

## バルチック盾状地のカーボナタイトの Sr, Nd, C, O 同位体比

森清寿郎・加々美寛雄<sup>1)</sup>・黒田吉益・山田哲雄  
山口佳昭・丸山孝彦<sup>2)</sup>・蟹沢聰史<sup>3)</sup>・石川賢一<sup>4)</sup>

信州大学理学部地質学教室  
(1992年8月5日受理)

### 1 はじめに

文部省海外学術調査「バルチック盾状地先カンブリア界の地質学的・同位体的研究」の一環として、日本には産出が知られていないカーボナタイト岩体の野外調査と試料の採取を行った。調査したのはスウェーデンの Alnö 岩体とノルウェーの Fen 岩体であるが、フィンランドの Sokli 岩体の試料も入手した。それらの C, O 安定同位体比及び Sr, Nd の含有量と同位体比の測定を行ったのでその結果を報告する。

カーボナタイトは一般に、ijolite など過アルカリ珪酸塩岩を伴った複合岩体として産出する。今回研究した Alnö, Fen 岩体にも過アルカリ珪酸塩岩が産出する。個々の岩体において、カーボナタイトと過アルカリ珪酸塩岩の成因的關係を明らかにすることは、炭酸塩マグマの形成過程を解明するためには避けて通れない課題である。しかしながらこの論文ではそれらの問題を扱うことはせずに、同位体比の分析をカーボナタイト試料に限り、カーボナタイトが共通して持っている地球化学的性質を明らかにすることを目的とした。

### 2 カーボナタイト岩体の概要

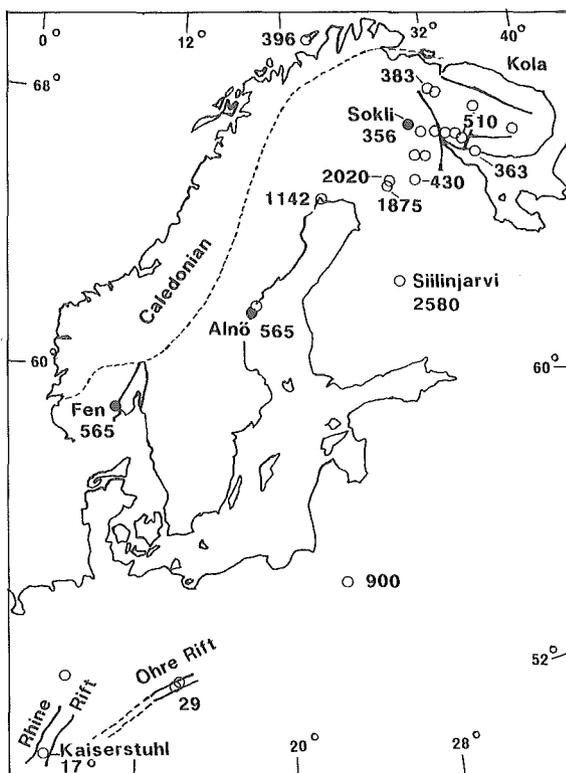
北部ヨーロッパにおけるカーボナタイトの分布を、Woolley (1989) の論文を基にして第1図に示した。バルチック盾状地に産するカーボナタイトは、siilinjärvi 岩体のように始生代に活動したものもあるが、殆どはカレドニア期に相当する時代に貫入したものである。今回研究した岩体もカレドニア期の活動であり、Alnö と Fen はカレドニア初期の、Sokli はカレドニア後期に相当する時代の貫入岩体である。これら三つの岩体の年代と岩相の特徴を表1にまとめた。

Sokli 岩体はフィンランド北東部、ロシアとの国境近くに位置し、先スベコカレリアンの花崗閃緑岩質片麻岩基盤に貫入している。カーボナタイトに含まれるパイロクロアの U-Th-Pb 年代は334-378Ma (Vartiainen and Woolley, 1974) であり、Sokli 岩体は地理的にも活動年代からもコラ半島に多数分布するアルカリ岩のなかの古生代グループと一連のものといえる。Sokli 岩体は carbonatite (sövite, rauhaugite, silicosovite) と phoscorite からなり、他のカーボナタイト岩体と違って ijolite などの過アルカリ珪酸塩

1) 岡山大地球内部研究センター

2) 秋田大鉱山学部

3), 4) 東北大教養部



第1図 北部ヨーロッパにおけるカーボナタイトの分布

Woolley (1989) に基づく。

数値は年代 (単位は Ma) を示す。

黒丸: 本論文で研究した岩体,

白丸: それ以外のカーボナタイト岩体。

第1表 カーボナタイト岩体の概要

	Age (Ma)	Constituents
Sokli (Finland)	356(av.) late Caledonian 334 - 378* (U-Th-Pb, pyrochlore)	carbonatite, phoscorite, metacarbonatite, fenite Carbonatite is not directly associated with peralkaline silicate rocks.
Alnö (Sweden)	565(av.) early Caledonian 550-580**	carbonatite, peralkaline silicate rocks (nepheline syenite, ijolite, melteigite, alnoite, jacupirangite), fenite
Fen (Norway)	565*** early Caledonian (K-Ar, biotite)	carbonatite, peralkaline silicate rocks (ijolite, melteigite, damkjernite), fenite

\* Vartiainen and Woolley (1974)

\*\* Lundqvist (1979)

\*\*\* Faul et al. (1959)

第2表 分析試料の記載

Locality		Rock type*	Constituents
Sokli	S1	calcite carbonatite	Cal, Ap, Dol
Alnö	A1	calcite carbonatite	Cal, Ap, Acm, Bt
	A2	biotite-calcite carbonatite	Cal, Bt, Ap, Spn, Acm
Fen	F1	calcite carbonatite	Cal, Dol, Ap, Chl, Phl, Pyrochlore
	F2	dolomite carbonatite	Dol, Ap, sulfide

\* after Streckeisen (1980)

Abbreviation for minerals; Cal: calcite; Dol: dolomite; Ap: apatite; Bt: biotite; Acm: aegirine; Spn: sphene; Phl: phlogopite; Chl: Chlorite.

岩を伴わない (Vartiainen and Paarma, 1979)。岩体の周囲は fenite 化している。Sr, Nd 初生値の計算は、上記年代の平均値である 356Ma の値を用いて行った。

Alnö 岩体は、スウェーデン中部 Sundsvall の東方に位置する、カーボナタイトー過アルカリ深成岩複合岩体であり、Eckermann による詳細な研究が行われた (Eckermann, 1966ほか)。岩体は nepheline syenite, ijolite, melteigite などの過アルカリ珪酸塩岩とそれらをつらぬく calcite carbonatite (sövite) の環状岩脈からなっている。岩体の周囲には fenite が分布している。Alnö 岩体の年代は 550-580Ma に集中する (Lundqvist, 1979) ので、その中間の値 (565Ma) を初生値の計算に用いた。

Fen 岩体は、Telemark 地方オスロ地溝帯の西方に位置するカーボナタイトー過アルカリ珪酸塩岩環状複合岩体である。Brögger (1921) はこの岩体を研究し炭酸塩マグマの存在を初めて主張した。近年この岩体の地球化学的性質が Andersen により精力的に研究されている (Andersen, 1987ほか)。岩体は主に calcite-, dolomite-carbonatite (sövite, rauhaugite) とネフェリンとアルカリ輝石を含む過アルカリ珪酸塩岩 (melteigite, ijolite) からなり、ランプロファイアー (damkjernite) も産する。壁岩は花崗岩質片麻岩で、fenite 化している。岩体の概要は Barth and Ramberg (1966) に詳しい。初生値の計算には、Faul et al. (1959) により報告された黒雲母の K-Ar 年代値 565Ma を用いた。

### 3 試料と実験方法、および分析結果の表示法

今回分析した試料の岩石名と構成鉱物を第2表に示したが、以下に説明を補足する。カーボナタイトの岩石名は Streckeisen (1980) の命名法に従った。

Sokli 岩体の試料 (S1) は殆ど方解石からなるが、苦灰石も少量含まれる。染色した試料を肉眼で見ると苦灰石は赤い基質 (方解石) 中にちらばった白い針のように見え、苦灰石がマグマの冷却末期に急激に晶出したことを表している。岩石粉末を重液で処理して方解石と苦灰石を分離し、C・O同位体分析用試料とした。

Alnö 岩体の A1は方解石の他に燐灰石とエジリン、ごく少量の黒雲母からなる。A2は黒雲母、スフェーン、エジリン、燐灰石など炭酸塩以外の鉱物の量が非常に多い biotite-calcite carbonatite である。もとの鉱物種は分からないが、変質して白色の雲母様鉱物の集合体になっているものも多く含まれる。カーボナタイトとしては Rb 含量が異

第3表 Bulk Earthのパラメーター

Sr	Nd
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_p = 0.7045$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_p = 0.512638$
$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_p = 0.0827$	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_p = 0.1966$
$\lambda^{87}\text{Rb} = 1.42 \times 10^{-11} \text{ y}^{-1}$	$\lambda^{147}\text{Sm} = 6.54 \times 10^{-12} \text{ y}^{-1}$

第4表 バルチック カーボナタイトのC, O同位体比

Sample	Calcite		Dolomite		$\Delta^{13}\text{C}$ Dol-Cal
	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	
S1	-3.6	7.7	-3.1	7.6	0.5
A1	-5.8	7.5			
A2	-5.7	8.1			
F1	-5.0	6.9	-4.3	7.1	0.7
F2			-4.4	7.4	
NBS-18	-5.0	7.2			

NBS-18の値は Nelson et al. (1988) による。

常に高い。A2はA1と同じ露頭から採取された試料であるが、後述するように Sr 同位体初生値がA1と有意の差がある。

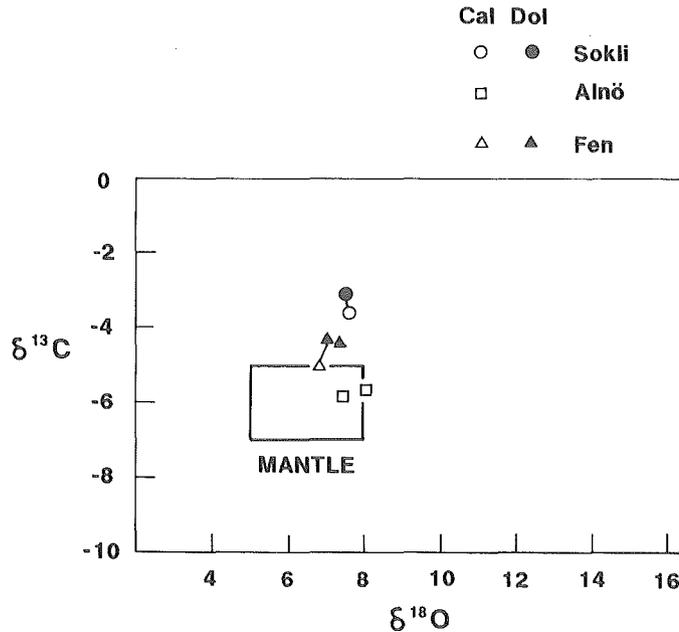
Fen 岩体からの F1は calcite carbonatite であるが、苦灰石も少量含まれる。方解石と苦灰石の重液による分離は行わなかったため、試料を100%リン酸と反応させたとき、1時間以内の間に生成したCO<sub>2</sub>を方解石からのもの、4時間-3日の間に生じたものを苦灰石からのCO<sub>2</sub>とみなした。苦鉄質鉱物から変質したと推定される緑泥石様鉱物の集合体が存在する。またパイロクロアも含まれる。F2は炭酸塩鉱物が苦灰石だけの dolomite carbonatite であり、少量の燐灰石と硫化物鉱物が含まれる。

炭酸塩からのCO<sub>2</sub>の抽出は25°C、真空下で100%リン酸と反応させる通常の方法を用いた。CO<sub>2</sub>同位体比は信州大理学部でMAT250質量分析計で測定した。同位体比は炭素がPDB、酸素はSMOWを基準にした $\delta$  (‰) 値で表してある。CO<sub>2</sub>同位体比から炭酸塩の酸素同位体比を求める計算には次の分別係数を用いた。 $\alpha_{\text{CO}_2-\text{cal}} = 1.01025$ ,  $\alpha_{\text{CO}_2-\text{dol}} = 1.01109$ 。

岩石試料(すべて全岩試料を用いた)からのSr, Ndなどの抽出と分離、測定は岡山大学地球内部研究センターで行った。Rb, Sr, Sm, Ndの含量は同位体希釈法により定量した。同位体比の測定は同センターのMAT260質量分析計を用いて行った。ここに報告するNd同位体比は $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ で規格化した値である。 $\epsilon$ 値を計算するために採用したBulk Earthのパラメーターを、第3表に示した。

#### 4 分析結果

カーボナタイトのC, O同位体の分析結果を第4表及び第2図に示した。第2図には、マントルのC, Oの同位体比の推定範囲(Nelson et al., 1988)も示されている。この領



第2図 カーボナタイトのC・O同位体組成  
 推定マントル領域は Nelson et al., (1988) による。

域は Taylor et al. (1967) による Primary igneous carbonatite の領域とほぼ同じである。Alnö 岩体からの試料はほぼこの領域に入るが、Fen 及び Sokli 岩体からの試料はこれより  $\delta^{13}\text{C}$  がやや高い。

Alnö 岩体の C, O 同位体比は Taylor et al. (1967) ほかにより公表されている。今回得られた結果はそれらと変わらない。Fen 岩体は Pineau et al. (1973) により研究され、 $\delta^{13}\text{C}$  が  $-6.9 \sim -2.4\text{‰}$ 、 $\delta^{18}\text{O}$  が  $7.1 \sim 8.2\text{‰}$  という値が報告されている。今回の結果もその範囲内に入る。F1 の方解石の値 ( $\delta^{13}\text{C} = -5.0$ 、 $\delta^{18}\text{O} = 6.9\text{‰}$ ) は C, O 同位体用標準試料である NBS-18 (Fen carbonatite,  $\delta^{13}\text{C} = -5.00$ 、 $\delta^{18}\text{O} = 7.20\text{‰}$ ) の値に非常に近い。(また、後述するように、F1, F2 の Sr, Nd 初生値も、Nelson et al. (1988) により報告された NBS-18 の値と殆ど変わらない。) F1 の苦灰石と F2 (dolomite carbonatite) は、F1 の方解石より C, O ともわずかに高い。一岩体の中で苦灰石のほうが  $\delta^{13}\text{C}$  が高いという事実は、カーボナタイト岩体では一般的とされている (Deines, 1989)。

Sokli 岩体の C 同位体比は Kononova and Yashina (1984) により研究され、 $-5.6 \sim -5.2\text{‰}$  と報告されている。今回得られた結果は方解石が  $-3.6$ 、苦灰石が  $-3.1\text{‰}$  と、Kononova and Yashina の結果より  $2\text{‰}$  高いが、その理由は明らかでない。 $\delta^{18}\text{O}$  値は、すでに公表されている値 (Dontsova et al., 1978) と変わらない。

一試料中に共存する方解石と苦灰石では、苦灰石の  $\delta^{13}\text{C}$  値が  $0.5$  (S1) ないし  $0.7\text{‰}$  (F1) 高い。このことは、炭酸塩マグマから方解石がかなり晶出してマグマの  $\delta^{13}\text{C}$  が高くなってから苦灰石が晶出したことを表すと思われるが、両鉱物が炭素同位体平衡であっ

第5表 a バルチック カーボナタイトの Rb, Sr 含量と Sr 同位体比

Sample	Age (Ma)	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	SrI	$\epsilon\text{Sr}$ (t)
S1	356	0.011	6580	0.00001	0.70319±1	0.70319	-12.6
A1	565	1.91	11300	0.0005	0.70312±1	0.70311	-10.3
A2		68.9	7260	0.0275	0.70366±2	0.70344	-5.6
F1	565	2.24	7530	0.0009	0.70305±1	0.70304	-11.3
F2		0.026	n. d.	0.0009*	0.70309±2	0.70308	-10.7
NBS-18	550	0.26	6457	0.0001	0.70289±6	0.7029	-13.5

SrI は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  初生値を表す。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  値の誤差±1 は±0.00001の略

\*F1と同じ値を仮定 NBS-18の値は Nelson et al. (1988)による。

第5表 b Sm, Nd 含量と Nd 同位体比

Sample	Age (Ma)	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	NdI	$\epsilon\text{Nd}$ (t)
S1	356	23.0	148	0.0910	0.51252±5	0.51231	2.6
A1	565	44.6	375	0.0695	0.51227±1	0.51201	2.0
A2		48.8	387	0.0736	0.51228±1	0.51201	2.0
F1	565	32.6	208	0.0947	0.51241±2	0.51206	2.9
F2		25.2	164	0.0927	0.51239±2	0.51205	2.7
NBS-18	550	22.82	127.3	0.1085	0.51167±2*	0.51207	2.8

NdI は $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  初生値を表す。 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  の誤差±1 は±0.00001の略

\*  $^{146}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}=0.636151$ で規格化した値。

た可能性も残されている。

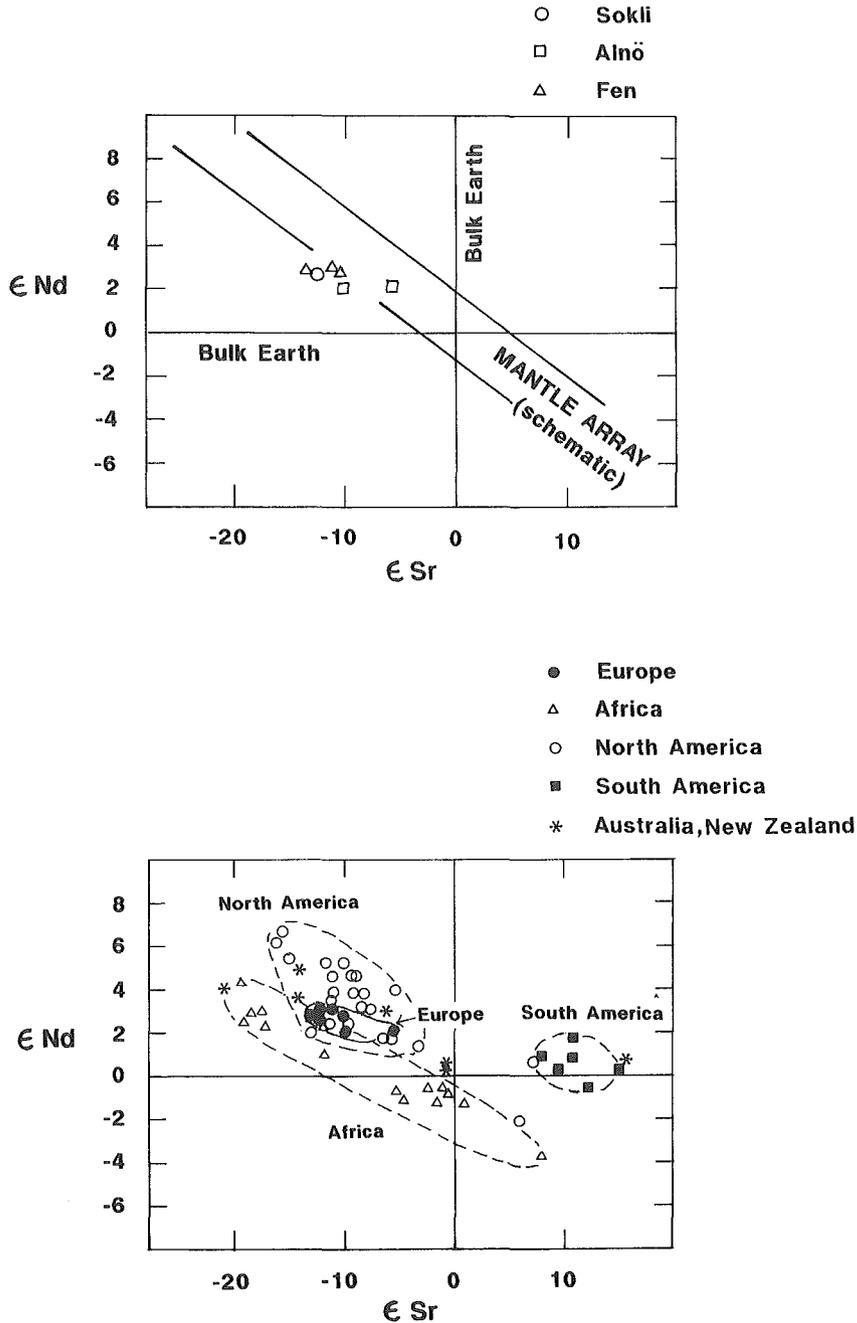
Sr, Nd 初生値は Rb, Sr, Sm, Nd の含量と同位体比の測定値, およびすでに報告されている年代値から計算により求めた。結果を第5表に示した。第5表には, Nelson et al. (1988) により報告された, Fen carbonatite (NBS-18) のデータも示してある\*。

今回の結果は, Sr 初生値が0.70304~0.70319と, Alnö の A2試料を除き良く揃った値が得られた。A2の Sr 初生値は0.70344であり, A1と比べると小数点以下4桁目が3違っている。これは分析誤差をこえた, 有意な差である。A2の Rb 含量もカーボナタイトとしては異常に高いが, それは黒雲母が多量に含まれていることによるものと思われる。A2を除いた全試料の  $\epsilon\text{Sr}$  値は-10.3~-12.6の範囲に入り, Bulk Earth より低い。A2の  $\epsilon\text{Sr}$  値は-5.6である。

Nd 初生値は全試料が0.51201~0.51231の範囲に入る。Sokli 岩体の年代が違うことを考慮すると, Nd 初生値にはほとんど違いがないといって良い。 $\epsilon\text{Nd}$  値を計算すると2.0~2.9となり, Bulk Earth よりやや高い。Alnö の A2には Sr 同位体比の異常が認められたが, Nd に関しては同様な異常は全く認められず, A2は A1と等しい値を示している。Fen 岩体からの試料 F1と F2の Nd 初生値は, Nelson et al. (1988) により報告された NBS-18の値と一致する。

これらの値を  $\epsilon\text{Nd}$  (t) -  $\epsilon\text{Sr}$  (t) 図にプロットしたのが第3図 a である。バルチック

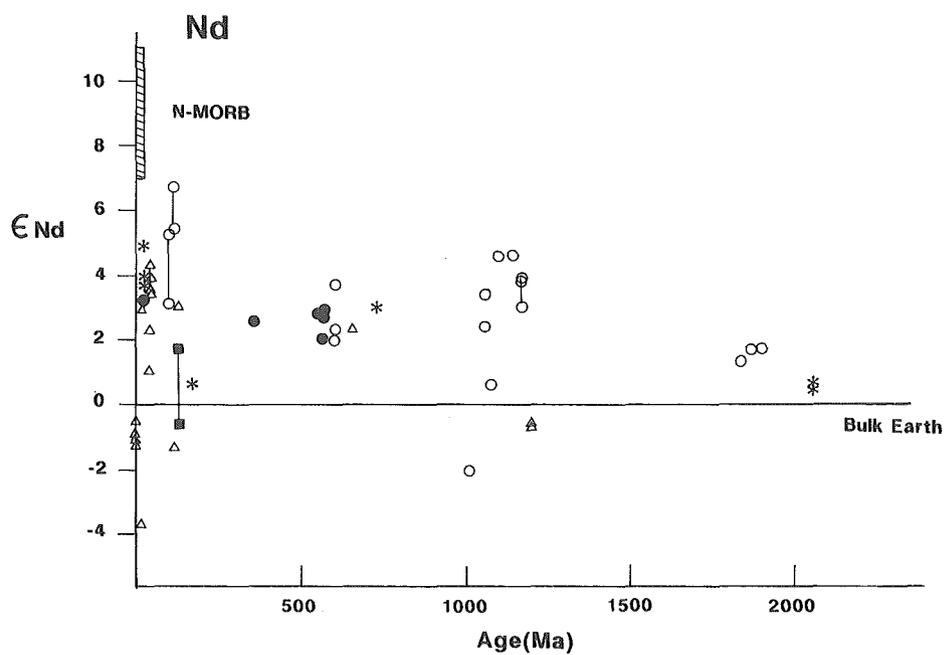
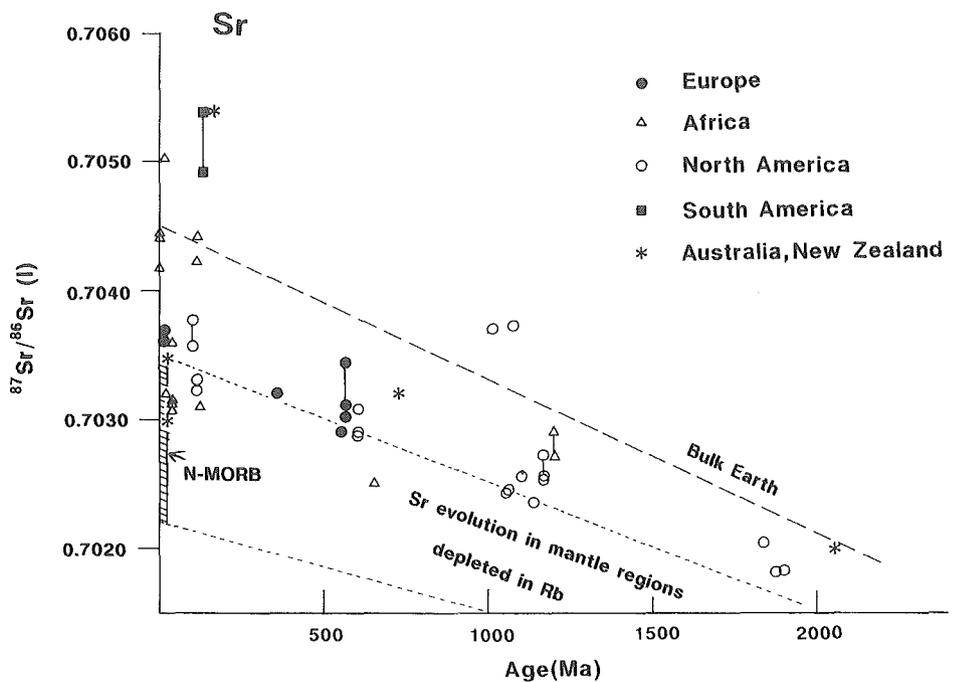
\* Nelson et al. (1988)の原論文では Nd 同位体比を規格化するのに $^{146}\text{Nd}/^{142}\text{Nd}=0.636151$ の値を使っているのに, 第5表に記した数値と異なっている。



第3図a カーボナタイトの  $\epsilon_{Nd}(t) - \epsilon_{Sr}(t)$  プロット

第3図b 世界各地のカーボナタイトの  $\epsilon_{Nd}(t)$ ,  $\epsilon_{Sr}(t)$  値

年代による区別はなされていない。従って、例えば北アメリカの範囲は、1900Ma から97Ma までの様々な年代のカーボナタイトの  $\epsilon$  値が示す範囲である。

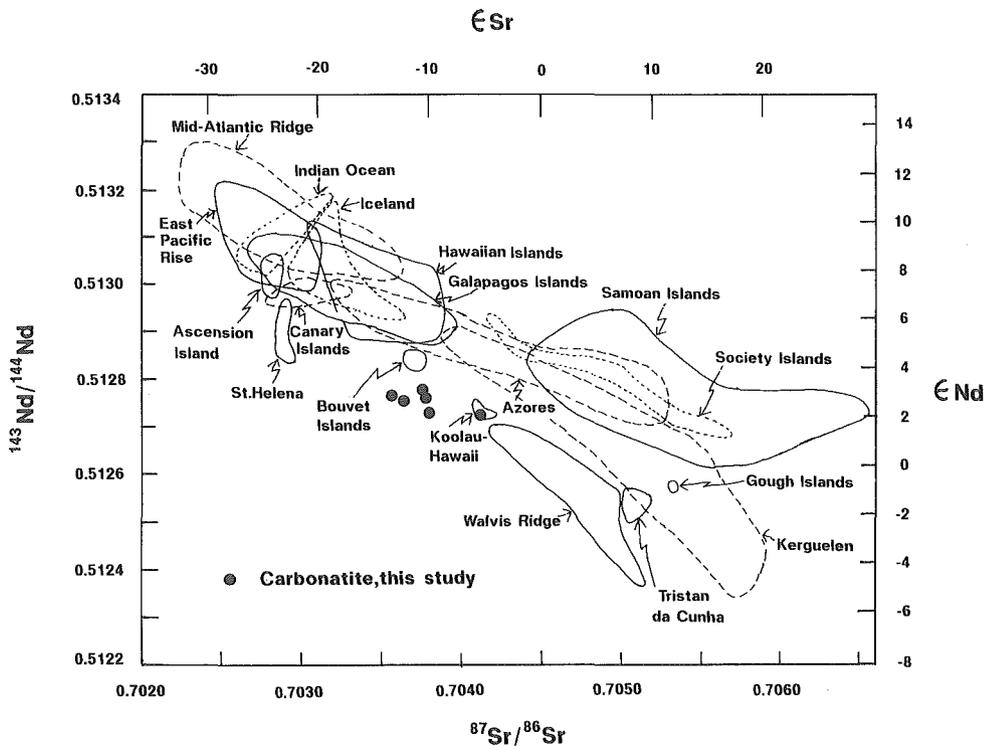


第4図a カーボナタイトの SrI 値と年代の関係。(同一岩体における変動範囲を結線で示してある。)

第4図b カーボナタイトの  $\epsilon\text{Nd}$  値と年代との関係。(記号は第4図a と同じ。)

カーボナタイトは、 $\epsilon\text{Nd}$  が正で  $\epsilon\text{Sr}$  が負の象限にプロットされ、それらが incompatible element に枯渇した起源物質から導かれたことを示している。第 3 図 b は、世界各地に産するカーボナタイトの Sr, Nd 同位体比を  $\epsilon$  図に示したものである。データは Bell and Blenkinsop (1989) が編集し再計算した値 (P. 282-283, Table 12.2) を用いたので、この図は彼等の論文の Fig. 12.4 と同じである。ヨーロッパとした領域は、今回の結果のほかにドイツ, Kaiserstuhl のデータを用いて決めたものである。この図から、カーボナタイトの Sr, Nd 同位体比には、大陸ごとに違いがあることが認められる。また、南アメリカやアフリカの一部のカーボナタイトは低  $\epsilon\text{Nd}$ ・高  $\epsilon\text{Sr}$  値を示す。これは南半球の海洋地域玄武岩の Sr や Pb 同位体比に認められるデュール異常 (Hart, 1984) と同じ現象と思われる。ヨーロッパ カーボナタイトは北アメリカ カーボナタイトの分布範囲の中に含まれている。またそれは、アフリカ カーボナタイトが示すトレンド上にも位置している。

世界各地のカーボナタイトの Sr, Nd 初生値と年代の関係を表したのが第 4 図 a, b である。図の作成には第 3 図と同様に、Bell and Blenkinsop (1989) のデータを用いた。Sr 初生値-年代図 (4 図 a) において、カーボナタイトは、Bulk Earth の下方、N-



第 5 図 海嶺・海洋島玄武岩の Sr・Nd 同位体比とバルチック カーボナタイトの値 Staudigel et al. (1984) から引用。玄武岩の  $\epsilon$  値は  $t=0$  の時の値であるが、カーボナタイトは 356Ma (Sokli), 565Ma (Alnö, Fen) の時の値である。Nelson et al. (1988) により報告された Fen 岩体の値もプロットしてある。

MORBの起源物質のSr進化帯の上方に位置する。また、カーボナタイトの分布範囲は、南アメリカのデータを除いて、約30億年でBulk Earth上の点に収斂するような帯を形成している。バルチックカーボナタイトもこの帯の中に位置している。

$\epsilon\text{Nd}(t)$  値一年代図(4図b)において、カーボナタイトは20億年より年代が若くなるにつれて、 $\epsilon\text{Nd}$  値の分散が増すことが読み取れる。古い時代の試料が得られている、北アメリカのカーボナタイトに限ってみると、そのデータ点はSrと同様にBulk Earthと約30億年付近で交わるような帯を形成している(Bell and Blenkinsop, 1989)。バルチックカーボナタイトもほぼこの帯の中に位置する。

これらの事実は、バルチックカーボナタイトの起源物質が北アメリカカーボナタイトの起源物質と同様な物質であること、それらのカーボナタイト起源物質は約30億年にある物質から分化したことを示唆している。

## 5 考 察

今回研究したバルチック盾状地のカーボナタイトの $\delta^{13}\text{C}$ と $\delta^{18}\text{O}$ 値は、第2図のマントルの領域にほぼ入り、高い $\delta^{18}\text{O}$ 値を示す試料は認められなかった。このことは、研究した試料が熱水などによる地表付近での変質を受けておらず、カーボナタイトとしての初生的な性質を保持しているものと見なすことができる。したがって、それらのSr, Nd同位体比はマントルにおけるカーボナタイトの起源物質の値を表している、と考えられる。

カーボナタイトの起源物質が、どのタイプの玄武岩の起源物質と類似しているかを検討するために、 $\epsilon\text{Sr}-\epsilon\text{Nd}$ 図に中央海嶺玄武岩と海洋島玄武岩のSr, Nd初生値のとり範囲(データはStaudigel et al. (1984)から引用)と今回得られた結果を示した(第5図)\*。この図においてN-MORBは左上方に分布し、Rbや軽希土類元素などincompatible elementに最も枯渇したマントルから生成したことを示している。海洋島玄武岩の $\epsilon$ 値は産出場所により多様な値をとり、とくに太平洋の海洋島玄武岩は、 $\epsilon\text{Sr}$ 値がマントル列よりも高い方へシフトしている場合がある。しかし大西洋の海洋島だけを考慮した場合は、データはMantle arrayにほぼ沿って分布している。これらの玄武岩類はすべて年代が若いので、 $\epsilon$ 値は $t=0$ として計算した値である。今回得られたバルチックカーボナタイトの $\epsilon$ 値は大西洋のアズレス諸島玄武岩が示すトレンドのやや下方、そしてセントヘレナ島とウォルビス海嶺が示す範囲のほぼ中間に位置している。

世界各地の海洋島玄武岩とカーボナタイトの同位体比データの検討から、カーボナタイトのSr, Nd同位体的性質は海洋島玄武岩に類似していると主張されている(Nelson et al., 1988, Bell and Blenkinsop, 1989など)。今回研究したカーボナタイト岩体の数はわず

\*  $\epsilon$ 図上とはいえ、バルチック盾状地のカーボナタイトと海嶺・海洋島玄武岩では年代が違うので、このような比較を行うことには問題があるかもしれない。起源物質の問題を厳密に論じるためには、若い年代のカーボナタイトを用いて比較することが必要であろう。ヨーロッパの若い年代のカーボナタイトとして、ドイツのKaiserstuhl岩体(17Ma)がある。この岩体のSr, Nd同位体比はNelson et al. (1988)により、 $\epsilon\text{Nd}=3.2$ ,  $\epsilon\text{Sr}=-12.5$ ,  $-11.4$ と報告されている。この値はバルチックカーボナタイトの値とほとんど差がない。したがってこの小論では、古生代初期にバルチック盾状地でカーボナタイトを生成した起源物質は、北部ヨーロッパに産する若い時代のカーボナタイトの起源物質と、Sr, Nd同位体的に違いがない、と仮定しておく。

かであるし、海洋島玄武岩の同位体比も変化に富んでいるので、このデータだけではそのような一般的な結論を導きだすことはできない。しかし、バルチックカーボナタイトの値は大西洋海洋島玄武岩の変動範囲に入るので、今回の結果は上記の考えを支持する追加のデータとなるであろう。海洋地域はカーボナタイトを事実上産しないので、カーボナタイトの Sr, Nd 同位体の性質が海洋島玄武岩と似ているということはきわめて興味ある問題である。

## 6 謝 辞

分析に用いた Sokli 岩体の試料 (S1) は、フィンランド、Åbo Akademi の Ehlers 教授からいただいたものである。教授のご好意に感謝する。本研究に用いた岩石薄片は信州大学松沢壮司技官の作成によるものである。バルチック盾状地の野外調査 (1986, 1988, 1990年度) は文部省科学研究費補助金「海外学術調査」および「国際学術研究」(課題番号61041035, 62043022, 63041063, 02041036) を使用して行った。

## 文 献

- Andersen T. (1987) Mantle and crustal components in a carbonatite complex, and the evolution of carbonatite magma: REE and isotopic evidence from the Fen complex, southeast Norway. *Chem. Geol. (Isotope Geosci.)*, **65**, 147-166.
- Barth T. F. W. and Ramberg I. B. (1966) The Fen circular complex. In: *Carbonatites* (eds. O. F. Tuttle and J. Gittins), pp. 225-257. Interscience, New York.
- Bell K. and Blenkinsop J. (1989) Neodymium and strontium isotope geochemistry of carbonatites. In: *Carbonatites* (ed. K. Bell), pp. 278-300. Unwin Hyman, London.
- Deines P. (1989) Stable isotope variations in carbonatites. In: *Carbonatites* (ed. K. Bell), pp. 301-359. Unwin Hyman, London.
- Dontsova Y. I., Kononova V. A. and Kuznetsova L. D. (1977) The oxygen-isotope composition of carbonatites and similar rocks in relation to their sources and mineralization. *Geochem. Intern.*, **14**, 1-11.
- Eckermann H. Von (1966) Progress of research on the Alnö carbonatite. In: *Carbonatites* (eds. O. F. Tuttle and J. Gittins), pp. 3-31. Interscience, New York.
- Faul H., Elmore P. L. D. and Brannock W. W. (1959) Age of Fen carbonatite (Norway) and its relation to the intrusives of the Oslo Region. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **17**, 153-155.
- Hart S. R. (1984) A large scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, **309**, p. 753-757.
- Kononova V. A. and Yashina R. M. (1984) Geochemical criteria for differentiating between rare-metallic carbonatites and barren carbonatite-like rocks. *The Indian Mineralogist* **1985**, Sukhneswala Volume, 136-150.
- Lundqvist T. (1979) The Precambrian of Sweden. *Sveriges Geologiska Undersökning*. Ser. C, No. 768. 87p.
- Nelson D. R., Chivas A. R., Chappell B. W. and McCulloch M. T. (1988) Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources. *Geochim.*

- Cosmochim. Acta*, **52**, 1-17.
- Pineau F., Javoy M. and Allegre C. (1973) Etude systematique des isotopes de l'oxygene, du carbon et du strontium dans les carbonatites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 2363-2377.
- Staudigel H., Zindler A., Hart S. R., Leslie T., Chen C.-Y. and Clague D. (1984) The isotopic systematics of a juvenile intraplate volcano: Pb, Nd, and Sr isotope ratios of basalts from Loihi Seamount, Hawaii. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **69**, 13-29.
- Streckeisen A. (1980) Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geol. Rundsch.*, **69**, 194-207.
- Taylor H. P. Jr., Frechen J. and Degens E. T. (1967) Oxygen and carbon isotope studies of carbonatites from the Laacher See district, West Germany and the Alnö district, Sweden. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 407-430.
- Vartiainen H. and Woolley A. R. (1974) The age of the Sokli carbonatite, Finland, and some relationships of the north Atlantic alkaline igneous province. *Bull. Geol. Soc. Finland*, **46**, 81-91.
- Vartiainen H. and Paarma H. (1979) Geological characteristics of the Sokli carbonatite complex, Finland. *Econ. Geol.*, **74**, 1296-1306.
- Woolley A. R. (1989) The spatial and temporal distribution of carbonatites. In: *Carbonatites* (ed. K. Bell), pp. 15-37. Unwin Hyman, London.

## Strontium, neodymium, carbon and oxygen isotopic compositions of carbonatites from the Baltic shield

Toshiro MORIKIYO<sup>1</sup> Hiroo KAGAMI<sup>2</sup> Yoshimasu KURODA<sup>1</sup>  
Tetsuo YAMADA<sup>1</sup> Yoshiaki YAMAGUCHI<sup>1</sup> Takahiko MARUYAMA<sup>3</sup>  
Satoshi KANISAWA<sup>4</sup> and Ken-ichi ISHIKAWA<sup>4</sup>

1: Department of Geology, Faculty of Science, Shinshu University

2: Institute for Study of the Earth's Interior, Okayama University

3: Department of Mining Geology, Mining College, Akita University

4: Department of Earth Science, College of General Education, Tohoku University

### Abstract

Sr, Nd, C and O isotopic compositions of carbonatites from the Sokli, Alnö and Fen carbonatite complexes in the Baltic shield are reported.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$  and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  values of the carbonates range from  $-5.8$  to  $-3.1\%$  and from  $6.9$  to  $8.1\%$ , respectively. On the  $\delta^{13}\text{C}$  versus  $\delta^{18}\text{O}$  diagram, these carbonatites are plotted slightly above or within the inferred mantle field indicating that the samples studied have not suffered surface alteration.

Initial Sr and Nd isotopic compositions of each carbonatite sample were calculated using measured Sr and Nd isotopic ratios, Rb/Sr and Sm/Nd ratios and published age data. Initial  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios are in the range from 0.7030 to 0.7034; the values correspond to from  $-12.6$  to  $-5.6$  in the  $\epsilon$  notation. Initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratios are in the range from 0.5120 to 0.5123.  $\epsilon\text{Nd}$  values are from  $+2.0$  to  $+2.9$ . The carbonatites are characterized by negative  $\epsilon\text{Sr}$  and positive  $\epsilon\text{Nd}$  values. This indicates that the carbonatites were derived from the source material depleted in the incompatible elements such as Rb and light REE.

$\epsilon\text{Sr}$  and  $\epsilon\text{Nd}$  values of the carbonatites are compared with those of modern ocean-island basalts. The carbonatites are plotted between the field of St. Helena island and that of Walvis ridge on the  $\epsilon\text{Sr}$  versus  $\epsilon\text{Nd}$  diagram. The present isotopic data are consistent with the current view that carbonatites are similar in Sr and Nd isotopic characteristics to the alkali basalts from some ocean islands.