

漢式鏡の化学的研究（3）

ー鉛同位体比法に鉛モデル年代の導入を提案するー

馬淵 久夫

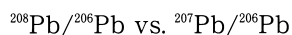
●キーワード：鉛同位体比（lead isotope ratios）、鉛成長モデル（lead isotope growth model）、モデル年代（model age）、漢式鏡（Han style mirrors）、三角縁神獸鏡（TRDA mirrors）

1. はじめに

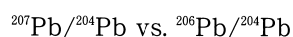
1980 年頃から、筆者は青銅器の鉛同位体比についての成果を論文や報告書として発表してきた。そのとき心がけたことは、人文系の研究に携わる方々を考慮し、数式表示を避けて極力単純な図で内容を説明することであった。30 年経過した昨今の状況を眺めると、この研究法は鉛同位体比法として考古学研究の一手段として定着したかのように見える。しかし一方では、数値の取り扱いや解釈に混乱があって、方法そのものに不信を抱く方々もある。

筆者はそのような状況に責任を感じているが、最近の¹⁴C 年代測定では補正をめぐってかなり高度な自然科学的現象が論じられるようになってきたことを思い、鉛同位体比においても、単純な図による説明だけでなく、放射化学と地球科学の内容を導入して資料識別の客観性を高める方がよいのではないかと考えるようになった。いままでの単純な図による説明とは、つぎのようなものである。

鉛には 4 種類の安定同位体がある。したがって独立な同位体比は 3 種類ということになる。そこで、いくつかのメリットを考慮して、通常は



の 2 次元図（A 式図と名付けた）で表す。多くの場合、この図で青銅器類のグループ分けができるが、さらに正確な区分が必要なときには、



の図（B 式図と名付けた）を示した（馬淵：1993）。A 式図と B 式図を合わせれば、3 種類の独立な同位体比が含まれるので、資料を同定するための数学的な条件は満たされる¹⁾。

いうまでもないが、B 式図は鉛同位体比の本質的な内容を考えるときには必須の表示法で、地球科学（地球化学、地質学、鉱床学など）で常用されている。一言でいうと、鉛同位体比が地球の誕生のときからどのように変化してきたかを理論的に表わすことのできる図である。つまり、鉛を産出した鉱床の年代も、鉛同位体比の時間変化（ふつう成長と呼ぶ）にかかわる諸因子がわかれば、原理的には求められることになる。

筆者はもともと宇宙・地球化学の研究に従事していたこともあって、考古学資料の鉛同位体比はすべて B 式図にもプロットしてみて、論文のなかで A 式図に添えて示す必要があるかどうかを判断してきた。過去を振り返ると、B 式図を示したのは鉛が中国産か日本産かというような大きな識別のときであり、図の説明に「中国の鉱床が日本のそれよりも年代的に古いために別グループになる」という趣旨のことを付言してきた。しかし、このような文章による説明だけでは、同位体地球化学の専門家以外には十分に理解してもらえないようである。そこで、鉛鉱石の生成年代を示す必要性を感じるようになった。

鉛同位体比と鉱床年代の関係について、筆者は過去に

数式を使わずに定性的に説明したことがある（馬淵・平尾：1987, p. 80）。今回、もう1段階み込んで定量的な扱いを示そうと思うに至ったのは、ここ30年間に考古学関係者にも鉛同位体比が浸透してきたことと、それに伴って数値の扱いについて無意味な議論が国内外で行われているように思われるからである。地球科学では鉛同位体比の解析法が1940年代から研究されており、その成果を無視して議論することは誤った結論を生み出すだけである。

小論の目的は、従来から使われているB式図の年代的な意味を明瞭にし、すでに地球科学では理論化されているが、具体的に適用されていない鉛モデル年代を独自の視点で設定し、漢式鏡に当てはめて議論するという試みである²⁾。

2. 鉛同位体比による鉱床年代論

2.1 歴史的背景

序文で「鉛を産出した鉱床の年代も、鉛同位体比の時間変化にかかわる諸因子がわかれば、原理的には求められることになる」と記した。しかし、実際には地球のマントルおよび表層（地殻）で過去の約46億年間に起こった事象（鉛とウラン・トリウムが存在比率の変化）を知ることが不可能である。そこで、世界各地の鉱床で産出する鉱石の鉛同位体比を測定して、それらの数値から諸因子を推測することが試みられた（Russell：1956；Stanton and Russell：1959；Stacey and Kramers：1975）。しかし、それらは地球規模で統一的でかつ満足できる鉛同位体比成長の理論ないしモデルを生み出すには至らなかった。

わが国では、1970年代に東京大学地震研究所の佐藤和郎と地質調査所（現・独立行政法人産業技術総合研究所地質調査総合センター）の佐々木昭が日本の鉱床鉛を中心に鉛同位体比の測定を始め、黒鉱鉱床（Sato and Sasaki：1973）、神岡鉱山を中心とする飛騨地域の鉱床（Sato, Sasaki, Akiyama and Konagai：1978）、別子型鉱床（Sato and Sasaki：1980）を研究し、日本列島の鉱床鉛の起源を分類した（佐々木・佐藤・カミング：1982）。両氏はさらに朝鮮半島の鉱床鉛の測定を行い、日本の鉱床鉛と比較して Cumming and Richards

（1975）の鉛成長理論との関係を論じた（佐々木：1987、佐藤・佐々木・津末・西村：1989）。しかし、両氏の議論は中国の鉱床には触れていない。

1980年代初めに、中国の陳毓蔚、朱炳泉らは中国全土の主として顕生累代（古生代、中生代、新生代の総称、約5億4千万年前以降の時代）の金属鉱床の鉛鉱石130試料について鉛同位体比を測定し、Staceyらの二段階成長モデルを参考にして、中国大陸の地殻の進化と鉛同位体比との関連を論じた（Chen, Mao and Zhu：1982）。Zhu and Chen（1984）は中国大陸の鉛はつぎの4タイプに分けられるとしている。

- (i) マントルに由来する、 μ 値（説明は後出）の低い単段階モデルで解釈できる鉛。
- (ii) 高い μ 値で地殻起源の均一な鉛。
- (iii) マントル起源と地殻起源が現代に近い時期に混合した鉛。
- (iv) 地殻が再融解し、(ii)または(iii)のプロセスで鉛鉱床が形成されたのちに、地殻に残った鉛。

陳・朱らは(ii)、(iii)、(iv)の鉛同位体比を説明するには多段階モデルが必要と考えているが、測定値の誤差が大きいため（ ^{204}Pb ベースで標準偏差0.5%以下、これは筆者らのデータの10倍である）、具体的なモデルには踏み込んでいない。兼岡（1998, p. 77）によると、世界的に見て、鉛成長モデルの実態については現在でも明確になっていないようである。

以上のような事情で、現在のところ、そのまま考古学に適用できるような全地球的な年代モデルはできていない。そもそも、金属鉱床ができるメカニズムは地域によって違うので、地球のすべての地域に通用する年代モデルなるものは存在しないかもしれない。そこで、筆者は手持ちのデータ（馬淵・平尾：1987）を使って、地殻物質として繋がりがあると考えられる中国・朝鮮半島・日本列島の鉛についての同位体比成長モデルの作成を試みることにした。

モデルの組み立てには陳毓蔚・朱炳泉らの研究を参考にすが、このモデルによって算出される年代（鉛のモデル年代）は、地球化学あるいは鉱床学でそのまま使うことを目的にしていない。古代人が採掘した銅・錫・鉛などを基にした考古学資料の識別の一つの指標として、

従来の表示法を補う意味があればよいと考えた。

以下、地球科学の成果を紹介しながら、筆者が作り上げるモデルを説明する。地球化学的な詳細は既刊の書物（たとえば、馬淵：1981, pp. 162-163；兼岡：1998, pp. 74-78；野津：2010a, pp. 78-83）を参照して頂きたい。

2.2 鉛同位体比の成長曲線図

図1は地球内部の鉛同位体比の成長曲線を示したものである。この図は1946年にHolmes (1946) とHoutermans (1946) によって考案されたもので、多くの専門書にとり上げられている。両軸は筆者が名付けたB式図と同じであるが、数値の範囲が圧倒的に広く、ふつつB式図として示す部分は右上コーナーの「日本鉛」「後漢鏡」と記した場所の周辺（横軸17.0～19.0の範囲）である。

（成長曲線図の数式による説明）

地球が生まれたときの鉛を始源鉛と呼ぶ。のちに詳しく説明するように、始源鉛は縦軸の $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ も横軸の $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ も現在の鉛よりは小さい数値で10前後である。地球の始源物質のなかにはウランが存在するので、時間の経過につれてウランから生まれる鉛が始源鉛に加わって同位体比が大きくなって（成長して）いく。縦軸の分子 ^{207}Pb は ^{235}U から生まれ、横軸の分子 ^{206}Pb は ^{238}U から生まれる。これら2種類のウラン同位体は長寿命の放射性であるが、半減期が違うので ^{207}Pb と ^{206}Pb の成長

速度は異なり、下枠内の式（1）（2）で表わされる。

両式とも、時間が経過しても量の変化がない ^{204}Pb を分母にとり（つまり ^{204}Pb をベースにした同位体比にして）、時間は下記のように現在から遡った数字で表わす。

T (地球の年代) $\rightarrow$ t (鉛鉱石の年代) $\rightarrow$ 0(現在)

式（1）、式（2）の右辺の第1項 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$ および $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$ は始源鉛の同位体比で、宇宙・地球化学の分野で知られた定数。 λ_5 と λ_8 はそれぞれ ^{235}U および ^{238}U の壊変定数である。

式（1）、式（2）の右辺の第2項は年代が T から t に経過するまでの間にウランから生まれて加わった鉛同位体の増加分である。これらの増加分は、 ^{235}U および ^{238}U の現在の量、すなわち $(^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})_0$ および $(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_0$ から放射壊変の式を使って過去に遡って計算して式（1）、（2）のように求められる。

式（1）と式（2）は二つの独立した方程式のように見えるが、実はウランという一つの共通因子を含んでいる。すなわち、 $(^{235}\text{U})/(^{238}\text{U})=0.7200\%/99.2745\%=1/137.88$ という縛りがある。

式（1）と式（2）からウラン同位体の項を消去すると、二つの式は統一されて式（3）のようになる。

式（3）の右辺を a とし、 $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ を x 軸、 $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t$ を y 軸にとると、この式は式（4）に示される形の一次方程式で表わされる。 a と b は時間（ T および t ）の関数であるが、 T は地球の年齢で定数なの

〔 ^{235}U と ^{238}U が壊変して ^{207}Pb と ^{206}Pb が蓄積することを示す式〕

$$\text{(縦軸 } y) \quad (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb})_0 [\exp(\lambda_5 T) - \exp(\lambda_5 t)] \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$\text{(横軸 } x) \quad (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb})_0 [\exp(\lambda_8 T) - \exp(\lambda_8 t)] \quad \dots\dots\dots (2)$$

〔（1）と（2）を統合した式〕

$$\frac{(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T} = \frac{1}{137.88} \times \frac{[\exp(\lambda_5 T) - \exp(\lambda_5 t)]}{[\exp(\lambda_8 T) - \exp(\lambda_8 t)]} \quad \dots\dots\dots (3)$$

〔（3）を一次関数とみなす式〕

$$y = ax + b \quad \dots\dots\dots (4)$$

a = 式（3）の右辺

$$b = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T [\exp(\lambda_5 T) - \exp(\lambda_5 t)] / 137.88 [\exp(\lambda_8 T) - \exp(\lambda_8 t)]$$

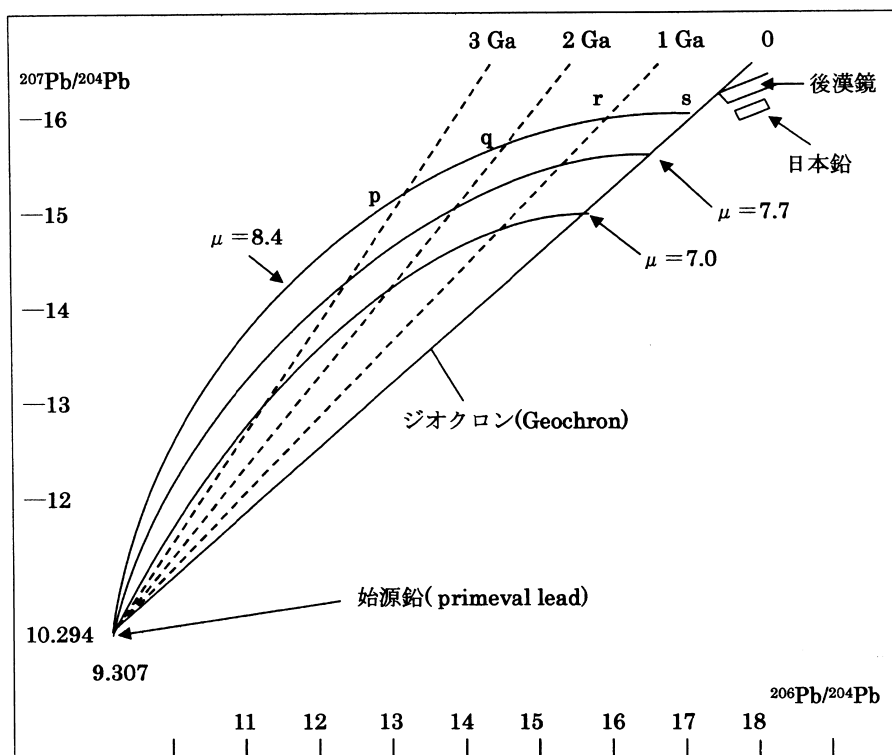


図1 鉛同位体比の成長曲線 (T=4.55 Ga で描かれている)

Fig. 1 Growth curve of lead isotope ratios (drawn on the basis of T=4.55Ga)

で、勾配 a は t のみに依存し、同じ t に対して式 (4) は直線になる。図1はその模様を表わしている。

式 (2) の右辺にある $(^{238}\text{U})/(^{204}\text{Pb})_0$ を μ (ミュー) とすると、成長曲線は μ によって異なり、 μ が大きいほど上側にカーブを描く。 μ はウランと鉛の存在比に相当する数値で、地球上の多くの鉱床鉛は $\mu = 7 \sim 9$ の曲線上に集中する (兼岡: 1998, p. 76)。そこで図1では $\mu = 7.0, 7.7, 8.4$ の3種類について理論的成長曲線を描いた。たとえば、 $\mu = 8.4$ のカーブについて見てみよう。

地球形成時 (いまから T 年前) の始源鉛から時間が経過して 30 億年前 (3.0×10^9 年前, 3 Ga: この記号の説明は後出) になると p に到達する。 p は $t = 3$ Ga としたときの勾配 a の直線との交点である。さらに時間が経つと q (2 Ga), r (1 Ga) と進んで s (0) になる。 $\mu = 7.0$ あるいは 7.7 についても、カーブが内側になるだけで、まったく同じような成長を辿る。点線で示した 3 Ga, 2 Ga, 1 Ga, 0 の直線はアイソクロン (isochron 等時線) と呼ばれる。このうち 0 (現在) のアイソクロンはジオクロン (Geochron, 地球年代線) と呼ばれる。

2.3 鉛同位体比の多段階成長モデル

図1のような Holmes-Houtermans 曲線は、世界的にみると、特定の鉱床の方鉛鉱については $\mu = 7 \sim 9$ でおおむね成り立つ。このように単段階成長モデル (single stage growth model) に合致する鉛はコンフォーマブル鉛 (conformable lead) と呼ばれる。

一方、単段階成長モデルが明らかに成立しないものも存在する。たとえば、図1の右上方に位置する日本の鉛や、朝鮮半島南部、中国南部の鉛である。これらの同位体比はジオクロンの右側にあり、理論的には未来の時点になる。このような鉛を説明するには、地球のある特定の地域で部分的に、 μ が途中で何回か変わったという多段階モデルを考えざるをえない。

Stacey and Kramers (1975) は、はじめ $\mu = 7.19$ で成長し、3.70 Ga で地球内部物質に変化が起こって $\mu = 9.74$ で現在に至ったという二段階成長モデルの方が地球上の鉛をよく説明できるとした。このモデルをいまトレースしてみると、確かに日本鉛のあたりは第2段階ジオクロンの左側 (未来ではない内側) に入るようになるが、日本、中国、朝鮮半島の鉛同位体比を整合的に説明するモデルにはなっていない。

Chen, Mao and Zhu (1982) は、マントル内で $\mu = 7.8$ で成長し、ある時点から地殻と混合し多段階で成長したと考えた。中国大陸全体では平均 $\mu = 9.98 \pm 0.78$ とした。

筆者は、目的が考古学資料の識別にあることと、地域的に限定された鉛を扱うことから³⁾、最も単純な二段階成長モデル (two-stage growth model) を組み立てることにした。

3. 二段階成長モデルの設定

筆者が考える二段階成長モデルとはつぎのようなものである。

まず、地球形成時 ($t=T$) にマントルに存在した始源鉛は、時間の経過とともに、図 1 に示したカーブのように、一定の μ (たとえば 8.4) の閉鎖系内で成長していく。しかし、図 1 のように現在 ($t=0$) に到達する前、つまり過去のある時点 ($t=T_2$) でマントルに変動が起こり、閉鎖系が崩れる。その時点からはマントル物質が分化し、部分的にさまざまな μ 値をとるようになる。始源鉛から T_2 の時点 (分化点) までを第 1 段階、 T_2 から現在 (0) までを第 2 段階と呼ぶ。第 2 段階を数学的に表わすには、数式 (1), (2), (3) の T を T_2 に、始源鉛の同位体比をその分化点での同位体比に、それぞ

れ置き換えればよい (詳細は後出)。

前章に述べた事情により、筆者は日本の考古科学、特に産地の論議、に役立つ可能性のある鉛同位体比の成長モデルを、このような考えに基づいて作成した。モデルの内容は表 1 に示す通りである。

表 1 の項目 No. 2, 3 は地球化学のデータである。No. 4 ~ 6 の設定条件は、筆者が過去に測定した東アジアの鉛鉱石の鉛同位体比 (馬淵・平尾: 1987) に大枠が合致するように計算して得られた結果である。項目 No. 7 ~ 11 は核化学の分野で使われているウラン同位体の核特性である (馬淵編: 1994, p. 267)。これらの設定条件によってモデルは一義的に決まる。つまり、労をいとわなければ、だれが計算しても図 2 の二段階モデル図が描けるはずである。ただし、以下に説明する No. 2 ~ 6 のパラメータは筆者が現在最良と考えて設定したものであるが、将来、惑星化学の進歩により数値を変えた方がよいということもありうる。そのため、モデル (馬淵) と固有名詞を入れることにする。各項目について以下に要点を記しておこう。

なお、地球史の年代には百万年から数十億年という大きな数字が出てくるが、簡潔のために地球科学で使われる下記の表記法 (単位) を用いることにする⁴⁾。

Ga (giga annum, 10^9 年, 現在から十億年前),
b.y. (billion years, 10^9 年, 十億年の時間)
Ma (mega annum, 10^6 年, 現在から百万年前)
m.y. (million years, 10^6 年, 百万年の時間)

表 1 鉛同位体比成長モデル (馬淵) の設定条件
Table 1 Parameters of the Mabuchi model for the growth curve of lead isotope ratios

No.	項目 Items		設定条件 Parameters
1	モデルの種類 type of model		二段階成長モデル two-stage model
2	地球の年齢 Age of the Earth T		4.55 Ga
3	始源鉛 Primeval lead	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$	10.294
		$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T$	9.307
4	μ_1 (第 1 段階) First stage		8.1
5	分化点 Start of the second stage (differentiation)	年代 Age T_2	2.7 Ga
		$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$	14.643
		$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$	13.400
6	μ_2 (第 2 段階) Second stage		7~15 variable
7	^{235}U の半減期 half-life		0.7038 b.y.
8	λ_5		$0.9849(\text{b.y.})^{-1}$
9	^{238}U の半減期 half-life		4.468 b.y.
10	λ_8		$0.1551(\text{b.y.})^{-1}$
11	$^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$		1/137.88

3.1 モデルの種類 (No. 1)

考古科学への応用のためには単純な方がよい。三段階モデルも計算によって探索したが、特殊な鉛の同位体比以外は、適当な μ および 1 回の分化点を決めることによって、二段階で妥当なモデルを得られることがわかった。

3.2 地球の年齢 T (No. 2)

地球の年齢 T とは地球が形成された年代のことであるが、なにをもって「形成」とするかについては現在でも定義が難しい (野津: 2010a, p. 87-92)。形成のプロセスは、原始太陽系星雲の中で、異なった温度成分の微粒子が集まって微惑星になり、地球に成長するある段階

で大規模な分化が起きて金属とケイ酸塩の分離が起き（コアとマン틀の分離）、さらにマン틀の分化が起きて上部マン틀と下部マン틀に分離して現在の球対象構造ができた、と考えられる。

これまでに報告された最古の地球物質は西オーストラリアで産出した鉱物ジルコンで 44 億年前（4.4 Ga）、岩石としては北西カナダでみつかった変麻岩の 40 億年前（4.0 Ga）とされている（野津：2010a, p. 87）。したがって、地球そのものの形成は 44 億年前より前と考えられる。

地球の年齢を一定の合理性をもって初めて算出したのは Patterson（1956）である。彼は図 1 の成長曲線図で、5 種類の隕石の（4.55±0.07）Ga アイソクロンの上に全地球を代表すると考えられる堆積物が載ることから、45 億 5 千万年とした⁵⁾。隕石の年代にはその後、立本光信らによって（4.50～4.57）Ga という精密な数値が与えられた（Tatsumoto, Knight, and Allègre：1973）。

最近では機器の精密化と、それに伴って消滅核種による地球形成時期の測定値が出始めて、細かい議論ができるようになってきている。野津憲治はそれらの最新データを総括して、「地球の年代は 45.67 億年前から 45.4 億年前のある時期に絞り込まれ、1956 年の Patterson が書いた 45.5 億年は（大きな誤差を付けているが）、現在の精密な考察の結果とも偶然に合っていたことになる」と記している（野津：2010b）。

筆者は野津の記述に従い、地球の年齢として 4.55 Ga を使うことにした。この数値は立本光信らによる隕石年代の中央値に近く、鉛同位体成長曲線の起点として使う立本らの始源鉛が鉄隕石中の鉛であることを考えると、それとの整合性からみても、現時点で最良の数値と考えられる。

3.3 始源鉛の同位体比（No. 3）

太陽系が約 46 億年前に生成するとき、その構成物質はすでによく混ぜ合わされ、すべての同位体比は均一になっていた。これは元素の同位体比一定という一般則になっている⁶⁾。地球の始源物質中の鉛同位体比は現在の地球上の試料では測定できない。地殻のなかの鉛は多少なりともウランやトリウムと共存してきたからである。

表 2 Canyon Diablo 鉄隕石中のトロイライトの鉛同位体比
Table 2 Lead isotope ratios for troilite in Canyon Diablo iron meteorite

同位体比 \ 測定者	Tatsumoto et al. (1973)	Chen and Wasserburg (1983)
²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	9.307	9.3066
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	10.294	10.293
²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	29.476	29.475

ここでは、地球化学の常道に従って Canyon Diablo という鉄隕石のなかのトロイライト（FeS）という鉱物に含まれる微量の鉛の測定値を用いる。トロイライトはウラン・トリウムをほとんど含まないので、初期の同位体比のままと考えられるからである。この同位体比の精密測定は、まず立本光信らによって発表され（Tatsumoto, Knight, and Allègre：1973）、のちに Chen と Wasserburg によって確認された（表 2）。

3.4 第 1 段階の μ_1 （No. 4）

地球の年齢 T を決めたあと、定めなければならない因子は μ_1 である。 μ_1 を推定する資料は「コンフォーマブル鉛」と考えられる鉛鉱石である（兼岡：1998, p. 76 図 3.22）⁷⁾。

小論では全地球の鉛について考えるのではなく、主として紀元前 100 年頃から後 400 年頃の期間に政治的あるいは文化的に交流があった中国・朝鮮半島・日本列島を対象にするので、東アジア鉛鉱石についての既報のデータから「コンフォーマブル鉛」と考えられる鉛鉱石を拾い上げてみた。選択に当たっては、鉛同位体比成長曲線を描いたときに最も古くなり、しかも 1970 年代に盛んに研究されたオーストラリア Broken Hill 鉱山など、世界の 20 か所ほどの大鉱床の鉛同位体比とほぼ整合性をもつことを基準にした（Russell：1972, Stacey and Kramers：1975）。

表 3 に示すように、それらは中国遼寧省・中国山西省・北朝鮮咸鏡南道と、中国・朝鮮半島の北部、すなわち大陸の中央部から朝鮮半島にかけての中朝地塊（後述）のなかにあり、地質学的にも妥当な地域である。

これら 3 資料の鉛同位体比の近傍をよぎるカーブを探ったところ、図 2 に示すように $\mu_1=8.1$ という答えが出た。兼岡は世界のデータでは $\mu=7\sim9$ と述べている。その

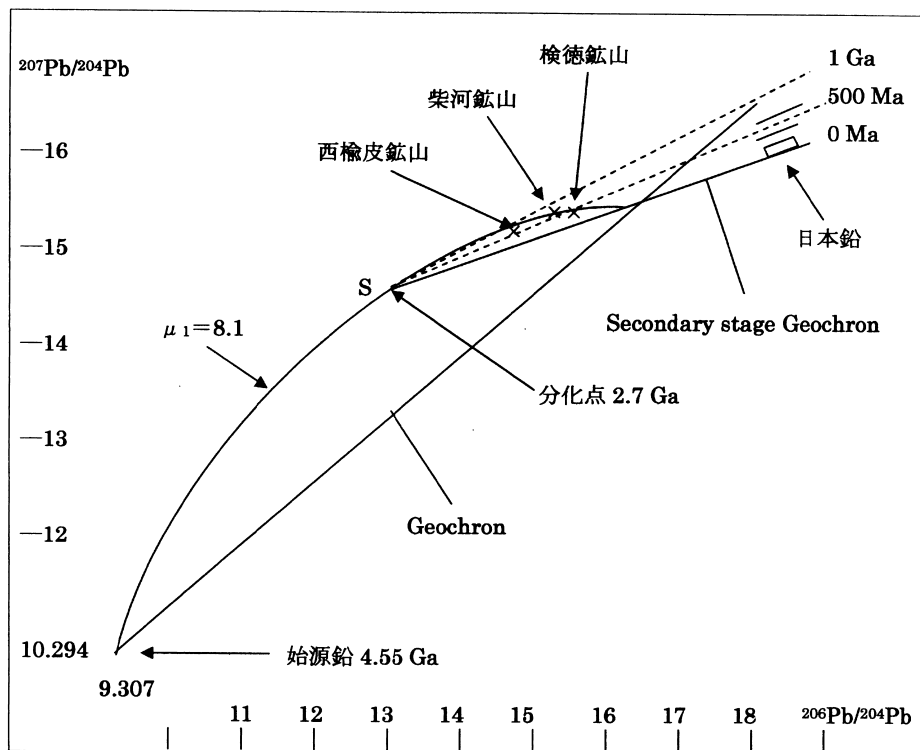


図2 二段階モデルの設定
Fig. 2 Making a two-stage model

表3 コンフォーマブルとみなされる鉛鉍石
Table 2 Lead ores to be regarded as "conformable"

鉍山名	地域	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
柴河	中国遼寧省	15.300	15.234	34.915
西榆皮	中国山西省	14.828	15.077	34.508
検徳	北朝鮮咸鏡南道	15.387	15.216	34.867

註：鉛同位体比は馬淵・平尾（1987）による

中央値なので、この点でも妥当な数値と考えられる。なお、Chen, Mao and Zhu (1982) は、第1段階（マントル内）で $\mu = 7.8$ とした。この数字は地球の年齢を 4.57 Ga として得られたもので、筆者の 4.55 Ga を使うと $\mu = 8$ 程度になり、ほぼ一致する。

3.5 μ_1 の分化点 (No. 5)

地球内部物質の中でなんらかの変動が起こって物質が分化し始めた時点をここでは分化点と名付ける。 $\mu_1 = 8.1$ のカーブの線上で分化点が決まれば、その年代 T_2 を起点にして、第1段階と同様に理論的成長曲線を描くことができる。すなわち、式(1)と式(2)の右辺第1項（始源鉛の同位体比）を分化点の同位体比に置き換え、第2項のなかの T を T_2 に置き換えれば、前と同様

の計算でアイソクロンが描ける。

この第2段階（secondary stage）の重要な条件は、そのジオクロンが最も生成年代の若い黒鉍の鉛鉍石の下方を通るように T_2 を定めることである。日本列島の東北地方日本海側に多い黒鉍鉍床は 20-15 Ma の年代で、いま議論している Ga 単位での年代から見れば近似的にゼロ年（現在）とみなせるからである。実際の計算では、表10（文末）のいわゆる黒鉍ベルト（グリーンタフ）内の鉍床鉛 39 データ（No. 1-39）の最小二乗法による回帰直線が、横軸 18.450（黒鉍ベルト鉍床鉛の中心値）あたりで 20 Ma になるようにゼロ・アイソクロンを定めた。北海道西部から東北地方日本海側を下って新潟県にまで広がる黒鉍ベルト内の鉍床には黒鉍鉍床と鉍脈鉍床などがあるが、鉍脈鉍床の鉛は平均的には黒鉍鉍床の鉛と同位体比の点ではほとんど同じと考えられている（佐々木・佐藤・カミング：1982）。

計算の結果は、図2の点Sで示すように、分化点は 2.7 Ga となった。S から出る第2段階ジオクロン（Secondary stage Geochron）の右上方部を拡大すると図3のようになる。

黒鉍鉍床の鉛を年代ゼロの基準点に使うという筆者の

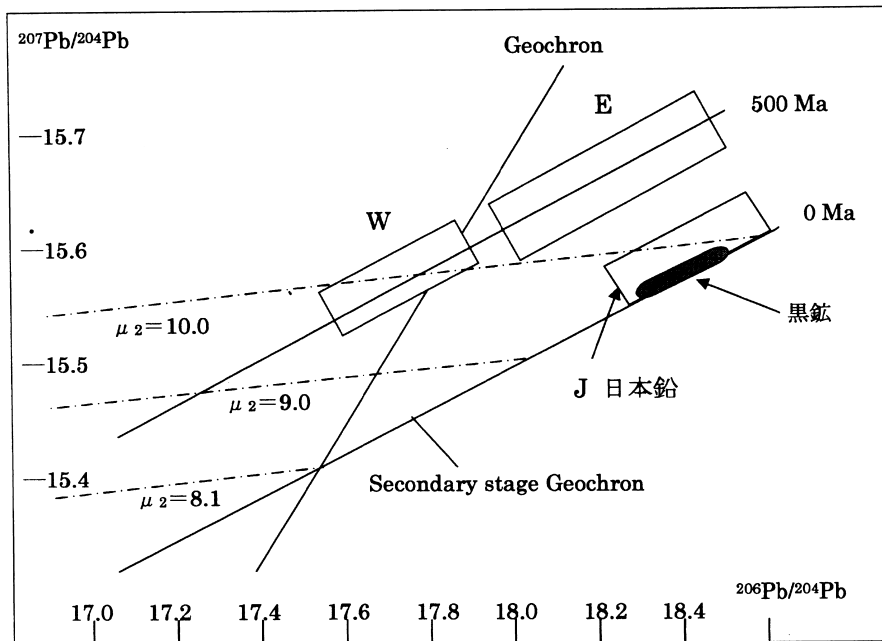


図3 日本の鉛および漢式鏡の鉛のモデル年代と μ

Fig. 3 Model ages and μ for lead in Japanese ores and lead in Han style mirrors

考えは本モデルの重要ポイントの一つなので、その根拠を記しておきたい⁸⁾。

最大の根拠は、図4（後出）にみられるように、黒鉱（ベルト）の鉛より若い（図で下方に載る）鉛が日本・中国・朝鮮半島に皆無なことである。そして、この前提でつくったモデルが、日本の他の鉱山の鉛について、ほぼ妥当な若い年代を与えることである（4.1 参照）。

黒鉱は2000～1500万年前、背弧海盆（日本海）の海底火山活動に伴う海底熱水活動でできた多金属塊状硫化物、硫酸塩鉱床とされる（野津：2010, p. 190）。日本海の背弧海盆を形成する物質が、地球史の早い時代に、大陸の地殻物質と共通の母物質から派生したのではないかというのが筆者の想定である。将来、この点の解明が進んでモデルの数値が修正されることがあるかもしれない。

3.6 第2段階の μ_2 (No. 6)

小論の最も重要なポイントは μ_2 の考え方である。 μ_1 が8.1という一つの数値で成長してきたのに対し、27億年前のS点からは、地球内部物質が分化して μ_2 が9, 10のような高い部分もあれば7, 6のような低い部分もあるようになった、と考える。もちろん、 μ_2 が8.1のまま変わらなかった部分もありうる。 μ とはウランと

鉛の比率を表わすから、化学的にいえば、局所的に元素の分別（fractionation）が起ったことになる。

第2段階のアイソクロンを計算すると、図3に示したように、第2段階ジオクロンは黒鉱の鉛鉱石の分布に並行して走り、500 Ma (0.5 Ga) のアイソクロンは前漢鏡タイプ（W）と後漢鏡タイプ（E）の鉛の分布の方向に並行して走る。中国産鉛鉱石もWとEに入るものが多い（これらの結果は4章で詳述する）。

ジオクロンも500 Ma アイソクロンも、筆者が長方形の斜めの方向に合わせて並行に引いたのではなく、黒鉱の場所を通る分化点Sを求めて計算すると、一義的に2.7 Gaとなり、これ以外のポイントからでは黒鉱を外れる。そして2.7 Gaからのジオクロンは黒鉱の斜めに延びる分布と完全に並行し、500 Ma アイソクロンも前漢鏡タイプ（W）と後漢鏡タイプ（E）の鉛の分布方向に並行する。この事実は、当モデルの妥当性を物語ると考えている。

それでは、アイソクロンに沿う分布はなにを意味するのだろうか。図3から明らかなように、日本鉛（J）にしても、あるいは前漢鏡タイプ（W）、後漢鏡タイプ（E）にしても、長方形の長い方向への分布は、鉱床の形成年代の差ではなく、局所的に μ_2 が違ったためできたものと解釈される。図3には、分化点Sから

U/Pb 比が分かれたと仮定して計算した $\mu_2=8.1, 9.0, 10.0$ の 3 本の成長曲線（鎖線）の到達点（第 2 段階ジオクロンとの交点）を示した。

表 1 の項目（6）には筆者らが測定した東アジアの鉛鉱石の μ_2 の範囲である 7~15 variable と記した。

3.7 ウラン同位体の核特性（No. 7-11）

ここまでに論議した地球の年齢 T および分化点についての数値は、すべて ^{235}U と ^{238}U の半減期および両者の存在比に依拠している。これらウラン同位体の核特性は、理論面では年代測定、応用面では原子力技術での重要性から、繰り返し測定され、数値としては 4~5 桁の有効数字が公表されている。表 1 には放射化学や宇宙・地球科学で使われている数値を掲載した（馬淵編：1994, p.267）。

なお、放射壊変の計算にお慣れでない方のために付言すると、はじめ N_0 個あった放射性原子が時間 t だけ経過したときに存在する原子数 N は

$$N=N_0 \exp (-\lambda t)$$

で表わされる。 λ は壊変定数と呼ばれ、原子核が壊れる速さの目安になる当該原子核に固有の数値である。通常は、 λ の代わりに感覚的に理解しやすい半減期 $T_{1/2}$ で表示する。両者の関係はつぎのようになる

$$\lambda =0.6931 / T_{1/2}$$

表 1 の λ_5 と λ_8 は、それぞれ ^{235}U と ^{238}U の壊変定数であり、各々の半減期から計算した数値である。

項目（11）の $^{235}\text{U} / ^{238}\text{U}$ は現在（t= 0）の数値であり、これを大きくするのが核燃料のためのウラン濃縮である。両者の半減期の違いから、地球誕生時（4.55 Ga）に遡ると、 $^{235}\text{U} / ^{238}\text{U}= 1 / 137.88$ が $1 / 3.1624$ となり、高度の濃縮ウランだったことになる。図 1 に示す鉛同位体比の成長カーブが、はじめは縦軸の方に向かって増大し次第に傾斜が小さくなっていくのは、最初に ^{238}U の三分の一ほどあった ^{235}U が初期段階でどんどん ^{207}Pb に変わり、 ^{238}U に比べて時間とともに減少する割合が大きいからである。

3.8 モデル年代図作成のための指標

筆者が小論で提案するモデルは、表 1 に示した設定条

件によって一義的に決定される。つまり、どなたでも計算によって同じモデル年代図が描ける。しかし、実際にはやや複雑な計算を必要とし、誤りを犯しやすい。そこで方眼紙上に年代図を描くための数値を便宜的に記しておこう。

（アイソクロンの位置）

モデル（馬淵）年代のアイソクロンを B 式図に書き入れる便宜のために、筆者が計算したアイソクロン（等時）線の位置に関する数値を表 4 に示す。表の使用法はつぎの通りである。

ジオクロンを例にとると、この直線を表わす $y=ax+b$ の定数は、表 4 から $a=0.18517, b=12.162$ と読み取れる。したがって、等時線は

$$y=0.18517x+12.162$$

である。

B 式図で、前漢鏡タイプ W・後漢鏡タイプ E・日本

表 4 モデル（馬淵）第二段階アイソクロンの数値指標
Table 4 Index isotope ratios for the secondary isochrons in the Mabuchi model

Age of Isochron	y =ax +b		$^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ (x)			
	a	b	17.500	18.000	18.500	
0 Geochron	0.18517	12.162	15.402	15.495	15.587	$^{206}\text{Pb} / ^{204}\text{Pb}$ (y)
100 Ma	0.18941	12.105	15.420	15.514	15.609	
200 Ma	0.19387	12.045	15.438	15.535	15.632	
300 Ma	0.19856	11.982	15.457	15.556	15.656	
400 Ma	0.20347	11.916	15.477	15.579	15.681	
500 Ma	0.20864	11.847	15.498	15.603	15.707	
600 Ma	0.21408	11.774	15.521	15.628	15.735	

表 5 第二段階アイソクロンと μ_2 成長曲線との交点
Table 5 Intersection of μ_2 growth curve with the secondary stage isochrons

μ_2	Geochron との交点		400 Ma isochron との交点		700 Ma isochron との交点	
	x	y	x	y	x	y
7.0	17.041	15.317	16.593	15.293	16.239	15.267
7.5	17.302	15.365	16.822	15.339	16.441	15.311
8.0	17.562	15.414	17.050	15.386	16.644	15.356
8.5	17.822	15.462	17.278	15.432	16.847	15.401
9.0	18.082	15.510	17.506	15.478	17.050	15.445
9.5	18.342	15.558	17.734	15.525	17.252	15.490
10.0	18.602	15.606	17.962	15.571	17.455	15.534
10.5	18.862	15.654	18.190	15.618	17.658	15.579
11.0	19.122	15.703	18.418	15.664	17.861	15.623
11.5	19.382	15.751	18.646	15.710	18.063	15.668
12.0	19.642	15.799	18.874	15.757	18.266	15.713

鉛が分布する範囲の横軸は、 $x=17.5-18.5$ であるから、両端と中央の3か所の同位体比 (x, y) は、この式から計算して

(17.500, 15.402), (18.000, 15.495), (18.500, 15.587) となる。

(μ_2 の位置)

図3に示したように、漢式鏡などの青銅器に含まれる鉛の範囲は、アイソクロンが0~600 Ma, μ_2 が9.5~12である。B式図のなかに μ_2 の成長曲線を描く便宜のために、 $\mu_2=7.0$ から0.5刻みで $\mu_2=12.0$ まで、成長曲線とアイソクロン (0 Ma, 400 Ma, 700 Ma) との交点の同位体比 (x, y) を計算し表5に示した。

4. モデル年代の実例による検証

自然科学の研究においてモデルを立てるのは、特定の事象についてすべてを理論的に解釈することが難しいときである。部分的に仮定ないし仮説を導入し、その上に立ってモデルを作り事象を説明する。

本モデルにおける仮定は、第一に、中国・朝鮮半島・日本列島の銅と鉛の鉱床の母体となる地殻物質が共通であったとすること、第二に、地球形成後の地殻物質（東アジアに限定して）が、鉛同位体成長からみて、一回だけ大きな元素分別の事象を経過したとすること（二段階成長モデル）である。

これら過去の出来事についての仮定を地質学で裏づけることは、数十億年前のマントルと地殻が関与する変動であるため、現状ではほとんど無理である。可能な科学的作業は、それらの仮定に基づいて作られたモデルに鉛同位体比測定値を当てはめて、そこで得られる鉛のモデル年代が地層の地質学的年代から大きく外れていないかどうかを観察することである。いうまでもなく、モデル年代とは、そのモデルを前提にして計算される年代で、かならずしも事象の年代を厳密に指すとは限らない。しかし、常識外れの数値では意味をなさない。

そこで、まず日本・朝鮮半島・中国の鉛鉱石から求められるモデル年代を、鉱山の存在する地質構造帯の年代と比較して矛盾しないかどうかを確かめる。つぎに、中国産の鉛を含むはずの漢式鏡一般について検証し、最後に特殊な識別の例として三角縁神獣鏡と神岡鉱山の鉛の

区別について検証する。

4.1 日本の鉛鉱石

図4の右下方には日本の鉛鉱石がプロットしてある。そのうち、北海道西南部および青森県・秋田県・山形県・宮城県・福島県など東北地方日本海側にある黒鉱ベルト内の鉱床鉛を黒三角 (▲) で示した。3.5で述べたように、黒鉱は年代が若く、第2段階ジオクロン（ゼロ・アイソクロン）を決める基準にした。年代0の線が▲の分布の中央近くをよぎるようにみえるが、図4左上に示したように ^{204}Pb ベースの測定は誤差が大きいため、年代0より下に分布する点が生じるのが当然と考えられるためである。

黒鉱ベルト内鉱床鉛以外の日本の鉛は○で示した。これらは関東地方以西の鉱山の鉛である。ただし、岐阜県神岡鉱山は4.3.3で扱うので除いてある。●で示したのは、皇朝十二銭など、奈良時代に使われた日本産鉛である（馬淵・平尾・佐藤・緑川・井垣：1982；齋藤努：2000）。

図4には第2段階アイソクロンの0 Ma, 200 Ma, 400 Ma, 600 Ma が記入されている。これらの線から判断すると、日本の鉛の大部分は0~200 Ma の間に入る。一方、地質学的にみると、日本の鉛は熱水鉱床起源がほとんどで、その場合、最古でもジュラ紀である（地学団体研究会編：1996, pp. 46-47）。ジュラ紀は中世代の中央で上限の年代が203 Ma であるから（兼岡：1998, p. 276）、本モデル年代はよく一致しているといえる。図4では日本鉛の範囲を平行四辺形で囲った。

一方、日本列島には一部の地域で、古生代（540~250 Ma）や中生代（250~65 Ma）にまで遡る花崗岩類も分布しており、このような地層のなかで鉱化作用が起こっていれば、年代の古い鉛もありうる。そこで、表6に、黒鉱を除く日本の鉱山の鉛について、筆者が算出したモデルのパラメータ（年代と μ_2 ）と鉱山地区の表層地質年代（産業技術総合研究所地質調査総合センター：2010）を比較のためにまとめてみた。鉱床の年代とタイプがわかるものは表に加えた（地学団体研究会編：1996）。表6から下記の事項が観察される。

(1) モデル年代の計測誤差 ± 50 m. y. (1 σ) を考

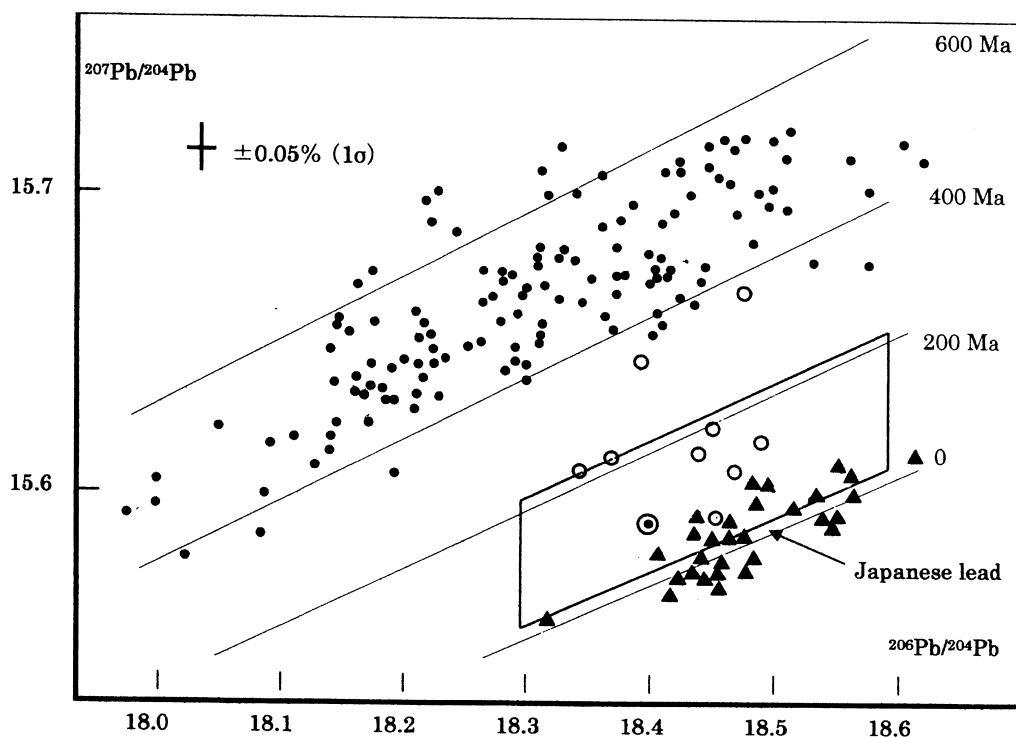


図4 日本産鉛鉱石と後漢（三国）鏡の鉛モデル年代

Fig. 4 Model ages for Japanese lead ores and lead in Eastern Han mirrors

▲：黒鉱ベルトの鉱床鉛 ○：黒鉱ベルト以外の日本の鉱床鉛
 ◎：皇朝十二銭の鉛 ●：後漢・三国鏡の鉛

慮に入れても、鉱床年代とほぼ一致するのは秩父・神岡・栃洞だけで、残りの神岡（円山・茂住・漆山坑・持壁）・生野・明延・都茂・尾平・対州の諸鉱山はモデル年代の方が古い数値を示す。

（2）モデル年代はむしろ表層地質年代と整合性があるように見える。

（3）モデル年代が高めになる傾向を考慮に入れても、倉谷・尾小屋・鮎河・対州の4鉱床は地層および鉱床の年代と離れすぎている。

以上（1）（2）（3）は地球化学的に興味ある問題であるが、考古学からは離れるので、事実の指摘にとどめ、（3）についての筆者の考えを記す。

倉谷鉱山は石川県南部にあり、神岡鉱山とは50～60kmほどの距離しかない。形成時の熱水鉱液にすでに形成されていた神岡鉱床の鉛が溶け込んで、見かけの年代を古くする要因になったのではないだろうか。モデル年代と μ が神岡鉱山のそれと類似している。

尾小屋鉱山は石川県小松市にあり、漸新世－鮮新世の熱水型鉱床としては、モデル年代200 Maは古すぎる。倉谷鉱山と同様、基盤の飛騨変成岩帯の影響が考えられ

る。注目すべきは μ_2 が11.0と大きいことで、これは韓国に一般的な数値である（表7）。その関連があるかどうかは今後の課題である。

滋賀県鮎河鉱山は第二次世界大戦中3年間だけ稼働した螢石鉱山である。日本としては古い方のジュラ紀・白亜紀の地層にあるが、320 Maというモデル年代は古すぎる。鉛が主成分でない鉱床なので、過去の鉛同位体比成長履歴が特殊な母物質から生まれたものかもしれない。

対州鉱山は表層地質年代も鉱床年代も漸新世とみなされる熱水型鉱床である。尾小屋鉱山と同様に11.0の μ_2 は韓国によくある数値である。特に、韓国慶尚北道將軍鉱山（たとえばNo. 426）とは鉛同位体比が類似している（表7、表12）。対馬の地理的位置からしても、韓国の地質との関連が考えられる。

以上、日本の鉛鉱床のモデル年代は、鉱床を含む地層の年代が大陸より若いという点で、地質年代と大枠では一致することがわかった。しかし、鉱床形成には複数の地層からの寄与など複雑なプロセスが考えられるので、モデル（馬淵）年代の数値そのものを鉱床年代とみなすには時期尚早である。鉱床鉛は若いほど、鉛同位体比の

表6 日本産鉛鉱石のモデル年代と基盤地層との関係

Table 6 Model ages for Japanese lead ores in relation with the geological structure

No	鉱山名	所在地県	モデル年代		表層基盤①		鉱床②	
			Ma	μ_2	地質年代	Ma	年代 Ma	タイプ
40	秩父	埼玉	50	9.8	ジュラ紀	203~135	34~1.8	スカルン
41	三富	山梨	60	9.9	後期白亜紀	96~65		
42	倉谷	石川	200	10.3	前・中期中新世	23~15		
43	尾小屋	石川	200	11.0	前・中期中新世	23~15	34~1.8	熱水鉱脈
44	神岡栃洞	岐阜	240	10.0	(1)三畳紀・ジュラ紀(飛驒変成岩類) (2)ジュラ紀(深成岩類) (3)ジュラ紀(堆積岩類) (4)後期白亜紀(火山岩類) (5)暁新世(火山岩類) (1)から(5)までが複雑に入り組んでいる。	250~50	240~135	スカルン
45	神岡栃洞	岐阜	260	10.0		250~50	240~135	スカルン
46	神岡栃洞	岐阜	240	10.0		250~50	240~135	スカルン
47	神岡栃洞	岐阜	240	10.0		250~50	240~135	スカルン
48	神岡栃洞	岐阜	240	10.0		250~50	240~135	スカルン
49	神岡栃洞	岐阜	220	9.9		250~50	240~135	スカルン
50	神岡栃洞	岐阜	240	10.0		250~50	240~135	スカルン
51	神岡円山	岐阜	320	10.1		250~50		
52	神岡円山	岐阜	280	9.9		250~50		
53	神岡茂住	岐阜	450	10.3		250~50	240~135	スカルン
54	神岡茂住	岐阜	300	10.0		250~50	240~135	スカルン
55	神岡茂住	岐阜	410	10.2		250~50	240~135	スカルン
56	神岡茂住	岐阜	390	10.3		250~50	240~135	スカルン
57	神岡漆山坑	岐阜	320	10.2		250~50		
58	神岡持壁	岐阜	400	10.3		250~50		
59	津具	愛知	110	10.1	白亜紀	135~65		
60	鮎河	滋賀	320	10.7	ジュラ紀・白亜紀	203~65		
61	生野	兵庫	220	10.3	後期白亜紀	96~65	70~34	熱水鉱脈
62	生野	兵庫	220	10.3	後期白亜紀	96~65	70~34	熱水鉱脈
63	生野	兵庫	200	10.2	後期白亜紀	96~65	70~34	熱水鉱脈
64	明延	兵庫	200	10.2	ペルム紀	295~250	70~34	熱水鉱脈
65	明延	兵庫	200	10.2	ペルム紀	295~250	70~34	熱水鉱脈
66	都茂	島根	130	10.2	石炭紀・ペルム紀	355~250	70~34	スカルン
67	都茂	島根	130	10.2	石炭紀・ペルム紀	355~250	70~34	スカルン
68	平子	広島	10	9.7	ペルム紀	295~250		
69	桜郷	山口	170	10.2	ペルム紀・白亜紀	295~65		
70	尾平	大分	220	10.2	ジュラ紀	203~135	34~1.8	熱水鉱脈
71	土呂久	宮崎	200	10.1	ジュラ紀	203~135		
72	対州	長崎	350	11.0	漸新世	34~23	34~1.8	熱水鉱脈

①産業技術総合研究所地質調査総合センター『20万分の1日本シームレス地質データベース』2010年による。鉱山地区の基盤が入り組んでいる場合には複数の地層年代を羅列した。

②地学団体研究会編『新版地学事典 付図・付表・索引』1996年より再録した。鉱床の年代は、たとえば「漸新世・鮮新世」のような地質年代で与えられている。表では、それを34~1.8Maと表現している。

成長過程が長く、それだけ地質変動による μ の変化を受けやすい。この点は地殻化学の将来の課題である。

4.2 朝鮮半島と中国の鉛鉱石

小論の趣旨からいって、朝鮮半島と中国の鉱床年代を詳しく議論することは差し控えるが、鉛鉱石のモデル年代が鉱床を含有する地層と相関があるかないかだけを見ておこう。

地層の年代は、そこに含まれる岩石をK-Ar法、Rb-Sr法、Sm-Nd法などによって測定して求められているが、その年代は必ずしも鉱床年代あるいは鉱化年代と一致するわけではない。鉱化作用は既成の地層にマグマの貫入や岩石の変成作用があって起こることが多く、そのような鉱化年代の測定が行われて発表されている例は少ない。しかし、地層の年代は鉱化年代の上限となるので、今回のモデルが地質学的に許容できるものかどうかを判

断する目安にはなると考えられる。

4.2.1 朝鮮半島の鉛鉱石モデル年代

朝鮮半島は中国北部とともに一続きの卓状地（シノコリア準卓状地）を構成している。朝鮮半島の基盤は先カンブリア時代であり、表層はいくつかの堆積盆地によって分離されている（吉川敏之：2006；資源開発環境調査アジア2：2005；以下の記述もこれらの文献に依拠している）。

表7に、筆者らが過去に鉛同位体比を公表した朝鮮半島産鉛鉱石について、モデルから計算した年代および鉛鉱石を産出した鉱山の所在地の属する地質構造帯を示した（図5参照）。鉱床を含む地層としては、たとえば「カンブリアーオルドビス紀の石灰岩」というように、局所的な細かい記載が望ましいが、この種の情報はたとえ鉱山ごとに分かっている場合でも入手は困難である。いまのところ、大まかな基盤に相当する地質構造帯で我慢するしかない。なお、表7の第7欄・地質構造帯の地質年代は、文献中の記述から、筆者が各地層の基盤の年代として最も適当なものと判断して記入した。

このような前提で表の内容を検討してみよう。

まず、No.401～405は北朝鮮の鉱山で、いずれも先カンブリア時代の摩天嶺陸塊と平南堆積盆に位置している。先カンブリア時代は、始生代（2500 Ma 以前）と原生代（2500～540 Ma）に分かれるが、モデル年代は原生代の中期相当に集中している。なお、検徳鉱山（No.401）の鉛はコンフォーマブル鉛とみなしてモデルの μ_1 を決定したもので、これは第1段階のアイソクロンによって1600 Maとなった。他の4鉱山の鉛のモデル年代は第2段階のアイソクロンで計算した。

つぎに韓国に移って、No.406～407、409～410は京畿陸塊に位置する2鉱山で、各2試料がともに900～850 Maのモデル年代を示した。50 m. y. の差は測定誤差（ 2σ ）の範囲内で、両鉱山が原生代後期のほとんど同じモデル年代を示したことになる。

No.429～432は、韓国の中央部を、襷掛けのように右上（東北）から左下（南西）の方向に走る沃川褶曲帯・三陟堆積盆内に位置する。月岳鉱山（No.429）は内陸中央に位置するが、他の3鉱山は西側である。モデル年代は原生代後期で、No.406～410よりも少し若い年代に

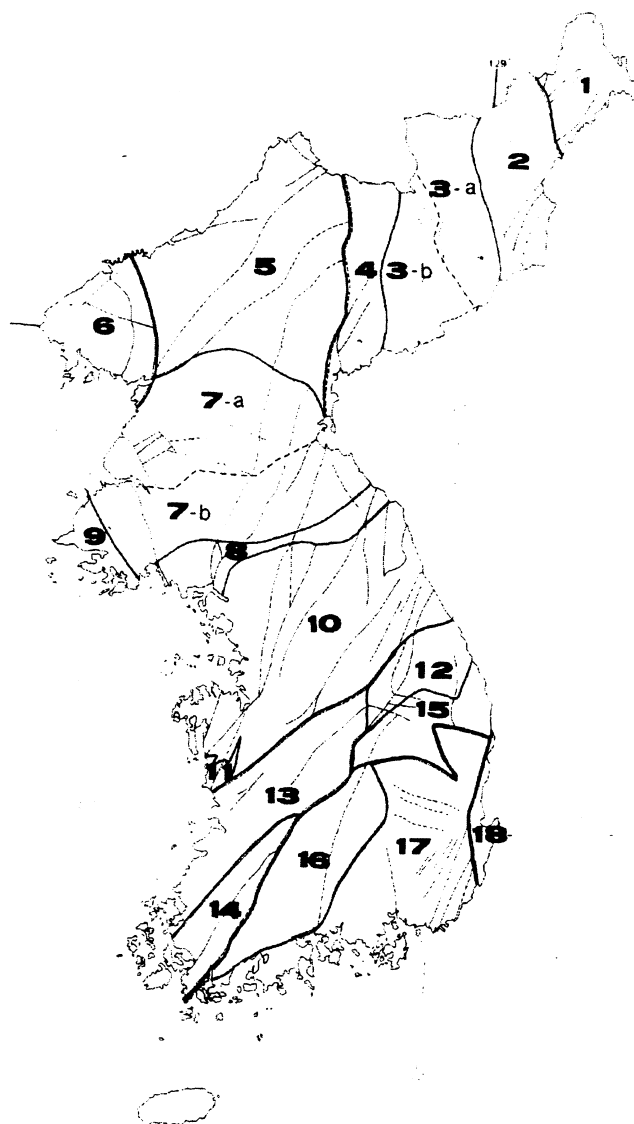


図5 朝鮮半島の地質構造区分図（『資源開発環境調査 アジア2』（2005）による）

Fig. 5 Map of geological structure of Korean peninsula

- 1：豆満江褶曲帯
- 2：冠帽陸塊および吉州・明川堆積盆
- 3-a, 3-b：摩天嶺陸塊および恵山・利原堆積盆
- 4, 5, 6：狼林陸塊
- 7-a, 7-b, 8, 9：平南堆積盆および臨津江褶曲帯
- 10, 11：京畿陸塊
- 12, 13, 14：沃川褶曲帯および三陟堆積盆
- 15, 16：嶺南陸塊
- 17, 18：洛東江堆積盆および延日堆積盆（慶尚堆積盆）

なる。

韓国の東側にあるNo.411～413 新礼美鉱山（江原道）は、地図の上では「沃川褶曲帯・三陟堆積盆」のベルト内に位置するようにみえるが、この近辺は文献の地質構造帯の記載が入り組んでいて、太白山盆地のようにもみえるので、もっと若い地層なのかもしれない。鉛同位体比は3試料が $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=19.210, 19.172, 19.173$ と、

表7 朝鮮半島産鉛鉱石のモデル年代と地質構造帯の関係

Table 7 Model ages for Korean lead ores in relation with the geological structure

No.	鉱山名	所在地	モデル年代		地質構造帯		備考
			Ma	μ_2	名称	地質年代 Ma	
401	検徳	咸鏡南道	1,600	8.1	摩天嶺陸塊	先カンブリア時代 ≥ 540	コンフォーマブル鉛
402	大倉	平安南道	1,200	11.7	平南堆積盆	先カンブリア時代 ≥ 540	
403	三徳	平安南道	970	11.5	平南堆積盆	先カンブリア時代 ≥ 540	
404	瓮津	黄海道	1,600	14.5	平南堆積盆	先カンブリア時代 ≥ 540	
405	海州	黄海道	1,600	14.0	平南堆積盆	先カンブリア時代 ≥ 540	
406	富平	京畿道	900	10.5	京畿陸塊	先カンブリア時代 ≥ 540	
407	富平	京畿道	900	10.5	京畿陸塊	先カンブリア時代 ≥ 540	
409	三宝	京畿道	900	11.8	京畿陸塊	先カンブリア時代 ≥ 540	
410	三宝	京畿道	850	11.6	京畿陸塊	先カンブリア時代 ≥ 540	
429	月岳	忠清北道	580	11.4	沃川褶曲帯三陟堆積盆	原生代 2500～540	
430	豊産金山	忠清南道	800	14.5	沃川褶曲帯三陟堆積盆	原生代 2500～540	
431	全州	全羅北道	720	12.2	沃川褶曲帯三陟堆積盆	原生代 2500～540	
432	徳陰	全羅南道	900	12.3	沃川褶曲帯三陟堆積盆	原生代 2500～540	
411	新礼美	江原道	450	13.1	沃川褶曲帯三陟堆積盆	原生代 2500～540	ミシシッピ・ヴァレー型？
412	新礼美	江原道	400	12.7	沃川褶曲帯三陟堆積盆	原生代 2500～540	ミシシッピ・ヴァレー型？
413	新礼美	江原道	400	12.7	沃川褶曲帯三陟堆積盆	原生代 2500～540	ミシシッピ・ヴァレー型？
414	第一蓮花	慶尚北道	200	12.2	慶尚堆積盆	中生代 250～65	ミシシッピ・ヴァレー型
415	第一蓮花	慶尚北道	210	12.5	慶尚堆積盆	中生代 250～65	ミシシッピ・ヴァレー型
416	第一蓮花	慶尚北道	70	13.0	慶尚堆積盆	中生代 250～65	ミシシッピ・ヴァレー型
417	第一蓮花	慶尚北道	170	12.3	慶尚堆積盆	中生代 250～65	ミシシッピ・ヴァレー型
418	第一蓮花	慶尚北道	280	11.7	慶尚堆積盆	中生代 250～65	ミシシッピ・ヴァレー型
419	第二蓮花	慶尚北道	400	12.0	慶尚堆積盆	中生代 250～65	ミシシッピ・ヴァレー型
420	第二蓮花	慶尚北道	400	11.5	慶尚堆積盆	中生代 250～65	ミシシッピ・ヴァレー型
421	第二蓮花	慶尚北道	400	11.5	慶尚堆積盆	中生代 250～65	ミシシッピ・ヴァレー型
422	第二蓮花	慶尚北道	300	11.7	慶尚堆積盆	中生代 250～65	ミシシッピ・ヴァレー型
423	第二蓮花	慶尚北道	150	12.3	慶尚堆積盆	中生代 250～65	ミシシッピ・ヴァレー型
424	蔚珍	慶尚北道	200	12.5	慶尚堆積盆	中生代 250～65	ミシシッピ・ヴァレー型
425	漆谷	慶尚北道	200	9.8	慶尚堆積盆	中生代 250～65	
426	將軍	慶尚北道	350	11.0	慶尚堆積盆	中生代 250～65	
427	將軍	慶尚北道	450	11.2	慶尚堆積盆	中生代 250～65	
428	將軍	慶尚北道	300	10.8	慶尚堆積盆	中生代 250～65	

鉛同位体比の文献：No.431～432（馬淵：1993），その他（馬淵・平尾：1987）

地質構造帯の文献：資源開発環境調査 アジア2（北朝鮮・大韓民国・モンゴル）：2005

高い数値でミシシッピ・ヴァレー型のようにみえるが、3試料間の数値のばらつきが小さいので、そうかどうかは確実でない。南の慶尚北道のミシシッピ・ヴァレー型鉱床と関連があるかもしれない。

No.414～424の第一蓮花鉱山、第二蓮花鉱山、蔚珍鉱山の鉛は明らかにミシシッピ・ヴァレー型である。これらを含む慶尚堆積盆は中生代の白亜系で、韓国の中では最も若い地層である。第一蓮花5試料、第二蓮花5試料について鉛同位体比が測定されているが、数値の変動が大きいのが特徴である。モデル年代は、白亜紀（135～65 Ma）に属する70 Maから古生代（540～250

Ma）に相当する400 Maまでまちまちであるが、これらは見かけの年代と考えられる。その理由については別稿に譲る。

No.425 漆谷鉱山は200 Maと若いモデル年代だが、同じ慶尚北道でも將軍鉱山は古生代に相当するモデル年代である。

以上のように、朝鮮半島は地質構造帯が北部の先カンブリア時代から南部の中生代に至るまで変化に富んでいるが、モデル年代はおおむねそれらの変化に対応しているといえる。

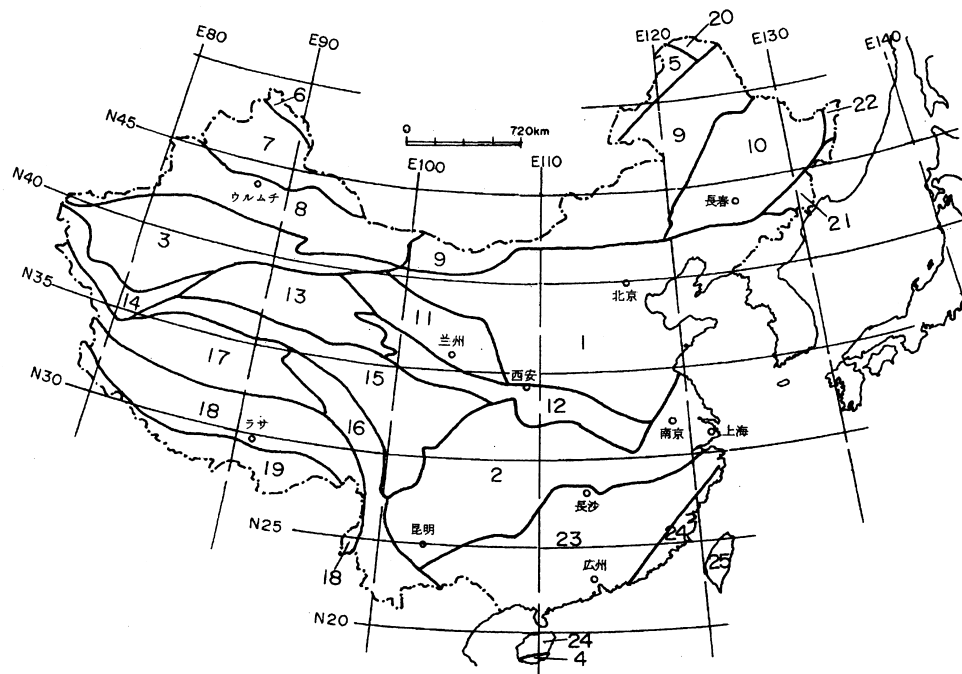


図6 中国の地質構造区分図（『資源開発環境調査 アジア1』（2005）による）

Fig. 6 Map of geological structure of China

1：中朝地塊 2：揚子地塊 12：秦嶺褶曲系 23：南中国褶曲系 その他は省略

4.2.2 中国の鉛鋳石モデル年代

表8に中国の鉛鋳石について、モデル年代と地質構造帯の関係を示した。地質構造帯については『資源開発環境調査 アジア1（中華人民共和国）』（2005）の記載に依拠した。以下はその説明である（図6参照）。

中国北部は先カンブリア時代の中朝地塊が広い面積を占めている。これは前項の朝鮮半島で引用したシノーコリア準卓状地に相当すると思われるが、文献の用語を尊重して敢えて統一しない。

No.201, 202, 204~206, 212の鋳山のモデル年代は、地質構造帯の先カンブリア時代に相当し、矛盾しない。No.202 錦西鋳山は500 Maと若干若い、測定誤差（1 σ ）が ± 50 m. y.なので、古生代との境界の年代である。中国南部は長江（揚子江）中・下流域から、西は四川省・雲南省にまで広がる広大な面積を占める揚子地塊に覆われている。地塊の周縁部には先カンブリア時代の変成岩類が露出しているが、地塊内部では古生代~中生代の厚い地層が基盤類を覆っている。

No.229, 235~238は湖南省、雲南省と、揚子地塊内に存在する鋳山で、誤差を考えるとすべて古生代に相当し、地質構造帯と矛盾しない。

No.217 棲霞山鋳山は石窟で名高い南京の近郊にある。

地図の上からは揚子地塊に含まれると思われるが、680 Maと先カンブリア時代に入る。地塊の周縁部のためかもしれない。

No.236 会沢鋳山はミシシッピ・ヴァレー型である。韓国の蓮花鋳山と同様に、非常に若い年代になっている。中朝地塊と揚子地塊の中間に、安徽省西南部から陝西省南部を通して甘粛省に伸びる秦嶺褶曲系がある。秦嶺山脈は古生代のカンブリア紀（540~500 Ma）から石炭紀（355~295 Ma）にかけての活動とされるバリスカン造山運動でできたため、年代は狭い範囲になる。No.207~209はその範囲に入っている。

No.210~211 鄧家山鋳山は甘粛省蘭州の東南300kmにあり（『中華人民共和国分省地図集1977』にはこの地名は載っていない）、秦嶺褶曲系内に位置する。数字上はモデル年代600~570 Maと原生代末期になるが、誤差を考えると、古生代前期に起こったバリスカン造山運動の年代幅に含まれるとしてよいであろう。

揚子地塊の南側の南中国褶曲系は、浙江省・福建省・江西省・湖南省・貴州省・広東省・広西壮族自治区などを含み、むかしは先カンブリア地塊とされていたが、近年はカレドニア造山地域と考えられるようになったそうである。カレドニア造山運動は、定義がいくつかあるが、

表8 中国産鉛鉱石のモデル年代と地質構造帯の関係

Table 8 Model ages for Chinese lead ores in relation with the geological structure

No.	鉱山名	所在値	モデル年代		地質構造帯			備考
			Ma	μ_2	名称	地質年代	Ma	
201	青城子	遼寧省	620	10.6	中朝地塊	先カンブリア時代	≥540	
202	錦西	遼寧省	500	7.0	中朝地塊	先カンブリア時代	≥540	
204	柴河	遼寧省	1,600	8.1	中朝地塊	先カンブリア時代	≥540	コンフォーマブル鉛
205	柴河	遼寧省	750	9.2	中朝地塊	先カンブリア時代	≥540	
206	西榆皮	山西省	1,900	8.1	中朝地塊	先カンブリア時代	≥540	コンフォーマブル鉛
212	香奇	山東省	550	8.1	中朝地塊	先カンブリア時代	≥540	
216	銅官山	安徽省	400	9.2	秦嶺褶曲系	古生代	540～250	大別山脈（秦嶺山脈の東支脈）麓の安慶
207	永豊	陝西省	440	9.2	秦嶺褶曲系	古生代	540～250	
208	永豊	陝西省	500	9.5	秦嶺褶曲系	古生代	540～250	
209	丹鳳	陝西省	460	10	秦嶺褶曲系	古生代	540～250	
210	鄧家山	甘肅省	570	10.8	秦嶺褶曲系	古生代	540～250	蘭州の東南 300km
211	鄧家山	甘肅省	600	11	秦嶺褶曲系	古生代	540～250？	蘭州の東南 300km
217	棲霞山	江蘇省	680	9.8	揚子地塊	古生代・中生代	540～250～65	
229	瑪瑙山	湖南省	500	11.8	揚子地塊？	古生代・中生代	540～250～65	
235	金頂	雲南省	290	10.6	揚子地塊	古生代・中生代	540～250～65	
236	会沢	雲南省	130	13.5	揚子地塊	古生代・中生代	540～250～65	ミシシッピ・ヴァレー型
237	桃林	湖南省	580	11.0	揚子地塊	古生代・中生代	540～250～65	
238	桃林	湖南省	580	11.0	揚子地塊	古生代・中生代	540～250～65	
218	五部	浙江省	400	10.9	南中国褶曲系	先カンブリア後期～古生代中期	1000～370	
219	五部	浙江省	420	11.1	南中国褶曲系	先カンブリア後期～古生代中期	1000～370	
220	黄岩五部	浙江省	450	11.2	南中国褶曲系	先カンブリア後期～古生代中期	1000～370	
221	黄岩五部	浙江省	450	11.2	南中国褶曲系	先カンブリア後期～古生代中期	1000～370	
222	漂塘	江西省	480	12.0	南中国褶曲系	“ ”	1000～370	
223	水口山	湖南省	320	10.7	南中国褶曲系	“ ”	1000～370	
224	水口山	湖南省	430	11.4	南中国褶曲系	“ ”	1000～370	
225	水口山	湖南省	350	11.0	南中国褶曲系	“ ”	1000～370	
226	東坡	湖南省	430	11.5	南中国褶曲系	“ ”	1000～370	
227	黄沙坪	湖南省	460	11.5	南中国褶曲系	“ ”	1000～370	
228	宝山	湖南省	430	11.6	南中国褶曲系	“ ”	1000～370	
230	菜園子	貴州省	670	12.2	南中国褶曲系	先カンブリア後期～古生代中期	1000～370	
231	凡口	広東省	540	11.5	南中国褶曲系	先カンブリア後期～古生代中期	1000～370	
232	泗頂	広西壮族自治区	870	14.0	南中国褶曲系	先カンブリア後期～古生代中期	1000～370	
233	泗頂	広西壮族自治区	850	14.0	南中国褶曲系	先カンブリア後期～古生代中期	1000～370	
234	泗頂	広西壮族自治区	880	14.0	南中国褶曲系	先カンブリア後期～古生代中期	1000～370	

鉛同位体比の文献：No.237-238（馬淵：2010c），その他（馬淵・平尾：1987）

地質構造帯の文献：資源開発環境調査 アジア1（中華人民共和国）：2005

幅広くとれば、先カンブリア時代後期から古生代デボン期中中期にかけての一連の造山運動とされている。おおざっぱにいて、1000～370 Ma くらいの年代幅と考えられる。No.218～221，230～234 の鉱山はこの範囲に入るモデル年代を示している。

以上のように、中国の鉛鉱石のモデル年代は、基盤となる地質構造帯の生成年代とおおむね矛盾しないといえることができる。

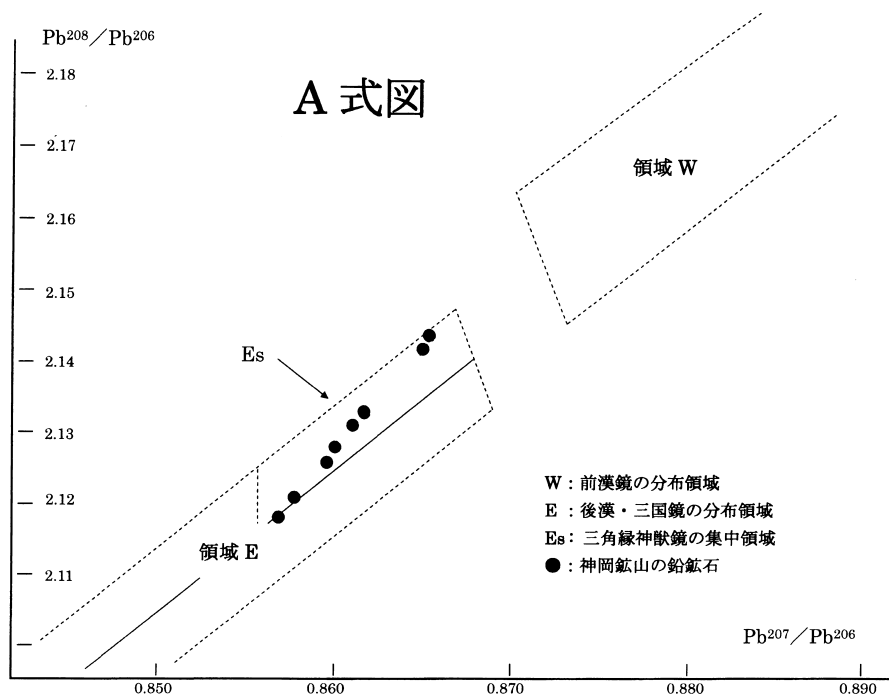


図 7 A 式図による諸資料の占める領域
Fig. 7 A-type diagram showing the regions occupied by various kinds of specimens

4.3 漢式鏡の鉛

筆者らの鉛同位体比研究の出発点は漢代から三国時代にかけての鏡であり、図 7 に示したような A 式図を用いて、それらが前漢鏡タイプ（領域 W）と後漢（三国）鏡タイプ（領域 E）に分かれることを研究の初期に示した（馬淵・平尾：1982, 1983）。これらの鉛がモデル年代でどのような数値をとるか、また前節の鉛鉱石のモデル年代とどのような関係になるかは興味深い。

時代による両タイプの使用時期は、正確にいうと次のようになることを前報で示した（馬淵：2011）。

前漢前期～後期（領域 W）

王莽期～後漢中期（領域 W と領域 E の混用期）

後漢中期～三国・晋代（領域 E）

ただし、すでに明らかにしたように漢式鏡の中の鉛は銅に随伴する鉛と添加された鉛の混合物であるため、そのモデル年代とは二種の起源の鉛の中間の年代を示す、いわば「みなし年代」である（馬淵：2010b）。

本節ではモデル年代図の説明に適した後漢（三国）鏡タイプの鉛から述べる。

4.3.1 後漢（三国）鏡タイプの鉛

図 4（B 式図）に●で示した測定点は、後漢中期から三国時代（西晋も含まれるかもしれない）に作られ、日

本に将来したと考えられる、いわゆる舶載鏡である。鏡の種類は、連弧文鏡・方格規矩鏡・細線式獣帯鏡（以上の 3 種類は領域 E に入るものを選んで）・斜縁二神二獣鏡・画像鏡・画文帯神獣鏡・浮彫式獣帯鏡・位至三公鏡・夔鳳鏡・盤龍鏡・対置式神獣鏡などで、計 139 面ある。三角縁神獣鏡はここには入れていない。

これらの鉛同位体比の分布状況から考えられる事項を挙げてみよう。

まず、分布の帯の伸びる方向がアイソクロンに一致していることがわかる⁹⁾。このことは、たとえ鉛同位体比が違って見えても、同じような年代の鉱床から鉛が来ていることを示し、このモデルが有効であることの証拠になる。

つぎに、これらの鏡の測定値の大半が 500 Ma を中心にして ± 100 Ma、すなわち 400 Ma から 600 Ma のアイソクロンの中に収まっていることがわかる。また、 μ_2 の数値は 10.5～12.0 の間に入る（図 4 には示していない）。これは 4.2.2 で論じた中国の鉛鉱石（表 8）を参照すると、揚子地塊および南中国褶曲系の一部の鉱山のものに相当する。他の地質構造帯には、($t=500 \pm 100$ Ma; $\mu_2=10.5 \sim 12.0$) の条件を満たす地層は無いようにみえる。

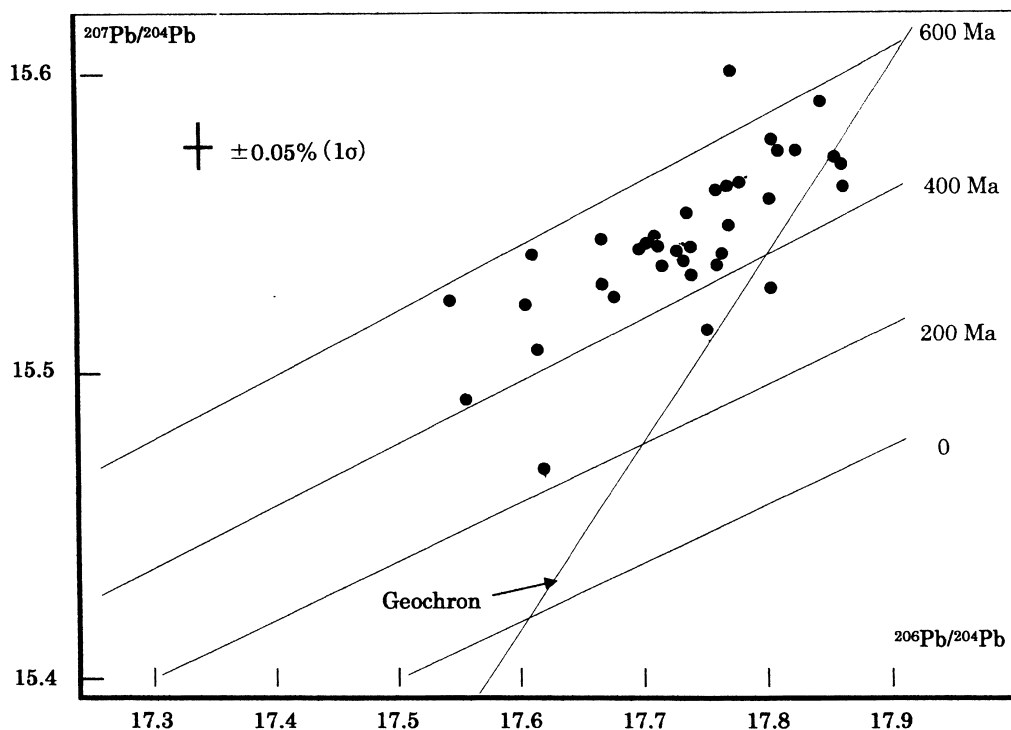


図8 前漢鏡の鉛モデル年代
Fig. 8 Model ages for lead in Western Han mirrors

4.3.2 前漢鏡タイプの鉛

図8 (B式図) に前漢鏡 37面をプロットした¹⁰⁾。ばらつきの大きい4面を除く33面はモデル年代 500 ± 100 Ma となり、後漢(三国)鏡タイプの鉛とほぼ同じである。異なるのは μ_2 で、9.2~10.2 と、後漢(三国)鏡の 10.5~12.0 より小さな数値である。このような条件、つまり ($t=500 \pm 100$ Ma ; $\mu_2=9.2 \sim 10.2$) を満たす地質構造帯を表8の中で探すと、安徽省から陝西省にかけての秦嶺褶曲系だけであることがわかる。筆者は前報(馬淵：2011)でA式図から判断して永豊・丹鳳(陝西省)および銅官山(安徽省の安慶)の鉱山を候補地として挙げたが、本報告によるB式図および地質構造の点からみても矛盾するものではないことがわかった。

4.3.3 三角縁神獣鏡の鉛

三角縁神獣鏡の製作地については、魏とするもの(魏鏡説)と倭とするもの(倭鏡説、呉の工人が倭で製作したとする王仲殊説も含める)がそれぞれの論拠をもって対立している。細かい議論を別にして大雑把にいうと、魏鏡説の論拠の中心は銘文を含む文様の正当性であり、倭鏡説の論拠は日本だけという出土地である。魏鏡説を補強する図紋以外の論説には福永伸哉(1992)の鈕孔形

態の観察がある。

鉛同位体比研究の初期から、三角縁神獣鏡の原材料の出所がわかるのではないかと期待が寄せられた。それに対する筆者らの最初の答えは、「鉛鉱石と比較すると、三角縁神獣鏡は中国の鉛を含むと考えられる。ただし、岐阜県神岡鉱山の鉛は類似の値を示す」というものであった(馬淵・平尾：1982)。筆者らは、鉛鉱石と鏡の測定数が多くなった段階で、中国・朝鮮半島・日本の鉛鉱石の結果を公開し、その中で、「神岡鉱山の鉛は、A式図では三角縁神獣鏡の分布内に入るが、B式図では重ならず、両者は一致しない」ことを示した(馬淵・平尾：1987)。

筆者はこれで材料の出所は科学的に決着がついたと思っていたが、鉛同位体比の意味が十分に理解されないらしく、現在でも神岡説が一部でくすぶっていると伝え聞く。その原因には筆者の説明不足という責任もあるので、小論で展開したモデル年代を使って再び説明しようと思う。

図9は鉛鉱石論文(馬淵・平尾：1987)のなかで示したB式図を再現したものである。ただし、最近の三角縁神獣鏡論文(馬淵：2010a)で論述したように、岸本直文の表現⑪⑫⑬に属する鏡は仿製鏡に相当する材料な

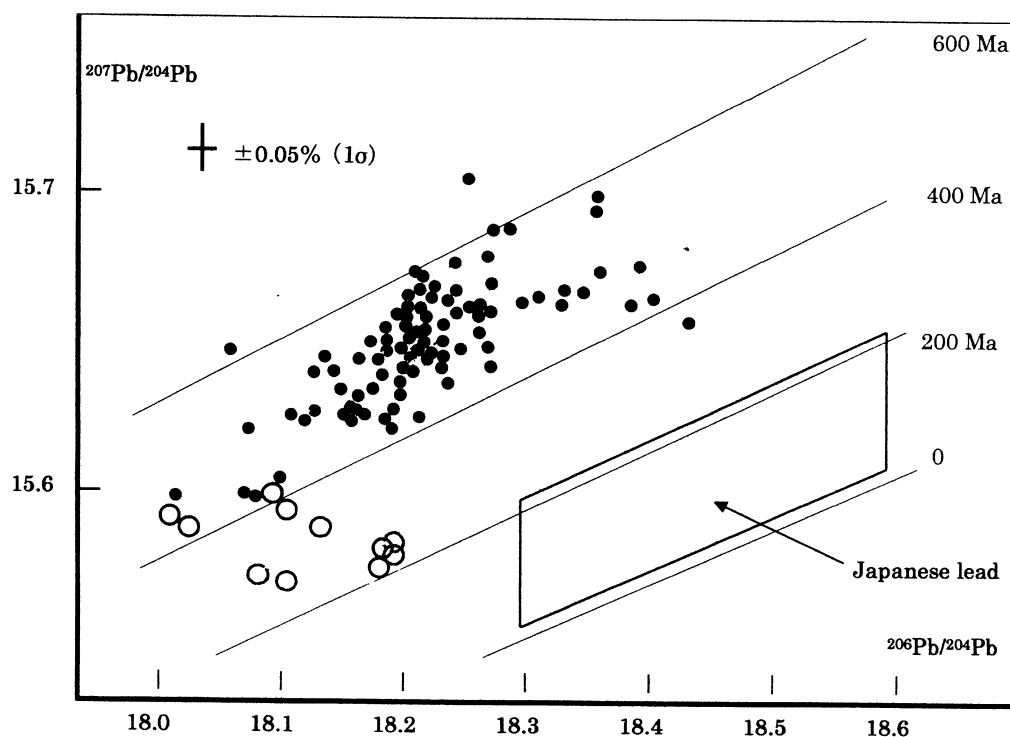


図9 三角縁神獣鏡の鉛および神岡鉱山鉛鉱石の鉛モデル年代
Fig. 9 Model ages for lead in TRDA mirrors and lead ores from the Kamioka mine
●：三角縁神獣鏡の鉛 ○：神岡鉱山の鉛

表9 漢式鏡の鉛と日本産鉛鉱石のモデル年代と μ_2
Table 9 Model ages and μ_2 for lead in Han style mirrors and Japanese lead ores

資料群	モデル年代 Ma	μ_2
前漢鏡タイプ	600~400	9.2~10.2
後漢鏡タイプ	600~400	10.5~12.0
(舶載)三角縁神獣鏡	600~400	10.5~11.5
神岡鉱山鉛鉱石	450~200	9.8~10.5
日本産鉛鉱石(一般)	200~0	9.5~10.5

ので除いてある。図からはつぎのことが明らかである。

(a) 三角縁神獣鏡のモデル年代は後漢(三国)鏡タイプのものとまったく同じである。

(b) 三角縁神獣鏡の μ_2 は上限が11.5で、後漢(三国)鏡タイプのもの(上限12.0)の右上方が欠ける。これはA式図の領域Es(馬淵：2010a)に相当するが、測定誤差が大きいためにA式図のようにシャープ(狭い領域)ではない。

(c) 神岡鉱山は、表6に示したように、鉱区によって年代差が大きいが、約200Maの朽洞から約450Maの茂住までの広がり、モデル年代においても μ_2 においても、三角縁神獣鏡とは無関係なことがわかる¹¹⁾(表9)。

5. まとめ

鉛同位体比データを漢式鏡などに応用して資料を識別する際の客観性を高める目的で、鉛(鉱床)のモデル年代の概念を導入した。その要点はつぎのようなものである。

(1) モデルの基本はStacey and Kramers (1975)が提案した二段階成長モデル(Two stage model)により、モデル決定に必要なパラメータ(地球の年齢やウラン同位体の半減期)としては宇宙化学の最新の数値を使った。

(2) 第1段階の μ_1 は、成長曲線が朝鮮半島北部と中国北部のコンフォーマブル鉛と考えられる鉱山の鉛同位体比を通るように設定した($\mu_1=8.1$)。

(3) 分化点(第2段階に入る年代)は、日本の黒鉱ベルトの鉱床鉛データが平均としてほぼ20 Maになるように第2段階ジオクロンを設定した。この結果、27億年前という分化点が計算によって求められた。

(4) モデル(馬淵)が1970年代に提案されたStaceyらの二段階成長モデルと本質的に異なるところは、分化点の意味である。Staceyらはこの時点のthe

start of the second stage (第2段階の出発点) と呼び、37 億年前に、 $\mu_1=7.19$ が $\mu_2=9.74$ に変わったと考えた。かれらのモデルの根本は、これら2種類の μ で地球上の鉛同位体比を説明しようとするものであった。筆者が分化点 (the differentiation point) と名づけたのは、45.5 億年前から $\mu_1=8.1$ で成長してきた地球内部物質が、27 億年前に化学的に分別し始め、地域によってさまざまな μ_2 (U/Pb 比) をとるようになったと考えるためである。このようなモデルは過去に提案されていない。

以上のようにして設定されたモデルを使って、すでに測定されている日本・中国・朝鮮半島の鉛鉱石のモデル年代を算出し、おのおのの地質構造帯の年代と比較したところ、おおむね矛盾しない (整合性がある) ことがわかった。

さらに、漢式鏡のデータに適用すると、モデル年代 (t) と μ_2 という2つのパラメータの組み合わせで、前漢鏡、後漢 (三国) 鏡が分離され、日本の鉛ではないことが数値によって明瞭に示された (A 式図では後漢 (三国) 鏡の一部が日本の鉛と重なる)。

1987 年にすでに違いを指摘した三角縁神獣鏡と神岡鉱山の鉛は、モデル年代と μ_2 によって、まったく無関係であることが数値によって示された。

このモデル年代は、鉛の出所の判別に常用する必要はないが、従来の A 式図で区別できないような異質の鉛の場合に、数値による客観的な判断基準を与える。また、鉛同位体比変動の本質を理解するために、どなたにでも知っていただきたい自然科学的解釈である。

小論で用いた東アジアの鉛鉱石の鉛同位体比を表 10, 11, 12 (小論の末尾) に示す。

謝 辞

地球物理学の兼岡一郎博士および宇宙・地球化学の野津憲治博士には、年代測定および太陽系初期の地球生成に関する最新の進歩について詳しくご教示いただきました。30 年前に一旦考えながら放置していた鉛成長モデルを改めて具体化する気になったのは、これら先学の刺激によるものであり、深くお礼申し上げます。

註

- 1) 地球科学の関係者から、なぜ $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ と $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ のセットを使わないのかと質問を受けることがある。地球科学で常識になっているこれらの図を使わないおもな理由は、 ^{204}Pb の存在量が小さく、 ^{204}Pb を含む比の測定誤差が大きくなるためである。考古学での研究目的は資料の識別にあるので、測定の精度を優先するほうが効果的である。現在、鉛同位体比は種々の分野で応用されているが、 $^{206}\text{Pb} \cdot ^{207}\text{Pb} \cdot ^{208}\text{Pb}$ の間の比を使って議論することは考古学以外でもしばしば行われる。
- 2) ^{208}Pb は、ここでの考察に入らないが、 ^{204}Pb の約 38~40 倍という数値が観測されている (表 10, 11, 12 参照)。
- 3) 当面は、漢式鏡の原料が由来する地域、および弥生時代・古墳時代の青銅器の原料の由来する地域、ということで、中国の黄河と長江の流域および韓国が中心になる。それ以外の地域、たとえば中国西北部・南西部・東北部・北朝鮮を扱うときには十分な配慮が必要である。
- 4) Ga と Ma は現在から遡る〇〇年前を表わすものとして定義された。したがって、たとえば 3 Ga と 1 Ga の差二十億年を 2 Ga と表わすのは正しくない。しかし、現実には地球科学関係の Journal にしばしばそのような表記が見られるようである。本小論では、定義に従って、時間を表わす時は b. y., m. y. を用いることにする。
- 5) その後の研究で堆積物はこのアイソクロンに載るとは限らないことがわかり、この数値を地球の年代とする Patterson の理論は破綻した。
- 6) 厳密にいうと、元素の同位体比一定則が成り立つのは地球物質についてである。隕石ではよく混じり合わなかった成分が pre-solar-grain (先太陽系粒子) として見つかっており、その中の元素の同位体比は地球物質あるいは隕石の普通の部位のものとは大きく異なっている。これは過去の宇宙空間における元素合成が多様であることの帰結と考えられる。また、現在では機器の精度が高くなって、地球物質につい

でも多くの元素で同位体効果による微小な同位体比変動が観測されている（野津：2010a, p43 参照）。

- 7) 「コンフォーマブル鉛」の名称は、Russell (1956) が命名したもので、整合性 (conformable) をもって鉛成長曲線の上に載る鉱床鉛という意味である。このような鉛を産する鉱床は一般的に大規模なので、Richards (1971) は大規模鉛鉱床 (major lead orebodies) と呼んだ。「コンフォーマブル鉛」の名称は、地質学または鉱床学における定義が明確でないため、最近の地球化学ではあまり使われないようであるが、 μ_1 を求めるための実用的な概念なので、ここでは便宜的に用いることにする。
- 8) たとえば、1970 年代に二段階モデルを提唱した Stacey and Kramers (1975) は、黒鉱鉱床の小坂鉱山をコンフォーマブル鉛として扱っている。その同位体比は馬淵・平尾 (1987) のデータ (表 10 の No.18) とほとんど一致している。Stacey らの考える二段階モデルは、小論 2.3 で紹介したように、第 2 段階においても第 1 段階 ($\mu=7.19$) と同様に一定の μ (9.74) で成長した産物として鉱床鉛を捉えようとしている。2.1 で紹介した佐藤・佐々木も

(たとえば佐々木：1987), Chen, Mao and Zhu (1982) もこの考え方に従っているように思える。

この点が、分化点からは局所的に μ_2 の大きいところもあれば小さいところもあると考える筆者と根本的に違うところである。

- 9) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ を y , $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ を x として 139 面のデータから $y=ax+b$ の回帰直線の a , b を計算すると、 $y=0.1958x+12.083$ となった。500 Ma のアイソクロンは $y=0.2086x+11.847$ なので、回帰直線の方の傾斜がわずかに緩いだけで、よく一致している。
- 10) 前報 (馬淵：2011) の表 1 の 39 面であるが、(Z1) 蟠螭文鏡および (Z39) 虺龍文鏡は、論述したように特殊な数値と思われるのでプロットに入れていない。
- 11) 図 9 の左下方の 4 資料が神岡鉱山鉛と接しているようにみえる。これは表 9 で $\mu=10.5$ に相当する。分布全体からみて、これらが神岡鉱山鉛でないことは測定誤差を考えれば推測されることであるが、誤差の小さい A 式図でプロットすると、三角縁神獸鏡 4 資料と神岡鉱山 4 資料が完全に分離することから、両グループが無関係と証明される。

引用文献

兼岡一郎 1998『年代測定概論』東京大学出版会

齋藤 努 2000「第 10 章 皇朝十二銭の原料をさぐる一元素分析と鉛同位体比分析」馬淵久夫・富永健・編『考古学と化学をむすぶ』東京大学出版会

佐々木昭・佐藤和郎・G.L.カミング 1982「日本列島の鉱床鉛同位体比」鉱山地質 32 (6) pp.457-474

佐々木昭 1987「鉱床鉛同位体比よりみたコリア半島と日本列島」鉱山地質 37 (4) pp.223-226

佐藤和郎・佐々木昭・津末昭生・西村 進 1989「コリア半島基盤岩の Th/U 比と鉱床鉛同位体比：予察」鉱山地質 39 (3) pp.219-222

産業技術総合研究所地質調査総合センター 2010『20 万分の 1 日本シームレス地質データベース』

資源開発環境調査 アジア 1 (中華人民共和国) 2005 (独) 石油天然ガス・金属鉱物資源機構

資源開発環境調査 アジア 2 (北朝鮮・大韓民国・モンゴル) 2005 (独) 石油天然ガス・金属鉱物資源機構

地学団体研究会編 1996『新版地学事典 付図付表・索引』平凡社

中華人民共和国分省地図集 (漢語拼音版) 1977 地図出版社, 北京

野津憲治 2010a『朝倉化学大系 6 宇宙・地球化学』朝倉書店

野津憲治 2010b 私信 5 月 8 日

- 福永伸哉 1992「三角縁神獣鏡製作技法の検討—鈕孔方向の分析を中心として—」考古学雑誌 78 (1) pp.45-60
- 馬淵久夫 1981「8 章 古鏡の原料をさぐる—鉛同位体比法—」馬淵久夫・富永 健・編『考古学のための化学 10 章』東京大学出版会
- 馬淵久夫・平尾良光 1982「鉛同位体比法による漢式鏡研究」MUSEUM 370 pp.4-12
- 馬淵久夫・平尾良光・佐藤晴治・緑川典子・井垣謙三 1982「古代東アジア銅貨の鉛同位体比」考古学と自然科学 15 pp.23-39
- 馬淵久夫・平尾良光 1983「鉛同位体比法による漢式鏡研究 (2) —西日本出土の鏡を中心として—」MUSEUM 382 pp.16-30
- 馬淵久夫・平尾良光 1987「東アジア鉛鉱石の鉛同位体比」考古学雑誌 73 (2) pp.71-82
- 馬淵久夫 1993「青銅器の鉛同位体比の解釈について」古文化談叢 第 30 集 (下) 別冊 pp.1143-1154
- 馬淵久夫 [編集] 1994『元素の事典』朝倉書店
- 馬淵久夫 2010a「鉛同位体比からみた三角縁神獣鏡の舶載鏡と仿製鏡」日本考古学 29 pp.1-18
- 馬淵久夫 2010b「漢式鏡の化学的研究 (1) —鏡鑄造時に鉛は加えられたか—」考古学と自然科学 61 pp. 1-16
- 馬淵久夫 2011「漢式鏡の化学的研究 (2) —鉛同位体比の「前漢鏡タイプ」から「後漢鏡タイプ」への移行について—」考古学と自然科学 62 pp.43-63
- 吉川敏之 2006「韓国の白亜質の地質—韓国と日本の地質図作成グループの研究交流—」地質ニュース 619 号 pp.18-25
- Chen, J.H. and Wasserburg, G.J. 1983 "The least radiogenic Pb in iron meteorites" Lunar Planet Sci. Conf. XIV pp.103-104
- Chen, Y. (陳毓蔚), Mao, C. (毛存孝) and Zhu, B. (朱炳泉) 1982 "Lead isotopic composition and genesis of Phanerozoic metal deposits in China" Geochemistry (China) vol.1 No.2 pp.137-158
- Cumming, G.L. and Richards, J.R. 1975 "Ore lead isotope ratios in a continuously changing earth" Earth Planet. Sci. Lett. 28 pp.155-171
- Holmes, A. 1946 "An estimate of the age of the Earth" Nature 157 p.680
- Houtermans, F.G. 1946 "The isotope ratios in natural lead and the age of uranium" Naturwissenschaften 33 pp.185-186
- Patterson, C.C. 1956 "Age of meteorites and the earth" Geochim. Cosmochim. Acta 10 pp.230-237
- Richards, J.R. 1971 "Major lead orebodies - mantle origin?" Econ. Geol. 66 pp.425-434
- Russell, R.D. 1956 "Lead isotopes as a key to the radioactivity of the Earth's mantle" Ann.N.Y. Acad. Sci. 62 pp.435-448
- Russell, R.D. 1972 "Evolutionary model for lead isotopes in conformable ores and in ocean volcanics" Reviews of Geophysics and Space Physics Vol.10 No.2 pp.529-549
- Sato, K. and Sasaki, A. 1973 "Lead isotopes of the black ore ("Kuroko") deposits from Japan" Econ. Geol. 68 pp.547-552
- Sato, K., Sasaki, A., Akiyama, S. and Konagai, K. 1978 "Lead isotope ratios of galenas from the Hida Area (a note)" Mining Geology 28 pp.421-423
- Sato, K. and Sasaki, A. 1980 "Lead isotopic feature of the Besshi-type deposits and its bearing on the

- ore lead evolution" *Geochemical Journal*. Vol.14 pp.303-315
- Stacey, J. and Kramers, J. 1975 "Approximation of terrestrial lead isotope evaluation by a two-stage model" *Earth Planet. Sci. Lett.* 26 pp.207-221
- Stanton, R.L. and Russell, R.D. 1959 "Anomalous leads and the emplacement of lead sulfide ores" *Econ. Geol.* 54 pp.588-607
- 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 no.4092 pp.1279-1283
- Zhu, B. (朱炳泉) and Chen, Y. (陳毓蔚) 1984 "Features of Pb isotopic composition of ores and evolution of continental crust of China" *Scientia Sinica (Series B)* vol.27 No.6 pp.635-646

(2010 年 11 月 17 日受付, 2011 年 10 月 8 日受理)

表10 日本産鉛鉱石の鉛同位体比
Table 10 Lead isotope ratios of Japanese lead ores

No	鉱山名	都道府県	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	余市	北海道	18.435	15.574	38.466	0.8448	2.0866
2	豊羽	北海道	18.460	15.573	38.520	0.8436	2.0867
3	豊羽	北海道	18.477	15.571	38.501	0.8427	2.0837
4	稲倉石	北海道	18.452	15.585	38.517	0.8446	2.0874
5	稲倉石	北海道	18.425	15.573	38.470	0.8452	2.0879
6	寿都	北海道	18.438	15.576	38.499	0.8448	2.0880
7	大江	北海道	18.425	15.571	38.462	0.8451	2.0875
8	大江	北海道	18.421	15.564	38.441	0.8449	2.0868
9	上国	北海道	18.482	15.578	38.555	0.8429	2.0861
10	舟打	青森	18.485	15.603	38.556	0.8441	2.0858
11	大鱈	青森	18.486	15.597	38.571	0.8437	2.0865
12	尾太	青森	18.446	15.570	38.486	0.8441	2.0864
13	開明	青森	18.614	15.613	38.728	0.8388	2.0806
14	尾去沢	秋田	18.478	15.586	38.556	0.8435	2.0866
15	尾去沢	秋田	18.473	15.582	38.544	0.8435	2.0865
16	尾去沢	秋田	18.467	15.582	38.539	0.8438	2.0869
17	荒川	秋田	18.631	15.644	38.969	0.8397	2.0916
18	小坂	秋田	18.464	15.585	38.577	0.8441	2.0893
19	太良	秋田	18.442	15.596	38.551	0.8457	2.0904
20	太良	秋田	18.485	15.579	38.545	0.8428	2.0852
21	釈迦内	秋田	18.523	15.595	38.613	0.8419	2.0846
22	深沢	秋田	18.563	15.608	38.663	0.8408	2.0828
23	不老倉	秋田	18.532	15.598	38.643	0.8417	2.0852
24	松峰	秋田	18.501	15.602	38.625	0.8433	2.0877
25	鉛山	秋田	18.505	15.620	38.729	0.8441	2.0929
26	古遠部	秋田	18.583	15.643	38.809	0.8418	2.0884
27	八谷	山形	18.430	15.572	38.497	0.8449	2.0888
28	小山	山形	18.324	15.557	38.376	0.8490	2.0943
29	細倉	宮城	18.566	15.607	38.599	0.8406	2.0790
30	細倉	宮城	18.546	15.590	38.550	0.8406	2.0786
31	細倉	宮城	18.563	15.600	38.578	0.8404	2.0782
32	細倉	宮城	18.552	15.593	38.562	0.8405	2.0786
33	細倉	宮城	18.551	15.587	38.543	0.8402	2.0777
34	北沢	宮城	18.409	15.581	38.490	0.8464	2.0908
35	葡萄	新潟	18.435	15.587	38.584	0.8455	2.0930
36	南越	新潟	18.464	15.589	38.608	0.8443	2.0910
37	長沼	福島	18.474	15.623	38.770	0.8457	2.0986
38	黒沢	福島	18.459	15.576	38.524	0.8438	2.0870
39	黒沢	福島	18.457	15.565	38.487	0.8433	2.0852
40	秩父	埼玉	18.419	15.584	38.549	0.8461	2.0929
41	三富	山梨	18.460	15.593	38.598	0.8447	2.0909
42	倉谷	石川	18.456	15.621	38.885	0.8464	2.1069
43	尾小屋	石川	18.772	15.686	39.273	0.8356	2.0921
44	神岡栃洞	岐阜	18.179	15.578	38.496	0.8569	2.1176
45	神岡栃洞	岐阜	18.185	15.585	38.523	0.8570	2.1184
46	神岡栃洞	岐阜	18.183	15.579	38.512	0.8568	2.1180
47	神岡栃洞	岐阜	18.181	15.579	38.507	0.8569	2.1180
48	神岡栃洞	岐阜	18.180	15.580	38.507	0.8570	2.1181
49	神岡栃洞	岐阜	18.177	15.574	38.499	0.8568	2.1180
50	神岡栃洞	岐阜	18.182	15.580	38.509	0.8569	2.1180
51	神岡円山	岐阜	18.132	15.588	38.534	0.8597	2.1252
52	神岡円山	岐阜	18.102	15.571	38.508	0.8602	2.1273
53	神岡茂住	岐阜	18.012	15.591	38.600	0.8656	2.1430
54	神岡茂住	岐阜	18.082	15.572	38.544	0.8612	2.1316
55	神岡茂住	岐阜	18.024	15.587	38.584	0.8648	2.1407
56	神岡茂住	岐阜	18.103	15.596	38.603	0.8615	2.1324
57	神岡漆山坑	岐阜	18.179	15.596	38.565	0.8579	2.1214
58	神岡持壁	岐阜	18.099	15.600	38.611	0.8619	2.1333
59	津具	愛知	18.472	15.607	38.680	0.8449	2.0940
60	鮎河	滋賀	18.392	15.642	38.807	0.8505	2.1100
61	生野	兵庫	18.370	15.613	38.711	0.8499	2.1073
62	生野	兵庫	18.387	15.612	38.690	0.8491	2.1042
63	生野	兵庫	18.377	15.604	38.678	0.8491	2.1047
64	明延	兵庫	18.355	15.602	38.667	0.8500	2.1066
65	明延	兵庫	18.361	15.607	38.681	0.8500	2.1067
66	都茂	島根	18.482	15.614	38.592	0.8448	2.0881
67	都茂	島根	18.493	15.615	38.595	0.8444	2.0870
68	平子	広島	18.443	15.577	38.505	0.8446	2.0878
69	桜郷	山口	18.440	15.613	38.553	0.8467	2.0907
70	尾平	大分	18.344	15.607	38.634	0.8508	2.1061
71	土呂久	宮崎	18.348	15.599	38.615	0.8502	2.1046
72	対州	長崎	18.476	15.666	38.983	0.8479	2.1099

表11 中国産鉛鉱石の鉛同位体比
Table 11 Lead isotope ratios of Chinese lead ores

No	鉱山名	省	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb
201	青城子	遼寧	17.836	15.598	38.141	0.8745	2.1384
202	錦西	遼寧	16.521	15.292	36.708	0.9256	2.2219
204	柴河	遼寧	15.300	15.234	34.915	0.9957	2.2820
206	西榆皮	山西	14.828	15.077	34.508	1.0168	2.3272
207	永豊	陝西	17.533	15.492	38.636	0.8836	2.2036
208	永豊	陝西	17.582	15.514	38.654	0.8824	2.1985
209	丹鳳	陝西	17.622	15.513	38.432	0.8803	2.1809
210	鄧家山	甘肅	18.053	15.630	38.216	0.8658	2.1169
211	鄧家山	甘肅	18.059	15.643	38.256	0.8662	2.1184
212	香奇	山東	17.002	15.402	37.437	0.9059	2.2019
216	銅官山	安徽	17.579	15.492	38.428	0.8813	2.1860
217	棲霞山	江蘇	17.440	15.527	37.822	0.8903	2.1687
218	五部	浙江	18.388	15.659	38.817	0.8516	2.1110
219	五部	浙江	18.408	15.671	38.876	0.8513	2.1119
220	黄岩五部	浙江	18.407	15.675	38.874	0.8516	2.1119
221	黄岩五部	浙江	18.410	15.678	38.884	0.8516	2.1121
222	漂塘	江西	18.694	15.742	39.059	0.8421	2.0894
223	水口山	湖南	18.412	15.643	38.645	0.8496	2.0989
224	水口山	湖南	18.504	15.693	38.784	0.8481	2.0960
225	水口山	湖南	18.493	15.669	38.719	0.8473	2.0937
226	東坡	湖南	18.567	15.704	38.876	0.8458	2.0938
227	黄沙坪	湖南	18.540	15.705	38.906	0.8471	2.0985
228	宝山	湖南	18.614	15.714	38.987	0.8442	2.0945
229	瑪瑙山	湖南	18.571	15.724	38.943	0.8467	2.0970
230	菜園子	貴州	18.408	15.733	38.846	0.8547	2.1103
231	凡口	広東	18.403	15.698	38.961	0.8530	2.1171
232	泗頂	広西壮族自治区	18.657	15.847	39.294	0.8494	2.1061
233	泗頂	広西壮族自治区	18.634	15.841	39.189	0.8501	2.1031
234	泗頂	広西壮族自治区	18.654	15.852	39.287	0.8498	2.1061
235	金頂	雲南	18.416	15.637	38.639	0.8491	2.0981
236	会沢	雲南	21.003	15.901	41.368	0.7571	1.9696
237	桃林	湖南	18.142	15.651	38.715	0.8627	2.1340
238	桃林	湖南	18.139	15.647	38.685	0.8626	2.1327

表12 朝鮮半島産鉛鉱石の鉛同位体比
Table 12 Lead isotope ratios of Korean lead ores

No	鉱山名	道	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb
401	検徳	咸鏡南道	15.387	15.216	34.867	0.9889	2.2660
402	大倉	平安南道	17.158	15.595	39.170	0.9089	2.2829
403	三徳	平安南道	17.516	15.617	37.899	0.8916	2.1637
404	瓮津	黄海道	16.804	15.629	37.612	0.9301	2.2383
405	海州	黄海道	16.825	15.620	37.604	0.9284	2.2350
406	富平	京畿道	17.338	15.556	38.603	0.8972	2.2265
407	富平	京畿道	17.299	15.555	38.623	0.8992	2.2327
409	三宝	京畿道	17.779	15.658	39.681	0.8807	2.2319
410	三宝	京畿道	17.796	15.650	39.635	0.8794	2.2272
411	新礼美	江原道	19.210	15.850	38.835	0.8251	2.0216
412	新礼美	江原道	19.172	15.817	38.770	0.8250	2.0222
413	新礼美	江原道	19.173	15.825	38.777	0.8254	2.0225
414	第一蓮花	慶尚北道	19.324	15.792	39.172	0.8172	2.0271
415	第一蓮花	慶尚北道	19.492	15.833	39.265	0.8123	2.0144
416	第一蓮花	慶尚北道	20.046	15.898	39.316	0.7931	1.9613
417	第一蓮花	慶尚北道	19.479	15.813	39.178	0.8118	2.0113
418	第一蓮花	慶尚北道	18.981	15.745	39.152	0.8295	2.0627
419	第二蓮花	慶尚北道	18.850	15.757	39.165	0.8359	2.0777
420	第二蓮花	慶尚北道	18.667	15.714	39.085	0.8418	2.0938
421	第二蓮花	慶尚北道	18.658	15.710	39.049	0.8420	2.0929
422	第二蓮花	慶尚北道	18.893	15.738	38.986	0.8330	2.0635
423	第二蓮花	慶尚北道	19.507	15.816	39.145	0.8108	2.0067
424	蔚珍	慶尚北道	19.515	15.834	39.573	0.8114	2.0278
425	漆谷	慶尚北道	18.183	15.576	38.455	0.8566	2.1149
426	將軍	慶尚北道	18.485	15.666	38.855	0.8475	2.1020
427	將軍	慶尚北道	18.415	15.677	38.870	0.8513	2.1108
428	將軍	慶尚北道	18.506	15.654	38.863	0.8459	2.1000
429	月岳	忠清北道	18.310	15.686	39.130	0.8567	2.1371
430	豊産金山	忠清南道	19.014	15.913	40.218	0.8369	2.1152
431	全州	全羅北道	18.314	15.730	39.115	0.8589	2.1358
432	徳陰	全羅南道	17.952	15.699	39.205	0.8745	2.1839

Studies on Some Chemical Aspects of Chinese Han-Style Mirrors (3): Proposal for the Use of a Model Age System of Lead Ores in the Lead Isotope Method

Hisao MABUCHI

Researcher Emeritus, National Research Institute for Cultural Properties
(Domicile) 1-4-8 Nishikamata, Ohta-ku, Tokyo 144-0051, Japan

In the presentation of lead isotope ratios for provenance studies, we have been using a diagram of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. This kind of diagram that we call A-type was found to be very useful for distinguishing different types of Han-style mirrors, e. g., Western Han mirrors and Eastern Han mirrors. The sharpness of discrimination comes from the highly precise measurement ($\pm 0.03\%$) of three major isotopic components, i. e., ^{206}Pb , ^{207}Pb and ^{208}Pb .

There occurred, however, some special cases in which two different kinds of specimens overlapped on the A-type diagram. In such a case, we demonstrated the difference by using another kind of diagram (B-type), i. e., $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. The latter type of diagram is ordinarily used in geo-sciences to interpret the growth of lead isotope ratios with a function of time since the Earth's formation, although the measurement is less precise ($\pm 0.05\%$) because of small abundance of ^{204}Pb .

The most outstanding example of the use of the B-type diagram was the separation of Chinese lead from Japanese lead. It is almost sure that the separation comes from the age difference of mines, Japanese lead ores being much younger than Chinese ones. Until now, the author has been explaining this fact in a qualitative way, showing the separation of two groups on the B-type diagram. However, there is an increasing need for archaeometrists to demonstrate the difference of lead isotope ratios in a more quantitative way. For that purpose, a model age system, if there is any, is desirable.

In geochemistry, several models were proposed in the 1970s to explain the relation between the lead isotope ratios and the age of the ore formation as for big mines which were called "conformable" by R. D. Russell. No single model, however, could explain definitively the formation ages of principal mines in the world. This fact tells us that the growth of lead isotope ratios has not taken place homogeneously from a region to another when looked at on the worldwide scale. Conversely speaking, there may be a favorable region where one model can explain the formation ages of mines with more or less accuracy.

The author tried to make a two-stage model, after the model of Stacey and Kramers (1975), using the lead isotope ratios of Japanese, Chinese and Korean lead ores and found it reasonable and applicable to the lead ores in limited areas of the Far Eastern countries.

Main parameters of the model (Table 1) are as follows.

Age of the Earth: 4.55 Ga

This is according to recent data of cosmo-chemistry. This value is casually the same as that proposed for the first time by C. C. Patterson in 1956, although it had a large error.

Primeval lead:

Data for lead in troilite contained in Canyon Diablo iron meteorite which was published by Tatsumoto et al. in 1973 (Figure 1).

μ of the 1st stage: 8.1

This value was determined by drawing a growth curve so as to pass on the isotope ratios of three lead ores in northern parts of China and Korea which are estimated to be “conformable” lead ores.

Start point of the 2nd stage (start of differentiation): 2.7 Ga

This point was determined by drawing zero isochron (secondary Geochron) so as to pass on the lead isotope ratios of the Kuroko (Black ore) mines in North-East Japan which have very young formation ages (20-15 Ma). This operation comes from the author’s original idea that has never been proposed by researchers in the 1970’s.

In order to ascertain the validity and utility of the model, two kinds of lead isotope data were verified for their model ages. One is the data of lead ores and the other those of Han-style mirrors.

(1) The model ages calculated for lead ores showed clear distinction between Chinese and Japanese, while those of Korean ores showed various values. There is a general trend that the model ages are high for lead ores in North China (Precambrian ages, >540 Ma) and are lower in the southern areas of China (600-300 Ma). Most of Japanese ores have some younger model ages (below 200 Ma). Korean ores show the same trend as Chinese ones, but there is a special area in the south-eastern part where the mines of so-called Mississippi-valley type are found. As a whole, the model ages for Japanese, Chinese and Korean lead ores are in good agreement with the geological structure of each country.

(2) The model ages were found to be 600-400 Ma both for Western Han mirrors and for Eastern Han (+post-Han) mirrors. Their difference is seen in μ values ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$); $\mu_2=9.2-10.2$ for Western Han mirrors and $\mu_2=10.5-12.0$ for Eastern Han mirrors.

This model which may be called the Mabuchi model in order to distinguish from others will be helpful to differentiate leads in various kinds of bronze mirrors in a quantitative and objective way, although its use is not of absolute necessity.