

# 酸素と水素の同位体地質学 (その3)

松久幸敬 (鉱床部)

## 6. 循環水の同位体組成

雨水や地表水・地下水といったいわゆる循環水の酸素・水素同位体組成が 水の気相と液相の間の同位体分別によって 海水にくらべて重い同位体(酸素18と重水素)に乏しくなっていることは すでに前の章 (282号と285号参照) で述べた。ここでは その現象をもう少し詳しくみてみよう。

### 1) クレイグの式

クレイグは 世界各地の雨水や河川水や湖水 雪や氷の酸素と水素の同位体組成を分析し その組成が大へんひろい範囲にわたって変化するにもかかわらず 酸素と水素の同位体組成の間には一定の関係があることを見いだした(図17)。 その関係は

$$\delta D = 8\delta^{18}O + 10 \quad (38)$$

という簡単な式で表わされる。  $\delta D$   $\delta^{18}O$  は第3章 (282号参照) の式(3)で定義された 標準平均海水 (SMOW) に対する試料の D/H 比  $^{18}O/^{16}O$  比の千分率偏差値である。 高緯度地方の水ほど図17の直線の左下に分布し  $\delta^{18}O$ 値が-22パーミル以下の点は すべて極地

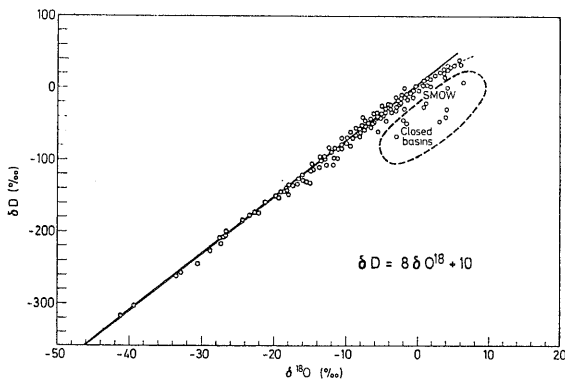


図17 天水の酸素と水素の同位体組成の変化 (CRAIG 1961)。 海水 (SMOW) は 酸素も水素も 0 パーミルである

方の雪や氷である。

酒井と松葉谷によれば 日本の降水の同位体組成は  $\delta^{18}O$ 値で-6から-10パーミルぐらいであるが 図17のダイヤグラムでは クレイグの直線よりやや左上にずれて  $\delta D = 8\delta^{18}O + 17.5$  の関係が与えられる。

天水の同位体組成は 緯度ばかりでなく 地形による気候条件にも左右され 高所ほど重い同位体に乏しい。フリードマンらの得た北アメリカ大陸の天水の水素同位体組成の分布は 緯度の効果とともに ロッキー山脈の影響を見事に描き出している (図18)。

### 2) レイリーの蒸溜モデル

それでは 水の酸素・水素同位体にみられるこのような関係は どのようにしてつくり出されるのであろうか。クレイグは 水の蒸発・凝縮が 一定温度での同位体平衡の条件下でおきれば 水蒸気からよりあとで凝縮する水滴ほど重い同位体に乏しくなり また 水素と酸素の同位体組成の変化の比  $\Delta\delta D / \Delta\delta^{18}O$  つまり図17の直線の傾きは一定になると考えた。

いま一定量の水蒸気がある温度で凝縮して次々と水滴となっていくモデルを考えてみよう。 水蒸気相に含

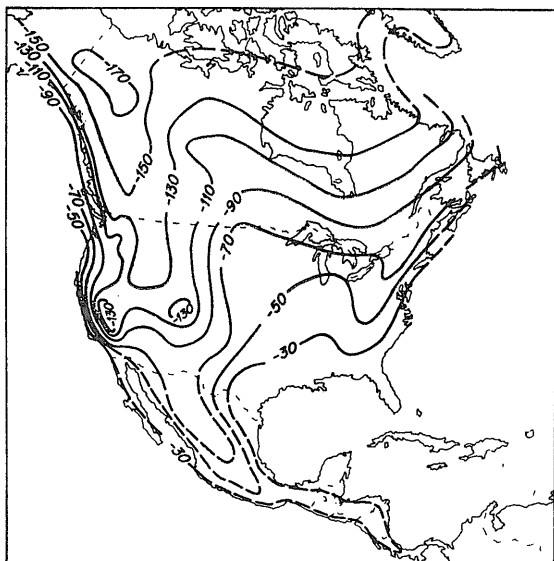


図18 北アメリカにおける天水の重水素濃度の等値線 (FRIEDMAN, REDFIELD, SCHOEN and HARRIS, 1964)。 数値は海水 (SMOW) に対する  $\delta D$  値である

まれる水分子のうち 主要な同位体 (酸素16または水素H) を含むものの量を  $A$  微量の同位体 (酸素18または重水素D) を含むものの量を  $B$  としよう. それぞれの同位体を含む分子が凝縮する割合は それぞれの分子の存在量に比例するから

$$dA = k_A A \quad (39 a)$$

$$dB = k_B B \quad (39 b)$$

ここで  $k_A$   $k_B$  はそれぞれの分子が凝縮する反応の速度定数で  $k_B/k_A = \alpha$  で同位体分別係数  $\alpha$  に結びつけられる. したがって

$$\frac{dB}{dA} = \alpha \frac{B}{A} \quad (40)$$

これを積分の形で書くと

$$\int_{B_0}^B \frac{dB}{B} = \alpha \int_{A_0}^A \frac{dA}{A} \quad (41)$$

ここで  $A_0$   $B_0$  は それぞれの同位体分子の凝縮がおこる前の最初の量である. 式 (41) を積分すると

$$\ln \frac{B}{B_0} = \alpha \ln \frac{A}{A_0} \quad (42)$$

または

$$\frac{B}{B_0} = \left( \frac{A}{A_0} \right)^\alpha \quad (43)$$

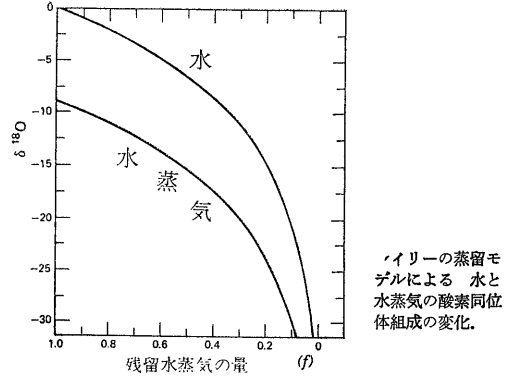
両辺を  $A/A_0$  で割ると

$$\frac{B/A}{B_0/A_0} = \left( \frac{A}{A_0} \right)^{\alpha-1} \quad (44)$$

ところで 微量の同位体を含む分子の量は 主要な同位体を含む分子の量に比べて大へん小さいので 最初の水蒸気相の量に対する凝縮の過程で残っている水蒸気相の割合  $f$  は それぞれにおける主要な同位体を含む分子の量の割合  $A/A_0$  で表わされる. また 2つの同位体分子の存在比  $B/A$   $B_0/A_0$  をそれぞれ  $R$   $R_0$  とおくと 式 (44) は

$$\frac{R}{R_0} = f^{\alpha-1} \quad (45)$$

と書くことが出来る. これが 蒸溜におけるレイリーの式と呼ばれるものである. この式は 水蒸気相と凝縮相の代りに液相と結晶を置けば 水溶液中からの結



晶の沈殿や マグマからの鉱物の晶出のモデルとしても使うことが出来る.

図19は このモデルにしたがって水蒸気から水が凝縮していくときの 水蒸気と水の酸素同位体組成の変化の様子を示したものである. 図のたて軸には 酸素同位体組成を  $\delta^{18}O$  値で表わしてあり 横軸は 水蒸気の最初の量を1としたときの 残っている水蒸気量である. 同位体分別係数  $\alpha$  には  $25^\circ C$  における値 1.0092 が使われている. 海水が蒸発して出来た (海水と平衡にある) 水蒸気の同位体組成は  $-9.2$  パーミルであり この水蒸気から最初に凝縮する水は  $0$  パーミルである. 残った水蒸気は徐々に酸素18に乏しく ( $\delta^{18}O$  値が低く) なりしたがって それから凝縮する水も徐々に酸素18に乏しくなっていくのがわかる. 残った水蒸気量が最初の量の10%に減ったとき その同位体組成は  $-30$  パーミルになる.

$\delta$  値があまり大きくない場合は 第5章 (285号参照) の式 (36) を導くときに使った近似を再び使って 式 (45) は  $R$  の代りに  $\delta$  値を用いて次のように書きなおすことが出来る.

$$\delta^{18}O - \delta^{18}O_0 = (\alpha - 1) \ln f \quad (46)$$

ここで  $\delta^{18}O - \delta^{18}O_0$  は 水蒸気の凝縮前後の酸素同位体組成の変化である. 同様の式は 水素同位体についても書いて

$$\delta D - \delta D_0 = (\alpha_D - 1) \ln f \quad (47)$$

ここで  $\alpha_D$  は 水素同位体分別係数である. 式 (46) (47) より

$$\frac{\delta D - \delta D_0}{\delta^{18}O - \delta^{18}O_0} = \frac{\alpha_D - 1}{\alpha - 1} \quad (48)$$

$\alpha$   $\alpha$  として  $25^{\circ}\text{C}$  における値 1.074 と 1.0092 を入れると水素と酸素の同位体組成の変化の比は

$$\frac{\Delta\delta D}{\Delta\delta^{18}\text{O}} = \frac{1.074-1}{1.0092-1} = 8.0 \quad (49)$$

となって 図17でクレイグが見いだした直線の傾きが得られる。

しかし 式 (46) の近似を許さずに厳密に言うと 図17での変化は  $\ln(1+\delta/1000)$  に従うから  $\delta$  値の絶対値が大きい領域では 直線からはずれてくる筈である。にもかかわらず 実際の測定値が直線にのるのは  $\delta$  値と  $\ln(1+\delta/1000)$  の間のずれと 凝縮温度の低下による同位体分別係数の増大の効果が ちょうどつりあっているためだろう。クレイグは すでにそのことに気づいていた。

### 3) 気温による降水の同位体組成の変化と動力学的同位体効果

ダンスガードは 降水の酸素同位体組成の年平均値  $\delta^{18}\text{O}_m$  が 地域の年間平均気温  $t_a$  と次のような直線関係にあることを見いだした。

$$\delta^{18}\text{O}_m = 0.69t_a - 13.6 \quad (50)$$

この関係は 極地方を含めた広い温度範囲でなりたっている。気温が低いほど同位体分別係数が大きくなり 酸素18に乏しい雨 (または雪) が降るのである。低緯

度地方で海水が蒸発して出来た空気中の水蒸気は その量を減らしつつ高緯度地方や高所へ移動し また同時にそれにつれて気温が低下するので その時の降水の同位体組成の変化の様子は  $f$  が小さくなるほど  $\alpha$  が大きくなるように図19を修正することによって得られる。

気温と降水の酸素同位体組成の相関は 同一地点の年変化の中にも見られ その最も見事な例は 南極の氷の中に保存されている。図20は エプスタインらによって測定された南極の氷のボーリング・コアの酸素同位体組成の変化で 深さによって  $\delta^{18}\text{O}$  値が周期的に変化している。  $\delta^{18}\text{O}$  値が高いところが夏である。最近では南極の氷の長大なボーリング・コアをとって酸素同位体組成を分析し それに年代の目盛をきざんで 過去の気候変化を知る試みがなされている。

地下水や河川水の同位体組成は おおむねその地域の降水の値に近いが 降水の同位体組成にみられる季節変化が平均化されて 年間を通じてほぼ一定の値を持っている。これには 日下部や松葉谷による日本の水の研究がある。くわしくみると 河川水には その地域の降水に比べて重い同位体に乏しい例がしばしばあり 河川水の同位体組成は むしろ水源地域の降水のそれに支配されているようである。

閉じた盆地の湖水では 同位体組成はクレイグの直線よりも酸素18に富んだ側に分布し 傾き5の直線を与えることが多い。それは このような湖水では 同位体組成が湖面からの蒸発によって支配されているため

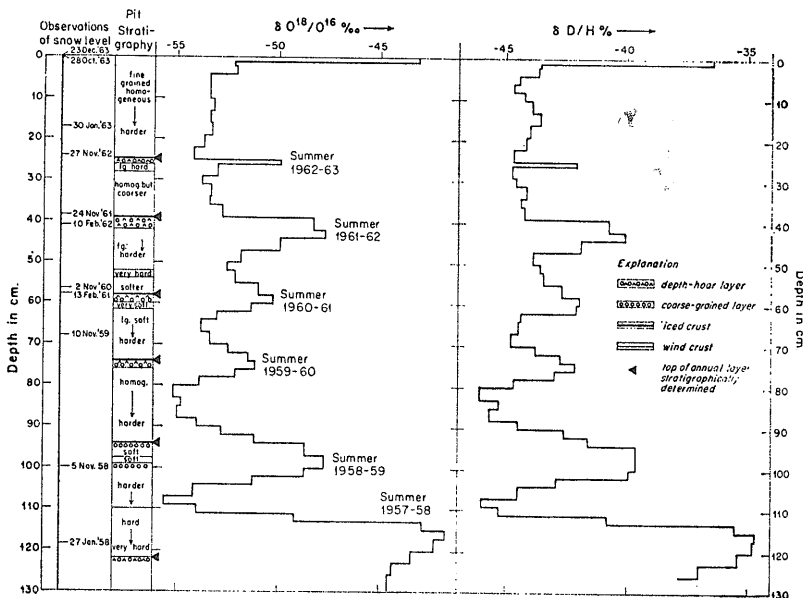


図20 南極の氷のボーリング・コアに見られる 酸素および水素同位体組成の季節変化 (EPSTEIN, SHARP and GOW, 1965).

蒸発に際しては 動力的な同位体効果が働いている。すなわち 水が蒸発するときの同位体効果には 水蒸気と水の間の同位体平衡分別係数ばかりでなく 水蒸気が空气中を拡散していく際の同位体分子の拡散速度の比がきいているのである。

このときの動力的分別係数  $\alpha^K$  は

$$\alpha^K = \mu\alpha \tag{51}$$

で表わされる。ここで  $\alpha$  は平衡分別係数  $\mu$  は 軽い同位体分子と重い同位体分子の拡散速度の比で 第5章(285号参照)の式(16)で与えられている。 $\mu$  は 蒸発のおこる様式によって複雑であるが ダンスガードは水分子の拡散が1分子によるのではなく 6分子くらいがかたまりとなって移動するというモデルを考えて 水素と酸素の同位体の動力的分別係数  $\alpha_D^K = 1.09$   $\alpha_{18}^K = 1.028$  を得た。これらの値を使って式(49)を計算すると  $d\delta D/d\delta^{18}O = 3.2$  となり 蒸発による水の同位体組成の分布は 傾き8の天水の線よりねてくる。ダンスガードによれば 低緯度地方の大洋の島の降水の水素・酸素同位体組成は 傾き3.5の直線を与える。図17の天水の直線が もとの水である海水の値(原点)を通らず 定数項10を持っているのは 海水からの最初の蒸発に際してこの動力的同位体効果が働いているためと考えられる。また 地球上の場所によってこの定数項の値が若干異なる(たとえば日本では17.5)のも 場所によって動力的同位体効果に差があるためと考えられる。

### 7. 熱水系の同位体地質学

#### 1) 温泉水や噴気ガスの同位体組成

火山活動に伴って噴出する水蒸気の起源については 亜硫酸ガス・炭酸ガス・不活性ガスといった他のガスの起源とともに 昔から多くの議論があった。水蒸気については それが 火成作用によって地球内部から直接もたらされた いわゆる“処女水”であるという考えが一方にあり 天水として地表に一度あったものが地下にもぐり込んで“再生”されたものであるという考えが他方において 多くの人々は 実際にはその両方がいろいろな程度に混じりあったものであろうと考えていた。前の章で天水の酸素と水素の同位体組成の関係をみいだしたクレイグは ここでも独創性を発揮して もし火山噴気や温泉水が 地下水と処女水がいろいろな割合で混じりあったものであれば それらのデータを  $\delta D - \delta^{18}O$  ダイアグラムにプロットすれば それらの点は 各地の天水の値を一方の端成分として 処女水の組成である一

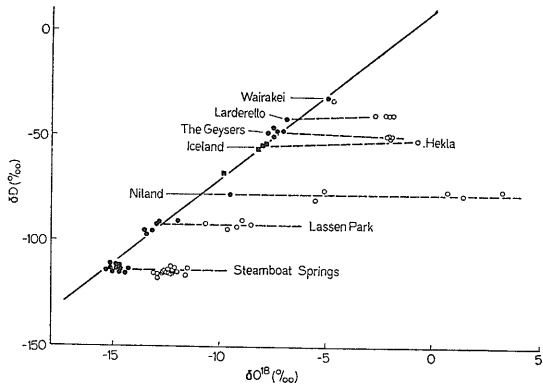


図21 世界各地のほぼ中性の NaCl 型の熱水の酸素および水素の同位体組成(CRAIG, 1963)。黒丸はその地域の天水の組成を示す。

点に収れんする管である と考えた。

ところが 実際の地熱地域の水や噴気同位体組成を測定してみると それらのデータは一点に収れんするような分布を見せない。図21は クレイグが得た ほぼ中性の NaCl 型の熱水の酸素・水素同位体組成であるが それらの  $\delta D$  値は一定でその地域の天水の値に等しく  $\delta^{18}O$  値のみがプラス側にずれている。このようなパターンは 一定の組成を持った処女水と天水との混合では得られないし 気相・液相間の同位体分別で得ることも非常に特殊な条件を除いて出来ない。クレイグは このようなパターンは 天水が地熱地域に浸透して 周囲の岩石中のケイ酸塩や炭酸塩と同位体交換反応をおこした結果生じたものである と説明した。すでに第4章(285号参照)で紹介したように 天水の酸素同位体組成は岩石にくらべて15パーミルかそれ以上酸素18に乏しい。ところが 第5章(285号参照)の図9から読みとれるように 高温では 鉱物と水の間の酸素同位体分別はそれよりはるかに小さく 高温で鉱物と同位体交換反応を行った天水は 酸素18に富むようになる。一方 岩石中に含水鉱物として含まれる水素の量は 水の中の水素の量にくらべて大へん小さいので 同位体交換反応によって水の水素同位体組成はほとんど影響されない。このようにして 天水を起源として 図21にみられる熱水の同位体組成のパターンが出来あがると考えられる。

ところで 温泉水や噴気同位体組成は 全部が図21のようになるわけではない。図22は 同じくクレイグが求めた 北アメリカの酸性泉についての  $\delta D - \delta^{18}O$  ダイアグラムである。これらの熱水は その地域の天水を一端とした 傾き3の平行な直線の上ののっている。ここでも 組成一定の処女水に収れんするということはみられない。この傾き3の直線は 前の章で述べた水の蒸発の際の動力的同位体効果で得られるものと同

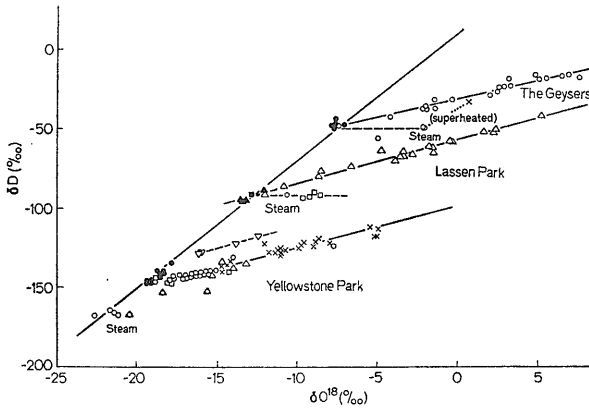


図22 北アメリカの酸性泉の酸素および水素同位体組成 (CRAIG, 1963). 黒丸は天水の組成を示す。

じである。実際 クレイグは その地域の天水を用いた蒸発実験で このパターンを再現することが出来た。

2) 日本の 温泉水と 噴気ガス

それでは 地熱地域の水はすべて天水起源なのだろうか。最近 岡山大学温泉研究所の酒井と松葉谷は 日本の温泉水や噴気の同位体組成や化学組成の研究を精力的に進め その成因を議論している。彼らによれば 日本の温泉は 水や硫酸イオンの同位体組成 および主要溶存イオンの化学組成から 4つの型に分けられる。すなわち 1) 有馬型温泉, 2) グリン・タフ型温泉, 3) 海岸型温泉 及び 4) 火山性温泉, である。以下にその要約を紹介してみよう。

1) 有馬型温泉 兵庫県の有馬では高塩濃度の温泉が知られているが その酸素同位体組成と塩素イオン濃度の間には 図23に示したようなきれいな直線関係がみ

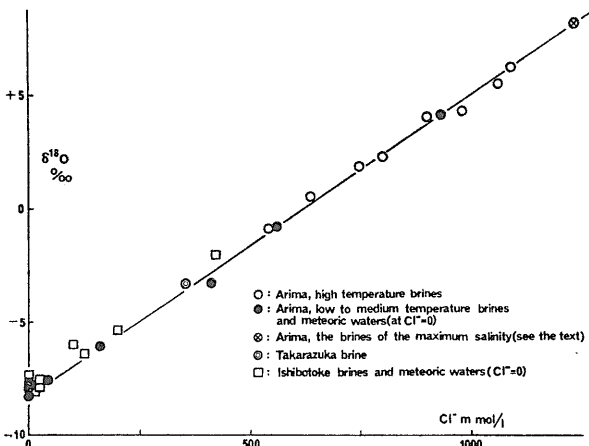


図23 兵庫県有馬温泉の熱水と天水にみられる酸素同位体組成と塩素イオン濃度の関係 (SAKAI and MATSUBAYA, 1974). 二重丸と四角は それぞれ 兵庫県宝塚と大阪府石仏の試料である。

られる。塩素イオン濃度ゼロのところはこの地域の天水で 一方 塩素イオン濃度の最も高い (43,700ppm) 熱水の δ¹⁸O 値は+8パーミルである。有馬の温泉水は 天水と 地下の酸素18濃度の高い かつ 高塩濃度高温の熱水との混合によってつくられている。また この高温塩水の δD 値は-25から-30パーミルとみつもられ このような熱水こそマグマ起源のものではないかという考えもあるが 一方では 構造盆地の地層にみられる油田塩水が 同様に高塩濃度でかつ酸素18濃度が高いことが知られているので 有馬地域の地下にそのような塩水がある可能性もある。

2) グリン・タフ型温泉 いわゆるグリン・タフ地域に分布する温泉で その温泉水の大部分はその地域の天水そのものであることが 酸素・水素同位体組成からあきらかである (図24)。しかし グリン・タフ地域の温泉水は硫酸イオンに富んでいて その酸素と硫黄の同位体組成は いわゆる黒鉱の硫酸塩鉱物の値と同じである。このような硫酸イオンは グリン・タフの地層中に沈澱した中新世の海の硫酸イオンが 温泉水中に溶けだしてきたものであろうと考えられている。

3) 海岸型温泉 日本には 海岸にそって多くの温泉が湧出しているが それは 大まかにいえば その地域の天水と海水の混合物である。しかし 海水の同位体組成はいくぶん酸素18に富んだ側にシフトしていて 温泉水の同位体組成は そのような海水起源の熱水とその地域の天水との混合を示す線のうえにのっている (図25)。このような熱水は 高温におかれた海水が 周囲の岩石と同位体交換反応をおこして形成されたものであろう。海水は 岩石との反応で硫酸塩や緑泥石を沈澱

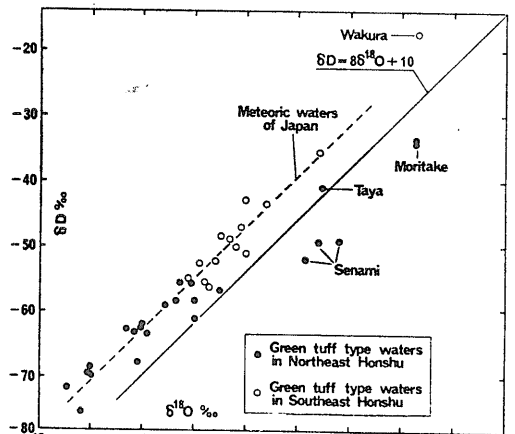


図24 グリン・タフ型温泉の酸素および水素同位体組成 (SAKAI and MATSUBAYA, 1974). 多くは 日本の天水の組成を示す線の上にある。

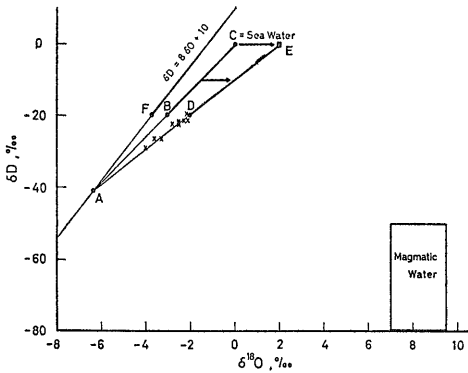


図25 伊豆半島下賀茂温泉の酸素および水素同位体組成 (×印) と 海水 (C) が変質して出来た熱水 (E) とこの地域の天水 (A) の混合を示すモデル (水谷・浜砂 1972)。

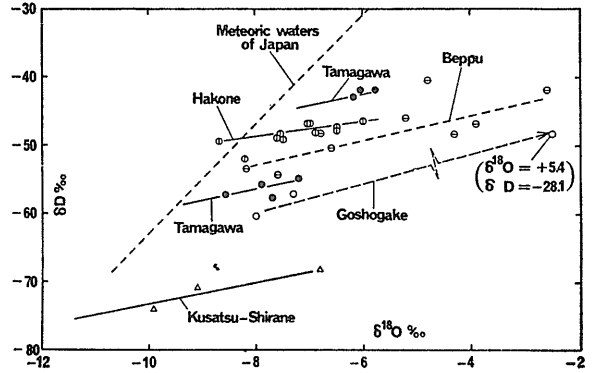


図26 日本の火山性温泉の酸素および水素同位体組成 (SAKAI and MATSUBAYA, 1974)。

させ 硫酸イオンとマグネシウム・イオンを失い 代りにカルシウム・イオンを得て Na-Ca-Cl型の温泉となっている。

4) 火山性温泉 火山活動に伴う酸性の温泉の同位体組成は図26のようになり それは クレイグによって指摘された  $\delta D - \delta^{18}O$  ダイアグラムで傾き3の直線にのるグループ (図22参照) に相当する。すでに述べたように このような関係は 蒸発の際の同位体分別によって生ずると考えられ 実際に同一地域で採集された温泉水と噴気の間はこの関係が認められるものもある。しかし 周囲の岩石との同位体交換反応の寄与を重視する考えもある。いずれにせよ 水はその地域の天水を起源としているわけであるが 溶存硫酸イオンの硫黄同位体組成は 硫酸酸性泉と硫酸塩酸性泉とで明瞭な違いがあり 前者が地表付近での硫化水素の酸化といったごく表面での現象を反映しているのに対し 後者はもっと深部での現象を反映しているようである。

### 3) 地熱地域の岩石の同位体組成

前節で概観したように 温泉水や噴気には 周囲の岩石と同位体交換反応をおこした結果 酸素18に富んでいるものがしばしば見られる。それでは そのような場所では 水と同位体交換反応をおこした相手の岩石の同位体組成は どのように変化しているだろうか。

図27は カリフォルニア州ソールトン・シーの地熱地域のボーリング・コアにみられる 深さによる岩石の酸素同位体組成の変化である。この地域では ボーリング井戸で採られた熱水の酸素同位体組成は +2.0 パーミルで はじめの天水の値 -11パーミルに比べて著しく酸素18に富んでいる。クレイトンらは ボーリング・

コア中の方解石がこの熱水と同位体交換平衡にあったと仮定して平衡温度を計算したが その結果は実測された温度とよく合っている。深くなるにつれて温度が上昇し 同位体分別係数が小さくなる結果 図27にみられるような岩石の  $\delta^{18}O$  値の低下が生ずると考えられる。岩石全体や方解石の  $\delta^{18}O$  値が深さとともに低くなっていくのに対して 石英はある深さまではあまり変わらない。これは 石英が 他の鉱物にくらべて水と反応しにくいためであろう。

図28は ニュー・ジーランドのブロードランズ地熱地域のボーリング・コアの例である。前述のソールトン

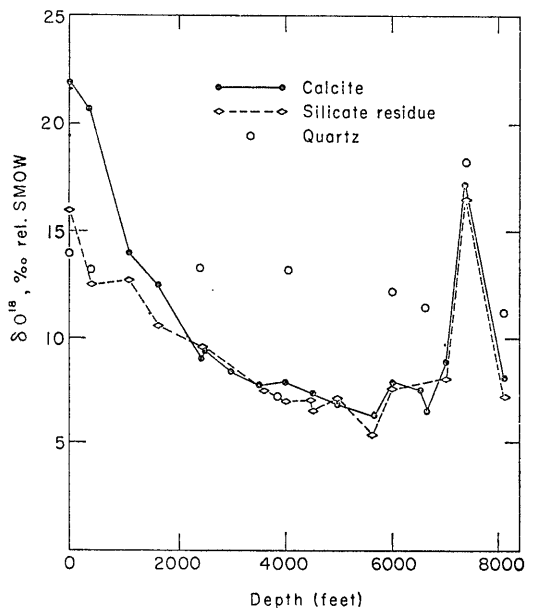


図27 カリフォルニア州ソールトン・シー地熱地域のボーリング・コアに見られる酸素同位体組成の変化 (CLAYTON, MUFFLER and WHITE, 1968)。黒丸は方解石 白丸は石英 ダイア型はケイ酸塩残渣である。

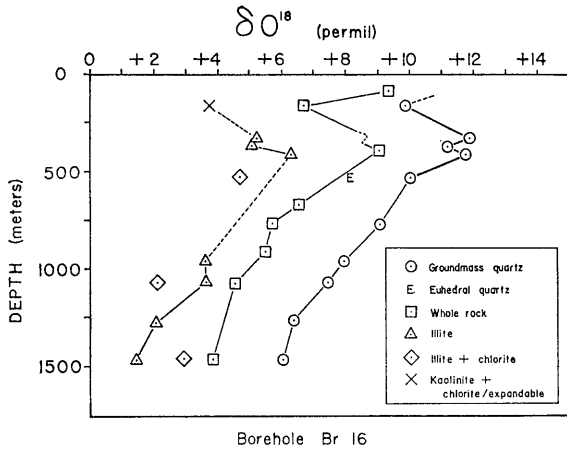


図28 ニュー・ジーランドのオハキープロードランズ地熱地域のボーリング・コアに見られる酸素同位体組成の変化 (ESLINGER and SAVIN, 1973). 丸は石英中の石英 四角は全岩 三角はイライトである。

・シー地域と同様 ここでも深さとともに岩石や鉱物の  $\delta^{18}\text{O}$  値が低下している。エスリンジャーとサーヴィンは 種々の深さで 石英とイライトの共存する組合せを採集して 両者の間の酸素同位体分別係数を測定し 同位体平衡温度と 平衡にあった熱水の同位体組成をみつめた。彼らは この同位体平衡温度を用いて ボーリング孔内で一部実測温度が乱されている部分について

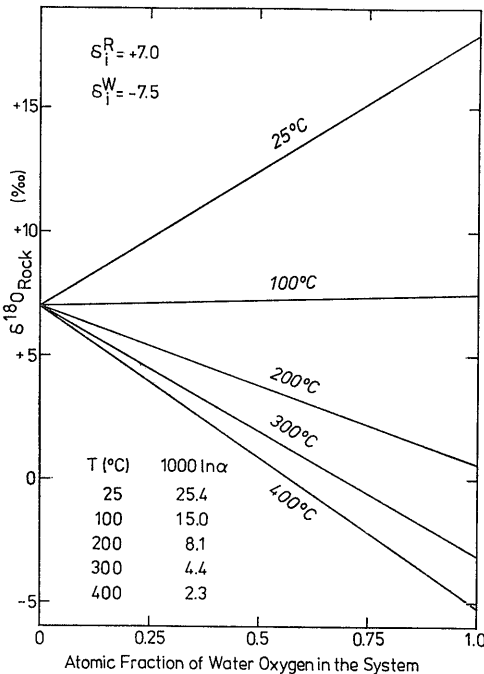


図29 天水起源の熱水と同位体交換反応をおこすと 岩石の酸素同位体組成がどのように変化するかを示す図。横軸には 系全体の酸素のうち 水に含まれる酸素の量を原子分率としてあり 各反応温度ごとに 水の量が増えると岩石の組成がどう変るかを示してある。

乱される前の温度を求めるのに成功している。

このように 地熱地域の岩石や鉱物の同位体組成は 熱水との反応によって多かれ少なかれもとの値から変化している。 その場合 岩石と反応した天水は次第に酸素18に富むようになるのに対して 岩石の方は逆に酸素18に乏しくなっていく。 熱水や噴気は そのまま流れ去ってしまうので 過去におきた地熱活動の水の同位体組成やその活動のひろがりといったことを直接知るのはむずかしい。 しかし 岩石の方は かつて熱水と反応したものがそのままそこに残っているの で その岩石の同位体組成を手がかりに 地下における地熱活動やかつての地熱活動のひろがり 熱水との反応が岩石・鉱物の化学組成・同位体組成に与える影響 地熱活動のおきた温度 熱水の起源 熱水と岩石の量比 といった実に多くのことを知ることが出来る。 いわば 岩石の同位体組成は地熱活動の“化石”ということが出来る。

#### 4) 岩石と熱水の同位体交換モデル

いま 最も単純なモデルとして ある閉じた系 (物質の出入のない系) で 岩石と水が酸素同位体交換反応を行って平衡に達する場合を考えてみよう。 水と岩石の反応前の同位体組成を それぞれ  $\delta_i^W$   $\delta_i^R$  反応後の同位体組成を それぞれ  $\delta_f^W$   $\delta_f^R$  とした 系に含まれる酸素全体のうち 水に含まれる酸素の原子分率を X とすると 反応の前後で系全体の酸素の量とその同位体組成は変わらないから

$$X\delta_f^W + (1-X)\delta_f^R = X\delta_i^W + (1-X)\delta_i^R \quad (52)$$

と書ける。

式 (52) を反応後の岩石の同位体組成  $\delta_f^R$  について解くと 反応後の岩石と水の同位体組成の差  $\delta_f^R - \delta_f^W$  は そのときの両者の間の同位体分別係数  $\alpha_{R-W}$  によって与えられるから

$$\delta_f^R = \delta_i^R + X\{1000 \ln \alpha_{R-W} + (\delta_i^W - \delta_i^R)\} \quad (53)$$

となる。 つまり 反応後の岩石の同位体組成は 反応前の水と岩石の同位体組成を与えれば 同位体分別係数をパラメータとした 系の中での水としてある酸素原子の分率 X の一次関数として表わされる。 岩石中の酸素原子はおおまかに言って重量にして 45~50パーセントで

あるのに対して 水の中の酸素原子は重量にして89パーセントである。そこで 系に含まれる水と岩石の重量比を  $W/R$  で表わすと 原子分率  $X$  との関係はおおよそ

$$W/R \approx 0.5 \frac{X}{1-X} \quad (54)$$

となる。

ところで 同位体分別係数は 前号ですでに解説したように 温度の関数であるから 反応後の岩石の同位体組成は 反応温度をパラメータとした 系に含まれる水と岩石の量比の関数である といいかえることが出来る。図29は さまざまな温度のときに 水の量が変わると 反応後の岩石の同位体組成がどのように変わるかを示したものである。図の横軸には式 (53) の  $X$  が たて軸には岩石の  $\delta^{18}O$  値がとってある。また この図では 反応前の岩石の同位体組成は +7 パーミル 水の同位体組成は -7.5 パーミル にとってある。それぞれの温度での同位体分別係数は 岩石を灰長石成分30パーセントの斜長石で近似して 実験値にもとづいて計算した。

この図から 反応温度が高いほど また 同じ温度では水の量が多いほど 反応後の岩石が酸素18に乏しくなることがわかる。反応温度が100°C くらいのときは 岩石の同位体組成は水と反応してもほとんど変化がない。また それより低い温度では 反応後の岩石は逆に酸素18に富んでくる。つまり 風化作用のように低い温度で変質した岩石と 高温の熱水変質作用を受けた岩石と

では 酸素同位体組成のうえで明瞭に区別がつくのである。

このような 閉じた系での平衡のモデルが自然界でも成りたっていれば 適当な仮定を設けてやれば 岩石の同位体組成の測定値から 熱水系に含まれた水と岩石の量比を求めることが出来る。たとえば 図29で岩石の  $\delta^{18}O$  値が 0 パーミルで平衡温度が300°Cとみつもられたとき  $X=0.7$ と読みとれるから 水と岩石の重量比  $W/R$  は式 (54) からおよそ 1.2 である。しかし 実際には 水は反応半ばで流れ去ったり 反応が平衡に達しなかつたりで 式 (53) の物質収支の式はもう少し複雑であろう。その場合は 平衡モデルよりも反応に関与する水の量は多くなるわけで 平衡モデルは 水と岩石の量比の極小値を与えるということが出来る。このようなモデルで求められた地熱地域の水と岩石の重量比は カリフォルニア州ソールトン・シー地域で 0.4 ニュー・ジーランドのワイラケ地域で 4.3 (いずれもクレイトンらによるみつもり) である。

### 5) 過去の地熱活動の記録

天水起源の熱水と岩石が反応した証拠は 現在活動中の地熱地域ばかりでなく 過去の時代の火成岩体のまわりにもしばしば見られる。カリフォルニア工科大学のテイラーは 北アメリカのカスケード山脈に分布する閃緑岩質の小貫入岩体とそのまわりの岩石が 火成岩にしては著しく酸素18に乏しくなっていることを見つけた。

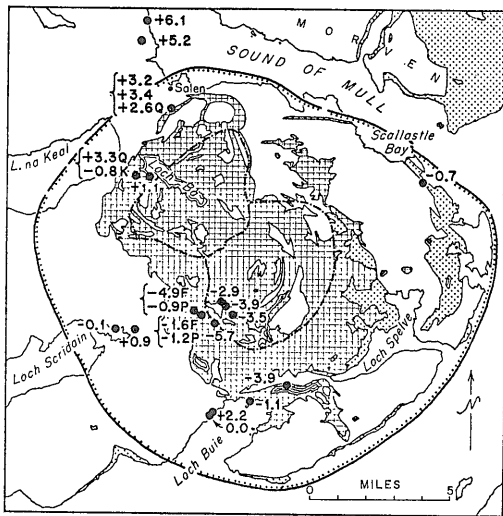


図30 西部スコットランドのムル島の岩石の酸素同位体組成 (TAYLOR and FORESTER, 1971). 格子模様がリング・ダイク状貫入岩体。数字は  $\delta^{18}O$  値で Qは石英 Fは斜長石 Kはカリ長石 Pは単斜輝石を示す。

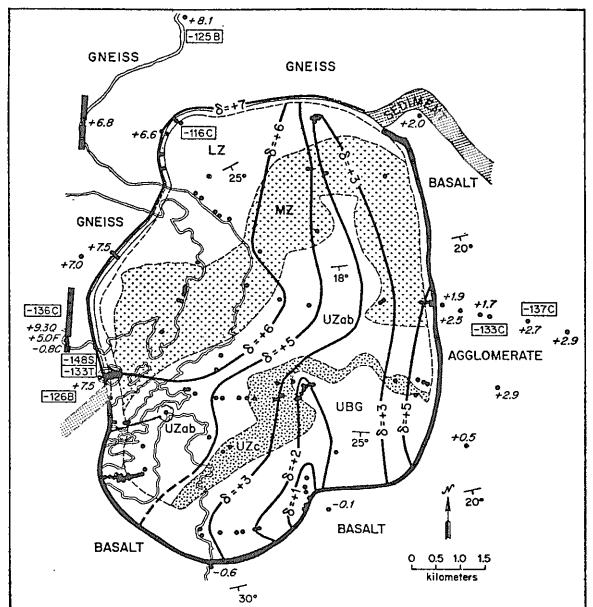


図31 グリーンランドのスケアガード貫入岩体の酸素同位体組成 (TAYLOR, 1974). 岩体内の  $\delta^{18}O$  値の等値線は斜長石の値を示す。



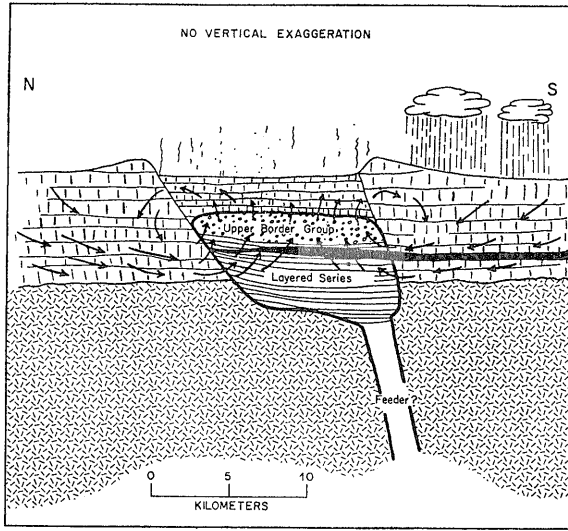


図32 スケアガード貫入岩体における天水起源の熱水の循環を示す模式図 (TAYLOR, 1974). 垂直方向のスケールは誇張してある。

浅成の小貫入岩体であること 変質鉱物として広く緑れん石や緑泥石が出来ていること 濁った長石がみられること 文象組織がみられること である。テイラーは火成岩のこのような酸素18濃度の低下は 岩石が酸素18に乏しい天水起源の地下水と高温で反応した結果生じたものであろう と考えた。それは 先に述べた 現在の地熱地域にみられるのと全く同じ現象である。これらの酸素18に乏しい火成岩体は 割れ目の発達した 透水性のいい 火山性堆積物中に貫入して そのような環境が多量の地下水の浸透を助けたのであろう。また 浅い所まで貫入してきた火成岩体が熱源となって地下水を暖め 岩石中を循環させる働きをするであろう。図32は そのような考えを示すため テイラーがスケアガード貫入岩体について描いた模式図である。スケアガード貫入岩体では 片麻岩中に貫入している部分では酸素18濃度の低下はみられない。

そこでは 最も酸素18に乏しい岩石では  $\delta^{18}O$  値は-6パーミルに達する。周囲の火山岩の同位体組成は 貫入岩体からはなれると急速に火成岩の正常な値 (+6 ~ +8パーミル) に回復していく。同様に酸素18に乏しい火成岩は 西部スコットランドのヘブリーズ諸島の有名なリング・ダイク状貫入岩体や グリーンランドのスケアガード貫入岩体 コロラド州のサン・ファン山地の第三紀のカルデラでも見つけられた。図30 31に 西部スコットランドのムル島のリングダイクとスケアガード貫入岩体の岩石の酸素同位体組成の様子を示す。

これらの地域の火成岩に共通していることは それが

このように いわば過去の地熱地域であって 現在は削剝を受けて地下深部が露出している地域で 地質や同位体組成を詳しく調べることは 現在活動中の地熱地域を理解する助けとなる。また それは 次の章で述べるように 地熱活動と鉱化作用の結びつきを知るうえでも重要な仕事である。

山陰地方の浜田市南方にある古第三紀の陥没体では 陥没体の形成にともなって盛んな地熱活動がおきたことが 岩石の酸素および水素同位体組成から推察される。図33は この地域の地質の概要と 岩石の酸素同位体組成 ( $\delta^{18}O$  値) の等値線である。陥没体は三郡変成岩類や中生代の火山岩類からなる基盤の中に形成されていて 現在の地表で見られる大きさは 東西約9km 南北約15 km である。陥没体の内側は 安山岩質ないし流紋岩質の火山噴出物で満たされている。また 陥没体の東西の縁と内部には 石英閃緑岩ないし花崗岩の大小の貫入岩体が見られる。

図33で明瞭のように 岩石の酸素同位体組成は同心円状の変化を示し 陥没体の中心部に酸素18に最も乏しい部分があって そこでは  $\delta^{18}O$  値は-2パーミルまで低下する。このような岩石の  $\delta^{18}O$  値の低下は 他の地熱地域やテイラーらの研究した浅成の貫入岩体にみられ

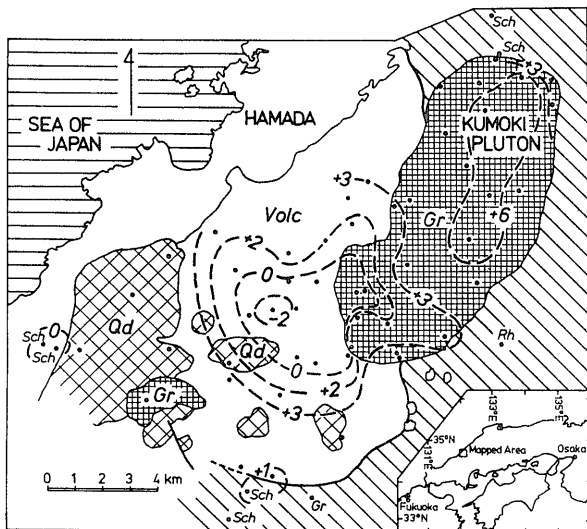


図33 島根県浜田市南方の古第三紀の陥没体にみられる酸素18濃度の低下 (MATSUJIMA, IMAOKA and MURAKAMI, 1978). Volc は火山岩類 Gr と Qd はそれぞれ花崗岩と石英閃緑岩の貫入岩体 斜線は中生代の基盤岩類である。

のと同様 高温で天水起源の地下水と反応した結果と考えられる。図29のダイアグラムは 実はこの地域での岩石と水の反応を説明するためにつくったモデルで 岩石と水の反応前の同位組成は それぞれ この地域の新鮮な岩石と現在の天水の値をとってある。酸素同位体のデータに水素同位体のデータを組み合わせて計算してみると 岩石と水の同位体交換反応のおきた温度は200°~400°Cくらい また 水と岩石の重量比は0.5~1くらいとみつめられる。

図33の浜田の陥没体では テイラーが言うように貫入岩体を中心に酸素18濃度の低下がおきているのではなく 陥没体中心部の最も酸素18に乏しいところでは 貫入岩体の露出が見られない。すでに述べたように 酸素18濃度の低下は 反応温度と岩石に対する水の量比に比例するから 浜田の陥没体の中心部には 地下にかくれた貫入岩体があって それが熱源となってこの部分の温度がとくに高かったか あるいは とくに水を通しやすい割れ目が発達している この部分で水-岩石比が高かったかということが推測される。陥没体東縁の花崗岩体では 岩体の中心から外に向かって酸素18濃度が低下し 熱水が外側から侵入していったことがうかがわれる。また 岩体の南西の隅にとくに酸素18に乏しいところがあり ここでは割れ目の発達が見られる。酸素18に乏しいところは 他に 陥没体の縁や 貫入岩体と基盤岩の境にもみられ 断層や割れ目が熱水の循環と岩石との反応を促進したことを示唆している。

図34は この浜田陥没体の東西方向の断面での岩石と鉱物の酸素同位体組成の変化を示したものである。岩石の同位体組成が 陥没体の中心部と基盤岩との境に向かって酸素18に乏しくなっているのがよくわかる。東側の花崗岩体の中心部では もとの同位体組成が残っていて 鉱物間の酸素同位体分別は およそ650°Cで平衡な値を示している。酸素同位体組成を鉱物ごとにみると 石英は共存する長石にくらべてその酸素18濃度の低下が小さい。これは 鉱物ごとに水との反応のしやすさの程度がことなっていることを示すと同時に 水と岩石との反応が これらの鉱物が晶出したのちにおきたことを示している。この図には示されていないが 変質鉱物のセリサイトは酸素18に乏しいが モンモリロナイトやカオリナイトは 逆にもとの岩石より酸素18に富んでいる。これはおそらく 反応温度(変質鉱物の生成温度)の違いによるもので 変質作用には 少なくとも2つの異なったステージがあったことがあきらかである。

熱水との反応の記録は すでにいくつかの例を見たように 浅成の小貫入岩体やカルデラに顕著にみられるが テイラーらの最近の研究によれば 底盤形の大きな花崗岩貫入岩体でも 天水との反応がみられるものがある。図35は北アメリカのコースト・レンジとアイダホ・パソリスの例で たて軸に  $\delta D$  値 よこ軸に  $\delta^{18}O$  値がとってある。水素は岩石中にごく少量しか含まれていないので 水と岩石の重量比でいえば ごく少量の水と反応しただけで岩石の水素同位体組成は変化する。これ

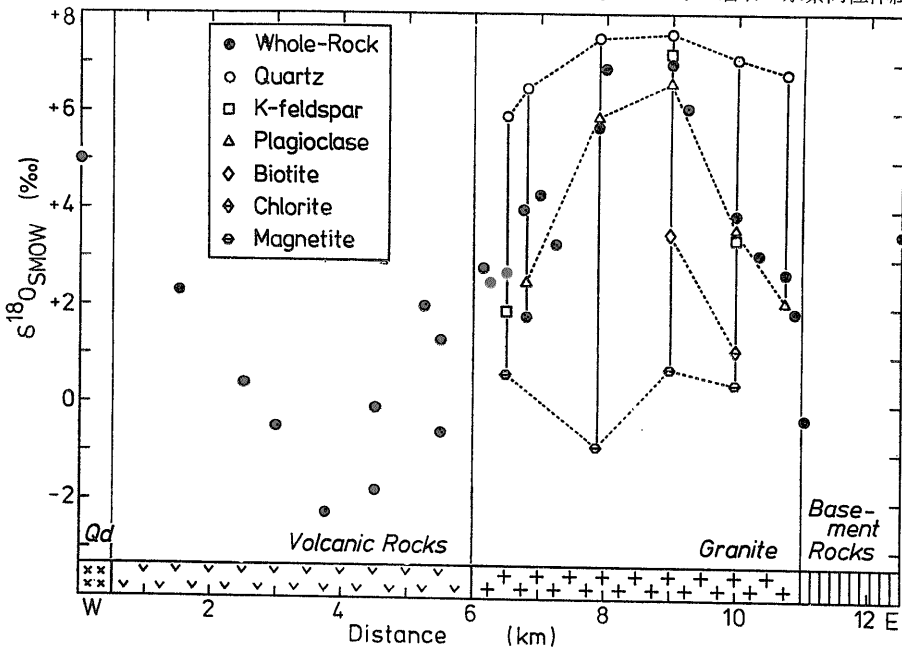


図34 浜田陥没体の東西方向の断面における酸素同位体組成の変化(松久・今岡・村上 未公表データ)。黒丸は全岩 白丸は石英 四角はカリ長石 三角は斜長石を示す。

は 水素同位体の場合 式 (54) の右辺の係数が大へん小さい (0.005くらい) ということである。そこで 水の量は 岩石中の水素に対して容易に無限大になるので 水と反応した岩石の水素同位体組成は容易に一定値 (無限大の水と平衡にある値) に近づく。そして 水素同位体組成が一定値に近づくころ 酸素同位体組成は水との反応の効果が表われだして 酸素18濃度が低下しはじめる。この結果 岩石の  $\delta D - \delta^{18}O$  ダイアグラムは 図35にみられるような逆L字型となる。私はこのダイアグラムを “テイラーのストックング” と呼んでいる。

285号の図7で概観したように 岩石の $\delta D$ 値は $-50 \sim -100$ パーミルである。一方 岩石と水の間の水素同位体分別は 岩石の値を黒雲母で近似すると $200^\circ \sim 400^\circ C$ の温度では $-45 \sim -55$ パーミルである。いま 岩石の反応前の水素同位体組成を $-75$ パーミルとして これが $-50$ パーミルの水素同位体組成を持った中緯度地方の天水と $300^\circ C$ で反応したとすると 水素に関して無限大の水と平衡にある岩石の値は  $-100$ パーミルとなる。つまり 反応前にくらべて岩石の重水素濃度は25パーミルだけ低くなったわけである。このような変化は 岩石の同位体組成を とくに酸素同位体組成とあわせて 源岩から注意深く追っていけば 明瞭に見いだすことが出来るが 一般的に言えば  $-100$ パーミルは普通の深成岩の水素同位体組成の下限であって 天水との反応を水素同位体組成だけから言うことは必ずしも容易ではない。しかし これは中緯度地方の事情なのであって 高緯度地方で天水の重水素濃度が低くなるほど反応後の岩石の重水素濃度も低くなって 源岩の値からの開きが

大きくなる。図35は 北アメリカの 天水の重水素濃度の低い地域について 上の原理を応用して成功した例なのである。図18から読みとれるように 北アメリカ北部の太平洋側では 天水の $\delta D$ 値は $-130$ パーミル以下である。このような場合には 反応初期の 水と岩石の比の小さい部分でのストックングの垂直の立ちあがり が明瞭で 酸素同位体組成に変化のみられないような 底盤状の貫入岩体でも 水素同位体組成の変化から 天水との反応が推定されるのである。

### 8. 同位体組成からみた鉱化溶液の起源

岩石の熱水変質作用はしばしば鉱化作用を伴っており 変質作用をもたらした熱水溶液と鉱化溶液は密接な関係を持っている。地下深部から上昇してきた熱水溶液が 岩石を変質させ また同時に鉱石を沈澱させることもあろうし 熱水が岩石と反応した結果 溶存イオン濃度が変化して鉱石を沈澱させることもあろう。

#### 1) サン・ファン山地とアメリカ西部の金・銀鉱床

前章で紹介したコロラド州のサン・ファン山地は 大きな鉱床地域である。カルデラ内の割れ目や カルデラの外側の放射状の岩脈にそって 銅・鉛・亜鉛の硫化物を主とする鉱床が形成されていて そのような鉱床の鉱脈中の石英も 周囲の変質岩同様 著しく酸素18に乏しい。石英の酸素同位体組成とその晶出温度からみつけられる熱水の同位体組成は 天水の値とほとんど同じか それよりやや酸素18に富んでいる。硫化物が石英と同じ熱水溶液から沈澱したとすれば その鉱化溶液は 天水起源であろう。

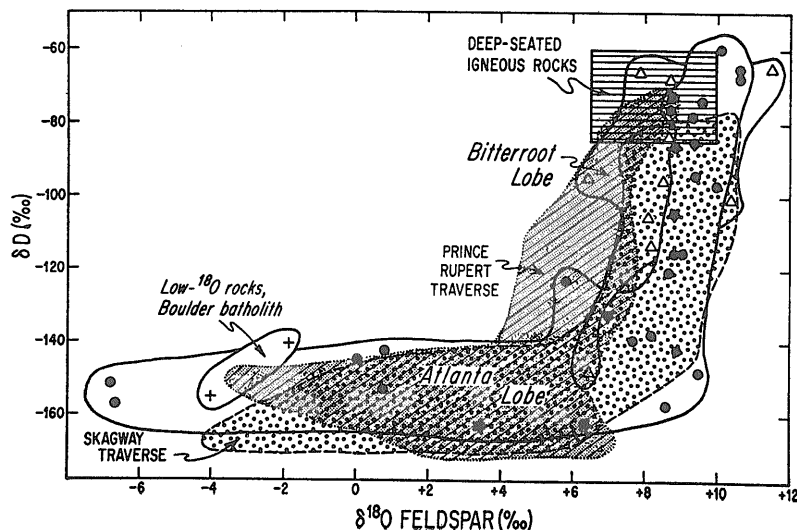


図35 北アメリカのコースト・レインジとアイダホ・パソリスの酸素および水素同位体組成 (TAYLOR, 1977)。水素同位体組成は黒雲母と角閃石で 酸素同位体組成は長石で示されている。横線模様のある四角い区域は 一般の深成岩類の組成の範囲を示している

同様の天水起源の鉱化溶液の存在は アメリカ西部の浅熱水性金・銀鉱床でも指摘されている。ここでは同位体分別から計算される熱水の同位体組成は天水そのものの値である。それは現在の地熱地域でいうとちょうどニュー・ジラランドのワイラケ地域のようにあり熱水の同位体組成は天水のものからほとんど変わっていない。そのような熱水では溶存イオンの量も少なく大量の水が長期にわたって循環して鉱石を沈澱させたと考えられる。ネバダ州のトノパ地域では鉱化作用のより進んだ地点は母岩の酸素18濃度の最も低い部分に対応していてテイラーは岩石の酸素同位体組成が鉱床探査に使えることを指摘している。

### 2) ポーフィリー・銅 鉱床

第6章で述べたように 天水の同位体組成は緯度によって系統的に変化し 高緯度地方ほど重い同位体に乏しい。北アメリカでは 天水の水素同位体組成の等値線が 緯度とロッキー山脈の支配を受けたパターンとなって現われている (図18)。そこで 地熱地域や鉱床の鉱物が天水との反応で形成されたとすれば 鉱物の同位体組成を南北方向に追えば 緯度による天水の同位体組成の変化に対応するパターンが得られる筈である。シェパードとテイラーはこの点に着目して 北アメリカのアリゾナからモンタナまで 広い地域にわたって分布するポーフィリー・銅型鉱床の鉱物の酸素と水素同位体組成を調べた。図36はその結果である。ここには予想されたように 鉱床の緯度と重水素濃度との関係がみごとに現われている。すなわち モンタナ州のビューートのように 北方の鉱床ほど鉱物の重水素濃度は低く

ニュー・メキシコ州のサンタ・リータのように 南方の鉱床ほど高い。そして  $\delta D - \delta^{18}O$  ダイアグラム上での鉱床の分布は 天水のクレイグ・ラインとほぼ平行である。同様の 鉱床とその地域の天水の重水素濃度の対応は 酒井らによって日本の浅成鉱脈鉱床についても見いだされている。

図36の個々の鉱床についてみると 重水素濃度はほぼ一定なのに対して 酸素18濃度のばらつきが大きい。図の右側の斜めの破線は サーヴィンとエプスタインが求めた 常温で天水と平衡にあるカオリナイトの値を示している。酸素18濃度のばらつきはこのカオリナイトの線より左側 (高温側) に分布し 鉱物が形成された温度の変化か 水と岩石の比の変化によるものと考えられる。

ところで 図36に示された鉱物は 黒い四角で示された黒雲母を除いて ポーフィリー・銅型鉱床の初生粘土鉱物とセリサイトで これらの鉱物は黄鉄鉱を伴って後期の熱水変質作用で形成されたものである。鉱床の中心部を占める アルカリ・ケイ酸塩—黒雲母熱水変質帯では天水との反応はみられず この段階では熱水変質はマグマ水によっておきている。この初期の変質作用にかぶさって 外部から加熱された天水が流れ込んで 末期の変質作用がおきているのである。そして 黄銅鉱に富んだ鉱化帯は この2つの異なった熱水変質作用の境に形成されている。熱水の溶存イオン濃度や水素イオン濃度や温度の急激な変化が鉱石の沈澱をうながしたと推定される。しかし それらの因果関係や鉱石沈澱の機構については まだ明確にはなっていない。

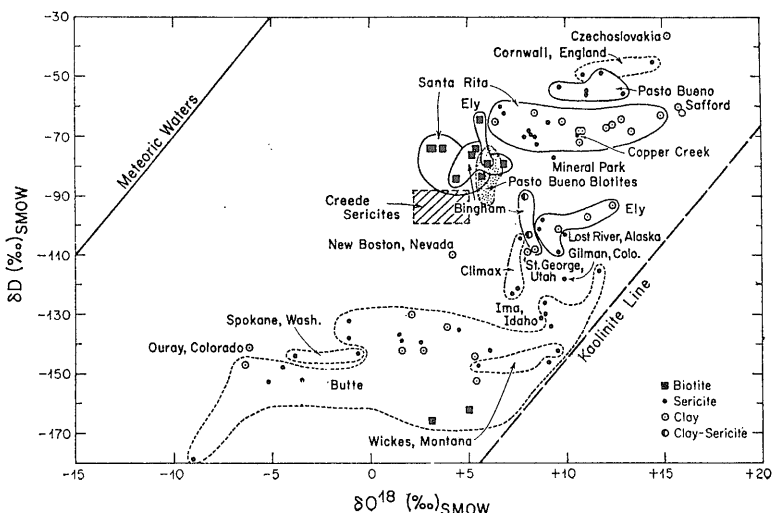


図36 北アメリカのポーフィリー・銅型鉱床の熱水変質鉱物の酸素および水素同位体組成 (SHEPPARD, NIELSEN and TAYLOR, 1971)。図の左上の実線は CRAIG (1961) による天水の組成 右下の破線は SAVIN and EPSTEIN (1970) によるカオリナイトの組成を示す。

### 3) 海水起源の鉱化溶液

以上見てきたように さまざまな鉱床について それを沈澱させた鉱化溶液が天水起源か 場合によっては天水そのものであることが 酸素と水素の同位体組成から指摘されている。 それでは 鉱化溶液はすべて天水起源なのであろうか。 そうではないという例を最後にお見せしよう。

日本の第三紀の黒鉱鉱床は 海底の火山活動にともなって形成された硫化物鉱床として知られている。 大本とライは 黒鉱鉱床の硫化物に含まれている流体包有物の酸素・水素同位体組成を測定し その重水素濃度は海水にくらべておよそ20パーミル低くなっているが 酸素18濃度は 海水とほとんど同じであることを見いだした(図37)。 彼らは このような水は 海水を主成分とし 少量の天水と 場合によってはマグマ水が混入することによって出来ると考えた。 その際 海水や天水は 周囲の岩石と反応してもとの同位体組成を変えていることが考えられる。

酒井らは 黒鉱鉱床の鉱化溶液は いわば第7章で述べた海岸型温泉の熱水のようなもので 海水が 岩石と反応して酸素18に富み 塩濃度の高い熱水に変質したものと 天水との混合によって出来たものであろうと述べている。 黒鉱鉱床には多量の硫酸塩鉱物が沈澱しているのも 海岸型温泉にみられる海水と岩石の反応によく対応している。

酒井らによれば 黒鉱鉱床の硫酸塩の硫黄同位体組成は 海水中の硫酸イオンの値と等しいか やや硫黄34に富んでおり それらが海水から直接沈澱したことを示している。 梶原は 硫黄同位体分別の研究から 硫化物

も海水中の硫酸イオンから平衡に沈澱したと結論している。 黒鉱鉱床の流体包有物と石英の酸素同位体組成から見つめられる同位体平衡温度は およそ250°Cで これは梶原によって硫化物の硫黄同位体分別から得られた温度や 鉱物共生のデータとも一致する。

最近 紅海の底で 多量の硫化物の沈澱を含んだ高塩濃度の塩水が発見された。 この塩水は 周囲の海水よりもさらに著しく塩類を溶かし込んでおり 塩素濃度は155.5g/kgに達する。 これぞ鉱化溶液の正体であるというので 世界中の研究者がいろめきたった。 クレイグの研究によれば 紅海の海水の酸素・水素同位体組成は  $\delta D$ - $\delta^{18}O$  ダイアグラム上で傾き 6の原点を通る直線にそって変化し 問題の塩水 ( $\delta^{18}O=1.2$ パーミル  $\delta D=7.5$ パーミル) もこの直線の上になる。 彼は この塩水の同位体組成と等しい海水が紅海南端の入口付近に見られることから その付近の海水がリフト・ゾーンの割れ目にそって地下に浸透し 地下に確認されているエバポライトを溶かし込んで高塩濃度の塩水となり 海底に湧き出して凹所にたまったと説明した。 この塩水の温度が44~56°Cとあまり高くないのもこの考えと調和的である。 また この塩水が もとの海水にくらべてマグネシウム・イオンと硫酸イオンを失っているのも 海水と岩石の反応として特徴的である。

鉱化溶液の起源について その水の同位体の面からいろいろお話ししてきた。 しかし 水が用意されても それだけでは鉱床は形成されない。 事実 鉱床を伴う熱水変質帯の岩石が天水起源の熱水と同位体交換反応を行

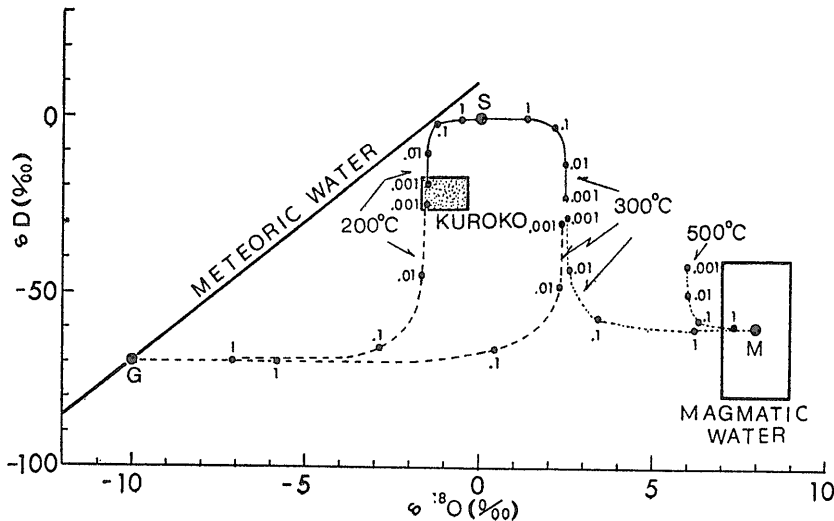


図37 黒鉱鉱床の流体包有物の酸素および水素同位体組成(点の模様のある四角の範囲)(OHMOTO and RYB, 1974)。 G, S, Mはそれぞれ 天水 海水 マグマ水の組成を示し 点線と実線は それらが岩石と同位体交換反応を行って変化する道すじである。

っている例はたくさん知られているが 岩石が天水と反応したことを示す地域に常に鉱床が存在するかどうかという必ずしもそうではない。鉱床が形成されるには 熱水に溶けているイオンの種類や量 それが生ずるための条件といったものがそろわなければならない。アメリカ西部の金・銀鉱床の例のように 熱水の溶存イオンの濃度は低くても 多量の熱水が長期にわたって循環すれば 鉱床を形成するのに必要な量のイオンが供給されるだろう。また 熱水は 岩石と反応することによってさまざまなイオンを溶かし込むが その結果出来あがる熱水の組成は 母岩の化学組成や熱水の水素イオン濃度や温度といったものに支配される。また ごく微量であっても マグマ水がもたらすイオンが重要であるかも知れない。最近 地質調査所の佐々木と石原は 花崗岩に關係する鉱床の硫黄が 花崗岩中の硫黄と同じ起源であることを その同位体の研究からあきらかにした。一方 鉱石の沈澱には ポーフィリー・カッパー型鉱床の例で見たように 起源の異なる熱水が接するところでおこる 溶存イオン濃度や水素イオン濃度や温度の急激な変化が 重要な働きをしているのかも知れない。これらの問題は 実験や天然の試料の測定によって 次第に解決されていくであろう。

## 9. おわりに

酸素と水素の同位体地質学について 3回にわたって解説を試みてきた。その(1)の“はじめに”で書いた所期の目的が達せられたかどうか 読者のご批判を乞いたい。同位体地質学はその名の通り 同位体を使ってあらゆる地質現象を解明しようというものだから 地質学的にみれば その対象は実に多岐にわたっている。そのうえ 小文では 同位体組成の測定法から同位体分別の原理まで 小さなスペースであれどもこれもと欲張ったため ある部分では記述が散漫になったかも知れない。一方 話の後半では 話題を熱水系と鉱床にしぼったため 地質学的に重要ないくつかの分野で全く触れなかったものもある。同位体分別の実験についての幾多の興味ある話題にも深くたちらなかった。このような実験については きれいにまとめられた結果(たとえば前号の図9や図10)よりも実は 実験上の困難な問題や 実験者の頭の中にくすぶっている新しい考えの糸口の方が はるかに面白いものである。また この稿は地質学を対象としたものなのでことさら触れなかったが 最近シカゴ大学のクレイトンらは 隕石の酸素 $^{16}\text{O}$ ・ $^{17}\text{O}$ ・ $^{18}\text{O}$ の3つの同位体を測ることによって 太陽系は 元素生成過程の異なる2つの物質系の混合物である という画期的な発見を行った(これについては 地質ニュース

281号の 田中 剛 “宇宙の地向斜? 原始太陽系”の中で触れられている) これらの話題については 機会があれば稿を改めて解説を試みたい。

最後に 酸素と水素の同位体地質学について さらに進んだ読書を希望される方のために 2・3の参考書を掲げておきたい。この分野について日本語で書かれた参考書は 不幸にして大へん少ない。

1. 酒井 均・本間弘次: 岩石形成過程における $^{18}\text{O}$ の分配。地質学論集 第5号 p. 9—26 日本地質学会 1969。  
(岩石・鉱物の酸素同位体について日本語で書かれたほとんど唯一の概説である。)
2. 堀部純男: 天然同位体比の変動。化学増刊30 “新しい質量分析” p.157—173 化学同人 1967。(この特集号は 上記の安定同位体ばかりでなく 質量分析の他の分野についての様子を知るのにもよい。とくに緒方惟一による質量分析の歴史は 歴史的側面からこの分野を理解するのによい。)
3. 最近発行された 立見辰雄編 “現代鉱床学の基礎” 東京大学出版会 1977 には 以下の2つの解説が収録されている。  
佐々木 昭: 安定同位体と鉱床。 p.77—95。  
酒井 均: 水および水溶液の同位体化学 p. 96—118。
4. S. EPSTEIN and H. P. TAYLOR, Jr.: Variation of  $\text{O}^{16}/\text{O}^{18}$  in minerals and rocks. in (ed. P. H. ABELSON) *Researches in Geochemistry*, Vol. 2, p. 29—62, John Wiley & Sons, Inc., 1967. (1966年までの研究の総括である。)
5. J. HOEFS: Stable isotope geochemistry. pp. 140, Springer-Verlag, 1973.(安定同位体地球化学についての百科辞典的ひろく浅い教科書。各元素の安定同位体についてのどのような地球化学的研究がおこなわれているかについて概観するのによい。その意味では K. H. WEDEPOHL (ed.): *Handbook of Geochemistry*. Springer-Verlag, 1969も挙げておきたいが これは図書館向きの本である。J. HOEFSの本は 1972年現在での文献リストもよく整っている。)
6. G. FAURE: Principles of isotope geology. pp. 464, John Wiley & Sons, Inc., 1977 (これは 放射性同位体から安定同位体を含めた同位体地質学の 大学上級から大学院初年度向き教科書。安定同位体に関する部分は少ないがよくまとまっている。各章末に演習問題がついている。)

この他 小沼直樹 “宇宙化学” pp.247 講談社 1972 には この著者によって開発された酸素同位体による同位体宇宙温度計について詳しく述べられている。なお 文中で文献から図・表を引用した場合は すべて著者と年代を入れて示したが それらの出典は専門の論文なので ここでは省略する。

(おわり)