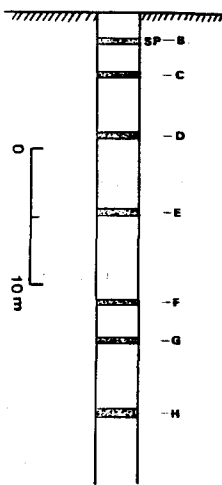


図1

オンケル島周辺及び東オンケル島内において1980年に実施された人工地震探査の結果によれば、露岩域のP波速度は5.8~6.2 km/sec と求められており、今回の実験室における測定値とかなりよい一致を示した。また大陸における人工地震の結果からの木床下のP波速度も5.8~6.4 km/sec を示し、深さとともに速度が早くなる傾向を示す。今回の結果はこの野外実験の結果ともよい一致を示す。

日本全土では構造が複雑なため、室内での弾性波速度の測定結果は、野外における値より大きい値を示す傾向があるが、しかし南極においては、両者が良好一致を示すことから、重力測定からの構造の計算などに今回の結果が直接利用できることを示している。

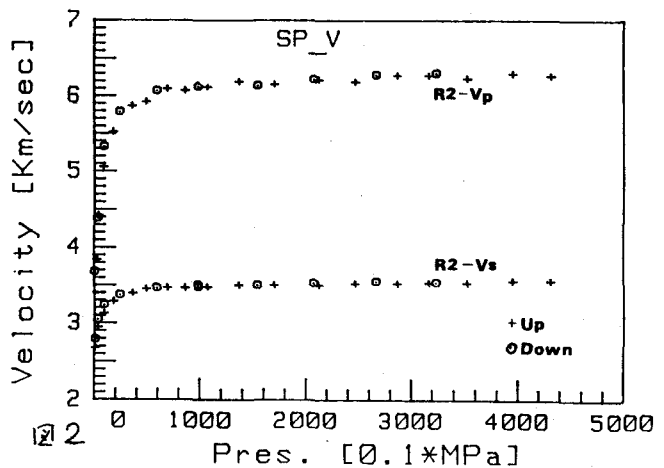


図2

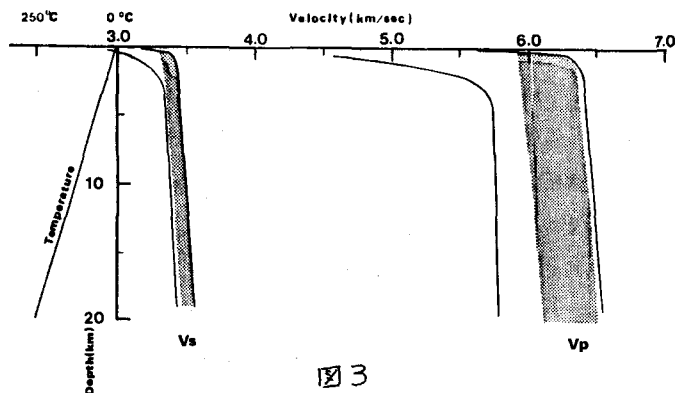


図3

## 人工地震観測記録と理論記録

伊神 輝(名大・理), 伊藤 潔(京大・理)

## 1. はじめに

第21, 22次隊により, 昭和基地の北方の海域にて, 重量3tの大規模人工地震実験が行なわれた。その地震動はS16からみずほ基地にいたるトラバースルート沿いに設置した27箇所の観測点で良好に観測でき, 走時解析により, みずほ高原北部の地殻構造の概略が報告された(IKAMI et al., 1983)。その結果, Conrad面, Moho面の深さは, それぞれ30km, 40kmと求められた。決定に際して, 逆測線となるべき十分なデータがないこともあり, 地殻構造の細部については言及できなかった。しかしながら得られた記録中には明瞭な後続波が存在し, それらの相は容易に各観測点間で対応をつけることができ, 地殻構造が単純であると推定できた。本報告では地殻構造は水平成層であると仮定し, いくつかのModelより計算される理論記録と観測記録との比較を行なうことにより, P波速度の深さ分布を調べてみた。

逆測線となる十分なデータが得られなかった原因は, プリザード時における静電気の発生が電子回路の破損, 誤動作をひきおこしたためである。人工地震観測のみならず電子回路を使用した野外における観測において, 今後この対策が必要となってくると思われるので, 観測期間中に磁気テープに記録された静電気ノイズについて報告する。

## 2. 理論記録

日本列島のように複雑な地殻構造の地域で行なう人工地震実験では, 隣接の観測点間でさえも, 観測波形の相の対応付が困難であることが多い。地震記録は震源での情報のみならず, 地震波の伝播経路の情報をも含んでいるが, 複雑な地殻構造ではこの情報をひきだすことは容易でない。しかし北米ヨーロッパ大陸のような安定大陸では, 波形の対応は良く, その分だけ情報量が増し, より微細な構造が報告されることか少なくない。そのための解析方法として, 走時のみならず, 理論記録を計算し, 観測記録との比較を行ない, 満足の得られるまで, 構造を修正し, 繰り返し, 理論記録を計算する

という方法がとられるようになってきた。

今回の, 日本隊による東南極での人工地震実験の結果は, この方法により速度構造についての情報を得ることが可能であると判断し, 理論記録の計算を試みた。

理論記録の計算はFUCHS(1968)による方法を用いた。まず走時より求められたを多層の水平成層により近似した。計算の際には層の数に制限はないが層を増せば, 当然計算時間の増加, すなわち計算機使用料金の増加となってくる。しかもむやみに層を増したからといって良い結果を導きだせるものでもない。今回はよりすくない層数で出発し, 必要に応じて層を細分化していった。走時曲線より, 地殻上部において深さ方向に速度勾配が認められるので, それを考慮に入れてModelを作成した。しかしConrad面においては速度は1次の不連続とした。しかしこのような急激な速度構造をもったModelではその面よりの反射波が大振幅となってしまい, 観測事実と合わない。観測事実を満足するためには, Conrad面にも深さ方向に速度勾配をつけた方が良さそうであり, Fig. 1に示す速度構造が, 観測事実を良く説明することができ, そのModelより計算される理論記録をも合わせて示す。

## 3. 静電気ノイズ

低温のため乾燥した南極大陸では静電気が発生しやすいことは良く知られている。人工地震の観測期間中, この静電気に起因するノイズのため電子回路が破損してしまうという結果になった観測点もあった。また破損にいたらなくても論理回路化された刻時回路は, この静電気により誤動作をしてしまい, 高い刻時精度を必要とする人工地震観測においては, たとえ良質の波形が記録されたとしても解析に使用できない記録となってしまったものもある。Fig. 2にその例を示す。当間隔で刻まれるべき秒信号がX印で示す位置で狂っている。また分信号も異状になっており, 分信号間の秒信号が少なくなっている。Fig. 3には録音されたノイズ信号と風速と関係を示すが, 風速が15m/s以上になるとパルス

状のノイズが目立ってくる。これらのパルス状のノイズが刻時回路を誤動作させてしまったものと考えられる。

観測点設置の際、レコーダー等を納めた保温箱の風下側にドリフトがたまり、地震計が埋設されてしまうのを恐れ、風向と直角方向に信号線をのばし地震計を設置した。ブリザード時に帯電した雪粒が信号ケーブルを横切る方向に流れれば Ampere の法則に従って誘導電流が生じてしまう。この電流が電子回路にとって不都合なノイズになってしまったと考えられる。この後の観測においては信号線はできる限り短かくし、しかも地震計は保温箱の風下側に設置した。

References

IKAMI, A., ITO, K., SHIBUYA, K. and KAMINUMA, K. (1983) Deep crustal structure along the profile between Syowa and Mizuho Stations, East Antarctica, revealed by explosion seismic experiments. in press.

FUCHS, K. (1968) The reflection of spherical waves from transition zones with arbitrary depth-dependent elastic moduli and density. J. Phys. Earth, 16, Special Issue, 27-41.

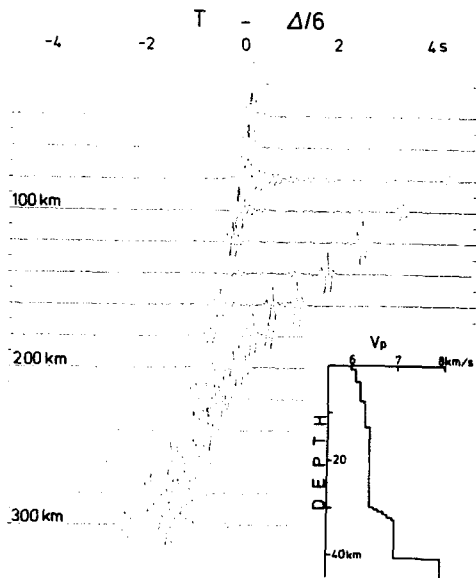


Fig. 1 深さ方向の速度分布と、それより計算される理論記録。

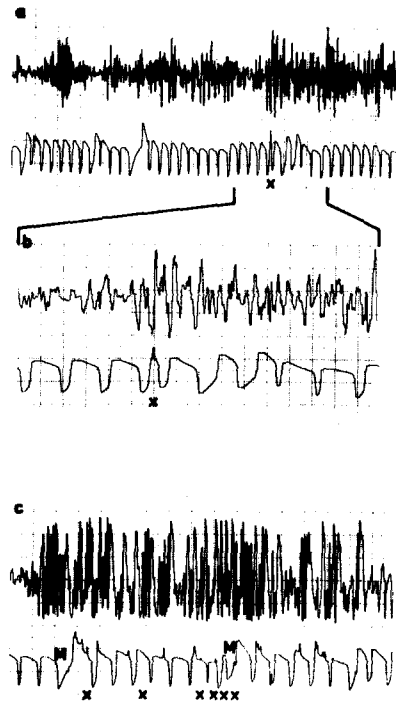


Fig. 2 静電気ノイズにより誤動作をした刻時信号。X印が誤動作をした秒信号である。M印は分マークを示すがマーク間の秒パルス数が少ない。

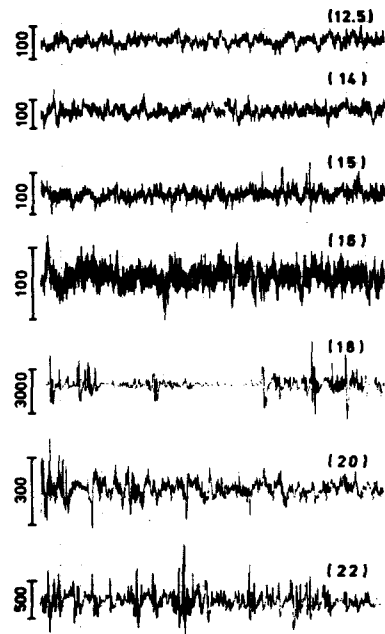


Fig. 3 レコーダーに記録されたノイズ。右側の数字は風速 (m/s) を示す。左側には信号レベル ( $\mu$ kine) を示す。

# 南極・昭和基地周辺及びみずほ高原 やまと山脈地区での重力測定

長尾 年恭

神沼 克伊

(東大・震研)

(極地研)

日本南極地域観測隊では、1981年4月から12月にかけて昭和基地周辺の露岩上及び海氷上、みずほ基地を中心とし、みずほ高原一帯特にやまと山脈地区の大陸上で重力測定を実施した。用いた重力計は、LaCoster-Lomborg社G-183である。測定は昭和基地周辺の露岩上で17点、特に三角点では精度を保つために往復測定又は同一点で二回以上の測定を実施した。大陸上では昭和-みずほ-やまと山脈ルート上で約10Kmおきに68点、やまと山脈地区内で50点の測定を行った。ここまでの総測定回数は392回であった。

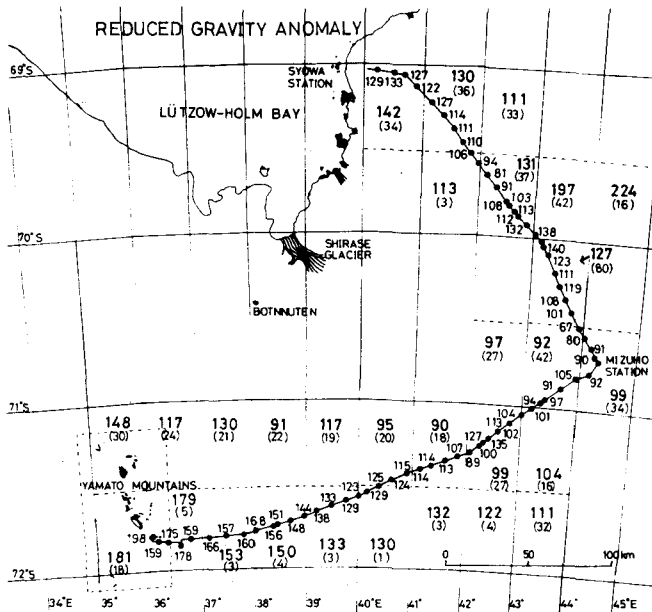
ようになり、測定精度の向上がなされたことも大きな特徴である。

測定値はすべてJGSN75と測地基準系1967に基づき処理され重力異常が計算された。重力値の各測定点における誤差は、ドリフト補正とテアを考慮すると、最大、昭和基地周辺の露岩上では±0.05ミリガル、大陸上では±0.5ミリガル、海氷上では±2ミリガル程度と推定される。

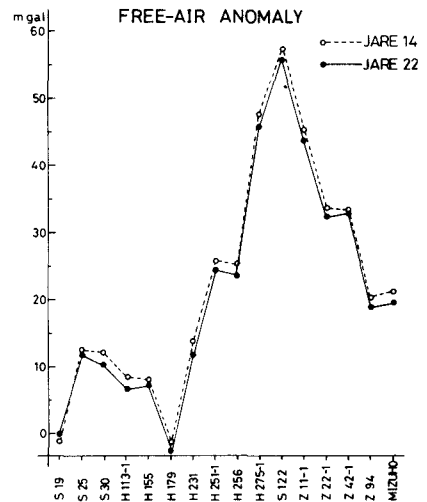
海氷上ではリュツォ・ホルム湾内の測深のルートに沿って約4Kmおきに69点の測定を行った。この結果、元来陸上専用であるラコストG型重力計が、精度は悪い(±1ミリガル程度)ものの一応の役目を果すことがわかった。

海氷上及び露岩地区の単純ブーゲー異常は西へ行くとき負から正へと変化している。このことは定性的には上部地殻が薄くなっていることを示し、これは6次隊の大浦がウォルドン重力計で得た結果とも調和的である。また昭和基地-みずほ基地ルート(S, H, Z)に於ける14次と22次の同一測定点17か所の比較をしてみるとその差はすべて1.5ミリガル以下の範囲で一致した。内陸では系統的に今回の測定値のほうが重力値が小さかったが、これが氷床の流動等の原因による意味のある値か単に測定誤差かは現状では判断できない。

今回は日本隊として初めて内陸や遠方の露岩の測定に、航空機を用い重力計を運搬し、昭和基地の基準点と結ぶという方法を採用した。これによりドリフト補正が、より詳しく出来る



大陸上での Reduced gravity anomaly  
昭和-みずほルートでの14次と22次の比較 (Free-air anomaly)





やまと山脈地区の重力測定と氷床下の地形の推定

・長尾 年恭  
(東大 震研)

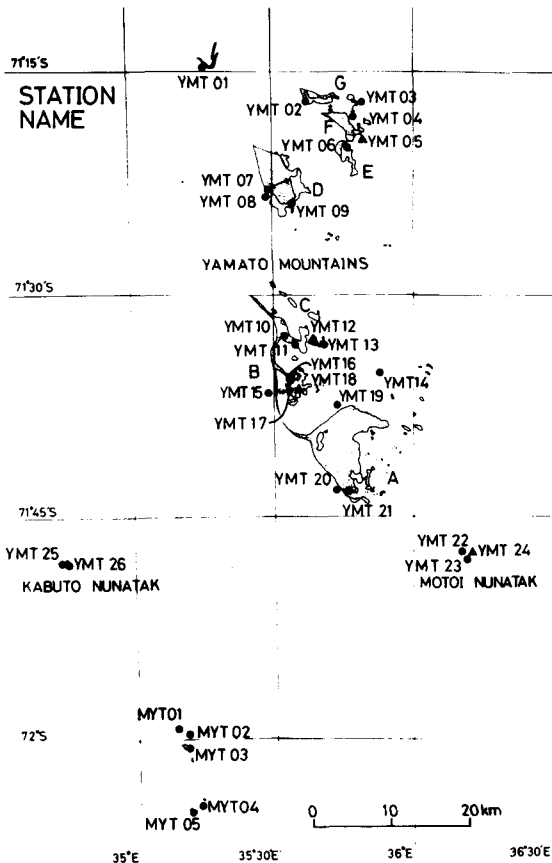
吉田 栄夫  
(極地研)

22次日本南極地域観測隊では1981年1月から12月にかけてみずほ基地補給旅行とあわせてやまと山脈への調査旅行を実施した。その際、みずほ基地-やまと山脈ルート上でおよそ10kmおきに38点、やまと山脈地区で50点、合計88点の重力測定を実施した。測定に用いたのはLaCoste-Lomberg社G-183である。重力計はSM50型雪上車のエンジンカバー上に厚さ10cmのウレタンを敷きその上にロープで固定した。電源は走行中は重力計附属のバッテリーを用い、行動停止中は車載のDC-ACインバーターから供給した。旅行中のドリフトは全期間で-1.943ミリガル、一日あたり-53.79マイクロガルであった。今回の測定で特筆されること

は、みずほ基地滞在中にピラタス・ポーター機を用いて昭和基地と短時間で重力結合を実施できたことである。これにより1981年12月の時点でのみずほ基地の重力値が0.1ミリガルの精度で決定できた。このことは将来の氷床の流動調査等にひとつの基準を与えることができたと考えている。

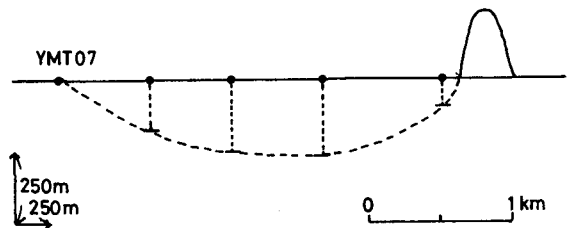
標高の決定はルート上ではポーリン気圧高度計、やまと山脈地区内では国土地理院発行1:25000地形図と気圧高度計を併用し、この値を用いて重力異常を計算した。その結果みずほ基地-やまと山脈間では途中にいくつかの高まりがあるものの、概ねやまと山脈まではほぼ一様に基盤地形が上昇していることがわかった。

やまと山脈地区内では通常の測定のほかにB群、D群そしてF群とH群の間に3本の測線を設定しカールの深さや氷厚の推定を実施した。D群では虹のカールを横断する形で測定を実施した。その結果、最深度はモレンの下265mとなった。また、B群から西へといった測線では基盤は30%の勾配で一様に低くなっており改めてやまと山脈が突出した地域であることを感じさせた。更にかぶと岳では測定点数は一点であるが単純ブーゲー異常がやまと山脈A-G群の平均値より約50ミリガルも負の異常が大きく、地下構造の違いが推察される結果となった。



← やまと山脈地区での測定点

↓ D群虹のカールでの推定断面



船木 實, 永田 武  
国立極地研究所

東南極、エンタービーランド・アムンセン湾周辺には Napier Complex が露出している。この岩体はジルコン中の  $U/Pb$  から、生成年代は 3.7-3.8 b.y., 変成年代は

- D<sub>1</sub> 3.1 b.y.
- D<sub>2</sub> 2.9 "
- D<sub>3</sub> 2.45 - 2.5 "

と推定されている。この他に 2.35, 1.19, 0.52 G.P. b.y. に岩脈の貫入が推定されている。変成時の P-T 条件は、D<sub>1</sub> と D<sub>2</sub> で 7-10 k bar, 400-450 °C, D<sub>3</sub> で 5-8 k bar, 650-700 °C が推定されている。

第23次南極観測隊はアムンセン湾を訪れ、合計10個の古地磁気用試料を採集した。これらの試料は、Pyroxene granulite から成るが、見掛け上 A B グループに分けることができる。すなわち A グループは B グループに対し不透明鉄物が少ないが、B グループは 5~10 mm<sup>φ</sup> の不透明鉄物を含む。

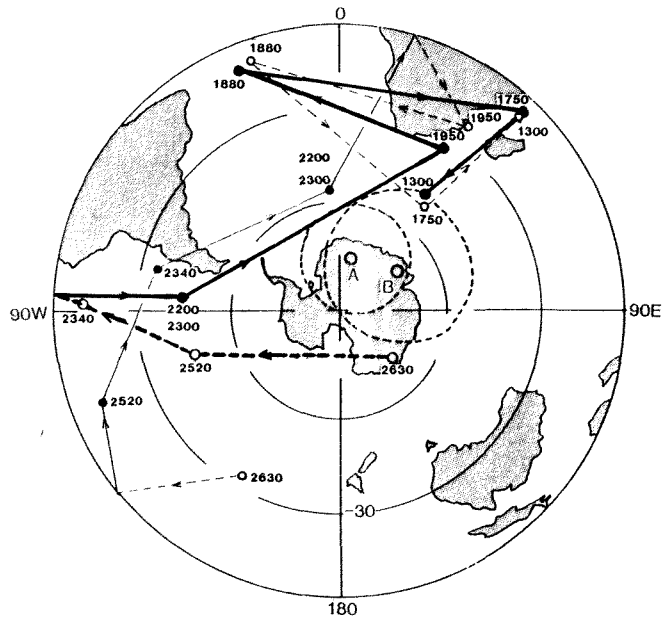
採集された試料からそれぞれ2個の測定試料を切り出し、AF demag. と Thermal demag. をそれぞれ行った。また代表的試料については IRM, ARM の AF demag. に対して Hysteresis analyses も行ない、顕微鏡や EPMA による化学分析も行った。その結果、A グループの場合、熱消磁に対する NRM の変化は表 1 に示す通り、480 °C で Thermal demag. した時、 $\alpha_{95} = 0.2^\circ$  とかなり最もまとまりがよくなる。他方 B グループの場合には NRM は不安定であり信頼できる磁化を持つ、という。

図 1 は A グループから得られた VGP の位置を示した。150 Oe で AF demag. した時と 480 °C で Thermal demag. した時とでは、VGP の位置は異なるが、 $\alpha_{95}$  を考慮に入れると区別できない。伏角の値は現在の地球磁場とほとんど平行にな

るが、消磁の結果や HC, Curie point などの値から総合的に判断すると、現在の地球磁場の値とは異なると思われる。南極大陸の 0.5 b.y. 前後の VGP は赤道付近にあり、その後デボン紀付近に極域に集ると推定されている。アムンセン湾地域でのデボン紀以後の変成・火成活動はないと考えられているので、今回得られた VGP は、1.19 b.y. 以前の値を示していると考えられる。しかし 2.35, 1.19 b.y. は岩脈の貫入であり、規模は大きくないから、おそらく D<sub>3</sub> (2.45 ~ 2.5 b.y.) の変成期に 650-700 °C から冷却する過程に Napier Complex は TRM を獲得したと推定される。

図 1. Napier complex の VGP とアフリカの先カンブリア代の極移動曲線

A: 480 °C で熱消磁, B: 150 Oe で AF demag. 年代は M.y., 細線: 先カンブリア代の極移動曲線, 太線: Smith and Hallam (1970) に基づきアフリカを南極大陸へ移動させた時の極移動曲線



氷山を用いた海水中のウラン回収法について

西山 考 (京大・工)

1 はじめに

海水からウランを経済的に有利に回収するには、優れたウランの吸着剤の開発とともにいかにして大量の海水と吸着剤とを接触させるかということが、現在直面しているもっとも大きな課題である。吸着剤については有機キレート吸着剤、ケタン酸系吸着剤を中心に研究がすすめられており、後者の吸着剤と海水との接触方式にはポンプアップ方式、潮汐ダム方式、流動層方式、潮流直接利用方式など数多くの提案がなされている。しかしいずれの方法も海水中のウラン濃度が3.3 $\mu\text{g/l}$ と極めて薄いため、種々の難題をかかえ、具体化するには至っていない。

そこで、大量の海水と吸着剤とを接触させる方法として、氷山と連続バケット法を組合せた新しい海水中のウラン採取法を考案した。

2. 吸着システム

深海底のマンガンジュールの採掘法として開発のすすめられている連続バケット法と氷山の漂流とを組合せると、図1のような海水ウラン吸着システムが考えられる。すなわ

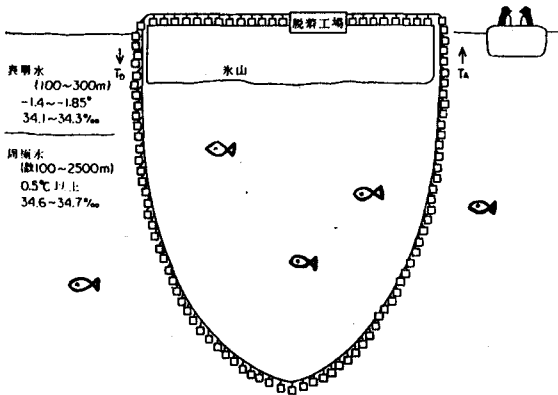


図1. 氷山を利用した海水中のウラン吸着システム、

ちバケットのみわりに多数のウラン吸着剤を吊り下げたロープを氷山より降ろし、循環させ、吸着剤が氷上を通過する時にウランを回収するものである。吸着剤を入れる容器は図2のようにし、できるだけ多くの海水が吸着剤に接するようにする。この方法では従来考えられてきているポンプアップ方式や潮汐ダム方式に比べて、機構が簡単で、固定設備が少なくすむ。また後でのべるように動力も極めて少ない。

3. ウラン採取量

次に図1のようなシステムで1年間にどの程度のウランが回収できるか試算してみよう。

人工衛星を使って捜せば、1ノット程度で漂流し、幅1km位の氷山は容易に見つかりそうである。そこで、ロープの長さを5km(うち海水中の部分4km)とし、3m間隔で吸着剤の入った容器(2m×2m×2m)を吊し、氷山と海水との相対速度を1ノット(1852 $\mu\text{m/h}$ )とすると、1年間に吸着剤の容器を通過する海水の量は、 $86.5 \times 10^9 \text{ m}^3/\text{年}$ となる。海水中のウラン濃度は3.3 $\mu\text{g/l}$ であり、吸着率を30%とすると、85.6tのウランが吸着されることになり、さらに脱着回収率を90%とすると最終的に回収できるウランの量は77tとなる。必要動力は、仮りに使用荷重をポリアミド製ロープ(径150mm)の引張り強さの1/3とすると206tとなり、1日に1回ロープを回転させるに必要な動力は200kW

である。なおポンプ方式では1000tのウランを回収するための所要動力は57万kWと試算されている。

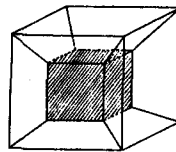


図2. 吸着剤収容器

(注) 我が国のウラン需要は1985年7,200t/年、1990年13,000t/年と見込まれている。

昭和基地周辺露岩地域の岩石地球化学

久保田孝紀 椎川誠 秋田大学教育学部  
 矢内桂三 白石和行 極地研究所

従来昭和基地周辺露岩地域の岩石及び、  
 鉱物資源に関する地球化学的研究についで  
 の報告は皆無に等しい。今回の研究対象  
 地域は図1に示す東西オングル島、ラング  
 ホブデ、スカルブスネス及びスカーレン  
 の各露岩地域である。これらの地域から  
 採取した岩石約330個について、全自動  
 蛍光X線分析装置を利用して、22種の  
 主成分及び微量成分元素の定量を行な  
 った。

今回はこの各種元素の分布と地球化学  
 の特性について報告する。

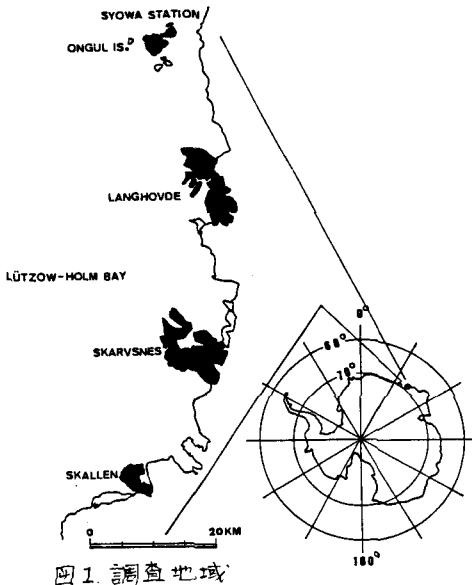


図1. 調査地域

研究方法

各露岩地域を適当な大きさのグリッドで区切り、各グリッドについて最も多く露出している岩石をそのグリッドの代表試料として採取した。表1に各地域の試料採取密度、グリッド数、サンプル数及び代表的岩石名を示す。

試料調整と分析法

岩石試料は、ロックトリマーで約1cm角まで粗砕した後、タングステンカーバイト製ディスクミルにより200メッシュ以下に粉砕した。特殊粉末パレット成型器を用いて、岩石粉末にバインダーを混ぜずに直径40mmの加圧(全圧20t)パレットを作成した。

分析は上記加圧粉末パレットを全自動蛍光X線分析装置(フィリップスPW-1400型)を利用して測定した。定量元素はSiO<sub>2</sub>, TiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MnO, MgO, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Zr, Y, Sr, Rb, Ba, V及びCrの22元素である。この蛍光X線分析装置には、1個の標準試料と、3個の測定試料を入れることができる。合計4試料の22元素の測定は、1サイクル約3時間で終了することができる。

分析結果

I. 元素の分布特性

1) 図2に東オングル島の岩相区分図、図3~8にZr, Y, Cu, Ni, Sr及びVの濃度分布図を示す。

この図から明らかになる様に、東オングル島産のざくろ石片麻岩中のZr及びYは、東オングル島内の他の岩種に対し高い含有量を示している。この地区のざくろ石

地域	試料密度 (km <sup>2</sup> )	グリッド数(個)	サンプル数(個)	代表的岩石
東オングル島	0.2 × 0.2	68	80	ざくろ石片麻岩 角閃石片麻岩 輝石片麻岩
西オングル島	0.5 × 0.5	34	36	輝石片麻岩 斑状輝石片麻岩
ラングホブデ	1.0 × 1.0	60	65	輝石片麻岩 ざくろ石片麻岩 角閃石片麻岩
スカルブスネス	1.0 × 1.0	66	72	輝石片麻岩 ざくろ石片麻岩
スカーレン	0.5 × 0.5	62	73	輝石片麻岩類 濁り片麻岩(花崗閃輝岩)
		290	326	

表1 岩石採取地域、採取密度、試料数及び代表的岩石

片麻岩中のZr及びYの含有量は他の研究対象地域に分布する岩種の中でも最も高い値を示す。

2) これに反し、前記がくろ石片麻岩中のCu, Ni, Sr及びVは他の岩種に比して低い含有量を示している。

SITE: EAST ONGUL ISLAND  
DATE: 1983 8  
TYPE: ROCKS  
REMARKS: EAST ROCKS

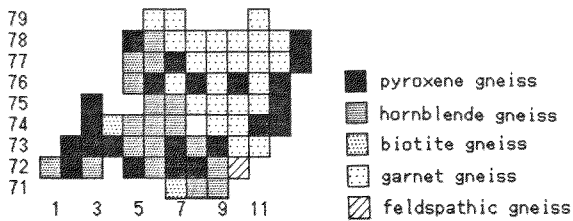


図2 東オングル島の岩相分布図

SITE: EAST ONGUL ISLAND  
DATE: 1983 8  
TYPE: ROCKS  
REMARKS: EAST-MIN (BY XRF)

ELEMENT= CU

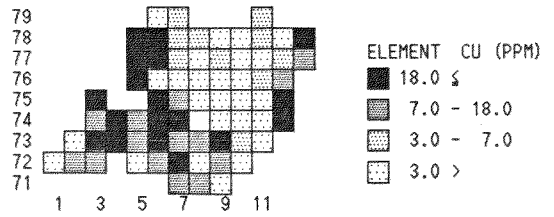


図5. 銅の濃度分布図

SITE: EAST ONGUL ISLAND  
DATE: 1983 8  
TYPE: ROCKS  
REMARKS: EAST-MIN (BY XRF)

ELEMENT= NI

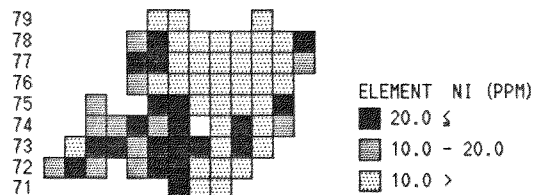


図6. ストロニウム濃度分布図

SITE: EAST ONGUL ISLAND  
DATE: 1983 8  
TYPE: ROCKS  
REMARKS: EAST-MIN (BY XRF)

ELEMENT= ZR

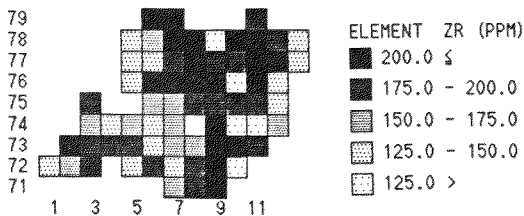


図3. シルコニウムの濃度分布図

SITE: EAST ONGUL ISLAND  
DATE: 1983 8  
TYPE: ROCKS  
REMARKS: EAST-MIN (BY XRF)

ELEMENT= SR

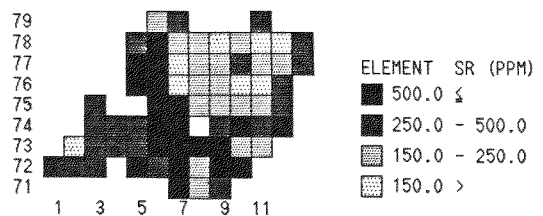


図7. ストロニウムの濃度分布図

SITE: EAST ONGUL ISLAND  
DATE: 1983 8  
TYPE: ROCKS  
REMARKS: EAST-MIN (BY XRF)

ELEMENT= Y

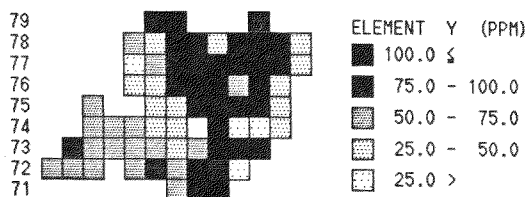


図4. イットリウムの濃度分布図

SITE: EAST ONGUL ISLAND  
DATE: 1983 8  
TYPE: ROCKS  
REMARKS: EAST-MIN (BY XRF)

ELEMENT= V

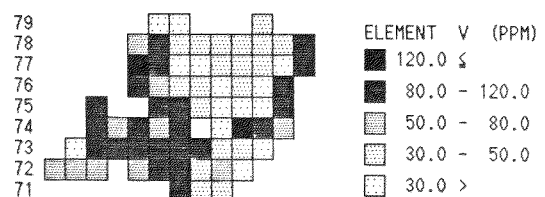


図8. バナジウムの濃度分布図

- 3) 全地域の岩石種の中で、東オングル島産のざくろ石片麻岩中の  $Mg/Fe+Mg$  比、 $Ca/(Ca+Na+K)$  比は低い値を示す。
- 4) スカーレン産片麻岩質花崗閃緑岩中の  $Ba$  の含有量は、全地域の各種岩石の中で最も高い。
- 5) ラングホブテ及びバスカルブス産のざくろ石黒雲母片麻岩、輝石片麻岩中の各種含有成分の分布特性については現在検討中である。

## II. 数値解析

研究対象地域の全岩石中の主成分及び微量成分について、相関係数、主因子分析及び因子得点算出等の数値処理を行った。表2は主因子分析による因子負荷量を示す。この表から第1因子では、 $Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, P, Zn, Ni, Sr$  及び  $V$  の相関が強く、 $Si$  は逆相関を示す。第2因子では、 $K, Pb, Y, Rb, Ba$  の相関が強く、これに対し  $Ni, Co, Cr$  は逆相関を示している。第3因子は  $Co$  の値が高い。

図9に主因子分析による第1因子負荷量から算出した因子得点 (score) の分布図を示す。この図から東オングル島のざくろ石片麻岩は他の岩種より第1因子で示される元素群の相関が低いことを表わしている。

全地域における因子得点の分布特性については現在検討中である。

### Principal factor analysis

Loadings	1	2	3	4
Si	-.849	.015	.371	.036
Ti	.911	.005	.223	-.083
Al	.730	.470	-.377	.093
Fe	.908	.176	.108	-.022
Mn	.731	-.089	.354	-.228
Mg	.870	-.367	-.068	.109
Ca	.898	-.038	-.311	-.120
Na	.721	.348	-.411	.079
K	.067	.910	.115	.167
P	.726	.210	-.007	-.000
Cu	.488	-.335	.325	.016
Pb	-.166	.516	-.090	.398
Zn	.872	-.004	.241	-.124
Ni	.657	-.482	.145	.426
Co	-.100	-.561	.605	.120
Zr	.335	.377	.465	-.567
Y	.300	.700	.428	.131
Sr	.662	.018	-.293	-.234
Rb	.082	.751	.233	.442
Ba	.133	.684	.294	-.074
V	.778	-.368	.001	.141
Cr	.496	-.490	.190	.480
Contributions	1	2	3	4
	9.04	4.36	1.97	1.34
%	41.1	19.8	9.0	6.1

表2. 主因子分析による因子

SITE: ANT. ROCKS  
 DATE: 1983 8 16  
 TYPE: ROCKS  
 REMARKS: ANT-MAJ (BY XRF)  
 ANT-MIN (BY XRF)  
 SCORE MAP OF LOG TRANSFORMED DATA  
 SCORE NO. 1

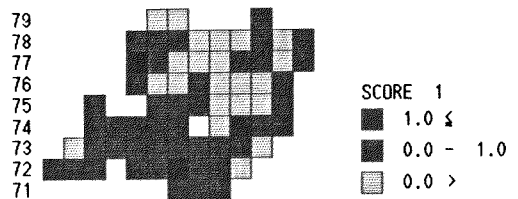


図9. 全地域一括データの主因子分析による第1因子得点分布図

昭和基地における大気中二酸化炭素のモニタリング\*

綿 坂 邦 彦, 島 倉 鉄 也  
(東大教養学部) ( 程 地 振 研 会 )

1. はじめに

二酸化炭素 CO<sub>2</sub> は, H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>, CO などと共に大気中の Green House Effect を地球に及ぼす大気成分として注目されてゐる。

南極昭和基地において、地球化学の研究観測として、大気中の二酸化炭素の測定が計画され、島倉、杉村(才12次)、村山(才13次)、戸林(才14次)、佐野(才15次)、安塚子(才16次)らによつて、二酸化炭素の連続観測が実施されてゐる。この問題は環境化学、気象学の問題として更に観測が継続され、久保田(才20次)、川藤(才21次)、さらには島岡(才23次)によつて測定が行われ、大気中の二酸化炭素の連続測定の意味は1980年、才4回南極生物シンポジウムにおいて綿坂が報告した。今回は特に23次のデータを中心として、大気中の二酸化炭素のモニタリングの問題として報告する。

2. 測定方法とその問題点

我が国の南極観測において、才12次より才16次まではガスクリン IR 315 分析計を用ひ、以後は同様に IR 865 及び IR 865-24 型を用ひて測定を行つてゐる。右装置は、大気中の ND IR GAS 分析計の Non dispersion の赤外線吸収を利用する方式である。

標準ガスは N<sub>2</sub> をベースとして 250~400 ppm CO<sub>2</sub> 標準ガス、及び 300~350 ppm の標準ガスを用ひながら、才23次には 212 は、217 がガスとして 315 ppm、及び 317 ppm を用ひ、スパンガスとして 366 ppm の標準ガスを用ひた。

20次、21次の観測に当たっては、引つぎの4フェーズで、各国標準ガスとの再フェーズを行つた。

標準ガスの問題は世界的な問題であり、南極の観測点の測定値を比較に standard として用ひるべきかの検討が行われ、Scripps の standard は経年変化が認められ、また、CO<sub>2</sub> が何れもベースガスとして

用ひるより測定値の差が大きいことが明らかになり、また NDIR E 用ひると、夫々の測定器による相違があり、校正が必要である。さらに、乾燥空気ベースと（標準ガス）を用ひるの窒素ベースと（標準ガス）を用ひるの差があり、これは carrier gas effect とよばれる。

これらの全てを補正を行つたのち、我が国が得た地域の観測データと絶対値として比較するこゝを以てする。

今回のデータは、昭和基地の相対的のデータとして取扱ふこととする。

3. 大気中の化学成分濃度

現在、一般に認められてゐる大気中の化学成分濃度を表に示す。この中で、水蒸気は二酸化炭素は地域的、時間的に変動の大きい成分である。右表中には平均滞留時間を合せて示した。

大気中の化学成分 ( % ) \*

成分	含有量	平均滞留時間
N <sub>2</sub>	78.054	10 <sup>6</sup> y
O <sub>2</sub>	20.946	10 <sup>4</sup> y
Ar	0.934	10 <sup>9</sup> y
H <sub>2</sub> O	~0.39	10 d
CO <sub>2</sub>	0.0315	15 y

\* Dry Air = 100.

Ne 18 ppm, He 5.2 ppm

CH<sub>4</sub> 2.2 ppm, N<sub>2</sub>O 1 ppm.

安定な Ar は平均滞留時間が長く、H<sub>2</sub>O は水として地上にもおりの 10 d と短い。CO<sub>2</sub> は一応 15 年程度と考へて置かれる。CO<sub>2</sub> は、大気中に微量成分であるが、温室効果は大きく作用すると思はれる。

\* 二酸化炭素はモニタリングの意味

過去に於いて大気中の二酸化炭素と海水中の炭酸塩との比は 1 : 60 であり、二酸化炭素は海洋と大気との緩衝体であり、地球大気中の二酸化炭素は生物活動により吸収と放出とを繰り返してゐる。しかし、最近の報告によつて、大気中の放出と吸収

化石燃料の約1/2が海洋に吸収され、その約1/3が大気中に蓄積され、残りの1/6が地層中に埋蔵される。化石燃料の消費により、大気中の二酸化炭素の増加の約50%は、CO<sub>2</sub>の基準振動の35、1957年と1990年の間に吸収された地表からの放射を妨げ、温室効果の約1/3が減少したと推定されている。

既によく知られているように、世界各地、特にマウナロア、南極氷河にはCO<sub>2</sub>の連続観測は有名である。昭和基地は南極に於ける数少ないCO<sub>2</sub>観測の基地として、南極沿岸地域にはあり、南極氷河のより北相関してあり、そのため、南極海との相互作用はより顕著である。南極に於ける南半球の観測は、その意味を合意して観測の意義もまたある。

二酸化炭素を「クリン」地質

現在、大気中の二酸化炭素の測定が行われ、その結果を示す。このように、二酸化炭素の増加は「クリン」地質、地球の将来を脅かす上での重要な項目として取り上げられるべきである。

世界の主要CO<sub>2</sub>観測地質

Agency	Location of Station	altitude
scripps	Baring Head	175°E 41°S Sea Level
	Barrow	157°W 71°N 26m
	Christmas Is.	157°W 2°N Sea Level
	Fanning Is.	159°W 4°N Sea Level
	Mauna Loa	156°W 20°N 3.4km
	South Pole	90°S 2.8km
	WeatherShip P	145°W 50°N sea Level
Univ. of Stockholm	North Atlantic	~10-12km
NOAA	Ascension Is	63°W 16°N 62m
	Amsterdam Is	75°E 36°S 150m
	Azores	27°W 38°N Sea Level
	Barrow	157°W 71°N 26m
	Mauna Loa	156°W 20°N 3.4km
	Mauna kea	155°W 20°N 4225m
	Palmer station	64°W 65°S 5m
	Samoa	170°W 14°S Sea Level
	Seychells	51°E 8°S ~
	South Pole	90°S 2.8km
St Croix	65°W 17°N ~	
WeatherShip C	36°W 53°N Sea Level	

CSIRO	Cape Grim	145°E 41°S 92m
	Macquarie Is	159°E 54°S Sea Level
	Mawson	61°E 66°S "
	S.W. Pacific	35-12km
Environ Canada	Wdbergga	116°E 32°S Sea Level
	Akerk	62°W 62°N Sea Level
	Sable Is	60°W 44°N "
	WeatherShip P	145°W 50°N "

6. 最近の昭和基地での観測結果  
 中23記録により、昭和基地での観測された値は月平均を示す。

Date	CO <sub>2</sub> ppm	Δmax ppm
1982, 2月	336.4 ± 0.8	3.1
3月	336.0 ± 0.9	4.4
4月	336.1 ± 0.9	3.0
5月	335.4 ± 0.8	3.3
6月	335.1 ± 1.2	4.8
7月	335.7 ± 1.2	3.8
8月	336.2 ± 1.1	3.6
9月	336.8 ± 0.9	3.4
10月	336.4 ± 0.7	2.7
11月	337.4 ± 0.5	2.3
12月	337.7 ± 0.5	1.6
1983, 1月	337.5 ± 0.6	3.5

1) 昭和基地は南極大陸沿岸にあり、CO<sub>2</sub>の値は天候、風向により左右され、5ppm程度の変動を示す。

2) Austral summer には高い値を示し、winter には低い値を示す。月平均値を示すと、夏と冬の間は2.6ppmの差がある。

3) 月内の最大値と最小値との差はΔmaxで示したとき、この最大値は6月の4.8ppm、最小値は12月の1.6ppmである。

4) 1982年~1983年と1984年とを比べると、増加量は1.1ppmである。

これらのデータから、昭和基地でも、大気中のCO<sub>2</sub>は年1ppmの増加を示すことが考えられる。



昭和基地周辺湖沼の水質のモニタリング

○村山治太・中谷 周・綿坂邦彦・鳥居鉄也  
(横浜国大) (弘前大) (東大) (千葉工大)

はじめに

昭和基地開設と共に、周辺の湖沼水の地球化学的研究が始められたが、その後環境科学の立場から湖沼水のモニタリングが続いている。地球化学の立場から南極圏の湖沼を研究する場合、水収支を別にすれば、けん濁物を含めて、蓄存しているあらゆる化学種の蓄存濃度、蓄存状態、全存在量、収支などが興味の対象になっている。環境科学の立場から湖沼水のモニタリングをする場合にも、地球化学的手法を用いて湖沼水の変化が取り扱われている。

昭和基地付近の露岩地帯には多数の湖沼が存在し、その蓄存塩の濃度も広い範囲にまたがっている。塩化物イオン濃度で蓄存塩の多寡を示すと、最低値 1.3 mg/l, 最大値 210 g/l (20°C の密度 1.223) である。これら蓄存している塩類の供給源はさまざまであり、夏季には生物活動が盛んな湖沼も多い。これら湖沼の水質が季節的に、或いは長年月の間にもどのように変動するかということは、興味ある問題である。

モニタリングポイントの選定

湖沼水の水質の季節的な、或いは長期的な変動を観測するために、また湖沼に対する昭和基地を中心とした活動する人間の影響がどのように現れるかを知らるために、次の5つの湖沼を継続観測地点に選定、1979年(20次隊)からモニタリングをはじめた。

水汲み沢 (東オングル島)

大池 (西オングル島)

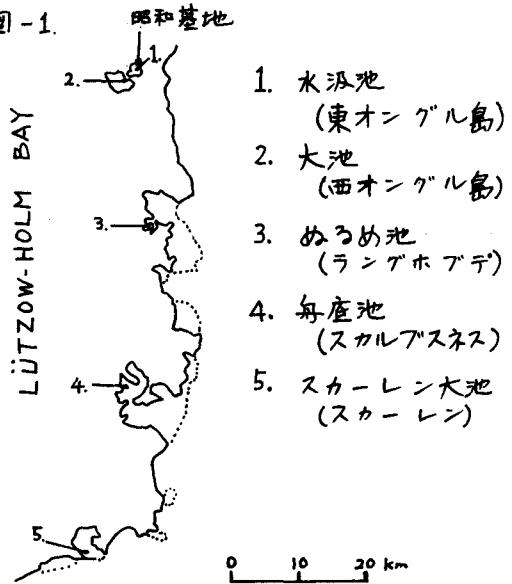
ぬるめ池 (ラングホアデ)

毎底池 (スカルフスネス)

スカーレン大池 (スカーレン)

これらの池は 1) 接辺・採水がしやすい、2) 基地からの距離が適当であり、3) 複数の人々が調査し、結果が公表されている、などの理由から選ばれた。池の位置関係を図-1に示す。

図-1.



モニタリングの現状

化学分析を行うことの出来る者が越冬した場合を除いては、なるべく分野の近い方にお種いしてサンプリングしてもらい、凍結したまま日本に持ち帰り、綿坂が代表者になって受け取り・保管・分析を行っている。

結果の一部を表-1に示す。蓄存塩の濃度の高いぬるめ池の中層～深層、毎底池はほぼ安定している様であったが、水汲み沢・大池・スカーレン大池は深層まで、年によって塩濃度が異なっている。

表-1. 塩化物イオンの変動

水汲み沢 (mg/l)	ぬるめ池 表層 (g/l)	毎底池 (g/l)
1969年 193	1967年 10 25	1967年 133
1970 237	" 15 31	1972 130
1972 107	1969 6 23	1973 133
1973 84	1972 16 29	1979 150
1979 23	1979 11 23	1981 135
1981 334	" 15 28	1982 144
1982 54	1981 10 26	
	" 15 27	
	1982 深層 26	

南極ドライバレー地域と昭和基地周辺のEvaporites

東京工業大学  
千葉工業大学

森川 日出貴, 平林 順一, 小坂 文予  
鳥居 鉄也

南極ビクトリアランドのドライバレー地域には、南極大陸最大の露岩地帯があり、この谷間にはいくつもの塩湖や淡水湖が存在している。湖の周辺のエボラシト中には、いく種類ものEvaporitesが存在し、塩湖やEvaporitesの成因に関して数多くの興味ある研究報告がある。著者らは1963年12月にライト谷のドンファン池、1964-65年にマイヤース谷のマイヤース湖、1973-74年にDry Valley Drilling projectに参加した際にライト谷のバンダ湖とビクトリア谷のビーダ湖の地球化学的調査を行ない、同地域で採取したEvaporitesについて粉末X線回折法によってその構成鉱物を同定した。

一方、南極フリースオラフ海岸にも多数の露岩地域があり、そこには種々水質の異なる湖沼が存在しており、さらにその周辺の岩石や砂の上には種々のEvaporitesが析出している。著者らは1966年12月から1967年4月までの期間に東オングル島、ラングネブデの露岩地域と1972年12月から1974年2月までの期間に新南岩、日の出岬、東オングル島、西オングル島、ラングネブデ、スカルフスネス、スカーレンの露岩地域の地球化学的調査の際に採取したEvaporitesについても同様に構成鉱物を同定した。

ドンファン池では新鉱物南極石、 $CaCl_2 \cdot 6H_2O$ を発見し、マイヤース湖では $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ,  $CaCO_3$ ,  $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ ,  $Na_2SO_4$ を採取した。バンダ湖とビーダ湖の周辺で採取したEvaporitesなどの分布をそれぞれ図1と図2に示した。フリースオラフ海岸で採取したEvaporitesは表1にまとめられた。1974-75年のライト谷とテラー谷の調査結果は西山により報告された。

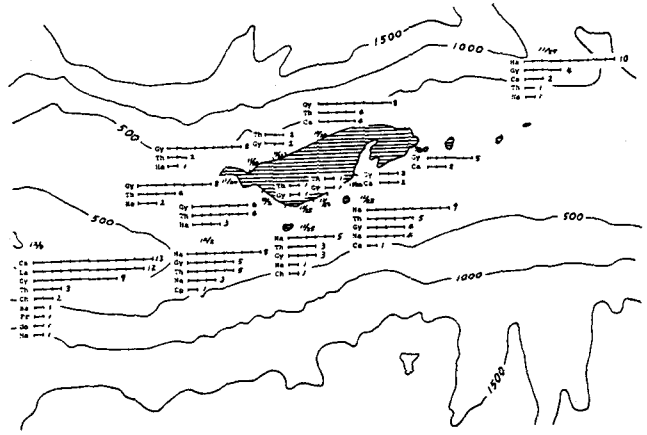


図1. バンダ湖周辺のEvaporitesなどの分布

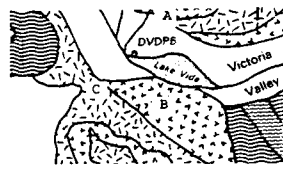
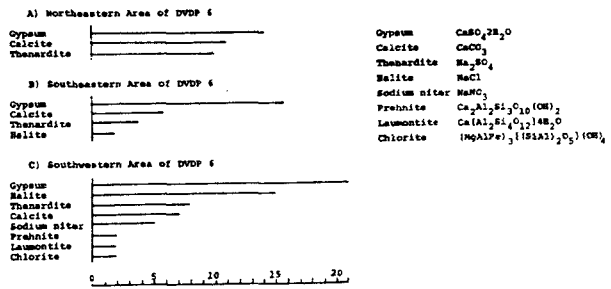


図2. ビーダ湖周辺のEvaporitesなどの分布

表1. フリースオラフ海岸地域で採取されたEvaporites.

	ライト	カボット	アズマ	アズマ	アズマ	アズマ	アズマ	アズマ	アズマ
新南岩	○	○	○						○
日の出岬	○	○	○						
東オングル島					○	○	○	○	○
西オングル島				○					
ラングネブデ	○	○	○						○
スカルフスネス	○	○	○	○	○	○	○	○	
スカーレン									○
	NaCl	CaCO <sub>3</sub>	CaCO <sub>3</sub>	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·7H <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O	MgSO <sub>4</sub> ·7H <sub>2</sub> O	MgSO <sub>4</sub> ·6H <sub>2</sub> O	Fe <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>3</sub> ·(OH) <sub>2</sub> ·H <sub>2</sub> O
									Al <sub>2</sub> (OH) <sub>2</sub> (SO <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> ·3H <sub>2</sub> O

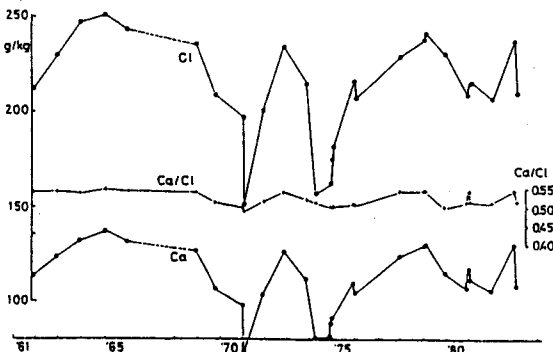
## ドンファン池の継年観測

中谷 周(弘前大理)鳥居鉄也(千葉工大)山 景 登(国立公衆衛生院)村田貞雄(千葉工大)

ドンファン池はドライバレー地域、ライト谷の南段、バンブ湖の西約13kmに、1961年10月に発見された(Meyer et al., 1962)。大陸氷床の東30km、ロス海の西60kmの内陸、海拔118mの凹所に位置し(77°34'S, 160°10'E)、年平均気温-20°C、最低気温-57°C(1969年観測)の地でありながら高塩分濃度の不凍池である。1963年、この池を訪れた鳥居らにより南極石(CaCl<sub>2</sub>·6H<sub>2</sub>O)が発見された(Torii and Osaka, 1965)。それ以来、各国の多くの研究者が注目し、池の塩起因を始めとする種々の研究を行っている。1973年及び75年にはDVP(Dry Valley Drilling Project)の一環として、井5及び13の掘削が行われる等活発な研究が行われている。我国の地球化学的研究も1962年福島島の地を訪れて以来、鳥居を中心として、継続して観測を行って来た。その間の観測結果の一部は既にTorii et al.(1970), (1977)に報告されているが、演者らは1982-83年シーズンまでの約20年間の観測結果を基にドンファン池の地球化学的考察を進めた。

ドンファン池、池水の主成分は塩化カルシウムであり(Torii et al., 1970)、塩分含有量は池水1kg当り約390gと海水の約11倍にも相当する高塩分である。主成分である、Ca<sup>2+</sup>、Cl<sup>-</sup>濃度の継年変化を図1に示す。Ca<sup>2+</sup>、Cl<sup>-</sup>濃度は年ごとに变化する。Ca<sup>2+</sup>/Cl<sup>-</sup>濃度比は2.50

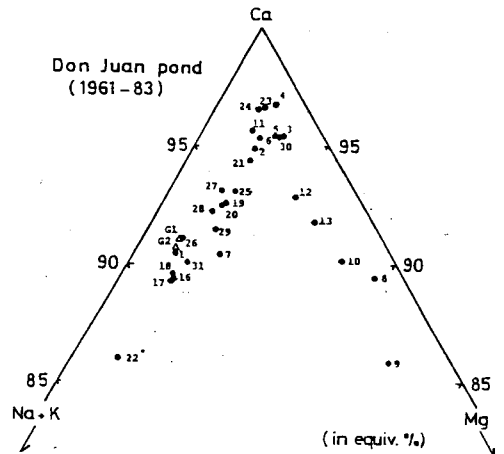
図1.



~0.55の変化でほぼ一定である。これは、例えば1975年1月6日~14日の池の大きさが長径(東西)800m、短径(南北)350m、最大水深10cm(Mudrey et al., 1975)、1983年1月4日、長径130m、短径63m、最大水深3cmの観測結果に示されるように、年ごとの池への供給水量、池からの池水の蒸発量が増減する事により化学成分濃度も変化するものと考えられる。1970-77年シーズンの濃度は大きく減少し、Ca<sup>2+</sup>/Cl<sup>-</sup>濃度比は0.49を示しているが、このシーズンはバンブ湖へのオニツス川の流入量がきわめて多く、バンブ湖湖水面が約2.4m上昇、ドンファン池への供給水も多く、最大水深24cmを記録している。このため池水の希釈が起ったためと考えられる。近年は池の大きさ、水深ともにドンファン池は縮小の傾向にあり、ドンファン池の大きさ、化学成分濃度変化は池水の供給水量の変化、すなわちライト谷の気候変動を反映しているものと考えられる。

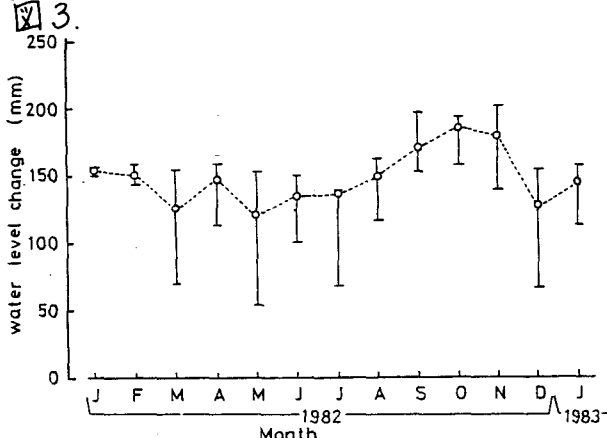
池水の主陽イオン組成を図2に示す。継年変化を見ると(Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup>)に富むものと、Mg<sup>2+</sup>に富むものに分けられる(図中の数字は試料番号である。但し、22\*, G1, G2はDVP13掘削ホールから得られた地下水である)。

図2.



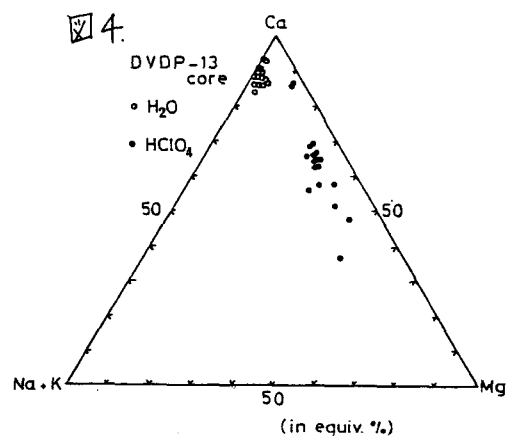
Mg<sup>2+</sup>に富む池水の観測されたシーズンは1970-71年の池水への供給水量が多かったシーズン及びそれ以後2年程度のシーズンに对应している。その他のシーズンでは(Na<sup>+</sup>+K<sup>+</sup>)に富んでおり、図2に示すDVD P13堀削ホールから得られたG1(6.10m深), G2(9.42m深)(Torii and Waguri, 1975)の地下水組成と良く似た組成を示す。これは化学成分組成から池水の供給経路を知る手がかりを与えるものではないかと思われる。

ドンファン池の1982-83年通年の池水位変動観測結果(Dickson, 1983)を図3に示す。



池水位は10月に最大を示している。通常、ドライバレー地域では周辺の氷河氷が融解し、その融氷水が流水となり低地へ流下するのは各年により気象条件で異なるが、例えばバンタ湖へ流入するオニックス川では、その年により低温のため流入しない事もあるが、通常11月末又は12月始めから1月末までであり、10月に地表面に流氷が存在する事はほとんど観測されていない。特に、1982-83年のシーズンには1月始めでもドンファン池への流入水は観測されていなかった。しかし、図3に示す池水位の変化は観測されており、供給水が存在しなければ蒸発による池水位の一方向的減少が観測されるのみであり、降雪量がきわめて少ない地であるだけに供給水の存在を考慮しなくてはならない。

1975年1月にドンファン池の東岸でDVD P13, 74.98mまでの堀削コアが得られた。この堀削コアの0.00~12.67mまではsands及びsiltであった。この0~12mまでの試料について、H<sub>2</sub>O及びHClO<sub>4</sub>抽出物の化学成分組成を測定し、結果を図4に示す。H<sub>2</sub>O抽出



物組成はドンファン池池水の組成を示し、HClO<sub>4</sub>抽出物はドンファン池へ多量の供給水があったシーズンの池水よりもさらにMg<sup>2+</sup>に富む組成を示し、きわめて興味ある結果である。

これらの結果から考えると、ドンファン池への供給水は地下水(伏流水)として供給される。地下水は堆積物層を通して来るため堆積物中の水可溶成分を溶解、供給する。一方、供給水が多量でMg<sup>2+</sup>に富む池水はHClO<sub>4</sub>抽出物に示されるように、地表面に存在する岩石風化物等が供給水が多く、地表面を流れるために流下過程で溶解し、ドンファン池へ流入、供給される事を示すものと考えられる。

1975-76年の観測データを基に、ドンファン池池水存在量及び化学成分濃度から、ドンファン池へ供給される地下水組成を求め、その組成とドンファン池及びDVD P13堀削ホールより得られた地下水組成を比較すると、きわめて良い一致を示す結果を得た。このことはドンファン池池盆には地下水が存在し、ドンファン池への水供給は地下水(伏流水)に

よるとする Harris and Cartwright(1982)  
の考案と符号するものである。

## 文 献

- Dickson, R.H.J.(1983): Hydrological research report. Dry Valleys, Antarctica, 1982-1983. Ministry of Works and Development. ChCh, NZ.
- Harris, H.J.H. and K. Cartwright(1982): Antarctic Research Series, 13, pp.161-184. American Geophysical Union, U.S.A.
- Meyer, G.H., M.B.Morrow, O.Wyss, T.E.Berg and J.L.Littlepage(1962): Antarctica: The microbiology of unfrozen saline pond. Science, 138, 1103-1104.
- Torii, T. and J.Ossaka(1965): Antarcticite: A new mineral, calcium chloride hexahydrate, in Antarctica. Science, 149, 975-977.
- Torii, T. and O. Waguri(1975): Preliminary report, 1974-1975. DVDP Bulletin,5, 106-107.
- Torii, T., S.Murata, J.Ossaka and N.Yamagata(1970): Report of the Japanese summer parties in the dry valleys, Victoria Land, 1963-1965.VIII. Occurrence of Antarcticite in Don Juan Pond-Sequential change and the conditions of crystallization. Antarctic Rec., 37, 26-32.
- Torii, T., N.Yamagata, J.Ossaka and S.Murata (1977): Salt balance in the Don Juan Basin. Antarctic Rec., 58, 116-130.
- Mudrey, M.G.Jr., T.Torii and H.Harris(1975): Geology of DVDP 13-Don Juan Pond, Wright Valley, Antarctica. DVDP Bulletin, 5, 78-93.

## 南極内陸塩湖の微量成分からみた塩起因

増田 宜泰 (北大・水産), 中谷 周 (弘前大・理)  
鳥居 鉄也 (千葉工大)

はじめに ; 世界の人口のおよそ九割を占める北半球での人類活動は海洋・大気を通して地球全体にその影響を及ぼしている。今後の地球環境を考えると、「環境へ放出された物質がどのような運命をたどるか」を知ることは重要な課題である。すなわち、化学物質の直接または大気を通して水圏へもたらされる輸送経路や水圏での挙動を正確に把握することは不可欠である。

本研究では、人類活動がほとんど無く、かつ工業活動の汚染も北半球中緯度地帯から最も離れた南極地域(ドライバレー地域)を研究の場とした。その理由は、低温なことを除けば本来の地球の環境を最も良く保存している地域であること、そして観察される化学物質の源がわかれば、全地球的な循環についての情報が得られること。さらに、この地域は極端に降水が少なく、あってもすぐ昇華してしまう。そのため、海洋に由来する物質および大気エアロゾルによりもたらされた物質は再び移動しやすく、これらの寄与を長時間記録していると考えられることである。このように化学物質の地球規模の輸送機構を考える上で南極は非常に良い実験の場である。

南極のドライバレー地域の湖沼水、流入河川等の化学成分の解析、すなわちそれらの起源を考察することによって化学成分の移動について明らかにすること、また、微量元素からみた南極内陸塩湖の塩起因を明らかにすることを目的とした。

方法 ; 1978-79年および1982-83年の夏期に南極ビクトリアランドのドライバレー地域で試料を採取した。バンダ湖の試料は、10層にわたるステンレス製北原式採水器(1ℓ)で得た。オニツクス川および他の湖沼はプラスチック製ジョッキで採水した。保存に用いたポリエチレンビンはあらかじめ6M硝酸に一週間浸し洗浄した。採水後試料をポリエチレンビんに分取し、精密分析用塩酸を加えpH 1.5~1.8とし吸着を防いだ。微量元素の定量は、Cu, Fe, Al, Ni, Znについては溶媒抽出-フレームレス原子吸光法で求めた。Sc, Cr, Mn, Co, Zn, Rb, Sr, Sb, Cs, Thについては中性子放射化学分析法(立教原研 TRIGA II 炉,  $f=5 \times 10^{-10} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ , Ge(Li)半導体検出器(25cc), 4096 ch MCA)を用いた。

Table 1 Analytical results on trace elements of Onyx River and Lake Vanda, Victoria Land, Antarctica ( $\mu\text{g per kg H}_2\text{O}$ )

Sample	Al	Sc	Cr	Mn	Fe	Co	Ni
Onyx River	540±30	0.13±0.01	0.82±0.08	10±1	500±30	0.30±0.02	23.2±1.0
Lake Vanda (depth m)							
4	6.4±0.5	0.05±0.02	0.7±0.2	2.9±0.3	16.4±0.8	0.30±0.02	20.0±1.0
10	7.8±0.5	0.0026±0.0006	0.33±0.09	2.7±0.3	15.6±0.8	0.13±0.02	8.9±0.5
20	9.8±0.5	0.003±0.002	<0.3	4.4±0.3	19.2±0.8	0.12±0.04	8.9±0.5
30	6.0±0.5	<0.002	<0.3	2.5±0.3	11.2±0.8	0.13±0.03	6.7±0.5
40	8.1±0.5	<0.002	0.5±0.3	2.4±0.3	18.0±0.8	0.16±0.03	6.7±0.5
45	9.9±0.5	0.002±0.002	0.30±0.08	34±1	32.0±2.0	0.33±0.02	13.3±0.7
50	11.2±0.5	0.006±0.002	0.6±0.5	19±1	22.0±2.0	0.12±0.02	11.1±0.7
55	8.1±0.5	0.018±0.009	<2	350±10	14.0±0.8	0.68±0.09	37.7±2.0
60	12.7±0.5	0.34±0.02	<4	2,100±100	180±10	2.0±0.2	70±4
64	8.1±0.5	0.19±0.03	<6	2,900±100	500±30	1.7±0.3	175±10
Sample	Zn	Cu	Rb	Sr	Sb	Cs	Th
Onyx River	28±4	31.3±1.5	2.3±0.6	22±4	0.05±0.02	0.05±0.02	0.090±0.008
Lake Vanda (depth m)							
4	39±3	37.4±1.5	3.0±0.7	280±20	0.07±0.03	0.04±0.02	<0.01
10	14±1	10.6±0.5	3.2±0.8	210±20	0.03±0.02	0.007±0.006	0.016±0.008
20	23±3	16.9±1.0	4±2	340±30	<0.05	<0.03	0.03±0.03
30	44±4	24.4±1.5	4±2	540±30	<0.05	<0.03	<0.03
40	36±3	29.1±1.5	6±3	590±30	0.14±0.05	<0.02	<0.03
45	60±4	30.1±1.5	8±2	970±30	0.05±0.03	0.04±0.02	<0.01
50	100±10	75±5	15±3	2,800±200	0.05±0.02	0.03±0.02	0.04±0.004
55	320±20	650±30	60±20	18,000±1,000	0.22±0.09	<0.1	<0.2
60	480±20	970±50	160±40	36,000±2,000	10±2	1.2±0.2	1.7±0.4
64	700±30	830±50	190±40	60,000±3,000	3.1±0.5	1.3±0.3	1.0±0.5

**結果と考察：** 結果を表1に示す。得られた知見は以下の通りである。

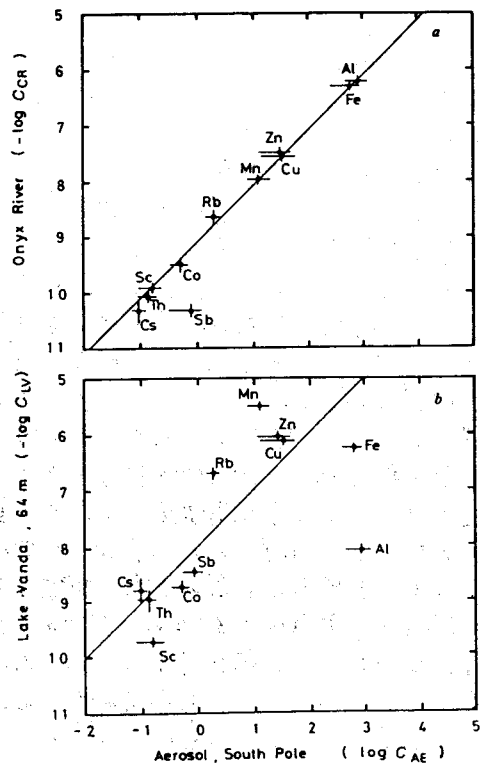
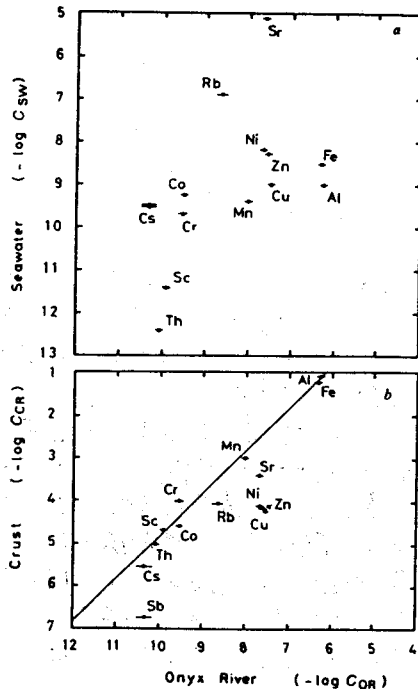
1) バンダ湖では微量金属は40~50m層から底層にかけて急激にその濃度を増す。(13~1200倍)。しかし、アルミニウムだけは表層より底層まで一定値を示す(約9μg/kg)。そして鉄も表層より55m層までほぼ一定の値(平均19μg/kg)を示すが、これ以下で急激にその濃度を増加させる(底層水500μg/kg)。このことは、バンダ湖の60m以深が還元環境になっていることから、鉄濃度は酸化鉄の沈殿平衡に支配されている事で説明できる。この過程はマンガンについてもあてはまる。

2) 南極塩湖のすべての化学成分起因を単一の輸送経路としてとらえることは難しい。バンダ湖の塩類の起源として提唱されている主なものは ① フィヨルド時代の海水 ② 南極大陸の岩石の風化 ③ 地球規模で循環する大気エアロゾルおよび海塩粒子 である。

ここでは、バンダ湖に対する最大の物質供給源と考えられるオニツクス川の元素組成と、海水組成、平均地殻組成および南極点大気エアロゾルの比較より、今回測定した微量金属の輸送経路は以下の通りと考えられる：

大気エアロゾル → 降水またはドライフォールアウト → 氷河融水 → バンダ湖。

以上の結果、南極大陸へもたらされる重金属は主に大気エアロゾルに由来することがわかった。南極近辺には大きなエアロゾルの発生源がないことから、地球規模で循環する大気エアロゾルがその起源と考えられる。このことは、人類活動により放出された汚染物質が地球環境全体に影響を与える可能性を示すものである。



## 南極大陸における有機地球化学的研究の現状

○松本滄彦(都立大・理) 鳥居敏也(千葉工大) 半谷高久(都立大・理)

## [はじめに]

南極大陸は南極半島を除き維管束植物の存在しない地球上唯一の大陸である。南極はその大部分が厚い氷に閉ざされているが、大陸の周辺部にはオアシスと呼ばれる露岩地帯が多数知られており、大陸を理解するに重要な窓口となっている。またここには大小様々な湖沼が点在し、地球化学者の興味を喚起してきている。

南極大陸における無機成分の地球化学的研究は多数の研究によりなされているが、有機成分に関しては非常に限られており、主として脂質成分の研究が行われているのみである。ここでは南極ビクトリアランドのドライバレー地域、昭和基地周辺およびベストフォールトヒルにおける湖沼水、湖沼堆積物ならびに土壤の有機地球化学的研究の現状について述べる。

## [湖沼水中の有機成分]

湖沼水中の有機成分についてはドライバレー地域を除いてはほとんど知られていない。Parkerら(1974)は、Lake Bonneyにおける湖水中の全有機炭素(TOC)の深度分布を測定し、それらの濃度は一般に高くしかも急激な季節変動をすると報告している。その後Lake Bonneyを含め、Lake FryxellおよびLake Vandaの層水でも同様に高濃度のTOC(15-63.8 mg C/l)が検出されている(Matsumoto and Hanya, 1977; Matsumoto et al., 1979)。しかしながらこれらの湖の表層水ならびに他のドライバレーの湖沼では、このような高濃度のTOCは観測されなかった(Matsumoto et al., 1979)。

炭化水素は上部ライト谷の無名の池およびLake Vandaの層水(60.4 m, 65.9 m)でのみ検出されている。特記すべきことはLake Vandaの65.9 mで、2,6-dimethylhexadecaneと推定される炭化水素が主成分として見つかっていることである。これは従来湖沼水や微生物中に存在することが知られている

いか、Lake Vandaの湖底には特異なγ-ノースがあることも推定させている。

脂肪酸は炭素数がC<sub>9</sub>-C<sub>32</sub>の範囲のもので、飽和、不飽和ならびに分岐を有するものが、Lake Bonney, Lake Fryxell, Lake VandaおよびLake Joyce等で検出されている。しかしながらこれらの濃度は、一般にかなり低い(2.5-61 μg/l, Matsumoto and Hanya, 1977; Matsumoto et al., 1979)。

ステロール類はLake Vandaからcholest-5-en-3β-ol, 24-methylcholesta-5,22-dien-3β-ol, 24-methylcholesta-5-en-3β-ol, 24-ethylcholesta-5,22-dien-3β-olおよび24-ethylcholesta-5-en-3β-olが同定されている。驚くべきことに通常高等植物に顕著と見られる24-ethylcholesta-5-en-3β-olが最もドミナントである。これはblue-green algae等がγ-ノースと推定されている(Matsumoto et al., 1982, 1983a)。

フェニルカルボン酸はo-hydroxyphenyl-acetic acid およびp-hydroxybenzoic acidがLake Vanda, Lake Bonney等で同定され、o- およびm-hydroxybenzoic acid, vanillic acidの存在が示唆されている。フェニルカルボン酸のパターンは、維管束植物の存在する東京や小笠原諸島のそれと著しく異なっている。このことは逆にフェニルカルボン酸のパターンが、湖沼水の維管束植物の寄与を示す重要な指標となることを提示している(Matsumoto et al., 1979)。

## [湖沼堆積物中の有機成分]

ドライバレー地域、昭和基地周辺およびベストフォールトヒルの湖沼について研究が行われている。TOC濃度は湖沼により大きく異なるが、一般に低いのが特徴となっている。炭化水素は飽和、不飽和および分岐のものが検出されているが、一般に低濃度である。昭和基地周辺のいちぢく池および舟屋池ならびにベストフォールトヒルのDeep Lakeの炭化水素の主成分は、イソプレノイト(C<sub>18</sub>, C<sub>19</sub>,



C<sub>20</sub>)である。Lake Vanda からは、湖底水と同様に 2, 6-dimethylhexadecane と思われる炭化水素が主成分として検出されている。一般に炭化水素のパターンは湖沼により大きく異なり、湖沼中の生態系の相違を反映しているものと思われる (Matsumoto et al., 1979; 1981a; 1983b)。

脂肪酸は C<sub>8</sub>-C<sub>34</sub> の範囲の飽和、不飽和ならびに分岐のものが多いことが、その濃度は一般に低い。主成分は主として C<sub>20</sub> 以下の飽和と不飽和のものから構成されている。

ステロール類はバンダ湖氷から検出されたものの他に, cholesta-5, 22-dien-3 $\beta$ -ol, 5 $\alpha$ -cholestan-3 $\beta$ -ol, 24-methyl-5 $\alpha$ -cholestan-3 $\beta$ -ol および 24-ethyl-5 $\alpha$ -cholestan-3 $\beta$ -ol が、トライバレーの湖沼堆積物等で同定されている。バンダ湖氷中のステロールと同様に 24-ethylcholest-5-en-3 $\beta$ -ol が最もトメイントである。このことは昭和基地周辺のいちぢく池およびビーカーン大池でも観察されている。Green algae および blue-green algae が、ユーストとなっているのである (Matsumoto et al., 1982; 1983a)。

フェノールカルボン酸のパターンもトライバレー地域の湖沼水と同様に、維管束植物の存在しない南極の環境を反映していることが示されている。

### [土壌中の有機成分]

トライバレー地域の TOC と脂肪酸についての報告があるのみである。TOC 濃度は一般に著しく低く、有機物の生産が非常に制限されていることを示している (0.037-3.2 mgC/g 乾土, Matsumoto et al., 1981, 1983c)。

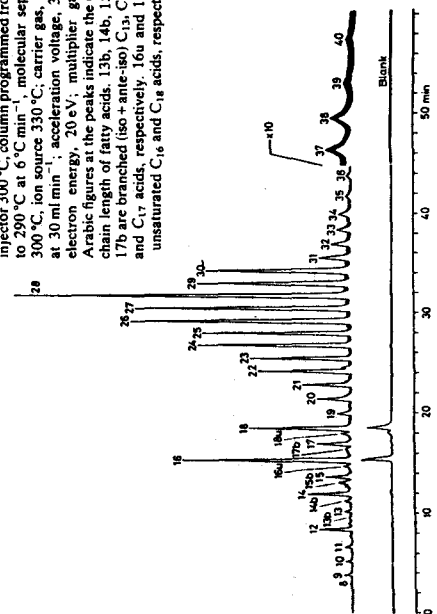
トライバレー地域の脂肪酸は、驚くべきことに偶数炭素優位性に乏しく、しかも C<sub>20</sub> 以上のものが高い比率で存在する (図 1)。これらの特徴を有する脂肪酸は、現存する生物では知られていない。これらに類似する脂肪酸は、U. S. A. から得られた Palaeozoic から Cenozoic の堆積岩および頁岩中に検出

されている。また Sackett et al. (1974) は、北極海の堆積物中の有機物の 90% 以上が、南極大陸の堆積岩に由来することを示唆している。トライバレー地域には石炭化不変石炭を含む Beacon Sandstone が分布している。それゆえこれらの脂肪酸は、堆積岩に由来するものと推定されている (Matsumoto et al., 1981)。

### [文献]

- Matsumoto and Hanya (1977): *Antarct. Rec.*, 58, 81-88. Matsumoto et al. (1979): *Mem. Natl. Inst. Polar Res. Spec. Iss.* 13, 103-120. Matsumoto et al. (1981a): *Verh. Internat. Verein. Limnol.*, 21, 703-707. Matsumoto et al. (1981b): *Nature*, 290, 688-690. Matsumoto et al. (1982): *Nature*, 299, 52-54. Matsumoto et al. (1983a): submitted to *Hydrobiol.* Matsumoto et al. (1983b): *Geochem. J.* 17, 1-8. Matsumoto et al. (1983c): *Geochem. J.* In press. Parker et al. (1974) *Virginia J. Sci.*, 25, 136-140. Sackett et al. (1974) *Science*, 185, 1045-1047.

Fig. 1. Mass fragmentogram (m/e 74) of the fatty acid fraction obtained from soil sample collected from Victoria Land in Antarctica (Bonney, west lobe-1). Conditions: silanized glass column (200 cm x 3 mm i.d.) packed with 1% silicone OV-1 on 80-100-mesh Chromosorb W AW DMCS; temperature, injector 300°C, column programmed from 100 to 290°C at 6°C min<sup>-1</sup>, molecular separator 300°C, ion source 330°C, carrier gas, helium at 30 ml min<sup>-1</sup>, acceleration voltage, 3.5 kV, electron energy, 20 eV; multiplier, gain, 3. Arabic figures at the peaks indicate the carbon chain length of fatty acids. 13b, 14b, 15b and 17b are branched (iso + ante-iso) C<sub>13</sub>, C<sub>14</sub>, C<sub>15</sub> and C<sub>17</sub> acids, respectively. 16a and 18a are unsaturated C<sub>16</sub> and C<sub>18</sub> acids, respectively.



## 南極ドライバレー地域の環境試料中の天然及び人工放射性核種の測定

小村 和久・阪上 正信 (金沢大理), 山本 政儀 (北陸大業)  
鳥居 鉄也 (千葉工大)

南極ドライバレー地域で採取した各種環境試料中の天然及び人工放射性核種の含有量やU, Pu等の同位体比を測定したので報告する。

測定した試料とその採取地点、採取時期を表1に示す。

土壌試料は放射性核種の深度分布や蓄積量が推定出来るように約10x10cmの面積を区切り、表層から10-20cmまでを数cm毎に採取し、砂の場合にはほぼ均一と考えられるので表層約5cm部分を採取した。これらの試料は風乾し、その50-100gをプラスチック容器に密封して通常のGe(Li)検出器によりγ線放射核種を測定した。

氷床水中の放射性核種はスコット基地のScience Lab.で研究用に使用する水の口週に用いたフィルターを譲ってもらい450Cで灰化しGe検出器及び低エネルギーγ線用Ge-LEPSで測定した。氷試料はスコット基地の近くやGriffと呼ばれている氷河末端から採取して来たものである。

土壌試料の一部と水フィルターについてはγ線測定の後、化学分離を行いαスペクトロメトリーによりPuとAm同位体を測定し更に一部の試料についてはUやThの同位体比も測定した。

土壌、砂、氷床水中の天然及び人工放射性核種の測定結果を表2, 3, 4に示す。これらの結果から次のようなことが明らかになった。

- (1) ELIUS山から噴出した熔岩の風化によって出来たと考えられるロイス島の砂質土壌や砂のU, Th, K含有量は概して高い。中でもロイス岬の黒色砂は花こう岩のそれに近い。
- (2) Don Juan池及びDon Quixote池底質の砂は塩類を多く含むためU, Th, K含有量が低くなったものと考えられる。
- (3) Dry Valley各地の表層の砂のU, Th, K含有量とその比は互によく似ている。
- (4) 核実験による人工放射性核種Cs-137含有量は非常に低く、表層~4cm以深では非破壊γ線測定では検出困難である。表3から明らかなように北陸地方の表層土壌の数1/10から数1/100である。
- (5) Fryxell湖の氷河末端の0-1cmの部分ではCs-137が高いが、これは生育していた苔も合わせて測定したことによる。
- (6) 表層土壌中のPu-239, 240含有量も極めて低いレベルにある。Pu-239, 240もCs-137と同様に表層数cm以下では検出困難な低いレベルである。
- (7) Pu-238/Pu-239, 240放射能比は0.11-0.21の範囲にあり北半球での値0.03-0.05の数倍である。これは1964年にインド洋上空で消滅した人工衛星SNAP9A事故による南半球のPu-238汚染によるものと考えら

表1 南極ドライバレー地域で採取した環境試料

試料の種類とその採取地点	採取時期
【深度別土壌試料】	
Ross島 Crater Hill中腹	0-15cm 1979.11.20
Ross島 Royds岬	0-13cm 1979.10.30
Vanda湖畔 7ヶ所	0-20cm 1979.12.1
Canopus湖付近 Moraine Sand	0-20cm 1979.11.29
Don Juan 池	0-10cm 1979.12.5
Don Quixote 4 池	0-10cm 1979.12.5
Fryxell湖 Canada氷河末端	0-9cm 1979.12.10
【砂】	
Vida 湖畔	表層 1979.11.26
Victoria 湖畔	表層 1979.11.26
Vanda 湖畔	表層 1979.11.28
Bonney West 湖畔	表層 1979.12.4
" Evaporite付 砂-1	表層 1979.12.4
" Evaporite付 砂-2	表層 1979.12.4
" Evaporite付 砂-3	表層 1979.12.4
Bull 湖畔	表層 1979.12.9
" 湖畔 Evaporite付 砂	表層 1979.12.9
Onyx 川 流砂の砂	表層 1979.12.9
【氷試料】	
Scott基地Science Lab. 水7ヶ所	1979.11月分 1979.12- 1980.10?

表2 南極ドライバレー地域の土壌及び表層砂試料中のU, Th, K, Cs-137含有量 Ge(Li)検出器を用いたγ線測定による定量値

試料	深度 (cm)	U (ppm)	Th (ppm)	K (%)	Cs-137 (pCi/g)
【深度別土壌試料】					
Crater Hill	0-3	1.43±.05	8.5±.2	2.00±.04	0.019±.003
	3-6	1.46±.06	8.1±.2	1.93±.06	n.d.
	6-10	1.95±.05	8.8±.3	2.12±.06	n.d.
Royds岬	0-2	3.74±.07	12.3±.4	3.35±.07	0.18±.02
	2-4	3.62±.07	12.9±.4	3.69±.09	0.02±.01
	4-7	3.80±.03	12.8±.4	3.69±.07	n.d.
Vanda 7ヶ所	0-3	3.97±.11	13.7±.6	3.47±.09	n.d.
	3-6	3.08±.05	7.1±.3	1.24±.05	n.d.
	6-10	1.15±.05	6.2±.3	1.07±.05	n.d.
Canopus	0-3	0.99±.06	4.8±.2	1.02±.05	n.d.
	3-6	0.88±.06	4.7±.2	1.04±.03	n.d.
	6-10	0.57±.03	4.0±.2	1.09±.03	n.d.
Don Juan 池	0-3	0.93±.05	5.5±.3	1.43±.03	n.d.
	3-6	1.02±.05	7.5±.4	1.43±.03	n.d.
	6-10	1.06±.04	5.6±.5	1.45±.05	n.d.
Don Quixote 池	0-1	1.17±.08	6.4±.4	1.64±.04	n.d.
	1-5	1.40±.07	7.6±.4	1.97±.04	n.d.
	5-10	0.62±.05	3.2±.2	0.94±.03	0.020±.004
Fryxell湖	0-1	0.70±.05	3.0±.2	0.89±.03	0.011±.004
	1-2	0.66±.05	3.2±.2	0.90±.03	n.d.
	2-4	0.72±.05	3.2±.2	0.94±.03	n.d.
【表層 砂試料】	0-1	0.76±.05	3.6±.3	0.96±.03	n.d.
	1-5	0.45±.03	2.1±.1	0.51±.03	0.034±.004
	5-10	0.75±.05	3.0±.2	0.68±.03	n.d.
Royds岬 黒砂	0-1	0.59±.04	2.3±.1	0.57±.03	n.d.
	1-2	1.37±.04	5.4±.3	1.93±.09	0.56±.02
	2-4	1.47±.04	6.9±.3	2.25±.03	0.04±.02
Vida 湖畔	2-4	1.34±.03	6.1±.3	1.86±.03	n.d.
	4-6	1.34±.04	5.8±.4	1.75±.03	n.d.
	6-9	1.47±.05	5.8±.04	1.74±.03	n.d.
Victoria 湖畔	0-1	4.34±.09	14.9±.3	2.46±.01	0.06±.01
	1-5	0.82±.04	4.0±.2	1.25±.04	n.d.
	5-10	0.97±.04	6.2±.2	1.61±.04	n.d.
Bonney West 湖畔	0-1	0.64±.04	3.9±.2	1.09±.05	n.d.
	1-5	1.02±.04	5.6±.2	1.22±.04	n.d.
	5-10	0.94±.05	4.6±.2	1.26±.06	n.d.
Bull 湖畔	0-1	0.63±.02	4.0±.1	1.07±.02	n.d.
	1-5	1.01±.04	4.3±.1	1.41±.03	n.d.
	5-10	0.80±.04	4.5±.2	0.97±.04	n.d.
Onyx 川 流砂の砂	0-1	1.74±.07	6.9±.2	1.68±.03	n.d.
	1-5	0.69±.04	2.9±.2	0.91±.04	n.d.
	5-10				

n.d. : not detected 検出限界以下

れる。

- (8) 氷床水中に検出される放射性核種は大気浮遊塵降下物に含まれていたものである。採取後半年以内の測定 (F7911) では半減期54日のBe-7も検出されるので水の製造のため採取された氷は比較的新しい物も含むものと考えられる。
- (9) Pb-210とCs-137の含有量は他の核種に比べて高く100-1000pCi/フィルター(溶解した氷数トン/フィルター)Ce-144, Ru-106, Pu-239+240, Eu-155がこれに続きAm-241も比較的多い。Co-60, Mn-54, Cs-134等の核種は非破壊γ線測定の検出限界に近い。
- (10) Bi-207は最近の核実験ではほとんど検出されない核種でありこれが検出されることは注目に値する。新しい氷とともに数10年を経た古い氷も含まれているものと考えられる。

(11) Pu-239+240/Cs-137比Am-241/Pu-239+240比はそれぞれ0.015-0.029, 0.30-0.57の範囲にありGlobalな値との差は見られない。

(12) Uの同位体比U-234/U-238は1は1.04-1.11の範囲にあり放射平衡にある時の値(1.0)より少し高い。舞いあがった土壌成分中のU(放射平衡に近いと考えられる)と氷雪の凝結核としての海水塩起源のU(1.15)の混り合ったものと推定される。

これらの他、年代測定用にBarne岬のミラトラ付結晶を採取、Vanda湖とBonney湖では湖水の塩の起源に関してU含有量とU同位体比からの情報を得るために深度別水試料の採取を行いDon Juan池, Don Quixoteでは表層水を採取し地球化学的研究を行っている。これらの測定結果については他の機会に報告する。

表3 南極ドライバレー地域の表層土壌中のCs-137とPu同位体

試料	Cs-137 (pCi/g)	Pu-239,240 (pCi/kg)	Pu-238	
			Pu-239,240 Ratio	Pu-239,240 Cs-137 Ratio
Crater Hill 0-3cm	0.019±.003	0.43±.11	n.d	0.022±.004
3-6cm	n.d*	0.09±.02	n.d	
Don Juan池 0-1.5cm	0.020±.004	0.44±.06	n.d	0.022±.005
1.5-3cm	0.011±.004	0.18±.06	n.d	0.016±.008
Fryxell湖畔 0-1cm (苔の部分を含む)	0.56±.02	8.96±.30	0.12±.01	0.016±.002
北陸地方の表層土壌 0-5cm	2-10	50-200	0.03-0.05	0.02

n.d\* : Cs-137検出限界以下。

n.d : Pu-238濃度が低くて計算出来ず。

表4 スコット基地の水フィルターで検出された放射性核種

試料	F7911	F8001	F8002	F8003	F8004	F8005	F8006	F8007	F8008
フィルター	79.	80.	80.	80.	80.	80.	80.	80.	80.
回収日	11.30	1.	2.18	3.28	5.6	7.11	9.9	9.9	9.9
核種	核種含有量 (dpm/フィルター)								
【天然放射性核種】									
Pb-210	880/20	414/10	561/10	507/10	815/14	1193/18	483/7	252/7	231/6
【宇宙線生成核種】									
Be-7	4900/100	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
【核実験生成核種】									
Mn-54	2.0/3	-----			6.9/100	-----			
Co-60	2.8/4	-----			6.9/60	-----			
Ru-106	69/8	n.d	n.d	n.d	34/12	24/12	n.d	n.d	14/6
Sb-125	47/3	10/1	16/2	10/3	14/3	29/3	8/2	5/1	4/1
Cs-134	1.1/2	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d	n.d
Cs-137	1060/50	389/6	337/6	369/6	726/9	464/2	187/3	127/3	116/2
Ce-144	190/10	n.d	n.d	16/6	117/23	167/15	60/15	32/11	24/9
Eu-155	15/2	5.1/8	11/1	5.4/8	12/1	16/1	6.6/9	4.2/7	3.3/5
Bi-207	2.5/3	1.8/6	2.4/8	4.4/4	5.9/6	4.1/5	1.7/3	n.d	4/2
Pu*	16.6/10	1.4/7	8.7/6	8.6/5	16.5/4	13.5/7	4.3/3	2.4/2	1.7/2
Am-241	5.0/5	3.6/5	2.8/2	3.3/2	5.2/4	5.4/4	1.8/3	1.2/2	1.0/2
同位体比 (dpm/dpm)									
Pu238/Pu*	.21/2	.16/2	.12/2	.10/2	.11/1	.09/1	.22/4	.16/2	.11/2
U234/U238	n.m	1.04/2	1.07/5	1.03/3	1.07/3	1.10/5	1.05/5	1.11/4	1.10/4
Io/Th**	n.m	.57/4	n.m	.76/9	n.m	n.m	n.m	n.m	n.m
放射能比 (dpm/dpm)									
Cs#/Pb#	1.20	.94	.60	.73	.89	.39	.39	.50	.50
Pu*/Cs#	.016	.029	.026	.023	.023	.029	.023	.015	.023
Am#/Pu*	.30	.32	.32	.38	.31	.40	.41	.57	.48

紙面を少くするため880±20を880/20のように表した。

n.m : not measured

n.d : not detected

⊙ : 8個のフィルターを合せて測定

Pu\* : Pu-239+Pu-240

Pb# : Pb-210

Cs# : Cs-137

Am# : Am-241

Io/Th\*\* : Th-230/Th-232

# 永久凍土地域での氷楔の形成機構と環境

福田正己 (北大・低温科学研究所)

永久凍土地域に発達するツンドラ構造土は、ピングゴと並んでその地域に特異な地形である。現在及び過去の永久凍土分布地域での環境条件下のみで、ツンドラ構造土は形成される。したがって、永久凍土の環境を示す典型的な指標として重要な地形と云える。ツンドラ構造土はさらに氷楔 (ice-wedge) の形成で発達する。そこで、氷楔の形成機構と環境は、ツンドラ構造土の形成機構そのものとなる。ここでは極地カナダにおける氷楔の形成機構にかかわる観測結果と、それを北海道大雪山の化石構造土へ適用した事例を報告する。

## I. 極地カナダでの氷楔の形成機構

カナダ北西部マッケンジー河デルタ地域は、厚さが数100 mの連続的永久凍土地域である。そこにはツンドラ構造土とピングゴが無数に形成・発達している。氷楔も海蝕崖に沿って、深さ10 m以上も露出しているのが観測されている。氷楔は凍土表層が強く冷却され、熱応力のために収縮割れ目が形成されるのが形成の契機である。収縮割れ目の発生条件について、Dostovalovは次の条件式をたてた。

$$x = \frac{2\sigma}{G \cdot \alpha \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z}} \quad \text{----- (1)}$$

ここでxはクラック間隔 (cm),  $\sigma$ は凍土のせん断強度 ( $\text{kg}/\text{cm}^2$ ),  $\alpha$ は凍土の熱膨脹率 ( $1/^\circ\text{C}$ ), Gは凍土の剛性率 ( $\text{kg}/\text{cm}^2$ ),  $\theta$ は凍土内の温度勾配である。この条件を図1に示す。ツンドラ構造土の平面形、とくに四辺形一辺の大きさが一定であることは、この式のxが凍土の物性と温度条件で一義的に定まるからである。(1)式の成立条件を確認するため、1980-81年に現地で氷楔の割れ目の形成と発生条件の観測を行った。

観測現地でのツンドラ構造土の平面形を図2に示す。No. 1~15の地点には、図3に示すような、割れ目発生観測用のポールを立てた。2本のポール間に細いワイヤーを張って置く。割れ目が発生すると2本のポール間が

拡大し、ワイヤーは切断される。同一地点で気温と地中温度を1年間観測した。また現地から凍土を採取して持ち帰り、(1)式に用いられている。凍土の諸物性を実験から得た。図4に日平均気温の年変動を示す。この期間の

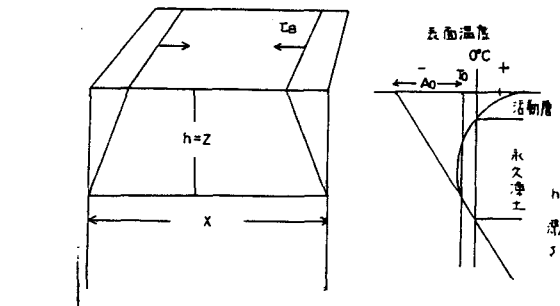


図1

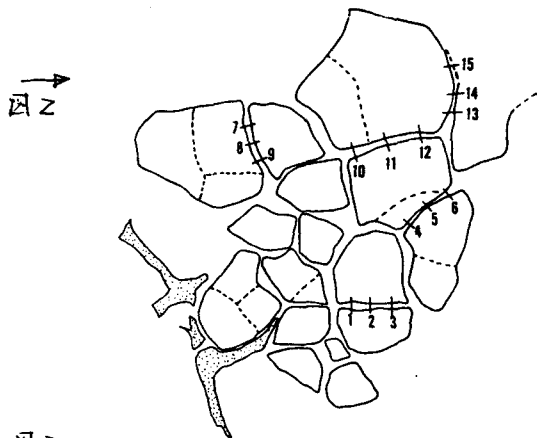


図2

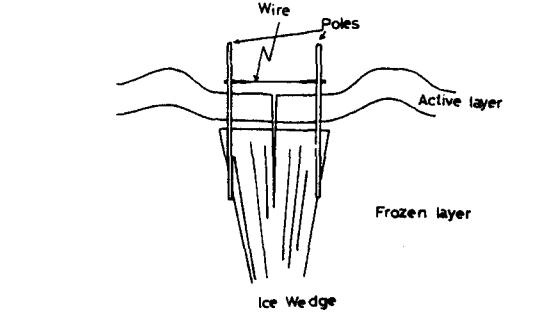


図3

年平均気温は $-9.6^{\circ}\text{C}$ であり、冬季間の極小値は1月はじめに発生して $-38.4^{\circ}\text{C}$ であった。そこで年平均 $A_m$ と変動幅 $A_0$ が得られたので、(2)式から凍土中の温度変動が算出される。

$$\theta = A_m + A_0 \exp(-x\sqrt{\pi/\lambda t}) \cdot \sin\{(2\pi/T) \cdot t\}$$

----- (2)

ここで $x$ は深さ(cm)、 $t$ は経過時間、 $\lambda$ は温度拡散率である。この式から表面温度が極小となったときの温度勾配 $\frac{\partial \theta}{\partial x} = 4^{\circ}\text{C}/\text{m}$ が得られた。 $G$ は超音波伝播速度の測定から、 $3 \times 10^4 \text{ Kg}/\text{cm}^2$ として推定された。その他の物性値を代入すると $x = 9.5 \text{ m}$ が得られた。図2で点線はツンドラ構造土中に形成されている新期のフラックであり、ほぼ10mごとに割れ目が発生していることになる。またワイヤーの切断は、全体の60%以上にもなっていて、切断発生の時期は1月~2月と予想された。

以上の観測結果と解析が示すことは、氷楔の形成にかかわる最も重要な気象要素は、冬季間の極小値であること、ツンドラ構造土の規模は、その物性値でことなることの2点である。これを留意して化石ツンドラ構造土に形成環境復元を試みる必要がある。

## II. 北海道・大雪山の化石ツンドラ構造土

大雪山の白雲岳から北海平につながる平坦な山後部に、図5で示されるような地表模様を観測される。規模や土壌断面から化石ツンドラ構造土と考えられている。一辺の平均の長さは約20mである。表層は細~粗粒の風化岩屑とシルトからなっている。これらの凍結時の物性を推定すると、前述の極地カナダに比べ、 $G$ は大きく、また $\rho$ も大きいと思われる。これらを考慮すると、 $x = 20\text{m}$ の場合の温度勾配 $\frac{\partial \theta}{\partial x}$ は $2^{\circ}\text{C}/\text{m}$ かあるいは、それ以下となる。

福田ら(1980)の数値解析で得た結果に基づいて、形成時の気候条件を復元すると、年

平均気温 $-6^{\circ}\text{C} \sim -8^{\circ}\text{C}$ 、冬季間の極小値は $-20^{\circ}\text{C} \sim -25^{\circ}\text{C}$ 程度であったものと推定される。これは現在の連続的永久凍土と不連続的永久凍土の境界に対応づけられよう。

形成時期については、時代と示す手がかりがないため明確ではない。

## 文献

Dostovalov, B.N. and Popov, A.I. (1963): Polygonal systems of ice-wedges and conditions of the development. 1st Permafrost Conference.

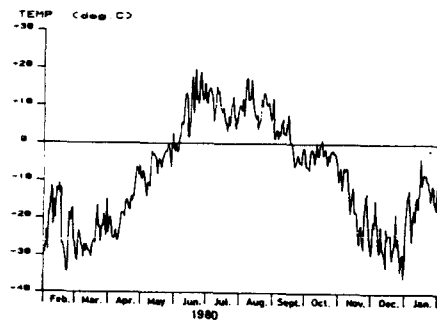


図4 ↑

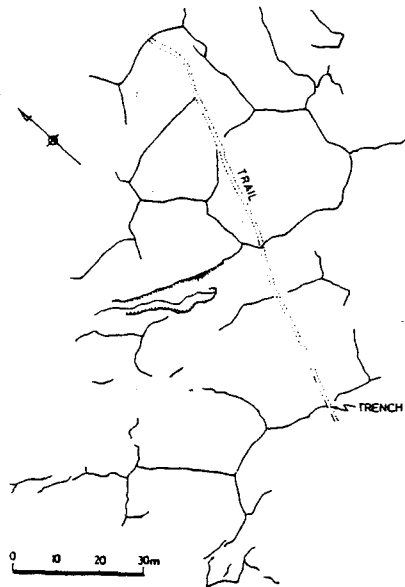


図5 ↑

# 空中写真判読によるやまと山脈とベルジカ山脈の地形

岩田修二(都立大)

やまと山脈の地形については、吉田・藤原によってくわしい報告がなされている(吉田・藤原, 1963)が、それ以後は、まとまった研究がない。吉田・藤原(および吉田, 1977)は、やまと山脈の地形発達を以下のように考えた。(1)山脈全体が氷床におおわれていた時期(やまとステージ)。(2)氷床から山頂部が露出し、アウトレット氷河が侵食していた時期。(3)山地氷河(local氷河)による侵食の時代(福島ステージ)。(4)氷床がさらに低下し、山脈北部の山塊では山地氷河が遠退した時期(墮石ステージ)=現在。

これとほぼ同様の地形発達のステージの存在がベルジカ山脈でも知られているらしいし、セールロンダーネ山脈でもあきらかにされている(Van Autenboer, 1964)。

最近、やまと山脈とベルジカ山脈のくわしい地形図(1:25000)が完成したので、空中写真判読によって、上記の地形発達史を検討してみた。使用した空中写真は1:20,000~1:60,000の一部カラー空中写真をふくむ。判読結果は、1:51,020に縮小した地形図上にプロットした。

判読によってあきらかになったこと。

① 現在氷がつかっていない空のcirqueとtroughの一部は、氷床の侵食をうけた平坦面や緩斜面との間に明瞭な傾斜の変換線がない。このことは、平坦面や緩斜面とあまりちがわない時期に(つまり氷床下でのareal scouringと氷床低下後のレリックアイスの存続によって)形成されたと思われる。

② 明瞭な傾斜の変換線をもともなうback-wallをもち、吉田・藤原によって現在形成中のcirqueとされたものの中には、cirque氷河にはではなく、氷床側からのびてきた氷河末端に占められているものがある。また、明瞭な傾斜の変換線をもつ急崖のなかには、水平方向に凹形の形態をもち、アウトレット氷河による側方侵食によるとは思えないものがある。

これらは、現在より氷床がもっと高い時代の山地氷河の侵食(drift iceによる氷食)によるものである。

③ アウトレット氷河によって形成されたと思われる急崖のなかにも、その地形的位置から、現在は侵食をうけていないと思われるものがある。それらは、氷床が現在よりもっと高かった時代に形成されたものである。

以上の判読結果と、吉田・藤原の山地地形発達史とは、むしろ異なるものではない。

また、セールロンダーネ山脈やベルジカ山脈で推定されているような氷床上昇期が存在したかどうかは、判読できなかった。

やまと山脈とベルジカ山脈とは、面積がかなり異なるので、意味のある比較をおこなうにくい。以下の点が指摘できる。

① ベルジカ山脈ではモレーンフィールドの面積が、やまと山脈よりはるかにせまい(モレーンフィールドの面積/山塊の面積)。Stranded モレーンと思われる部分もせまい。

② ベルジカ山脈では、アウトレット氷河の侵食と関係した急崖がすくない。

③ ベルジカ山脈では、空のcirqueやtroughがよく発達している。

以上の相違点のうち①は、岩盤のちがひ、氷床の流動、山塊と氷床との位置関係などが関係していると思われるが説明は今後の検討課題であらう。

②, ③は、すなわち、ベルジカ山脈の方がよりリアルプス的な山容をしているといえよう。その理由は、やまと山脈よりベルジカ山脈の方が、裸氷帯の面積がせまくなり、drift-iceの堆積も多いうのである。過去においてそのような環境が存在したとすれば、氷床が低下してゆく過程でおそくまで山地氷河の侵食をうけることができ、cirqueやtroughがよく発達した。

## やまと山脈の地形的特徴について

吉田栄夫(極地研)

やまと山脈の地形については、すでに第4次観測の結果に基づき報告や、その後得られた航空写真判読の結果を加えた報告と行った。最近2万5千分の1地形図の刊行が行われ、これを基図とした航空写真判読による詳細な地形分類図作成が試みられ、地形の解析が進められつつある。22次観測では若干の野外調査を行ったので、これまでの結果に対する補足を行って、改めてやまと山脈の地形的特徴とその問題点を提示し、今後のセールロンドン-ネ山地地成調査との関連の一端についてもふれて、即批判を得たい。

## 1. 氷河作用

氷床による侵食作用は、山地山稜部に分布する小起伏面-2つの高度を異にする氷床被覆前の地形面を想定し得る-に areal scouring の痕跡を留めるとともに、山塊又は又ナツメ岡では溢流水河による selective linear erosion を生ぜしめた。新たに見出された僅かな擦痕や crescentic gouge (最高位の面では未だ明確でないが) は、現在とかなり異なる氷床流動方向を示すとともに、wet-based scouring を示唆する。

氷床による堆積地形ないし堆積物では、基盤を覆うものとして、広くみられる erratic boulder が山地全域が氷床に覆われたことを示すとこのほか、氷核をもたない又は氷核の少ない薄いモレーン層、氷核をもつが氷核の消耗が多少進んで厚みをもつようになったモレーン層、極めて薄いモレーン層で氷核の消耗の程度により表面形態に小kettle hole状の凹み等の模様をもつものともなっているものなど、若干の分化がみられるモレーンがある。しかしこれまでのところ南極横断山地にみられるような、厚い glacial drift は見出されていない。氷床上のモレーンは、いわゆる recessional moraine として、氷の流動に応じたと考えられる起伏を呈するとともに、しばしば氷の消耗による模様をつくつていて、少なくともある程度の氷床の停滞を示すと思われる。

局地的氷河には、現在地形的位置、方向、基盤の形態等に応じて、drift-snow ice, hanging glacier, cirque glacier があり、これらの激減-消耗の収支は堆雪の供給の仕方でもさまざまである。堆雪の供給は氷河の主風に対する方向や形態のほか、主として氷床面の高度に支配されるので、局地的氷河の消長は氷床面の高さの変動を反映すると考えられる。氷体の消失した不完全な形態の圏谷もいくつか認められ、これらが前述のように氷床の変動様式の推定の手掛りになると考えた。また cirque glacier の中には特異な形態を示して氷床被覆前に形成されたと思われるものがあり、別に発表されるようにその圏谷底の深さの測定に重力計を用いて試みた。

氷床変動については、山頂を全く覆った時期(絶好的後時代を示す資料は得られていない)から現在まで、少くとも400m程度の氷床低下があったことは明らかであるが、この間かなりの停滞期又は再進出期があったか否かを知ることは容易ではない。今のところ最終大期から現在に至るまでの間、少くとも1回の停滞期があって、前述の現在氷体を蓄えている圏谷地形の形成が行われるのに好都合の時期となったのではないかと推測されるのみである。現在いわゆる dry valley となつていく through valley (その谷底高度は停滞期と考えられる氷床面高度に近い)を切る outlet glacier による急崖の形成は、少くともこの頃流動パターンに大きな変化が生じたことを示唆する。現在の氷床面の高さが安定しているか否かもはっきりしないが、氷床面高度に近しい高度の基盤上のモレーンの形成からみて、近い過去から現在までこの地形では氷床面の高度は安定的であるのではないかと考えられている。

やまと山脈西方のセールロンドン-ネ山地では、honeycomb weathering の凹みへの erratics の堆積から、最終大期以降現在に至

る間、少なくとも1回の氷床の低下と再上昇の時期があったと推定されている。バルジカ山脈では2回の氷床変動サイクルがあったと考之られているが、根拠ははっきり示されていない。南やまとヌナタクスの pot hole 状の地形について、セールロンダーネ山地と同様の解釈が成立する可能性をなしとしながら、ニニではむしろ擦痕と同期的につくられた glacial pot hole の可能性が強い。

## 2. 固氷河地形

本地域にみられるのは、僅かに tor & v felsenmeer, talus, その他に不完全な stone stripe ならし step 状の patterned moraine である。セールロンダーネ山地地域でも記載され、マクマード地域でも発達している non-sorted polygon は知られていない。これは堆積物の厚さ、地形面の氷床からの露出後の経過時間の違いを反映しているものと思われるが、堆積層～堆積層の乾燥、温度条件の違いをも示しているかも知れない。山地急斜面の形成には、溢流水河や局地氷河の侵食に伴った固氷河作用 - nivation - が働いている可能性もあるが、やまと山脈での融解現象は微弱で、西グリーンランドの山地が知られる明確な凍結 - 融解作用は観察されていない。これらの点で、セールロンダーネ地域との比較は興味ある課題である。

## 3. 地殻変動

地殻変動についての資料はほとんどないが、若干の点についてふれた。東南極の山地の多くは断層地塊と考之られている。やまと山脈では直接的な証拠は得られていないが、露岩の高度分布と、乏しいながら周辺の氷床下基盤地形の資料からは、このように考之ても不都合はない。東南極沿岸近くの山地形成の様式の一つとして、内陸部の氷床の荷重によるアイソスタティックな沈降、海岸地域の大断層に伴う低下、これらに挟まれた地域の高まりともニニの氷食に伴うアイソスタティックな隆起といったモデルも提唱されている

が、この当否の検証には、氷床下基盤地形の資料や地球物理学的資料の蓄積を待たなければならない。小起伏面の分布からは、隆起途次における山麓階梯的小起伏面の形成が考之られ、やまと山脈は C 群と D 群の間を境として、ともに北～北西に傾く 2 つの傾斜地塊からなる可能性も認められる。

氷床最大期から現在までの、地形から読みとれる氷床低下量は、前述のようにおよそ 400 m であるが、高所の小起伏面が wet-based の areal scouring を受けたことを考慮すると、氷床低下量はこれよりかなり大きいことにある。一方、南極氷床の理論的断面曲線による氷床最大期と現在との比較から見ると、やまと山脈付近では最大 500 m 程度の变化に留まる。このことは、やまと山脈高所の氷床による氷食は、山脈がより低い時期に行われ、その後かなりの山地の隆起があったことを示すのかも知れない。セールロンダーネ山地の最高所は、氷床最大期にも必ずしも氷床に覆られることがあったともされており、この地域の調査は、地殻変動と氷床変動モデルについての検討を行う上で重要な資料をもちやすものと期待される。



## 裸氷原の dirt band について

西尾文彦(国立極地研), 勝島尚美(北大理), 大前宏和・石川正雄(北大低温研), 高橋修平(北見工大)

やまと隕石氷原やアランヒルズの隕石が大量に発見される裸氷原では数多くの dirt band (汚れ層)が見られる。この dirt band がどのようにして形成されたのかを考える場合に、含まれている含有鉱物の量比などを調べることが重要である。

やまと隕石氷原およびアランヒルズの dirt band の粒子を調べた結果、数多くの火山ガラスを含むことが判明し、現在の裸氷原で観察される dirt band の多くは火山灰であることが明らかになった。図1、図3に示すように火山ガラスは中に気泡を含む特有の形態をしており、西南極氷床のバード基地の氷床コア氷から発見された火山ガラスと同一の形態をしている。

図2はアランヒルズ裸氷原の氷床流動および dirt band (点線)を示しているが、この dirt band から採取した水中に含まれている鉱物粒子が火山灰起源であり、一方、裸氷原の氷体は氷床底部からの上昇流であることを考えると古い年代において堆積した火山灰と推定される。バード基地の氷床コア氷から発見された火山灰起源の物質は、深さ800~1,800mで層状をなしている。最も新しいもので約8,000年前、他は15,000~30,000年前の氷体中で観察されており、ウィスコンシン氷期の後期に相当する。東南極氷床氷体中にも同様に火山灰起源の物質が含まれているとするならば、現在の裸氷原で発見される火山灰起源の物質はウィスコンシン氷期に堆積したものと考えられ、裸氷原の氷の年代もほぼ同じであろうと推定される。

今後は火山ガラスの成分からどこから運ばれたものか、また火山灰も利用しての年代推定も試みるつもりである。

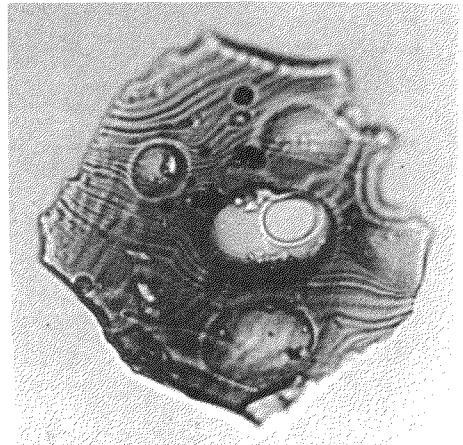


図1. やまと隕石氷原の dirt band で発見された火山ガラス

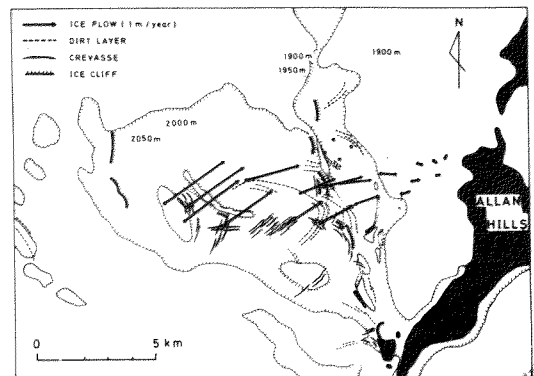


図2. アランヒルズ裸氷原の dirt band (点線)の分布



図3. アランヒルズ裸氷原の dirt band から発見された火山ガラス (発泡またはガスを含む火山ガラス)

## 白瀬氷河流域の基盤地形について

西尾文彦(国立極地研), 石川正雄・大前宏和(北大低温研)  
高橋修平(北見工大), 勝島尚美(北大理)

極地氷床の氷の厚さを電波で測定する電波氷厚計は、氷の厚さを測定するだけでなく氷床氷体の電気的性質の違いによって得られる内部反射層、氷床の温度分布にしたがって起る減衰の違い、また氷床と基盤の境界からの反射の違いによって氷床底部の状態や基盤の岩質を推定できるなど多くの知見をもたらす可能性がある。電波氷厚測定が始まって久しいが、測定技術の問題としてとくにアンテナ部の設置などが未解決であった。23次隊ではアンテナの設置法によって氷厚測定がどのように影響を受けるのかを調べた。

実験はみずほ基地において実施した。この地点での氷厚は約2,100mである。アンテナを八木三素子から五素子にすると基盤からの反射信号強度は5.1~9.0dB(平均6.3dB)と強くなった。これはアンテナの設計利得と一致し、基盤からの強い信号を得るためには氷厚計の出力を上げるのみならず、アンテナの利得を上げる方が能力の良いことを示している。機に載せたアンテナを用いて測定するため、機によって受ける基盤からの反射信号強度の減衰は約1.5dBとなった。これは機のランナー部に用いられている金属部の影響であった。同一地点においてアンテナの方位が変化すると基盤からの反射信号強度は十数dB変化を受けた。このことは、氷床氷体の複屈折性媒質であるから氷体の構造に帰因すると考えられる。

23次隊での電波氷厚測定は図5に示したトラベース調査ルートにおいて、みずほ基地を中心として昭和基地、G1地点、やまと山嶽の間、白瀬流線沿い(G2~G7地点~やまと山嶽)およびやまと隕石氷原における約2,000kmの連続測定を行った。図1から図4は結果の一部である白瀬流線沿いなどの氷床表面の氷と基盤の断面形態である。基盤高度は500m~1,300mと内陸側に高くなる傾向にある。基盤の凹凸は氷床表面にも強い影響を及ぼし、基盤の高まりのすぐ下流側では表面傾斜が急

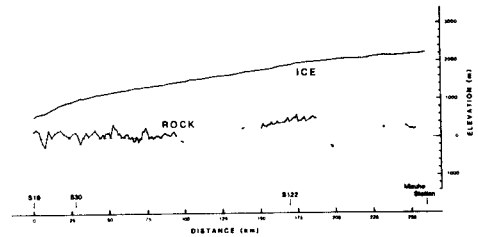


図1. S16-みずほ基地の氷床・基盤地形断面

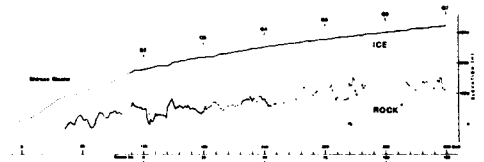


図2. 白瀬氷河線沿い(図5のSS1に相当する)の氷床・基盤地形断面

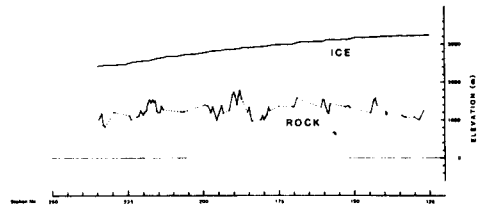


図3. 図5のSS2に沿った氷床・基盤地形断面

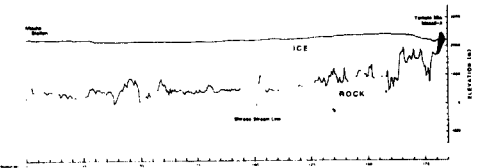


図4. みずほ基地-やまと山嶽(図5のYMに相当する)の氷床・基盤地形断面

による。G2地点付近の基盤からの反射信号強度は他の地域に比べて強く、またエコーの形状も異常であり基盤と氷床の境界面または氷床底部の特異な状態にあることを示唆している。図5はソビエト隊の氷厚測定を主として作成した基盤地形図である。

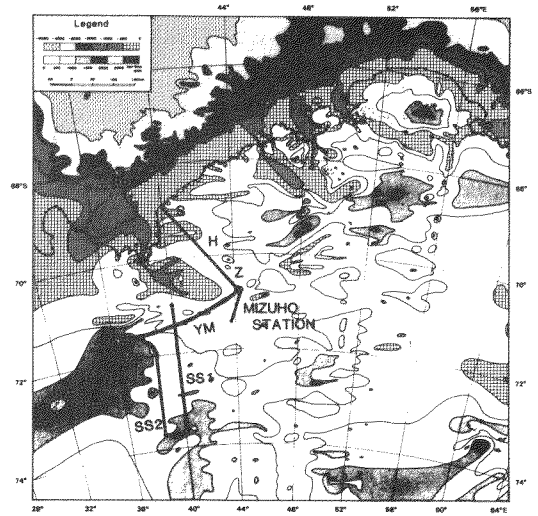


図5. 白瀬氷河およびみずほ高原氷床の基盤地形

# 電波氷厚計による基盤地質推定の試み

大前宏和(北大・地研), 西尾文彦(国立極地研), 勝島尚美(北大・理)  
石川正雄(北大・地研), 高橋修平(北見工業大)

はじめに、電波を氷床表面から氷床内に発射し、氷床基盤からの反射電波を受信して、その時間間隔から氷床氷の厚さを測定する装置が電波氷厚計(アイスレーダ)である。この電波氷厚計で記録された基盤の反射エコーは、基盤岩の誘電率的性質を反映していると考えられる。他方、岩石の誘電率測定は、古くから行なわれているが、この値を用いて、基盤岩の岩型(rock type)が異なった時の基盤反射エコーの強度が算出できる。したがって、基盤エコーの強度から、逆に、基盤岩の誘電率を算出し、種々の測定データとあわせることで、基盤岩の種類を推定することができよう。23次観測隊では、白瀬氷河流域、やまと山脈周辺で、電波氷厚測定を行なった。露岩の地質構造から、氷床下の岩型も類推しやせいという意味で、やまと山脈A群から南やまとヌナタク群の間の電波氷厚計の記録をもとに基盤岩岩型の推定を試みたので、この結果について、報告する。(図1)

**解析方法.** 電波氷厚計の送信電波は、氷床中で、誘電体の中を通過するために吸収されたり、積雪層、不純物層などで散乱を受けた結果、減衰してゆく。したがって基盤エコーも、減衰の影響を受けて、そのまゝの値では、基盤岩直上での反射係数とはならない。そこで、まず、氷床内での単位深さ当りの電波減衰率( $\alpha$ )を求めた。次に、この $\alpha$ を用いて、減衰の効果を取り除いて、氷床をはかした時の基盤の反射エコー、すなわち、基盤岩の反射係数を求めることを行なった。解析した路線は、図1の実線(SYルート)、及び破線である。

**解析結果.** 図2に、SYルートに沿った、基盤岩の反射エコー強度(反射係数)と、表面地勢、基盤地形を示す。基盤岩の反射係数を4段階に分けて示した。ルート番号20番から27番を境いにA群の岩型領域から、南やまとヌナタク群の岩型領域へと変化すると予想されるが、反射係数を見るかぎり、明瞭な変化はあらわれない。

あとがき、今回の1次的な解析では、基盤岩の岩石の種類を同定することは、かなり難しいことがわかった。これは、現在の解析が、平面電磁波の垂直入射・垂直反射という仮定に基づいていることによると思われる。実際には、電波氷厚計の電波は幾何学的な広がりをもった球面波である。波面の問題を解決することは、今後の課題として残されているが、その他、氷床内部からの反射エコーの成因なども同時に考えながら、氷床底面下の電気的性質を詳しく知ったうえで、基盤岩の岩型同定を行なっていく必要があると思われる。

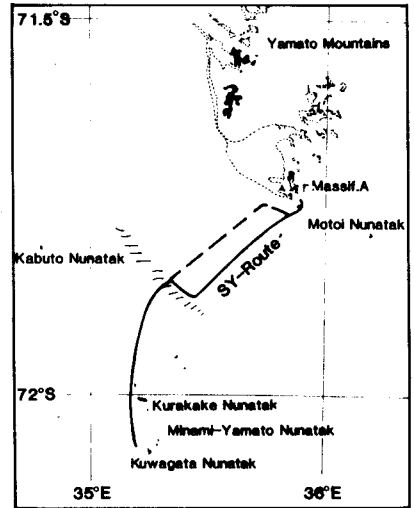


図1. 電波氷厚測定路線

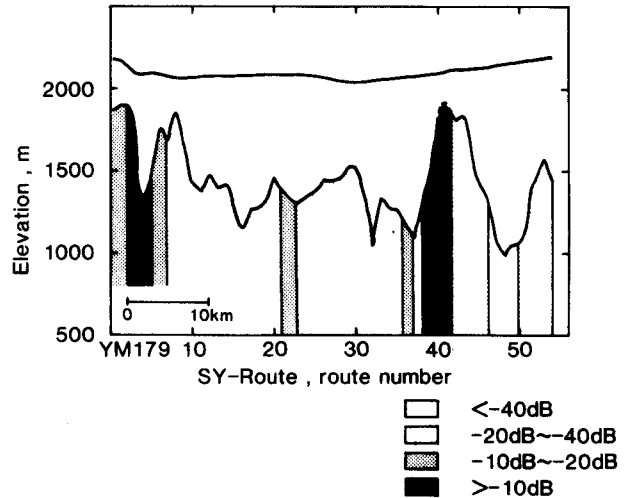


図2. SYルート:地形図及び基盤反射係数

やまと山脈の泥質変成岩

浅見正雄(岡山大・教養)・白石和行(極地研)

やまと山脈の基盤岩類は主として、グラニュライト相および角閃岩相の変成岩類と、閃長岩質および花崗岩質の深成岩類とからなる。グラニュライト相岩石と角閃岩相岩石との間に直接的な地質関係は認められないが、両者の閃長岩類に対する関係から、グラニュライト相岩石と閃長岩類の両者は一つの地質体をなし、角閃岩相岩石からなる地質体とは構造的な接触関係にあると考えられる(Shiraishi et al., 1982; Asami and Shiraishi, 1983)。両相の変成岩類の多くは酸性～塩基性の岩石からなるが、やまと山脈南部のA群には、閃長岩類と密接に伴うグラニュライト相岩石の一部にまれに泥質・砂質・石灰質の変成岩類が産する。泥質岩としてこれまで見出されたものに、石灰質片麻岩と伴う(1)斜方輝石-黒雲母片麻岩と、両輝石角閃岩と伴う(2)ざくろ石-黒雲母片麻岩および(3)スピネル-斜方輝石-黒雲母片麻岩がある。本地域のグラニュライト相変成条件の特徴を考察するために(1)および(2)の岩石の鉱物共生関係を調べた。

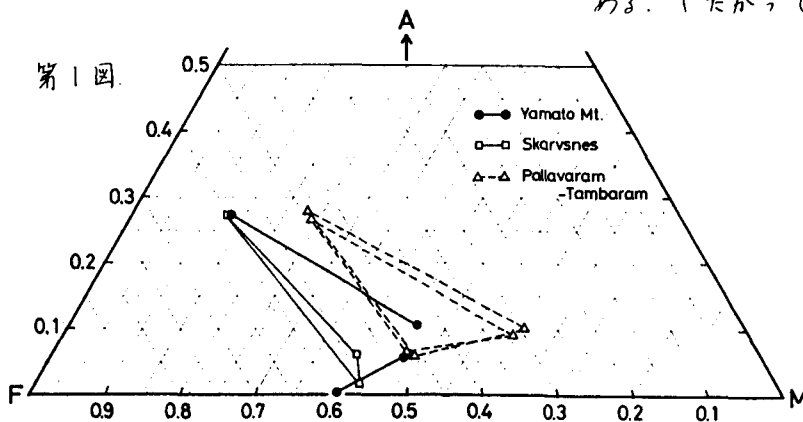
各岩石の鉱物組合せは次のとおりである。

- (1)斜方輝石-黒雲母片麻岩 (Y80A529)  
斜方輝石+黒雲母+カリ長石+斜長石 (An 19-20) + 石英 + チタン鉄鉱
- (2)ざくろ石-黒雲母片麻岩 (Y80A110a)  
ざくろ石+黒雲母+カリ長石+斜長石 (An 16-18) + 石英 + チタン鉄鉱 + 石墨

ざくろ石-黒雲母片麻岩中のざくろ石は、しばしばその周縁部を斜長石と黒雲母により融食された形を示す。この黒雲母は基質の黒雲母よりZ軸色が淡い。これら2つの岩石の鉱物共生関係を、他のグラニュライト相変成地域のざくろ石-斜方輝石-黒雲母岩のものと共に第1図に示す。(2)の岩石のざくろ石-黒雲母ペアから求められる温度(604°C)は、本地域の中性～塩基性変成岩の両輝石ペアから得られた730-770°C (Asami and Shiraishi, 1983)に比べかなり低い。この岩石における上述のような組織上の特徴を考え合わせると、これはretrogradeな影響が表われているのであろう。

やまと山脈では、ざくろ石-斜方輝石-黒雲母の3相共存は見出されていない。しかし、これが存在するとすれば、その位置は図から明らかになるように、Pallavaram-Tambaram地域 (Sen and Sahu, 1970)のものよりも、そしておそらくSkarvsnes地域 (Suzuki, 1980)のものよりもさらにF側に寄っていると推定される。Skarvsnesの3相共存はPallavaram-Tambaramのものよりも低い変成条件を示している (Suzuki, 1980)。Suzuki (1982)によれば、Skarvsnesを含むLützw-Holmbukta地域の変成条件は750°C・6 kb程度と見積られている。上述のように、やまと山脈のグラニュライト相の変成温度はこれとほぼ同じである。したがって、図に見られるような本地域とLützw-Holmbukta地域

の間の共生関係の違いは、温度条件の違いによるものではない。黒雲母+石英=ざくろ石+斜方輝石+カリ長石+H<sub>2</sub>Oの反応のP-X関係をもとに、AFM図上での上記3相領域の位置関係に対する圧力の効果について検討した。



## 南やまと又ナタークス之地質

勝島尚美(北大・理)

## 1. はじめに

南やまと又ナタークスは、やまと山脈A群の南端部より南西に約40km離れて位置する7つの又ナタークからなる。本地域の地形図は作成されていないが、空中写真により各又ナタークにみられる露岩とモレーンの分布を示したのが図1である。やまと山脈周辺の地質については地質図幅も含めていくつかの報告がなされているが、本地域に関してはSHIRAIISHI(1975)に簡単な報告があるのみである。本地域の変成作用・深成活動の詳細を明らかにし、やまと山脈・バルヅカ山脈を含めた検討を行なって広域的な造構史を解明することが重要であるが、今回は主に本地域の地質について述べ、他地域との関係や今後の課題についても触れる。

## 2. 地質概説

図2、図3は北端部を除いた各又ナタークの地質図である。便宜上、各又ナタークは南からA~Fとする。各又ナタークの北側にはモレーンが帯状に発達し、その構成種は周囲の露岩にみられる岩石が多いが、付近の露岩にはないザクロ石黒雲母片麻岩などもみられる。以下に各岩相ごとにその特徴を述べる。

## カコウ岩質片麻岩

本地域の主要な岩相でカリ長石の斑状変晶の発達する部分もみられる。片麻状構造は様々の程度で一般にみられるが後述する角閃石黒雲母片麻岩より弱い。F又ナタークの北端部には角閃岩と互生したきらいな縞状構造がみられる。主要構成鉱物はカリ長石・石英・斜長石と少量の黒雲母・角閃石で黒雲母の濃集部もみられる。

## 角閃石黒雲母片麻岩

カコウ岩質片麻岩と調和的な構造をもち、最大の厚さは100m+である。カコウ岩質片麻岩との境界部にはやや不規則漸移的で、一部

にはアグマタイトなどもみられる。主要構成鉱物の種類はカコウ岩質片麻岩と同様であるが有色鉱物の量が多い。

## 角閃岩類

角閃岩類は周囲の片麻岩類の構造と調和的なものと、非調和な岩脈状のものとの二種類に識別される。調和的なものとしては単斜輝石角閃岩・黒雲母角閃岩、非調和的なものとしては単斜輝石-黒雲母岩・黒雲母角閃岩がある。この岩脈状の角閃岩類は後述するカコウ岩やアグマタイトをも切る。

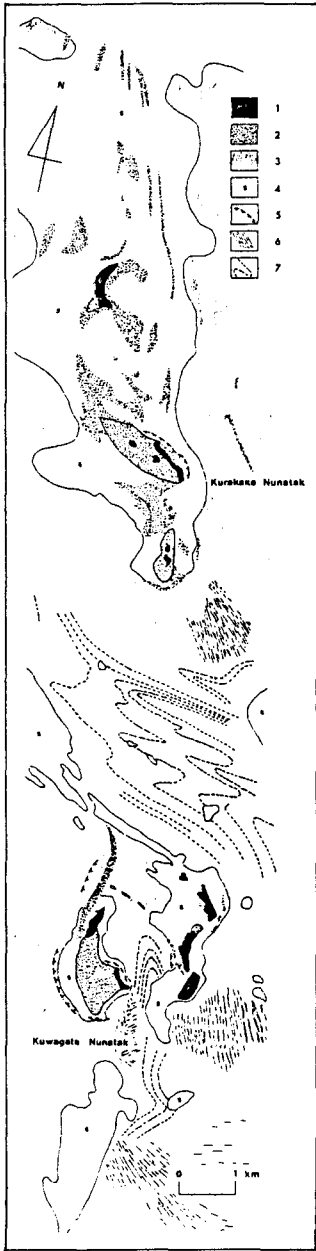
## カコウ岩・アグマタイト・アブライト

こららの優白質岩脈はほぼ全域的にみられる。カコウ岩・アグマタイトは幅数cm~30cm程度のものが多く2mに達するものもある。有色鉱物としては黒雲母・角閃石がみられる。アブライトは1~3cm幅のものが多く、ピンク色のカリ長石が特徴的で遠方からでもよく視認できる。

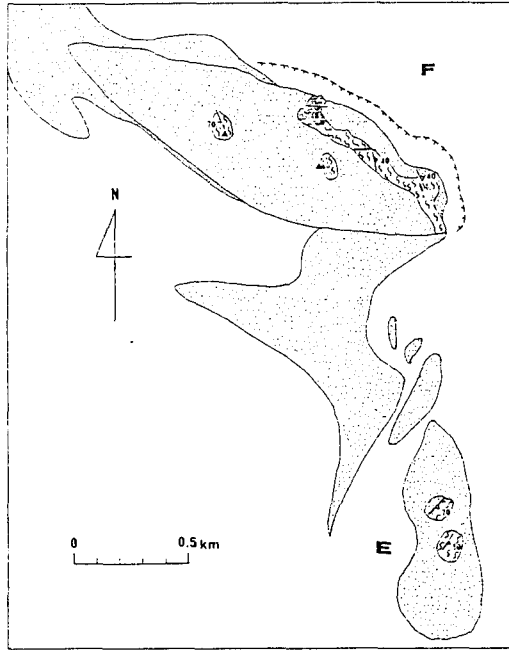
本地域にみられる片麻岩類・角閃岩類は、鉱物組合せから判断すると岩脈状のものも含めてすべて角閃岩相に属するものである。しかし、本地域の主体をなす片麻岩類の変成作用はカコウ岩類や角閃岩類の量入以前のものである。

## 3. やまと山脈と南やまと又ナタークス

やまと山脈はカコウ岩質グループとキヤートナイト質グループに分けられ(KIZAKI 1965)これらの関係はブロック状構造により必ずしも明らかではない。本地域に分布する岩石はカコウ岩質グループに属し、特にやまと山脈Bと群とは同様な岩相関係や各岩石の特徴がみられる。今後十分な岩石学的検討が必要である。また、各又ナタークの関係や広域的な造構史を考えた上では、地球物理学的データを有効に利用することも考慮されなければならない。

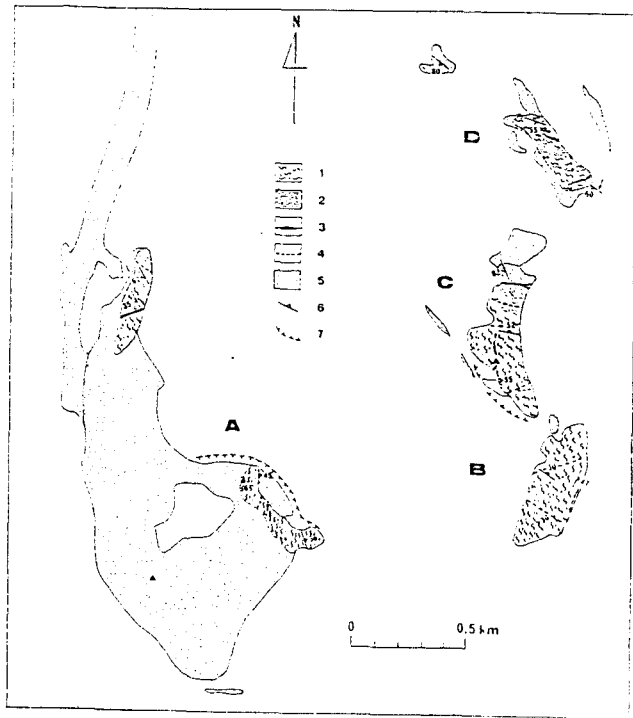


四1. 南ヤチとヌターク  
の露岩・モレーン分布  
1. 露岩 2. モレーン 3. 裸氷面  
4. 雪面 5. スクープ地形  
6. フレバス 7. 裸氷面の積成構造



四3. くらかけ山周辺の地質図

- 四2, 四3の凡例
1. カコウ岩質片麻岩
  2. 角閃岩質雲母片麻岩
  3. 角閃岩巻貝
  4. 纈白質岩脈
  5. モレーン
  6. 片麻岩構造
  7. スクープ地形



四2. くわがた山周辺の地質図

ラングホブデ沖諸島の地質

勝島尚美(北大・理)・矢内桂三(産地研)

ラングホブデ沖諸島はオングル諸島の南方10~25 kmのラングホブデ沖の島々で、ルンパ・シガーレン・インドレホブデホルメン・ユートレホブデホルメン・リストルフェーセネ・ウツガネ・ナツブオイヤからなる。これらは南北15 km 東西7 kmの範囲に点在しており、小島を伴うことが多い。地形図は作成されておらず、ナツブオイヤを除いて空中写真があるのみである。オングル諸島・ラングホブデをはじめとするリュッツォホルム湾沿岸の露岩の地質は、第1次観測隊以来多くの地質研究者によって調査され、地質図幅をはじめとしていくつかの報告がなされている。しかし、本地域の地質については公表されていない。今回は本地域の地質について報告し、周辺の地質および地質構造との関係を考える。

図1は、YOSHIDA (1978) の図から本地域のデータを含めて作成したものである。インドレホブデホルメン・ナツブオイヤ・ユートレホブデホルメンの東端部は主にザクロ石片麻岩・ザクロ石黒雲母片麻岩からなり、一部にカリ長石の斑紋変晶の発達したものがみられる。その他の地域は主に両輝石片麻岩からなり、ザクロ石片麻岩の薄片を伴う。また、レンズ状の角閃岩類やペグマタイトの岩脈は全球的にみられる。片麻岩類の面構造の走向は島の延長方向と一致していることが多く、面構造の褶曲からはこの褶曲軸が推定される。このような本地域の地質構造は、ラングホブデにみられるものと同様に調和的であると思われる。

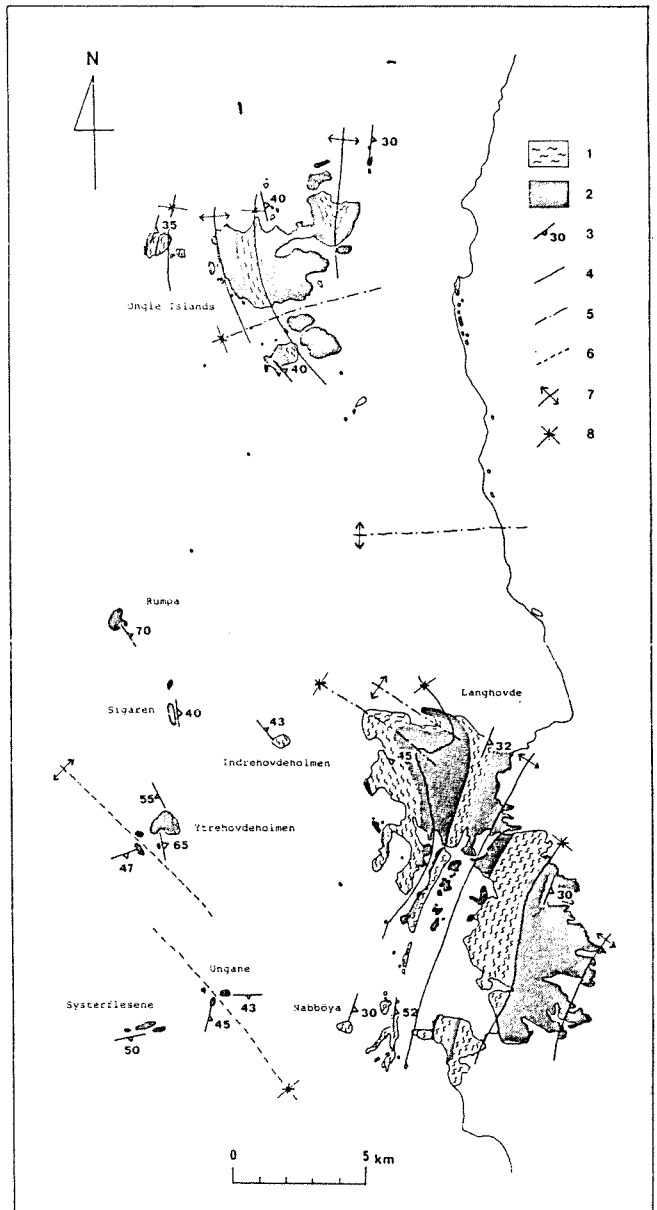


図1 オングル諸島・ラングホブデ周辺の地質構造図。  
 1. 含ザクロ石片麻岩 2. 両輝石片麻岩・角閃石片麻岩 3. 面構造の走向・傾斜  
 4. 褶曲軸(第1期) 5. 褶曲軸(第2期)  
 6. 褶曲軸(推定) 7. 背斜軸 8. 向斜軸



プリンス・オラフ海岸の地質構造

白石和行(極地研), 広井美邦(金沢大・教育), 佐々木清隆(東北大・理)  
 矢内程三(極地研), 木崎甲子郎(琉球大・理)

はじめに

プリンス・オラフ海岸(ほぼ40°E~45°E, 68°S~69°S)には, 延長200km以上にわたって, 露岩が分布するが, 大規模な露岩は少なく, 総面積は約20km<sup>2</sup>にすぎない。現在までにこれらのうち到達可能な地域は, 調査密度の精粗はあるが, ほぼ調査され, 順次2.5万分の1の地質図が刊行されている。

この地域の東に位置するリュウオウホルム湾地域の地質構造や変形史については, Ishikawa(1976)やYoshida(1978)などによって, 詳しく検討され, また, 西に位置するマラジョジナヤ地帯については, Gray(1978)などの報告がある。しかし, プリンス・オラフ海岸の地質構造の一般的特徴の報告は, これまでになされていない。

メガスコピックな構造

図1には, 野外や空中写真で観察されたフォーリエーションの一般走向を示した。この地域全体にわたってNW-SE性の走向が卓越していることがわかる。同方向の軸をもつSynformやAntiformは随所に見られる。

メソスコピックな構造

褶曲: 露頭で観察される小褶曲は次の2種が識別できる。

①NW~SE性のisoclinal~tight~close褶曲(F1)。

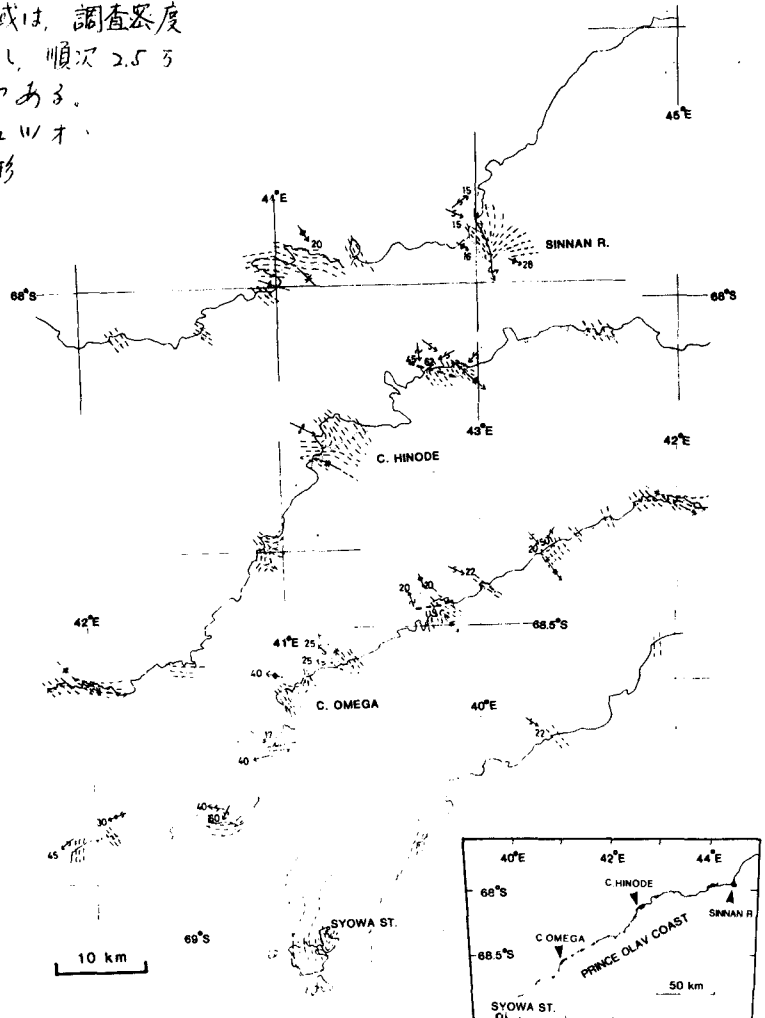


図1. プリンス・オラフ海岸の地質構造概略図。

著者らのデータは, Antarctic Geologic Map Series, Ishikawa(1976), Yoshida(1978), Matsumoto et al(1982)のデータを加えた。

MEGASCOPIC STRUCTURES

- Trend of structure
- Synform (inferred)
- Antiform (inferred)
- Fault and shear zone

MESOSCOPIC STRUCTURES

- Plunge of minor folding axis
- Plunge of minor anticline
- Lamination, un differentiated

② NE~SW 性の close ~ open 褶曲 (F2)。

①は②による (変形されていることか、新南名、あけぼの岩、天文台岩で観察され、また、新南名では①は recumbent isoclinal fold を示し、①と②による interference pattern (Ramsay, 1962) が認められる。

**線構造**: 角閃石、珪線石、黒雲母などの鉱物の形態定向配列による線構造は、上記 F1 に平行に発達する。このことから、F1 は当該地域の主要な変性作用と同時期に形成されたと考えられる。

### 断裂系

みかけ上共軛的に見える節理 (joint) や断裂 (fracture) が、露頭でも空中写真でも観察される。図2に、これらの方向を地区別に示した。この図から、大胆に推定すれば、最大圧縮応力方向は E~W または NE~SW 性ということが出来る。

### 比叺地域との比較

リンネホルム湾地域では、Ishikawa (1976) により、連続変形構造の解析が行われ、Yoshida (1978) は、構造岩石学的な解釈を試みた。彼らによれば、3期 (F1~F3) の主要な変形作用が認められるという。彼の tight isoclinal な F1 褶曲は、明らかに、プリンスオラフ海岸の F1 に相当すると考えられるが、F2 の対応についてははっきりしない。断裂系は両地域ともよく似たパターンを示すといえよう。

東方のマウミョーシナヤ基地周辺では、ただ1回の変形運動 (gentle east-southeast-plunging fold system) (Green, 1978) しか報告されていない。プリンスオラフ海岸以西の地域との差異は、変形作用における差異と (志村ら, 1980) とともに興味深い。

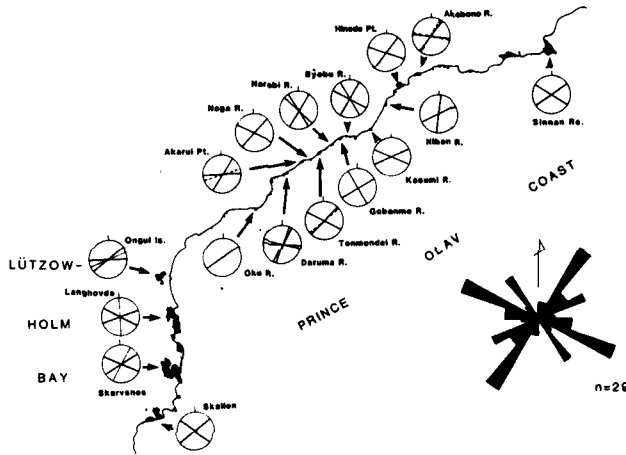


図2 断裂系。

リンネホルム湾は、Ishikawa (1976) による、連続変形構造を示す。

## プリンス オラフ海岸西部地域の变成作用について

鈴木盛久 (広島大・理)

プリンスオラフ海岸西部地域に位置するオメガ岬地域の变成作用については、鈴木(1979)により概略的に検討された。その結果、本地域の一般的变成度は角閃岩相程度であり、一部にグラニュライト相を示唆する岩石が存在する可能性が示された。その後、Hiroi et al. (1983)により、プリンスオラフ海岸全域にわたる变成作用の態相が行なわれその結果、当地域は基本的には *kyanite-sillimanite* type の広域变成作用を受け、しかも東から西に向って温度上昇の傾向があることが明らかにされた。

これらの結果をふまえて、その後検討を加えた結果、オメガ岬地域から *orthopyroxene-garnet* 及び *cordierite-sillimanite* の組合わせを有する *biotite gneiss* の存在が確認された。今回、それらの岩石記載を行ない、それを基に本地域の变成作用についての再検討を試みた。

i) *orthopyroxene-garnet paragneiss*

本岩はオメガ東岩の東端近くに出現する。周辺は *clinopyroxene-kornblende* の組合わせを有する *metabasite*, 及び *kornblende-biotite* の組合わせを有する *kornblende gneiss* からなる。本岩の鉱物組合わせは *orthopyroxene-garnet-biotite-plagioclase-K feldspar-quartz-ore* である。*orthopyroxene* は、 $\phi 0.1\text{mm}$  以下の微粒結晶でその組成は  $\text{Ca}_{1.5}\text{Mg}_{6.9}\text{Fe}+\text{Mn}_{51.6}$  の *ferrohypersthene* である。*garnet* は不規則な外形を示し、組成的に顕著な果帯構造を呈する。すなわち rim では  $\text{Gr}_{11.6}\text{Alm}_{64.0}\text{Pr}_{11.9}\text{Sp}_{2.5}$ , core では  $\text{Gr}_{20.3}\text{Alm}_{54.9}\text{Pr}_{16.0}\text{Sp}_{6.8}$  の組成を各々有する。*biotite* は規則的な外形を呈し定向配列が顕著である。 $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  の値は、0.45,  $\text{TiO}_2 = 3.20\text{ wt\%}$  である。

Suzuki (1982) は、リッツォホルム湾の Langhovde, Skarvsneo 両地域から上述の様な *orthopyroxene-garnet-biotite* の組合わせを有する变成岩を見出しているが、それらと本岩について鉱物学的に比較してみると、

*orthopyroxene* 及び *garnet* については、化学組成、平衡関係ともよく似ているが、*biotite* については本岩中のものは、より Mg に富み Ti に乏しい傾向にある。

ii) *cordierite-sillimanite paragneiss*  
本岩はオメガ西岩中央部に産し、*gneissose granite* と *metabasite (clinopyroxene-kornblende)* との間に存在し、厚さ 2m の layer として出現する。鉱物組合わせは *cordierite-sillimanite-biotite-feldspar-quartz-ore* である。*cordierite* は比較的新鮮で、 $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  値は低く 0.05 程度である。*cordierite* と *sillimanite* に富む *aluminous layer* は、*quartz-feldspathic layer* と互層をなして出現する。*biotite* の組成も *cordierite* と同様に Mg に富み  $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  値は 0.08 程度である。*feldspar* は *mesoperthite* である。

以上述べた岩石および地の变成岩類の岩石学的特性を態相すると、本地域の变成岩類は主要变成時に  $700^\circ\text{C}$  を越える温度条件にさらされた後、別な熱的影響(恐らくは *pink gr.* の活動に関連した)を受け、*mafic* 鉱物の一部が化学的に改造されたと考えられる。

Table 1. Chemical compositions of main constituent minerals in paragneisses from Cape Omega area.

	1	2	3	4	5	6
	Opx	Gar-r	Gar-c	Biot	Cord	Biot
SiO <sub>2</sub>	51.47	37.58	37.91	36.30	48.34	37.73
TiO <sub>2</sub>	0.19	0.09	0.05	3.20	0.05	2.57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.65	21.05	21.09	14.46	33.83	18.33
FuO*	30.38	28.98	26.11	18.20	1.29	3.04
MnO	0.86	4.25	3.07	0.24	0.14	0.10
MgO	15.94	3.02	4.13	12.40	12.63	20.86
CaO	0.70	5.16	7.26	0.04	tr.	tr.
Na <sub>2</sub> O	0.05	0.04	0.07	0.07	0.23	0.16
K <sub>2</sub> O	0.04	0.03	0.02	9.53	0.01	10.36
Total	100.26	100.20	99.70	94.45	96.52	93.16
	Numbers of ions					
O	6.000	24.000	24.000	22.000	18.000	22.000
Si	1.991	5.995	6.000	5.582	4.921	5.452
Ti	0.005	0.011	0.006	0.370	0.004	0.280
Al	0.029	3.959	3.934	2.620	4.060	3.124
Fe	0.983	3.867	3.456	2.341	0.110	2.367
Mn	0.028	0.575	0.411	0.031	0.012	0.012
Mg	0.919	0.718	0.975	2.841	1.916	4.493
Ca	0.029	0.883	1.231	0.007	—	—
Na	0.003	0.013	0.020	0.022	0.046	0.044
K	0.002	0.005	0.004	1.870	0.001	1.911

1 to 4 : Opx-garnet paragneiss  
5 and 6 : Cord-sill paragneiss

東南極・明るい岬の塩基性変成岩類

木崎伊子郎(琉球大理学部)  
 解沢聰史 石川順一(東北大学教養)

明るい岬は、黒雲母-角閃石片麻岩などのほか、黒雲母-単斜輝石-角閃石片麻岩、金雲母-かんらん石-斜方輝石-角閃石岩、スピネル-かんらん石-斜方輝石-角閃石岩、黒雲母-角閃石、スピネル-斜方輝石-角閃石岩などの塩基性~超塩基性岩を原岩とする各種の変成岩からなっている。これらの化学組成は、Table 1. に示すように広い組成範囲を持っている。塩基性岩の中には、アルカリおよびフッ素に富む特殊なものがみられ、特

殊な鉱物組合せを持つものもある。スピネルの一部には広範な組成を示すものもある(Fig. 2)。広井ほか(1983)によれば、本地域は、グラニユライト相~角閃石相の漸移帯に相当する変成条件を示す。これらの岩石の化学的特徴と鉱物の化学組成について紹介する。

Table 1. Chemical analyses of rocks from the Akarui-misaki district.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	46.55	69.21	58.88	46.10	41.93	43.67	60.04	69.47	69.95	40.02	56.43	40.78	41.43
TiO <sub>2</sub>	2.18	0.57	1.20	1.57	1.58	0.21	1.11	0.49	0.56	0.19	1.09	0.09	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.45	14.30	16.30	15.82	9.46	7.20	15.54	14.52	14.37	8.09	14.94	21.86	19.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.20	1.72	4.51	4.11	2.92	2.81	2.47	2.04	1.93	3.20	3.35	2.36	2.69
FeO	8.29	1.37	4.46	8.41	4.39	4.97	4.10	2.16	1.24	7.85	5.87	2.99	3.80
MnO	0.23	0.06	0.17	0.24	0.11	0.14	0.13	0.17	0.07	0.17	0.17	0.09	0.11
MgO	7.75	0.71	2.71	6.98	21.72	25.72	1.98	1.51	0.66	32.25	4.83	14.27	19.26
CaO	7.45	1.88	3.56	9.79	10.25	8.46	4.24	1.29	1.82	3.70	8.00	8.00	8.67
Na <sub>2</sub> O	1.76	3.52	4.02	3.50	1.69	1.19	3.82	5.45	3.76	0.78	3.37	1.45	1.45
K <sub>2</sub> O	3.88	4.71	2.29	1.17	0.31	0.59	3.00	1.75	4.63	0.15	0.96	4.10	0.25
H <sub>2</sub> O+	3.37	1.04	0.93	1.91	3.67	4.39	2.45	0.60	0.35	3.44	1.03	3.38	1.86
H <sub>2</sub> O-	0.19	0.13	0.19	0.16	0.06	0.17	0.15	0.11	0.02	0.13	0.08	0.22	0.08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	2.19	0.20	0.37	0.24	1.23	0.06	0.43	0.10	0.18	0.04	0.17	0.06	0.05
Total	99.59	99.42	99.59	100.00	99.32	99.58	99.46	99.74	99.54	100.01	100.29	99.65	99.41
F(ppm)	4030	629	1170	763	908	606	1260	454	779	156	500	1920	106
Cr(ppm)	403			120	767	3020				2060		854	878

- 1 : Sp.No. 801252
- 2 : 801253
- 3 : 801254
- 4 : 801257
- 5 : 801258
- 6 : 801259
- 7 : 8012510
- 8 : 801261
- 9 : 801262
- 10 : 801263
- 11 : 801264
- 12 : 801274
- 13 : 801275

Analyst : S. Kanisawa

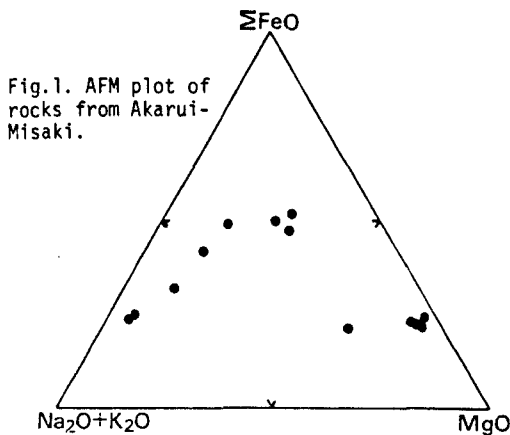


Fig. 1. AFM plot of rocks from Akarui-Misaki.

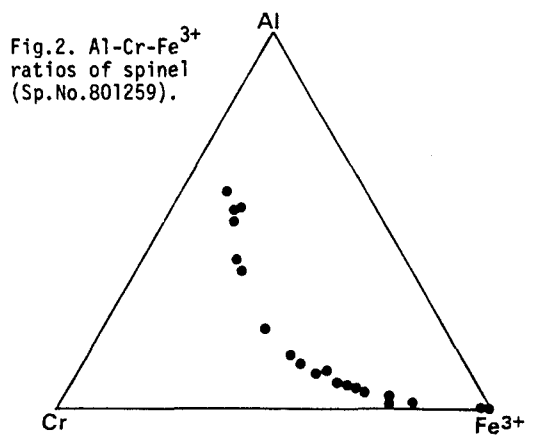


Fig. 2. Al-Cr-Fe<sup>3+</sup> ratios of spinel (Sp. No. 801259).

東南極・日の出岬の fassaite-grossular rock について.

蟹沢聰史(東北大学教養部)  
 矢内桂三(国立極地研究所)

日の出岬は、昭和基地の北東160Kmに位置し、角閃岩相に属する変成岩類から構成され、これらを含めて花崗岩類が存在する。本地域の角閃石片麻岩中に、塊状の一見エウロジャイト様の岩石が夾在し、鏡下では、濃緑色の多色性の強い単斜輝石、サクロ石、斜長石および磁鉄鉱からなっている。この岩石の組成はSiO<sub>2</sub> 38.78%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 24.44%, total FeO 11.95%, MgO 0.51%, CaO 22.10%の組成を示す石灰質の岩石である。EDXによる分析の結果はTable 1に示すように、単斜輝石は、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>を5.86~9.19%含み、TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>Oにとぼしい fassaite であることが分かった。サクロ石は Andradite mol. をかなり含んだ grossular で、斜長石はほぼ純粋な Anorthite である。

Fassaite Ca(Mg,Fe)Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>(Di)-CaFeAlSiO<sub>6</sub>(FATs)-CaAl<sub>2</sub>SiO<sub>6</sub>(CaTs) 比を計算すると、Ginzburg(1966)によって与えられた不混和領域にプロットされる。日の出岬のサクロ石-黒雲母片麻岩中の共存するサクロ石-黒雲母から求めた平衡温度は670°(Thompson,1976)、又は613°C(Goldman & Albee,1977)となる。広井ほか(1983)によれば、この付近は、Kyanite-sillimanite が共存する。少なくとも、この岩石の生成条件下では、fassaite diopsidic pyroxene との間には不混和領域は存在しない。この結果は、Onuma et al.(1982)の結果と矛盾しない。

Table 1. Representative analyses of fassaite.

	1	2	3	4	5
SiO <sub>2</sub>	45.95	46.57	43.98	44.07	43.80
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.25	0.19	0.25	0.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6.30	6.84	8.46	8.59	8.94
FeO	15.63	14.13	16.11	15.36	16.30
MnO	0.21	0.17	0.22	0.15	0.19
MgO	7.17	7.55	6.28	6.72	6.17
CaO	23.73	23.96	23.95	24.07	23.79
Na <sub>2</sub> O	0.17	0.24	0.20	0.12	0.15
Total	99.27	99.71	99.39	99.32	99.52

O = 6 and R = 4.000

Si	1.782	1.788	1.705	1.705	1.697
Al(IV)	0.218	0.212	0.295	0.295	0.303
Al(VI)	0.070	0.098	0.092	0.097	0.105
Ti	0.003	0.007	0.006	0.007	0.006
Fe <sup>3+</sup>	0.103	0.078	0.138	0.129	0.132
Fe <sup>2+</sup>	0.404	0.376	0.384	0.369	0.397
Mn	0.007	0.005	0.007	0.005	0.006
Mg	0.414	0.432	0.363	0.387	0.356
Ca	0.986	0.986	0.995	0.998	0.985
Na	0.013	0.018	0.015	0.009	0.011

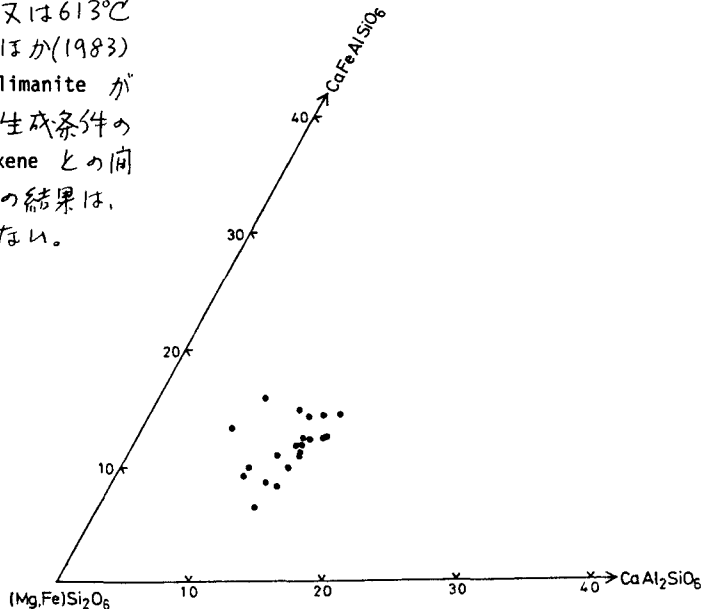


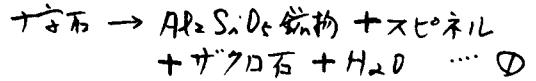
Fig.1. Plot of Di-FATs-CaTs ratio of fassaite of the Cape Hinode district.

# Stauroliteの安定性に対するZnの効果

広井美邦(金沢大・教育)  
白石和行・大内桂三(極地研)

十字石は中程度の変成度の泥質変成岩に普通に出現する鉱物であるが、まれには、高変成度の岩石中にも出現する。後者の場合には、十字石が数パーセントに達するZnを含有していることが多く、Znの濃集により、十字石が高温度で安定化したと考えられてきた。

スピネル+ザクロ石の組合せで加えられ、同様の母岩は十字石、 $Al_2Si_2O_5$  鉱物、スピネル、ザクロ石の4相が互いに接している状態が観察される。これらの点から、母岩母岩付近の温度・圧力条件下で、次の十字石分解反応が進行したことが確定される。



アリンストラフ海岸には、角閃岩相高温部からグラニュライト相に至る高変成度の泥質片麻岩が分布している。十字石は、アリンストラフ海岸の東部(新南岩、竜宮岬、回りの岬)に出現している。この十字石は、常に斜長石やザクロ石にとり囲まれた残晶状の産状を示している。すなわち、少なくとも、もはや石英とは安定に共存しているとは考えられない。他方、アリンストラフ海岸の西部(天文台岩、ダルマ岩)とラングホフ岩には、十字石の分解生成物に相当する  $Al_2Si_2O_5$  鉱物

この反応式は、5-10 kbar の圧力条件下で実験的に確認されている。但し、その母岩組成分の十字石は7717の実験であり、かつその平衡温度は母岩の母岩の変成条件とはずると異なっている(はるかに高温である)。

このように、天然に存在する十字石の出現の仕方や化学組成と、人工的な実験との間には、

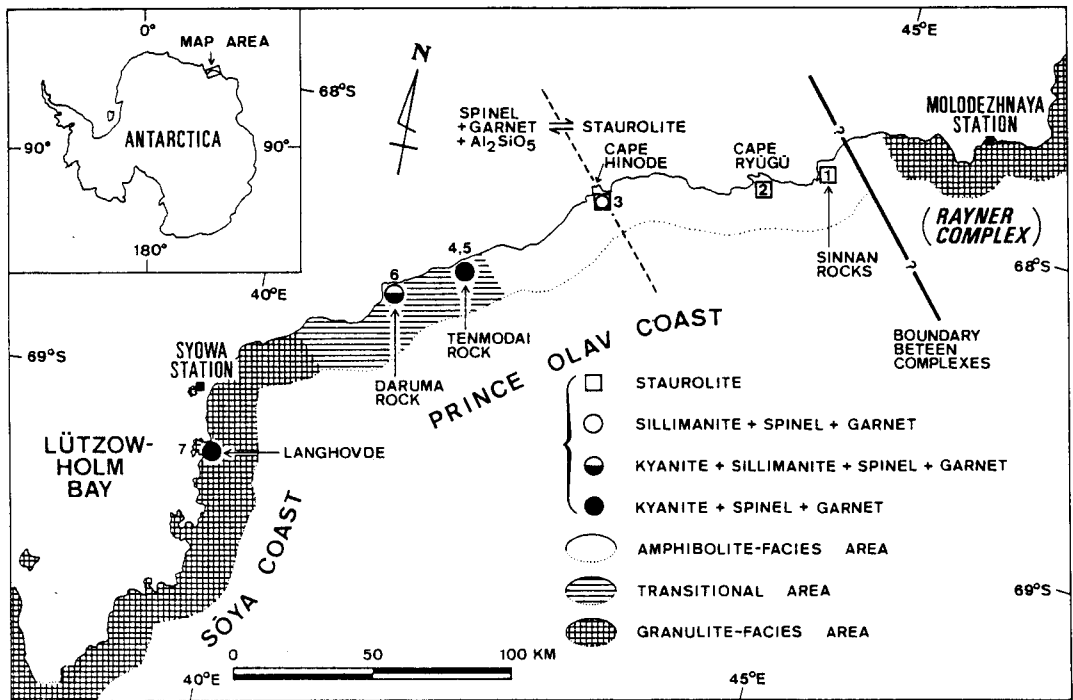


図1. アリンストラフ海岸における Staurolite とその分解生成物の分布

調べる点も少ない(ない)。残るは問題も  
多い。

これはその分解生成物に相当する  $Al_2SiO_5$  鉱  
物+セシール+ガク石の組合せについて、

EPMA分析のせと行先にも理論的考察と  
スリンスオラフ海岸に出現する十字石、あ 行った。その結果を、模式的なT-X(左,右)

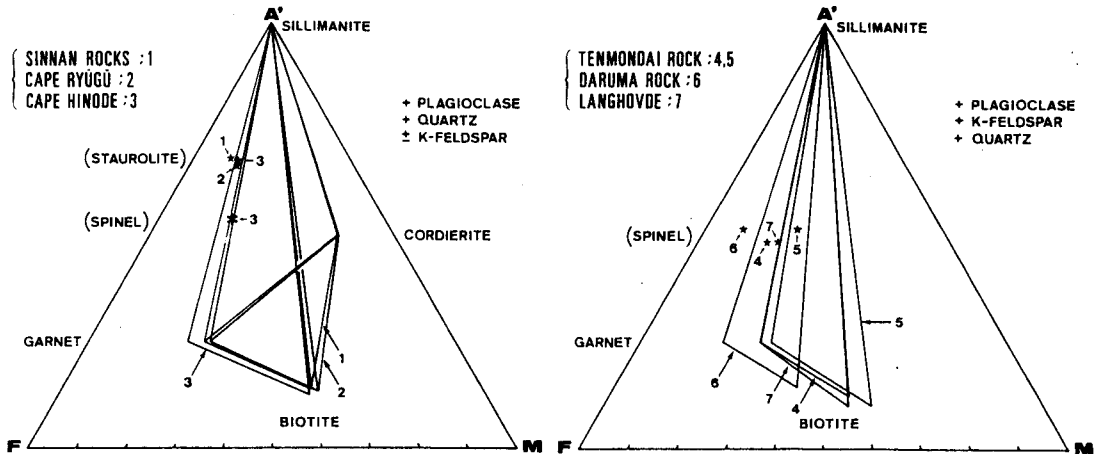


表1. Staurolite あるいはその分解生成物を含む岩石の鉄物組合せ

Mineral	staurolite			spinel				
	1	2	3	3	4	5	6	7
Specimen no.								
SiO <sub>2</sub>	26.52	26.44	26.21	0.06	-	0.01	0.06	0.02
TiO <sub>2</sub>	0.43	0.67	0.53	-	-	-	-	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	53.60	53.02	53.12	55.70	56.82	56.21	53.31	56.66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.02	0.04	0.56	0.50	0.99	0.31	0.20
FeO*	13.59	13.50	12.84	23.04	31.20	22.58	29.91	28.74
MnO	0.27	0.18	0.08	0.12	0.10	0.11	0.18	0.05
MgO	2.37	2.99	2.94	6.33	6.46	8.16	2.95	7.49
ZnO	1.11	1.09	1.56	11.72	3.75	9.12	11.29	5.38
Total	97.93	97.91	97.72	97.53	98.25	97.24	98.01	98.56
O	46	45	46	4	4	4	4	4
Si	7.420	7.401	7.451	0.002	-	-	0.002	0.001
Al	17.670	17.489	17.526	1.921	1.920	1.914	1.895	1.915
Ti	0.091	0.141	0.111	-	-	-	-	-
Cr	0.008	0.005	0.008	0.013	0.009	0.023	0.007	0.004
Fe <sup>3+*</sup>				0.064	0.071	0.063	0.096	0.079
Fe <sup>2+</sup>	3.179	3.159	3.005	0.500	0.677	0.482	0.658	0.610
Mn	0.064	0.042	0.018	0.003	0.002	0.003	0.005	0.001
Mg	0.988	1.248	1.266	0.276	0.277	0.351	0.133	0.320
Zn	0.229	0.225	0.323	0.253	0.079	0.196	0.251	0.114
100Mg/Mg+Fe*	23.7	28.3	29.0	32.9	27.0	39.1	14.9	31.7
100Fe <sup>3+</sup> /Fe <sup>3+</sup> +Fe <sup>2+</sup>				11.3	9.5	11.6	12.7	11.5
100Zn/Zn+Mg+Fe*	5.2	4.9	7.1	24.6	7.6	19.0	24.1	10.9

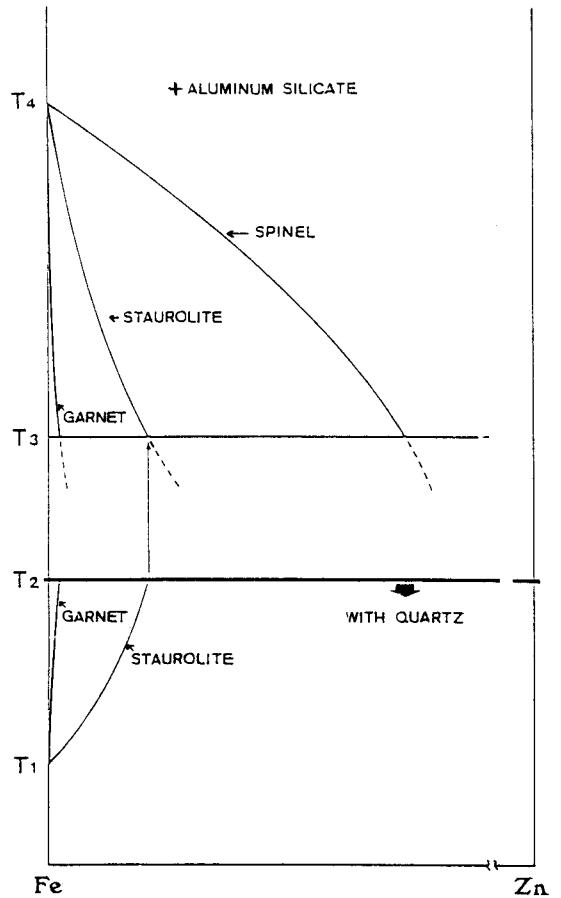
\* Total Fe  
\*\* Fe<sup>3+</sup> calculated assuming (Si+Al+Ti+Cr+Fe<sup>3+</sup>)=2.000.

表1表. StauroliteとSpinel  
の3成分のT-X-7分析値

状態図に示したのが初図である。その基礎となる重要な事実の1つは  $X_{\text{Staurolite}} < X_{\text{Spinel}}$  ということである。

初図から明らかのように、ZnはT安定の高温側安定限界において

1.  $\text{SiO}_2$  の過剰な系では、高温側でT安定の安定性を拡大し、
2.  $\text{SiO}_2$  の不飽和な系では、逆に、より低温で分解させる効果をもつのである。



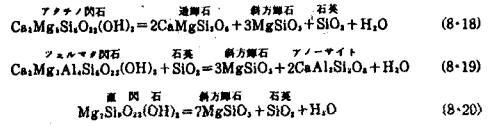
初図. Staurolite の安定性に対する Zn の効果を示す修正状態図



# プリンスオラフ海岸の変成岩中の horn blende の組成

六井美邦(金沢大・教育)・白石和行(極地研)  
大貫 仁(弘前大・理)・木崎甲子郎(琉球大・理)

グラニュライト相の広域変成作用で最も高い温度と表わす変成相であることは、現在では広く認められている。しかし、これは第二次世界大戦後のことであり、低温の側で、角閃岩相へ移過するところの詳細な研究が十分に著述されている訳ではない。すなわち、角閃岩相とグラニュライト相との境界の定義もまた明確とはいえないのである。下に示したような「変成岩と変成帯」の中の記述である。



従来の昭和基地付近の研究から、リュツカホルム湾岸の岩石はグラニュライト相に、またプリンスオラフ海岸(東部)の岩石は角閃岩相にそれぞれ属し、産出する horn blende の化学組成も異なることがわかった。最近のこの研究は、頁12、プリンスオラフ海岸の中で東から西に向って変成度がたいてい上昇することと明らかにしてきた。すなわち、プリンスオラフ海岸では、角閃岩相からグラニュライト相への移過状態がよく観察される

多くの場合、普通の中性または塩基性組成の岩石に、角閃石が減少して斜方輝石が出現しはじめるころをもって、グラニュライト相の始りとしている。出現しはじめた斜方輝石は、一般に角閃石類と平衡に共存している。

斜方輝石を形成し、かつ角閃石を減少させる反応としては次のようなものが考えられる。

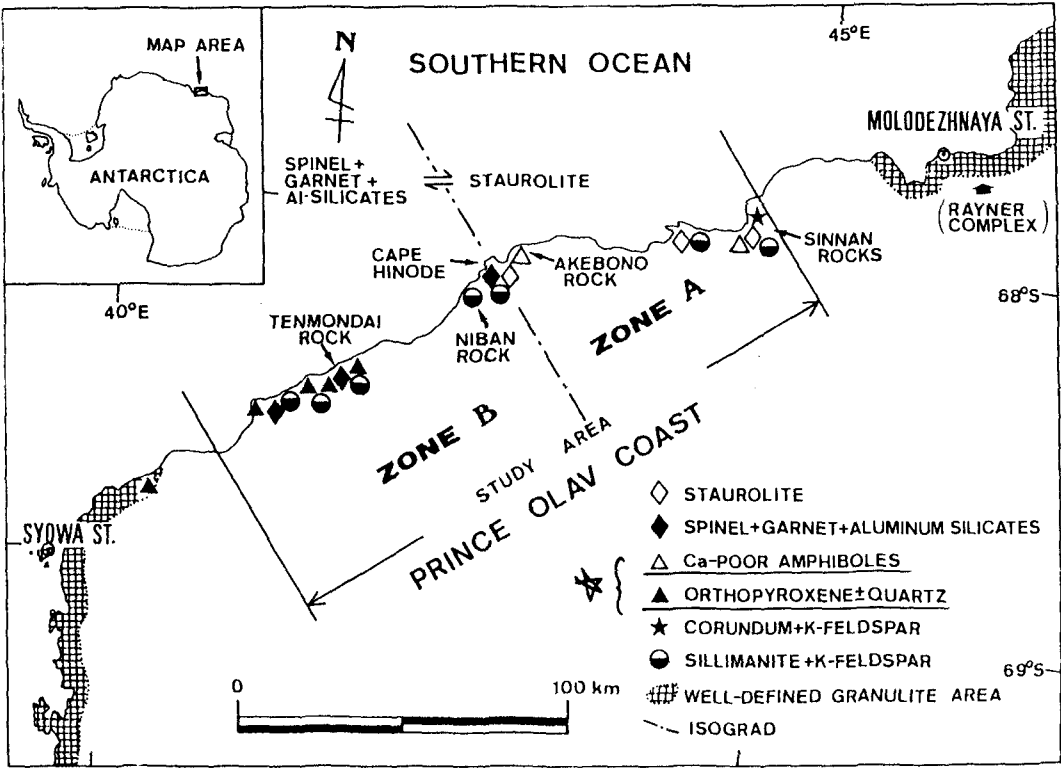
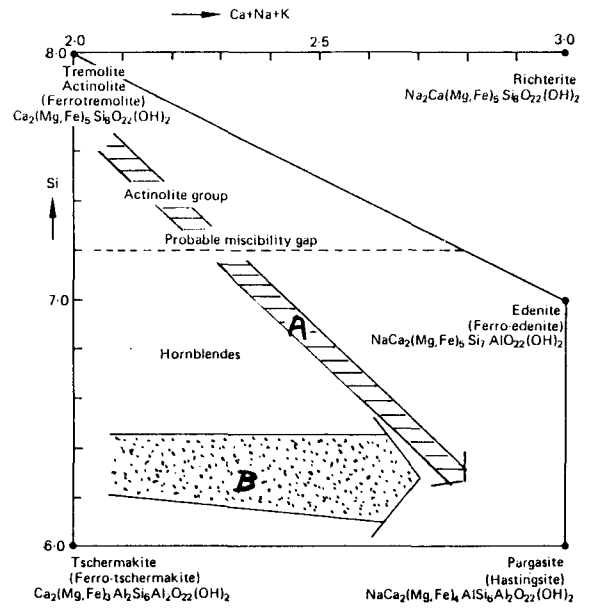


図1. プリンスオラフ海岸に産出する diagnostic な鉱物の分布

のである。本論文では、中性～塩基性組成の岩石中の hornblende の組成変化 (石岡参照) と中心に、角閃岩相からグラニエイト相への移過について報告する。



この図、角閃岩相からグラニエイト相への移過に伴う hornblende の組成変化  
 A は  $Al_2O_3$  の少ない岩石中のもの  
 B は  $Al_2O_3$  の多い岩石中のもの  
 \* 大半の岩石は A・B の間に入る。