

# 資 料

## アイソトープ地球化学\*

A. P. Vinogradov

小 西 善 治 訳

本論文は、ソ連地球化学者 vinogradov が 1954 年 1 月ソ連科学アカデミーで行った講演である。

地球化学の主要課題の一つは、化学的要素の循環と分布との法則性を明らかにすることにある。この課題の研究は、各元素のアイソトープ分布の研究によつて促進されている。現在では、地球上のアイソトープの分布は、偶然的なものではなく、原子核の構造と関連性があることが確かめられている。しかしこの方面における法則は、まだみだされていない。たゞ経験的法則のみが知られ、この法則によつて地球上におけるアイソトープの主分布図が求められている。例えば、最も広く分布するアイソトープは、原子核内に偶数のプロトン (p) と中性子 (n<sup>0</sup>) とをもっていることが知られている。4 原子核内の核子 (相互に飽和された状態) は中和されているから、元素は、例えばベータ崩壊に対して安定な状態にある。偶数原子中で特に広範囲に分布する原子は 4 の整数倍の質量 (アルファ粒子の整数倍の質量) をもち、例えば C<sup>12</sup>, O<sup>16</sup>, Si<sup>28</sup>, Ca<sup>40</sup>, Fe<sup>56</sup> 等があげられる。

自然に産出するプロトンおよび中性子が偶数個の原子には、192 のアイソトープがあげられる。このアイソトープ数は、全アイソトープ数 (約 330) の 60% を占めている。プロトンが偶数で中性子が奇数のアイソトープは 65 個約 20%、プロトンが奇数で中性子が偶数のものは 54 個、約 16%、プロトンおよび中性子がともに奇数のアイソトープは 16 個、約 5% である。さらに安定なアイソトープのみを取りあげると、全部で 4 個のアイソトープ、すなわち D<sup>2</sup>, Li<sup>6</sup>, B<sup>10</sup>, N<sup>14</sup> があげられる。これらのアイソトープは全アイソトープ数の約 1% である。

著者は、アイソトープに関する現在の研究成果を以下の表に纏め、直線で地質年代の決定に使用されるアイソトープ対を示している。

ウラン鉱およびトリウム鉱は、自然崩壊を起こし、熱中性子を放出し、不働気体 Xe, Kr, Ar, トランスウラン Pu, Nb およびその他の元素が生成される。

核反応は宇宙線でも起こり、新しいアイソトープ C<sup>14</sup>, H<sup>3</sup>, He<sup>3</sup> が出現する源泉となる。

著者は、地球上では、アイソトープ組成を乱す過程が絶えず働き、安

第 1 表

		半 減 期 (年)
放射性崩壊によつて生ずる安定なアイソトープ		
U <sup>238</sup> (αβγ)	↙ Pb <sup>206</sup> ↘ H <sup>2</sup>	4.5 · 10 <sup>9</sup>
U <sup>235</sup> (αβγ)	↙ Pb <sup>207</sup> ↘ He <sup>4</sup>	7.07 · 10 <sup>8</sup>
Th <sup>232</sup> (αβγ)	↙ Pb <sup>208</sup> ↘ He <sup>4</sup>	1.39 · 10 <sup>10</sup>
B <sup>10</sup>	α → Tl <sup>205</sup>	~3 · 10 <sup>17</sup>
Re <sup>187</sup>	β → Os <sup>187</sup>	5.8 · 10 <sup>12</sup>
Lu <sup>176</sup>	β ↙ Hf <sup>176</sup> E ↘ Yb <sup>176</sup>	2.4 · 10 <sup>10</sup>
La <sup>138</sup>	E → Ba <sup>138</sup>	1.2 · 10 <sup>11</sup>
Sm <sup>147</sup>	α → Nd <sup>143</sup>	1.3 · 10 <sup>11</sup>
j <sup>129</sup>	-β → Xe <sup>129</sup>	> 10 <sup>8</sup>
Sn <sup>124</sup>	2β → Te <sup>124</sup>	6 · 10 <sup>15</sup>
In <sup>115</sup>	β <sup>-</sup> → Sn <sup>115</sup>	6 · 10 <sup>14</sup>
Rb <sup>87</sup>	β → Sr <sup>87</sup>	6 · 10 <sup>10</sup>
K <sup>40</sup>	β <sup>-</sup> ↙ Ca <sup>40</sup> E ↘ Ar <sup>40</sup>	1.2 · 10 <sup>9</sup>

\* ИЗВЕСТИЯ АКАДЕМИИ НАУК СССР Серия геологическая ソ連科学アカデミー地質学通報, 1954-3

定度の低いアイソトープは壊変するといっている。したがって局部的には、壊変によつて生成されたアイソトープで富化された地帯が形成されるが、一方ではアイソトープにとほしい地帯が形成される。

著者は、アイソトープの利用で問題となつている地質年代の決定問題をとりあげている。

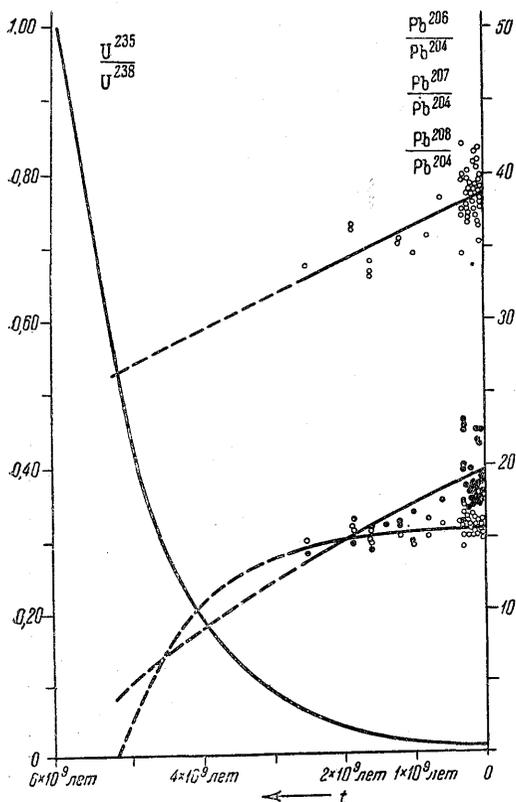
普通地質年代の決定に利用される鉛(方鉛鉱)には4種のアイソトープ、 $Pb^{204}$ ,  $Pb^{206}$ ,  $Pb^{207}$ ,  $Pb^{208}$  が混在している。 $Pb^{206}$ ,  $Pb^{207}$ ,  $Pb^{208}$  は、 $U^{238}$ ,  $U^{235}$ ,  $Th^{232}$  がそれぞれ放射性崩壊を起こして鉛中に蓄積されたものである。 $Pb^{204}$  は現在自然に産する鉛中には蓄積されていないから、その発生源は知られていない。 $Pb^{208}$  は一部トリウムの放射性崩壊によつて生成されたもので、自然に産する鉛中における含有量は最大である。著者が一般に用いられている  $Pb^{206}$ ,  $Pb^{207}$  によつて32試料の地質年代決定を行つた結果によると、鉛の生成年代は20億万年から2億5千万年にわたつている。自然に産出する鉛の  $Pb^{206}$  と  $Pb^{207}$  の含有量は規則的に変化する。すなわち鉛の生成年代が古くなれば、鉛の  $Pb^{206}$  と  $Pb^{207}$  の含有量は減少してくる。いま著者が行つた32の試料の年代決定データと、Nier のデータを総合すると次のようになる。

第 2 表

造山運動の名称	造山運動期 (単位百万年)	Pbアイソトープ の分布 ( $Pb^{204}-1$ )			計算デ ータ数	異常デ ータ数
		$Pb^{206}$	$Pb^{207}$	$Pb^{208}$		
アルプス褶曲運動	25— 180	18.45	15.64	38.34	25	1
パリスカ褶曲運動	200— 260	18.11	15.75	34.24	19	3
カレドニア褶曲運動	280— 400	17.17	15.46	37.00	6	1
原生代の褶曲運動	600— 1,200	16.48	15.39	36.0	10	3
始原代後期の褶曲運動	1,400—20,000	15.36	15.25	34.77	9	—
始原代前期の褶曲運動	>2,000 <3,000	14.10	14.91	34.05	13	—
総 数					82	8
総 数					90	

現在からウランの放射性崩壊の初期階梯までの  $Pb^{206}$  と  $Pb^{207}$  原子の成長曲線は、周知の指数法則  $N_t = N_0 \cdot X^t$  を用いると容易に求められる。計算にあつては自然に産出する U, Pb, Th の比は、放射性崩壊を起こす場合以外には乱されないものと仮定する。含鉛鉱物の全試料は花崗岩地帯から採取している。したがつて再熔融、花崗岩化作用を蒙り、そのために鉛は繰り返し再晶出されて種々の生成年代の鉛が試料中に混在していることが考えられる。著者はこの影響はあまり大きくなく、約15%程度であると述べている。この問題で興味があるのは、南アフリカの Rosetta 鉱山産の最古期鉛一種々の生成年代の鉛からなる—はアイソトープ組成によると約28億6千万年であるが、正確に計算すると、第3表にみられるようにその生成年代はさらに古くなるはずである。

ある著者はこの方法によつて地球の生成年代を50億万年とみなしている。放射源の  $Pb^{206}$  と  $Pb^{207}$  との生成年代の値が外的要因による誤差補正で低くなるものとすれば、この地球の生成年代の値は極大値と考えられるであろう。著者はこの値を確かめるために、U : Th : Pb の比から裏付けている。まず地球上における U : Th : Pb は一定の比を示すものとする。いま U : Th : Pb 比は、花崗岩の貫入によつて再分配されるものとするならば、地球の年齢は古くなるはずである。しかし  $5 \cdot 10^9$  を超える地球の年齢は事実上不可能である。例えば40億万年から  $U^{235}$  の含有量の増加は著しく顕著となり、50億万年を超えると、 $U^{235}$  の壊変によつて放出される熱量は、地球上のあらゆる物質を水蒸気に化する程度に達する(第1図の  $U^{235}$  の成長曲線左側参照)。



第1図 各時代における鉛アイソトープの含有量 (Pb<sup>204</sup> に対する比) 上高曲線 Pb<sup>208</sup>/Pb<sup>204</sup> 中央の曲線, Pb<sup>207</sup>/Pb<sup>204</sup> 下方曲線 Pb<sup>206</sup>/Pb<sup>204</sup> 左側の太線は各時代における U<sup>235</sup>/U<sup>238</sup> の比を示す

著者は、現在地球の年齢が隕石の年齢と比較できると述べている。

鉄隕石は1,000°まで加熱してもH<sup>4</sup>が実際上保持されているが、石質隕石は僅かの加熱でH<sup>4</sup>を失うことが知られている。Panet はすでに1931年にヘリウム法によつて隕石の年齢を決定し、1942年には、さらに再検討し、数百万年から6.8・10<sup>9</sup> (最大値の隕石は10億万年~68億万年)にわたると述べている。

その後隕石中には、UとThの壊変によつて生成されるH<sup>4</sup>以外にH<sup>3</sup>を含んでいることが明らかになった。このH<sup>3</sup>アイソトープは、強烈な宇宙線の影響を受けると、N<sup>14</sup>+n<sup>0</sup>=C<sup>12</sup>+H<sup>3</sup>→He<sup>3</sup>の反応が起つて発生する。したがつてH<sup>3</sup>の補正を行うことが必要である。最近ソ連でアルゴン・カルシウム法によつて石質隕石の年齢決定を行つたデータによると、約4.5・10<sup>9</sup>年であつて、Pbアイソトープによつて決定された地球の年齢に近似している。

著者は、Kを含有する鉱物のAr<sup>40</sup>、またはRbを含有する鉱物のSr<sup>87</sup>によるそれぞれの地球の年齢決定も

上述の値と一致する結果が求められると述べている。

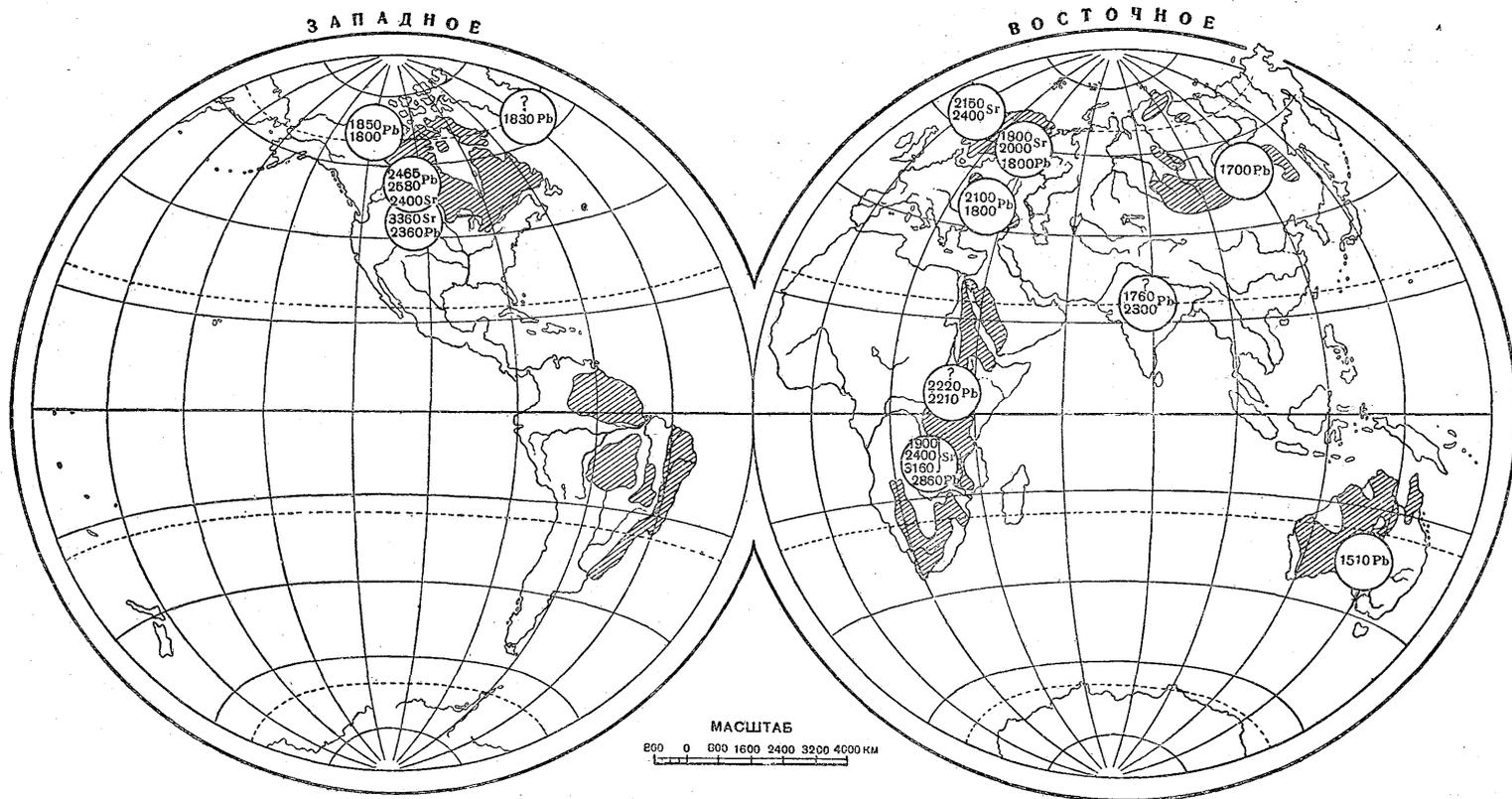
最古期の陸地の年齢は、2・10<sup>9</sup>年を超えると述べ、第2図をかゝげている。

この図から、始原代原生代の岩層からなる古期楕状地の分布とその生成年代がみられる。この図によると、古期楕状地は地質学的には同一時代に生成されたような感じを受ける。しかし最近では南アフリカで3.5・10<sup>9</sup>の生成年代が決定されて問題を起こしているが、地球の生成年代は、5・10<sup>9</sup>と2.5・10<sup>9</sup>の間にあることが推定される。

このようにアイソトープによる地質年代の決定については喰違ひがあるが、新しいアイソトープ法があらわれ、新しいデータが求められている。例えばU<sup>238</sup>イオンの崩壊を利用して第四紀の地質年代が500,000年と決定されている。V. I. Baranovはこの方法によつてオホーツク海およびその他の海域の堆積物の生成年代と堆積速度とを決定している。

ソ連では、宇宙線の影響を蒙つて起きるN<sup>14</sup>+n<sup>0</sup>=C<sup>14</sup>+H<sup>1</sup>反応によつて空气中に生成される放射性アイソトープC<sup>14</sup>の恒常減衰効果を利用して年代を決定する方法が発見されている。この方法によれば、1,000~25,000年の範囲の歴史時代の絶対年代が決定できる。炭素中のC<sup>14</sup>の濃縮度はきわめて少なく、1gの炭酸塩類1g中からは、1分間に平均16個のC<sup>14</sup>崩壊物が生じる。ソ連ではC<sup>14</sup>を測定する特殊のCounterがつくられている。A. V. TrofimovはこのCounterによつてTaimyrck産のマンモスを約1万2千年前のものであると述べている。

大気・火山および岩石中の気体のアイソトープ組成については、現在断片的に知られているにすぎないが、一般的な問題を解くことは可能である。大気がどのようにして生成されたかに



第2図 地球上における古期岩石の分布とその生成年代(単位1,000年)

については知られていない。しかしこの意味において気体のアイソトープ組成は、何を与えるか？ 地球上で出会する気体分子または元素は3群に区分される。

第1群は軽い気体、 $H^1$ ,  $H^2$ ,  $H^3$ ,  $He^3$ ,  $He^4$  である。水素およびヘリウムは周知のように太陽および恒星の主要構成物質である。大気中の  $H$ ,  $D$ ,  $He$  の含有量はきわめて少ない。 $H^4$  は放射性源であつて、大気中における  $H^4$  量は、 $U-Th$  の崩壊速度から推定されるよりも少ない。 $H^3$  ( $H^3$ ) は大気中にある他の元素と類似の方法で生成されている。M. G. Meschepiakov によれば、大気中の  $H^4$  の含有量は岩石におけるよりも大きい。

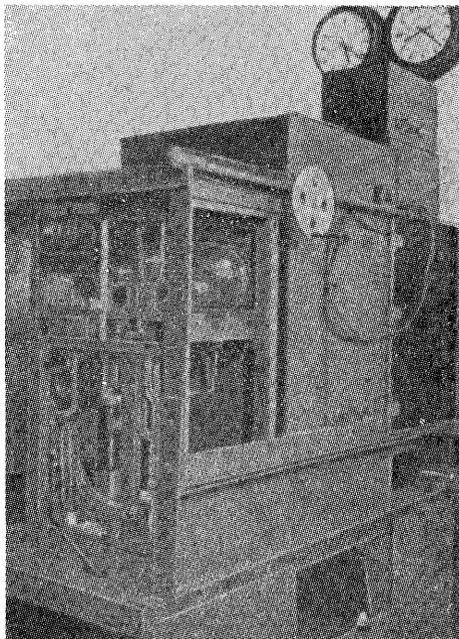
大気中の  $H/D$  の比は平衡関係を保たないで、 $D$ が増大する傾向を示す。したがつて軽い気体、 $H$ ,  $D$ ,  $He^4$ ,  $He^3$  は宇宙線源の初成気体とは直接関連性をもっていないが、地球上の産物であつて、絶えず地球上から放出されていることが推定される。

第2の気体群 (アルゴン・ネオン・クセノン・クリプトン) は不活性気体である。この種気体は、太陽に比較してきわめて少量が大気中で認められる。大気中のアルゴンは、ほとんど  $K^{40}$  の崩壊によつて生成され、 $Ar^{40}$  は 99.60%、 $Ar^{38}$  (放射性源と考えられる) 0.06%、宇宙線源の主要構成成分の  $Ar^{36}$  は 0.33% である。火山ガスおよび岩石中のアルゴンのアイソトープ比も類似の状態を示している。したがつて地球上の  $Ar$  の主要部分には地球源といえよう。

奇数の質量数の  $Xe^{129}$  と  $Xe^{131}$  は、偶数  $Xe^{130}$  と  $Xe^{128}$  とに比較して大気中のガス中に著しく多量に含まれている。また閃ウラン鉱中の  $Xe$  の含有量の高いことも明らかにされている。 $Kr$  にも同様の現象が認められている。したがつて大気および岩石中の不活性ガスは、地球源の放射性崩壊産物と考えられるであろう。したがつて不活性気体は地球を構成する物質中には含まれていないことが考えられる。換言すればこの種の気体を多量に含有している遊星は全然知られていない。この種ガスの遊星中における分布度の低いのは化学的に不活性によるものであろう。

地球上できわめて安定なアイソトープは、奇数個の  $p$  と奇数個  $n^0$  をもつ  $N^{14}$  である。 $N^{14}$  が多量に含まれているのは、天体物理学的機構すなわち太陽の炭素サイクルでは  $N^{14}$  のみが発生し、 $N^{15}$  が生成されないことで明らかである。大気中の窒素中では、 $p$  が奇数で  $n^0$  が偶数の  $N^{15}$  は 0.365% であるが、残余は  $N^{14}$  である。岩石中の気体についても同一関係が認められる。ある鉱物中では  $N^{15}$  の含有量が異常に高いことが明らかにされているが、この研究はその後進んでいない。

$H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $O_2$ ,  $S$ ,  $Cl$ ,  $Br$  等のガスおよび蒸気は  $CaCO_3$  およびその他の化合物の形で濃集しているか、あるいは大洋中に溶存する塩類のアニオンを形成している。これらの物質の総量は普通の岩石が破壊されて生成されたものでないことは初歩的な計算で明らかである。大気中の酸素は光合成によつて生成される。さらに石灰岩中の  $C^{12}/C^{13}$  のアイソトープ組成は火山ガスの炭素のアイソトープ組成と同一である。著者はこれらの既知のデータから次のような結論を引き出している。地球上に直接生成される物質は、軽い不活性ガスを含んでいない。現在の大気は、地球上で行われている化学的・放射性壊変過程の産物である。したがつて大気はいわ



第3図

ゆる“二次的なもの”である。

次に O, C, S, H を論じている。

O, C, S, H およびその他の元素, 特に軽い元素のアイソトープの混合物は常に一定でなく, ときにはこの種元素の1つが他元素に較べて5%も大きい場合がある。

軽い元素は重い元素に比較して, 順行運動度, 回転運動および振動が大きいので, 動力学的に勝っている。したがって同様な状態のもとでは, アイソトープは大きな運動速度で反応に関与し, 単純な非可逆反応産物は軽いアイソトープに富むはずである。例えば有機物質が酸素で酸化(水の蒸発の場合)されると軽い元素は飛散し, 重いアイソトープが蓄積される。一般には反応物質間にみられるアイソトープの不均一な分布は, 正反応と逆反応との反応速度差によって起きる。反応過程の温度が低いと, 壊変効果が増大するが, 温度が増大すると, その効果が低下する。高温度では, アイソトープの均一な分布が起る。

したがって岩漿分化作用が起る珪酸熔融液の高温度(700~1,200°)下では, アイソトープの顕著な分裂が期待できない。この現象は, 火成岩中の O, S, C アイソトープ分布に関する資料をみれば明らかであろう。

最も重要な天然の反応, 例えば  $H_2O + CO_2$  とその均衡産物との反応,  $SiO + H_2O$  反応等に対するアイソトープの分離係数および均衡定数は理論的に計算されている。この現象は, 鉱物あるいは岩石が生成された温度条件の指標として天然のアイソトープ存在比が利用できるから重要である。

固体(岩石)中におけるアイソトープ比は外界条件の変化によつて変わる。天然水のイオン, ガスに起きるアイソトープ交換過程が知られている。例えば  $CaCO_3$  (石灰岩) は, 温度 25° の場合には  $O_2$  アイソトープと  $CO_2$  との間に交換反応が起り,  $10^4$  年を経ると 10% が置換されるが,  $10^8$  年経つと 20% に達する。 $CaCO_3$  は重碳酸イオンの反応によつて  $O_2$  アイソトープと交換反応が起り,  $10^6$  年経つと 13%,  $10^8$  年を経ると 15%, 置換される。

著者はわれわれにとつて密接な関係のある酸素の問題をとりあげている。天然に行われている無数の反応には  $O_2$ — $O^{16}$ ,  $O^{17}$ ,  $O^{18}$  が関与している。この場合には特に  $O^{16}$ ,  $O^{18}$ , ( $O^{17}$  の分布度は低い) のアイソトープの部分的な分離が起こつている。天然では  $H_2O$  と  $CO_2$  および  $H_2O$  と  $SiO_2$  とが平衡関係にある場合にアイソトープの交換反応が起り,  $CO_2$  と  $SiO_2$  は重い酸素に富化される傾向がある。したがって天然水, 特に河川では,  $O^{18}$  の含有量は最低値を示すが,  $CO_2$  と  $SiO_2$  は  $O^{18}$  で富化されている。酸化物, 水酸化物および重金属, 例えば  $Mn \cdot Fe \cdot Cu$  等の大多数は, 水に含まれている酸素のアイソトープ組成と同じ酸素のアイソトープ組成をもっている。

著者は,  $CO_2$  の酸素のアイソトープ組成と酸素のアイソトープとの地球化学的問題をとりあげている。大気中の  $O_2$  アイソトープ組成を直接決定すると,  $CO_2$  の酸素(重い)のアイソトープ組成に近いことが明らかになる。光合成源の酸素のアイソトープ組成を取りあげてみよう。光合成によつて有機体に含まれている水に脱水素化作用が働くと, 水中の軽い酸素は遊離されるが, 重い酸素はこのような有機体中に残留する。実際上においても, 植物は  $O^{18}$  を多量に含んでいる。しかし大気の酸素の準位 (Level) は光合成だけで維持されている。したがって光合成で分離された軽い酸素は何らかの方法で大気の重い酸素に転化されることが考えられる(この問題に関する論争は省略する)。

$CO_2$  について考えてみると, 例えば火山ガス中の  $CO_2$ ・炭酸塩類・石灰岩・白雲石・大理石等には多量の  $O^{18}$  を含んでいる。現実に低温度の海水中で沈積生成された石灰岩は  $O^{18}$  の極大値を示すが, いわゆる脈状炭酸塩(高温度方解石)は  $O^{18}$  の含有量が低い。このようにして海水中における石灰岩の堆積温度の決定方法が生まれた。この古期温度方法によれば, 古期海の水温は現代の水温条件を想起させるとともに, 古期海の流れの性質も知ることができる。したがってこの方法によれば将来は, 堆積地域の古気候条件も推定できるであろう。

$CO_2$  との反応で生成される酸化鉱物は  $CO_2$  の酸素と同一の酸素のアイソトープ組成をもつ

ている。この種の鉱物としては磁鉄鉱およびその他のスカルン鉱物あげられる(第3表参照)。

珪藻土—低温石英—は  $O^{18}$  を多量に含んでいる第2表からみられるように、堆積岩は火成岩より  $O^{18}$  の含有量が高い。

さらに珪酸が堆積岩中に多量に存在する場合には岩石中の  $O^{18}$  の含有量も高い。すなわち堆積岩と火成岩とはOのアイソトープ組成で区別できる。火成岩中における  $O^{16}/O^{18}$  または  $O^{18}$  の増加は、海洋水のアイソトープ組成と対応している。著者は、火成岩中における  $O_2$  アイソトープの分離確率の低いことを述べている。

種々の岩石中の  $C^{12}$  と  $C^{13}$  アイソトープの存在比には多くの共通な特徴が認められ、炭酸塩岩石中では  $C^{13}$  と  $C^{18}$  とが平行的に増加する場合がある。

$C^{12}/C^{13}$  アイソトープの置換には、天然の物質中における炭素のアイソトープの分化 (differentiation) を誘導する2つの地球化学的輪廻が認められる。

第1の地球化学輪廻は、光合成である。光合成が行われると、主として軽い  $C^{12}$  アイソトープは有機物

質を媒介として濃集し、重い  $C^{13}$  は相対的に減少する。したがって生物界と成因的に関連性のあるあらゆる物質、例えば石炭・液体・固体の瀝青等では、 $C^{13}$  の含有量は最低量となる。

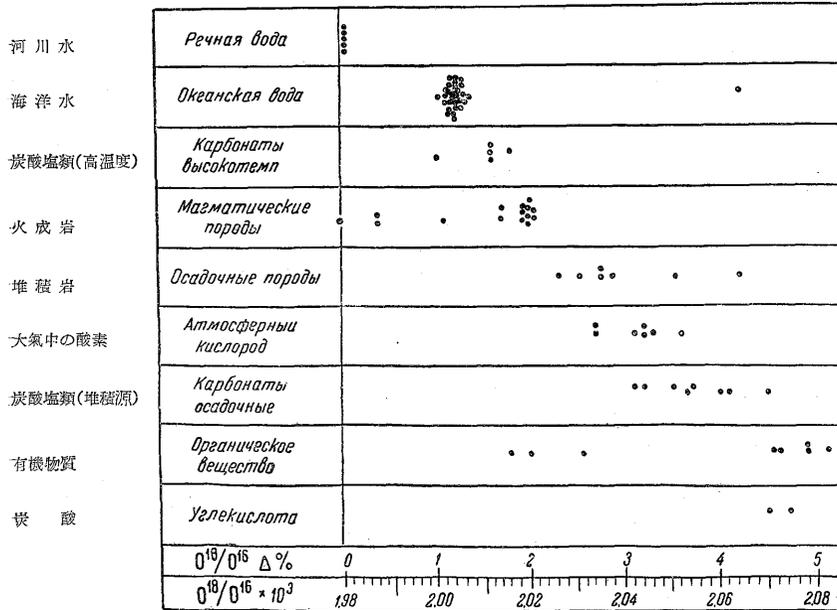
第2の地球化学的輪廻は第1輪廻と対立的な輪廻である。多様な成因の炭酸・炭酸化合物(石灰岩・白雲石およびその他の岩石)中では  $C^{13}$  が蓄積される。

有機物質(組織・石炭および瀝青等)のCアイソトープ組成は炭酸塩質岩石のCアイソトープ組成に比して、著しく異なっている。このアイソトープの組成の差異を利用して、フィランド始生界から産出するいわゆる *Corycium enigmaticum* の化石中にみられるCのアイソトープ組成によつて、有機源か無機源かの鑑定が行われている。しかしここで問題となるのは、有機物質の  $C^{12}/C^{13}$  が火成岩の  $C^{12}/C^{13}$  に近いことである。

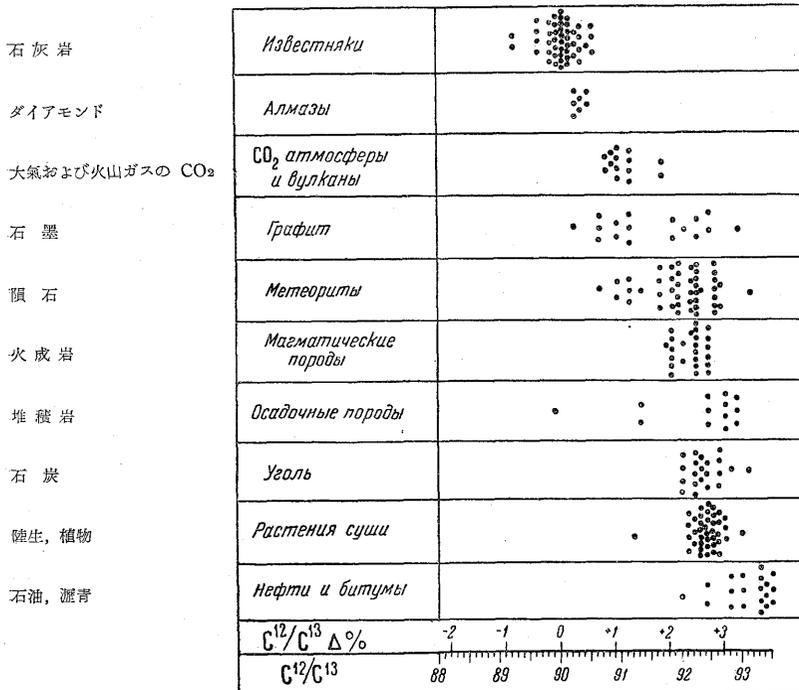
石墨の成因について活潑な論争が行われている。 $C^{12}/C^{13}$  の比については、第5図にみられるように大きなバラツキが認められる。貫入岩体地域のベグマタイトと共生関係を示すセイロン島産の脈状石墨は、 $CO_2$  または  $CaCO_3$  と成因的に関連性のある石墨族に相当する。片岩またはその他の岩石中に包裹形態で観察される石墨や、石炭に明らかに移行する石墨は、有機物質の  $C^{12}/C^{13}$  に近い  $C^{12}/C^{14}$  を保持している。したがって天然の石墨は明らかに2種類がある。ダイヤモンドの  $C^{12}/C^{13}$  は炭酸の  $C^{12}/C^{13}$  に対応する。したがって金刚石の生成には対応する平衡温度が考えられる。

第3表 鉄・クロム・鉱物における  $O^{16}/O^{18}$  の含有量 ( $O^{18}$  の増加は%で表わされている)

鉱物名称	産地	$O^{16}/O^{18}$
赤銅鉱	Tagil	0
赤色銅鉱	Ural, Sy. Sertskaa 地域	+0.45
褐鉄鉱	"	0
"	"	+0.36
"	"	0
鉄	北アメリカ	+0.54
"	"	+0.72
"	"	-0.45
針鉄鉱(水化)	Ural, Potevskoi 地域	
"	"	0
クロム鉄鉱	Arapaevsk	-0.23
接触変質鉄鉱	Aktyuvinsk	+1.10
"	北アメリカ	+1.6
"	"	+2.0
磁鉄鉱	Bragodat	+2.7
"	"	+2.4
"	"	+2.5
"	"	+2.7
"	Primorsky 州	+1.95
"	Magnitogorsk	+2.31
"	Aashkesan	+1.95
"	北部ウラル Bayanskoe	+2.31
"	AerBakhscoe	+2.59
"	Pokrovskoe	+2.22
"	1. 北部 鉱山	+2.22
"	2. "	1.82
"	3. "	+2.95



第4図 種々の地質物体中における  $O^{18}/O^{16}$  の含有量



第5図 種々の地質物体における  $C^{12}/C^{13}$  含有量

火成岩は  $O_2$  アイソトープに関しては中間位置を占めている。A. V. Trofimov によれば、火成岩・鉄質・石質隕石は同一のアイソトープ組成かまたは  $C^{13}$  の含有量の低い  $C$  のアイソトープ組成に近い。さらに塩基性岩石と石質隕石は最低の  $C^{13}$  の含有量を示す。花崗岩の  $C^{13}$  の含有量は同一オーダーで若干高い。堆積岩は火成岩に比して  $C^{13}$  の含有量は著しく高い。堆積岩との接触変質作用を除外できないような貫入岩、例えば玢岩にあつては  $C^{13}$  の含有量は遙かに高い。約 92.1 に等しい  $C^{12}/C^{13}$  の最大分布比を示すものは塩基性岩石である。 $C^{12}/C^{13}$  の分布比の変化は熱水変質帯の鉱物・岩石に起つている。

第4表 火成岩ならびに隕石中における  $C^{12}/C^{13}$ 

火成岩	$C^{12}/C^{13}$		
安山岩	カムチャッカ	92.5	Vorogino 92.2
ハンレキノーライト	北部ウラル	92.4	Kashin 92.1
〃	〃	91.9	Timokhina 92.2
玄武岩	Kazvekii	92.0	Staroe Pesyanoe 91.2
〃	Aragezskii	92.5	Petropavrovkei 91.3
〃	カムチャッカ	92.3	Verdyansk 92.2
〃	Kamchatskii	92.3	Volyshaya Korta 92.0
〃	Primore	91.6	Pevryukovo 91.9
閃長岩	アルメニヤ	91.9	Stavropol 91.9
花崗岩	Neznyaki	92.4	Kainsaz 91.9
〃	Emelyanovka	92.3	Groznaya 91.6
〃	Karlakhti	91.8	Cold Bokkeveld 91.9
花崗片麻岩	Sartavara	91.9	Nobyi Urei 92.2
玢岩	Namangan	91.2	Migei 92.2
〃	Primor	91.4	Staroe Voriskino 91.2

$S^{32}$ ,  $S^{36}$ ,  $S^{34}$ ,  $S^{36}$  の分布比についても2つの傾向、すなわち軽いアイソトープが減少するかあるいは重いアイソトープが減少するかいずれかの現象が認められる。したがつて  $S^{32}/S^{34}$  ならびに  $S^{32}/S^{36}$  の分布比の変化は重要である。

最低量の“重いアイソトープ”  $S^{34}$  は、有機物質、特に有機質の組織、蛋白質等の  $S$ 、固體状液体状瀝青、有機源の天然硫黄、 $H_2S$  等にみられる。この効果は、微生物を媒介とする( $S$ )硫酸塩の生物還元反応とこの反応で遊離される  $S$  の摂取と関連性がある。バクテリアによる硫酸塩の還元実験を行うと、還元産物では  $S^{34}$  が数%まで減少する。したがつて天然に行われている  $SO_4 \rightarrow H_2S \rightarrow S$  方向の  $S$  の転移輪廻では、最終過程で  $S^{34}$  産物の低下を招く。

例えば硫化水素が黒海およびその他の海盆で湧出している個所では類似過程が発生している。この場合には海水中に溶存している硫酸塩  $S$  は  $S^{34}$  で富化されるが、元素  $S$  は  $S^{34}$  の一部を失う。さらにこの過程が進行し、重金属の2次硫化物が海底に生成されると、堆積岩中における  $S^{34}$  の含有量の低下が起るであろう。したがつて水成源の  $S$  と火成源の  $S$  とが区別できる。

水成源の硫酸塩硫化物中における  $S^{32}/S^{34}$  の存在比は、岩石の生成年代と正比例的变化を示すといわれている(註1)。Thode によれば、岩石の生成年代が700~800百万年に達すると、このような比例関係は停止し、 $S^{32}/S^{34}$  の存在比は変わらない。

著者は、この時代になると  $SO_4$  の還元過程が地球上で発生しないのかと論駁している。

以上にみられるように海水、石膏およびその他の化合物の硫酸塩類では、 $S^{34}$  の含有量は極大となる。重いアイソトープの含有量による水成源火成源の2つの硫酸塩類の差は、約16%である。

$S^{32}/S^{34}$  比の中央の位置は、熱水源の硫化物、例えば黄鉄鉱・方鉛鉱等が占めている。硫化物の  $S$  アイソトープ組成には、一方では、火山源  $S$  が、他方では火成源の  $S$  が属している。火山源  $S$  は、アイソトープ組成についてみれば有機源の  $S$  と異なつている。例えば Kryn chevskii

註1) 地質調査所月報, Vol. 7, No. 8, 1956

