

同位体分析に基づく高精度年代学

～Hf-W年代測定法による地球・月の進化

平田岳史¹，吉田 敬¹

1. 高精度年代学から超高精度年代学へ

1970年代の米国のアポロ計画により，数多くの月試料が地球に持ちかえられ，様々な岩石・鉱物学的研究，さらには化学・同位体組成分析に基づく年代学的研究を通じて，月の起源や形成過程について議論を進めることが可能となった．アポロ計画では，少量の試料からより多くの物質化学的情報を引き出すことが要求されたため，結果的に，分析技術を急速に進歩させることとなった．ここでつちかわれた分析技術は，そのまま隕石や地球物質の分析に応用され，地球科学的知見の質と量は飛躍的に向上した．このこともアポロ計画が果たした大きな成果の一つであろう．そのアポロ計画から，30年以上が経過した．1980年代からの急速なエレクトロニクス技術および真空技術の向上にともない計測機器も確実に進歩を遂げてきた．特に微量元素の同位体分析に基づく年代測定法の進歩は目覚ましく，得られる年代情報の精度と確度は，アポロ計画当時のものと比較にならないほど向上した．本論文では，Hf-W年代測定法を中心に最新の同位体年代学に基づく地球・月の進化を紹介する．ここで取り扱うHf-W年代測定法は，測定誤差10Myr（1000万年）を下回る“時間的分解能”をもっているが，高精度年代測定法であるがゆえの注意点・問題点も少なくない．これらの問

題についても言及するつもりである．

これまで月試料の年代測定には，Rb-Sr法，K-Ar法(Ar-Ar法)，Sm-Nd法，Lu-Hf法，U-Pb法，Re-Os法などが用いられてきた．これらの年代測定法はいずれも長い半減期をもつ放射性元素(半減期が太陽系の年齢と同等)の原子核壊変を用いたものであり，試料の「絶対年代」を決定することができる．月の高地が古く(39-45億年)，海が若い(32-39億年)こと，そして，39.5億年前に激しい衝突の時期(Terminal Cataclysm)があったことは，主としてSm-Nd年代およびU-Pb年代から得られた知見である．また，月隕石の衝突溶融に関する高精度年代の決定には，レーザー加熱法を組み合わせたAr-Ar法が重要な役割を果たしてきた．絶対年代に基づく，こうした一連の月の進化については，三澤[1]にまとめられている．一方， ^{26}Al - ^{26}Mg 法， ^{129}I - ^{129}Xe 法， ^{53}Mn - ^{53}Cr 法， ^{146}Sm - ^{142}Nd 法などのように，半減期が太陽系の年齢と比較して短い放射性元素を用いた年代測定法も実用化されている．例えば，本論文で主として紹介するハフニウム-タングステン(Hf-W)年代測定法は，親核種(^{182}Hf)の半減期(900万年，以下，9Myrと略記)が太陽系の年齢と比較して短く，現在では壊変しつくしてしまっている(^{182}Hf は消滅核種であるという)．従って，現在では時計は“止まって”しまっており，この年代測定法では試料の絶対年代を決定することはできない．しかし，半減期が短いことを利用すれば， ^{182}Hf が

¹東京工業大学理学部地球惑星科学科

生き残っていた頃、つまり太陽系形成初期のイベントの年代(相対年代)を高精度(数万年から数10万年スケール)で決定することができる。HfとWは、いずれも難揮発性元素であり、また鉱物間で移動しにくい元素であると考えられているため、試料の二次的な熱変成(例えば母天体上での衝突加熱など)によっても時計がリセット(試料内でHf-Wが再平衡されると年代がリセットされてしまう)されにくい年代測定法であると考えられている。さらに、Hf-W法は、親元素と娘元素の化学的性質が異なる(親元素であるHfが親石性元素、娘元素であるWは親鉄性に富む元素である)という、他の同位体年代測定法にはない特長を有しており、金属相と珪酸塩相の分離(金属核の形成)のタイミングを調べる重要な年代測定法として、多くの研究者から潜在的に意識されてきた。しかし、主としてW同位体分析の難しさから、Hf-W法の実用化は遅れ、隕石試料から系統的な ^{182}W の同位体変動が報告されたのは1990年代に入ってからのものである[2-5]。次節では、まずHf-W年代測定法の原理について説明する。

2. Hf-W年代測定法の原理

^{182}Hf の放射壊変による ^{182}W 同位体組成の変化は次式で表される。

$$(^{182}\text{W}) = (^{182}\text{W})_0 + (1 - e^{-\lambda t})(^{180}\text{Hf}) \quad (1)$$

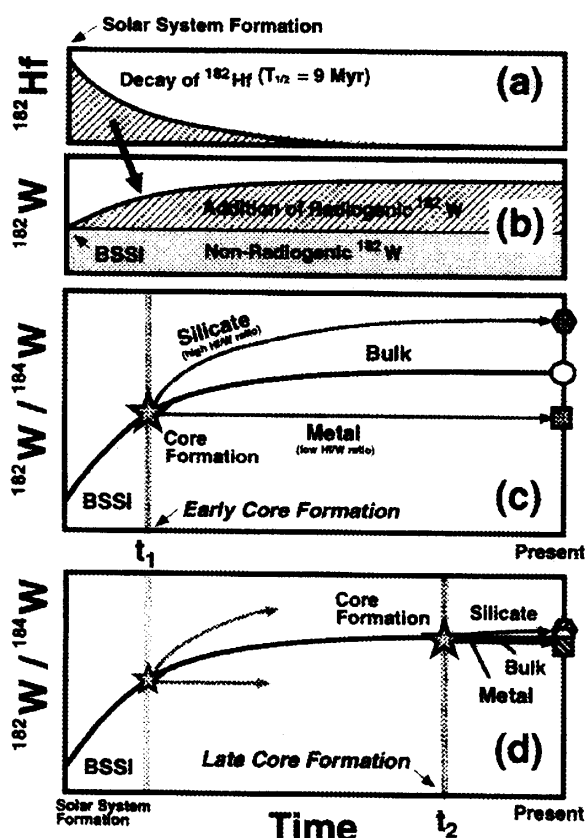
ここで、 λ は ^{182}Hf の壊変定数を示す。一般には、 ^{182}W や ^{180}Hf の原子数を分析することは難しいため、次式のように、ある同位体に対する比として表す。

$$\left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}}\right) = \left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}}\right)_0 + (1 - e^{-\lambda t})\left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{184}\text{W}}\right) \quad (2)$$

ここでは ^{184}W が参照同位体として用いたが、これは ^{184}W がタングステン同位体の中で最も存在度が高い安定同位体であり、なおかつ、他の放射壊変性元

素の壊変による同位体付加を受けないためである。右辺第一項は初生同位体比とよばれ、試料が形成された時の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比を示す。右辺第二項は、 ^{182}Hf の壊変により生成された放射性起源の ^{182}W を表す。放射壊変した ^{182}Hf は全て ^{182}W に変化していくため、時間とともに $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比は高くなっていくが、式(2)からも分かるとおり、 $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比の変化進度は、試料のHf/W存在度比にも依存する。つまり親元素であるHfに富み、娘元素であるWに欠乏した試料では、 $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比は大きく変化するであろうし、その反対にWに富みHfに欠如した試料では、 $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比の変化は小さくなるはずである。では、隕石物質を例にとり $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比の進化の様子を考えてみる。太陽系形成初期には、超新星爆発により生成された ^{182}Hf が生き残っており、その時の $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ 同位体比を $(^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf})_{\text{BSSI}}$ とおく(BSSIとは、Best Solar System Initialの略)。また、太陽系形成時の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比も同様に $(^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{BSSI}}$ とおく。時間とともに ^{182}Hf は壊変し量が減少し(図1(a))、そして壊変により生成された ^{182}W の量が増加する(図1(b))。

今、ある時間“t”においてコンドライト母天体あるいは小天体内で金属相と珪酸塩相の分離(例えば金属核の形成)が起こったとする。これまで、太陽系のHf/W存在比を反映した成長曲線(式(2)に従う)に沿って $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比が高くなっていくが、核が形成されるとHf/W存在比が分別を受けるため $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比の進化曲線が異なってくる(図1(c))。核(金属相)にはWが、そして珪酸塩相(マントル相)にはHfが分配されるため(図2)、Hf/W存在比の高いマントル側(エコンドライト)では $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 成長は早くなり、Hf/W存在比の低くなる核(鉄隕石)では、 $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 成長は遅くなる(図1(c))。そして、金属相及び珪酸塩相の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比は、両相のW濃度に応じた同位体比となる(金属相-珪酸塩相の分離を起こさなかった物質の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 成長曲線は、金属相と

図1. ^{182}Hf 同位体の時間成長

珪酸塩相の間にくる。図1(c)のBulk)。

但し， $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体の成長速度がここで述べたように異なるためには，金属相－珪酸塩相分別が，“ ^{182}Hf が生き残っている”間に起こらなければならない。これは， ^{182}Hf が ^{182}W に壊変しつくした後には Hf/W 比が分別を受けたとしても，もはや親核種である ^{182}Hf が残っていないため， ^{182}W の付加が起こらないためである(図1(d))。以上が， Hf - W 法の原理である。では次項で，実際に隕石試料についてどのような $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比が得られているのかをみていくことにする。

3. 月および隕石試料のW同位体システムティクス

図3にこれまでに得られている隕石物質の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体分析結果を示す。得られた $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$

同位体分析結果は，タングステン同位体標準試薬(NIST-3163)からの相対的な偏差(ϵ 値)で示してある。 ϵ 値の定義は次のとおり。

$$\epsilon_{\text{W}} = \left(\frac{(^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{Sample}}}{(^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{NIST-3163}}} - 1 \right) \times 10^4 \quad (3)$$

まず，地球の岩石試料(AGV1, WS-E)の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比は，測定誤差の範囲内でNIST標準試料と一致している(ϵ 値として0)。分析した試料の数が少ないが，NIST標準試料も含め，3つの異なる年代，産地をもつ試料が同じ $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比をもつことから，地球の少なくとも地殻(もしかすると上部マントルまで)の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比は比較的均一なのであろう。Lee and Halliday (1995)は，地球の試料を分析して得られた $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比を地球の珪酸塩相(マントル相)を代表する値であると考えた($(^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{BSE}}$ ，BSEはBulk Silicate Earthの略)。一方，月試料(14053-234)については，分析に用いることができる試料量が少なく，地球の試料と比較して分析精度が低くなっているものの，測定誤差の範囲内で $(^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{BSE}}$ と一致していることがわかった。さらに，太陽系元素存在度と類似した化学組成を持つ炭素質隕石(Allende, Murchison)についても， $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比は， $(^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{BSE}}$ と同じ値を示すことが分かった。従って，炭素質隕石の Hf/W 存在比が太陽系の平均組成を反映したものであり，なおかつ，地球あるいは月全体の Hf/W 存在比が炭素質隕石のものと同じであるならば，図2(c)および図2(d)で示したように，地球・月の Hf/W 分別(核の形成)は， ^{182}Hf が十分に少なくなってから起こったことになる。次に金属相と珪酸塩相が分別した隕石物質について $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比を調べてみる。

隕石物質として最初に $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比の変動が検出されたのは鉄隕石であった。未分化なことから，大規模に分化した様々なグループの鉄隕石

10個から得られた $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比は、いずれもW標準試薬と比較して1万分の3から4($\epsilon = -3 \sim -4$)だけ低い値を示した[2]。これは、鉄隕石が太陽系形成後の比較的早い(まだ ^{182}Hf が残っていた)時期に金属相として分離・固化して形成されたことを示唆している(図1(c))。鉄隕石と同じ金属相に関しては、コンドライトの金属相についても $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比が報告されている。普通コンドライト(H, L, LL)の金属相から得られた $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比は、鉄隕石と同じ1万分の3から4($\epsilon = -3 \sim -4$)[4]だけ低い値を示し、やはり、コンドライトの金属相についても、鉄隕石と同様、太陽系形成初期の比較的同じ時期に金属相として形成されたことを示している。一方、金属相が取り除かれた珪酸塩相に相当するエコンドライトからも $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比が測定されている[6]。エコンドライト中のタングステン濃度は低く、現段階では高精度の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体データは得られていないが、二つのエコンドライト(いずれもEucrite)試料から高い $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比が報告されている(Juvinas: $\epsilon = +32$, ALH78132: $\epsilon = +22$)[6]。

鉄隕石やコンドライトの金属相からは低い $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比が、そして、エコンドライトからは高い $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比が得られたことから、太陽系物質は、かなり初期の時期に金属相-珪酸塩相分離を起こしていた事になる。また、これに反して、地球や月の珪酸塩試料については、炭素質隕石と同じ $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比を示したことから、地球や月の核の形成は、隕石母天体内での核の形成

と比較してかなり遅かった可能性が示唆された。では次項では、得られたHf-W同位体データを定量的に扱い、月や地球の核の形成がどのくらい“遅かった”のかを見積もってみることにする。

4. W同位体データに基づくモデル年代

前述のように ^{182}Hf は消滅核種であるため、試料の絶対年代を決定することはできない。得られる年代情報としては、ある試料の形成年代に対する“相対的”な年代となる。では、何を基準にとるのがよいであろうか。最も適当なのが、太陽系形成時を起点とする方法であろう。そこで、太陽系形成時のHf同位体比を $(^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf})_{\text{BSSI}}$ で表すと、コンドライト(太陽系元素組成をもつ系)の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体進化は次式で記述できる。

$$\left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}}\right)_{\text{CHOND}} = \left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}}\right)_{\text{BSSI}} + \left(\frac{^{182}\text{Hf}}{^{180}\text{Hf}}\right)_{\text{BSSI}} (1 - e^{-\lambda t}) \left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{184}\text{W}}\right)_{\text{CHOND}} \quad (4)$$

ここで、 $(^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{BSSI}}$ および $(^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf})_{\text{BSSI}}$ は、それぞれ太陽系形成時の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ および $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ 同位体比を示す。太陽系が形成してから、金属相と珪酸塩相の分別が起こらなければ $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比は(4)式に従って成長する。我々が分析する隕石試料は、太陽系形成後45億年以上が経過しており、 ^{182}Hf は全て ^{182}W に壊変している。従って、現在のコ

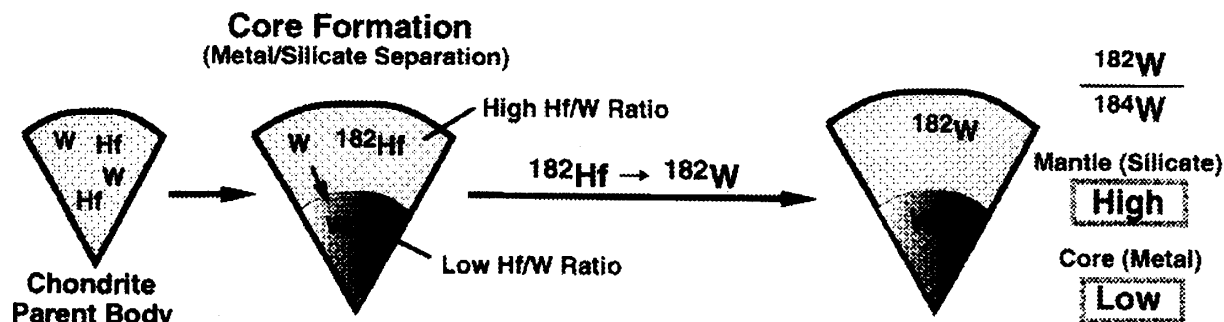


図2. 金属相-珪酸塩相分離に伴うHfとWの分配と同位体変化

ンドライトの $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比は，“t”を無限大として次式から求めることができる。

$$\left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}}\right)_{\text{CHOND}} = \left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}}\right)_{\text{BSSI}} + \left(\frac{^{182}\text{Hf}}{^{180}\text{Hf}}\right)_{\text{BSSI}} \left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{184}\text{W}}\right)_{\text{CHOND}} \quad (5)$$

ここで，現段階では， $(^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf})_{\text{BSSI}}$ を保持した試料がないため，ここでは $(^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf})_{\text{BSSI}}$ 比は決定できない．そこで，現段階で分かっている最も低い $(^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{BSSI}}$ 比をもつ試料(Hf-W系からみて最もprimitiveな試料)として，鉄隕石を用い，そこからの相対年代を議論に用いることにする(実際の議論では，鉄隕石の中で最も始源的であると考えられているIABグループ鉄隕石であるArispeという鉄隕石の $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ を用い，Arispeからの相対年代として議論されることが多い)．鉄隕石は，Hf/W比が非常に小さいため， $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比の同位体成長は殆ど無視できる(図2(c))．従って，鉄隕石を分析して得られた $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比は，鉄隕石形成時の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比に等しいと考えることができる．

$$\left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}}\right)_{\text{CHOND}} = \left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}}\right)_{\text{BSSI}} + \left(\frac{^{182}\text{Hf}}{^{180}\text{Hf}}\right)_{\text{IRON}} \left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{184}\text{W}}\right)_{\text{CHOND}} \quad (6)$$

この式を用いることにより，鉄隕石形成時の $(^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf})_{\text{IRON}}$ を推定することができる．図3の結果から計算すると，

$$\left(\frac{^{182}\text{Hf}}{^{180}\text{Hf}}\right)_{\text{IRON}} = 2.6 \times 10^{-4} \quad (7)$$

という値が得られる．

Hf-W相対年代は，アイソクロンプロット(X軸に $^{180}\text{Hf}/^{184}\text{W}$ をとり，Y軸に $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ をプロットする)から推定することができる．今，地球の珪酸塩相(マントル相)の $(^{182}\text{Hf}/^{184}\text{W})$ 及び $(^{182}\text{W}/^{184}\text{W})$ を，それぞれ $(^{182}\text{Hf}/^{184}\text{W})_{\text{BSE}}$ 及び $(^{182}\text{W}/^{184}\text{W})_{\text{BSE}}$ で表すと(BSE: Bulk

Silicate Earth)，地球の金属核が形成されたときの $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ 比は，アイソクロンの傾きから，

$$\left(\frac{^{182}\text{Hf}}{^{180}\text{Hf}}\right)_{\text{CF}} = \left[\frac{\left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}}\right)_{\text{BSE}} - \left(\frac{^{182}\text{W}}{^{184}\text{W}}\right)_{\text{CHOND}}}{\left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{184}\text{W}}\right)_{\text{BSE}} - \left(\frac{^{180}\text{Hf}}{^{184}\text{W}}\right)_{\text{CHOND}}} \right] \quad (8)$$

となる．但しここでは，地球全体のHf/W存在比がコンドライトのHf/W比と一致するという仮定が必要となる(従って，これは擬アイソクロンである)．こうして求めた $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ 比と，(7)式で得た $(^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf})_{\text{IRON}} = 2.6 \times 10^{-4}$ から，次式により相対年代(Δt)を算出することができる．

$$\left(\frac{^{182}\text{Hf}}{^{180}\text{Hf}}\right)_{\text{CF}} = \left(\frac{^{182}\text{Hf}}{^{180}\text{Hf}}\right)_{\text{IRON}} e^{-\lambda \Delta t} \quad (9)$$

この計算によれば，地球や月の核形成は，“鉄隕石の形成後”，少なくとも $60 \pm 10 \text{ Myr}$ 以降であるという結果となる．これよりも早ければ，図1(c)のように，地球試料と鉄隕石試料において，異なるW同位体比を示すはずである．太陽系の形成は，鉄隕石の形成以前であるはずなので， 60 Myr という値は，太陽系形成から地球・月の核の形成までのタイミングの“下限値”を与えていることになる．

次節では，ここで得られたHf-W年代と，これまでに報告されている他の高精度年代データの整合性について議論する．

5. 他の同位体年代との整合性

Hf-W年代からは，地球・月の核形成が，鉄隕石の形成後，少なくとも 60 Myr 以降であった，という結論が得られた[2-4]．この結果は，U-Th-Pb年代から推定された地球の集積期間と核形成の時間差($80 \pm 40 \text{ Myr}$)[7]と調和的な値である．しかし，ここ数年になって報告され始めた他のいくつかの高精度年代情報との整合性はどうか．ここで

は、I-Xe年代、Pb-Pb年代、Re-Os年代、Rb-Sr年代をとりあげ、それらが意味する年代と、ここで取り上げているHf-W年代との整合性を検討する。

I-Xe年代(^{129}I の β 壊変(半減期1千万年)に基づく ^{129}Xe 同位体成長を利用した年代測定法)

図3をみると、コンドライト中の金属相と鉄隕石が、ほぼ同じ $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 同位体比($\epsilon = -3 \sim -4$)を持っていることがわかる。これは、コンドライトの平衡化(金属相の分離・形成)が、鉄隕石の形成とはほぼ同じ時期に起こったことを示唆する。太陽系の平均的なHf/W存在比から年代差を見積もると、両者の形成は10Myr程度以内となる。この年代差は、コンドライトのI-Xe年代の広がりと比較して非常に短いことがわかる[8]。また、個々のコンドライトのI-Xe年代では、Nadiabondiの方がRichardtonよりも16Myr程度古くなっているが、Hf-W年代では、これとは逆にRichardtonの方が 5 ± 3 Myr程度古くなっている。ここでみられたI-Xe年代とHf-W年代に見られた年代の違いについては明確な説明はまだ

与えられていないが、おそらく、I-Xe年代とHf-W年代が示すイベントの違い(Hf-W年代が金属相と珪酸塩相の分離のタイミングを示すのに対し、I-Xe法は、星雲中で固体粒子が形成されるまでの年代情報を提供する)か、あるいは、太陽系星雲中でのガスの不均一性や、 ^{129}I あるいは ^{180}Hf などの放射性核種の生成過程の違いを強く反映しているのであろう。この元素合成過程の問題は、Hf-W法において重要であるため、後で詳しく議論する。

Pb-Pb年代(^{235}U および ^{238}U の壊変に基づくPb同位体成長を利用した年代測定法)

Göpelらは、コンドライトの磷酸塩相(親元素であるウラン存在度を豊富に含む鉱物)から、分析誤差数百万年という高い精度でPb-Pb年代を決定した[9]。得られたPb-Pb年代は、Allende CAI(太陽系物質の中で最も古いPb-Pb年代をもつ)よりも有意に若く、また、コンドライトの岩石学的変タイプに応じて系統的に変化していることがわかった。H-コンドライトについては、H4とH5、そしてH5とH6の間に、それぞれ30Myrおよび10Myrの年代差が検出されている。この年代差は、Pb年代が隕石母天体内での熱的環境の違いを反映している、と解釈することも可能である。つまり、層状構造の隕石母天体(オニオンシェルモデル)において、より深部で形成された大きな岩石学的のコンドライト(タイプ5あるいは6)は、磷酸塩鉱物が晶出する温度にまで冷却するのに時間がかかり、U-Pb年代測定法のスタート時間がそれだけ遅くなった、とする解釈である。この単純な解釈が正しいかどうかは、まだ議論の余地がのこっているが、いずれにしても、ここで得られたU-Pb年代は、磷酸塩鉱物の形成のタイミングを示していることには違いがない。

これに対してHf-W年代では、図3にみられるように、Hf-W年代とコンドライトの岩石学的分類との間に明確な相関はみられない。最も古いPb-Pb年

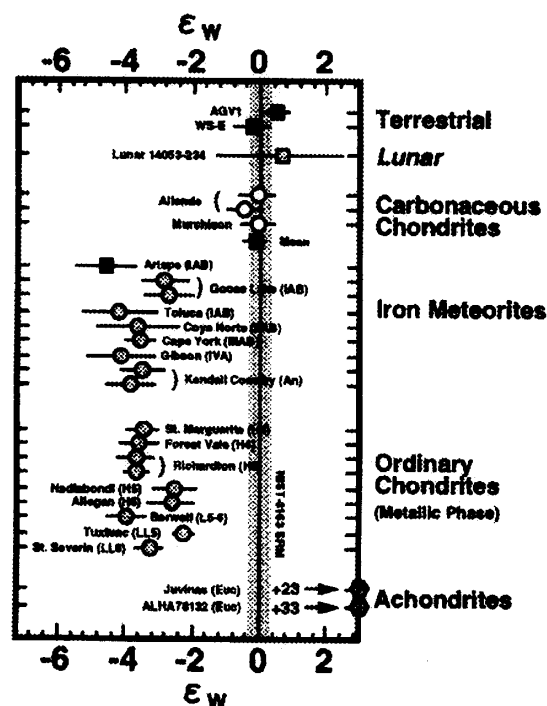


図3. 隕石物質における ^{182}W 変化([2]を改定)

代を示す3つのコンドライト(St. Marguerite (H4), Forest Vale (H4), Nadiabondi (H5))については、Pb-Pb年代とHf-W年代は、一部、相関を示しているものもあるが、その他のコンドライトについては、Pb-Pb年代とHf-W年代は一致しない。この理由は、Hf-W年代とPb-Pb(U-Pb)年代の示す意味が異なることで説明できる。つまり、Hf-W年代は、先にも述べた通りコンドライト形成時の金属相の分離の時期を示しており、これに対し、燐酸塩相のPb-Pb(U-Pb)年代は、リン(P)に富んだ金属相が酸化されるという“二次的熱変成”の時期を示すはずである。つまり、Pb-Pb年代は燐酸塩相が形成された二次的な熱的変成年代を示しているのであろう。この解釈が正しいとすれば、Pb-Pb年代は二次的熱変成時にリセットされるため、金属相が形成された年代(Hf-W年代)よりも後のイベントを記憶しているのであろう。今回分析された殆どのコンドライトについては、Pb-Pb年代とHf-W年代の間には明らかな相関は見られなかった。しかし、前にも述べたとおりLee and Halliday (1996)は、最も古い3種のコンドライト(St. Marguerite [H4], Forest Vale [H4], Nadiabondi [H5])については、Pb-Pb年代とHf-W年代に相関があると指摘している。これは、金属相の分離と燐酸塩相の形成が時間的にオーバーラップしていたことを示している。

また、Pb-Pb年代データからは、燐酸塩鉱物がCAIよりも後で形成されたことが示されているため、太陽系形成初期(CAI形成時)の $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ 比は、鉄隕石から推定した値($2.4 \pm 0.1 \times 10^{-4}$)より高い値を持っていたことを強く示唆する。原始太陽系星雲中での $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ 比の不均一性の問題も含め、今後、コンドライト中の難揮発性インクルージョン中のタングステン同位体分析が重要となるであろう。

Re-Os年代(^{187}Re の β 壊変に基づく ^{187}Os 同位体成長を利用した年代測定法)

最近5年の間に、主としてOs同位体分析技術の向上により、Re-Os年代の分析精度は飛躍的に向上し、その結果、それぞれの鉄隕石のグループ(鉄隕石は、その化学組成から主としてI, II, III, IVという4のグループに分類されている。Iが最も始源的な鉄隕石で、番号が大きくなるにつれてより強い熱的変成を受けたと考えられている)間の年代差が報告されるようになった[10]。

Shenらは、IVAグループとIIABグループの鉄隕石についてRe-Os年代を決定し、IVB鉄隕石の方がIIAB鉄隕石より $60 \pm 45 \text{ Myr}$ 程度古いRe-Os年代をもつことを示した。これに対し、Hf-W年代では、IIABグループとIVAグループの間では、有意な年代差は認められない(図3)。また、その一方で、SmoliarらはIVAグループ鉄隕石について、逆に若いRe-Os年代($4.464 \pm 0.026 \text{ Gyr}$)を報告している[12]。Smoliarらが得たIVA鉄隕石のRe-Os年代は、Allende CAIのPb-Pb年代よりも70Myr以上も若いことになり[13]、もしこのRe-Os絶対年代が正しいとすると、半減期の短い ^{182}Hf (半減期9Myr)は生き残れなかったはずである。この一見して矛盾した年代結果は、明らかにRe-Os年代とHf-W年代の持つ意味が異なることを示唆しているものと考えられる。例えば、比較のために鉄隕石のPd-Ag年代(半減期は6.5Myrの ^{107}Pd の放射壊変に基づく ^{107}Ag の同位体成長を利用した年代測定法)をみると、IVB鉄隕石はIIAB鉄隕石形成後、10Myr以内で形成されなければならない、鉄隕石形成の“相対年代”としては、Hf-W年代データと調和的である[14]。ここでいう鉄隕石の“形成”というのは、太陽系の平均組成のものから、金属相が分離・形成された時期を示す。これに対して、Re-Osについては、隕石母天体上で熔融した金属相が結晶分化する段階でリセットされ、再度Re/Os存在比の分別が起こるため、

Re-Os年代は、おそらく金属相の結晶固化のタイミングを示しているであろう。

Rb-Sr年代(^{87}Rb の β 壊変に基づく ^{87}Sr の同位体成長を利用した年代測定法)

Rb-Sr年代測定法は、最もはやい時期から実用化された年代測定法の一つであり、これまでに多くの隕石や月試料について高精度Sr同位体データが蓄積されている。図4に、ストロンチウムの同位体成長曲線を示す。横軸は年代(左にいくほど年代が経過している。図1とは逆にとってあるので注意)、縦軸は $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比を示す。親核種である ^{87}Rb が壊変するため、経過時間および系のRb/Sr存在比に比例して $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比が大きくなる。換言すれば、Rb/Sr存在比が小さいほど、さらに古い試料ほど、低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比をもつ。太陽系で最も低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比をもつものは、Angra dos Reisとよばれるエコンドライトである。この隕石は、分化した母天体を持つ隕石の中では最も古い年代をもっている。母天体として最も低い $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比(つまり古い年代)を持つことから、この隕石を基準に $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比の成長を考えることにする。 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 同位体比の成長速度はRb/Sr存在比に依存

し、当然のことながらRb/Sr存在比が大きいほど $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ の成長速度も大きくなる。Rbは比較的揮発性の高い元素であるため、Rb/Sr存在比は、その試料が経てきた熱的環境を反映して変化する。強い熱的変成作用を受けていないコンドライトは($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \sim 0.8$)、集積時に強い加熱作用を受けた地球($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.085$)と比較して高いRb/Sr比をもっており、地球と比較して急な傾きの $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比成長曲線となっている(図4)。月試料のRb/Sr存在比はさらに低く($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} < 0.02$)、形成時に原料物質が大規模な加熱を受けたことを示唆している。では、Angra dos Reisから出発して、図4に示した月の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 成長曲線に至るまで、どれくらいの時間が経過したのかを見積もってみる。この年代は、月が隕石母天体サイズから現在のサイズにまで集積するまでの時間(Accretion Time)であり、月が集積する段階での平均的なRb/Sr存在比により決まる。Angra dos Reisから出発して月が形成されるまでの間、Rb/Sr存在比がコンドライト的であったと考えると(図4のケースA)、月の形成はAngra dos Reisの形成後およそ10Myrという値になる。月が集積する段階で、Rbの一部は揮発散逸したであろうから、コンドライトのRb/Sr存在比を用いて算出したこの年代は、

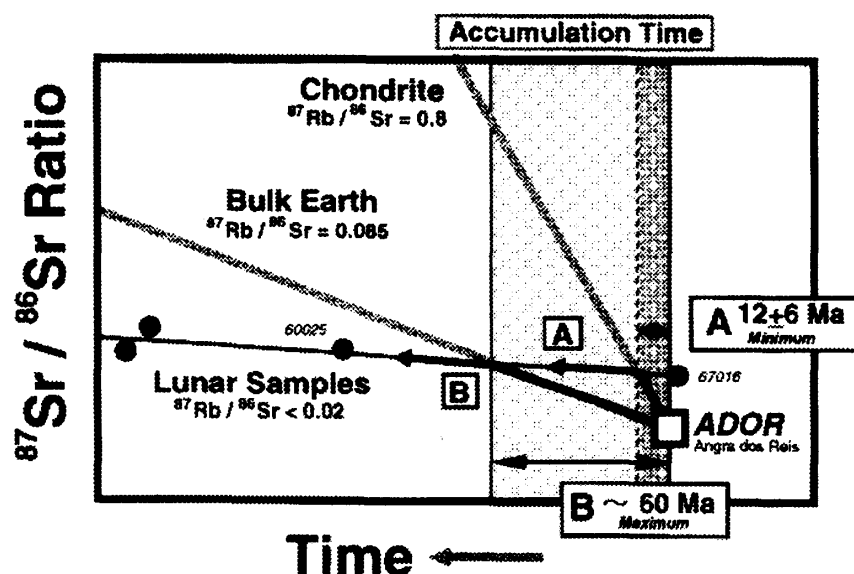


図4. 太陽系形成初期におけるSr同位体進化[15]

年代値としては下限を与える．これに対し，Angra dos Reisから出発して月が形成されるまで，Rb/Sr存在比が地球と同じであったとすると，月の形成は，Angra dos Reisの形成後およそ60Myrという値が得られる．こうして得られたRb-Srのモデル年代からは，月の集積時間は10～60Myr程度であったと見積もることができる．この年代データと，Hf-W年代(月の核の形成は鉄隕石の形成よりも少なくとも 60 ± 10 Myr以後)をそのまま受け入れると，月の核の形成は，月の集積後，あるいは集積の最終段階であったことになる．一見すると，Rb-Sr年代とHf-W年代には整合性があるように受け取れるが，ここで得られたRb-Srモデル年代には検討すべき問題が残っている．月のRb-Srモデル年代の推定と同じ手法を用いて，地球の太古代の試料から地球の集積時間を見積もると，地球の集積時間が月の集積時間よりも長くなる．もし地球の集積時間が月の集積時間よりも長いとするRb-Sr年代をそのまま受け入れると，月の起源としてのジャイアント・インパクト説は，物質化学的にはかなり複雑なものとなる．例えば，Hf-W年代は，地球の核の形成に対しても，“鉄隕石の形成よりも少なくとも 60 ± 10 Myr以後”という制約条件を与えるため，ジャイアント・インパクト時の地球には核(Central Core)は存在せず，月は金属相(おそらくブドウパン状の)を含んだ不完全なマントルから分離したことになる．これでは，月の親鉄性元素の欠如の原因を，“地球の核形成”以外に求めざるをえない．では，地球の核の形成の後にジャイアント・インパクトが起こり，その際にRb-Srモデル年代が乱された場合を考えてみよう．例えば，ジャイアント・インパクトの原因となったimpactorが非常に低いSr同位体比をもっており，さらに月の殆どがそのimpactorの物質からできた，と考えれば月の低いSr同位体比は説明できる．しかしこの場合，Hf-W年代からimpactorの化学組成に制約が与えられ，

impactorが低いRb/Sr比を持つに至ったイベントではHf/W分別は起こらず，月が形成した後に，改めて金属相の分離(Hf/W分別)が起こったことになる．現段階では，Rb-Sr年代とHf-W年代を同時に満足するような複雑なジャイアント・インパクトモデルを考えることよりも，Rb-Srモデル年代の再検討(特に地球の太古代での厳密なSr同位体進化)と，Hf-W年代測定法自体の問題点に検討を加えるべきであろう．

その他の年代測定法

H, L, LLコンドライトは，酸素同位体組成の違いから，それぞれ異なる母天体を持つと考えられている．もし母天体が異なるのであれば，それぞれの母天体の大きさや，経てきた熱的環境，さらには酸化還元状態に，コンドライト母天体間で違いがあったはずであり，おそらく金属核の形成のタイミングに差があっても然るべきである．しかし，図3からもわかるとおり，コンドライトの金属相から得られたHf-W年代には有意な変動は認められない．さらに，コンドライトの金属相のHf-W年代は，鉄隕石のHf-W年代と一致することから，コンドライト中の金属相が形成されたイベントと母天体内での金属相分離(鉄隕石の形成)は，ほぼ同じ時期(<10Myr)に起こったと考えられる．このような早い時期での集積・金属相分離は，ある種のエコンドライトから得られた ^{55}Mn - ^{53}Cr 年代やU-Pb年代，そしてパラサイト石鉄隕石から得られた ^{55}Mn - ^{53}Cr 年代と調和的である[16, 17]．こうした早い時期での天体集積・化学組成分化(金属相の分離)は，地球や月のような大きな天体が，コンドライトのような，cmスケールでは“均質”な物質が集積して形成されたのではなく，既に分化の進んだ天体(金属核を持った天体)が集積して形成された可能性をも暗示している．もっとも，鉄隕石の形成時にHf-W年代がリセットされたかどうかは，今後

議論の余地が残っており、鉄隕石のHf-W年代は、コンドライト中での金属相の形成の時期を記憶しているに過ぎない、という解釈も可能である。この場合、コンドライトの金属相の形成と、隕石母天体上での金属核の形成(鉄隕石の形成)が殆ど同じ時期におこったとする制約は意味をなさない。さらに、もし地球や月試料中のWが、コンドライト的物質の二次的な付加(例えばLate Veneer)に由来するものであったとすれば、W同位体比はコンドライトと同じになるはずであり、地球や月から得られたHf-W年代は、核形成についての時間的制約を与えない。従って、より広義な表現を用いれば、月・地球の核形成のタイミングは、隕石中の金属相(鉄隕石も含まれる)の形成後、およそ60Ma後ということになる。Hf-W年代が地球や月の核形成に対して与えた時間的制約は、非常にインパクトの強いものであった。しかし、Hf-W年代には、その年代の“意味”も含め、まだ検討すべき問題がいくつか残っている。次の項では、それらの問題点について議論する。

6. Hf-W年代測定法に残された課題

まず、最初に議論しなければならないのは、Hf-W年代測定法が本当に年代測定法として機能しているかどうか、である。前項でも述べたとおり、現時点では、Hf-W年代の意味(例えばコンドライトの金属相と鉄隕石から得られているHf-W年代の意味など)が厳密に理解できたとは言いがたい。そもそも、これまでのデータでは、Hf-W年代測定法のアイソクロンが定義できた試料はない。Hf-W年代測定法は、ある意味ではモデル年代でのみ実用化された段階であると言っても過言ではない。一つの試料からアイソクロン法を用いてHf-W年代を決定するには、おそらく数十ミクロンの領域から、ppm以下レベル低濃度Wについて、0.01%を上回る高精

度同位体分析を行う必要があるが、現時点では、それを可能とする分析手法は実用化されていない。東工大理学部地球惑星科学科内の宇宙化学分析ラボ(Laboratory for Planetary Sciences, LPS)では、現在、二次イオン質量分析計(SIMS)やレーザーICP質量分析法を用いて、高感度局所同位体分析を行うべく、独自の装置開発を進めている。近い将来、Hf-W年代測定法を、これまでに実用化されている数多くの放射年代測定法と同じレベルにまで、ほんとうの意味で“実用化”できると信じている。

議論すべき二つ目の問題点は、高すぎる“初期 $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ 比”問題である。 ^{182}Hf は、超新星の爆発時のs-processあるいはr-processにより生成されると考えられているが、従来、同様の核合成過程で形成されると考えられている ^{129}I の生成量(太陽系形成初期で 8×10^{-5} 程度)とその半減期(16Myr)から考えると、 ^{182}Hf の生成量は、これまでの隕石データから推定される値(鉄隕石の形成あるいはコンドライト中の金属相が形成された時の $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ 比として 2×10^{-4})、より、およそ一桁多くなる。鉄隕石、あるいはコンドライト中の金属相形成時の値が 2×10^{-4} であるなら、太陽系形成初期の値は、この値よりもさらに高かったはずである。これだけの ^{182}Hf をいかにしてつくるか、が問題となっている。もし、 ^{182}Hf が、Type IIの超新星爆発により生成されたとすると、 $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ 比は 2×10^{-7} 程度[18]、またs-process反応が進行するAGB星でも、 $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ 比は 2×10^{-6} 程度[18, 19]しか生成されない。また、 ^{182}W は、 ^{186}Os の α 壊変によっても生成されるため、隕石中の $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比($^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ 比の推定に重要なパラメーター)が、 ^{182}Hf の壊変のみを考慮に入れた場合と比較して、 ^{186}Os 壊変の壊変による分だけ高くなり、結果として $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ 比が高く見積もられた可能性も指摘できる。しかし、 ^{186}Os の α 壊変の半減期は長く($2 \times 10^{15}\text{yr}$)、よほどOs/W存在比の高い試料を除けば、 ^{186}Os 起源の ^{182}W は無視できる。さら

に、隕石が宇宙空間を漂っている間に核反応(宇宙線の中のNeutronと反応する)して生成される可能性も考えられるが、可能な生成量は、推定された $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ 比の1/6程度しか生成できない[20]。この多すぎる ^{182}Hf に関しては、ごく最近になって、古典的な均一元素合成モデル(Uniform Long-Term r-process Nucleosynthesis)モデルにより説明できる可能性がでてきた。このモデルはもともとUやPuといった長半減期のActinides生成量を説明するために考えられたものである。約100億年にわたる定常的なr-processを仮定することにより、存在するActinides存在度を説明しようとするモデルである。このモデルを用いると、合成できる $^{182}\text{Hf}/^{180}\text{Hf}$ 比は 4.8×10^{-4} にまで高くなり、太陽系形成時の高い ^{182}Hf が説明できる可能性がでてきた[21]。また、 ^{182}Hf の半減期を考えると、この均一元素合成過程は、太陽系が形成される約 10^7 年程度前まで継続していたことになる。しかしこの均一元素合成モデルにも問題点がある。最も大きな問題は、 ^{129}I と ^{107}Pd が作られすぎることである(図5)。このモデルでは、生成される ^{129}I ($^{129}\text{I}/^{127}\text{I}$ 比)と ^{107}Pd ($^{107}\text{Pd}/^{110}\text{Pd}$ 比)の量が、隕石からの推定値と比較して約1.5～2桁多くなってしまう(図5では、生成される元素の量を ^{232}Th で規格

化してある)。これに対しては、Wasserburgらは、 ^{182}Hf やアクチノイド元素(^{244}Pu , ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th など)は均一元素合成過程により、そして、 ^{129}I や ^{107}Pd は従来のr-processで合成されたと説明づけている[18]。しかし、消滅核種の半減期から推定すると、均一元素合成過程は太陽系形成のおよそ 10^7 年前まで継続していたことになる。これは従来考えられているタイムスケール(r-processの寄与から太陽系形成までの時間差)を考えると、“直前まで”元素合成が行われていたことになる。このような元素合成が実現可能かどうかを含め、 ^{182}Hf 生成料の問題はまだ未解決な問題として残っている。この問題は、Hf-W法に代表される高精度年代学においては、年代の意味を解釈するうえで、元素合成過程の理解が重要であること強く示唆している。

8. おわりに

最近の質量分析技術の急速な進歩により、10Myr以下の測定誤差で年代学的議論が進められつつある。ここでは、主としてHf-W法およびRb-Sr法に基づく高精度年代データを紹介したが、得られた物質化学的知見は、数値シミュレーションが描く地球・月進化のシナリオとは、必ずしも調和的ではない。Hf-W年代からは、地球や月の生成のタイミングは、鉄隕石の形成から少なくとも60Myr以降であるという制約条件が与えられた。現時点では、Hf-W年代の解釈に問題がないとはいえないが、60Myrという値は非常に“長い”タイムスケールである。林モデルによれば、火星・地球サイズの天体は1Myr程度で集積すると考えられており、さらに地球の1/3程度の質量を持てば、天体の内部は鉄-珪酸塩相の分離ができるほどの高温になっていたと考えられている。従って、このモデルによれば、地球の核の形成は、長く見積もっても、地球の形成後、数Myr以内に起こっていたといえる

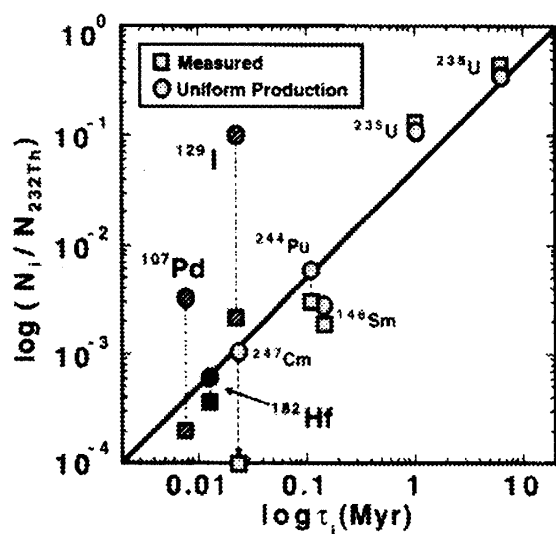


図5. 定常的元素合成モデルによる重元素合成([21]を改定)

(詳細については本号田中氏および榎森氏の論文を参照). 数値シミュレーションとHf-W年代に見られた“discrepancy”がどのような原因によるものであるかは明確になっていないが, 物質化学的にHf-W年代の意味を明確化するには, そう長い時間は必要としないであろう. いずれにしても, 45億年にわたる複合的な太陽系物質進化に対して, 高精度同位体年代データと数値シミュレーション結果を直接, 対比することが可能となり, お互いが相互に検証・議論できる時代に突入したことは間違いない. いよいよ, 惑星科学の新展開がはじまった.

謝辞

本稿を仕上げるにあたり, 倉本 圭(北海道大学低温科学研究所), 塚本尚義(東工大理学部), 林裕子(東京大学理学系研究科), 小木曾哲(東工大理学部), 小宮剛(東工大理学部), 奥地拓生(東工大理学部)諸氏から数々の助言をいただいた. 感謝いたします.

参考文献

- [1] 三澤啓司, 1995: 同位体年代学からみた月の起源, 第2回月の起源研究会集録, pp. 30-38.
- [2] Lee, D. C. and Halliday, A. N., 1995: Hafnium-Tungsten Chronometry and the Timing of Terrestrial Core Formation, *Nature* 378, 771-764.
- [3] Halliday, A. N., Rehkamper, M., Lee, D. C., and Yi, W., 1996: Early Evolution of the Earth and Moon: New Constraints from Hf-W Isotope Geochemistry, *Earth Planet. Sci. Lett.* 142, 75-89.
- [4] Lee, D. C. and Halliday, A. N., 1996: Hf-W Isotopic Evidence for Rapid Accretion and Differentiation in the Early Solar System, *Science* 274, 1876-1879.
- [5] Harper, C. L. and Jacobsen, S. B., 1996: Evidence for ^{182}Hf in the Early Solar System and Constraints on the Timescale of Terrestrial Accretion and Core Formation, *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 1131-1153.
- [6] Lee, D. C. and Halliday, A. N., 1997: Hf-W Evidence for Early Differentiation of Mars and the Eucrite Parent Body, *Lunar Planet. Sci. XXVIII*.
- [7] Galer, S. J. G. and Goldstein, S. L., 1997: in *Isotopic Studies of Crust-Mantle Evolution* (Basu, A. R., Hart, S. R., Eds.), Am. Geophys. Union, in press.
- [8] Swindle, T. D. and Podosek, F. A., 1988: in *Meteorites and the Early Solar System* (J. F. Kerridge, M. S. Matthews, Eds.), Univ. of Arizona Press, Tucson, pp. 1127-1146.
- [9] Gopel, C., Manhès, G., and Allegre, C. J., 1994: U-Pb Systematics of Phosphates from Equilibrated Ordinary Chondrite, *Earth Planet. Sci. Lett.* 121, 153-171.
- [10] 服部道成, 平田岳史, 1997: 隕石物質のRe-Os年代(投稿準備中).
- [11] Shen, J. J., Papanastassiou, and D. A., Wasserburg, G. J., 1996: Precise Re-Os Determination and Systematics of Iron Meteorites, *Geochim. Cosmochim. Acta* 60, 2287-2900.
- [12] Smoliar, M. J., Walker, R. J., and Morgan, J. W., 1996: Re-Os Ages of Group IIA, IIA, IVA and IVB Iron Meteorites, *Science* 271, 1099-1102.
- [13] Göpel, C., Manhès, G., and Allegre, C. J., 1991:

Constraints on the Time of Accretion and Thermal Evolution of Chondrite Parent Bodies by Precise U-Pb Dating of Phosphates (Abstract), *Meteoritics* **26**, 338.

Supernova Source for the r-processes, *Astrophys. J.* **466**, L109-L113.

- [14] Chen, J. H. and Wasserburg, G. J., in *Earth Processes: Reading the Isotopic Code* (Basu, A. and Hart, S. R., Eds.), Am. Geophys. Union, Washington, DC., 1996, pp. 1-21
- [15] McCulloch, M. T., 1994: Primitive $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ from an Archean Barite and Conjecture on the Earth's Age and Origin, *Earth Planet. Sci. Lett.* **126**, 1-13.
- [16] Birck, J. L. and Allegre, C. J., 1988: Manganese-Chromium Isotope Systematics and the Development of the Early Solar System, *Nature* **331**, 579-584.
- [17] Lugmair, G. W. and Galer, S. J. G., 1992: Age and Isotopic Relationships between the Angrites Lewis Cliff 86010 and Angra dos Reis, *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 1673-1694.
- [18] Cameron, A. G. W., 1993: Nucleosynthesis and Star Formation, in *Protostars and Planets III* (Levy, E. H., Lunine, J. I., Eds.), Univ. Arizona Press, Tucson, 1127-1146.
- [19] Wasserburg, G. J., Busso, M., Gallino, R., and Raiteri, C. M., 1994: Asymptotic Giant Branch Stars as a Source of Short-Lived Radioactive Nuclei in the Solar Nebula, *Astrophys. J.* **424**, 412-428.
- [20] Wasarik, J. and Reedy, R. C., 1994: Rates for Neutron-Capture Reactions on Tungsten Isotopes in Iron Meteorites (Abstract), *Meteoritics* **29**, 497-498.
- [21] Wasserburg, G. J., Busso, M., and Gallino, R., 1996: Abundances of Actinides and Short-Lived Nonactinide in the Interstellar Medium: Diverse