地球化学の話 ⑪

同位体地質学〔7〕

とくにU・Th・PbおよびRb・Srについて

倉沢　一

ウラニウム　トリウム　鉛による方法

(1) ウラニウム　トリウム　鉛法の歴史と原理

放射能が発見されて　ウラニウムの放射壊変による最終生成物の鉛が確認されてまもなく　1907年には　ラザフォードの示唆によって　ボルトウッドは　同一鉱物中の U　Th および Pb の量比からその年令を推定した．すなわち　Pb/U 比が層位的に古いと考えられる鉱物ほど大きくなるということである．　1914 年　ホルムス (A. Holmes) とローソン (R.W. Lawson) は　岩石や鉱物中に含まれている鉛が　ウラニウム　アクチニウム　トリウム系列からの生成物であり　壊変の途中で変成作用などの影響を受けていない場合には　U　Th　の量を知ることで年令測定が行なえることを示した．　しかし1930年頃までは　まだ対象物が U や Th を多量に含むことが必要条件であった．

その後　ストラナサン (R.K. Stranathan　1936)によって考えられ　ニーヤ (A.O. Nier　1939　1943) によって発展された　ウラニウム・トリウム・鉛法が登場した．　これは次のように示される．

$[Pb^{206}]=[U^{238}](e^{\lambda_1 t}-1)$　ウラニウム・鉛法

$[Pb^{207}]=[U^{235}](e^{\lambda_2 t}-1)$　アクチノウラニウム・鉛法

$[Pb^{208}]=[Th^{232}](e^{\lambda_3 t}-1)$　トリウム・鉛法

これに対して　鉛・鉛法がある

$$[Pb^{207}/Pb^{206}]=[U^{235}(e^{\lambda_2 t}-1)]/[U^{238}(e^{\lambda_1 t}-1)]$$

ニーヤによると　天然のウラニウムの同位体比 (U^{238}/U^{235}) は139であるが　現在では137.8（原子比）が用いられており　実験的にもよく確かめられている．　ウラニウム　トリウム両系の放射壊変に関係して考えられたウラニウム・トリウム・ヘリウム法が　上述のものとは別のものとして行なわれている．

$$U^{238} \rightarrow Pb^{206}+8\,He^4$$
$$U^{235} \rightarrow Pb^{207}+7\,He^4$$
$$Th^{232} \rightarrow Pb^{208}+6\,He^4$$

放射壊変で α 崩壊が起ると　ヘリウムの原子核の加速された α 粒子が放出される．　岩石　鉱物中でヘリウムとなって蓄積される．　上式のヘリウムの前の数字は各系列で親原子1個が鉛になるまでに放出する α 粒子の数である．　このヘリウムはアルゴンに比して非常に軽い原子であるから　長い地質時代を通じて保存されているとは考えられないために　いわゆる年令測定のための方法としてはほとんどかえりみられなくなっている．しかし　ヘリウム資源との関係として　念頭におく必要があり　また　岩石　鉱物からの気体の散逸を検討する目的には有効な手段である．

ここで扱うものは　このヘリウム法を除いた上述のウラニウム・トリウム・鉛法と鉛・鉛法とである．

そこで　もう一度 U・Th・Pb系の親核種と娘核種の関係を示すと　次のようにもなる．

$$U^{238} \xrightarrow[4.5\times10^{9}yr]{8\alpha+10\beta} Pb^{206}$$

$$U^{235} \xrightarrow[7.13\times10^{8}yr]{7\alpha+10\beta} Pb^{207}$$

$$Th^{232} \xrightarrow[1.39\times10^{10}yr]{6\alpha+8\beta} Pb^{208}$$

この関係式の下の数値は　壊変定数 (λ) である．　鉛同位体の組成の表示法は　普通　非放射性源である Pb^{204} を分母にもってきた　Pb^{206}/Pb^{204}　Pb^{207}/Pb^{204}　Pb^{208}/Pb^{204} の形で行なわれる．

鉛には次のようなものがある．

始源鉛 (primordial lead)
　地球生成時に存在していた鉛

初生鉛 (initial lead)
　岩石　鉱物の生成時に含まれていた鉛

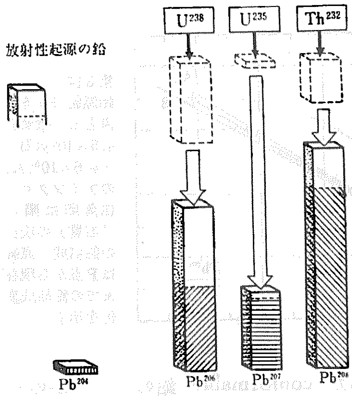
放射性源鉛 (radiogenic lead)
　親元素の壊変によって生成された鉛

普通鉛 (common lead)
　鉛鉱物 (galena) を指し　Pb^{204} に富む

したがって　現在の Pb^{206} は

Pb^{20}（現在）=（固化した時の Pb^{206}）+（U^{238} の壊変による Pb^{206}）

とあらわされることは　Srの場合と同様である．　この関係を第1図に示した．　Pb^{204} の量は時間に関係しないので　U や Th の多い鉱物の鉛の各同位体量から Pb^{206}　Pb^{207}　Pb^{208} の Pb^{204} に対する標準相対量をさし引くことができる．　こうして　U や Th の崩壊でつく



第1図
鉛の各アイソトープの標準相対量を示す
(ハーレイによる)

第1表 始源鉛の同位体組成測定例

測定者と隕石	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}
Patterson(1955)			
Average of Canyon Diablo and Henbury			
Chow and Patterson(1962)	9.50	10.36	29.49
Average of repeated analysis of Canyon Diablo troilite	9.61	10.39	29.87
Starik and co-workers			
Average of Canyon Diablo Burgavli, Aroos troilite	9.74	10.70	30.28
Murthy(1961)			
Sardis troilite	9.37	10.22	29.19
平　均	9.56	10.42	29.71

られる 真の放射性源の鉛量が計算される. これが鉱物生成時の鉛量に対する補正である.

Pb 同位体組成を用いた 岩石あるいは地球 月の成因を論ずるためには 年令測定のためのアイソクロンや成長曲線のグラフをうまく利用する. そのためには次の factor を用い たとえば $\mu_0 (U^{238}/Pb^{206}) = 8.5 \sim 9.0$ $\kappa_0 (Th^{232}/U^{238}) = 3.9 \sim 4.0$ を計算し 鉛の 206/204 vs.207/204 208/204 vs. 206/204の成長曲線を求める.

(a) 地球生成時の鉛同位体組成
(b) 地球の年令(T_0)
(c) U^{238} U^{235} Th^{232} の壊変定数(λ)
(d) U^{238}/U^{235}(現在)比

地球生成時の鉛同位体組成 は次のように考えられ 求められた. すなわち 隕石に含まれる非放射性源の元素の量比は 地球上の岩石についての平均に等しい. したがって 隕石と地球は同じ過程で誕生したものであろう. ある種の隕石 とくに隕鉄の FeS には鉛が含まれているが U や Th はほとんど入っていない. 隕鉄中のU含有量は非常に少なく 0.003～0.3ppb また 隕鉄中に含まれている硫化物相(トロイライト troilite)においても 1～10ppb であるから その鉛の同位体比はほとんど影響を受けずに 地球の始源値といえると考えられた. この考えは相当前からあったものの分析に必要な量の鉛を抽出する困難さのために 測定が行なわれなかった. しかし パターソンら(1953)の努力によって 鉄隕石から分離した鉛の同位体組成が測定され さらに1955～56年 パターソンによる地球の年令測定が それまでのあいまいな議論に終止符をうつことになった. その根拠となった始源鉛組成を第1表に示す. この表の平均値はマーシーら (Murthy and Patterson 1962) によって求められたもので 筆者はこの値を用いている.

地球の年令 は この始源値を用いた結果 $t_0 = 4.56 \times 19^9$yとなった. 一方石質隕石の年令をウラニウム・鉛法で求めてみると やはり4.56×10^9yであった. その後 鉛鉱物の資料も増加し 地球の試料で t_0 が求められるようになり また隕石の資料もふえ 現在では1～2%の精度で 4.55×10^9y という地球の年令がえられている(第2, 3図).

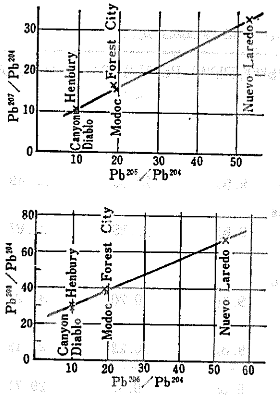
この 4.55×10^9y という一致した値は何を意味するのであろうか. Pb 同位体の教える地球の この年代までさかのぼるとどうであろうか. U Th K はシリケイトに濃縮し Feには入らない. Pb は逆の性質をもっている. 地球の核(core)が Ni—Fe からなり マントルと核の質量比と U のシリケイト Fe への分配係数とからみて 核が分離すると マントルのUの濃度は20%ほど増加する. Uの半減期以内にこれが行なわれれば 崩壊によるUの減少速度より 分離による濃縮のそれの方が大きくなるであろう. 多くの研究者の考え方の一つに この地球の年令は マントルと核とが分離し終った時期をあらわすということにもなる.

U^{238} U^{235} Th^{232}の**壊変定数**(decay constants)は第2表に示したように ほぼ安定した数値がえられている. 筆者は下記の数値を用いている.

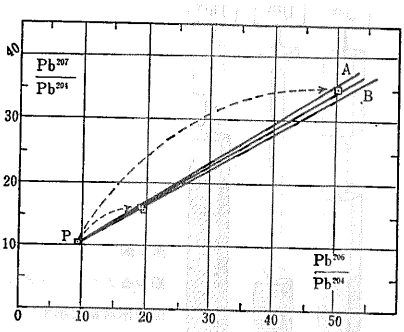
$$\lambda_{238} = 1.5369 \times 10^{-10} y^{-1}$$
$$\lambda_{235} = 9.7216 \times 10^{-10} y^{-1}$$
$$\lambda_{232} = 4.8813 \times 10^{-11} y^{-1}$$

U^{238}/U^{235} (原子比)は 238/235(現在)=137.8 を用いる.

鉛同位体による年令測定 さらに同位体地質学研究のためのパラメーターは以上のようなものである. そこで 成長曲線やアイソクロンのモデルを作成するためには 次式を用いるとよい.



第２図
隕石(Nuevo LaredoModoc Forest City)隕鉄(Henbury Canyon Diablo) の鉛アイソトープ分析値を Pb^{207}/Pb^{204}—Pb^{206}/Pb^{204} および Pb^{208}/Pb^{204}—Pb^{206}/Pb^{204} にプロットしたもの各分析値は 4.55×10^9 年を示す直線上(アイソクロン)にのる



第３図
始源鉛(P)を起点として求めた 4.5×10^9y(B)と 4.6×10^9(A)のアイソクロン　四角印は隕石(石質)の現在の鉛組成　点線はP点から現在までの鉛組成変化を示す

$$
\left.
\begin{aligned}
\frac{206}{204} &= \left(\frac{206}{204}\right)_P + \frac{N^{238}}{204}(e^{\lambda t}-1)\\
\frac{207}{204} &= \left(\frac{207}{204}\right)_P + \frac{N^{235}}{204}(e^{\lambda t}-1)\\
\frac{208}{204} &= \left(\frac{208}{204}\right)_P + \frac{N^{232}}{204}(e^{\lambda t}-1)
\end{aligned}
\right\}\text{の式から}
$$

$$
\left.
\begin{aligned}
\frac{206}{204} &= \left(\frac{206}{204}\right)_P + \frac{238}{204}(e^{\lambda_8 T}-e^{\lambda_8 t})\\
\frac{207}{204} &= \left(\frac{207}{204}\right)_P + \frac{1}{137.8}\times\frac{238}{204}(e^{\lambda_5 T}-e^{\lambda_5 t})\\
\frac{208}{204} &= \left(\frac{208}{204}\right)_P + \frac{238}{204}\times\frac{232}{238}(e^{\lambda_2 T}-e^{\lambda_2 t})
\end{aligned}
\right\}
$$

この計算例を第３表に示す．　上式の238/204(μ_0) は8.7　232/238(κ_0) は4.0 で計算してある．　206/204 と207/204 との関係を第４図に示す．　ここにいう V は U^{235}/Pb^{204} のことで　ホルムスーハウタマンズのモデル(Holmes—Houtermans model) による図である．　上述の μ_0 値に直すと　V=0.06　0.07　0.08は　238/235 =137.8 から　それぞれ8.27　9.65　11.02 に相当する．μ_0 の実測値は８～９の間にあるのが普通であるから　V =0.06の成長曲線が参考になる．　たとえば　スタントン(Stanton　1955) によって研究された　マントル中の鉛が地表に導かれ　海底に堆積し　バクテリヤの作用で生成した FeS が熱水によって　FeS+Pb→Fe+PbS の反応で方鉛鉱となった conformable 鉛のいくつかのものの同位体比をプロットすると　第５図のようになる．すなわち　これらの分析値が　それぞれ生成年令 (t_m) の値がちがっているにもかかわらず　きわめてよい近似で　一つの成長曲線（235/204=0.067　μ≒9.2）にのり U/Pb が一定という仮定を満足させている．　しかし地球の生成以来　ある鉛が析出してから現在まで　閉じた系であったことは必らずしも一般的に成立するとは限らない．　さらに　単に鉛鉱物のみではなく　鉛を含む造岩鉱物中の鉛のもっている過去の事件は　私達が考えうる現象とは大部異なるかもしれない．　そうなると測定された鉛同位体組成の意味をとらえるためのモデルは今まで述べてきた単純なモデル (single stage model) ではなく　多要素の入ったモデル (multi-stage model) が必要となろう．　詳しいことは後で述べる．

地球の年令(t_0) は　これらのモデルを考える上での一つの原点となるから重要な問題である．　現在では一応満足される値がえられていることは　前にも述べた．この計算法は　ハウトマンズ (Houtermans　1953) パターソン (Patterson　1956)　オスティック—ラッセル—レイノルズ (Ostic—Russell—Reynolds) による方法がある．　ハウトマンズの方法は　始源鉛の同位体組成値として　隕鉄中のトロイライトの鉛を用い　また方鉛鉱の鉛は大部分　primary　鉛であるという仮定を用いる．　彼の考えはこの鉛を生み出した母体 (lithosphere) の形成以来 U　Pb　に関して閉じた系として存在してきたとし　地球の年令としては　lithosphereの形成時をあてはめている．　パターソンの方法は　隕石の年令は地球の年令に等しいという仮定で行なわれる．　北米大陸の資料52個に　さらにソ連の資料を加えたもので t_0 を求めると　t_0=4.56 $\times10^9$yとなる(Russell　1963)．　彼の仮定を裏付けるために　さらに海

第２表　地質年令測定に使用されている U, Th の壊変定数 (λ)

U^{238} の λ	U^{235} の λ	Th^{232} の λ	出典と使用例(下段)
$1.54\times10^{-10}yr^{-1}$	$9.72\times10^{-10}yr^{-1}$	$4.99\times10^{-11}yr^{-1}$	Kovarik, Adams(1955) Fleming ら (1952) {Kovarik ら (1958) Picciotto ら (1956)
$1.54\times10^{-10}yr^{-1}$	$9.72\times10^{-10}yr^{-1}$	$4.99\times10^{-11}yr^{-1}$	Tilton (1962)
$1.537\times10^{-10}yr^{-1}$	$9.722\times10^{-10}yr^{-1}$		Houtermans (1964)
$1.54\times10^{-10}yr^{-1}$	$9.72\times10^{-10}yr^{-1}$		Long ら (1962)
$1.54\times10^{-10}yr^{-1}$	$9.72\times10^{-10}yr^{-1}$		Catanzaro (1963)

第３表　鉛の成長曲線の計算例

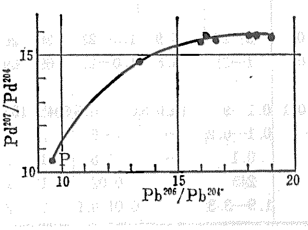
年令 (m.y.)	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{204}	Pb^{208}/Pb^{207}
4600	9.54	10.27	29.46	0.9289
4000	11.10	12.70	30.75	0.8740
3500	12.29	13.89	31.80	0.8848
3000	13.40	14.62	32.82	0.9166
2500	14.42	15.07	33.81	0.9569
2000	15.37	15.34	34.79	1.0020
1500	16.25	15.51	35.73	1.0477
1000	17.06	15.62	36.66	1.0922
500	17.81	15.68	37.56	1.1358
000	18.51	15.72	38.44	1.1775

底泥中の鉛の測定結果からもよい一致がみられることが報告された． この鉛同位体比は 地殻中の平均値に相当するものともいう． しかしこの海底泥中の鉛が 地殻中の鉛同位体組成の代表となるかどうかは問題である．しかも 隕石で求められた年令が 地殻の形成年令を示すということになり その間の意味づけはむづかしいと考えられる． さて オスティック—ラッセル—レイノルズの方法は 始源鉛の同位体比はトロイライト中の鉛同位体比に等しいこと 地球の年令の計算に用いた鉛は一定の U/Pb 比の値をもつ母岩中で育ってきたことを仮定する． つまり 計算に用いる方鉛鉱は等しいV(235/204) をもっと考える． ハウトマンズの方法の欠点である t_m の推定の困難さに比べて この方法では すべての鉛試料に等しい V を仮定（conformable 鉛） して適当な式の組合わせで t_m の知識を用いることなく t_0 を求めている． したがって 一般的には 非常に古い時代に生成した鉛鉱床——それは比較的短時間で母岩から分離した——は 新しい鉛鉱床——それは長い期間母岩中で育ってきた——に比べて より閉じた系の条件を満足させるといえる．

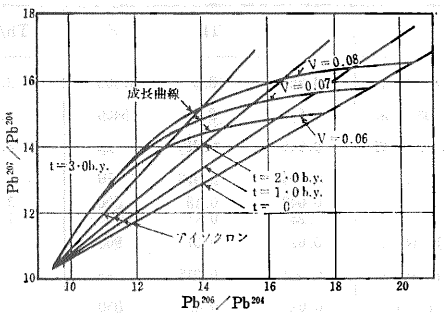
このように 鉛に関する年令測定は 地球の年令 地殻の生成 マグマの発生などを考える上で 大きな役割りをはたすものといえる．

(2) 岩石 鉱物中のウラニウム トリウム 鉛

U およびその壊変生成物の Pbの量を化学的に定量し



第５図
conformable 鉛のアイソトープ比と成長曲線



第４図　鉛同位体の成長曲線とアイソクロンの関係

その U/Pb 比から地質年令を決定することは 年令測定の古典である． それは プライマリーなU－鉱物に限られるが 第４表のような結果がえられている（ボルトウッド Boltwood 1907）． この方法は 鉱物中の鉛がすべて放射性起源であるという仮定を基としている．最近 U Th についても同位体希釈法により 微量なものでも測定されるようになった． 換言すれば 少量の試料でも測定可能になっている．

ここで 地球の原物質といわれている隕石と 地殻やマントルを構成していると考えられる岩石中の U Th および K 含有量を第５表に示す． Uとは U^{238} と U^{235} との和であるが 現在は $U^{235}=U^{238}/137.8$ であることは前にも述べた． さらに細かく区分して 岩石や鉱物の U Th 含有量を第6 7 8 表に それぞれ 火成岩に関連したもの 火成岩の造岩鉱物 堆積岩についてまとめてある．

火成岩においては 岩漿分化 結晶分化の進行にともない U Th Pb に富むようになり ある一定の定義で分けられた岩石種 たとえば 花コウ岩や玄武岩においては K_2Oに富む岩石中に U Th Pb が多い． 一般の火成岩中の U Th は 副成分鉱物（accessory mineral） であり また ごく普通にみられるジルコンに大部分が濃集している． ジルコン中の Th U 含有

第４表　Pb/U 比と年令

地質時代		Pb/U	年令($\times 10^6$)
古生代	石炭紀	0.041	340
	デボン紀	0.045	370
	シルルーオルドビス紀	0.053	430
先カンブリア紀			
	スウェーデン	0.125 0.155	1025 1270
	アメリカ	0.160 0.175	1310 1435
	セイロン	0.200	1640

第5表　岩石および隕石のウラニウム　トリウム　カリウム含有量

	U	Th	K	Th/U
カコウ岩	4.75	18.5	37900	3.9
玄武岩	0.6	2.7	8400	4.5
カンラン岩	0.016	0.060	12	3.7
ダナイト	0.004	0.012	10	2.8
エクロガイト	0.048 0.25	0.18 0.45	360 2600	3.8 1.8
石質隕石	0.02	0.07	900	
鉄質隕石	0.004	0.015	—	
コンドライト	0.024	0.08	850	

第6表　塩基性および超塩基性岩のトリウムとウラン含有量

岩　石	Th (ppm)	U(ppm)	Th/U
貫入岩			
はんれい岩の平均	3.84(24)	0.84(34)	4.3(23)
その他の貫入岩の平均	3.88(19)	1.02(29)	3.7(18)
塩基性貫入岩の平均	3.86(43)	0.93(63)	4.0(41)
超塩基性岩			
かんらん岩	0.05	0.016	3.1
かんらん石ノジュール	<0.03±100%	0.013±60%	<3
かんらん岩	0±0.03	0.03±0.01	
輝岩	<3(2)	0.9(2)	3 (2)
輝岩	10.4±3%	3.1±3%	3.4
斜長岩	7.1±3%	2.1±5%	3.4
榴輝岩			
変成榴輝岩の平均	0.46(9)	0.20(9)	2.2(9)
"パイプ"榴輝岩の平均	0.38(14)	0.20(14)	2.8(14)
玄武岩熔岩中の榴輝岩の平均	0.10(2)	0.044(3)	2.1(2)
火山岩			
台地玄武岩の平均	1.96(21)	0.53(26)	4.2(21)
島孤玄武岩の平均	1.47(8)	0.46(14)	4.5(8)
その他の玄武岩の平均	3.79(37)	1.16(50)	4.1(37)
玄武岩の平均	2.93(66)	0.87(90)	4.2(66)

注：1)　(　)内は試料数
2)　平均は算術平均であるため　最大頻度の約2倍の値を示している

量の頻度分布を第6図に示した．　図にあらわされているように　Th は 400～600ppm　Uは1,000～1,500ppm にピークが見られる．　ちなみに　花コウ岩中には中性岩の約倍量　塩基性岩の約10倍量の U　Th が含まれている．　しかし　普通の花コウ岩中の微粒ジルコンでは　ペグマタイト中のそれより　はるかに U　Th　が少ない．　ジルコンはケイ酸塩鉱物である．　また U　Th 含有量がそれほど高くないので結晶として安定しており　メタミクト化が少ない．故に　ジルコン中の U　Th　Pbは固体拡散をおこしにくい．　このため　地質年令測定に有利であるばかりではなく　U—Th—Pb 系列による方法は　一種類の鉱物で　いくつもの種類の年令測定が行なえるという特長がある．

第7表　火成岩の成分鉱物のトリウムおよびウラン含有量

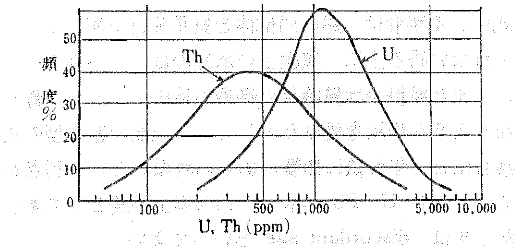
鉱　物	Th (ppm)	U(ppm)	Th/U
副成分鉱物			
褐れん石	500—5,000	30—700	5—10(副成分)
	1,000—20,000	?—100	高い(ペグマタイト)
リン灰石	20—150	5—150	1(副成分)
	50—250	10—50	10—25(粗集合体)
緑れん石	50—500	20—50	2—6
チタン鉄鉱		1—50	
磁鉄鉱	0.3—20	1—30	変化する
モナザイト	25,000—200,000	500—3,000	25—50
ゼノタイム	低い	500—35,000	低い(0.01?)
ジルコン	100—2,500	300—3,000	0.2—1(副成分)
	50—4,000	100—6,000	1(ペグマタイト)
主成分			
黒雲母	0.5—50	1—40	0.5—3.0
角閃石	5—50	1—30	2—4
カリ長石	3—7	0.2—3.0	2—6
白雲母		2—8	
かんらん石	低い	0.01	
斜長石	0.5—3.0	0.2—5.0	1—5
輝石	2—25	0.01—40	4—5
石英	2.5—6.0	0.1—5.0	2—5
	(2.0)	(0.7)	(3)

U　Th　Kの関係を　オーストラリア南方のタスマニヤ島の粗粒玄武岩を例にとって　第7図にまとめた．この関係は　前述の　岩漿分化とそれぞれの含有量の変化について　また　U　Th 元素は K（主成分として）と相関することをあらわしている．　またクラークとリングウッド（Clark & Ringwood　1964）によるモデルによれば　地球上の地域によって　マントル内でも　U　Th　K 含有量がことなることになっている（第9表）．この表中では深さが　海洋性地殻では12km以上　大陸地域では37km以上をマントルとして扱ってある．　このように　岩石種として見る場合と地球の構造　マントル分化などの立場で見る場合とで　興味ある議論が行なえるが　後にゆずる．

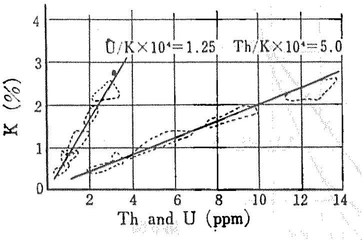
岩石　鉱物中の鉛含有量を第10表に示す．　鉱物では K—長石に Pb が多く　しかも U　Th が少ない．　し

第8表　堆積岩のトリウムおよびウラン含有量

	Th(ppm)		U(ppm)		Th/U		試料数	論文数
	平均	範囲	平均	範囲	平均	範囲		
頁岩	12±1	2—47	3.7±0.5	1—13	3.8±1.1	1—12	4847	75
	1.7±0.7	0.7—2.0	0.45±0.05	0.2—0.6	4.0±0.8	1.8—5.8	18	18
黒色頁岩	—	2.8—28	—	1.4—80	—	0.07—12	350	18
残留岩類								
ボーキサイト	42	8—132	8.0	3—27	6.9	1.5—22	26	26
ベントナイト	24	6—44	5.0	1—21	5.8	1.0—21	69	69
沈澱岩類								
炭酸塩岩	1.7±0.7	0.1—7	2.2±0.1	0.1—9	1±0.3	0.1—6.5	6045	103
岩塩	—	0.4—0.5	—	0.1—0.2	—	1—5	3	3
硬石膏	—	0.15	—	0.1	—	1.5	1	1
リン酸塩岩		3.9	—	245	—	0.02	1	1
黒珪石	—	0.1—1.6	—	1.9—3.3	—	0.01-0.9	2	2



第6図 花崗岩中のジルコンに含まれている U Th の分布



第7図 タスマニア粗粒玄武岩中の U-Th-K の関係 (Heiers 1965) 点線でかこんだ部分は右上からグラノファイヤー ファヤライトグラノファイヤー 石英閃緑岩 急冷粗粒玄武岩 下部接触部の測定値の範囲を示す

たがって ケイ酸塩鉱物ではあるがK－長石を 鉛-鉱物と呼ぶことができる. その上 酸性岩にはごく普通に含まれているので 鉛による年令測定 同位体組成による地球化学に用いるために 非常に重要な鉱物である. この表中のK－長石の鉛は 27ppm 100ppm (ペグマタイト中) となっているが 先カンブリア紀片麻岩中のK－長石では40～120ppm の広い幅がある.

岩石中の鉛含有量はU Th と同様に 岩漿分化が進むにつれて 高くなる. 塩基性岩の玄武岩では 岩系によって異なるが 2～5ppmであり 酸性岩の流紋岩でも やはり岩系によって変化して 10～50ppmである. もちろん Kとの相関がみられるので アルカリに富む岩石系列の岩石中に 鉛が多い.

K—長石には U Th 含有量が小さく したがってこの鉱物中に含まれている鉛は 生成時の鉛同位体組成を持続しているといえる. 長石を酸に侵し 洗滌した後鉛同位体を測定すると よい測定結果がえられる. つまり 酸に溶出した U や Pb は 結晶格子に入っていないものである. 別項で述べるが 長石やジルコンの測定には このような 結晶構造と元素の入り方に注意すること そのためには 鉱物分離をした後 塩酸などで洗うことが望ましい. 全岩法による場合でも 粉砕する前の岩片 (塊) を塩酸で洗うべきである.

第9表 Clark & Ringwood (1964) モデルによるウラニウム トリウム カリウムの挙動

	深さ (km)	U	Th	K	(ppm)
海洋性地殻	5～12	0.42	1.68	6900	
マントル	12～400	0.13～0.03	0.52～0.12	2200～500	深さと共に減少
大陸周辺部	0～16	1.87	7.48	30500	大陸中心部からの物質移動で濃縮
	16～37	0.57	2.28	9300	
標準大陸	0～16	1.32	5.28	21500	
	16～37	0.42	1.68	6900	
大陸中心部	0～16	1.00	4.00	16300	侵蝕によって周辺部へ運ばれて減少
	16～37	0.37	1.48	6100	
	37～200	0.01	0.04	200	
マントル	200～400	0.05	0.20	1000	

Pb は U Th K そして Rb と挙動を同じくする. 一方 Pb^{2+}のイオン半径は大きく (1.20Å) 斜長石では Ca^{2+}と K－長石では K^{+}と置換される. 一般に K^{+} はCa^{2+}より置換されやすい. Pb^{2+} は Zr^{4+}(0.79Å) に比べてイオン半径が大きく ジルコン結晶格子に入りにくい. ジルコンやその他の副成分鉱物中の鉛の大部分は放射性起源である. また ペグマタイトのU Th－鉱物の鉛は ほとんど放射性起源のものである.

(3) ウラニウム・トリウム・鉛法の一般論

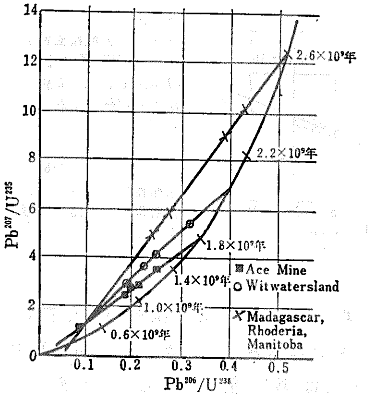
この年令測定法には ウラニウム・鉛法 アクチノウラニウム・鉛法 トリウム・鉛法があり これに鉛・鉛法があることは(1)項でのべた.

U^{238} の崩壊速度は$\frac{d}{dt}(U^{238})=-\lambda(U^{238})$ で表わせるので $(U^{238})_t=(U^{238})_0\ \exp(-\lambda t)$ となる. 岩石が生成されたときに Pb^{206}がなかったとすれば t時間に作られる Pb^{206} は

$(Pb^{206})_t=(U^{238})_0-(U^{235})_t[\exp(\lambda t)-1]$ である. $(U^{238})_t$ $(Pb^{206})_t$ は測定できるので 上式から t は求められる. Pb^{207} Pb^{208} についても同様に得られる.

第10表 岩石 鉱物中の鉛含有量 (Wedepohl, 1956)

鉱 物	Pb 含有量 (ppm)	岩 石	Pb 含有量 (ppm)
クロム鉄鉱	15	超塩基性岩	3
チタン磁鉄鉱	20	はんれい岩	5
かんらん石	1	玄 武 岩	5
輝 石	6	輝 緑 岩	6
角 閃 石	15	石英閃緑岩	8
黒 雲 母	25	花コウ閃緑岩	15
白 雲 母	15	花 コ ウ 岩	20
斜 長 石	10	アダメロ岩	25
サニデイン	21	流 紋 岩	30
カリ長石	27	閃 長 岩	12
カリ長石 (ペグマタイト中)	100	ボーキサイト	7—140
		燐 酸 塩	100
氷 長 石	62	花コウ岩質砂岩	5—30
ジルコン	10—300		



第8図 ウラニウム・鉛法とアクチノウラニウム・鉛法とでdiscordantな例

それぞれから求められたtが 多くの場合2桁の数字が有効なものとして一致すれば そのtは正しく また正しい (concordant) 年令を表わすものとなとみなす. この際には U^{238} U^{235} Th^{232} Pb を化学分析で 従来は求めていたが 最近は同位体希釈法で精度良く定量される必要がある. もちろん Pb^{204}～Pb^{208} 組成は質量分析計で求める.

ある鉱物の試料が生成したとき その生成の母体であるマグマの中で 鉛の同位体組成が均一であったと仮定して その鉱物の鉛がとりこまれたと考える. この同位体組成は 鉛の鉱物中では鉛が主成分で ウラニウムやトリウムは微量であるとすると ほとんど変化しないで現在に至っていることになる. 放射性の鉱物が 理想的な条件下で生成され 保存されていたとすれば それぞれの系列の測定法でえられた年令は 一致するはずである. しかし 実際には このような concordant な試料は少なく 不一致 (discordant) な場合が多い.

前出のウラニウム・鉛法と アクチノウラニウム・鉛法で 放射性起源の Pb^{206} Pb^{207} は

$$[Pb^{206}]^* = [Pb^{206}] - [Pb^{204}]\frac{[Pb^{206}]p}{[Pb^{204}]p}$$

$$[Pb^{207}]^* = [Pb^{207}] - [Pb^{204}]\frac{[Pb^{207}]p}{[Pb^{204}]p}$$

で算出される. [ ]で表わしたものは ウラニウム・トリウムを含んでいる試料中の鉛である. この式の基本型である

$$[Pb^{206}]^* = [U^{238}](e^{\lambda_1 t} - 1)$$

$$[Pb^{207}]^* = [U^{235}](e^{\lambda_2 t} - 1)$$

から ウラニウムの量に関するものを消去すると

$$\frac{[Pb^{206}]^*}{[Pb^{207}]^*} = 137.8\frac{e^{\lambda_1 t} - 1}{e^{\lambda_2 t} - 1}$$

がえられる. これが鉛の「206−207法」である. この式による年令は 鉛の同位体を質量分析で測定するだけで行ない得る上に 実験上の誤差のはいる余地をへらす. また試料が地質時代の経過の途中で 鉛の一部を失なうような作用を受けたとしても 上記の基本型の式の場合ほど 年令値に影響があらわれないという利点がある. もし U—Pb 年令が 10%以上の差としてえられたときは discordant age といってよい.

ウラニウム鉱物のための discordant pattern は次のように示される.

$$Pb^{207}/Pb^{206} > Pb^{207}/U^{235} > Pb^{206}/U^{238} \gg Pb^{208}/Th^{232}$$

その他の放射性鉱物については 次のように示される.

$$Pb^{207}/Pb^{206} \gg Pb^{207}/U^{235} > Pb^{20}/U^{238} > Pb^{208}/Th^{232}$$

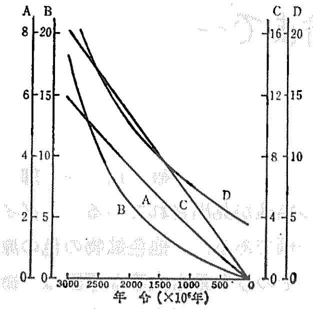
またある鉱物では次のような逆の Pattern を示すことがある.

$$Pb^{206}/U^{238} > Pb^{207}/U^{235} \gg Pb^{207}/Pb^{206}$$

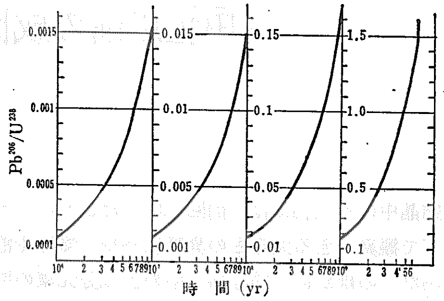
Pb—Th 年令は しばしば最小値を示すことがある.

放射性起源の鉛 たとえば U^{238} からできる Pb^{206} は少量でも失なわれれば ウラニウム・鉛年令に大きく影響する. 一方 207−206法では Pb^{207} と Pb^{206}の存在量の比だけが年令算出の基礎となるために 年令値にそれほど大きく関係を及ぼさない. そのために 上述のように 207−206年令が最も古く ウラニウム・鉛年令が最も若い年令（正確にはトリウム・鉛年令）を与える.

U^{238} U^{235} Th^{232}が壊変して 鉛になるまでに 途中で多種類の元素を通過するが とくにラドン (Rn^{222}) の散逸（半減期：3.83日）の効果も ウラニウム・鉛年令を若くする原因の一つといわれている. このように ウラニウム トリウムの壊変の中間のものが失なわれれば 鉱物中で 壊変系列の各元素が正確に平衡系にない（平衡量存在しない）ことになる. ウエゼリル (Wetherill 1956) は discordant な年令の例として カナダの同一鉱山 あるいは同じような変成作用をうけたと考えられる鉱物（鉱石）についての測定結果を 第8図のように示している. 図の曲線は concordant な場合のとるべき比の値をあらわしている. つまり この曲線からのはずれが discordant の程度を示す. 曲線の上方（内側）に測定値があることは アクチノウラニウム・鉛年令 (Pb^{207}/U^{238}) がウラニウム・鉛年令より大きいことをあらわす. また 測定点を結んだ直線は Pb^{206} Pb^{207} がそれぞれゼロに近い点に集れんする. これは この2つの鉛同位体の不足分が そこに存在すべき放射性起源のそれぞれの鉛同位体の量に比例してい



第９図
ウラン系およびトリウム系の同位体比と鉱物の年令
A $Pb^{206}:U^{238}$　B $Pb^{207}:U^{235}$
C $Pb^{208}:Th^{232}$　D $Pb^{207}:Pb^{206}$



第10図
Pb^{206}/U^{238} の値とその年令

ることを示す． 鉛の損失は 比較的新しい時代に行なわれたものとみられる． 彼によると この図の 2.6×10^9年の直線と曲線の交点は 207−206年令とほぼ一致し鉱石の実際の生成年令をあらわしていると考えられる．

以上述べてきた事象のための参考として ウラニウムおよびトリウム系の同位体比と年令との関係を第９ 10図に示しておく．

また Pb^{206}/U^{238} Pb^{207}/U^{235} Pb^{207}/Pb^{206}およびPb^{208}/Th^{232} の atomic ratio による地質年令算出のための表が下記のように発表されている．

Stieff, L. R. et al. (1959) : Table for the Calculation of Lead Isotope Ages. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 334—A, 40p.

（つづく）

（筆者は 技術部地球化学課）

地学と切手

鳥海国定公園

堀 内 恵 彦

日本海側に孤立してそびえ 古来から東北地方を代表する名山として知られる鳥海山を中心に その広い裾野と その火山噴出物によって形式された 象潟(きさがた)の特異な景観を含み 裾野の西端が直接に海蝕を受けてできた．日本海岸の断崖部分も公園区域とし さらに 日本海上の飛地である飛島を包含する 総面積285.13km²が公園地域で 秋田・山形の両県にまたがつております．

鳥 海 山‥‥山形・秋田県境にそびえる 海抜2237.4 m 東北第２の高山で 東鳥海と西鳥海の二つのコニーデ式火山からなる 複合火山で 山腹・山麓はその噴出物で円錐形で 東方からは単一の逆扇型コニーデとしてみられますが 東方以外からは 非対象型コニーデとしてみられます． また 西方日本海上に この山の影を写した 「影鳥海」はここ独自の景観です． 古くから「出羽富士」とか「秋田富士」と呼ばれるこの山は シベリア季節風の影響で 積雪が多く 夏も残る大雪渓は夏スキーで有名です． 海岸は溶岩流が海蝕された断崖や奇岩・怪石が多く 中腹以上は樹木が多く 高山植物も動物も多く 山頂からの眺望は雄大です．

象 潟‥‥鳥海山の北方 羽越線象潟駅の東から北に連らなる水田は むかし「きさかた」といわれ 鳥海山の噴出物で作られた浅い入江に 大小多くの島が散在しそのなかに鳥海山の姿を写し 芭蕉も「奥の細道」で「松島はわらうが如く 象潟はうらむに似たり」と詠んだように 九十九島八十八潟と呼ばれた景観でしたが 1804年の大地震に 付近一帯は隆起し 現在は水田ですが 初夏に水が満たされると むかしの面影をしのばせます． 現在 史蹟天然記念物の指定を受けております．

飛 島‥‥酒田から西北約40kmの日本海上にある群島で 飛島本島は西岸が階段状の海蝕段丘で 強い西風のため草地です． 東岸は西風がさけられ また暖流の影響で 暖地性植物が繁つています． 付近は漁場として有名で 最近は先住民族の遺跡もみつかりました．西にある御積島(おしやく)は ウミネコの繁殖地として 天然記念物になつております． 夏は酒田から遊覧船が運航されます．

公園指定は 昭和38年７月24日．切手は昭和44年２月25日 飛島から望む鳥海山を画く15円切手一種が発行されています．

（筆者は元所員 現日本科学技術情報センター）