九州大学学術情報リポジトリ Kyushu University Institutional Repository

ジルコン、スフェンのPb同位体比初期値と、Pb、Sr 同位体比からみた飛騨片麻岩・花尚岩の多段階進化 過程

山口,勝 九州大学理学部

https://doi.org/10.15017/4495885

出版情報:九州大学理学部研究報告.地質学.13(2), pp.173-190, 1980-02-29.九州大学理学部 バージョン: 権利関係:

ジルコン、スフェンの Pb 同位体比初期値と、Pb、Sr 同位 体比からみた飛驒片麻岩・花崗岩の多段階進化過程

山 口 勝

Initial Pb of Zircon and Sphene and a Multi-stage Evolution Interpretation of the Hida Gneissic and Granitic Rocks by Pb and Sr Isotopes

MASARU YAMAGUCHI

Abstract

Prismatic zircons and rounded and anhedral sphenes in gneissic and granitic rocks make a linear array in ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb-{}^{235}U/{}^{204}Pb, {}^{207}Pb/{}^{204}Pb-{}^{235}U/{}^{204}Pb, {}^{205}Pb/{}^{204}Pb-{}^{232}Th/{}^{204}Pb, {}^{207}Pb/{}^{204}Pb-{}^{206}Pb/{}^{204}Pb, {}^{207}Pb/{}^{204}Pb-{}^{235}U)*$ isochron diagrams. The average initial Pb isotopic compositions determined on these isochrons are ${}^{206}Pb/{}^{204}Pb$ = 16.93±0.88, ${}^{207}Pb/{}^{204}Pb=15.71\pm0.15$, ${}^{208}Pb/{}^{204}Pb=39.60\pm0.87$. The ages calculated from the slope of these isochrons are ${}^{239}\pm3$ m.y. ${}^{2228}\pm3$ m.y. which signify an early stage of metamorphism probably related to granite activity. Three rounded zircons, two are from para-gneisses of the Hida area and one from para-gneiss of Kimigano, Kinki in the Ryoke metamorphic area, which indicated ${}^{207}Pb/{}^{206}Pb$ ages older than 1500 m.y., also show a loosely correlated pattern in the modified (${}^{206}Pb/{}^{236}U$)*-(${}^{207}Pb/{}^{236}U$)* diagram suggesting a metamorphic event around 485 m.y. ago.

The initial Pb isotopic compositions are distinctly less radiogenic than the isotopic composition of K-feldspar of the Hida gneissic and granitic rocks. Since the present 238 U/ 204 Pb of the whole rocks are low ($\mu = \sim 3.0$) and the Pb isotopic compositions of Kfeldspars and the whole rocks are close to each other, the Pb isotopic compositions of K-feldspar recorded the last phase of Hida metamorphism around 180 m.y. as indicated by many mineral ages in the metamorphic rocks. To produce the Pb isotopic compositions of K-feldspar and whole rocks from the initial Pb of zircons and sphenes during the time interval of 240-180 m.y., $\mu = 46 \sim 137$, distinctly higher than the μ value of common silicic volcanic rocks. The whole rocks and K-feldspars of the Hida gneissic and granitic rocks show a linear correlation in the ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb diagram with a slope of 3.66 ± 0.20 b.y. if calculated by the two stage evolution model. The slope and the isotopic compositions coincide with the lead isotopic compositions of Cenozoic basaltic rocks from Fuji-Hakone-Oshima area. A Sr isotope evolution diagram is constructed on these metamorphic and granitic rocks from the Hida area. The biotite hornblendeplagioclase gneiss, highly radiogenic in Pb isotopic composition, show high Sr isotope ratio and the ratio lies on the extension of the growth line of Bushveld Complex, Stillwater Complex or Amitsoq gneiss, early crustal rocks separated around 3.7 b.y. ago. On the other hand, the initial Sr isotope ratios of granitic and some acid volcanic rocks are low and are close to the ratios of hornblende schist or garnet-hornblende-diopsideplagioclase gneiss derived from basic volcano-sedimentary materials.

The multi-stage evolution calculation (up to five stages) of the lead isotopic compositions based on these Pb and Sr isotope data support the idea that the ultimate source materials of granitic rocks are basic volcano-sedimentary materials (μ =5.7). The remelting of once formed crustal materials is also a possible mechanism to produce granitic rocks. The drastic change of μ value observed in the Hida area (~46 to 3) might be interpreted to have been due to the partial remelting of the source material, separation of lead followed by the release of uranium and lead at a later stage.

I.緒 言

シルコンやスフェンはウランやトリウムの含有量が 比較的高く, 238U-206Pb, 235U-207Pb, 232Th-208Pb の 三つの壊変系におけるこれら同位体の挙動を調べるの に都合がよい. 飛驒変成岩のこれらの鉱物の年令につ いてはすでに報告してあるが(山口, 1967; ISHIZAKA & YAMAGUCHI, 1969), 当時の報告では普通鉛の 組成に神岡鉱山の方鉛鉱の Pb 同位体組成(SAKAI & SATO, 1958)を用いて補正を行い放射性起源鉛の算出 を行なっている. この報文では先に報告したものに, いくつかのデータを追加し, Pb 同位比体初期値の検 討を行い, あわせて飛驒片麻岩および片麻岩と密接な 産状を示す花崗岩類の成因的関係について考察を行っ た結果を報告する.

謝 辞

岩石試料の採取は京大理学部のジープを用い早瀬一 一前教授、石坂恭一博士と山口の三人で行ない、鉱物 分離には九大工学部向山広教授より借用したスーパー パンナーを用い,灰瀬哲夫氏の御援助を頂いた.神岡 鉱山坑内の岩石のジルコンは同鉱山の戸野昭氏に分離 して頂いた.分析,測定はカーネギー研究所地磁気部 および地球物理実験所に研究員として滞在中に行った ものに、その後九大で行ったものを追加したもので、 上記研究所の L.T. ALDRICH, G.R. TILTON, G.L. DAVIS 氏らに 御指導を頂いた. 装置の購入には文部 省科学研究費補助金 (No. 8228), 伊藤科学振興会助成 金などを用いた. ジルコンの EPMA 分析には広渡文 利教授、赤嶺秀美氏に御世話になり、測定装置の維持 については種子田定勝教授ほか教官各位から種々御援 助を頂いた. また東大震研の佐藤和郎博士は原稿を読 んでいろいろ御批判を賜った. これらの方々に厚く感 謝する次第である.この研究は文部省科学研究費補助 金 (一般研究A, No. 442015) による研究の一部であ る. 文部省当局に感謝する.

Ⅱ. 鉛同位体比初期値の検討

ジルコンやスフェンはウラン,トリウムの含有量が 高くその中に含まれる鉛は大部分がこれら鉱物が結晶 後蓄積した放射性起源鉛である.しかし年代の若い鉱 物の場合には,これら鉱物が結晶するときにとりこま れた鉛(初期鉛または普通鉛)の量は全体の鉛の10% 以上にも達し補正値のとりかたを適正に行なうことが 重要である.またその初期値は、従来よく研究されて いるストロンチウム同位体比初期値と同様に岩石の形 成進化の問題解決のための重要な情報を与える.

鉛同位体比初期値の推定には、共存する鉱物でウラ ン,トリウム含有量の極めて低い鉱物,例えばカリ長石 などの鉛同位体比が用いられる.しかし片麻岩や花崗 岩などのように一般的に不均一な岩石ではジルコンや スフェンとカリ長石が平衡状態で結晶したかどうか疑 わはしいものも多い. ジルコンやスフェンには同一岩 石でも結晶形態に種々のものがあり結晶時期を異にす ると考えられるものもある. また飛驒片麻岩の形成に は再結晶作用、交代作用も考えられるから、カリ長石 とジルコン、スフェンが同時に結晶し鉛同位体比初期 値が同じであるという条件を満足する場合が多いとは 考えられない. このことは変成岩の Rb-Sr 年代決定に おいて、ルビジウムを殆んど含まない燐灰石のストロ ンチウム同位体比が同一岩石でもいくつかの異なる値 を示すことがあるというよく知られた事実と似ている. したがって同一岩石中の各種鉱物が結晶時(または再 結晶時に)に同じ同位体比をもっていたかどうか、さ らにその後の変化があったかどうかは、アイソクロン 法によって各鉱物が直線上に配列するかどうかを検討 してみなければわからない.

飛驒片麻岩類については,同一の岩石についてジル コン,スフェンの分析値が2つまたは3つありアイソ クロンを引くことができる.3つの壊変系列があるか ら²³⁸U-²⁰⁶Pb,²³⁵U-²⁰⁷Pb,²³²Th-²⁰⁸Pb,²⁰⁷Pb-²⁰⁶Pb などについて各鉱物相互の関係を検討することができ る.第1表に分析値を,第1,2,3,4,5 図にそれら の結果を示した.

ジルコンの形には錐面をもつ自形柱状のものと円磨 された外形をもつものとがある.円磨された外形をも つものは堆積岩起源の准片麻岩に含まれ,自形のもの は花崗質片麻岩または基性片麻岩中に産出する.第11, 12図版に示したように,円磨されたものが多いもので も少量の自形のものも含まれているが,量が少いので 分析値の補正は何も行なっていない.

それぞれの図で示すように准片麻岩中の円磨された ジルコン (No. HD 14, HD 4) と,明らかに後期に貫 入した下の本花崗岩のジルコン(HD 20)は,他の片麻 岩とは明瞭に区別され,しかも自形ジルコンをもつ片

ジルコン,スフェンの Pb 同位体比初期値と、Pb,Sr 同位体比からみた 飛驒片麻岩・花崗岩の多段階進化過程

1	表	飛驒片麻岩類中のジルコン,	スフエンの鉛同位体組成と,	U. Th,	Pb含有量
---	---	---------------	---------------	--------	-------

第

Table 1. Isotopic composition of lead and concentrations of lead, uranium and thorium of zircon and sphene in the Hida gneissic rocks.

Sample	Isotopic Composition			Co	ncentration (pp	m)	Pafananaa
Sample	²⁰⁶ Pb∕ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb∕ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb∕ ²⁰⁴ Pb	U	Th	Рb	Reference
HD11 Sphene	74.68 ± 0.75	18.57 ± 0.20	126.0 ± 1.5	66.1 ± 1.3	321.5 ± 6.4	8.27±0.17	(2)
HD11 Zircon	840.3 ± 13.4	59.17 ± 1.01	195.5 ± 3.5	531.3 ± 10.0	327.0 ± 6.5	23.42 ± 0.47	(2)
HD11'Zircon	$280.8~\pm~3.7$	28.89 ± 0.40	102.4 ± 1.5	563.9 ± 11.0	—	28.67 ± 0.57	This paper
HD12'Sphene	59.63 ± 0.60	17.78 ± 0.20	94.2 ± 1.1	$114.1~\pm~2.3$	479.1 ± 9.6	14.95 ± 0.30	(2)
HD12'Zircon	148.6 ± 1.8	22.65 ± 0.29	61.10 ± 0.80	$161.7~\pm~3.2$	86.3 ± 1.7	$9.54 {\pm} 0.19$	(2)
HD14 Sphene	341.3 ± 5.5	31.97 ± 0.54	359.7 ± 6.5	$106.7~\pm~2.1$	328.6 ± 6.6	$7.86 {\pm} 0.16$	(2)
HD14 Zircon	$128.0~\pm~2.1$	25.85 ± 0.44	$50.83 {\pm} 0.91$	$335.6~\pm~6.7$	-	43.30 ± 0.87	(1), (2)
HD 4 Zircon	262.3 ± 2.6	28.09 ± 0.31	71.24 ± 0.93	$442.1~\pm~8.8$	—	44.00 ± 0.88	(1) This paper
HD17 Zircon	$303.0~\pm~1.8$	$30.00{\pm}0.21$	$75.21 {\pm} 0.68$	$315.9~\pm~6.3$	—	14.93 ± 0.30	(1), (2)
HD18 Zircon	341.3 ± 5.5	$31.37 {\pm} 0.53$	80.31 ± 1.45	678.3 ± 13.0	267.0 ± 5.3	29.80 ± 0.60	(2)
HD19 Sphene	87.34 ± 0.87	19.17 ± 0.21	113.0 ± 1.4	57.5 ± 1.1	184.0 ± 3.7	$5.83 {\pm} 0.12$	(2)
HD20 Zircon	$326.8~\pm~5.2$	$31.16 {\pm} 0.53$	80.75 ± 1.45	728.5 ± 14.0	314.7 ± 6.3	24.60 ± 0.49	(2)

(1),山口勝(1967):飛驒片麻岩のU-Pb,Rb-Sr法による年代、地質学雑誌,73,(2), p.71.

(2), ISHIZAKA,K. & YAMAGUCHI, M.(1969): U-Th-Pb ages of sphene and zircon from the Hida metamorphic terrain, Japan. Earth, Planet. Sci. Lett., 6, (3), p.179-185.



第 1 図 飛騨片麻岩・花崗岩中のジルコン,スフェンの ²³⁸U/²⁰⁴Pb-²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb
 アイソクロン

Fig. 1. ²⁸⁸U/²⁰⁴Pb--²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb isochron plot for zircon and sphene of the Hida gneiss and granite.

(■ zircon, ● sphene)



(**■** zircon, • sphene)



Hida gneiss and granite. (**■** zircon, • sphene)

第2表 飛驒片麻岩類中のジルコン・スフェンのU-Th-Pbアイソクロンの回帰直線の計算結果とPb同位体比初期値 Table 2. Results of straight line regression of U-Th-Pb isochron and ages of zircons and sphenes in Hida gneissic rocks (Data from Table 1, Refer Figs.1~6).

Decay System	Initial	tan α	Age (m. y.)	Sample
	$\left(\begin{array}{c} 206 \text{ Pb} \\ 204 \text{ Pb} \end{array} \right)_{0}$			Sphene : HD11, HD12, HD19, HD14
²⁰⁶ Pb 238 U 204 Pb 204 Ph	16.64±0.82	0.03791 ± 0.00035	240 ± 2	Zircon : HD11, HD11, HD12, HD17, HD18
15 15	16.93 ± 0.88	0.03774 ± 0.00040	239 ± 3	(exclude HD11 Zircon)
207 Ph 2 235 []	$\left(\begin{array}{c} 207 \mathrm{Pb} \\ 204 \mathrm{Pb} \end{array} \right)_{0}$			Sphene : HD11, HD12, HD19, HD14
²⁰⁴ Pb 204Pb	15.58 ± 0.16	0.2682 ± 0.0066	241 ± 7	Zircon :HD11, HD11, HD12, HD17, HD18
	15.71 ± 0.15	0.2593 ± 0.0068	234 ± 7	(exclude HD11 Zircon)
²⁰⁸ Pb 232 Th	$\binom{208 \text{Pb}}{204 \text{Pb}}_{0}$			Sphene : HD11, HD12, HD19, HD14
204 Ph 204 Ph	39.30 ± 0.82	0.01142 ± 0.00015	230 ± 3	Zircon :HD11, HD12, HD18
10 / 15	39.60 ± 0.87	0.01135 ± 0.00017	228 ± 3	(exclude HD14 Sphene)
²⁰⁷ Pb / ²⁰⁶ Pb /		annan an ann an an an an an an an an an		Sphene : HD11, HD12, HD19, HD14
204 Pb 204 Pb		0.050700 ± 0.000072	227 ±33	Zircon :HD11,HD11,'HD12,'HD17, HD18

Decay Constants. $\lambda = 0.155125 \times 10^{-9}$ /year $\lambda' = 0.98485 \times 10^{-9}$ /year



山口

勝



12 14

第 5 図 飛驒片麻岩・花崗岩中のジルコン,スフェンの ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb の関係

Fig. 5. ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb plot for zircon and sphene of the Hida gneiss and granite. (■ zircon, ● sphene)

第 11 図 版 説 明

1. HD17. 黒雲母花崗片麻岩〜黒雲母花崗閃緑岩質片麻岩中の自形ジルコン, 岐阜県吉城郡神岡町茂住坑内

2. 同 上

- 3. HD11. 眼球片麻岩中の自形ジルコン,岐阜県吉城郡古川町戸市
- 4. 同 上

九州大学理学部研究報告(地質学)第13巻 第2号

第11図版



山口 勝:ジルコン,スフェンの Pb 同位体比初期値

第12図版



100 µm



50 µm

8



100 µm

山口 勝:ジルコン,スフェンの Pb 同位体比初期値

麻岩の内部アイソクロン(ジルコンージルコンースフ ェン)も異なる岩石相互のジルコン,スフェンも大体 同一直線上に配列することがわかる.分析値の誤差を 見積り,YORK (1966)の方法によって回帰直線を引 きそれぞれの鉛同位体比初期値と年代を計算した.第 2表にそれらのまとめを示してある.年代の計算には 最近の壊変定数を用いた(STEIGER & JAGER, 1977).

第6図にしめしたものは Modified Concordia diagram である(第3表参照). この図で使用した(²⁰⁶Pb/ ²³⁸U)*, (²⁰⁷Pb/²³⁵U)* は鉛同位体比測定値から原始鉛 同位体比 (Canyon Diablo Troilite の鉛同位体比) を差し引いたものを用いて計算したものである. この 図は余り用いられていないので参考のため,脚註に式 (ULRICH, 1967) を示した.

第6図でも, 自形ジルコンを含む片麻岩類の示す直

註 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = a_p + \mu_1(e^{\lambda t}p - e^{\lambda t}1) + \mu_2(e^{\lambda t}1 - 1) \cdots (1)$ $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) = b_p + \frac{\mu_1}{137.88} (e^{\lambda' t_p} - e^{\lambda' t_1})$ $+\frac{\mu_2}{137.88}(e^{\lambda' t_1}-1)$ (2) $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})^* = [(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - a_p] \cdot [^{204}\text{Pb}/^{238}\text{U}]$(3) $(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})^* = [(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) - b_p] \cdot [^{204}\text{Pb}/^{235}\text{U}]$(4) (1), (2), (3), (4)式から $({}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U})^* = f(e^{\lambda t}_p - e^{\lambda t}_1) + (e^{\lambda t}_1 - 1)$ (5) $({}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U})^* = f(e^{\lambda' t_p} - e^{\lambda' t_1}) + (e^{\lambda' t_1} - 1)$ (6) 但し $f = \mu_1/\mu_2$ (5)(6)式から $(^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})*=n(^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U})*+(e^{\lambda t_1}-1)$ $-n(e^{\lambda' t_1}-1)$ (7) 但し $n = (e^{\lambda t}_p - e^{\lambda t}_1) / (e^{\lambda' t}_p - e^{\lambda' t}_1)$ (8) 又, 第6図の曲線は Normal Concordia Curve で あって、 $^{206}Pb/^{238}U = e^{\lambda t} - 1$, $^{207}Pb/^{285}U = e^{\lambda' t} - 1$, から 計算したものである. (7)式は (²⁰⁶Pb/²⁸⁸U)*=y, (²⁰⁷Pb /235U)*=x を変数とする直線の式であって, 曲線と

線は Concordia Curve と約2.4億年の点で交差し他 のアイソクロン図で決定された年代と一致する. 准片 麻岩の円磨されたジルコンのうち (HD 14) は 207Pb/ ²⁰⁶Pb 年代が約15億年であることはすでにのべた (山口, 1967, Ізнігака & Уамадисні, 1969). 同 様の円磨されたジルコンは常願寺川上流真川流域、藤 橋の黒雲母准片麻岩(HD 4) にも含まれ両岩石のジ ルコンが 同源の ものとして 線を引くと, Concordia Curve との交点は略 4.9億年を示す. この図には近畿 地方領家帯の君ケ野縞状片麻岩中の円磨された形のジ ルコンで 1782 m.y. の Pb-Pb 年代を示すもののデー タ(石坂, 1969) も入れてあるが、このデータも飛驒 の准片麻岩と同様の値を示し、その起源が類似してい ることを示している. また, 円磨されたジルコンの示 す略4.9億の年代線はこの時期の変成作用の存在を示 唆している, 今後この種のデータをふやして検討する 必要があろう・

Ⅲ. アイソクロンの意義と物質移動

堆積岩起源片麻岩の円磨されたジルコンと火成岩起 源片麻岩類の自形ジルコンは U/Pb 比では明瞭に区別 されるが、黒雲母准片麻岩 (HD 4) のジルコンの鉛同 位体比(第4図)と、石ぼく・ざくろ石・角閃石・透 輝石片麻岩 (HD 14)の円磨されたスフェンの Pb 同 位体比および U/Pb, Th/Pb比(第1~4図)は火成 岩起源片麻岩の示すアイソクロンに完全にのっている. このことはジルコンの鉛がかなり移動していること、 スフェンのウラン、トリウム、鉛の再配分が起こり易

直線との2つの交点の中,下部の交点は t_1 を与える. 上部の交点は2段階進化モデルでは t_p を与えるが, 3段階モデル以上の多段階モデルでは上部交点の意義 づけが出来ない.(7)(8)式のnは直線の傾きであり,直 線と(206 Pb/ 238 U)*軸の交点から t_1 を計算することも 出来(8)式から t_p を計算することも出来る.ここでは a_p , b_p に原始鉛を用いているから t_p は45億年の筈で あるが,3段階モデル以上のモデルでは t_p は45億年 をこえる異常な値となり意味をもたなくなる.

第12 図版説明

5. HD14. 石ぼく・ざくろ石・角閃石・透輝石・斜長石准片麻岩中のジルコン, 全体的に 円磨された 形を示す. 岐阜県吉城郡河合村天生東南方, 黒淵北方約 600 m

- HD4. 黒雲母・斜長石・石英准片麻岩中のジルコン、 円磨された形を示す。 富山県中新川郡立山町千寿原東南方約700 m
- 8. 同 上

^{6.} 同 上

いことを示していると考えられる.

第7,8図はジルコン,スフェンの²⁰⁴Pb モル数と ²³⁸U,²³²Thのモル数との関係を示したものである.第 4表にそのデータを示した.ウランと普通鉛含有量と の間には相関はみとめられないが,円磨されたジルコ ン (HD 14, HD 4) の ²⁰⁴Pb 量が他に比して高いこと, 円磨されたスフェン (HD 14) の ²⁰⁴Pb 含有量が最も 低いことが注目される. 第8図のトリウム一鉛の関係 では, ジルコンは, Th の少いもの程 ²⁰⁴Pb が多く, スフェンではトリウムの多いもの程 ²⁰⁴Pb 量も多い傾





飛驒片麻岩・花崗岩中のジルコン,スフェンの変形 (²⁰⁶Pb/²³⁸U)*, (²⁰⁷Pb/²³⁵U)* 比のプロットと Pb/U 整合年代曲線図

Modified concordia diagram showing the plot of modified (²⁰⁰Pb/²³⁸U)*, (²⁰⁷Pb/²³⁵U)* ratios on the normal concordia diagram for zircon and sphene of the Hida gneiss and granite.

(\blacksquare zircon, \bullet sphene. Nos. 4, 14, Rounded zircon. RK, Rounded zircon of banded gneiss from Kimigano, Kinki, in the Ryoke metamorphic zone).

ジルコン,スフェンの Pb 同位体比初期値と,Pb,Sr 同位体比からみた 飛驒片麻岩・花崗岩の多段階進化過程

第 3 表 Modified concordia diagram 作製に用いたデータ

Table 3. U/Pb isotope ratio used to construct Modified concordia diagram

Sample	²³⁸ U 204 Pb	²³⁵ U 204 Pb	²³² Th204 Pb	(²⁰⁶ Pb/ _{238U})*	$\left(\begin{array}{c} 207 \mathrm{Pb} \\ 235 \mathrm{U} \end{array} \right)^{*}$
HD 11 Sphene	1522 ± 60	$11.03 {\pm} 0.44$	7647± 306	0.0430 ± 0.0017	0.750 ± 0.030
HD11 Zircon	21403 ± 860	155.3 ± 4.6	13611 ± 544	0.0388 ± 0.0015	0.315 ± 0.013
HD11′Zircon	7000 ± 280	50.8 ± 2.0		0.0388 ± 0.0015	0.366 ± 0.015
HD 12′ Sphene	1138 ± 45	8.25 ± 0.33	4938 ± 198	0.0442 ± 0.0018	0.906 ± 0.036
HD12' Zircon	3408 ± 136	24.71 ± 0.99	1879 ± 75	0.0409 ± 0.0016	0.500 ± 0.020
HD 14 Sphene	8603 ± 344	62.4 ± 2.5	27375 ± 1095	0.0386 ± 0.0015	0.347 ± 0.014
HD14 Zircon	1374 ± 55	9.96 ± 0.40	_	0.0864 ± 0.0035	1.562 ± 0.062
HD 4 Zircon	3147 ± 126	22.82 ± 0.91	-	0.0804 ± 0.0032	0.780 ± 0.031
∗RY 9 Zircon	32968	239.6	6733	0.08638	1.295
HD17 Zircon	$7469 {\pm} 299$	54.2 ± 2.2	—	0.0393 ± 0.0016	0.364±0.015
HD18 Zircon	8895 ± 356	64.5 ± 2.6	3618 ± 145	0.0373 ± 0.0015	0.327 ± 0.013
HD 19 Sphene	$1879\pm~75$	13.62 ± 0.54	$6211\pm~248$	0.0415 ± 0.0017	0.653 ± 0.026
HD20 Zircon	11211 ± 448	81.3 ± 3.2	$5004\pm~200$	0.0283 ± 0.0011	0.257 ± 0.010

Primordial Pb isotopic composition used. ap =9.307, bp=10.294 (TATSUMOTO, M. et al. 1973)

*:石坂恭一(1969) 君ケ野縞状片麻岩(円磨された形のジルコン)

弟 4 衣	シルコン・スノエンの 0, 1 h, 201 P b 含有量と U / Th 比
Table 4.	Concentration of U, Th, ²⁰⁴ Pb (µmol/g) and U/Th atomic ratio.

San	nple	U µrmol/g	Th µmol∕g	²⁰⁴ Pb µmol/g ×10-4	U/Th atomic ratio
HD 11	Sphene	0.278	1.386	1.812	0.2004
HD 11	Zircon	2.23_{2}	1.40_{9}	1.03_{5}	1.584
HD 11′	Zircon	2.369	⁻	3.360	
HD12'	Sphene	0.479	2.065	4.184	0.232
HD 12′	Zircon	0.679	0.327	1.979	1.827
HD 14	Sphene	0.448	1.41_{6}	0.517_{3}	0.317
HD 14	Zircon	1.41_{0}	_	10.19	-
HD 4	Zircon	1.85_{7}	_	5.860	-
HD 17	Zircon	1.32_{7}		1.76_{4}	-
HD 18	Zircon	2.849	1.151	3.18_{1}	2.477
HD 19	Sphene	0.242	0.793	1.277	0.305
HD 20	Zircon	3.061	1.356	2.71_{0}	2.257

向がみとめられる. この関係は第8図 U/Th 比と ²⁰⁴Pb 含有量との関係で明らかである. すなわち,ジ ルコンでは U/Th 比の増加に伴って²⁰⁴Pb 量が増加し, スフェンでは U/Th 比の増加に伴って²⁰⁴Pb 量が減少 している. 従って U/Th 比の変化は主として Th の 増減に関係があり,ジルコンでは Th の増加に伴って ²⁰⁴Pb が減少し,スフェンでは Th 増加に伴って²⁰⁴Pb が増加している. 第13図版はジルコンの研磨 面の EPMA による組成像で,明るいところはハフニウム の濃度の高い部分である. 自形ジルコンでは累帯構造 が顕著であるのに対して,円磨されたジルコンでは累 にあったものが他の物質で交代された形を示している. ジルコンは一般に累帯構造があるのが普通であるから 円磨されたジルコンのハフニウムの均一な分布は変成 作用に伴う拡散による均一化の結果とみることができ よう.以上のことから丸いジルコン,特に HD4 は変 成作用の際に放射性起源鉛の殆んどを失い,かわりに 普通鉛が添加され,HD14のスフェンは,放射性起源 鉛の殆んどを失って代りにトリウムが添加されたとみ ることができる. Th-Pb アイソクロン年代が U-Pb 年代に比べて幾分若く出るのは,トリウム,普通鉛を 主とする物質移動が変成作用の後期まで続いたことを 示すものかもしれない.

Ⅳ. 全岩および鉱物の鉛同位体比の関係

前章でのべた飛驒片麻岩類のジルコン,スフェンか ら決定される鉛同位体比初期値は、測定誤差を考慮し ても、神岡鉱山の方鉛鉱の鉛同位体比とは明らかに異 る.第9図に MIYAZAKI, SATO, SAITO (1973) に よるこの地域の片麻岩,眼球片麻岩,船津花崗岩の全 岩とその中のカリ長石の鉛同位体比と、ジルコン,ス フェンによる等時線およびその鉛同位比初期値との関 係を示した.附表1に用いたデータを示してある. MIYAZKI らによる眼球片麻岩と、そのカリ長石(No. 1602), 珪長質片麻岩とそのカリ長石 (No. 1605),お よび船津花崗岩とそのカリ長石 (No. 6714)の測定で は、全岩とカリ長石との鉛同位体比にはあまり差がな い.カリ長石の鉛同位体比はむしろ神岡鉱山の方鉛鉱 の鉛同位体比に近い値を示し、ジルコン,スフェンの



 $(\mu mol/g)$

Fig. 7. ²³⁸U-²⁰⁴Pb (μmol/g) relationship for zircon and sphene of the Hida gneiss and granite.

鉛同位体比初期値とは異なっている.

眼球片麻岩(戸市産)の全岩鉛同位体組成は筆者ら が分析した戸市の眼球片麻岩中のジルコン,スフェン (山口 1967, ISHIZAKA & YAMAGUCHI 1969)の示す アイソクロンの上に完全にのっている.一方第4図で は,黒雲母・角閃石片麻岩(HD 12')のジルコンが他 のデータに比べてアイソクロンの直線からややずれる ことが認められる.この全岩の分析値がないが, MI-YAZAKI らによる同地域(野口北方)の角閃石・黒雲 母片麻岩(No. 1601)および透輝石片麻岩(No. 1607) と黒雲母・角閃石片麻岩(HD 12)のジルコン,スフ ェンを結ぶ直線は,他のジルコン,スフェンの示す直 線と平行である.従って測定誤差の範囲内ではあるが ジルコン,スフェンの鉛同位体比初期値は全岩毎に多 少の差があるとみられ,分析精度が高ければいくつか の平行なアイソクロンを引くことができるのであろう.

眼球片麻岩は船津花崗岩の周辺部にみられ,野沢ら (1975) は船津花崗岩のミローナイト化したものすな わちミローナイト質アダメライトと呼んでいる.眼球 状をなすマイクロクリンは斑状変晶であって,片麻状 構造形成時における再結晶によるものであり,眼球片 麻岩全岩の U, Th 含有量が低いこと,マイクロクリ ン形成後の時間が U, Th 系列としては短いために, 全岩とカリ長石との間の鉛同位体比の差が余り起らな かった.船津花崗岩や珪長質片麻岩のカリ長石と全岩 の鉛同位体比が余り違はないのも同様であって,ジル コンやスフェンの結晶時期とカリ長石の結晶(または 再結晶)の時期は異なるものと考えざるを得ない.

第13 図版説明

ジルコンの研磨面の EPMA による組成像、明るくみえるところがハウニウム 含有量が高いところである、

- 9. HD16. 黒雲母花崗片麻岩中のジルコンの累帯構造. 岐阜県吉城郡神岡町栃洞 坑内
- 10. HD15. 船津花崗岩中のジルコン. 岐阜県吉城郡神岡町朝ノ浦の橋の右岸
- 11. HD14. 前出, 准片麻岩中の円磨された外形をもつジルコン
- 12. HD4. 前出, 准片麻岩中の円磨された外形をもつジルコン

九州大学理学部研究報告(地質学)第13卷 第2号

第13図版











50 µm

山口 勝:ジルコン,スフェンの Pb 同位体比初期値

スフェンは形の丸いものもあるが、その他のものは 岩石組織からみて再結晶の産物である、一方ジルコン も形の丸いものと自形のものとがあり、丸い形のジル コンは古い年代を残している、丸い形のジルコンやス フェンが残っていることは、変成作用でこれらの鉱物 が再結晶することが困難であることを示している、従 って自形の ジルコン結晶は もともと マグマ から結晶 し,その後の変成作用である程度 U-Th-Pb 系の再配 分を行ったものであるから,これら鉱物の示すアイソ クロン年代(2.4億年)とその鉛同位体比初期値は, 片麻岩形成(変成作用)の初期を示すものと考えられ る.



および U/Th比 と ²⁰⁴Pb 含有量との関係 (図中のマークは第7図と同じ) Fig. 8. ²³²Th-²⁰⁴Pb (µmol/g), and U/Th-²⁰⁴Pb for zircon and sphene of the Hida gneiss and granite. (Marks in the Fig. refer Fig.7).

勝

船津型花崗岩と下の本型花崗岩とは野外で密接な産 状を示し,船津型が下の本型に貫入しているといわれ る(野沢ら,1975).また眼球片麻岩は船津型のミロ ーナイト化したものと考えられているが,戸市の眼球 片麻岩のジルコン・スフェン年代は略239±3 m.y.で あり,下の本型花崗岩のジルコン年代は約180 m.y.で あることからみて,飛驒地域の花崗岩活動は2.4億年 よりやや古いものと1.8億年前後のものとに区分され ることがわかる.茂住の花崗片麻岩も古い方の花崗岩 活動を示していると考えられる.眼球片麻岩のカリ長 石斑状変晶の年令のデータはないが,この年代は片麻 岩類の雲母などの鉱物年代である180 m.y.前後(YA-MAGUCHI et al. 1970, SHIBATA et al. 1970)と考 えて差支えないであろう.

第9図²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 図に示したように 飛驒片麻岩類,眼球片麻岩および船津花崗岩とそのカ リ長石の鉛同位体比は直線的配列を示し特に火成岩起 源と考えられる黒雲母角閃石片麻岩,眼球片麻岩,船 津花崗岩などの直線性がよい.なお,宮崎らのデータ には天生附近のアダメライトの鉛同位体組成もあげて あるが,この年令は3.4億年と0.7億年と考えられてお りここで取り扱った2.39~1.8億年のものとはかなり 鉛同位体組成が異なるので直線の計算からは除外した. 片麻岩や船津花崗岩類の形成には交代作用やミグマ タイト化作用の影響も考えられている(野沢ら1977). 片麻岩中によくみられる珪長質脈の発達は縞状構造形 成時の珪長質物質の移動を示している.

前章でのべたジルコン,スフェンの U, Th, Pb 成 分の移動は恐らく珪長質物質の移動に伴うものであり, カリ長石の鉛同位体比が、船津花崗岩類を含めた片麻 岩類の回帰直線にのることは、このような物質移動に 伴う現象であることを示唆する. しかしジルコン,ス フェンのつくるアイソクロンと全岩(カリ長石を含む) アイソクロンがいちぢるしく斜交するから、片麻岩形 成期 (2.39~1.80億年前) における珪長質物質の移動 は全岩間の鉛同位体比を均一化する程のものではなく, 極部的な物質の添加または逸脱を示しているものと考 えられる.カリ長石と全岩との鉛同位体比の間にあま り差がないのは、片麻岩や花崗岩質岩の U, Th 含有 量が 1ppm 以下と極めて低いことによる. 後にのべ るように、 ジルコン、 スフェン形成時の ²³⁸U/²⁰⁴Pb (=µ) はかなり高いものでなくてはならないから, カ リ長石が1.8億年前の鉛同位体比を保存しているとす ると、この1.8億年前の時期にUの逸散(減少)があ ったと考えなければならない. Uの逸散は珪長質脈の 発達またはミグマタイト化作用における物質移動に伴



スフェンの鉛同位体比初期値

Fig. 9.

²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb vs ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb diagram showing average initial lead of zircon and sphene, lead of whole rocks and K-feldspars of Hida gneiss and granite. ったものであるかもしれない.このことはUの逸脱が 花崗岩の残液または片麻岩のアナテクシスにおける残 液の逸散を示している可能性もある.眼球片麻岩には 珪長質脈の発達は認められない.この岩石の黒雲母, 角閃石はほとんど緑泥石や緑簾石になっており,斜長 石も著しく変質してカオリンやセリサイトに変化して いるのにカリ長石斑状変晶は新鮮である.Uの逸散は ミロナイト化作用における上記のような変質作用に関 連しておこり,この時期に全岩のカリウムや鉛がカリ 長石斑状変晶形成にあづかったと考えられる.

船津花崗岩のカリ長石と全岩の鉛同位体比が全く一 致するのも、カリ長石形成後のUの逸散を示している.

船津花崗岩と眼球片麻岩が同源のマグマから分化作 用によって2.4億年前後から1.8億年前頃までの期間に 形成されたとすれば、2つの全岩のつくる鉛同位体比 の直線は当然、ジルコンやスフェンのつくるアイソク ロンと略同じ傾きをもつ筈である.実際にはかなり大 きい角度で斜交する.このことは両者が単なる岩漿分 化の産物ではなく、その起源物質が異なることを示す ものである.

第9図に示した花崗岩一片麻岩の鉛同位体比の直線 的関係は一般的には進化モデルと混合モデルのいづれ かで説明できる筈である.混合モデルの場合の端成分 はこの場合,最も鉛同位体比の高い黒雲母角閃片麻岩 と,最も同位体比の低い船津花崗岩の鉛が混合して中 間的組成をつくる場合である.鉛の大部分はカリ長石 に含まれるから,これら岩石類の化学分析値からノル ム Q-Ab-Or 図,Ab-An-Or 図,を作製し混合モデル を検討したが,混合では説明困難であり,これまでに も述べた,交代作用,ミグマタイト化作用,またはア ナテクシスに伴う物質移動は極部的な作用であって, 不均一な岩石またはその起源物質を広範囲に混合する ことは起り難いのであろう.かりに物質移動に伴う鉛 の混合があったとしても,その時期は1.8億年前頃の 事件である.

第 5	表	飛驒変成岩地域の片麻岩,片岩,花崗岩の Rb- Sr 年代と ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr初期値
Table	5.	Rb-Sr age and ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr initial ratio of gneiss, schist and granite of the Hida
		metamorphic terrain.

C	Rb-Sr Age	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	D. f
Sample	$\lambda = 1.42 \times 10^{-11}/y$	initial	present	Reference
Muscovite quartz schist (Red leptite)	229± 3	0.7097	0.7150	YAMAGUCHI et al.(1970)
Mušcovite biotite quartz schist (Gray leptite)	"	0.7060	0. 7080	6 . 6
Muscovite biotite quartz schist (Banded leptite)	*	0.7057	0.7080	<i>, ,</i>
Staurolite schist	"	0.7055	0.7070	<i>"</i> "
Muscovite biotite quartz schist (Black leptite)	"	0.7048	0.7072	» »
Biotite hornblende schist	"	0.7040	0.7053	<i>""</i>
6 whole rocks of leptite	485 ± 35	0.7032	(0.7053~ 0.7150)	· · · /
Hornblende - biotite - plagioclase- quartz - para gneiss (HD 1) / (HD 2) / (HD 4)	$181 \pm 9 \\ 190 \pm 8 \\ 180 \pm 7$	0.7087 0.7100 0.7105	0.7100 0.7110 0.7120	This paper, 山口(1967) " " "
Biotite-hornblende-plagioclase gneiss (HD 14)	543±90	0.7170	0.7190	
Graphite-garnet-hornblende diopside-plagioclase para-gneiss	480 ± 100	0.7033	0.7150	" "
Adamellite (6750)	341	0.706		UENO, N.(1968)in MIYAZAKI et al.(1973)
» (6730)	73	0.714		* *
Funatsu granite (6714)	181	0.705		* *
Adamellite (Shimonomoto type, 4 whole rocks)	180	0.7050	0.7050~ 0.7084	SHIBAATA et al. (1970)
Katakaigawa schists and gneisses	221 ± 6	0.7048	0.7125~ 0.7056	* *
Muscovite biotite-plagioclase quartz schist (2702)	250	0.7042	0.7057	۵ »

勝

V. PbとSrの同位体比からみた飛驒変成岩,花 崗岩の多段階進化

鉛同位体比のみでは複雑な飛驒地域の火成,変成作 用を理解することは困難であるので、 U-Pb, Rb-Sr 同位体比を総合して考えてみる. 第10図は時間の経過 に従ってこの地域の花崗岩,変成岩類の Sr 同位体比 がどのように変化しているかを示してある. 用いたデ ータを第5表に示したが、論文から引用したものの外 に,筆者が口頭で発表したが印刷公表してなかったデ ータも入れてある.時間0の縦軸の値は、それぞれの 全岩が現在示している Sr 同位体比である. なお, こ の図のデータは Eimer & Amend SrCO₃ の ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比が0.7080になるように補正し、 Rb の壊変定数には 1.42×10⁻¹¹/y を用いて年代を再計算した. 各年代に おける ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比は全岩一鉱物アイソクロンから計 算した鉱物年代とその初期値を用い、一部全岩年代と その初期値も用いてある.

筆者は玄武岩類の鉛,ストロンチウム同位体比の研 究から、マントルは37~38億年以降分化をくり返して いると考えて居り、富士・箱根・伊豆・大島地域の新 生代玄武岩類は, 略37億年前に分化した二次マント ルが これら 玄武岩類の 起源物質であると 考えている (YAMAGUCHI, 1978, 山口, 1979). 第10図にはその 研究から推定した初期マントルおよび二次マントルの ストロンチウム同位体比の平均的進化曲線を参考のた めに入れてある.

宇奈月のレプタイト層の下位にある角閃石片岩およ び黒淵の石ぼく・ざくろ石・角閃石・透輝石・斜長石 片麻岩 (HD14, 15億年以上の 207Pb/206Pb 年代をもつ 円磨されたジルコンを含む)の Sr 同位体比進化曲線は 全く一致し,進化線の傾きは平均的玄武岩の Rb/Sr 比 よりやや大きい. 最近 広井(1978)は,筆者ら(YAMA-GUCHI & YANAGI, 1970) が全岩年代として 4.85 億



飛驒地域の片麻岩,片岩,花崗岩の全岩および鉱物年代と(⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)初 第10図 期値とによる Sr 同位体比進化図 (図の下側の 2 つの 曲線は 玄武岩類の Pb 同位体比, Sr 同位体比から推定したマントルの進化曲線である)

Fig. 10.

Sr evolution diagram of gneiss, schist and granite of Hida metamorphic terrain. (The two curves in the lower part of the figure are mantle evolution curves estimated from Pb and Sr isotopic study of basaltic rocks, YAMAGUCHI, 1978, 山口, 1979)

ジルコン,スフェンの Pb 同位体比初期値と,Pb,Sr 同位体比からみた 飛驒片麻岩・花崗岩の多段階進化過程

第 6 表 飛驒変成岩,花崗岩の多段階進化モデルによるµと Pb 同位体比の試算

Table 6. Tentative calculation of μ values and Pb isotopic compositions of Hida metamorphic and granitic rocks by multi-stage evolution model.

Stage	1	2	3	4	5		206/204 Calc.	206/204 Obs.
Age.×10 ⁹ year	4.53	3.66	0.485	0.24	0.18	1	207/204 Calc.	207/204 Obs.
Hornblende biotite plagioclase gneiss						v	18 67	18 63
μ	8.25	9.50	9.5	9.5	0	у	15.74	15.77
Black leptite µ	8.25	9.00	19	3.4	0	x y	18.48 15.63	18.49 15.63
Augen gneiss μ	8.25	9.00	5.7	46 minimum value	8.0	x y	18.48 15.62	18.48 { 15.65 15.70
	8.25 8.25	(7.60) 8.25	1.0	137	8.0 8.0	x x	18.48 18.66	18.48
Funatsu granite µ	8.25	9.00	5.7	14	3.2	x y	18.04 15.59	$ \left\{ \begin{array}{c} 18.07 \\ 18.06 \\ 15.58 \\ 15.52 \end{array} \right. $

年を与えた音沢橋のレプタイト層と相当の宇奈月グル ープの晶質石炭岩から石炭期後期と考えられるコケ虫 や有孔虫の化石を報告した.したがってレプタイト層 は4.85億年前に起源をもつ塩基性および酸性物質が二 次的に堆積または両物質の混合堆積したものである可 能性が高くなった.

4.85億年前の二次マントルの ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比はレプタ イト層の初期値(0.7030)と一致するから,この時期 に二次マントルから発生した玄武岩の活動が考えられ る.一方15億年前の円磨したジルコンをもつ黒淵の片 麻岩は明らかに堆積岩起源であり,その鉱物一全岩年 令は変成作用の時期を示すと考えざるを得ない.この 時期の変成作用の可能性は,円磨されたジルコンの modified concordia diagram にも示されている.

天生のアダメライトや音沢橋の Red leptite の作る Sr 同位体比の成長曲線が略一致し, leptite 全岩年代 の Sr 初期値は,黒淵の石ぼく・ざくろ石・角閃石・ 透輝石・斜長石片麻岩の Sr 初期値と等しい.船津花 崗岩の Sr 同位体比成長曲線の延長上に音沢橋の角閃 片岩の Sr 同位体比がある.この角閃片岩の Sr 同位体 比は2.4億年前の変成岩形成期のものであり,この時期 は茂住や栃洞の自形ジルコンをもつ花崗片麻岩などに 示される花崗岩活動期でもありその起源物質として基 性堆積岩が関与していることを予想させる.黒雲母・ 斜長石・石英准片麻岩 (HD 1, HD 2, HD 4) や白 雲母・黒雲母・石英片岩 (black leptite) の成長曲線 の傾きは,船津花崗岩や天生花崗岩のアダメライトと は異なり,これらの准片麻岩等が完全溶融してもアダ メライトは生成し難いことを示している.

次に重要なのは黒雲母・角閃石・斜長石片麻岩(HD12) の成長曲線である.本岩は分析精度が悪く,年代値も 余り決定的ではないが ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 値が著しく高く,そ の曲線の傾きは小さいので,この塩基性岩の起源がマ ントルに関連があるとすると,二次または一次マント ルとの交点の年代は極めて古いものとなる.本岩の Sr 初期値は略 37 億年前頃に一次マントルから分化した 塩基性地殻にその起源をもつと思われる大陸地域の片 麻岩ないし塩基性貫入岩(山口,1979の第1図,グリ ンランドの Amitsoq gneiss(記号 AM); Bushveld Complex (BV), Stillwater Complex (ST))のつく る成長曲線の延長上にある.

第9図²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb-²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb 図で,野口北方の 黒雲母・角閃石片麻岩が,基性岩起源であるにかかわ らず鉛同位体比が高く,逆に船津花崗岩が酸性岩であ るにかかわらず鉛同位体比が低い原因は,このように その起源物質の生成年代に関連があり,第10図に示し た Sr 同位体比の進化図と対応しているといえる.

花崗岩,片麻岩類のジルコン・スフェンの鉛同位体 比初期値とその年代から考えて,自形ジルコンを結晶 させた物質は2.4億年で示される変成作用初期と同時

勝

かまたはそれより少し前に生成したと考えられる.戸 市の眼球片麻岩は Sr 初期値のデータがないが,鉛同 位体比が船津花崗岩(下の本型か?)より高いこと, SHIBATA ら (1970)が片貝川の眼球片麻岩の Sr 初 期値として 0.708 を記載していること,ジルコン年代 が2.4億年前であることからみて,むしろ天生のアダ メライトの活動に近縁関係をもつものと考えられよう.

このような考察に基き、多段階進化の式を用いて鉛 の同位体比の進化を考察してみる.

第9図に示した片麻岩,船津花崗岩全岩およびカリ 長石の鉛同位体組成がほぼ 180 m.y.前の組成を保持 しているとして,回帰直線の傾きから,単純な2段階 進化の式を用いて年代を算出すると次のようになる.

 $R = \frac{(e^{\lambda' t_1} - e^{\lambda' t_2})}{137.88(e^{\lambda t_1} - e^{\lambda t_2})},$

 $R=0.350\pm0.062$ $t_{2}=0.18\times10^{9} \text{ year}$ $\lambda=0.155125\times10^{-9}/\text{ year}$ $\lambda'=0.98485\times10^{-9}/\text{ year}$

 $t_1 = 3.66 \pm 0.20 \times 10^9$ year

これら変成岩・花崗岩の鉛同位体比の作る直線は, 富士・箱根・伊豆・大島地域の新生代玄武岩類の鉛同 位体比 および 年代とほとんど一致し (YAMAGUCHI 1978, 詳細は別報の予定),飛驒片麻岩,花崗岩類が, 略37億年頃前に分化した,上記玄武岩類と共通の2次 マントルに関連をもつことを予想させる.

鉛同位体比による直線は,角閃石・黒雲母片麻岩, 眼球片麻岩,船津花崗岩の鉛で決定されるといってよ い. 船津花崗岩の鉛は, 隕石の平均的 アイソクロン (zero isochron) の上にあるが、この岩石は約1.8億年 前の鉛同位体比を略そのまま保持していると考えられ るから、1段進化とは考えられず、45億年の原始マン トルから、後期に分化した物質にその起源を求めなけ ればならない.角閃石・黒雲母片麻岩が37億年前に原 始マントルから分化した初期地殻物質の進化線の延長 上にある(第10図)ことはすでにのべた.下の本型花 協岩と眼球片麻岩のジルコンの鉛同位体比(第4図) は同一直線上にあり、両者の起源物質が同一であるこ とを予想させる. 第10図で示したように,船津花崗岩 (下の本型,船津型),天生花崗岩,レプタイトなどは 4.8億年前頃に、37億年前に分化した2次マントルか ら形成された、基性火山岩質堆積岩(恐らく玄武岩質 溶岩,石灰苦鉄質堆積岩を含む堆積岩-15億年前のジ ルコンを含むことあり)に起源をもつと考えることが できる.眼球片麻岩や下の本型花崗岩の活動は2.4億 ~1.8億年前の事件であり、37億年の長い時間にくら べればごく最近の事件であり、この期間の鉛の成長は 小さく、かりにミグマタイト化作用による混合があっ たとしてもその時期は2.4~1.8億年前の事件であるか ら、飛騨片麻岩、花崗岩の鉛同位体比の36.6億年の直 線は37億年前に分化した基性初期地殻物質、および2 次マントルの鉛同位体比の進化によって規定されてい ると考えられる.

分析値から計算される片麻岩,黒色レプタイトのµ は3.2~3.4である.戸市の眼球片麻岩については,カ リ長石が1.8億年前の鉛を保持しているとして,次の ような計算ができる.

1) $x=a+\mu(e^{\lambda t_1}-1), t_1=180$ m.y.

a をカリ長石の鉛同位体比

x を眼球片麻岩全岩鉛同位体比とすると μ=8.1

2) $x = x_0 + \mu_1(e^{\lambda t_1} - e^{\lambda t_2}) + \mu_2(e^{\lambda t_2} - 1)$

- ジルコン,スフエンの鉛同位体比初期値 x₀=16.93±0.88
 - $y_0 = 15.71 \pm 0.15$
- $z_0 = 39.60 \pm 0.87$
- とし t_1 =240 m. y. t_2 =180 m. y. μ_2 =8.0 とすれば μ_1 =137±91

即ち µ₁=46~228 となる。

玄武岩の鉛同位体比から推定した原始マントルは μ =8.25, 二次マントルは μ=9.0~9.3 程度であるから, これらのデータを用いて

 $x = a_0 + \mu_1(e^{\lambda t_1} - e^{\lambda t_2}) + \mu_2(e^{\lambda t_2} - e^{\lambda t_3})$

 $\begin{aligned} &+\mu_3(e^{\lambda t_3}-e^{\lambda t_4})+\mu_4(e^{\lambda t_4}-e^{\lambda t_5})+\mu_5(e^{\lambda t_5}-1) \\ & \text{ORIC} \end{aligned}$

 $t_1 = 4.53 \times 10^9$ year, $t_2 = 3.66 \times 10^9$ year,

 $t_3 = 0.485 \times 10^9$ year, $t_4 = 0.240 \times 10^9$ year,

 $t_{5}=0.180 \times 10^{9}$ year を用い夫々の stage

のµを計算すると第6表のようになる.

MIYAZAKI ら (1973 a) の data から μ を計算する と, 古生層の schalstein で μ =6.1, sandstone & clayslate で μ =12, shaly sandstone で μ =3.14, また, 玄武岩の μ = 2~28, 平均12程度である (Doe, 1967). 第6表の第3段階の μ_3 =5.7, は schalstein の値に近く,船津花崗岩や眼球片麻岩が基性堆積岩に その起源をもっという第10図からのデータと一致する. 角閃石・黒雲母・斜長石片麻岩の μ_{2-4} =9.5 はマント ルとしては高過ぎるので,基性火成岩と考える方が妥 当であり,黒色レプタイトの μ_3 =19も堆積岩として 適当である.

第4段階は変成作用と花崗岩マグマ形成時期(2.4億

ジルコン,スフェンの Pb 同位体比初期値と、Pb,Sr 同位体比からみた 飛驒片麻岩・花崗岩の多段階進化過程

年前)である. 花崗岩の μ は 6 ~45, 平均19前後 (DOE, 1967) であり, ジルコン, スフェンの鉛同位体比初期 値から計算した眼球片麻岩の μ_4 =46~228 のうち,下 限の値は通常の花崗岩の範囲にあるが上限値および平 均値 (μ_4 =137)は著しく高い. μ_4 =137を用いると第 2 段階の μ_2 =7.60 はマントルとしては 低過ぎて不適当 である. したがって現段階では μ_4 は 46~137 の間に あると考えざるを得ない. 恐らく 2.4 億年前の鉛同位 体比初期値がやや低めに出ているのであろう. このよ うにみると飛驒地域の花崗岩マグマは基性堆積岩のア ナテクシスによって形成され,最初にできる液体は著 しく μ値の高いものであり, ジルコンはそのような液体から初期に晶出したものと考えられよう.一方μの 増加は神岡鉱山の方鉛鉱のような鉛鉱物が液体から分離することによって起るかもしれない.これらの問題 を詳しく検討するためにはUや Pb の各造岩鉱物の分配係数の測定が重要である.

従来花崗岩のストロンチウムの研究から、 その Sr 同位体比がマントルの Sr 同位体比に近いという理由 で、マントルから直接花崗岩マグマが発生するような 議論がなされることがあるが、そのようなことが起こ るかどうかは疑わしい.

附表 1 飛驒地域の片麻岩, 眼球片麻岩, 船津花崗岩の全岩およびカリ長石の鉛同位体組成 (MIYAZAKI, A., SATO, K., and SAITO, N. 1973 a, 1973 b より採録, 測定 誤差は 206/204, 207/204 で 0.3%, 208/204 で 0.4%として計算してある)

Sample No.	Sample	²⁰⁴ Pb/ ²⁰⁶ Pb	207Pb/ 204Pb	208 Pb/ 204 Pb
1601	Hornblende-biotite-gneiss Noguchi (野口北方)	18.63 ± 0.056	15.77±0.047	38.85±0.16
1607	Diopside-gneiss.Noguchi (野口北方)	18.79 ± 0.056	15.81 ± 0.047	39.38 ± 0.16
1605	Quartz-feldspathic gneiss Kamikotani (上小谷)	18.49 ± 0.056	15.63 ± 0.047	38.54 ± 0.15
	🔹 🛷 K-feldspar	18.31 ± 0.055	15.64 ± 0.047	38.23 ± 0.15
1606	Biotite garnet gneiss Tsunogawa (角川)	$18.37 {\pm} 0.055$	15.72 ± 0.047	39.82 ± 0.16
6715	Biotite gneiss. Tochibora (栃洞)	$18.48 {\pm} 0.055$	15.64 ± 0.047	39.08 ± 0.15
1602	Augen gneiss. Toichi (戸市)	18.48 ± 0.055	15.70 ± 0.047	39.55 ± 0.16
	» « K-feldspar	18.33 ± 0.055	15.65 ± 0.047	38.49 ± 0.15
6714	Granite. Funatsu (船津)	18.07 ± 0.054	15.52 ± 0.047	38.12 ± 0.15
	» » K-feldspar	18.06 ± 0.054	15.58 ± 0.047	38.22 ± 0.15
1501	Muscovite biotite quartz schist (Black leptite) (音沢橋)	18.49 ± 0.056	15.63±0.047	39.31 ± 0.15

文 献

- DOE, B.R. (1967): The bearing of lead isotopes on the source of granitic magma. *Jour. Petrology*, 8, (1), 51-83.
- GALE, N. H. and MUSSETT, A. E. (1973): Episodic uranium-lead models and the interpretation of variations in the isotopic composition of lead in rocks. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 11, (1), 37-86.
- 広井美邦(1978): 飛驒変成帯宇奈月地域の地質・地質 学雑誌, 84, (9), 521-530.
- ISHIZAKA, K. and YAMAGUCHI, M. (1969): U-Th-Pb ages of sphene and zircon from the Hida metamorphic terrain, Japan. *Earth and Planetary Science Letters*, 6, (3), 179-185.
- 石坂恭一(1969):近畿地方領家帯のジルコンのU-Th -Pb 年代について、 岩石鉱物鉱床学会誌, 62, (3), 191-197.
- MIYAZAKI, A., SATO, K. and SAITO, N. (1973a): Lead isotopic studies of metamorphic and

sedimentary rocks from the Hida metamorphic terrain, Japan. Geoch. Journal, 6, 105-116.

- MIYAZAKI, A., SATO, K. and SAITO, N. (1973b): Lead isotopes of granitic rocks from the Hida metamorphic belt and some isotopic features of igneous rocks in Japan. *Geoch. Journal*, 7, 231-244.
- 野沢 保・河田清雄・河合正虎(1975):飛驒古川地域 の地質.5万分の1図幅 金沢(10),第43号,地域 地質研究報告.pp.79,地質調査所.
- O'NIONS, R. K. and PANKHURST, R. J. (1978): Early Archaean rocks and geochemical evolution of the earth crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 38, 211-236.
- SAKAI, H. and SATO, K. Isotopic composition of the common lead of Japan. Geochim. et Cosmoch. Acta, 15, No. 1/2, 1.
- SHIBATA, K., NOZAWA, T. and WANLESS, R. K. (1970): Rb-Sr geochronology of the Hida metamorphic belt, Japan. Canadian Journ. Earth Sciences, 7, (6), 1383-1401.

勝

- STEIGER, R. H. and JÄGER, E. (1977): Subcommision on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo-and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, 36, 359-362.
- TATSUMOTO, M., KNIGHT, R. J. and ALLÈGRE, C. J. (1973): Time differences in the formation of meteorites as determined from the ratio of lead-207 to lead-206. Science, 180, 1279-1283.
- ULRYCH, T. J. (1967): Oceanic basalt leads: A new interpretation and an independent age for the earth. *Science*, **158**, 252.
- 山口 勝(1967):飛驒片麻岩の U-Pb, Rb-Sr 法による年代. 地質学雑誌, 73, (2), 71.
- YAMAGUCHI, M. and YANAGI, T. (1970): Geochronology of some metamorphic rocks in Japan. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 63, (1), 371-388.
- YAMAGUCHI, M. (1978): A multi-stage evolution model interpretation of the mantle by lead and strontium isotopic composition in basaltic rocks. Short Papers of the Fourth International Conference, Geochronology, Cosmochronology, Isotope Geology, 1978. R. E. ZARTMAN, Editor, Geological Survey Open-File Report, 78-701, p. 462-464. U.S. Geological Survey.
- 山口 勝(1979): Pb と Sr の同位体比からみたマン トルの多段階進化モデルの問題.日本列島構成の同 位体地球科学(山口勝編), p.15-17.
- YORK, D. (1966): Least-squares fitting of a straight line. Can. J. Phys., 44, 1079-1086.
- サンプル採取地と岩石の概要 (Ishizaka & Yamaguchi 1969 参照)
- HD1, HD2, HD4. 黒雲母・角閃石・斜長石・石英准 片麻岩. 富山県中新川郡立山町千寿原東南約 700 メ ートル, 常願寺川上流真川の右岸砂防工事軌道沿い. HD4 から分離した ジルコン は円磨された外形を示 す.
- HD11, HD11′. 眼球片麻岩. 岐阜県吉城郡古川町戸 市,ジルコンは自形,錐面をもち長柱状,累帯構造 顕著,ごく少量の丸い形のジルコンを含む. 眼球状 をなすマイクロクリンは斑状変晶である. 野沢ら (1975) によれば本岩は船津花崗岩がミローナイト 化作用をうけた結果縞状構造が出来たもので,眼球 様ミローナイト,またはミローナイト質アダメロ岩

に相当するという. HD11, HD11' は約40kgの岩石 から採取した一つのジルコン集合物から分割したも のの番号で,部分によって分析値が異なるのは,ジ ルコンが粒子でとに異なる組成をもつためと思われ る.

- HD12'. 黒雲母・角閃石・斜長石・片麻岩. 岐阜県吉 城郡古川町 野口北方約2.2km,宮川左岸,国鉄高山 線トンネル北側,現在セメント吹きつけのため露頭 が見えなくなった. 中粒, 片理のよく発達した岩石 で構成鉱物は緑色角閃石,アンデシン,マイクロク リン,石英,少量の緑泥石化した黒雲母を主とし自 形のスフエンがかなり認められる. ジルコンは細粒, 半自形粒状で長柱状のものは少い.野沢ら(1975) の芦谷層に属するものと思われ,源岩は基性火山岩 〜深成岩と思われる.
- HD14. 石ぼく・ざくろ石・角閃石・透輝石・斜長石 ・准片麻岩. 岐阜県吉城郡河合村天生東南方,小鳥 川右岸,黒淵北方約600 m. 中細粒,構成鉱物は透 輝石,褐緑色角閃石,マイクロリン,斜長石,石英, ざくろ石,黒雲母,石ぼくを主とする.ジルコン, スフエン,共に丸く,円磨された外形を示す.野沢 ら(1975)の天生層の岩石で,源岩は石灰苦鉄質砂 岩と思われる.
- HD15. 黒雲母花崗岩(船津花崗岩). 岐阜県吉城郡 神岡町朝ノ浦,橋の右岸.黒雲母,マイクロクリン, 石英,斜長石からなり,野沢ら(1975)の斑状アダ メロ岩に相当すると思われる.ジルコンは自形長柱 状.
- HD16. 黒雲母花崗片麻岩. 岐阜県吉城郡神岡町栃洞 坑内,片状構造があり,緑泥石化した黒雲母,マイ クロクリン,石英,斜長石を主とする.野沢ら(1975) のミローナイト質アダメロ岩に相当するものかもし れない.
- HD17. 黒雲母花崗片麻岩 一黒雲母花崗閃緑岩質片麻 岩. 岐阜県吉城県神岡町茂住坑内,片状構造があり, 緑泥石化した黒雲母,マイクロクリン,石英,斜長 石を主とする. 自形長柱状ジルコンを含む.
- HD18. 透輝石・黒雲母・准片麻岩. 富山県中新川郡 立山町藤橋,黒雲母,透輝石,斜長石,石英を主と し、少量のマイクロクリンを含む.
- HD19. 透輝石・片麻岩. 岐阜県吉城県神岡町栃洞, 透輝石,斜長石,石英を主とする不均一な岩石.
- HD20. 角閃石・黒雲母花崗閃緑岩 岐阜県吉城郡上 宝村広河原,野沢ら(1975)の下の本型花崗岩にあ たる.角閃石,黒雲母,斜長石,マイクロクリン, 石英を主とする.