一の目潟と黒瀬のマントルカンラン岩捕獲岩の Rb-Sr 鉱物アイソクロン年代

Rb-Sr mineral isochron ages of mantle peridotite xenoliths
from Ichinomegata and Kurose, Japan

阿 部 志 保 (Shiho ABE)*
山 元 正 継 (Masatsugu YAMAMOTO)*

Petrology, geochemistry and Rb-Sr chronology of seven spinel lherzolite-harzburgite xenolith samples from Ichinomegata, northeast Japan and Kurose, southwest Japan were studied. Whole rocks and the constituent minerals were analyzed for Rb and Sr contents and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. The pure minerals were obtained by hand-picking and repetitive washing with hot acids (2M HCl, 5% HF) and distilled water.

The peridotite xenoliths from Ichinomegata show wide variations in mineral and chemical compositions; clinopyroxene contents range from 4 to 13 volume%, Cr/(Cr+Al) ratios of spinel range from 0.19 to 0.41 and MgO contents of whole rock range from 38 to 46 weight%. The chondrite-normalized patterns of whole rock vary from LREE-depleted to flat or U-shaped. In spite of above petrographical and geochemical variations, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the clinopyroxenes are very uniform (0.7033~0.7034). Rb-Sr mineral isochron ages of 208.9 ± 80.1 Ma, 233.8 ± 8.4 Ma, 252.9 ± 19.8 Ma and 310.8 ± 23.3 Ma are given by olivine, orthopyroxene, clinopyroxene and whole rock from each of four peridotite xenoliths. Since the peridotites have the relatively narrow range of ages and wide range of equilibrium temperatures, it is believed that a large-scale isotopic equilibration has occurred at various depths in the upper mantle beneath Ichinomegata.

The peridotite xenoliths from Kurose show narrow ranges in mineral and chemical compositions; clinopyroxene contents range from 7 to 9 vol.%, Cr/(Cr+Al) ratios of spinel range from 0.28 to 0.31 and MgO contents of whole rock range from 41 to 43 wt.%. On the other hand, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the clinopyroxenes are very diverse (0.7034, 0.7039 and 0.7043), compared with those in Ichinomegata peridotites. The mineral isochrons based on the data of pyroxenes and whole rock also show very variable ages and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios. The Rb-Sr mineral isochron ages of 129.9 ± 4.8 Ma, 312.8 ± 16.7 Ma and 487.2 ± 9.1 Ma indicate large intervals between the equilibration events.

Keywords: Rb-Sr mineral isochron, Mantle peridotite xenolith, Ichinomegata, Kurose, Japan

I. はじめに

日本列島に産する深部起源の岩石については、これまでに博多湾北方の黒瀬に産する下部地殻起源の苦鉄質グラニュライト捕獲岩や北海道の幌満カンラン岩体からアイソクロン年代が報告され、それぞれ年代の示

す意味が検討されている (Yoshikawa *et al.*, 1993; 芳川・中村, 1994; 加々美ら, 1999)。カンラン岩捕獲岩の同位体的研究としては、秋田県男鹿半島の一の目潟や島根県隠岐島後の試料について, Zashu *et al.* (1980), Nohda and Wasserburg (1986), Kagami *et al.* (1986), Menzies and Hawkesworth (1987) およ

(平成 11 年 4 月 9 日受付, 平成 11 年 7 月 22 日受理)

* 秋田大学工学資源学部応用地球科学教室, 〒010-8502 秋田市手形学園町 1-1

* Institute of Applied Earthsciences, Faculty of Engineering and Resource Science, Akita University, Akita 010-8502, Japan

* E-mail: abe_shiho@galena.mine.akita-u.ac.jp, yama@ipc.akita-u.ac.jp

Fig. 1. Locality map of Ichinomegata maar, north-east Japan and Kurose reef, southwest Japan.

び Porcelli *et al.* (1992) の報告がある。しかし、いずれも全岩や単斜輝石の同位体比が分析されているのみで、アイソクロン年代は得られていない。

本論文では、一の目潟と黒瀬に産するカンラン岩捕獲岩の岩石学的・地球化学的な特徴を述べるとともに、構成鉱物の Sr 同位体比と Rb および Sr の定量分析値から鉱物アイソクロン年代を報告し、その意味を検討する。また捕獲岩から示される両地域のリソスフェアマントルの同位体的特徴についても述べる。

II. 分析試料

一の目潟は秋田県男鹿半島の西端に位置する目潟火山を構成する単成火山のひとつである (Fig. 1)。黒瀬は博多湾北方に位置する玄武岩からなる岩礁である。本研究では、両地域に産する超苦鉄質捕獲岩のうちレルゾライトとハルツバージャイトを対象とした。試料は、一の目潟の第 I・II 期の泥流堆積物 (Katsui *et al.*, 1979), および黒瀬を構成するアルカリ玄武岩質溶岩 (Ishibashi, 1970) から採集した。前者の試料については、周囲を薄くとりまく安山岩質軽石をカッターやグラインダで取り除いた。後者の場合は、露頭から捕獲岩の周縁部を除く内側の部分だけを採集した。1 個の試料から薄片製作、全岩分析および鉱物分離を行うため、分析には径 5 cm 以上のものを使用した。

III. 岩石記載

1. 肉眼的特徴

本研究では、一の目潟のカンラン岩について 5 試料、黒瀬のカンラン岩について 3 試料を用いた。カンラン

岩はいずれも露頭で垂円礫状を呈するが、一の目潟の試料のなかには、節理面に囲まれたような多面体からなるものもある。両地域の試料の構成鉱物はほぼ均等に分布していることが多いが、一部の黒瀬の試料には単斜輝石の濃集部がみられる。一般にもろいので軽く砕くだけで鉱物粒子に分離できる。分離した構成鉱物の粒径をみると、一の目潟のカンラン岩は比較的良好にそろっている。しかし、黒瀬のカンラン岩は後述のようにポーフロクラスティック組織 (Mercier and Nicolas, 1975) を示すため、様々な粒径の結晶からなる。鉱物はいずれも新鮮で特徴的な色を示すので、双眼実体顕微鏡を使用時のハンドピックは容易である。

2. 組織およびモード組成

一の目潟のレルゾライトとハルツバージャイトは、プロトグラニューラ組織 (Mercier and Nicolas, 1975) のほかプロトグラニューラとモザイク等粒状の漸移組織を示す。モード組成は変化が大きく、全岩の主成分の変化幅の原因になっている。カンラン石のモードは 48 volume (vol.%) から 77 vol.% まで変化する (Table 1)。粒径は 1~2 mm 程度で、しばしばキンクバンドが発達している。まれに包有物として斜方輝石やスピネルを含む。斜方輝石は 18~29 vol.% まで変化する。粒径は最大 4 mm に達するものもあるが、普通 1 mm 程度である。まれに包有物としてカンラン石やスピネルを含む。単斜輝石は 4~13 vol.% まで大きく変化する。粒径は普通 1 mm 以下であるが、試料番号 N-8 は 2 mm 以上のものを含む。スピネルは 0.8~3.0 vol.% まで変化する。鉱物の粒間に存在するほか、粒径 0.5 mm 以下の粒状の結晶として包有される場合もある。さらに、斜方輝石や単斜輝石の核部に離溶ラメラあるいは微細な包有物 (粒径 0.1 mm 以下) としても存在する。角閃石はオープンニコルで黄褐色を呈し、しばしば単斜輝石を置換している。N-8 は幅 3 mm 程度の角閃石脈を含むが、この脈を除いても角閃石のモード量は 5 試料の中で最も多い (3 vol.%, Table 1)。

黒瀬のレルゾライトはポーフロクラスティック組織を示す。カンラン石のモードは 55~67 vol.% まで変化する。ポーフロクラストは粒径 1.5 mm 程度でキンクバンドが発達している。ネオブラストは粒径 1 mm 以下が普通である。斜方輝石は 23~36 vol.% まで変化する。ポーフロクラストは粒径 1~1.5 mm 程度で、カンラン石と同様にキンクバンドが発達している。ネオブラストは粒径 0.5 mm 以下が普通である。単斜輝石は 7~9 vol.% まで変化する。粒径は普通 0.5 mm

Table 1. Textures, modal compositions (volume%) and equilibration temperatures of the peridotite xenoliths from Ichinomegata and Kurose

Rock		oliv	opx	cpx	sp	amph	symp	others	T(°C)**
No.	Type Texture								
Ichinomegata									
N-8	sp lh proto	47.7	29.2	12.9	2.8	3.0*	3.9	0.5	872
	- equi								
370-1	sp lh proto	60.9	23.7	12.2	2.5	0.2	0	0.5	887
L-52	sp lh proto	73.8	17.5	5.5	3.0	0	0	0.1	968
961	sp hz proto	76.6	17.5	3.7	0.8	1.2	0	0.3	967
962	sp lh proto	64.1	27.5	5.2	1.4	1.7	0	tr	881
Kurose									
K-1	sp lh porphy	65.3	24.5	8.0	2.1	0	0	0.1	904
K-4	sp lh porphy	66.5	22.5	8.8	1.8	0	0	0.4	1003
K-6	sp lh porphy	55.0	36.1	7.3	1.6	0	0	0.7	929

*, except an amphibole vein; **, estimated by a pyroxene geothermometer of Wells (1977).

lh, lherzolite; hz, harzburgite; proto, protogranular texture; equi, equigranular texture; porphy, porphyroclastic texture; olv, olivine; opx, orthopyroxene; cpx, clinopyroxene; sp, spinel; amph, amphibole; symp, symplectite (fine-grained mineral aggregate); tr, trace.

程度である。スピネルは 1.6~2.1 vol.% まで変化する。鉱物の粒間にヒイラギの葉状に存在するほか包有物としても存在する。3 試料とも、スピネルと斜方輝石の粒界に、主に微細なカンラン石 (粒径 0.03 mm 以下) からなる鉱物集合体が観察される。この組織は, Ionov *et al.* (1995) がバイカル湖南方に産するカンラン岩捕獲岩で観察した組織に類似している。彼らは、スピネルと斜方輝石の粒界に形成された微細なカンラン石とアルカリに富む斜長石の集合体を交代流体の産物であると説明した。黒瀬の試料の場合にはアルカリに富む鉱物の有無が確認できないので、その組織が交代作用によるものかどうかは判断できない。ただし、それらのカンラン石が流体包有物に富むことは注目される。

IV. 試料の分析方法

鉱物の化学組成は、秋田県資源技術開発機構(財)および北海道大学理学研究科の X 線マイクロアナライザー (日本電子社製 JXA-8600, JCMA-733) を使用し、加速電圧 15 kv, 試料電流 2.5×10^{-8} A の条件で測定した。全岩の主成分は、ガラスビード法により秋田大学工学資源学部の蛍光 X 線分析装置 (理学電気工業社製 System 3070) を用いて分析した。全岩の微量成分については、下記と同様の方法で酸分解した溶液を ICP 質量分析装置 (VG 社製 QIIΩ) で分析した。

全岩および鉱物の同位体分析の手順は以下の通りである。試料表面の風化部分を除去したあと、タングステン乳鉢で 1 mm 以下の鉱物粒子に分離した。鉱物試料については、双眼実体顕微鏡によって新鮮なものを選び、カンラン石と斜方輝石をそれぞれ 5 g 以上、単斜輝石を 0.5 g 以上集めた。この後、鉱物および全岩試料に酸 (2 規定塩酸, 5% フッ化水素酸) を加え 80°C で 10 分間加熱し、続いて 2 段蒸留水で約 1 時間超音波洗浄を行った。この作業を数回繰り返した後、試料を乾燥し、タングステン乳鉢およびメノウ乳鉢で粉末にした。酸分解に用いる試料の量は、全岩=100 mg, カンラン石=300 mg, 斜方輝石=250 mg, 単斜輝石=50 mg を目安とした。これらを少量の混酸 (超高純度のフッ化水素酸 0.6 ml, 過塩素酸 1.8 ml) によって分解した。

Rb, Sr および Nd の抽出法については、加々美ら (1982), Kagami *et al.* (1987) および山元・丸山 (1996) に従った。同位体比は、秋田大学工学資源学部および北海道大学理学研究科の質量分析装置 (フィニガン社製 MAT 261, MAT 262) によって測定した。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ および $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比は、それぞれ $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$, $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$ で規格化した。Rb と Sr の定量は ^{87}Rb - ^{86}Sr 混合スパイクを用いた同位体希釈法により行った。標準試料の同位体比および Rb・Sr 濃度の測定結果を Table 4 の脚注に示す。試料の分解から抽出までを含めたブランクは、Rb=0.05 ng, Sr=0.30 ng および $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=0.7084$ であった。試料の Sr 同位体比に対するブランクの影響の程度については、NBS 987 の測定値の標準偏差以内 (本研究室では $\pm 0.0032\%$) に収まるようにした。例えば、最も Sr 濃度の低い試料番号 962 のカンラン石 330 mg に対するブランクの影響を計算すると、olv-1 と olv-2 の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比は真値よりもそれぞれ 0.0028%, 0.0024% 高くなる。また $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比はそれぞれ 0.82%, 0.99% 低くなる。

V. 分析結果

1. 鉱物の化学組成

代表的な分析値を Table 2 に示す。カンラン石と輝石の Mg/(Mg+Fe) 原子比 (Mg #) を比較すると、一目の潟のカンラン岩のものは黒瀬のものよりもやや変化が大きい (一目の潟; カンラン石=0.890~0.908, 斜方輝石=0.892~0.914, 単斜輝石=0.910~0.921; 黒瀬; それぞれ 0.903~0.910, 0.905~0.917, 0.919~0.928)。スピネルの Cr/(Cr+Al) 原子比 (Cr #) も同様に一目の潟のカンラン岩のほうが幅広い (一目の潟=0.19

Table 2. Selected electron microprobe analyses of the constituent minerals of peridotite xenoliths from Ichinomegata and Kurose

Ichinomegata																		
No.	N-8					370-1				L-52				961				
Mineral	olv	opx	cpx	sp	amph	olv	opx	cpx	sp	olv	opx	cpx	sp	olv	opx	cpx	sp	amph
SiO ₂	40.54	54.65	52.18	0.00	44.76	40.14	54.18	51.13	0.02	40.49	55.95	52.01	0.03	40.97	56.01	52.27	0.01	44.35
TiO ₂	0.00	0.13	0.25	0.09	1.24	0.03	0.10	0.44	0.07	0.02	0.08	0.40	0.39	0.00	0.14	0.46	0.47	1.51
Al ₂ O ₃	0.01	4.10	3.57	48.35	15.69	0.01	4.06	5.20	47.98	0.01	2.47	3.88	34.24	0.00	2.74	3.59	38.51	12.41
Cr ₂ O ₃	0.03	0.52	0.67	16.32	1.18	0.01	0.64	1.17	18.89	0.01	0.52	0.96	35.04	0.01	0.45	0.85	25.96	1.44
Fe ₂ O ₃				5.89					3.13				2.79				5.99	
*FeO	10.54	7.03	2.75	8.09	4.02	10.57	6.67	2.86	12.04	9.35	6.18	3.01	12.25	9.10	5.70	2.68	10.41	3.89
MnO	0.14	0.15	0.08	0.11	0.01	0.12	0.14	0.10	0.45	0.13	0.15	0.09	0.41	0.14	0.16	0.10	0.21	0.06
MgO	47.65	32.61	16.59	20.27	17.85	49.78	33.44	16.28	17.85	50.93	34.98	17.42	16.86	50.42	34.01	17.07	17.95	18.46
NiO	0.38	0.11	0.05	0.26	0.13	—	—	—	—	—	—	—	—	0.36	0.08	0.07	0.32	0.11
CaO	0.06	0.60	23.37	0.00	11.96	0.09	0.71	22.97	0.00	0.05	0.67	22.52	0.00	0.08	0.64	22.54	0.03	11.59
Na ₂ O	0.01	0.02	0.38	0.00	2.24	0.01	0.01	0.55	0.01	0.03	0.03	0.35	0.02	0.00	0.00	0.33	0.00	2.53
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.65	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.40
total	99.37	99.93	99.90	99.38	99.71	100.74	99.96	100.68	100.44	101.01	101.04	100.64	102.01	101.09	99.93	99.96	99.86	96.74
Mg#	0.890	0.892	0.915	0.817	0.888	0.894	0.899	0.910	0.725	0.907	0.910	0.912	0.710	0.908	0.914	0.919	0.755	0.894
Cr#				0.185					0.209				0.407				0.311	

Kurose																	
No.	962					K-1				K-4				K-6			
Mineral	olv	opx	cpx	sp	amph	olv	opx	cpx	sp	olv	opx	cpx	sp	olv	opx	cpx	sp
SiO ₂	41.22	56.11	52.01	0.00	44.43	39.88	54.87	52.15	0.03	41.10	55.84	52.98	0.01	40.64	55.39	52.53	0.04
TiO ₂	0.00	0.14	0.53	0.50	1.53	0.00	0.07	0.19	0.13	0.00	0.03	0.11	0.14	0.01	0.05	0.13	0.12
Al ₂ O ₃	0.00	2.71	3.77	38.25	12.61	0.00	3.24	3.51	45.31	0.00	3.23	3.53	40.53	0.00	3.37	3.17	41.20
Cr ₂ O ₃	0.00	0.52	0.96	26.60	1.50	0.04	0.55	0.79	26.29	0.00	0.55	0.92	26.82	0.02	0.55	0.65	27.21
Fe ₂ O ₃				6.40					0.13				3.11				2.58
*FeO	9.21	5.99	2.54	10.42	4.03	9.62	6.13	2.71	11.40	8.85	5.49	2.42	10.13	9.53	6.24	2.68	11.44
MnO	0.14	0.16	0.09	0.21	0.07	0.09	0.12	0.12	0.45	0.14	0.15	0.10	0.20	0.18	0.13	0.10	0.21
MgO	50.47	34.22	16.54	18.14	18.43	50.29	34.14	17.15	18.43	50.35	34.03	17.44	18.57	49.11	33.51	17.33	17.63
NiO	0.38	0.08	0.06	0.32	0.12	—	—	—	—	0.35	0.09	0.06	0.30	0.36	0.07	0.03	0.30
CaO	0.07	0.65	23.62	0.02	11.49	0.07	0.87	23.11	0.01	0.09	0.92	22.15	0.02	0.08	0.84	23.15	0.01
Na ₂ O	0.00	0.00	0.23	0.00	2.47	0.00	0.04	0.38	0.02	0.00	0.00	0.42	0.00	0.00	0.02	0.27	0.00
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.34	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
total	101.49	100.58	100.34	100.86	97.02	99.99	100.03	100.11	102.17	100.88	100.35	100.11	99.85	99.94	100.16	100.06	100.74
Mg#	0.907	0.911	0.921	0.756	0.891	0.903	0.908	0.919	0.742	0.910	0.917	0.928	0.777	0.902	0.905	0.920	0.733
Cr#				0.318					0.280				0.307				0.307

*, total iron as FeO except spinel; Mg #, Mg/(Mg+total Fe) atomic ratio except spinel; Mg/(Mg+Fe) for spinel in which Fe²⁺ and Fe³⁺ were calculated assuming stoichiometry; Cr #, Cr/(Cr+Al) atomic ratio.

Mineral abbreviations as for Table 1.

~0.41; 黒瀬=0.28~0.31)。このことは、既存のスピネルのCr#の特徴とも一致する（一の目瀉=0.07~0.53; Abe *et al.*, 1998: 黒瀬=0.3 前後; Arai and Hirai, 1983)。

2. 全岩化学組成

(1) 主成分

それぞれの岩石試料を三つに分割し、鉱物のハンドピック、薄片作製および全岩粉末試料の作製を行った。比較的大きな試料を選んだとはいえ、分割した試料片どうしが均質で同じ組成を示すかどうかを検討しておく必要がある。そこで、薄片中の各鉱物の化学組成 (Table 2) の荷重平均が全岩分析値を満足するように、原点を通る重回帰計算を行い、構成鉱物の化学モード

(chemical mode; Wright and Doherty, 1970) を求めた (Table 3)。なお P₂O₅, Cr₂O₃, NiO および微量の角閃石はこの計算から除いた。Fig. 2 は、化学モードと薄片のポイントカウントによるモード (optical mode; Wright and Doherty, 1970) を比較したものである。両モードはおおむね一致しているので、薄片および全岩分析に用いた二つの分割試料は、両者とも岩石の平均的な組成を表しているといえる。ただし、スピネルについては差の大きいものもある。これはCrを計算に考慮していないことや、スピネルの含有量が少いことに由来する種々の誤差によると思われる。試料中にスピネルのような少数の鉱物や、カンラン石あるいは斜方輝石のような粗粒の結晶が偏在していれば、薄片

Table 3. Whole rock major and trace element compositions of peridotite xenoliths from Ichinomegata and Kurose

No.	Ichinomegata					Kurose		
	N-8	370-1	L-52	961	962	K-1	K-4	K-6
(wt.%)								
SiO ₂	44.80	44.01	41.75	43.90	43.78	44.80	43.35	43.27
TiO ₂	0.09	0.09	0.04	0.09	0.09	0.07	0.03	0.03
Al ₂ O ₃	2.92	2.27	0.81	1.28	1.32	1.81	1.28	1.77
*Fe ₂ O ₃	10.63	10.15	9.17	10.64	10.31	9.76	10.06	9.83
MnO	0.16	0.15	0.13	0.15	0.15	0.15	0.15	0.15
MgO	38.10	39.85	46.27	42.66	42.14	41.45	42.47	41.30
CaO	2.76	2.71	0.45	1.05	1.35	1.59	1.89	1.77
Na ₂ O	0.36	0.22	0.00	0.05	0.07	0.07	0.09	0.07
K ₂ O	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00
total	99.82	99.45	98.64	99.82	99.21	99.70	99.32	98.20
Chemical Mode (wt.%)**								
olv	54.4	57.0	78.8	64.7	63.5	56.4	68.0	64.7
opx	30.8	28.8	16.4	27.4	26.9	35.5	20.4	24.4
cpx	11.4	10.7	1.3	3.7	4.7	5.4	7.5	6.6
sp	2.4	1.4	0.7	2.3	2.2	1.4	1.7	2.2
(ppm)								
***Rb	—	—	—	—	0.03	0.04	0.02	0.01
Sr	6.85	3.23	1.65	3.56	4.03	1.31	4.54	1.44
***Sr	—	—	—	—	3.33	1.24	6.37	5.88
Zr	3.49	1.42	1.73	2.56	2.29	0.88	0.53	1.49
Y	2.11	2.39	0.50	0.66	0.85	0.94	0.71	0.73
Nb	0.31	0.07	0.18	0.37	0.25	0.03	0.06	0.84
Ba	5.56	2.57	0.89	0.92	0.61	0.23	0.10	1.33
La	0.29	0.11	0.13	0.07	0.08	0.05	0.22	0.10
Ce	0.61	0.24	0.33	0.18	0.62	0.15	0.40	0.19
Nd	0.39	0.23	0.22	0.16	0.20	0.18	0.19	0.10
Sm	0.14	0.13	0.06	—	—	0.08	0.05	0.03
Eu	0.06	0.06	0.02	—	—	0.02	0.01	0.01
Gd	0.21	0.15	0.07	—	—	0.10	0.06	0.05
Tb	0.05	—	0.01	—	—	0.02	0.01	0.01
Dy	0.37	0.33	0.09	—	—	0.15	0.10	0.11
Ho	0.08	—	0.02	—	—	0.04	0.02	0.03
Er	0.27	0.24	0.06	—	—	0.11	0.09	0.10
Tm	0.04	—	0.01	—	—	0.02	0.02	0.02
Yb	0.28	0.26	0.07	—	—	0.14	0.11	0.12
Lu	0.04	0.04	0.01	—	—	0.02	0.02	0.02
Hf	0.13	0.05	0.06	—	—	0.04	0.01	0.08
Ta	0.67	0.13	0.41	—	—	0.17	0.37	0.32
Pb	0.55	—	0.35	0.13	0.10	0.61	1.55	1.24

*, total iron as Fe₂O₃; **, calculated by a least-squares method using major element compositions of whole rocks and minerals; ***, obtained by isotope dilution analysis.

Mineral abbreviations as for Table 1.

のモードよりも、多量の試料から得られた全岩分析値に基づく化学モードのほうがより平均的な鉱物組成を代表すると考えられる。以下に全岩の主成分の特徴を述べる。

MgO 変化図において、Al₂O₃、TiO₂ および CaO は、ほかの地域のカンラン岩捕獲岩と同様に (例えば Maaløe and Aoki, 1977; Frey and Prinz, 1978;

Fig. 2. Optical mode-chemical mode diagram of peridotite xenoliths from Ichinomegata and Kurose using the data in Tables 1-3. The optical mode was recalculated to weight% using mineral densities.

McDonough, 1990) 負の相関を示す (Fig. 3)。モード組成と鉱物の固溶体組成の変化幅から予想されるように、本研究で用いた一の目潟のカンラン岩の MgO weight (wt.%) は変化が大きく (38~46 wt.%), 既存の分析値の範囲 (39~47 wt.%: Kuno and Aoki, 1970; Aoki and Shiba, 1973) にほぼ重なる。したがって今回の 5 試料は一の目潟のカンラン岩の多様な組成をそれぞれ代表する試料であるといえる。黒瀬のカンラン岩は、モード組成と鉱物の固溶体組成が比較的均質なことと調和的に狭い範囲にある (MgO=41~43 wt.%)。以上のことは Mg/Si 比-Ca/Si 比図 (Fig. 4) についても同様で、一の目潟のカンラン岩は terrestrial array (Hart and Zindler, 1986) のほとんどを覆うほど組成範囲が広い。いっぽう黒瀬のカンラン岩は枯渇度 15% 以上の狭い範囲にプロットされる。

(2) 微量元素

両地域のカンラン岩の微量元素濃度 (Table 3) を始源的マントルの値 (Hofmann, 1988) で規格化して Fig. 5 に示す。同様に Leedey コンドライト (Masuda *et al.*, 1973) で規格化した希土類元素 (REE) パターンを Fig. 6 に示す。主成分から予想される枯渇度 (Fig. 4) と調和的に、両地域の試料とも微量元素および REE のレベルは始源的マントルやコンドライトより低い。

一の目潟のカンラン岩のうち、始源的マントルあるいはコンドライトのレベルに最も近いのは試料番号 N-8 である (Figs. 5, 6)。このことは N-8 の単斜輝石のモード量が最も多いこと、また MgO や Mg/Si 比が最も低いことと調和的である (Table 1, Figs. 3, 4)。そ

Fig. 3. $\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3$, TiO_2 and CaO variation diagrams of peridotite xenoliths from Ichinomegata and Kurose. The data shown by small open circles are from Kuno and Aoki (1970) and Aoki and Shiba (1973). The proposed primitive mantle compositions (shaded) from Jagoutz *et al.* (1979), Wänke (1981), Hart and Zindler (1986) and McDonough (1990).

他の試料は不規則なパターンを示し、U字型のREEパターンを示すものもある (Fig. 6)。ただし、YとMgOの間に比較的良好な相関がある ($r=0.863$, $n=5$)。また中～重希土類元素 (M～HREE) とMgOの間の相関もよい。このことは、Tanaka and Aoki (1981)の結果とも調和的である。彼らは、Dy-valueがREEの変化を最もよく表し、全岩のMg#との間に負の相関があることから、この値を分化尺度として用いた。

黒瀬のカンラン岩のHREEの変化は小さく、M～HREEはすべて左下がりを示す (Fig. 6)。ただし試料番号K-4とK-6は軽希土類元素 (LREE) に富むので、V字型のパターンを示す。このようにLREEは変化が大きく、LaとCeはK-1, K-6, K-4の順で増加し、La/Yb比もこの順に高くなる。その他のインコン

Fig. 4. $\text{Mg}/\text{Si}-\text{Ca}/\text{Si}$ diagram of peridotite xenoliths from Ichinomegata and Kurose. The plotted data are recalculated for Ca/Al ratio to be 1.09 by subtraction of clinopyroxene (Zindler and Hart, 1986). Symbols as in Fig. 3. The terrestrial and meteorite arrays from Hart and Zindler (1986). A heavy solid line with tick marks is a trajectory of residual compositions resulting from melt removal (%) (Hart and Zindler, 1986).

パチブル元素のパターンは不規則である (Fig. 5)。Fig. 6にみられるLREEのばらつきは、Abe *et al.* (1998)による単斜輝石のREEパターンにも認められる。全岩と単斜輝石のREEパターンが類似していることは、無水スピネルカンラン岩中のREEが単斜輝石に濃集すること (McDonough *et al.*, 1992) によると考えられる。

以上の全岩化学組成の特徴をまとめると、主成分に関して、一の目瀉のカンラン岩は変化幅が広く、黒瀬のカンラン岩は枯渇的で変化幅が比較的狭い。このことはM～HREEについても同様である。これに対し、LREEおよびその他のインコンパチブル元素は、両地域のカンラン岩とも不規則なパターンを示す。

3. SrおよびNd同位体組成

(1) Rb・Sr濃度およびSr・Nd同位体比

構成鉱物および全岩の測定結果をTable 4に示す。同じ鉱物種でも別々にハンドピックした場合は、cpx-1とcpx-2のように番号を付したが、どちらもほぼ同じ濃度と同位体比を示すことが多い。測定値がやや異なる場合には、 $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比の高いものほど $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比が高い傾向にあるので、アイソクロンに沿ってプロットされる。ただし、カンラン石の場合はRbとSr

Fig. 5. Primitive mantle-normalized trace elements abundance patterns of peridotite xenoliths from Ichinomegata and Kurose.

Fig. 6. Chondrite-normalized REE patterns of peridotite xenoliths from Ichinomegata and Kurose. Symbols as in Fig. 5.

が極微量のため、試料番号 962 の olv-1 と olv-2 のように、両元素のわずかな濃度の違いにより $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比が大きく変化する。

構成鉱物はそれぞれ特徴的な Sr 濃度を示す (Fig. 7)。Fig. 7 には比較のために、大陸地域に産するカンラン岩捕獲岩の構成鉱物の Rb および Sr 濃度の範囲を加えた。一般に、単斜輝石、斜方輝石、カンラン石の順に Sr 濃度が減少し Rb/Sr 比は高くなる。一の目潟と黒瀬のカンラン岩の場合も同様の傾向を示すが、大陸地域に比べ Sr 濃度が低い。このことは Abe *et al.* (1998) による単斜輝石の SIMS 分析の結果とも調和的である。また一の目潟と黒瀬を比較すると、後者は Rb 濃度が低い傾向にある。

一の目潟のカンラン岩の Sr 同位体比は、単斜輝石→斜方輝石→カンラン石の順に高くなる (0.7033~34 → 0.7036~40 → 0.7040~66, Table 4)。黒瀬のカンラン岩のカンラン石は Sr 濃度がきわめて低いため同位

体比を決定できなかったが (例えば K-6 のカンラン石は 20 ppb 以下)、輝石については一の目潟のカンラン岩の場合と同様に、単斜輝石→斜方輝石の順に Sr 同位体比が高くなる (0.7034~43 → 0.7038~55, Table 4)。以上のような鉱物間の同位体的非平衡はアイソクロンを形成していることによる。このうち単斜輝石は、Sr に対して Rb がきわめて少ないので、各アイソクロンの Sr 同位体比初生値に近い値を示す (Figs. 8, 9)。そこで単斜輝石の Sr 同位体比に注目すると、一の目潟のカンラン岩はほぼ一定であるが、黒瀬のカンラン岩は変化が大きい。このことは、両地域のカンラン岩の本質的な違いを示すものとして注目される。なお岩石記載の項で一括して述べたように、黒瀬のカンラン岩試料の間に特に組織の違いは認められない。Nd 同位体比については、一の目潟のカンラン岩試料 961 と 962 の単斜輝石のみを測定したが、Sr の場合と同様にほぼ類似した値を示す (0.512771~0.512834, Table

Table 4. Whole rock and mineral isotopic compositions of peridotite xenoliths from Ichinomegata and Kurose

No.	Mineral	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd} / ^{144}\text{Nd}$	No.	Mineral	Rb(ppm)	Sr(ppm)	$^{87}\text{Rb} / ^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$
Ichinomegata							Kurose					
N-8	opx	0.013	0.186	0.195	0.703982±78		K-1	opx	0.016	0.204	0.225	0.704730±50
	cpx-1	0.012	5.35	0.006	0.703360±10			cpx	0.015	25.0	0.002	0.704319±11
	cpx-2	0.011	6.65	0.005	0.703341±9			wr	0.036	1.24	0.083	0.704462±12
370-1	olv	0.017	0.180	0.272	0.704022±67		K-4	opx	0.005	0.252	0.060	0.703764±21
	opx	0.024	0.405	0.169	0.703580±28			cpx-1	0.006	30.0	0.001	0.703350±7
	cpx	0.056	8.57	0.019	0.703253±10			cpx-2	0.010	35.4	0.001	0.703356±11
961	olv	0.009	0.056	0.476	0.705528±51			wr	0.021	6.37	0.009	0.703418±10
	opx-1	0.016	0.449	0.101	0.703947±25		K-6	opx-1	0.007	0.060	0.337	0.705468±79
	opx-2	0.012	0.460	0.073	0.703765±27			opx-2	0.006	0.062	0.303	0.705230±98
	cpx	0.092	33.3	0.008	0.703417±12	0.512771±66		cpx-1	0.007	15.8	0.001	0.703935±7
962	olv-1	0.012	0.044	0.792	0.706386±19			cpx-2	0.005	15.7	0.001	0.703958±11
	olv-2	0.016	0.047	0.975	0.706593±90			wr	0.010	5.88	0.005	0.703920±12
	opx-1	0.019	0.490	0.110	0.703714±17		alkali basalt					0.703791±6
	opx-2	0.018	0.424	0.122	0.703709±24							
	cpx-1	0.201	31.7	0.018	0.703350±14	0.512782±73						
	cpx-2	0.142	32.2	0.013	0.703310±11	0.512834±12						
	wr	0.028	3.33	0.024	0.703373±14							

Mineral abbreviations as for Table 1 except wr, whole rock. Quoted errors for isotopic ratio are 2σ (errors at 95% confidence limits). Standard results as follows: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; NBS 987=0.710240±7, JB-1a=0.704100±7, JP-1=0.706637±18, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$; La Jolla=0.511829±14. Rb ppm by isotope dilution analysis; JB-1a=41.3±0.06 (1σ , n=5), JP-1=0.320±0.006 (n=3) (0.335±0.008, n=3 by ICP-MS), Sr ppm by isotope dilution analysis; JB-1a=447.7±0.63 (n=4), JP-1=0.602±0.003 (n=3) (0.580±0.004, n=3 by ICP-MS).

Fig. 7. Rb and Sr concentrations of constituent minerals in peridotite xenoliths from Ichinomegata, Kurose and other localities. Data for the continental peridotite xenoliths from Stueber and Ikramuddin (1974), Burwell (1975), Richardson *et al.* (1985), Stosch *et al.* (1986), Galer and O' Nions (1989), Ionov and Jagoutz (1989), Song and Frey (1989), Ionov *et al.* (1992), Tatsumoto *et al.* (1992), Günther and Jagoutz (1994). All analytical data are by isotope dilution analysis.

4)。

(2) Rb-Sr 鉱物アイソクロン年代

上の結果からアイソクロン年代を得た (Table 5)。一の目潟の試料番号 962 と黒瀬の全試料については全岩の測定値も加えた。年代および同位体比初生値の計算方法は, York (1966) の計算式を用いた川野 (1994) のプログラムに基づいた。 ^{87}Rb の壊変定数は $1.42 \times 10^{-11}/\text{y}$ (Steiger and Jäger, 1977) を用いた。年代の誤差は 2σ で示した。その際, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ および $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の誤差はそれぞれ 1% および 0.015% (1σ) とした。

一の目潟のカンラン岩は 200~300 Ma の年代を示した (Table 5, Fig. 8)。4 個の試料のうち試料番号 961 を除くと, 残りの 3 試料は 200~250 Ma の比較的狭い範囲にある。4 試料のすべての測定値から一つのアイソクロンを求めると 256.9±26.0 Ma (MSWD=4.0), また Sr 同位体比初生値は 0.703311±0.000123 となった。

黒瀬のカンラン岩のアイソクロンはカンラン石を欠くが, 全岩の測定値はアイソクロン上の単斜輝石と斜方輝石の間に位置する。3 試料のアイソクロンはそれぞれ 130, 313 および 487 Ma を示し (Table 5, Fig. 9), 一の目潟の場合と対照的に試料ごとに年代と初生値が

Fig. 8. Rb-Sr isochron diagrams for Ichinomegata peridotite xenoliths. Vertical lines show error at 2σ level. Abbreviations as for Table 4 except Sri, initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio.

大きく異なる。

VI. 議 論

1. 鉱物アイソクロン年代について

カンラン岩捕獲岩の構成鉱物中の Rb, Sr, Sm および Nd は極めて少量である。そのため同位体分析に際しては汚染の問題がある。またマントルの温度・圧力条件に関連して閉鎖温度の問題もある。ブランクの影響についてはすでに述べたので、ここでは天然における汚染について考える。本研究では、ほぼ断口からなる鉱物粒子だけを双眼実体顕微鏡によってハンドピックした。さらにこれを酸で十分に洗浄したので、風化

など地表条件における汚染の可能性はほとんどない。また以下のように母岩からの汚染も考えられない。一、目潟のカンラン岩の単斜輝石の Sr 同位体比 (0.70325~42) は比較的一定で、母岩の値 (0.70351~65; Sakuyama and Koyaguchi, 1984) と類似する。このことが母岩マグマとの十分な Sr の拡散の結果だとすると、単斜輝石よりも Sr の少ない斜方輝石とカンラン石の同位体的な平衡はきわめて容易に達成されているはずである。しかし、これらの鉱物の Sr 同位体比は母岩よりも十分に高い。黒瀬のカンラン岩試料 K-6 についても同様である。さらに一、目潟、黒瀬の両カンラン岩とも、Sr の濃度と同位体比の関係からは構成鉱

Fig. 9. Rb-Sr isochron diagram for Kurose peridotite xenoliths. Abbreviations as in Fig. 8.

Table 5. Calculated isochron ages and initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of peridotite xenoliths from Ichinomegata and Kurose

No.	Rb-Sr mineral isochron age	Sr initial ratio	MSWD*
Ichinomegata			
N-8	233.8 ± 8.4 Ma	0.703334 ± 13	0.01
370-1	208.9 ± 80.1 Ma	0.703162 ± 211	0.99
961	310.8 ± 23.3 Ma	0.703437 ± 80	0.33
962	252.9 ± 19.8 Ma	0.703292 ± 131	1.74
Kurose			
K-1	129.9 ± 4.8 Ma	0.704313 ± 10	0.00
K-4	487.2 ± 9.1 Ma	0.703349 ± 4	0.00
K-6	312.8 ± 16.7 Ma	0.703926 ± 48	0.16

*, mean squared weighted deviates.

物と母岩の間に混合線が描かれない。

Sneeringer *et al.* (1984) は単斜輝石 (粒子半径 0.2 cm) の Sr の拡散について検討し、冷却速度と閉鎖温度の関係を明らかにした。それによると、Stillwater 岩体のようにマグマが急速に冷却する場合は $10^4 \sim 10^5^\circ\text{C}/\text{Ma}$ 程度の冷却速度が推定され、対応する閉鎖温度は $1050 \sim 1150^\circ\text{C}$ になる。いっぽう地温勾配 ($\sim 200 \text{ km}$) が $1^\circ\text{C}/\text{km}$ の地域を $1 \text{ cm}/\text{y}$ の速度で上昇するマンテルダイアピルのように冷却速度が $10^\circ\text{C}/\text{Ma}$ であれば閉鎖温度は 856°C である。一の目潟と黒瀬のリソスフェアメントが受けたマンテルイベントの後の冷却速度は不明なので、本研究の単斜輝石についての Sr の閉鎖温度も特定できない。しかし彼らは、大陸下のリソスフェアメントのような低温の条件下 (1000°C 以下) では鉱物は Sr 同位体非平衡にあり、かつての同位体的平衡化イベントを記録していると考えた。また

Hofmann and Hart (1978) と Zindler and Hart (1986) は、マンテル中に流体が存在しない限り、Rb-Sr 系における鉱物間の同位体的非平衡は 10 億年以上に渡って維持されると述べた。以上のことから、一の目潟と黒瀬のカンラン岩のアイソクロン年代は、捕獲岩がリソスフェアメントに存在していた時に部分熔融液や交代流体と最後に共存した時期を示すと考えられる。

2. 捕獲岩の由来深度の比較

一の目潟のカンラン岩の平衡温度は、Wells (1977) の輝石温度計によれば $870 \sim 970^\circ\text{C}$ となる (Table 1)。既存の輝石の分析値 (Takahashi, 1980; 阿部ら, 1992) から計算した温度 ($730 \sim 960^\circ\text{C}$) を加えた一の目潟のカンラン岩の平衡温度の範囲は約 240°C になる。いっぽう黒瀬のカンラン岩の平衡温度は $900 \sim 1000^\circ\text{C}$ の狭い範囲を示す。このことは Arai and Hirai (1983) の結果とも一致する。

一の目潟と黒瀬のカンラン岩にみられる平衡温度の範囲の違いは、由来深度の範囲に対応する可能性がある。両地域下の温度・圧力条件が厳密に同じであることはないとしても、仮に捕獲岩の由来場所の地下増温率がそれほど変わらないとすると、一の目潟のカンラン岩のほうが様々な深度に由来したと考えられる。

3. 一の目潟のリソスフェアメントの多様性が生じた時期とその要因

一の目潟のカンラン岩が岩石学的・地球化学的に多様であることは、平衡温度の変化幅から示唆されるように、カンラン岩の由来深度の範囲が広いことと関係

している可能性がある。すなわち、マグマによって様々な深度からまんべんなく捕獲されてきたため、リソスフェアマントル物質の岩石学的・地球化学的な不均質性が強調されていると思われる。

鉱物組成と全岩の主成分および M~HREE 濃度の多様性は部分溶融の程度に起因し、それ以外のインコンパチブル元素濃度の多様性は交代作用に起因すると考えた場合、両者が同時に複合的に起こったのか、それとも部分溶融による局所的な組成改変の後に、交代作用に伴う微量元素のオーバープリントが起こったのかは不明である。Sr をはじめとする単斜輝石の微量元素の特徴にクリプティックな交代作用が認められる (Abe *et al.*, 1998) とすれば、本研究の鉱物アイソクロン年代は、このような交代作用の時期を記録している可能性がある。ただし、ドイツのアイフェル (Stosch and Seck, 1980) やモンゴル (Ionov *et al.*, 1994) に産する捕獲岩の研究では、部分溶融と交代作用が複合的に起こったと考えられている。もし同様のプロセスが一の目潟のリソスフェアマントルでも起こったとすれば、アイソクロン年代は部分溶融の時期を示していることになる。

上に述べた多様性にもかかわらず、単斜輝石あるいは全岩の Sr 同位体比測定値 (現在値) が極めて一定であることは注目される (Fig. 10)。このことは一の目潟のリソスフェアマントルが様々な深度において、同位体的に均質である可能性を示唆している。ただし、Fig. 10 には一の目潟のカンラン岩の既存の分析値のうち小数点以下 6 桁まで報告されているものを用いたもので、Zashu *et al.* (1980) と Porcelli *et al.* (1992) の分析値は採用していない。また、図に用いた同位体比の大部分は単斜輝石の測定値であるが、一の目潟と隠岐島後の試料のうち全岩の測定値しか得られていない場合は、それも加えた。全岩に含まれる Sr のほとんどは単斜輝石に分配されているので、全岩と単斜輝石の Sr 同位体比は類似し、両者の差はヒストグラムの階級幅よりも小さい (Table 4)。

試料の Sr 同位体比初生値が比較的一定であることは、およそ 250 Ma 前に起こった同位体的なリセット以前の特徴を反映している可能性もあるが、もし以前の Sr 同位体比が試料ごとに異なっていたとすれば、流体を介して Sr 同位体比の平衡化が十分に行われたことを示唆する。ただし、カンラン岩の岩石学的・地球化学的な多様性からみて、このときあるいはそれ以前に起きたリソスフェアマントルの部分溶融の程度は場所によって異なっていただろう。

Fig. 10. Frequency diagrams for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (present-day) of clinopyroxenes of peridotite xenoliths including seven whole rock data.

Data sources: Ichinomegata (Nohda and Wasserburg, 1986; Menzies and Hawkesworth, 1987), Oki-Dogo (Kagami *et al.*, 1986), Vitim (Ionov and Jagoutz, 1989), Bartoy (Ionov *et al.*, 1992), Wangqing (Xu *et al.*, 1998), San Carlos (Galer and O'Nions, 1989). Shaded squares (clinopyroxenes) are from this study (Table 4), Abe (1998) and our unpublished data. Data of N-8 and 962 (Ichinomegata) are represented by their mean value (cpx-1 and cpx-2 in Table 4).

カンラン岩捕獲岩に記録されているアイソクロン年代は、由来場所の直上で起こった地殻形成の作用に関連するといわれている (例えば Stosch *et al.*, 1986; Kovalenko *et al.*, 1991)。しかし、一の目潟のカンラン岩が示すアイソクロン年代に対応する地質学的事件を見出すことは難しい。一の目潟ではアイソクロン年代に対応する岩石が地表に露出していないので、下部地殻起源の捕獲岩の年代についても検討する必要がある。このほかアイソクロン年代よりは古い、東北日本の南部北上帯における石炭紀の島弧火成作用 (永広、

1995) にも注目する必要があるかもしれない。アセノスフェアはある一定の冷却時間を経てリソスフェア化し(河野, 1990), 同位体的な閉鎖温度に達すると思われるからである。

以上に加え, 一の目潟のカンラン岩中の角閃石の同位体組成についても検討する必要がある。前述のように Abe *et al.* (1998) は, 単斜輝石の微量成分の特徴は交代作用によると指摘したが, 交代作用の程度と共存する角閃石のモード量との間に相関があるようにはみえない。したがって, 一の目潟のカンラン岩中に角閃石を形成したモーダル交代作用 (Harte, 1987) は, 単斜輝石に認められる交代作用とは別に起こった可能性がある。というのは, 以下の例があるからである。バイカルリフト帯のヴィティムに産するカンラン岩捕獲岩は, 約 600 Ma の Rb-Sr 鉱物(カンラン石, 輝石)アイソクロン年代を示す。しかし同じ試料中の金雲母脈はこのアイソクロンから外れ, 13~32 Ma に形成されたと考えられている(阿部・山元, 1998)。

4. 黒瀬のリソスフェアマントルの多様性が生じた時期とその要因

黒瀬のカンラン岩の岩石学的・地球化学的な組成変化は一の目潟よりも小さいが, M~HREE を除く微量成分は変化が大きく, それらのパターンも不規則である(Figs. 5, 6)。また試料番号 K-4 と K-6 は V 字型の REE パターンを示す。このことから, 黒瀬のリソスフェアマントルにおいても交代作用のあったことが示唆される。このことは, 黒瀬のカンラン岩がポーフィロクラスティック組織を示すことと調和的である。一般に変形組織(ポーフィロクラスティック, 等粒状)を有するカンラン岩は, プロトグラニューラー組織のものに比べてインコンパチブル元素に富む傾向にある(例えば Downes, 1990; Downes *et al.*, 1992; Xu *et al.*, 1998)。また岩石記載で述べたように, スピネルと斜方輝石の粒界に形成された主に微細なカンラン石からなる鉱物集合体の存在も注目される。

黒瀬のカンラン岩のアイソクロン年代や単斜輝石の Sr 同位体比は, 一の目潟のものに比べて変化が大きい(Figs. 9, 10)。また年代と Sr 同位体比初生値の関係は特定のマントル進化線を描かない。したがって, 黒瀬のカンラン岩にみられる著しい年代の違いを, 均質なマントル物質の閉鎖系における単純な部分溶融で説明することはできない。約 5 億年, 3 億年および 1 億年前という離れた時期に起こった同位体的なりセットは, それぞれ同位体的に起源の異なる交代作用あるいはそれに伴う部分溶融によると考えられる。

黒瀬のカンラン岩の平衡温度は, 一の目潟の場合よりも変化が小さいので, 由来深度もそれほど変わらない可能性がある。それにもかかわらず, カンラン岩の Sr 同位体比初生値は著しく異なる。したがって, 同位体的なりセットを引き起こした作用は一の目潟の場合よりも局所的であった可能性がある。

交代作用の起こった時期について, Abe *et al.* (1998) は日本列島下の広域にわたる定常的なマントル交代作用を主張している。しかし連続的な交代作用は考えにくく, 一の目潟ではおよそ 250 Ma 前, 黒瀬ではおよそ 130~490 Ma 前の間にマントルイベントが断続的に起こったと考えられる。

黒瀬の試料はわずか 3 個ではあるが, 以下のような傾向がある。K-4, K-6, K-1 の順に, 平衡温度および La/Yb 比が低く, 単斜輝石の Sr 同位体比が高く, さらにアイソクロン年代が若くなる。最近, 加々美ら(1999) は黒瀬の下部地殻捕獲岩について, 西南日本の花こう岩の年代とほぼ一致する Sm-Nd 鉱物アイソクロン年代(73~84 Ma と 37 Ma)を得た。本研究のカンラン岩の年代はこれらと一致しないが, 平衡温度が低いほど年代が若いという傾向を浅部へ外挿できるとすれば, 下部地殻物質のほか, 花こう岩マグマの形成に関与するもう一つの成分として, 80 Ma 前後を示す最上部マントル物質がみつかる可能性もある。このほか, 北部九州の花こう岩の活動はおよそ 120 Ma 前に始まったと考えられており(大和田ら, 1997), K-1 がこれと似た年代を示すことも注目される。

5. 一の目潟と黒瀬のリソスフェアマントルの同位体的特徴

一の目潟のカンラン岩試料 961 と 962 の単斜輝石は, Nd-Sr 同位体図で MORB 領域(Zindler and Hart, 1986)よりも $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比が低く, Low Nd (LoNd) array (Hart *et al.*, 1986) に近い位置にプロットされる(Fig. 11)。

日本海を含む東アジア地域のマントルの同位体的特徴に関して, 様々なマントル成分が提案されている。そのうちリソスフェアマントルについては, Enriched Mantle (EM; Zindler and Hart, 1986) 成分の特徴を示すことが指摘されている(Tatsumoto and Nakamura, 1991; Tatsumoto *et al.*, 1992; Pouclet *et al.*, 1995)。これに対して, 一の目潟のカンラン岩はやや High μ (HIMU; Zindler and Hart, 1986) 的である(Fig. 11)。一の目潟以外にも, 中国東北部の Hanguoba のカンラン岩捕獲岩の同位体的特徴から LoNd 様成分が指摘されている(Song and Frey, 1989)。ま

Fig. 11. Present-day Nd and Sr isotope variation diagram of clinopyroxenes including whole rock data of peridotite xenoliths from Ichinomegata, Oki-Dogo and Hannuoba, east China. Data sources: clinopyroxenes of Ichinomegata, this study; whole rocks of Oki-Dogo, Kagami *et al.* (1986); clinopyroxenes of Hannuoba, Song and Frey (1989). MORB field after Zindler and Hart (1986). Present-day bulk earth (BE) after Faure (1986). LoNd array as solid line after Hart *et al.* (1986).

た、中国東部の新生代玄武岩の同位体的特徴に HIMU 成分が関与しているらしい (Zartman *et al.*, 1991)。HIMU 成分についてはアセノスフェア起源とする考えがある (Okamura *et al.*, 1998)。しかし、リソスフェアマントルにおいても、EM 成分に相補的なものとして (Dickin, 1995)、一の目潟や Hannuoba のカンラン岩捕獲岩から示唆されるように、HIMU 的なマントル成分が存在する可能性がある。

黒瀬のカンラン岩中の単斜輝石の Sr 同位体比はすべて Uniform Reservoir (DePaolo and Wasserburg, 1979) より低い、西南日本のほかの産地のカンラン岩捕獲岩の単斜輝石は様々な Sr 同位体比を示す (0.7036~57, Fig. 12)。西南日本のリソスフェアマントルについては、マントルメガリスに押し上げられた始源的マントルの存在 (Kagami *et al.*, 1986)、あるいは Depleted MORB マントル (Zindler and Hart, 1986) の存在 (角縁ら, 1995) が提案されている。しかし Fig. 12 に示すように、西南日本のリソスフェアマントルは同位体的に幅が広く、複数のマントル成分からなる可能性がある。

Fig. 12. Frequency diagram for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (present-day) of clinopyroxenes and four whole rocks of peridotite xenoliths from southwest Japan (On-yama, Aratoyama, Noyama-dake, Kawasimo, Oki-Dogo, Kurose, Fukue-jima). Data sources: this study (Table 4), Kagami *et al.* (1986), Abe (1998) and our unpublished data.

謝 辞 秋田大学の丸山孝彦氏には日常的に御指導と激励をいただいている。北海道大学の新井田清信氏には同大学の X 線マイクロアナライザーおよび質量分析装置による測定に御援助いただいた。秋田県資源技術開発機構 (財) の岸勉氏には同機構の X 線マイクロアナライザーによる測定にお世話いただいた。秋田大学の北逸郎, 水田敏夫, 浅川敬公および安井光大氏には ICP 質量分析装置と蛍光 X 線装置による分析に御指導・御援助をいただいた。岡山大学の岡野修氏には同位体分析について御助言をいただいた。広島大学の早坂康隆氏には文献を紹介していただいた。秋田大学の B. ジャヤデワン氏には英文要旨を書くにあたり御指導をいただいた。また、匿名の査読者および金沢大学の荒井章司, 石渡明の両氏からは有益な御助言をいただいた。以上の方々にお礼申し上げる。

引用文献

- 阿部洋美 (1998), 西南日本のマントルゼノリスとその玄武岩質母岩の Sr-Nd 同位体的特徴. pp. 113, 秋田大卒業論文.
- 阿部なつ江, 荒井章司, 佐伯泰広 (1992), 目潟火山のかんらん岩捕獲岩に見られる島弧マントルの加水作用. 岩鉱, 87, 305-317.
- Abe, N., Arai, S. and Yurimoto, H. (1998), Geochemical characteristics of the uppermost mantle beneath the Japan island arcs: implications for upper mantle evolution. *Phys. Earth Planet. Int.*, 107, 233-248.
- 阿部志保, 山元正継 (1998), バイカル湖東方ヴィティム玄武岩に含まれるザクロ石レルゾライトの Rb-Sr 鉱物アイソクロン年代. 日本地質学会第 105 年学術大会講演要旨, 194.
- Aoki, K. and Shiba, I. (1973), Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos*, 6, 41-51.
- Arai, S. and Hirai, H. (1983), Petrographical notes

- on deep-seated and related rocks (1) Mantle peridotites from Kurose and Noyamadake alkali basalts, southwestern Japan. *Ann. Rep., Inst. Geosci., Univ. Tsukuba*, **9**, 65-67.
- Burwell, A.D.M. (1975), Rb-Sr isotope geochemistry of lherzolites and their constituent minerals from Victoria, Australia. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **28**, 69-78.
- DePaolo, D.J. and Wasserburg, G.J. (1979), Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 615-627.
- Dickin, A.P. (1995), Radiogenic isotope geology, pp. 452, Cambridge University Press.
- Downes, H. (1990), Shear zones in the upper mantle-relation between geochemical enrichment and deformation in mantle peridotites. *Geology*, **18**, 374-377.
- Downes, H., Embey-Isztin, A. and Thirlwall, M.F. (1992), Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from the western Pannonian Basin (Hungary): evidence for an association between enrichment and texture in the upper mantle. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **109**, 340-354.
- 永広昌之 (1995), 東北日本の古い山地, 日本列島のおいたち. pp. 177, 東海大学出版会, 53-63.
- Faure, G. (1986), Principles of isotope geology, 2nd edition, pp. 589, John Wiley & Sons.
- Frey, F.A. and Prinz, M. (1978), Ultramafic inclusions from San Carlos, Arizona: petrologic and geochemical data bearing on their petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**, 129-176.
- Galer, S.J.G. and O'Nions, R.K. (1989), Chemical and isotopic studies of ultramafic inclusions from the San Carlos volcanic field, Arizona: a bearing on their petrogenesis. *J. Petrol.*, **30**, 1033-1064.
- Günther, M. and Jagoutz, E. (1994), Isotopic disequilibria (Sm/Nd, Rb/Sr) between minerals of coarse grained, low temperature garnet peridotites from Kimberly Floors, southern Africa. *Proc. 5th International Kimberlite Conf.*, 1. pp. 495, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), Rio de Janeiro, Brazil, 354-365.
- Hart, S.R. and Zindler, A. (1986), In search of a bulk-earth composition. *Chem. Geol.*, **57**, 247-267.
- Hart, S.R., Gerlach, D.C. and White, W.M. (1986), A possible new Sr-Nd-Pb mantle array and consequences for mantle mixing. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 1551-1557.
- Harte, B. (1987), Metasomatic events recorded in mantle xenoliths: an overview. In *Mantle Xenoliths* (Nixon, P.H. Ed), pp. 844, John Wiley & Sons, 625-640.
- Hofmann, A.W. (1988), Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **90**, 297-314.
- Hofmann, A.W. and Hart, S.R. (1978), An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **38**, 44-62.
- Ionov, D.A. and Jagoutz, E. (1989), Isotope behavior of strontium and neodymium in minerals of garnet- and spinel- containing peridotite xenoliths of the Vitim Plateau: first data from the USSR on the mantle inclusions. *Transactions (Doklady) USSR Acad. Sci.: Earth Sci. Sect.*, **301**, 232-236.
- Ionov, D.A., Hofmann, A.W. and Shimizu, N. (1994), Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia. *J. Petrol.*, **35**, 753-785.
- Ionov, D.A., Kramm, U. and Stosch, H.-G. (1992), Evolution of the upper mantle beneath the southern Baikal rift zone: an Sr-Nd isotope study of xenoliths from the Bartoy volcanoes. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **111**, 235-247.
- Ionov, D.A., O'Reilly, S.Y. and Ashchepkov, I.V. (1995), Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalt from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **122**, 174-190.
- Ishibashi, K. (1970), Petrochemical study of basic and ultrabasic inclusions in basaltic rocks from northern Kyushu, Japan. *Mem. Fac. Sci., Kyushu Univ., D. Geology*, **XX**, 85-146.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blue, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V. and Wänke, H. (1979), The abundances of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *10th Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.*, 2031-2050.
- Kagami, H., Iwata, M. and Sano, S. (1987), Sr and Nd isotopic composition and Rb, Sr, Sm and Nd concentrations of standard samples. *Tech. Rep. ISEI, Okayama Univ., Ser. A.*, **4**, 1-16.
- Kagami, H., Iwata, M. and Takahashi, E. (1986), Isotopic evidence for primitive mantle beneath the sea of Japan, a young back arc basin. *Tech. Rep. ISEI, Okayama Univ., Ser. B.*, **7**, 7-

- 13.
- 加々美寛雄, 岡野 修, 須藤 宏, 本間弘次 (1982), MAT260 による Sr 同位体比測定及び Rb・Sr 定量分析. 岡山大温研報, **52**, 51-70.
- 加々美寛雄, 大和田正明, 大石裕之, 岩田昌寿 (1999), 北九州, 新生代火山岩に捕獲された苦鉄質グラニュライトの Sr・Nd 同位体比. 地質学論集 (印刷中).
- 角縁 進, 永尾隆志, 加々美寛雄, 藤林紀枝 (1995), 西南日本, 後期新生代玄武岩類の起源マントルの特徴. 地質学論集, **44**, 321-335.
- Katsui, Y., Yamamoto, M., Nemoto, S. and Niida, K. (1979), Genesis of calc-alkalic andesites from Oshima-Oshima and Ichinomegata volcanoes, north Japan. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ.*, **IV-19**, 157-168.
- 川野良信 (1994), パーソナルコンピュータを用いた Rb-Sr, Sm-Nd アイソクロン計算プログラム. 情報地質, **5**, 13-19.
- 河野芳輝 (1990), プレート生長説と日本海の成因. 号外地球, **3**, 80-86.
- Kovalenko, V.I., Ionov, D.A., Yarmolyuk, V.V., Jagoutz, E., Lugmair, G.W. and Stosch, H.-G. (1991), Isotope data on the evolution of the mantle and its correlation with the evolution of the crust in some parts of central Asia. *Geochem. Internatl.*, **28**, 82-92.
- Kuno, H. and Aoki, K. (1970), Chemistry of ultramafic nodules and their bearing on the origin of basaltic magmas. *Phys. Earth. Planet. Interiors*, **3**, 273-301.
- Maaløe, S. and Aoki, K. (1977), The major element composition of the upper mantle estimated from the composition of lherzolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **63**, 161-173.
- Masuda, A., Nakamura, N. and Tanaka, T. (1973), Fine structures of mutually normalized rare-earth patterns of chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **37**, 239-248.
- McDonough, W.F. (1990), Constrains on the composition of the continental lithospheric mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **101**, 1-18.
- McDonough, W.F., Stosch, H.-G. and Ware, N.G. (1992), Distribution of titanium and the rare earth elements between peridotitic minerals. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 321-328.
- Menzies, M.A. and Hawkesworth, C.J. (1987), Upper mantle processes and composition. In *Mantle Xenoliths* (Nixon, P.H. Ed), pp. 844. John Wiley & Sons, 725-738.
- Mercier, J.-C. and Nicolas, A. (1975), Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts. *J. Petrol.*, **16**, 454-487.
- Nohda, S. and Wasserburg G.J. (1986), Trends of Sr and Nd isotopes through time near the Japan Sea in northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **78**, 157-167.
- Okamura, S., Arculus, R.J., Martynov, Y.A., Kagami, H., Yoshida, T. and Kawano, Y. (1998), Multiple magma source involved in marginal-sea formation: Pb, Sr, and Nd isotopic evidence from the Japan Sea region. *Geology*, **26**, 619-622.
- 大和田正明, 亀井淳志, 山本耕次, 小山内康人, 加々美寛雄 (1997), 中北部九州, 白亜紀花崗岩類の火成活動場とその起源. 九州のテクトニクスワーキンググループ研究連絡誌, **1**, 19-25.
- Porcelli, D.R., O'Nions, R.K., Galer, S.J.G., Cohen, A.S. and Matthey, D.P. (1992), Isotopic relationships of volatile and lithophile trace elements in continental ultramafic xenoliths. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **110**, 528-538.
- Poulet, A., Lee, J.-S., Vidal, P., Cousens, B. and Bellon, H. (1995), Cretaceous to Cenozoic volcanism in south Korea and in the sea of Japan: magmatic constrains on the opening of the back-arc basin. In *Volcanism Associated with Extension at Consuming Plate Margins* (Smellie, J.L. Ed.), *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **81**, 169-191.
- Richardson, S.H., Erlank, A.J. and Hart, S.R. (1985), Kimberlite-borne garnet peridotite xenoliths from old enriched subcontinental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **75**, 116-128.
- Sakuyama, M. and Koyaguchi, T. (1984), Magma mixing in mantle xenolith-bearing calc-alkalic ejecta, Ichinomegata volcano, northeastern Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **22**, 199-224.
- Sneeringer, M., Hart, S.R. and Shimizu, N. (1984), Strontium and samarium diffusion in diopside. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **48**, 1589-1608.
- Song, Y. and Frey, A. (1989), Geochemistry of peridotite xenoliths in basalt from Hannuoba, eastern China: implications for subcontinental mantle heterogeneity. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, 97-113.
- Steiger, R.H. and Jäger, E. (1977), Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**, 359-362.
- Stosch, H.-G. and Seck, H.A. (1980), Geochemistry and mineralogy of two spinel peridotite suites from Dreiser Weiher, west Germany. *Geo-*

- chim. Cosmochim. Acta*, **44**, 457-470.
- Stosch, H.-G., Lugmair, G.W. and Kovalenko, V.I. (1986), Spinel peridotite xenoliths from the Tariat Depression, Mongolia. II: Geochemistry and Nd and Sr isotopic composition and their implications for the evolution of the subcontinental lithosphere. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 2601-2614.
- Stueber, A.M. and Ikramuddin, M. (1974), Rubidium, strontium and the isotopic composition of strontium in ultramafic nodule minerals and host basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**, 207-216.
- Takahashi, E. (1980), Thermal history of lherzolite xenoliths-I. petrology of lherzolite xenoliths from the Ichinomegata crater, Oga peninsula, northeast Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1643-1658.
- Tanaka, T. and Aoki, K. (1981), Petrogenic implications of REE and Ba data on mafic and ultramafic inclusions from Itinome-gata, Japan. *J. Geol.*, **89**, 369-390.
- Tatsumoto, M. and Nakamura, Y. (1991), Dupal anomaly in the Sea of Japan: Pb, Nd, and Sr isotopic variations at the eastern Eurasian continental margin. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 3697-3708.
- Tatsumoto, M., Basu, A.R., Wankang, H., Junwen, W. and Guanghong, X. (1992), Sr, Nd, and Pb isotopes of ultramafic xenoliths in volcanic rocks of eastern China: enriched components EM I and EM II in subcontinental lithosphere. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **113**, 107-128.
- Wänke, H. (1981), Constitutional of terrestrial planets. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A-303**, 287-302.
- Wells, P.R.A. (1977), Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **62**, 129-139.
- Wright, T.L. and Doherty, P.C. (1970), Linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **81**, 1995-2008.
- Xu, Y., Menzies, M.A., Vroon, P., Mercier, J.-C. and Lin, C. (1998), Texture-temperature-geochemistry relationships in the upper mantle as revealed from spinel peridotite xenoliths from Wangqing, NE China. *J. Petrol.*, **39**, 469-493.
- 山元正継, 丸山孝彦 (1996), MAT261 による Sr, Nd 同位体比測定と Rb, Sr の定量. 秋田大地研報告, **61**, 17-30.
- York, D. (1966), Least-squares fitting of a straight line. *Can. J. Phys.*, **44**, 1079-1086.
- 芳川雅子, 中村栄三 (1994), 幌満かんらん岩体の同位体地球化学. 日本地質学会第 101 年学術大会講演要旨, 26.
- Yoshikawa, M., Nakamura, E. and Takahashi, N. (1993), Rb-Sr isotope systematics in a phlogopite-bearing spinel lherzolite and its implications for age and origin of metasomatism in the Horoman peridotite complex, Hokkaido, Japan. *J. Min. Petr. Econ. Geol.*, **88**, 121-130.
- Zartman, R.E., Futa, K. and Peng, Z.C. (1991), A comparison of Sr-Nd-Pb isotopes in young and old continental lithospheric mantle: Patagonia and eastern China. *Aust. J. Earth Sci.*, **38**, 545-557.
- Zashu, S., Kaneoka, I. and Aoki, K. (1980), Sr isotope study of mafic and ultramafic inclusions from Itinome-gata, Japan. *Geochem. J.*, **14**, 123-128.
- Zindler, A. and Hart, S. (1986), Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, **14**, 493-571.