

地球及び岩石、礦物の年齢決定法

初 田 甚 一 郎

茲に云う地球の年齢とは結晶質の地殻が始めて形成された時から現在に到る迄の時間を指すので、地球そのものの誕生と地質時代の始まりとの間には勿論大きな時の gap がある。Chamberlin, T. C. の説の様に微遊星の集合に依つて地球が出来たとすると地球の誕生は恐らく 20 億年の昔であると Pirsson, L. V. 等も述べている。又もしガス態から始まつたとすると、solid crust の出来る迄の時間は比較的短く Gutenberg, B. 等も 10 万年以下と考えている様である。扱て solid crust が出来て以後今日迄にどれ程の年数が経過しているかを推定する方法を次に挙げる。

A. Kelvin の 方 法

初めて數量的に地球の年齢を推定したのは Lord Kelvin である。地表から漸次深く進むに従つて地温は増加している。現在では地表近くでは約 100 米深くなる毎に平均攝氏 3 度の割合で増加している。Kelvin は熔融狀態に在つた地球が、表面に於ける熱の放射と内部に於ける對流作用とに依つて徐々に冷却し、最後に地球全體が略々一様な溫度即ち始元岩漿の融解點に到達し、その後は最早對流は止まつて専ら傳導のみによつて表面から段々冷却して行き、遂に今日の様な状態になつたと考えた。然るときは地下増温率は冷却の進むと共に減少してゆく譯である。この關係を利用して Kelvin は熱傳導の理論から次の様にして地球の年齢を計算した。

地球は球體であるが一地點に於ては近似的に半無限の固體と見做し得る。地表の溫度を地球内部の高溫に較べて實際的に零と採ると次の式が成立する。

$$\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{u_0}{\sqrt{\kappa \pi t}} e^{-\frac{x^2}{4\kappa t}} \dots\dots\dots (1)$$

茲に x は地表を 0 とした深さを表はし、 u は地中の溫度、 u_0 は始元岩漿の融解點で Kelvin は 7000°F (≡3900°C) と採つた。 κ は熱の擴散率で $K/c\rho$ (K : 熱傳導率, c : 比熱, ρ : 密度) で與えられる。又 t は時間で傳導による冷却が始まりかけた時を $t=0$ とする。 x が小で t が大きい場合には $\partial u/\partial x$ は近似的に $u_0/\sqrt{\kappa \pi t}$ となる。Lord Kelvin は華氏、呎、年の單位を用いて $\kappa=400$ (O. G. S. 單位では $\kappa=.0118$)、地表附近の溫度の傾度を 1°F/50呎と採つた。即ち

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)_{x=0} = \frac{1}{50} = \frac{u_0}{\sqrt{\kappa \pi t}} = \frac{7000}{\sqrt{\kappa \pi t}} \dots\dots\dots (2)$$

これより t を求めると

$$t = 1 \times 10^8 \text{ 年}$$

即ち地球の年齢は約1億年という事になる。然し最初の温度を 7000°F と仮定したのは過大であつて、例えば C. Barus の実験に示された様に、典型的と見做される 輝緑岩の 熔融點は 1200°C に過ぎない。若しこの値を採用すれば t は 10^7 年弱となる。Kelvin は後に 2000 萬年乃至 4000 萬年と改めた。Barus の実験から岩石の熔融點は壓力が増すと上る事が明かになつたので、Clarence King は觀測された地下増溫率を固執する Kelvin の態度を捨て、地殼の輝緑岩の存在する深さには熔融した層が存在せない（若し存在すれば潮汐作用で地殼は破られる）との仮定から、最初に地殼が凝固する時の温度は 2000°C を超えないという推定に達し、従つて地球の年齢は 2400 萬年以上にはならぬという結論を得た。一方地質學の立場から、例へば堆積岩の厚さや生物進化の跡から考へて、これでは短かすぎるという非難があつた。今世期の初めに地殼を構成する岩石中に自ら絶えず熱を發生する放射能元素が存在する事が明かになるに及んで、Kelvin 卿等の計算は根本的に改めねばならなくなつた。

B. 海 水 中 の 塩 分 に よ る 法

海洋が最初から塩分を含んでいなかったと仮定すると世界中の河流が年々海に運び込む鹽分の量を知れば海洋の年齢が計算される譯である。佛國の大化學者 Lavoisier は海洋の水は地球の wash water であると考へたが Suess は最初の海洋の水に既に鹽分が含まれていた事を主張している。最初の海洋に全然鹽分が無かつたと考へるのは無理と思はれるが、又一面 Halley, E. (1715) の云う様に放水路を持たない湖水が次第に鹹湖となる事を思い起すと、結局この問題は“年齢決定に大きな影響を與えない程度の鹽分を有していた”位の所で妥協すべきかとも思われる。

Joly, J. (1899) は海洋中に注ぎ込まれる諸種の物質中 Na だけが蓄積されてゆく事を指摘した。彼は年々河流が海に運び込む Na の量で海洋中に現存する Na 量を割つて 8~9 千萬年という値を得た。その後これを 1 億年と訂正した。又 Sollas (1909) は種々の條件を考へに入れて最も確かな海洋の年齢として 8 千萬年乃至 1 億 5 千萬年という値を出している。

扱もう少し新しい資料に依て計算して見よう。Clarke (1924) によれば現在海水中の Na の濃度は大體 1 立につき 27 瓦で海水中の總量は 1.609×10^{16} 噸である。又年々世界中の河流が海洋に運搬する鹽分の量は主要な河流に就て測定された値から推算すれば 2.735×10^9 噸となる。一方河水中に溶解されている物質の平均成分は第 1 表に示す通りであるから、このうち 5.79% が Na である。依て海洋の年齢として

$$\frac{1.609 \times 10^{16}}{2.735 \times 10^9 \times 0.0579} \div 1 \times 10^8 \text{ 年を得る。}$$

この計算では年々海洋に運び込まれる Na は新規のものと考へているのであるが實際には所謂 “cyclic sodium” が含まれている。これは波煙となつて空氣中に入つたものが風に

運ばれて内陸に達し、再び雨水と共に歸ってくるものである。これに對する補正は學者により異つていて、Joly は10%とし、Becker, A. は海岸より 20 哩以上には NaCl は運ばれないと仮定して6%という値を出し、Clarke も大體これに従つて7%としている。即ちこれだけ年數が増える譯である。然し事實は遙かに内陸まで運ばれるものらしく、北米 Iowa 洲の Vernon 山(太平洋岸から 1500 哩、大西洋岸から 1200 哩、メキシコ灣から 500 哩)で長期に互り雨水を分析した結果、河水中の塩素の全量を説明し得るだけの塩分を有していたとの事である。Wiesner, Knox, Artis 及び Peck 等の長期間に互る 測定の結果では塩素の量の最高 100 万分の 21, 平均は 100 万分の 7 となつてゐる。Hendrick の新しい結果(1927)では最高 100 万分の 121, 平均 100 万分の 5 である。一般に降水量の 2/3 は蒸發するので河水は降水中に含まれた鹽分の 3 倍の濃さのものを有している譯である。然し實際には、Central states の流水はそんなに多くの鹽素を有していない事が判つて居り、この矛盾は未解決である。

いづれにしても鹽化ナトリウムとしての Na 分は cyclic sodium と考えて除外せねばならない。尤も嚴密に云えば火山から供給される鹽素も存在する事を考慮せねばならない。

地球上の河水中に含まれている物質の平均成分は Clarke (1924) によれば第 1 表に示す通りである。従つて溶解物質中 NaCl となつてゐる Na は

第 1 表

		$5.68 \times \frac{23}{35.46} = 3.68 \%$
成分	百分率	(但 23 及 35.46 は夫々 Na 及鹽素の原子量)
CO ₃	35.15	
SO ₄	12.14	
Cl	5.68	これ以外の Na が眞に新しく毎年海洋に流れ込むと假定
NO ₃	.90	すれば、1 年毎に増える Na の量は
Ca	20.39	$2.735 \times 10^9 \times (0.0579 - 0.0368) = 5.77 \times 10^7$ 噸
Mg	3.41	海水中の Na の全量は 1.609×10^{16} 噸であつたから、之を
Na	5.79	上の値で除して 2 億 7 千 9 百萬年が海洋の年齢となる。
K	2.13	
(Fe, Al) ₂ O ₃	2.75	擬海水中の NaCl の源を考へると又、問題が起つてく
SiO ₂	$\frac{11.67}{100.00}$	る。Clarke は Na 2.83%を有する平均火成岩の 84.3×10^6
		立方哩の分解によつて由來されたものとしているが、Cl

含有率は 0.05%であるので、これだけの平均火成岩から供給された Cl の量は多く見積つて 2.82×10^{14} 噸となり、これは海水中の Cl 全量 (2.92×10^{16} 噸) の約 1% に過ぎない。これを説明するには次の場合を假定せねばならぬ。

(1) 前記量以上の火成岩が分解され、そのうち Na の一部分が 何等かの理由で失はれ Cl のみが蓄積した。

(2) 最初から海水に Cl が含まれていた。

(3) 地質時代を通じて火山活動により Cl が供給された。

84.3×10^6 立方哩以上の火成岩が分解したと考へるのは水成岩の堆積の厚さの點から可なり無理であるが、それはそれとして Na の失はれる理由は どうであらうか。Glauconite (Na_2O 3% を含む), Albite 等の礦物が出来る時に失はれる事もあるがもつと大きな損失は吸着或は base-exchange によるものである。Stremme, H. によると海洋性粘土は淡水性粘土に較べて非常に多くの Na を含んでいる。玄武岩質玻璃から Palagonite が出来るときに, Na は 1.83 から 4.50 % に増す事は、實際に海洋底に於ても斯様な吸着若くは base-exchange が起つている證據である。頁岩中の Na の半分はこれに基くものと考へられる。又地質時代に沈積して岩鹽礦床を作つた部分もあるが、海洋中の鹽の全量 4.1×10^{16} 噸に較べると問題とならぬ。結局吸着或は base-exchange に依るものが問題になるが、これとても海洋の年齢の桁を變へる程のものではない。火山より供給される Cl は河水と海水中の Cl 含有量の差を説明し得る程度のものであると Zies, E. G. (1928) は述べている。然らば河水中に見出される Cl の一部は火山性のものであるが、何% がそうであるかは決定されていない。

年々海中に供給される Na の量は (1) 地殻の表面をなす岩石の組成, (2) 氣候狀態, (3) 陸地の面積, (4) 陸地の高さ等により變化を受ける。従つて上記の年數決定に採用した年々の鹽分増加率が、地質時代を通じての平均値に近いかどうかが問題である。現在の様に大陸の平均高が大である時の測定から得た値は、大に過ぎるのではないかと疑が起る。然し Joly に依れば現在大陸の内部には全然雨を受けないか、若くは受けても海に注がない面積が 30% 以上あり、従つて大陸の平均高が或程度低くなつても雨を受けない面積は不變で、海の面積が増すために雨量が多くなり、剝削作用は却つて盛になるのではないかとこの事である。結局上記四つの要素の影響の total sum が地質時代を通じて如何に變化したかは、これ亦未解決である。

この様に Na 法による海洋の年齢決定には仮説及未解決の要素を多く含んで居り、他の方法の Check として用いる事は出来ない。唯謂い得る事は 1 億年というのは恐らく最小値を示すものだらうという事だけである。

C. 堆 積 層 の 厚 さ に よ る 法

各地質時代に於ける堆積層の最大の厚さと水成岩の堆積速度とを知れば地質時代を年數で表す事が出来る。Sollas (1909) に依れば始生代を除いて、現在迄の堆積層の厚さは 335, 800 呎 (63 哩強), Holmes (1927) によれば 529,000 呎 (100 哩強) と推定されている。堆積速度は現在の河流の運搬力を基にして導くのであるが、どの程度迄これを地質時代を通じての平均値と見做し得るか問題である。河流の運搬物質の量を測定した資料から、年々沈積する堆積物の量は 90 億噸と推定されるが、これが沈積する場所は主として陸棚上である。Holmes は陸棚の巾を 100 哩、海岸線の總延長 10 萬哩、固結した堆積物の比重を 2.05 と採つて 1 呎の水成岩層が出来るのに 2200 年を要すると計算した。所が實際の堆積は淺

海に厚く深海に薄いのでその補正をすると、沈積の最大の速さは1呎につき880年となり前に述べた S. L. Illas の最大の厚さ 335,000 呎を採用すると始生代は3億年となり、Holmes の値を採用すると6億年となる。

この方法に於ても厳密に考えると種々の問題が起つてくる。世界中の何處の地域に於ても前カンブリアから現代に到る地層を洩れなく露出している所は無い。従つて堆積の速さが異つていたかも知れない幾つかの地域に於ける資料を纏めないと全體の厚さが求められないのである。又砂岩、頁岩、石灰岩等に應じて同じ厚さの岩層を形成するのに要する年数は當然異らねばならない。就中最も大きな問題は堆積の缺除 (unconformities and diastems) である。この謂はゞ千切られたページはどれだけであるかは古生物學的に大略の見當をつけるより仕方がない。不整合の場合には堆積の中斷だけでなく侵蝕に依る負の方向の作用があつた事を注意せねばならない。Diastems というのは波浪のために浅海に沈積すべき物質が深い所へ運ばれたために起る小さな中斷で Barrell, J. により名付けられた。彼によればこれは規模は小さいが不整合よりも屢々起るので、時間的には後者に匹敵すると云つてゐる。Joly は現在の陸地削剝の速さが地質時代の平均より必ずしも大でないかも知れないと云つてゐる事は前に述べたが、Barrell は反對意見で5~15倍大であるとしてゐる。若しそうならば地質的資料から計算された年数はそれだけ大きくなる。

Charles Schuchert は主に北米の資料を基とし、後に述べる放射能的方法の結果をも参考にして、堆積の中斷の期間を入れないでも

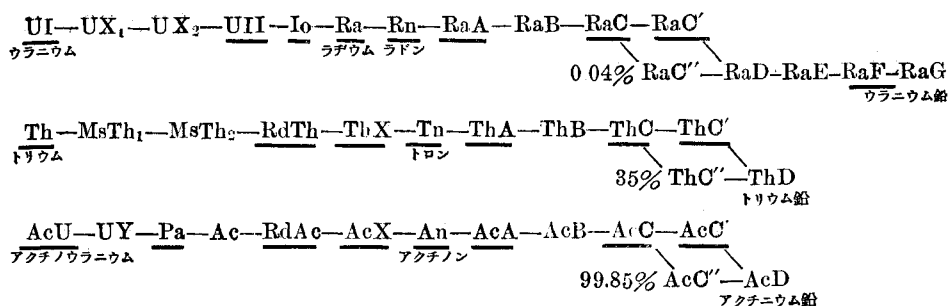
Cenozoic	60×10^6 年
Mesozoic	120×10^6 年
Paleozoic	320×10^6 年

となつてゐる。即ち古生代の初めから現在迄の年数として5億年という値を得てゐる。原生代に對しては資料に乏しいが水成岩の厚さと放射能とから 720×10^6 年と推定され、始生代に對しては全く根據が無いのであるが、 350×10^6 年と採れば地質時代の長さは16億年となり現在に於て最も確からしい年数を與える事になる。

D. 放射能的方法

地球及び礦物岩石の年齢決定に於て最も劃期的と思はれる放射能的方法に就て次に述べよう。

放射能というのは一つの元素が放射線を出して崩壊し、新しい元素になる事を云うのである。例えばウラニウムは連續的に變換して最後には鉛となるのであるが、自然界には斯様な系列を示す元素の群が三つある。それは次に示すウラニウム—ラヂウム系列、トリウム系列、アクチニウム系列であつて、そのうち下線を付けたものはその變換の際に α 線を出すという特徴がある。



所がα線というのは正の荷電を有するヘリウム核に他ならない。而も斯様な壊變の速さは地殼に於て問題となる程度の溫度、壓力、濃度等に依ては影響を受けない。依て例えば鑛物が生成された時にウラニウムを含んでいたとすると、現在に到る迄に絶え間なく壊變作用が行はれてヘリウム及び鉛が出來ている筈である。ウラニウムは1千萬年経てば、初めの原子の1/637 がやつと崩壊し、それだけ數の鉛原子及びヘリウム原子が出來る。従つてもしそれ等が保存されて居ればその量を測定する事により年齡が決定される譯である。

(1) ヘリウム法

放射能元素が $A \rightarrow B \rightarrow C \rightarrow$ と壊変してゆく場合に単位時間に壊変する原子数 dn/dt はその時存在する原子数 n に比例する。この際の比例常数 λ を壊変する元素の壊変係数と云う。式で書けば

$$-\frac{dn}{dt} = \lambda_n$$

或は $n = n_0 e^{-\lambda t} \dots\dots\dots (1)$

但し n_0 は最初に存在した原子数

依てある場合には単位時間にAからBの出来る原子数と、Bが壊變してCになる原子数とが等しい事が起る。斯様な關係がその系列全體に行はれたとき各元素の原子数の比は一定になり、放射能平衡に達したという。

鑛物中に最初存在したウラニウムの原子数を u_0 、現在の原子数を u とすると鑛物生成から今日迄に壊變した原子数は

$$u_o - u = u(e^{\lambda_{ut}} - 1) = \frac{U}{238.17} \cdot N \cdot (e^{\lambda_{ut}} - 1)$$

 λ_u : ウラ=ウムの壊變係數

U : ウラニウム量(瓦)

N : ロシュミット数 6.0594×10^{23}

238.17 : UI の原子量

同様にトリウムに關しても

$$th_o - th = \frac{Th}{232.15} \cdot N \cdot (e^{\lambda_{tht}} - 1)$$

ウラニウム原子 1 個は最後のウラニウム鉛になる迄に 8 個の α 粒子を放出し、トリウムはトリウム鉛になる迄に 6 個の α 粒子を出す。ウラニウム系の元素が放射能平衡に達する

迄の時間は數千年で、他の系列ではもつと短いので古い地質時代に對して無視すると、 t 年間に發生したヘリウム原子の全數は次の様である。

$$\frac{\text{He}}{4} N = 8 \frac{\text{U}}{238.17} N (e^{\lambda_u t} - 1) + 6 \frac{\text{Th}}{232.15} N (e^{\lambda_{th} t} - 1)$$

e の項を展開して一乗項のみをとると t の近似値として

$$\begin{aligned} t_1 &= \frac{\text{He}}{\text{U} + \frac{6}{8} \cdot \frac{238.17}{232.15} \cdot \frac{\lambda_{th}}{\lambda_u} \text{Th}} \cdot \frac{238.17}{8} \cdot \frac{1}{4} \cdot \frac{1}{\lambda_u} \\ &= \frac{\text{He}(\text{瓦})}{\text{U} + \text{KTh}} \times 4.9 \times 10^{10} \text{ 年} \\ &= \frac{\text{He}(\text{cc.})}{\text{U} + \text{KTh}} \times 8.8 \times 10^6 \text{ 年} \end{aligned} \quad \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \dots\dots\dots (2)$$

$\lambda_{th} = 5.33 \times 10^{-11} \text{ 年}^{-1}$; $\lambda_u = 1.52 \times 10^{-11} \text{ 年}^{-1}$ とすれば $K = 0.36$ となる。

この方法の缺點はどの程度迄ヘリウムが礦物中に保持されているかにある。ウラニウム及びトリウムは普通の化學分析に依て求めるか、微量の時には放射能的にラドン(Rn)及びトロン(Tn)を定量してRa及びThXの量を決定し、放射能的平衡を仮定してUI及びTh量を計算して求める。Heの分析は非常に進歩して居り岩石中の微量($10^{-6} \sim 10^{-4} \text{ cc/gram}$; $0^\circ\text{C} \& 760 \text{ mmHg}$)をも充分測定出来る。この點は次の鉛法に勝つてゐる。又Heが最初から試料中に含まれていると困るが現在の智識によると、非放射能礦物は少しもHeを含まず、寧ろ微量でもHeがあるときは其礦物は放射能礦物と推定してよいとされている位である。實際天然に於ても亦測定の際にもHeの一部分は必ず失はれると見做されるので、この方法による年齢は最小限を示すものと見るべきである。

(2) 鉛 法

前に述べた様にウラニウムは幾つかの段階を経て遂にウラニウム鉛(RaG)となつてしまふ。この鉛は最早放射能を持たず、變化する事なく礦物中に蓄積されてゆく。1 噸のウラニウムは1年に約0.0076 匁の鉛を生ずる。ウラニウムの壽命は非常に長いから(半減期45 億年)、分析に依て得る量は最初に存在していた量と大差ないと仮定すると、礦物を分析して鉛の量を求めればその年齢を計算する事が出来る。トリウム礦物の場合にも同様である。年數を求める式はヘリウム法の時と大體同様にして求められるが、最終生成物は最初の元素の原子1個に對して1個の鉛原子であり、それも各系列によりその原子量がRaG 206, トリウム鉛 208, アクチニウム鉛 207 という具合に違ふので多少の變更を要する。最初の元素の減少を考量せない年齢 t_1 を與える式は

$$\begin{aligned} t_1 &= \frac{\text{Pb}}{\text{U} + \frac{238.17}{232.15} \cdot \frac{\lambda_{th}}{\lambda_u} \cdot \text{Th}} \cdot \left(\frac{238.17}{A} \cdot \frac{1}{\lambda_u} \right) \\ &= \frac{\text{Pb}/A}{\text{U} + \text{KTh}} \cdot \left(\frac{238.17}{\lambda_u} \right) \end{aligned} \quad \left. \begin{array}{l} \\ \\ \end{array} \right\} \dots\dots\dots (3)$$

茲に Pb, U, Th は分析により得た量を互數であらしたものの、又 A は鉛の原子量である。K はトリウムのウラニウム當量と云い 0.36 の値をとる。

アクチニウム系元素の影響はその始端元素 AcU が UI の 同位元素であり, AcU : UI の値は $8 \sim 9 \times 10^8$ 年の礦物で 0.03, $12 \sim 13 \times 10^8$ 年の礦物で 0.08 の程度であるから, 略近年齢を求める際には餘り問題にせなくてもよい。

上の式は礦物中に普通鉛が存在せない仮定の下に成立する。普通鉛の存否は分析によつて得た鉛の原子量の測定を行つて決定され, その量が確定すれば正しい年数を計算出来る。即ち普通鉛の量を L (瓦), 原子量を 207.20 とすれば

$$t_1 = \frac{\left(\frac{\text{Pb}}{A} - \frac{L}{207.20} \right)}{U + 0.36 \text{ Th}} \times 1.567 \times 10^{12} \text{ 年} \quad \dots\dots\dots (4)$$

又非常に古い礦物に對しては最初のウラニウムの減少を考慮する必要がある。この補正は Lawson, R. W. によつて次の如くして正しい年数 t が得られる。

$$\left. \begin{aligned} t &= t_1 \times \left(1 - \frac{x}{2} + \frac{x^2}{3} \right) \\ \text{茲に } x &= 1.155 \frac{\frac{\text{Pb}}{A} - \frac{L}{207.20}}{U + 0.36 \text{ Th}} \cdot A \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (5)$$

以上の様にして鉛法に於ては他の方法に比較して最少の仮定で年数を決定する事が出来るので今日では一番信頼出来る方法とされている。然し鉛の同位體の相對量が決定されない場合には普通鉛による誤差が存在するかも知れない譯である。この決定は質量スペクトログラフに依るのであるが相當困難である。將來同位體の相對量のみならず各々の量が測定出来る様なになれば, 鉛法による年齢決定は非常に信頼度を増す譯である。

最後に壊變係數其の他に新しい値を用ひ, 従來の式の欠點を除いた年齢計算の式が N. B. Keevil に依て與へられているので之を紹介して置く。

若い (3 億年未満) 試料に對する式:

$$t_1 = \frac{7.23 \times 10^9 \text{ Pb}_r}{\text{UI} + 0.322 \text{ Th}} \quad \dots\dots\dots (6)$$

但し Pb_r = 鉛の全量 - 普通鉛の量 (瓦)

$$= \frac{8.40 \times 10^6 \text{ He}}{\text{UI} + 0.243 \text{ Th}} \quad \dots\dots\dots (6)$$

但し He は瓦で表はす。1cc. の He の質量は 0.0001788 瓦である。

UI の代りに Ra の測定があれば

$$t_1 = \frac{2.96 \text{ He}}{\text{Ra} + 8.54 \times 10^{-8} \text{ Th}} \quad \dots\dots\dots (7)$$

但し He, Ra, Th いづれも瓦單位で表はす。

古い (3 億年以上) 試料に對する式:

$$\left. \begin{aligned} t &= \frac{\sqrt{1 + 2Kt_1} - 1}{K} \\ &= t_1 - \frac{1}{2} K t_1^2 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (8)$$

茲に $K = 1.27 \times 10^{-10}$

上記の式誘導に用いた係數及び原子量を擧げておく。

$\lambda_{UI} = 1.52 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$	UI = 238.1	Ra = 225.97
$\lambda_{Th} = 4.99 \times 10^{-11} \text{yr}^{-1}$	AcU = 238	He = 4.002
$\lambda_{AcU} = 9.72 \times 10^{-10} \text{yr}^{-1}$	Th = 232.12	Pb = 207.2

(3) 其 の 他 の 方 法

(i) 放射能鑛物が螢石や黒雲母に Inclusion として含まれているときに生ずる放射性量(多色性量 Pleochroic haloとも云う)を利用する方法もある。そのうち Joly, J. の方法は Halo の核のウラニウム含有量を同種の鑛物の測定されたものから推算し、それだけのウラニウムに依てその量の濃さに着色するのに何年かかるかを、別に濃度を大にして短時間で作った人工量の標準と比較して決定した。下部泥盆紀の黒雲母に對して4億7千萬年という値を得ている。

(ii) α 粒子の飛程は各元素固有の値をとり、又電離作用は飛程の終端附近で最大となる。それ故放射性量の核になる鑛物が充分小さい時には、異つた飛程の α 線の綜合作用によつて出来る量は、顯微鏡下に於て見事なリングを見せる。所が自然界に於ては UI (原子量 238) とその同位元素 AcU (原子量 235) とは一定の割合 [UI/AcU = 139 ± 1 ; Nier, A. O. (1939)] で共存して居り、而も AcU の壊變は UI に較べて遙かに速い (半減期: $T_{AcU} = 7.14 \times 10^8$ 年, $T_{UI} = 4.56 \times 10^9$ 年)。壊變が進む事は多くの α 粒子を放出して量の色を濃くする事である。ウラニウム量に於て An 及び AcU の α 線に基づくリングは丁度他のウラニウム系元素からの α 線の影響をあまり受けない位置にあり、年數が経つにつれて次第に黒色が顯著になる。RaO' のリングを基準にとり、このリングの着色の濃度をマイクロフオトメーターに依て精密に測定し、年數が決定出来る。Henderson, G. H. はこの方法により前カンブリアと思はれる Renfrew Biotite に對して8億年、又前カンブリアの地層を切つて居るベグマタイト中の Murray Bay Biotite に對して7億5千萬年という値を得た。

(iii) Evans, R. D. は岩石の表面から發する α 粒子の計測とヘリウムの測定から年齢を計算している。單位時間に發する α 粒子を數える事は岩石中に於けるヘリウム生成の割合を直接測定する事になり、ラドン及びトロンの測定からウラニウム及びトリウム量を求める場合の様に放射能標準に依らないという利點がある。計算式は次の通りである。

$$t (\text{百萬元單位}) = 30.8 \frac{\text{岩石 1 瓦中の He 量} (10^{-5} \text{cc 單位})}{\text{岩石 1 瓦につき 1 時間に出る } \alpha \text{ 粒子數}}$$

(iv) 最後の方法は最も新しいもので Nier, A. O. 等が mass spectrometer* を利用して試みているものである。

放射能元素の系列の中間の元素は半減期が古い鑛物の年齢と比較して遙かに短い故に、次の關係式が成立する。原子數を N で表わせば

$$N(\text{Pb}^{206}) \equiv N_{\text{RaG}} = N_{\text{UI}}(e^{\lambda_{\text{UI}}t} - 1) \quad \dots\dots\dots (1)$$

$$P(\text{Pb}^{207}) \equiv N_{\text{AcD}} = N_{\text{AcU}}(e^{\lambda_{\text{AcU}}t} - 1) \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$N(\text{Pb}^{208}) \equiv N_{\text{ThD}} = N_{\text{Th}}(e^{\lambda_{\text{Th}}t} - 1) \quad \dots\dots\dots (3)$$

鑛物の化学分析により U, Th 及び Pb の量を知り、一方鉛の同位体分析をやつて普通鉛の混入に對する補正**をすると、RaG, AcD 及び ThD の相對量が判る。壊變係數 λ が既知であるから上の三つの式から別々に年數 t を求める事が出来る。但し 實際には (1) 及 (3) はそのまま用いるが (2) は間接的に用いる。即ち先づ (2) + (1) を作り

$$\frac{N_{AcD}}{N_{RaG}} = \frac{N_{AcU}}{N_{UI}} \cdot \frac{e^{\lambda_{AcU}t} - 1}{e^{\lambda_{UI}t} - 1} \quad \dots\dots\dots (4)$$

λ_{AcU} は次の式から導く。

$$R = \frac{\lambda_{AcU} \cdot N_{AcU}}{\lambda_{UI} \cdot N_{UI}} \quad \dots\dots\dots (5)$$

R は現在の Ac 系と U 系との Activity の比 (=0.046) である。前にも述べた様に $N_{UI}/N_{AcU} = 139$ であるから、(4) 式は

$$\frac{AcD}{RaG} = \frac{1}{139} \cdot \frac{e^{139R\lambda_{UI}t} - 1}{e^{\lambda_{UI}t} - 1} \quad \dots\dots\dots (6)$$

これより t を計算する。三つの方法のうち N_{AcD}/N_{RaG} の値は他の N_{RaG}/N_{UI} , N_{ThD}/Th 等に比較して最も鑛物の變質の影響が少いとされているので比較に適當である。

以上岩石や鑛物の年齢等を求める種々の方法を一通り紹介したが、最後にこれ等によつて求められた地質時代の年數表を掲げておく。戦前アメリカに於ては Alfred C. Lane 名譽教授を Chairman とする Geologic Time 測定委員會が出来て居たので、恐らく現在では Geologic Time Table は相當完全に近いものが出来上つていると思うが残念乍らまだ入手に到らない。我國に於ても斯様な年數決定が盛に行える様に成る事を切望するもの筆者一人ではないであらう。

* Mass spectrograph に於ける強度測定に寫眞乾板等を用いず electrometer-tube amplifier を使用したもの。

** 普通鉛に對する補正は Pb^{204} は全部普通鉛に由來するものと現在は考えられているから、普通鉛の組成は $Pb^{204}: Pb^{206}: Pb^{207}: Pb^{208} = 1: 18.5: 15.4: 38.2$ として計算している。この値は Nier の測定試料中同位體の相對量の最も差の大なるものゝ平均値である。

HELIUM METHOD		LEAD METHODS	
Igneous rock age ratios in millions of years		Radioactive mineral age ratios in millions of years	
Acidic rocks	Basic rocks	Lead ratios	Isotope ratios
Mt. Pawagarh felsite..... 5	Porphyritic basalt 5	TERTIARY	34 Uraninite, Mexico Brannerite, Idaho
Obsidian Cliff 8	Tower Falls basalt 5		
Yellowstone rhyolite 22	Crescent Hill basalt 9		
	Overhanging Cliff 11		
	Cleveland dike 17		
	Giant's Causeway 22	CRETACEOUS	70 Pitchblende, Colorado
	Deccan basalt 37		123 Ishikawaite, Japan
	Geode Creek basalt 36		
	Kimberlite 58	JURASSIC	
	Oldwick basalt 57	TRIASSIC	
		PERMIAN	220 Thorite, Norway Jachymov, Bohemia 140
Fitchburg granite 45	Whin sill 196	CARBONIFEROUS	232 Uraninite, N. Carolina
Guincy granite 66	Monchiquite dike 83		269 Pitchblende, Silesia
Chelmsford granite 72	Monchiquite dike 105		278 Various minerals, Conn.
Franklin granite 60		DEVONIAN	
Rockport granite (fine) 88	Eustis dike 54		
Rockport granite 100	Eustis Eartier dike 81		
Hampstead granite 169	Dalhousie andesite 160	SILURIAN	
		ORDOVICIAN	349 Uraninite, Mass. Cyrtolite, New York 300
			366 375
			371 Uraninite, Conn.
Gananogue granite 150	Gogebic dike 190	CAMBRIAN	400 Kolm, Sweden 770
Kingston granite 280	Long Lake dike 290		580 to 995 Pitchblende, Katanga 610 to 665
La Motte granodiorite 195	Noranda diabase 250		531 Ceylon thorianite 485
Taschereau granite 250			765 Besner uraninite 825
	Gwalior basalt 500		803 Morogoro uraninite 595
	Ropruchei basalt 600		882 Pied des Monts cleveite 965
			900 Bröggerite, Norway
Varsan granodiorite 860	Beartooth trap 1050		1085 Norwegian cleveite 1090
			1077 Wilberforce uraninite 1035
	Still water norite 1830		1251 Great Bear Lake pitchblende 1420
			1500 Uraninite S. Dakota
			1570 Huron Claim uraninite 2200
			1850 Uraninite, Russia

Radioactive time scales by R. D. Evans & C. Goodman (1941)