

## 地球化学の話

⑭

## 同位体地質学〔10〕

とくにU・Th・PbおよびRb・Srについて

倉 沢 一

## 固体試料と分析誤差

ストロンチウム同位体の分析における同位体分別(isotopic fractionation)は  $Sr^{86}/Sr^{88}=0.1194$  によって補正される。ストロンチウム同位体には放射性起源ではないこれらの同位体比について天然には一定であるという仮定が設けられている。しかし鉛の安定同位体のうち3つは放射性親同位体を持っているのでストロンチウムのような方法は適用できない。ある試料をくりかえして測定したときのたとえば  $Pb^{206}/Pb^{208}$  の平均値によって補正することによって再現性は高くなるが研究機関の間の比較(interlaboratory comparison)にはつかえない。

固体試料を表面電離法(surface ionization method)で分析することを一般に固体質量分析と呼びスパーク法(spark method)やイオン衝撃法(ion bombardment method)を含めても最も普通に行なわれるようになってきている。この表面電離法の特長は

- 1) 希ガスや窒素 酸素のように単位が気体であるものを除いて多元素についての測定が可能である
- 2) メモリー(memory)効果が少ない
- 3)  $10^{-5}$  g以下の極微量の試料の測定ができる

などである。その反面個々の試料をそれぞれ別のフィラメントに塗り加熱(電流を通じて)してイオンをつくるので測定条件を同一にすることはほとんど不可能である。そのために測定精度が劣って $\pm 1\%$ 程度が一般的である。

電離用フィラメントは純粋でしかも高融点金属が用いられタングステン(W) タンタル(Ta) レニウム(Re) 白金(Pt)の仕事関数はそれぞれ約4.5 4.1 4.9 4.7~6.3Vといわれている。これらの関数よりイオン化電圧が高くなると急速に電離効率が低下する。したがってそれらよりイオン化電圧の低いセシウム(Cs) バリウム(Ba) ルビジウム(Rb) カリウム(K)はイオン化しやすい。このことは非常に少量でも不純物として混入している場合測定妨害となることを意味している。一般にアルカリ元素では同位体分別効果が大きいといわれている。同位体効果はフィラ

メントの種類や塗付した試料の化合物の形に影響される。タングステン レニウム タンタルの順にその効果が大きくなる。硫酸塩と硝酸塩との間では差はないが塩化物はそれらより大きい効果をしめしている。これらの事実は単一フィラメント(single filament)方式にあらわれるが多重フィラメント(multiple filaments)方式では同位体効果ははるかに小さい。表面電離法の大きな短所に質量差別効果(mass discrimination)があるがそれはフィラメントの幾何学的位置(geometry)やイオン源の状態の変化 試料元素の種類などに原因があると考えられているがいまだに未解決の問題である。

フィラメントの物質のちがいでによって同位体組成測定値に変動があることが知られている。たとえばある標準試料(standard sample)をタンタルおよびレニウムのフィラメントで測定するとつぎようになる。

Ta フィラメント

$$Pb^{206}/Pb^{204}=16.62\sim 16.70$$

$$Pb^{206}/Pb^{207}=1.0732\sim 1.0733$$

$$Pb^{206}/Pb^{208}=0.4568\sim 0.4574$$

Re フィラメント

$$Pb^{206}/Pb^{204}=16.71\sim 16.75$$

$$Pb^{206}/Pb^{207}=1.0704\sim 1.0708$$

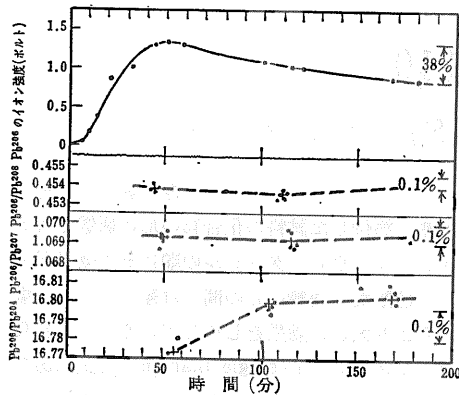
$$Pb^{206}/Pb^{208}=0.4541\sim 0.4552$$

このちがいは明らかに分析誤差をこえたものである。したがって使用するフィラメントの物質による補正が必要である。

ドウら(Doe, 1967)は次の実験で硫化鉛による表面電離法の分析誤差の原因を追求している。すなわち

- 1) フィラメント上の試料の位置
- 2) 長時間の測定(第1図)
- 3) 真空
- 4) 他の陽イオンの影響
- 5) 試料処理から測定までの時間の影響
- 6) 試料量の影響

である。0.1%程度の変動を生ずるものを除いて問題になるのは5)と6)である。5)についてはたとえば沈澱をつくって一部を直ちに測定し残りの部分を一週間放置し測定すると  $Pb^{206}/Pb^{204}$  比で0.75% Pb



第1図 Ci T 標準試料の長時間測定例  
0.1%の幅を右側に示した

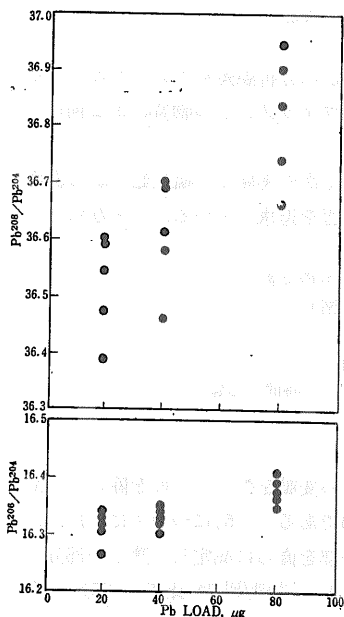
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  比で約1.0%の変動が認められた。また試料の量を  $20\mu\text{g}$  と  $80\mu\text{g}$  の場合の同位体比を測定すると同量の試料の間での  $\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204}$  の変動は  $20\mu\text{g}$  のときで0.6%  $80\mu\text{g}$  のときで0.8%であった。また  $80\mu\text{g}$  試料の場合は  $20\mu\text{g}$  試料の場合より約1%高い同位体比を与えている(第2図)。こうした問題点を検討しこれらの影響を可能なかぎり取り除いて同じ試料をくり返し測定をした例を第3図に示した。

もし同位体比測定におけるばらつきが最も存在率の低い同位体の  $\text{Pb}^{204}$ (約1.37%)の測定に原因があるとするとこの図にあらわれる点のばらつきは水平になるはずである。また原因はともかく測定の際のばらつきが全く random であれば図中の点の分布は不規則になるはずである。図において最小自乗法で求め

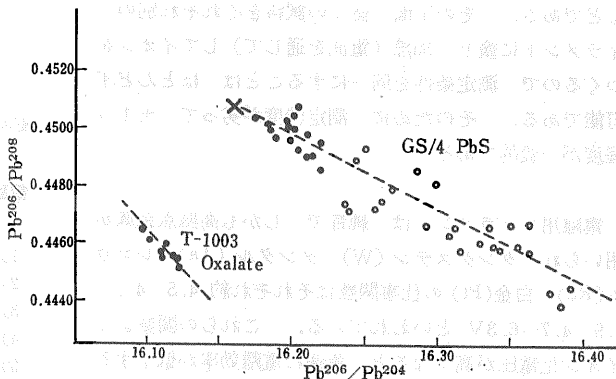
た直線の傾斜と同位体比の平均値から  $(\text{Pb}^{208}/\text{Pb}^{204})_{\text{av}} \times (\text{slope})$  を計算すると0.945という値がえられる。これは測定におけるばらつきが同位体比の質量数の差に比例するような同位体分別に起因すると考えたときの値1.00とよく一致する。フィラメント物質のちがいはによる同位体分別の大きさにも相違があることがこの図からも明らかである。

クーパーとリチャード(Cooper & Richards 1966)は鉛化合物の揮発性が固体試料の分析上の同位体分別の一つの原因となっていると考えて硫化鉛より揮発性の小さい化合物として鉛を抽出することを試みている。すなわち鉛のシウ酸塩を真空中で加熱すると金属鉛と酸化鉛に分解することを利用した。しかしシウ酸塩は無色のために抽出操作の過程でチェックしにくいことまた過剰のシウ酸アンモニウムが存在すると可溶性の錯イオンを作るおそれがあることなどの難点がある。ともかく純粋な形で微量の鉛が抽出され測定が行なわれた。第3図にこの資料も示してある。ドウらの値と比較するとこの方法での同位体分別は硫化鉛法と同等かあるいはそれ以上であり0.12~0.32%という測定値のばらつきは少々大きい。以上の方法はすべて単一フィラメントによる。

カタンザロ(Catanzaro 1967 a b)は三重フィラメントで分析精度の向上を試みている。塩化物 硝酸塩 水酸化物の3種類について検討し硝酸鉛と水酸化



第2図  
GS/4 標準試料測定と  
試料量の関係  
 $\text{NH}_4\text{NO}_3$  はほぼ一定



第3図 固体試料分析のばらつき  
白丸: Re フィラメントによる GS/4 の測定値  
黒丸: Ta フィラメントによる GS/4 の測定値  
GS/4 の分析値はドウら(1967)  
T-1003 はクーパーとリチャード(1966)による  
X: カタンザロ(1967)による平均値

第 1 表 標準試料の分析結果

研究者	研究機関方法	206/204	206/207	206/208
(A) CIT Standard				
Doe et al.	USGS, PbS(Ta)	16.633±0.07	1.0732±0.0016	0.4572±0.0015
Doe et al.	USGS, PbS(Re)	16.752±0.049	1.0701±0.0017	0.4541±0.0013
Doe et al.	USGS, PbS(Re)	16.754±0.049	1.0700±0.0017	0.4543±0.0013
Tatsumoto	USGS, PbS(Re)	16.744±0.041	1.0707±0.0010	0.4547±0.0011
Cooper and Richards	ANU, Oxalate	16.784±0.012	1.0687±0.0016	0.4538±0.0009
Gast et al.	USGS, PbS(Ta)	16.72	1.0718	0.4556
		16.75	1.0703	0.4547
Catanzaro	NBS, Triple Pb(OH) <sub>2</sub>	16.625±0.017	1.0743±0.0004	0.4580±0.0002
Delevaux	USGS, PbI <sub>2</sub> (gas)	16.76±0.03	1.0736±0.002	0.4579±0.0009
(B) GS/4 Standard				
Delevaux et al.	USGS, PbS(Ta)	16.21 ±0.019	1.0472±0.0006	0.4496±0.0005
Catanzaro	NBS, Triple Pb(OH) <sub>2</sub>	16.160±0.017	1.0489±0.0004	0.4508±0.0002
Delevaux et al.	USGS, PbI <sub>2</sub> (gas)	16.27 ±0.034	1.0487±0.0009	0.4507±0.0005
(C) T-1003 Standard				
Cooper and Richards	ANU, Oxalate	16.111±0.008	1.0362±0.0007	0.4458±0.0004
Doe	CIW, PbS(Ta)	16.07±0.07	1.0356±0.0016	0.4460±0.0014
Hamilton	Oxford, PbS	16.13~16.22		

USGS: 米国地質調査所 ANU: オーストラリア国立大学 CIW: ワシントン カーネギー研究所  
Oxford: オックスフォード大学

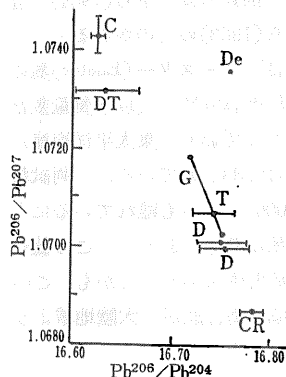
アンモニウムを レニウムフィラメント上で混合し 水酸化物の沈澱を作る場合が 最も強く安定したイオン流を生じたという。三重フィラメントが高い精度をうるのは 試料量など通常の単一フィラメント法での誤差の原因の影響が 極端に低くなるためである。また 単一フィラメントの分析では イオン電流が次第に増加してくるのを待って測定する必要があるが 三重フィラメントでは シグナルの大きさや データをとりはじめる時を全く自由にコントロールできるというすぐれた点がある。

第 1 表に 3 種類の標準試料についての分析結果を示す。CIT (カリフォルニア工科大学) 標準試料について注目すると フィラメントの物質による同位体組成のちがいが誤差のはんいをこえてみられる。最も精度の高いカタンザロの分析結果は タンタルフィラメントを用いた場合の値に近いことも注目される。第 4 図は第 1 表に示した測定値の一部を示したものである。

一般に広く用いられている硫化鉛法において 質量数によるばらつきがあり フィラメントの物質による系統的な差があるので 同位体分別の補正の方法と 研究機関相互の比較の方法の問題がある。鉛の場合はストロンチウムの場合のような方法での補正法は使えない。試料のくり返し測定により Pb<sup>206</sup>/Pb<sup>208</sup> の平均値によって補正することで 再現性は高くなるが 研究機関相互の比較補正には適用できない。また ドウら (1966)

やドウ (1967) のように すべての同位体比をタンタルフィラメントを使用したときの測定値に対して 独立に補正しても 結局はフィラメント物質のちがいによるずれが補正されても 同位体分別の影響を補正する方法としては適当ではない。タンタルフィラメントによる測定値は 最も精度の高い三重フィラメントの測定値に近い。

同位体分別の補正法は たとえばある標準試料について 信頼できる気体試料の測定平均値のある同位体比に対して 固体試料測定と同じ同位体比の補正係数を計算し 同位体分別についての仮定 つまり質量数差に比例するという仮定をもとにして 他の同位体比の補正係数を計算するという方法が考えられる。しかし これを正確に行なうには 同位体分別の詳細について情報をえ



第 4 図 CIT標準試料の分析結果  
C: カタンザロ (三重フィラメント)  
DT: ドウら (Taフィラメント)  
G: ガスト テイルトンヘッジ  
T: 立本  
D: ドウら (Reフィラメント)  
Cr: クーパー リチャード (oxalate)  
De: デレバウクス (PbI<sub>2</sub>ガスソース)  
直線は分析誤差を示す

なければならない。これが表面電離法における最も重要な問題である。

気体試料の測定結果は 固体試料の測定にみられたような系統的なばらつきはなく 全く不規則なばらつきを示す。この場合の標準偏差は完全に本来の意味を持っている。気体試料の測定に用いられる試料は 鉛分離法の性質から 鉛鉱石鉱物に限られるので 鉱床学には貢献できても 地球のマントルや地殻の進化のためには直接結びつけられていない。分析結果の解析法は 鉛同位体の進化のプロセスを追求することにはじまり 測定値は 同位体比を座標軸にとった図上の 測定点の位置 分布を検討することとなるのである。固体試料の測定上の 上述のような問題点が存在する現在 注意して分析結果を扱うことが大切である。

### 火山岩の Pb 同位体

火山岩 とくに玄武岩質岩石中の Pb 含有量はきわめて少なく しかも試料調製 化学処理における環境や試薬類からの汚染などによる作業の困難さなどのために Sr 同位体の測定数よりはるかに Pb 同位体測定研究が少ない。しかし 研究者の努力により 火山岩成因論に貢献できるような情報が蓄積されつつある。

玄武岩質岩石をはじめとする塩基性岩の Pb 同位体測定は ティルトンら(Tilton et al 1954) パタソンら(Patterson et al 1955)やティルトンとパタソン(1956)らによってはじめられた。その後 塩基性岩類の Pb 同位体研究は 増田(1964) パタソン(1964) ガストラ(Gast et al 1964) ティルトンら(1964) 立本(1966 a b) クーパーとリチャード(1966) ドウ(1967) 倉沢(1968) ムーアバスら(Moorbath et al 1969) 立本(1969)などによって進められている。未印刷ではあるが 公表されたいくつかの成果も紹介しよう。

### 海洋地域の火山岩

この地域の研究としては 前述のガストラ(1964) 立本(1966 a b)やパタソンら(1963)のものがある。

パタソンらの扱った岩石は イースター(Easter)島の流紋岩(黒曜岩)である。Pb<sup>206</sup>/Pb<sup>204</sup>比(以下質量数だけで表現する)が19.31 となっており 東太平洋海嶺からのドレジ試料のK-長石の19.33と似ている。両試料は 東太平洋海嶺上で 1,000 マイルも離れているにもかかわらず このような一致は興味がある。この値は鉛の同位体において著しく放射性であり しかも この海嶺地域を含めて 海洋地域の海洋底が 大陸地域より分化が進んでいないようにみえる。

大西洋中央海底山脈のアッセンション(Ascension)とガウフ(Gough)島の火山岩については 前に述べた Sr 同位体と同様に ガストラ(1964)によって研究されている。アッセンション島の206/204比は 玄武岩質岩石において 19.43~19.55 粗面岩において 19.70 黒曜岩で 19.50 である。これに対して ガウフ島の同比は玄武岩質岩石が18.37 粗面岩が18.43 と18.64~18.73 である。玄武岩質岩石についてみると アッセンション島はおよそ19.5 ガウフ島は18.4となり 大きな差が認められる。207/204比は 両島ともおよそ15.7で 大差はない。ついでながら Pb 抽出における blank の量は 0.1 $\mu$ g と この論文では報告しているので 測定値はよいものと考えられる。

地球の年令を 4.55b.y. とした隕石モデルでえられた 0m.y. の geochron に対して ガウフ島のはよく一致しているが 一方アッセンション島のは より放射性源の Pb であって -600m.y. という negative model age を示している。両島間の206/204比は 207/204 比よりもはっきり差があらわれている。つまり ガウフ島火山岩の源において およそ 1.5b.y. の期間存在していた U/Pb 比より 高い同比をもったアッセンション島火山岩の源が考えられる。一つの重要な事実は 両島の間にあって 一方では Pb 同位体の206/204比が高く Sr 同位体の87/86比が低いということ また他方では206/204比が低く 87/86比が高いという逆関係が認められることである。

彼らは 種々の考察を行なったが 上述の現象を説明することは困難とみている。ともかく 両島間で認められる同位体組成のばらつきは それぞれの発生源である上部マントルの不均一性をあらわすと考えられる。また 両島の分化物である粗面岩類が 高いSr の 87/86 比などをもっていることは 放射性源 Sr<sup>87</sup>(Rb<sup>87</sup>) を同化していると考えられるが Pb 同位体からは そう簡単に説明できないようである。色々な資料によると 本地域には大陸性地殻物質の存在が考えられないからである。

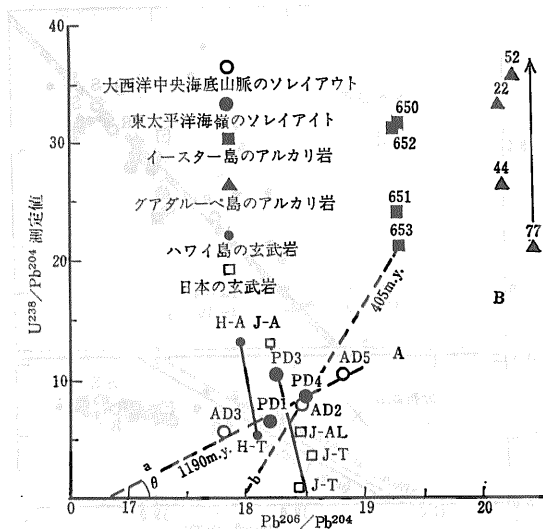
海洋地域の Pb 同位体組成については 立本(1966 a b)のすぐれた研究がある。両論文では ハワイのソレイアイトおよびアルカリ玄武岩 硫黄島(小笠原群島)の粗面岩 イースター(Easter)島とグアダループ(Guadalupe)島のアルカリ玄武岩から流紋岩 さらに大西洋中央海底山脈と東太平洋海嶺のソレイアイトをあつかっている。日本の火山岩についても論じているが 後に触れる。

ハワイのソレイアイトの206/204比は18.05 アルカリ玄武岩は17.94で後者がわずかに低い。これに対して分化物の中性岩類は18.53にまで増加し変動を示している。しかしこれらの間に系統的な変化は認められておらず問題が残されている。

海洋地域のイースター島とグアダルペ島の玄武岩(ほとんどのものがアルカリ玄武岩)では206/204比についてみると前者のものは19.3 後者では20.2~20.4でありハワイの値より高い値である。一方大西洋中央海底山脈と東太平洋海嶺のものはそれぞれ17.8~18.8および18.2~18.5であって大きな変動はみられない。これらの岩石はソレイアイトとされているが厳密には低アルカリソレイアイトである。しかしその一部に高アルミナ玄武岩もみられ一般にはソレイアイトとしてもよい。これらを206/204—207/204図によって検討すると隕石モデルからえられた geochron の0m.y. 付近にプロットされる。前述のイースター島のものは—700m.y. ガウフ島のそれは—1,500m.y. をあわし  $\mu_0(U^{238}/Pb^{204})$  の計算値)は8.8~8.6である。

ここでこれらの海洋地域の火山岩を  $Pb^{206}/Pb^{204}-U^{238}/Pb^{204}$  (測定値) 図で吟味すると次のようになる(第5図)。この図は  $Rb^{87}/Sr^{86}-Sr^{87}/Sr^{86}$  図と同じ意味もっている。したがって図中の点線(convergence line)の一つ(a)は海洋地域のソレイアイトとイースター島のアルカリ岩の年齢が1,200m.y. と0m.y. であることを示している。AとBはイースター島とグアダルペ島のアルカリ岩の本源マグマの持つべき組成をあらわしているといえる。もしイースター島のアルカリ岩が太平洋のソレイアイトマグマから生成されたとそのPbの分化時期はおよそ400m.y.(b)となる。またハワイや日本の火山岩はnegative ageを示しそれぞれが独立に生成されたことを示唆している。その他種々の考察から次のような結論がでている。

- ① 海洋地域のソレイアイトは 原マンテル物質から分化した上部マンテルからもたらされた
- ② イースター島のアルカリ岩は <20m.y.に結晶分化作用によって生成された
- ③ イースター島の火山岩は 分化の過程で地殻との混成作用を受けていない
- ④ しかし いくらかの混成作用が グアダルペ島の岩石に認められる
- ⑤ 海洋地域のアルカリ玄武岩は 同地域のソレイアイトマグマから 結晶分化作用によって生成された
- ⑥ 海洋地域のソレイアイトのPb同位体組成のちがいは 分化



第5図 海洋地域火山岩の  $^{206}/^{204}Pb-U^{238}/Pb^{204}(\mu)$  関係図(立本1966b)

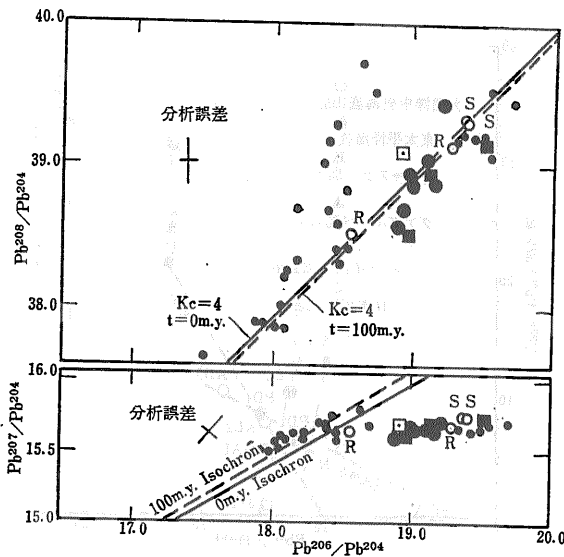
した上部マンテルの 異なる深さでの部分溶融でもたらされた

つけ加えるならば エンゲルら (Engel et al 1964) などの報告によると その岩石学的研究から 海洋地域のソレイアイトは マンテルから噴出された本源マグマであり アルカリ玄武岩は 火山体の下位において 結晶の重力分別によって ソレイアイトから生成されたという。この結論は Pb 同位体からえられた結論とは矛盾がないが Pb 同位体による研究からは このマグマ生成に関与したマンテルは 原マンテルに物質が分化したものであることがつけ加えられる。つまり その上部マンテルは 低い Th/U や  $Sr^{87}/Sr^{86}$  比をもっていると考えられるからである。

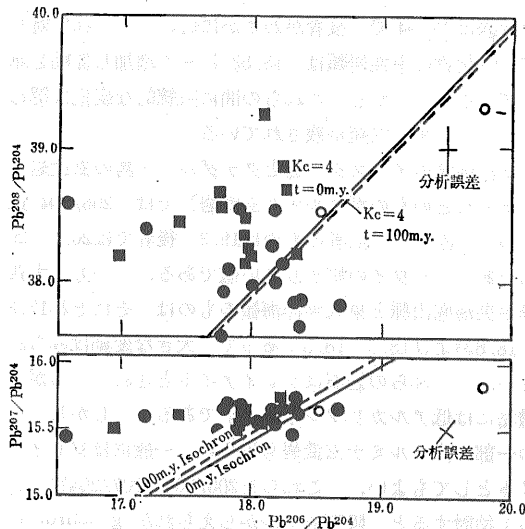
### 大陸地域と大陸周縁地域の火山岩

この地域の総括的な研究は 北米大陸を中心に ドウ (Doe 1967 1968)らによって行なわれている。とくに海洋地域との対比で浮彫にされている。ドウは酸性岩の成因を追求しているが 地球上 とりわけ北米大陸と海洋地域に問題を絞り それぞれの岩石区 地殻構造の持つ同位体組成の属性を明らかにした。第6図に北米大陸海岸地域と海洋地域(日本を含めて) 第7図に北米大陸地域の Pb 同位体組成の関係図をそれぞれ示した。

これらから明らかのように 海岸地域(大陸周縁部)では Pb 同位体組成が狭い範囲で特徴づけられ しかも closed system model で考えると その Pb 同位体比は J-type である。一方 大陸内部地域は Pb 同位体組成の広いばらつきで特徴づけられ また 海岸地域の



第6図 北米大陸西海岸地域と海洋地域の火山岩の Pb 同位体(Doe 1967)



第7図 北米大陸内部地域の火山岩の Pb 同位体(Doe 1967)

ものより less radiogenic であり B-type である。換言すれば 大陸内部地域は Pb 同位体組成からは positive anomalies がまた海岸地域では negative anomalies が認められる。これは  $U^{238}/Pb^{204}(\mu)$  と  $Th^{232}/U^{238}(\kappa)$  とからみると 大陸内部地域は海岸地域より  $\mu$  が低く  $\kappa$  が高い事実と結びつく。

ハミルトン (Hamilton 1966)は 先カンブリア紀岩石の部分溶融で 中生代や新生代の花こう岩質マグマが生成されたといえるといっている。玄武岩マグマと地殻物質との混成作用を考えてみよう。先カンブリア紀の酸性岩中の放射性鉱物 たとえば uranorthorite zircon epidote sphene monazite などの混成作用は 206/204 208/204の増加をもたらすが zircon は一般に  $Th > U$  であるから 必ずしもそうはならない。zircon が欠除し sphene に富む場合は その混成作用の進行によって 206/204 208/204が大きくなる。また長石が Pb の混成作用のおもな源となるときは 206/204 は 208/204より 大きな差を生ずる。

大陸内部地域と海岸地域の Pb 同位体組成のちがいは次の2点で説明できる。その一つは 大規模な地殻物質の混成作用が 古い岩石の部分的混成作用を通じて 上部地殻中で発生する可能性が 大陸内部ではいちじらしいこと もう一つは 海岸地域の地下深所の上部マンツルの部分溶融 あるいは大陸内部の下部地殻の部分溶融などによる酸性マグマの生成である。ドウは論文の中で 上部地殻物質の完全溶融; 放射性成分の loss あるいは玄武岩-はんれい岩源からの Pb と Sr の deriva-

tion などと 上部地殻物質の溶融; 上部地殻物質による混成作用を受けたかんらん岩-玄武岩源からのマグマ; U/Pb 比の分化の効果などの点について論及している。

ドウ リップマン ヘッジ 倉沢 (Doe Lipman Hedge Kurusawa 1969) は北米ロッキー山脈の火山岩とくに玄武岩類の成因を論じ 岩石学的に認められた混成作用の事実と Pb 同位体との関係について さらに議論を進めている。大陸および大陸周縁部地域ではしばしば 玄武岩マグマと地殻物質との混成作用が行なわれ とくに  $Pb^{206}/Pb^{204}$  比が低くなる傾向を再確認している。また 立本(1969)は 北米西海岸山脈地域の火山岩について研究し その中で Pb 同位体組成を変えるような混成作用があっても 必ずしも主化学成分を変えるようなことを伴うとは限らないことがあると報告している。玄武岩中の同比が 2~4% less radiogenic になっている。世界中のおもな地域の測定値を第2表にまた 第8図にそれらをプロットした。

### 日本の火山岩の Pb 同位体

日本の火山岩中の Pb 同位体研究は 増田(1964)によってはじめられ (立本 1966 a b)によって論じられた。またクーパー-トリチャード (Cooper & Richards 1966) も日本の火山岩について論及している。増田(1962)は Pb 抽出における 化学的分解処理過程の汚染をすくなくすることと 抽出操作を容易にするために貢献した蒸発法を開発した。この方法は 立本(1966 a b)や倉沢(1968)の研究において とくに Pb 含有量の少ない塩基性岩類について有効であった。次に説明する日本の

火山岩の産地(火山名)を第9図に示しておく。

第2表 世界のおもな地域の火山岩の Pb 同位体組成

玄武岩の Pb 同位体の代表的な測定値(平均)を第3表に示した。本源マグマに近い成分(結晶分化尺度 Solidification Index 略して S.I.≒40)の玄武岩において U/Th 含有量はソレイアイトからアルカリ玄武岩へと高い値をもっている。測定された  $\mu(U^{238}/Pb^{204})$  と  $\kappa(Th^{232}/U^{238})$  はアルカリ玄武岩に高い。

第10図に示したように Single stage model の成長曲線で求められた  $\mu_0$  は 8.47~8.90 の幅をもち伊豆・箱根地方の火山岩は isochron(現在)に集中している。隠岐島後や北西九州・高島のアルカリ玄武岩の  $\mu_0$  は低く  $Pb^{206}$  に不足している。伊豆・箱根地方から高島を結ぶ線を考えると isochron に斜交する。

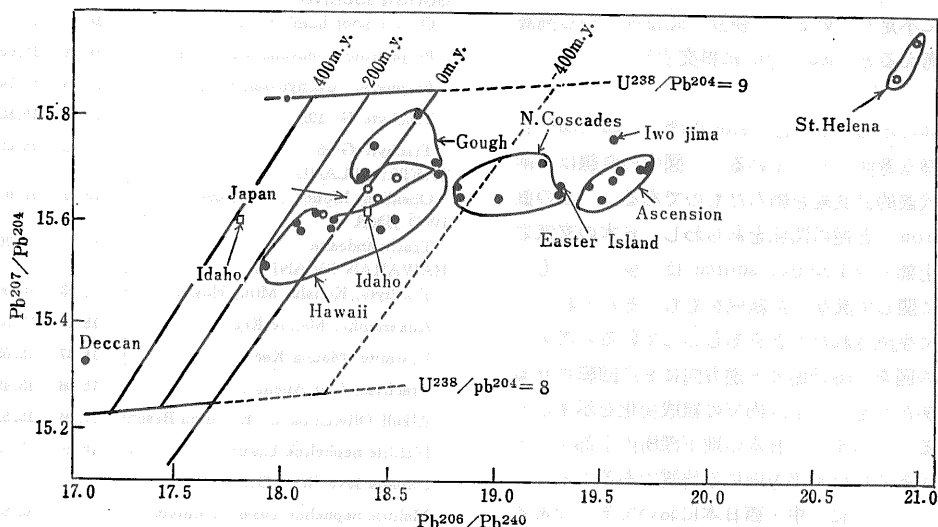
次に第11図に示したものは  $Rb^{87}/Sr^{86}$  と  $Sr^{87}/Sr^{86}$  との関係と同様な意味をもっている。図中の直線は前述の日本の代表的玄武岩を結んだものである。この直線は isochron と逆の関係をあらわし日本の玄武岩マグマの上部マントルでの source は少なくとも Pb 同位体に関して異なった組成をもちそれぞれのマグマが独立に生成されたことをあらわしていると考えられる。この図を時計廻りと逆方向に 90° 回転させると直線はあたかもマントル内での組成変化を示すかのようにみえる。つまり日本の地下深所の上部マントルには上下あるいは水平方向に不均質であることは確からしい。とくに中・西日本においてそうである。しかしもし玄武岩マグマの持っている同位体組成の特徴属性が必ずしもマントルの source のそれをあらわしていないというのであれば問題は別である。このことについては今後の解決すべき大きな問題である。

Pb 同位体組成にあらわれた東・西日本の火山岩の特徴について考えてみよう。伊豆・箱根地方と西日本の火山岩のそれぞれの Pb 同位体組成に大きなちがいが認められる。ここで東北日本と北海道の渡島大島を含めた東北日本 traverse と伊豆・箱根地方—隠岐島後—高島の中・西日本 traverse とを検討してみる。東北日本 traverse の玄武岩質岩石は伊豆・箱根地域のものより radiogenic である。また第11図において中・西日本 traverse で認められた直線関係とは異なるほぼ垂直な関係がみられる。渡島大島のアルカリ岩系岩石は東北日本の火山岩より  $Pb^{206}$  に関して less radiogenic である。

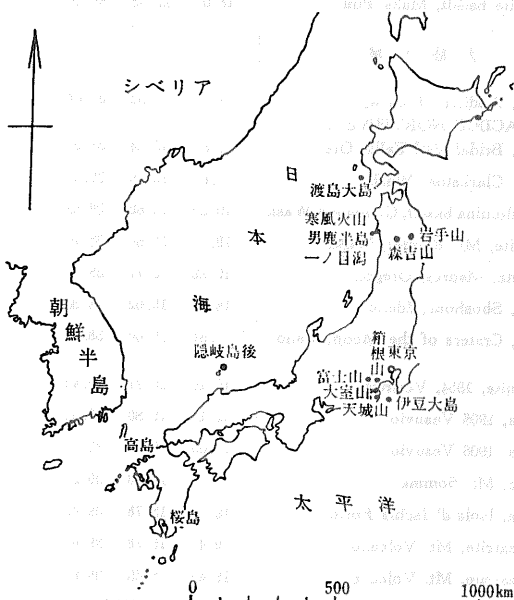
	206/204	207/204	208/204
海洋地域			
ASCENSION ISLAND			
Olivine basalt, Travellers Hill	19.43	15.67	38.20
Olivine-poor basalt, Portland Pt.	19.55	15.68	39.04
Obsidian, bomb	19.50	15.64	39.21
Syenite, inclusion	19.58	15.70	39.38
Trachyte, Craggs Dome	19.71	15.71	39.44
Trachyte, Cross Hill Quarry	19.71	15.70	39.44
Trachyte, Riding School Crater	19.70	15.71	39.43
ST. HELENA			
Phonolite, Riding Neck Stone	20.96	15.95	40.63
Phonolite, Sandy Bay Barn	20.87	15.88	40.49
GOUGH ISLAND			
Olivine poor basalt G-132	18.37	15.68	39.98
Porphyritic trachyandesite G-15	18.39	15.69	39.15
Porphyritic trachybasalt G-95	18.43	15.74	39.26
Trachyte G-19D	18.64	15.80	39.70
Trachyte G-3	18.73	15.69	39.40
EASTER ISLAND			
Obsidian, Mount Ourito, 362	19.31	15.67	39.17
IWO JIMA			
Trachyandesite	19.56	15.76	39.51
HAWAIIAN ISLANDS			
Trachyte, Kohala, Mtn., Hawaii	18.53	15.60	38.36
Ankaramite, Mauna Kea	18.46	15.58	38.30
Hawaiiite, Mauna Kea	18.47	15.63	38.40
Trachyte, Puu Anahula	18.08	15.49	38.22
Alkali Olivine basalt, Keauhou Beach	17.94	15.51	37.85
Melilite-nepheline basalt	18.24	15.58	38.16
Nauanu lava flow, Oahu	—	—	—
Melilite-nepheline basalt, Honolulu	18.17	15.61	38.33
Tholeiite basalt, Maka Puu	18.09	15.58	38.24
大陸地域			
INDIA			
Basalt, Andheri, Bombay	17.10	15.33	37.84
USA, PACIFIC NORTHWEST			
Basalt, Bridal Veil Falls, Ore.	18.82	15.64	38.92
Basalt, Clarkston, Wash.	18.81	15.66	39.01
High-alumina basalt, Glenwood, Wash.	19.29	15.65	38.83
Andesite, Mt. Rainier, Wash.	19.01	15.64	38.76
Rhyolite, Madras, Oregon	19.22	15.71	39.42
Basalt, Shoshone, Idaho	18.35	15.62	38.88
Basalt, Craters of the Moon, Idaho	17.81	15.60	38.66
ITALY			
Cotunnite, 1954, Vesuvio	19.16	15.77	39.43
Galena, 1906 Vesuvio	19.16	15.80	39.50
Galena, 1906 Vesuvio	19.05	15.71	39.12
Galena, Mt. Somma	19.10	15.73	39.20
Galena, Isola d' Ischia Forio	18.99	15.78	39.43
Cannizzarrite, Mt. Volcano	19.47	15.78	39.65
Cannizzarrite, Mt. Volcano	19.49	15.85	39.81

第3表 日本の代表的な火山岩のPb同位体組成

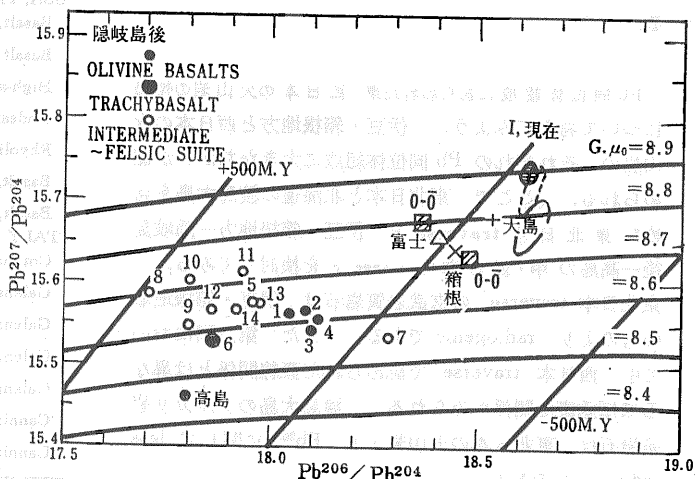
	同位体組成 Isotopic composition			含有量 Concentration (ppm)			原子比 Atomic ratio	
	206/204	207/204	208/204	U	Th	Pb	Th <sup>232</sup> /U <sup>238</sup>	U <sup>235</sup> /Pb <sup>204</sup>
大島(Th)	18.53	15.68	38.77	0.26	0.33	3.85	1.3	3.3
北伊豆(Th)	18.45	15.64	38.60	0.16	0.30	1.88(?)	1.9	6.9
富士(HA)	18.40	15.66	38.66	0.40	1.12	4.20	2.6	5.5
隠岐島後OB	18.09	15.56	38.60	0.67	3.48	3.53	5.4	12
TB	17.86	15.53	38.39	0.53	2.63	2.43	5.0	14
北西九州・高島TB	17.80	15.46	38.09	0.89	4.35	3.14	5.0	19
隠岐ミュージア岩	17.80	15.57	38.58	1.43	8.20	9.00	5.9	10
隠岐粗面岩	17.87	15.61	38.78	2.73	16.5	16.6	6.3	10
隠岐後アルカリ流紋岩	17.91	15.56	38.73	3.05	23.0	18.9	7.8	10



第8図 世界のおもな地域の火山岩のPb同位体組成



第9図 測定した日本の火山の位置図



第10図 日本の火山岩のPb同位体組成(1) 記号は第11図参照

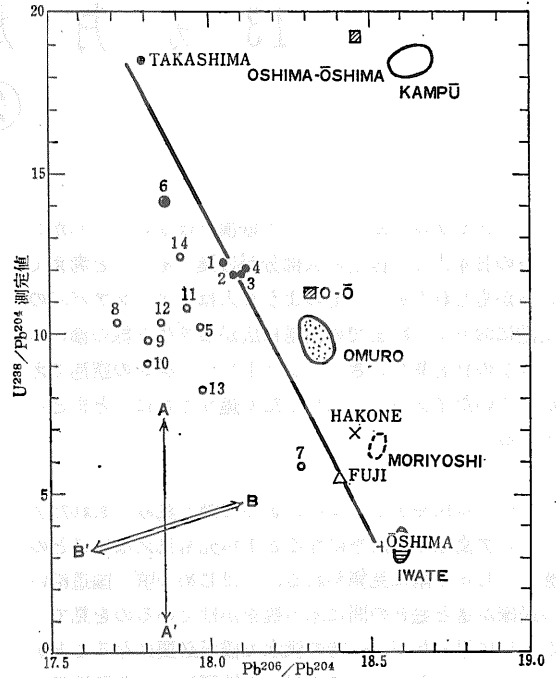


しかし 一方 東北地方の東西(UMP 計画のA帯)の火山配列 すなわち 東から西へ 岩手火山 森吉火山 寒風火山の順に アルカリ質になるといわれているが Pb<sup>206</sup> については 中・西日本 traverse で認められた関係とは逆になっている。つまり 寒風火山の岩石が Pb<sup>206</sup> について最も radiogenic である。また第11図に認められるように ほぼ垂直な関係は それぞれのマグマが 比較的均質 すなわち 西日本の地下深所の上部マントルよりも 分化の進んでいない上部マントルが東北日本の下に存在するとみられる。このような事実と 上述の火山配列のもつ意味 それと Pb 同位体組成にあらわれた中・西日本のもつ特徴との逆関係は 北上山地に広く分布する古期基盤岩類の発達と 何らかの関係があるかもしれない。

火山岩の分化物の成因と Pb 同位体について考察する。昔から 火山岩の分化系列という考えが太い流れとして存在する。岩石学的あるいは岩石化学的研究による 混成作用論も盛んである。Pb や Sr 同位体の研究からは もし若い年代において 分化物が結晶分化作用によって生成されたとすると 同位体組成に大きな変化がみられないという前提がある。同位体組成の類似した物質との混成作用が行なわれたとしても その組成に大きな変化があらわれない。組成の異なる物質との混成作用では差が生ずることになる。

隠岐島後の分化物である酸性火山岩類は Pb 同位体組成に関して 同地域のアルカリ玄武岩と著しい差が認められる。第10 11図によると 明らかに玄武岩より Pb<sup>206</sup> に関して less radiogenic である。倉沢 (1968) は これら中性～酸性分化物が less radiogenic な Pb をとりこんで生成されたと考えている。その物質は Pb 同位体組成からみると いわゆる先カンブリア紀の岩石であり とくに造岩鉱物の lowest melting-point component である K-長石などであろう。この地域の基盤岩類は花こう岩質ミグマタイトおよび片麻岩類の変成岩類であり 地質年令測定からも 飛騨変成帯の岩石に対比されている。先カンブリア紀の岩石がみられないということは さらに地下深所に 大陸にみられるような 先カンブリア紀の基盤岩類があるのか あるいは 露出している上記の岩石の K-長石が less radiogenic な Pb をもっているのか 今後の問題である。

東日本や伊豆・箱根地方の火山岩については たとえ混成作用があっても 同位体組成の差が基盤岩類に認められなければ 反映してこないであろう。いいか



第11図 日本の火山岩の Pb 同位体組成(2)  
 A↔A': 分化作用  
 B: radiogenic 鉛との混成作用  
 B': less radiogenic 鉛との混成作用

えれば 隠岐島後の分化物の場合は 明らかな差があらわれているのであるから 玄武岩マグマの単なる結晶分化作用では説明できないのである。

Sr 同位体にもあらわれているように Pb 同位体の日本列島の火山岩における特徴から 東・西日本のそれぞれの地下構造の発展過程のちがいを論ずることができる。つまり 東日本の東側の火山岩は 造山運動の初期のもの 換言すれば 低アルカリソレイナイトに由来するとすれば いわゆる大陸地域のマントル組成より マントル分化の進んでいないという属性をあらわしていると考えられる。西日本が 大陸周縁部の属性を反映しているということは Sr 同位体からの結論と同様に Pb 同位体組成にもあらわれている。それらは とくに大量に噴出している火砕流などにも認められよう。

Pb 同位体組成の研究からえられた結論は 前に記した Sr 同位体の項に示したものと矛盾しない。火山岩類の同位体組成と その成因についての総括的な論文などは 改めて記す。(つづく)

(筆者は 地球化学課)