

Online ISSN : 2186-490X  
Print ISSN : 1346-4272  
CODEN : CCKHA7

# 地質調査研究報告

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 65 No. 5/6 2014



独立行政法人  
産業技術総合研究所  
地質調査総合センター



平成26年

概報

三重県中部, 長島地域における土石流堆積物の AMS <sup>14</sup> C 年代 植木岳雪 .....	67
根室・釧路地域の重磁力異常から推定される中規模地質構造 森尻理恵・中川 充 .....	71

---

表紙の写真

釧路海岸に露出する浦幌層群

釧路市東部の海岸沿いには、基盤として上部白亜系～古第三系の根室層群が分布し、その上に不整合に重なる古第三系の浦幌層群がみられる。根室層群の露出は桂恋付近の狭い範囲にとどまるが、浦幌層群は海食崖に沿って連続的に露出している。写真に示したのは、海食崖にみられる浦幌層群雄別層の露出の状況である。この付近の根室層群と浦幌層群は、大局的には両者ともに北西-南東の走向で、南西へ5°程度のゆるい傾斜を持ち、太平洋に向かって沈み込んでいくような構造(同斜構造)となっている。

(写真・文：佐脇貴幸)

Cover photograph

Urahoro Group along the Kushiro coast, eastern Hokkaido

The Urahoro Group of Paleogene, which unconformably overlies the Nemuro Group (upper Cretaceous to Paleogene), is continuously distributed along the Kushiro coast, while the outcrop exposed of the latter is limited to a small area around Katsurakoi. The picture shows sea cliffs of the Yubetsu Formation of the Urahoro Groups. The Nemuro and Urahoro Groups in the area roughly strike NW-SE and dip about 5° SW, forming a homocline structure plunging into the Pacific Ocean.

(Photograph and Caption by Takayuki Sawaki)

## 三重県中部, 長島地域における土石流堆積物の AMS<sup>14</sup>C 年代

植木 岳雪

Takeyuki Ueki (2014) The AMS <sup>14</sup>C age of the debris flow deposits in the Nagashima area, central Mie Prefecture, southwest Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 65 (5/6), p. 67-70, 2 figs, 1 table.

**Abstract:** The debris flow deposits buries the valley of Sono River, in the Nagashima area of Mie Prefecture, southwest Japan. The AMS <sup>14</sup>C age of ca. 3,100 yrs BP was extracted from the pseudo-clast of humic soil in the uppermost horizon of debris flow deposits, suggesting that the timing of debris flow is 3,100 to 1,000 yrs BP.

**Keywords:** Debris flow deposits, <sup>14</sup>C dating, Holocene, Mie Prefecture

### 要 旨

三重県中部, 長島地域の多気郡大台町<sup>たき</sup>において, 蘭川の谷を埋積する土石流堆積物に含まれる腐植土の偽礫の AMS<sup>14</sup>C 年代は約 3,100 年前であった。その土石流堆積物は, 3,100 年前以降で 1,000 年前以前に形成されたと考えられる。

### 1. はじめに

日本のような湿潤変動地域において, 表層崩壊や深層崩壊のような斜面崩壊は短時間に大きな地形変化をもたらすことから, 山地の地形発達に果たす役割は大きい。山地の斜面災害の予知, 予測のためには, 地形, 地質, 植生, 水文, 土地利用のような素因と, 降雨, 融雪, 地震のような誘因をあわせて検討することが必要である。大規模な斜面崩壊の場所については, 大縮尺の地形図・空中写真の判読, 航空レーザー測量データの解析, 地表の変位や地中の間隙水圧の観測などにより, ある程度予測される。一方, 斜面崩壊の発生頻度については, 「深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル(案)」(土木研究所, 2008)に基づいて, 全国レベルから溪流(小流域)レベルの深層崩壊の発生頻度が相対的に示されている(国土交通省, 2010, 2012)。しかし, 小規模な斜面崩壊の発生多発時期や発生頻度の絶対値は, 北海道(柳井ほか, 1984, 1985; 柳井・五十嵐, 1990), 東北地方仙台地域(宮城ほか, 1979; 中山・宮城, 1984), 千葉県房総半島(市川・松倉, 2001)などで論じられているものの, 大規模な斜面崩壊については日本のほとんどの地域ではよくわかっていない。紀伊半島においては, 西山・若月

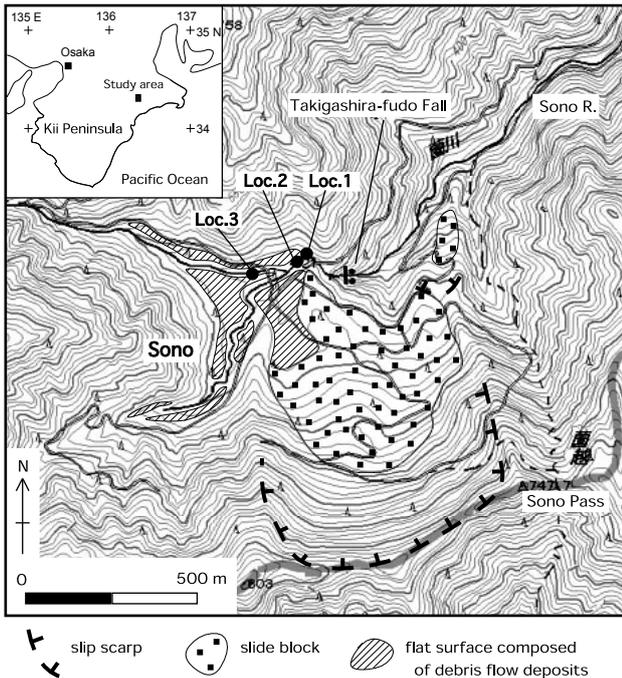
(2012)の予察的な研究のみである。一般に, 斜面崩壊の侵食域の斜面を編年することは困難であるが, テフラや<sup>14</sup>C年代測定によって堆積域の堆積物の年代が求められる場合がある。したがって, 斜面崩壊の発生頻度を見積もるためには, 堆積物の年代から斜面崩壊の発生時期を特定する研究を地道に進めることが重要である。

本報告では, 三重県中部, 長島地域内の土石流堆積物を AMS<sup>14</sup>C 年代によって編年する。それらは, 産業技術総合研究所による 5 万分の 1 地質図幅「長島」の調査・研究の一環として行われたものである。

### 2. 調査地域の地形・地質

宮川水系蘭川の上流部の三重県多気郡大台町には, 周囲の急峻な山地斜面と対照的に, 深層崩壊による緩斜面と土石流による平坦面が分布している(第 1 図)。蘭川右岸には, 大規模な深層崩壊地形が認められる。蘭越から西に延びる尾根には馬蹄形の不明瞭な滑落崖があり, そこから蘭川に向かってチャートの巨礫からなる移動ブロックの緩斜面が形成されている。地点 1 (北緯 34 度 19 分 30.3 秒, 東経 136 度 20 分 39.9 秒)の下流では, 移動ブロックは蘭川に下刻されて, 滝頭不動滝ができ, 深い谷が刻まれている。地点 1, 地点 2 (北緯 34 度 19 分 28.8 秒, 東経 136 度 20 分 34.2 秒)では, ラミナが発達する腐植質の砂~シルト層が見られ, せき止め湖堆積物と考えられている(小嶋ほか, 2013)。

地点 2 より上流では, 土石流堆積物が段丘化して, 現河床と比高 5 m 程度の平坦面を形成している。地点 3 (北緯 34 度 19 分 28.8 秒, 東経 136 度 20 分 34.2 秒)の対岸で掘



第1図 調査地域  
基図は、国土地理院の地図閲覧サービス(ウォッチイズ: <http://watchizu.gsi.go.jp/>, 2014年3月27日確認)による1/25,000地図を使用。

Fig.1 Study area  
Base map is after 1:25,000 topographic map published on the website of Geospatial Information Authority of Japan (<http://watchizu.gsi.go.jp/>, confirmed on March 27, 2014).

削されたボーリングコアは、地表から深度17 mは土石流堆積物、深度17～33 mはせき止め湖堆積物からなり、せき止め湖堆積物からは21,000～22,000 yrs BPの<sup>14</sup>C年代が得られている(小嶋ほか, 2013)。

菌周辺の地質は、秩父帯のジュラ紀付加複合体のメランジュからなる(西岡ほか, 2010)。深層崩壊地の滑落崖には、北傾斜のチャートや石灰岩が分布しており、崩壊は流れ盤で生じたことがわかる(小嶋ほか, 2013)。

### 3. 土石流堆積物の記載

地点3における土石流堆積物は不淘汰な角礫層からなり、3つの堆積ユニットが侵食面を界して累重する(第2-1, 2-3図)。

最下位のユニットAは層厚2 m以上の礫支持の礫層である。礫は不明瞭なチャンネル構造を呈して配列する。礫の最大径は30 cmである。

ユニットBは層厚4 m以上であり、全体として上方粗粒化する。礫の最大径は20 cmである。下部3.4 mは基質支持の礫層であり、基質はローム質シルトからなる。相対的に大きな礫が平行なシート状に配列する。その最上部には、径20 cmの腐植土の偽礫が含まれる(第2-2図)。上部0.6 mは礫支持であり、塊状の層相を示す。

ユニットCは層厚2 m以上の礫支持の礫層である。礫は不明瞭なチャンネル構造を呈して配列する。礫の最大径は10 cmである。

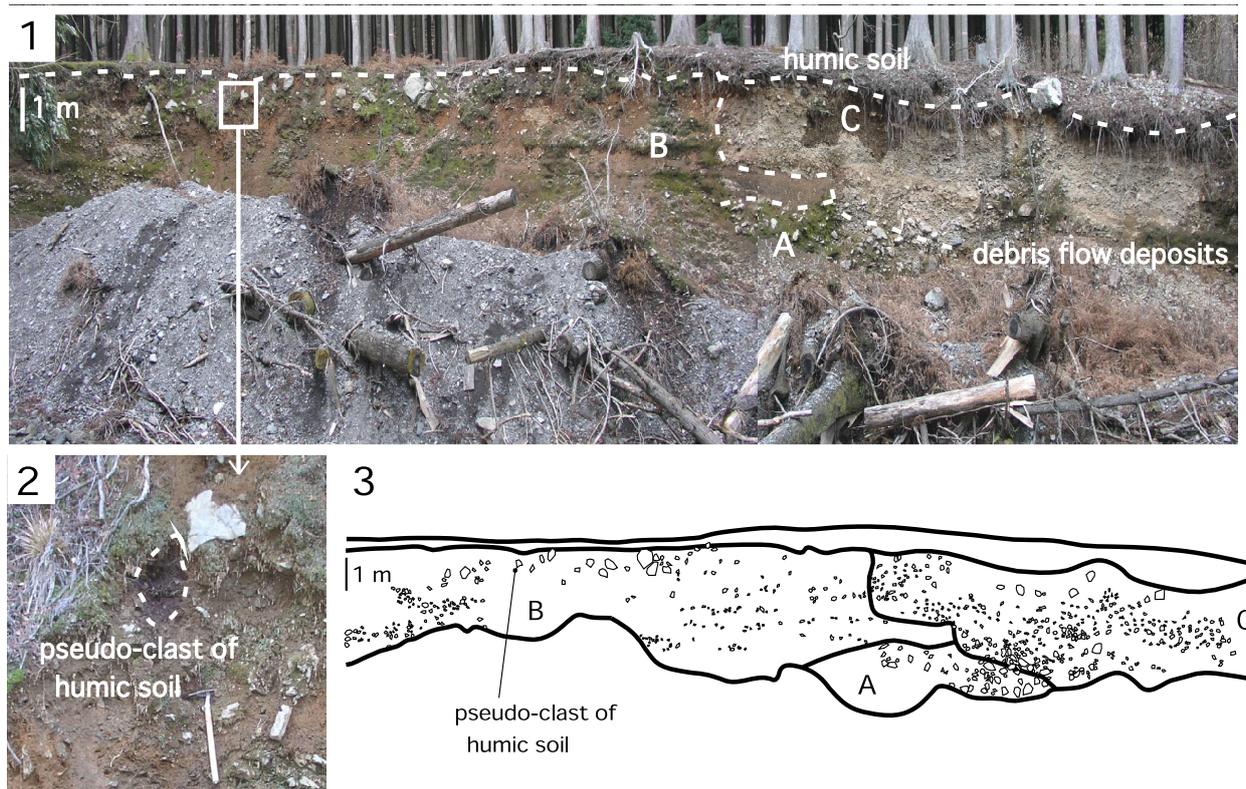
3つのユニットの礫種は、砂岩、泥岩、チャートなどの堆積岩である。土石流堆積物全体は、角礫を多く含む

層厚50 cmの腐植土層に覆われるが、ローム層には覆われない。

### 4. 土石流堆積物の形成時期

土石流堆積物の最上部に含まれる腐植土の偽礫を106 μmの篩い分けと1.2 Nの塩酸で洗浄した後に、バルク有機炭素試料としてAMS <sup>14</sup>C年代測定に供した。測定は、株式会社パレオ・ラボに依頼した。年代値はLibbyの半減期5,568年を用いて算出し、δ13C値により同位体分別効果の補正を行った。そして、OxCal 4.1 較正プログラム(Bronk Ramsey, 2009)とIntCal 09較正曲線(Reimer *et al.*, 2009)を用いて、暦年較正を行った。その結果、腐植土のAMS <sup>14</sup>C年代は3,125 ± 20 yrs BP、その暦年較正年代は1,447～1,337 BC (85.5%)となった(第1表)。

地点3付近では、層厚17 m程度の土石流堆積物がせき止め湖堆積物を覆って堆積し(小嶋ほか, 2013)、現在は段丘化している。土石流堆積物のユニットBに含まれる腐植土の偽礫は、土石流が流下する際に斜面を覆っていた腐植土を取り込んだものと考えられる。ただし、腐植土にはさまざまな時代の炭素が含まれていることから、バルク試料としてのAMS <sup>14</sup>C年代が土石流堆積物の堆積時期を示すわけではない。すなわち、土石流がちょうど3,100年前に発生したとは言えない。21,000～22,000年前以前に菌川の右岸で大規模な斜面崩壊が発生し、せき止め湖を形成した後に、何回の土石流が菌川の谷を流下し、土石流堆積物がせき止め湖堆積物を覆ったのかは定かでない。



第2図 地点3における土石流堆積物  
 1, 露頭の全景写真. 2, 腐植土の偽礫の写真. ねじり鎌の長さは35 cm. 3, 露頭全体のスケッチ.  
 A ~ Cは堆積ユニット.

Fig.2 The debris flow deposits at Loc. 3  
 1, Photograph of whole view of the outcrop. 2, Photograph of a pseudo-clast of peaty soil. A wall scraper is 35 cm long.  
 3, Schematic sketch of the whole outcrop. A, B and C are the sedimentary units.

第1表 AMS <sup>14</sup>C年代測定の結果  
 Table 1 Result of AMS <sup>14</sup>C dating

Site	Material	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	Conventional <sup>14</sup> C age (1 $\sigma$ , yrs BP)	2 $\sigma$ Calibrated <sup>14</sup> C age (2 $\sigma$ , cal BP)	Laboratory number
Loc.3	peaty soil	-20.39 $\pm$ 0.12	3,125 $\pm$ 20	1,447-1,373 BC (85.5 %) 1,342-1,318 BC (9.9 %)	PLD-17417

三重県における低位段丘面は、最終氷期のローム層と層厚50 cm程度の完新世の腐植土層に覆われる(片岡・吉川, 1997; 石村, 2013など)。地点3における土石流堆積物は層厚50 cmの腐植土層に覆われるが、腐植土層には角礫が多く含まれる。土石流堆積物を覆う腐植土層の堆積速度は段丘面を覆う腐植土層の堆積速度よりも大きい、それらが10倍以上違うことは考えにくい。土石流堆積物を覆う腐植土層は100年のオーダーではなく、1,000年のオーダーで形成されたと考えられる。一方、土石流堆積物はローム層に覆われないことから、その形成時期は最終氷期まで遡らない。そうすると、土石流堆積物は3,100年前以降で1,000年前以前に形成されたと推定される。また、蘭川の谷全体を埋積するような大規模な土石流は、それ以降に発生していないことになる。

## 5. おわりに

三重県中部、多気郡大台町蘭における土石流堆積物に含まれる腐植土の偽礫のAMS  $^{14}\text{C}$ 年代は約3,100年前であり、土石流堆積物は3,100年前以降で1,000年前以前に形成された。大規模な斜面崩壊や土石流の規模と発生頻度の関係を明らかにするためには、今後、山地内の河川の上流部に残された土石流堆積物を見出し、その年代を蓄積することが望まれる。

謝辞：地質情報研究部門の小松原琢博士には有益なご意見をいただいた。工藤 崇博士には編集全般に対してお世話になった。以上の方のご助力により本稿は改善された。ここに深く感謝いたします。

## 文 献

- Bronk Ramsey, C. (2009) Bayesian analysis of radiocarbon dates. *Radiocarbon*, **51**: 337-360.
- 土木研究所(2008) 深層崩壊の発生の恐れのある溪流抽出マニュアル(案)。土木研究所資料 第4115号, 21 p.
- 市川岳志・松倉公憲(2001) 弱固結砂岩からなる斜面における土層構造と表層崩壊。応用地質, **42**, 30-37.
- 石村大輔(2013) 第四紀後期の伊勢湾西岸地域の段丘形成過程と地殻変動。地学雑誌, **122**, 448-471.
- 片岡香子・吉川周作(1997) 三重県鈴鹿川流域の段丘構成層の層序・編年火山灰稀産地域での段丘編年の試み。第四紀研究, **36**, 263-276.
- 小嶋 智・木戸豊大・勝田長貴・永田秀尚・植木岳雪・沼本晋也・中村俊夫・池田晃子・大谷具幸(2013) 三重県多気郡大台町蘭川上流のせき止め湖堆積物の岩相と年代。日本応用地質学会平成25年度研究発表会講演論文集, 7-8.
- 国土交通省(2010) 深層崩壊に関する全国マップについて。http://www.mlit.go.jp/report/press/river03\_hh\_000252.html (2014年10月28日確認)。
- 国土交通省(2012) 深層崩壊に関する溪流(小流域)レベルの調査について。http://www.mlit.go.jp/report/press/mizukokudo03\_hh\_000552.html (2014年10月28日確認)。
- 宮城豊彦・日比野紘一郎・川村 智(1979) 仙台周辺の丘陵斜面の削剥過程と完新世の環境変化。第四紀研究, **18**, 143-154.
- 中山知子・宮城豊彦(1984) 閉鎖系堆積物からみた最終氷期中葉以降の環境変化と斜面発達過程 一山形県川桶低地一。東北地理, **36**, 25-38.
- 西岡芳晴・中江 訓・竹内圭史・坂野靖行・水野清秀・尾崎正紀・中島 礼・実松健造・名和一成・駒澤正夫(2010) 20万分の1地質図幅「伊勢」。産業技術総合研究所地質調査総合センター。
- 西山賢一・若月 強(2012) 和歌山県那智川流域における土石流の発生頻度。日本応用地質学会中国四国支部平成24年度研究発表会発表論文集, 13-18.
- Reimer, P. J., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Burr, G. S., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hajdas, I., Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S. W., Reimer, R. W., Richards, D. A., Southon, J. R., Talamo, S., Turney, C. S. M., van der Plicht, J. and Weyhenmeyer, C. E. (2009) IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50,000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51**, 1111-1150.
- 柳井清治・五十嵐八枝子(1990) 北海道日高地方海岸段丘地帯における斜面崩壊の発生史とその古環境。第四紀研究, **29**, 319-336.
- 柳井清治・薄井五郎・清水 一(1984) 日高地方海岸段丘地帯における斜面崩壊の研究 一火山灰を指標にした崩壊発生頻度の検討一。北海道林業試験場研究報告, **22**, 9 p.
- 柳井清治・薄井五郎・清水 一(1985) 北海道胆振東部地域における斜面崩壊の発生頻度に関する研究。北海道林業試験場研究報告, **23**, 16 p.

( 受 付：2014年4月2日； 受 理：2014年10月28日 )

## 根室・釧路地域の重磁力異常から推定される中規模地質構造

森尻理恵<sup>1\*</sup>・中川 充<sup>1</sup>

Rie Morijiri and Mitsuru Nakagawa (2014) Mesoscale crustal structure based on magnetic and gravity anomalies in the eastern part of Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 65 (5/6), p. 71-84, 17 figs, 1 table.

**Abstract:** A simple structural model explaining the gravity and magnetic anomalies was proposed along 2 profiles across the Pacific coast of the eastern Hokkaido (from Kushiro to Nemuro Peninsula). Recently, gravity and magnetic anomaly maps of offshore of this area were published. This area is characterized by high gravity and high magnetic anomalies. From the distribution of Nemuro formation, it was difficult to account for the source of highly positive gravity anomaly belt along the Nemuro Peninsula. Dolerites which compose a part of Nemuro formation were collected in this area. These samples have high density, susceptibility and strong NRM. Curie temperatures and Verwey transition indicate that magnetic carrier is mainly magnetite. Our 2-D modeling referred to these rock density and magnetic data. The result of it revealed that (1) the high gravity anomaly belt along Nemuro Peninsula was attributed to shallow dolerite bodies, and (2) high magnetic anomaly belts of offshore Kushiro was presumably caused by serpentinite.

**Keywords:** gravity anomaly, magnetic anomaly, dolerite, serpentinite, eastern part of Hokkaido

### 1. はじめに

北海道東部の太平洋沿岸には、東西ないし東北東-西南西走向の顕著な正の磁気異常帯が認められる(第1図)。これは道東磁気ベルトと呼ばれ、大規模な蛇紋岩の貫入によるものと解釈されていた(小川ほか, 1978)。Segawa and Oshima (1975) では帯状に延びる中生代の深部火成活動の影響と解釈し、Ueda (1994) は北海道東部の南北断面から、磁気異常の原因となっているのは頂部が海底下数km、幅が100 km近い岩体で、強い磁化を持つ貫入岩あるいは蛇紋岩であろうと推定している。

また、仮定密度を $2.3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ とした重力ブーゲー異常図では、根室から釧路にかけての太平洋沿岸に、著しい高重力帯が見られる(第2図)。この値は、200 mgal ( $1 \text{ mgal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$ ) を超える(e.g., 駒澤ほか, 1999)。この著しい高重力異常帯に対応して、上部白亜系-古第三系の根室層群が分布する(佐藤ほか, 1971; 山口ほか, 1975; 佐藤ほか, 1976)ので、これが高重力異常の原因の一つという推察がなされてきた(e.g., 山本・石川, 2004)。

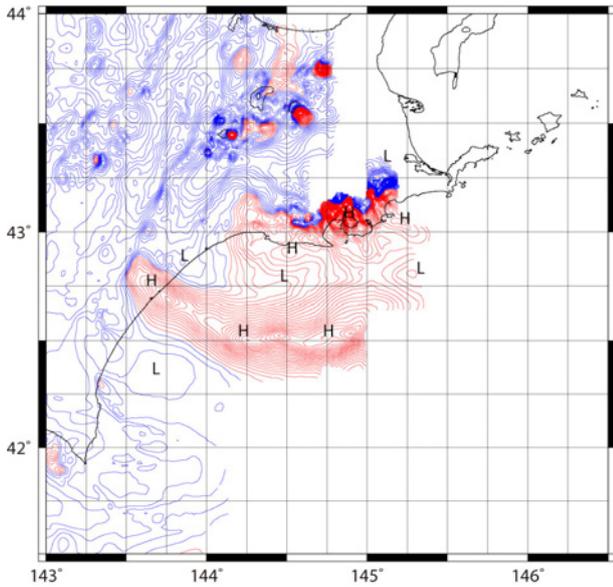
20万分の1重力基本図「根室」(森尻ほか, 2000a)において、根室から釧路にかけての陸域の太平洋沿岸部のデータが多く追加されたことから、高重力異常帯のピークは陸上にあり、南北には大きな広がりを持たないこと

が明らかになった。森尻ほか(2000b)では、陸域のデータのみから2次元構造モデルを計算した。その結果は、根釧台地の底を1.7 km程度に設定し、表層との密度差を $1.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ とすることで低重力異常は説明できるが、高重力異常を説明するには基盤層の起伏だけではなく地下浅部に基盤層よりも密度の高い貫入岩体の存在を考える必要があることを示唆していた。ただし、沿岸域のデータが未整備だったため、トレンドの除去が大きすぎた可能性もある。山本(2004)の重力インバージョンによる表層密度分布の推定によれば、根室半島から釧路に至る太平洋岸地域では $3.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ を超える値が推定されている。しかしながら、このような高い密度は地表を構成する岩相分布からは説明がつかない。

そこで、新たに根室層群中の一部に貫入・噴出相として産出するアルカリかんらん石粗粒玄武岩を採取して、密度、自然残留磁化強度、磁化率ほか、いくつかの磁気パラメーターの測定を行った。さらに釧路沖と落石岬沖の海域の重磁力異常図(上嶋, 2011, 2012; 上嶋・駒澤, 2011, 2012)と、日本重力異常グリッドデータ(駒澤, 2013; 以下重力DB)ならびに日本空中磁気異常データベース接合編集済みデータ(中塚・大熊, 2005; 以下空中磁気DB)からプロファイルを2本取り、高重磁力異常帯を説明するような2次元構造モデルを計算した。この

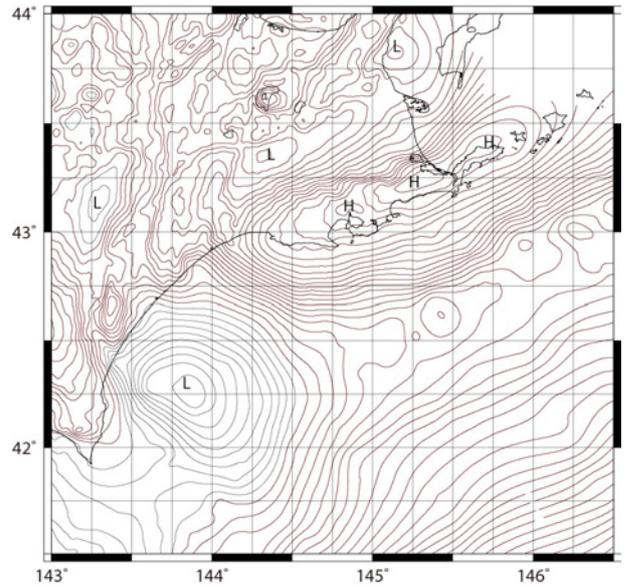
<sup>1</sup> 地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformation)

\* Corresponding author: R. Morijiri, Central 7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. E-mail: r-morijiri@aist.go.jp



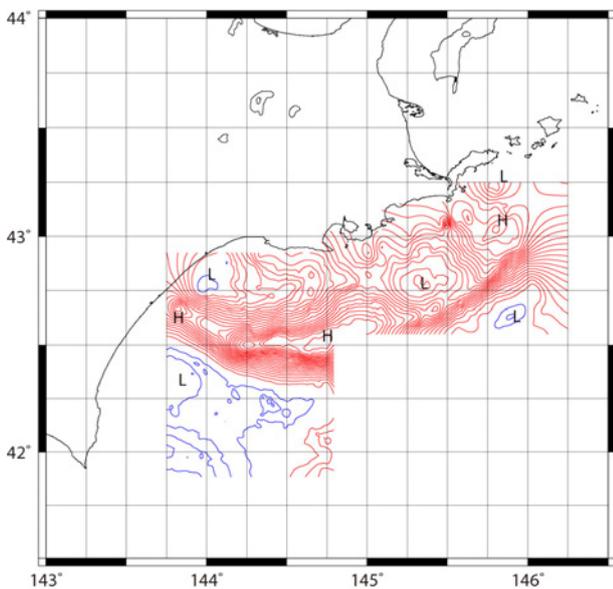
第1図 北海道東部空中磁気異常図. 日本空中磁気異常データベース(中塚・大熊, 2005)よりGMTを使用して作図. 25 nTコンター.

Fig. 1 Aeromagnetic anomaly map of eastern part of Hokkaido. Data from “Aeromagnetic database of Japan” (Nakatsuka and Okuma, 2005). Contour interval is 25 nT.



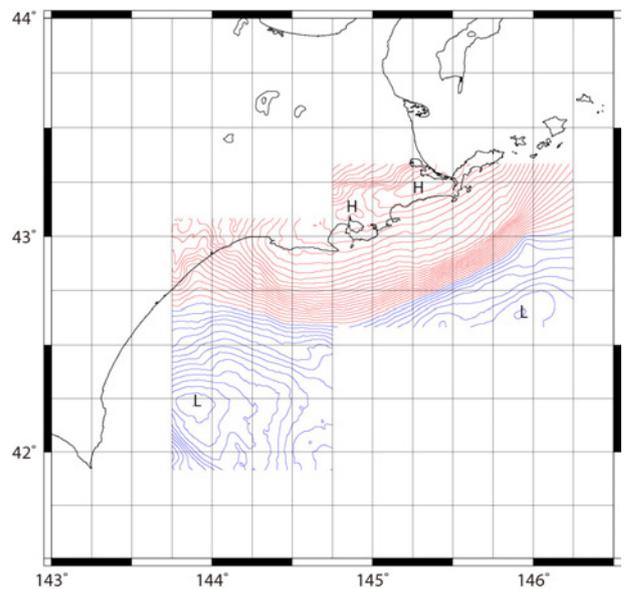
第2図 北海道東部重力ブーゲー異常図. 仮定密度 $2.3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ . 日本重力データベースDVD版(駒澤, 2013)よりGMTを使用して作図. 10mgalコンター.

Fig. 2 Bouguer gravity anomaly map of eastern part of Hokkaido. Data from “Gravity database of Japan, DVD edition” (Komazawa, 2013). Contour interval is 10 mgal.



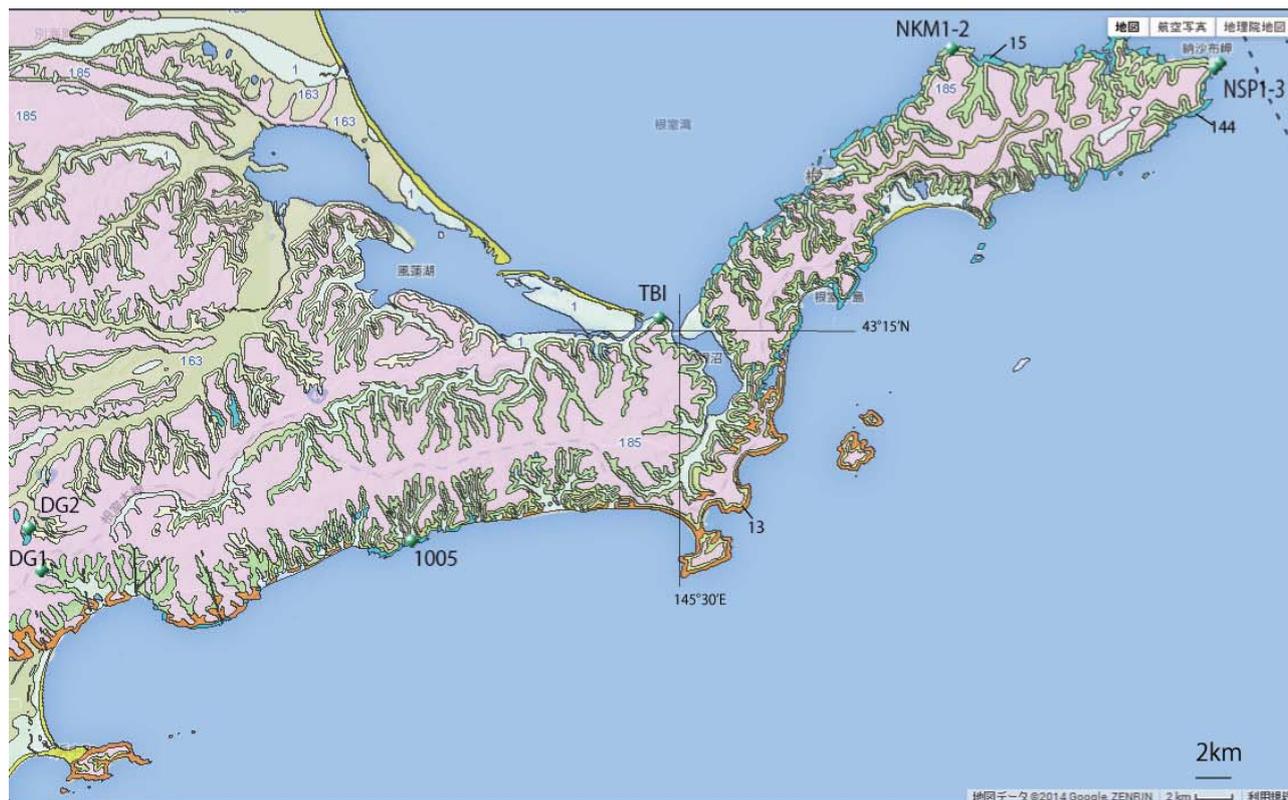
第3図 釧路沖並びに落石岬沖磁気異常図. 上嶋(2011, 2012)よりGMTを使用して作図. 25 nTコンター.

Fig. 3 Magnetic anomaly map of offshore of Kushiro and Cape Ochiishi. Data from Joshima (2011, 2012). Contour interval is 25 nT.



第4図 釧路沖並びに落石岬沖重力ブーゲー異常図. 上嶋・駒澤(2011, 2012)よりGMTを使用して作図. 10mgalコンター.

Fig. 4 Bouguer gravity anomaly map of offshore of Kushiro and Cape Ochiishi. Data from Joshima and Komazawa (2011, 2012). Contour interval is 10 mgal.



第5図 試料採取地点。20万分の1日本シームレス地質図基本版(<https://gbank.gsj.jp/seamless/>; 2014/03/25)上にプロットした。NSP1-3, NKM1-2, TBI, 1005, DG1-2: サイト名。1, 13, 15, 144, 163, 185は20万分の1日本シームレス地質図基本版(<https://gbank.gsj.jp/seamless/>; 2014/03/25)の凡例番号。1: 第四紀の主に完新世堆積物, 13: 古第三紀の主に暁新世堆積岩類, 15: 白亜紀後期の海成堆積岩類, 144: 苦鉄質深成岩, 163: 湿原堆積物, 185: 火山灰層。

Fig. 5 Location of sampling sites on Seamless Digital Geological Map of Japan 1:200,000, Basic edition (<https://gbank.gsj.jp/seamless/>; 2014/03/25). NSP1-3, NKM1-2, TBI, 1005, DG1-2 are site names. Legend numbers are same as Seamless Digital Geological Map of Japan 1:200,000, Basic edition (<https://gbank.gsj.jp/seamless/>; 2014/03/25).

時、モデルのパラメーターは粗粒玄武岩の測定値を参照して与えた。

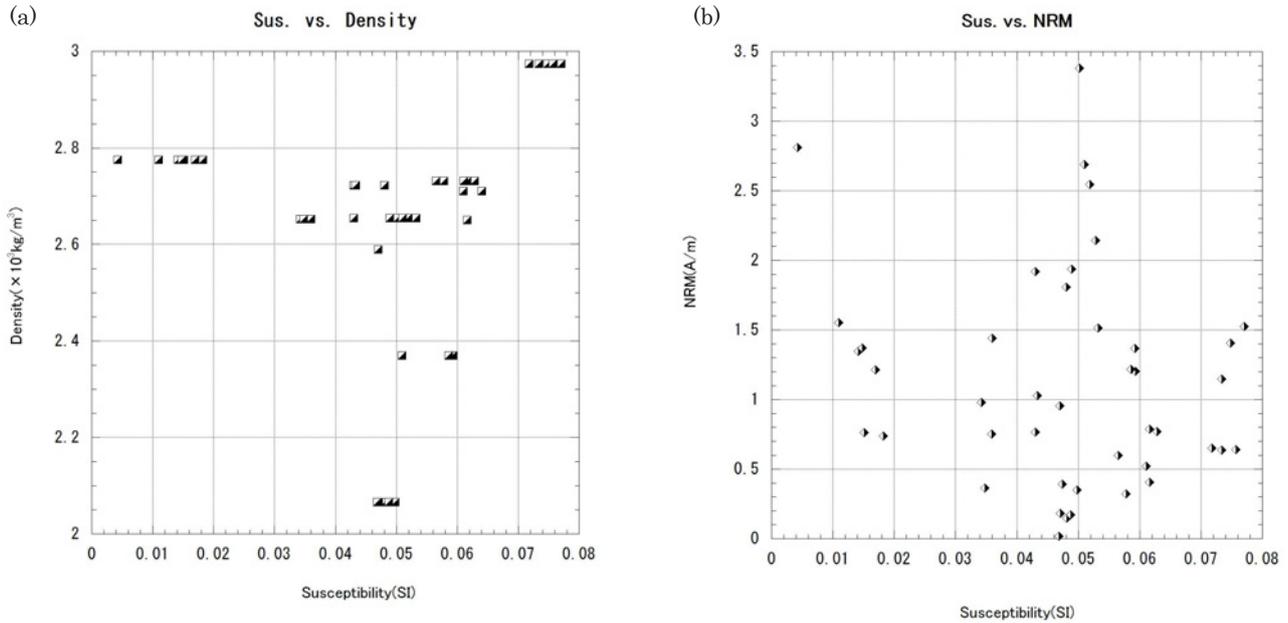
図の作成にはGMTソフトウェア(Generic Mapping Tools, Wessel and Smith, 1995)を使用した。グリッド間隔は30秒である。釧路沖と落石岬沖の地磁気全磁力異常図を並べたものを第3図に示す。また同様に重力ブーゲー異常図を並べたものも第4図に示す。計算に使用したプロファイルデータはGMTソフトウェアを使って抜き出した。

## 2. 地質概略

北海道の中・古生界は、基本的には南北方向の帯状構造を示し、西から渡島帯、礼文—樺戸帯、空知—エゾ帯、

日高帯、常呂帯、根室帯の6帯に区分されている(君波ほか, 1986)。このうち、著しい高重力異常帯が見られる地域は東北東—西南西方向の根室帯に対応し、おもに上部白亜系—古第三系の根室層群が分布している。根室層群は安山岩質—玄武岩質の火山岩類、礫岩、砂岩、泥岩などから構成され、白糠丘陵地域と釧路～根室地域に分かれて分布する。特に根室半島地域では多くの火山岩類が挟在し、碎屑物の組成も火山岩類に富むが、白糠丘陵地域ではこれらが少なくなる(佐藤ほか, 1971; 山口ほか, 1975; 佐藤ほか, 1976)。

根室層群に挟まれている粗粒玄武岩は釧路市～根室半島に分布し、モンゾニ岩などの深成岩相を伴う層状分化岩体や枕状溶岩からなる(Yagi, 1969)。一方、白糠丘陵



第6図 (a) 磁化率と密度のプロット. (b) 磁化率と自然残留磁化 (NRM) 強度のプロット.  
 Fig. 6 (a) Densities are plotted against susceptibilities. (b) NRM intensities are plotted against susceptibilities.

地域の根室層群には、火山岩類は含まれていないが、タービダイト砂岩中には碎屑性クロムスピネルが存在することが知られていた(中添, 1963). 七山ほか(1993)では、ここで見られるクロムスピネルはTiO<sub>2</sub>含有量が0.5 wt%以下であり、超苦鉄質岩に由来するとして、原岩となったかんらん岩類には、島弧から前弧の上部マントル起源とされる未知の超苦鉄質岩体を考えている。

### 3. 密度・岩石磁気

#### 3.1. 採取地点

高重力異常を説明できる程度に高密度の岩体の候補として、根室層群中に部分的に貫入・噴出相として産出する粗粒玄武岩を想定した。採取地点をシームレス地質図上にプロットしたものを第5図に示す。シームレス地質図基本版では粗粒玄武岩の分布は明瞭に記されていないが、新井田(1999)に根室半島の玄武岩類についての産状記載がある。サイトDG1, DG2は採石場になっており、粗粒玄武岩が採取されている。それぞれのサイトから方位は付けずに、ブロックサンプルを採取し、合計45個の試料片を得た。

#### 3.2. 測定結果

密度はガス置換式の密度測定装置(Accupyc 1330; Micrometrics Inc.)で測定した。これには、各ブロックサンプルから小片を粗く砕いたものを用いた。磁化率と自

然残留磁化(NRM)はブロックサンプルを直径2.0-2.5 cm、高さ2.0-2.5 cmの円筒形に成型した試料片を用いた。磁化率は試料片すべてについて磁化率計(MS-2; Bartington)で測定した。磁化率対密度、磁化率対NRMをプロットしたものを第6図に示した。

NRMの測定では、試料片に段階交流消磁(AFD)または段階熱消磁(ThD)を実施し、磁化の安定性をチェックした。残留磁化の測定には、スピナー磁力計(SMM85; 夏原技研)と、パススルー型超伝導磁力計(model760; 2G Enterprises)を用いた。段階交流消磁の結果から求めたMDF (median destructive field)と、段階熱消磁の結果から磁化強度がNRMの10%になる温度(Tb)を密度、磁化率、NRM強度と共に第1表にまとめた。表には測定が不安定だったデータも含めてある。なお、消磁曲線にはVDS (the vector difference sum; Tauxe,1998)を採用した。

岩石物性値データベース(PROCK; <https://gbank.gsj.jp/prock/welcome.html>, 2014年3月28日確認)に花咲岬で得られた粗粒玄武岩の密度、磁化率、NRMの値が2点収録されている。参考値としてあげると、密度は2.59 × 10<sup>3</sup>kg/m<sup>3</sup>と2.65 × 10<sup>3</sup>kg/m<sup>3</sup>、磁化率は0.047SIと0.0616SI、NRMは0.954A/mと0.404A/mであった。

さらに、消磁曲線が安定しているNSP1, NSP3, NKM1, DG1, DG2について磁気ヒステリシスの測定と熱磁気分析を行った。これには0.1-0.2 gの試料を取り、振動型磁力計(VSM, BHV-55LH; 理研電子)を用いた。熱磁気分析はほぼ真空中で行った。ヒステリシス測定は熱磁気分析を行う前と後にそれぞれ実施した。加熱前の

根室・釧路地域の重磁力異常から推定される中規模地質構造（森尻・中川）

第1表 岩石の密度ならびに磁気測定結果の一覧。  $\rho$  : 各試料の密度( $\times 10^3 \text{kg/m}^3$ 単位),  $\chi$  : 磁化率(SI単位),  $J_n$  : 自然残留磁化(NRM) (A/m単位), MDF: 段階交流消磁において磁化強度がNRMの50%になる磁場(mT単位),  $T_b$  : 段階熱消磁において磁化強度がNRMの10%になる温度( $^{\circ}\text{C}$ 単位). 密度はサンプルごと, ほかの項目は試料片ごとの測定. 消磁曲線にはVDS (Tauxe, 1998)を用いた. 空欄はデータが無いことを示す.

Table 1 Summary of densities and magnetic measurements.,  $\rho$ : density(in  $10^3 \text{kg/m}^3$ ),  $\chi$ : initial susceptibility (in SI),  $J_n$ : natural remanent magnetizations (NRM)(in A/m), MDF: median destructive fields (in mT),  $T_b$ : blocking temperatures (in  $^{\circ}\text{C}$ ). The data for decay curve of NRM intensity are estimated from the vector difference sum method(VDS; Tauxe, 1998). Blank means no data.

Specimen	$\rho$	$\chi$	$J_n$	MDF	$T_b$
DG1-1	2.722	0.048	1.8074	8	
DG1-2	ditto	0.04304	0.7676		561
DG1-3	ditto	0.0433	1.0294	1.4?	
DG2-1	2.653	0.036	1.4396	1.4?	
DG2-2	ditto	0.034172	0.97896		553
DG2-3	ditto	0.0359	0.75311	8.2	
DG2-4	ditto	0.034795	0.36346		554
NSP1-1	2.3697	0.0593	1.2016	1.4?	
NSP1-2	ditto	0.059244	1.3673		554
NSP1-3	ditto	0.0586	1.2167	1.4?	
NSP1-4	ditto	0.050925	1.7633		520
NSP2-1	2.9739	0.0768			
NSP2-2	ditto	0.071756	0.65128		542
NSP2-3	ditto	0.0748	1.4066	4.6	
NSP2-4	ditto	0.077097	1.5256		538
NSP2-5	ditto	0.0757	0.64053	1.9?	
NSP2-6	ditto	0.073431	0.63641		541
NSP2-7	ditto	0.0734	1.1476	4.9	
NSP3-1	2.6544	0.043	1.9199	13.6	
NSP3-2	ditto	0.052858	2.1448		535
NSP3-3	ditto	0.0519	2.5464	1.5?	NONE
NSP3-4	ditto	0.0502	3.3817		479
NSP3-5	ditto	0.0532	1.5147	13.4	
NSP3-6	ditto	0.051005	2.6889		505
NSP3-7	ditto	0.0489	1.9382	12.6	
NKM1-1	2.7751	0.0151	0.76144	32.1	
NKM1-2	ditto	0.016935	1.2127		570
NKM1-3	ditto	0.0182	0.73837	28.2	
NKM1-4	ditto	0.014145	1.3487		559
NKM1-5	ditto	0.0148	1.3692	38.3	
NKM1-6	ditto	0.004254	2.8112		583
NKM1-7	ditto	0.010937	1.5534	25.3	
NKM2-1	2.732	0.062848	0.76812	35.1	
NKM2-2	ditto	0.056526	0.59831		578
NKM2-3	ditto	0.061671	0.78752	28.5	
NKM2-4	ditto	0.057833	0.32238		565
NKM2-5	ditto	0.061084	0.52282	28.5	
1005-1	2.7104	0.064062			
1005-2	ditto	0.06096	15.91		532
TBI -1	2.0655	0.0474	0.39188	3.2	
TBI -2	ditto	0.04816	0.14661		546
TBI -3	ditto	0.049815	0.34842	1.3?	
TBI -4	ditto	0.047059	0.18383		475
TBI -5	ditto	0.048771	0.17317	2.8	
TBI -6	ditto	0.046814	0.01859		539

ヒステリシスパラメーターをDay-Plot (Day *et al.*, 1976, 1977) 上にプロットしたものを第7図に示す。さらに典型的な磁化温度曲線(Js-T曲線)を第8図に示す。加えて、NSP1とNKM1のサイトから得られた試料片を低温磁化測定装置(MPMS-XL5; Quantum Design)で磁化を測定した(中井, 2007私信)。典型的な低温磁化温度曲線を第9図に示す。

具体的な図は示さないが段階交流消磁と段階熱消磁の結果から比較的磁化が安定していると考えられる。また、Day-Plot (第7図)でヒステリシスパラメーターがほぼ疑似単磁区にプロットされることから安定した磁化を持つと考えられる。さらに、磁化温度曲線(第8図)がほぼ可逆的であること、キュリー温度が540°C程度と高いこと、低温相変態点(第9図)が100K付近である(フェルベール点が見られる)ことから、磁化を担うのは主としてマグネタイト(あるいはチタノマグネタイト)であろうと考えられる。これらの結果から、根室層群中に小規模に噴出相として産出する粗粒玄武岩は強く安定した磁化を持っていると言える。

以上のことから、露岩を採集したサンプルであることを勘案しても、密度と磁化(磁化率ならびにNRM強度)が共に大きなサイトがあり(第6図(a), (b)), 高重力と高磁気異常の原因として根室層群中の粗粒玄武岩は有望である。

#### 4. 2次元構造モデル

根室地域の高重力異常帯と、釧路沖の高磁気異常帯の構造を推定するために、第10図のA-A'並びにB-B'という2本のプロファイルを取り、2次元フォワードモデル計算を行った。プロファイル上の観測データとしては、GMTソフトウェアを用いて0.5km間隔でグリッドファイルから抜き出した。ただし、重力異常では、陸域は重力DBから、海域は落石岬沖重力ブーゲー異常図または釧路沖重力ブーゲー異常図から抜き出したデータを継ぎ合わせた。磁気異常については、空中磁気DBと海域の磁気異常図では観測面高度が異なるので本来は単純な継ぎ合わせはできないが、空中磁気DB(高度約450m)を基にして、釧路沖磁気異常図で補うプロファイルを作成した。このようにして得られたプロファイルA-A'上の重力ブーゲー異常(仮定密度 $2.3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ )ならびに磁気異常、B-B'上の重力ブーゲー異常(仮定密度 $2.3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ )ならびに磁気異常を第11図(a)~(d)に示す。なお、プロファイルB-B'は海域の磁気異常データと陸域の磁気異常データの端をとって50kmから220kmまでを解析範囲としている。

構造モデルは、2次元多層のフォワード計算によって求めた。重力モデルはKomazawa (1995)に従って計算し、磁気異常モデルはプリズムモデルの組み合わせで計算し

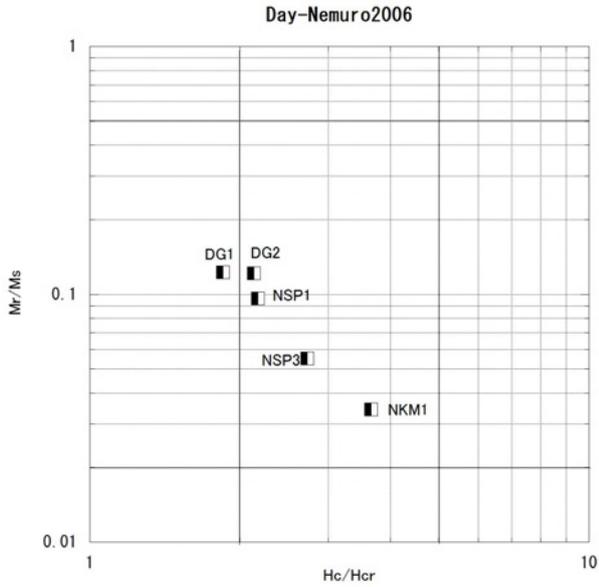
た。プリズムモデルの計算にはBlakely(1995)のプログラムを用いた。

重力異常のフォワード計算に当たっては、細部は無視して高重力異常のピークを説明することを目的とした。モデルに与える密度は、高重力異常を作り出しているものが根室層群中に産出する粗粒玄武岩であると仮定して、その地表で得られた密度の実測値(第6図(a))よりも多少大きな値を与えた。

プロファイルA-A'では、具体的には密度を $2.3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ,  $2.7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ,  $3.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ とした3層モデルを考えた。結果を第12図に示す。なお、観測値(obs)は一次傾向を除去した重力異常値になっている。重力異常から推定される構造モデルに添えられている数字は密度( $\times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 単位)を示す。密度 $3.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ を与えた層が粗粒玄武岩に相当するものとし、幅約35km、厚さ15km程度の規模の岩体を考えて高重力異常を説明した。地形補正の仮定密度が $2.3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ であったのでこの密度は堆積層、 $2.7 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ を与えた層はいわゆる基盤層を想定している。

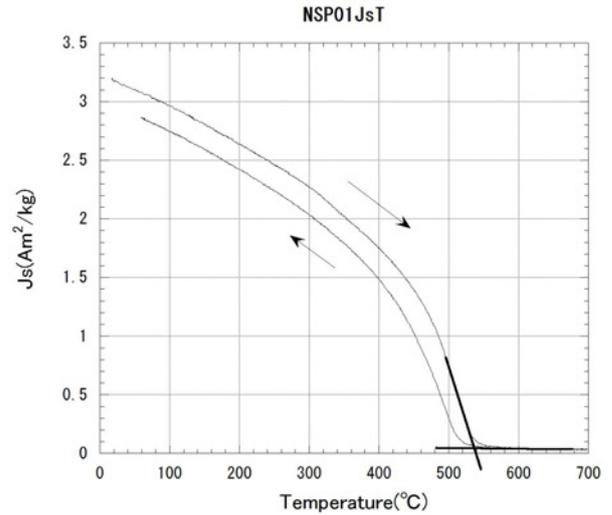
磁化構造モデルは、重力モデルで密度 $3.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ を与えた層(粗粒玄武岩岩体に相当する部分)に磁化方向が現在のIGRFとほぼ平行の偏角 $-8.6^\circ$ 、伏角 $57^\circ$ で、磁化強度 $2.5 \text{ A/m}$ の一樣磁化を与えた東西方向に十分に長い3次元プリズムモデルがもたらす磁気異常を計算した。与えた磁化強度の大きさは測定した粗粒玄武岩の磁化率とNRM強度(第6図(b))を参考にした。残留磁化の方向が現在のIGRFと平行である保証はないが、簡単のためにこの値を採用した。プロファイルA-A'では、磁気異常の観測値がちょうど高重力異常に対応する部分で欠落している。第13図は、この粗粒玄武岩に相当する層に上述の磁化を与えて、空中磁気の観測面高度に近い海拔500mで予測されるプロファイルを示している。

プロファイルB-B'についても、重力異常のフォワード計算に当たっては、細部は無視して高重力異常のピークを説明することを目的とした。具体的には、密度を $2.3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ,  $2.5 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ,  $2.6 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ,  $2.9 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ とした4層モデルを考えた。結果を第14図に示す。なお、観測値(obs)はプロファイルA-A'と同様に、一次傾向を除去した重力異常値になっている。重力異常から推定される構造モデルに添えられている数字は密度( $\times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 単位)を示す。この高重力異常はプロファイルA-A'で見られた粗粒玄武岩岩体の延長に相当する岩体によってもたらされると予想して、幅約30km、厚さ11km程度の規模の岩体を想定し、密度は $2.9 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ を与えた。また上面深度は3500m程度まで深くした。ほかの密度層については、プロファイルA-A'と同様に $2.3 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ は堆積層、 $2.5 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ならびに $2.6 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ はいわゆる基盤層を想定している。密度の差が $0.1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 程度の場合は計算上の都合で、地質学的に有



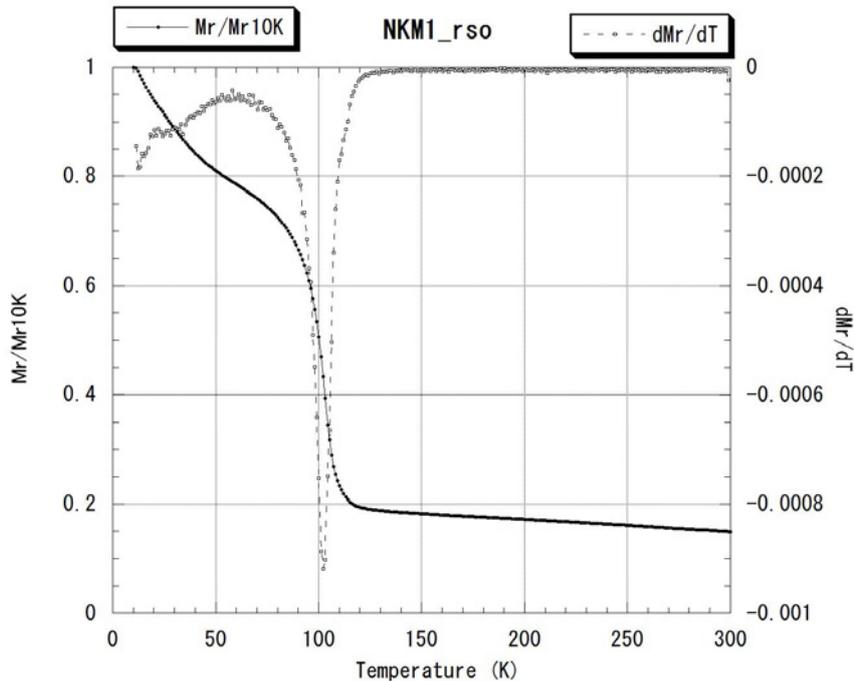
第7図 加熱前のサンプルについて、磁気ヒステリシスパラメーターをDay-Plot (Day *et al.*, 1976; 1977) 上に示したもの。ただし、エリアの境界線はDunlop(2002)による。Mr: 飽和残留磁化, Ms: 飽和磁化, Hcr: 残留保磁力, Hc: 保磁力

Fig. 7 Magnetic hysteresis parameters are plotted on Day-Plot (Day *et al.*, 1976; 1977). Area boundaries are referred to Dunlop (2002). Parameters are Mr: saturation remanent magnetization, Ms: saturation magnetization, Hcr: remanent corecivity and Hc: corecivity.



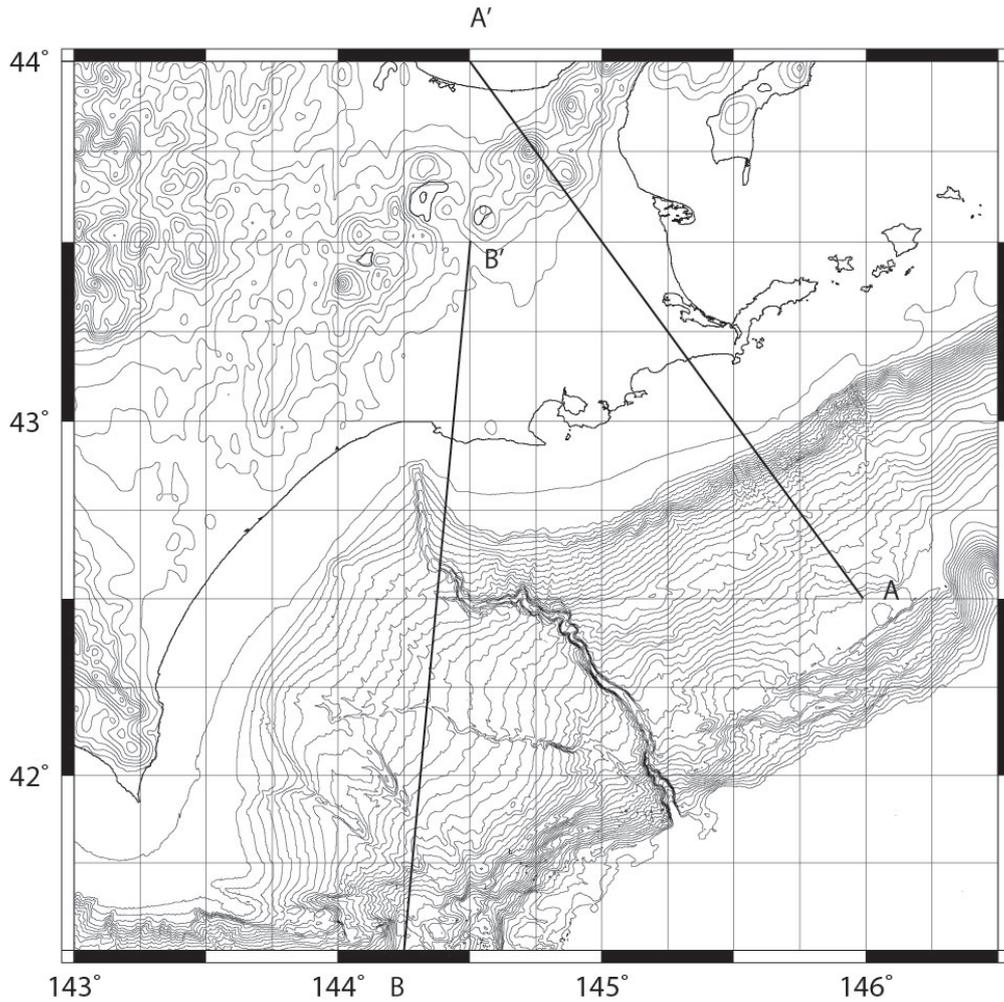
第8図 典型的な熱磁化曲線( $J_s$ -T). 真空中で測定. キュリー温度は接線の交点を読み取った. この図はサイトNSP1より得られたサンプル.

Fig. 8 Typical  $J_s$ -T curves in vacuum in this study. This sample was obtained from Site NSP1. The Curie temperatures are estimated by the intersecting tangents method.



第9図 典型的な低温磁化温度曲線. 得られた試料片の規格化された無磁場中の磁化温度曲線( $M_r/M_{r10K}$ )ならびに磁化の温度変化( $dM_r/dT$ ). 温度は $10^\circ\text{K}$ より1分間に $2^\circ\text{K}$ ずつ上昇させている(中井, 2007私信). サイトNKM1のサンプルの例.

Fig. 9 Typical curves of normalized magnetization versus temperature in this study. The isothermal remanent magnetization acquired at  $10\text{deg.K}$  were traced in a zero field during warming at a rate of  $2\text{deg.K/min}$  (Nakai, 2007 private communication). This sample was obtained from NKM1.



第10図 2次元モデルの解析プロファイル位置. 地形データ(コンター間隔100m)は岸本(1999)による.  
 Fig. 10 Location of 2-D profiles on the topographic map(contour interval:100m) edited by Kishimoto (1999).

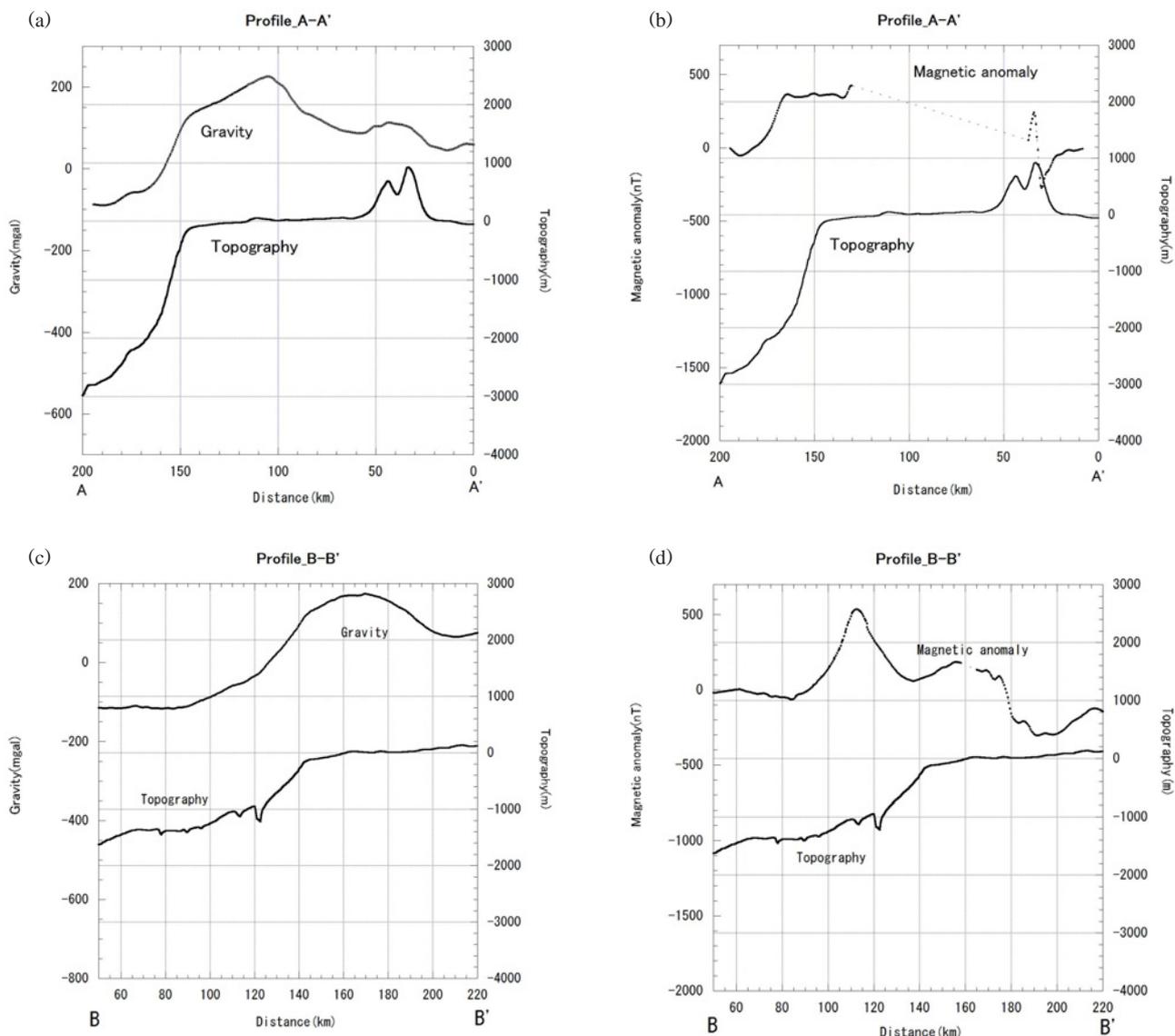
意な差はないと考えている。磁化構造モデルは、重力モデルをベースにして、磁化を変えることによって2つの高磁気異常を説明することを考えた。第15図に結果を示す。観測磁気異常(obs)は、一次傾向を除去している。構造モデルに添えられた数字は与えた磁化強度(A/m単位)を示す。磁化方向は簡単のために現在のIGRFと平行であるとした。計算磁気異常は海拔高度500 mを想定した。重力モデルでは粗粒玄武岩に相当する岩体は1つであったが、ここでは正負の異常が対になった強い磁気異常が2組見られるので、磁性体を2つ考える必要がある。高重力異常が見られる場所に対応する北側の磁気異常を説明するために、重力異常をもたらした岩体(粗粒玄武岩)に、プロファイルA-A'と同じ磁化強度2.5 A/mを与えた。南側の高磁気異常には、対応する顕著な重力異常が見られないことが注目される。この高磁気異常を説明するために磁化強度3.0 A/m、幅35km、厚さ10km、上面深度5000mの磁性体を考えた。この磁化強度3.0 A/mの岩

体(ハッチをかけた部分)は重力モデルでは密度 $2.6 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ の一部分に当たる。

## 5. 議論とまとめ

釧路から根室にかけてみられる広域的な高重力異常帯と道東磁気ベルトの存在は多くの研究者の興味を引いてきたが、地表の地質構成要素と磁気異常や重力異常の両方を満足する議論は定性的なものに留まっていた。近年、データベースの整備・公表が進んだことにより、公表された重重力異常データと、採取した粗粒玄武岩の磁化と密度の測定データから、中規模な範囲を想定した2次元モデルを提案した。

釧路から根室にかけて陸上でみられる高重力異常帯をもたらしているのは、根室層群中に貫入・噴出相として部分的に産出する粗粒玄武岩と考えられ、ダイク状の貫



第11図 プロファイルA-A'とB-B'の重力異常と磁気異常. (a)プロファイルA-A'の重力異常, (b)プロファイルA-A'の磁気異常, (c)プロファイルB-B'の重力異常, (d)プロファイルB-B'の磁気異常.

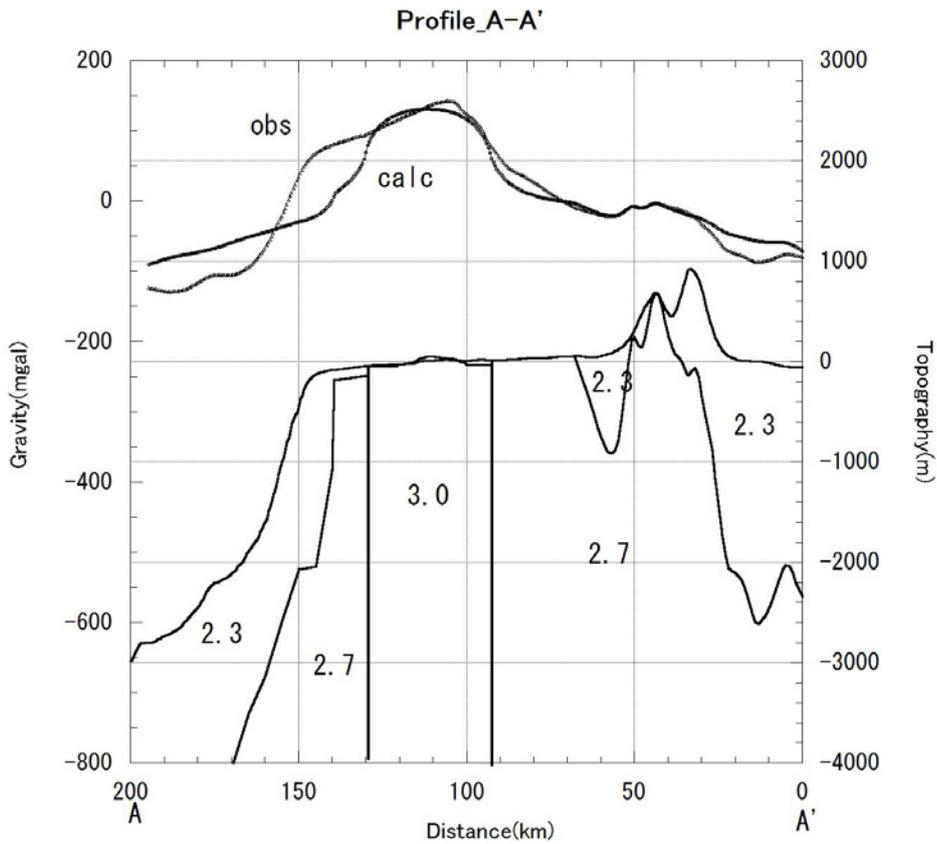
Fig. 11 Gravity and magnetic anomalies along profiles. (a) gravity anomalies along Line A-A' . (b) magnetic anomalies along Line A-A' , (c) gravity anomalies along Line B-B' , (d) magnetic anomalies along Line B-B' .

入岩体を考えた。表層の露頭から採取した粗粒玄武岩の密度を測定すると $2.7-2.9 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ と高密度であったので、表層での測定値よりもやや大きめの $3.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ を与え、その上面が地表近くにあると、根室地域の高重力異常の説明がつく。釧路付近の陸上に見られる高重力異常も、根室に比べてやや深く(3500m位)埋没しているが、この岩体をもたらしていると考えた。実際に地表近くに粗粒玄武岩の露出は認められるので、このモデルは妥当であろう。

また、根室半島地域で得られた粗粒玄武岩は、マグネタイトを主とした磁性鉱物を多く含み、安定した強い磁

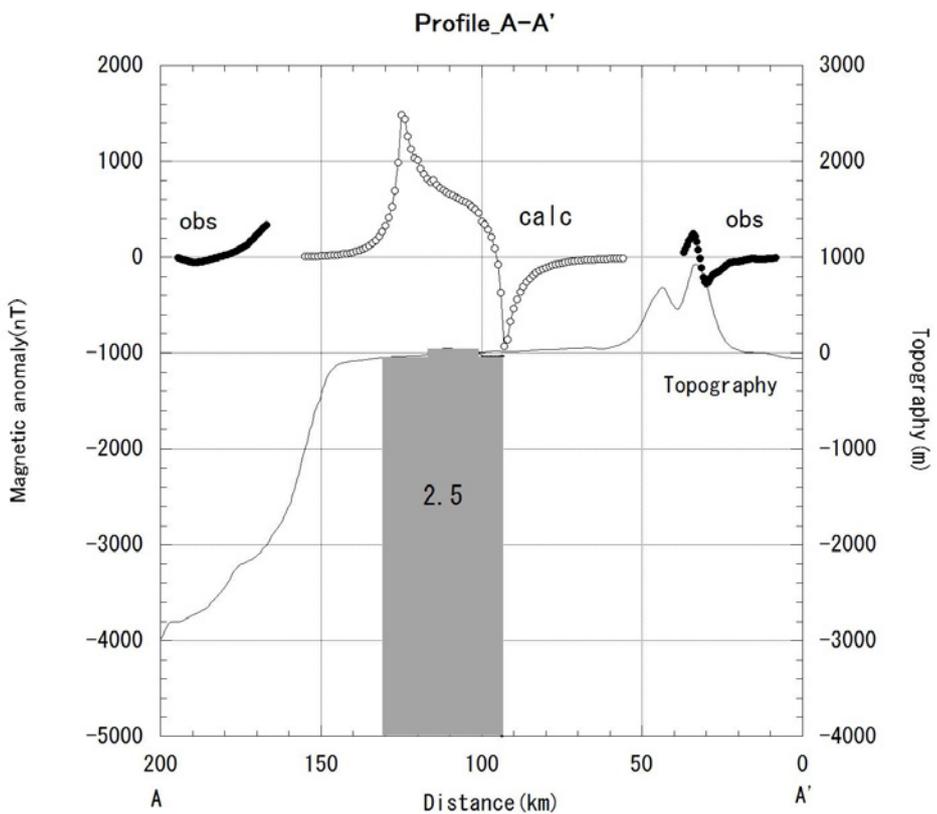
気を持つことが明らかになった。そこで、根室半島地域の高重力異常をもたらすダイク状の貫入岩体に、岩石磁気の測定値から推定される磁化強度 $2.5 \text{ A/m}$ を与えて計算すると、大振幅の磁気異常が現れると予測される(第12図)。さまざまな制約から根室半島の空中磁気データは取得されていないので検証できないが、地上磁気探査で得られた磁気異常分布(Sugisaki *et al.*, 2001)を見ると磁化の強いダイク状の貫入岩体の存在が示唆される(第16図)。

また、釧路付近で陸域と海域の2か所に見られる高磁気異常を説明するのに、北側(陸域)の高磁気異常帯は先



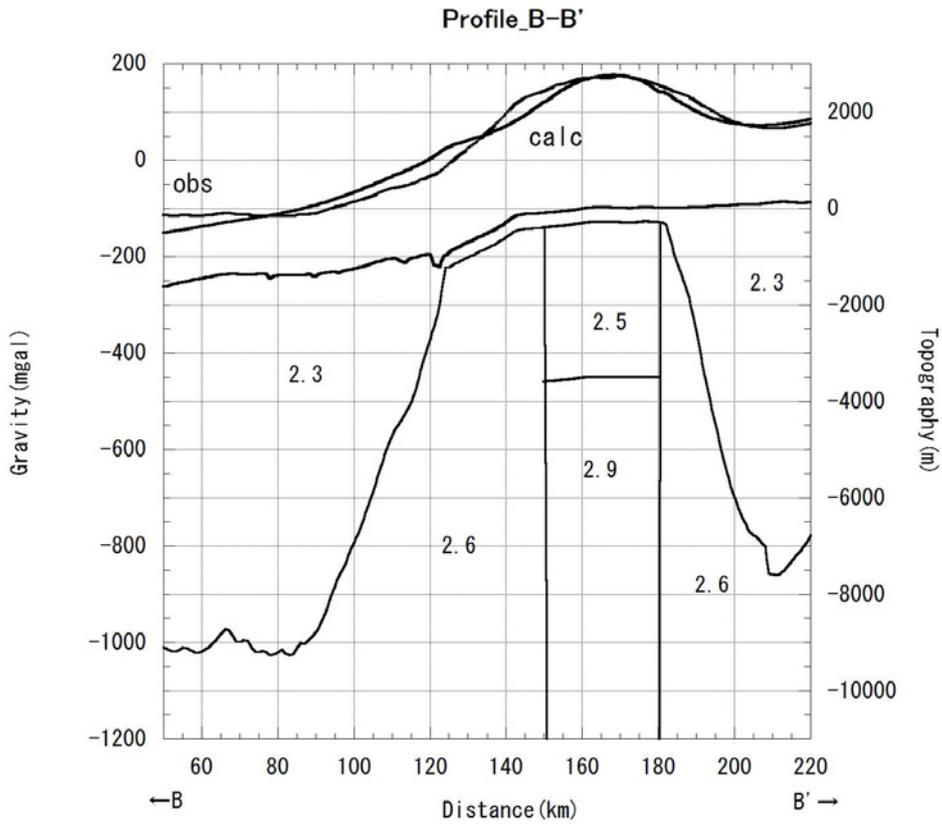
第12図 プロファイルA-A'上の重力構造モデル. obs: 一次傾向を除去した重力異常値, calc: 計算重力異常. 重力異常から推定される構造モデルの数字は密度 ( $\times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 単位).

Fig. 12 Gravity model along Line A-A'. obs: observed gravity anomalies, calc: calculated gravity anomalies. Numbers indicate densities (in  $\times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ).



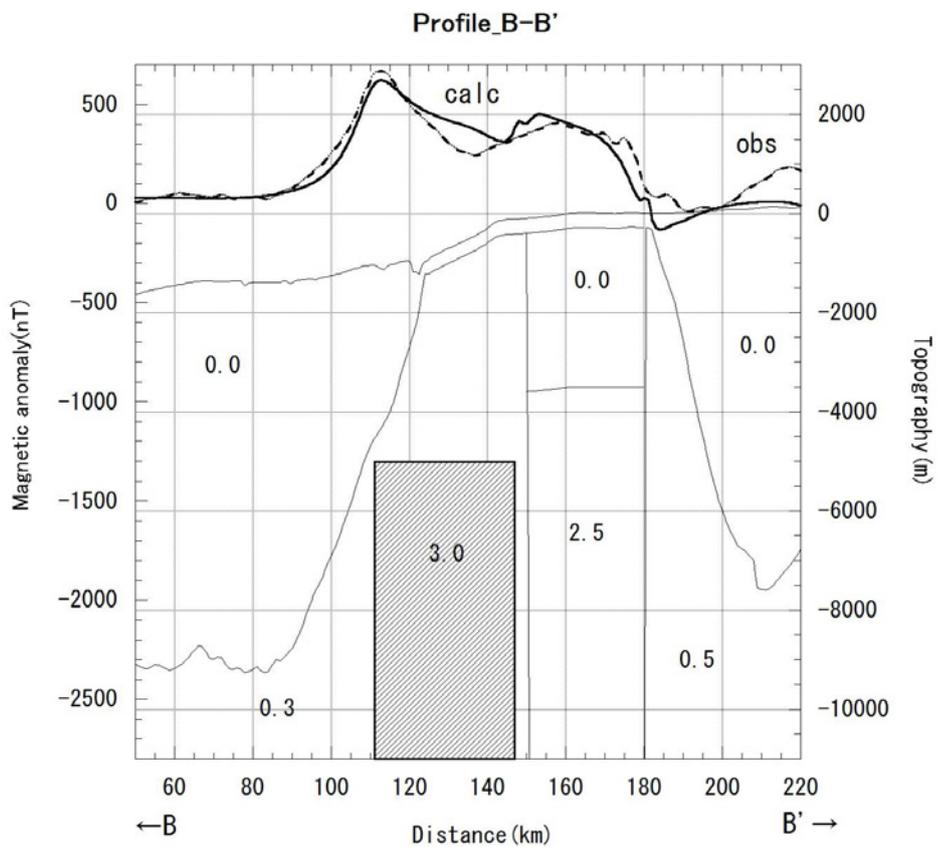
第13図 粗粒玄武岩岩体(影を付けた部分, 第11図の密度 $3.0 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ の部分)に, 一様磁化(磁化強度 $2.5 \text{ A/m}$ , 現在のIGRFに平行)を与えて磁気異常を計算した場合に予想される磁気異常.

Fig. 13 Calculated magnetic anomaly due to the block model (dolerite block). Uniform magnetization was given as  $2.5 \text{ A/m}$  and parallel to present IGRF direction.



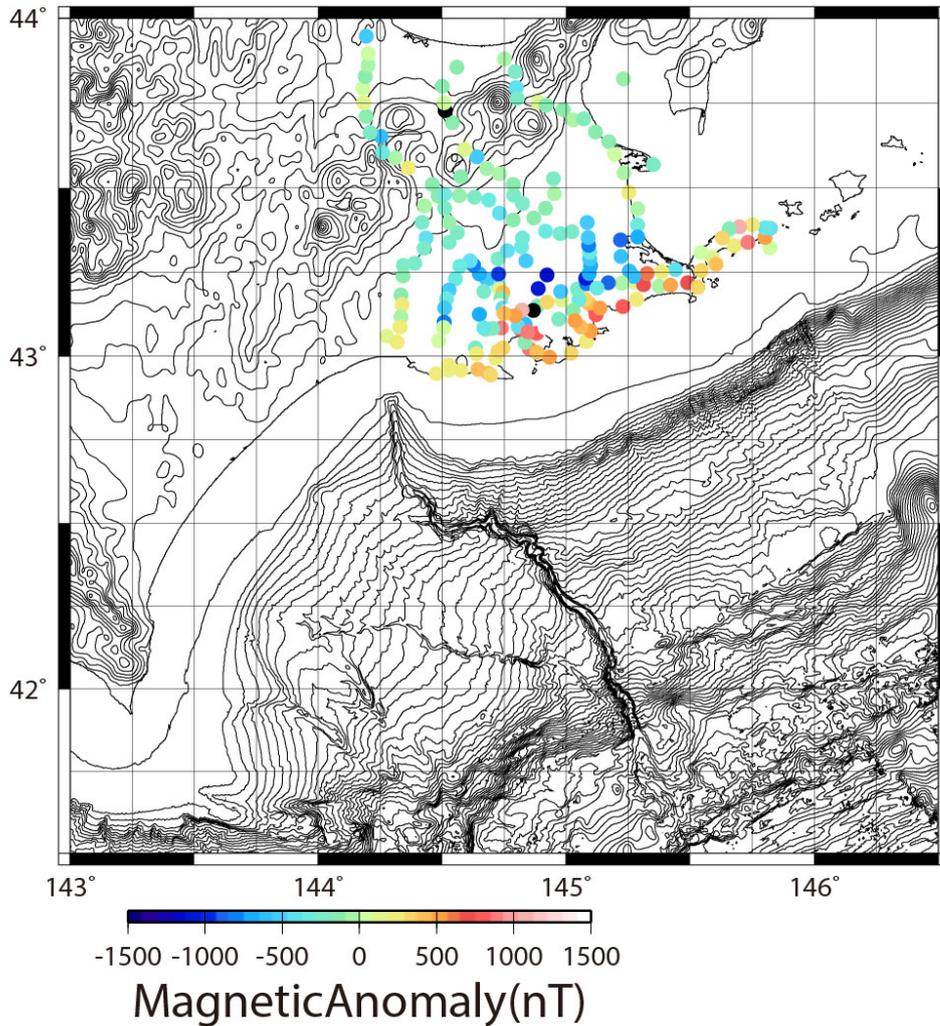
第14図 プロファイルB-B' 上の重力構造モデル. obs: 一次傾向を除去した重力異常値. calc: 計算重力異常. 重力異常から推定される構造モデルの数字は密度 ( $\times 10^3 \text{ kg/m}^3$  単位).

Fig. 14 Gravity model along Line B-B'. obs: observed gravity anomalies, calc: calculated gravity anomalies. Numbers indicate densities(in  $\times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ).



第15図 プロファイルB-B' 上の磁化構造モデル. obs: 一次傾向を除去した磁気異常値. calc: 観測面高度500 mを想定した計算磁気異常. 磁気異常から推定される構造モデルの数字は磁化強度(A/m単位).

Fig. 15 Magnetic model along Line B-B'. obs: Observed magnetic anomalies, calc: calculated magnetic anomalies on about 500 mBSL. Numbers indicate magnetic intensities(in A/m).



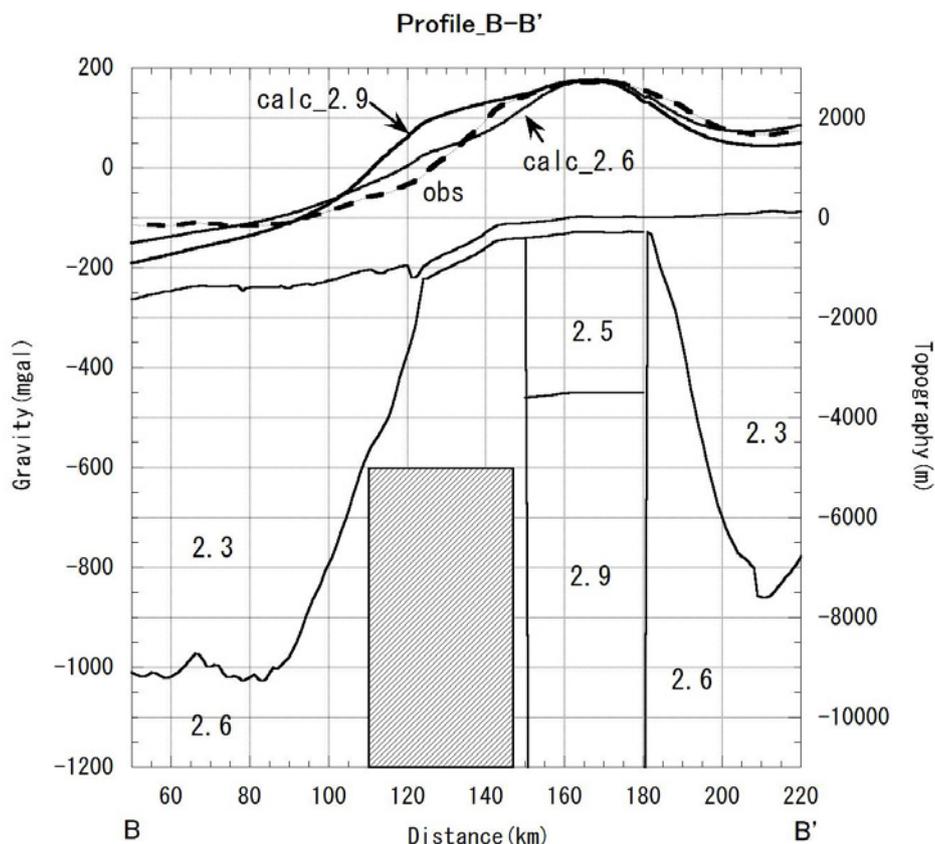
第16図 Sugisaki *et al.*(2001)による地上磁気探査結果. 公開されたデータを地形図上にプロットした.

Fig. 16 Magnetic anomalies on ground. Data from Sugisaki *et al.* (2001).

に述べた高重力異常と対応しており、粗粒玄武岩の貫入岩体によるものと考えられる。こちらは、岩石磁気の測定値から推定される磁化強度2.5 A/mを与えて説明がついた。一方、南側(海域)の高磁気異常(道東磁気ベルト)を解析する場合には、粗粒玄武岩の貫入岩体と同規模で、磁化強度3.0 A/m程度の強い磁化を持つ磁性体が上面深度5000m程度のところに存在すると考える必要がある。ところが、対応する重力異常が認められないことから、密度が周囲の地層と同程度と考えられる。つまり、沿岸域の粗粒玄武岩のような高密度岩体では説明が難しい。密度が小さく磁化の強い岩体の候補としては、一般的には蛇紋岩が考えられる。蛇紋岩が前弧域に進入している例は、伊豆-小笠原-マリアナ前弧域などで知られており(Maekawa *et al.*, 2001)、地球物理的観測からも前弧のマントルウェッジが部分的には蛇紋岩化している

ことを支持している(Bostock *et al.*, 2002)。これらから、前弧域における蛇紋岩がシート状に伏在している産状も十分可能性がある。この磁化の強い岩体モデルに周囲と同じ密度 $2.6 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ と陸側の岩体と同じ $2.9 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ を与えてそれぞれ計算してみると、密度 $2.6 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ を与えた方が観測値に近似する(第17図)。これは蛇紋岩の一般的な密度とも矛盾しないので、釧路沖の磁気異常をもたらす埋没した岩体は、陸域に埋没している粗粒玄武岩の貫入岩体とは別の、蛇紋岩の貫入岩体であっても不自然ではない。

今回のモデル計算では、釧路・根室地域の高重力異常・高磁気異常をもたらす原因は根室層群中の粗粒玄武岩に、その南沖合の道東磁気ベルト(高重力異常は認められない)は陸上とは異なる蛇紋岩の伏在による可能性が高いことを明らかにした。さらに、高重力異常帯の中



第17図 磁気異常から推定されるモデルで磁化強度3.0 A/mの層(ハッチをかけた部分)に、玄武岩相当の密度( $2.9 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ )を与えて計算した重力異常(calc\_2.9)と蛇紋岩相当の密度( $2.6 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ )を与えて計算した重力異常(calc\_2.6)の比較。数値は与えた密度( $\times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 単位)。

Fig. 17 Calculated gravity anomalies and block models. Numbers indicate densities(in  $\times 10^3 \text{ kg/m}^3$ ). calc\_2.9: Calculated gravity anomalies due to the hatched block whose density was  $2.9 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  (dolerite). calc\_2.6: Calculated gravity anomalies due to the hatched block whose density was  $2.6 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  (serpentine).

規模な面的広がり、地表部に見られない粗粒玄武岩が相当量伏在していることを示唆している。このような情報は、海溝型地震が頻発する島弧側の地殻構造を区分する上でも一定の貢献をもたらすであろう。

#### 謝辞

密度と岩石磁気の測定は2006年に実施しました。測定については、地質情報研究部門の池原 研博士、東洋大学の上野直子教授(当時)、大東文化大学の中井睦美教授、高知大学海洋コア研究センターの小玉一人教授、ならびに国立極地研究所の船木實准教授(当時)に大変お世話になりました。また海域の磁気異常、重力異常については地質情報センターの上嶋正人氏にグリッドファイルを使わせて頂きました。サンプリングサイトの図は地質情報研究部門の西岡芳晴氏のプログラムを使って作成し

ました。謝意を表します。更に査読者の中塚 正博士には有益な指摘を頂きました。ありがとうございました。

#### 文献

- Blakely, R. J. (1995) Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications. Cambridge, 441p.
- Bostock, M. G., Hyndman, R. D., Rondenay, S. and Peacock, S. M. (2002) An inverted continental Moho and serpentinization of the forearc mantle. *Nature*, 417, 536-538.
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V. A. (1976) Magnetic hysteresis properties of synthetic titanomagnetites. *Journal of Geophysical Research*, 81, 873-880.
- Day, R., Fuller, M. and Schmidt, V. A. (1977) Hysteresis

- properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 13, 260-267.
- Dunlop, D.J. (2002) Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. *Journal of Geophysical Research*, 107, B3, 2056, 10.1029/2001JB000486.
- 上嶋正人(2011) 釧路沖海底地質図, 付図1, 釧路沖地磁気異常図. 海洋地質図, no. 73 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 上嶋正人・駒澤正夫 (2011) 落石岬沖海底地質図, 付図3, 釧路沖ブーゲー重力異常図. 海洋地質図, no. 73 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 上嶋正人 (2012) 落石岬沖海底地質図, 付図1, 落石岬沖地磁気異常図. 海洋地質図, no. 74 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 上嶋正人・駒澤正夫 (2012) 落石岬沖海底地質図, 付図3, 落石岬沖ブーゲー重力異常図. 海洋地質図, no. 74 (CD), 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 君波和雄・小松正幸・新井田清信・紀藤典夫(1986) 北海道中生界の構造区分と層序. *地団研専報*, 31, 1-15.
- 岸本清行 (1999) 海陸を合わせた日本周辺のメッシュ地形データの作成: japan250m.grd. 地質調査所研究資料集, No. 353.
- Komazawa, M. (1995) Gravimetric Analysis of Aso Volcano and its Interpretation. *Jour. Geod. Soc. Japan*, 41, 17-45.
- 駒澤正夫・広島俊男・石原丈実・村田泰章・山崎俊嗣・上嶋正人・牧野雅彦・森尻理恵・志知龍一・岸本清行・木川栄一 (1999) 100万分の1日本重力図(ブーゲー異常). 地質調査所.
- 駒澤正夫 (2013) 日本重力異常グリッドデータ, 日本重力データベース DVD版, 数値地質図 P-2, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- Maekawa, H., Yamamoto, K., Ishii, T., Ueno, T., and Osada, Y. (2001) Serpentinite Seamounts and Hydrated Mantle Wedge in the Izu-Bonin and Mariana Forearc Regions. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 76, 355-366.
- 森尻理恵・広島俊男・村田泰章・牧野雅彦・駒澤正夫 (2000a) 根室地域重力異常図(ブーゲー異常) (20万分の1), 重力図, no. 14, 地質調査所.
- 森尻理恵・広島俊男・村田泰章・牧野雅彦・駒澤正夫 (2000b) 北海道東部地域の重力異常について. *地調月報*, 51, 537-558.
- 中塚 正・大熊茂雄 (2005) 日本空中磁気異常データベース. 数値地質図P-6, 産業技術総合研究所地質調査総合センター.
- 中添 亮 (1963) 釧路炭田西部地域における白亜系の重鉱物. *岩鉱*, 50, 21-34.
- 七山 太・中川 充・加藤孝幸 (1993) 北海道東部, 最上部白亜系~古第三系暁新統の碎屑性クロムスピネル. *地質学雑誌*, 99, 629-642
- 新井田清信 (1999) 根室半島<海底火山の立体観察>. 道東の自然史研究会(編)「道東の自然を歩く」, 北大図書刊行会, 札幌, 76-84.
- 小川克郎・堀川義夫・津 宏治(1978) 十勝—釧路地域. 空中磁気探査法に関する研究報告(その1)—陸棚海域地下資源賦存に関する基礎研究— (昭和44年度~50年度). 地質調査所, 159p.
- 佐藤博之・山口昇一・松田武雄・須田芳朗(1971) 20万分の1地質図幅「標津」, 地質調査所.
- 佐藤博之・山口昇一・須田芳朗・北島真理子 (1976) 20万分の1地質図幅「釧路」, 地質調査所.
- Segawa, J., and Oshima, S. (1975) Buried Mesozoic volcanic-plutonic fronts of the north-western Pacific island arcs and their tectonic implications. *Nature*, 256, 15-19.
- Sugisaki, Y., Takahashi, K. and Nishida, Y. (2001) Geomagnetic Survey in the Eastern Part of Hokkaido, NE Japan: A Data Report. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII(Geophysics)*, 11, 5, 811-820.
- Tauxe, L. (1998) *Paleomagnetic principles and practice*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 299p.
- Ueda, Y. (1994) Study on crustal structure of Japanese Island Arcs as revealed from magnetic and gravity field analysis. *Rept. Hydrogr. Res.*, 30, 61-174.
- Wessel, P., and Smith, W.H.F. (1995) New version of Generic Mapping Tools released. *EOS Trans., AGU*, 76, p.329
- Yagi, K. (1969) Petrology of the alkaline dolerites of the Nemuro Peninsula, Japan. *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 115, 103-147.
- 山本明彦(2004) 重力インバージョンによる北海道東部の表層密度分布. 北海道大学地球物理学研究報告, 67, p. 311-325.
- 山本明彦・石川春義 (2004) 北海道東部地域の重力異常. 北海道大学地球物理学研究報告, 67, p. 285-309.
- 山口昇一・佐藤博之・松田武雄・須田芳朗(1975) 20万分の1地質図幅「根室」, 地質調査所.

( 受 付 : 2014年6月10日 ; 受 理 : 2014年10月28日 )

地質調査総合センター研究資料集

- |     |   |   |
|-----|---|---|
| 597 | GSJ コア西尾善明観測点資料                                 | 北川有一・高橋 誠・小泉尚嗣・伊藤 勉・堀 信雄・長藤亮輔                               |
| 598 | 南海トラフ巨大地震予測のための地下水等総合観測点の孔井における物理検層資料           | 木口 努・桑原保人・小泉尚嗣・塚本 斉・板場智史・佐藤 努・佐藤隆司・関 陽児・梅田康弘・北川有一・重松紀生・高橋 誠 |
| 599 | 南海トラフ巨大地震予測のための地下水等総合観測点整備における地下構造調査（反射法地震探査）資料 | 山口和雄・伊藤 忍・加野直巳・小泉尚嗣   |
| 600 | つくばエキスポセンター館内の石材と化石                             | 井川敏恵・中澤 努・利光誠一・兼子尚知・住田達哉・徂徠裕子・神田久生                          |
| 601 | 富士火山東山麓におけるテフラ層序記載                              | 山元孝広  |
| 602 | 第 22 回 GSJ シンポジウムアカデミックから身近な地質情報へ               | 地質調査総合センター  |
| 603 | 地質標本館所蔵鉱物標本写真集                                  | 地質標本館   |
| 604 | 化学式の元素組成と式量を求めるプログラム formulaweight              | 竹野直人  |
| 605 | 地質標本館 2014 年夏の特別展「地質アナログ模型の世界」                  | 高橋雅紀・芝原暁彦   |
| 606 | 富士火山南西部の地質                                      | 山元孝広  |
| 607 | 地熱開発促進調査の地化学情報整備                                | 佐々木宗建・阪口圭一・佐々木進   |
| 608 | 西之島火山：岩石学的変数のコンターマップ                            | 宮城磯治・下司信夫   |
| 609 | 第 49 回 CCOP 年次総会技術セッション論文集                      | 内田利弘 他 3 名  |

地質調査総合センターの最新出版物

---

200 万分の 1 地質編集図	No. 4 日本地質図 (第 5 版) No. 11 日本の火山 (第 3 版)
20 万分の 1 地質図幅	伊勢・静岡及び御前崎 (第 2 版)・与論島及び那覇・八代及び野母崎の一部・新潟 (第 2 版)
5 万分の 1 地質図幅	今庄及び竹波・早池峰山・南部・八王子・北川・鴻巣
海外地球科学図	アジア地質図 (1:500 万) 中央アジア鉱物資源図 (1:300 万)
海洋地質図	No. 82 奥尻海盆表層堆積図 (1:20 万) No. 83 襟裳岬沖海底地質図 (1:20 万)
構造図	No. 14 全国主要活断層活動確率地図
火山地質図	No. 1 桜島火山地質図 (第 2 版) (1:3 万) No. 16 十勝岳火山地質図 (1:3 万) No. 17 諏訪之瀬島火山地質図 (1:3 万)
鉱物資源図	No. 7 南西諸島 (1:50 万)
特殊地質図	No. 40 関東平野中央部の地下地質情報とその応用
重力図	No. 30 徳島地域重力図 (ブーゲー異常) No. 31 京都地域 S3 甲府地域重力構造図 (ブーゲー異常)
空中磁気図	No. 44 岩手火山地域高分解能空中磁気異常図 No. 45 福井平野地域高分解能空中磁気異常図
水文環境図	No. 7 熊本地域
数値地質図	G-16 20 万分の 1 日本シームレス地質図 DVD 版 G-17 九州地質ガイド FR-2 燃料資源地質図「東部南海トラフ」 GT-4 全国地熱ポテンシャルマップ S-2 海陸シームレス地質情報集「新潟沿岸域」 DVD 版 S-3 海陸シームレス地質情報集「福岡沿岸域」 DVD 版 V-3 口永良部島火山地質データベース P-2 日本重力データベース DVD 版 G20-1 20 万分の 1 数値地質図幅集「北海道北部」第 2 版 G20-2 20 万分の 1 数値地質図幅集「北海道南部」第 2 版 E-5 表層土壌評価基本図 ～富山県地域～
その他	日本の熱水系アトラス 海と陸の地球化学図

---

地質調査研究報告編集委員会

委員長 佐脇 貴 幸  
副委員長 鈴木 淳  
委員 大谷 竜  
長 森 英 明  
藤原 治  
柳 澤 教 雄  
川 邊 禎 久  
神宮司元治  
内野 隆 之  
森 尻 理 恵  
高 橋 浩  
工 藤 崇  
田 中 明 子  
板 木 拓 也

事務局

独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査情報センター  
地質・衛星情報サービス室  
Tel : 029-861-3601  
<https://www.gsj.jp/inquiries.html>

---

地質調査研究報告 第65巻 第5/6号  
平成26年11月12日 発行

独立行政法人 産業技術総合研究所  
地質調査総合センター  
〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1  
つくば中央第7

本誌掲載記事の無断転載を禁じます。

---

Bulletin of the Geological Survey of Japan Editorial Board

Chief Editor: Takayuki Sawaki  
Deputy Chief Editor: Atsushi Suzuki  
Editors: Ryu Ohtani  
Hideaki Nagamori  
Osamu Fujiwara  
Norio Yanagisawa  
Yoshihisa Kawanabe  
Motoharu Jinguuji  
Takayuki Uchino  
Rie Morijiri  
Yutaka Takahashi  
Takashi Kudo  
Akiko Tanaka  
Takuya Itaki

Secretariat

National Institute of Advanced Industrial  
Science and Technology  
Geological Survey of Japan  
Geo-information Center Geoinformation Service Office  
Tel: +81-29-861-3601  
<https://www.gsj.jp/inquiries.html>

---

Bulletin of the Geological Survey of Japan  
Vol.65 No.5/6 Issue November 12, 2014

National Institute of Advanced Industrial  
Science and Technology  
**Geological Survey of Japan**  
AIST Tsukuba Central 7, 1-1, Higashi 1-chome,  
Tsukuba, Ibaraki 305-8567 Japan

All rights reserved.

---

# BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Vol. 65 No. 5/6 2014

## CONTENTS

- The AMS  $^{14}\text{C}$  age of the debris flow deposits in the Nagashima area, central Mie Prefecture, southwest Japan  
Takeyuki Ueki..... 67
- Mesoscale crustal structure based on magnetic and gravity anomalies in the eastern part of Hokkaido, Japan  
Rie Morijiri and Mitsuru Nakagawa..... 71

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

National Institute of Advanced Industrial Science and Technology

1-1, Higashi 1-chome, Tsukuba, Ibaraki, 305-8567 Japan

地 調 研 報  
Bull. Geol. Surv. Japan  
Vol. 65, No. 5/6, 2014