

地球化学の話

⑫

同位体地質学〔8〕

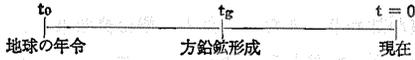
とくにU・Th・PbおよびRb・Srについて

倉 沢 一

(4) 鉛の進化

地球物質の鉛の進化は いうまでもなく 地球の形成史にまつわる重要な問題である。地球が 今まで随所で述べてきたように 約45億年前に誕生したという考え方は はたして妥当なものであるか。

地球の年齢 (t_0) の意義について 少々触れなければならないまい。今 地球上の鉛から 地球の年齢を考える記号として

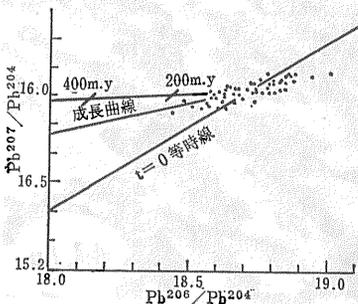


を与えておく。

$t=t_g$ において 鉛が母岩から分離し 鉛鉱床となったとする。この鉛鉱床中には ウラニウムがほとんど無視できるから t_g 以後はウラニウムの崩壊による 放射性起源の鉛の増加は無視できる。物質移動による地球内部任意の場所での U/Pb の変化を正確にとらえることはむずかしい。ハウタマンズ (Houtermans) のいう primary 鉛は 地球の誕生 (t_0) 以来 その鉛鉱床の生成 (t_g) まで U/Pb に関して 閉じた系内で育ってきたものである。したがって 試料として用いる鉛はすべてその鉛 つまり U/Pb について閉じた系で育ってきたことが必要である。地球科学的に有意義な地球の年齢 (t_0) の計算は

$$\left(\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}\right)_{\text{現在}} = \left(\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}\right)_0 + \mu V (e^{\lambda t_0} - e^{\lambda t_g})$$

$$\left(\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}\right)_{\text{現在}} = \left(\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}\right)_0 + V (e^{\lambda' t_0} - e^{\lambda' t_g})$$



第1図
地殻内物質の混合による鉛同位体組成の変化

で求められている。

Pb^{206} Pb^{207} Pb^{208} の成長 進化は それらの親の U や Th の量に関係するが 地球の形成史からみて t_0 に突然 U-Pb 系に関して 閉じた系になったことを前提としなければならない。鉛鉱床を生成したと思われる上部マントル内で この閉じた系が完成するには 地球の核の分離 あるいは地殻の分離が行われなければならない。しかし 核—マントル—地殻の分離という地球での出来事が 隕石 隕鉄の年齢 (45億年とされている) と同じ時であることの偶然性は どのように説明できようか。

鉛の進化の問題点として 方鉛鉱の成因と由来がある。ホルムズ (A. Holmes) は 地殻物質の花コウ岩化作用 (granitization) 説の支持者でもあって 方鉛鉱の地殻内成因論者の一人である。これは 花コウ岩質地殻中に 鉛が濃集していると考えからである。1950年頃のウイilson (J. T. Wilson) による 地質時代を通じての大陸成長説から 多くの研究者の考え方は 地殻物質の生成に関連して 鉛がマントル内起源であるとしている。

しかし オスティック (Ostic) らが提唱しているように U/Pb=一定でなければならないとすることは 地球上の岩石が変化に富んでいることから むずかしい。また ゴウ (Shaw) のいう 地殻物質の繰返された造山運動による均一化からくる U/Pb の均一性の説明も無理があろう。すなわち そのためには 地殻が地球の歴史の初期に 一度で生成されたとする必要がある。これは Sr 同位体測定値からは説明しにくい。ラッセル (Russell 1963) の電子計算機によるシミュレーション (simulation) から 単なる地殻内物質の混合からだけでは primary 鉛 conformable 鉛にみられるような 鉛アイソトープ比をつくることは不可能ではないにしても きわめて考えにくいことが結論とされる。つまり $t_0=45$ 億年から30億年まで 鉛は一定のU/Pb ($U^{235}/Pb^{205}=0.0655$) 下で進化し 30億年以降現在まで3億年に1度の割合いで 異なったVの値の中で進化してきたと仮定する。 $V_0=0.0655$ を中心に $\delta=\pm 0.0042$ の正規分布を仮定し この分布から 全く at random

に値をとり出す。すなわち、このような過程でつくられた鉛同位体比は、45億年間 $U/Pb=0.0655$ の下でつくられたものとたいへん異なる様子となる(第1図)。もし U/Pb が一定の下で鉛が成長すると、同図の $t=4.5 \times 10^9$ 年に対応する zero isochron にのるはずである。しかし、計算結果は、この等時線と成長曲線との中間位置に配列する。また、パタソン(Patterson)の提唱した海底泥中の鉛も、閉じた系でつくられたとし、さらに地殻全体の平均値とも見られないし、地殻の年齢をあらわすともいえなくなってきた。これまでにでてきた primary 鉛や conformable 鉛は、同一の U/Pb をもつ母岩からつくられたことになる。つまり、これらの鉛の源であるマントルは、均一な U/Pb をもっていたことになるのである。しかし、マントルから由来したと考えられている玄武岩溶岩の鉛同位体組成は、マントルでの組成を反映しているはずである。

近年、研究が行なわれるようになった、これら玄武岩溶岩の鉛同位体組成は、決して均一な組成のマントルモデルを支持していない。むしろ不均一(heterogeneity)であるといわれている。しかし、この不均一化されているマントルが、現在みられるような状態になる以前の時期には、均一な U/Pb を持っていたということになれば、やはり、上述の思考は妥当かもしれない。

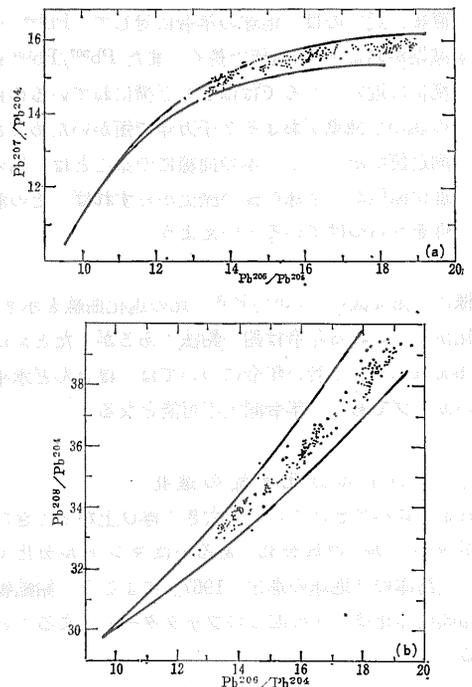
conformable 鉛と考えられているものが、 t_g がちがう場合でも、きわめてよい近似で、単一成長曲線(たとえば Pb^{206}/Pb^{204} と Pb^{207}/Pb^{204} グラフなどに示されるように)にのり、 U/Pb が一定であるという仮定を満足させている事実がある。したがって、conformable 鉛の存在は疑い余地がないようである。一見、この玄武岩の示すマントルの不均一性と conformable 鉛との示す一定の U/Pb 、つまり、マントルの均一性と矛盾は、次のようにも考えられる。conformable 鉛は、マントルの広い部分から抽出されたが、玄武岩マグマは、それに対して、相対的にマントルの浅い部分で生成されたとみる。すなわち、前者の鉛は、マントル(正確には上部マントル)のかなり深いところで抽出される。玄武岩マグマは、50~500kmの深さの上部マントルで生成されるといわれているから、conformable 鉛はさらに深いマントルに由来することになる。浅いところのマントルは、地球の歴史における、始源地殻などの生成にまつわるマントル-地殻分化作用によって、不均一化している。これらの分化作用(differentiation)の影響は、マントル深部、たとえば、地下数百km以上の深さにまでおよんでいないか、あるいはほとんど関与していないのかもしれないことが考えられる。

さて、地表でみられる物質の源は、こうなると、地下数百km程度までのマントル物質にあるといえるが、地球の核とマントルの分離という問題も重要である。地球の年齢という、一見簡単なように見えるが、この核の生成が、はたしてどの時期に入るのであろうか。核は金属、マントルは珪酸塩(シリケート)である。現在目にすることのできる、各種の隕石、隕鉄などどのような関係があろうか。核形成以後、マントル内での U/Pb に関して、不均一化が行なわれなければ、鉛の成長を考える上に、それ程重大な影響はなからう。

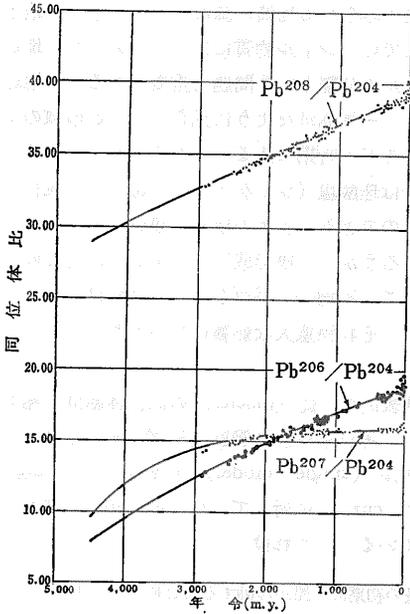
世界中の代表的な鉛(galena)の同位体組成を第2図に示した。それらは狭い範囲内にプロットされる。この単一モデル(single model)で示される single stage growth curve に対して、少ないながらもプロットが分散している。これは

- 1) 鉛の成長の初期に、鉛が移動することによって生じた U/Pb の平均一化
- 2) はっきり認められてはいないが、プロットのいくつかは anomalous lead をあらわす
- 3) 鉛同位体組成の測定上の誤差、とくに Pb^{204} の量の測定についての誤差が考えられる

後述するように、鉛同位体比測定においては、鉛が環境

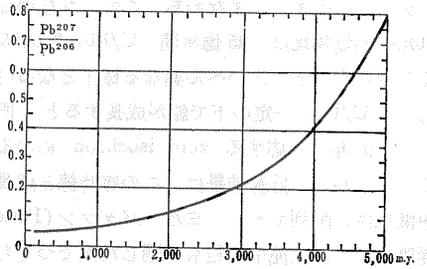


第2図 鉛鉱物の鉛同位体組成のプロット



第3図
common lead
の年令と鉛同位
体比の関係

第4図
地質年令と Pb²⁰⁷/Pb²⁰⁶ の
関係
(U²³⁵: T¹/₂ = 7.13 × 10⁸ yr)



- A) 始源鉛 (primordial lead) の組成
- B) 鉱物が濃縮をはじめるまでの期間に U Th から生成された鉛の量比
- C) B) の間に起きた地球内部での U Th の再配分
- D) 鉱物ができつつある時期に起こった再配分

A) は地球生成時に均一であったとすれば どの地域のいつの時代の鉱物にも同じにはたらく。 B) は鉛鉱物生成のみなもとの物質に含まれる U Th の量と時間との関係をあらわす。 C) は U や Th の移動 つまりマントル中の上下方向の移動が大きなファクターとなる。

A) と B) を考慮したモデルからは 一つの鉛鉱物についてみれば その年令 t_1 とその時の Pb^{206}/Pb^{204} などがわかっているから 第5図(A)の点×がプロットされる。 Pb^{206} の親の U^{238} ($t = 0$ 現在) を既知とすれば

$$\left(\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}\right)_{t_1} = \left(\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}\right)_{t_0} + \left(\frac{U^{238}}{Pb^{204}}\right)_0 [\exp(\lambda t_0) - \exp(\lambda t_1)]$$

式から × 点ののる曲線が求められる。 第1 2項がそれぞれ A) B) の効果を示している。 t_0 を仮定すれば第2項がきまる。 図の原点 (0) はきまってくる。地球の年令測定のパクターとなる鉛同位体組成は前回に示したが それらからえられた曲線 つまり成長曲線は 第5図(B)の曲線のようになる。

原始地殻は マントルから生成されたことは疑いないが 花コウ岩の生成時に 地殻またはマントルが部分的に溶ければ 鉛鉱物とちがって Pb だけでなく U^{238} もとりこまれる。 したがって 実線の曲線とはことなる経路を示す。 $(Pb^{206}/Pb^{204})_t$ と形成時期 t であらわされる点△が実線上にのれば この花コウ岩は 当時の岩石が部分的に溶けてから固結したと見てよい。 またもし点△が実線にのらず 実線の下位にくればそれはより古い時代にいったん固結して 閉じた系になった岩石が その後再溶融して U Pb の濃縮 再配分をおこなった結果を示すのかもしれない。

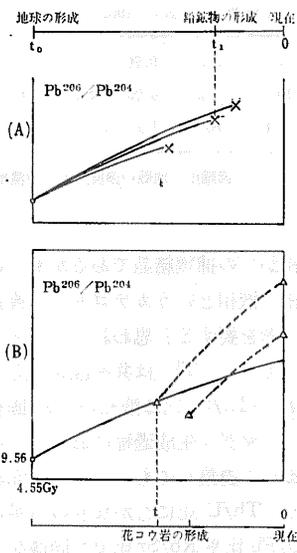
のどの部分からも入ってくる (汚染) という 抽出操作上の問題があるうえに Pb^{204} は 天然には平均1.4%程度しか存在しないために 質量分析計での測定誤差が大きいことなどの注意すべき事項がある。

次に第3図には 年令と galena のそれぞれの鉛同位体組成との関係を示した。 Pb^{208}/Pb^{204} 比の曲線がほとんど直線に近いのは 地球の年令に対して Pb^{208} の親の半減期がおよそ140億年で長く また Pb^{207}/Pb^{204} 比では 現世に近いところではほとんど横にねているのは Pb^{207} の親の半減期がおよそ7千万年で短かいためである。 測定値がほとんど一本の曲線にのることは 鉛の成長 進化曲線が 地球の長い歴史からすれば その源の均一性をうらづけているといえよう。

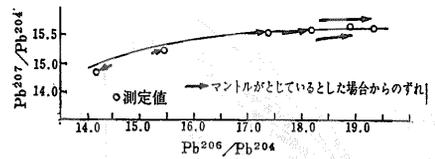
同様に 第4図に Pb^{207}/Pb^{206} 比の進化曲線を示す。 この比からえられる年令は鉛-鉛法であるが たとえば 400~500 m. y. より若い年令については ほとんど水平に近いカーブであり 年令測定不可能となる。

(5) マントル分化と鉛の進化

これまで述べてきたことで 大きく浮び上がってきたものが マントル-地殻分化 あるいはマントル分化である。 島津の「地球の進化 1967」によると 鉛鉱物中の鉛同位体比は 次の四つのファクターできまることになる。



第5図 鉛の成長と花こう岩形成との関係



第6図 K-長石からえられた鉛同位体組成とその年令とのずれ (パタソンら 1964)

多くの研究結果は 実線の上にある。この実線をマントル中での 固体状態のままの変化 破線はその時々マントルから溶けた地殻物質が固結してからの変化を表わすと考えてよい。この場合 地殻は長年月間 ゆっくりと作られたことになる。破線のスタート点は 最古の岩石の年令に対応する。

火成岩や変成岩中に多く含まれているK-長石には Pb が含まれているが Uや Th は入らない。このK-長石は いわば鉛鉱物と同じ意味をもっているから 第5図(B)の実線の上にあるはずである。パタソンら (Patterson & Tatsumoto 1964) は 地球上の地殻物質中に普通に存在するとみられる。このK-長石の性質を 川砂などとして運ばれてきた 広い意味の岩石の平均値としての観点からとらえて検討した。

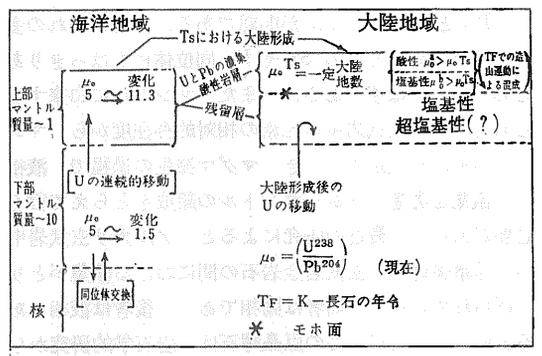
$(Pb^{206}/Pb^{204})_t$ は第5図(B)の実線の上にあるはずである。しかし第6図のように 実際にえられた (たとえば Rb-Sr 年令) に対して 各々の点の年令は 左の方からそれぞれ 2.4 1.9 0.9 0.4 0.1 $\sim 0 \times 10^9$ であるが年令の若いものほど Pb^{206} が過剰になっている。一定量の U^{238} から定まった量の Pb^{206} が生成される以上に 多くの Pb^{206} が生成されるためには マントル上部の U^{238} が増加してくればよい。 U^{235} は半減期が短かく Pb^{207} の増加 (見かけ上の) は無視できる。ここで地殻物質とマントル物質とを切りはなして論ずるわけにはいかないことが明らかになる。

U^{238} の増加が 上部マントルで行なわれるとすると 上部マントルの上部 つまり地殻物質の生成に関与する

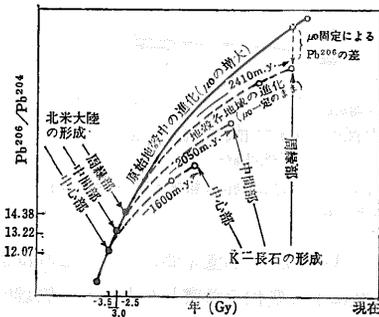
マントルの部分の U^{238} が 45億年間に4倍になればよい。 U^{238} の崩壊による変化を考慮した上での 物理的な濃縮が おそらく下部マントルからの移動によってもたらされたと考えられる。このメカニズムの模式図が第7図である。

また 彼らによると 北米大陸では 35億年前に地殻への U^{238} の濃縮がはじまり 地殻の U^{238} は固定しはじめた。地殻の形成は 大陸の中心から周囲へと進行したが その後の造山運動で地殻内の U^{238} の再配分がおこり このときにK-長石が作られ また U^{238} の固定があったと考えている。第8図は この過程を図化したものである。幾多の困難さはあるにしても 測定精度の向上 データの増加によって 地質年代学 (geochronology) による編年 (chronology) に止まらず マントルの発展 分化の過程についても論じられるようになってきている。

マントル分化とは 結局 上下方向の物質移動である。いわゆる地質時代に入ってから分離した地殻物質(岩石)の U Pb の始源値またはマントル内の濃度が 時間と共にほとんど変化していなかったことを示しているように考えられる。すなわち すくなくとも地質時代以前に化学的分離は終っているはずである。地球の核の分離が 下部マントルに また地殻の生成が上部マントルに由来することと考えることもできる。つまり 地球の形成期は マントルと核の分離プロセスを含んでおり また地殻の生成 (35億年前からとすると) のため



第7図 マントルと地殻のUとPbの分化変動 (パタソンら 1964)



第8図
鉛の進化と地殻の形成 (パタソンら 1964)

第1表 地殻への濃縮度 (Taylor, 1964)

Th	55	Rb	7.1	Na	0.90	La	22
U	44	Sr	10	Mg	0.05	Sm	6.9
Pb	16	K	5.8	Al	1.9	Lu	4.1

濃縮度：地殻の濃度/隕石の濃度

の準備期間は先地質時代と呼ばれる。したがって地殻の生成がはじまった時期から後を地質時代とすることになる。地球における閉じた系は先地質時代にまでさかのぼることができる。

鉛同位体による研究については改めて記すが現在提出されているマントルと地殻との関係とそれらの分化について次のような考え方ができている。

- 1) マントル内のU、Thは上下方向だけではなく、水平方向にも一様でなく、マントルは相当な程度にまで不均質らしい
- 2) マントルを作っている岩石、たとえばカンラン岩のU、Th含有量は均質であるとしても、カンラン岩の部分熔融において、その低融点成分が玄武岩マグマを作るときに濃縮過程にいろいろのケースがあるらしい
- 3) マントルから上昇してきたマグマが地殻の中を通ずる際に、地殻物質である堆積岩や花こう岩に濃縮している多量のU、Thをとりこみ、地殻の厚い大陸地域ほどU、Thに富むことがあるかもしれない。
- 4) U、Thに富む地殻物質はマントルから分離してきたものである。したがって大陸地域の下のマントルではU、Thに乏しくなっている。その地域のマントルからマグマが発生してもU、Thを濃縮する力がないといえるか

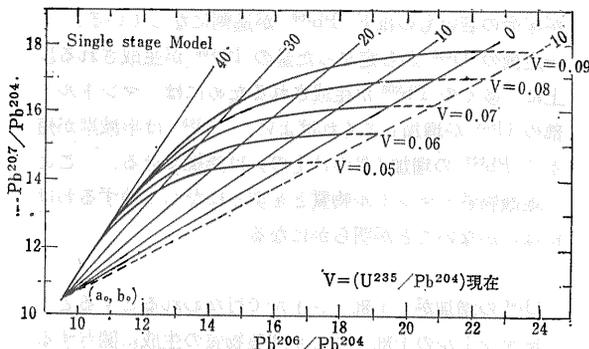
などである。

濃縮度(地殻中の濃度/隕石中の濃度)を第1表に示した。隕石と地殻の岩石との組成差についてはとくにRbとK、UとThが問題である。それぞれの多いことは娘としてのSrやPb同位体にもはっきりあらわれてくるはずである。またマントルに由来すると考えられる玄武岩中の元素の相対的存在度からマントルのそれを推定するとき、マグマ発生過程で液相への濃集を考慮しながらマントルの組成をとらえて行く必要がある。最近の研究によるとアルカリ玄武岩中の巨晶単斜輝石と玄武岩全岩石の間における濃集がとりあげられている。前者は固相であり、後者は液相であるという。ただこの巨晶輝石は岩石学的研究から

地殻下部のはんれい岩相からの捕獲結晶であるかもしれないのであるから、固相、液相というカテゴリーで直接関連づけることには一考を要すると思われる。ともかく、両相の関係においてU、Thは共々液相の方に60~80倍の濃集がみられ、Th/U比は液相の方が固相の1.37倍であるという。マグマ生成過程においてUやThが液相にいちじるしく濃集しても、これらの元素の濃集の程度の差により、Th/U比にもかなりのちがいが生じるであろう。U/Pb比やRb/Sr比でも同様なことがいえよう。つまり液相-固相の分配係数は元素のイオン半径や電荷に密接な関係があり、それらにちがいのある元素の組み合わせではTh-Uの場合以上に変化するのである。

したがって元素の濃集に関する限りでは玄武岩中で測定されたそれらの比の値をそのままマントルの値と考えるのは危険である。玄武岩マグマの発生から地表への噴出までにはやはり分化現象があると考えられるから、元素間の分別もあろう。マントルを含めた地質学的現象過程において元素の相対的存在度がどの程度変化するかがほとんど明らかにされていない。このことは同位体地質学にとっての一つの弱点である。

鉛同位体についての詳しい紹介は改めて書くが日本の例ではマントルの上部にUが濃集してU/Pb比が高い。したがってソレイアイトにU/Pb比が高く、Pb²⁰⁶/Pb²⁰⁴比も高いことはマントルの上部、つまり浅い部分でソレイアイトが生成されたと考えることができる。



第9図 鉛の成長曲線と等時線 (single stage model)

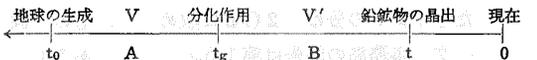
(6) 鉛の成長のモデル

鉛の成長曲線(growth curve)と等時線(isochron)であらわされる図(第9図)が鉛同位体による研究にしばしば用いられている。成長曲線のためのファクターとしては $V(U^{235}/Pb^{204})$ あるいは $\mu_0(U^{238}/Pb^{204})$ が用いられている。 V については世界中の鉛鉱物のデータから 0.065 の成長曲線で近似できるといわれている。したがって μ_0 は $[U^{238}/U^{235}(\text{現在})=137.8\text{から}] 8.957$ でありこの値で近似できる。この考えは鉛鉱物が生成以来何の変化も受けていないまた地球生成以来一回の晶出によって生成されたモデルである。これを **single stage model** という。しかし自然現象はそううまくいく訳にはいかないのが普通で正確には一本の成長曲線にのらないことが明らかになってきている。その説明の方法には二つある。

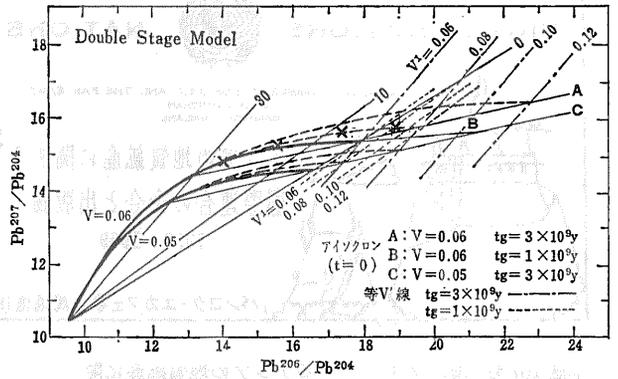
- ① 測定値のパラツキは V あるいは μ_0 のちがいで説明される (Holmes や Houtermans ら)
- ② V あるいは μ_0 は世界中一定で成長曲線は一本でよい成長曲線からずれたものは single stage model では説明できないいくつかの時期を経てきた母体から晶出したものである (Russell や Farquhar ら)

②のモデルとして生まれてきたものが **multi-stage model** である。両者は大差ちがっているようにみえるが V を $\pm 7\%$ 程度変えればよい。第一近似は single stage model でよいとはいふものの火山岩の例などから一ageのものがあらわれたり簡単にはいかない。地球の歴史にはいく度かの事件があったはずである。multi-stage model はその事実を説明するのに有効である。その最も簡単なものは **double stage model** である。

double stage model とは一つの系(A)が $t = t_0$ からの進化の途中 $t = t_g$ で分化作用などによって $V(U^{235}/Pb^{204})$ の値をかえて別の系(B)になりその後この系(B)が $t = t$ において鉛鉱物を晶出したプロセスのモデルである。



この t_g は母岩の生成年代である。 $t = t_g$ で分化し $t = t$ で鉛鉱物を晶出した場合の等時線 成長曲線の任意の場合の計算は 河野芳輝 (1967) などによって求め



第10図 鉛の成長曲線と等時線 (Double Stage Model)

られている。double stage model の例を第10図に示す。河野によると パタソンら (1964) がアメリカ大陸の平均的鉛同位体比として K-長石から求めた値は single stage model とは合わない。これらの点を最も近似できる double stage model は $V=0.06$ $t_g=3.0 \times 10^9$ 年 $V'=0.075$ である。なお パタソンらは前述のように地殻-マントルの open system を主張しており two phase static model とよんでいる。

鉛鉱物を晶出しない系 たとえば玄武岩や花こう岩中の同位体比から それらの成因を探る研究が盛んになってきている。したがって 上述の考え方をそのまま転用すればよいことになる。すなわち 玄武岩の生成のプロセスを single stage model でみれば $t = t_0$ にマントルが形成され $t = t$ に玄武岩マグマが発生したとすればよい。この玄武岩マグマは マントルの鉛同位体を初期鉛としてとりこみ その後自分自身の中の U Th から娘である鉛同位体の組成を変えてきていくことでよい。また double stage model では $t = t_g$ でマントルが分化し その中から $t = t$ に玄武岩マグマが発生したと表現できる。いずれにせよ たとえば玄武岩の鉛同位体組成の議論のためには single stage model の等時線や成長曲線それ自身が一つの尺度 (scale) として有効であることには 問題はない。multi-stage model は 実際の測定値を より正確な思考へと導ぶための手段である。

マントル分化 地殻の生成など 地球のモデルに対する化学系の移動プロセスの解明によって この種のモデル化による研究は さらに進展するであろう。(つづく)
(筆者は地球化学課)