

磁性からみた蛇紋岩化度：北海道岩内岳超苦鉄質岩体を例として

森尻理恵^{1,*}・中川 充¹

Rie Morijiri and Mitsuru Nakagawa (2009) Serpentinization reaction variance inferred from magnetic properties: Case study of variously serpentinized peridotites from the Iwanai-dake ultramafic rock body, Hokkaido, Japan. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol.60(7/8), p.381-394, 14 figs, 4 tables.

Abstract: This paper is intended to show the relationship between susceptibilities and degrees of serpentinization of serpentinized peridotite. The susceptibility, magnetization and bulk density of 79 serpentinized peridotites were measured. Moreover, rock magnetic analyses, i.e., acquisition of IRM, thermal demagnetization of composite IRM, thermomagnetic analysis, and low-temperature magnetometry, were applied to selected samples obtained from the Iwanai-dake ultramafic rock body in Hokkaido, Japan. Samples with similar peridotite contents were chosen to detect the serpentinization effects clearly. Results show that the magnetic carrier is mainly magnetite. Linear trends fell between 0.1 % and 0.4 % of the predicted volume of magnetite when observed susceptibilities were plotted against densities. The study results show that, if the magnetic carrier is magnetite, the relationship between susceptibility and density reveals the variation of serpentinization reactions. A significant spread of the data is apparent, but it remains along each linear line of reactions. The volume of magnetite produced by serpentinization of other ultramafic rock bodies is presumed to be similar in samples for which the magnetic carrier is magnetite. The different susceptibility is inferred to result from the volume of water reaction when these rock bodies come from the same peridotite series. The results suggest that comparable amounts of reacting water affect the ultramafic bodies. The water reaction was found to be an important approach to solving many tectonic problems. Therefore, we recommend that serpentinite, which has the same basic reaction should be used to elucidate tectonic problems.

Keywords: Magnetic property, serpentinized peridotite, serpentinization, Iwanai-dake, Hokkaido

1. はじめに

蛇紋岩化は、マントル起源のかんらん岩が地殻内におけるある種の変成作用によって、その主たる構成鉱物であるかんらん石と輝石が、蛇紋石とマグネタイト、場合によってはブルーサイトなどに置換する現象として認識されている (e.g. Hess, 1933; Moody, 1976). かんらん岩が蛇紋岩になる際の物理的な性質の変化として、密度が低くなり、高い磁化率を持つようになる。こうした性質を利用して、物理探査での重力や磁気の異常原因を蛇紋岩に求めることがある。

例えば、蛇紋岩は四国の黒瀬川構造帯などの大規模な地質構造境界に産出することが多いので、地殻構造を反映した地磁気異常の原因として解釈されている (e.g. 村上・吉倉, 1992; Kido *et al.*, 2004). しかしながら、多くの蛇紋岩の露頭においては、同一岩体であっても、蛇紋岩ブロックの磁化方位や強度はばらついていることが多い。その証拠の一つとして Morijiri and Nakagawa (2005) は、北海道南部の三石蛇紋岩体の蛇紋岩マト

リックスについて磁化方位に系統性が認められず、蛇紋岩は化学残留磁化 (CRM) を地表付近に上昇する以前に獲得したことを示した。こうした事情から、蛇紋岩は古地磁気研究用の試料として不向きであり、基礎的な磁性に関する研究も不十分であった。

近年の科学海洋調査の進展に伴い、海洋性地殻における蛇紋岩化の問題も重要視されるようになってきた (e.g. Bina and Henry, 1990; Nazarova *et al.*, 2000; Oufi *et al.*, 2002). これらの研究のうち、Bina and Henry (1990) は、中央海嶺近くの ODP サイトから得られた蛇紋岩試料のヒステリシスパラメーターを示し、pseudo-single-domain (PSD) の粒子は蛇紋岩化度の低い試料に多く、multi-domain (MD) の粒子は蛇紋岩化度の高い試料に多いことを示した。

Toft *et al.* (1990) は、測定した密度と磁化率の関係から、蛇紋岩化度とマグネタイトの生成量の関係を反応式で示した。この研究では 35 種類の蛇紋岩化の反応式を示しているが、ここではアルミニウムが含まれていない、かんらん石-輝石-蛇紋石-鉄-マグネシウ

¹地質情報研究部門 (AIST, Geological Survey of Japan, Institute of Geology and Geoinformations)

* Corresponding autor: R. MORIJIRI, Central7, 1-1-1 Higashi, Tsukuba, Ibaraki 305-8567, Japan. Email: g8808@ni.aist.go.jp

ムという理想的な系を仮定し、角閃石やタルクなどの2次的な鉱物は無視している。さらに、かんらん石の組成はFo75 (Mg75%, Fe25%) から Fo100 (Mg100%, Fe0%) のみを対象にして、物理的な性質を計算している。理論的な反応では、蛇紋岩化度の増加と磁化率の増加は正比例する。また、蛇紋岩の密度の減少率は、亀裂や空隙の発生を無視すればほぼ蛇紋岩化の程度に対応すると考えてよい。それは、原岩であるかんらん岩の主要構成鉱物がかんらん石や輝石であり、これらの大部分が含水鉱物である蛇紋石に交代されるからである。蛇紋岩の磁化率は生成されるマグネタイトの量に比例するが、その生成量は原岩の組成や反応条件などにより大きく変化し、単純な比例式では説明できない。そこでここでは、同じ起源を持ち成因や産状が連続的に詳しく観察検討されている北海道岩内岳の蛇紋岩体を選んで、磁性と密度の関係を検討したので報告する。

2. 地質学的背景並びに試料採取

北海道中央部を南北方向に伸びる白亜紀の収束域である空知-エゾ帯は、前弧海盆堆積物、超苦鉄質岩類と高压型および低压型の変成岩類(神居古潭帯)を含む付加体から構成される。これらのうち超苦鉄質岩類は、北海道内の面積比で1%を越える広い分布を示し、ジュラ紀後期から白亜紀にかけての海洋地殻起源の火山性岩石と堆積物がさまざまな程度に変成したものとともに、構造的に混合したものとされている(Komatsu *et al.*, 1992)。この混合体には、場所によって蛇紋岩メランジュ(知駒岳:加藤ほか, 1979;夕張岳:Nakagawa and Toda, 1987)やオフィオライト断片(幌加内:Asahina and Komatsu, 1979)としての露出が認められる。

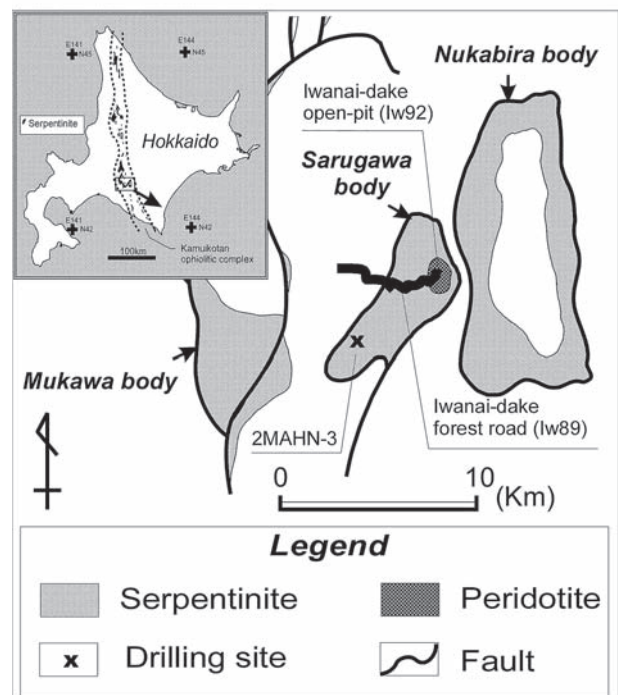
岩内岳周辺地域に分布する超苦鉄質岩類は本帯の中でも大規模な分布を示し、残存鉱物や組織によりハルツバージャイトとダナイトを原岩とする構造的に安定した層状岩体であることが知られている(新井田・加藤, 1978)。沙流川岩体と名づけられたこの蛇紋岩体は、加藤(1978)により詳細な記載がなされ、岩体が西へ傾斜していることや蛇紋岩化の過程が明らかにされた。これらによれば、岩体の東側の部分は岩内岳の露天掘り鉱山(耐火性のかんらん石鉱山)を含み、新鮮なダナイトが多く分布している。また、ハルツバージャイトはダナイトとの層状構造を示しながら、採掘場へ至る岩内林道沿いにほぼ連続的に露出し、完全に蛇紋岩化したものから新鮮なかんらん岩まで段階的に産出している。この部分の残存かんらん石は、フォーステライト(Fo)成分が89から94と高い。さらに、全岩組成のアルミニウム(Al_2O_3 : 0.20-1.50wt%)や

チタン(TiO_2 : <0.01wt%)が極端に低い値を示す(通産省, 1990, 1991)。こうした特徴から、本岩体の由来については、マグマ成分を吐き出したために強度に枯渇したオフィオライトを形成していたダナイトやハルツバージャイトであると推定された(加藤・中川, 1986)。

その後、マントル内におけるマグマ形成と母岩であるかんらん岩との反応の観点からの検証(e.g. 田村ほか, 1999, Tamura and Arai, 2005)が多く進められている。これに関連して、岩体内に胚胎するクロム鉱床の形成モデル(Arai, 1997)や、白金族元素に関する研究(中川, 1999)が進められたが、蛇紋岩化に関する研究は滞った状態にある。さらに岩石磁気学的には、Gautam *et al.* (1998)による予察的な報告がなされただけに留まっている。

岩内岳地域のサンプルは3つのサイトから集められた。それらはIw92, Ir89, 2MAHN-3である(Fig.1)。サイトIw92は採石場の一部分で岩内岳岩体の北東部にある。サイトIr89は岩内岳林道に沿い岩体の中心部を横断する。さらに、2MAHN-3は縁辺部に近く、金属鉱業事業団による掘削によって得られたものである。

3つのサイトから得られたブロックサンプルは、もともと岩石学の研究用に得られたものなので、全て方位付けをしていない。また、サンプルは数年間倉庫に保管されていたものを利用している。サイトIw92から



第1図 試料採取地点図。岩体分布は中川ほか(1996)を単純化したもの。

Fig. 1 Location map of sampling site. Simplified from Nakagawa *et al.* (1996).

は17個, サイト Ir89からは50個, サイト 2MAHN-3からは12個のブロックサンプルが得られた. そして, 測定に用いる試験片はそれぞれのブロックサンプルから1個ないし複数個得られた. サイト Iw92のブロックサンプルからは小片を17個, サイト Ir89のサンプルからは円筒試料を90個, サイト 2MAHN-3のボーリングサンプルからも円筒試料を30個得た. 円筒試料は直径と高さがそれぞれ25 mm程度に整形された.

3. 測定

3.1 自然残留磁化, 磁化率, 密度の測定

密度と磁化率は得られたすべての試料について測定された. 試料の体積はガス置換式の密度測定装置 (Accupyc 1330; Micrometrics Inc.) で測定し, 磁化率は磁化率計 (MS-2; Bartington) で測定した. このうち, サイト Iw92から得られた試料について顕微鏡下で蛇紋岩化度が観察された. 蛇紋岩化度と密度を Fig.2a に示す. ばらつきはあるものの, ほぼ正の相関がみられた. さらに測定されたすべての試料について密度と磁化率を Fig.2b に示す. ここから明らかな正の相関を認めるのは難しい.

さらに, 自然残留磁化 (NRM) の測定では段階交流消磁 (AFD) または段階熱消磁 (ThD) を実施した. 1つのブロックサンプルから2つ以上の試料が得られた場合は, 両方の消磁方法をそれぞれ用いている. しかし, 1つのサンプルから1つの試料しか得られなかった場合は, 段階交流消磁のみ行った.

段階交流消磁は, 5mT から5mT 間隔で11段階行った.

残留磁化はパススルー型超伝導磁力計 (model 760; 2G Enterprises) を用いて測定した. これは, サイト Ir89から50試料, サイト 2MAHN-3から12試料, サイト Iw92から17試料について行われた. 一方, 段階熱消磁は, 100~300℃では100℃間隔, 300~600℃では50℃間隔で行った. 残留磁化の測定はスピナー磁力計 (SMM85; 夏原技研) を用いた. これは, サイト Ir89の41試料と サイト 2MAHN-3の11試料について行われた.

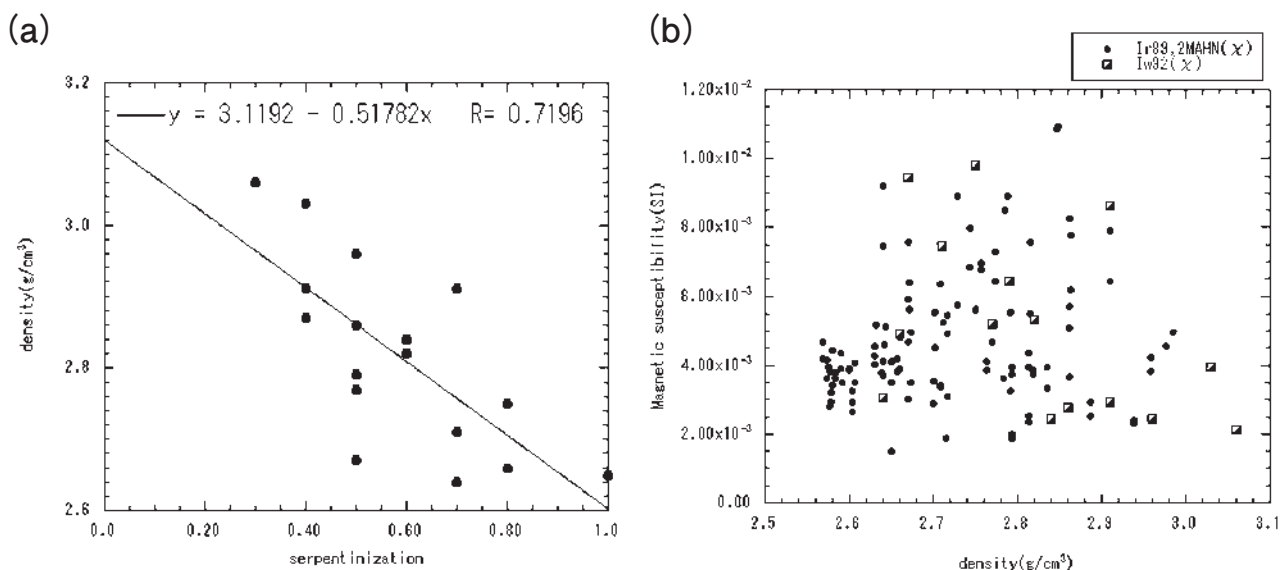
典型的な段階交流消磁による自然残留磁化 (NRM) 測定の結果 (Ir25) を Fig.3 に示した. これから, 強度が1/2になる磁場 (MDF) は12.5mT 付近になる.

また, 典型的な段階熱消磁による自然残留磁化 (NRM) 測定の結果を Fig.4 に示す. 多くのサンプルで残留成分が複数オーバーラップしている. 温度によって減衰する NRM 強度が10%になる温度は580℃付近になる. これはプロッキング温度に近い.

79試料について密度, 磁化率, NRM, MDF を Table 1 にまとめた. NRM の減衰は VDS (the vector difference sum; Tauxe, 1998) データを用いている.

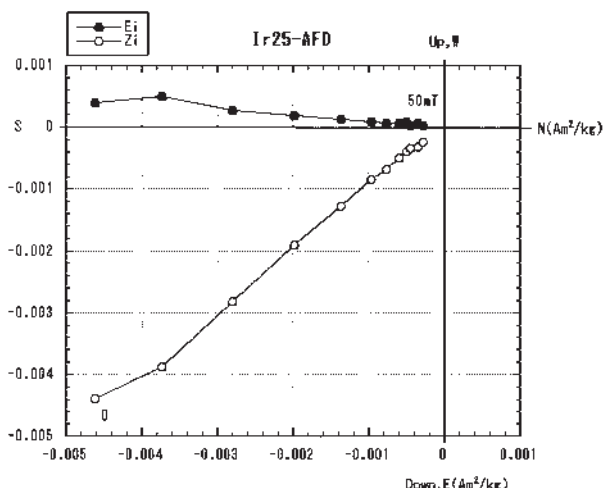
3.2 主として磁化を担う磁性鉱物の同定

先に述べたように, 蛇紋岩化のプロセスによって, かんらん石が蛇紋石とマグネタイトに置き換わっていくので, 蛇紋岩化度が高くなると, 密度が小さくなり, 磁化率が高くなる. ただし, これは磁化を担う磁性鉱物がマグネタイトである場合にいえることである. たとえば, チタノマグネタイト ($Fe_{3-x}Ti_xO_4$) の磁化率はチタンの含有量が増えるにつれて下がっていく



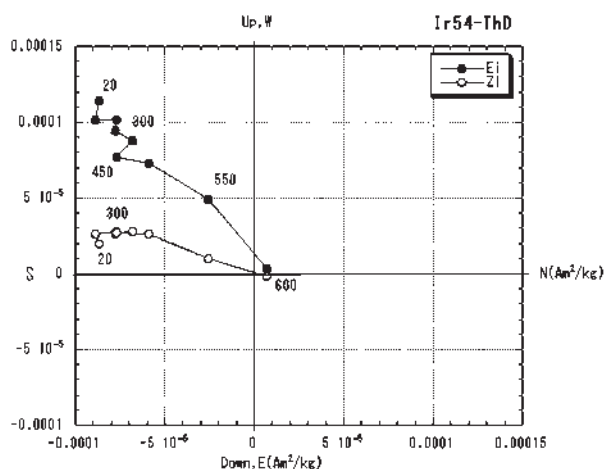
第2図 (a) 顕微鏡下で観察された蛇紋岩化度と密度のプロット. サイト Iw92 で得られた試料.
(b) 全試料の磁化率と密度のプロット.

Fig. 2 (a) Densities are plotted against degrees of serpentization. Samples were obtained from Site Iw92.
(b) Susceptibilities are plotted against densities of all samples.



第3図 交流消磁結果のサイダーベルド図 (Zijderveld, 1967). Ei: 水平面投影 (●), Zi: 鉛直面投影 (○), 北が下. サイト Ir89 から得られた蛇紋岩試料 Ir25 の例. 試料は方位づけされていない.

Fig. 3 Alternating field demagnetization data of serpentinized peridotite (Ir25) from Site Ir89. The sample was not orientated. An orthogonal projection of data plotted with North on the horizontal axis. Horizontal projection is plotted with solid circles and vertical (North down) projection is plotted with open circles.



第4図 熱消磁結果のサイダーベルド図. Ei: 水平面投影 (●), Zi: 鉛直面投影 (○), 北が下. サイト Ir89 から得られた蛇紋岩試料 Ir54 の例. 試料は方位づけされていない.

Fig. 4 Thermal demagnetization data of serpentinized peridotite (Ir54) from Site Ir89. The sample was not orientated. An orthogonal projection of data plotted with North on the horizontal axis. Horizontal projection is plotted with solid circles and vertical (North down) projection is plotted with open circles.

(Jackson *et al.*, 1998) ことが知られている. 幸い, 岩内岳の超塩基性岩体はアルミニウムとチタンの含有量が少ない (加藤・中川, 1986; 通産省, 1990, 1991) のでその可能性を考慮する必要はない.

3.2.1 IRM の獲得と 3 軸 IRM の熱消磁実験

磁性鉱物を同定するには様々な手法がとられるが, まず, 保磁力の違いに着目した IRM 獲得実験を実施した. これは, 磁場を徐々に強くしながら試料に等温残留磁化 (IRM) を付加する実験で, サイト Ir89 で得られた 20 試料に対して行った. 着磁は, インパルスマグネタイザー (Model 1M-10-30; ASC scientific) を用いて Z 軸にそって 15-17 段階で 1.5-2.0T まで行った. さらに, これらのうち, 14 試料について, 3 軸 IRM の段階熱消磁実験 (Lowrie, 1990) を行った. 具体的には, 2T の磁場をかけた方向と直交する Y 軸の方向に 0.4T, X 軸に 0.12T の磁場で IRM を着磁した. それを段階的に熱消磁を行い, 3 成分の減衰を見た.

段階的に IRM を着磁して, 飽和する磁場の大きさは Table 2 に示してある. サイト Ir89 から得られたサンプル Ir54 には 3 軸 IRM の熱消磁実験も行った. 着磁実験では急激に磁化が上昇し, 450mT で飽和した (Fig.5). 他のサンプルの飽和点は 140-450mT であった.

3 軸 IRM の段階熱消磁実験において, 低 (<0.12T), 中 (0.12-0.4T), 高 (0.4-2.0T) の 3 つの保磁力成分ごとの熱消磁の結果は各成分のブロック温度を示す (Fig.6). ブロック温度はキュリー温度に近いと考えるのが普通である. 低保磁力成分と中保磁力成分は 550~600°C で磁化を失っているの, ほぼマグネタイトのキュリー温度に相当する.

3.2.2 ヒステリシスと熱磁気分析

次にヒステリシスの測定と熱磁気分析 (Js-T) を行った. これにはサイト Ir89 と Iw92 から 34 個のブロックからそれぞれ 0.1-0.2g の試料を取り, 振動型磁力計 (VSM, BHV-55LH; 理研電子) を用いて測定を行った. ヒステリシスカーブは室温で最大 1.0T の磁場中で測定し, 熱磁化曲線は 1.0T の磁場中でほぼ真空 (10⁻⁴Pa) の状態で測定した. 得られた熱磁化曲線において, 接線の交点の位置からキュリー温度を読み取った (Fig.7).

ヒステリシスパラメーターとキュリー温度は Table 3 に示した. 実際には各試料について, 加熱前のヒステリシス測定-熱磁化曲線-加熱後のヒステリシス測定を一連のものとして行っているが, ここに示したヒステリシスパラメーターは加熱前のデータである. キュリー温度は 560~620°C になり, 平均値は 590°C であった. これらは理論値である 580°C より少し高いがほぼマグネタイトに相当すると考えられる.

飽和残留磁化と飽和磁化の比 (Mr/Ms) 及び残留保磁力と保磁力の比 (Hcr/Hc) は, Fig.8 で Day-plot (Day *et al.*, 1976, 1977) に示した. キュリー温度で示されたように磁性鉱物が主としてマグネタイトであるとすれば, この図から磁性鉱物のサイズがおおよそ推定でき,

岩内岳の蛇紋岩化と磁性の変化（森尻・中川）

第1表 79試料の密度、磁化率、自然残留磁化、MDF。MDFはVDS（the vector difference sum; Tauxe, 1998）より推定した。

Table 1 Bulk densities, initial susceptibilities, natural remanent magnetizations (NRM) and median destructive fields (MDFs) of 79 samples are shown. The data for decay curve of NRM intensity are the vector difference sum (VDS; Tauxe, 1998).

Site	Sample	density (g/cm ³)	susceptibility (SI)	NRM(Am ² /kg)	MDF (mT)
Iw92	Iw3	2.79	6.44E-03	1.03E-04	3.7
Iw92	Iw4	2.87	1.55E-02	1.54E-04	2.3
Iw92	Iw5	2.82	5.35E-03	6.36E-05	3.7
Iw92	Iw6	2.77	5.22E-03	3.60E-05	12.7
Iw92	Iw7	2.75	9.79E-03	6.13E-05	4.1
Iw92	Iw8	2.91	2.92E-03	2.09E-05	29.2
Iw92	Iw9	3.03	3.91E-03	3.61E-05	11.9
Iw92	Iw9b	3.06	2.13E-03	4.25E-05	4.3
Iw92	Iw10	2.96	2.45E-03	4.64E-05	3.7
Iw92	Iw10b	2.64	3.05E-03	1.66E-05	39.6
Iw92	Iw11	2.66	4.93E-03	7.87E-05	3.0
Iw92	Iw12	2.84	2.44E-03	1.01E-05	33.7
Iw92	Iw13	2.71	7.45E-03	3.47E-05	3.6
Iw92	Iw14	2.86	2.77E-03	7.45E-06	4.2
Iw92	Iw15	2.65	4.39E-02	1.44E-03	14.9
Iw92	Iw16	2.91	8.64E-03	1.62E-04	6.5
Iw92	Iw17	2.67	9.46E-03	6.37E-05	10.3
Ir89	Ir17	2.72	2.49E-03	9.12E-05	21.1
Ir89	Ir18	2.58	3.30E-03	9.09E-05	18.1
Ir89	Ir19	2.98	4.55E-03	1.12E-04	19.2
Ir89	Ir20	2.79	1.93E-03	8.72E-05	17.3
Ir89	Ir21	2.86	4.70E-03	8.36E-05	17.7
Ir89	Ir22	2.94	2.36E-03	2.70E-05	15.6
Ir89	Ir23	2.96	4.03E-03	8.35E-05	13.7
Ir89	Ir24	2.85	1.09E-02	2.21E-04	17.9
Ir89	Ir25	2.79	8.71E-03	2.13E-04	12.5
Ir89	Ir26	2.77	6.84E-03	1.49E-04	13.1
Ir89	Ir27	2.70	3.22E-03	8.01E-05	13.7
Ir89	Ir28	2.77	4.66E-03	1.07E-04	14.3
Ir89	Ir29	2.89	2.73E-03	3.02E-05	16.8
Ir89	Ir30	2.79	3.84E-03	3.12E-05	17.8
Ir89	Ir31	2.70	5.02E-03	4.77E-05	6.9
Ir89	Ir32	2.82	3.79E-03	2.29E-05	13.6
Ir89	Ir33	2.99	4.98E-03	7.04E-05	13.4

第1表 (続き)

Table 1 (Continued)

Ir89	Ir34	2.81	2.43E-03	2.32E-05	9.5
Ir89	Ir35	2.63	4.48E-03	4.65E-05	5.0
Ir89	Ir36	2.76	4.00E-03	1.83E-05	9.5
Ir89	Ir37	2.72	5.20E-03	3.43E-05	12.5
Ir89	Ir38	2.71	5.26E-03	3.39E-05	12.0
Ir89	Ir39	2.74	7.41E-03	6.99E-05	9.0
Ir89	Ir40	2.91	7.17E-03	6.36E-05	9.1
Ir89	Ir41	2.71	4.86E-03	9.22E-05	16.7
Ir89	Ir42	2.63	4.02E-03	1.04E-04	18.4
Ir89	Ir43	2.71	3.42E-03	2.11E-05	12.0
Ir89	Ir44	2.78	3.62E-03	5.36E-05	12.7
Ir89	Ir45	2.61	3.78E-03	4.18E-05	12.9
Ir89	Ir46	2.60	2.94E-03	4.46E-05	15.6
Ir89	Ir47	2.67	4.23E-03	2.70E-05	8.3
Ir89	Ir49	2.73	7.33E-03	1.96E-04	19.1
Ir89	Ir50	2.67	6.01E-03	3.66E-05	8.9
Ir89	Ir51	2.66	3.99E-03	8.94E-05	24.5
Ir89	Ir52	2.58	3.08E-03	9.21E-05	18.1
Ir89	Ir53	2.60	2.94E-03	2.50E-05	21.4
Ir89	Ir54	2.57	3.89E-03	9.40E-05	27.2
Ir89	Ir55	2.58	3.92E-03	9.03E-05	17.8
Ir89	Ir56	2.59	3.50E-03	4.54E-05	20.9
Ir89	Ir57	2.57	4.44E-03	4.96E-05	29.7
Ir89	Ir58	2.58	3.71E-03	1.30E-05	17.9
Ir89	Ir59	2.64	4.87E-03	1.64E-05	12.7
Ir89	Ir61	2.58	3.96E-03	4.91E-05	17.6
Ir89	Ir62	2.79	4.39E-03	3.17E-05	13.7
Ir89	Ir63	2.84	3.64E-03	2.76E-05	13.9
Ir89	Ir64	2.81	4.14E-03	2.33E-05	18.0
Ir89	Ir65	2.81	6.54E-03	5.54E-05	4.2
Ir89	Ir07	2.86	6.69E-03	8.91E-05	9.4
Ir89	Fn5	2.76	6.85E-03	2.62E-05	9.5
Ir89	Sh2	2.86	6.98E-03	3.35E-05	13.4
2MAHN-3	M67.0	2.65	3.80E-03	3.95E-05	26.6
2MAHN-3	M90.5	2.67	6.74E-03	8.02E-05	22.2

岩内岳の蛇紋岩化と磁性の変化（森尻・中川）

第1表（続き）

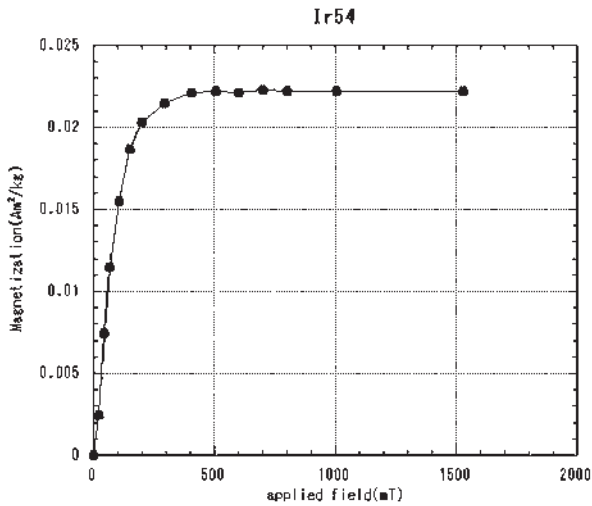
Table 1 (Continued)

2MAHN-3	M98.6	2.75	5.62E-03	7.54E-05	19.6
2MAHN-3	M101.5	2.66	4.36E-03	4.78E-05	26.4
2MAHN-3	M106.7	2.67	3.85E-03	1.28E-05	11.7
2MAHN-3	M114.7	2.63	4.43E-03	6.86E-05	28.5
2MAHN-3	M117.6	2.64	8.33E-03	3.97E-05	20.1
2MAHN-3	M139.4	2.59	4.21E-03	4.49E-05	20.7
2MAHN-3	M148.5	2.64	3.84E-03	1.04E-05	32.2
2MAHN-3	M199.4	2.60	3.89E-03	2.76E-05	29.2
2MAHN-3	M92	2.65	1.49E-03	1.20E-05	16.2
2MAHN-3	M125	2.68	6.46E-02	3.54E-04	5.9

第2表 IRMの段階着磁（飽和に至る磁場強度）と3軸IRMテストの結果（最大ブロッキング温度）。

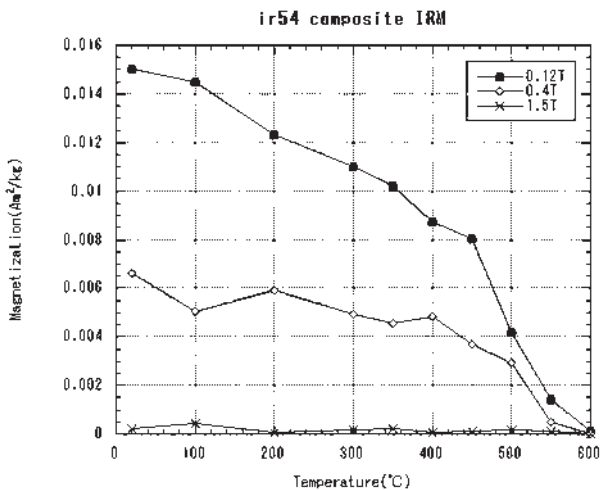
Table 2 Field required to saturate IRM and the result of composite IRM test (max. blocking Temperature) are shown.

Site	Sample	Field required to saturate IRM (mT)	Max. unblocking Temp (°C)
Ir89	Ir17	400	550
Ir89	Ir18	400	550
Ir89	Ir20	400	550
Ir89	Ir21	300	550
Ir89	Ir22	200	550
Ir89	Ir23	350	550
Ir89	Ir25	140	
Ir89	Ir29	350	550
Ir89	Ir33	220	550
Ir89	Ir35	375	
Ir89	Ir36	340	550
Ir89	Ir39	375	550
Ir89	Ir40	375	550
Ir89	Ir41	240	
Ir89	Ir42	300	550
Ir89	Ir52	320	
Ir89	Ir53	450	550
Ir89	Ir54	450	550
Ir89	Ir59	280	
Ir89	Ir63	360	550



第5図 IRMの着磁実験 (Ir54の例)

Fig. 5 Progressive acquisition of IRM in specimen Ir54 from Site Ir89.



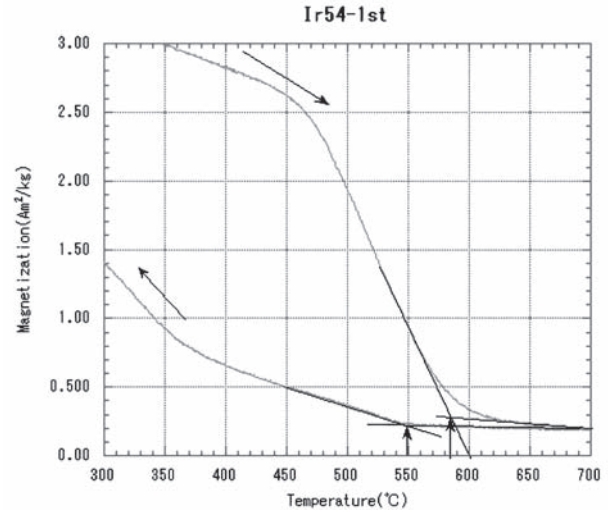
第6図 3軸IRMの熱消磁。Z軸方向に1.5 T, Y軸方向に0.4 T, X軸方向に0.12 Tの磁場をかけて着磁した。

Fig. 6 Thermal demagnetization of three-component IRM produced by magnetizing the sample in 1.5 T along its Z-axis followed by 0.4 T along the Y-axis, and finally 0.12 T along the X-axis.

ここでは PSD 領域にある。

サイト Ir89 から得られた試料 Ir54 のヒステリシス曲線と熱磁化曲線を Fig.9, Fig.10 にそれぞれ示した。本来マグネタイトであれば、熱磁化曲線は可逆的になるはずであるが、このような非可逆曲線はほかの試料でも観察された。

試料 Ir54 では、熱磁化曲線は同じ試料を真空中で加熱-冷却を2回繰り返した。1回目のサイクルでは冷却曲線は可逆的ではなく、キュリー温度は585°Cであった。2回目では、加熱曲線と冷却曲線は可逆的になった。2回目のキュリー温度は550°Cになり、1回目よりも低



第7図 熱磁化曲線からキュリー温度を読み取った例。試料 Ir54

Fig. 7 Examples of the thermomagnetic curves using sample Ir54. The Curie temperature is shown by the intersecting tangents method for estimating.

下した。これは試料中の磁性鉱物がβ相(マグネタイト)とγ相(マグヘマイト)の混合であったとして説明できる。β相の一部だけが低温酸化を受けてγ相になっていることは、自然の岩石ではごく普通にみられる現象である。γ相はβ相のキュリー温度まで還元されずに存在することができるので、1回目の加熱曲線はγ相のものである。さらに、γ相のキュリー温度はβ相のものよりも高い。2回目の加熱曲線でγ相はすでにβ相に還元されてしまったので、可逆的な曲線になった、と考えられる。試料 Ir54 においてβ相のキュリー温度がマグネタイトの理論値よりも低いことに関しては、様々な要因が考えられるが、ごくわずかにチタンが含まれていた可能性も否定できない。

3.4 低温磁化測定

ヒステリシスパラメーターとキュリー温度が測定できたもののうち、サイト Ir89 から得られた6サンプルについては低温磁化測定装置 (MPMS-XL5; Quantum Design) で磁化の測定を行った。これら6つのサンプルの低温磁化測定では、ほぼ無磁場中で試料を室温から10°Kまで冷却する。そしてその温度で2.0Tの磁場を60秒かけて着磁を行う。その後、300°Kまで2°Kきざみで温度を上昇させ残留磁化を測定した。結果を Fig.11 と Table 2 に示す。磁化曲線を微分して最大傾斜点の温度を読み取るといずれもほぼ110-120°Kでフェルウェイ (Verwey) 点が認められることから、これらはマグネタイトである (Özdemir et al., 1993)。

岩内岳の蛇紋岩化と磁性の変化（森尻・中川）

第3表 キュリー温度 (Tc), ヒステリシスパラメーター (Hcr/Hc, Mr/Ms), フェルウェイ点 (Tv)

Table 3 Curie temperature (Tc), magnetic hysteresis parameters (Hcr/Hc and Mr/Ms), and Verwey transition (Tv).

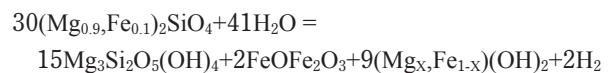
Site	Sample	Tc(°C)	Hc(mT)	Hcr/Hc	Mr/Ms	Tv(K)
Iw92	Iw3	610	13.83	2.084	0.150	
Iw92	Iw4	600	10.78	2.363	0.135	
Iw92	Iw5	615	13.25	2.535	0.104	
Iw92	Iw6	585	14.57	1.926	0.152	
Iw92	Iw7	600	10.78	1.922	0.135	
Iw92	Iw8	580	15.95	2.446	0.142	
Iw92	Iw9	580	13.46	2.525	0.094	
Iw92	Iw9b	620	13.46	2.858	0.103	
Iw92	Iw10	585	8.98	3.308	0.070	
Iw92	Iw10b	605	14.60	2.773	0.089	
Iw92	Iw11	610	8.53	3.346	0.067	
Iw92	Iw12	610	12.20	2.880	0.086	
Iw92	Iw13	580	11.95	3.070	0.085	
Iw92	Iw14	610	12.16	3.476	0.082	
Iw92	Iw15	590	8.04	0.921	7.493	
Iw92	Iw16	580	9.85	2.357	0.100	
Iw92	Iw17	600	11.29	2.416	0.099	
Ir89	Ir21	560	12.57	1.993	0.123	119
Ir89	Ir23	570	13.33	2.315	0.136	120
Ir89	Ir25	560	12.53	1.563	0.134	
Ir89	Ir33	580	12.62	2.546	0.112	112
Ir89	Ir36	580	11.72	2.637	0.082	124
Ir89	Ir39	570	17.49	1.862	0.149	118
Ir89	Ir52	590	16.34	2.778	0.099	
Ir89	Ir54	585	13.29	3.259	0.074	119

4. 議 論

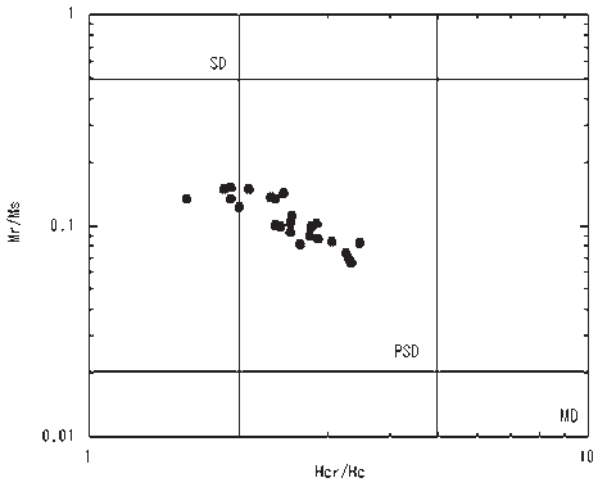
これらの岩石磁気実験により、岩内岳の蛇紋岩において主として磁化を担っている鉱物はマグネタイトである。したがって、これらの試料から得られた磁化率と密度の関係に Toft *et al.* (1990) によって示されている蛇紋岩化の反応式を適用する。

蛇紋岩化の反応式は、原岩であるかんらん岩の化学組成によっても変わってくる。岩内岳の超苦鉄質岩体は Fo90 前後のかんらん岩を起源としている（加藤・中

川, 1986) ので、これからの議論は Fo90 のケースについてのみ行う。基本的な Fo90 のかんらん岩の蛇紋岩化の反応式は以下となる（Eckstrand, 1975）。

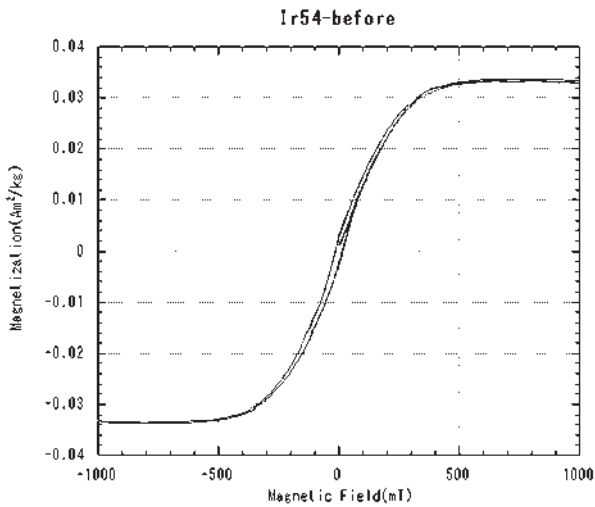


Toft *et al.* (1990) は、鉄が段階的にマグネタイトとブルーサイトに消費されていく7種類の反応式を示した。Fo90 の反応式は Table 4 に示す。これらは反応する水が増加すると生成されるマグネタイトの量が



第8図 ヒステリシスパラメーターの Hcr (残留保磁力) と Hc (保磁力) に対して Mr (飽和残留磁化) と Ms (飽和磁化) の Day-Plot (Day, 1976; 1977). ただし, MD エリアの境界線は Dunlop (2002) による.

Fig. 8 Hysteresis parameters Mr (saturation remanent magnetization) and Ms (saturation magnetization) as a function of Hcr (remnant coercivity) and Hc (coercivity) in serpentinized peridotites. MD area boundary is referred to Dunlop(2002).

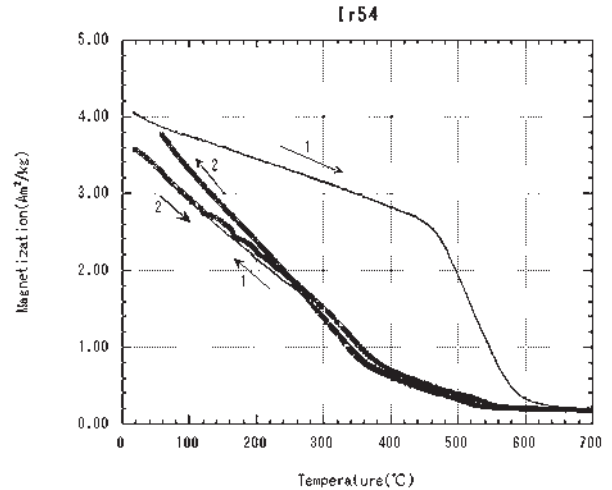


第9図 試料 Ir54 の室温でのヒステリシス曲線

Fig. 9 Example of the hysteresis loop at room temperature using sample Ir54.

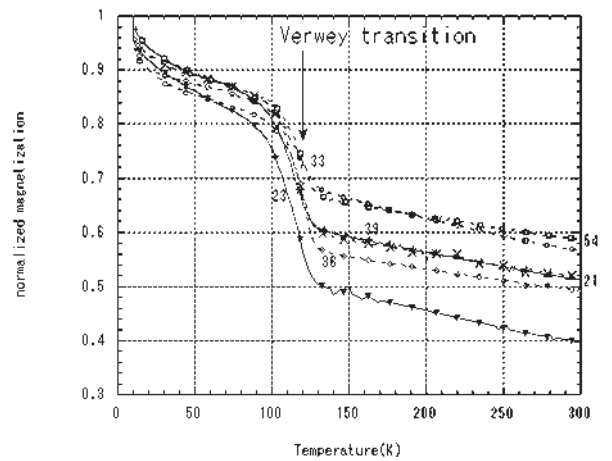
減る。それは鉄がマグネタイトではなくブルーサイトを生成するのに消費されてしまうからである。Toft *et al.* (1990) では、さらに磁化率 (K_F) とマグネタイトの割合 (F) の関係を $K_F=3.2 \cdot F$ として示した。

具体的には、Table 4 の反応式 A の場合、すべてのかんらん石が反応した場合生成されるマグネタイトは 4.2% となる。この値を使うと予想される磁化率は 0.1344 SI になる。蛇紋石、マグネタイト、ブルーサイトの密度はそれぞれ 2.5g/cm^3 , 5.2g/cm^3 , 2.4g/cm^3 である



第10図 試料 Ir54 の熱磁化曲線。実線は1回目の加熱—冷却サイクル、破線は2回目のサイクルを示す。

Fig. 10 Examples of the thermomagnetic curves using sample Ir54. Solid lines indicate the 1st cycle and broken lines indicate the 2nd cycle.



第11図 規格化された磁化と無磁場中の温度。温度は 10°K より1分間に 2°K ずつ上昇させている。

Fig. 11 Normalized magnetization versus temperature in a zero field during warming of isothermal remanent magnetization acquired at 10°K at a rate of $2^\circ\text{K}/\text{min}$.

(理科年表, 1997). 100% 蛇紋岩化した岩石の密度は 2.67g/cm^3 となる。Table 4 に示した7種類の蛇紋岩化の反応式のうち、マグネタイトが生成される6つの反応式を使って、蛇紋岩化度に対して計算される密度を Fig.12(a), 磁化率を Fig.12(b) に示す。

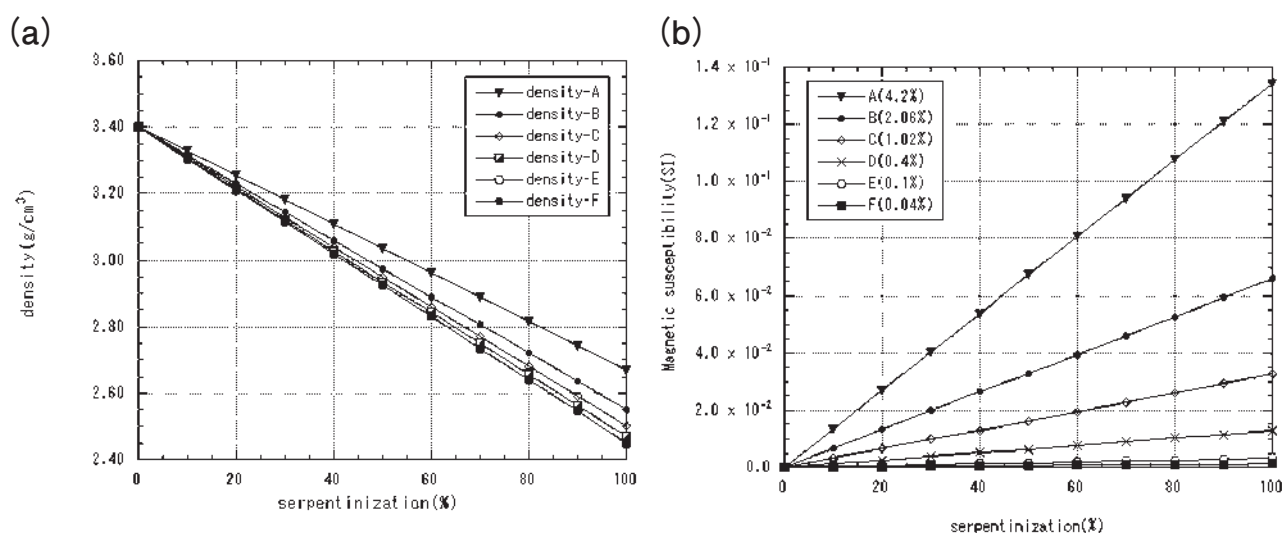
実際に岩内岳で得られた試料について、測定された磁化率を密度に対してプロットすれば (Fig.13), ほとんどのデータが、蛇紋岩化が 100% のときに生成されるマグネタイトの含有量が 0.1% になる直線と 0.4% になる直線の間プロットされる。このことから、岩内岳の蛇紋岩化反応は、Table 4 の反応式 D と E の間であ

岩内岳の蛇紋岩化と磁性の変化 (森尻・中川)

第 4 表 ペリドタイトの蛇紋岩化の反応式. Toft et al. (1990) による. Fo90, $(Mg_{90}, Fe_{10})_2SiO_4$; Lz95, $(Mg_{95}, Fe_5)_3Si_2O_5(OH)_4$; Mt, $FeOFe_2O_3$; Br90, $(Mg_{90}, Fe_{10})(OH)_2$.

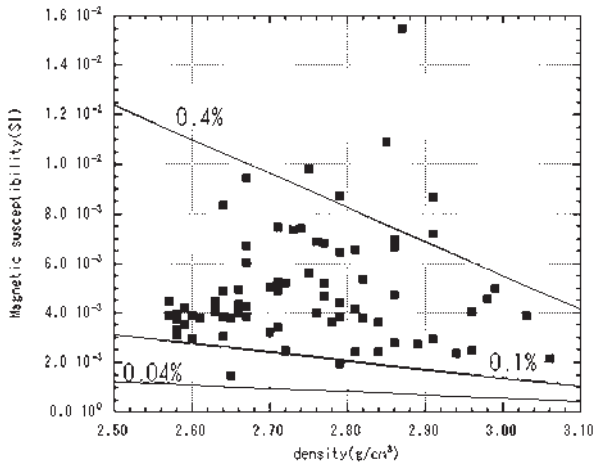
Table 4 Reactions of serpentinized peridotite (Toft et al., 1990). Fo90, $(Mg_{90}, Fe_{10})_2SiO_4$; Lz95, $(Mg_{95}, Fe_5)_3Si_2O_5(OH)_4$; Mt, $FeOFe_2O_3$; Br90, $(Mg_{90}, Fe_{10})(OH)_2$.

Reaction	Final volume /initial volume	Volume per cent of magnetite
A) $30Fo_{90}+41H_2O=15Lz+2Mt+9Br+2H_2$	1.6	4.2%
B) $30Fo_{90}+43H_2O=15Lz_{95.00}+1Mt+12Br_{93.75}+1H_2$	1.64	2.06%
C) $30Fo_{90}+44H_2O=15Lz_{92.50}+0.5Mt+13.05Br_{91.66}+0.5H_2$	1.65	1.02%
D) $30Fo_{90}+44.60H_2O=15Lz_{91.00}+0.2Mt+14.40Br_{90.63}+0.2H_2$	1.67	0.4%
E) $30Fo_{90}+44.90H_2O=15Lz_{90.25}+0.05Mt+14.85Br_{90.15}+0.05H_2$	1.67	0.1%
F) $30Fo_{90}+44.96H_2O=15Lz_{90.10}+0.02Mt+14.94Br_{90.06}+0.02H_2$	1.67	0.04%
G) $30Fo_{90}+45H_2O=15Lz_{90.00}+15Br_{90.00}$	1.67	0.0%



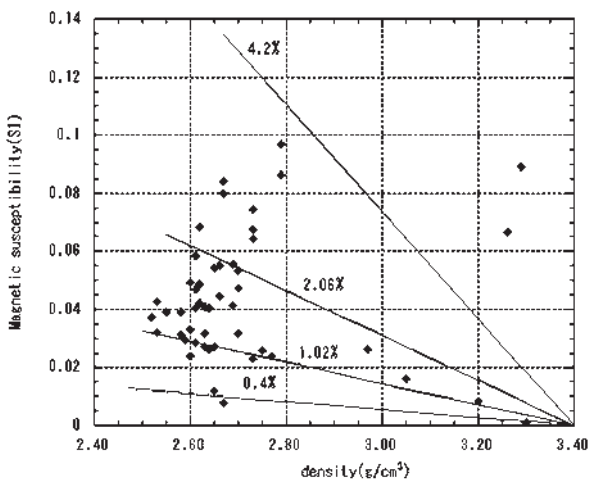
第 12 図 Toft et al. (1990) による反応式に従って計算した蛇紋岩化度に対する密度の推定値 (a) ならびに磁化率の推定値 (b).

Fig. 12 Relation between serpentinization, susceptibility, and density based on reactions calculated by Toft et al. (1990). (a) density vs. serpentinization; (b) susceptibility vs. serpentinization.



第13図 岩内岩体の密度に対する磁化率(測定値)。実線は反応D(0.4%), E(0.1%), F(0.04%)による磁化率の計算値。

Fig. 13 Observed susceptibilities of Iwanai-dake ultramafic rock body are plotted against densities. Solid lines indicate the calculated susceptibility from reactions D (0.4%), E (0.1%), and F (0.04%).



第14図 三石岩体の密度に対する磁化率(測定値)。実線は反応A(4.2%), B(2.06%), C(1.02%), D(0.4%)による磁化率の計算値。

Fig. 14 Observed susceptibilities of Mitsuishi ultramafic rock body are plotted against densities. Solid lines indicate the calculated susceptibility from reactions A (4.2%), B (2.06%), C (1.02%) and D (0.4%).

ると推定される。

同じ起源のかんらん岩を原岩とした蛇紋岩体が2つあり、どちらも主として磁化を担っている鉱物がマグネタイトである場合、磁化率の違いは蛇紋岩化作用の際に反応した水の量の違いを示すはずである。たとえば、地質学的には、岩内岳と起源が近いと考えられている三石蛇紋岩体では、熱磁化分析の結果から磁化を担う磁性鉱物はマグネタイトであろうと考えられる(Morijiri and Nakagawa, 2005)。同様に密度に対し

て磁化率をプロットしてみる(Fig.14)と、蛇紋岩化度100%のときに生成されるマグネタイトの含有量が1.02%になる直線と2.06%になる直線の間に来るデータが多い。

岩内岳や三石蛇紋岩体のようにチタンが極端に少ない系で、1つの岩体に蛇紋岩化度の違う岩石が適度に混在し、しかも熱変成を受けていない、という条件のそろった岩体は多くない。他の岩体の例も同様の検討を行う必要があり一概には言えないが、蛇紋岩の磁化率の差の主な要因は、生成されるマグネタイトの量の差と考えられる場合も多いであろう。このときに、2つの岩体の起源となるかんらん岩が同じ化学組成の範疇にあるものだとしたら、磁化率の違いが蛇紋岩化作用の際に反応した水の量の違いを反映する可能性が高い。

5. 結論

岩内岳超塩基性岩体から得られた79試料の磁性の研究から以下の結論を得た。

- 1) 顕微鏡下の観察による蛇紋岩化度と測定された密度の間にはほぼ正の相関が認められた。
- 2) 主として磁性を担っている鉱物はマグネタイトである。これは、熱磁化分析によるキュリー温度、低温磁気測定によるフェルウェイ点、IRMの獲得と3軸IRMの熱消磁実験の結果による。ヒステリシスパラメーターはこの粒子がPSD領域にあることを示す。
- 3) 反応式から磁化率と密度は正相関すると予測されるが、岩内蛇紋岩体で実際に測定されたデータをプロットしてやると単純な相関ではない。実際の測定データは、蛇紋岩化度100%で、マグネタイトの含有量が0.1%となる反応と0.4%となる反応の間にプロットされていることがわかる。

謝辞: 薄片と磁性の測定用の円筒形試料の作成については地質調査所北海道支所の佐藤卓見氏(現・地質標本館)にお願いしました。岩石磁気実験については、東洋大学の上野直子教授、大東文化大学の中井睦美准教授、高知大学海洋コア研究センターの小玉一人教授、三島稔明博士(現・神戸大学)にお世話になりました。また、国立極地研究所の船木實准教授には有益な議論をしていただきました。また地質調査総合センターのJoel Bandibas博士には英文を見ていただきました。以上の方々に深く感謝いたします。さらに査読者の山崎俊嗣氏には有益なご指摘をいただきました。謝意を表します。

Reference

- Arai, S. (1997) Control of wall-rock composition on the formation of podiform chromitites as a result of magma/peridotite interaction. *Resource Geol.*, **47**, 177-187.
- Asahina, T. and Komatsu, M. (1979) The Horokanai ophiolitic complex in the Kamuikotan tectonic belt, Hokkaido, Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **85**, 6, 317-330.
- Bina, M.M. and Henry, B. (1990) Magnetic properties, opaque mineralogy and magnetic anisotropies of serpentinized peridotites from ODP Hole 670A near the Mid-Atlantic Ridge. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **65**, 88-103.
- 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.
- Eckstrand, O.R. (1975) The Dumont serpentinite: a model for control of nickelferous opaque mineral assemblages by alteration reactions in ultramafic rocks. *Economic Geology*, **70**, 183-201.
- Gautam, P., Katoh, T. and Tanaka, K. (1998) On the use of Anisotropy of Magnetic Remanence to Estimate the Rotation of Faulted Blocks Within the Mukawa Serpentinite Body in Hokkaido, Japan. Proceedings of the 3rd International Symposium on Recent Advances in Exploration Geophysics in Kyoto, RAEG' 98.
- Hess, H.H. (1933) The problem of serpentinization and the origin of certain chrysotile asbestos, talc, and soapstone deposits. *Economic Geology*, **28**, 634-657.
- Jackson, M., Moskowitz, B., Rosenbaum, J. and Kissel, C. (1998) Field-dependence of AC susceptibility in titanomagnetites. *Earth and Planetary Science Letters*, **157**, 129-139.
- 加藤孝幸 (1978) 神居古潭帯の沙流川超塩基性岩体について. *地球科学*, **32**, 273-279.
- 加藤孝幸・中川 充 (1986) 神居古潭構造帯超苦鉄質岩類の由来. *地団研専報*, **31**, 119-135.
- 加藤孝幸・新井田清信・渡辺暉夫 (1979) 神居古潭構造帯, 知駒岳周辺の蛇紋岩メランジ帯. *地質雑*, **85**, 279-285.
- Kido, Y., Kido, M. and Fujioka, K. (2004) Magnetic dipole anomalies as indicators of mantle wedge serpentinization. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **5**, 8, Q08J13, 10.1029.
- Komatsu, M., Shibakusa, H., Miyashita, S., Ishizuka, H., Osanai, Y. and Sakakibara, M. (1992) Subduction and collision related high and low P/T metamorphic belts in Hokkaido (C01). 29th IGC Field Trip Guide Book, 5, Geological Survey of Japan, 1-61.
- Lowrie, W. (1990) Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophysical Research Letters*, **17**, 2, 159-162.
- 通商産業省 (1990) 平成元年度希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書, 日高南部地域, 通商産業省, 205p.
- 通商産業省 (1991) 平成2年度希少金属鉱物資源の賦存状況調査報告書, 日高南部地域, 通商産業省, 156p.
- Moody, J.B. (1976) Serpentinization: A review, *Lithos*, **9**, 125-138.
- Morijiri, R. and Nakagawa, M. (2005) Small-scale mélange fabric between serpentinite block and matrix: Magnetic evidence from the Mitsuishi ultramafic rock body, Hokkaido, Japan. *Tectonophysics*, **398**, 33-44.
- 村上英記・吉倉紳一 (1992) 空中磁気データから見た西南日本外帯(四国地域)の構造. *月刊地球*, **14**, 576-580.
- Nazarova, K.A., Wasilewski, P.J. and Dick, J.J.B. (2000) Magnetic study of serpentinized harzburgites from the Islas Orcadas Fracture Zone. *Marine Geophysical Researches*, **21**, 475-488.
- 中川 充 (1999) 神居古潭構造帯超苦鉄質岩類の白金族元素存在度. *地質学論集*, **52**, 69-76.
- Nakagawa, M. and Toda, H. (1987) Geology and petrology of Yubari-dake serpentinite mélange in the Kamuikotan tectonic belt, central Hokkaido, Japan. *Journal of Geological Society of Japan*, **93**, 733-748.
- 中川 充・渡辺 寧・紀藤典夫・酒井 彰・駒澤正夫・広島俊男 (1996) 20万分の1地質図幅『夕張岳』. 地質調査所.
- 新井田清信・加藤孝幸 (1978) 北海道中軸帯の超苦鉄質岩類. *地団研専報*, **21**, 61-81.
- Oufi, O., Cannat, M. and Horen, H. (2002) Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotites. *Journal of Geophysical Research*, **107**, B05, 10.1029/2001JB000549.
- Özdemir, O., Dunlop, D.J. and Moskowitz, B.M. (1993) The effect of oxidation on the Verwey transition in magnetite. *Geophysical Research Letters*, **20**,

- 1671-1674.
- 田村明弘・牧田宗明・荒井章司 (1999) 北海道, 神居古潭帯のかんらん岩の成因. 地質学論集, **52**, 53-68.
- Tamura, A. and Arai, S. (2005) Unmixed spinel in chromitite from the Iwanai-dake peridotite complex, Hokkaido, Japan: A reaction between peridotite and highly oxidized magma in the mantle wedge. *American Mineralogy*, **90**, 473-480.
- Tauxe, L. (1998) Paleomagnetic principles and practice, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 299p.
- 東京天文台編, 1997. 理科年表. 丸善, 東京, 1054p.
- Toft, P.B., Arkani-Hamed, J. and Haggerty, S.E. (1990) The effect of serpentinization on density and magnetic susceptibility: a petrophysical model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **65**, 137-157.
- Zijderveld, J.D.A. (1967) A.C. demagnetization of rocks: Analysis of results. In: Collinson, D.W., Creer, K.M., Runcorn, S.K. (Eds.), *Methods in Paleomagnetism*, Elsevier, Amsterdam, 254-286.

(受付: 2008年11月12日; 受理: 2009年2月6日)