

大洋中央海嶺系の熱水噴気孔鉱床 —深海熱水生態系に咲く徒花—

梶原良道¹⁾

1. まえがき

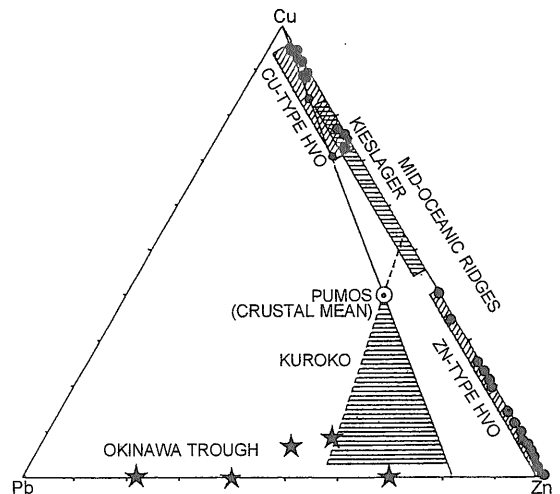
大洋底の熱水噴気孔鉱床(Hydrothermal Vent Ores: 略称 HVO)は, その名の通り, 紛れもなく温泉沈澱生成物の一種であり, その形成過程に対する現象論的イメージは極めて明快である. しかしながら, HVOを構成している鉱石元素の由来については, 未だ必ずしも共通理解が得られているわけではない. 一方では, マントルあるいは玄武岩質海洋地殻を本質のプロビナンスとみなす考え方が強く主張されている. しかし, 一方では大洋底拡大軸などのテクトニック環境は単にヒートフラックス(温泉活動の場)を提供しているにすぎず, 鉱石元素そのものはむしろ表層の海洋生物地球化学圏に由来する循環性のものではないかと, との見方も定着しつつある. いずれが本質的であるかによって, HVOの地球化学的意義は勿論のこと, その資源的価値に対する予測評価も大きく左右されることになる. ここでは, 大洋中央海嶺系(中央大西洋海嶺および東太平洋海嶺をこのように総称することにする)に産するHVOの地球化学的性質に注目し, 後者の見方を支持するいくつかの状況証拠について論じたい. 大洋中央海嶺系は, 最も単純かつ明快な性格をもつ地質環境である. そこで行われている鉱化作用に関する情報は, 他より複雑な海洋地質環境下で行われている同様の鉱化作用, 更には陸上地質系に保存されている過去の諸鉱床の形成要因を理解する上で, 基本的に重要な示唆を与えるにちがいない.

尚, 小論は第7回地質調査所研究講演会「海洋に資源を求めて」において行った講演の内容をとりまとめたものである. 同講演の機会を与えて下さり, 小論の執筆をお勧め下さった, 地質調査所海洋

地質部長中尾征三博士および同所長佐藤壮郎博士に謝意を表す.

2. 鉱石化学的特徴

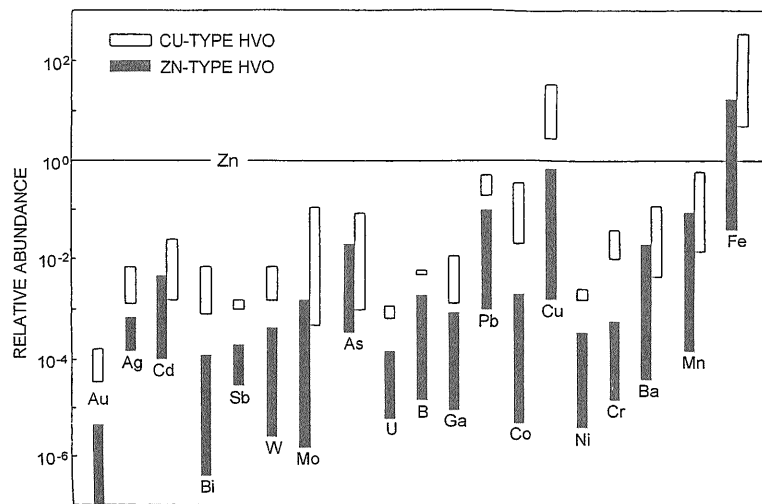
鉱石の主要親銅元素組成にもとづくと, 大洋中央海嶺系のHVOと近年発見記載された沖繩トラフのそれとの間には顕著な系統的相違が認められる(第1図). 前者はCu-Zn系で特徴づけられる性格を有しており, その一部は地質時代の別子型キースラガーに対応させることができる. 一方, 後者はZn-Pb系で近似できる性格を有しており, その組成スペクトラムは地質時代の鉛亜鉛型鉱脈鉱床やミンシッピーバレー型鉱床に類似している. 両者のテクト



第1図 熱水噴気鉱床(HVO)と日本の黒鉱およびキースラガーの鉱石組成. (データの出典: 加瀬, 1983; 川幡, 1986; 中島, 1986; 浦辺, 1986; 梶原, 1987; Bischoff et al., 1983; Normark et al., 1983; Rona et al., 1986; Halbach et al., 1989)

1) 筑波大学地球科学系

キーワード: 中央海嶺, 熱水鉱床, マンガン団塊, 深海生態系, 硫黄同位体, 鉛同位体



第2図 Zn-型HVOおよびCu-型HVOの元素組成. Znに対する相対重量比. (データの出典は第1図と同じ)

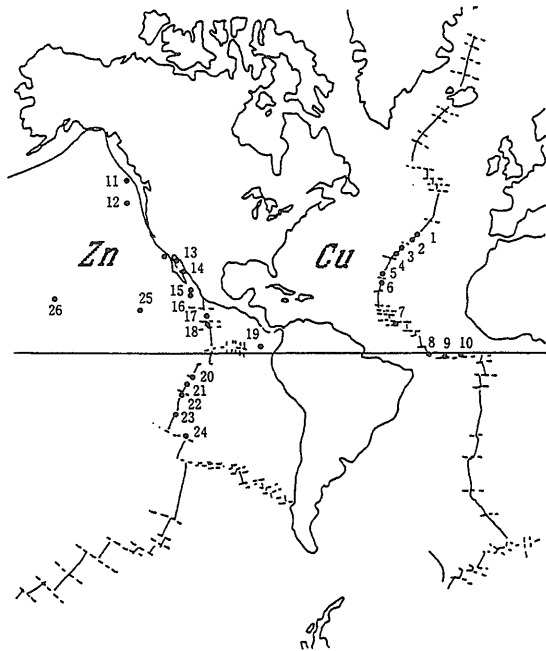
ニック環境は明らかに異なっており、これらを同列に扱うわけにはいかない。とりわけ沖縄トラフの場合、島弧縁海系の形成に至る複雑な地質学的プレヒストリーを無視するわけにはいかないであろう。小論の対象を大洋中央海嶺系のHVOに限定する所以である。Cu-Zn系とZn-Pb系の存在は、いうまでもなく、HVOの起源を総合的に理解する上で第1級の課題である。ここでは、両系列のHVOがいずれも、地殻平均組成比(あるいは定常海洋系を通過しているフラックス比:著者のPUMOSモデル)に比較して、“著しく分化した鉱石化学的性格”を有している事実を指摘しておくことにとどめたい(第1図)。このような性格は、おそらく、熱水性鉱化作用一般に共通した基本的な地化学属性の一つであると思われる。

さて太平洋および大西洋の中央海嶺系に産するHVOに注目すると、それらは更にZn-型とCu-型の2つの類型に大別できる(第1図)。前者はZn/Cu>1のグループで、主成分3金属の濃縮順序は多くの場合Zn>Fe>Cuであり、Zn/Cuの比較的低い鉱石の一部ではFe>Zn>Cuとなっている。一方後者はZn/Cu<1のグループで、主成分3金属の濃縮順序はほぼ例外なくFe>Cu>Znである。これら両類型間には他の微量元素の存在比に関しても顕著な系統的差異が認められる(第2図)。大洋中央海嶺系で行われている熱水鉱化作用の本質に迫るには、前もって、これら両鉱石化学類型の分化要因に関する具体的イメージを確立する必要がある。

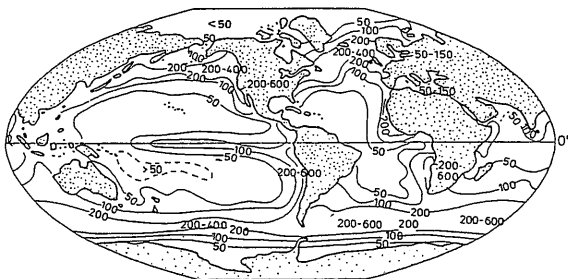
3. 鉱石類型と海洋地球化学的背景

公表されている分析値に基づく限り、面白いことに、大洋中央海嶺系HVOの鉱石化学類型の分布には地域的偏りがあるように見える。先ず第一に注目されるのは、東太平洋海膨ではZn-型が卓越しているのに対して、大西洋中央海嶺ではCu-型が過半を占めていることである(第3図)。太平洋と大西洋の間に見られるこのような第ゼロ次の差別的分布様式は、仮に量的にも事実であるとするならば、これらHVOの鉱石元素のプロビナンスを考える上で重大な制約条件を与えていることになる。すなわち、大洋底地殻の化学的性質にさほど取り立てて言うべき地域性がないとすれば、このような差別的分布様式は、表層堆積物を含む海洋系自体の地球化学的性質の差異を反映していると考えざるを得ない。

海洋系の地球化学的性質の地域性は生物活動によるところが多い。ちなみに、太平洋は大西洋に比較して水産資源のポテンシャルが高いと言われている。このような生物活動の地域性は、生物基礎生産量の地理的分布に反映していると言ってよいであろう(第4図)。生物基礎生産量は一般に、大陸縁帯帯で高く、外洋に向かうに従って激減する傾向を示している。平均生産量に注目すると、太平洋の方が大西洋よりも高いらしい。このような生物基礎生産量の地域性は、垂直的に行われる酸化還元過程の進行に地域差を生ぜしめる。すなわち、基礎生産量の高い大陸周縁海盆では強還元性の動的地球化学過程が



第3図 中央海嶺系の熱水鉱化分布。太平洋にはZn型HVOが卓越し、大西洋にはCu型HVOが卓越している。主な熱水地点：ファンデフカ(12)、ゲイマス(13)、EPR 21N(15)、ガラパゴス(19)。



第4図 大洋における生物基礎生産量(有機炭素量, g/m²/y)の分布(Debyser & Deroo, 1969)。

卓越し、基礎生産量の著しく低い外洋海盆では逆に強酸化性の地化学過程が卓越するに至る。また、このような酸化還元過程は、いわゆる CCD(炭酸塩補償深度)の形成において、直接的あるいは間接的な決定要因の一つとして機能しているにちがいない。大洋底表層堆積物の化学的性質の地域性、とりわけ石灰質～珪質堆積物や赤色粘土の分布、はこれらの諸過程の結果を反映しているとみなすことができる。大洋底に広く知られているマンガン団塊は、表層堆積物の重要な構成要素であり、その分布と性質もまた同様のコントロールを強く反映しているにち

がない。以上のように眺めると、海洋系の地球化学的性質の地域性は基本的に生物生産性の相違によって決定づけられているとみなし得よう。太平洋と大西洋との間に認められるZn型HVOとCu型HVOの第ゼロ次の差別的分布様式は、この種の鉱化作用に生物過程が本質的に関与していることを雄弁に物語っているように見える。

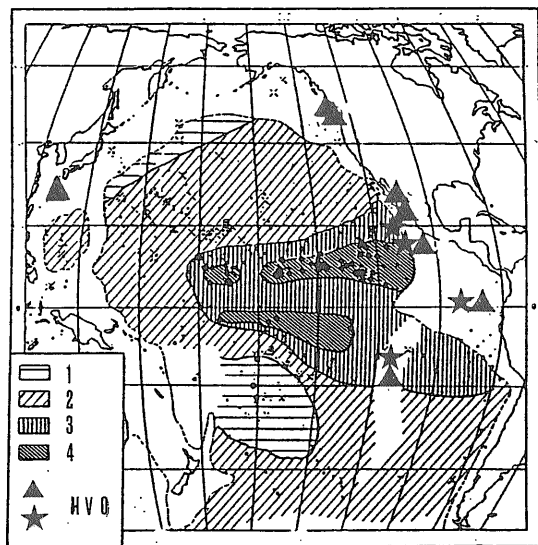
鉱石化学的性質の地域性は、太平洋のHVO群の中にも認められる。前述の大洋間における地域性を第ゼロ次の現象とすれば、これは第1次の現象と呼んでよいであろう。ここでもまた、HVOの鉱石化学的性質は産出地点の海洋地球化学的性質と関係があるように見える(第5図)。東太平洋海膨に産するHVOの大多数(分析値の数に注目する限り)はZn型の性格をもっているが、Zn/Cu比の高い典型的なZn型鉱石は生物基礎生産量の顕著に高い中～高緯度海域の大陸縁辺帯に集中している。別の言い方をすれば、典型的Zn型鉱石は、マンガン団塊の産出が全く知られていないか比較的少ないような海域に偏在している。一方、Cu型および比較的Zn/Cu比の低いZn型の鉱石の産出は、生物基礎生産量はそれほど高くはないが、マンガン団塊の成長速度およびCu含量が共に顕著に高いことの知られている、低緯度海域に集中している。

以上、報告されている分析値にもとづき、中央海嶺系HVOの鉱石化学的性質の地域性を概観した。上述した分布様式の信頼性は評価の仕様がでないが、個々の分析があえて希少珍奇な部分を選んで行ったものでないとすれば、当たらずとも遠からずと言ってよからう。細部の当否はさておき、中央海嶺系のHVOをモデリングする上で、Zn型とCu型の分化およびそれらの地理的分布様式は基本的に重要な制約条件であると思われる。

4. 鉱石重金属元素の供給源

HVOの鉱石化学的性質と海洋地球化学的環境との間に2・3で見たような関係があるとすれば、HVOの生成には少なくともZn型とCu型に対応した2つの異なる海洋堆積性端成分が直接的に関与している可能性がある。

生物基礎生産の高い大陸縁辺帯に集中している典型的なZn型のHVOでは、熟成の進んだ炭化水素



第5図 太平洋におけるマンガン団塊の銅品位変化(Skornyakova, 1979)と主なHVOの分布. Cu%: 1, ≥ 0.4 ; 2, ≥ 0.8 ; 3, ≥ 1.0 ; 4, ≥ 2.0 HVO: Zn-型(三角), Cu-型(星印) [注: 沖縄トラフはZn-Pb型]

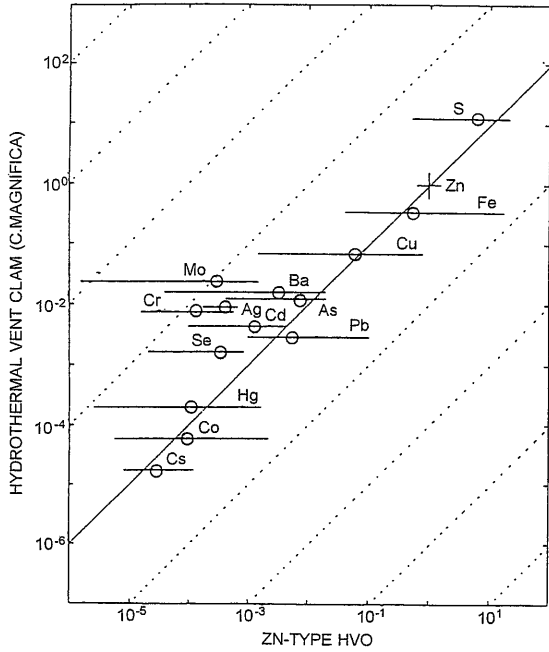
物質(石油やワックス)も観察されている。この事実は、HVOの生成に関与している端成分の1つが生物あるいは生物源有機物質そのものであることを暗示している。ここで興味あるのは、Zn-型HVOの親銅元素組成比と熱水噴気孔生物のそれとの間に、かなり高い相関性が認められることである(第6図)。同様の相関性は海成藻類の平均組成との間にもおおむね成り立っている。硫黄を含む10種以上の元素のほぼ6桁の濃度範囲にわたるこのような相関性は、極めて印象的であり、注目に値するであろう。環境水中における生物の元素濃縮過程においては、元素毎に著しい分別の起こることが知られている。しかし、生体有機物の急激な無機化過程においては、微量重金属元素の多くは、ほぼことごとく残留灰分中に濃縮保存されるにちがいない。このことを考慮すれば、上記の組成相関性は、Zn-型HVOがまさに、有機起源残留灰分を固定した、いわば生物の墓場のような地質体であることを強く示唆しているように見える。噴気孔生物の軟組織に含まれているZn含有量は、最大0.5%にも達することが知られている。もしかすると、この種の鉱化作用には、熱水生態系自体によるその場での元素濃縮過程が先行的役割を演じているかも知れない。HVOを伴わない温泉活動の例は枚挙にいとまない

が、生態系を伴わない温泉活動は皆無である。更に、ブラックスモーカーの出現は数100°Cに達する高温噴気孔にのみ限られている。これらの事柄は、HVOと生態系の因果関係を考える上で、極めて暗示的であろう。

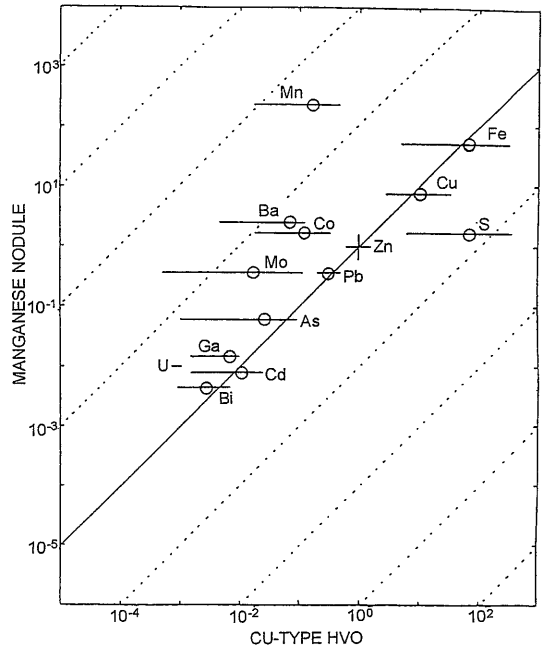
一方、典型的なCu-型およびZn/Cu比の低いZn-型のHVOは、マンガン団塊の豊富な低緯度海域に偏在している。このことに注目すれば、HVOの元素を供給しているもう1つの端成分は、マンガン団塊そのものである可能性が高い。Cu-型HVOとマンガン団塊の化学組成を比較すると、主要親銅元素群に関する限り、両者の間にはかなり見事な相関が成り立っている(第7図)。Mnに代表される一部の元素は還元過程の進行によって容易に溶解移動するが、これらの主要親銅元素は、硫化物イオンの供給がありさえすれば、効率よく固定されるにちがいない。Cu-型HVOの生成には、おそらく前述の有機物分解無機化過程とカプリングした、このような既存マンガン団塊成分の還元分別作用が主役を演じているものと思われる。HVOを伴う噴出孔周辺の表層には、ほぼ例外なく、いわゆる熱水性マンガン酸化物の沈澱が確認されている。これらはおそらく、上記の還元分別作用によって溶脱したMnの再酸化沈澱物であろう。

以上、HVOの構成元素のプロビナンスが本質的には表層堆積物系にあり、その実体が生物源有機物-マンガン団塊の2成分系によって近似し得る可能性があることを指摘した。これらの生物源有機物およびマンガン団塊は、それぞれ、大洋底地球化学システムに実在している強還元性および強酸化性の代表的端成分要素であることに留意したい。HVOの生成は、単純に図式化すれば、熱エネルギーによる同2成分系の分解還元反応現象としてとらえることができるであろう。表層堆積物系を重視したこのような見方は、断片的に得られている同位体的情報とも整合的である。

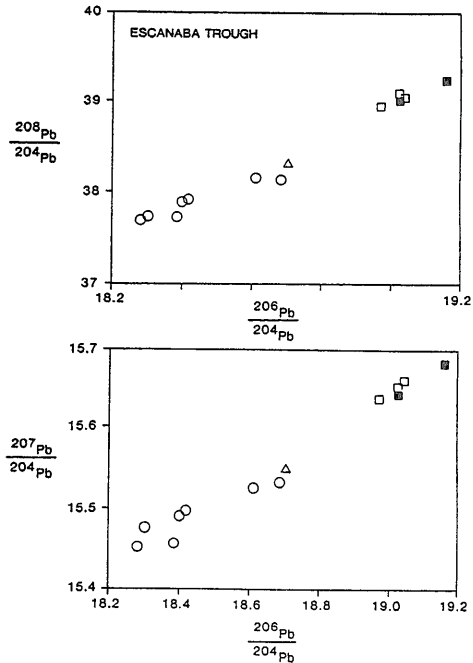
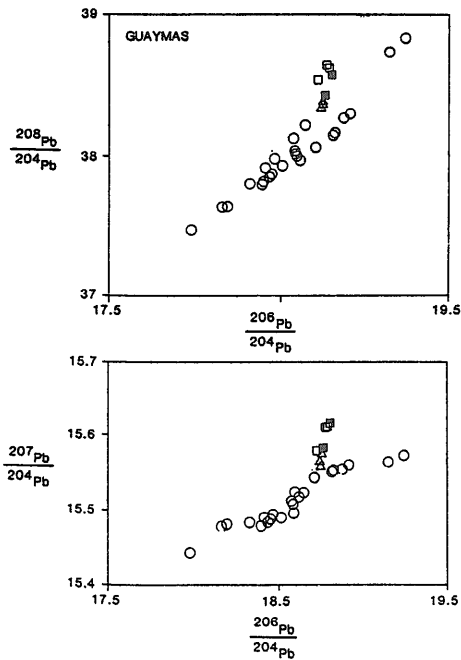
とりわけ注目されるのは、ゲイマスおよびエスカナバのHVOが、いずれも、大洋底玄武岩類と明確に区別される鉛同位体的性質を有していることである(第8図)。更に興味深いことに、これらの同位体比はそれぞれの地域の表層堆積物の同位体比と量的に見事に一致している。ゲイマスとエスカナバに関する限り、マントルあるいは大洋地殻で進化し



第6図 熱水孔シロウリガイの軟組織平均組成(Roesijadi et al., 1985)とZn-型HVOの平均組成(データの出典は第1図と同じ)。Znに対する相対重量比。



第7図 マンガン団塊平均組成(McKelvy et al., 1979)とCu-型HVOの平均組成(データの出典は第1図と同じ)。Znに対する相対重量比。



■ Massive Sulfide △ Hydrothermal Fluid ■ Massive Sulfide △ Basalt (SESCA)
 □ Sediment ○ Basalt □ Sediment ○ Basalt

第8図 ゲイマスおよびエスカナバから得られている鉛同位体情報(Koski, 1990 総括)。

てきた鉛の寄与は皆無であると断ぜざるを得ない。特にエスカナバの海底には極めて薄い堆積物しか知られていない。このことを考慮すれば、HVOと表層堆積物との間の鉛同位体的な一致はまさに驚くべきである。HVO構成重金属元素の本質的供給源をその場の局地的表層堆積物系に求める立場にとって、この観察事例1つのもつ証拠能力は決定的でさえあるように見える。

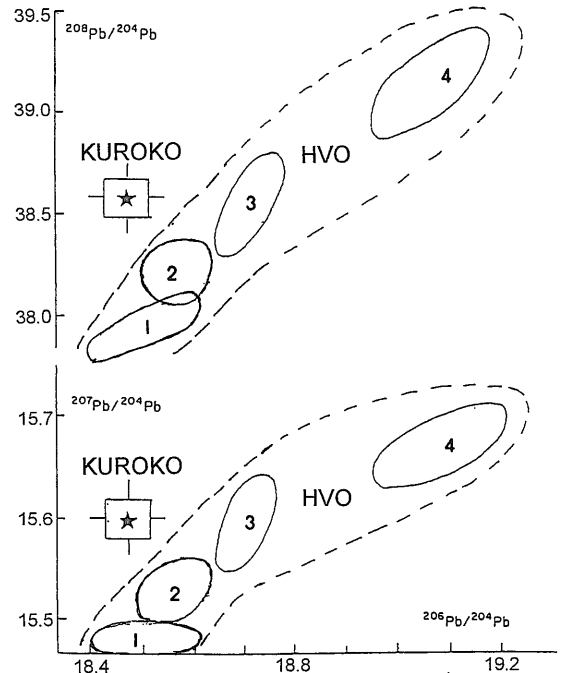
今一つ留意すべきは、東太平洋海膨に分布するHVO群相互間に見られる鉛同位体的地域性である(第9図)。この地域性は極めて著しく、その程度は、例えば、日本列島全土の新第三紀鉱化作用(黒鉱および鉱脈)について知られている同位体比の範囲をはるかに越えている。鉛同位体的に見る限り、HVO構成重金属元素のプロビナスあるいは供給源は、日本の新第三紀鉱化作用に比較して、かなり小規模かつ局地的なものであることが想像される。いずれにせよ、HVO(および堆積物)の鉛同位体比の不均一性および地域性に関する詳細な情報は、この種の熱水鉱化作用の空間的スケール、更には資源的価値を評価予測する上で、重要かつ実用的な指標となる。今後の課題である。

5. 還元態硫黄の起源

HVOに親銅重金属元素を固定させているのは還元態硫黄である。還元態硫黄の供給がなければHVOの出現も有り得ない。その意味で、硫黄の地球化学的挙動は、HVOの形成を原理的に支配していると言ってもよいであろう。

大洋底の熱水系に海水起源の循環性硫黄が関与していることは疑う余地がない。海底玄武岩中や噴気孔周辺に産する硫酸塩鉱物が海水硫酸イオンと等価な同位体比を示している事実はその直接的な証拠である。このことを重視すれば、HVOの形成を支配している基本的な過程は、硫酸還元過程であるということになる。問題はそれがどこでどのような機構によって行われているかである。

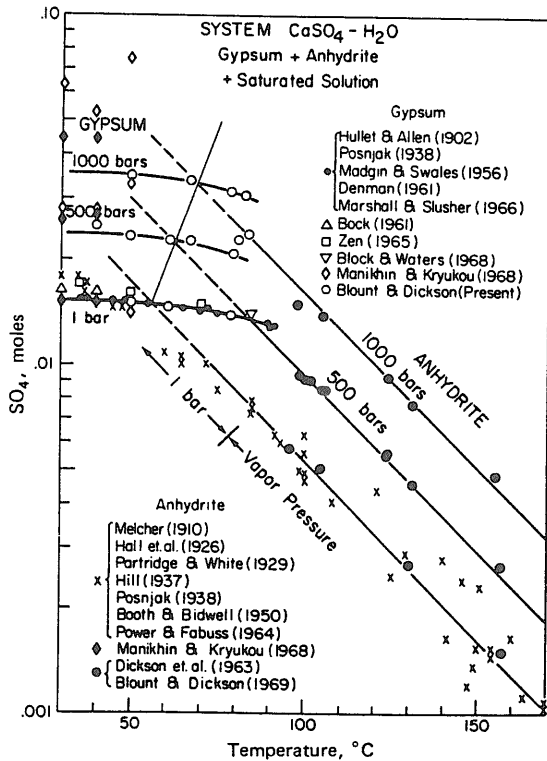
硫酸イオンの還元機構としては、非生物学的な熱化学還元作用(Thermochemical Sulfate Reduction; TSR)と生物活動によって直接的に媒介されている微生物還元作用(Microbial Sulfate Reduction; MSR)が考えられている。TSRは、海水-玄武岩系の室内



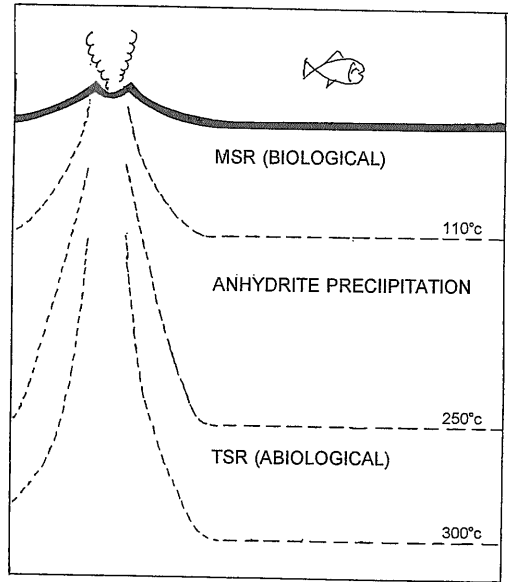
第9図 大洋底HVOの鉛同位体比と日本の新第三紀鉱床(黒鉱)の鉛同位体比。(データの出典: Vidal & Clauer, 1981; 佐々木ほか, 1982; Fehn et al., 1983; Chen, 1987; Hegner & Tatsumoto, 1987; LeHuray et al., 1988; Koski, 1990) 1: ファンデフカ; 2: EPR 21N, ガラパゴス; 3: ゲイマス; 4: エスカナバ

実験にもとづいており、玄武岩中のFe(II)を還元剤として250°C以上の温度条件下で顕著に進行する。一方MSRは、天然で広く知られている嫌気性硫酸還元バクテリアによる異化作用であり、それが機能し得る上限温度は約110°Cである。両者の間には温度条件の著しいギャップのあることが注目される。いずれの寄与を重視するかによって、HVOの形成に対するイメージも大きく左右されることになる。

海水起源の熱水循環系における硫黄の挙動を扱う場合、今一つ考慮すべきは硫酸塩鉱物、とくにカルシウム硫酸塩の沈澱現象である。周知の通り、カルシウム硫酸塩の溶解度は、温度の上昇につれて急激に減少する。この傾向は、圧力および溶液イオン強度が変化しても同様である(第10図)。この知見にもとづくと、新鮮な海水は約110°C(蒸気圧下)~150°C(500気圧下)近辺でカルシウム硫酸塩(硬石膏)の沈澱を開始する。ここで注目すべきは、この



第10図 カルシウム硫酸塩鉱物の溶解度 (Holland & Malinin, 1979).



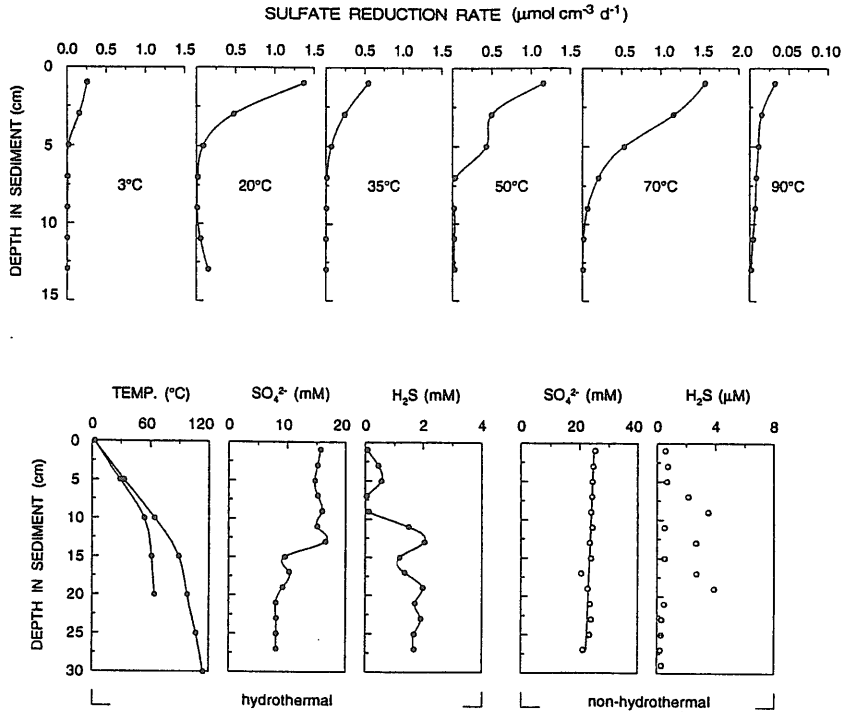
第11図 海水循環熱水系における硫酸イオン還元作用と硬石膏沈殿作用の温度条件。(データの典拠: Mottl et al., 1979; Jorgensen, 1992; Elsgaard et al., 1994; Holland & Malinin, 1979)

硬石膏沈殿開始温度条件が、上述した2つの硫酸還元作用、TSRとMSR、それぞれが生じ得る温度条件の丁度中間に位置していることである(第11図)。このことは、仮に硫酸イオンの還元においてTSRが機能するにせよ、それは硬石膏沈殿後の極めて硫酸イオン濃度の低くなった段階において期待される現象であることを意味している。換言すれば、海水起源の熱水循環系においては、TSRは著量の還元態硫黄を生産する上で本質的な役割を演じてはいないことを強く示唆している。

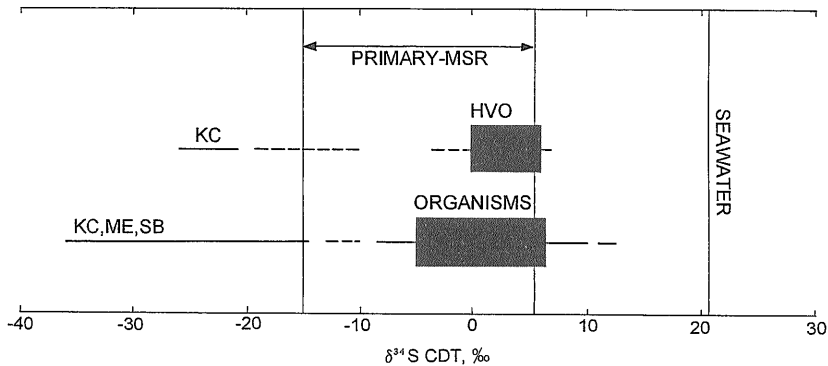
そうであるとすれば、ブラックスモーカーおよびHVOに供給されている還元態硫黄は、本質的に、生物活動による還元作用、MSR、によってもたらされているものと考えざるを得ない。ごく最近、このことを裏付ける直接的観察結果が、ゲイマスの熱水堆積系から報告された(第12図)。それによれば、間隙水中の還元態硫黄濃度は海底下数10 cmの間で極大値を示しており、更に、ラジオトレーサー(³⁵S)観測によるMSRの硫酸還元速度は海底下わずか数cmの範囲内で最大値を与えている。

HVOの形成を基本的に支配している還元態硫黄の生産は、想像以上に浅い大洋底直下の堆積物系内で微生物活動によって決定づけられている可能性がある。

ここで注目されるのは、主要な熱水活動域に産するHVO硫化物と噴気孔生物の硫黄同位体比が互いに酷似していることである(第13図)。両者の同位体比変動幅は、海水硫酸イオンの³⁴S/³²S比に対して、おおむね -20 ± 5 の範囲にある。これはバクテリア異化作用による同位体効果の範囲とはほぼ調和的である(同位体効果の温度依存性を考慮すれば事実上一致している)。したがって、これらの硫黄は本質的に微生物過程による海水硫酸イオンの一次還元産物であるとみなせる。既に見たように(第6図)、噴気孔生物とZn型HVOとの間には、硫黄をも含めた親銅元素組成比の見事な相関が成り立っている。このことも考え合わせれば、上記の硫黄同位体的類似性は、HVOの形成において噴気孔生態系による元素濃縮過程が先行的役割を演じている可能性を、更に強く暗示しているように思われる。東太平洋の主なHVO地点には、好気性硫黄酸化バクテリア(*Beggiatoa* spp. 等)のマットが顕著に発達している。このような生態系を維持するためには、直下



第12図 ゲイマスにおける微生物硫酸還元作用(MSR)の観測結果(Elsgaard et al., 1994).

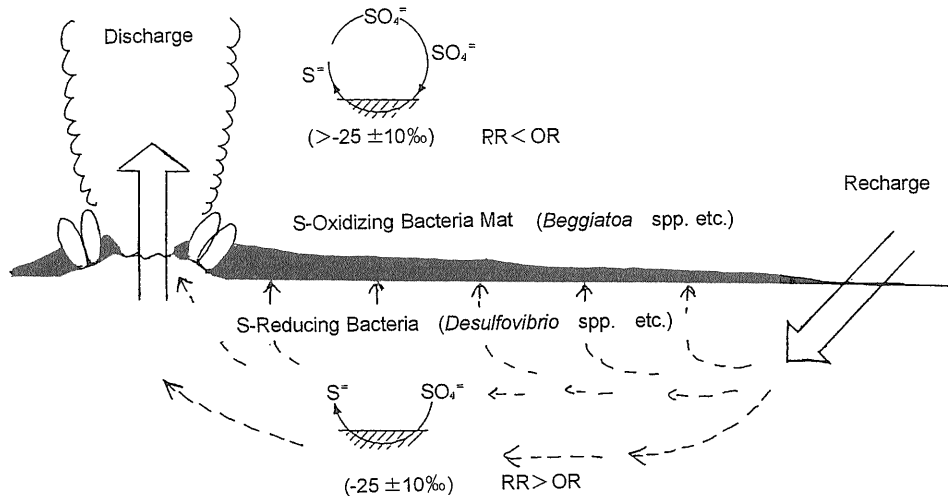


第13図 熱水生態系における硫化物と生物の硫黄同位体比。(データの出典: Skirrow & Coleman, 1982; Fry et al., 1983; Shanks et al., 1987; Kim et al., 1989) HVO: ガラバゴス, EPR 21N, ファンデフカ; KC: 海形カルデラ; ME: 南奄西; SB: 相模湾。

に、エネルギー源の硫化水素を供給する嫌気性硫酸還元細菌(*Desulfovibrio* spp. 等)の生態系が発達してはならない(第14図)。温泉活動の開始に伴って、これら2つの細菌生態系はおそらく相互補完的に発達してきたであろう。細菌生態系の増大は、噴気孔周辺の他の大型生物群集をも発達させるであろう。やがて温泉活動が活発化し数100°Cに達する熱水が循環しはじめる

と、これらの生態系の一部は必然的に分解無機化の運命をたどるにちがいない。ブラックスモーカーは、まさにこのような段階の現象を象徴しているのではなかろうか。

このようなシナリオの当否はさておき、上述した同位体的性格をもつ一次還元硫黄を卓越させるには、硫酸イオンの還元過程のみが一方的に行われるシステム、言い換えれば、いったん還元された硫黄



第14図 熱水生態系における硫黄同位体地球化学過程を示す模式概念図。

RR: 硫酸塩還元速度, OR: 硫化物酸化速度. 数値は海水硫酸に対する見かけの同位体分別度.

が再び酸化されないシステム, が必要である. 熱水活動場の海底面直下ではおそらくこのような条件が満たされているのであろう. 一方, 海底面上では, 放出された一次還元硫黄(HVO および噴気孔生物に固定されている硫黄を含む)は, 溶存酸素や硫黄酸化バクテリアによって再び酸化され(この過程の同位体効果は極めて小さい), 更に高次の酸化還元サイクルに組み込まれる. その結果, 一次還元硫黄に比較して更に軽い同位体を濃縮した高次還元硫黄の形成が期待される. 事実, 海底温泉生態系の生物や硫化物の一部には, このような高次還元硫黄の濃縮が知られている(第13図). 硫酸還元作用(MSR)の同位体効果の範囲を越えて軽い同位体を濃縮しているこのような高次還元硫黄の出現は, 比較的低温の温泉系あるいは高温噴気孔からは遠く離れた周辺域に限られているように見える. おそらく, 嫌気性硫黄還元バクテリア生態系の発達度の相違によるのであろう. いずれにせよ, 高次還元硫黄は一次還元硫黄のごく一部のフラクションが再酸化還元サイクルを経たものである. このことに注目すれば, 一次還元硫黄が発達している熱水生態系は, 高次還元硫黄が卓越しているそれに比較して, 還元態硫黄の生産能力つまりはHVOのポテンシャルティーが相対的に高いと言ってよいであろう.

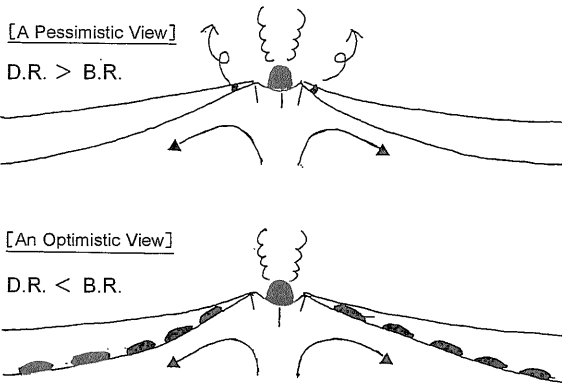
以上, 海水起源の熱水循環系での微生物作用による硫黄還元作用の重要性を指摘した. HVOの還元態硫黄の起源については, 大洋底玄武岩を重視する

立場も一方で根強い. 玄武岩中では硫黄は主に硫化物として存在している. 硫化物の安定な物理化学条件下では, その溶解度は極めて小さい. したがって, 玄武岩から著量の硫黄を溶脱せしめるには, 酸化作用が必要であろう. このことを考慮すれば, 例え玄武岩起源の硫黄が主役を演じるにせよ, HVOを沈澱させるには, 溶脱した酸化態硫黄の再還元過程が同様に Rowe ねばならない. しかし, この過程で生成する硫化物はもとの玄武岩硫黄に比較して軽い同位体を顕著に濃縮しているはずである.

6. 保存の条件

HVOの形成は, 以上論じてきたように, 深海底熱水生態系の発展段階に現れる付随的現象の1つとしてとらえることができる. このような見方によれば, HVOの消滅もまた熱水生態系の衰滅と連動していると言えるかも知れない. 温泉活動の開始と共に誕生し成長してきた生態系は, 循環熱水の高温化の段階で破壊無機化される(とりわけ海底面下の嫌気性生態系が大きな被害を受けるにちがいない). 温泉活動終息後の廃墟にはHVOが残ろう. このHVO(硫化物)は, 生きながらえてきた好気性微生物生態系を支えるほぼ唯一のエネルギー源である. それが消費され酸化分解し尽くされてしまうと, いずれ生態系も消滅してしまうのではあるまいか. 中央海嶺系の大部分は不毛な暗黒の世界であり,

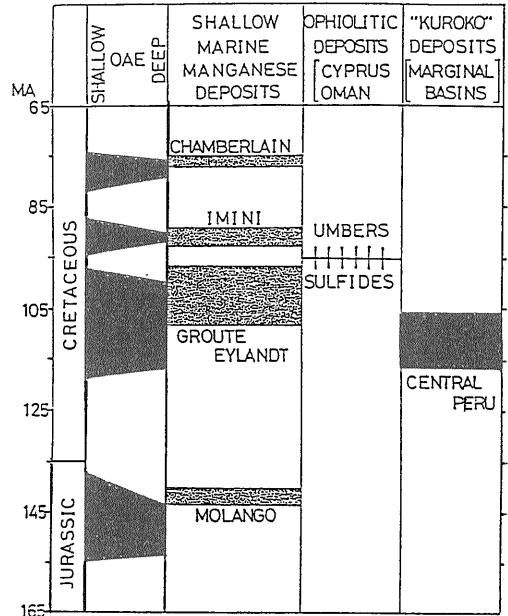
Deep-Ocean Sedimentation Rates (Lisitzin, 1972):
 $1 \times 10^{-4} \text{m/yr}$ (30-45% biogeneous)



第15図 HVO の埋没保存条件を示す概念図。
 D. R. : 酸化分解速度, B. R. : 埋没速度。

HVO を伴う生態系の多くは現在活動中の温泉場あるいはその近傍域に限定的に点在しているにすぎない。このことは、熱水生態系(および HVO)の寿命が地質学的には極めて短く、その出現と消滅が、消えては浮かぶ泡沫の如きものであること、を暗示しているように思える。

では、生成した HVO は如何にして保存されるであろうか。これは、地質時代にそのアナロジーを探索す試みにとっては勿論のこと、それ自体の資源としての利用を図る上でも第一級の課題である。現在の酸化環境下にある大洋底では HVO は遅かれ早かれ酸化分解してしまう運命にある。したがって、HVO が保存されるためには、酸化分解する前に、還元的環境の卓越する堆積物系内に埋没されてしまうことが必要である。このことに注目すれば、基本的保存条件の1つは、分解速度と埋没速度のかね合いであると言えよう(第15図)。仮に分解速度が埋没速度を大きく上まわっているとすれば、HVO の出現と所在は常に生きている温泉活動場近傍に限定されることになり、そのアナロジーを過去の地質時代に見出すことは至難の業であるということになる。一方逆に分解速度が埋没速度を大きく下まわっているとすれば、玄武岩質大洋底地殻と表層堆積物との境界には無限の探索余地が広がっているとみなせよう。HVO の分解は、少なくとも人間の時間スケールで計り得る、速い現象であるらしい。それに対して、大洋底の平均的堆積速度は極めて小さい。

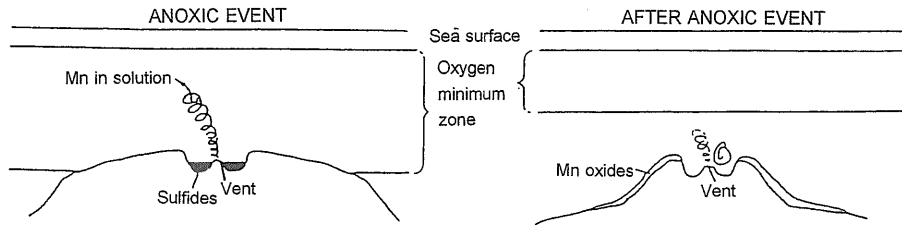


第16図 中生代の海洋無酸素事変(OAE)と層準規制型鉱床生成期(Force et al. (1983)を修飾)

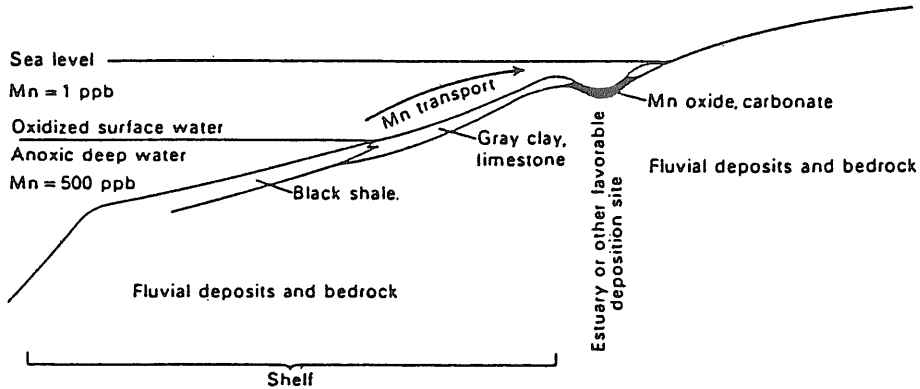
したがって、外洋域における通常の堆積作用によっては、HVO はまず保存されないと考えるのが自然であろう。あえて保存可能な場を挙げるとすれば、それは、碎屑物供給速度の異常に大きい堆積環境とカプリングしている、大陸縁辺帯海域の海嶺系であるということになるだろうか(東太平洋海膨の一部はこのような場に比較し得るかもしれない)。

上述の議論はマンガン団塊に対してはそのまま適用できないことに注意を喚起しておきたい。周知の通り、マンガン団塊は還元的埋没環境下では溶解する。したがって、マンガン団塊を堆積物系内に保存させる基本的条件は、むしろ、還元溶解速度と堆積物脱水速度のかね合いによって決定されると言ってもよいであろう。

地史的観点から注目したい今一つの HVO 保存条件は、海洋環境の異変すなわち停滞的成層水系の発達である。大洋底環境水の無酸素化は、好気性微生物生態系を衰退せしめ、結果的に HVO の酸化分解速度を著しく低下せしめるにちがいない。このような環境の出現はマンガン団塊にとっては勿論危機であり、大洋底のそれらはほぼことごとく無酸素的海水中に溶解してしまうであろう。ちなみに、中生代の代表的な層準規制型鉱床、オフィオライト型硫化



第17図 海洋無酸素事変と海嶺型鉱床の保存 (Force et al., 1983).



第18図 海洋無酸素事変と浅海性マンガン鉱床の形成 (Force et al., 1983).

物鉱床と浅海成マンガン鉱床、はいずれも、黑色頁岩の時空分布から復元されている海洋無酸素事変(OAE)とかなりよく対応しているように見える(第16図)。中生代のOAEは現在の大洋の中間水酸素極小帯が発達したようなものであったと考えられている。海嶺環境で形成されたとされるサイプラスやオマーンの塊状硫化物鉱床は、もしかすると、このような中間水無酸素帯が大洋底にまで拡大発達することによって保存され得たのかも知れない(第17図)。また同時に、著量のMnを濃縮した無酸素水系は、大規模な浅海成マンガン鉱床の形成において、巨大なレザーバーとして機能したものと思われる(第18図)。従来の鉱床成因論はもっぱら形成要因にかかわってきた。保存条件に対する定量的アプローチによって、また新たな展望がひらけるのではあるまいか。

7. あとがき

小論の副題—深海熱水生態系に咲く徒花—は、HVOの成因に対する著者の現時点でのイメージを端的に集約している。大洋中央海嶺系においてさえ、生物活動と鉱化作用がかくも密接に関わり合っ

ているとすれば、ましてや生物基礎生産の顕著に高い島弧縁海系においてをや、と言うべきであろう。冒頭で触れたように、沖縄トラフに産するHVOの鉱石化学的性質は中央海嶺系のそれと明確に区別される(第1図)。これらはおそらく、熱水生態系を支えている物質フラックス自体の相違、つまりは表層堆積物系の地質学および地化学的性質の相違、を反映しているものと思われる。沖縄トラフのHVOの一部は、極めて分化の進んだ小規模黒鉱床の一部に比較できる性質をもっている。このことを重視すれば、同トラフのHVOはもしかすると、黒鉱類似の地化学的性質をもった堆積物系に由来する熱水分化産物であるかも知れない。その実体の説明は、しかしながら、今後の課題である。

別子型キースラガー鉱床はしばしばHVOのアナロジーとして安易に扱われている。しかし、その可否は依然として独立に検証されるべき重要な鉱床学的課題であることを最後に指摘しておきたい。典型的な別子型鉱床は、確かに、Cu型HVOと類似した組成的特徴をもっている。この事実は、プロビナンスの類似性の根拠にはなり得ても、形成の過程と機構の等価性をそのまま保証しているわけではない。言い換えると、我々が知っているHVOの形成

現象は、例えば別子型鉱床の七不思議の1つ，“足がなくて、新聞紙のように薄い鉱層が延々と連続する”という産状、に対して何一つ説得力ある答を与えてはいないように思える。別子型鉱床の形成には、おそらく、何か別の要因が深く関わっているにちがいない。ちなみに、小論で提起したCu-型HVOの起源に対するモデルを援用すれば、別子型鉱床は既存マンガン団塊鉱床の還元残留産物である、という見方も成り立ち得るであろう。仮に万一そうであるとすれば、別子型鉱床の生成を規定した本質的要因は、むしろ大洋底環境の無酸素化事変(OAE)であると言わねばならない。いずれにせよ、生物生態系を含む表層環境圏の寄与と役割を考慮外においては、地球史におけるメタロジェネシスの本質に迫り得ないことだけは確かであるように思われる。このことを強調して結びとしたい。

参考文献

- 本文中では繁雑さ避けるため個々の関連文献等を全て省略した。図表およびデータの出典のみ以下に記す。
- Bischoff, J. L., Rosenbauer, R. J., Aruscavage, P. J., Baedeker, P. A. & Crock, J. G. (1983): *Econ. Geol.*, **78**, 1711-1720.
- Chen, J. H. (1987): *Jour. Geophys. Res.*, **92**, B11, 11411-11415.
- Debysser, J. & Deroo, G. (1967): *Petroleum Formation and Occurrence* (Tissot, B. P. & Welde, D. H., eds.), 29-31.
- Elsgaard, L., Isaksen, M. F., Jorgensen, B. B., Alayse, A. M. & Jannasch, H. W. (1994): *Geoch. Cosmoch. Acta*, **58**, 3335-3343.
- Force, E. R., Cannon, W. F., Koski, R. A., Passmore, K. T. & Doe, R. B. (1983): *USGS Circ.*, **822**, 26-29.
- Fehn, U., Doe, B. R. & Delevaux, M. H. (1983): *Econ. Geol., Monogr.* **5**, 488-506.
- Francheteau, J., Needham, H. D., Choukroune, P., Juteau, T., Seguret, M., Mallard, R. D., Fox, P. J., Normark, W., Carranza, A., Cordova, D., Guerreo, J., Rangin, C., Bougault, H., Cambon, P. & Hekinian, R. (1979): *Nature*, **277**, 523-528.
- Fry, B. (1983): *Nature*, **306**, 51-52.
- Halbach, P., Nakamura, K., Wahsner, M., Lange<J., Sakai, H., Kaselitz, L., Hansen, R. D., Yamano, M., Post, J., Prause, B., Seifert, R., Michaelis, W., Teichmann, F., Kinoshita, M., Marten, A., Ishibashi, J., Czerwinski, S. & Blum, N. (1989): *Nature*, **338**, 496-499.
- Hegner, E. & Tatsumoto, M. (1987): *Jour. Geophys. Res.*, **92**, B11, 11380-11386.
- Holland, D. H. & Malinin, S. D. (1979): *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (Barnes, H. L., ed.), 488-493.
- Jorgensen, B. B., Isaksen, M. F. & Jonnasch, H. W. (1992): *Science*, **258**, 1756-1757.
- 梶原良道(1987): 月刊海洋科学, **19**, 199-203.
- 加瀬克雄(1983): 月刊海洋科学, **15**, 600-607.
- 川幡穂高(1986): 鉱山地質, **36**, 387-398.
- Kim, E-S. & Sakai, K. (1989): *Geochem. J.*, **23**, 195-208.
- Koski, R. (1990): *Gorda Ridge* (McMurry, G. R., ed.), 117-130.
- Lehurray, A. P., Church, S. E., Koski, R. A. & Bouse, R. M. (1988): *Geology*, **16**, 362-365.
- Lisitzin, A. P. (1972): *Soc. Econ. Paleont. Miner., Spec. Publ.*, **17**, 218p.
- McKelvey, V. E., Wright, N. & Rawland, R. (1979): *Marine Science*, Vol. 9, 309-345.
- Mottl, M. J., Holland, H. D. & Corr, R. F. (1979): *Geoch. Cosmoch. Acta*, **43**, 869-884.
- 中島和夫(1986): 月刊地球, **8**, 327-331.
- Normark, W. R., Morton, J. L., Koski, R. A., Clague, D. A. & Delaney, J. R. (1983): *Geology*, **11**, 158-163.
- Roesijadi, J. S. and Crecelius, E. A. (1985): *Biol. Soc. Wash. Bull.*, **6**, 311-324.
- Rona, P. A., Klinkhammer, G., Nelsen, T. A., Trefry, J. H. & Elderfield, H. (1986): *Nature*, **321**, 33-37.
- Shanks, W. C. III & Seyfried, W. E. Jr. (1987): *Jour. Geophys. Res.*, **92**, B11, 11387-11399.
- Skirrow, R. & Coleman, M. L. (1982): *Nature*, **299**, 142-144.
- Skornyakova, N. S. (1979): *Marine Science*, Vol. 9, 699-727.
- Styrt, M. M., Arackmann, A. J., Holland, H. D., Clark, B. C., Pistha-Arnold, C. S., Eldridge, C. S. & Ohmoto, H. (1981): *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **53**, 382-390.
- 佐々木昭・佐藤和郎・G. L. カミング(1982): 鉱山地質, **32**, 457-474.
- 浦部徹郎(1986): 月刊地球, **8**, 479-484.
- Vidal, Ph. & Clauer, N. (1981): *Earth Planet. Sci. Lett.*, **55**, 237-246.
- KAJIWARA, Yoshimichi (1996): *Hydrothermal Vent Ores in the Mid-Oceanic Ridges: Transitory Products of the Deep-Sea Hydrothermal Ecosystems.*

<受付: 1995年3月23日>