

放射年代とその信頼性*

兼 岡 一 郎**

Radiometric ages and its reliability

Ichiro KANEOKA**

Abstract In order to estimate the age of some geological event, radiometric dating method can be used as a most powerful tool. However, the degree of uncertainties in the obtained ages varies greatly among different dating methods, the order of the obtained age, the dated materials and so on.

In the present study, factors to control the uncertainty of the radiometric age are discussed in some examples. It is stressed that in recent dating techniques uncertainties in the obtained age are mostly caused due to the lack of sufficient conditions of a used sample for radiometric dating. Hence, the choice of a good material is most important to obtain a reliable radiometric age.

1. はじめに—相対年代と数値年代—

現代私達が地球上で見る地学現象の中で、そのかなりの部分はかつてこの地球上で生じた結果を見ている。それがいつ起ったのかを知るということは、個々の現象の因果関係を明らかにするために、不可欠の情報となる。そのような情報として、“年代”というのは地球科学においては極めて重要な位置を占める。そのために、地学現象に対する年代測定ということに対しては多くの試みがされ、様々の原理に従った年代測定法が開発されてきた。それらについて大雑把に分類すると、表1のようにまとめられる。

表1では、いわゆる地質年代 (Geologic age) を2種類に大別する。相対年代 (Relative age) と、数値年代 (Numerical age) あるいは絶対年代 (Absolute age) である。相対年代においては、いわゆる地層の積み重なりを基本にして時間の前後関係を明らかにし、それらをつなげて現在から過去にまで遡る。それに対して、数値年代ないし絶対年代は、年代が現在から何100万年前というように、数値で表わされるのが最大の特徴である。時間の前後関係に対しては、得られた年代値の比較

第1表 地質年代の分類

GEOLOGIC AGE(A) RELATIVE AGE - Chronostratic
ex) Stratigraphic age

Fossil age

Magnetostatigraphic age

(B) NUMERICAL AGE - Chronometric
(ABSOLUTE)

Radiometric age

(Isotopic)

Other physically and chemically
determined age

ex) hydration

TL

ESR

による。従来、相対年代に対する意味で絶対年代という言葉が良く用いられてきているが、測定して得られた年代値が、絶対的な意味を持つという意味では決してない。実際には得られた年代値が、個々の地学現象とどの程度対応しているかを把握することが最も重要である。ここで考察しようとするのも、得られた年代値の信頼性を吟味することが主眼となる。従って絶対年代という言葉よりは、むしろ数値年代とでも言うべき方が誤解を招かない。実際英語において numerical age という言葉遣いが良く使われるようになっているのも、こうした誤

* 1984年3月29日 日本地質学会第91年年会 討論会 (於早稲田大学) で講演

** 東京大学理学部地球物理学教室, Geophysical Institute, Faculty of Science, University of Tokyo, Bunkyo-ku, Tokyo 113, Japan.

解を避けるためである。

相対年代としては、層序によって想定された年代、示準化石などを用いて規定した年代、古地磁気的方法による正磁極期、逆磁極期などの区分けによって判別する地磁気層序学的方法などがある。

一方ここで対象とする放射年代(Radiometric age)は数値年代の一種であり、放射性元素の放射壊変現象が環境の変化に対して影響を受けずに一定の割合で起ることを利用して年代を求める。放射性起源同位体元素の存在量そのものを利用する場合には、特に同位体比年代(isotopic age)と呼ぶ。数値年代を求める方法としては、その他時間的に一定の割合で生じる物理化学的現象を利用する種々の方法が考えだされている。例えば熱蛍光を利用した方法(Thermoluminescence method, TL法)、電子スピン共鳴を利用した方法(Electron spin resonance method, ESR法)などのように最近急速に発展した方法や、黒曜石の水和が同一環境では一定の割合で進むことを利用した方法(Hydration method)などもこの分類にはいる。しかしこれらはいずれも地質学的年代としては相対的に新しい第四紀の試料を主な対象とした年代測定法なので、ここでは立ち入らない。同様の理由で、放射年代の一種である ^{14}C 年代や I_0 (イオニウム)法などについても本稿では特に取り上げることはしない。

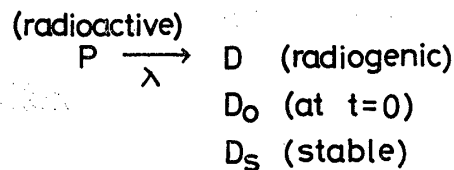
即ちここでその考察の対象とする放射年代は、約1 Ma (Ma=100 万年) より古い地質学的現象の年代を求めるために利用されるものである。また白亜系が含む中生代あたりまでの年代に対して特に有効な年代決定法を主眼とする。

2. 放射年代測定法の原理と特徴

放射年代測定においては、放射性同位体元素Pが一定の割合で放射性起源同位体元素Dに壊変する際、その変化量が時間の関数であることを利用して年代を求める。図1に一般的な原理を示す。t=0において既に存在しているDの量を D_0 とし、Dの同位体で安定なものを D_s とすると、DとPの関係は図1に示されるような式で表わされる。この式から試料の年代tは、

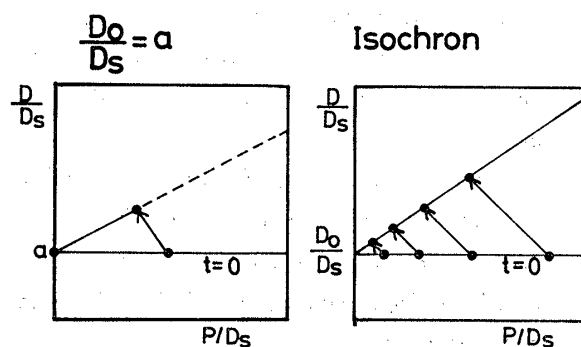
$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left\{ 1 + \frac{(D - D_0)/D_s}{P/D_s} \right\} \quad (1)$$

で求められる。ここで、 λ はPからDへ壊変する際の壊変定数である。上式のうち、 D/D_s 、 P/D_s はいずれも試料を測定することによって得られるので、未知数はtおよび D_0 (あるいは D_0/D_s)である。従って原理的には、同一のtおよび D_0/D_s をもつ2つの試料についてD/



$$\frac{dP}{dt} = -\lambda P$$

$$\frac{D}{D_s} = \frac{D_0}{D_s} + \frac{P}{D_s} \{ \text{Exp}(\lambda t) - 1 \}$$



第1図 放射年代の原理。

λ : Pの壊変定数。 D_0 : t=0におけるDの量。

D_s : Dの安定同位体。

D_s 、 P/D_s を測定すれば、tが求められる。しかし実際には測定された年代の精度の吟味のために3種以上の試料の測定を必要とする。図1中の式から分るように、このような測定値は同一直線上に並ぶ筈である。これをアイソクロン (Isochron) と呼び、図1中の右下の図がその関係を示している。

一方で、もし試料についての $D_0/D_s (=a)$ が分かっているとすると、その試料は1つだけでも D/D_s 、 P/D_s を測定することにより年代が求められる。この場合は図1の左下の図に示されており、後に説明するK-Ar法などがこの部類に属する。

図2に、現在よく用いられる放射年代測定法の種類とその年代適用範囲を示す。これらの年代測定法のうち、K-Ar、 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法は本質的には同じ核種の組み合わせによっており、年代を求める際の条件も似ている。即ちこれらの方法では半減期約13億年で ^{40}K が ^{40}Ar に壊変することを利用し、t=0のときには放射性起源 $^{40}\text{Ar}^*$ の量は0であることを仮定して年代値を求める。またこの際に試料中に含まれるArとしては大気Arの値($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}=295.5$)をもつものとして、年代値tを計算する。K-Ar法では、 ^{40}K および $^{40}\text{Ar}^*$ の量の測定を行なって年代を求める。 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法では、試料をK-Ar年代の

METHOD	AGE (years)					
	10 ⁴	10 ⁵	10 ⁶	10 ⁷	10 ⁸	10 ⁹
K-Ar	---	---	---	---	---	---
⁴⁰ Ar- ³⁹ Ar			---	---	---	---
Rb-Sr			---	---	---	---
U,Th-Pb				---	---	---
Pb-Pb					---	---
Sm-Nd					---	---
¹⁴ C	---	---	---			
I ₀ , ²³¹ Pa-I ₀	---	---	---			
²³⁸ U- ²³⁴ U	---	---	---			
Fission Track	---	---	---	---	---	---

第2図 放射年代測定法の種類と各方法の測定可能年代範囲。

分っている標準試料と共に中性子照射し、 $^{39}\text{K}(\text{n}, \text{p})^{39}\text{Ar}$ の反応で生成される半減期約270年の ^{39}Ar を利用する。 $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ の比の測定値を試料と標準試料と比較することにより試料の年代値を知ることが可能である。 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法ではAr同位体比の測定値のみから年代を算出できるので、試料中から脱ガスする温度を変えて年代測定を行なうことが可能となる。それに伴ないK-Ar法では得られない多くの利点がある。特に試料の変質などにより放射性起源の一部が試料中から失なわれたとしても、段階加熱により高温で脱ガスされる成分にはAr損失の影響が及んでおらず、試料の生成年代を示し得ることも少なくない。この場合にはK-Ar法では実際の年代よりも若い年代を示す。しかし ^{40}Ar - ^{39}Ar 法では試料の中性子照射を必要とし、それに伴う多くの厄介な問題が生じる。また段階加熱法を行なっても、上述したような理想的な ^{40}Ar - ^{39}Ar 年代が得られるとは限らない。従って原理的には ^{40}Ar - ^{39}Ar 法は年代測定法としての多くの利点をもちながら、この方法を用いて年代測定を行なっている研究機関は、決して多いとは言えないのが現状である。K-Ar、 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法とも、原理的にはKを含む岩石-鉱物の総てに利用できるのに、用いる試料の種類は極めて広い。塩基性の火山岩に対しては、これらの方法の仮定が比較的よく満足されていること、他の方法では年代測定が適用しにくいことなどから、特にその年代測定法としての特性を発揮している。

一方、アイソクロンを用いる年代測定法としては、Rb-Sr、Sm-Nd、U(Th)-Pb、Pb-Pb法などが一般的に用いられるが、親核種の半減期の点などからRb-Sr法

以外はほぼ1億年を越えるような年代範囲の試料に対して適用されることが多い。用いられる試料としても、年代測定の目的としては深成岩類が多い。従って白亜系あたりの地層の年代値を求めるためにはRb-Sr法が最も普遍的であるので、本稿ではアイソクロンを用いる方法としてはRb-Sr法のみを対象として考察する。

Rb-Sr法では、 ^{87}Rb が半減期約488億年で ^{87}Sr に嬗変することを利用して年代測定を行なう。原理的には、同一の年代 t 、 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生比をもってRb/Sr比の異なった2種類以上の試料を必要とするが、試料としては岩石そのものを用いる場合と岩石中から分離された鉱物とを用いる場合がある。岩石そのものを試料として得た年代を“全岩(アイソクロン)年代”、鉱物を試料とした場合の年代を“鉱物(アイソクロン)年代”と呼んで区別する。両者は一致するか、前者の方が後者より古い年代を示すことが多い。その解釈等に関する詳細は他に譲ることにして(例、兼岡, 1978)、ここでは両者が一致した時が、その試料に対して最も明確な生成年代を与えるということだけ触れておく。

図2のうち、 ^{14}C 、 I_0 、 ^{231}Pa - I_0 、 ^{238}U - ^{234}U 法などによって得られる年代は、放射年代の部類にはいるが、原理は図1に示したものとやや異なる。即ち、これらは放射性同位体元素Pがある平衡状態にあった系から取り去られた後の減少する割合が、年代の関数であることを利用する。しかし一般には1 Ma以下の年代範囲の試料を対象とするので、ここでは議論の対象から省く。

放射年代の部類にはいりながら図1に示した方法とは異なった原理で行なうものが、フィッション・トラック(F.T.)法である。この方法は ^{238}U が自発核分裂をする際に試料中に飛跡を残し、その数がU含有量と年代の関数であることを利用して年代測定を行なう。飛跡数は試料を酸等でエッチングなどをして拡大して顕微鏡下で数える。この方法は、質量分析計などの大型の機器を必要とせず、光学顕微鏡などの簡単な装置のみで、広い年代範囲の試料に対して比較的容易に年代が得られるという利点があるので、我が国でもかなり普及してきている。この方法については、その開拓者であるFLEISCHERらによってまとめられた総括書(FLEISCHER *et al.*, 1975)がある。しかしこの方法によって得られた年代値に対しては、我が国においてはその信頼性の評価という点でまだ他の年代測定値と同等に扱われているとは言い難い。個々の問題点については、この方法を用いて年代測定を行なっている研究者達によって解決されつつあり、今後は同一試料による他の年代測定法との比較検討により、

その信頼性を高めていくことが必要となろう。

ここで概略した放射年代についての詳細は、既に他で解説してあるので(兼岡, 1978), ここではこれ以上言及しないことにする。

3. 放射年代値の信頼性

(a) 放射年代測定値の不確定さ (uncertainties)

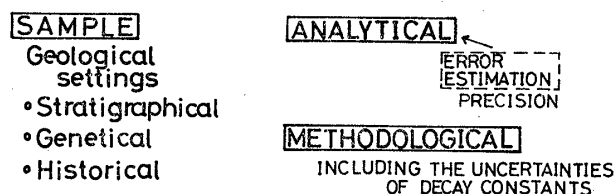
測定された放射年代に対しては、よくその測定の信頼性を表わす表示として、 $t \pm \Delta t$ といった形で示されることが多い。注意すべきことは、ここで示されている Δt は用いられた年代測定法によって意味が異なっており、しかも測定精度に相当するもののみが示されている例が少なくない。このことは、実際の地学現象に対応する年代 t' が必ずしも $t \pm \Delta t$ 内にはいるとは限らないことを示唆する。即ち与えられた試料そのものに対しては非常に高精度の測定が行なわれたとしても、試料そのものがその方法によって年代測定をするための条件を満足していなければ、得られた年代値は t とは異なることになる。しかしその見積りは、通常の測定値の不確定さ Δt には、原理的に含まれ得ないものが多い。

例えば、K-Ar 法において得られた年代測定値に対する測定誤差は、試料中の K および放射性起源 $^{40}\text{Ar}^*$ の測定値の不確定さからもたらされるもののみが含まれている。従って、個々の試料の年代測定値に対してつけられている年代の不確定さは、あくまでも測定そのものに対するものと解釈されるべきである。そこで得られた数値が実際の地学現象そのものの年代と一致するためには、その試料が K-Ar 法の年代測定用試料として要請される個々の条件を完全に満足している場合である。そのために種々の基準を設けて試料の吟味をするが、それだけで得られた年代の信頼性を確実に保証するわけにはいかない。結局実際的には、同じ年代をもつと考えられる複数個の試料の測定を行ない、それらが測定誤差内で一致した年代をだすときにその年代の信頼性は高いと言える。

その意味で、アイソクロン法で得られる年代値は複数個の試料を用いているのでより平均的な年代値を与えるとして解釈され、信頼性も高いと考えられる。しかしこの際にも、個々の試料のデータに関する不確定さの見積りが必ずしも十分には行ない得ない。その結果、系統的な測定値のずれが誤った年代値を与える例も見いだされる。同一試料を測定しながら、異なった研究室でやや異なった年代値を与えたりするのは上記の原因によることが少なくない。

一方、フィッシュン・トラック年代を測定するために

UNCERTAINTIES IN AN OBTAINED AGE



第3図 測定された放射年代値の不確定さの要因。

は、 ^{238}U の自発核分裂などによる飛跡数を数えるという操作がはいる。それで実際の年代測定値に対する不確定さとしては、測定した飛跡数 N に対して $\sqrt{N}$ の誤差があるとしてそれからもたらされる不確定さのみを年代測定値に付加している場合が多い。そのため、中性子照射の際の照射量の不確定さや試料自体に起因するものは含まれておらず、得られた年代値 t に対しての不確定さ Δt は、他の方法に比べてやや小さ目になる傾向がある。この方法において得られた年代値の信頼性を見積りも、結局複数の試料に対して得られた結果を比較検討することが重要となろう。

上述した種々の例において、測定された年代値 t に対する不確定さ Δt は、よく 1σ (標準偏差) あるいは 2σ で表示されている。しかしこれらは原則としては測定誤差としての意味合いが強く、例えばアイソクロン法による結果であってもそれが直ちに試料の年代値そのものの信頼性であるとは言いきれないことに注意すべきであろう。

図3では、測定された年代に対して不確定さをもたらし要因を3つに大別する。即ち、方法論そのものによるもの (Methodological)、測定の際に生じるもの (Analytical)、試料に原因があるもの (Sample) との区分けである。ここで強調したいのは、年代測定値 t に対して不確定さ Δt として見積られているのはこれらのうち測定に関するもののみであって、他については含まれていないという点である。このことを十分考慮しておかないと、与えられた年代値に対して過度の信頼をおいたり、逆に大きい不信感をもつ原因となりかねない。

以下に、各項目毎にそれぞれの放射年代測定値に対する信頼性への寄与を考察する。

(b) 方法論的なものに起因する放射年代の不確定さ —特に壊変定数について—

放射年代を測定してその年代の不確定さ Δt を見積る場合、壊変定数 λ は定数として誤差はないものとして取り扱う。同一の方法で年代測定を行なう場合、得られた年代値に対しては相対的には全くこの影響は現われない。しかし、実年代との比較や異なった方法で得られた

年代同士の比較の際などには、 λ が真の値からずれていると極めて大きな影響を及ぼす。 λ 自体が実験的に求められる値である以上、そこにある程度の不確定さが含まれることは止むを得ない。放射年代測定に用いられる各種の放射壊変の系のうち、壊変定数 λ に関して最もその不確定さが小さいと考えられているのは U, Th に関してのものであり、次いで ^{40}K の壊変定数であろう。これらは現在 1% 以下の確度をもつものと考えられている。しかし放射年代測定によく用いられる Rb-Sr 系では、 ^{87}Rb の壊変定数は 1977 年頃までは $1.39 \times 10^{-11} \text{yr}^{-1}$ と $1.47 \times 10^{-11} \text{yr}^{-1}$ の 2 つの壊変定数が共存し、両者の間では約 6% の開きもあって、明らかに当時の Rb-Sr 年代測定技術の精度を越えていた。こうした問題もあって、1976 年、オーストラリアの Sydney で開かれた国際地質会議の際に、放射年代値を求めるために使用される放射性元素の壊変定数に関する討論が行なわれた。その結果、当時として最も確からしいと考えられる壊変定数が、 ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Rb に対して勧告され、 ^{87}Rb の λ としては $1.42 \times 10^{-11} \text{yr}^{-1}$ が採用された (STEIGER and JÄGER, 1977)。現在は、この時に勧告された値を用いて年代値がだされているが、1977 年以前の報告値に関しては、Rb-Sr 年代のみならず、K-Ar, U(Th)-Pb, Pb-Pb 年代なども古い壊変定数を用いて計算されている。その結果として、K-Ar 年代などでも 1~2% のずれがあり得るので、このように以前に報告されている

年代値を用いる際には、そこで使用されている壊変定数に注意しなければならない。この点に関しては、例えば柴田 (1978) による解説を参照されるとよい。

壊変定数に関する問題としては、フィッシュン・トラック法においてより深刻であり、長年にわたって ^{238}U の自発核分裂の壊変定数 λ_f として $6.85 \times 10^{-17} \text{yr}^{-1}$ を用いるグループと、 $8.42 \times 10^{-17} \text{yr}^{-1}$ を用いるグループとに分れてきた。両者の間には実に約 20% も差があり、これらの差は年代値の算出に直接影響する。我が国の研究者は、従来前者を用いてきた。最近では本方法の開拓者である FLEISCHER らが ROBERT *et al.* (1970) のだした値 $\lambda_f = 7.03 \times 10^{-17} \text{yr}^{-1}$ を勧めていることもあって、ROBERT らの値を採用する研究者がふえている。

壊変定数以外にも、各年代測定法の原理そのものに起因する問題点も少なくない。例えば、K-Ar 法において試料中に含まれる Ar としては放射性起源 $^{40}\text{Ar}^*$ 以外は現在の大気 Ar の値と同じと仮定して年代を計算する。過剰 ^{40}Ar の存在という場合は別としても、年代が極めて古い試料 (例えば 1,000 Ma を越えるもの) に対して同じ仮定を用いてよいかは保証の限りでない。しかし実際上は、年代の古い試料に対しては一般に大気 Ar の影響が小さく、Ar 損失など他の影響による不確かさの方が大きくなるので、この点は詳しい検討がされていないのが現状である。

その他、各方法についての固有の問題については詳し

第 2 表 標準試料 GL-O (海緑石) の、各研究者による放射性起源 $^{40}\text{Ar}^*$ の量と K-Ar 年代測定値の比較. (ODIN *et al.*, 1982)

Date		rad. Ar ($\pm 1\sigma$) (nl/g)	No. of measurements	Apparent age (Ma, ICC)
(4—1978)	Adams, C. J.	24.53 $\pm$ 0.35	11	94.2 $\pm$ 1.7
(1980)	Armstrong, R. L., Harakal, R.	24.58 $\pm$ 0.	5	—
(6—1980)	Balogh, K.	24.82 $\pm$ 0.50	2	94.2 $\pm$ 2.4
(1978)	Bagdasaryan, G. P.	25.22 $\pm$ 0.64	7	(99.8 $\pm$ 5.8)
(6—1974)	Bonadonna, F. P., Radicati, F.	25.07	2	96.6 $\pm$ 3.6
(1—1975)	Bonhomme, M. G., Odin, G. S.	24.82 $\pm$ 0.11	6	96.1 $\pm$ 2.1
(1978)	Cassignol C.—Gif sur Yvette (France)	24.95 $\pm$ 0.07	9	—
(9—1974)	Chanin, L.	24.95 $\pm$ 0.29	6	95.0 $\pm$ 1.2
(8—1980)	Hebeda, E. H.	24.9 ($\pm$ 0.5)	2	95.2 $\pm$ 2.2
(3—1977)	Hunziker, J. C., Odin, G. S.	24.75 $\pm$ 0.26	14	94.8 $\pm$ 1.0
	{ Kreuzer, H.	{ 24.74 $\pm$ 0.12	43 (CH4)	{ 94.1 $\pm$ 0.5
	{ Kreuzer, H.	{ 24.65 $\pm$ 0.12	23 (RSS9)	{ 93.8 $\pm$ 0.5
(4—1975)	McDougall, I.	24.65 $\pm$ 0.08	3	93.1 $\pm$ 0.7
(4—1977)	McDowell, F. W.	25.28 ($\pm$ 0.33)	3	96.7 $\pm$ 1.5
(8—1980)	Mehnert, H.—Denver (US)	24.39 ($\pm$ 0.24)	2	—
(8—1980)	Montigny, R.	24.82 $\pm$ 0.27	4	—
(6—1974)	{ Rex, D. C.	{ 25.21 $\pm$ 0.40	{ 2	{ 95.8 $\pm$ 1.5
(10—1979)	{ Rex, D. C., Odin, G. S.	{ 24.82 $\pm$ 0.21	{ 5	{ 94.7 $\pm$ 0.8
(7—1974)	Rundle, C. C.	25.08 $\pm$ 0.18	5	—
Interlaboratory mean (17 labs)		24.85 $\pm$ 0.24	(12 labs)	95.03 $\pm$ 1.11

くなり過ぎるのでここでは省略することにする。

(c) 測定に伴う不確定さ

前述したように、年代測定値 t に対して付けられる不確定さ Δt は、測定精度に対して付けられている。しかしその不確定さは、個々の測定操作総てに対して見積もられている訳ではない。通常用いられる試料の重量測定の不確定さは含めないことが多い。しかし数 10 mg から数 mg 程度の試料を扱う場合には、この誤差は無視できなくなる。K-Ar 法における試料からの Ar ガスの完全な抽出・回収の程度なども誤差としては見積もれない。結局測定精度を見積る目安としては、同一試料に対する測定値の再現性をみるのが最も確実である。

表 2 に、K-Ar 法の標準試料の 1 種である GL-O (海緑石) に対して異なった研究室で測定された放射性起源 $^{40}\text{Ar}^*$ の量、K-Ar 年代測定値を示す。表 2 で示されるように、各研究室間の Ar 測定値のばらつきは平均値の 1% 以下におさまリ、年代値としても平均値の約 1% 程度の範囲に大部分のデータがはいっている。同一の研究室における再現性の程度は、一般には研究室間のばらつきよりも更に小さい。即ち測定精度に関する限り、GL-O で示される程度の放射性起源 $^{40}\text{Ar}^*$ を含み、年代が 95 Ma 程度の試料では約 1% 程度の不確定さで K-Ar 年代が求められるということになる。

ここで述べられている測定精度は、他の年代測定方法によっても同程度の精度が得られる。実際 4,500 Ma 程度の年代を示す隕石に対しては、50 Ma 以下の年代差が議論される程である。しかし実際の試料に対して、同程度の信頼性をもった放射年代値を得ることは決して容易なことではない。その理由としては、測定精度のばらつき以上に大きい不確定さが、試料自体によってもたらされるからである。次にその点について述べる。

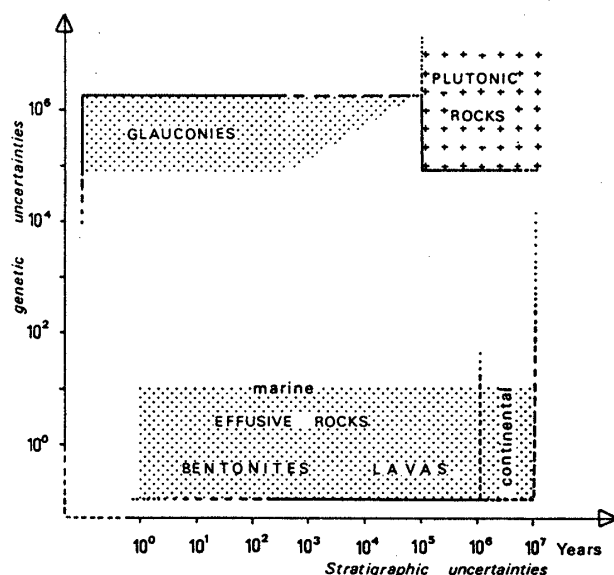
(d) 試料自体からもたらされる不確定さ

放射年代測定においては、測定に関しては細心の注意が払われているにも係わらず、用いられる試料に対して要求されるそれと同等、あるいはそれ以上に厳しい吟味がされることが往々にして欠けている。以下で紹介するように、実際には求めようとする地学現象の年代と得られた放射年代に差が生じる場合、用いられた試料がその年代測定法に対して不適当な場合が多い。

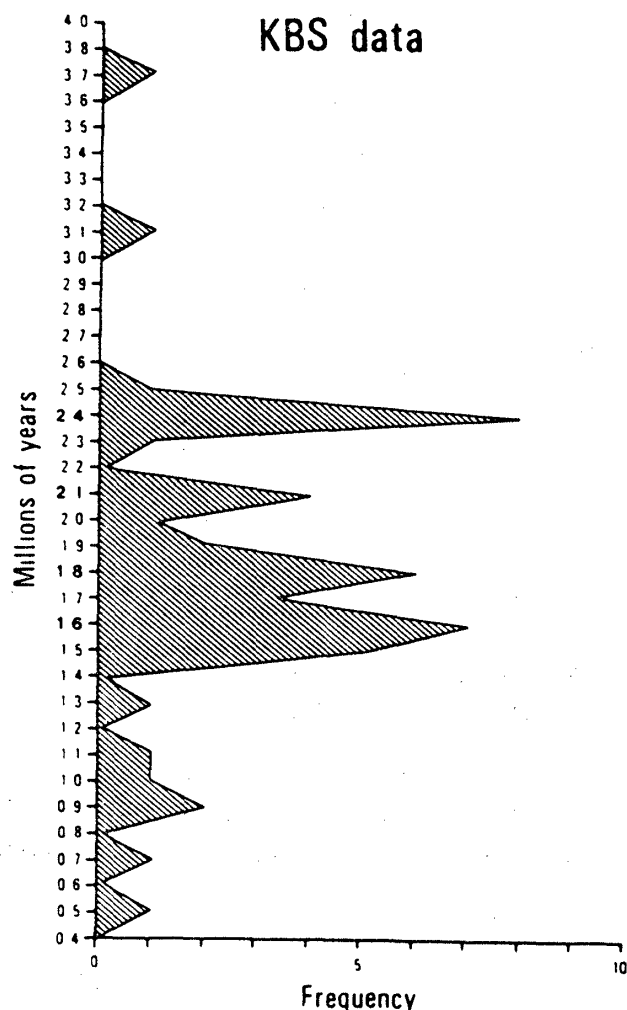
特に地層などに対して年代値を与えようとしても、その地層そのものの中に放射年代測定に適した試料があるとは限らない。むしろ一般の水成堆積層などでは海緑石などのように限られた鉱物以外では、堆積時につくられた鉱物はなく、放射年代測定には不適当ということにな

る。後述するように海緑石の年代測定値に対する信頼性は、未だ確立したものではない。このような場合、必然的に堆積層を挟んでいる火山灰層あるいは溶岩流を対象に年代測定を行なうことが試みられる。しかしこれらの方法においては、推定される年代は間接的とならざるを得ず、また上下の年代値自体も不確定さを含んでいる。更に層序の関係において単純な上下関係では年代の前後関係が決まらない場合もある。特に深成岩の貫入などが伴う場合には、その層序関係や周囲の岩石への熱的影響などを十分に考慮する必要がある。

一方放射年代測定においては、用いる試料のそれぞれに対して放射年代値として与えられる意味を十分に理解しておかなければならない。一般に火山岩などの噴出岩やそれに含まれる鉱物は、地質年代に比べれば殆んど瞬間と言ってよい程の短い期間に形成され、年代 $t=0$ の定義もはっきりしている。これに対して、深成岩類は冷却するのに $10^5 \sim 10^6$ 年以上もかかるので、それぞれの鉱物が示す見かけ上の年代が必ずしも一致するとは限らない。しかしこの差も数 10 Ma より古い試料を扱う場合には無視できる。一方で海緑石などが Ar などをもその鉱物中から逃げださないような状態になるまでには、 $10^5 \sim 10^6$ 年程度の年代を要する (図 4)。従って海緑石などは、ある程度以上古い試料に対して有効であり、数 Ma 以下の若い年代に対しては試料自体のもつ年代の意味が



第 4 図 試料の種類による、年代間隔に対する成因的な不確定さと層序学的不確定さの関係。(ODIN, 1982).



第5図 東アフリカ, Turkana 湖周辺地域から採集された KBS tuff に対する放射年代測定値の分布. (K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar , フィッション・トラック法による) (FITCH *et al.*, 1978).

曖昧となる。

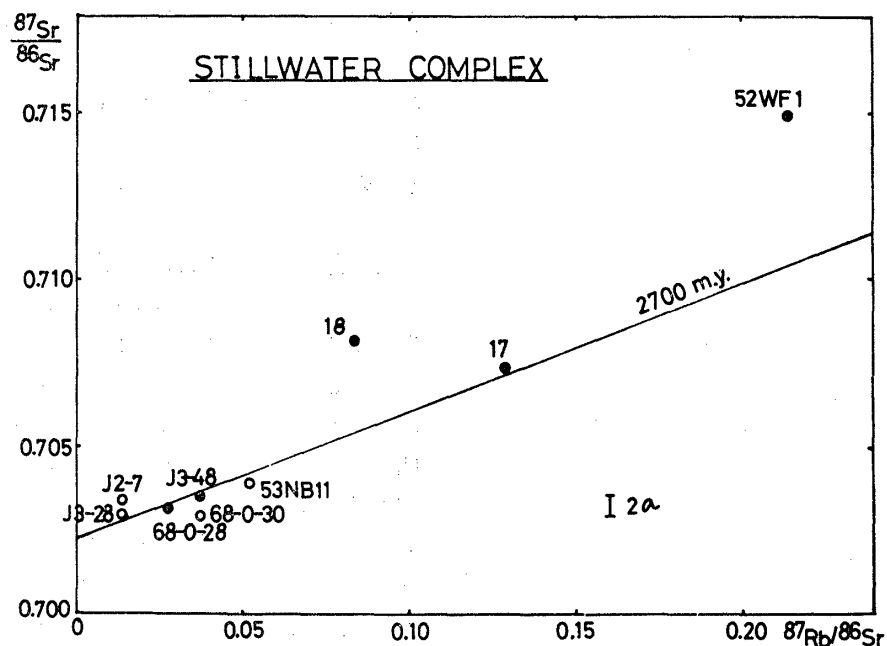
一方、用いる試料中に年代の異なる異質物が混っていれば、本来求めようとする地学現象に相当する年代が得られない。火山灰などがその例であり、試料として用いられる火山灰からは十分な注意をもって異質物を取り除く努力がされるが、必ずしもうまくいくとは限らない。図5に示す KBS tuff の場合がその典型的な例である。KBS tuff は、東アフリカ, Turkana 湖周辺の堆積物中に多くの人類遺跡が見つかることからその年代推定のために用いられた。しかしその結果は、K-Ar, ^{40}Ar - ^{39}Ar , フィッション・トラック法などが用いられたにも関わらず、図5に示すようなばらつきを示した。この原因としては、試料自体に碎屑物としての異質物が混っていることが挙げられている (FITCH *et al.*, 1978)。このように異質物がいりやすい試料としては、火山灰、火山碎屑

岩などが典型的な例であるが、堆積岩、変成岩なども異なった年代ないし見かけの年代を示す鉱物が混在しているので、それらを用いる際には十分な注意が必要である。フィッション・トラック法で用いるジルコンなども、異なった起源のものが混在している例が少なくない。

試料自体の状態に関して放射年代に影響を与える要素としては、試料の二次的な熱的影響および試料の変質・風化などが挙げられる。これらは試料形成後に受ける影響であるが、いずれも放射年代が正しい値を示すために必要な放射性元素および放射性起源同位体元素に関する閉鎖系の条件を満足させない恐れがある。従って年代測定に用いる岩石・鉱物試料はいずれも新鮮であることが必要で、肉眼および顕微鏡観察によって十分に吟味された試料を用いる。しかしこれだけではかなり主観的要素が多いので、もう少し定量的な基準を与えられれば、用いる試料の新鮮さに関しても信頼性の目安が与えられよう。

上記の目的のために、筆者は K-Ar 年代と塩基性火山岩中の $\text{H}_2\text{O}(+)$ 含有量の関係について調べ、 $\text{H}_2\text{O}(+)$ 含有量が1%以上になっている試料では Ar 損失の可能性があって、相対的に K-Ar 年代の信頼性が下ることを示した (KANEOKA, 1972)。この場合、塩基性火山岩が噴出した際の $\text{H}_2\text{O}(+)$ 含有量は約0.5%以下であるということ的前提とし、それ以上の $\text{H}_2\text{O}(+)$ は、火山岩自体の風化・変質により増加したと考えている。しかしこの結果も極めて経験的な要素から成り立っており、 $\text{H}_2\text{O}(+)$ 含有量が1%を越えたからと言って、必ずしも Ar 損失があることを意味するものではない。

試料に対する二次的な影響は、アイソクロン法で年代を求める際にも現われる。図6にその1例を示す。これはアメリカ合衆国 Montana 州に露出する Stillwater Complex の各岩石試料に対して、Rb-Sr 法で年代を求めようとしたものである (KANEOKA, BIRCK and ALLIGRE, 未公表)。試料は塩基性岩および超塩基性岩で、個々のデータのばらつきは明らかに測定精度を越えている。図6中にひかれた 2,700 Ma のアイソクロンは、Sm-Nd, Pb-Pb 年代等から得られた値から推定されているこの岩体の生成年代である。このようなばらつきは、他の研究者達による Rb-Sr 年代測定結果にも現われており、その原因は恐らくこの地域において二次的な加熱が生じ、それが Rb-Sr 系を乱したと考えるのが妥当である。実際 ^{40}Ar - ^{39}Ar 法で個々の岩石試料の年代を調べた結果は、約 1,000 Ma 前より新しい時期に Ar を逃がす



第6図 アメリカ合衆国, Montana 州に露出する Stillwater Complex の全岩試料に対する Rb-Sr 年代測定値 (KANEOKA *et al.*, 未公表).

程度の熱的擾乱が生じたことを示している (兼岡・他, 1979).

この他にも, K-Ar 法, ^{40}Ar - ^{39}Ar 法においては, 過剰 ^{40}Ar の存在が見かけの年代を古くするという影響がある. しかし過剰 ^{40}Ar が存在するのは, 海洋底玄武岩のガラス部分や地球深部物質など特殊な環境下で生成したもの以外には, 巨大斑晶を含んだ試料やガラス質部分が50%以上ある試料等かなり限られている. 従ってこれらはあらかじめ過剰 ^{40}Ar を含みそうな相さえ取り除けば, かなり防ぐことが可能である.

これまで述べてきたように, 放射年代測定においてはその不確定さの大部分は用いる試料自体に起因すると言ってよい. その点を十分に吟味した上で, 細心の注意を払って行なった放射年代測定においても, 現状では 100 Ma 程度の試料に対して約 1% 程度の不確定さが含まれていると考えるべきである.

4. 堆積層の放射年代測定に用いられる試料の信頼性

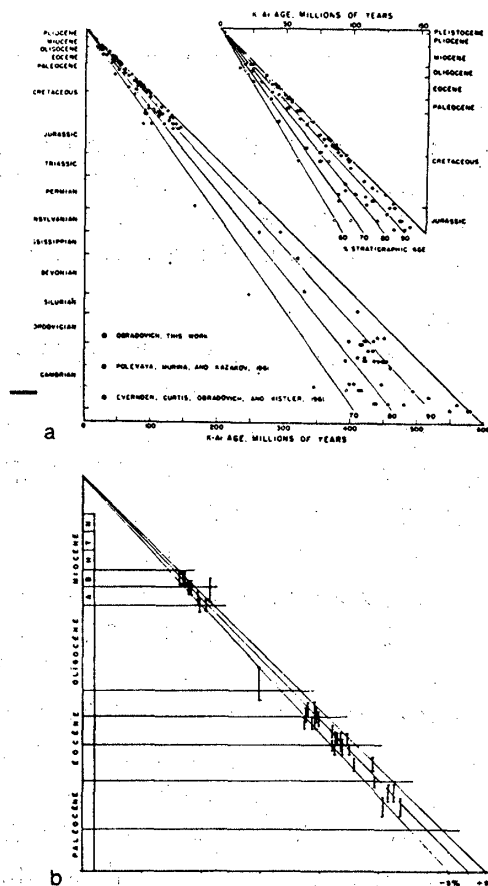
—海緑石の場合—

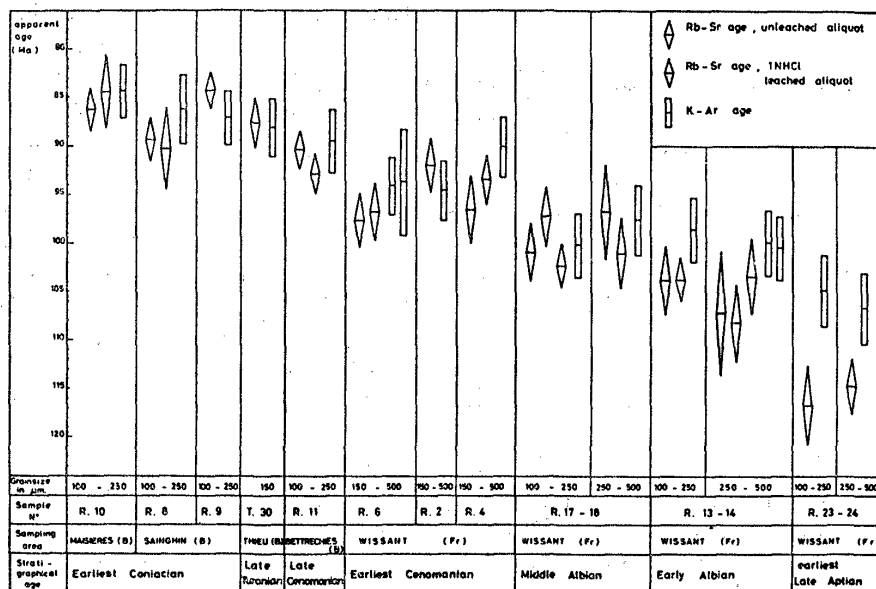
地質年代スケールとしては, 本来堆積層の化石等を基

第7図 海緑石による K-Ar 年代測定値と地質年代区分との関係. a: K-Ar 年代測定用として使用する海緑石に基準を設けてない場合. b: 基準を設けた場合.

a でのばらつきが約20%に達しているのに対し, b では5%程度におさまっていることに注目. (HUNZIKER, 1979)

本として組み立てられてきているので, その数値年代を与えるためにも堆積層そのものからの試料によって得られたものが望ましい. しかし堆積時に生成され, しかも





Errata: Sainghain and Bettrechies are in France; figures for leached and unleached aliquots are reversed.

第8図 白亜系における海緑石試料に対しての、K-Ar および Rb-Sr 年代の比較 (KEPPENS and PASTEELS, 1982)。

それが放射年代測定のために適当な試料となると極めて限られている。現在、海緑石、イライトなどがそのような試料として候補に挙げられてきているが、その年代測定試料としての信頼性は必ずしも確立しているとは言い難い。

しかし特に海緑石については、フランスの ODIN らを中心として様々の観点から研究が進められ、次第にその年代測定用試料としての信頼性についても細かい点まで評価できるようになってきている。図7に示すように、試料を選ぶ基準を決めて測定を行なうと、海緑石による K-Ar 年代と層序との対応のばらつきは、基準を決めない時の約20%から約5%まで減らすことができた。また図8に見られるように、80~120 Ma 程度の年代範囲では海緑石に対する K-Ar 年代と Rb-Sr 年代は測定精度内ではほぼ一致するか、Rb-Sr 年代の方がやや古い値を示している。しかし個々の年代データの測定精度は必ずしも小さくない。即ち海緑石を用いての年代測定は、用いる試料に対して十分な注意を払えば地質年代スケールを確立するための試料として用いることができる可能性がある。しかしその放射年代値が、実際の堆積環境の生成時期の年代をどれ程忠実に示しているかを調べるためには、堆積層を挟む上下の火山灰層中の鉱物などに対する放射年代値が、海緑石の示す年代と矛盾がないか等を検討する必要あろう。それらが幾つかの例において確立されて、初めて海緑石の、放射年代測定用試料としての信

頼性が高められる。また図8において見られるように、明らかに K-Ar 年代と Rb-Sr 年代とに差がある場合がある。その原因が、試料自体がある程度以上古くなるとそうした差が生じるのか、生成条件が他の場合と異なるか等の原因は必ずしも明らかでない。この点も今後検討すべき大きな課題である。

5. まとめ

これまで述べてきたように、現在では各種の放射年代測定法を用いて、100 Ma 前後で約1%の測定精度をもつ放射年代値が得られるようになっている。しかし実際にはそれ以上の年代測定値のばらつきを示すことも少なくない。測定された放射年代が、実際の地学現象と対応しないとき、その原因の殆んどは試料自体にある。従って放射年代測定に用いる試料は、測定前の十分な吟味が重要である。

地質年代スケール確立のために、海緑石の果たす役割は大きい。しかしその得られた年代値の信頼性に関しては、まだ火山岩やその構成鉱物と同じ程には扱われていない。今後更に各方面からの放射年代値の吟味が必要とされよう。また海緑石ばかりでなく、堆積年代を示す試料として他の種類の鉱物についての検討も必要であらう。

文 献

- FITCH, F.J., HURFORD, A.J., HOOKER, P.J. and MILLER, J.A., 1978: The KBS tuff problem. *Geol. Surv. Open-File Rep.*, 78-701, 114-117.
- FLEISCHER, R.L., PRICE, P.B. and WALKER, R.M., 1975: *Nuclear Tracks in Solids-Principles and Applications*. 605p., Univ. Calif. Press.
- HUNZIKER, J.C., 1979: Potassium argon dating. In *"Lectures in Isotope Geology"* ed. by E. JÄGER and J.C. HUNZIKER, 52-76, Springer-Verlag.
- KANEOKA, I., 1972: The effect of hydration on the K/Ar ages of volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 14, 216-220.
- 兼岡一郎, 1978: 地球年代学の手法. 地球科学 6, 地球年代学, 小嶋 稔・斎藤常正編, 113-155, 岩波書店.
- , OBRADOVICH, J., MEHNERT, H., TATSUMOTO, M. 1979: Stillwater Complex への $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 法の適用. 火山, 第2集, 24, 190 (演旨).
- KEPPENS, E. and PASTEELS, P., 1982: A comparison of rubidium-strontium and potassium-argon apparent ages on glauconites. In *"Numerical Dating in Stratigraphy"* ed. by G.S. ODIN, 225-243, John Wiley & Sons, Ltd.
- ODIN, G.S., 1982: Introduction: Uncertainties in evaluating the numerical time scale, *ibid.*, 3-16.
- et al., 1982: Interlaboratory standards for dating purposes. *ibid.*, 123-150.
- ROBERT, J.H., GOLD, R. and ARAMANI, R.J., 1970: Spontaneous fission-decay constant of U, *Phys. Rev.*, 174, 1482-1484.
- 柴田 賢, 1978: 地質年代尺度. 地球科学 6, 地球年代学, 小嶋 稔・斎藤常正編, 157-173, 岩波書店.
- STEIGER, R.H. and JÄGER, E., 1977: Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 359-362.