

地質絶対年代

うさぎ追いかしの山
小ブナつりしかの川
夢は今もめぐりて…
.....

雲をいただく山々 清らかな谷川の流れ そして砂岩や頁岩の互層が形づくるこれらの美しい崖 大自然の芸術は私たちにとってなつかしい忘れ得ぬ風景であろう。

さて このような山ができたり 水成岩が堆積したりした年代を いまより何年前とはっきり決めることができたならば 地質学の調査・研究上はなほだ便利である。

いったい人間はいつごろ地球上に現われたのであろうか？ そうして私たちの祖先はどのようにして日本に住みつくようになったのであろうか？ 発展途上の祖先の生活に 火山や地震がいつごろどんな影響を与えたであろうか。 鍋や釜の原料となる銅や鉄をとる鉱山は いったいつできたのか？ いや さらに日本という島自体が形成されたのは 地球の地殻ができてから何年たった後のことであろう。 またその地殻自体は地球ないし元素そのものの誕生とどのような時間的のつながりをもっているのであろうか？

「いつ」という疑問に正確に解答することは「なぜそうなったか？」というさらに高次な問題を解釈するために 絶対に必要な条件の1つであるというまでもない。

なるほど 地質年代を決定するための努力は 古くから 古生物学・層序学の分野において地球発展史上にのみり多い成果を挙げってきたが (右下図参照) 岩石学や鉱物学などの分野には なお多くの問題が 未解決のままに残っている。

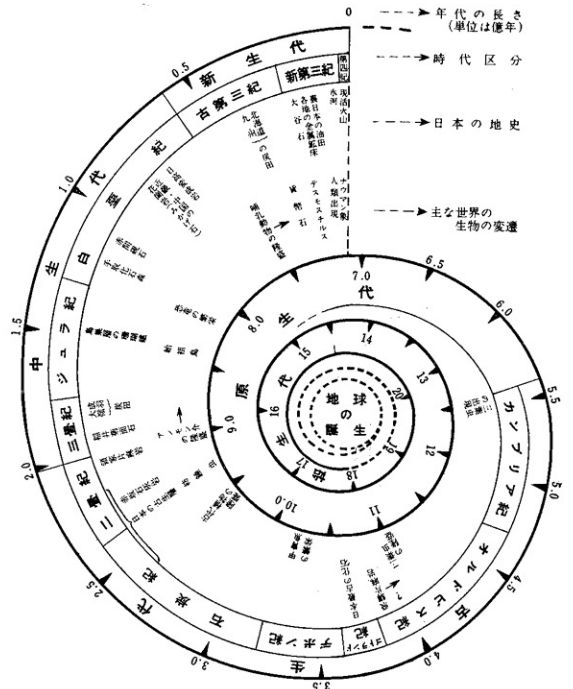
たとえば 花崗岩がいつできたかということは 地殻生成の問題を解釈するために重要な要素であるが 層序学上は 先カンブリア時代にできたと考えられているある花崗岩の造岩鉱物中の Sphene (チタン石) と Zircon

(ジルコン) について生成年代を測定してみると 相互間に約1億年ものづれがあることが見出されたが このような発見は 絶対年代決定によって 初めてなされたことである。

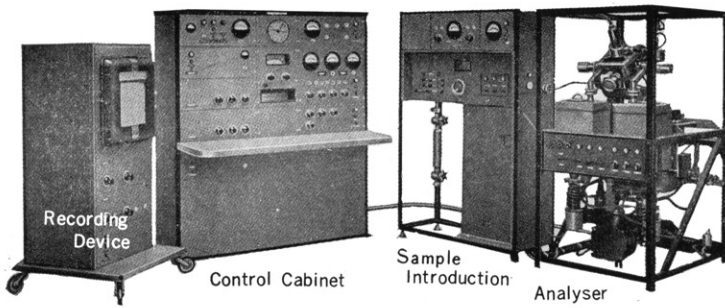
さて それでは この花崗岩は1億年もの長い間かかってできたのであろうか？ 続々と見出されるこのような興味ある事柄のなかには 次のような例もある。

ベルギー領コンゴのウラン鉱床では ある鉱体が生成した年代は9.6億年前であり またある鉱体は6.1億年前であることがわかった。 そこで両者の差3.5億年の地質学的鉱床学的解釈がなされ ウラン鉱開発上に重要な寄与をなしている。

くり返して例をあげるまでもなく 現在から地球創生の昔にさかのぼるまで 等間隔できざまれた時間の尺度をつかって 地質現象のおこった年代を決めるという必要性は 科学の進歩と共にますます重要となってきた。



地球の歴史 (注) 年代の長さは学者により多少意見を異にする (地質ニュース表紙から)



CH³/57型 Atlas 質量分析器 (ドイツ製)
 試料中の鉛は四エチル鉛又は沃化鉛に合成された後に、その同位元素組成 $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ が測定される

地球創生の当初から存在する放射性元素の壊変を利用する方法

ウラン・鉛同位元素法

ウラン鉱物を構成しているウラン元素は 2つの同位元素 $^{235}_{92}\text{U}$ $^{238}_{92}\text{U}$ からなっており、その含有比は 1:138 である。(左下の数字はウランの原子番号を左肩の数字は質量数を示す)。二同位元素はいずれも自然に壊変して鉛とヘリウムとを生ずる。

今では層序学・古生物学的方法までも絶対年代法によって再検討をされねばならなくなってきており、最近では地質調査所も米国におけるこの方面の研究に協力している。では地質絶対年代を決定する方法に、いかなるものがあるか、どのように応用されているかを簡単に解説してみよう。

地質絶対年代決定法

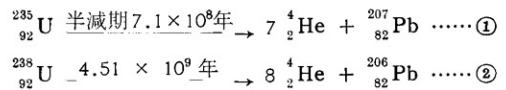
その創生 絶対法の創生は 1903年に RUTHERFORD と SODDY によって元素壊変の法則が発見されたことにさかのぼる。

それより前の 1895年に W. C. RÖNTGEN が X 線を、1896年には H. A. BEQUEREL がウラン塩の放射線を、1898年には M. CURIE がトリウムの放射線を見つけた。ついでに 1900年に W. CROCKES はウランから新元素ウラン X が生成することを発見した。そして RUTHERFORD 等により、放射性元素が新元素に壊変する速度は、それ自身に特有な常数によってのみ支配されることが見出された。

$$\text{速度} = \frac{-dN}{dt} = \lambda \cdot N \quad \begin{array}{l} \lambda: \text{壊変常数} \\ N: \text{放射性原子の数} \end{array}$$

それから 10年をへた 1913年には英国で J. J. THOMSON により、また米国においては 1918年 DEMPSTER によってそれぞれアストン型、デムプスター型質量分析器が製作され、同位元素の頻度測定が可能となった。このように元素壊変法則の発見と同位元素頻度測定が可能となるに及んで、自然物質中に含有される放射性元素の壊変を利用し、その物質の生成年代を決定する技術が急速に進歩を始めた。

特に戦後の電子工学の発達は、絶対法に著しい寄与をなしている。



①式は原子番号 92、質量数 235 のウラン原子が半減期 7.1×10^8 年をもって壊変し、7原子のヘリウムと質量数 207 の鉛原子を 1個生ずることを示している。

従って、地質年代の間に生成したヘリウムまたは鉛の原子数と、現存のウラン原子数を質量分析器で測定することによって、対象とする鉱物の生成年代を次式によって求めることができる。

$$N_{207, \text{Pb}} = N_{235, \text{U}} (e^{\lambda_{235, \text{U}} T} - 1) \dots\dots \textcircled{3}$$

- $N_{207, \text{Pb}}$: 生じた鉛原子数
- $N_{235, \text{U}}$: 残存するウラン原子数
- T : 求める年数
- $\lambda_{235, \text{U}}$: ウラン 235 の壊変常数

同一の鉱物を $^{235}_{92}\text{U}$ の壊変を利用して測定できる。

$$N_{206, \text{Pb}} = N_{238, \text{U}} (e^{\lambda_{238, \text{U}} T} - 1) \dots\dots \textcircled{4}$$

③式と④式は同時に成立するから

$$\begin{aligned} \frac{N_{207, \text{Pb}}}{N_{206, \text{Pb}}} &= \frac{N_{235, \text{U}}}{N_{238, \text{U}}} \times \frac{e^{\lambda_{235, \text{U}} T} - 1}{e^{\lambda_{238, \text{U}} T} - 1} \\ &= \frac{1}{138} \times \frac{e^{\lambda_{235, \text{U}} T} - 1}{e^{\lambda_{238, \text{U}} T} - 1} \dots\dots \textcircled{5} \end{aligned}$$

すなわち、鉛の同位元素の相対比を測定することによっても (ウランの量は測定しなくても) 絶対年代 T を求めることができる。

このウラン法は 1936年に R. K. STRANATHAN 等により始められ、A. O. NIER によって発展したものである。

U→He 法は RAMSAY (1897) STRUTT (1908) によってはじめられたが、その後主として PANETHI 等に

より隕石の年令決定に用いられてきた。

第1表にこれらの方法による測定例を示してみよう。

第1表

産地・鉱物	測定法 (10 ⁶ 年)			
	²⁰⁶ / ₂₃₈	²⁰⁷ / ₂₃₅	²⁰⁷ / ₂₀₆	²⁰⁸ / ₂₃₂
Wilberforce Ont. Canada Uraninite (閃ウラン鉱)	1056±10	1055±15	1041±20	1000±22
Aust. Agder Norway Cleveite (クレベイト)	1070±5	1077±6	1098±20	855±8
Perry Sound Ont. Canada Uraninite (閃ウラン鉱)	970±5	1015±10	1050±30	955±20
Glastonbury Conn. U.S.A Samarskite (サマルスカイト)	253±3	255±4	293±20	275±4
Ras Vegas Nev. U.S.A Monazite (モナズ石)	1723±40	1547±60	1300±135	778±10
Sunshine Mine Idaho U.S.A Pitchblende (ピッチブレンド)	710±10	750±10	850±50	—

①式 ②式ともウランの壊変の最初と結果だけを示したものであるが その過程は複雑で たとえば ²³⁵U は第2表のような経路をとって壊変する。

第2表 ²³⁸U の壊変系列

元素	原子番号	質量数	変移の種類	半減期
U	92	238	α	4.4×10 ⁹ 年
UX ₁	90	234	β	24.5日
UX ₂	91	234	β	1.14分
UII	92	234	α	3×10 ⁶ 年
Io	90	230	α	8.3×10 ⁴ 年
Ra	88	226	α	1590年
Rn	86	222	α	3.825日
RaA	84	218	α	3.05分
RaB	82	214	β	26.8分
RaC	83	214	α, β	19.7分
RaC'	84	214	α	10 ⁻⁸ 秒
RaC''	81	210	β	1.32分
RaD	82	210	β	22年
RaE	83	210	β	5.0日
Po (RaF)	84	210	α	140日
RaG (Pb)	82	206	—	安定

誤差

このようにして決定したウラン鉱物の年令には いろいろの原因による誤差が入ってくるので その主なものについて述べてみよう。

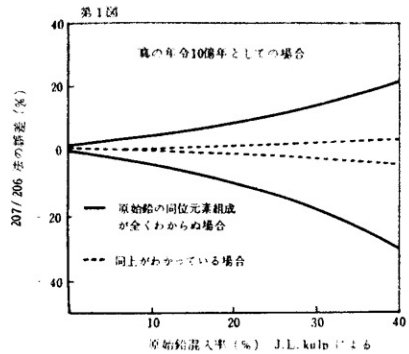
原始鉛の問題 鉛は ²⁰⁴Pb ²⁰⁶Pb ²⁰⁷Pb ²⁰⁸Pb という安定な四同位元素からなっているが 地殻が生成された当初においては およそ 1.5:23.6:22.6:52.3 の比であったと考えられる。

ウラン鉱物が生成し その結晶内で壊変が進むと ²⁰⁷Pb ²⁰⁶Pb が蓄積されてくるわけであるが もし結晶内に始めから原始鉛がとり入れられていた場合には 結果は過大となってくる。従って 原始鉛がどれだけ最初に結晶内に入っていたか またその同位元素組成がどのような割合であったかは きわめて重要な問題で それについて多くの研究が行われてきた。

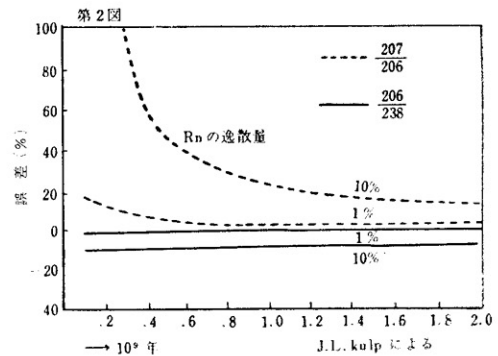
誤差の除去には母岩の鉛同位元素組成を測定し 対象

ウラン鉱物の非放射性起源鉛 ²⁰⁴Pb を求めて汚染鉛量を 知りこの2つの結果によって真の放射性起源鉛 ²⁰⁶Pb ²⁰⁷Pb の量を得る。

第1図は KULP がこの間の事情を解析したものである。

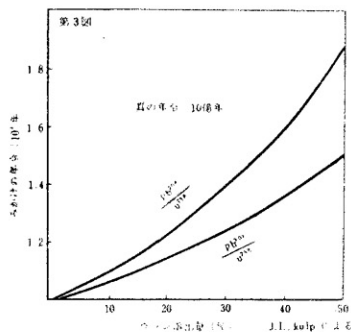


ラドンの逸散 ²³⁸U は壊変系列で ²²²Rn (半減期 3.825 日) を経過するが これは気体であるからもし結晶表面で壊変が行われると 3.825 日のうちには その1部が失われ結果は過少となるおそれがある。
²³⁵U 系列も ²¹⁹Rn を経過するが 半減期が 3.91 秒であるため ²³⁵U 法に比して誤差は少ない。



ウラン・鉛の溶出 対象鉱物から ウランの1部が風化によって失われている場合には 年令は過大となり 鉛が失われた際には逆に過少となる。

第3図はウランについてのもののであるが 鉛については上方に凸の漸減する曲線が得られる。

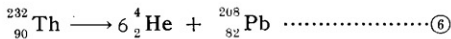


実験室内における汚染 実験室内にある水道管ガラス器具 薬品 蒸溜水などには多少とも鉛が含まれており もしこれらのものから鉛が汚染するようなことがあると 大変な誤差を生ずることになる。また 空気中には 自動車の排気ガスの四エチル鉛が含まれているから 空気からの汚染さえも注意する必要がある。

トリウム法

$^{232}_{90}\text{Th}$ は半減期 1.39×10^{10} 年をもって 6 原子の ^4_2He と 1 原子の $^{208}_{82}\text{Pb}$ に壊変する。

ウラン法の場合と同様 複雑な壊変系列を有するが 次の ⑥ 式を ③ 式にあてはめることによって トリウム鉱物の年令が決定できる。



第 1 表には Th 法によって得られた結果を ウラン鉛法と比較してある。

カリウム法

カリウムは岩石の主成分の 1 つであるが その中には放射性同位元素 $^{40}_{19}\text{K}$ が含まれていて その頻度は

$$^{40}_{19}\text{K} / (^{39}_{19}\text{K} + ^{41}_{19}\text{K}) = 0.000119 \pm 0.000001$$

である。 $^{40}_{19}\text{K}$ は K 電子捕かくによって $^{40}_{18}\text{A}$ に また β 壊変によって $^{40}_{20}\text{Ca}$ に変わる。両壊変の比 $\frac{\lambda_K}{\lambda_\beta}$ は 0.126 で半減期は 1.35×10^9 年である。

岩石鉱物等の年令は次の ⑦ 式によって決定できる。

$$^{40}_{18}\text{A} = ^{40}_{19}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) C \dots\dots\dots ⑦$$

ここで $\frac{C}{1-C} = \frac{\lambda_K}{\lambda_\beta} = 0.126$

壊変によってできるアルゴンが気体であるため その逸散による誤差が生ずる。 もっともアルゴンの逸散の少

い鉱物として黒雲母 海緑石がえらばれる。

この方法によって TATEL は地球の地殻が生成したのは $2.1 \sim 3.3 \times 10^9$ 年前としたし またドイツのスタッフルトの岩塩鉱床は その中のシルバイト (KCl) の年令決定によって 10^9 年前に沈積したものと考えられる。

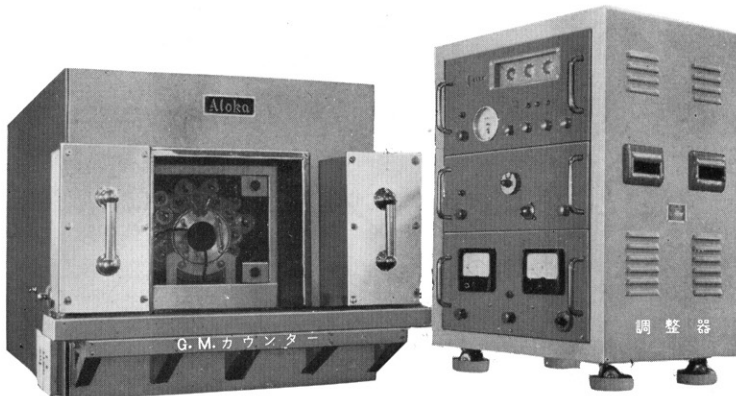
カリウムを含有する物質は普遍的に存在するからいろいろの対象に応用できる。 すなわちこの方法によって 隕石・地球大気・地殻・元素の生成年代・超塩基性岩・火成岩・水成岩等のほとんどすべての岩石・雲母等の造岩鉱物の固化結晶の年代が決定できる。 また ウラン法と併用し λ_K/λ_β を決定するという物理学的な問題にも鉱物が応用されている。 ウラン法ともよく一致した結果を与える。 下表を参照されたい。

Connecticut のベグマタイトの年令 (Strickland, Quarry, Collins Hill, Portland 産)

測定法	年令
$^{40}_{19}\text{K} \longrightarrow ^{40}_{18}\text{A}$ 法	274×10^6 年
$^{206}_{82}\text{Pb} / ^{238}_{92}\text{U}$ 法	268×10^6 年
$^{207}_{82}\text{Pb} / ^{235}_{92}\text{U}$ 法	266×10^6 年
$^{208}_{82}\text{Pb} / ^{232}_{90}\text{Th}$ 法	239×10^6 年

ルビヂウム法

ルビヂウムは $^{85}_{37}\text{Rb}$, $^{87}_{37}\text{Rb}$ の二同位元素からなるが 後者 (頻度 27.2%) は β 壊変によって半減期 (6.15×10^{10} 年) をもって $^{87}_{38}\text{Sr}$ に変換する。 OTTO HAHN はこの壊変を岩石鉱物の年令決定に応用した。 これは微斜長石・金雲母・白雲母・ロオディサイト等の含アルカリ含稀アルカリ鉱物の年令決定に便利である。 次に L. T. ALDRICH 等による鱗雲母の分析例をあげる。



国産低バックグランド ガスフロー カウンター (医理学研究所)

国産低バックグランド ガスフロー カウンター

資料は CO_2 , CH_4 , C_2H_4 等に合成された後 ガイガーチューブ中に充填されて 左側の宇宙線遮蔽体内で β 壊変の数を測定される。宇宙線遮蔽体によって バックグランドは $5 \sim 6 \times 10^2$ c.p.m から 10^2 c.p.m 程度におちるが 残余のものは 試料を充填したガイガーチューブとそれを取りまく 30 本のガイガーチューブをアンチコインシデンスさせてとりのぞく。 ^{14}C の β の数 $5 \sim 10$ c.p.m がこうして測定できる

産地	$^{87}\text{Rb}/\text{g}$ 試料	$^{87}\text{Sr}/\text{g}$ 試料	年令 10^6 年
Bikita Quarry, Rhodesia	8.75	330	2640
Silverleaf Mine, Dak	7.15	272	2640
Ingersoll Mine, Manitoba	3.48	81.6	1690
Pala California	4.98	7.38	106

さて 今までに述べたウラン鉛法 カリウム法 ルビヂウム法は 最もよく研究され 応用範囲も広いものであるが 三方法が必ずしも一致した結果を与えるというわけではない。

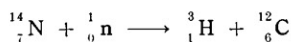
ルビヂウム法はウラン鉛法に対しおよそ 10% 程度の系統的な過大値を与えることが知られてきて ^{87}Rb の半減期を是正する試みもなされているが 今後は 三方法による相違がいかなる地質学鉱物学的意味をもつかを解析し その鉱物が生成してからこうむった 地質学的影響を解釈する分野が開けるであろう。

その他鉱物の年令決定に応用されたものとしては 次表のものがある。

利用する壊変	半減期	対象鉱物
$^{115}_{49}\text{In} \rightarrow ^{115}_{50}\text{Sn}$	6×10^{14}	コロンバイト
$^{138}_{57}\text{La} \rightarrow ^{138}_{56}\text{Ba}$	7×10^{10}	含稀土類元素鉱物
$^{138}_{57}\text{La} \rightarrow ^{138}_{58}\text{Ce}$	1.2×10^{10}	含稀土類元素鉱物
$^{147}_{62}\text{Sm} \rightarrow ^{143}_{60}\text{Nd}$	6.7×10^{11}	含稀土類元素鉱物
$^{176}_{71}\text{Lu} \rightarrow ^{176}_{70}\text{Yb}$	2.4×10^{10}	含稀土類元素鉱物
$^{176}_{71}\text{Lu} \rightarrow ^{176}_{72}\text{Hf}$		
$^{187}_{75}\text{Re} \rightarrow ^{187}_{76}\text{Os}$	4×10^{12}	モリブデナイト ガドリナイト

地球上で新しく生成されている放射性同位元素の壊変を利用する方法

窒素原子 ($^{14}_7\text{N}$) は地球大気の上層で 高エネルギーの宇宙線によって衝撃され 水素と炭素の放射性同位元素である三重水素原子 ^3_1H と炭素原子 $^{14}_6\text{C}$ に分裂している。



生成した ^3_1H $^{14}_6\text{C}$ はそれぞれ 12.46 年 5568 ± 30 年の半減期をもっている。

$^{14}_6\text{C}$ 法について述べれば 生成した $^{14}_6\text{C}$ 原子は炭酸ガス分子 CO_2 となり植物に吸収され やがて生物圏を構成する炭素元素の中に等頻度で分配される。ある生物が死んで もはやその生物中に新たな炭素化合物 すなわちその中の $^{14}_6\text{C}$ 原子が補給されなくなると 遺骸中の $^{14}_6\text{C}$ 原子は時と共に頻度を減少するから このことを利用して その生物が死んだ年代が決定できる。

宇宙線の濃度が等しく 生成する $^{14}_6\text{C}$ の単位時間 地球表面単位面積あたりの数が 変らなかったと仮定すると 最も精密な低バックグラウンドガスフロー計数器によれば およそ 10×10^4 年前までの現象の年代決定ができる。

従って 考古学上の問題はもとより 氷河の前進後退に関連する諸現象および火山爆発の年代等の決定 さらに深海海水の表層海水との交換に要する年数の決定等広く利用されている。その他 興味ある応用例も多いがここでは省略する。左頁下に掲げる写真は最近国産された低バックグラウンドガスフローカウンターである。

む す び

諸外国におけるこの方面の研究は 日進月歩で実にすばらしい進展ぶりをみせ 関連論文を合せると 5,000 に及ぶ研究が発表され地質学・鉱物学の研究にまた鉱床開発上有効に利用されている。

わが国においても 1931年に木村・三宅・篠田・飯盛氏等が化学法によって岐阜県苗木その他のウラン鉱物の生成年代を決定したことがあるが その後 同位元素の頻度測定にもとづく絶対法はあまり行われていない。

しかしながら 最近に至って優秀な計数器が国産されまた 質量分析器が輸入され 科学研究所 (^{14}C 法) 学習院大学 (^{14}C 法) 気象研究所 (^{14}C 法) 東京大学 (ウラン・鉛法) 東北大学 (^{40}K 法) 及び地質調査所 (ウラン・鉛法) において地質絶対年代決定の試みがなされようとしており 世界の水準に達するのにも遠い将来のことではあるまい 新しい手段によって得られる結果の解析によって 地質・物理・化学の総合領域に著しい進歩が開かれていくことが期待されている。 (地球化学課)