

別紙 4

報告番 -	※ -	第
----------	--------	---

## 主 論 文 の 要 旨

論文題目 河川堆積物の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  の粒径別変動及び地球化学図への応用 (Particle-size dependence of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  in stream sediments and its application to geochemical mapping)

氏 名 城森 由佳

## 論 文 内 容 の 要 旨

地表面の元素濃度分布を示す地球化学図は、欧米を先駆けとし、世界中で鉱床探査や環境評価などの指標として利用されてきた。日本においても、産業技術総合研究所地質調査総合センターにより、80 メッシュ (180  $\mu\text{m}$ ) 以下の粒径の河川堆積物を用いた 53 元素濃度についての全国規模地球化学図が作成され、既に公表されている。その結果、河川堆積物の元素濃度分布は、河川流域に分布する母岩の組成の特徴を非常によく反映していることが明らかとなっている。地表面の元素分布の情報として、濃度の他に重要な指標となるのは同位体比である。特に、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  値は、物質の動態や起源解析に有効な指標であり、大陸から輸送される微少粒子や、堆積物の起源推定などに指標として用いられている。近年では  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  がコメ・ネギなどの農作物の産地推定や、遺跡出土資料 (動物やヒトの歯・骨) の移動経路推定の指標として多く用いられている。これらの研究の基盤となるのは、対象地域の地質の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  分布であるが、日本の地表面の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  分布の全体像はこれまで明らかにされていない。そこで、本研究においては、河川堆積物を用いて、地表面のバックグラウンドとしての  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  分布を得ることが可能かどうかを明らかにし、その上で、実際にいくつかの地域の河川堆積物の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  分布を調べて流域の地質との比較を行うことによって、全国規模の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  分布図作成のための基礎を固めることを目的とした。

まず、第 1 章においては、河川堆積物のどの粒径の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  が地表面のバックグラウンド  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  として適当であるかを、愛知県豊田市矢作川上流域 (周囲のほぼ

全域に花崗岩のみが露出し、他の基盤岩の影響がない地域)、愛媛県松山市重信川流域(花崗岩・堆積岩・安山岩など複数の基盤岩が分布する地域)、山口県美祢市厚東川流域(石灰岩・堆積岩・花崗岩などが分布する地域)の1 mm以下の河川堆積物に対して調べた結果を述べる。

愛知県豊田市矢作川上流の1000–500  $\mu\text{m}$ , 500–300  $\mu\text{m}$ , 300–180  $\mu\text{m}$ , 180–75  $\mu\text{m}$ , <75  $\mu\text{m}$  および<180  $\mu\text{m}$  に篩い分けた河川堆積物試料は、どの粒径においても母岩である伊奈川花崗岩の値(0.7101–0.7103)に近い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.7099–0.7104)を示した。その一方で、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  図では、1000–500  $\mu\text{m}$ , 500–300  $\mu\text{m}$  分画は母岩のRb-Sr 鉱物アイソクロンから離れてプロットされる傾向が見られ、粗粒分画は細粒分画と比較して、より長期間風化を受けた比較的古い碎屑物を多く含んでいるためと考えられた。また、<125  $\mu\text{m}$  分画のZr濃度の上昇が著しく、重鉱物の濃集が見られた。よって、花崗岩地域の母岩の平均値としての元素濃度及び $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比を得るには、300–75  $\mu\text{m}$ の粒径分画の河川堆積物を試料として用いるのが適切であることが明らかになった。

愛媛県松山市の重信川水系8地点で採取された河川堆積物の1000–500  $\mu\text{m}$ , 500–300  $\mu\text{m}$ , 300–180  $\mu\text{m}$ , 180–125  $\mu\text{m}$ , 125–75  $\mu\text{m}$ , <75  $\mu\text{m}$  各粒径分画の元素濃度においては、豊田市の試料と同様に、花崗岩地域の試料で細粒分画にZrが濃集していること、また、安山岩地域の試料ではTiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, MgO, Vの最高濃度が中粒部(300–75  $\mu\text{m}$ )に見られるなど、流域母岩によっては特徴的な濃度変化が見られる元素があった。一方で、Sr濃度については、どの地質においても粒径別変動は小さかった。また、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値は、ほとんどの地点において流域の地質に関わらず最大値から最小値の幅は0.001以内であった。しかし、河川の上流部で複数の地質が分布している地域においては、>180  $\mu\text{m}$ の粒径分画で特定の岩体の影響が強く見られたことから、地表面の平均的な値を得るには、比較的細粒の<180  $\mu\text{m}$ 分画を用いるのが望ましいことが分かった。

山口県美祢市厚東川水系においては、粒流域に秋吉石灰岩体が分布しており、河川堆積物中に石灰岩由来の碎屑物が含まれている。そこで、他の流域岩体(堆積岩・花崗岩など)起源の碎屑物と区別して議論するため、1000–500  $\mu\text{m}$ , 500–250  $\mu\text{m}$ , 250–125  $\mu\text{m}$ , 125–63  $\mu\text{m}$ , 63–32  $\mu\text{m}$ , <32  $\mu\text{m}$  に篩い分けた河川堆積物から酢酸リーチングにより炭酸塩分画を分け、バルクと炭酸塩分画それぞれの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ を測定した。その結果、石灰岩の影響が強い地点の試料の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 粒径別変動は0.004–0.006であり、他の流域地質をもつ試料よりも変動が大きかった。流域の93%が石灰岩の地点の河川堆積物において、粗粒分画(1000–125  $\mu\text{m}$ )では母岩の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 値(0.7073–0.7087)に近い値(0.7076–0.7087)を示すが、細粒分画(<125  $\mu\text{m}$ )では、石灰岩以外の母岩

の値を示したことから、石灰岩地域を流れる河川の河川堆積物は、 $<125\ \mu\text{m}$  分画では物理的風化により生成した方解石粒子は少なく、他の母岩起源の碎屑物粒子の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  を反映しやすいことが明らかとなった。また、CaO, Sr 濃度ならびに鉱物組成の結果から、 $<125\ \mu\text{m}$  分画に含まれる方解石は二次的に形成されたものであり、河川水中から沈殿した方解石には Sr は取り込まれにくいことがわかった。石灰岩分布域から離れた下流において、河川堆積物の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は、流域の石灰岩の面積割合から推測される  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  を示さず、石灰岩以外の母岩からの碎屑物起源の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  が得られたが、これは、方解石が河川水に溶出してしまい、物理的風化を受けた碎屑物粒子としての方解石が河川堆積物にほとんど含まれないためと考えられる。

次に、第2章においては、河川堆積物 ( $<180\ \mu\text{m}$ ) を用いた広域の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  分布図作成にあたり、どの程度の地質の違いが  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  に反映するか検証をするため、基盤岩が火山岩などに覆われることなく、地質の違いが明瞭な四国・紀伊半島地域を選び、河川堆積物の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  を調べた結果を述べる。

四国・紀伊半島地域の河川堆積物の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は、流域で最も広範囲に分布している代表地質ごとに異なる値を示し、南北方向に帯状に連なった地質帯（領家帯、三波川帯、秩父帯、四万十帯）によく対応する  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  分布図が得られた。また、中央構造線以南の付加体堆積岩（三波川帯・秩父帯・四万十帯）起源の試料の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  の幅は、南ほど高くなることが明らかとなった。これは、河川堆積物の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  に、母岩を構成する碎屑物の違いが現れたためと考えられる。また、四国・紀伊半島地域の南端に位置し、最も新しい形成年代を示す四万十帯南帯起源の試料で、地域内で最も高い  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  が得られ、大陸起源の碎屑物の影響が見られた。この結果は、四万十帯砂岩中の碎屑性ジルコンの CHIME 年代分布において、南帯で 2200 Ma よりも古いジルコンが、北帯よりも多いこととも矛盾しない。よって、河川堆積物 ( $<180\ \mu\text{m}$ ) の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  を用いて、母岩を構成する碎屑物の起源に関する知見が得られることが明らかになった。

第3章においては、四国・紀伊半島地域に加えて、北海道地域においても  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  の広域分布を調べた結果について述べる。北海道地域は、四国・紀伊半島地域と同様に、かつてのプレート運動に伴い形成され、帯状の地質構造が中央部の白亜紀堆積岩の空知-エゾ帯に残っているが、中新世以降の活発な火山活動によって火山岩分布の割合が高い特徴をもつ。流域の 100% を火山岩が占める地点においては、河川堆積物 ( $<180\ \mu\text{m}$ ) は母岩とほぼ同じ  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  値 (0.7033–0.7045) を、また  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  は、母岩から生成される過程で受けた風化の影響で、母岩より高い値を示した。また、中央部では、北海道地域で最も高い  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  値 (0.7099–0.7111) を示した。また、火山碎屑物に覆われ、基盤岩の影響が薄まる地域であっても、河川堆積物試料は、

$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  図上において母岩を構成する砕屑物の供給源の違いを反映し、古東北日本弧が及び古千島弧の物質的境界について示唆を与えるものであった。

以上の結果から、河川堆積物 (<180  $\mu\text{m}$ ) は、特殊な  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  変動を示す石灰岩地域を除く堆積岩・花崗岩・火山岩を基盤とする地域では、地表面のバックグラウンドとしての  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  を示すことが示され、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  地球化学図を作成する際に有効なツールとなることが明らかになった。さらに、河川堆積物の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  は風化により変動しにくいために、四国・紀伊半島及び北海道の広域の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  分布図に基盤岩の差が強く現れ、母岩を構成する砕屑物の起源についても有効な指標となり得ることが明らかとなった。