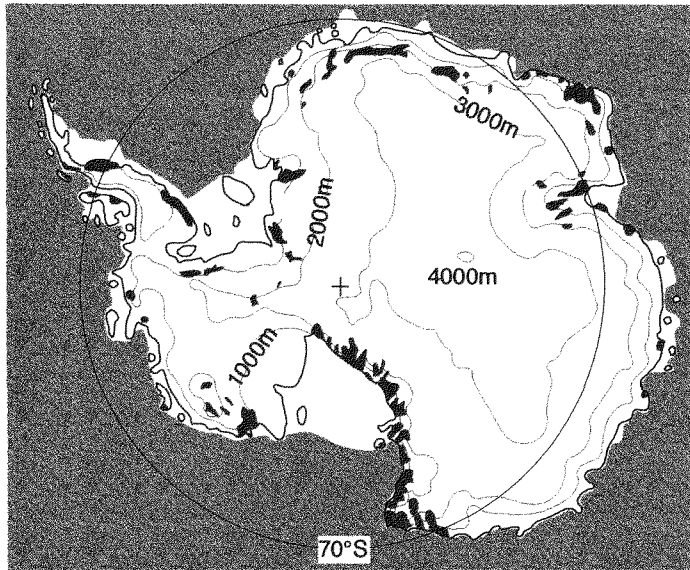


# 第22回南極地学シンポジウム プログラム・講演要旨

The 22nd Symposium on Antarctic Geosciences  
Program and Abstracts

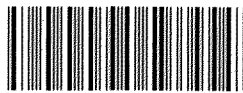
10-11 October 2002



国立極地研究所

National Institute of Polar Research  
Tokyo, Japan

国立極地研究所図書室



000210567

第22回南極地学シンポジウム日程表

10月10日 (木) 10 Oct. (Thursday)	10月11日 (金) 11 Oct. (Friday)
<p>極地研所長挨拶 Opening address by Director-General, NIPR 9:55-10:00</p>	<p>VI. ヴィクトリアランドと ドロンニングモードランドの地質学 Geology in Dronning Maud Land and Victoria Land 2 講演 (17-18) 10:00-10:40 (40分) 座長：白石和行</p> <p>VII. ナピア岩体の地学 Napier Complex 4 講演 (19-22) 10:40-12:00 (80分) 座長：本吉洋一</p>
<p>I. 後期新生代 Late Cenozoic in Antarctica 3 講演 (1-3) 10:00-11:00 (60分) 座長：森脇喜一</p> <p>II. 南極海の地学 Marine Geophysics in the Southern Ocean 3 講演 (4-6) 11:00-12:00 (60分) 座長：久保 篤規</p>	
<p>昼食 Lunch (12:00-13:00)</p>	<p>昼食 Lunch (12:00-13:00)</p>
<p>III. みずほ高原の人工地震探査 Seismic exploration on the Mizuho Plateau 5 講演 (7-11) 13:00-14:40 (100分) 座長：戸田 茂、金尾政紀</p>	<p>VIII. リュツォ・ホルム岩体の速度構造 Rock velocity of the Lützow-Holm Complex 2 講演 (23-24) 13:00-13:40 (40分) 座長：渋谷和雄</p> <p>IX. 南極プレート-インド域の構造とテクトニクス Structure and tectonics around the Antarctic Plate-Indian region 4 講演 (25-28) 13:40-15:00 (80分) 座長：野木義史</p>
<p>休憩 Coffee break (14:40-15:00)</p>	
<p>IV. ポスター説明 Poster presentations 20 件 (101p-120p) 15:00-15:40 (40分) 座長：三浦英樹</p> <p>V. 昭和基地周辺の測地と地球物理 Geodesy and geophysics in and around the Syowa Station 5 講演 (12-16) 15:40-17:20 (100分) 座長：名和一成、渋谷和雄</p>	<p>X. ゴンドワナ大陸の年代と化学 Geochemistry and geochronology of Gondwana 4 講演 (29-32) 15:20-16:40 (80分) 座長：有馬 真</p> <p>XI. 高度変成岩の岩石学・鉱物学 Petrology and mineralogy of high-grade rocks 2 講演 (33-34) 16:40-17:20 (40分) 座長：大和田正明</p>
<p>懇親会 Conference party (17:30-18:30)</p>	

第22回南極地学シンポジウムプログラム (2002年)

Program for the 22nd NIPR Symposium on Antarctic Geosciences, 2002

10月10日 (木) 10 October (Thursday) 9:55~17:20

09:55 - 10:00 挨拶 Opening Address

極地研究所所長 渡邊興亜

Director-General, National Institute of Polar Research O. Watanabe

- I 10:00-11:00 後期新生代 Late Cenozoics in Antarctica 座長：森脇喜一
- 
- 1 10:00-10:20 東南極リュツォ・ホルム湾の5貝化石のESR年代  
ESR dates from fossil shells along the Lützow-Holm Bay coast, East Antarctica
- |       |              |     |                         |
|-------|--------------|-----|-------------------------|
| 高田 将志 | M. Takahashi |     | Nara Women's University |
| 谷 篤史  | A. Tani      |     | Osaka University        |
| 三浦 英樹 | H. Miura     |     | NIPR                    |
| 森脇 喜一 | K. Morioka   | 極地研 | NIPR                    |
- 
- 2 10:20-10:40 南極湖沼の底質環境と堆積物  
Subbottom environments and deposits in the Antarctic lake
- |       |          |             |                     |
|-------|----------|-------------|---------------------|
| 瀬戸 浩二 | K. Seto  | 島根大・汽水域センター | Shimane Univ. RCCLE |
| 伊村 智  | S. Imura | 極地研         | NIPR                |
- 
- 3 10:40-11:00 45次夏隊と46次越冬隊で提案、計画されていた南極第四紀研究分野の研究課題とその科学的意義についてのコメント -最近の国際的研究の流れの中での位置づけ-  
Future plans in the field of Antarctic Quaternary science and its scientific significance
- |       |          |     |      |
|-------|----------|-----|------|
| 三浦 英樹 | H. Miura | 極地研 | NIPR |
|-------|----------|-----|------|
- 
- II 11:00-12:00 南極海の地学 Marine Geophysics in the Southern Ocean 座長：久保篤規
- 
- 4 11:00-11:20 地形・地磁気に見るオーストラリア-南極不連続(AAD)の非マグマ性拡大  
Amagmatic extension of the Australian-Antarctic Discordance from bathymetry and magnetic anomaly
- |        |            |        |                    |
|--------|------------|--------|--------------------|
| 松田 康平  | K. Matsuda | 東大・海洋研 | ORI Univ. of Tokyo |
| 沖野 郷子  | K. Okino   | 東大・海洋研 | ORI Univ. of Tokyo |
| 小泉 金一郎 | K. Koizumi | 東大・海洋研 | ORI Univ. of Tokyo |
| 野木 義史  | Y. Nogi    | 極地研    | NIPR               |
- 
- 5 11:20-11:40 オーストラリア-南極不連続B-4セグメントにおける地殻構造 (暫定的結果)  
Crustal structure in the B-4 segment along the Australia-Antarctic Discodance - Preliminary result -
- |       |                |        |                    |
|-------|----------------|--------|--------------------|
| 望月 公廣 | K. Mochizuki   | 地震研    | ERI Univ. of Tokyo |
| 篠原 雅尚 | M. Shinohara   | 地震研    | ERI Univ. of Tokyo |
| 山田 知朗 | T. Yamada      | 地震研    | ERI Univ. of Tokyo |
| 中東 和夫 | K. Nakahigashi | 地震研    | ERI Univ. of Tokyo |
| 金沢 敏彦 | T. Kanazawa    | 地震研    | ERI Univ. of Tokyo |
| 沖野 郷子 | K. Okino       | 東大・海洋研 | ORI Univ. of Tokyo |

P20253

2002.10. - 1

第22回南極地学シンポジウムプログラム (2002年)

- 6 11:40-12:00 白鳳丸 KH01-3 Leg2 における南極巨大地震震央付近のマッピング  
Seafloor mapping around the epicenter of the great Antarctic earthquake during the Hakuho-maru KH01-3 Leg2

野木 義史	Y. Nogi	極地研	NIPR
小泉 金一郎	K. Kolzumi	東大・海洋研	ORI Univ. of Tokyo

12:00-13:00 昼食 Lunch

- III 13:00-14:40 みずほ高原の人工地震探査 座長：戸田 茂、金尾政紀  
Seismic exploration on the Mizuho Plateau

- 7 13:00-13:20 JARE43人工地震探査実験概要  
A seismic refraction and wide-angle reflection experiment at the Mizuho Plateau, East Antarctica, in 2002 (JARE43)

宮町 宏樹	H. Miyamachi	鹿児島大・理	Kagoshima University
松島 健	T. Matsushima	九大・地震火山センター	SEVO, Kyushu University
戸田 茂	S. Toda	愛知教育大	Aichi University of Education
高田 真秀	M. Takada	北大・地震火山センター	Hokkaido University
高橋 康博	Y. Takahashi	北海道日本油脂	Hokkaido NOF Co.
神谷 大輔	D. Kamiya	白山工業	Hakusan Co.
渡邊 篤志	A. Watanabe	九大・理	Kyushu University
山下 幹也	M. Yamashita	総研大・極域科学	Grad. Univ. for Advanced Studies
柳澤 盛雄	M. Yanagisawa		

- 8 13:20-13:40 JARE43人工地震探査によるみずほ高原下の地殻構造  
P-wave velocity structure of the shallow crust beneath the Mizuho Plateau, East Antarctica, from the JARE 43 seismic survey

宮町 宏樹	H. Miyamachi	鹿児島大・理	Kagoshima University
松島 健	T. Matsushima	九大・地震火山センター	SEVO, Kyushu University
戸田 茂	S. Toda	愛知教育大	Aichi University of Education
渡邊 篤志	A. Watanabe	九大・理	Kyushu University
山下 幹也	M. Yamashita	総研大・極域科学	Grad. Univ. for Advanced Studies
金尾 政紀	M. Kanao	極地研	NIPR
高田 真秀	M. Takada	北大・地震火山センター	Hokkaido University
高橋 康博	Y. Takahashi	北海道日本油脂	Hokkaido NOF Co.

- 9 13:40-14:00 みずほ高原における人工地震発破作業及びそれに伴う諸観測 (JARE43)  
Explosive operation and observation in the refraction experiment at the Mizuho plateau, East Antarctica in Jare43

高橋 康博	Y. Takahashi	北海道日本油脂	Hokkaido NOF Co.
宮町 宏樹	H. Miyamachi	鹿児島大・理	Kagoshima University
渡邊 篤志	A. Watanabe	九大・理	Kyushu University
石崎 教夫	N. Ishizaki	テクノフロント	Tecnofront Co.
中野 浩司	K. Nakano	大原鉄工所	Ohara Co.
柳澤 盛雄	M. Yanagisawa		

第22回南極地学シンポジウムプログラム (2002年)

10 14:00-14:20 JARE43人工地震探査におけるスチームドリルを用いた発破孔掘削

Blasting hole drilling by steam water type drilling system, JARE43

渡邊 篤志	A. Watanabe	九大・理・院	Kyushu University
石崎 教夫	N. Ishizaki	テクノフロント	Tecnofront Co.
宮町 宏樹	H. Miyamachi	鹿児島大・理	Kagoshima University
柳澤 盛雄	M. Yanagisawa		
中野 浩司	K. Nakano	大原鉄工所	Ohara Co.
高橋 康博	Y. Takahashi	北海道日本油脂	Hokkaido NOF Co.
高橋 昭好	A. Takahashi	地球工学研究所	Geo teecs Co.
金尾 政紀	M. Kanao	極地研	NIPR

11 14:20-14:40 南極ペネトレータの開発および試験観測について

Development and observation tests of the Antarctic penetrator

松島 健	T. Matsushima	九大・地震火山センター	SEVO, Kyushu University
山下 幹也	M. Yamashita	総研大・極域科学	Grad. Univ. for Advanced Studies
安原 達二	T. Yasuhara	朝日航洋	Aero Ashahi Co.
堀口 浩	H. Horiguchi	朝日航洋	Aero Ashahi Co.
渋谷 和雄	K. Shibuya	極地研	NIPR

14:40-15:00

休憩 Coffee break

IV 15:00-15:40 ポスター説明 Poster presentations

座長：三浦英樹

101p 15:00-15:02 リュツォ・ホルム岩体スカレピークスハルセンに産する高温変成岩類

High-grade metamorphic rocks from Skallevikshalsen in the Lützow-Holm Complex

吉村 康隆	Y. Yoshimura	高知大・理	Kochi University
本吉 洋一	Y. Motoyoshi	極地研	NIPR
宮本 知治	T. Miyamoto	九大・理	Kyushu University
E.S. Grew		メイン大学	University of Maine
C.J. Carson		エール大学	Yale University
D.J. Dunkley		名大・年代測定センター	Nagoya University

102p 15:02-15:04 Howard Hills 産 Meta-ultramafic and mafic rocks の Sr・Nd 同位体組成

Sr and Nd isotopic compositions of Meta-ultramafic and mafic rocks from Howard Hills, Enderby Land, East Antarctica.

宮本 知治	T. Miyamoto	九大・理	Kyushu University
吉村 康隆	Y. Yoshimura	高知大・理	Kochi University
本吉 洋一	Y. Motoyoshi	極地研	NIPR
E. S. Grew		メイン大学	University of Maine
D. J. Dunkley		名大・年代測定センター	Nagoya University
C. J. Corson		エール大学	Yale University

第22回南極地学シンポジウムプログラム (2002年)

- 103p 15:04-15:06 中央ドロニグモードランド, フィルフィナー山地の地質  
-日本・ノルウェー・ドイツ共同地質調査  
Geology of Filchnerfjella in Central Dronning Mard Land;  
Japan-Norway-Germany joint geological investigation
- |                     |        |                           |
|---------------------|--------|---------------------------|
| 大和田 正明 M. Owada     | 山口大・理  | Yamaguchi University      |
| 馬場 壮太郎 S. Baba      | 琉球大・教育 | University of the Ryukyus |
| Synnfve Elvevold    |        | Norsk Polar Institute     |
| Andreas Läufer      |        | J.W. Goethe Universität   |
| 白石 和行 K. Shiraiishi | 極地研    | NIPR                      |
- 
- 104p 15:06-15:08 南インド、パニヒルの超高温変成岩の変成組織と温度圧力経路  
Metamorphic reactions and P-T estimates of ultra-high temperature granulites  
from Palni Hills, South India
- |               |           |                              |
|---------------|-----------|------------------------------|
| D. Prakash    | 横浜国大・環境情報 | Yokohama National University |
| 有馬 眞 M. Arima | 横浜国大・環境情報 | Yokohama National University |
- 
- 105p 15:08-15:10 P-T evolution of Ramakona granulites: Implications for tectonic evolution of  
Central Indian Tectonic Zone
- |                    |     |                            |
|--------------------|-----|----------------------------|
| M. Satish-Kumar    | 静岡大 | Shizuoka University        |
| M. Matsunaga       | 静岡大 | Shizuoka University        |
| A. Roy             |     | Geological Survey of India |
| B.K. Bandyopadhyay |     | Geological Survey of India |
- 
- 106p 15:10-15:12 南アフリカ, パラボラ・カーボナタイト複合岩体に近接する閃長岩の岩石学的  
研究  
Petrology of syenite near the Phalaborwa Carbonatite Complex, South Africa.
- |                   |          |                    |
|-------------------|----------|--------------------|
| 柚原 雅樹 M. Yuhara   | 福岡大・理    | Fukuoka University |
| 加々美 寛雄 H. Kagami  | 新潟大・自然科学 | Niigata University |
| 廣井 美邦 Y. Hiroi    | 千葉大・理    | Chiba University   |
| 土屋 範芳 N. Tsuchiya | 東北大・工    | Tohoku University  |
- 
- 107p 15:12-15:14 南アフリカ, ナタール帯に隣接するカープバールクラトンの珪岩に新たに見出  
された紅柱石と藍晶石  
Andalusite and kyanite newly found in quartzites of the Kaapvaal craton next to  
the Natal belt, South Africa
- |                 |                                      |                              |
|-----------------|--------------------------------------|------------------------------|
| 森田 秀彦 H. Morita | 千葉大・自然科学                             | Chiba Univ. Advanced Studies |
| 廣井 美邦 Y. Hiroi  | 千葉大・理                                | Chiba University             |
| Geoff Grantham  | Council for Geoscience, South Africa |                              |
- 
- 108p 15:14-15:16 斜長石・スカポライトの微細組織からの冷却速度推定への制約  
Constraint on estimating the cooling rate from microtexture in plagioclase and  
scapolite
- |                   |      |                  |
|-------------------|------|------------------|
| 三宅 亮 A. Miyake    | 京大・理 | Kyoto University |
| 瀬戸 雄介 Y. Seto     | 京大・理 | Kyoto University |
| 北村 雅夫 M. Kitamura | 京大・理 | Kyoto University |

第22回南極地学シンポジウムプログラム (2002年)

- 109p 15:16-15:18 **立山、内蔵助カールでの山岳永久凍土の形成維持機構**  
**Forming and preserving processes of mountain permafrost in the Kuranosuke Cirque, Tateyama Mountains.**  
 福井 幸太郎 K. Fukui 都立大・理 Tokyo Metropolitan University
- 
- 110p 15:18-15:20 **リュツォ・ホルム湾のセイシュの観測と数値モデリング**  
**Observation and modeling of seiches in Lützow-Holm Bay, Antarctica**  
 名和 一成 K. Nawa 産総研 GSJ, AIST  
 伊藤 忍 S. Ito 産総研 GSJ, AIST  
 大谷 竜 R. Ohtani 産総研 GSJ, AIST  
 土井 浩一郎 K. Doi 極地研 NIPR  
 青木 茂 S. Aoki 極地研 NIPR  
 須田 直樹 N. Suda 広島大 Hiroshima University
- 
- 111p 15:20-15:22 **JARE-43 南極ペネトレーター試験観測の投下・着地姿勢について**  
**Posture of the Antarctic penetrator, JARE-43 observation tests**  
 山下 幹也 M. Yamashita 総研大・極域科学 Grad. Univ. for Advanced Studies  
 松島 健 T. Matsushima 九大・地震火山センター SEVO, Kyushu University  
 安原 達二 T. Yasuhara 朝日航洋 Aero Ashahi Co.  
 堀口 浩 K. Horiguchi 朝日航洋 Aero Ashahi Co.
- 
- 112P 15:22-15:24 **JARE43人工地震探査測線上でのアイスレーダーを用いた氷床厚測定**  
**Radio echo sounding survey on the Mizuho Plateau in the SEAL Project, the JARE 43rd (2002), East Antarctica**  
 高田 真秀 M. Takada 北大・地震火山センター Hokkaido University  
 戸田 茂 S. Toda 愛知教育大 Aichi University of Education  
 神谷 大輔 D. Kamiya 白山工業 Hakusan Co.  
 前野 英生 H. Maeno 通総研 CRL  
 松岡 健一 K. Matsuoka 地球研 RIHN  
 宮町 宏樹 H. Miyamachi 鹿児島大・理 Kagoshima University  
 金尾 政紀 M. Kanao 極地研 NIPR  
 古川 晶雄 T. Furukawa 極地研 NIPR
- 
- 113p 15:24-15:26 **JARE43人工地震探査データにおける反射法解析の初期結果**  
**Preliminary results of reflection analysis for JARE-43 seismic exploration data**  
 山下 幹也 M. Yamashita 総研大・極域科学 Grad. Univ. for Advanced Studies  
 宮町 宏樹 H. Miyamachi 鹿児島大・理 Kagoshima University  
 松島 健 T. Matsushima 九大・地震火山センター SEVO, Kyushu University  
 戸田 茂 S. Toda 愛知教育大学 Aichi University of Education  
 渡邊 篤志 A. Watanabe 九大・理 Kyushu University  
 高田 真秀 M. Takada 北大・地震火山センター Hokkaido University  
 金尾 政紀 M. Kanao 極地研 NIPR

第22回南極地学シンポジウムプログラム (2002年)

- 114p 15:26-15:28 **JARE43人工地震探査測線上での重力及びGPS測定**  
**GPS and Gravity Surveys on the Mizuho Plateau in the SEAL Project, the JARE 43rd (2002), East Antarctica**
- |       |               |             |                               |
|-------|---------------|-------------|-------------------------------|
| 戸田 茂  | S. Toda       | 愛知教育大       | Aichi University of Education |
| 神谷 大輔 | D. Kamiya     | 白山工業        | Hakusan Co.                   |
| 高田 真秀 | M. Takada     | 北大・地震火山センター | Hokkaido University           |
| 松島 健  | T. Matsushima | 九大・地震火山センター | SEVO, Kyushu University       |
| 宮町 宏樹 | H. Miyamachi  | 鹿児島大・理      | Kagoshima University          |
| 金尾 政紀 | M. Kanao      | 極地研         | NIPR                          |
| 福田 洋一 | Y. Fukuda     | 京大・理        | Kyoto University              |
- 
- 115p 15:28-15:30 **リーセルラルセン山地域の塩基性貫入岩類の古地磁気学的研究**  
**Paleomagnetic study of mafic dikes in the Mt. Riiser-Larsen area**
- |       |             |           |                  |
|-------|-------------|-----------|------------------|
| 石川 尚人 | N. Ishikawa | 京大・人間・環境学 | Kyoto University |
| 船木 實  | M. Funaki   | 極地研       | NIPR             |
- 
- 116p 15:30-15:32 **Long-term secular variation of the geomagnetic field during the last 1 Ma obtained from deep-sea sediments in central Wilkes Land margin**
- |       |             |          |                                  |
|-------|-------------|----------|----------------------------------|
| 松岡 東香 | H. Matsuoka | 総研大・極域科学 | Grad. Univ. for Advanced Studies |
| 佐藤 高晴 | T. Sato     | 広島大・総合科学 | Hiroshima University             |
| 船木 實  | M. Funaki   | 極地研      | NIPR                             |
- 
- 117p 15:32-15:34 **南極周辺海域の海底コアの対比のこころみ**  
**Correlation of cores collected from sea-floor around Antarctica.**
- |       |          |       |                        |
|-------|----------|-------|------------------------|
| 中井 睦美 | M. Nakai | 大東文化大 | Daito-Bunka University |
|-------|----------|-------|------------------------|
- 
- 118p 15:34-15:36 **南極氷床コア試料の熱ルミネッセンスおよび光刺激ルミネッセンス測定**  
**Thermoluminescence (TL) and Optically Stimulated Luminescence (OSL) study on Antarctic Ice**
- |       |             |        |                  |
|-------|-------------|--------|------------------|
| 矢田 猛士 | T. Yada     | 大阪大学・理 | Osaka University |
| 法澤 公寛 | K. Norizawa | 大阪大学・理 | Osaka university |
| 谷 篤史  | A. Tani     | 大阪大学・理 | Osaka university |
| 池谷 元伺 | M. Ikeya    | 大阪大学・理 | Osaka university |
- 
- 119p 15:36-15:38 **メタンハイドレートのESR測定**  
**A study of Electron Spin Resonance on methane gas hydrate**
- |       |           |           |                  |
|-------|-----------|-----------|------------------|
| 竹家 啓  | K. Takeya | 大阪大学・理    | Osaka university |
| 矢田 猛士 | T. Yada   | 大阪大学・理    | Osaka university |
| 谷 篤史  | A. Tani   | 大阪大学・理    | Osaka university |
| 池谷 元伺 | M. Ikeya  | 大阪大学・理    | Osaka university |
| 大垣 一成 | K. Ohgaki | 大阪大学・基礎工学 | Osaka university |
- 
- 120p 15:38-15:40 **石油公団による南極周辺海域地質調査で得たデータと試料—その総括と今後の活用—**  
**Data and samples off Antarctica collected by JNOC's geological surveys: Compilation and future utilization.**
- |       |             |      |          |
|-------|-------------|------|----------|
| 藤本 正道 | M. Fujimoto | 石油公団 | JNOC-TRC |
| 辻 喜弘  | Y. Tsuji    | 石油公団 | JNOC-TRC |



第22回南極地学シンポジウムプログラム (2002年)

- V 15:40-17:20 昭和基地周辺の測地と地球物理 座長：名和一成、渋谷和雄  
Geodesy and geophysics in and around the Syowa Station
- 

- 12 15:40-16:00 南極地域成果集録の作成について  
Compilation of the results of the Antarctic reseach activities of the GSI

木村 勲	I. Kimura	国土地理院	GSI
中島 最郎	S. Nakajima	国土地理院	GSI
安藤 久	H. Ando	国土地理院	GSI

---

- 13 16:00-16:20 絶対重力測定による超伝導重力計 (TT70 #016) の検定  
Calibration of the superconducting gravimeter (TT70 #016) at Syowa Station using absolute gravity measurements

岩野 祥子	S. Iwano	京大・理	Kyoto University
木村 勲	I. Kimura	国土地理院	GSI
土井 浩一郎	K. Doi	極地研	NIPR
福田 洋一	Y. Fukuda	京大・理	Kyoto University
田村 良明	Y. Tamura	国立天文台	NAO

---

- 14 16:20-16:40 昭和基地で観測された南極振動に起因する重力変化  
Gravity changes at Syowa Station caused by the Antarctic oscillation

青木 茂	S. Aoki	極地研	NIPR
土井 浩一郎	K. Doi	極地研	NIPR
渋谷 和雄	K. Shibuya	極地研	NIPR

---

- 15 16:40-17:00 南極昭和基地のデータを用いた最下部マントルにおけるS波速度異方性について  
Anisotropy of shear wave velocity in the lowermost mantle using broad-band data recorded at Syowa station in Antarctica

臼井 佑介	Y. Usui	金沢大・自然科学	Kanazawa University
平松 良浩	Y. Hiramatsu	金沢大・自然科学	Kanazawa University
古本 宗充	M. Furumoto	金沢大・自然科学	Kanazawa University
金尾 政紀	M. Kanao	極地研	NIPR

---

- 16 17:00-17:20 レシーバー関数の遺伝アルゴリズム・インバージョンによる南極大陸縁辺部の地殻内S波速度モデル

Crustal S-velocity models beneath continental margins in Antarctica inferred from genetic algorithm inversion for teleseismic receiver functions

金尾 政紀	M. Kanao	極地研	NIPR
渋谷 拓郎	T. Shibutani	京大・防災研	Kyoto University
久保 篤規	A. Kubo	防災科研	NRIESDP

---

- 17:30-18:30 懇親会 Conference party
-

第22回南極地学シンポジウムプログラム (2002年)

- 10月11日 (金) 11 October (Friday 10:00~17:20)

- 
- VI 10:00-10:40 **ヴィクトリアランドとドロンニングモードランドの地質学** 座長：白石和行  
 Geology in Dronning Maud Land and Victoria Land
- 
- 17 10:00-10:20 **中央ドロンニングモードランド、シルマッヘルヒルズのサフィングラニュライト**  
 Sapphirine granulite in Schumacher Hills, central Dronning Maud Land  
 馬場 壮太郎 S. Baba 琉球大・教育 University of the Ryukyus  
 大和田 正明 M. Owada 山口大・理 Yamaguchi University
- 
- 18 10:20-10:40 **The Ross-orogenic structural architecture of northern Victoria Land (Antarctica) and the craton-orogen boundary problem**  
 Andreas L. Läufer J.W. Goethe Universität
- 
- VII 10:40-12:00 **ナピア岩体の地学** 座長：本吉洋一  
 Napier Complex
- 
- 19 10:40-11:00 **ナピア岩体トナー島、ピーク～後退変成作用時におけるフッ素の挙動**  
 Behavior of fluorine during peak to retrograde metamorphism in the ultrahigh-temperature metamorphic rocks from Tonagh Island, the Napier Complex, East Antarctica  
 大和田 正明 M. Owada 山口大・理 Yamaguchi University  
 小山内 康人 Y. Osanai 岡山大・教育 Okayama University  
 角替 敏昭 T. Tsunogae 筑波大・地球科学 The University of Tsukuba  
 豊島 剛志 T. Toyoshima 新潟大・理 Niigata University  
 外田 智千 T. Hokada 国立科学博物館 Natl. Sci. Museum
- 
- 20 11:00-11:20 **東南極エンダビーランド、ナピア岩体Howard Hills産グラニュライトの高温高圧下における相関係**  
 High-pressure and high-temperature phase relations of a granulite in the Napier Complex, Howard Hills, Enderby Land, East Antarctica  
 佐藤 桂 K. Sato 愛媛大・理 Ehime University  
 宮本 知治 T. Miyamoto 九大・理 Kyushu University  
 川寄 智佑 T. Kawasaki 愛媛大・理 Ehime University
- 
- 21 11:20-11:40 **原生代岩脈群の岩石学的特徴と起源マントルの検討 -東南極ナピア岩体を例に-**  
 Petrological feature and mantle sources of Proterozoic dyke swarms:evidence from the Napier complex, East Antarctica  
 鈴木 里子 S. Suzuki 新潟大・自然科学 Niigata University  
 加々美 寛雄 H. Kagami 新潟大・自然科学 Niigata University  
 石塚 英男 H. Ishizuka 高知大・理 Kochi University
- 
- 22 11:40-12:00 **東南極ナピア岩体の比抵抗構造**  
 Resistivity structure in the Napier Complex, East Antarctica  
 山崎 明 A. Yamazaki 気象研 MRI
-

第22回南極地学シンポジウムプログラム (2002年)

12:00-13:00 昼食 Lunch

- 
- VIII 13:00-13:40 リュツォ・ホルム岩体の速度構造 座長：渋谷和雄  
 Rock velocity of the Lützow-Holm Complex
- 
- 23 13:00-13:20 東南極リュツォ・ホルム岩体の高度変成岩の弾性波速度異方性  
 The velocity anisotropy of high-grade metamorphic rocks from Lützow-Holm Complex, East Antarctica
- |       |              |           |                          |
|-------|--------------|-----------|--------------------------|
| 北村 圭吾 | K. Kitamura  | 総研大・極域科学  | Grad. Univ. for Advanced |
| 石川 正弘 | M. Ishikawa  | 横浜国大・環境情報 | Yokohama National Univ.  |
| 有馬 眞  | M. Arima     | 横浜国大・環境情報 | Yokohama National Univ.  |
| 白石 和行 | K. Shiraishi | 極地研       | NIPR                     |
- 
- 24 13:20-13:40 輝石グラニュライト・輝石フェルシック片麻岩の高圧下における S 波速度測定  
 S-wave velocity of pyroxene granulite and pyroxene felsic gneiss at high pressure
- |       |             |           |                              |
|-------|-------------|-----------|------------------------------|
| 新開 英介 | E. Shingai  | 横浜国大・環境情報 | Yokohama National University |
| 石川 正弘 | M. Ishikawa | 横浜国大・環境情報 | Yokohama National University |
| 有馬 眞  | M. Arima    | 横浜国大・環境情報 | Yokohama National University |
- 
- IX 13:40-15:00 南極プレート-インド域の構造とテクトニクス 座長：野木義史  
 Structure and tectonics around the Antarctic Plate - Indian region
- 
- 25 13:40-14:00 Postglacial rebound による1998年南極地震への応力効果  
 Stress changes induced by glacial rebound and implications for the Antarctic earthquake in 1998
- |       |           |        |                    |
|-------|-----------|--------|--------------------|
| 奥野 淳一 | J. Okuno  | 東大・地震研 | ERI Univ. of Tokyo |
| 久保 篤規 | A. Kubo   | 防災科研   | NRIESDP            |
| 中田 正夫 | M. Nakada | 九大・理   | Kyushu University  |
- 
- 26 14:00-14:20 南極地域のレイリー波群速度分布  
 Distribution of Rayleigh wave group velocity in the Antarctic region
- |            |              |     |                  |
|------------|--------------|-----|------------------|
| 小林 励司      | R. Kobayashi | 愛媛大 | Ehime University |
| D.D. Singh |              | 愛媛大 | Ehime University |
| 趙大鵬        | Dapeng Zhao  | 愛媛大 | Ehime University |
- 
- 27 14:20-14:40 スリランカ PALK観測点(IRIS/IDAネットワーク) 下の地震波速度異方性解析  
 Analysis of SKS anisotropy at PALK Station (IRIS/IDA) in Sri Lanka
- |       |         |      |         |
|-------|---------|------|---------|
| 久保 篤規 | A. Kubo | 防災科研 | NRIESDP |
|-------|---------|------|---------|
- 
- 28 14:40-15:00 大陸リソスフェアの非剛体的挙動の開始 -リュツォ・ホルム岩体の重要性-  
 Initiation of non-rigid behavior of continental lithosphere
- |       |             |           |                              |
|-------|-------------|-----------|------------------------------|
| 石川 正弘 | M. Ishikawa | 横浜国大・環境情報 | Yokohama National University |
|-------|-------------|-----------|------------------------------|
- 
- 15:00-15:20 休憩 Coffee break
- 
- X 15:20-16:40 ゴンドワナ大陸の年代と化学 座長：有馬 眞  
 Geochemistry and geochronology of Gondwana
-

第22回南極地学シンポジウムプログラム (2002年)

- 29 15:20-15:40 **Geochemical and Nd-Sr characteristics of Neoproterozoic granites from West Cameroon**  
 Charles Nzolang 新潟大・自然科学 Niigata University  
 加々美 寛雄 H. Kagami 新潟大・自然科学 Niigata University
- 
- 30 15:40-16:00 **Rb-Sr 全岩アイソクロンのリセットされる条件： Gondwana大陸からの検討**  
**Condition for resetting of Rb-Sr whole rock isochron : considering rocks from the Gondwana continent**  
 加々美 寛雄 H. Kagami 新潟大・自然科学 Niigata University  
 志村 俊昭 T. Shimura 新潟大・理 Niigata University  
 柚原 雅樹 M. Yuhara 福岡大・理 Fukuoka University  
 白石 和行 K. Shiraiishi 極地研 NIPR
- 
- 31 16:00-16:20 **高度変成岩中の燐灰石の挙動**  
**Behavior of apatite in high-grade metamorphic rocks**  
 廣井 美邦 Y. Hiroi 千葉大・理 Chiba University  
 本吉 洋一 Y. Motoyoshi 極地研 NIPR  
 白石 和行 K. Shiraiishi 極地研 NIPR
- 
- 32 16:20-16:40 **サウサー帯周辺のSm-Nd・Rb-Sr年代研究：インド中央構造帯と東 Gondwana テクトニクスの考察**  
**Sm-Nd and Rb-Sr geochronology from the Sausar Belt and surrounding areas: implications to the tectonics of the Central Indian Tectonic Zone within East Gondwana**  
 吉田 勝 M. Yoshida ゴンドワナ地質環境研究所 Gondwana Institute  
 Abhijit Roy インド地質調査所 Geological Survey of India  
 加々美 寛雄 H. Kagami 新潟大・自然科学 Niigata University  
 S. Bhowmik, Roy Abhinaba, B.K. Bandyopadhyay, Geological Survey of India  
 A. Chottopadhyay, A.S. Khan, A.K. Huin, T. Pal Geological Survey of India  
 加納 隆 T. Kano 山口大・理 Yamaguchi University  
 和田 秀樹 H. Wada 静岡大・理 Shizuoka University  
 M. Satish-Kumar 静岡大・理 Shizuoka University
- 
- XI 16:40-17:20 **高度変成岩の岩石学・鉱物学** 座長：大和田正明  
**Petrology and mineralogy of high-grade rocks**
- 
- 33 16:40-17:00 **SHRIMPによる日高変成帯中部地域のジルコンU-Pb年代とその意味**  
**SHRIMP U-Pb zircon ages in the central part of the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, Japan**  
 臼杵 直 T. Usuki 極地研 NIPR  
 海田 博司 H. Kaiden 極地研 NIPR  
 三澤 啓司 K. Misawa 極地研 NIPR  
 白石 和行 K. Shiraiishi 極地研 NIPR
- 
- 34 17:00-17:20 **南アフリカのフレデフォート隕石孔に産出するコース石含有珪岩**  
**Coesite-bearing quartzite from the Vredefort impact structure, South Africa**  
 廣井 美邦 Y. Hiroi 千葉大・理 Chiba University

第 22 回南極地学シンポジウム  
口頭発表要旨

The 22nd Symposium on Antarctic Geosciences  
Abstracts for Oral Presentation

# 1 東南極リュツォ・ホルム湾沿岸部における貝化石の ESR 年代 高田将志(奈良女子大)・谷 篤史(大阪大)・三浦英樹(極地研) ・森脇 喜一(極地研)

## ESR dates from fossil shells along the Lützow-Holm Bay coast, East Antarctica

Masashi TAKADA (Nara Women's Univ.)・Atsushi TANI (Osaka Univ.)・  
Hideki MIURA (NIPR)・Kiichi MORIWAKI (NIPR)

1. はじめに 東南極リュツォ・ホルム湾沿岸の隆起海浜堆積物に含まれる貝化石の  $^{14}\text{C}$  年代は、1 万年以前以降の年代を示すものと 2 万年以前以前の年代を示すものの 2 群に分かれることが指摘されてきた(例えば、吉田, 1983, 1986; Hayashi and Yoshida, 1994 など)。この地域の貝化石  $^{14}\text{C}$  年代については、AMS 法による再検討も行われ、4~5 ka と 32~46ka に二分されることが示されている(Igarashi et al., 1995)。一方、アミノ酸ラセミ化年代測定によると、ラングホブデ北部で 33~42ka の  $^{14}\text{C}$  年代値を示す一部の試料については、真の年代値はもっと古い可能性があるという(五十嵐ほか, 1998)。このような研究状況を考えると、東南極の隆起海浜堆積物に含まれる貝化石の年代については、依然として様々な角度から更なる検討を加える必要があるように思われる。我々はこれまで、東南極リュツォホルム湾沿岸の貝化石について、ESR(電子スピン共鳴)法による年代測定を進めてきた。途中結果については、既に、若干の報告も行ったが、今回、ある程度のまとまった結果が得られたので、同一試料に関して既に得られている TAMS  $^{14}\text{C}$  年代値との相互比較を含めて報告したい。

2. 年代測定試料と測定方法 本研究で対象とした試料は、主に、3 万年よりも古い AMS  $^{14}\text{C}$  年代値を示したアラゴナイト貝化石である。なお、比較のために、完新世の TAMS  $^{14}\text{C}$  年代値を示す貝化石についても一部測定を行った。

試料作成は、一般の ESR 年代測定法の手順に従った。ESR 信号の測定は日本電子製 Xバンド電子スピン共鳴装置 JES-TE100 を用い、室温において磁場変調 100kHz、変調幅 0.1~0.3 mT、マイクロ波出力 1~50mW で行った。測定されたアラゴナイト貝化石の ESR スペクトルのうち、高磁場側の C 信号強度を外部マーカによる  $\text{Mn}^{2+}$  の標準信号強度で較正し、ガンマ線照射量との関係を飽和曲線に回帰させ、総被曝線量を求めた。

年間線量は、貝化石を含む堆積物の U, Th, K 濃度をガンマ線スペクトロメトリ法で測定し、含水率補正を加えて求めた。年間線量については、貝化石自身の含有する U,Th からのアルファ線の影響(内部線量)や貝の厚さによるベータ線の減衰の影響についても考慮した。

### 3. 測定結果

3~5 万年の AMS  $^{14}\text{C}$  年代を示す貝化石の ESR 年代は、8 点のうち、測定のできなかった 2 点をのぞき、43-57ka, 59-76ka, 73-93ka, 162-190ka, 154-207ka, 203-253ka (幅があるのは、貝に含まれるウランが、続成作用で取り込まれている可能性があるため、初生的に含まれていた場合、一番若い年代となる)となり、すべて AMS  $^{14}\text{C}$  年代よりも古くなった。ただし、ESR 年代値は堆積層の含水率を 5% で計算しているため、もし、堆積層が水や氷を多く含んでいた時代があったとすると(より乾燥していたとしても 5% と大した違いはないので)、年代はより古くなる方向にズレる可能性がある。

測定できなかった 2 試料は、信号強度が放射線を当てても大きくなり、飽和現象に近い試料だったため、このような試料は、通常、かなり年代の古い試料の場合が多い。さらに、ESR 年代測定の性格上、年代値が古くなると、外挿の幅が大きくなり、その場合、どちらかというとな値は若めの値をとることがある。したがって、年代値の数字そのものの確度の問題はあるが、AMS  $^{14}\text{C}$  年代は underestimate の可能性が大きいのではないかと考えている。

なお、完新世の試料は、 $^{14}\text{C}$  年代が 3.5ka を示す試料の ESR 年代が 1.5-1.7ka を示し、リザーバー効果を考えると、整合性のある結果となった。今後、完新世の貝試料も含め、測定試料の数を増やして更に検討を進めるとともに、堆積物そのものの年代を例えば、OSL 法など他の方法で検討してゆく必要がある。

## 2 南極湖沼の底質環境と堆積物

瀬戸浩二（島根大学汽水域センター）・伊村智（極地研）

### Subbottom environments and deposits in the Antarctic Lake

Koji Seto (Shimane Univ., RCCLE) and Satoshi Imura (Nat. Insti. Polar Res.)

#### 1. はじめに

南極氷床縁辺には、オアシスと呼ばれる無氷雪露岩地域がある。この地域では、夏季になると氷床や氷雪の融氷水が流れ、氷食によって形成された凹地に水が溜まることによって多くの湖沼が形成されている。一方、露岩域の低地には、氷床後退に伴う隆起によって、海底中にあった凹地が孤立し、湖沼を形成している。その一部は海水から孤立した後、海水が蒸発・濃縮され、海水の6倍以上の高塩分塩湖が形成されている。東南極のリュツォ・ホルム湾の昭和オアシスにも、淡水湖～高塩分塩湖まで多種多様な湖沼が多数分布する（村山，1988）。それぞれの湖沼の堆積物には、少なくとも氷床後退以後の南極における環境変遷を記録されているはずである。しかしながら、湖沼の堆積物に着目した古環境解析に関する研究例は非常に少ない。そこで宗谷海岸の露岩域において多種多様な湖沼の水質環境および現世堆積物を調査した。今回は宗谷海岸に分布する湖沼の底質の環境と堆積物を比較し、南極湖沼の特徴を報告する。

#### 2. 調査地概説および方法

宗谷海岸には40以上の湖沼が分布する。湖水面の標高は200mから海面下33mまで多様である。湖沼の面積は比較的小さく、最大でも60.3haである。水深は、ほとんどの湖沼で20mより浅く、2つ以上の湖盆をもつ湖沼が多い。すべての湖沼は冬季に結氷するが、湖水の最大氷厚は淡水湖で1.5～2m、塩湖で0.5～1mである。夏季は、年によっても異なるが、ベルオッデン大池を除いてほとんどの湖沼で湖水が融ける。

湖沼調査は1996～1998年の間に行い、複数の地点の湖水に穴を開け、水質及び採泥調査を行った。水質調査は、多項目水質測定装置（model 610型、YSI社）を用い、表層水から0.5m～1m間隔で湖底まで塩分・水温・溶存酸素量などの測定を行った。採

泥調査は、エクマン・バージ型採泥器を用い、表層約1cmを底質試料とした。

#### 3. 結果および考察

約32の湖沼で水質調査および採泥調査を行った結果、湖水の塩分や堆積物の特徴から4つのタイプに分類できる。これらは、湖沼の地理的特徴、湖水の起源、流出口の有無などと関連している。

1) 氷河融水を直接受ける湖 (Type 1) : 東ハムナ池、西ハムナ池など。

夏季に多量の氷河融水の流入を受けるため、湖水の塩分は非常に低く、0.02psu以下である。また、水温も低く、夏季でも3℃以下である。溶存酸素量は高く、夏季のもっとも融水の多い時期では、懸濁している。底質は主として灰～明灰色のシルトからなり、有機物に乏しい（有機炭素濃度：1%以下）。年稿が見られることがある。

2) 氷河融水を間接的に受ける湖 (Type 2) : 東雪鳥池、雪鳥池、なまず池など。

氷河融水が河川を通じて流入している湖で、湖水の塩分は0.1psu以下の淡水である。冬季の湖水温は、表層部の逆成層を除いて3～4℃である。夏季の後半の短い期間では、約8℃まで湖水温が上昇する。湖底には、底生の層状ラン藻が繁茂し、厚く堆積している。このラン藻質堆積物は、有機炭素濃度が非常に高く（10～25%）、逆に碎屑粒子は少ない。

3) 氷河融水を受けず、雪氷の融氷水のみを受ける湖 (Type 3) : カーレン大池、大池など。

流域に氷河のない湖沼で、冬期に積もった氷田の融氷水が流入している湖沼である。したがって湖水の流入量が少なく、塩分が0.1～2.0psuの淡水～低塩分塩湖を示す。湖水温はType 2と同様な挙動を示す。例外的に氷田によってせき止められている湖は2℃以下の低い水温を示す。このタイプの湖もラン藻質堆積物が厚く堆積している。

4) 海水起源の湖水で排水口のない湖 (Type 4) : ぬるめ池、すりばち池、舟底池など。

湖水面の標高は25m以下で、完新世に海洋から孤立した湖である。その後、蒸発濃縮したものは高塩分塩湖になる。このタイプの湖水の塩分は、おおよそ海水の半分から6倍程度である。水深10mより浅い高塩分塩湖では、湖水温が冬季に $-10^{\circ}\text{C}$ を下まわることがある。逆に、深い塩湖では、冬季でも $15^{\circ}\text{C}$ を越える湖水温を示すこともある。これは水深の深い塩湖は、約10m付近に顕著な塩分躍層が形成され、湖水が循環しないため、太陽放射で得た熱エネルギーを保存しているためである。また、湖水が循環しないため、溶存酸素の供給がなく、塩分躍層以下は貧酸素～無酸素状態を示している。そのため、塩分躍層以深では還元的环境になり、黒～暗緑黒色の有機質泥が見られる。この有機質泥は、有機炭素濃度が5～8%と非常に高い値を示した。記載上は泥としているが、有機物を過酸化水素で除去して粒度分析を行うと平均粒径は、極細粒砂の領域であった。一方、塩分躍層以浅では、酸化的環境を示し、赤褐～オリブ色の砂質泥が堆積している。有機炭素濃度も2～3%で、塩分躍層以下の表層堆積物より、やや低い。このタイプの湖では、全体として見たとき有機炭素濃度は水深が深くなるほど、高くなる傾向にある。また、全イオン濃度は他のタイプの湖沼より高く、堆積物中に石膏が析出している湖沼も見られた。

これらすべてのタイプの湖で浅い部分は、砂～礫が堆積している。このような堆積物は、ラン藻質堆積物の見られる湖では約2m以浅に見られ、湖水の最大氷厚に関連しているものと思われる。塩湖では3～4m以浅で見られ、波浪による淘汰を受けている。また、塩分が15psu以下で水深15m以浅の湖底では、水生コケが繁茂していることがある。特にスカルプスネスのB-4池では、水生コケが湖底面を覆っている (Imura et al.,1999)。



### 3 45次夏隊と46次越冬隊で提案, 計画されていた南極第四紀研究分野の研究課題とその科学的意義についてのコメント

-最近の国際的研究の流れの中での位置づけ-

三浦英樹 (極地研)

Future plans in the field of Antarctic Quaternary Science and its scientific significance

Hideki MIURA (NIPR)

2001年6月15日に開催された研究小集会では45次夏隊および46次越冬隊で行う研究課題の素案が集会参加者から提案された。第四紀研究に関するものに限ってそれらの概要を下記に示す。

●岩崎正吾 (北大・地球環境) 氏からは「氷河底ティルの変形構造解析と復元される氷河底環境-北海道日高山脈の事例から-」という話題提供で、日高山脈で行われた氷河底ティルの堆積と変形の層相解析の手法を南極・スカルプスネスのオーセン氷成堆積物にも用いることによって、氷床の細かい消長が得られる可能性を指摘した。

●飯塚芳徳 (極地研) 氏による「東南極宗谷流域の底面氷の分析からわかること」では、ハムナ氷瀑に露出する底面氷の詳細な分析結果から、宗谷流域の布状型の流れの底面状態を知ることができること、更に多くの地点の分析によって面的な情報が得られることが指摘された。

●澤柿教伸 (北大・地球環境) 氏の「氷床下の地形に関して45次で実際に行うべき具体的調査内容」では、主に氷床の消長を知るために、岩盤から宇宙線照射年代用の試料をリュツォ・ホルム湾の南北方向や標高別に系統的に採取することが提案された。

●五十嵐厚夫 (極地研) 氏の「隆起海浜堆積物の層序と微化石に関する研究課題」では、37次で掘削した隆起海浜の研究には微化石や堆積学的観点が不足していたことから、更に隆起海浜の掘削によって層序を確認した微化石試料、堆積物試料の採取の重要性を指摘した。また、37次でラングホブデ北部から採取された第三紀と考えられる貝化石や微化石についても掘削によっての産状を確認する必要性が指摘された。

●高田将志 (奈良女子大・文) 氏による「南極の隆起海浜, ティル, 砂丘のOSL/TL年代測定方法の適用と問題点」では、リュツォ・ホルム湾で周辺の隆起海浜や砂丘, ティルに、主としてOSL年代を適用する場合の様々な問題点が示され、隆起海浜や砂丘については測定が可能であるが、ティルに関してはまだ多くの問題点が残っていることが示された。

●野木義史 (極地研) 氏による「海水下海底観測の展望」では、海水環境下にあるリュツォ・ホルム湾における海底堆積物掘削の前提となる海底地形や海底堆積物の音響層序を得るために、水中無策ロボット (AUV) が開発され、実用段階に入っていることが紹介された。

●松岡健一 (北大・地球環境) から、将来の氷床変動を知るための内陸部の調査としてリモセンを使った技術の導入、現在の氷床底面の試料を掘削によって採取すること、その際氷の物性の情報も重要であることから底面だけでなく全層準の試料を採取することも重要であることが指摘された。

本講演では、これら提案された研究課題のいくつかについて、最近の第四紀後期の氷床変動、海面変動研究、ローレントイド氷床や西南極氷床の氷河学的研究、氷河地質学的研究の成果と関連させて、それらの科学的意義についてコメントする。またこれと関連して、石油公団が南極海で採取した海底堆積物コアを用いて本年度からスタートする科研費 (基盤研究B) 「最終氷期以降の南極氷床融解期の高精度決定とその地球環境変動への評価に関する研究」についても、45次、46次の計画との関連性と同様の意義について紹介する。

## 4

### 地形・地磁気に見る

#### オーストラリアー南極不連続(AAD)の非マグマ性拡大

松田康平・沖野郷子・小泉金一郎 (東京大学海洋研究所)

野木義史 (国立極地研究所)

#### Amagmatic extension of the Australian-Antarctic Discordance from bathymetry and magnetic anomaly

Kohei Matsuda, Kyoko Okino, Kin-ichiro Koizumi (Ocean Research Institute, the University of Tokyo)

Yoshifumi Nogi (National Institute of Polar Research)

オーストラリア大陸と南極大陸の間の南東インド洋海嶺(SEIR)の一部に、AAD (Australian-Antarctic Discordance) と呼ばれる特異な地形構造を持つ海域がある。周囲の SEIR が典型的な中速拡大海嶺の地形的特徴を持つものに対し、ここではマントルが周囲の SEIR の下と比較して低温なために、同じ中速海底拡大が起こっている場でありながら (両側 74mm/年)、低速拡大海嶺のように深い (最深部で 5000m を超す) 中軸谷や、海域におけるコアコンプレックス構造であると考えられているドーム状に隆起したメガムリオンと、その表面の拡大方向に平行な線状のムリオン構造を含む不規則な地形的様相を呈している。このような地形的特徴は、マントルが低温なためにマグマの地表への供給が通常の見積りと比べて少ないことによると考えられている (Forsyth *et al.*, 1987)。

東西およそ 500km の AAD は、北北東ー南南西方向に 1000km 程度にわたって伸びる断裂帯によって 5 つの 1 次セグメントに分断さ

れている。これらのセグメントは西から順に B1-B5 と名づけられており、東部の B4、B5 セグメントに関しては過去の研究により詳細な地形がわかっている (図参照)

セグメント B4 では、上述のようなムリオン構造など拡大軸に垂直な構造と平行な構造を含む不規則で起伏の大きい地形が分布している。AAD 東端のセグメント B5 は、その東隣の SEIR (AAD の外側) と、西隣のセグメント B4 との遷移的領域であり、拡大中心では中軸谷が発達しその両側に海嶺軸に平行な abyssal hills が並ぶ、典型的な海洋底の様相を示すのに対し、拡大軸から離れたところには、やや不規則な地形が分布している。その境界は西に向けた V 字

型をしており、セグメント B5 のリフトが過去 3-4Ma の間に東から西へ 40mm/年の速さで進行してきたことを示している(Christie *et al.*, 1998)。

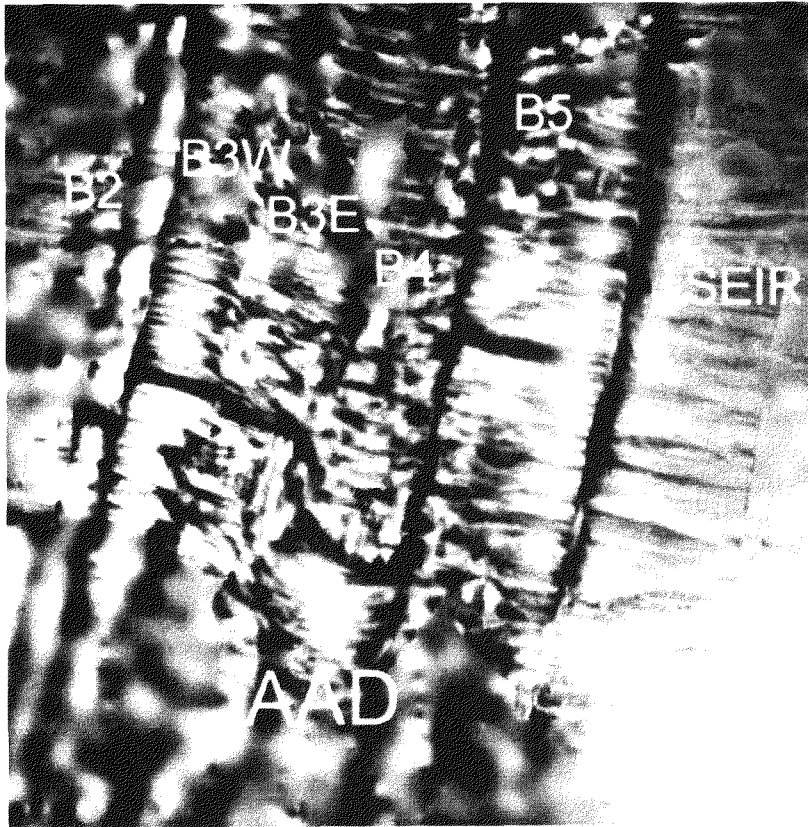
我々は、2002 年 1 月~2 月の白鳳丸航海で、AAD の中でも最も特異な様相を示すと予想されていたが、まだ詳細な調査が行われていなかったセグメント B3 において、マルチビーム音響測深機やプロトン磁力計などを用いた地球物理学的マッピング調査を実施した。

本航海ではセグメント B3 のほぼ全長にわたって拡大軸の両側それぞれ約 70km (Anomaly 2; 約 2Ma)までマッピングを行った。セグメント中央で中軸谷は約 10km の右ずれの不連続を持ち、2 次セグメント 2 つに分けることができる。西側のセグメント(B3W)の地形は、セグメント B5 の拡大軸付近に似て、拡大軸に平行な abyssal hills が整然と並ぶ典型的な海嶺地形を示している。ただし、拡大軸の南側が平均的に水深が浅く、また地磁気異常から推定される拡大速度が速く、インバージョンによって計算した磁化が弱いといった非対称性も持つ。

この比較的整然とした B3W とは対照的に、東側のセグメント(B3E)は、その東隣のセグメント B4 と同様にきわめて不規則な地形を生み出して

いる。ここでは海嶺軸方向と拡大方向のリニアメントが混在し、海嶺軸の両側にセグメント B4 でも見られるメガムリオンとムリオン構造が数箇所存在する。特に東端部のインサイドコーナーに位置するメガムリオンは、海嶺軸方向に 55km、拡大方向に 35km にも及ぶ大規模なものである。B3E にも、B3W と同様の拡大速度や磁化の非対称性が現れているが、さらに、セグメントの境界付近及びメガムリオンの上では、磁化が周囲と比べて正にシフトしているように見える。これは、地殻がきわめて薄い場所で、蛇紋岩化したマンテル物質による誘導磁化(現在の磁場と同じ方向)が、地殻の熱残留磁化に比べて強く現れているのかもしれない(Tivey and Tucholke, 1998)。

B3E と B3W の境界の不連続は直線状のトランスフォーム断層ではなく、両セグメントの盛衰を記録している。地形的に見て、現在は B3W の海嶺軸の東端が西から東へ進行していると考えられる。AAD の中でも、現在真に特異な様相を呈しているのは B3E から B4 にかけてのセグメントに限定されることが明らかになった。



## オーストラリア - 南極不連続B-4セグメントにおける 地殻構造 (暫定的結果)

望月 公廣、篠原 雅尚、山田 知朗、中東 和夫、金沢 敏彦(東京大学・地震研究所)  
沖野郷子(東京大学・海洋研究所)

### Crustal Structure in the B-4 Segment Along the Australia-Antarctic Discordance -Preliminary Result-

Kimihiro Mochizuki, Masanao Shinohara, Tomoaki Yamada,  
Kazuo Nakahigashi, Toshihiko Kanazawa (ERI, University of Tokyo)  
Kyoko Okino (ORI, University of Tokyo)

2002年2月に、東京大学海洋研究所の観測船、白鳳丸を利用して、オーストラリア - 南極不連続 (AAD) のB-4セグメントにおいて、エアガンを人工震源とし、海底地震計およびハイドロホン・ストリーマーを用いた屈折法・反射法地震波地殻構造調査を行った。本公演では、この構造調査に対する暫定結果を報告する。

AADは東経120度から東経128度にわたる南東インド海嶺にそって存在し(図1)、海嶺軸不連続によって、大きく5つ (B1~B5) のセクションに区分される。AADおよび隣接する南東インド海嶺での拡大速度は74mm/yrでほぼ等しい。それにもかかわらず、南東インド海嶺では高いAxial-Highがあるのに対し、AADでは中軸谷が形成されている。ホットスポットの影響により、拡大速度から期待される深さよりも浅い場所に存在する海嶺軸は存在しても、期待される深さよりも深い位置に存在する海嶺はAAD以外には認められない。こうした理由で、海嶺軸の高さを決定する拡大速度以外の要因を調べる上で、AADは最適の場所である。

最近の研究では、AADでは3千万年にわたって、その下に存在する冷たいマントルからのマグマの供給が乏しかったために、海底深度が深いと説明されている。しかしながら最近の3~400万年では、インド - 太平洋マントル同位体境界に対応して、より多くのマグマ供給源がAADの東側に進行したことによって、通常海底地形を作るに至った。これがB4セクションとB5セクションの境界である。

これまでの地殻構造調査は、B5セクションで行われたものがあるのみで、異常海底地形をもつ場所での地殻構造は知られていない。そこで我々は、異常海底地形を持つB4セクションにおいて、上部地殻からマントルに至るまでの構造を目的で、地震波地殻構造調査を行った。

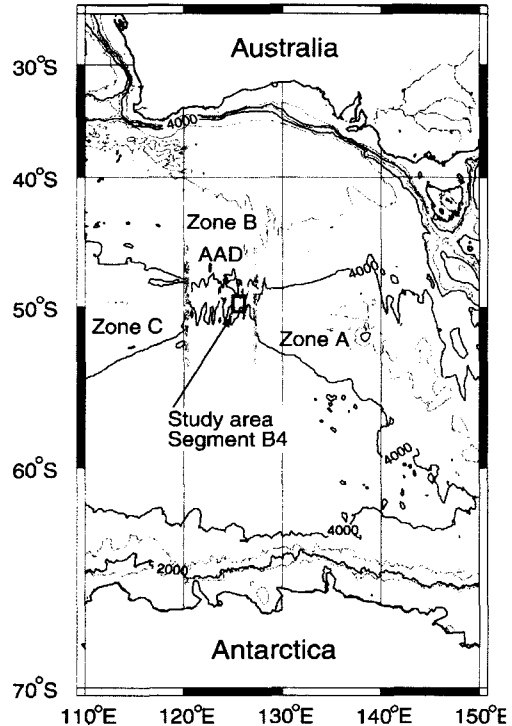


図1: オーストラリア - 南極不連続 (AAD) の場所を示す。さらに太実線で小さく囲まれた場所が、我々の研究領域であるB4セクションである。

5台の海底地震計を、海嶺軸に直交する方向に長さ100kmの主測線に沿って設置した(図2)。人工震源として2台のエアガンを使い、それぞれのチャンバー容量は17リットルと20リットルである。海底地震計のある主測線に加えて、それに交わる測線では、24チャンネル・ハイドロホン・ストリーマーを用いた反射法調査も行った(図2)。

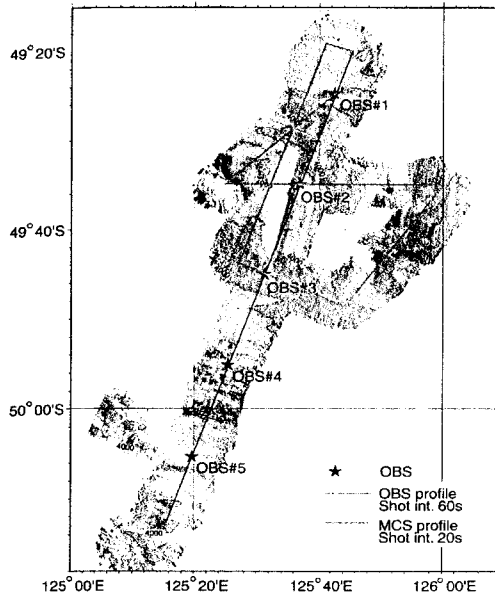
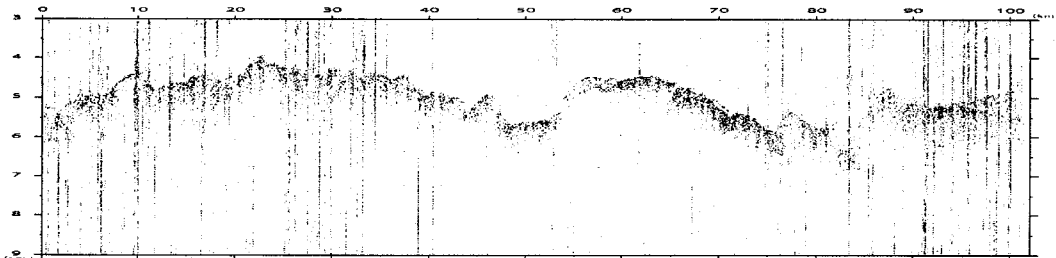


図2：地震波地殻構造調査の測線図。海嶺軸に直交な主測線上に、5台の海底地震計を設置し、屈折法構造調査を行った。同じ震源を用いて、ハイドロホン・ストリーマーによる反射法構造調査も行った。反射法調査は、100km長の主測線に加えて、主に海嶺軸の北側を中心とした主測線と交差する測線で行われた。

図4：反射法調査による、海溝軸直交方向測線の反射断面図。



本海域は暴風圏内に位置し、調査・観測を行うこと事態に困難が予想されたが、設置した海底地震計は全台回収されるなど、おおむね良好な結果に終わった。

海底地震計の屈折法調査では、堆積層がほとんど無く、すぐに岩石層内を伝播してきた、5km/s程度の見かけ速度を持つ屈折波が確認された。

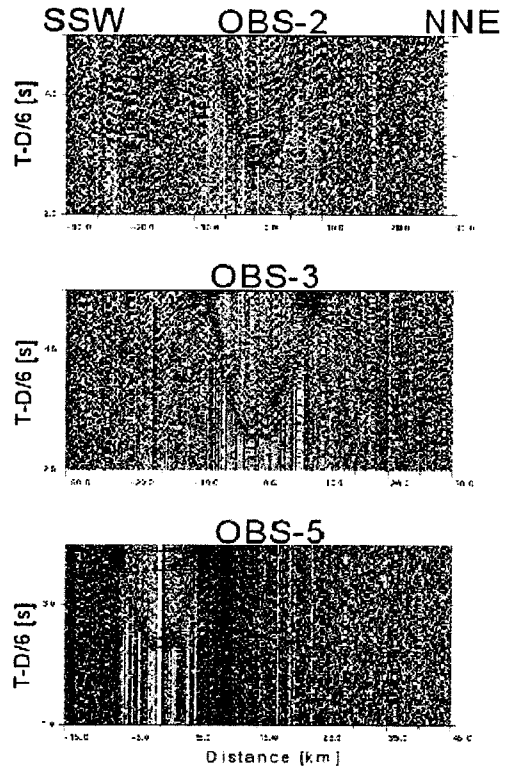


図3：海嶺軸に直行した主測線上で発振したエアガン震源による、海底地震計の波形記録。横軸は海底地震計から震源までの水平距離。縦軸は6km/sでリダクションした時間。堆積層がほとんどなく、すぐに5km/s程度のP波速度を持つ岩石層が存在することがわかる。

短期間の観測ではあったが、海嶺軸近辺で起こっている自然地震も数多く観測された。セグメント間の不連続地帯や、セグメント中央部近傍で起こった地震と考えられる。ムリオン構造深部の地震が含まれている可能性もある。一方、海嶺軸にほぼ平行にabyssal hillが並ぶ典型的な海洋低地形成している南部では、まったく地震活動が見られない。

野木 義史 (国立極地研究所) ・ 小泉 金一郎 (東京大学海洋研究所)

## Sea floor mapping around the epicenter of the great Antarctic earthquake during the Hakuho-maru KH01-3 Leg2

Yoshifumi Nogi (National Institute of Polar Research)

Kin-ichiro Koizumi (Ocean Research Institute, University of Tokyo)

1998年3月25日、南極プレート内で表面波マグニチュード (Ms) 8.0 の巨大地震が発生した。震源は、南極大陸から約 300km 沖の南緯 62.877 度、東経 149.527 度である。この震源は、近傍のプレート境界からは離れ、南極プレート内の海洋プレートの部分に位置しており、海洋プレート内で起こった最大の地震である。この地震の震源メカニズムの解は、横ずれ断層を示し、節面の走向は東西または南北であることを示している。余震分布からは、断層の節面の走向は東西であることが示唆されている。この付近のフラクチャーゾーンの走向はほぼ NNW-SSE であり、震源メカニズムの節面の走向と一致しない。また、南極プレート内の地震の発生頻度は少なく、南極プレートは比較的安定なプレートであると考えられている。現在のところ、この南極地震の主たる原因として、氷床変動によるアイソスタティック・リバウンドおよびプレート運動に伴うプレート内変形があげられている。しかしながら、この海域での詳しい地形や地球物理学的調査が行われておらず、この地震の原因を究明していく上でのデータが不足している。

2002年1月に行われた白鳳丸による KH01-3 次航海 Leg2 において、南極巨大地震の本震震央付近のマッピングを初めて行った。シービーム 2120 によって得られた海底地形のイメージを図 1 に示す。本震は、ほぼ海山の上で発生しており、この海山にはほぼ東西走向のリニアメントが存在している。この東西走向のリニアメントは、

南極巨大地震の断層の節面の走向とほぼ一致し、本震が、この東西方向のリニアメントに沿って起こった事が推測される。また、海山上の東西方向のリニアメントは、地震が起こる前から存在していた可能性が高く、過去すでに形成されていた弱線沿いに、南極巨大地震が発生した事を示唆する。また、重力、全磁力異常のデータも航跡上で得られており、これらのデータとともに、南極巨大地震の原因について議論する。

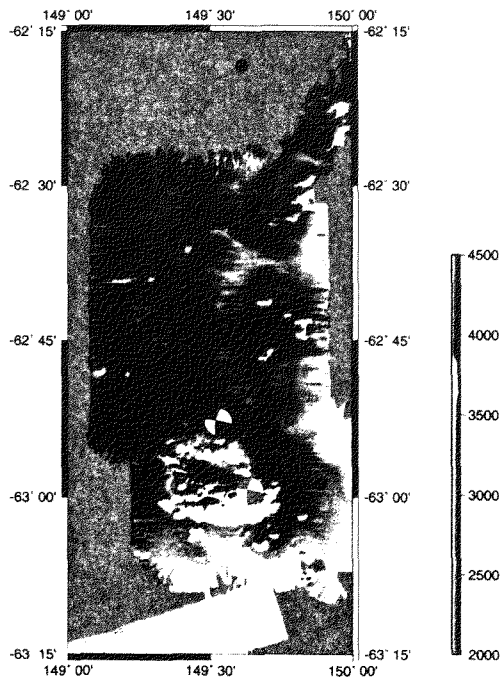


図 1 南極巨大地震震央付近の海底地形のイメージ図。右横のスケールの単位は、m。黒丸は余震。本震の位置とそのメカニズムのプロットの内、黒塗りが USGS によるもの、もう一方がハーバードによるもの。

## JARE43 人工地震探査実験概要

宮町宏樹 (鹿児島大)・松島 健 (九州大)・戸田 茂 (愛教大)・  
高田真秀 (北大)・高橋康博 (日本油脂)・神谷大輔 (白山工業)・  
渡邊篤志 (九州大)・山下幹也 (総研大)・柳沢盛雄

A seismic refraction and wide-angle reflection experiment  
at the Mizuho Plateau, East Antarctica, in 2002 (JARE43)

Hiroki MIYAMACHI (Kagoshima Univ.), Takeshi MATSUSHIMA (Kyushu Univ.),  
Shigeru Toda (Aichi Univ.), Masamitsu TAKADA (Hokkaido Univ.),  
Yasuhiro TAKAHASHI (Hokkaido NOF Co.), Daisuke KAMIYA (Hakusan Co.),  
Atsushi WATANABE (Kyushu Univ.), Mikiya YAMASHITA (Grad. Univ.),  
and Morio YANAGISAWA

## 【1】はじめに

第 43 次日本南極地域観測隊 (JARE43) では、2001 年 12 月 21 日～2002 年 2 月 6 日の期間に、東南極のみずほ高原において、人工地震による地殻構造探査実験を実施した (図 1 参照)。ここでは、実験の概要を報告する。

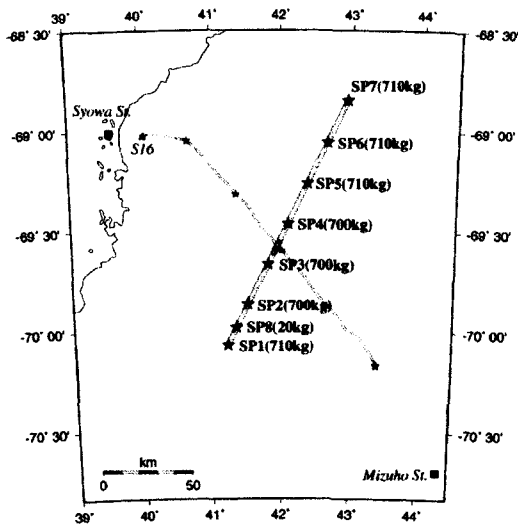


図 1. JARE43 人工地震測線図。大きな星印は発破点を示す。観測点は丸印である。小さな星印と丸印は、JARE41 の人工地震測線を示す。

## 【2】探査測線と行動概要

国内において、人工衛星画像等を参考に、探査測線を決定し、測線上の観測点設置場所の座標を決定した。現地では、探査測線が未踏破ルートであったので、ヘリコプターによる偵察飛行を併用し、ルート工作をおこなった。ルート工作においては、携帯型の GPS を用い、事前に求めておいた観測点座標に向けて、雪上車を移動させた。図 2 に探査期間 48 日間の行動概要を示す。

## 【3】観測項目

探査測線は、JARE41 のみずほルートに沿った測線に斜交する。測線長は約 150km であり、この測線上に観測点を 161 ケ所設置した。また、25km 間隔で薬量 700kg の発破点を 7 ケ所、薬量 25kg の小発破点を 1 ケ所実施した。観測点および発破点の座標は、昭和基地に臨時に設置した GPS 観測点を基準にした相対測位によって決定した。全観測点では、重力測定を実施した。また、探査測線では、アイスレーダーによる氷床厚の連続測定も実施した。

当初の予定では、ペネトレーター (投下式地震計) を測線上に投入し、本格的な観測を行う予定であったが、計器の不良により、試験観測を実施した。



宮町宏樹 (鹿児島大)・松島 健 (九州大)・戸田 茂 (愛教大)・  
高田真秀 (北大)・高橋康博 (日本油脂)・神谷大輔 (白山工業)・  
渡邊篤志 (九州大)・山下幹也 (総研大)・柳沢盛雄

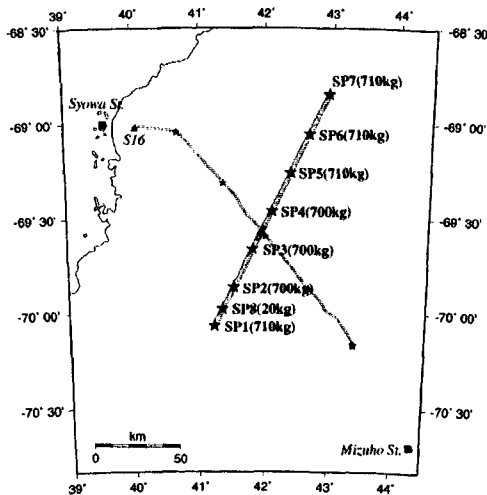
### A seismic refraction and wide-angle reflection experiment at the Mizuho Plateau, East Antarctica, in 2002 (JARE43)

Hiroki MIYAMACHI (Kagoshima Univ.), Takeshi MATSUSHIMA (Kyushu Univ.),  
Shigeru Toda (Aichi Univ.), Masamitsu TAKADA (Hokkaido Univ.),  
Yasuhiro TAKAHASHI (Hokkaido NOF Co.), Daisuke KAMIYA (Hakusan Co.),  
Atsushi WATANABE (Kyushu Univ.), Mikiya YAMASHITA (Grad. Univ.),  
and Morio YANAGISAWA

#### 【1】はじめに

第 43 次日本南極地域観測隊 (JARE43) では、2001 年 12 月 21 日～2002 年 2 月 6 日の期間に、東南極のみずほ高原において、人工地震による地殻構造探査実験を実施した (図 1 参照)。ここでは、実験の概要を報告する。

図 1. JARE43 人工地震測線図。大きな星印は発破点を示す。観測点は丸印である。小さな星印と丸印は、JARE41 の人工地震測線を示す。



#### 【2】探査測線と行動概要

国内において、人工衛星画像等を参考に、探査測線を決定し、測線上の観測点設置場所の座標を決定した。現地では、探査測線が未踏破ルートであったので、ヘリコプターによる偵察飛行を併用し、ルート工作をおこなった。ルート工作においては、携帯型の GPS を用い、事前に求めておいた観測点座標に向けて、雪上車を移動させた。図 2 に探査期間 48 日間の行動概要を示す。

#### 【3】観測項目

探査測線は、JARE41 のみずほルートに沿った測線に斜交する。測線長は約 150km であり、この測線上に観測点を 161 ケ所設置した。また、25km 間隔で薬量 700kg の発破点を 7 ケ所、薬量 25kg の小発破点を 1 ケ所実施した。観測点および発破点の座標は、昭和基地に臨時に設置した GPS 観測点を基準にした相対測位によって決定した。全観測点では、重力測定を実施した。また、探査測線では、アイスレーダーによる氷床厚の連続測定も実施した。

当初の予定では、ペネトレーター (投下式地震計) を測線上に投入し、本格的な観測を行う予定であったが、計器の不良により、試験観測を実施した。

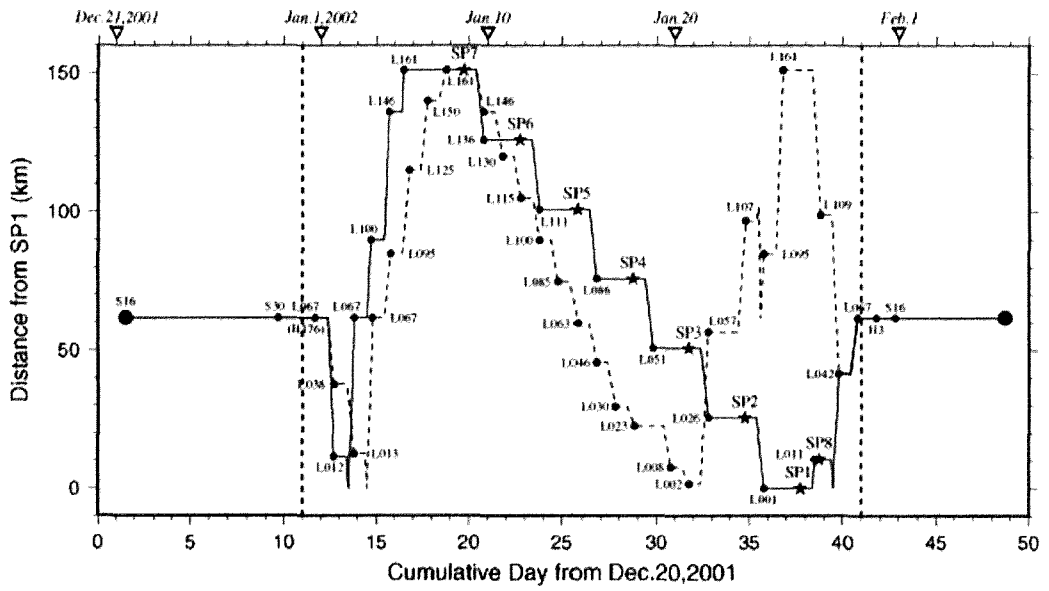


図 2. 行動日程概要 (黒丸は宿泊地点を示す)

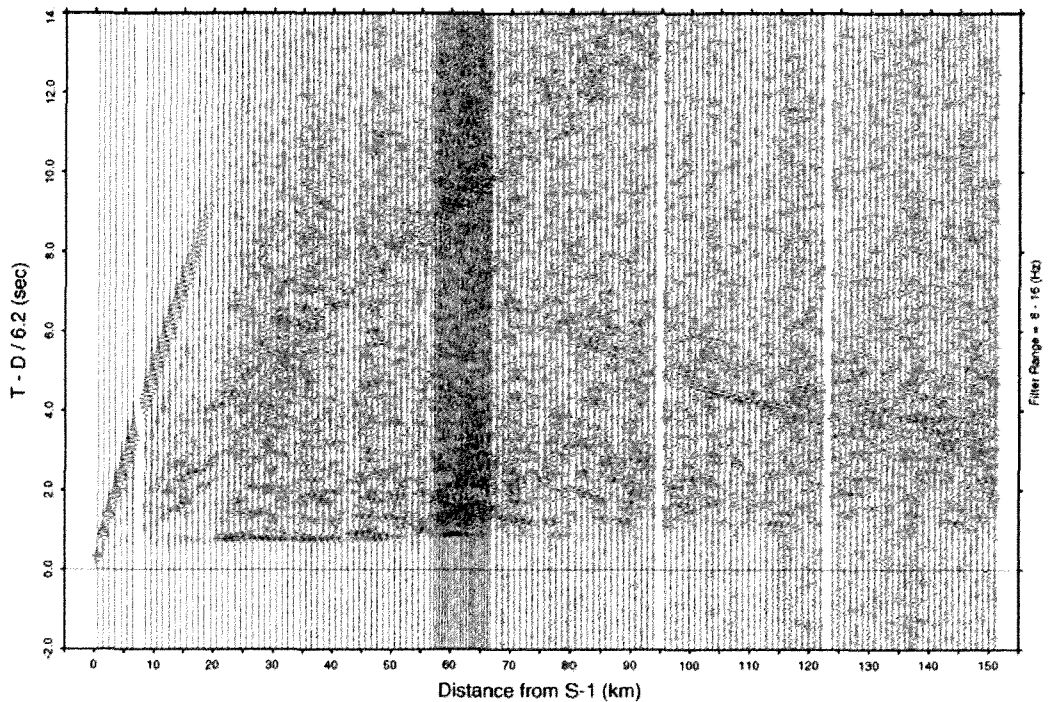


図 3. SP1 観測波形.

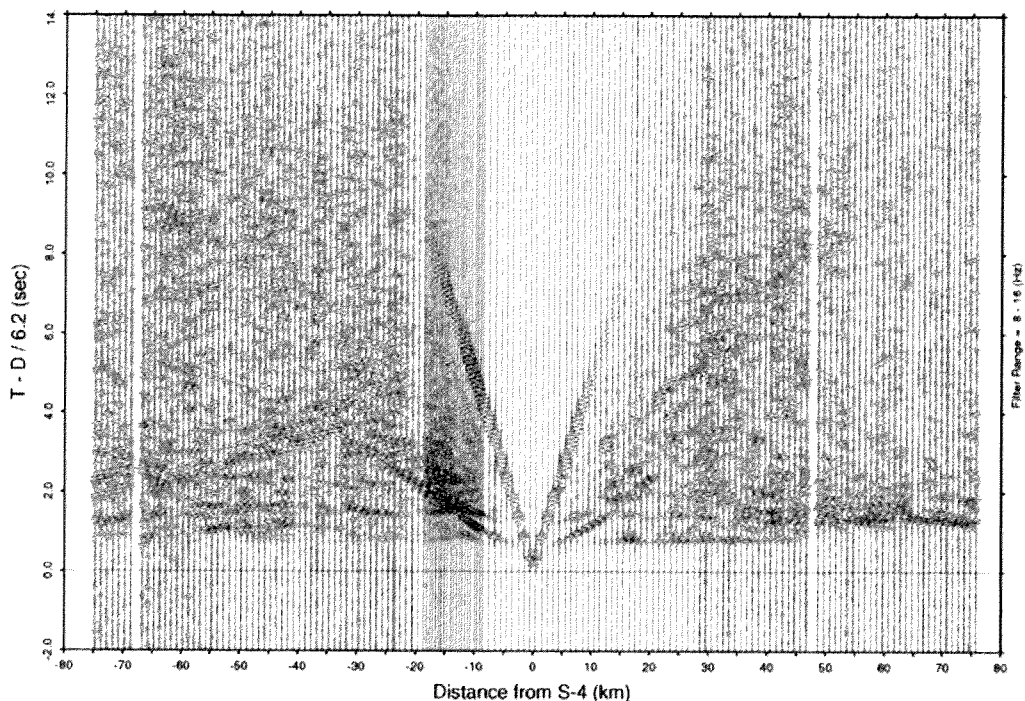


図 4. SP4 観測波形例.

#### 【4】観測結果

図 3 (SP1) および図 4 (SP4) に得られた観測波形例を示す。これらの波形の特徴は、以下の通りである：(1) P 波初動が明瞭に観測された範囲は、発破点から約 80km までの区間であった、(2) モホ面からの反射波 (SP1) と地殻内 (おそらく、コンラッド面) からの反射波 (SP4) が観測された、(3) 発破点近傍においては、卓越した表面波が観測された、(4) 氷床中のみを伝播した波も、発破点から数 10km まで観測された、(5) 初動の約 0.9 秒後にも、多重反射波と思われる明瞭な後続波が見られる、(6) S 波と考えられる後続波も観測された。

#### 【5】まとめ

41 次に引き続き、みずほ高原において

実施された 43 次人工地震探査は、無事に終了した。得られた観測データも良質であり、重力測定とアイスレーダーのデータを総合することにより、より詳細な地殻構造が得られるであろう。

謝辞：今回の人工地震探査実現には、多くの方々の協力を頂いた。特に、国内準備の段階からの 43 次西尾隊長の絶大な協力、現地では、半田隊員、中野隊員、中村隊員、吉田隊員、石崎隊員には、たいへんお世話になった。ヘリコプターの運行では、安原隊員と堀口隊員の協力を得られた。輸送においては、「しらせ (石角艦長)」の乗員の絶大な協力があった。心から感謝致します。

最後に、極地研究所の渋谷教授、金尾助手および多くの職員の方々に厚く御礼申し上げます。

## JARE43 人工地震探査によるみずほ高原下の地殻構造

宮町宏樹 (鹿児島大)・松島 健 (九州大)・戸田 茂 (愛教大)・  
渡邊篤志 (九州大)・山下幹也 (総研大)・金尾政紀 (極地研)・  
高田真秀 (北大)・高橋康博 (日本油脂)

## P-wave velocity structure of the shallow crust beneath the Mizuho Plateau, East Antarctica, from the JARE43 seismic survey

Hiroki MIYAMACHI (Kagoshima Univ.), Takeshi MATSUSHIMA (Kyushu Univ.),  
Shigeru Toda (Aichi Univ.), Atsushi WATANABE (Kyushu Univ.),  
Mikiya YAMASHITA (Grad. Univ.), Masaki KANAO (NIPR)

Masamitsu TAKADA (Hokkaido Univ.), and Yasuhiro TAKAHASHI (Hokkaido NOF Co.)

## 【1】はじめに

第43次南極地域観測隊 (Jare43) では、みずほ高原において、人工地震による地殻構造調査の実験 (期間: 2001年12月21日~2002年2月6日) を実施した。測線長約150kmに161台の地震計を設置し、薬量700kgの大発破を7ヶ所、25kgの小発破を1ヶ所行った (図1参照)。本報告では、この実験によって得られた走時データの解析結果を報告する。

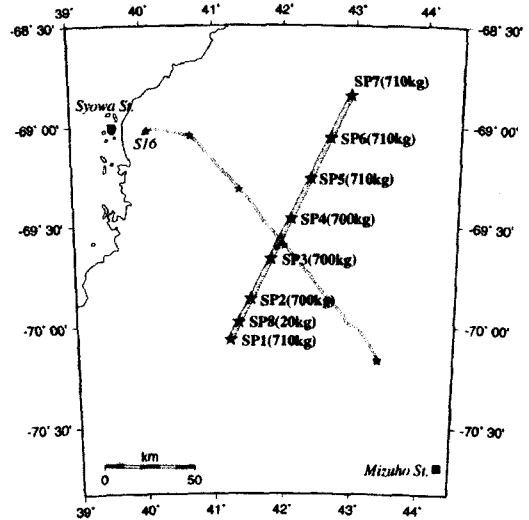


図1. 探査測線図 (★は発破点)

## 【2】初動走時データ

得られた波形データから初動走時の読み取りを行った。その結果、明瞭な初動が観測された距離範囲は、発破点から約80km程度までであった。

発破点近傍で行われたラインアップ観測によって得られた走時データからは、氷床が2層構造であることが示唆された。上部の層は地震波速度が2.7~2.8km/sで厚さ

40m程度であり、下部の層は3.7~3.9km/sの速度を持ち、氷床直下の基盤層まで続いていると推定された。この結果は、41次隊の結果と同様である。

図2に、測線上の観測点で得られた全走時図を示す。大まかな特徴は、氷床下には、みかけ速度が5.9~6.2km/sの基盤層が存在し、SP3とSP4の区間で、基盤層が局所的に深い区間があること、およびSP6とSP7

の区間で、基盤が深いことが示唆される。

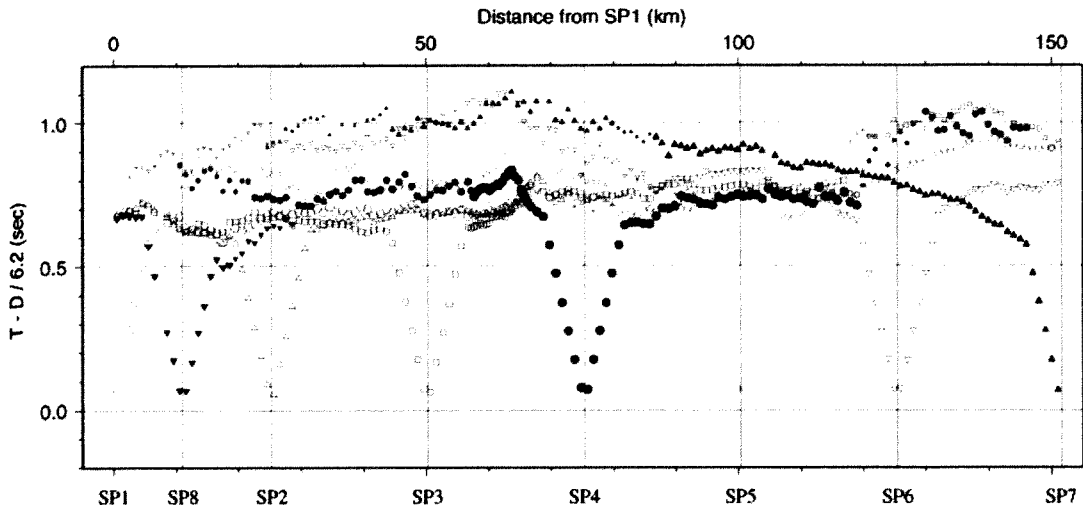


図 2. 全初動走時図.

### [3] 走時解析

得られた走時データのうち、基盤層で屈折して伝播してきたと判断できる精度の良い初動データに対して、タイムターン法を適用し、速度と基盤深度の大まかな分布を得た。得られた基盤層の速度分布は横方向に速度が異なった。このことは、基盤が横方向に一様な層でないことを示唆している。また、タイムターンから、基盤に大きな起伏があることが推定された。

次に、これらの結果から浅い領域の初期構造モデルを作り、2次元の波線追跡法により、観測走時に適合するように試行錯誤的に構造モデルを改良した。図3にそのモデルの一例を示す。測線の南西領域ではP波速度が6.1~6.2km/sであるが、北東領域では5.9~6.0km/sと速度が小さくなる。また、基盤層の上部境界面の平均的な深さは標高0mであり、数100m程度の起伏があることがわかった。測線とみずほルートが

交差する領域の標高は1500m以上であり、測線上で一番高い領域であるが、基盤層の深さ分布を見ると、谷地形になっていることがわかる。

次に、観測波形上で地殻深部からの反射波と思われる2種類の後続波が明瞭に見られるので、これらの反射波の走時を解析した。ただし、地殻深部を伝播した屈折波は観測されていないため、地殻深部の速度値を求めることはできない。ここでは、地殻深部の速度を適当に仮定し、水平な反射面を仮定し、その深さを推定することを試みた。その結果、二つの反射面の深さは、それぞれ19kmと40kmに推定され、コンラッド面とモホ面に対応していると思われる。このモホ面の深さは、41次隊で得られている深さ42kmと調和的である。また、これらの境界面の深さ分布には、急激な変化は見られない。

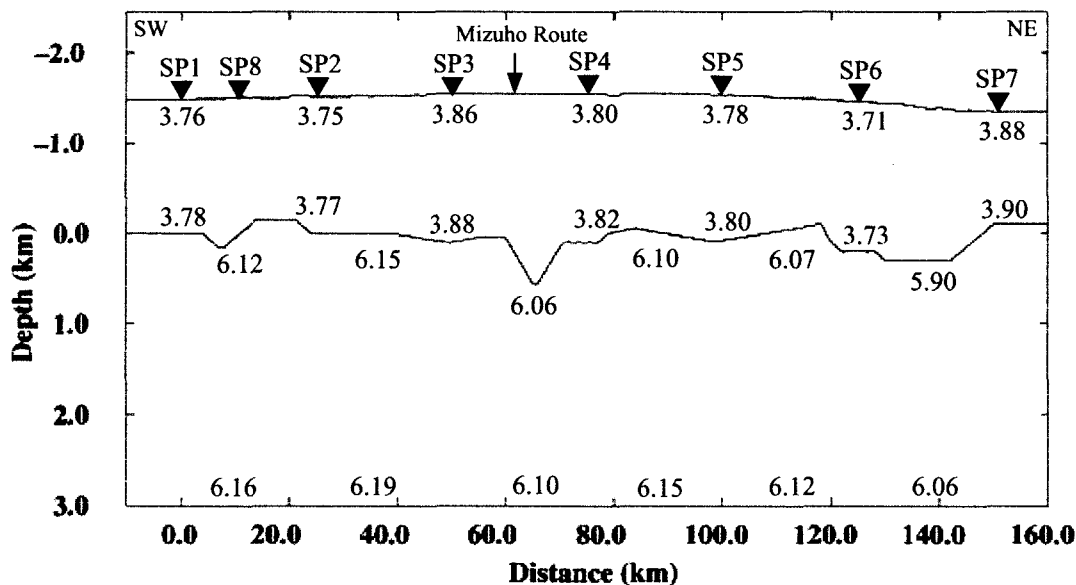


図3. みずほ高原測線下の浅部地殻構造モデル (図中の数値はP波速度).

#### 【4】まとめ

41次隊による人工地震実験に引き続き、43次隊で得られたみずほ高原域の人工地震データを解析した。みずほ高原下の基盤層の横方向の速度変化の結果は、41次隊による人工地震探査で得られた6.2km/sで一定な速度を持つ基盤層とは異なる見解となった。ただし、41次隊の解析地域と同じ領域における速度は6.1~6.2km/sであることから、43次隊探査領域の北東域下と

南西域下の基盤層が異なる岩層であることを示唆している。今後はさらに解析を進め、この基盤層の境界を明らかにしていく必要がある。

また、人工震源による表面波や微動が観測されているので、今後、これらのデータも用いた解析を行うことによって、氷床を含めたより詳細な地殻構造を明らかにできるであろう。

## みずほ高原における人工地震発破作業 及びそれに伴う諸観測(JARE43)

高橋康博(北海道日本油脂)・宮町宏樹(鹿児島大)・渡邊篤志(九州大)  
・石崎教夫(テクノフロント)・中野浩司(大原鉄工所)・柳沢 盛雄

Explosive operation and observation in the refraction experiment  
at the Mizuho plateau, East Antarctica in Jare43

Yasuhiro TAKAHASHI (Hokkaido NOF Co.), Hiroki MIYAMACHI (Kagoshima Univ.),  
Atsushi WATANABE (Kyushu Univ.), Kouji NAKANO (Ohara Co.),  
Norio ISHIZAKI (Tecnofront Co.), and Morio YANAGISAWA

### 【1】はじめに

第43次南極地域観測隊(JARE43)では、みずほ高原において、人工地震による地殻構造調査の実験(期間:2001年12月21日~2002年2月6日)を実施した。測線長約150kmに25kmおきに薬量700kgの大発破を7ヶ所、20kgの小発破を1ヶ所行った(図1参照)。本報告ではこれらの実験の発破作業およびその結果を報告する。

### 【2】発破作業概要

南極での人工地震発破は、氷床中にスチームボーリングで発破孔を掘削し、そこへ南極用ダイナマイト(北海道日本油脂製)を装填・発破し、人工的な地震波を発生させる。

南極での発破には寒冷地でも使用できる特殊なダイナマイトが必要である。今回は-35℃まで安全に使用可能なダイナマイトを使用した。

また、南極での発破では、発破作業全体の安全性向上・作業性向上が重要である。ダイナマイトの形状は、装填し易く、発破効果の向上が見込めるものとした。装填方法も簡便に確実に装填できるよう、装薬ネットを使用する方法にした。

雷管は、人工地震発破では通常高精度電気雷管を使用するが、静電気に対する安全性の向上および作業の簡便さ・確実さを向上させるため、非電気式雷管(NONEL 雷管)を採用し使用した。

また、通常は込め物に水(不凍液)を用いるが、発破効果を向上させるためおよび環境への影響を最小限とするため、雪封をした。

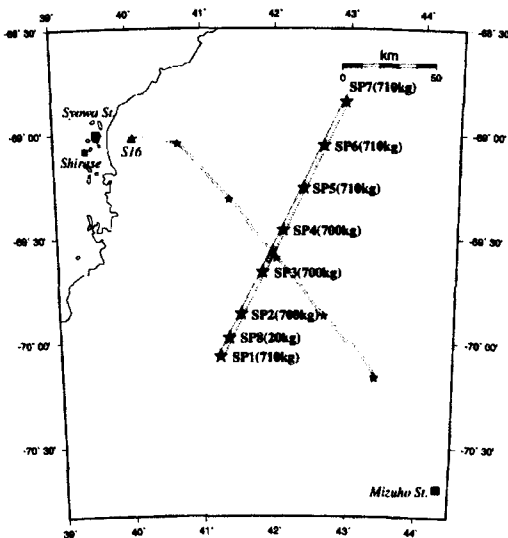


図1. JARE43 人工地震測線図。大きな星印は発破点を示す。

表 1. 人工地震発破諸元

Shot point	SP7	SP6	SP5	SP4	SP3	SP2	SP1	SP8
薬量 (kg)	710	710	710	700	700	700	710	20
掘削径 (mm)	350	400	350~400	350~400	350~400	350~400	350~400	120
掘削長 (m)	28.70	25.70	24.35	23.80	24.25	23.60	24.50	4.50
装填薬長 (m)	11.7	10.8	9.9	8.2	11.3	9.0	10.1	2.5
残孔長(薬頭深) (m)	17.0	14.9	14.5	15.6	13.0	14.6	14.4	2.0
雪氷タンピング長 (m)	14.8	10.0	11.7	12.3	11.9	13.9	13.0	2.0
1mあたりの薬量 (kg/m)	60.7	65.7	72.1	85.4	62.2	77.8	70.3	8.0
発破結果	暗爆	暗爆	暗爆	暗爆	暗爆	暗爆	暗爆	破碎

### 【3】人工地震発破結果

発破作業全体の安全性向上, 作業性向上を目的に行った計 8 回の発破は全て成功し, 良い観測データを得ることが出来た。

表 1 に各発破の諸元を示す。計 7 回の大発破の結果は全て暗爆(雪面に何も変化が無く, 振動のみある発破結果)であり, 発破の効きが良好であったことを示している。また, 環境への影響も最小限であった。

計算での 1m あたりの薬量は 50.0kg/m であるのに対し, 大発破での 1m あたりの薬量がすべてそれより大きい値となっている。このことから, ダイナマイトが密装填され, 発破の効きが良好であったことを示している。



渡邊 篤志<sup>1</sup>, 石崎 教夫<sup>2</sup>, 宮町 宏樹<sup>3</sup>, 柳澤 盛雄, 中野浩司<sup>4</sup>, 高橋 康博<sup>5</sup>, 高橋 昭好<sup>6</sup>, 金尾 政紀<sup>7</sup>

1:九州大学, 2:(株)テクノフロント, 3:鹿児島大学, 4:(株)大原鉄工所,

5:北海道日本油脂(株), 6:(株)地球工学研究所, 7:極地研

## Blasting hole drilling by steam water type drilling system, JARE43

Atsushi WATANABE<sup>1</sup>, Norio ISHIZAKI<sup>2</sup>, Hiroki MIYAMACHI<sup>3</sup>, Morio YANAGISAWA<sup>2</sup>,  
Kouji NAKANO<sup>4</sup>, Yasuhiro TAKAHASHI<sup>5</sup>, Akiyoshi TAKAHASHI<sup>6</sup> and Masaki KANAO<sup>2</sup>

1:Kyushu Univ., 2:Tecnofront Co., 3:Kagoshima Univ., 4:Ohara Co.,

5:Hokkaido NOF Co., 6:Geo Tecs Co., 7:NIPR

### 概要

JARE43 人工地震探査では, JARE41 に引き続いて人工震源発破孔掘削機材としてスチームドリルを使用した。JARE41 の経験に基づき, スチームジェネレーターの能力を増強,  $\phi=200\text{mm}$  の掘削スカートを新たに用意した。国内での訓練は, 2001 年 4 月に富山県立山の室堂平にて JARE41・43 人工地震メンバーによる掘削試験が行われた。また, 同年 9 月に JARE43 人工地震メンバーにより改良された機材の動作試験が行われた。

南極でのスチームドリルによる発破孔掘削作業は, 発破前日に 8, 9 時間をかけて行われた。掘削孔の口径は 35 から 40 cm, 掘削孔長は 23.5 から 28.7 m であった。

掘削作業の前後に機材を予備のものとの交換することはあったが, 掘削中は作業が停止するようなトラブルはなく, 順調に 7ヶ所の掘削を行うことができた。

### 掘削作業

発破孔掘削は石崎隊員と渡邊同行者が専属で作業にあたった。作業内容は, スノーメーターに投入する雪塊の切り出し, スノーメーター・スチームジェネレーターの操作, 自動繰り出し装置の操作, 掘削状況の監視, および検尺・記録であった。他の作業に余裕がある場合は, 柳沢隊員がサポートにはいった。

掘削作業の準備・撤収は次のようであった。掘削前日, 掘削予定ポイントに到着震源班全員によりバーナー・自動繰り出し装置の取り付け, 操作盤の設置, 各種ホース類の接続, 三脚の設置を行った。この作業は 30 分程で完了した。掘削当日は, 造水, スチームジェネレーターの立ち上げ等, 掘削開始までの作業時間は 50 から 70 分を要した。また給水ポンプは凍結による破損を防止するため雪上車内に保管しており, 掘削作業直前に取り付けた。掘削終了後は, 震源班全員によりスチームホースの巻き上げ, スチームジェネレーター内の温水および蒸気の排出, バーナー・自動繰り

月日	地点	掘削時間 (時:分)	掘削口径 (cm)	掘削孔長 (m)	平均速度 (m/h)
1/6, 7	SP7	7:15	35	28.70	3.96
1/10	SP6	7:50	40	25.70	3.28
1/13	SP5	7:35	35-40	24.35	3.21
1/16	SP4	7:56	35-40	23.80	3.00
1/19	SP3	7:05	35-40	24.25	3.42
1/22	SP2	8:15	35-40	23.60	2.86
1/25	SP1	7:50	35-40	24.50	3.13

表 1: 発破孔掘削結果

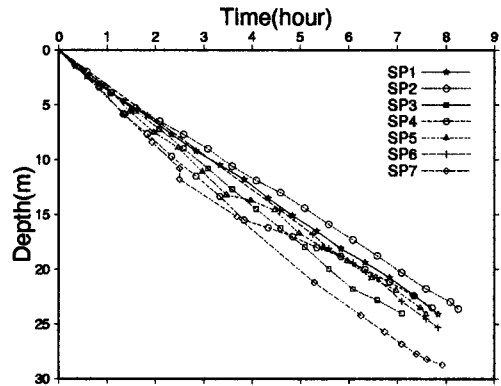


図 1: 掘削深度の時間変化

出し装置・給水ポンプ・各種ホース類の取り外し, 操作盤・三脚の収納, 機器の固縛を行った。作業時間は概ね 1 時間を要した。

### 掘削結果

各発破孔における掘削結果を表 1 に, 掘削深度の時間変化を図 1 に示す。

JARE41 人工地震では, 掘削深度が 15 m を超えるあたりから掘削速度が遅くなり, 20 m 以深では掘削速度が急激に低下するという報告があったが, 今回の結果を見ると 25 m を超えても掘削速度の鈍化はみられない。これは, スチームジェネレーターの造蒸気能力を 25 kg/h から 40 kg/h に改良したためと思われる。

# 11 南極ペネトレータの開発および試験観測について

松島 健 (九大地震火山センター)・山下幹也 (総研大)  
安原達二・堀口 浩 (朝日航洋)・澁谷和雄 (極地研)

## Development and Observation Tests of the Antarctic Penetrator

Takeshi MATSUSHIMA (SEVO, Kyushu Univ.), Mikiya YAMASHITA (Grad. Univ. Advanced Studies, NIPR), Tatsuji YASUHARA, Ko HORIGUCHI (Aero Asahi Corporation), and Kazuo SHIBUYA (NIPR)

### ●はじめに

南極ペネトレータとは、南極氷床上のクレバス帯等の地上から到達困難な地域に上空から投下され、地震を観測したのち、上空のヘリにデータを送信するシステムである。同様なシステムは、国立宇宙研究所が開発を進めている月面ペネトレータ、火山地域に投下設置する火山観測用ペネトレータ（九州大学他）などがある。最近では火山観測用ペネトレータを改良し、無人ヘリコプタと組み合わせた防災用ペネトレータシステムが実用化されている。

南極ペネトレータは 1989 年から文部省科学研究費補助金の交付を受けて開発がはじめられ、これまでに数多くの開発試験を実施してきた（たとえば、澁谷他第 20 回南極地学シンポジウム、松島他第 21 回南極地学シンポジウム）、第 43 次日本南極地域観測隊（JARE43）が実施する東南極みずほ高原における人工地震探査において、実際の投下観測を行う予定であったが、機器に不具合が発生したため、本格的な人工地震観測は実施できず、試験観測にとどまった。本論では、南極での投下および運用実験の結果を報告する。

### ●ペネトレータ仕様

開発されたペネトレータは全長 95cm 直径 12cm のアルミ製で、空中姿勢の安定化のために、グラスファイバー製の円筒型尾翼が取り付けられている。先端部に可動コイル型の地震計（固有振動数 3.2Hz）が内蔵されており、その後ろに 132Ah のスーパーリチウム電池が組み込まれている。その後ろにエレクトロニクス部があり、尾部に無線モデム（1.2GHz 帯、出力 10mW）と送受信アンテナが設置されている。総重量は 14.5kg である。

小型ヘリコプタ（AS355）内に 6 本のペネトレータを搭載することが可能で、ヘリの後部座席床面の写真撮影用孔（直径 24cm）に取り付けられたシューターと呼ばれる円筒から投下する。

着地後ペネトレータはヘリ内の GPS 時計との時刻同期および観測スケジュールファイルを受信したのち、観測時間まで待機状態にはいる。人工地震終了後、再度ヘリにてペネトレータ上空に赴き、観測波形データ無線で回収する。ペネトレータ本体は回収しない。

### ●南極での投下実験

人工地震観測のため 22 本のペネトレータと 3 本のダミーペネトレータを昭和基地に持ち込んだ。しかしながら、開発・製造の遅れから十分な国内試験が実施できず、はたして、多くの不具合が発生し、本観測をあきらめざるを得なかった。このうち最大のミスは、「しらせ」積み込み直前に業者が勝手に仕様変更した電源回路に不具合があり、昭和基地に到着時には、電池がほぼ消耗した状態になっていたことである。予備電池への交換作業を行い回復に努めたが、他に低温障害も発生し地震波形を 1 波形取得するに終わった。

人工地震観測という重大目的は果たすことができなかったが、種々の投下実験を行い、多くの知見を得ることができた。

### ●投下高度と着地姿勢

ヘリコプタからのペネトレータ投下をダミーを含めて 18 回行った。ダミーペネトレータも内部には錘をいれ、本物のペネトレータとほぼ同じ重量および重心となっている。着地後の状態については、地上班およびヘリを近傍に着陸させて確認を行った。その結果を表 1 に示す。

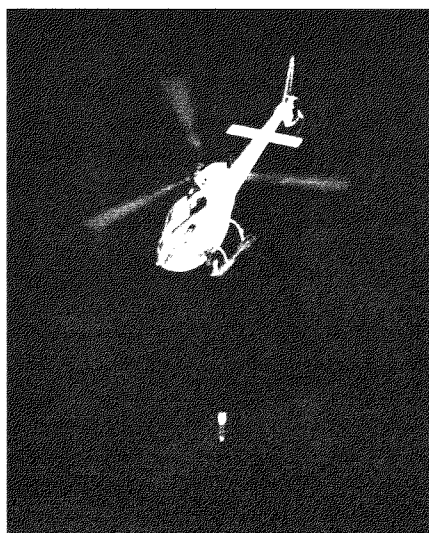


写真 1 ヘリから投下されたペネトレータ



写真2 掘り出し中のペネトレータ



写真3 回収されたペネトレータ

実施日	投下時刻	号機	衝撃センサ	投下地点	対地高度	対地速度	先端深度	着地傾度	地上風気温
1227	10:57:26	Dmy A	2個	S16	100m	W1m/s	115cm	14度	NE8m/s -4.5°C
	11:01:51	Dmy B	1個	S16	74m	E1m/s	75cm	45度	
	11:08:27	Dmy C	1個	S16	138m	E2m/s	95cm	7度	
0103	14:52:53	Dmy A		S30	104m	W2m/s	115cm	未測定	Calm
	14:59:41	Dmy B		S30	105m	W2m/s	90cm	約45度	
	15:05:25	19		S30	101m	SW1m/s	140cm	未測定	
0106	09:54:45	10		P01	150m	SE3m/s	115cm	30度	E8m/s -14°C
	10:04:47	08		P02	149m	W1m/s	125cm	0度	
	10:13:58	07		P03	126m	SW2m/s	120cm	20度	
	10:20:39	22	2個	P04	134m	SE2m/s	105cm	20度	
	10:28:56	17		P05	149m	W3m/s	135cm	15度	
	10:36:42	13		P06	200m	SE1m/s	145cm	0度	
0116	09:24:02	21		SP4	268m	W1m/s	160cm	14度	E7m/s
0122	09:59:17	Dmy05	2個	S30	301m	E6m/s	145cm	13度	E8m/s
	10:17:34	Dmy03	2個	S30	466m	E6m/s	170cm	4度	
	10:35:51	Dmy C		S30	565m	E1m/s	180cm	4度	
0123	13:36:47	18		S30	151m	E2m/s	135cm	3度	Calm
	13:48:24	Dmy15		S30	290m	W5m/s	175cm 以上	未測定	

表1 ペネトレータ投下姿勢一覧

対地高度は、ヘリの電波高度計が雪面反射のためホバリング時には正確な値を示さなかったことから、ハンディーGPSのトラック記録から求めた。また参考のため、ヘリの対地速度も記した。貫入深度はペネトレータの先端の深度である。

内蔵されている地震計の制限から、ペネトレータの貫入角度は8度以内にする必要があり、大振幅の波形も記録するためには4度以内が望ましい。国内のこれまでの投下実験からは対地高度150mから投下すれば、ほぼ垂直に貫入することが分かっていた。しかし、これは風がほとんどない場合の実験例であり、強い風が吹く南極内陸では対地高度150mでは不十分であることが分かった。秒速7~8mの地上風が吹く中で、ペネトレータを安定して着地させるためには、対地400m以上の高度が必要なが分かった。また、この場合、現状の強度では尾翼が雪中で本体と分離してしまうため、本体尾部が70cm以上も潜ってしまうので、無線の到達距離で不利が生じる可能性がある。

このようなことから、今後のペネトレータ型地震計の設計には以下の点を考慮に入れるべきである。

1) ペネトレータ本体がどのような角度で貫入停止しても、地震計が重力方向に正置するようにジンバル装置が必須である。これまでジンバル装置は精密で高価なものであったが、最近樹脂製で安価なものが開発されている。

2) 着地速度を落とし、しかも姿勢を良くするためにはパラシュートの利用を考えるべきであろう。また着地前にはパラシュートを切り離す装置も必要となる。ミサイル開発の分野では一般的な技術であり、それを流用できる。

#### ●衝撃力の測定

簡易発色衝撃計(富士写真フイルム社製ショックセンサーType-I-N)を一部のペネトレータの頭部または、尾部に1,2個づつとりつけ、雪面に貫入する際の衝撃力を測定した。投下後センサーを回収できたのは、6本分10個であった。

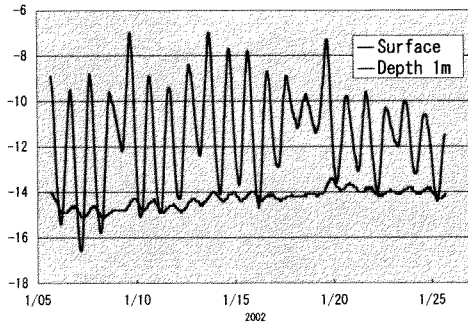


図1 内陸部における雪上・雪中温度変化

衝撃力の算出にあたっては、衝撃作用時間（着地してから、停止するまでの時間）が必要であり、またこのセンサーの「G」値推定範囲（20～100G）を超えているため、正確な値を出すためには国内でのキャリブレーション試験が必要である。

とりあえずの概算値として、対地高度 466mから投下した場合（Dummy03）で、数百 G 程度であると推定される。また、低空から投下した場合でも、大きく斜めに貫入したもの（Dummy B, 45度）は、非常に大きな G が加わっており、斜めの荷重がかかったこともあり、ショックセンサー自体が破損していた。

### ●雪中温度変化の測定

人工地震発破点 SP7 から約 2km 南西側の P15 地点（南緯 68 度 52 分、東経 42 度 55 分、標高 1345m）において、雪面と深度 1m の雪中温度測定を 2002 年 1 月 5 日～1 月 25 日にかけて実施した。温度センサーには白金温度計を使い、小型ロガーに 5 分間隔で記録した。

雪面温度は摂氏 -7.0～-16.6 度の変化を示したが、1m 深では -13.4～-15.2 度であった。期間を通しての平均温度は、それぞれ、-11.5 度、-14.3 度である。両者の日変化の位相のずれは約 6 時間であり、温度変動の振幅は 1m 深では雪面での変化の 10 分の 1 以下になっていることがわかった。

### ●内陸部におけるヘリの運用

JARE43 夏隊においては、小型双発ヘリコプタ（エアロパシアル社製 AS355F2）1 機を昭和基地ベースで使用した。同機種は第 40 次夏隊における西エンダービーランド調査でも 2 機使用されている。今期は天候に恵まれており、2, 3 のフライトが順延になったほかは、順調なフライトが行われた。途中引き返しは 1 度のみであった。内陸部はおおむね天候がよく、むしろ昭和基地周辺や大陸縁辺部の低層雲や霧で、飛行判断に悩むことが少なからずあった。また地吹雪状態でのフライトを実施することもなく幸運であった。

しかし、一端地吹雪が強くなると、雪面以外に目標物がない内陸地域においては、ホバリング状態に保つのが非常に難しくなるため、ペネトレータの投下に支障が出る。したがって、内陸地域では投下機器に垂直貫入を求めるのは非常に困難であろう。

また、内陸に入るにつれ、昭和コントロールとの無線交信ができなくなる。今回は地上の雪上車に HF 無線を使っての中継を依頼したが、それにより双方の行動に大きな制約が生じた。また、雪上車が近くにいない場合には、ヘリの単独運航は不可能となる。内陸部におけるヘリの効率的な運用のためには、2 機体制をとることが不可欠であろう。

### ●まとめ

種々の不具合のため、今回は人工地震観測という重大目的は果たすことができなかったが、国内では得られない環境でのペネトレータ投下実験を行い、投下姿勢、着地衝撃力、温度変化等の貴重なデータを得るとともに、南極内陸部でのヘリコプタ運用への知見を得ることができた。これらの成果はペネトレータ型地震計の改良のみならず、今後の各種投下型観測機器の開発・製作に多いに役に立つものと考えられる。

謝辞：本ペネトレータ開発には、多くの方々の協力を得た。今回の南極地域における試験観測においては、第 43 次日本南極地域観測隊（西尾文彦隊長以下 63 名）による宏大な観測協力、および砕氷艦「しらせ」（石角義成艦長以下 174 名）の乗組員による強力な野外観測支援を受けた。特に、人工地震探査の地上班のメンバーには投下実験の実施に多くの迷惑をかけるとともに、絶大なる協力を受けた。ここに記して感謝する。

木村 勲 (国土地理院) 中島最郎 (国土地理院) 安藤 久 (国土地理院)

## Compilation of the Results of the Antarctic Reseach Activities of the GSI

Isao Kimura (GSI) Sairo Nakajima (GSI) Hisashi Ando (GSI)

### はじめに

国土地理院では、南極観測事業として測量と地図作成を実施し、1985年3月には、第1次隊から第25次隊までの測量成果をまとめ、成果集録を刊行した。その後第42次隊までの17年間、新たに測量された成果を今回新しい測地基準系に基づく座標及び各測量記録をまとめ、技術資料として新しい成果集録を作成した。南極での位置情報は、測量はもちろん、雪上車のナビゲーションにおいても現在はすべてGPSを利用しており、最近では基準点成果や地形図においてGPS利用可能な座標改訂が望まれていた。今回、全ての基準点ではないが、基準点成果をGPSでの利用可能な新しい世界測地系に移行し、成果改訂を実施した。今後は地形図もGIS(地理情報システム)利用可能なデジタルデータ化が求められるであろうが、今回は成果改訂と測量記録を収めた成果集録が完成したので、その概要を報告する。

### 成果集録の概要

成果集録は、26次隊から32次隊までセールロンダーネ山地域基準点成果、空中写真撮影などの記録も掲載しているが、測量の分野で画期的に変革したGPSによる基準点測量によって、新たな世界測地系の成果を算出した33次隊以降のプリンスオラフ海岸・リュツォホルム湾地域の改定成果を主に収めている。また、空中写真撮影では、カラー空中写真図作成のための撮影が1991年から本格的に始まり、オングル島、ラングホブデ、スカルプスネス、テレン地区で1/2,000から1/30,000で撮影し、ほぼリュツォホルム湾を終えた。なお、今年度44次隊でプリンスオラフ海岸地域の撮影を予定している。カラー写真図は、詳細な地形把握や調査研究を行うために1/2,500及び1/10,000で77面作成した。特徴としては、昭和基地周辺は、1/2,500、その他は1/10,000で作成しており、数値データとして50mメッシュのDEMとTIFFの正射画像データを持っている。

その他、測地関係では、絶対および相対重力測量の成果、地磁気測量の成果、さらに2000年にラングホブデ地区に設置した太陽発電と風力発電で作動する無人GPS固定観測点の結果を掲載した。測図関係では、空中写真撮影記録、対空標識設置一覧、地図作成一覧など盛り込んだ成果集と、これまで発行した全ての地形図を納めて「南極地域 基準点・

重力・地磁気・空中写真及び地図成果集録(2)」として関係機関に配布した。

南極地域の測量の基準には、長い間「測地基準系1967(GRS1967)」が用いられ、基準点測量や地形図の作成には、これに基づき実施・作成されてきた。その後1998年のSCARの総会においてITRF(国際地球基準座標系)に改訂するよう勧告されたことから、ITRFに基づく基準点の成果改訂に着手した。

また、この間1995年には昭和基地にGPS連続観測点が設置され、24時間の連続観測が開始された。2001年3月には、昭和基地のGPS連続観測点およびVLBI観測点(昭和基地多目的アンテナ)がいずれもITRFに登録され(写真-1)、GPS連続観測点を実質的に南極・昭和基地および周辺地域における測量の原点となった。さらにIERS(国際地球回転観測事業)が2000年版の国際地球基準座標系ITRF2000の座標値を公表したため、今回の成果改訂は、この座標値を基に測量および計算値を算出した。

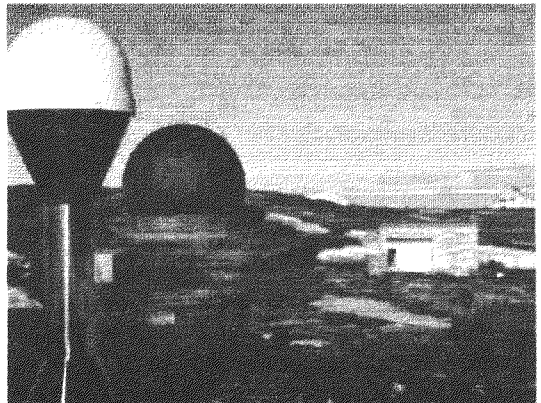


写真-1 GPS連続観測点とVLBI観測点

### 現状と問題点

過去の基準点新設は、直接多角結合できない露岩地区では、それぞれその地区で太陽による簡易天文観測によって天測点の位置を決定し、その周辺の基準点の位置を求めていた。特にプリンスオラフ海岸地域は、小さな露岩地区がそれぞれ点々と離れているため、まったく昭和基地と結合されていない。(図-1) さらに精度面でも各地区バラバラで、なかに

は緯度・経度で数秒から大きいところで2分も違っている地区もある。また、リュツォホルム湾地域においても同様の露岩地区が存在しており、これらの地区では、GPS 測量を実施して、昭和基地との結合を実施しなければ成果の改訂は無理である。今回の成果集録では、各露岩地区において 24 時間以上の GPS 観測を実施した既設基準点を基に、その地区の全基準点に対して測量および計算で算出し、成果を求めるとともに、その区分も標記した。なお、標高については旧成果をそのまま使用した。しかし、プリンスオラフ海岸・リュツォホルム湾地域全 236 点のうち、主な露岩地区では、ほぼ測量を終えたが、小地区の 20 地区 83 点で GPS 測量を実施していないため、計算値も算出できず、世界測地系の成果がない。なお、セールロンダーネ地域では GPS 測量を一部実施しているが単独測位であることや、やまと山脈では GPS 測量を実施していないため、世界測地系の成果は算出していない。

さらに、1969 年にオングル島からパツダまで長距離多角測量で結合して、統一座標系でまとめており、そのため、多角網が結合していない地区や、観測以前（1969 年）に作成した 1/25,000 地形図の図葉とでは、基準点が統一されて計算されておらず、図郭を境にズレが生じているようにみえる地区がある。これらの地形図は、やはり、基準点を世界測地系の座標に全て変換することが必要であり、そのためにも重点的に改測地区を選び、地道に測量していかなければ解決されない。

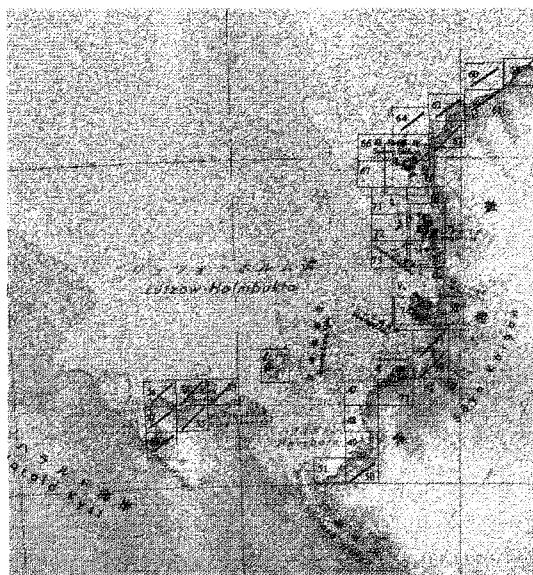


図-1 リュツォホルム湾で基準点改測されていない主な地域（斜線地区）

#### おわりに

基準点成果では、まだ全体の 3 分の 1 が世界測地系の成果に計算できていない状況である。これらは、主に小さな露岩地区の基準点を GPS 測量による改

測を実施していないことが理由であって、観測地区を計画的に実施していけば、解決できる。しかし、地区によっては、夏オペレーションでの観測では困難な地区が残っていることも事実である。さらに地形図については、GIS で利用できるようにベクトルデータ化が急務であるが、これについても全ての基準点成果改訂と併せて作業を進めているところである。

# 13

## 絶対重力測定による超伝導重力計 (TT70 #016) の検定

岩野祥子 (京大院理) ・ 木村勲 (国土地理院) ・ 土井浩一郎 (極地研)  
福田洋一 (京大院理) ・ 田村良明 (国立天文台)

### Calibration of the Superconducting Gravimeter (TT70 #016) at Syowa Station Using Absolute Gravity Measurements

Sachiko IWANO (Kyoto Univ.), Isao KIMURA (GSI), Koichiro DOI (NIPR),  
Yoichi FUKUDA (Kyoto Univ.) and Yoshiaki TAMURA (NAO)

#### 1. はじめに

南極昭和基地では 1993 年 3 月より超伝導重力計 (以下、SG) による重力の連続観測が行われている。SG はすぐれた長期安定性と分解能を持ち、地球自由振動、地球潮汐、海洋潮汐、極運動などの様々な現象の解明に役立てられている。しかしながら、SG は絶対重力計であるため、これらの研究に利用するためには、絶対重力計との比較観測による感度検定が必要である。

昭和基地ではこれまでに、1995 年 (JARE36) に実施された絶対重力測定を用いて SG の検定が行われている (青山他, 1997)。JARE36 でも JARE42 で使用したのと同じ可搬型絶対重力計 FG5 を使用しているが、中緯度に比べ重力の大きい極域での初めての観測であったため、スーパースプリングにトラブルが発生するなど、SG の検定としては必ずしも信頼できる値が得られなかった。

現在昭和基地で稼働中の SG TT70 #016 は、年 2~3 回の液体ヘリウム充填作業を必要とするが、これにより環境ノイズの少ない状況で行うべき重力観測に、周期的に人工ノイズが生じ、検定精度を落とす原因にもなっている。また、液化機の保守・運用に伴う負担が大きいなどの問題点も指摘されている。これらの問題を解決する目的もあり、JARE44 (2002-2004) では、新しい重力計 RSG 型の導入が計画されている。RSG 型は、重力計自体に再冷凍システムを備え、液体ヘリウムの補充を必要としない。また、重力計センサー、エレクトロニクス、データシステムを遠隔操作できるように設計されているため、南極における SG 観測の精度向上ならびに省力化に寄与するものと期待されている。RSG 型との感度の違い、ゼロ点のオフセットの問題をおさえ、これまで 10 年間の SG データを有効に利用するためにも、SG 入れ替えの前に TT70 #016 の感度を正確に決めておく必要がある。

#### 2. データ

JARE42 では 2000 年 12 月 29 日から 2001 年 1 月 25 日までの約 1 ヶ月間、FG5 #203 を用いた絶対重力測定を行った。この間、10 秒間隔の 120 回の落下を 1 セットとするデータを、約 900 セット取得した。しかし、2001 年 1 月 13 日に開始したヘリウムの液化作業に伴い、それ以降の SG、FG5 データにノイズが混入し始めたため、SG の検定には 2000 年 12 月 29 日から 2001 年 1 月 13 日の 16 日間のデータを使用した。なお、原因は明らかではないが、ヨウ素安定化ヘリウムネオンレーザーのロックがはずれることが度々あり、レーザーがはずれた後の測定値は乱れ、そのセットの SD は大きくなっている。

SG データは、重力信号、GEP-2 の制御信号、環境パラメータなどの 14CH を 1 秒サンプリングで取得している。2001 年 1 月 5 日に原因不明のステップが生じたが、それ以外は正常に記録されている。

#### 3. 解析方法

FG5 のデータには、1 落下毎にレーザー速度補正、重力を計算する高さの補正、鉛直勾配補正を施した。このデータから、観測期間中の潮汐予測値を差し引き、残差データの中央値から  $500 \mu \text{Gal}$  以上外れるデータを除去した。次に、残った全データで平均をとり、平均値から  $300 \mu \text{Gal}$  以上外れるデータを除去した。

このようにして異常値を取り除いた FG5 データに対して、同時刻の SG (GGP1) データを取り出し線形回帰を行った。さらに、平均値から  $3\sigma$  以上外れるデータを除去する作業を 2 回繰り返した。

以上の方法で異常値を取り除いた FG5 データと SG データを用い、最小 2 乗法による線形回帰によりスケールファクターを計算した。

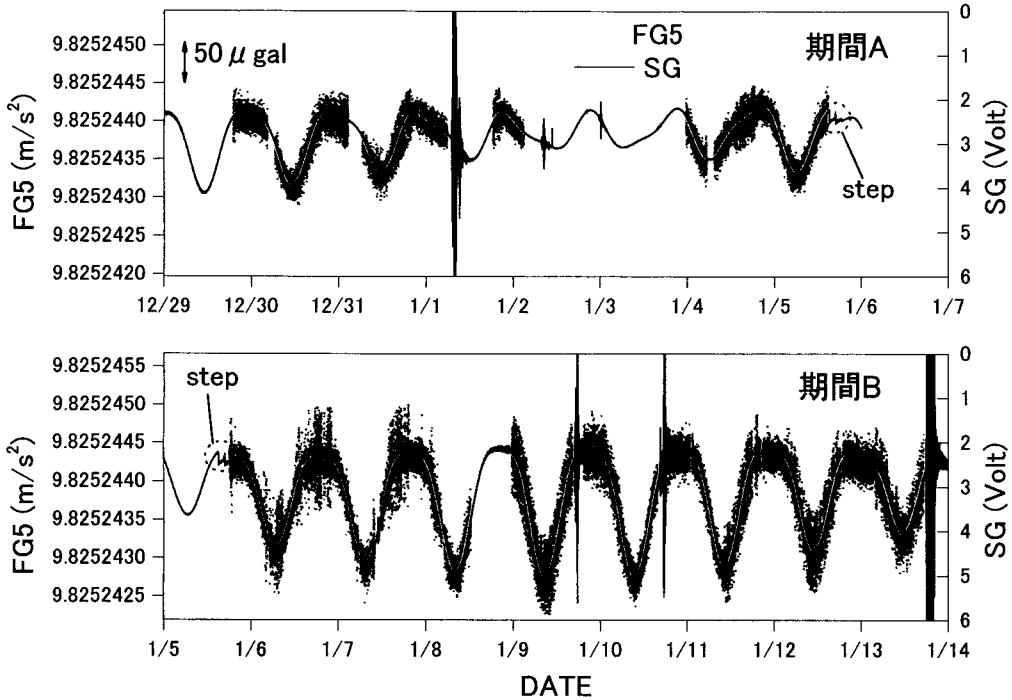


図1 異常値を除去したFG5およびSG (GGP1) データ (10秒サンプリング)

#### 4. 結果

スケールファクターの決定にあたっては、まず、SG データに生じた 2001 年 1 月 5 日のステップを考慮して、2000 年 12 月 29 日から 2001 年 1 月 5 日(期間 A)、2001 年 1 月 5 日から 1 月 13 日(期間 B) の 2 区間に分けて計算を行った(結果 1,2)。次に、1 月 5 日の SG のステップ量を見積もり、期間 A,B を統合した全期間(期間 C) のデータを用いた処理を行った(結果 3)。さらに、地震が発生して大きく乱れているデータを除いて、それぞれの期間 A,B,C におけるスケールファクターを求めた(結果 4,5,6)。

図 1 に、異常値を取り除いた後の FG5 および SG のデータを示す。また、得られたスケールファクターを表 1 と図 2 に示す。なお、表 1 と図 2 には、参考のため、JARE36 における、地震を含む期間と含まない期間における結果(それぞれ、結果 7,8)と、ラコスト重力計の 1 年間の記録から決定された、現在使われているスケールファクター(結果 9)(Kanao and Sato, 1995)を示している。

表 1 によると、SG TT70 #016 のスケールファクターとしては、結果 6 の  $-58.066 \pm 0.075$  の誤差が最も小さい。なお、JARE42 で得られたスケールファクターは、いずれも、ラコスト重力計で決定された、現在使用されている値の誤差の範囲内である。

表 1. スケールファクター (S.F.)

結果	期間	S.F.	誤差 (%)	データ数
1	A	-57.732	0.182 (0.32)	25,489
2	B	-57.896	0.097 (0.17)	40,943
3	C	-57.875	0.082 (0.14)	66,432
4	A	-57.876	0.135 (0.23)	22,383
5	B	-58.099	0.093 (0.16)	38,633
6	C	-58.066	0.075 (0.13)	61,016
7	D	-56.907	0.140 (0.25)	12,824
8	E	-57.109	0.147 (0.26)	8,038
9	F	-57.965	約 1%	—

(スケールファクターの単位:  $\mu$  Gal/Volt)

\*期間

- A : 2000/12/29~2001/1/5 (JARE42)
- B : 2001/1/5~1/13 (JARE42)
- C : 2000/12/29~2001/1/13 (JARE42)
- D : 1995/1/25~1/29 (JARE36)
- E : 1995/1/25~1/27 (JARE36)
- F : 1992/2/17~1992/12/12 (JARE33)



**\*\*結果**

- 1~3 : JARE42 地震を含む
- 4~6 : JARE42 地震を除く
- 7 : JARE36 地震を含む
- 8 : JARE36 地震を除く
- 9 : ラコスト重力計で求めた値

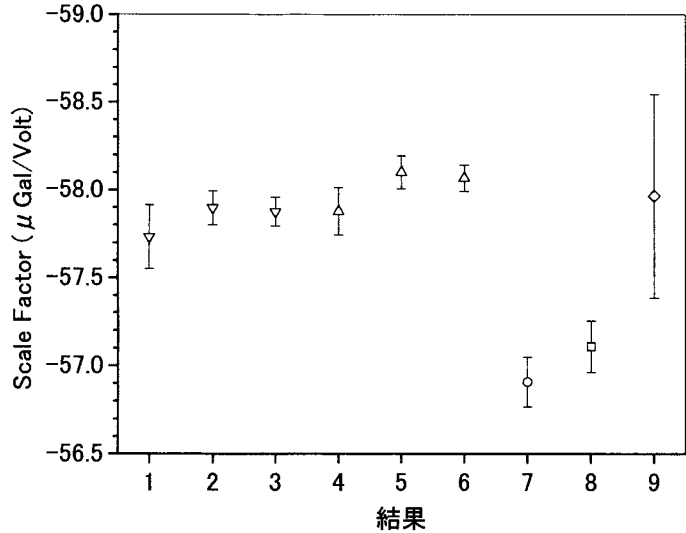


図2 スケールファクター

**5. 考察およびまとめ**

図1から分かるように、期間Aは期間Bと比較して潮汐振幅の小さな時期にあたり、また、使用できるデータ数も少ないことから、スケールファクターの決定誤差が大きい。JARE36と同様、JARE42の結果にも、地震を含むデータから求めたスケールファクターの絶対値の方が、地震を含まないデータから求めた値より小さく求まるという傾向が見られた。スケールファクターの決定精度には、データ数とともに潮汐振幅が大きく作用し、例えばJARE36の結果7では、データ数はJARE42の結果1の半分程度であるにも関わらず、決定精度は結果1よりも良い。これは、JARE36の期間Dが、潮汐振幅の最大の時期にあたるためである。すなわち、用いるデータの質（ノイズレベル、潮汐振幅）を工夫することにより、短期間の絶対重力測定データでスケールファクターを高精度に決定できる可能性がある。

すでに述べたように、JARE42の絶対重力測定においては、ヨウ素安定化ヘリウムネオンレーザーのロックがしばしばはずれるという問題が起きた。その原因を特定することは難しいが、FG5の測定条件として、室温を15~25℃の範囲で温度変化を±2.5℃以下に抑えて測定すべきという条件があるのに対し、実際には19.6~29.0℃の室温変化があったことが原因の一つであることは間違いなさそうである。また、各種観測の引継ぎやヘリウムの液化作業で、重力計室への人の出入りが増え、建物の振動や人工ノイズが増加するとともに、頻繁な扉の開閉により、特に夏場になると盛んな雲母を含む砂塵が室内に入ってくることも、測定環境を悪くする原因の一つである。

これら問題点の改善策として、

- 1) 絶対重力測定の実施場所を変更する（例えば地震計室）などして、絶対重力観測を行っている現場に人が立ち入らないようにする
- 2) 室温の管理を徹底して行う（重力計室の空調設備は、今のところ換気扇のみである）
- 3) 潮汐振幅の大きい時期に、確実に良好なデータを連続して取得できるよう、器械の調整、スケジュールの調整を行う

などのことが考えられよう。新しく導入するRSG型の検定も、JARE45で計画されている。その際には、これまでに述べたような点に十分留意し、両重力計の性能を最大限に発揮した良好なデータを確実に取得できるよう、綿密な計画と着実な準備を進める必要がある。

なお、TT70 #016の感度としては、これまではラコスト重力計による検定値を採用していた。今回のFG5の結果から、今までの昭和SG関連の論文での振幅の議論における検定誤差の影響は、0.17%程度であることが分かった。

**参考文献**

青山他：第6回超伝導重力計ワークショップ収録（1997）.  
Kanao, M. and T. Sato : Proc. 12th Int Symp. Earth Tides, ed. H. T. Hsu, Science Press, Beijing (1995) .

## 昭和基地で観測された南極振動に起因する重力変化

青木 茂・土井 浩一郎・渋谷 和雄(極地研 南極環境モニタリング研究センター)

### Gravity changes at Syowa Station caused by the Antarctic Oscillation

Shigeru Aoki · Koichiro Doi · Kazuo Shibuya (NIPR CAEM)

#### はじめに

重力観測の精度の向上に伴い、大気や海洋の変化を重力を通して把握することが可能になってきた。気候変動シグナルの検出は、近年の衛星重力ミッション、特に GRACE のような時間変動ミッションの主要な課題のひとつにも挙げられている。南極域においては、内陸部では、積雪を含む大気場の変化を検出できる可能性がある。また南極は周囲を海洋に囲まれているため、沿岸に近い固体圏は海洋変動の大きな影響をうけているものと考えられる。

近年、南半球中・高緯度域の大気場においては、大気再解析データの解析により、南極振動 (Antarctic Oscillationあるいは Southern Hemisphere Annular Mode 南半球環状モード、ここでは「南極振動」をもちいる) が指摘されており、ドミナントなモードとして報告されている (Gong and Wang, 1999; Thompson and Wallace, 2000)。この変動は、南極大陸上に変動の中心があり、南緯 40 から 50 度を経度方向に一周する形で逆位相の変動域がある環状構造をもっており、成層圏下部や対流圏において確認されている。時間的にも、数日程度の時間スケールから数十年スケール (Thompson and Solomon, 2002) にいたる広範な変動帯域をもつ。また、大気だけではなく、南極沿岸の水位にも、季節内変動としてコヒーレントな変動が見られることが分かった (Aoki, 2002)。この水位変動は、南極振動に伴う海上風の変化によりエクマンドリフトが変動するために生じると推定されている。海上風の変動が周回構造を持つため、それに伴い南極全周の沿岸水位が一様に变化することになる。

このような大気-海洋結合系における大規模かつコヒーレントな変化は、地表で観測される重力の変化にも大きな影響を与えるものと予想される。またこうした変動が季節内スケールで大きな信号を持つことは、GRACE ミッションのデータに基づき季節変動を解釈する際にもノイズあるいはエイリアジングといった問題を引き起こす可能性がある。本研究では、昭和基地の超伝導重力計の重力データを用いて、南極振動が実際に重力変化としてとらえられているのか、またどのようにして重力変化を引き起こすのかといったこ

とについて考察した。

#### データ

昭和基地における重力・海水位・地上気圧について、1995年から1999年の4.7年間のデータに基づいて解析を行なった。超伝導重力計のデータと潮位計のデータについては BAYTAP-G (Ishiguro et al., 1981; Tamura et al., 1991) により短周期潮汐成分を除いた。地上気圧については、日平均値を用いた。これらの変動と南極振動との関係を調べるために、NOAA/CPC の日平均 Antarctic Oscillation Index (以下、南極振動指数とする) を利用した。ここでは Aoki (2002) により有意なコヒーレント構造が確認された 100 日以下の変動成分について考察する。

#### 結果と議論

図 1 に 1998 年から 1999 年 9 月までの約 2 年間について、各成分の変動の様子を示す。重力変化と水位変動の間には、いくつかの共通したアノマリーが見られる。また、南極振動指数については、逆位相を示しているようにみられる。重力変化と水位変化の相関係数は 0.35、地上気圧とは 0.08 となった (データ数は 1733)。南極振動指数との相関係数は -0.26 となった。このことから、重力は水位と有意に相関しており、この相関をやや下回るが、南極振動指数とも有意に相関していることが分かった。重力変化の標準偏差は  $0.81 \mu\text{Gal}$ 、水位の標準偏差は  $4.0\text{cm}$ 、地上気圧の標準偏差は  $8.4\text{hPa}$  となった。重力変化に対し、水位変化を最少 2 乗でフィットした場合、 $0.28 \mu\text{Gal}$  が説明できる。また南極振動指数をフィットした場合は、 $0.21 \mu\text{Gal}$  が説明できることになる。ただし、図 1 から分かるように、ここに示した変数の周波数特性は必ずしもコンシステントではなく、今後より詳しい解析が必要である。

南極振動が何らかの形で重力に影響を及ぼしていることが示唆された。大気側の南極振動だけでも重力変化を生じうるが、大気が海洋を動かすことにより、特に沿岸域においては海洋を通した影響が加わる。今後は、実際に大気と海洋がそれぞれどの程度重力変化に貢献しているのかを考えていく必要がある。

る。現在、全球的な気圧データを用いて大気の影響を調べている。また海洋荷重の影響についても検討している。

青木ら(2001)は、GPS を用いて東南極での地殻変動とそれに対する海洋の影響を考察した。重力計に比べて GPS は観測点が豊富で、しかも「環状」に分布しているため、上記のような変動を検出できる可能性があり、今後は GPS を併用した解析を行なう予定である。昭和基地における重力変化をブーゲー勾配  $-2.34 \mu\text{Gal}/\text{cm}$  を用いて地殻変動量としてみた場合  $1.9\text{cm}$  程度となる。基地近傍の沿岸域 ( $70^\circ \text{S}$  以北、 $0^\circ$  から  $80^\circ \text{E}$  の範囲で  $1000\text{m}$  以浅)の海洋荷重の影響だけでも  $0.24\text{cm}$  程度の変化となるが、浅海域については南極全周に渡る影響が予想されるし、

$1000\text{m}$  以深の海域についても影響があることが考えられる。大気側の影響が正確に見積もれるのであれば、むしろ海洋の変動の実態を推定する手がかりを与えることに繋がるかもしれない。

－ 参考文献 －

青木ら(2001):第 21 回南極地学シンポジウム要旨集  
 Aoki (2002): Geophys.Res.Lett., in press.  
 Gong and Wang (1999): Geophys.Res.Lett.,459-462.  
 Ishiguro et al.(1981): Proc.9<sup>th</sup> I. S.E.T., 283-292.  
 Tamura et al.(1991): Geophys.J.Int. 507-516.  
 Thompson and Wallace (2000): J.Clim. 1000-1016.  
 Thompson and Solomon(2002): Science 895-899.

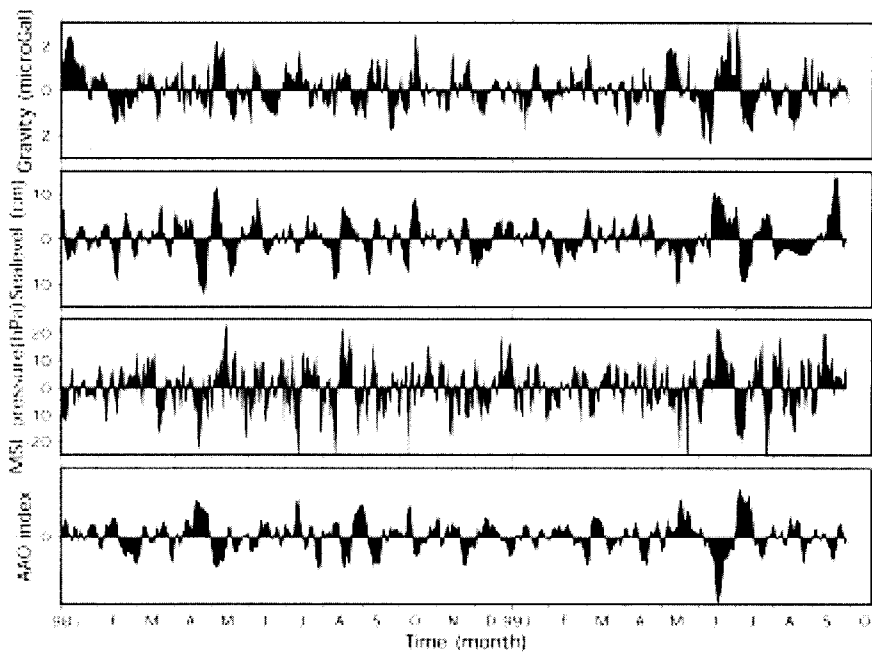


図1 (上から)昭和基地における重力・水位・地上気圧、および南極振動指数の短周期時間変化。

## 南極昭和基地のデータを用いた最下部マントルにおける S 波速度異方性について

白井佑介<sup>1</sup>, 平松良浩<sup>1</sup>, 古本宗充<sup>1</sup>, 金尾政紀<sup>2</sup>

1: 金沢大学大学院自然科学研究科

2: 国立極地研究所

### Anisotropy of shear wave velocity in the lowermost mantle using broad-band data recorded at Syowa station in Antarctica

Yusuke USUI<sup>1</sup>, Yoshihiro HIRAMATSU<sup>1</sup>, Muneyoshi FURUMOTO<sup>1</sup>, Masaki KANAO<sup>2</sup>

1: Graduate School of Natural Science and Technology, Kanazawa University

2: National Institute of Polar Research

#### はじめに

最下部マントルに地震波速度異常があることは古くから知られている。*Bullen* (1949)は *Core-Mantle Boundary* (以下 CMB)から上数百 km の領域に地震波速度が急激に減少することが示し D''層と名づけた。その後多くの研究が行われ、D''層最上部で速度が 2-3%急激に増加し、CMB に向かって負の速度勾配を持つことがいくつかの地域で報告されている (*Lay and Helmberger*, 1983; *Young and Lay*, 1987)。この不連続面の存在はグローバルなマントルの速度分布で見ると高速度領域で見られ、逆に中央太平洋などの低速度領域では見られない。また CMB 直上の 5-40km で P 波速度が 10%減少する超低速度層の存在も報告されている (*Ritsema et al.*, 1997)。このような最下部マントルでの速度不均質は、マントル対流などの全マントルのダイナミクスを反映しているものと思われ、マントル最下部での性質を明らかにすることは重要である。

この D''層には S 波速度異方性があることが報告されている。これまで D''層の S 波速度異方性はアラスカやカリブ海地域で報告されており (*Kendall and Silver*, 1996; *Garnero and Lay*, 1997)、D''層の異方性は鉛直方向に対称軸を持つ *transverse isotropy* と仮定し解析が行われている。それによると一般に D''層を通る S 波は *longitudinal component* である SV 波が *transverse component* である SH 波よりも数秒到着が遅れることが観測され、最下部マントルで速度が 2-3%異なることが報告されている。異方性は地球内部の鉱物の結晶またはクラックの選択配向によって生じ、どの方向に選択配向するかは地球内部の応力・歪の場によって決まる。異方性を解析すること

によりマントル対流などの流れの場を知ることができる。本研究ではマントル対流の根底に位置する D''層の異方性を解析し流れの場を知ることが目的として、核反射波 *ScS* 波と核回折波 *S<sub>diff</sub>* 波を用いてオーストラリア大陸南部の南極海の下の D''層における S 波速度異方性の解析を行った。特に走時差解析と波形モデリングによる D''層の地震波速度・密度構造解析を行った。

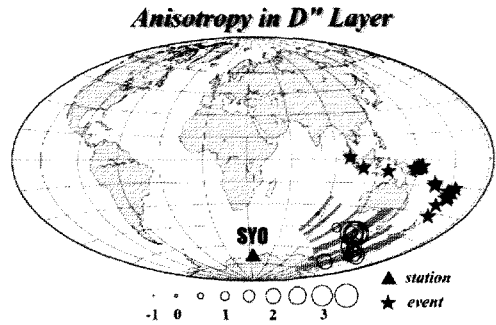


図 1: 解析で使用了地震の震央分布と異方性の強さをプロットしたもの

#### データ

本研究で解析に用いたデータは 1990 年から 2001 年までに世界各地で起こった深発地震を、南極昭和基地 (緯度-69.0088 度、経度 39.5921 度) の STS-1 広帯域地震計で記録されたものを用いた。その中からマグニチュード、震央距離、震源の深さに制限を加えデータを選出した。マグニチュードは地球深部を通る地震波を解析に用いるために 6.0 以上のものを用いた。震源の深さについては震源側の上部マントル異方性の影響をなるべく受けないように 100km 以深のものを用いた。その結果、図 1 に見られるよ

うにインドネシアからトンガ-ケルマディックまでのプレート沈み込み帯で起こったイベントについて解析を行った。

### 上部マントル異方性の補正

地球内部には D''層の他に、地殻・上部マントルにも強い異方性があることが知られている。本研究で用いる地震波の生波形には、D''層と震源側・観測点側の上部マントルや地殻内の異方性の影響を受けている。よって D''層の異方性を見るためにはこれらの異方性の影響を取り除かなければならない。本研究では SKS 波を用いた *Silver and Chan* (1991)の方法により観測点側の上部マントル異方性について補正を行った。震源側については補正が困難であるために他の論文と同じく無視して解析を進めることにした。なおこの上部マントル異方性は速い方向と遅い方向の波の間に 1 秒弱の到着時間差を引き起こしている。

### $\Delta T_{SV-SH}$ 走時差解析

D''層の異方性は一般に震源-観測点間の組み合わせに限りがあるため、方位によって異なる *azimuthal anisotropy* よりも *transverse isotropy* を仮定し解析が行われている。本研究でも *transverse isotropy* を仮定し、D''層を通る地震波のうち ScS 波と S<sub>diff</sub> 波についてそれぞれの SV 成分と SH 成分の走時差を読み取った。それによると SV 成分のほうが SH 成分よりも数秒到着が遅れていることがわかった (図 2)。それぞれの波の SV 成分の到着時間から SH 成分の到着時間を引いた ( $\Delta T_{SV-SH}$ ) 値は -0.6 秒~6.0 秒であった。±1.0 秒を誤差の範囲としても、データの大半で 2-4 秒 SV 成分の到着が遅いことがわかる。これは先の上部マントル異方性の解析において、観測点側の異方性の大きさよりも、D''層の異方性が強いことを示している。また図 2 から震央距離ごとに時間差が大きくなっている。またそれは図 3 から D''層に深く進入すればするほど大きくなっていることが読み取れる。これは D''層を通る距離が長いほど異方性の影響を受けるものと考えられる。

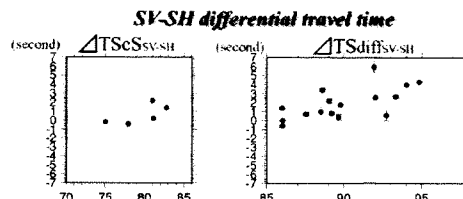


図 2: SV-SH の到着時間差をプロットしたもの

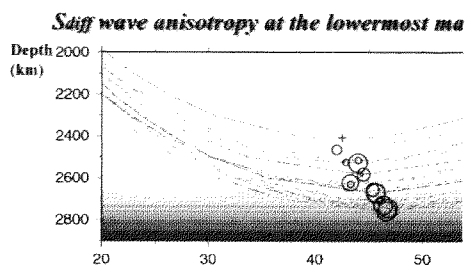


図 3: Sdiff 波の最深点に異方性の大きさをプロットしたもの

### 波形モデリング

最下部マントルの速度構造を詳細に知るために、本研究では理論波形を計算し観測波形と合うようなモデルを求める波形モデリングを行っている。理論波形計算法は *Direct Solution Method* (*Geller and Ohminato*, 1994; *Geller and Takeuchi*, 1995)を用いた。Reference Model は PREM (*Dziewonski and Anderson*, 1981)モデルとし、CMB から上約 500km までの構造を SV 波と SH 波について別々に変え、観測波形の走時と振幅が合うようにモデルを変えることにした。初めに PREM モデルと D''層最上部に速度不連続面がある SYLO (*Young and Lay*, 1987)モデル、D''層で負の速度勾配を持つ M1 (*Pulliam and Sen*, 1998)モデルの 3 つのモデルから理論波形を計算し、どのモデルから計算した理論波形が観測波形に近いかを見ることにした (図 4)。結果、SH 波については PREM や SYLO に近いが、観測波形のほうが若干速く、SV 波に関しては M1 モデルに近いことがわかった。今回の解析地域でもっともよく合うモデルは現在解析中である。

### まとめ

$\Delta T_{SV-SH}$  走時差解析によりオーストラリア大陸南

部の南極海の下の D''層は、ScS 波と  $S_{diff}$  波とも SV 成分が SH 成分より数秒到着が遅いことがわかった。D''層を通る距離を約 2000km、最下部マントルの S 波速度を 7.2km/s と仮定すると、3 秒の到着時間差は速度が約 1.5%異なることを意味する。よって本研究の解析地域において考えられる D''層の速度構造は、深さ約 2600km 以深で SV と SH で速度が 1-3% 異なり、SH については PREM のような速度勾配で若干速く、SV については M1 のように負の速度勾配をもつ構造をしているものと思われる。今後データを増やし、また南極大陸の他の観測点のデータを用いて解析を行い、南極周辺の D''層の異方性速度構造を明らかにする予定である。

#### Comparison of S wave data and synthetics

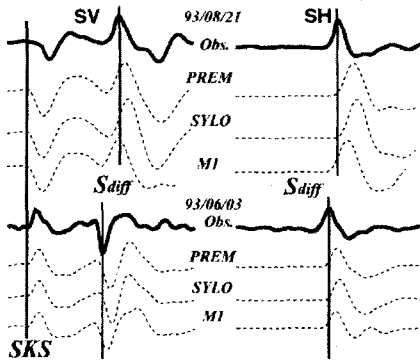


図 4：観測波形とモデルから計算した理論波形を並べて比較したもの

#### Reference

- Bullen, K. E., Compressibility-pressure hypothesis and the Earth's interior, *Mon. Not. R. astr. Soc.*, **5**, 355-368, 1949.
- Dziewonski, A. M. and Anderson, D. L., Preliminary reference earth model, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 297-356, 1981.
- Garnero, E. J. and Lay, T., Lateral variations in lowermost mantle shear wave anisotropy beneath the north Pacific and Alaska, *J. Geophys. Res.*, **102**, 8121-8135, 1997.
- Geller, R. J., and Ohminato, T., Computation of synthetic seismograms and their partial derivatives for heterogeneous media with arbitrary natural boundary conditions using direct solution method, *Geophys. J. Int.*, **116**, 421-446, 1994.
- Geller, R. J., and Takeuchi, N., A new method for computing highly accurate DSM synthetic seismograms, *Geophys. J. Int.*, **123**, 449-470, 1995.
- Kendall, J. M. and Silver, P. G., Constrains from seismic anisotropy on the nature of the lowermost mantle, *nature*, **381**, 409-412, 1996.
- Lay, T., and Helmberger, D. V., A lower mantle S-wave triplication and the shear velocity structure of D'', *Geophys. J. R. astr. Soc.*, **75**, 799-837, 1983.
- Pulliam, J., and Sen, M. K., Seismic anisotropy in the core-mantle transition zone, *Geophys. J. Int.*, **135**, 113-128, 1998.
- Ritsema, J., and Garnero, E. J., A strongly negative shear velocity gradient and lateral variability in the lowermost mantle beneath the Pacific, *J. Geophys. Res.*, **102**, 20395-20411, 1997.
- Silver, P. G., and Chan, W. W., Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, *J. Geophys. Res.*, **96**, 16429-16454, 1991.
- Young, C. J., and Lay, Y., Evidence for a shear velocity discontinuity in the lower mantle beneath India and Indian Ocean, *Phys. Earth. Planet. Inter.*, **49**, 37-53, 1987.

## Crustal S-velocity models beneath continental margins in Antarctica inferred from genetic algorithm inversion for teleseismic receiver functions

Masaki Kanao<sup>1</sup>, Takuo Shibutani<sup>2</sup> and Atsuki Kubo<sup>3</sup>

<sup>1</sup> National Institute of Polar Research, <sup>2</sup> Disaster Prevention Research Institute, Kyoto

University, <sup>3</sup> National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention

Seismic shear velocity models of the crust and the uppermost mantle were investigated by teleseismic receiver functions inversion beneath the permanent stations at the continental margins in Antarctica. In order to eliminate the starting model dependency, non-linear Genetic Algorithm (GA) was newly introduced in the time domain inversion of the radial receiver functions at each station.

To derive the structural response (receiver function) beneath the recording station, the source-equalization method (Langston, 1979) was applied to the *P*-waveforms of teleseismic events. Crustal response was isolated from that of the instrument and effective seismic source function. Since the receiver functions are sensitive to *P*-to-*S* conversions through the interfaces beneath the recording station, the inversion result produces a shear wave velocity structure. By applying these method, receiver functions were obtained at the Mawson Station (67.6°S, 62.9°E; MAW) for 20 earthquakes in the period from August 1990 to August 1993 offered from the Australian Geological Survey Organisation (AGSO). In the inversion procedure, we use the weighting-stacked receiver functions for all the original traces in the 60°-130° back-azimuths. The incoherent noise can be suppressed by stacking, while the coherent signals are enhanced. Weighting-center for the stacking were 120°-130°, where the maximum numbers of original traces were obtained. The stacking-weight for each trace was defined according to the angles between the back-azimuth and the weighting-center.

The inversion of the receiver functions to recover crustal and uppermost mantle structure is widely recognized to be sensitive to the starting model if a conventional linearization scheme is employed (Ammon *et al.*, 1990). Such difficulties, however, can be overcome by

employing an inversion scheme based on a Genetic Algorithm (GA) (Shibutani *et al.*, 1996). This approach makes use of a 'cloud' or 'population' of models to minimize the dependence on a starting model; a set of 'biological' analogues are used to produce new generations of models from previous generations, with preferential development of models with a good fit between observed and theoretical receiver functions. The approach provides a good sampling of the model space, and enables the estimation of the shear-wave speed distribution in the crust, along with an indication of the ratio between *V<sub>p</sub>* and *V<sub>s</sub>*. Many models with an acceptable fit to data are generated during the inversion, and a stable crustal model is produced by employing a weighted average of the best 1,000 models encountered in the development of the GA. The weighting is based on the inverse of the misfit for each model, so that the best fitting models have the greatest influence (Fig. 1).

Non-linear GA was applied for the time domain inversion for the weighting-stacked radial receiver functions of MAW. In the GA inversion, the crust and the upper most mantle down to 60 km were modeled with six major layers. The model parameters in each layer are the thickness, the *V<sub>s</sub>* at the upper boundary, the *V<sub>s</sub>* at the lower boundary, and the *V<sub>p</sub>*/*V<sub>s</sub>* ratio. The *V<sub>s</sub>* for each layer is constructed by linearly connecting the values at the upper and the lower boundaries, to give a sequence of constant velocity-gradient segments separated by velocity discontinuities. A smoothness constraint in the inversion was implemented by minimizing a roughness norm of the velocity model (Ammon *et al.*, 1990). After examining the trade-off curves between the model roughness and waveform-fit residuals, we select the most suitable pair of the above parameters. A number of iterations, up to 200 are carried out

in the inversion in order to reduce the waveform-fit residuals (misfit-values) to an acceptable value, and the most stable solutions are adopted as the final models (Fig. 2). We obtained 50 population models for each iteration, then totally selected  $200 \times 50 = 10,000$  models to determine the best fitted one.

The waveform fits between synthetic and observed receiver functions (Fig. 3) are fairly well when examined in detail and the values within standard error bounding, indicating adequate inversion procedures with reasonable smoothness constrained. There are several noticeable later phases for all traces after the *P*-arrival; for example, large amplitudes are recognized around 4-5 s, which are considered to be the directly converted *P*s at the Moho. Intra-crustal converted phases are recognized around 1-2 s and 2.5-3.5 s, which imply mid-crustal velocity discontinuities. Later phases, after around 7 s, have a rather worse waveform fit compared with the earlier phases, because of relatively poor signal-to-noise ratios for these later phases.

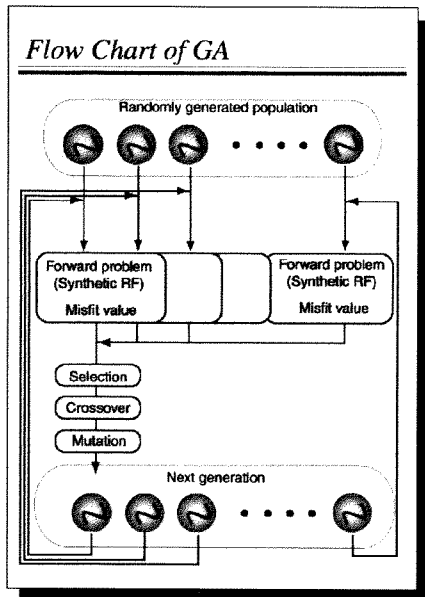


Fig. 1; Flow chart of Genetic Algorithm (GA) for geophysical problems. Beginning with a randomly generated initial population and corresponding misfit values which are defined by square sum of the difference between the receiver function predicted for

each model and that obtained from observed waveforms, succeeding populations are created by selection, crossover and mutation.

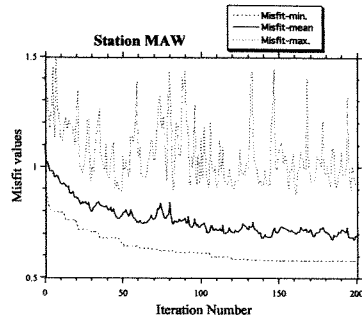


Fig. 2; Misfit values vs. the number of iteration during the GA inversion for the station MAW. Variations in the mean, the minimum and the maximum misfit values among the each population are drawn to reach the stable values.

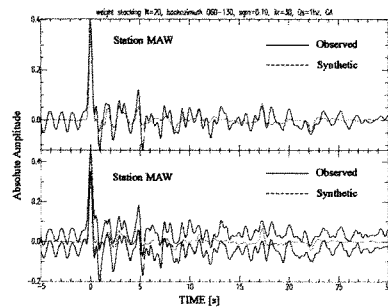


Fig. 3; Synthetic radial receiver functions by assuming the S-wave models and the  $V_p/V_s$  ratio determined by GA inversion (broken traces) compared with observed mean (upper solid trace) and  $\pm 1$  standard error bounding (lower two solid traces) of weight-stacked receiver functions up to 30 s from the *P*-arrival in the  $60^\circ$ - $130^\circ$  back-azimuths at MAW.

The inverted velocity models by both linearized (Kanao et al., 1996) and GA methods, have very sharp Moho discontinuity at depths of 41-43 km. There are high velocity layers in the upper and lower crust at depths of 3-17 km and 25-33 km; which are separated by the low velocity layer around 21 km depth. It is also recognized that there are high velocity zones around the Moho, followed by gradually increasing velocities with depth in the uppermost mantle. The above three high



velocity layers have an association with three main peaks of large amplitude phases within 5 s after the *P*-arrival in the receiver functions (Fig. 3). The sharp Moho corresponds to the largest amplitudes of Moho *Ps* phases in 4.5-5.0 s.

MAW is located in Mac. Robertson Land where Late Proterozoic metamorphic granulite facies rocks have been found. Rb-Sr ages are known to have about the same values around 1000 Ma in an east-west trending 500 km wide belt in the Prydz Bay - Prince Charles Mountains - MAW area (Tingey, 1982) and appear to continue into the Rayner Complex in Enderby Land (Sheraton *et al.*, 1987). As for the tectonic interpretation of the crustal structure around MAW, a very sharp and rather deep Moho around 42 km depth may have a relationship with metamorphism of the surrounding Rayner Complex around the Archaean craton of the Napier Complex. The intrusive Mawson charnockites have an evidence for a compressional plate margin setting of the Proterozoic mobile belt (Young and Ellis, 1991). Depletions of heavy rare earth elements in the low-Ti charnockites suggest that garnet was a residual phase in partial melting, which requires high pressures and an overthickened crust. The deep Moho obtained by receiver function inversion seemed to have been formed by this overthickened crust in the compressional plate margin setting.

In this presentation, shear velocity models of the permanent stations at Antarctic margins belonging to the Federation of Digital Seismographic Networks (FDSN), such as AGSO, GEOSCOPE and IRIS, etc. are presented in relation with geotectonics and crustal evolution of the each terrain. Moreover, the shear velocity models by GA inversion for receiver functions were also determined in eastern Australia (R. D. Hilst *et al.*, 1998), then we will make a comparison with those crustal and the upper mantle structure.

### Reference

- Ammon, C. J., Randall, G. E. and Zandt, G. (1990): On Nonuniqueness of Receiver Function Inversion. *J. Geophys. Res.*, **95**, 15303-15318.
- Kanao, M., Kubo, A. and Shibutani, T. (1996): Crustal velocity models of shear waves in East Antarctica by receiver function inversion of broadband waveforms. *Polar Geosci.*, **9**, 1-15.
- Langston, C. A. (1979): Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves. *J. Geophys. Res.*, **84**, 4749-4762.
- Sheraton, J. W., Tingey, R. J., Black, L. P., Offe, L. A. and Ellis, D. J. (1987): Geology of Enderby Land and western Kemp Land, Antarctica. *Bulletin, Bureau of Mineral Resources, Australia*, **223**, 51.
- Shibutani, T., Sambridge, M. and Kennett, B. L. (1996): Genetic algorithm inversion for receiver functions with application to crust and uppermost mantle structure beneath Eastern Australia. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 1829-1832.
- Tingey, R. J. (1982): The geological evolution of the Prince Charles Mountains - an Antarctic Archaean cratonic block. *Antarctic Geoscience*, ed. by C. Craddock *et al.*, Univ. Wisconsin Press, Madison, 455-464.
- Van der Hilst, R. D., Kennett, B. L. and Shibutani, T. (1998): Upper mantle structure beneath Australia from portable array deployments. *Structure and Evolution of the Australian Continent, Geodynamics* **26**, AGU Press, 39-57.
- Young, D. N. and Ellis, D. J. (1991): The intrusive Mawson charnockites: evidence for a compressional plate margin setting of the Proterozoic mobile belt. *Geological Evolution of Antarctica*, ed. by M. R. A. Thomson *et al.*, Cambridge, Cambridge Univ. Press, 25-31.

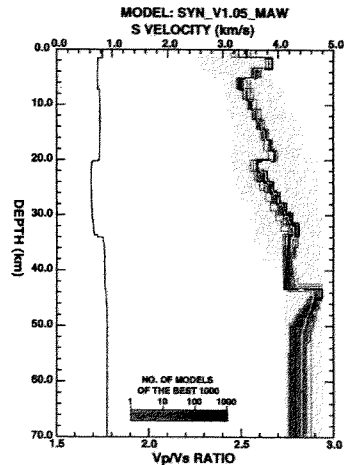


Fig. 4; Seismic velocity model for MAW. For the S-wave velocity, all 10,000 models searched in the GA inversion are shown as the light gray shaded area. The best 1,000 models are shown as the darker gray area. The darkness is logarithmically proportional to the number of the models as shown by the gray scale bar. The best model and the averaged model is shown by the black solid line and the white solid line, respectively. For the *Vp/Vs*, the solid line indicates the averaged model.

# 17 中央ドロンニングモードランド、シルマッヘルヒルズの サフィリングラニュライト

馬場 壮太郎 (琉球大・教育)、大和田 正明 (山口大・理)

## Sapphirine granulite from Schirmacher Hills, central Dronning Maud Land

Sotaro Baba (Univ. of the Ryukyus), Masaaki Owada (Yamaguchi Univ.)

サフィリンはマグネシウム・アルミニウムに富む変成岩に含まれる鉱物であるが、共存する鉱物との安定領域が実験的に明らかにされており、変成作用(特にグラニュライト相)の解析に有用である。含サフィリン片麻岩は東南極の様々な地域からこれまで報告されてきた。中央ドロンニングモードランドでは、Grew(1983)、浅見ほか(1994)、Ishizuka et al. (1995)などの報告がある。本講演では、中央ドロンニングモードランド、シューマッハーヒルより新たに見出されたサフィリングラニュライトについて報告する。

シューマッハーヒルは、南緯 70°45′、東経 11°30′ ~ 11°50′ に位置する東西に 20km、南北 3km の露岩地であり、インドおよびロシアの二国の基地が存在する。大局的に東-西~東北東-西南西のトレンドをもち南に中程度傾斜する。見かけ上、下位の北部から石英長石質片麻岩(チャーノッカイト・塩基性グラニュライトブロックを含む)、眼球状片麻岩、混合帯(泥質変成岩・カルクシリケート・塩基性グラニュライト・チャーノッカイトなど)、ザクロ石-黒雲母片麻岩、黒雲母・黒雲母角閃石片麻岩(一部優白質片麻岩を挟む)よりなる。これらは、初期にグラニュライト相変成作用(チャーノッカイト化作用を伴う)を被り、その後、角閃岩相の変成作用を被ったとされている(Sengupta, 1993)。Grew and Manton (1983)により、黒雲母・黒雲母角閃石片麻岩から 630Ma の変成年代が、また Verma et al. (1987)により 411~608Ma の黒雲母 K-Ar 年代が得られているものの、初期グラニュライト相変成作用は 1200~1000Ma と推定されている(Ravikant and Kundu, 1998)。

演題のサフィリングラニュライトはシューマッハーヒル東部のノボラザレフスカヤ(ノボ)基地内に

産する。ノボ基地周辺は黒雲母片麻岩ないし黒雲母角閃石片麻岩が卓越し、一部にはザクロ石-両輝石塩基性片麻岩やザクロ石-珪線石片麻岩が認められる。サフィリングラニュライトは 0.5x1.0m 程のブロックとして産し、粗粒なザクロ石・斜方輝石・斜長石よりなる塊状部と堇青石、斜方輝石、ザクロ石、黒雲母よりなる縞状構造を示す細粒部に区分される。サフィリンは細粒部で確認され、ザクロ石中に微細な包有物として産するもの、斜方輝石に包有されるもの、堇青石・斜方輝石のシンプレクタイトと共にレリクトとして産するものがある。ザクロ石はパイロープに富み(52mol%)、斜方輝石の  $Al_2O_3$  含有量は最大 10wt.% に達する。斜方輝石の  $Al_2O_3$  含有量から、1000℃の超高温変成作用の存在が予想され、変成作用ピーク時にサフィリン+high Al 斜方輝石+ザクロ石が安定に存在し、等温減圧の後退変成作用によってザクロ石は斜方輝石+堇青石に分解したものと解釈される。

Grew (1983) により同地域で記載された含サフィリン片麻岩は黒雲母、斜長石、ザクロ石、サフィリン (no. 367)、珪線石、黒雲母、ザクロ石、サフィリン、堇青石 (no. 410A) から構成され、斜方輝石を欠く。また、いずれの試料でもサフィリンは斑状変晶として出現するため、今回のものとは異なっている。現時点で、変成年代については不明であるが、東南極に点在する 1000Ma 前後の超高温変成作用(レイナー岩体)との関係を明らかにし、東南極における地殻発達史の詳細を把握することが今後の課題である。

# 18 The Ross-orogenic structural architecture of northern Victoria Land (Antarctica) and the craton-orogen boundary problem

Andreas L. Läufer

Johann Wolfgang Goethe Universität, Geologisch-Paläontologisches Institut,  
Senckenberganlage 32-34, 60054 Frankfurt a. M., Germany

The northern Victoria Land sector of Antarctica is located at the Pacific termination of the Transantarctic Mountains, a high-elevation mountain range extending over 2500 kilometers from the Weddell Sea to the southern Pacific Ocean. The geology of northern Victoria Land is best described in terms of three lithotectonic units, which are from W to E the Wilson, the Bowers, and the Robertson Bay "terrane" (e.g. Kleinschmidt & Tessensohn, 1987). They are interpreted to have formed during W-directed subduction associated with magmatic growth and accretion at the paleo-Pacific active continental margin of Gondwana during the Cambro-Ordovician Ross Orogeny. The boundaries between these units are first-order structural features trending roughly NNW-SSE and paralleling major topographic elements (e.g. the Matusевич or the Rennick glaciers). They have been repeatedly reactivated as extensional and strike-slip faults in Meso-Cenozoic times. The Wilson "terrane" is characterized by a polyphase metamorphic history and consists of low- to high grade metamorphic units intruded by late- to post-kinematic plutonites of the subduction-related Cambro-Ordovician Granite Harbour Intrusives. The intermittent Bowers "terrane" represents a remnant Cambrian oceanic island arc accreted at the active margin. The external Robertson Bay "terrane" consists of distal turbidites of Cambrian to Ordovician age probably deposited on continental crust. Both suffered Ross-age very low- to low-grade metamorphism and are deformed into tight and slightly open folds with a general E- to NE-vergence. The post-Ross-orogenic evolution is expressed by the Devonian to Carboniferous Admiralty granitoids and the Gallipoli volcanics, the latter representing higher-level equivalents of the plutonic rocks, cross-cutting the Bowers and Robertson Bay "terrane". Non-metamorphic clastic rocks of the Permo-Triassic Beacon

Formation and dolerites and lava flows of the Jurassic Ferrar Supergroup seals the older units.

The Wilson "terrane" strikingly features high-grade metamorphic and migmatitic rocks which occur next to low-grade metamorphic metasedimentary units with occasionally well preserved sedimentary structures. The high-grade series locally contain relics of granulite-facies units (e.g. Oates Land). The protolith age of the low-grade units is unknown. However, recent data on detrital zircons indicate a post-Precambrian age (Ireland et al., 1999). The reason for these neighboring but contrasting units could be that (i) the low-grade rocks represent the former sedimentary cover deposited on cratonic basement in a pre-Ross passive margin environment (Fanning et al., 1999), or (ii) the high- and low-grade units represent different crustal sections of the Ross-orogenic active continental margin brought together by major crustal shear zones (Flöttmann and Kleinschmidt, 1991).

A general problem of the Early Paleozoic geology of northern Victoria Land and adjacent regions is the exact location and the character of the western boundary of the Ross Orogen towards the Proterozoic East Antarctic Craton. Several scenarios are possible for this boundary involving (i) W-directed thrusts with or without a molasse basin (e.g. the 500 km wide Wiles Basin as one possibility) in front of the thrusts, (ii) a former back-arc basin somewhere in Oates and/or George-V-Land, or (iii) a continuous transition with gradual decrease of Ross-orogenic deformation towards the craton. The location of the boundary is suggested by aeromagnetic data as well as scarce structural data. A prominent anomaly paralleling the Matusевич Glacier in Oates Land coincides with a late-Ross intra-Wilson "terrane" W-, i.e. cratonward directed thrust system bringing together rocks of different crustal origin and

metamorphic grades (i.e. Exiles thrust in Oates Land: Flöttmann & Kleinschmidt, 1991). Both anomaly and W-directed thrusts are interpreted as being close to the actual craton-Ross orogen boundary which should hence run within or W of Matusевич Glacier. Similarly, another magnetic lineament W of Priestley Glacier in a rough projection of the Matusевич Glacier anomaly, the Central Victoria Land Boundary, is suggested to represent the boundary between Ross Orogen and East Antarctic Craton (Ferraccioli & Bozzo, 1999). Based on phyllites with pan-African ages occurring within the Proterozoic polymetamorphic basement in the Commonwealth Bay area (George-V-Land/Terre Adélie), a more complicated possibility assumes the boundary to extend into the Southern Pacific Ocean, to touch the continent again at Commonwealth Bay, and to finally continue across the Pacific Ocean into the Delamarian Orogen in Australia (Gibson & Ireland, 1996). This interpretation is, however, contradicting Gondwana reconstructions of Flöttmann & Kleinschmidt (1991) which assume a thrust-related boundary zone based on structural data from Oates Land.

Detailed structural analyses of ductilely deformed metamorphic and magmatic rocks of the Wilson "terrane" in the Rennick Glacier area of northern Victoria Land were performed during the 1999/2000 GANOVEX VIII campaign in order to find new hints on nature and location of the craton-ward front of the Ross Orogen in the Transantarctic Mountains. The data were particularly collected in the Lanterman Range, Morozumi Range, Helliwell Hills, and the Daniels Range-Emlen Peaks-Outback Nunataks. The localities are listed from E to W, the latter group being the last nunataks before the ice shield. Data from the polymetamorphic and magmatic basement units of the Lanterman Range indicate top-to-E or-NE directed sense of shear being in line with W-directed subduction of the paleo-Pacific Ocean in the Early Paleozoic. A considerable lateral shear component is locally present likely suggesting a certain obliquity during Ross-orogenic contraction. No indication of high-grade ductile overprint of the Granite Harbour Intrusives is present in the Lanterman Range. In contrast, data collected in the northern Morozumi Range in locally solid-

state foliated Granite Harbour Intrusives, usually non- or only slightly metamorphic, indicate top-E-directed sense of ductile shear. The neighboring low-grade metasedimentary rocks, intruded and thermally overprinted by the Granite Harbour Intrusives, reveal roughly E-vergent folds overprinting both schists and granitic dykes. Structural analysis sites are located close to the Wilson thrust, a major late-Ross structure with top-E-directed kinematics in Oates Land, or its southern continuation located at Renirie Rocks only little further N of the Morozumi Range (Kleinschmidt, 1992). The kinematic data are therefore attributed to E-directed thrusting of the Wilson thrust system and attest its southern prolongation into the northern Morozumi Range. Structural data from the southern Daniels Range and in the northernmost Outback Nunataks indicate that high-grade migmatitic gneisses in the E were thrust over low-grade metasedimentary rocks and Granite Harbour Intrusives in the W. Shear sense indicators in gneisses, schists, foliated granites and pegmatites reveal top-to-W directed kinematics. Growth of fibrolitic sillimanite in the strongly localized shear zones indicate high-grade deformation temperatures. Strongly folded pegmatites of the Granite Harbour Intrusives show W-directed vergence, while other, younger dykes remained unaffected by folding or ductile overprint as well as the unconformably overlying cover units. This indicates a late-Ross age of these, locally several 10s to few 100 m thick ductile shear zones which are regarded to represent the newly detected southern continuation of the aforementioned W-directed Exiles thrust in Oates Land into northern Victoria Land. A small-scale, similarly E over W-directed ductile shear zone at Komatsu Nunatak in the Helliwell Hills could be an equivalent of the Exiles thrust, but due its minor importance and its location close to the known Wilson thrust segment in the Helliwell Hills it is regarded to be a backthrust to the Wilson thrust (Kleinschmidt, 1992). Contrasting, E-directed kinematics were found in the southern Outback Nunataks in the direct southern prolongation of the structures observed in the Daniels Range-Emlen Peaks area. Strongly localized high-grade shear zones with synkinematic fibrolitic sillimanite growth and E-vergent folded dykes in

the heavily veined country rocks reveal top-to-E directed kinematics. The character of these deformations and the observed shear senses in northern Victoria Land are once again well comparable with the Wilson thrust in Oates Land at the Pacific coast and similar structures from central Victoria Land. ENE-trending right-lateral faults of unknown age are assumed to be responsible for the offsets of the different segments of the Wilson thrust in the greater Rennik Glacier area between the aforementioned Morozumi Range, the Helliwell Hills and the southern Outback Nunataks.

The presence of such a late-Ross opposite-directed thrust system, which can now be traced from the known outcrops at the Pacific coast to the Ross Sea, allows some speculations on the nature of the boundary of the Ross Orogen towards the Proterozoic East Antarctic Craton. According to the presented data and in comparison to the aforementioned different possibilities, the western front of the Ross Orogen is best interpreted as a W-vergent fold-and-thrust belt which is well in line with the Dalmatian Orogen in Australia. Along this belt, the intra-Wilson "terrane" magmatic arc became detached and thrust W-ward onto the craton. The actual craton-orogen boundary should be located not much further W of the segments of the Exiles thrust system but is likely hidden by the

ice cover. It could very well coincide with the western termination of the central Victoria Land boundary zone W of Priestley Glacier inferred from aeromagnetic data (Ferraccioli & Bozzo, 1999).

#### References

- Fanning C.M., Daly S.J., Bennet V.C., Menot R.P., Peucat J.J., Oliver R.L. & Monnier O., VII ISAES, Siena (Abstr.), 103, (1995).
- Ferraccioli F. & Bozzo E., *J. Geophys. Res.*, 104, B11, 25297-25319, (1999).
- Flöttmann T. & Kleinschmidt G., *Geology*, 19, 45-47, (1991).
- Gibson G.M. & Ireland T.R., *Geology*, 24, 1087-1090, (1996).
- Ireland T.R., Weaver S.D., Bradshaw J.D., Adams C. & Gibson G.M., VIII ISAES, Wellington, Royal Soc. NZ (Abst.), 150, (1999).
- Kleinschmidt G., *Polarforsch.*, 60, 124-127, (1992).
- Kleinschmidt G. & Tessensohn F., In: McKenzie G.D. (ed.) *Gondwana Six - Structure, tectonics, and geophysics*, *Geophys. Monogr.*, 40, 89-105, (1987).

## ナピア岩体トナー島，ピーク～後退変成作用時におけるフッ素の挙動

大和田正明<sup>1</sup>，小山内康人<sup>2</sup>，角替敏昭<sup>3</sup>，豊島剛志<sup>4</sup>，外田智千<sup>5</sup>

### Behavior of fluorine during peak to retrograde metamorphism in the ultrahigh-temperature metamorphic rocks from Tonagh Island, the Napier Complex, East Antarctica

Owada, M., Osanai, Y., Tsunogae, T., Toyoshima, T. and Hokada, T.

<sup>1</sup>山口大学 (Yamaguchi Univ.; Owada@sci.yamaguchi-u.ac.jp)

<sup>2</sup>岡山大学 (Okayama Univ.), <sup>3</sup>筑波大学 (Tsukuba Univ.), <sup>4</sup>新潟大学 (Niigata Univ.), <sup>5</sup>科学博物館 (学振研究員) (Ntnl. Science Museum)

東南極ナピア岩体は太古代前期に形成した地殻で，アムンゼン湾周辺には，太古代末に地殻深部で 1100℃を越える超高温変成作用 (UHT) を被った変成岩類が分布している。

ナピア岩体のような H<sub>2</sub>O アクティビティーが低いとされる岩体において，フッ素は含水鉱物の安定度や地殻の熔融条件を左右する。そこで，苦鉄質～珪長質岩の全岩 F 含有量の測定と F の存在形態から標記ステージにおける F の挙動について検討した。

トナー島は，超苦鉄質岩から珪長質岩，磁鉄鉱-石英片麻岩および非変成の貫入岩から構成され，変成岩類には異なる岩石種による層状構造が発達する。トナー島の地質は東西に伸びる高角の衝上断層や剪断帯によって Unit I～V に区分される。

トナー島産の UHT 苦鉄質岩の全岩 F 含有量は MgO に対して正の相関を

示す。これは構成する含水鉱物の F と MgO の相関を反映しており，苦鉄質岩の F は UHT 時に存在した含水鉱物にトラップされたものと考えられる。一方，珪長質岩の場合，F は MgO より P との相関が明瞭で，F 含有量はアパタイトの量比に依存する。また，より分化した岩石ほど F 含有量は低い。これらから，F は UHT の過程で分配・集積されたものと考えられる。

Unit 境界に発達する剪断帯には炭酸塩鉱物と共に F が存在する。一方，含有量にばらつきはあるものの後退変成時に生じたと考えられる緑色角閃石にも F は含まれる。これらのことは，後退変成作用時においても F が流体相として存在することを示唆する。

講演では，メルトや流体が関与したと考えられる F の存在形態を示し，F を含む流体相が母岩におよぼす影響についても議論する。

## 東南極エンダビーランド, ナピア岩体 Howard Hills 産グラニュライトの 高温高压下における相関係

佐藤桂 (愛媛大・理), 宮本知治 (九大・理), 川寄智佑 (愛媛大・理)

### High-pressure and high-temperature phase relations of a granulite in the Napier Complex, Howard Hills, Enderby Land, East Antarctica

Kei Sato (Ehime Univ.), Tomoharu Miyamoto (Kyusyu Univ.)  
and Toshisuke Kawasaki (Ehime Univ.)

#### 【はじめに】

東南極エンダビーランド, Amundsen 湾から内陸側へ東に数 km に位置する Howard Hills には, 周囲を石英長石質片麻岩に囲まれたマフィック鉱物に富むグラニュライトがブロックとして産する (吉村他, 1999; Miyamoto *et al.*, 2000). Howard Hills の被った変成作用は最高変成温度が 1150-1200°C に達し, 後退変成作用が 830-950°C 程度まで進行したと考えられている (Yoshimura *et al.*, 2000). 超高温変成岩類の鉱物反応組織から, ナピア岩体は後退変成作用の際, 等圧的に冷却したとされている (Harley, 1998; 本吉, 1998).

今回は, Howard Hills 産グラニュライトの高温高压下での相関係, および後退変成作用時における等圧冷却の可能性を検証することを目的として高温高压実験を開始したので, 途中経過であるが報告する.

#### 【実験方法】

実験の出発物質には, Howard Hills 産グラニュライト (Sample no. TM981229-03E, JARE-40) を 10 kbar, 1670°C で 2 分間溶融させた後に急冷回収して得られたガラスを用いた. このグラニュライトは斜方輝石, カリ長石, 斜長石, 黒雲母, サファイリン, スピネルおよびルチルで構成される.

高温高压実験は, 愛媛大学設置のピストンシリンダー型装置を用いて行った. 圧力を 9 kbar に固定し, Table 1 に示すように 1200°C から 900°C まで段階的に 100°C おきに温度を下げた実験を行った. PtRh 熱電対を用いて温度を制御した. 試料容器には Mo-Pt の二重容器を用いた. 回収試料の化学分析と相の同定には EPMA を用いた.

#### 【結果】

1200°C での生成物は斜方輝石, スピネル, 液相であった. 1200°C で反応させたものをさらに 1100°C で反応させると, 生成相は斜方輝石+スピネル+黒雲母+ルチル+液相と変化した. これを 1000°C,

さらに 900°C まで実験温度を下げて反応させたが, 相は斜方輝石+スピネル+黒雲母+ルチル+液相から変化しなかった.

#### 【考察・まとめ】

実験の結果, 1200°C から 900°C までの全てで液相が確認された. これは, 圧力を 9 kbar としたとき, 原岩の Howard Hills グラニュライトの融解開始温度が 900°C 以下であることを示す. また, このグラニュライトの最高変成条件は 9 kbar 以上, 900°C 以上であったと考えられる. このグラニュライトはザクロ石を含んでいないことから, 実験によるザクロ石の出現が変成圧力の上限を与えるだろう.

Table 1. Temperature-time condition of present experiments.

Run No.	実験温度 (°C)	実験時間 (h)	合計時間 (h)
020311A	1200	80	80
020320B	1200 →1100	80 185	265
020404C	1200 →1100 →1000	80 185 502	767
020614D	1200 →1100 →1000 →900	80 185 502 952	1719

→ = annealing stage.

#### References

- Harley (1998): *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, **138**, 81-107.  
 Miyamoto *et al.* (2000): *Abst NIPR Symp* **20**, 21 p.  
 本吉 (1998): *地質学雑誌*, 第 104 巻, 第 11 号, 794-807.  
 吉村他 (1999): *Abst NIPR Symp* **19**, 43-44.  
 Yoshimura *et al.* (2000): *Polar Geosci.*, **13**, 60-85.

鈴木里子・加々美寛雄（新潟大・自然科学研究科）・石塚英男（高知大・理）

Petrological feature and mantle sources of Proterozoic dyke swarms :  
evidence from the Napier Complex in East Antarctica

Satoko SUZUKI , Hiroo KAGAMI (Niigata Univ.), Hideo ISHIZUKA (Kochi Univ.)

The Napier Complex in the East Antarctic Precambrian Shield is mainly composed of various kinds of granulite facies metamorphic rocks, of which the metamorphism has been considered to occur at the Archaean age. In the Mt. Riiser-Larsen area of the Napier Complex, many dykes occurred as intruding into these metamorphic rocks. These dikes display doleritic texture and are classified into five groups (A-E) on the basis of field occurrence, petrography and geochemical characteristics of major, trace and Rb-Sr and Sm-Nd isotope elements. These groups of dykes show different strikes from each group. The mineral associations of the alkaline groups (A and B) include clinopyroxene + plagioclase ± biotite ± K-feldspar ± apatite ± ilmenite ± magnetite, while the tholeiite groups (C, D and E) contain the associations of clinopyroxene + plagioclase ± ilmenite ± magnetite. The alkaline groups have the higher concentrations of incompatible elements (Ba, Sr, Nb, P, Ti and LREE) than the tholeiite groups. The Zr/Nb ratios are, however, different between A and B in alkaline group, while these ratios of C, D and E in tholeiite group are similar to each other. On the N-MORB normalized trace elements variation diagram, most of tholeiites are characterized by negative anomaly of Nb and P. Group E is distinct from groups C and D of

tholeiite group, namely it shows the flat figure of chondrite normalized REE pattern and has the higher Sm/Nd ratio, which are rather similar to N-MORB. Group D is more enriched in incompatible elements than group C, but the normalized diagrams and isotope characteristics are indistinct each other. The isotope ratios of  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  clearly divide the dykes into four groups (A, B, C-D, and E). These results suggest the dykes in this area to be classified into at least four groups in origin. The whole-rock isochron ages of groups A and C-D define ca. 1.2 Ga (Rb-Sr:  $1161 \pm 238$  Ma, initial ratio:  $0.70475 \pm 0.00120$ ) and ca. 1.9-2.0 Ga (Rb-Sr:  $1966 \pm 74$  Ma (initial ratio:  $0.70244 \pm 0.00042$ ), Sm-Nd:  $1960 \pm 96$  Ma (initial ratio:  $0.50979 \pm 0.00011$ )), respectively.

On the other hand, the initial ratios of groups C-D or A suggest that these were derived from the enriched mantle. On the other hand, the present isotope ratios of groups C-D are similar to those of EM-II (enriched mantle reservoir -II). The large-scale igneous activity such as the volcanism of ocean plateau or flood basalt causes the eruption of the many dykes and the root of basaltic body. It is likely that the most of basaltic body have been recycled from mantle and existed into the present mantle as EM-II.



山崎 明 (気象研究所)

## Resistivity Structure in the Napier Complex, East Antarctica

Akira Yamazaki (Meteorological Research Institute)

東南極に分布するナピア岩体の原岩の形成年代は 39-30 億年前と推定されている。こうした初期地球に形成された岩体の構造を調べることは、超大陸の形成史や地球進化を解明する上で重要であり、SEAL 計画の主要な課題の一つになっている。

第 4 次南極観測隊は地球最古の岩体とされるナピア岩体の深部比抵抗構造を調査するため、東南極アムゼン湾の東縁に位置するリーセルラルセン山周辺において MT 探査を実施した。南極で本格的な MT 観測を行うのは日本の観測隊としてはこれが初めての試みであり、観測に際しいくつかの困難な問題があったものの、結果的には観測は成功し良好な観測データを得ることができた。これまでに行った概略的な比抵抗の一次元構造の解析では、ナピア岩体は地下 8km までの高比抵抗層、8-28km での低比抵抗層、さらに 28km 以深での高比抵抗層の 3 層構造になっているものと推定された。

南極のオーロラ帯は地磁気擾乱源であり、MT 探査においては長周期になると電磁平面波の近似が適用できなくなるという、いわゆるソースフィールドの問題がある。一般に極域で MT 探査を行う場合この問題を避けることはできない。これについて補正方法などもいくつか提案されているが、十分とは言えないようである。リーセルラルセンではどの程度の周期からソースフィールドの影響がでてくるかについて、MT と CA 変換関数の時間的安定性を指標として調べたところ、周期 100 秒まではバラツキは小さく安定しており、これより長周期になると急激に不安定になることがわかった。すなわち、周期 100 秒より短い周期ではソースフィールドの影響は小さく通常の

MT 解析が適用できるものと考えられ、解析では周期 100 秒までを使うようにした。ナピア岩体の地殻上部の比抵抗は高いので、周期 100 秒までも地殻の比抵抗を論ずることは可能である。

調査地域のリーセルラルセン山周辺は複雑な海域に隣接しており、調査地域の西側にはアムゼン湾があり、南側にはアダムスフィヨルドがある。海水の比抵抗は非常に低く、観測された MT のデータはこれら周辺の海の影響を強く受けていると思われる。現在の MT 解析ではインピーダンステンソルから電磁気的な走行方向を決定し、二次元モデルでの解析を行うのが一般的である。しかし、リーセルラルセン山周辺のように複雑な海域が隣接するような地域では二次性はあまり成りたっていないと考えられ、海域を含んだ三次元的なモデリングが必要となる。MT の三次元モデリングはメモリや計算時間など計算機への負荷が大きく現在でもまだあまり一般的とは言えない段階にあるが、南極では露岩地帯のほとんどは海に面しているため海の効果を見積もるための三次元モデリングは必要なものである。

各測定点のインダクションアローは、10Hz では南西方向を向くが、1Hz 以下では西側を指している。周辺海域の海深をモデリングし、観測されたインダクションアローが海岸線効果によるものかどうか調べた。その結果、海岸線効果の影響は見られるものの、1Hz から 0.1Hz の帯域で強く西側を向くインダクションアローの分布は海岸線効果だけでは説明できないことがわかった。現在、海深のモデリングをさらに詳細にし、佐々木 (1999) の 3 次元 MT のコードを用いて海を含めた 3 次元的な比抵抗構造のモデリングを行っている。

## 23 東南極リュツォ・ホルム岩体の高度変成岩の弾性波速度異方性

北村圭吾<sup>1</sup>・石川正弘<sup>2</sup>・有馬 眞<sup>2</sup>・白石和行<sup>3</sup>

### The velocity anisotropy of high-grade metamorphic rocks from Lützow-Holm Complex, East Antarctica

Keigo KITAMURA<sup>1</sup>, Masahiro Ishikawa<sup>2</sup>, Makoto Arima<sup>2</sup> and Kazuyuki<sup>3</sup> Shiraiishi

1. 総研大・極地研 (Graduate University for Advanced Studies, NIPR), 2 横浜国大 (YNU), 3 極地研 (NIPR)

岩石の弾性波速度異方性は地震波速度構造から地殻内の岩石分布や応力場を推定する上で重要な情報である。

今回、東南極大陸リュツォ・ホルム岩体の塩基性の上部角閃岩相～グラニュライト相変成岩を用いて、高温高压条件下での弾性波速度異方性測定を行った。速度異方性測定はピストンシリンダー型高压発生装置を用い、0.1~1.0 GPa、25~400 °C の温度圧力条件下で行った。

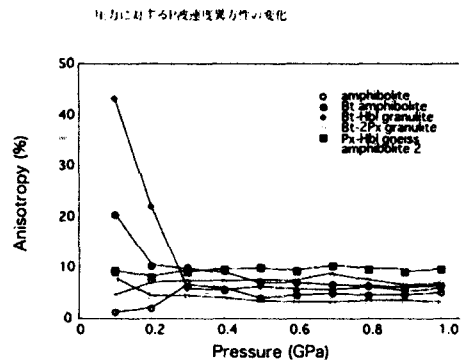
測定には amphibolite 2 サンプル、Bt amphibolite, Bt-Hbl granulite, Px-Hbl gneiss, Bt-2Px granulite 各 1 サンプルの計 6 サンプルを使用した。定方位薄片の鏡下での観察によると amphibolite 1, amphibolite 2, Bt amphibolite は角閃石が Bt-Hbl granulite では黒雲母と角閃石が、Px-Hbl gneiss は角閃石、単斜輝石および斜方輝石が面構造を形成している。Bt-2Px granulite は他のサンプルのような明確な面構造は確認できなかった。

弾性波速度異方性測定の結果、amphibolite, Bt-amphibolite, Bt-Hbl granulite, amphibolite 2, Px-Hbl gneiss, Bt-2Px granulite の 1GPa、25°C での速度異方性はそれぞれ 5.1%, 6.5%, 5.9%, 6.8%, 9.6%, 3.6% であった。

測定結果から明確な格子定向配列 (LPO) を示さない Bt-2Px granulite は他の岩石より明らかに低い弾性波速度異方性の値 (3.6%) を示しており鉱物の LPO の

程度の違いが速度異方性に大きく影響していることが示唆された。

また角閃石の LPO が顕著な amphibolite, Bt-amphibolite, Bt-Hbl granulite, amphibolite 2 の速度異方性は 5.1-6.8 % とほぼ一定の値を示す一方で輝石を多く含む Px-Hbl gneiss の場合、約 10% の速度異方性を示す。このことから岩石の微細構造を支配している鉱物の種類の違いや鉱物組み合わせも弾性波速度異方性に大きな影響を与えていることが推測できる。



## 高圧下における S 波速度測定

新開英介・石川正弘・有馬眞 (横浜国立大学)

## S-wave velocity of pyroxene granulite and pyroxene felsic gneiss at high pressure

Eisuke Shingai・Masahiro Ishikawa・Makoto Arima (Yokohama National University)

南極大陸クイーンモードランドのリュツォ・ホルム地域には、約 5.5~5.3 億年の SHRIMP 年代を示すグラニュライト相・角石岩相変成岩類 (リュツォ・ホルム岩体) が分布する (Shiraishi et al., 1994; 1997)。このリュツォ・ホルム地域の地殻構造を理解するために、高圧下におけるリュツォ・ホルム岩体およびナピア岩体産岩石の P 波速度測定実験が最近行われ (石川ほか 2001; Kitamura et al., 2001; Shingai et al., 2001)、新たな地殻モデルが議論されている。本研究では、ナピア岩体産グラニュライト・片麻岩の S 波速度測定を行い、リュツォ・ホルム地域の S 波構造と比較し、岩石学的地殻構造モデルを検討する。

実験で用いたサンプルは、輝石グラニュライト ( $\text{SiO}_2$ wt%=52.23%)、輝石フェルシク片麻岩 ( $\text{SiO}_2$ wt%=65.42%) である。両試料とも異方性は見られない。試料の S 波速度測定はピストンシリンダー装置を用いて圧力 0.1~1.0GPa および温度 25~400°C の範囲で実施された。岩石試料は直径 14mm および長さ 12mm の岩石コアに成形された。岩石コアは高圧セル中心に設置され、コア上面および下面に S 波用リチウムニオベート振動子をマウントした。タルクを圧力媒体として、また熱源としてカーボンヒーターとして用いた。今回の S 波速度測定はパルス透過法 (岩石コアの端から端までを超音波が伝搬する時間を測定する) で決定した。この超音波測定には、約 235 ボルトの高圧パルス発生装置および 500MHz 帯域デジタルオシロスコープを用い

た。同一温度圧力条件で 4096 回測定し、その平均値を S 波速度 (Vs) とした。

まず、25°C で 0.1GPa から昇圧していくと S 波速度は緩やかに増加し、0.5~0.6GPa 以上ではほぼ一定となった。つぎに、1.0GPa から減圧していくと 0.4~0.3GPa 以下で急激な S 波速度の減少が見られた。温度を 25°C から 400°C へ上昇させた場合、約 0.1km/s の速度減少がみられた。1.0GPa・400°C での S 波速度測定結果は、輝石グラニュライト 3.81km/s、輝石フェルシク片麻岩 3.60km/s であった。同一試料の P 波速度 (Shingai et al., 2001) と合わせて求めた 1.0GPa・400°C でのポアソン比は輝石グラニュライトで 0.30、輝石フェルシク片麻岩では 0.27 となった。

リュツォ・ホルム地域の理論合成波形と観測波形との対比によると、深さ 20~35km にかけて S 波速度 3.6km/s と 3.9km/s の岩相ラミネーション (厚さ 0.5~1.0km の互層) の存在が示されており (石川・金尾, 印刷中)、輝石グラニュライトおよび輝石フェルシク片麻岩のラミネーション構造で説明できると考えられる。(なお、河野ほか, (準備中) によれば輝石グラニュライトの高圧相であるガーネットグラニュライトの S 波速度は約 4.1km/s である)。

これらのことから、P 波速度からだけでなく、本研究の S 波速度の測定結果からも、リュツォ・ホルム岩体の下に太古代地殻 (その東に隣接するナピア岩体) が存在する可能性が示唆される。

## Postglacial rebound による 1998 年南極地震への応力効果

奥野淳一(東大地震研)・久保篤規(防災科研)・中田正夫(九州大理)

### Stress changes induced by glacial rebound and implications for the Antarctic earthquake in 1998

Jun'ichi Okuno (ERI, Univ. of Tokyo), Atsuki Kubo (National Research Institute of Earth Science and Disaster Prevention) and Masao Nakada (Kyushu Univ.)

1998 年に南極大陸近辺で起きた巨大地震は、南極プレートの海洋プレート部分で発生し、海洋プレート内での最大の地震であった。この地震の断層メカニズムは、東西方向の左横ずれ断層であることを示している(例えば、Wiens & Wyssession, 1998)。震央近傍にはトランスフォーム断層は存在せず、また数 100km 離れたトランスフォーム断層の延長上にあるが、これらの断層運動と地震の断層運動は明らかに異なる(図 1)。南極プレートではプレート内地震の発生頻度は少なく、南極プレートは比較的安定なプレートであると考えられている。そのためこの海洋プレート内の最大の地震の原因については、未だ不確定な部分が多い。そこで、地震の発生が、南極大陸の氷床の融解によるリバウンドで説明できる可能性が示唆されている(Tsuboi *et al.*, 2000)。

一方、南極氷床の過去 2 万年間の融解モデルはこれまで数モデルが提案されているが(例えば Nakada *et al.*, 2000)、南極氷床の過去の融解史は地質・地形学的なデータが乏しく不確定な部分が多いのが現状である。しかしながら Nakada *et al.* (2000)では、現在までに報告された南極周辺での 8 地点における最終氷期以降の海面変化の観測値をもとに、glacio-hydro isostasy のモデリングを行い、従来の融解モデルが観測データを統一的に説明できないことを指摘し、観測データを説明しうる新しい南極氷床の融解モデルを提案している。1998 年の地震活動と地殻変動に関して Tsuboi *et al.* (2000)によると James & Ivins (1998)が示した南極氷床の融解による地殻変動の見積りから、震

央付近の水平方向の地殻変動が断層メカニズムの P 軸の方向と一致することを示し、南極氷床の融解によるリバウンドで説明できる可能性があるとしている。しかし、Nakada *et al.* (2000)では、新しい融解モデルと従来のモデルでの地殻変動、重力異常などの計算結果を示しているが、これによると、融解モデルにより、震央付近の地殻変動の方向、大きさ等の分布がかなり異なることが示されている。

この地震のメカニズムが南極氷床融解によるリバウンドで説明可能かどうかを詳細に議論するためには、地殻変動のみならず postglacial rebound のモデリングによる応力効果について解析する必要がある。今回の解析では、代表的な氷床モデル、地球内部粘性構造モデルを用い、氷床の融解に伴う地殻のリバウンドがリソスフェア内の応力場に与える影響とその応力効果が今回の地震にどのような影響を及ぼすかを定量的に評価した。また、現在の氷床と海水の分布が及ぼす応力効果についても評価した。

計算結果によると、応力場については、氷床モデルの違いにより応力場の空間分布に顕著な違いをもたらすことがわかり、また、粘性モデルは応力場の振幅に影響を与えることが明らかになった。次に、postglacial rebound が地震の主要因である可能性であるが、主要因であるためには、単独で破壊域の脆性強度を超える応力効果が必要である。約 40Ma のプレート年代と震源の深さ 10 km から推定される脆性強度は 100MPa 程度である(Govers *et al.*, 1992; Fig.2)。これに対して半分以上の寄与があれば、主要因

として認めることができると考えられるが、今回の計算結果では、地震の発生位置での差応力効果は大きい場合で 15MPa 程度となった。これは Nakada & Yokose (1992)が最終氷期以降の海水荷重の変動による島弧における応力効果の場合(13MPa)とほぼ同等である。この結果より、荷重分布とリバウンドによる応力効果だけでは脆性強度を超える応力効果が得られそうになく、他の応力蓄積の効果が必要であることが分かった。次に、今回の地震のトリガーについて、 $\Delta CFF$  と  $\Delta FSM$  (Wu & Hasegawa, 1996) を評価した。モデル依存性、時間変化などの結果も評価したところ、 $\Delta CFF$  と  $\Delta FSM$  共に、海水準変動などの研究より支持されている標準的な氷床モデル (ARC3+ANT4; Nakada & Lambeck, 1989)、粘性モデル (リソスフェアの厚さ 100km, 上部マンテルの粘性率  $5 \times 10^{20}$  Pa s, 下部マンテルの粘性率  $10^{22}$  Pa s; Nakada *et al.*, 2000) を用いると、十分にトリガーとなり得ることが示された。

以上のような点について、詳しい計算結果に基づいて議論する。

#### 文献

- Govers, R., Wortel, M.J.R., Cloetingh, S.A.P.L. and Stein, C.A., 1992. *J. Geophys. Res.*, 97(B8): 11749-11759.
- James, T. S. and Ivins, E. R., 1998. *J. Geophys. Res.*, 103: 4993-5017.
- Nakada, M., Kimura, R., Okuno, J., Moriwaki, K., Miura, H. and Maemoku, H., 2000. *Mar. Geol.*, 167, 85-103.
- Nakada, M. and Lambeck, K., 1989. *Geophys. J.*, 96, 497-517.
- Nakada, M. and Yokose, H., 1992. *Tectonophysics*, 212: 321-329.
- Tsuboi, S., Kikuchi, M., Yamanaka, Y. and Kanao, M., 2000. *Earth Planet Space*, 52, 133-136.
- Wiens, D. A. and Wyssession, E., 1998. *EOS*, 79, 30, 353-354.
- Wu, P. and Hasegawa, H., 1996a. *Geophys. J.*

Int., 125, 415-430.

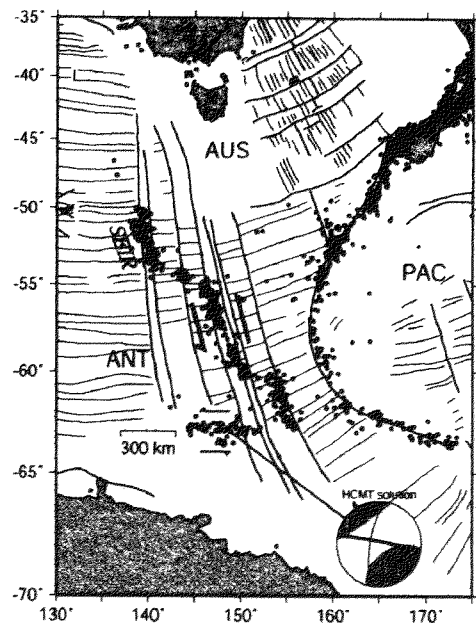


図 1: 1998 年南極地震震央域のテクトニックインデックスマップ(断裂帯:古地磁気リニエーション:地震分布)と 1998 年南極地震のメカニズム解(ハーバード大学による)

## 南極地域のレイリー波群速度分布

小林励司・D.D.Singh・趙大鵬（愛媛大学 地球深部ダイナミクス研究センター）

## Distribution of Rayleigh wave group velocity in the Antarctic region

R. Kobayashi, D. D. Singh, D. Zhao  
(Geodynamics Research Center, Ehime University)

南極プレート内では、プレート境界を除くと、地震活動は非常に低い。そのため、実体波による地震波速度構造の推定では、観測点付近を対象とせざるを得ない。表面波は地球表面にガイドされる波なので、南極全体の構造推定に適している。この研究では、IRIS FARMの広帯域地震観測網のデータを用いて、レイリー波の群速度を測定し、南極の各地域での1次元速度構造および全域での群速度分布を調べる。Singh et al. (2001)が北西太平洋地域での群速度分布を調べる時に適用した手法を用いる。

データは1990年から1998年までのIRIS FARMデータを用いる。現在のIRIS FARMデータにはIRISが直轄するGSN観測網以外のGEOSCOPE観測網や昭和基地などFDSNに加盟している機関のデータも含まれている。また大陸構造の研究を目的とした臨時広帯域観測網PASSCALのデータも含まれている。今回は30°S以南のすべての観測点と地震を対象とする。マグニチュードは5.5以上である。

基本モードのレイリー波群速度をmultiple filter technique (Dziewonski et al. 1969)で測定する。周期の範囲は20秒から150秒とした。そののち、分散曲線が異常なものは除いた。また、20秒以下の短周期や100秒以上の長周期でS/N比が低いのが原因で異常な値になるものが多く、これらも取り除くことにした。最終的に解析に用いる地震の数は226、観測点数は57、総データ数は1585となった。

まず、南極を複数の区域に分けて、各区域での1次元S波速度構造を群速度分散曲線から求めた。Herrmann (1987), Herrmann and

Ammon (2002)が開発したプログラムを用いた。西南インド洋海嶺周辺は東南インド洋海嶺周辺に比べ、周期40秒以上で群速度が大きかった。また、東南インド洋海嶺周辺のS波速度構造は、地殻で低く、最上部マントルで非常に高くなった。大陸では東南極・西南極ともに地殻のS波速度構造は従来の研究結果 (Singh 1994, Kobayashi 2000)よりも高速度となった。

つぎに、同じ群速度のデータを用いたトモグラフィを行って、南極での群速度分布を求めた。Yanovskaya (1982)のプログラムを用いたが、データ量の制限があり、複数の地域に分割して求めることになった。解像度の良かったのは東南極だけだったので、その部分のみ議論する。周期30秒で大陸部の低速度がはっきり現れ、周期50秒で大陸部と海洋部とでの速度のコントラストが急に弱くなった。周期80秒以上になるとオーストラリア南方の海洋地域で低速度と、その近くの大陸部での高速度のコントラストがはっきり現れたが、アフリカ南方では逆に海洋部が速いという結果が得られた。

全体のトモグラフィを行うために、Barmin et al. (2001)の方法を用いることにした。講演ではその結果も報告する予定である。

### Analysis of SKS anisotropy at PALK Station (IRIS/IDA) in Sri Lanka

Atsuki Kubo

(National Research Institute for Disaster Prevention and Earth Sciences)

#### はじめに

スリランカは Gondwana 大陸形成時期において、東インドと東南極 Lützow-Holm 岩体の間に挟まれていたと考えられる(例えば Lawver et al., 1999)。スリランカの変成岩帯と東南極 Lützow-Holm 岩体の変成作用は、年代やその他の特徴が類似しており、ともに Gondwana 大陸形成完了時の衝突型の変成作用であることが提案されている (Shiraishi et al., 1994)。

東南極 Lützow-Holm 岩体に位置する昭和基地の波形を用いた SKS スプリティングの解析は Kubo et al. (1995) によって行われた。これは上部マントルの異方性を反映していると思われるが、化石的に閉じ込められた異方性である可能性が強い。その後の野外観測の結果においても、パッダ島における観測において SKS スプリティングが解析され、両者の異方性は向き、大きさともに同じ程度であった(久保ら, 1997)。このことから Lützow-Holm 岩体のマントルの異方性体の広がり、少なくとも 100km 程度はあることが考えられる。もし異方性が変成帯の形成にかかわるものであるなら、その後分裂したスリランカ側にも類似した地震波速度異方性が形成されている可能性がある。

#### データ

スリランカの中央部に定常地震観測点 Pallekele (PALK: 7.2728°N, 80.7022°E, 標高 460m) が IRIS/IDA によって設置され、2000 年 8 月末からデータが提

供され始めている(図 1)。スリランカ島のほぼ中央部に位置しており、Wani complex に関連づけて議論するためには適当な位置と言える。何種類か設置されている地震計のうち、解析には昭和基地の STS 記録と条件が近いと考えられる Geotech Teledyne 社 KS-54000 のデータを用いた。2000 年 8 月から 2002 年 6 月末までに発生した地震で mb が 6.0 以上 (図 2)、のうち PALK 観測点に対する震央距離が 85° ~ 130° となる地震の波形を取り寄せた。9 個程度の解析可能な波形を得ている。これらの解析結果について報告する。

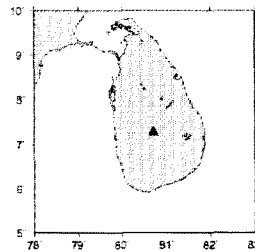


図 1 PALK 観測点の位置 (三角)

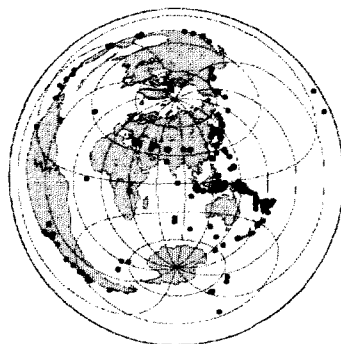


図 2 観測期間中の mb ≥ 6 以上の地震分布 (黒丸)

## Initiation of non-rigid behavior of continental lithosphere

Masahiro Ishikawa (Yokohama National University)

南極大陸リュツォ・ホルム湾地域に分布するリュツォ・ホルム岩体は、5.5 ~ 5.3 億年のSHRIMP ウラン-鉛ジルコン年代を示すことから(Shiraishi et al., 1994; 1997)、パンアフリカン造山帯の一部であると考えられており、スリランカ・インド南端・マダガスカル・東アフリカ・アラビアに続くかつての東西 Gondwana 大陸の衝突帯(東アフリカ造山帯 (Stern 1994))と考えられる。東アフリカ造山帯の最大幅が約 2,000km にも及ぶことは地球史上稀であり、これほどの幅を持つ造山帯の成因は単純な大陸-大陸衝突テクトニクスでは説明がつかない。また、東アフリカ造山帯は東西 Gondwana 大陸の衝突合体によって非常に広範囲に横ずれ運動を伴う地殻変形を被り、その幅も 2000 km にも及ぶことも注目される。大陸衝突はプレートテクトニクスによって駆動されているが、東アフリカ造山帯の振る舞いは明らかに非剛体的(非プレートの)であり、プレートテクトニクスは成立していない。

東アフリカ造山帯が広範囲に変形していることは何で説明されるのか? 大陸のような低地温勾配条件では、最上部マントル強度(リソスフェア強度)が大陸地殻変形を規制するので、東アフリカ造山帯直下のリソスフェアは周囲の東西 Gondwana 大陸直下のリソスフェアに比べ著しく柔らかい(または、柔らかかった)に違いない。マントル強度を弱くする要因として「高い温度」もしくは「水の存在」が考えられる。

もし、wet な最上部マントルを持つ大陸に、dry な最上部マントルを持つ大陸が衝突した場合、wet な最上部マントルを持つ大陸は著しく変形を被るであろうことはリソスフェア強度の違いから強く示唆される。なぜならマントル内に水が含まれると最上部マントル主要構成鉱物であるオリピンの強度は無水条件と比較して著しく小さくなるからである。

この造山帯の北部(アラビア~アフリカ北東部)を占めるアラビア-ヌビア盾状地には原生代後期のオフィオライトや島弧地殻が挟在することが地質学的に報告されており、少なくとも北部モザンビーク帯では、西 Gondwana 大陸と東 Gondwana 大陸が衝突合体する前に島弧などの地質体の衝突付加が起こっていたと考えられ(Stern 1994)、その過程で多数のスラブが沈み込み、最上部マントルに水が大量に供給された事を暗示する。つまり、異常に幅広いこの造山帯は西 Gondwana 大陸と東 Gondwana 大陸の間に存在した多数の原生代後期の地質体が約 5.5 億年前の最終的な大陸衝突によって再変動したものではないかと予想される。

広範囲な地殻再変動を伴う衝突テクトニクスはアジア大陸にも見られる。アジア大陸はインド大陸衝突によって非常に広範囲に地殻変形を被り、その範囲は衝突最前線のヒマラヤ山脈から内陸に数千 km にも及ぶ。インド大陸-アジア大陸衝突は今なおリッジプッシュによって駆動しているが、アジア大陸の振る舞いも非剛体



的(非プレートの)である。大陸の中でもアジア大陸は巨大なクラトンを持たず小地塊が集合してできた若い大陸であり、その過程で多数のスラブが沈み込んだ地域といえ、スラブ脱水作用によってマントルに水が大量に供給された可能性が高い。つまり、アジア-インド大陸衝突に伴う広域地殻再変動(インド側がほとんど変形しないにもかかわらずアジア側が広範囲に変形している)はアジア大陸リソスフェアに存在するであろう大量の水によって説明がつけられる。

大陸衝突帯の年齢と地殻変形域の幅の関係を調べるとパンアフリカン変動以前の大陸衝突では大規模な地殻変形がなかったことが明らかである。一方、パンアフリカン変動以降に形成したパンアフリカン造山帯・バリスカン造山・アルプス造山帯・ヒマラヤ造山帯を伴う大陸衝突は、 Gondwana大陸、パンゲア大陸、ヨーロッパ大陸およびアジア大陸の中に広範囲なプレート内変形をそれぞれ引き起こしている。つまり、太古代と原生代に形成した大陸は地球の硬い殻(剛体プレート)として振る舞っていたのに対し、顕生代に形成した大陸は地球の脆弱な殻(非剛体プレート)として振る舞っていることを意味する。

Maruyama(1999)は地球史スケールの時間の経過とともに沈み込むスラブの平均温度は徐々に低下し、約7億年前からスラブメルトリングは主要な水循環メカニズムではなくなり、大量の海水がマントル内部に逆流しだしたのではないかという仮説を提唱している。これは7億年以前はスラブが大量に沈み込んでもマントルに大量の水が供給されることはなく、マントル強度の低下は起こらなかったことを示唆する。非プレートの衝突テクトニクスがパンアフリカン変動以降に限定されることも調和的

である。特に、アフリカ東部・アラビア地域・マダガスカル・スリランカ・インド・南極につながる地域に分布するパンアフリカン造山帯は最初に大陸が非剛体に挙動した場所として注目される。したがって、原生代後期のオフィオライトや島弧地殻がアラビア-ヌビア盾状地以外の南方に続く地帯(東アフリカのモザンビーク帯・マダガスカル・スリランカ・インド南端・南極大陸)にも存在するのか、もしくは、どのような地質体が付加成長したのかを探る上では地質学的研究は重要である。

結論として、地球史を通じて顕生代以降、大陸衝突テクトニクスの様相が変わった可能性が高い。太古代・原生代は大陸も第一近似的には剛体として振る舞っていた(プレートテクトニクスの時代)と考えられる一方で、7億年以降、小地塊や島弧が多数集合して形成した大陸域は多数のスラブ沈み込みによって水が大量に供給されリソスフェア強度が著しく弱くなり、プレート的な挙動を取らなくなったと予想される。その結果、地球表層の変動はプレートテクトニクスに加え非剛体テクトニクスが混在しはじめたと推測される(プレート-非プレート混在型テクトニクスの時代)。今後、地球においては非剛体的テクトニクスの割合が徐々に増していくと予想される。

## GEOCHEMICAL AND Nd-Sr CHARACTERISTICS OF NEOPROTEROZOIC GRANITES FROM WEST CAMEROON.

Charles NZOLANG and Hiroo KAGAMI

Graduate School of Science and Technology, Niigata University, Ikarashi 2-nocho, 8050, Niigata 950-2181.

The Central African Fold Belt (CAFB; fig. 1) in its Cameroon part used to be divided into 3 main lithotectonic units including (a) Paleoproterozoic gneissic basement composed of heterogeneous migmatitic gneisses, (b) Mesoproterozoic to Neoproterozoic volcano-sedimentary basins that are deformed and metamorphosed into schists and gneisses, and (c) Pan-African granitoids whose emplacement ages range from the early stage of the deformation (orthogneisses) to the late uplift stages of the belt (post-tectonic subcircular massifs), and that cross-cut the latter two units (Nzenti et al., 1988; Penaye et al., 1989; Toteu et al., 2001). Using only petrological criteria it is not easy to distinguish between Neoproterozoic and Paleoproterozoic ages for high-grade rocks, as remnants of Paleoproterozoic formations are common all over the fold belt. The study area (fig. 2), the Bantoum village in west Cameroon is a part of the Paleoproterozoic unit.

The regional structural evolution comprises two main phases of deformation: the phase  $D_1$  is tangential and dominated by the schistosity and foliation planes  $S_1$  with a mean direction  $N30^\circ E$ , associated with a stretching lineation  $L_1$  and isoclinal folds  $P_1$ ; the phase  $D_2$  which is essentially shearing is characterized by shearing planes  $C_2$  often filled with leucosomes, and folds  $P_2$  associated with an axial plane schistosity  $S_2$ .

The Bantoum area is made up of migmatitic gneisses to which are closely associated: (1) amphibolites interlayered or as centimeter- to meter-sized enclaves in these gneisses; (2) a set of biotite granites, 2-mica leucogranites and quartz-monzonites occurring as concordant strips of variable widths (5 to 200 m) roughly elongated following the  $N70^\circ E$  direction; (3) small dikes of fine grained biotite-granite cut across the above formations.

The rocks display  $SiO_2$  contents ranging from 54-57% (quartz-monzonites) to 66-77% for

other granites. Quartz-monzonites are metaluminous ( $A/CNK=0.8\sim 0.9$ ) I-type granitoids. Biotite-granites are of I-type and peraluminous ( $A/CNK=1.0\sim 1.10$ ). 2-mica leucogranites are peraluminous ( $A/CNK=1.14$ ) and of S-type. All these rocks are high-K granitoids ( $6.5\% < Na_2O + K_2O < 9.5\%$ ) and define a calc-alkaline suite.

The thermometry estimated from major elements and zircon saturation indicate high crystallization temperatures for biotite granite ( $812\text{--}866^\circ C$ ) and lower temperature for quartz-monzonites ( $753\text{--}768^\circ C$ ) and leucogranites ( $719\text{--}745^\circ C$ ).

Their trace element distribution diagrams are characterized by pronounced enrichment in LILE and LREE ( $5 < La_N/Sm_N < 17$ ) and negative Nb, Ta, Sr and Ti anomalies. The geodynamic environment is a subduction-collision type.

Whole-rock Rb-Sr dating for quartz-monzonites gives an Upper Proterozoic age of  $742 \pm 61$  Ma, with an initial Sr isotopic ratio of  $0.70681 \pm 0.00051$ , that is consistent with other Pan-African intrusion age recorded along the CAFB in west Cameroon.

Initial  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ratios (620 Ma) are  $0.707614\sim 0.708363$  for quartz-monzonites,  $0.711242\sim 0.713784$  for biotite-granites, and  $0.715835$  for leucogranites.  $\epsilon_{Nd}(620\text{ Ma})$  are  $-13.3 \sim -11.1$  for quartz-monzonites,  $-18.8 \sim -11.5$  for biotite-granites, and  $-13.0$  for leucogranites. Their Nd  $T_{DM}$  range from 1.9 Ga to 2.1 Ga for quartz-monzonites, 2.1 Ga $\sim$ 2.5 Ga for biotite-granites to 2.9 Ga for leucogranites.

The surrounding migmatitic gneisses show a higher and larger spread in isotopic ratios. The initial Sr isotope ratios (620 Ma) are 0.710749 (plagioclase-rich gneiss), 0.763144 (garnet-gneiss) and  $0.789884\sim 0.833105$  (hornblende-biotite gneiss); with  $\epsilon_{Nd}(620\text{ Ma})$  ranging from  $-10.6\sim -8.3$  to  $-2.49$  for the plagioclase-rich gneiss and  $T_{DM}(620\text{ Ma})$  ranging from 2.5 Ga $\sim$ 2.2 Ga to 1.8 Ga (Pl-rich gneiss).

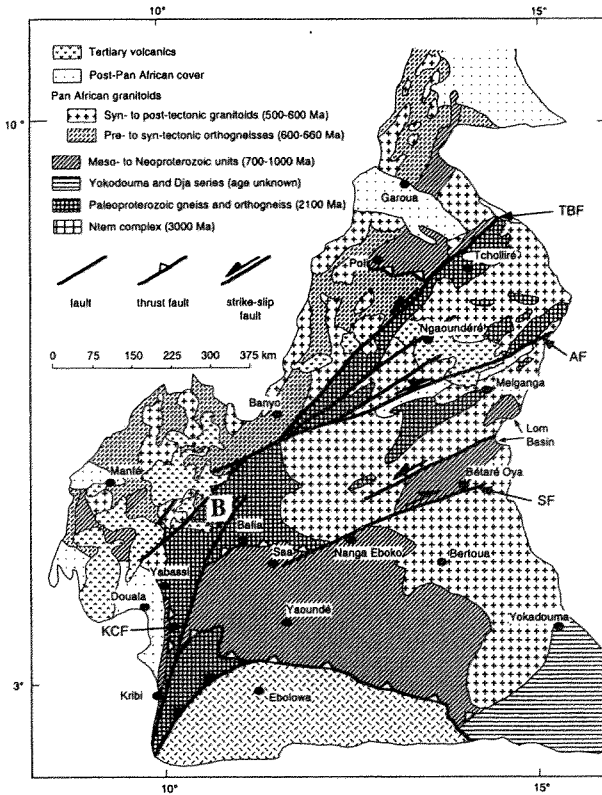


Fig. 1: Geologic map of Cameroon, showing major lithotectonic units. Compiled by Toteu et al. (2001). AF, Adamaoua fault ; KCF, Kribi-Campo fault ; SF, Sanaga fault ; TBF, Tcholliré-Banyo fault. B, study area.

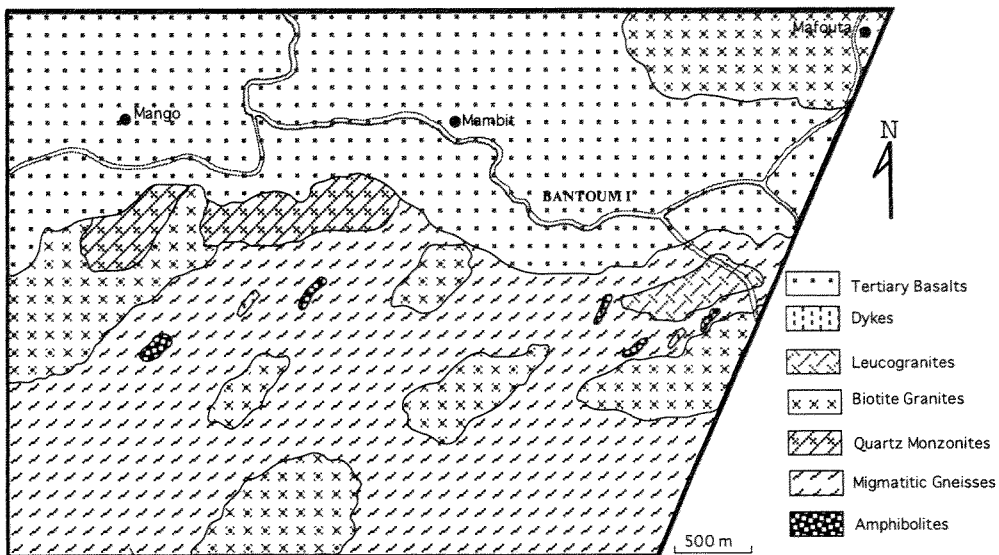


Fig. 2: Geological map of the bantoum area.

Hence, these geochemical and isotopic data show these granites are generated at different temperatures, and probably from different sources as suggested by their different Initial Sr isotope ratios. The Sr–Nd isotopic variations of the granitoids can be explained by a mixing between the juvenile mantle component and the crustal component probably represented by Paleoproterozoic basement rock. The evolution of  $\epsilon$ Nd values and older  $T_{DM}$  of 1.9 to 2.9 Ga suggest the significant contribution of older crustal material in the genesis of the Bantoum granitoids.

These isotopic data also show that granitoids and associated migmatitic gneisses have different history and no genetic link as it was previously thought. Therefore, their closely association on outcrops is a result of shearing.

## References

- Nzenti J.P., Barbey P., Macaudière J., Soba D., 1988. Origin and evolution of the late Precambrian high-grade Yaoundé gneisses (Cameroon). *Precamb. Res.* 38, 91–109.
- Penaye J., Toteu S.F., Michard A., Bertrand J.M., Dautel D., 1989. Reliques granulitiques d'âge Protérozoïque inférieur dans la zone mobile Panafricaine d'Afrique Centrale au Cameroun; Géochronologie U–Pb sur zircons. *C.R. Acad. Sci. Paris* 309, 315–318.
- Toteu S.F., Van Schmus W.R., Penaye J., Michard A., 2001. New U–Pb and Sm–Nd data from north-central Cameroon and its bearing on the pre-Pan African history of central Africa. *Precamb. Res.*, 108, 45–73.

## Rb-Sr 全岩アイソクロンのリセットされる条件： ゴンドワナ大陸からの検討

加々美寛雄（新潟大・自然科学研）・志村俊昭（新潟大・理）・  
柚原雅樹（福岡大・理）・白石和行（極地研）

Condition for resetting of Rb-Sr whole rock isochron : considering rocks from  
the Gondwana continent

H.KAGAMI, T.SHIMURA(Niigata University), M.YUHARA(Fukuoka University) and  
K.SHIRAIISHI(National Institute of Polar Research)

### 1. Rb-Sr 全岩アイソクロン法

火成岩体をつくったマグマが Sr 同位体的に均一な場合、その岩体から採取された岩石から Rb-Sr 全岩アイソクロン法を使い年代が得られる場合があり世界各地から数多くのデータが報告されている。しかし、形成されたマグマが当初は均一であっても(1)貫入・固結する間に母岩と同位体交換を行ったり、(2)固結するまで長時間要したり、(3)固結後新たな地質学的出来事の影響を受けたりする事によって Sr 同位体がランダムに分散し年代が得られなくなる。一方、一度形成され意味ある Rb-Sr 全岩アイソクロンをもつ火成岩体であっても、この系の閉鎖温度と言われている 700 度程度の変成作用を受けた場合、簡単に Sr 同位体比はリセット（均一化）されない。これは次のような理由に因るものと考えられる。即ちマントルあるいは下部地殻で形成された 900 度前後あるいは化学組成によってはそれ以上の温度をもつマグマは、かなりの時間を経て混合する事によってようやく同位体的に均一化するものと考えられる。一度形成された岩体全体から採取した試料によって得られたアイソクロンの場合、これと類似（あるいは特別の？）の条件が無いと岩体と同位体的に均一、即ち Rb-Sr 全岩アイソクロン系が完全にリセットされない事になる。この事は小さな岩体にとっても、地殻上部・中部レベルで岩体全体がそのままリセットされるは不可能な事を暗示している。

変成岩の場合、数 km<sup>2</sup>以上に及ぶ範囲から試料を採取し Rb-Sr 全岩系で直線が得られた場合、その直線は年代を示すアイソクロンとする解釈がかつては多かった(G.Faure, 1986, Principles of Isotope Geology の Rb-Sr 全岩系による変成岩の年代の項参照)。しかしながら先の火成岩体のところで予想

されるように広域にわたる範囲の同位体の均一化は地殻上部・中部レベルでは起こりに難く、1995 年に出版された A.P.Dickin の Radiogenic Isotope Geology では変成作用における数 km<sup>2</sup> 範囲の同位体平衡の可能性を否定している。

筆者らは Rb-Sr 全岩アイソクロン法を使い変成作用時の年代を試みてきているが、1 露頭スケールにおいても変成作用時期を示すと考えられる年代が得られる場合は極めて少ない。ゴンドワナ大陸、日本列島の変成岩について 1 露頭から採取された岩石から年代が得られる場合と得られない場合とを筆者らの測定したデータから検討する。このような検討から得られた情報は Rb-Sr 全岩アイソクロン法を使い年代が得られるかどうかを予想する上で重要である。

### 2. Rb-Sr 全岩アイソクロンがリセットされない例

(1) Gampola, Highland Complex, Sri Lanka (Kagami et al. 1995) Grt bearing felsic gneiss + amphibolite ; ~800 度, >9kb. (2) Lützow-Holm Complex, E. Antarctica (Shiraishi & Kagami, 1992), enderbite ; 800 度, 7-8.5kb. (3) Chubu, Ryoke (Yuhara, 1995) migmatite ; 650 度, 4kb.

### 3. Rb-Sr 全岩アイソクロンがリセットされた場合

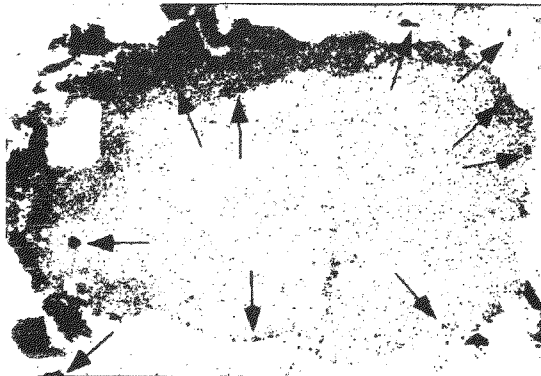
(1) Breidvænipa, E. Antarctica (Shimura et al., 1998) migmatite+granite ; ~870 度, ~8kb, 576 (39) Ma.

### 4. 今後検討を要する直線

(1) Kurunegala, Wannai Complex, Sri Lanka (Kagami et al., 1990 ; Santosh et al., 1992) incipient charnockite ; 422 (91)Ma. Kurunegala の別露頭 U-Pb zircon 年代, 563 (+22, -26)Ma.

燐灰石は岩石中のリンの主要な貯蔵庫であるばかりでなく、希土類元素や揮発性成分の貯蔵庫でもある。高度変成岩において燐灰石ならびにモナザイトやゼノタイムなどのリン酸塩鉱物には下記のように注目すべき産状 (観察事実) がある。

1. 泥質片麻岩中のザクロ石斑状変晶の内外でのリン酸塩鉱物の分布や組合せの規則的な変化：ホストのザクロ石斑状変晶のリンに関する累帯構造や他の包有物の特徴とも対応：これらの点は燐灰石の関与した母岩の部分融解反応でもっとも合理的に説明できる。

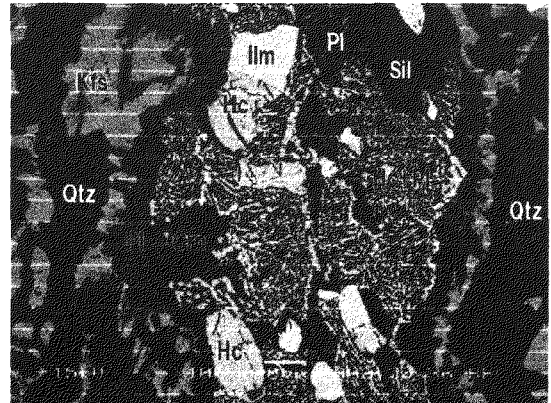
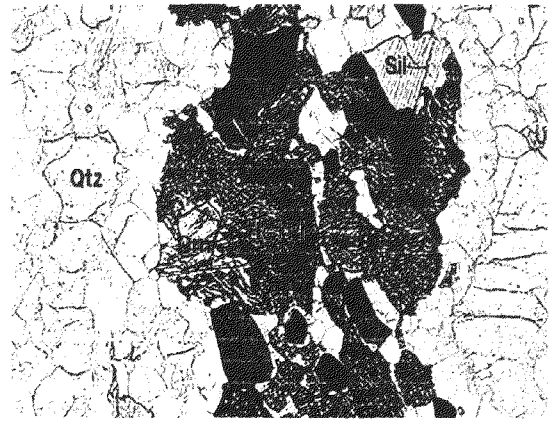


ザクロ石斑状変晶のリンの濃度分布とリン酸塩鉱物の出現位置には強い相関がある (矢印の先に燐灰石やゼノタイムなどのリン酸塩鉱物が出現)

2. 一部の珪線石-ザクロ石グラニューライト (コンダライト) におけるヘルシナイトおよび珪線石とザクロ石を置換するヘルシナイト+斜長石のシンプレクタイトの局所的な生成と燐灰石およびモナザイトの存在 (出現) の強い関連性：燐灰石の周辺において優先的にヘルシナイトおよびヘルシナイト+斜長石のシンプレクタイトが生成している：また石英に比較的富む岩石であるにもかかわらず、コランダムが形成されている：これらの点は燐灰石の分解によって局所的に母岩の部分融解反応が引き起こされた可能性が高いことを示している。



燐灰石 (Ap) の周囲に限ってヘルシナイト (Hc) およびヘルシナイト+斜長石のシンプレクタイト (Hc+Pl) が出現する。Qtz: 石英, Kfs: カリ長石



珪線石とザクロ石を置換してヘルシナイト+斜長石のシンプレクタイトが生成している。石英から0.1mm以下の距離にコランダム (Cm)も形成されている。

## Sm-Nd and Rb-Sr Geochronology from the Sausar Belt and surrounding areas: implications to the tectonics of the Central Indian Tectonic Zone within East Gondwana

サウサー帯周辺の Sm-Nd・Rb-Sr 年代研究：インド中央構造帯と東ゴンドワナテクトニクスの考察

Masaru Yoshida<sup>1</sup>, Abhijit Roy<sup>2</sup>, Kagami, Hiroo<sup>3</sup>, Bhowmik, S<sup>2</sup>., Roy, Abhinaba<sup>2</sup>, Bandyopadhyay, B.K.<sup>2</sup>, Chottopadyay, A<sup>2</sup>, Khan, A.S<sup>2</sup>., Huin, A.K<sup>2</sup>., and Pal, T<sup>2</sup>. Kano, Takashi<sup>4</sup>, Wada, Hideki<sup>5</sup> and Satish-Kumar, M<sup>5</sup>

1. Gondwana Institute for Geology and Environment, Hashimoto, Japan; 2. Geological Survey of India, Central Region, Nagpur, India; 3. Niigata University, Niigata, Japan; 4. Yamaguchi University, Yamaguchi, Japan; 5. Shizuoka University, Shizuoka, Japan

The Central Indian Tectonic Zone (CITZ) is a suture between the northern and southern Indian shields. The suturing event was traditionally regarded to be Palaeoproterozoic or late Mesoproterozoic; but very few reliable geochronologic data have been available so far. The Sausar Mobile Belt (SMB), situated at southern central part of the CITZ, was systematically surveyed by geologists of Geological Survey of India (Central Region) for several years, and by a joint Japan-India group in 1999 and 2000 (Yoshida et al., 2002). Isotope analyses of Sm-Nd and Rb-Sr systematics have been conducted for 29 rocks/minerals, and obtained 15 rock-mineral isochron ages (Roy et al., in prep) of several critical rocks from the SMB and surrounding areas. These results have revealed following scheme of tectonic evolution of the Sausar Belt.

1. Southern granulite belt (the Ramakona-Katangi Granulite Belt, RKG) fringing southern margin of the SMB shows anti-clockwise P-T history with peak event at ca 2672 Ma. This belt suffered extensive later basic igneous activity or high-grade metamorphism at ca 1400 Ma (Sm-Nd rock-mineral isochron age) that was followed by cooling, continuously later

than ca 1100 Ma.

2. Northern granulite belt (the Balaghat-Bhandara Granulite Belt, BBG) fringing northern margin of the SMB shows three superposed metamorphic events with clockwise P-T history with the peak event earlier than ca 1100 Ma (M2), and drastically cooled at ca 1100 Ma, identified by Sm-Nd rock-mineral isochron ages. Rb-Sr rock-mineral isochron age measurement gave ca 850 Ma. The M1 age is not clear, but should be older than ca 1100 Ma.

3. The SMB suffered intense amphibolite facies metamorphism prior to ca 800-900 Ma that was obtained by rock-mineral isochron ages.

As a whole, the SMB peak metamorphism is considered sometime older than ca 1100 Ma, and cooled slowly to younger ages than ca 850 Ma. This event was also common to both RKB and BBG granulite belts, which had different pre-1100 Ma histories. Thus, the assembly of pre-Grenvillian blocks during the ca 1100 Ma event is the principal tectonics of SMB area and hence of the CITZ. The final amalgamation of Northern and Southern Indian shields is considered to be at this age.

This result contributes to the hypothesis of late Mesoproterozoic amalgamation of "Rodinia" supercontinent in areas surrounding India including Australia and East Antarctica where orogens of comparable age and signature also develop.

#### References

Roy, A., Kagami, H., Bhowmik, S., Roy, Abhinaba, Bandyopadhyay, B.K., Chottopadhyay, A., Khan, A.S., Huin, K., Pal, T. and Yoshida, M., in preparation, Rb-Sr and Sm-Nd

dating of different metamorphic events from Sausar Mobile Belt, central India: implications for the Proterozoic crustal evolution.

Yoshida, M., Kano, T., and Biju-Sekhar (eds), 2002, The Central Indian Tectonic Zone and its Extensions within East Gondwana. GRG/GIGE Misc. Pub., 14, Gondwana Institute for Geology and Environment & Field Science Publishers, Hashimoto and Osaka, 400 pages.



臼杵直・海田博司・三澤啓司・白石和行(極地研)

## SHRIMP U-Pb zircon ages

## in the central part of the Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido, Japan

Tadashi USUKI, Hiroshi KAIKEN, Keiji MISAWA, Kazuyuki SHIRAIISHI (NIPR)

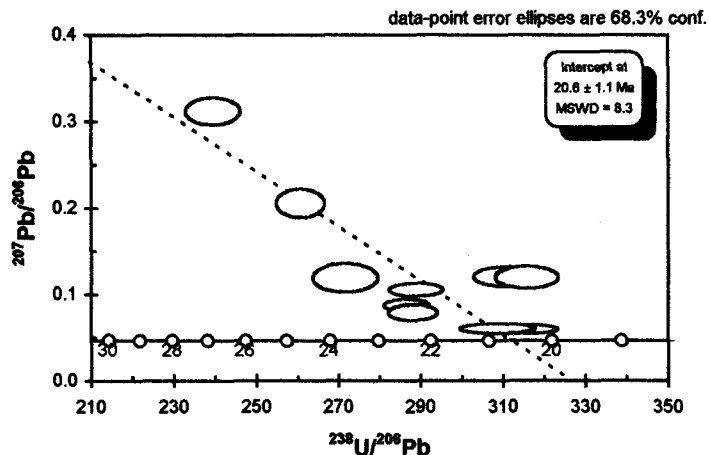
大陸・島弧地殻は高温型・中圧型変成作用によって形成されるが、その際の熱源は一般に不明確である(例えば、豊島ほか, 1997)。変成作用を引き起こした要因(熱源)は島弧・大陸地殻の形成過程の理解にとって本質的な問題である。日高変成帯は世界で最も若い高温型変成帯の一つの典型である(例えば、小山内・大和田, 1994)。このため、島弧・大陸地殻の形成過程を最も高精度に理解することが期待できる。しかし、数多くの詳細な研究にもかかわらず、肝心の変成作用を引き起こした熱源については不明確なままである。この原因の一つとして、日高変成帯に起こった熱イベントの回数、時期・期間、空間的規模がまだよくわかっていないことが挙げられる。この問題の解明にはSHRIMPによるジルコンのU-Pb年代測定が有効である。

今回、日高変成帯中部地域から採取された3つのザクロ石・堇青石・黒雲母グラニュライトから各数100粒分離したジルコンのうち、各数10粒について測定を行った。

カソード・ルミネッセンス像による観察から、これらのジルコンは泥質グラニュライトで特徴的な等幅状(幅数から数10マイクロメートル)の被覆成長をもつことがわかった。このような被覆成長は一般に岩石の部分溶融に伴って形成されたと考えられている(例えば Vavra et al., 1996, 1999)。SHRIMP でこの被覆成長を測定すると南部のメナシ川地域からのジルコンで  $19.4 \pm 0.5$  Ma, 北部のベニカル沢地域で  $20.6 \pm 1.1$  Ma (Fig. 1), サッシピチャリ沢地域で  $19.3 \pm 2.9$  Ma が得られた。このことから日高変成帯中部地域のピーク変成年代はこれまでの一般的な考えであった 55-56 Ma (Owada et al., 1991, 大和田他, 1992) よりもずっと新しく、20 Ma 前後になると考えられる。この時期は日本海や千島海盆が拡大した時期であり(例えば Tamaki, 1986, Maeda, 1990, 木村, 1990, 小松ほか, 1990), 日高変成帯の変成作用は千島海盆の拡大に伴うアセノスフェアの上昇が熱源になっている可能性が高い。

Fig. 1

Tera-Wasserburg plot of overgrowth zircon from sample 92633 (garnet - cordierite - biotite granulite). Broken line indicates regression through common Pb.



南アフリカのフレデフォート隕石孔に産出するコース石含有珪岩  
 廣井美邦（千葉大・理）

Coesite-bearing quartzite from the Vredefort impact structure, South Africa  
 Hiroi, Y. (Chiba Univ.)

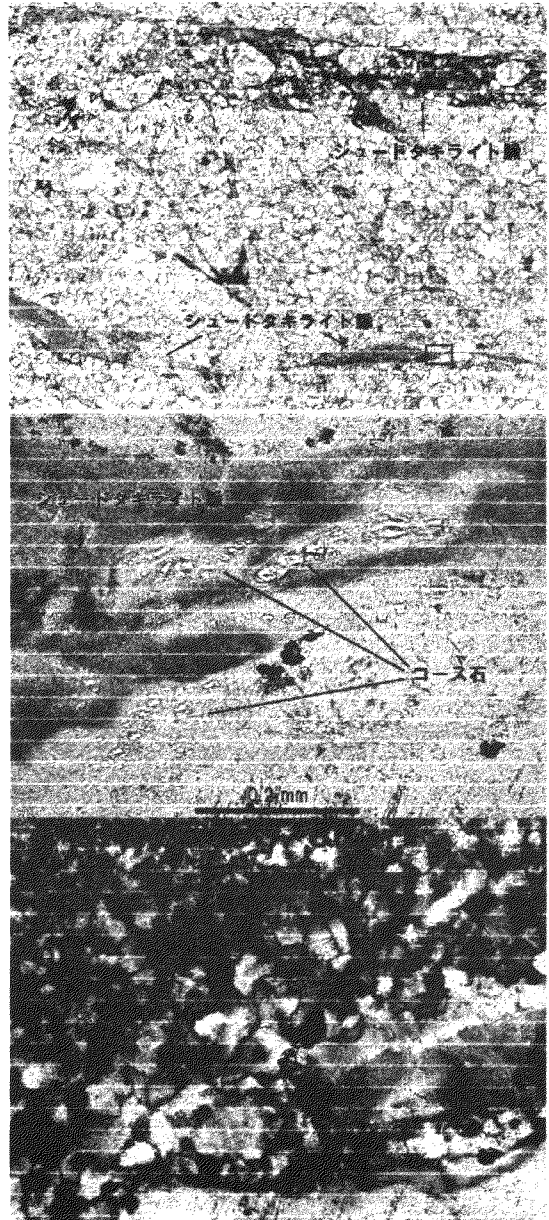
南アフリカは地質学者のパラダイスと言われる。それは長径が300 kmにも達する地球上最大の層状貫入岩体であるブッシュフェルト岩体、地球上最古のよく保存されたバーバートン海底火山岩（グリーンストーン）帯、地球上最古の大陸衝突型造山帯であるリンポポ帯、地下深所からダイヤモンドやマンタル・カンラン岩をもたらしたキンパーライトの模式地などがあるからである。さらに南アには地球上最大の隕石クレーターであるフレデフォート環状構造もある。

地球型惑星では、地球を除くと、惑星表面部でのもっとも重大な地質現象は隕石や微惑星衝突による衝撃変成作用であろう。惑星表面の無数のクレーターを見れば、それは明白である。

衝撃変成作用は地球での造山運動による広域変成作用とはさまざまな点で異なるが、もっとも大きな相違点は継続時間と圧力である。衝撃波により瞬間的ではあるがスティショフ石が形成されるほど高压になる。炭素があればダイヤモンドが形成されよう。

近年、造山運動による広域変成作用でもコース石やダイヤモンドが形成されることがあることが判明し（「超高压変成作用」と称される）、さまざまな新しいデータと視点が得られつつある。しかし、ジルコンやザクロ石中に保存されたダイヤモンドの一粒を見いだすことによって、その母岩に対してそれまでに行ってきた岩石学的解析をすべて放棄するような乱暴なことをする事態も発生している。わずかに見いだされたダイヤモンドが真に超高压変成作用によるものなのか、あるいは衝撃変成作用起源の碎屑粒なのかは決して自明ではない。

ここでは、おそらく地球上最大の隕石孔ゆえに、薄片観察できるほどに十分に粗粒になったコース石（スティショフ石産出の報告もある）の産状等について報告する。



コース石は粗粒の珪岩中に発達した薄いシュードタキライト脈中とその周辺に産出する（大部分は石英に再転移している）。下の2枚の写真（それぞれ開放ニコルと直交ニコル）は同じ領域（一番上の写真の四角で囲った部分）を写しているが、両者の間で鉱物の粒形等が必ずしも対応しないことに注目。

第 22 回南極地学シンポジウム  
ポスター発表要旨

The 22nd Symposium on Antarctic Geosciences  
Abstracts for Poster Presentation

## リュツォ・ホルム岩体スカレビークスハルセンに産する高温変成岩類

吉村康隆 (高知大学・理学部), 本吉洋一 (国立極地研究所), 宮本知治 (九州大学・理学部), E. S. Grew (メーン大), C. J. Carson (エール大), D. J. Dunkley (名古屋大年代測定総合研究センター)

High-grade metamorphic rocks from Skallevikshalsen in the Lützow-Holm Complex  
Yasutaka YOSHIMURA (Kochi Univ.), Yoichi MOTOYOSHI (NIPR), Tomoharu MIYAMOTO (Kyushu Univ.), E. S. GREW (Univ. Maine), C. J. CARSON (Yale Univ.), D. J. DUNKLEY (Nagoya Univ. Center for Chronological Research)

東南極プリンスオラフ海岸からリュツォ・ホルム湾にかけて分布しているリュツォ・ホルム岩体は、角閃岩相からグラニュライト相に達する高度変成岩類が分布している。変成度はリュツォ・ホルム湾奥に向かい累進的に上昇するとされ、ルンドボークスヘッタで最高変成度に達している (Motoyoshi et al., 1989; Hiroi et al., 1991)。

スカレビークスハルセンは、リュツォ・ホルム湾沿岸、ルンドボークスヘッタの北東約 25km に位置する露岩で、グラニュライト相帯に属する。本地域は JARE-40 により調査され、ザクロ石-珪線石片麻岩、ザクロ石-黒雲母片麻岩、斜方輝石珪長質片麻岩、石灰質変成岩類が卓越し、ザクロ石-スピネル-珪線石片麻岩や塩基性片麻岩が狭在する。今回はザクロ石を含む岩相について報告する。

## ザクロ石-珪線石片麻岩

粗粒なザクロ石 (粒径最大 2cm) を含む岩相と比較的細粒 (粒径最大 5mm) からなる岩相がみられる。構成鉱物は、ザクロ石、珪線石、斜長石、石英に富み、少量のカリ長石を含み、黒雲母などの含水鉱物はほとんど認められない。

## ザクロ石-スピネル-珪線石片麻岩

粗粒なザクロ石 (粒径約 1cm) を含むものと、細粒 (粒径約 5mm) なザクロ石からなる岩相とがある。粗粒なザクロ石の周囲にはスピネル+斜長石のシンプレクタイトが発達する。また、珪線石の周囲にもスピネル+斜長石のシンプレクタイトが認めら

れる。主な構成鉱物は、ザクロ石、スピネル、珪線石、コランダム、斜長石、カリ長石、石英であるが、スピネルと石英やコランダムと石英が接して産することはなく、これらの共生は、今のところ認められていない。コランダムはスピネルが多いドメインに長柱状に産する。まれに黒雲母を含むことがある。斜長石は  $An_{27\sim40}$  と幅があり、粗粒ザクロ石からなるタイプの方が高  $An$  を取る傾向にある。

## ザクロ石-黒雲母片麻岩

縞状構造が顕著で比較的石英や長石に富むものと、縞状構造がやや不明瞭でザクロ石や黒雲母に富むものとがある。いずれの岩相もミグマタイト構造が発達し、ストロマティック組織やシュリーレン組織を呈す。主な構成鉱物は、ザクロ石、黒雲母、斜長石、カリ長石、石英である。黒雲母は縞状構造が顕著な岩相では、 $X_{Mg}0.46\sim0.54$  の値を示し  $TiO_2$  は最大で約 5.6wt%ほど含み、フッ素は最大で約 1.6wt%ほど含む。縞状構造が不明瞭な岩相では  $X_{Mg}0.67\sim0.73$  の値を示し  $TiO_2$  は最大で約 6.8wt%ほど含み、フッ素は最大で約 1.6wt%ほど含む。フッ素はある程度含むものの超高温変成岩に産するものほどは多量には含まれていない。

## ザクロ石の組織及び組成

ザクロ石は、いずれの岩相とも中心部で  $Ca$  含有量が高く、リムに向かって減少し、 $Mg$  含有量はリムに向かって増加する組成

累帯構造を有している。ザクロ石-珪線石片麻岩のものは、コアに比較的細粒の包有物が多くみられ、組成は Mg に富む部分で Prp35~39 の値を示し、CaO はコア部で最大 1.8wt%含む。特徴として、Y に富むコアおよび P に富むリムを有している。Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含有量は最大で約 0.1wt%、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 含有量は最大約 0.12wt%である。

ザクロ石-スピネル-珪線石片麻岩では、Y や P をほとんど含まず組成累帯構造も認められない。高 Mg 部分の組成は、粗粒なザクロ石では Prp20~23 の範囲を示し、CaO はコア部で最大 5.4wt%含む。細粒なザクロ石を含む岩相では Prp16~20 の範囲を示し、CaO はコア部で最大 5.7wt%含む。この岩相のザクロ石の特徴として、マトリックス中の斜長石より An に富む斜長石の包有物が認められる。

ザクロ石-黒雲母片麻岩中のものは、縞状構造がやや不明瞭な岩相のものは、自形成の強い長石や石英の包有物を多量に含み、顕著なポイキロプラステック組織を示す。高 Mg 部分の組成は Prp38~40 の値を示し、CaO はコア部で最大 3.2wt%含む。この岩相中のザクロ石もわずかながら Y に富むコア、および P に富むリムを有する特徴をもつ。さらに、ザクロ石中の斜長石は、マトリックス中のものに比べ高い An 値を有する。

縞状構造が顕著な岩相では、著しいポイキロプラステック組織は示さないものの、Y<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含有量は、今回取り扱った岩相の中で最も高く、最大で約 0.13wt%に達する。高 Mg 部分の組成は Prp20~26 の範囲を示し、CaO はコア部で最大 4.1wt%含む。

以上のことより、ミグマタイト構造が見られるザクロ石-黒雲母片麻岩中のザクロ石は、ポイキロプラステック組織や高 Y 含有量等からメルトが存在した中で成長したと思われ、部分熔融が起こったと考えられる。ザクロ石-珪線石片麻岩は、顕著なミグマタイト構造を持たないにもかかわらず、ザクロ石の組織や組成等からは、部分熔融の関与が示唆される。本岩相はいわばレスタタイト的な岩相である可能性があり、メルトが分離・移動したため無水な岩相になったのかも知れない。ザクロ石-スピネル-珪線石片麻岩は、ザクロ石中にマトリックスよりも高 An を示す斜長石が包有されているものの、特に部分熔融に特徴的な組織を持たないことから、スピネル-斜長石シンプレクタイトなど、この岩相でみられる組織は、後退変成作用時に形成されたものであり、スリランカで Hiroi et al., 1997 で報告されているものと同様な岩相であると思われる。

## Howard Hills 産 Meta-ultramafic and mafic rocks の Sr · Nd 同位体組成

宮本知治 (九州大), 吉村康隆 (高知大), 本吉洋一 (極地研), E.S.Grew (Univ. of Maine), D.J.Dunkley (名古屋大), C.J.Carson (Yale Univ.)

### Sr and Nd isotopic compositions of Meta-ultramafic and mafic rocks from Howard Hills, Enderby Land, East Antarctica.

T.Miyamoto (Kyushu Univ.), Y.Yoshimura (Kochi Univ.), Y.Motoyoshi (NIPR), E.S.Grew (Univ. of Maine), D.J.Dunkley (Nagoya Univ.), C.J.Carson (Yale Univ.)

The Napier Complex in East Antarctica consists of high-temperature granulite facies rocks which are characterized by osumilite-bearing, sapphirine-quartz and spinel-quartz mineral assemblages (Sheraton *et al.*, 1987). The Howard Hills is a wide exposure of the Napier Complex at the east of Amundsen Bay. The basement rocks of Howard Hills are made up mainly of garnet-bearing gneiss, orthopyroxene-bearing felsic gneiss, and metamorphosed mafic and ultramafic rocks. Their peak metamorphic conditions are estimated to have been about 1150-1200 °C (Yoshimura *et al.*, 2000).

During a geological survey by JARE-40 under SEAL project, large blocks of meta-ultramafic to mafic rocks were discovered in felsic gneiss at the central part of northern Howard Hills. The investigated block had a lenticular shape with over five meters across. A part of block was constituted by core with olivine-orthopyroxene-spinel-phlogopite assemblages and orthopyroxene-dominant mantle part. Opx-bearing quartzofeldspathic leucosome occurred in the mantle part of the block. Phlogopite-rich aluminous granulite was partly formed at the margin of the block. In the granulite, sapphirine is occurred as porphyroblast including greenish spinel, or as thin film at the grain boundaries of granoblastic orthopyroxene.

To understand the crustal evolution of the Napier Complex, Rb-Sr and Sm-Nd analyses were done for the meta-ultramafic rocks and mafic and felsic gneisses around it from the Howard Hills. Conventional isotope dilution methods were applied to determined Rb, Sr, Sm and Nd compositions in the samples. Rb-Sr compositions of bulk rock samples were regressed to a line on the isochron diagram. The line gives an age of  $2.63 \pm 0.03$  Ga with initial ratio of  $0.7357 \pm 0.0024$ . A Sm-Nd isochron determined from the same bulk rock samples gave an age of  $2.66 \pm 0.05$  Ga with initial ratio of  $0.50856 \pm 0.00004$ . The coincidence between the Rb-Sr age and Sm-Nd age suggests that isotopic homogenization of

strontium and neodymium at about 2.65 Ga between ultramafic rock and surrounding rocks around it.

Strontium seems to be the mobile element during metamorphism, however, isotopic homogenization of Sr is not so easy under dry conditions. The REEs are more stagnant than the alkali metals and alkali earths during regional metamorphism and hydrothermal alteration (Faure, 1986). Efficient isotopic homogenization of Sr and Nd between mafic and felsic rocks was possible under granulite facies metamorphic conditions with fluid and melts activities (Pan *et al.*, 1999). Some rock samples from the Howard Hills have some phlogopite as hydrous mineral although others have no them. This phlogopite contains much fluorine (Sato *et al.*, 2002). The possibility of partial melting during metamorphism was suggested from zoning of garnet in feldspathic gneiss from the Howard Hills (Yoshimura *et al.*, 2000). It is possible that the Rb-Sr and Sm-Nd ages of about 2.65 Ga indicate the age of granulite facies metamorphism.

The isotope ages of metamorphic rocks from the Napier Complex formed under granulite facies condition show mainly Archean (DePaolo *et al.*, 1982; Owada *et al.*, 1994; Harley and Black, 1997; Tainosho *et al.*, 1997). Especially, recent SHRIMP dating of zircon and CHIME ages of monazite and zircon grains in the granulite indicate abundant Latest Archean ages around 2.4 to 2.5 Ga (Hokada *et al.*, 2001; Asami *et al.*, 2002). Hokada *et al.* (2001) suggests that the most metamorphic rocks of Napier Complex were suffered by simultaneous granulite facies metamorphism at the Latest Archean. However there is no chronological evidence of 2.4 to 2.5 Ga metamorphism for the gneiss from the Howard Hills, the ages of about 2.65 Ga in this study probably indicate the age of granulite facies metamorphism at the Howard Hills preceding the regional metamorphism at about 2.4 to 2.5 Ga.

## 中央ドロンニングモードランド，フィルフィナー山地の地質

## —日本・ノルウェー・ドイツ共同地質調査—

大和田正明<sup>1</sup>，馬場壮太郎<sup>2</sup>，Elvevold, S.<sup>3</sup>，Läufer, A.<sup>4</sup>，白石和行<sup>5</sup>  
**Geology of Filchnerfjella in Central Dronning Maud Land; Japan-Norway-Germany Joint Geological Investigation**

<sup>1</sup>山口大学 (Yamaguchi Univ.; Owada@sci.yamaguchi-u.ac.jp)

<sup>2</sup>琉球大学 (Ryukyu Univ.), <sup>3</sup>Norsk Polarinstitut, Norway, <sup>4</sup>Universität Frankfurt/M., Germany, <sup>5</sup>極地研 (NIPR)

ドロンニングモードランド地域はパンアフリカン変動帯の延長に当たると考えられており，地球史における後期原生代地殻形成の発展過程を代表する研究対象である。

ドロンニングモードランドの西部では，パンアフリカン変動以前に中期原生代の変動を被ったことが明らかにされている。一方，東部ではその影響が弱い。そこで，標題の地域において以下の2点を明らかにするため3国共同調査を行った。

- (1)重複変成作用の時空的関係
- (2)パンアフリカン期火成作用の特徴と成因

Filchner 山地では，変成・変形作用の解析やそれらの形成年代に関する研究はまだ報告されていない。山地は主にグラニュライト相に達する変成岩類から構成され，西部では閃長岩がそれらに貫入する。変成岩類は，大きく以下の3岩相に区分される。すなわち，(1)優白質ザクロ石片麻岩，(2)褐色斜方輝石片麻岩および(3)多色片麻岩，

である。これらは，全体に層状構造がよく発達しており，みかけの下位から(1)~(3)の順に累重する。(1)はザクロ石や珪線石を含み，キンセイ石を伴う。また，石英を含まないドメインではスピネルが産する。組織からみて，ザクロ石と珪線石が反応しキンセイ石とスピネルが生じたと考えられる。(2)は斜方輝石や黒雲母を含むことで特徴付けられる。まれにザクロ石を含むこともある。(3)は(1)と(2)を構成する岩石の互層からなる。

地質構造は主に東西走向で，東西に伸びる背斜軸がほぼ平行に2本発達している。両背斜軸の間には，東西走向を持ち低角度で南に傾斜する衝上断層が存在する。火成岩類は閃長岩と花崗岩が大部分を占めるほか，少量のランプロファイアーも産する。

講演では，Filchner 山地周辺地域もあわせて，中央ドロンニングモードランドの地質の特徴を議論する。

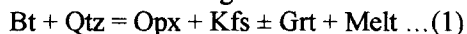
## Metamorphic reactions and P-T estimates of Ultra - high temperature granulites from Palni Hills, South India

D. Prakash and M. Arima

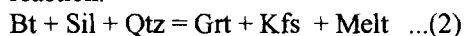
Geological Institute, Yokohama National University, Yokohama, Japan

The granulites of the Palni hill display excellent evidences of metamorphic reactions involved in the formation of diverse mineral assemblages documented in different types of reaction textures, coronas and symplectites. The main lithotypes of the area include charnockites, mafic granulites, migmatitic gneisses, garnet-cordierite-sillimanite gneisses, leptynites, sapphirine-bearing granulites and quartzites. The occurrence of sapphirine-bearing granulites has been recorded from Palni hills and adjoining area viz. Panrimalai, Ganguvarpatti, Perumalmalai, Kambam and Usilampatti.

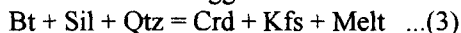
Phase-petrology and metamorphic reactions in different rocks of the area have been studied in the  $K_2O$ -FeO-MgO- $Al_2O_3$ - $SiO_2$ - $H_2O$  system for pelitic, quartzofeldspathic and sapphirine-bearing assemblages, and in  $CaO$ -FeO-MgO- $Al_2O_3$ - $H_2O$  system in the mafic rocks. The plot of the analysed biotites within the three phase field of garnet-orthopyroxene-potash feldspar and the textural evidence of corroded biotite occurring as inclusion within coarse crystals of garnet, orthopyroxene and potash feldspar document evidence for the charnockite forming reaction:



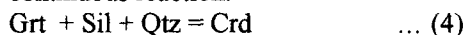
Presence of linear trails of sillimanite needles, corroded biotites and quartz within garnet megacrystals suggest the reaction:



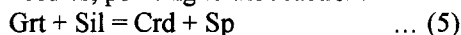
The topology of the AKF diagram attests the reaction (2) due to crossing of the biotite-sillimanite and garnet-potash feldspar joins. The intersecting biotite-sillimanite and cordierite-potash tie lines further suggest reaction:



The phase relationships in the garnet-cordierite-sillimanite gneisses are depicted in AFM projection. Corroded garnet xenoblasts and sillimanite trails within cordierite matrix suggest Fe-Mg continuous reaction:



On the other hand, in silica-poor cordierite gneisses, cordierite contains spinel besides corroded garnet blasts and sillimanite needles, pointing to the reaction:

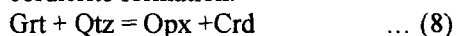


Resorption of garnet is also common in migmatitic gneisses, garnetiferous charnockites and garnet bearing mafic granulites. Mantling of resorbed garnet blasts by plagioclase and orthopyroxene-plagioclase symplectitic intergrowth (Fig. A) or the development of continuous rim of orthopyroxene on resorbed garnet suggest breakdown reactions, diagnostic of decompressional regime.



(in Opx)

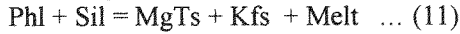
With decreasing pressure conditions, a number of decompression and symplectite (Fig. B) forming reactions indicate the cordierite formation:



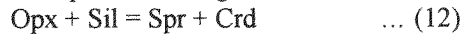




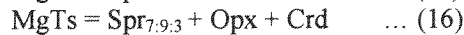
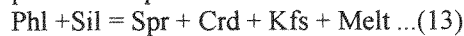
The analysed minerals from sapphirine-bearing granulites are plotted in (FM)AS diagram. As phlogopite and K-feldspar are very much involved in sapphirine forming reactions, a projection from K-feldspar has been used in the triangular plot (Fe,Mg)O : (Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-K<sub>2</sub>O) : (SiO<sub>2</sub>-6K<sub>2</sub>O). During an early stage the following prograde reaction:



Texturally, coarse prisms of orthopyroxene are separated from blocky sillimanite, and sapphirine crystals tend to nucleate on sillimanite while cordierite rims around orthopyroxene. Cross-cutting of orthopyroxene-sillimanite and sapphirine-cordierite joins in the MAS diagram, and the textural evidences may be explained through the reaction:



A number of reactions involving phlogopite, potash feldspar (Fig. C) and Mg-Tschermaks component in orthopyroxene may be inferred from the tie-line configuration (FM)AS projection through potash feldspar.



Development of vermicular intergrowth of spinel-orthopyroxene-cordierite (Fig. D) at the corroded garnet margin and the compositional plot of analysed garnet within the three phase field of spinel-orthopyroxene-cordierite attest the breakdown reaction:



This reaction has rather flat positive slope in P-T space and hence it has been interpreted to reflect a decompressional regime.

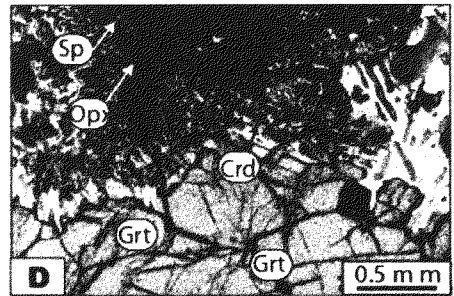
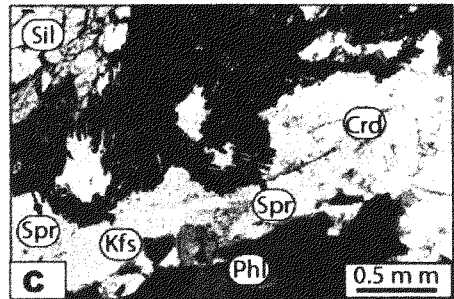
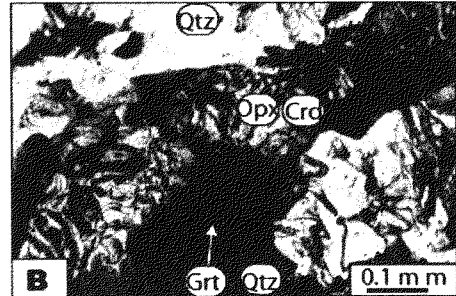
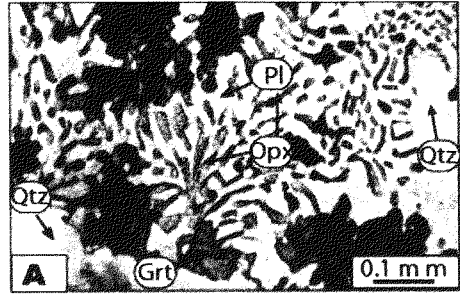


Fig. Photomicrographs showing different reaction textures from Palni Hills

With the recent reestimation of metamorphic condition based on the Al orthopyroxene thermometers, there are clear indications that earlier P-T estimates (700-800 °C and 5-7 Kbar) grossly underestimated the metamorphism in this region. High aluminum orthopyroxene coexisting with garnet, sillimanite or sapphirine, indicates UHT metamorphic conditions (Hensen & Harley, 1990, Harley, 1998). Recently, Harley & Motoyoshi (2000) have shown that peak temperatures ca. 1120 °C are recorded by the Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> content in orthopyroxene in a sapphirine – orthopyroxene – quartz granulite from Enderby Land, East Antarctica. It is well known, that because of intensive resetting and non-simultaneous closure of equilibria in such rocks during slow cooling, the thermal peak conditions and P-T trajectories cannot be reliably assessed by conventional thermometric techniques. Corona and symplectitic reaction textures in sapphirine – granulites have been used to deduce reaction histories and P-T paths of UHT terrains (Harley, 1989,1998). Evidence for high to ultra high temperature metamorphism has been recorded in different rock types from Southern granulite terrain (Ravindra Kumar & Chacko, 1994; Raith et al., 1997; Satish Kumar 2000; Nandakumar & Harley, 2000; Prakash et al., 2002). This signify anomalously high thermal input which is of fundamental importance in understanding the thermal structure and related petrological processes of the lower crust. Speculations regarding the cause of the high thermal input range from influx of mantle-derived hot CO<sub>2</sub> - rich fluids (Newton et al., 1980) to radioactive heating (with or without magmatic input) in an overthickened continental crust (Thompson and England, 1984), magmatic under/intraplating (Bohlen,

1987) to lithospheric/crustal thinning with or without magmatic input (Oxburgh, 1990). Each individual area requires careful study to test the applicability of these models when many new concepts are offered for ultrahigh temperature metamorphism.

#### Acknowledgements:

Financial assistance to DP from JSPS, as Post – doctoral fellow (Award No. P 01198) is gratefully acknowledged. DP would like to specially thank Dr. Anand Mohan for introducing him to the fascinating world of granulites.

#### References:

- Bohlen, S.R., 1987. *J. Geo.*, **95**, 617-632.  
 Harley, S. L., 1989. *Geol. Mag.*, **126**, 215-247  
 Harley, S. L., 1998. Geological Society of America Special Pub., **138**, 81-107  
 Harley, S. L., Motoyoshi, Y., 2000. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **138**, 293-307  
 Hensen, B. J. and Harley, S.L., 1990. In : Ashworth, J.R., Brown, M. (Eds.), Unwin Hyman, London, 19-56  
 Nandakumar, V. & Harley, S.L., 2000. *J. Geol.*, **108**, 687-703.  
 Newton, R. C., Smith, J.V. and Windley, B.F., 1980. *Nature*, **288**, 45-50.  
 Oxburgh, E. R., 1990. In : Granulites and crustal evolution (Ed. Vielzeuf, D. & Vidal, Ph.), Netherlands, 569-580.  
 Prakash, D., Arima, M. and Mohan, A., 2002. *J. Met. Geol.* (In preparation)  
 Raith, M., Karmakar, S. & Brown, M., 1997. *J. Met. Geol.*, **36**, 891-931.  
 Ravindra Kumar, G.R. & Chacko, T., 1994, *J. Met. Geol.*, **12**, 479-492.  
 Satish Kumar, M., 2000. *J. Geol.*, **108**, 479-486.  
 Thompson, A. B. & England, P. C., 1984. *J. Petrol.*, **25**, 929-955.

## P-T evolution of Ramakona granulites: Implications for tectonic evolution of Central Indian Tectonic Zone

*M. Satish-Kumar, M. Matsunaga* (Shizuoka University, Shizuoka Japan), *and A. Roy, B. K. Bandyopadhyay* (Geological Survey of India, Nagpur, India)

Gondwana reconstructions critically rely on Proterozoic mobile belts and Central Indian Tectonic Zone (CITZ) forms an important region in the East Gondwana ensemble. Sausar Mobile Belt is a part of the CITZ distributed in the Central Indian states of Maharashtra and Madhya Pradesh. This belt comprises of basement rocks metamorphosed to granulite grade of sedimentary and igneous origin and overlying low-grade metasedimentary rocks generally referred to as Sausar group of rocks. The Sausar group of rocks is famous for the occurrence of large stratiform manganese deposits. In course of joint field studies in the Sausar belt (Kano et al., 2001), several cross-sections across the belt were examined. Here we present the metamorphic evolution of Ramakona granulites exposed in the western extremity of the belt. An intensely tectonised sequence of cordierite gneiss, felsic migmatite gneiss, metapelitic and mafic granulites occur tectonically interleaved with the Sausar group of metasediments represented mainly by dolomitic marble and impure calcareous metasediments. Earlier work by Geological Survey of India established that the basement rocks have a polycyclic tectono-thermal history and have experienced granulite facies metamorphism during the pre-Grenvillian age and amphibolite facies metamorphism during Sausar orogeny of Grenvillian age (ca 1000 Ma) (Bhowmik et al., 1998, 2000). An early south-directed thrusting and associated recumbent-reclined folding involving both basement and supracrustal Sausar rocks followed by repeated

folding of all these tectonic structures (Chattopadhyay et al., 2001).

The metapelitic granulites of the basement sequence hosts the highest-grade assemblage of comprising of brown biotite + garnet + sillimanite + plagioclase and the peak metamorphic condition was estimated around 800°C at 9 kbar based on biotite-garnet geothermometry and GASP geobarometry. Garnet core has inclusions of kyanite and staurolite suggesting a high pressure peak metamorphism. During retrogression and decompression, cordierite forming reactions occurred and the micro-textures suggest the following reactions: brown biotite + sillimanite = spinel + cordierite; garnet + sillimanite + quartz = cordierite; garnet + quartz + K-feldspar + H<sub>2</sub>O = green biotite + sillimanite + magnetite + excess component; garnet + quartz + K-feldspar + H<sub>2</sub>O = green biotite + plagioclase + magnetite. These textures also point to the appearance of melt during the progress of these reactions. Green biotite occurs as a retrograde product surrounding garnet and has lower Ti content (Ti<0.15) than brown biotite (Ti<0.3). Metamorphic condition during the green biotite formation is about 550°C at 3.5 kbar.

Apart from the pelitic assemblages, basic assemblages also points to a high P-T peak metamorphism and shows typical decompression textures such as plagioclase + orthopyroxene after garnet + quartz. In the course of our investigation we could also find rocks with very peculiar bulk compositions having mineral assemblages of cordierite + anthophyllite. This

is indicative of low pressure-high temperature conditions.

Sausar Mobile Belt is a reworked terrain, the rocks having experienced granulite facies peak metamorphism followed by amphibolite facies overprinting. Partial melting and migmatization is very common feature observed in the metapelites. In the final stages metamorphic evolution there is evidence for large scale aqueous fluid infiltration in the low grade Sausar metasediments. An early high pressure metamorphism followed by rapid decompressional uplift associated with thermal input from associated intrusive is proposed for the Ramakona granulites. This is suggestive to an early continent-continent collision (Bhowmik et al., 1999) and a prolonged later stage extensional tectonic setting with a magmatic heat input for CITZ during Sausar Orogeny.

### ***References:***

- Bhowmik, S.K., Pal, T., Pant N.C. and Shome, S. 2000. Implication of Ramakona Cordierite gneiss in the crustal evolution of Sausar Mobile belt in central India. *Geol. Surv. Ind. Spl. Pub. No. 57*, pp. 131-150.
- Bhowmik, S.K., Pal, T., Roy, A. and Pant N.C. 1999. Evidence for Pre-Grenvillian high-pressure granulite metamorphism from the northern margin of the Sausar Mobile Belt in Central India. *Geol. Soc. India. v. 53*, pp. 385-399.
- Chattopadhyay, A., Bandyopadhyay, B.K. and Khan, A.S. 2001, Geology and structure of the Sausar Fold Belt: a retrospection and some new thoughts. *Geol. Surv. Ind. Spl. Pub. No. 64*, pp. 251-263.
- Kano, T., Yoshida, M., Satish-Kumar, M., Wada, H., Bandyopadhyay, B., Roy, A., Khan, A.S., Huin, A.K., Chattopadhyay, A., Bhowmik, S.K., and Pal, T.K. (2001) Field studies in the Sakoli and Sausar belts of central India, 1999-2000. *J. Geosci. Osaka City Univ. v. 44*. (pp. 17-39)

南アフリカ，パラボラ・カーボナタイト複合岩体に近接する  
閃長岩の岩石学的研究。

柚原雅樹（福岡大・理）・加々美寛雄（新潟大・自然科学）・

廣井美邦（千葉大・理）・土屋範芳（東北大・工）

Petrology of syenite near the Phalaborwa Carbonatite Complex, South Africa.

M. Yuhara (Fukuoka Univ.), H. Kagami (Niigata Univ.),

Y. Hiroi (Chiba Univ.) and N. Tsuchiya (Tohoku Univ.)

### 1. はじめに

南アフリカ，トランスバール州北東部のパラボラ・カーボナタイト複合岩体には，これに関連した世界的に有名な鉱床が存在し，銅・アパタイト・バーミキュライトを主体に各種の鉱物資源が採掘されている。

我々は，1998年の海外学術調査の際，本複合岩体の閃長岩衛星岩体の一つ（図1）を調査する機会を得た。ここでは，閃長岩中に各種の岩石が包有されており，それらの岩石の産状，岩石学的，同位体岩石学的関係を明らかにすることにより，パラボラ・カーボナタイト複合岩体の火成活動を理解する手掛かりが得られると考えられる。

本報告では，それらの岩石の産状，岩石記載，全岩化学組成および若干の Sr・Nd 同位体比組成を報告する。

### 2. 地質概説

パラボラ・カーボナタイト複合岩体は，始生代の花崗岩，片麻岩，珪岩，グラニュライト，角閃岩，滑石-蛇紋石片岩分布域に，輝岩，閃長岩，超塩基性ペグマタイトおよびカーボナタイトが次々に貫入して形成されたものである（Hall, 1912; Shand, 1931; Brandt, 1948; Hanekom et al., 1965; Palabora Mining Company, 1976; Eriksson, 1984）。主要な複合岩体は，南北約 7km，東西約 3.5km の細長い不規則な形状を呈する（図1）。閃長岩は，長石質単斜輝岩とともに，これらの周囲を取りまいているだけでなく，これらとは別の衛星岩体を形成している。さらに，これらを切って，北東-南西方向の粗粒玄武岩岩脈群が貫入している。

本複合岩体の火成活動の時期は，U-Pb 法による年代測定から，約 20 億年前であると推定されている（2047+11/-8Ma: Eriksson, 1984）。粗粒玄武岩の活動は，約 19 億年前であるとされている（Palabora Mining Company, 1976）。

### 3. 産状および岩石記載

調査地点は，パラボラ市街地の約 5km 西方である（図1）。ここでは，閃長岩のプラグが柱状に露出しており，これを粗粒玄武岩が貫いている。閃長岩には，片麻岩，花崗岩，輝岩などの包有物が多数包有されている。包有岩の形態は，角礫状のものが多く，閃長岩との境界は比較的明瞭である。さらに閃長岩自身も一部角礫化している。

閃長岩は斑状で，有色鉱物に乏しくピンク色を呈する岩相と，有色鉱物に富む優黒質な岩相に分けられる。両者の境界は，明瞭である。前者は主にアルカリ長石，石英，斜長石と少量の角閃石，単斜輝石，黒雲母からなり，副成分鉱物として，ジルコン，アパタイト，不透明鉱物を含む。斑晶はアルカリ長石と斜長石で，これらの間を他の鉱物が埋めている。これに対し，後者は主にアルカリ長石，単斜輝石，石英，角閃石からなり，副成分鉱物として，スフェーン，ジルコン，不透明鉱物を含む。斑晶はアルカリ長石から構成されるが，その大きさは，長径 6mm 前後の比較的粗粒なものと，3mm 前後の細粒なものとの2つの岩相が認められる。

輝岩は，斑状で，主にアルカリ長石，単斜輝石，角閃石，石英からなり，副成分鉱物としてスフェーン，不透明鉱物を含む。斑晶はポイキリティックに有色鉱物を包有するアルカリ長石

で、これらの間を他の鉱物が埋めている。これは、Hanekom et al. (1965) の長石質輝岩にあたると思われる。

モード組成からは、ピンク色を呈する閃長岩は、アルカリ長石花崗岩～花崗岩に、優黒質閃長岩はアルカリ長石閃長岩～アルカリ長石石英閃長岩に、長石質輝岩はアルカリ長石石英閃長岩に分類される。

#### 4. 全岩化学組成

ピンク色を呈する閃長岩 2 試料、優黒質閃長岩 5 試料、長石質輝岩 3 試料、粗粒玄武岩 1 試料について、XRF による全岩化学組成の分析を行った。

ピンク色を呈する閃長岩の  $\text{SiO}_2$  含有量は、約 74wt%，優黒質閃長岩は 60～64wt%，長石質輝岩は 58～60wt% であり、長石質輝岩は優黒質閃長岩に比べ、 $\text{FeO}^*$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{Cr}$ 、 $\text{Ni}$ 、 $\text{Sr}$ 、 $\text{V}$ 、 $\text{Y}$ 、 $\text{Zn}$  に富み、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Rb}$  に乏しい傾向にある。粗粒玄武岩の  $\text{SiO}_2$  含有量は 49.6wt% である。

$\text{SiO}_2$ - $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  図による分類(Cox et al., 1979; Wilson, 1989) では、ピンク色を呈する閃長岩は、アルカリ花崗岩に、優黒質閃長岩と長石質輝岩は、ネフェリン閃長岩～閃長岩に分類される。

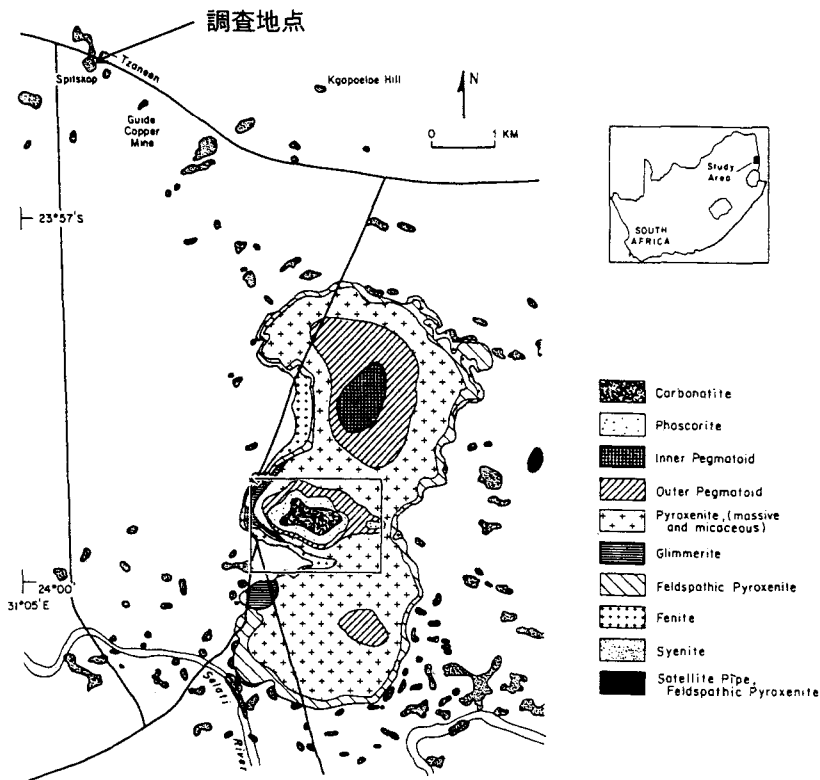


図1 パラボラ・カーボナタイト複合岩体の概略地質図 (Eriksson, 1984)

南アフリカ、ナタール帯に隣接するカープバールクラトンの  
珪岩に新たに見出された紅柱石と藍晶石

森田秀彦・廣井美邦 (千葉大・理)・

ジェフ グランサム (南ア地質調査所)

Andalusite and kyanite newly found in quartzites of the Kaapvaal  
craton next to the Natal belt, South Africa

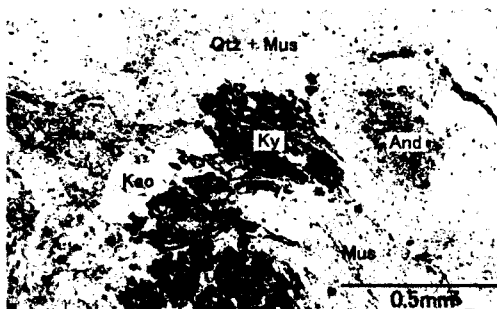
Hidehiko Morita and Yoshikuni Hiroi (Chiba univ.) and

Geoff Grantham (Council for Geoscience, South Africa)

アフリカ大陸南部に位置するカープバールクラトンは始生代に形成された大陸地殻であり、その南側に中期原生代のナマクワナタール帯が分布している。南極のドローニングモウドランド付近の原生代造山帯はナマクワナタール帯の東方延長である。カープバールクラトンとナマクワナタール帯の接触関係は、ツゲラフロントと呼ばれる南アフリカ共和国東部のナタール地域で観察できる。ツゲラフロントでは、ナタール帯の変成岩類がカープバールクラトンのスワジランド系に衝上している。このカープバールクラトンには、蛇紋岩や珪岩が見られ、その珪岩には藍晶石が産出することが以前から知られていたが、この度、ツゲラフロントから北に約 5km の地点 (南緯 28° 42' 35.3" 東経 31° 08' 30.3") の藍晶石珪岩に新たに紅柱石が見出されたので報告する。

この岩石に含まれている鉱物は、紅柱石と藍晶石のほかに、比較的細粒の白雲母、石英、ルチル、カオリナイトである。クロリトイドや電気石が見られる場合もある。紅柱石はまるまった外形を示し、ふるい状または虫食い状であるのに対し、藍晶石は自形から半自形を示す場合が多い。白雲母と石英はマトリックスを構成

し、特に白雲母は定向配列する傾向がある。カオリナイトは紅柱石や藍晶石の周囲に見られることが多いが、その産状から、紅柱石や藍晶石を置き換えて二次的に生じたものと考えられる。マトリックスの白雲母は紅柱石を取り巻くように配列するが、藍晶石は白雲母の配列を切るように成長している (下図参照)。したがって、紅柱石の斑状変晶とマトリックスの白雲母の配列が形成された後で、藍晶石が成長したと考えられる。ツゲラフロントから 25km までのカープバールクラトンでは、ナタール帯の形成時に Rb-Sr の同位体年代のリセットが起きたと言われている。上述した藍晶石の成長もこの時である可能性があるが、その場合、衝上断層の下側であるカープバールクラトンは、ナタール帯の形成時に加圧されたことになる。



薄片写真

## 斜長石・スカポライトの微細組織からの冷却速度推定への制約

○三宅亮・瀬戸雄介・北村雅夫（京大院・理・地鉱）

Constraint on estimating the cooling rate from microtexture in plagioclase and scapolite

Akira MIYAKE, Yusuke SETO, and Masao KITAMURA

(Department of Geology and Mineralogy, Graduate School of Science, Kyoto University)

**[目的]** 東南極大陸、リュツオ・ホルム岩体の斜長石とスカポライトの内部組織を透過型電子顕微鏡 (TEM) により観察を行った。また、三波川変成帯の斜長石や様々な産状のスカポライトの内部組織との比較を行い、さらにこれらの組織からこの岩体の冷却速度の推定を試みた。

**[試料]** 試料として、東南極大陸、リュツオ・ホルム岩体の角閃岩相 Akebono Rock・Specimen No. 81012011 中の斜長石 (約 An15) とグラニューライト相 Landhovde・Specimen No. 81020302C のスカポライト (約 Me70) とを用いた。

**[透過型電子顕微鏡観察]** 斜長石中には peristerite 不混和領域のスピノーダル分解による離溶ラメラが観察された (図 1, 2)。その波長はそれぞれ約 13, 30nm であった。この長さの違いは、組成の違いによるものと思われる。スカポライト中には、高温相である *I* 格子から低温相である *P* 格子への相転移の際形成する反位相境界 (anti-phase boundary) が観察された (図 3)。この反位相領域の大きさは  $0.01\mu\text{m}^2$  以下であった。これらの微細組織は、リュツオ・ホルム岩体の最後の冷却過程にて形成したと考えられる。

**[三波川変成帯との比較]** 三波川の東平岩体の北側 oligoclase - biotite zone (変成温度・圧力: 773~873K, 10GPa) の斜長石 (約 An15) の微細組織を TEM を用いて観察を行った。リュツオ・ホルム岩体中の斜長石と同じスピノーダル分解によって形成した離溶ラメラが観察された。その波長は約 17, 42nm であり、リュツオ・ホルム岩体の試料に比べやや長い結果が得られた。スピノーダル分解による離溶ラメラの波長の  $n$  乗は加熱保持時間に比例することが知られている (例えば pigeonite - augite の場合  $n = 3$ )。今簡単に三波川の波長が南極の波長の 1.5 倍だとすると、1.5 <sup>$n$</sup>  倍 ( $n = 3$  の時約 3.4 倍) の加熱保持時間を要したことになる。このことから、リュツオ・ホルム岩体の最後の冷却ステージは、三波川とほぼ同じかやや速い速度で冷却したと考えられる。このことは、Landhovde 産のスカポライトの反位相領域の大きさが、組成の似たカナダ・Grenville 産や組成の異なる様々な産状のスカポライ

トよりも細かい組織であることから推測される。

**[冷却速度の推定]** 斜長石の離溶ラメラの波長から最後の冷却過程の冷却速度を拡散方程式を用い推定した (表 1)。このとき peristerite 不混和領域に達し、離溶し始めた温度は 773K とし、拡散係数として Liu & Yund (1992) が An0-26 (1500MPa, H<sub>2</sub>O added, magnetite/hematite buffer) で求めた値及び Yund (1986) が An0-26 (1500MPa, H<sub>2</sub>O, no buffer) で求めた値をそれぞれ用いた。

表 1: 離溶ラメラの波長から求めた冷却速度 (L&Y: Liu & Yund, 1992; Y: Yund, 1986 の拡散定数)

波長	L&Y (K/Ma)	Y (K/Ma)
13nm	$-1.2 \times 10^3$	-6.8
30nm	$-2.3 \times 10^2$	-1.3

Fraser & McDougall (1995) はリュツオ・ホルム岩体において hornblende, muscovite, biotite の K/Ar, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar による年代測定を行い、さらに冷却速度を推定している。彼らの結果は、本研究で用いた Akebono Rock に近い Cape Hinode の試料で 4K/Ma と、本研究の結果 (特に Liu&Yund の拡散定数を用いた結果) に比べて 1~3 桁ほど遅い。この違いの理由として様々なことが考えられる。例えば、小さな熱の供給が何回かあり冷える過程が単純に一回でない場合、本研究により推定した冷却速度はそれらのなかの一番最後の冷却過程であると考えられるが、一方 Fraser & McDougall (1955) ではこれらの温度上昇・低下を含んだ平均になり遅い値がでた。または、本研究で用いた拡散定数は 1323-1173K の範囲での実験結果であり、773K という低温まで外挿して用いることは不適當である。他には、スピノーダル分解による離溶組織のため、単純に拡散方程式から求めることができない。などが考えられる。

しかし、これらの結果は観察数が少ないため、今後さらなる研究が必要であるが、変成岩間の相対的な冷却速度を議論するには有効な方法と考えられる。これらについての詳細は、当日の発表において行う。



### 謝辞

本研究で用いた試料、Specimen No. 81012011 は国立極地研究所・白石教授に、Specimen No. 81020302C は千葉大学・廣井教授に、三波川変成帯の試料は白旗博士に、それぞれ提供して頂いた。ここに謝意を表す。

### 参考文献

Fraser & McDougall (1995) *Polar Geosci.* 8, 137-

Liu & Yund (1992) *Amer. Mineral.* 77, 275-

Yund (1986) *Phys. Chem. Minerals* 13, 11-

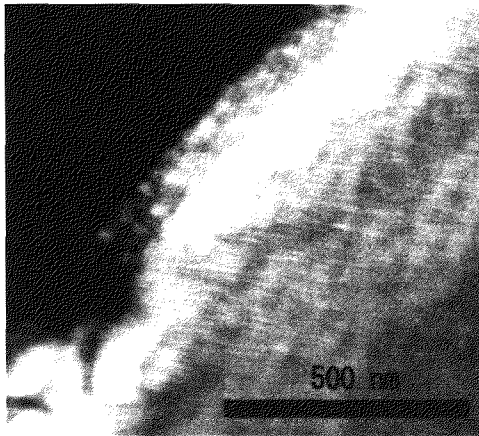


図 1: 斜長石中の離溶ラメラ ラメラ波長は約 13nm

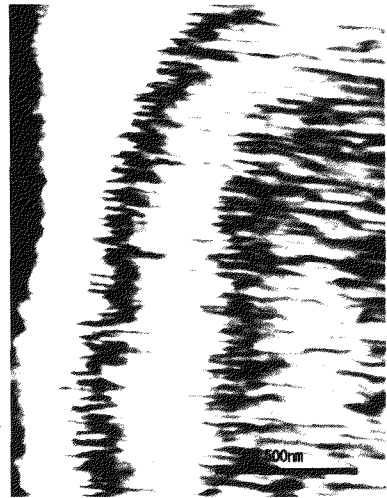


図 2: 斜長石中の離溶ラメラ ラメラ波長は約 30nm

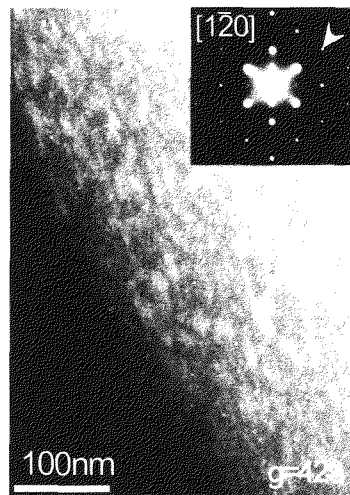


図 3: スカポライト中の反位相境界組織  $g = 423$  を用いた暗視野像

## 立山、内蔵助カールでの山岳永久凍土の形成維持機構

福井幸太郎 (東京都立大学・日本学術振興会特別研究員)

Forming and preserving processes of mountain permafrost  
in the Kuranosuke Cirque, Tateyama Mountains.

Kotaro FUKUI (Tokyo Metropolitan University, JSPS Research Fellow)

## 1. はじめに

日本で山岳永久凍土は富士山、大雪山、立山に分布している。このうち、大雪山では永久凍土は積雪が少なく凍結が深くまで進む風衝地に分布している。ところが、立山では、積雪が少ない稜線部に永久凍土は分布せず、積雪が夏遅くまで残るカール内に永久凍土が分布している。本研究では、永久凍土分布地点と不分布地点で地温の通年観測を行い、立山での永久凍土の形成維持機構について検討した。

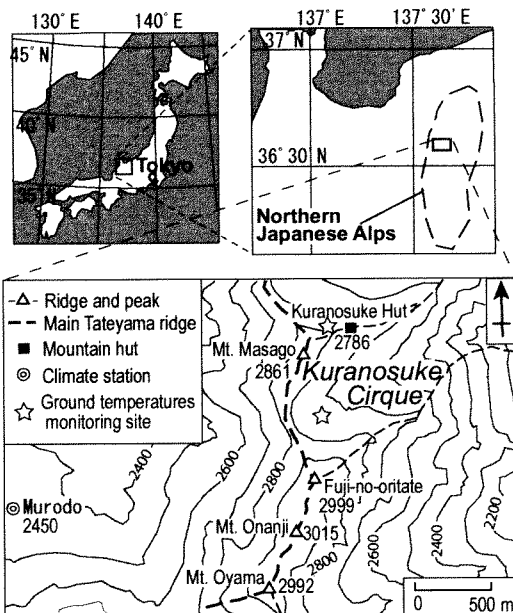


図1 調査地域

## 2. 調査地点と方法

永久凍土分布地点である内蔵助(くらのすけ)カール内のプロテーラスランパート(標高2720 m付近)で地表面から深度2.2 mまでの地温を2000年10月から2001年10月まで、サーミスタ温度センサとデータロガーを使用して1時間間隔で観測した(図1)。この地点は毎年12月から8月下旬まで積雪に覆われる。永久凍土不分布地点である内蔵助山荘脇の稜線上(標高2790 m付近)で地表面から深度1.8 mまでの地温を2001年6月から2002年7月まで熱電対温度センサとデータロガーを使用して1時間間隔で観測した(図1)。この地点は毎年12月から6月まで積雪に覆われる。このほかこの地点では降水量と土壌水分の無人観測も行った。

## 3. 結果と考察

図2に永久凍土分布地点の各深度毎の日平均地温の変化を示す。深度2.2 mの地温は観測期間中を通して $0^{\circ}\text{C}$ 以下であった。季節的な凍結は2000年11月4日から始まった。その後5日間で凍結前線は深度1.6 mに達し全層凍結した。2000年12月中旬から2001年5月下旬にかけて地温は全層で緩やかに低下する。地温の低下速度は浅い深度の方がはやい。このことは、積雪下でも地表面から冷却が進んでいることを示す。5月下旬の時点で地温は地表面で $-2.1^{\circ}\text{C}$ 、深度2.2 mで $-0.4^{\circ}\text{C}$ になった。地温は5月下旬に全層で急上昇し6月上旬に全層 $0^{\circ}\text{C}$ になる。その後8月下旬まで地温は全層で $0^{\circ}\text{C}$ に保たれる。融解は8月下旬からはじまり融解前線は9月中旬に深度1.6 mに達した。年平均地表面温度は $-0.2^{\circ}\text{C}$ と算出された。

永久凍土が分布していない稜線上では、季節的な凍結は冬季に深度1.8 m以下まで達する。しかし、梅雨の期間中(6~7月)の降雨直後に地温は急上昇する。そして、凍結層は融解する。

以上のことから、立山での永久凍土の形成には冬の初期および積雪下での凍結の進行が、維持には梅雨の降水から凍結層を保護する厚い積雪が大きな役割を果たしていると考えられる。

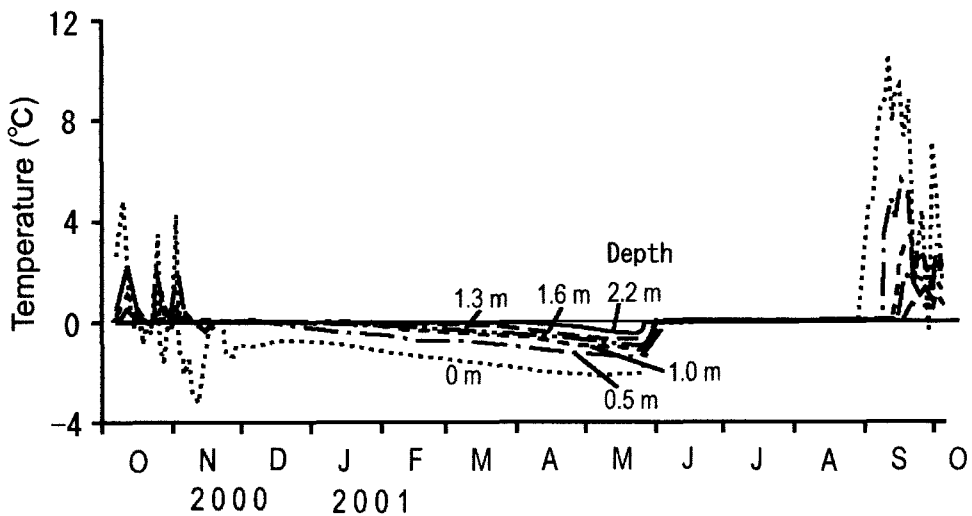


図2 永久凍土分布地点（プロテラスランパート）での日平均地温の季節変化

## リュツォ・ホルム湾のセイシュの観測と数値モデリング

名和一成、伊藤忍、大谷竜（産総研）、  
土井浩一郎、青木茂（極地研）須田直樹（広島大学）

## Observation and modeling of seiches in Lützow-Holm Bay, Antarctica

Kazunari Nawa, Shinobu Ito, Ryu Ohtani (GSJ, AIST),  
Koichiro Doi, Shigeru Aoki (NIPR), Naoki Suda (Hiroshima Univ.)

## 1. はじめに

昭和基地周辺の短周期の潮位変動を詳しく知ることは、基地内で行われている測地・地震観測のノイズ補正に役立つばかりでなく、海洋学・雪氷学的にも意義がある。最近、昭和基地のGPS干渉測位などによる潮位観測、また超伝導重力計による重力観測によってセイシュ（静振、副振動）によると考えられる数分から100分程度の潮位変動が存在することがわかってきた。本研究では、リュツォ・ホルム湾内の潮位変動の様式を明らかにするために、現実的な海底地形モデルを使ったセイシュの理論計算を行い、観測結果と比較する。

## 2. 昭和基地における短周期潮位変動観測

これまでの海底水圧計による潮位観測では2時間より短い周期の潮位変動を検出することはできなかった。しかし最近、定着氷上でのGPS干渉測位によって昭和基地周辺の3~6分の潮位変動が検出された(Aoki et al., 2000)。その後、Nawa et al. (2002)は、GPSと海底水圧計による潮位データとSGによる重力データのスペクトル解析を行い、0.2~2.5mHz (約6~90分)の帯域で多数の振動周波数を持つ潮位変動が存在することを明らかにした。

矩形で水深一定と仮定した湾のモード計算と潮位変動に伴う重力応答の計算から、リュツォ・ホルム湾のセイシュが、その短周期の潮位変動の原因と考えられる(Nawa et al., 2002)。しかし、そのような単純な仮定のモデルでは、観測された周波数の全てを説明することはできなかった。

## 3. セイシュの理論計算

今回、現実的な地形（海岸線・水深）を考慮して、リュツォ・ホルム湾のパロトロピック（順圧的）なセイシュのモードと周波数を計算する。

具体的には、線形化された2次元長波の式と連続の式から波動方程式が導かれる。波動方程式に対して水位のモード解を適当に仮定すると、振動周波数が固有値、水位の水平分布が固有ベクトルに対応する固有値問題に帰着する。この固有値問題を有限差分法によって解く(Loomis, 1975)。ここで地球の自転や海底との摩擦の効果は無視している。

海底地形モデルは、グローバル地形モデルであるETOPO5およびETOPO2とリュツォ・ホルム湾海底

地形図(Moriwaki and Yoshida, 1990)を組み合わせたものを用いた。また、比較のために水深一様と仮定した計算も試みた。

## 4. 結果

多くの地形モデルを作ってモード計算をした。その数例を図1に示す。計算時のメッシュの大きさは5 km、水深は一様と仮定したときの水深が450 m、地形モデルを使用したときは最も浅い水深を100 mとした。

図中のスペクトルはGPSによって観測された潮位変動スペクトルで、その上に各モデルに対して計算された周波数を棒線で示している。説明の都合上、観測スペクトルにはピークに1から6まで名前をつけた。

ETOPO5を使ったモデル(e5mr)が、第3、4ピーク、第5、6ピークの間観測されていないモードがあるものの、観測されたスペクトルとよく一致するよう見える。ETOPO5の海岸線を使い水深一様としたモデル(e5mu)では、第1モードが他のモデルに比べて観測（第1ピーク）に近く見えるが第2、5、6といった短周期側のピークが説明できていない。より複雑なETOPO2を使ったモデル(e2mr)では、低周波側でも多数の固有周波数が存在する。そのため観測とよく合うよう見える周波数もあるが、第2、3ピーク、第3、4ピークの間などに観測されていない周波数が多数存在する。また計算された第2モードの周波数が第1モードに近いことが特徴的である。

## 5. 議論

現実的な地形を考慮することで観測スペクトルが説明できることを期待した。しかし、結果に示したように、潮位変動の計算された周波数と観測された周波数とは大まかな帯域は一致するが、その周波数がどの振動モードであるのか対応づけるには至っていない。

理論計算に関わる問題点としては、1) リュツォ・ホルム湾西側のプリンスハラルド海岸をはじめとする海岸線付近の地形の設定(ETOPO5, ETOPO2では海岸線地形が違っている)、2) 節線(開境界)の位置の設定の仕方が大きなものとして挙げられる。例えば、1は第2モードの周波数に効いてくる。また、2は第1モードなどの周波数を、陸に近づければ高周波側に、遠ざければ低周波側にシフトさせるという効果がある。

## 6. おわりに

昭和基地(西の浦)のほかに、1998年(JARE39)にはスカーレン、ラングホブデ、ホブデ湾の3点(渋谷, 2001)で、また、2000年(JARE41)にはリュツォ・ホルム湾内の5点(土井・瀬尾, 2001)で、海氷上でのGPS観測を実施した。このGPS観測データを解析して、昭和基地以外の潮位スペクトルが明らかになれば、セイシュモデルの構築に役立つ情報が得られるだろう。

将来的にはセイシュによる重力応答の計算を行い重力データと比較したい。また、長期間の重力データの解析からセイシュの時間変動の検出を試みる予定である。

謝辞：湾の固有振動の計算プログラムは産総研活断層研究セ

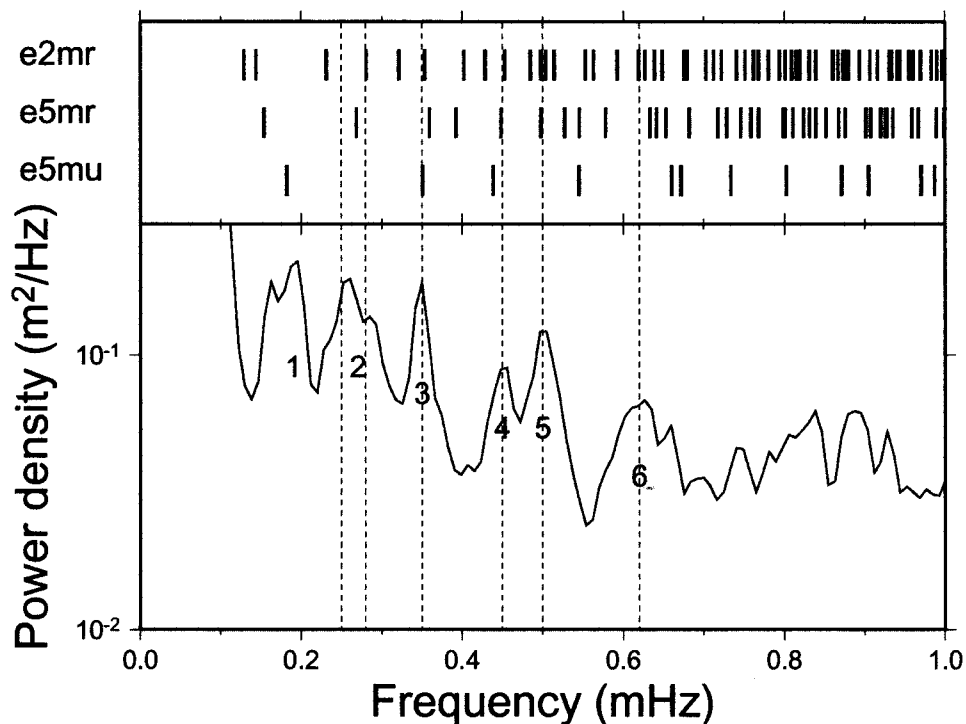
ンターの佐竹健治博士に提供していただきました。記して感謝いたします。

### [参考文献]

- Aoki, S. et al. GRL, 27(15), 2285-2288 (2000)  
 土井・瀬尾, 2001年測地学会(2001)  
 Loomis, H. G., Hawaii Inst. Geophys. Rep., IIIG-75-20 (1975)  
 Moriwaki, K. and Y. Yoshida, リュツォ・ホルム湾海底地形図(1990)  
 Nawa, ... et al. G..L., submitted (2002)  
 渋谷, 南極資料, 45(2), 185-228 (2001)

図1：観測された潮位変動とセイシュの理論周波数との比較

縦の破線は超伝導重力計データとのコヒーレンスが高かった(0.6以上)周波数を示している。



## JARE-43 南極ペネトレーター試験観測の投下・着地姿勢について

山下 幹也 (総研大・極地研)・松島 健 (九大)・  
安原 達二 (朝日航洋)・堀口 浩 (朝日航洋)

## Posture of the Antarctic Penetrator, JARE-43 Observation Tests

Mikiya YAMASHITA (Grad. Univ. for Advanced studies・NIPR),  
Takeshi MATSUSHIMA (Kyushu Univ.), Tatsuji YASUHARA (Asahi Co.)  
and Koh HORIGUCHI (Asahi Co.)

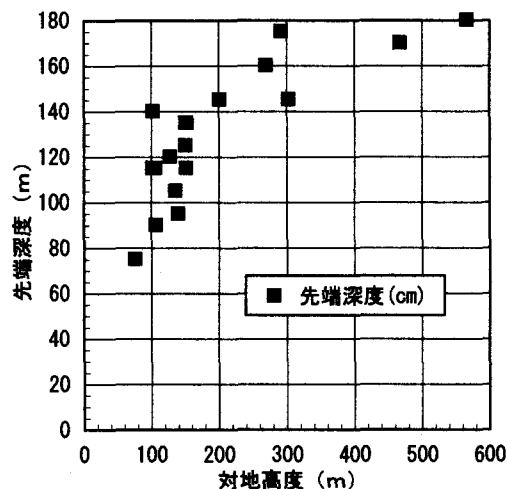
## はじめに

第43次日本南極地域観測隊(以後JARE-43)ではJARE-41に引き続き東南極大陸周辺における地殻構造を探ることを目的として,昭和基地周辺の大陸氷床(みずほ高原)のみずほルートに直交する形で約150kmの測線を展開して人工地震探査を行った。試験観測として測線北端のクレバス地帯付近にペネトレーターを展開した。本報告では特にペネトレーター投下時の投下姿勢,また雪面に着地した際の姿勢の関係について報告する。

## 観測

ペネトレーター投下用ヘリコプターとして朝日航洋(株)エアロスパシアル式 AS355F2型1機を使用した。ペネトレーターは後部座席左側に設置したりボルバーに6台固定され,同様に右側に取り付けたシューターより一台ずつ装填して投下を行った。観測は以下の日程で行った。

12/27 ペネトレーター投下実験(S16)



- 1/3 ペネトレーター投下実験 (S30)
- 1/5 ペネトレーター地上設置 (SP7)
- 1/6 ペネトレーター投下設置 (SP7)
- 1/16 ペネトレーター投下設置 (SP4)
- 1/22 ペネトレーター投下実験 (S30)
- 1/23 ペネトレーター投下実験 (S30)
- 1/24 ペネトレーター通信試験 (S30)

## 結果

本実験において,ヘリからのペネトレーター投下をダミーを含め計18回行った。ダミーペネトレーターも内部には錘をいれ,本物のペネトレーターとほぼ同じ重量および重心となっている。波形記録自体はほとんど取得できなかったが,投下時の姿勢等,現地でしか得られない貴重な情報が得られた。ヘリの対地高度に対する先端深度と着地傾度の関係をFig.1にまとめた。高い高度ほど着地傾度は安定するが,ペネトレーターの深度が深くなるという結果が得られた。

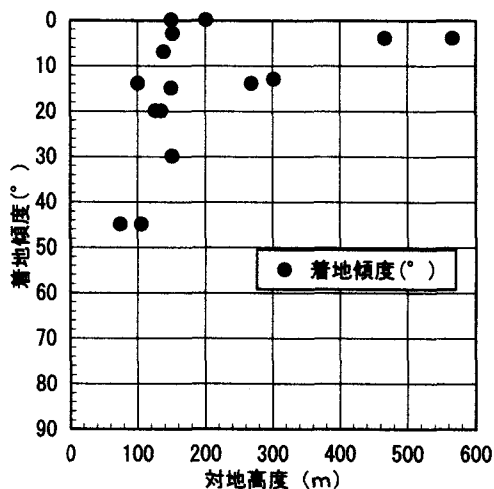


Fig.1 ペネトレーターの対地高度に対する先端深度と着地傾度の関係

## JARE43 人工地震探査測線上でのアイスレーダーを用いた氷床厚測定

高田真秀 (北大)・戸田 茂 (愛教大)・神谷大輔 (白山工業)・前野英生 (通総研)  
松岡健一 (地球研)・宮町宏樹 (鹿児島大)・金尾政紀 (極地研)・古川晶雄 (極地研)

## Radio echo sounding survey on the Mizuho Plateau in the SEAL Project, the JARE 43rd (2002), East Antarctica

M. TAKADA (Hokkaido Univ.), S. TODA (Aichi Univ.), D. KAMIYA (Hakusan Co),  
H. MAENO (Communications Research Laboratory), K. MATSUOKA (Research Institute for Humanity  
and Nature), H. MIYAMACHI (Kagoshima Univ.), M. KANAO (NIPR) and T. FURUKAWA (NIPR)

## 【 はじめに 】

JARE-43 では、JARE-41 に引き続いて、「東南極リソスフェアの構造と進化研究 (SEAL) 計画」に基づいて、昭和基地周辺の大陸氷床上のみずほ高原において、ダイナマイト震源による屈折法・反射法地殻深部構造探査を行った。JARE-43 では、みずほルート上の H176 でほぼ直交する約 150km に及ぶ測線で観測が行われた (図 1)。

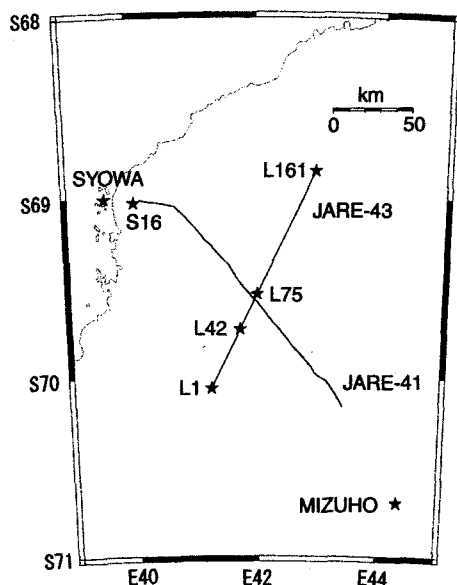


図 1 地震探査測線図

同時に、人工地震探査によって得られる氷床厚のデータと比較検討を行うために、アイスレーダーを用いて、氷床厚の連続測定が行われた。

## 【 観測 】

測定を実施した日付と観測点範囲を表 1 に示す。

観測日	開始位置	終了位置
2002/1/21	L1	L57
2002/1/23	L57	L107
2002/1/24	L67	L95
2002/1/25	L95	L161
2002/1/28	L68	L42

表 1 測定区間

観測機器は、送受信系 (60MHz 送受信機、八木アンテナ：利得 7.2dBi)、データ収録系 (ノートパソコン、デジタルオシロ、GPS) で構成される。60MHz 帯のパルス波 (尖頭電力 1kw、パルス幅 1 $\mu$ sec、1kHz の繰り返し周波数) を、送信アンテナから、氷床に向けて発射し、基盤から反射された電波を受信アンテナで受信した。受信した信号は、デジタルオシロに送られ、256 個のデータでアベレーシングし、S/N 比を向上させた。観測されたデータには、GPS で得られた時刻、緯度、経度などの情報も同時に記録された。また、各

観測点を通過する度に、通過時刻をメモに記録した。

【 測定結果 】

L161 からL42 までの約 110km の部分で、データを収録できた。

収録されたデータから、深度約 2000m の基盤エコーを検出する氷厚自動プログラムを使用して、氷床厚を求めた。ノイズなどの理由から、基盤からの反射波を読み取れなかった領域があったが、マニュアルで、氷床厚を求めることにした。その結果、L75 (L161 から約 85km) 付近を除いて氷床厚を求めた。L75 付近では、氷床厚が厚くなる傾向が見られたが、基盤からの反射波が観測されなかった。反射波が観測されなかった原因は、基盤の傾斜が急なため反射波が、受信方向に戻ってこなかった可能性がある。

次に、観測データに含まれる GPS の時刻データと、メモに記録された観測点の

通過時刻を照らし合わせて、観測点での氷床厚を求めた。

JARE-43 では、各観測点で GPS 測量も行われた。GPS によって得られた氷床の標高データと、アイスレーダーによって得られた氷床厚のデータから、氷床厚分布図が得られた (図 2)。

【 謝辞 】

アイスレーダーの観測のために、国内準備、S16 での立ち上げなどで、多くの方々の御世話になった。特に、石崎教夫隊員 (43 次越冬)、高橋康博隊員 (43 次夏隊)、中野浩司隊員 (43 次越冬)、中村俊宏隊員 (43 次越冬)、柳沢盛雄隊員 (42 次越冬)、吉田望隊員 (43 次越冬) には、この場を借りて、感謝いたします。

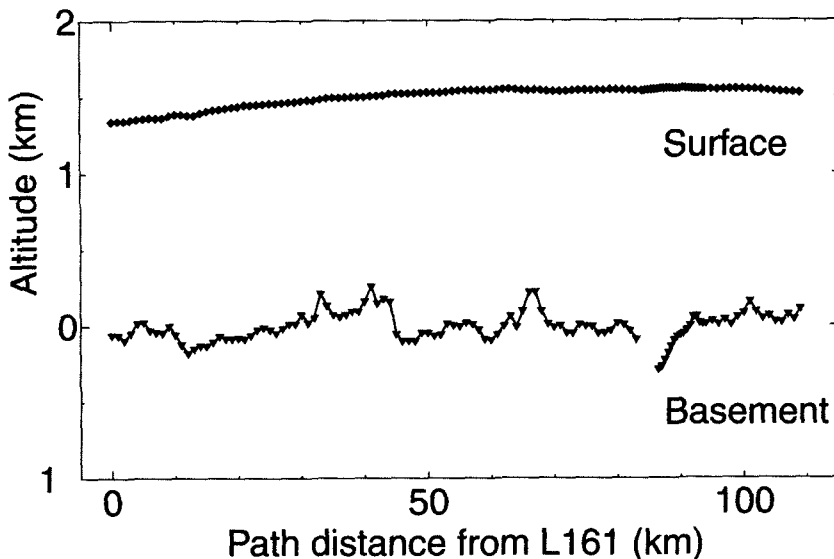


図 2 氷床厚分布図



## JARE43 人工地震探査データにおける反射法解析の初期結果

山下 幹也 (総研大・極地研)・宮町 宏樹 (鹿児島大)・  
松島 健 (九大)・戸田 茂 (愛教大)・渡邊 篤志 (九大)・  
高田真秀 (北大)・金尾 政紀 (極地研)

### Preliminary results of reflection analysis for JARE-43 seismic exploration data

Mikiya YAMASHITA (Grad. Univ. for Advanced studies・NIPR), Hiroki MIYAMACHI  
(Kagoshima Univ.), Takeshi MATSUSHIMA (Kyushu Univ.), Shigeru TODA (Aichi Edu.  
Univ.), Atsushi WATANABE (Kyushu Univ.), Masamitsu TAKADA (Hokkaido Univ.)  
and Masaki KANAO (NIPR)

#### はじめに

第 43 次日本南極地域観測隊 (以後 JARE-43) では JARE-41 に引き続き東南極大陸周辺における地殻構造を探ることを目的として、昭和基地周辺の大陸氷床 (みずほ高原) の JARE-41 の測線であるみずほルートに直交する形で約 150km の測線を展開して人工地震探査を行った。JARE-43 でも JARE-41 と同様に明瞭な後続波を伴う、良質な高密度観測記録が得られた。本報告では大陸地殻構造の詳細を明らかにするために速度構造を仮定した上で、反射法的な処理を行い、詳細な地殻構造の解析を目的としている。その初期結果を報告する。

#### 観測

JARE-43 では測線長 150km にわたり 161 ヶ所の観測点を設置した。発破点は約 700kg の発破点が 7 ヶ所 (SP1~SP7), 25kg の発破点が 1 ヶ所 (SP8) 設定された。地震計には 2Hz 上下動成分 (L22D) のみを使用し、それぞれデータローガー (LS8000SH) にサンプリング周波数 200Hz で収録された。データの回収率は JARE-41 と同等以上であった。また爆破波形以外にも氷震・遠地地震と思われるイベントも複数観測された。

#### 解析

今回実施された人工地震探査は屈折法・広角反射法を目的としたものである

ため、観測点数に対して発破点が少ない実験であるが、本研究では Tsutsui et al. (2001) と同様に地殻内部の詳細な構造解析を目的として波形の後続相に着目して反射法的な処理を試みた。今回の実験では JARE-41 と同様に特徴的な後続相が見られる。まず明瞭なのが、垂直往復走時 12~13 秒程度に見られるためモホ面からの反射波 (PmP) とと思われるもので、いくつかの記録に共通して確認できる。特に SP3 の記録では震央距離 80km を越えるところから振幅の大きな後続相が見られる。これは PmP だと考えられるが、広角で反射波が強調されていることから、反射面の物性を反映していると思われる。

まず得られた波形から初動走時を読みとり、氷床の深度を推定し得られた速度を元に静補正を行った。その後、AGC (Auto-Gain-Control) による振幅回復、バンドパスフィルターによる信号抽出を行い、反射波の強調を行う。そして NMO (Normal-MoveOut) 補正により各記録の反射走時をオフセット距離に応じて補正し、ゼロオフセット走時にする。現在、その他の各処理 (速度フィルター・プレディクティブデコンボリューション等) を施す段階であり、本シンポジウムでは得られた反射構造・処理方法についてさらに検討を行う。

## JARE43 人工地震探査測線上での重力及び GPS 測定

戸田 茂 (愛知教育大学)・神谷大輔 (白山工業 (株))・高田真秀 (北大理)・  
松島 健 (九大理)・宮町宏樹 (鹿大理)・金尾政紀 (極地研)・福田洋一 (京大理)

### GPS and Gravity Surveys on the Mizuho Plateau in the SEAL Project, the JARE 43rd (2002), East Antarctica

TODA S. (Aichi Univ. Edu.), KAMIYA D. (Datamark), TAKADA M. (Hokkaido Univ.),  
MATSUSHIMA T. (Kyushu Univ.), MIYAMACHI H. (Kagoshima Univ.), KANAO M.  
(NIPR) and FUKUDA Y. (Kyoto Univ.)

はじめに

JARE43 では人工地震実験を実施した。探査測線は、JARE41 で実施した測線とほぼ直行し、みずほルート上の H176 を起点に北東方向に約 90km、南西方向に約 60km の全測線長 150km である。この測線上で人工地震実験の発破点及び受振点の位置決めを主目的として GPS 測量をし、詳細な密度情報を得るために測点間隔を 1km と稠密な重力測定を実施した。

#### GPS 測量

JARE41 人工地震実験の観測点の座標は、国土地理院の昭和基地 GPS 観測点 (SYOG, 30 秒サンプリング) を基準として、干渉測位によって求めた。その結果、国土地理院のメンテナンス時のデータ欠損等により均質なデータが取得できなかった。

今回は、高速サンプリング (5 秒サンプリング) データ取得のためと国土地理院の GPS 観測点のメンテナンスに影響を受けないことを目的に昭和基地地学棟東側 (SYW8) に臨時の GPS 基準点を開設した。観測点はこの昭和基地の臨時観測点と干渉測位を行った。GPS

受信機には、アシュテック社製 Z-FX (2 周波受信) を使用した。仰角 15 度以上、5 衛星以上のデータを 5 秒サンプルで 20 分以上測定した。

震源班・測線班の 2 班で本測線の全地震観測点 (161 点)・ラインアップ観測点 (28 点)・発破点 (8 点)、その他の点 (S16, S30) 総合計 199 地点において GPS 測量を行った (写真-1)。

解析の結果、緯度・経度・標高とも概ね  $\pm 0.3$  メートルの誤差で計算された。図 1 に観測点の標高を示す。

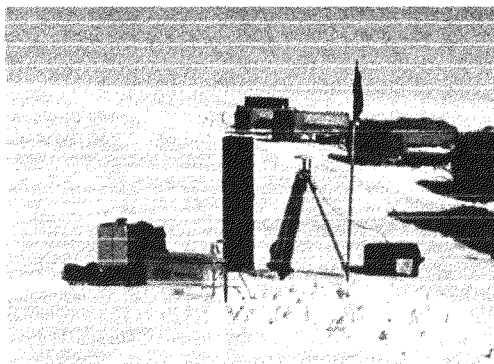


写真-1 観測装置

#### 重力測定

観測機器・観測方法とも JARE41 のものを踏襲した。地震観測点の重力値を測定するためには、既知の絶対重

力値の測定点を毎日往復する必要がある。しかし、南極のような地域で、このような行動は難しく、以下の手順で重力探査を行った。まず始めに S16 に重力の仮基準点を設け、この点の絶対重力値を決定するために、2001 年 12 月 23 日に昭和基地内の重力基準点 (IAGBN(A)) との間で往復重力測定を実施した。次に本来ならドリフトレートを決定するために、重力探査の期間中毎日この仮基準点で、測定の最初と最後に測定をする必要があるが、内陸旅行では、このような行動は難しい。今回、ドリフトレートを決定するため、毎日の停泊地の朝夕とみずほルート上の H176、及び既測定点で再測を行い、いろいろな時間間隔で同一地点の測定を実施した。

観測測線 161 点の内、1km 間隔で設置した 151 点の地震計設置点で測

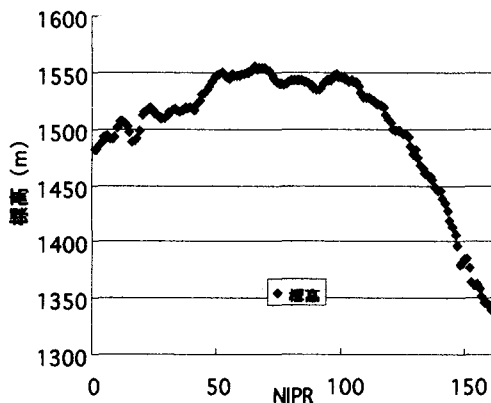


図 1 観測点の標高

定を行った。測定は、シントレックス重力計 (Autograv CG-3m) を 2 台使用した。各点での測定は 1 回の測定を 60 秒とし 3 回以上測定し、3 回の測定が 10 マイクロガル以内に収まるまで実施した。測定は GPS 測量の間に行い、概ね 10 分以内で終了した。しかし場所によって測定回数が増えたため 15 分ぐらいかかった地点もある。

今回も JARE41 と同様にシントレックス重力計を使用した。測定に使用した結果、現地記録を見る限りテア等はなく、低温・風・雪上車による振動にも安定した動作をした。

解析は現在進行中であり、講演では既存のみずほルートの重力異常、及び今回得られた人工地震の結果と比較・検討をする予定である。図 2 に初期解析結果を示す。

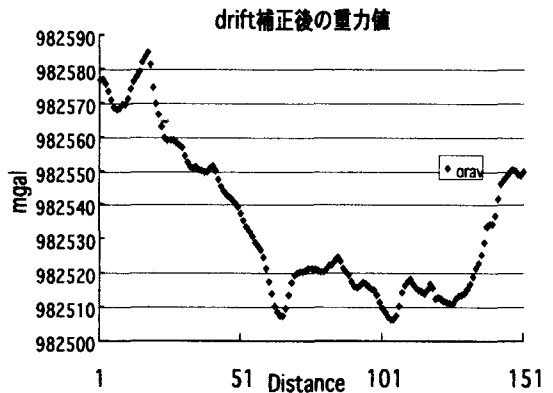


図 2 重力測定の初期解析結果

## リーセルラルセン山地域の塩基性貫入岩類の古地磁気学的研究

石川尚人（京都大）・船木實（極地研）

## Paleomagnetic study of mafic dikes in the Mt. Riiser-Larsen area

N. Ishikawa (Kyoto Univ.) and M. Funaki (NIPR)

東南極、アムンゼン湾周辺域に分布する太古代のナピア岩体及びそれに貫入する火成岩類は、超大陸の形成史や太古の地球磁場変動を解明するための古地磁気学的情報を得るために重要な研究対象である。JARE42夏隊でのリーセルラルセン山地域における古地磁気学調査では、塩基性貫入岩類を54地点で419試料採取した。貫入岩類は主にNE系とN-S系があり（Ishikawa et al., 2000）他南西部地域にはE-W系も認められた。試料はNE系から36地点、N-S系から14地点、E-W系から4地点で採取した（図）。石塚・鈴木(2000)、鈴木他(2000)では貫入岩類の起源・年代の多様性を指摘し、NE系からは約19億年前、N-S系からは約12億年前のRb= SrまたはSm-Nd全岩アイソクロン年代が報告されている（鈴木他、2000）。

試料の保持する残留磁化の安定性の検討と磁化成分の分離のために、段階的消磁実験を行っている。いままでのところほとんどの試料から2~3の安定な磁化成分が検出された。熱消磁実験では、240~480℃までに現れる最近の地球磁場で獲得されたと考えられる成分と500℃以降で現れるマグネタイトが保持している安定な磁化成分が特徴的に認められる。貫入岩類には変形を受けているものもあるため、変形と残留磁化方位との関連を検討するために、併せて帯磁率異方性の測定も行っている。

本講演では、残留磁化の挙動と磁化成分の方位、また帯磁率異方性測定結果について報告する。

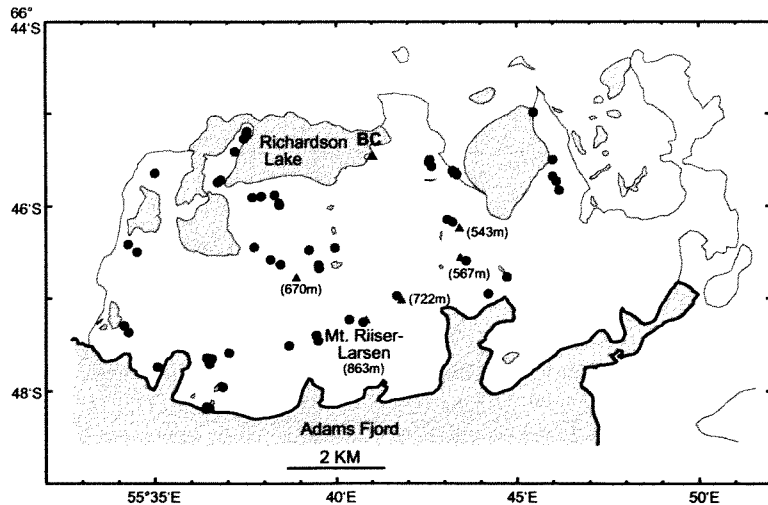


図. 塩基性貫入岩類の試料採取地点

## Long-term secular variation of the geomagnetic field during the last 1 Ma obtained from Deep-Sea Sediments in Central Wilkes Land Margin

Haruka MATSUOKA (GUAS, NIPR), Takaharu SATO (Hiroshima University) and Minoru FUNAKI (NIPR)

Deep-sea sediments can provide the continuous trace of the past geomagnetic field. Recently, the numerous relative paleointensity results obtained from sediments for the past few hundred thousand years, which allowed the construction of global reference paleointensity curves (Guyodo & Valet, 1996; Guyodo & Valet, 1999). However, the number of long-period secular variation data spanning more than the last 800 kyr is still insufficient to make a standard curve. Moreover, few relative paleointensity records derived from sediments were reported in the Antarctic regions (e.g., Sagnotti *et al.*, 2001; Guyodo *et al.*, 2001). This study presents a reliable relative paleointensity records spanning more than the last 1 Ma from a deep-sea sediment core obtained from the Antarctic regions.

The core used in this study was obtained in the TH94 cruise (1994-1995) of R/V HAKUREI-MARU carried out by the Technology Research Center, Japan National Oil Corporation (Ishihara *et al.*, 1996). A paleomagnetic study performed on the same core by Sakai *et al.* (1998), showing the relative paleointensity using NRM intensity normalized by  $\chi$  with age assigned at 2 levels by magnetostratigraphy.

For detailed discussion, however, it is necessary to use other methods such as ARM and saturation isothermal remanent magnetization (SIRM) experiments to estimate the geomagnetic intensity reliably. Better age control also must be necessary to determine the correlations with other relative paleointensity records. In this study, therefore, careful analyses of remanent magnetization and ARM experiments were performed on all samples resampled from the archive halves of sub-cores, and a relative paleointensity of high reliability were obtained with good age control assigned by correlation of variations in paleomagnetic declination with those in other previously published records.

Paleomagnetic and rockmagnetic study were made on a deep-sea sediment core obtained from Central Wilkes Land Margin, East Antarctica. Long-term secular variation of the geomagnetic field during the last 1 Ma is recorded in the core. The natural remanent magnetization (NRM) direction after thorough stepwise AF demagnetization revealed that the core contains 3 polarity intervals. Rockmagnetic parameters, such as magnetic susceptibility ( $\chi$ ), anhysteretic remanent magnetization (ARM) were measured. Homogeneity of magnetic mineralogy and magnetic grain size were examined using the ratio of anhysteretic susceptibility ( $\chi_{ARM}$ ) to  $\chi$ . The

relative paleointensity was obtained from the normalized NRM intensities by ARM intensity at 30 mT demagnetization. The appropriateness of the normalization was checked by absence of correlation between the normalized intensity ( $NRM_{30mT} / ARM_{30mT}$ ) and the normalizer ( $ARM_{30mT}$ ). The normalized intensity variation shows no correlation with rock-magnetic parameters. It suggests that the obtained variation is independent of the rock-magnetic parameters, thus it might possibly reflect the geomagnetic field variation in the Antarctic region. The magnetic measurement using plastic cubes of 1 cm<sup>3</sup> improved the time resolution of the relative paleointensity records.

## 南極周辺海域の海底コアの対比のころみ

中井睦美 (大東文化大学)

## Correlation of cores collected from sea-floor around Antarctica.

Mutsumi NAKAI (Daito-Bunka Univ.)

南極大陸周辺海域から得られている海洋底コアは、南極半島近辺および大陸周辺から得られている長さ数メートルのコア、および、ODP(国際海洋底掘削計画)などによる数10メートルのコアである。これらのコアを採取した研究目的のほとんどは、古気候解析と古海流の解析である。そのため研究方法としては、堆積物のケイ藻化石などの古生物層序、砕屑物の研究手段としての化学分析データ解析、古水温ファクターである $\delta^{18}\text{O}$ のデータ解析などである。始新世にまでおよぶ数10メートルの長さのコアは、堆積物の時代ごとに汎世界的に広域的に対比されている(Tripati *et al.*, 2001 など)。この場合の対比の手段はほとんどが古生物層序と古地磁気層序である。一方、第四紀後期の南極大陸周辺コアの対比には、 $\delta^{18}\text{O}$ 曲線と古生物層序、帯磁率が用いられていることが多い。さらに完新世の場合は、広域対比は困難であるが、帯磁率を用いていることが多い。また、第四紀一世紀にかけては両極のアイスコアとの対比も行われている。

以上の海洋底コアの中で、特に完新世のコアは、同じ性質のものを対比するというより、堆積物の差から地域的な環境の違いを見ることの方が多い。今回は、以上のような対比に用いるパラメーターの中で、特に帯磁率に注目して、対比を試みた。

堆積物の帯磁率の変化が何を意味するかということであるが、一つには強磁性鉱物の量比、次に強磁性鉱物の粒度、もうひと

つ忘れてならないのが、鉱物組成である。表1は、Tarling and Hrouda (1993) および Rochette *et al.* (1992)をもとに作成した主要鉱物の帯磁率と強磁性鉱物の飽和磁化の表である。この表でわかるように強磁性鉱物の量比が帯磁率の大きさに最も寄与していることがわかる。また常磁性鉱物の帯磁率もあなどれない大きさであることもわかる。

表1 主要鉱物の帯磁率と飽和磁化

鉱物	帯磁率 ( $\times 10^{-6}\text{SI}$ )	飽和磁化 ( $\times 10^3\text{A/m}$ )
強磁性鉱物 (常温で)		
Magnetite	~1000000	480
Maghemite	~860000	380
Hematite	2000~50000	2.5~
Goethite	1300~5000	2~
Greigite		125
Pyrrhotite	50000~300000	80
常磁性鉱物 (常温で)		
Biotite	900~1400	
Amphibole	500~8920	
Pyroxene	500~5000	
Garnet	3000	
Cordierite	600	
Siderite	3800~4200	
Actinolite	3560~8920	
反磁性鉱物 (常温で)		
Quartz	-13~-16	
Calcite	-13~-14	
Dolomite	-38	

また、同じ量の強磁性鉱物が含まれていても、その粒度が小さくなりSDやPSDのサイズになると、帯磁率は大きくなる（より細粒のSP粒子を除く）。

海洋底堆積物の帯磁率の変化が、磁性鉱物の量比の差か、粒度の差か、鉱物の差を表しているかということは簡単には決まらない。しかし、帯磁率変化曲線が、対比に有効なことも、気候変動曲線とほぼ一致することも確かめられており、帯磁率の測定は、近年は、様々な掘削調査に取り入れられている。

堆積物が沿岸堆積物の場合は、陸源碎屑物の流入が多く、粒度も大きい。この場合は、帯磁率の値も $10^{-4}$ ~ $10^{-3}$ SI以上と比較的大きく、帯磁率変化曲線は強磁性鉱物の量比と粒度差に左右される(Horii *et al.*, 1995)。

一方、ケイ藻軟泥のような主として生物起源の堆積物で陸源碎屑物をあまり含まない場合は、帯磁率は $10^{-5}$ SI以下と小さくなる。Domack(1992)は南極半島付近の堆積物から、炭素量比(有機物起源)と帯磁率が逆相関を示すと述べており、帯磁率が小さくなることは、陸源碎屑物の減少を示すことを指摘している。南極半島付近では完新世の堆積物が数多く採取されているが、ほぼどのコアでも海底面下4〜例えば2400-3360B.P.にあたるあたりから下位は、上位に比較して、帯磁率が減少している。すなわち、南極半島付近では、約3000年前には陸源碎屑物の流入が少なく、堆積物になる生物プランクトンが多く、かつ、堆積の場の深さや化学状況が、 $\text{CaCO}_3$ 、 $\text{SiO}_2$ を融解させない状況だったことが推論できる。

海洋底堆積物の帯磁率は、極端に低い場

合は、マイナスの帯磁率を示す。表1でわかるように、Magnetite, Greigite といった強磁性鉱物が含まれていれば、帯磁率がマイナスになることは、ほとんどあり得ない。常磁性鉱物でさえ1%以下でなければ、堆積物全体がマイナスになることは難しい。実際には、現在の赤道に近い中緯度地帯の海底では、始新世の堆積物中にマイナスの帯磁率の層準がある(ODP, Leg171b,1997)。マイナスの帯磁率を示す堆積物はナノ化石軟泥やケイ藻軟泥などであり、鉱物としては、QuartzやCalciteと思われる。また、海洋底堆積物中の強磁性体の中には走磁性バクテリアが体内に作る鉱物があるといわれ、MagnetiteやGreigiteなどが考えられている。しかし、マイナスの帯磁率を示す層準あるいは小さい帯磁率を示す層準には、こういった強磁性鉱物も含まれないのであるから、単に陸源堆積物の流入が無いだけでなく、バクテリアも生育していない充分深い海で、かつ、QuartzやCalciteが溶融しない浅さということになる。

赤道域では、マイナスの帯磁率を示す堆積物が観察できるが、南極周辺のコアからは、マイナスの帯磁率を示す堆積物は見つかっていない。完新世の南極海は、アイスシートが発達していて、陸源の碎屑物を削剥・運搬し、氷山となって遠方まで碎屑物を運ぶのではないだろうか。だとすると、今のような大陸の南極周辺域では、マイナスの帯磁率を示す堆積物はみつからないことになる。



## 南極氷床コア試料の熱ルミネッセンスおよび 光刺激ルミネッセンス測定

矢田猛士(大阪大学・理), 法澤公寛(大阪大学・理), 谷篤史(大阪大学・理), 池谷元侗(大阪大学・理)

### Thermoluminescence (TL) and Optically Stimulated Luminescence (OSL) Study on Antarctic Ice

Takeshi YADA (Osaka Univ.), Kimihiro NORIZAWA (Osaka Univ.),  
Atsushi TANI (Osaka Univ.) and Motoji IKEYA (Osaka Univ.)

自然放射線損傷による石英や長石の熱ルミネッセンス(TL)および光刺激ルミネッセンス(OSL)は考古学試料や堆積物の年代測定に利用されている。また、太陽系の氷天体での応用を目指し、実験室で作成された  $H_2O$ ,  $D_2O$ ,  $SO_2$ ,  $CO_2$  の固体をもちいた、氷の TL および OSL の研究もすすめられている。<sup>1-3)</sup>

今回我々は、北海道大学低温科学研究所から提供された南極氷床コア試料(10メートルおきに深さ10メートルから100メートル、計10試料)に液体窒素温度(77K)でガンマ線の照射を行った。図1に示す実験装置を用いて90Kから260Kの範囲でTLおよびOSLの測定を行い、ガンマ線を照射した蒸留水の氷、真空脱気した蒸留水の氷の測定結果との比較を行った。

TLの測定結果を図2に示す。すべてのコア氷において120Kにピークがあり、その活性化エネルギーは約0.33 eVだった。このピークは蒸留水、真空脱気した蒸留水の氷にも見られ、水分子から生成される放射線誘起種が発光に

関与していると考えられる。コア氷には170K(鋭いピークとブロードなピーク)、210K付近にTLピークがみられ、氷中に含まれる不純物が関与していると考えられる。それらのピークの発光強度は深さに対してははっきりとした相関を示さなかった。しかし、170KのTLピークの活性化エネルギーは深さ30メートルと40メートルのあいだで大きく増加した。氷床や氷河では、雪や氷の厚さが約50メートルを超えるとフィルムは氷河氷に変化し、氷に溶けているガスなどの不純物は氷の界面に凝集する。したがって、170Kピークの活性化エネルギーの変化は氷の再結晶や不純物の凝集過程を反映していると考えられる。

90Kにおいてコア氷のOSLが測定された。発光は600秒以上続き、その性質は蒸留水の氷のOSLとよく似たものだった。OSLの発光強度は深さに対してははっきりとした相関を示さなかった。

発表では電子スピン共鳴(ESR)やイオンクロマトグラフの測定結果も合わせて紹介する。

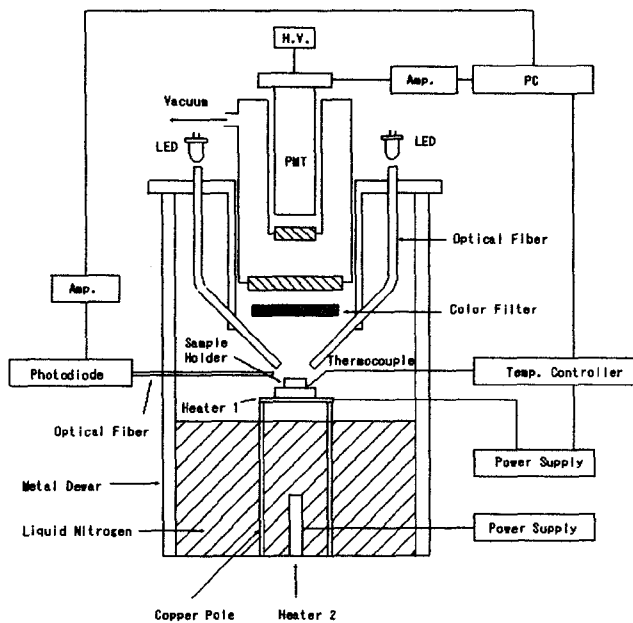


図1 氷試料の TL および OSL 測定装置の概念図

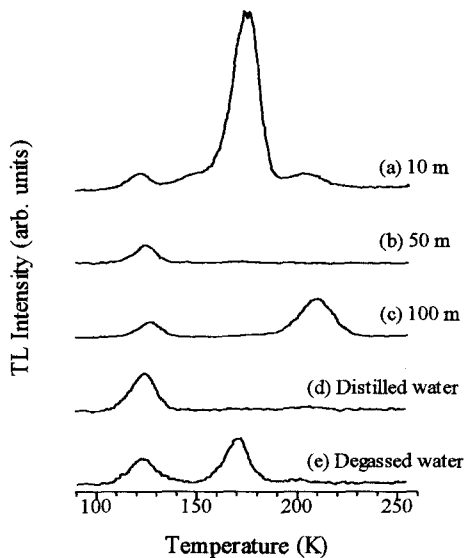


図2 ガンマ線を照射した南極氷床コア氷(a-c)と蒸留水の氷(d), 真空脱気した蒸留水の氷(e)の TL グロー曲線

## References

- 1) Kanosue, K., Toda, H., Hirai, M., Kanamori, H. Ikeya, M., 1997. TL and ESR Study of  $\gamma$ -Irradiated  $\text{SO}_2$  Frost for Future Dating in Outer Planets. *Radiation Measurements* **27**, 399-403.
- 2) Norizawa, K., Hirai, M., Kanosue, K. Ikeya, M., 2000. Trapping of Atmospheric  $\text{HO}_2$  in Solid  $\text{CO}_2$  in Icy Satellites: Simulation Using Electron Spin Resonance and Thermoluminescence. *Japanese Journal of Applied Physics* **39**, 6759-6762.
- 3) Yada, T., Norizawa, K., Hirai, M., Yamanaka, C., Ikeya, M., 2002. Optically Stimulated Luminescence Study on  $\gamma$ -Irradiated Ice Frozen from  $\text{H}_2\text{O}$  and  $\text{D}_2\text{O}$ . *Japanese Journal of Applied Physics* **41**, in press.

## メタンハイドレートのE S R測定

竹家 啓<sup>1</sup>、矢田 猛士<sup>1</sup>、谷 篤史<sup>1</sup>、池谷 元伺<sup>1</sup>、大垣 一成<sup>2</sup>

1 : 大阪大学大学院理学研究科 2 : 大阪大学大学院基礎工学研究科

## A Study of Electron Spin Resonance on Methane Gas Hydrate

K. Takeya<sup>1</sup>, T. Yada<sup>1</sup>, A. Tani<sup>1</sup>, M. Ikeya<sup>1</sup>, K. Ohgaki<sup>2</sup>

1: Graduate School of Science, Osaka University

2: Graduate School of Engineering Science, Osaka University

## 1. はじめに

メタンハイドレートは化石燃料などの代わりに次世代のエネルギー源として期待されている氷とメタンの結晶である。高圧、低温下におかれたガスと氷は、氷の結晶構造が変化し、水分子がガスをつみこむかごを形成、ガスハイドレートとなる。ガス成分がメタンのものをメタンハイドレートと呼び、地球表層では極地付近の凍土地帯や大陸近くの大陸斜面などに広く存在する。

ガスハイドレートの結晶構造には、いくつかの種類がある。メタンハイドレートの単位胞は、空隙が 7.88 Å の五角形 12 面体 2 個と 8.6 Å の 14 面体 (6 角形 × 2、5 角形 × 12) 6 個から構成される (図A)。水和数は 5.75 で、理論化学式は  $\text{CH}_4 \cdot 5.75\text{H}_2\text{O}$  となる (松本 他 1994)。

メタンハイドレート中に存在するメタンガスの量は、1 リットルの水に対して 216 リットルのメタンガスが取り込まれている。しかし、実際には、すべてのかごが

埋まるわけではなく、7~8割ほどの充足率である。このため、水 1 リットルに対してメタンガスは 150 リットルほどになる。

メタンハイドレートの最大の特徴は天然ガスを固体の状態で保存できることにある。液化するとより高い圧縮率を望めるが、その場合 -80 度以下、40 気圧以上という条件が必要になる。ハイドレートならばより高温、低圧下で保存できる (図1)。

今では、この資源は日本近海にも大量に存在することが判明しており、この利用が実現すれば資源の少ない日本にとっては非常に大きな利益になることは間違いない。

我々の研究室では電子スピン共鳴 (E S R) を用いて、物質中の不対電子の様子を研究してきた。石英などの鉱物を用いた年代測定や被曝線量計測などの他、氷や  $\text{SO}_2$  氷の放射線下で生成するラジカル種の同定とその安定性について議論してきた (Ikeya 1983 他)。本研究では、 $\gamma$ 線照射したメタンハイドレートを E S R で計測するこ

とにより、放射線により生成するラジカル種を同定し、メタンハイドレートの放射線分解を調べた。

## 2. 実験

人工合成されたメタンハイドレートを入手し、直径 1mm 程度の大きさに粉碎したのち、77 k に保持して 15 k Gy (1 Gy = 1 J / kg の吸収放射線量) の  $\gamma$  線を照射した。線源には  $^{60}\text{Co}$  を用いた。さらに白色光に対する信号の応答を調べるため、光源装置 (Shimadzu LR-20) による照射を行った。

試料は ESR 分光計 (JEOL RE-1X) を用い、100 kHz 磁場変調のもと計測した。測定は 2 重管デュアールを用いて 77 K のもとで行ったのと、温度可変 (VT) ユニットによる温度制御のもと (-173 ~ -20°C) で行った。

## 3. 結果と議論

1) 未照射の試料では ESR 信号は計測されなかった。合成後の試料には特にラジカルはない。

2) メタン分子が  $\gamma$  線照射によって分解されできた  $\text{CH}_3$  ラジカルの信号を図 2 に示す。ESR 信号が水素の超微細構造 (hyperfine structure) により 1 : 3 : 3 : 1 の強度比でわかれていることや ESR 信号で物性を特徴づける  $g$  値の値などからこのスペクトルが  $\text{CH}_3$  ラジカルと同定した。

3)  $\gamma$  線照射後のハイドレートに

白色光を照射した時間に対するメチルラジカルの強度変化を図 3 に示す。照射量が増すことにより、 $\text{CH}_3$  ラジカルが増えているのが確認された。

4) メチルラジカルよりも高磁場と低磁場の両方に同じ形をした ESR 信号がみられた。低磁場側のスペクトルを図 4 に示す。これら 2 つの ESR 信号は後に述べるマイクロ波強度に対する信号の飽和特性や熱安定性が同じであること、2 つの信号の幅が約 50 mT であることから水素原子による。

真空中は水素原子は 1 本の等方的な信号を示すが、ハイドレート中では信号がさらにいくつかにわかれていることから、水素ラジカルの存在の仕方に少なくとも 3 通りあることが推測される。マイクロ波出力に対する信号の飽和特性 (図 4) から異なる飽和特性が見られており水素原子の存在様式がひとつではないことがうかがえる。

図 4 のスペクトルのうち左右に 2 本にわかれている信号がパワー特性に対して同じ挙動をしめしていることから、この信号は 1 つの信号が超微細構造により 2 つにわかれていると推測できる。

ハイドレート中の水素原子の安定化とその構造については現在研究をすすめているところである。

## 4. まとめ

γ線照射によって生成したラジカルを ESR により観測した。メチルラジカルと水素原子が確認された。今後は照射によるメタンハイドレートの安定性の変化や、他のハイドレ

ートの照射効果について調査する予定である。

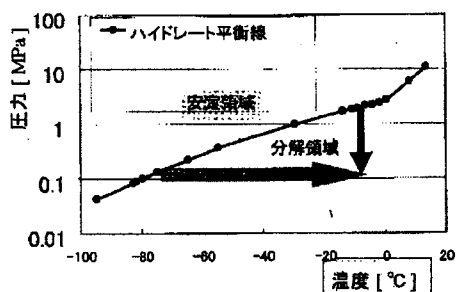


図1 ハイドレートの安定曲線

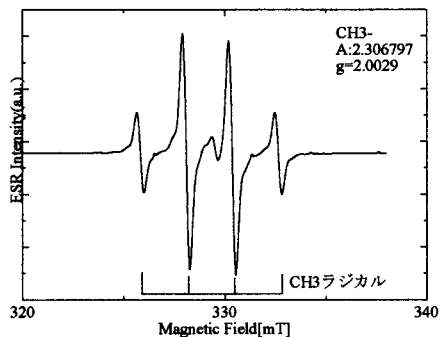


図2 CH<sub>3</sub>ラジカルの信号

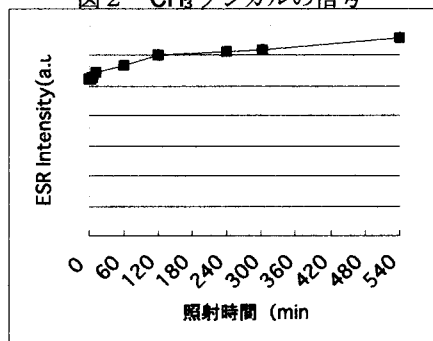


図3 光照射に対するメチルラジカルの信号量の変化

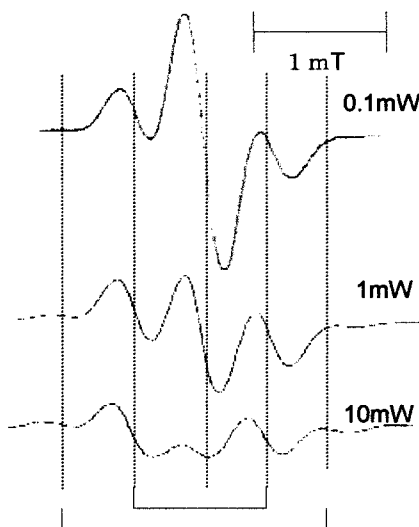
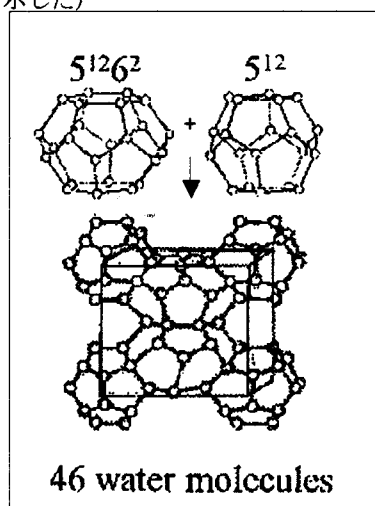


図4 水素原子のスペクトルとマイクロ波強度依存性 (超微細構造で分離した信号の低磁場側だけを示した)



図A ハイドレートの単位胞とその構造

松本 良 他 (1994) メタンハイドレート、日経サイエンス社、東京

Ikeya, M (1993) New Applications of Electron Spin Resonance Dating Dosimetry and Microscopy, World Scientific, Singapore

石油公団による南極周辺海域地質調査で得たデータと試料  
—その総括と今後の活用—

藤本正道、辻 喜弘（石油公団石油開発技術センター）

Data and samples off Antarctica collected by JNOC's geological surveys: Compilation and future utilization.

Masamichi Fujimoto, Yoshihiro Tsuji (Technology Research Center, Japan National Oil Corporation)

石油公団は通商産業省（現：経済産業省）からの受託事業として 1980 年から 1999 年までの 20 年間にわたって、「南極地域石油天然ガス基礎地質調査」を実施してきた。この一連の調査航海は、1999 年の 20 回目をもって中断されることとなった。

これまでの調査で、南極大陸周辺海域（大陸棚）を囲むように地震探査、重力探査、地磁気探査、海底表層サンプリング等が実施され、膨大な量の地質学的・地球物理学的データが取得された（表 1）。地震探査だけをとって見ても、その総測線長は約 50,000km で、諸外国の海洋調査と比較しても優劣つけがたい調査量を誇っている。これら調査の結果、南極大陸周辺の海溝の存在、海洋プレートの沈み込みに伴うと思われる諸現象（付加プリズムの発達など）、海洋底の拡大と火山活動、広域に発達する断裂帯、その他、様々な地質学的知見を得てきた。これら成果のうち、科学的に重要かつ興味深いと思われるものについては、これまで適時、科学論文として公表されてきた。

今後、わが国が南極大陸周辺海域に対していかなる検討を加えるべきかという判断は、これまでに蓄積された膨大なデータの解釈と評価に負うところが大きいと考えられる。

そこで、石油公団では、2000 年から 2 年間にわたり、過去 20 年間に取得した調査データを、調査報告書・解析報告書、地

震探査データ、重力・地磁気データ、地殻熱流量データ、堆積物・岩石データ（重錘コア・ドレッジ）、天気・氷象記録の各分野に分けて、資・試料の整理・再解析を行なった。また、各年度調査で個別に行なわれてきた構造評価をまとめ、新たな諸外国のデータを併せて評価し、炭化水素ポテンシャル推定の基礎となる南極大陸周縁海域における基盤構造や堆積盆地の分布状態について総合的な解釈を行なった。

以下に、これまでのデータ等の管理状況について整理し、今後の活用に向けて紹介する。

#### ① 調査報告書・解析報告書

各年度の調査報告書・解析報告書を PDF 形式のデジタル画像データに変換し、石油公団による探鉱データベース National Data Repository（以下、NDR）で管理している。また、これら PDF は CD-ROM6 枚組として石油公団石油開発技術センター（以下、TRC）で管理している。

#### ② 地震探査データ

地震探査データのうち、フィールドデータは、DLT（容量 35GB）に媒体変換して TRC で保管している。処理データ（SEG-Y フォーマット）および測量データ（ショットポイントの XY 座標）は NDR で管理している。同じデータは CD-ROM33 枚組として TRC で管理している。

### ③重力・地磁気データ

重力・地磁気データは、過去 20 年間の全てのデータについて再解析を行った。これらの成果は、ASCII データの圧縮 (ZIP) されたファイルとして、調査航海ごとに NDR に保管されている。同じデータは CD-ROM 2 枚組として TRC で管理している。

### ④地殻熱流量データ

地殻熱流量について再評価を行い データベース化し、NDR で管理している。

### ⑤堆積物・岩石データ

表層コアサンプリングやドレッジで取得された試料およびそれに関する解析データをコンパイルし、Web (HTM 形式) で参照することが可能なデータベースを CD-ROM4 枚組に纏め、TRC で管理している。

同じデータは NDR に CD-ROM 単位で Zip ファイルとして管理している。また、試料については、産業技術総合研究所に移管する予定である。

### ⑥天気・氷象記録

20 年間の航海を通じて取得した天気情報・氷象記録についてコンパイルするとともに、1980 年～2000 年までの南極地域広域の情報に解析を加えたデータを、Web (HTM 形式) で参照することが可能なデータとして CD-ROM1 枚に纏め、TRC で管理している。同じデータは NDR に CD-ROM 単位で Zip ファイルとして管理している。

これらのデータは、石油公団石油開発技術センターを通じて、経済産業省資源エネルギー庁に許可申請することにより、閲覧することが可能である。

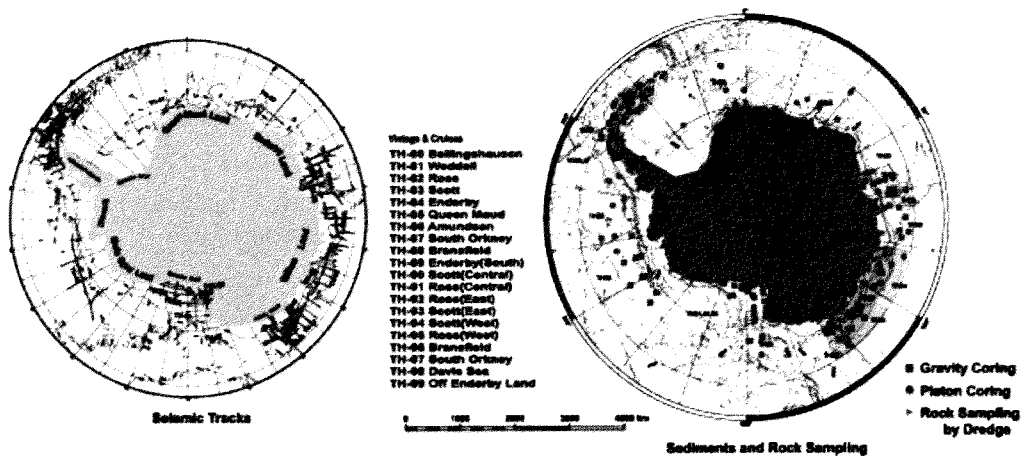


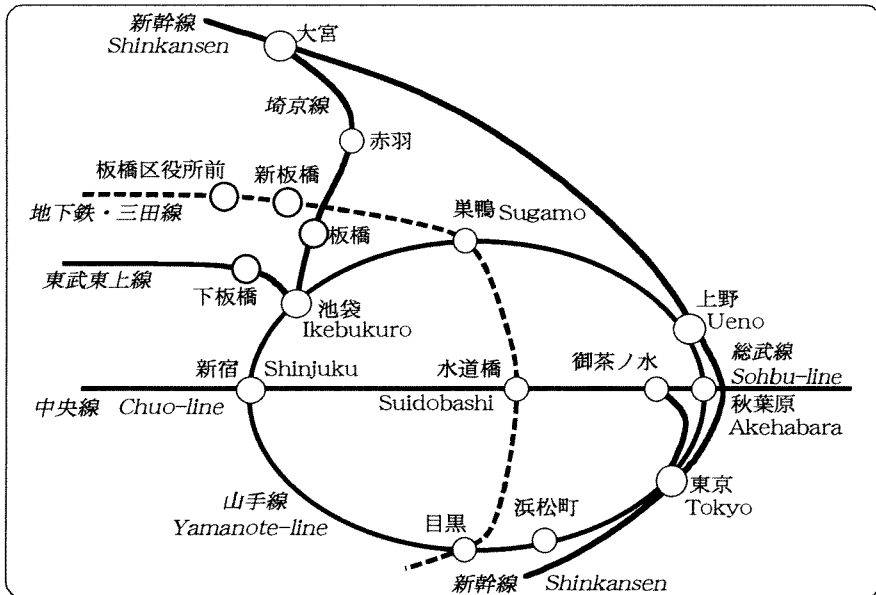
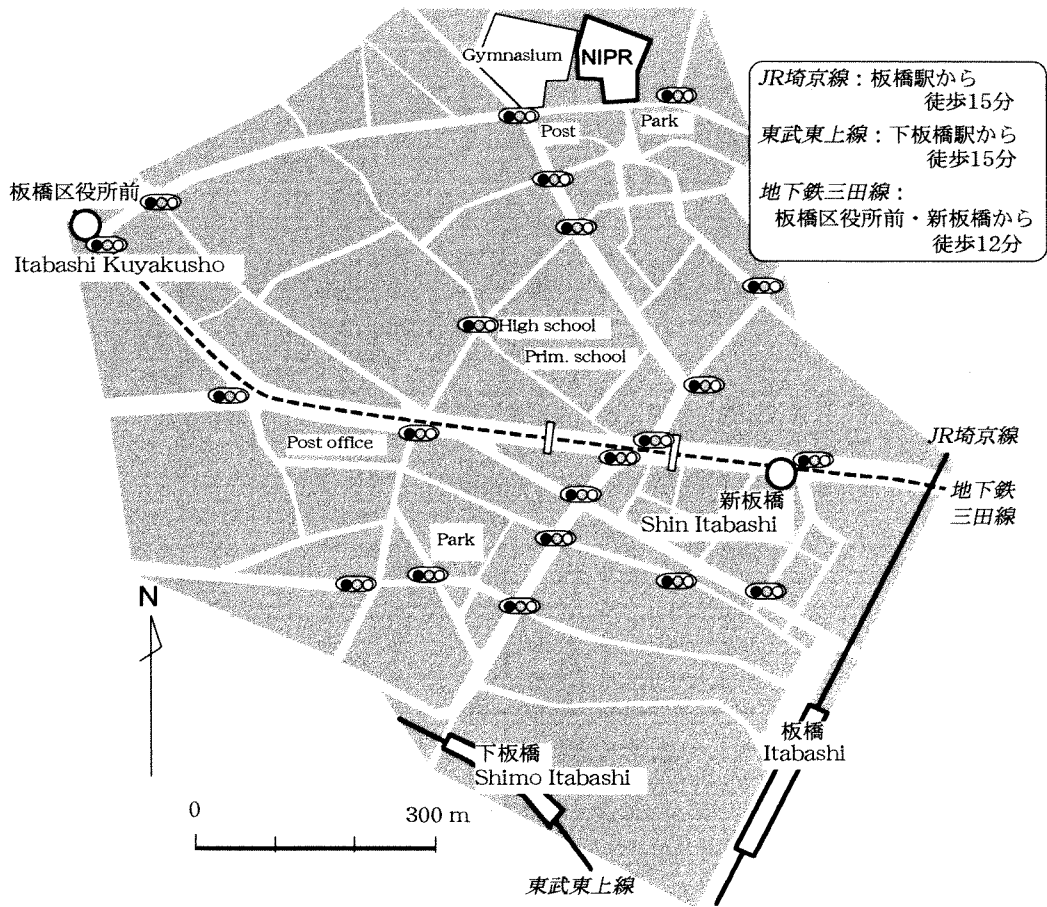
図1 南極地域石油天然ガス基礎地質調査の調査範囲

表1 南極地域石油天然ガス基礎地質調査で取得された主なデータ一覧

航海名	海域名	航走観測					停船観測					
		反射法 地震探査		屈折法 地震探査		CH数(重合数) 震源 (容量 inch <sup>3</sup> )	ピストン コア		グラビティ コア		地殻 熱流量	岩盤 採取
		MCS(km)	SCS(km)	ソノブイ (点)	OBS(点)		点数	コア長 (m)	点数	コア長 (m)	点	ドレッジ 点数
TH80	Bellingshausen	3,280		5		12(3),AG(550)	8	31.47			7	7
TH81	Weddell	1,424	440	9		24(6),AG(550)	9	21.32			5	3
TH82	Ross	2,350	530	20		24(6),AG(550)	6	30.27	9	9.42	9	3
TH83	Scott	3,700		19		24(6),AG(550)	7	51.01	5	6.36	9	8
TH84	Enderby	2,350		10		24(6),WG(800)	7	36.08	5	2.39	8	2
TH85	Queen Maud	2,432		10		24(6),WG(800)	6	38.47			7	4
TH86	Amundsen	2,655		9		24(6),WG(800)	1	7.23	9	38.22	9	
TH87	South Orkney	2,265		9		24(6),WG(800)			9	43.04	6	1
TH88	Bransfield	2,200		9		24(6),WG(800)			8	32.03	8	2
TH89	Enderby South	1,836		10	8	24(6),WG(800)			6	21.66	6	3
TH90	Scott Central	2,095		8	4	24(6),WG(800)			9	33.53	6	4
TH91	Ross Central	3,291		11	2	24(6),WG(800)			7	15.1	1	9
TH92	Ross East	2,764				48(12),GI(600)			8	21.83	7	3
TH93	Scott East	3,042	1,177	5		48(12),GI(600)			9	22.93	9	5
TH94	Scott West	2,377	1,867	6		48(12),GI(840)			9	41.38	8	4
TH95	Ross West	1,978		6		192(24),GI(840)			6	14.57	4	2
TH96	Bransfield	2,474		5		192(24),GI(840)			10	11.48	9	
TH97	South Orkney	1,788				240(30),G(4000)			6	18.47	6	6
TH98	Davis Sea	2,490			2	240(30),G(4000)			7	25.62	6	1
TH99	Enderby East	2,195				240(30),G(4000)			9	28.53	7	
	合計	48,986	4,014	129	38		44	215.85	131	386.56	137	67

MCS:マルチチャンネル地震探査、SCS:シングルチャンネル地震探査、OBS:海底地震計、AG:エアガン、WG:ウォーターガン、GI:GIガン G:Gガン





国立極地研究所 地学 〒173-8515 東京都板橋区加賀 1-9-10

極地研ホームページ：<http://www.nipr.ac.jp/>

第21回地学シンポジウム：<http://geomarine.nipr.ac.jp/~sympo/jp/index.htm>