

世界の層状硫化物鉱床 (その1)

黒鉱鉱床 キースラーガーと現世の“海底鉱床”

佐藤壮郎・兼平慶一郎

まえがき

これから数回にわたって 世界の層状硫化物鉱床の紹介を行っていききたい。層状硫化物鉱床とは 文字通り地層に似た形をした硫化物鉱物を主とする鉱床である。つまり stratiform sulfide deposits である。同種の鉱床を言いあらわすのに stratabound, concordant, conformable, bedded, などという言葉が用いられることもある。この中の特定の言葉に何か成因的な意味やより包括的な意味や あるいはより限定された意味をもたせて用いられることもある。しかし たとえば stratabound deposit (特定の地層に規制されている鉱床) は必ずしも stratiform とは限らないことを強調して この言葉を層状を呈する鉱床以外にも用いることができると理解している人もいる (STANTON, 1972, p. 541) が strataboundの方がより厳密に“地層”としての性質を意味していると解している人 (DUNHAM, 1971) もいる。したがってその言葉を用いる人の意図にもかかわらず 現在のところ これらの言葉はばくぜんと層状鉱床を意味する同義語と解した方がよいように思われる。

層状硫化物鉱床にはいろいろのタイプの鉱床があるが いずれの場合にも それが周囲の地層と同時に すなわち一種の堆積岩として生成した鉱床であるのか それともすでに堆積・固化した地層のうちのある特定の地層だけが 後の鉱化作用で鉱石になったものであるのかという点に関して 古くから鉱床学者の間で論争がたえなかつたし そのことは現在も鉱床学者の興味の中心の一つになっている。ここで 議論の多い鉱床の生成機構よりも 鉱床生成の地質環境に目をむけ 鉱床と関連している岩石の特徴から層状硫化物鉱床を分類してみよう。このような主旨で DUNHAM (1971) が分類を行っているが 下記の分類はそれを多少訂正したものである。

- (1) 頁岩と共生 : Kupferschiefer-type
- (2) 砂岩と共生 : Copperbelt-type
- (3) 礫岩と共生 : Witwatersrand-type
- (4) 石灰岩・ドロマイトと共生 : Mississippi Valley-type
- (5) 海底噴出岩・火山砕屑岩と共生 :
 - (a) 塩基性噴出岩 : Cyprus-type
 - (b) 酸性噴出岩 : Kuroko-type

Witwatersrand の鉱床は硫化物鉱床とは言えないかも

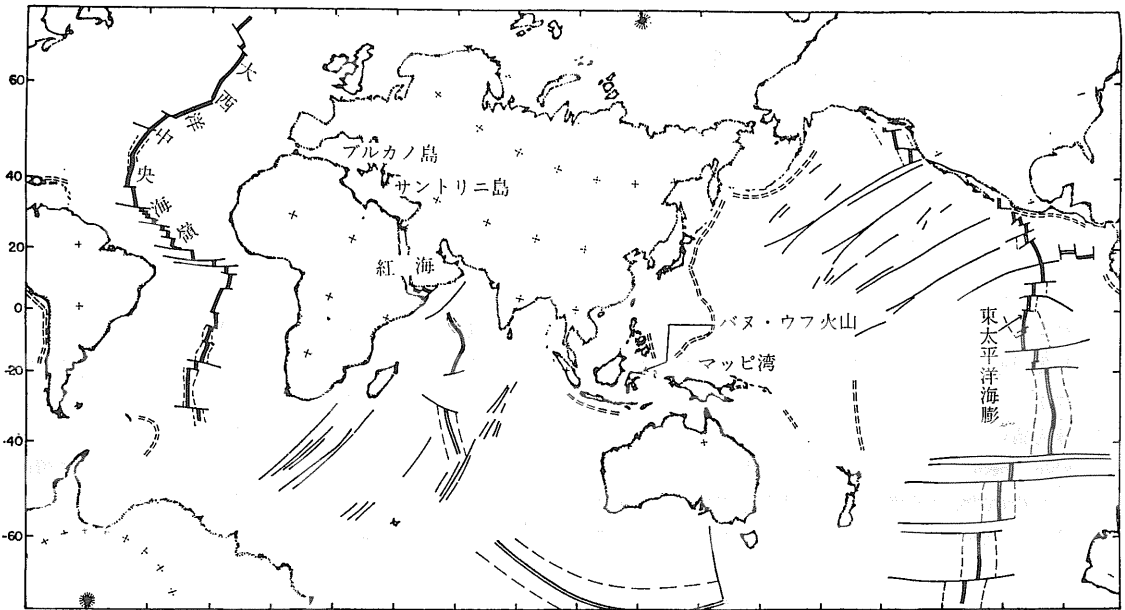
しれないが 一般にかなりの量の黄鉄鉱を伴い 他のタイプの鉱床と共通した問題点もあるので ここにあげてある。Copperbelt-typeの鉱床は 砂岩のほかに頁岩や礫岩を母岩とするものもあり Kupferschiefer や Mount Isa の鉱床と類似する面もあるようにも思われる。これらの鉱床が ドロマイト質の岩石を伴うということも一つの重要な特徴のように思われる。地質環境という点からみれば Copperbelt-type の鉱床と Kupferschiefer-type の鉱床は 一つのグループと考えてよいのかも知れない。

これからの一連の解説では 以上のような層状硫化物鉱床のうちで さしあたって(5)の海底火山作用と直接的あるいは間接的に関連している層状硫化物鉱床をとりあげることにする。このタイプの鉱床中の主要な鉱石はほとんど硫化物のみからなる塊状の鉱石である。

そこで この種の鉱床は しばしば massive sulfide deposit とよばれる。もし層状である点と 火山岩類に関連しているという点も念頭におくと これらの鉱床は stratabound volcanogenic massive sulfide deposits というよび名で かなりよくその特徴を表すことができるであろう。

多くの種類の鉱床の中で 私たちは特に次の点でこの種の鉱床に興味を引かれている。まず第一に このタイプの鉱床は世界各地のいろいろな時代の岩石中に発見されている。時代や場所の違いにより 火山性層状鉱床にはどのような相異点があるのだろうか。あるいはそのような差にもかかわらずどのような共通点があるのだろうか。第二に これらの鉱床はそのほとんどがいわゆる“造山帯”中に見出される。この種の鉱床の実体を明らかにすることにより “造山作用”の理解をいくらかでも深めることができるのではないだろうか。第三に 海底でできた火山性鉱床には 火山作用・海水・大気の影響が少なからぬ影響を与えているはずである。そうだとしたら これらの鉱床は 岩石圏 水圏 気圏と包括した地球の進化の記録をとどめているのではないだろうか。

さて 海底噴出岩に伴う鉱床を(a)塩基性噴出岩に伴うものと (b)酸性噴出岩に伴うものとに細分してあるがこの二つのタイプの鉱床には 実はその伴う噴出岩が塩



第1図 世界の海嶺(二重線)と海溝(二重破線)(HEIRTZLER 他 1968)

基性であるか 酸性であるかということ以上の もっと大きな根本的な差があるのかもしれない。特に プレート・テクトニクス の文脈の中で 両種の 鉱床を比較する場合にその差は明らかになるように思われる。そのことを明らかにすることも 実はこれらからの解説の主題の一つである。

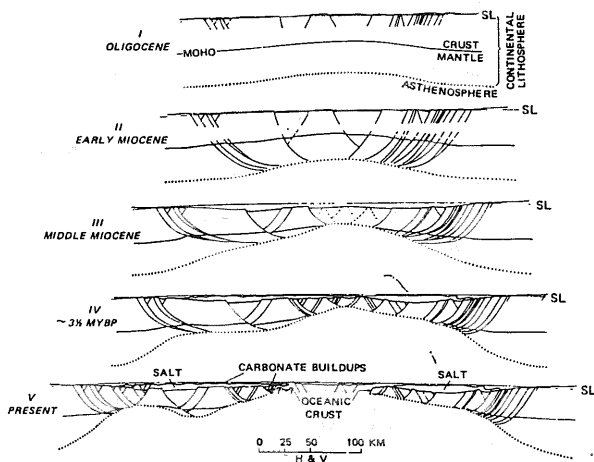
最近の海洋地質学の発展により 現在海底に堆積しつつある重金属に富む堆積物に関するわれわれの知識は ずい分と増えた。それらの堆積環境や 関連する火山岩の性質 構造的な位置などの詳細は 古い地質時代に生成した 鉱床の場合よりも当然のことながらはるかによくわかっている。また わが国には 噴出岩に伴う層状

硫化物 鉱床の代表であり しかも互にいろいろな点で異なった性質をもっている黒鉱とキースラーガーとが数多く存在し これまでかなりよく調べられている。今回は まず これら古い地質時代に生成した 二つのタイプの火山性層状硫化物 鉱床を念頭において 現世の“海底 鉱床”を紹介し 過去の 鉱床の“秘密のとびら”を開けるのに どのような“かぎ”が有効かを検討してみることにしよう。

紅海底の“鉱床”

現在 旺盛な火山活動がみられるのは 大洋中央海嶺と島弧および大陸の周縁である。プレート・テクトニクスの立場でいうと 両者はそれぞれ 海洋地殻がマントルから生み出される場であり それが再びマントルへ帰る場である。前者に生じた現世の重金属に富む堆積物の例として 紅海底に見出された 鉱床を紹介しよう。

紅海は 幅 300km 長さ 2,000km たらずの細長い海にしかすぎないが その底にはインド洋から延びる れっきとした大洋中央海嶺が通っている(第1図)。紅海こそは 太平洋や大西洋のような大洋の 生まればかりの姿である可能性が強いのである。事実 紅海底の岩石からは 東太平洋海嶺や大西洋中央海嶺に伴われるような みごとな左右対称の磁気異常の縞模様 が得られている。このパターンから紅海は 1.6~1.7cm/年の速度で拡大しつつあり その拡大が始まったのは 600~800万年前と推定さ



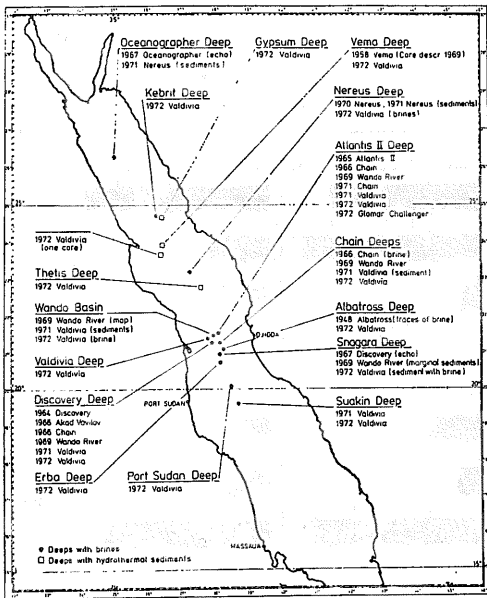
第2図 紅海南部の構造発達史 (LOWELL and GENIK, 1971)

れている(Phillips 他 1969). しかし それまで安定であったアフリカ大陸の端に現在の紅海の拡大に関連する構造運動が始まったのは 漸新世であったと推定されている (Lowell and Genik, 1972). 中新世の中ごろには 現在の紅海の位置に地溝帯が生じ この地溝帯の中には 熱帯の乾燥性気候により 厚いエバポライトの層が堆積した. 第2図に Lowell と Genik (1972) が推定した紅海の構造発達史のモデルを示す.

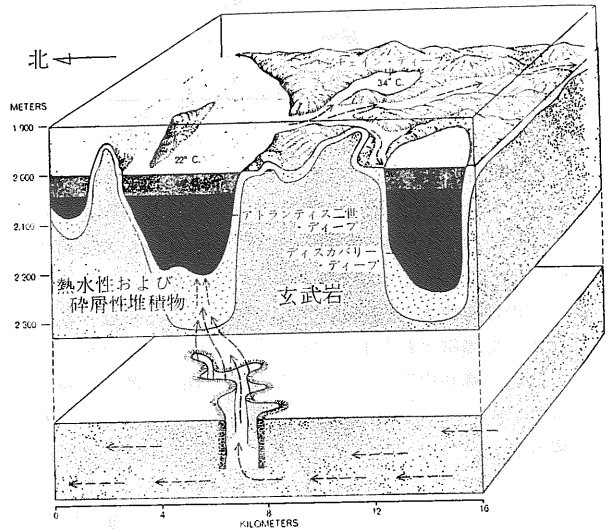
紅海底の海嶺のほぼ直上に 熱い濃厚塩水が溜っており そのうちのいくつかには塩水の下に重金属に富む堆積物が発見された. その中でも アトランティス二世・ディープと呼ばれる溜りの中の堆積物は 規模といい品位といい もしそれが地上に現れたら 大鉱床として十分稼行され得るほどの 銅や亜鉛を含んでいる. こ

のような塩水の溜りは 現在まで20ヶ近く発見されている. 第3図にその分布図を示すが その並びは海嶺に沿ってほとんど一直線になっていることが明らかであろう. アトランティス二世・ディープの付近には 他にいくつかの濃厚塩水の溜りが知られており それぞれ発見した観測船の名前がつけられている. いずれも 海面下 2,000m 以深の凹地に溜っている (第4図).

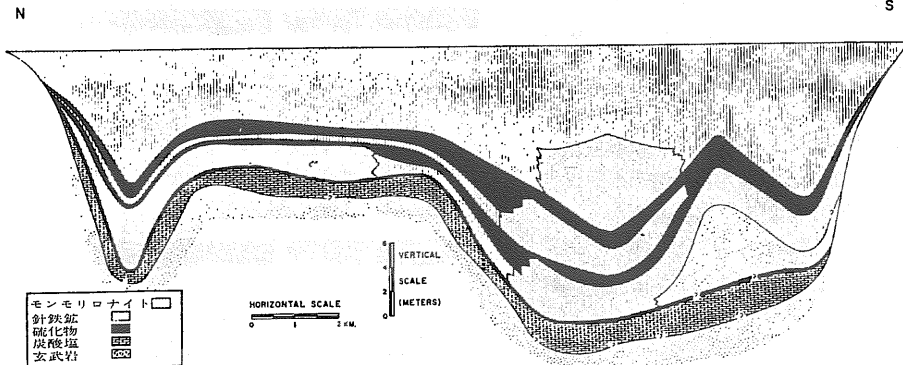
アトランティス二世・ディープの堆積物は 主成分となる鉱物に基づいて 下位から硫化物相・針鉄鉱相・モンモリロナイト相などにわけられる(第5図). この他マンガン菱鉄鉱や硬石膏に富む部分も発見されている. 各相の構成鉱物・化学組成・厚さなどを第1表にまとめて示す. このような堆積物を覆っている 高温・高塩濃度の塩水は 堆積物中の重金属を運搬してきた いわ



第3図 現在までに紅海で発見されたディープ (Backer and Schoell, 1972) 黒星は濃厚塩水を伴うもの 白角は熱水性堆積物のみを伴うもの



第4図 アトランティス二世・ディープ付近の海底地形 (Degens and Ross, 1970) 濃厚塩水は海面下 2,000m 以深の凹地に溜っており その温度は各ディープで異なっている. 2,000m 以浅には 22°C を示す正常な紅海の海水が分布している. 濃厚塩水の動きは 矢印で示してある通りで チェイン・ディープや ディスカバリー・ディープの塩水は アトランティス二世・ディープからあふれ出したものである.



第5図 アトランティス二世・ディープにおける各相の連続の様子を示す模式図 (Hackett and Bischoff, 1973)

第1表 アトランティス二世・ディーブの堆積物の化学組成と構成物質 (BISCHOFF, 1969)

	碎屑物相	鉄モンモリ	非晶質針	硫化物相	水マンガン	
		ロナイト相	鉄 鉱 相		鉱	
平均 化学 組成 (%)	SiO ₂	27.3	24.4	8.7	24.7	7.5
	Al ₂ O ₃	8.4	1.7	1.1	1.5	0.7
	Fe ₂ O ₃ (total)	6.5	37.1	64.2	24.3	30.5
	FeO	1.4	11.7	2.7	13.4	0.4
	Mn ₂ O ₃	0.6	2.1	1.1	1.1	35.5
	CaO	23.6	4.8	3.4	2.5	2.9
	ZnO	0.08	3.2	0.7	12.2	1.4
	CuO	<.01	0.8	0.3	4.5	0.1
	CO ₂	23.1	8.6	3.6	5.7	2.2
	S	0.3	3.9	0.6	16.8	0.6
	構成物質	石英・長石・粘土などの碎屑粒有孔貝殻虫など	鉄モンモリロナイト 非晶質物質 (閃亜鉛鉱) (針鉄鉱) (マンガン菱鉄鉱)	針鉄鉱 晶質シリカ ナイト (黄鉄鉱) (鱗鉄鉱)	非晶質シリカ 黄銅鉱 (重晶石) (硬石膏) 放射虫	閃亜鉛鉱 (クロロタイト) (ウツドラフタイト)
厚 さ		—	4~6m	1m	1m+	15~50cm

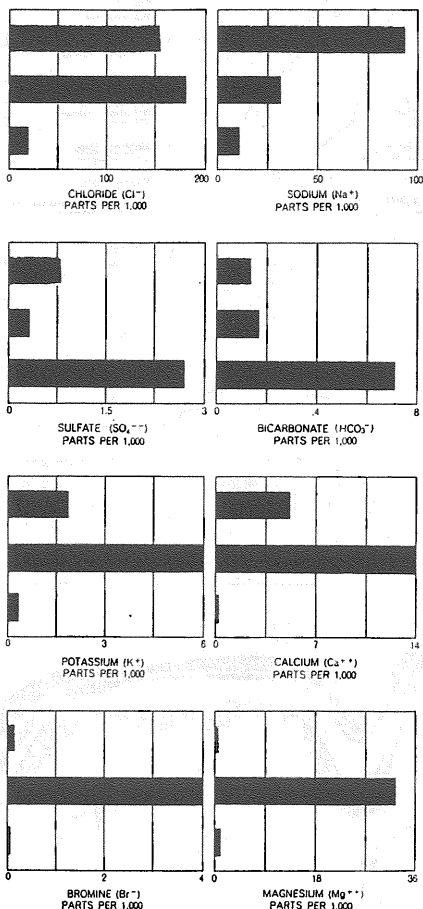
第2表 アトランティス二世・ディーブとディスカバリー・ディーブの濃厚塩水の化学組成 (ppm) (BREWER and SPENCER, 1969)

元 素	アトランティス二世・ディーブ		ディスカバリー・ディーブ	平均海水
	56°C 濃厚塩水	44°C 濃厚塩水	濃厚塩水	
Cl	156,030	80,040	155,300	19,000
Br	128	101	119	65
SO ₄ ⁼	840	2,260	695	2,649
Si	27.6	—	3.5	3.0
Na	92,600	46,900	93,050	10,500
K	1,870	1,070	2,140	380
Ca	5,150	2,470	5,120	400
Mg	764	—	810	1,350
Sr	48	27	46	8.0
Fe	81	0.200	0.27	0.01
Mn	82	82	54.6	0.002
Zn	5.4	0.152	0.77	0.01
Cu	0.26	0.0172	0.075	0.003
Co	0.16	0.00080	0.129	0.0001
Ni	—	0.0012	0.342	0.002
Pb	0.63	0.0088	0.165	0.00003

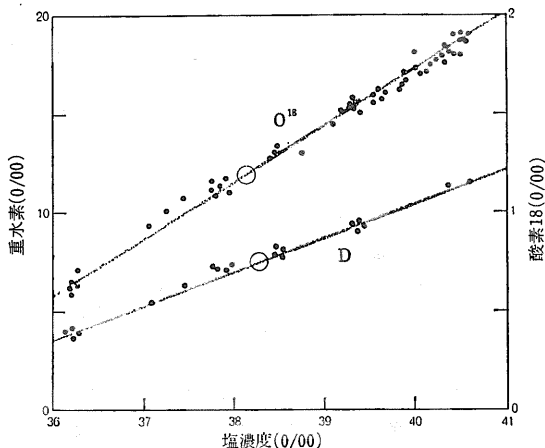
ゆる鉱化溶液そのものであるらしい。この濃厚塩水の組成を第2表に示すが 海水に比べて 多くの微量成分が1,000倍以上も多く含まれているほか ほとんどの成分が海水より著しく濃縮していることが認められよう。

この濃厚塩水の起源としてまず考えられるのは 蒸発によって濃縮された海水ではないかということである。しかし 蒸発作用では Ca, Br, K, Mg は著しく濃縮されるが Na は NaCl として沈澱するためにそれ程濃縮されない。アトランティス二世・ディーブの濃厚塩水と 蒸発によって濃縮された死海の塩水を比べてみると これらの元素の含有量の差は明らかであり(第6図) 蒸発作用では海水から アトランティス二世・ディーブの濃厚塩水を生じることにはできない。この異常な塩水の起源に関しては CRAIG (1969) の説が最も説得的であると思われる。以下に彼の説を紹介しよう。

現在の紅海の海水は 蒸発の程度の差により 場所により塩濃度が異っている。そして それらの海水の酸素と水素の同位体比は 蒸発に際して軽い同位体を選択的に取り去られるために 塩濃度と直線的な変化を示している(第7図)。アトランティス二世・ディーブの高温塩水の酸素と水素の同位体比を この関係にあてはめてみると いずれも38.2%の塩濃度を持つ海水の同位体比と一致した(第7図参照)。このような海水は ディープから数100km 南の紅海の南端近くに存在していることが知られている。また アトランティス二世・ディーブの塩水には アルゴンや窒素などのガスが それが大気と平衡にある場合の2.5倍も過剰に含まれている



第6図
3種の塩水の成分の比較
アトランティス二世・ディーブ(上)
死海(中)
通常の海水(下) 蒸発では死海の場合のようにカルシウム臭素カリおよびマグネシウムが特に増大しナトリウムはそれほど増大しない。アトランティス二世・ディーブではナトリウムが増大しておりカルシウムその他はあまり増えていない。



第7図 紅海の水における塩濃度と重水素・酸素18との関係 (DEGENS and ROSS, 1970)。アトランティス二世・ディープと ディスカバリー・ディープの濃厚塩水の同位体組成 (大円) は 38.2‰の塩濃度を持つ海水に等しい。このような海水は紅海の南部のみに見出される。

が その値も 紅海南端の海水 (38.2‰ 28°C) が大気と平衡にある時に期待される値と正に一致した (WEISS, 1969)。そこで CRAIG は この海水が地中にもぐり込み周囲のエバポライトや玄武岩から塩類や重金属を溶かし込みながら 1,000km 近く離れているアトランティス二世・ディープにわき出したと考えた。

一般に 造岩鉱物中の酸素や水素の同位体比は 海水や天水中のそれと大きく異っている。高温で両者が接したり 地層に水が長い間蓄えられていると 両者の間に同位体の交換反応が起る。紅海のディープ中の濃厚塩水の酸素と水素の同位体比が 起源となった海水とまったく同じであったことは それが地中を旅する時間は短かく 温度も 高くなかったことを示唆している。CRAIG は このようなことから 海水が地中に入ってから再びディープ中に現れるまでの時間は 2,000~3,000年であり その間温度は 100°C を大きく超えることはなかったと推定している。彼はさらに 熱流量の測定値から地下増温率を推定して 紅海付近では地表下約 2,000 m の 基盤のプレカンブリア層に達する以前の深度で 地温が 100°C 以上になることを示した。

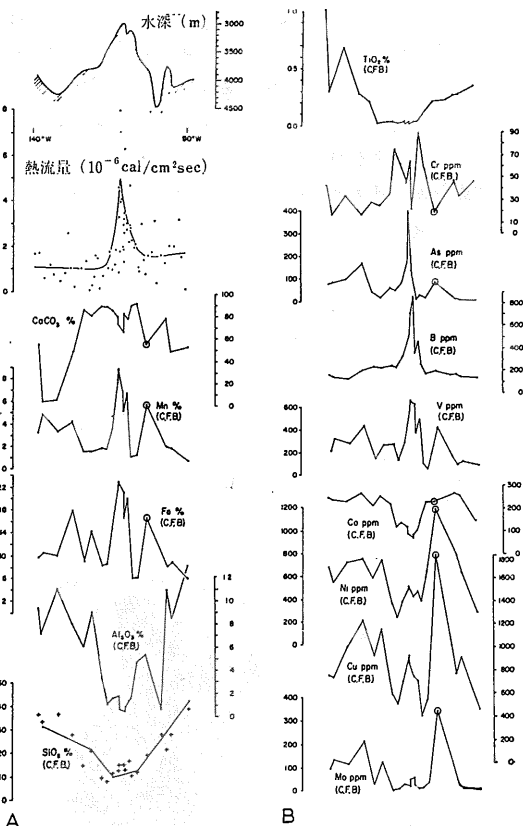
以上を総合すると 紅海底の“鉱床”の生成は 火山作用が直接的な成因関係を持っていないとしても十分説明できる。大洋底中央海嶺は 重金属の濃集のための構造的な場を提供したにすぎない。そして少なくとも紅海の場合には エバポライトの生成のための 高温で乾燥した気候が “鉱床” 生成のための必要条件の一つであった。さらに もっと本質的な条件は 紅海が 海洋

底拡大の初期の姿である大陸地殻のなかの割れ目であることである。過去の鉱床にも同じような成因を持つ鉱床があるのであろうか まことに興味あることである。

大洋中央海嶺上の重金属に富む堆積物

上に述べた紅海の場合は 大洋中央海嶺としては特殊な場合であった。太平洋や大西洋やインド洋中の典型的な海嶺上には 重金属の濃集は行なわれていないのであろうか。

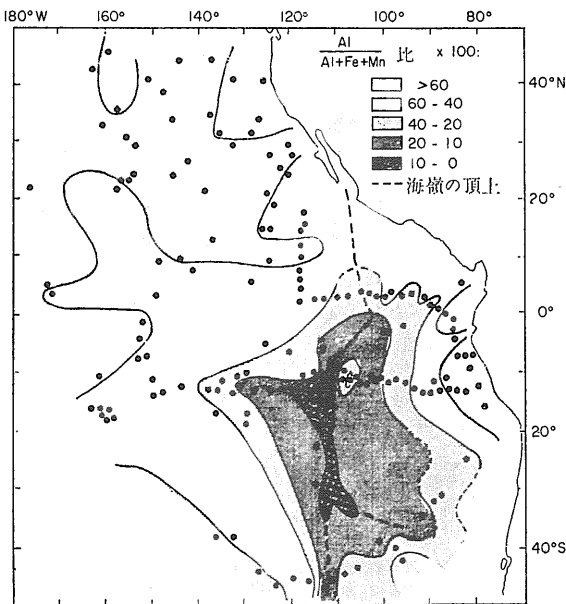
大洋底の粘土質堆積物 (いわゆる pelagic clay) 中の重金属濃度が非常に高いことは以前から知られていた (たとえば GOLDBERG and ARRHENIUS, 1958; TUREKIAN and WEDEPOHL, 1961)。しかし 重金属の分布と海嶺との関係が明らかにされたのは アメリカのスクリップス研究所により 1961年に行なわれた 東太平洋海嶺の調査が最初である。BOSTROM と PETERSON (1966, 1969) はこの時採集された堆積物の分析を行なって 重金属の濃度は一般に海嶺付近で最も高くなっていることを示した (第8図)。特に Mn, Fe, Cr, As, B, V などは 海



第8図 東太平洋海嶺付近の堆積物の組成 (BOSTROM and PETERSON, 1969)。海嶺東側の凹地の堆積物 (丸印) は特に重金属に富んでいる。C. F. B. は 炭酸塩除去後の含有量を表わす。

嶺の直上に濃集しており Ni, Cu, Mo, Ba などはその近くの凹地で最高値を示した。一方 Al_2O_3 , SiO_2 , TiO_2 は逆に海嶺近くで顕著な減少を見せた。その他 インド洋中央海嶺の周辺でも同様に Fe と V に富む堆積物の存在が知られておりここではUも海嶺付近で高濃度を示すことが確められた(BOSTROM and FISHER, 1971)。このような異常な堆積物は海嶺を中心にしてかなりの拡がりをもって分布しておりそこから離れるにしたがって通常の堆積物に徐々に移り変っている(第9図)。BOSTROM と PETERSON は海嶺における火山活動に伴う噴気温泉作用によりこのような堆積物が生じたとして第10図のようなモデルを考えた。重金属やそれを運搬してきた熱水溶液の起源についてははっきりしたことはわかっていない。BOSTROM と PETERSON は両者とも地下深部(おそらく上部マントル)起源と考えているが一方 CORLISS (1971)は海底において玄武岩熔岩から海水によってこれらの元素が選択的に溶かし出されたと考えた。

銅・鉛・亜鉛などの卑金属元素に関しては上述した堆積物は鉱石品位に達していない。そして主成分である鉄やマンガンは酸化物や水酸化物として存在している。このような点は層状の鉄・マンガン鉱床に大きな類似性が認められる。大洋中央海嶺における火山作用が卑金属鉱床を生むためには鉄・マンガンに対して卑金属元素を相対的に濃集させる何らかの特殊な条件が必要であるようにみえる。



第9図 東太平洋海嶺周辺の「異常堆積物」の分布 (BOSTROM and PETERSON, 1969)

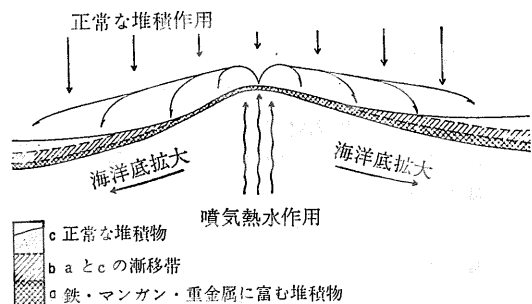
火山島に伴う鉱床

現世の火山活動に伴って周辺の海中に重金属の濃集が報告されている例も少なからずある。イタリアのブルカノ島 (BERNAUER, 1935, 1940; HONNOREZ, 1969; HONNOREZ 他, 1973) ギリシアのサントリニ島 (BUTUZOVA, 1966, 1969; PUCHELT, 1973) インドネシアのパタ・ウフ火山 (ZELENOV, 1964) ニュー・ブリテン島のマツピ湾 (FERGUSON and LAMBERT, 1972) などではこのような堆積物の比較的新しい記載が行なわれている。

これらの例ではいずれも噴気・温泉作用は陸上や浅い海中で行なわれており沈澱物も波打ぎわや浅い湾内で生じたものである。沈澱物はすべて鉄の酸化物あるいは水酸化物を主体とし相当量のマンガンもしばしば伴われる。銅・鉛・亜鉛などの卑金属の含有量はいずれの例でも非常に小さく通常の堆積物と比較しても異常な値を示さない。硫化物の産出も稀でありブルカノ島で海底の噴気孔の近辺で黄鉄鉱と白鉄鉱が報告されている例がある他はバクテリアの作用による二次的な硫化物の生成が局部的に認められているにすぎない。

これらの沈澱物をもたらした熱水溶液(温泉水)に対してはニュー・ブリテン島の場合のみ詳しい分析が行なわれている(第3表)。それによると鉄・マンガンの含有量はアトランティス二世・ディープの濃厚塩水にほぼ匹敵するが銅と鉛に関してはその1/10程度の含有量しかない。しかし沈澱物中の亜鉛はほとんどが300ppm以下であり稀に1,000ppm内外の濃集を示す例があるにすぎない。銅・鉛も沈澱物中には100ppm以下しか含まれていない。

これらの沈澱堆積物中に卑金属が濃集していない理由の一つは熱水が極く浅い海中や地表に流出しているために硫化水素が空気中の酸素によって酸化され卑金属が硫化物として沈澱し得ないためと思われる。なお熱水中の塩濃度や主要溶存成分の濃度は一般に海水と非常によく似ておりその起源は循環海水であるとされている(第3表参照)。



第10図 東太平洋海嶺における堆積作用を示す模式図 (BOSTROM and PETERSON, 1969)

第3表 ニュー・ブリテン島 マッピ湾付近の温泉水の分析値 (FERGUSON and LAMBERT, 1972)

	1	2	3	4	平均海水
Fe	108	18	97	3.5	0.01
Mn	20	15	111	2.7	0.002
Zn	1.35	0.58	2.53	0.03	<0.01
Cu	0.06	0.05	0.05	0.05	0.003
Pb	0.05	0.05	0.09	0.07	0.00003
As	—	0.01	0.02	0.01	0.003
Ca	475	440	395	1,030	400
Mg	700	885	1,340	1,370	1,350
Na	1,930	2,380	13,600	8,600	10,600
K	130	180	756	525	380
Li	—	0.13	0.42	0.40	0.17
B	—	1.0	9.8	5.4	4.6
Cl	1,760	2,250	22,500	18,000	19,000
Br	—	6	76	60	65
I	—	n.d (<1)	n.d	n.d	0.6
SO ₄	5,820	6,560	5,420	2,230	2,649
全溶存塩類	11,800	14,000	46,000	34,200	34,700
温度 °C	44	34	65	85	
pH (20°C)	3.4	4.8	3.7	6.1	8.3
Eh	+514	+534	+444	+224	

黒鉱・キースラーガーとの比較

さて 今まで述べて来た現世の“鉱床”のどのような特徴に 過去の鉱床の謎をとく鍵がかくされているのであろうか。次に われわれになじみの黒鉄鉱床とキースラーガーと これら現世の重金属に富む堆積物との諸特徴を比較して見よう (第4表参照)。

1) 鉱床生成の構造的な場

現在地球上で 激しい火山活動が行なわれている場所は 大洋中央海嶺とベニオフ帯の上である。堀越 (1972) は 前者を海嶺型 後者を前線型と呼んだ。黒鉄鉱床は ベニオフ帯の活動に関連して噴出した火山岩に

伴われており 前述したように 紅海と東太平洋海膨の重金属に富む堆積物は海嶺上に生じている。しかし後二者には 紅海の堆積物が開き始めた海洋底で生じているのに対して 東太平洋海膨の例は 1億年も活動を続けている大洋の真中の海嶺に伴っているという違いがある。キースラーガーの生成の場については よくわかっていない。堀越(1972)は キースラーガーを胚胎する古生層中の塩基性火山岩を 前線型と解釈しているが 杉崎とその共同研究者達 (SUGISAKI 他 1971, 1972; SUGISAKI and TANAKA, 1971) は その化学組成上の特徴から これらの火山岩は少くともその一部は紅海と類似するリッジ・タイプの火山岩であると結論している。

第4表 黒鉄・キースラーガーと現世の“鉱床”との諸特徴の比較

	黒 鉄	キースラーガー	紅 海	東太平洋海膨	
1. 鉱床形成の場	ベニオフ面上	?	海嶺	海嶺	
2. 鉱床に 伴う火 山岩類	岩系 砕屑物との互層 岩系の空間的分布	カルク・アルカリ あり 非対称的	“進化”した海洋性ソレライト(?) あり(?) 対称的(?)	進化した深海ソレライト あり(?) 対称的	深海ソレライト なし 対称的
3. 鉱床の空間的分布 “ 時間的分布	狭い 帯状 狭い	狭い 帯状 狭い	狭い 帯状 狭い	広い 広い	
4. 沈澱金 属種と 鉱石構 成鉱物	Cu, Pb, Zn (%) 2.5 1.3 4.2 (小坂内の岱) 重金屬鉄物 硫化物 硫酸塩鉄物 多い (Ba %) (21.6) (内の岱西黒鉄)	1.3 0.01 0.45 (別子) 硫化物 稀 (0.006) (別子)	3.7 0.2 8.9 (硫化物相) 硫化物 少い (0.04) (硫化物相)	0.09 0.00 0.03 酸化物 あり (±2)	
5. “変質 帯”	特徴的鉄物 化学的特徴	絹雲母・緑泥石・混合層鉄物 アルミとカリに富む	鉄に富み アルカリに乏しい	鉄モンモリロナイト 鉄に富み カリに乏しい	— —
6. 鉱床の 規模	長径×短径×厚さ (m) 長径/厚さ	400×400×19 (内の岱西) 21	2,000(+)×1,600×3 (別子) 670	15,000×5,000×20 750	— —

第5表 カルク・アルカリ 島弧ソレイト 深海ソレイト岩系の火山岩の化学的特徴 (JAKES and GILL, 1970)

	カルク・アルカリ岩系	島弧ソレイト岩系	深海ソレイト岩系
SiO ₂ Range	53-70%	45-70%	47-62%
mode	59%	53%	49%
TiO ₂	0.5-1.2%	0.5-1.5%	1.0-2.5%
Al ₂ O ₃	16-19%	14-19%	14-19%
Na ₂ O/K ₂ O	2-3	4-6	10-15
Rb	30ppm	3-10ppm	0.2-5.0ppm
Sr	380 "	100-200 "	70-150 "
Ba	270 "	50-150 "	6-30 "
Pb	3-7 "	2-4 "	0.5 "
Cs	0.5-1.0 "	0.1 "	0.05 "
K/Rb	400-500	1,000	1,000
Rb/Sr	0.05-0.10	0.01-0.05	0.02
Th	2ppm	0.5ppm	0.15ppm
U	0.7 "	0.3 "	0.10 "
Th/U	3-4	1-2	1-2
Ni	18 "	0-30 "	30-200ppm
Cr	56 "	0-50 "	200-400 "
La	12 "	1-6 "	2-8 "
La/Yb	6-8	1-2	1-2

2) 関連する火山岩の性質

上述した海嶺型と前線型の火山岩の化学的・岩石学的特徴は 一般的には明瞭な違いが認められる。前者には 深海ソレイトあるいは低アルカリ・ソレイトと呼ばれる玄武岩類が 圧倒的に多量に産するのに対して 後者では カルクアルカリ岩系の中・酸性火成岩の量が多い。しかし 玄武岩質岩石のみを取り上げると 主成分の組成のみからは 両者の区別は必ずしも容易でない場合が多い。黒鉄鉱床の場合のように 関連する火山岩中にカルクアルカリ岩系の中・酸性岩の量が圧倒的

に多い場合には問題がないが キースラーガーのように玄武岩に伴い しかも その玄武岩が変成作用を受けている場合には その生成場に関してしばしば議論がわかれる。

第5表には JAKES と GILL (1970) がまとめた 構造的な場の違いによる火山岩の化学的特徴の違いを 第6表には ここで取り上げている4種の鉄床に伴う玄武岩類の化学組成をあげた。東太平洋海嶺の「鉄床」の場合には 伴われる玄武岩は 深海ソレイトのいわばタイプであり 深海ソレイトの典型である。紅海の玄武岩は 海嶺で生成されたのは明らかであるが 太平洋や大西洋の典型的な深海ソレイトに比べて Fe₂O₃・P₂O₅・TiO₂ などの含有量がやや多く CHASE (1969) は アフリカ地溝帯に噴出しているアルカリ玄武岩と深海ソレイトの中間的性質を示すと指摘した。アメリカのコロンビア沖のファン・デ・フカ海嶺では 通常の深海ソレイトと比較して 鉄やチタンの濃集した玄武岩がドレージされ KAY ら (1971) はこれを 分化の進んだ深海の玄武岩であるとした。堀越はこの玄武岩と紅海の玄武岩の類似を指摘した。同様な玄武岩では 北緯20°付近の大西洋中央海嶺上からも知られている (MIYASHIRO et al., 1970)。

キースラーガーに伴う玄武岩は ほとんどが緑色片岩相の変成作用を受けているために 現在の化学組成は必ずしもその初生的な性質を表わしていない可能性がある。しかし 第6表の分析値をみる限り TiO₂ の含有量や Na/K 比は 島弧における前線型の玄武岩よりも紅海の玄武岩に類似している。川辺ら (1973) は ニッケルやクロムの微量元素の面からも 少なくともミ

第6表 黒鉄・キースラーガーに伴う玄武岩類と各種玄武岩の化学組成の比較
*この玄武岩の活動時期は黒鉄生成時期より新しい

	黒鉄花崗岩* (堀越 1966)	キースラーガー三層中部のアクチノライト片岩 (堀越 1972)	紅海底の玄武岩 (CHASE, 1969)	ファンデフカ海嶺の「進化」した玄武岩 (KAY, 1970)	深海ソレイトの平均 (ENGEL et al., 1965)	島弧ソレイトの平均 (KUNO, 1960)
SiO ₂	47.64	49.08	48.71	49.80	49.34	49.78
TiO ₂	0.75	1.81	1.70	2.94	1.49	0.68
Al ₂ O ₃	15.74	15.31	12.81	13.20	17.04	15.69
Fe ₂ O ₃	3.95	10.96	7.80	13.90	1.99	2.73
FeO	5.03		7.46		6.82	9.20
MnO	0.12	0.19	0.25	—	0.17	0.35
MgO	8.95	7.51	7.30	5.86	7.19	7.79
CaO	9.06	11.21	10.20	9.55	11.72	11.93
Na ₂ O	2.18	2.90	2.20	2.90	2.73	1.21
K ₂ O	0.48	0.28	0.19	0.22	0.16	0.29
P ₂ O ₅	0.17	0.23	0.45	—	0.16	0.07
S	0.03	—	—	—	—	—
H ₂ O(+)	2.06	—	0.54	—	0.69	—
H ₂ O(-)	3.99	—	0.34	—	0.58	—
total	100.15	100.00	100.00	98.37	100.08	99.72

カブ帯の玄武岩類は 海嶺型の玄武岩との類似性が強いことを指摘し 当時の紅海型の海嶺に伴って生成されたと推定した。

一方 堀越 (1972) は 海嶺型と前線型 そして彼のいう深成型の火山活動は 火山岩と砕屑岩の間の層序の特徴により区別できるとした(第11図)。この区別は一般的には有効であるが 例外が考えられる。それは紅海のように海嶺が大陸地殻中に生じた場合である。事実 CHASE (1969) によれば 紅海底から引き上げられた玄武岩は 砕屑物と互層しているらしい。キースラーガーに伴う玄武岩は 砕屑物と互層している。この面からも 紅海に似た海嶺型と前線型の二つの可能性は依然として残る。

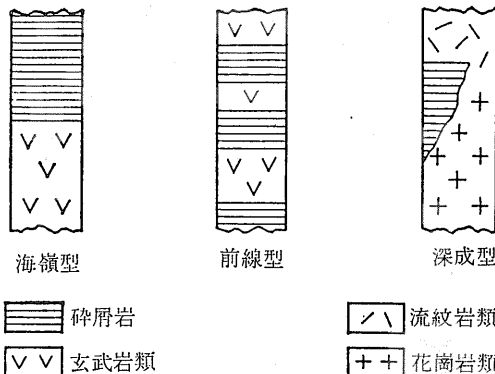
3) 鉱床の空間的・時間的分布

黒鉱鉱床の分布は 時間的にも空間的にも非常に限られている。グリーン・タフの火山活動は 1,000 万年以上続き その生成物は 北海道・東北・山陰に広く分布している。その中で 黒鉱鉱床は西黒沢階末期(約1,300 万年前)の火山活動のみに伴われ 空間的にも少なくとも主要な鉱床の分布は 幅 100km ならずの狭い帯状の部分に限定されている。黒鉱鉱床がなぜこのような限られた分布を示すのかは よくわかっていないが 黒鉱濃集帯が ベニオフ面の等深度線にほぼ平行であることからみて 黒鉱鉱床の生成にも 日本の下に沈み込んでいるプレートの動きが 何らかの形で関係していることが予想される(佐藤 1972)。

同様の限定された分布は 時間的にも空間的にも 紅海型の鉱床に対しても期待される。何故なら 前に述べたように エバポライトの存在が紅海型鉱床の生成のための必要条件の一つであるとする と 海嶺とエバポライトが近接して存在し得る条件は 時間的・空間的に非常に限られるはずだからである。そのような条件は現在の紅海のように 比較的高温の乾燥気候が支配する(あるいは過去に支配した)大陸が 海嶺の活動により割れ始めた時にしか期待できない。海洋底の拡大のスピードを数 cm/年とすると 紅海型の鉱床が生成し得る時間的間隔は 長くても 100 万年のオーダーであろう。

一方 大洋中央海嶺に伴う堆積物の場合は 海嶺の活動が続く限り生成され得ると考えられる。海洋底拡大に伴って空間的にも広い分布を示すだろう。しかしこのような堆積物は 海洋底と共に海溝で再びマントルへもどり地表に現われる確率は小さいと思われる。

キースラーガーの場合には ある一定の層準に鉱床が 胚胎されることが多く 空間的にも比較的狭い範囲に分



第11図 三つの型の火山活動が示す層序の特徴 マグマの成因は 地質構造的に三つに分類できる 火山噴出物が三つの型のどれに当たるかを識別するには その層序が重要であり 化学組成も有力な鍵になる(堀越 1972)

布している。しかし 一般に母岩は強い変形を受けており 胚胎の場の詳しい特徴はよくわかっていない。

4) 沈澱金属種と鉱石構成鉱物

鉱床中に沈澱している重金属種を比較すると 黒鉱鉱床では紅海の鉱床に比べて銅に対する鉛の比が高いことが特徴的である。キースラーガーでは紅海の鉱床よりも一般的にさらに鉛が少ない。この差は 鉱床に伴う火山岩の組成によるものと一般に解釈されている。

鉱物種に関しては 硫化鉱物の種類にはこれらの鉱床の間に本質的な差はないが 硫酸塩鉱物(重晶石・硬石膏・石膏)が黒鉱に多量に伴われるのに対して キースラーガー・紅海の鉱床では非常に少ないか稀であることが 特に大きな違いとして注目される。

東太平洋海膨と火山島に伴う沈澱物では 沈澱している鉱物が鉄とマンガンの酸化物であることが 前述した三つのタイプの鉱床に比べて最も本質的な差である。なお 東太平洋海膨の堆積物中には重晶石の存在が知られている。

5) “変質帯”

黒鉱鉱床の上下盤を構成する火山岩類は いずれも絹雲母・緑泥石・石英とからなる変質岩に変っている。特に下盤の岩石は SiO_2 以外の成分はほとんど溶脱されてしまい 石英が主要な構成鉱物となっている。紅海の場合には 硫化物相は鉄モンモリロナイトを主とする沈澱物で覆われている。下盤の様子はよくわかっていない。紅海の鉄モンモリロナイトは いわゆる変質鉱物ではなく 塩水から直接沈澱した化学的沈澱物であるとされている(BISHOFF, 1969)。黒鉱鉱床の場合でも 上盤の変質岩の少なくとも一部分は このような化学的

第7表 各種鉱床に直接する“変質岩”の化学組成の比較 ただし 東太平洋海膨のものは 鉄・マンガンに富む堆積物そのものである

	黒鉱鉱床の上盤粘土		キースラーガー鉱床		アトランティス二世・ディープ鉄モンモリロナイト相	東太平洋海膨上の堆積物
	小坂元山鉱床	花岡西観音堂鉱床	大豊鉱床下盤の含赤鉄鉱珪質片岩	別子鉱山カワ鉱		
SiO ₂	41.42	47.51	26.26	29.82	24.4	2.5 (13)
TiO ₂	0.42	0.69	tr.	0.01	0.08	0.008(0.04)
Al ₂ O ₃	31.31	32.09	9.27	6.68	1.7	0.19 (0.95)
Fe ₂ O ₃ (Total)	2.20	2.17	36.10	48.15	37.1	5.1 (25.7)
MnO	0.03	—	11.23	0.08	2.1	1.6 (7.7)
MgO	9.45	1.04	1.13	5.62	1.3	—
CaO	0.27	1.63	8.95	0.32	4.8	CaCO ₃ 80 (0)
Na ₂ O	0.06	tr.	0.16	0.03	2.8	—
K ₂ O	6.02	5.72	0.72	0.04	0.58	—
S	0.75	1.18	—	4.80	3.9	—
備考				Cu ; 2.80	Cu ; 0.8, Zn ; 3.2	Cu ; 145(730) ppm Zn ; 75(380) ppm かっこ内は CaCO ₃ を除いた値
	Iwao 他 (1954)	SUDO (1959) TATSUMI & CLARK (1972)	土井 (1962)	土井 (1962)	BISHOFF (1969)	BOSTROM and PETERSON (1969)

沈澱物である可能性が強い。これらの“変質岩”の化学組成を第7表に示すが 黒鉱と紅海の鉱床に直接している堆積物の化学組成の差は 鉱床をもたらしした溶液の化学的性質の違い ひいてはその履歴の違いを反映しているはずであり これからの議論の重要な“鍵”の一つになるはずである。

6) 鉱床の規模

紅海の鉱床と黒鉱鉱床の規模を比較してまず気がつくことは 前者が広く薄い分布をしているのに対して 後者は比較的狭く厚い いわばレンズ状の型態をとっていることである。紅海の鉱床の分布は 海底の盆地状の地形に支配されており 凹地に溜った 海水より重い熱水から鉱物が沈澱したことを物語っている。海水より温度の高い熱水が海水より重くなり 海底の凹地に溜るためには 高い塩濃度が必要であり そのためにはエバポライトの存在が必要であったことは前にも述べた。一方 黒鉱鉱床の場合には 鉱石は多くの場合熔岩円頂丘の斜面の上に堆積しており 鉱化溶液が海水よりも重かったとは考え難い。 鉱石構成鉱物中の液体包有物の研究からも 鉱化溶液の塩濃度は紅海の場合のように高くなく むしろ海水に近い値であったと推定されている。他方 キースラーガーは 紅海の鉱床に類似した規模を持っていることは興味深い。 前にも述べたように 両者の類似性はいくつかの面で予想以上に明瞭である。

以上に述べたように 紅海の“鉱床”と黒鉱鉱床は多くの点で対照的であるが 紅海の“鉱床”とキースラーガーとは類似点が多い。これらの相異点や類似点の

多くは鉱床を伴う火山岩の化学組成にその原因を求めることができるのかもしれない。しかし 鉱床の諸特徴の見かけの違いが 火山岩の組成の差と構造的な場の差のどちらを反映しているかということには不明の点が多い。

今後世界の層状鉱床を紹介していく間に ここでとりあげた以外にも多くの本質的な問題点が浮び上がってくるであろう。 次回はその皮切りとして カナダ盾状地の層状硫化物鉱床を紹介しよう。(筆者らは鉱床部・千葉大学)

文 献

BACKER, H. and SCHOELL, M. (1972): New deeps with brines and metalliferous sediments in the Red Sea. Nature Phys. Sci., 240, 153-158.

BERNAUER, A. (1935): Rezente Erzbildung auf der Insel Vulcano. Teil I. N. Jb. Miner., Beil. Bd. 69, 60-91.

BERNAUER, A. (1940): Rezente Erzbildung auf der Insel Vulcano. Teil II. N. Jb. Miner., Beil. Bd. 75, 54-71.

BISCHOFF, J. L. (1969): Red Sea geothermal brine deposits: Their mineralogy, chemistry, and genesis. In H. R. R., 368-401.

BOSTROM, K. and FISHER, D. E. (1971): Volcanogenic uranium, vanadium and iron in Indian Ocean sediments. Earth Planet. Sci. Letters, 11, 95-98.

BOSTROM, K. and PETERSON, M. N. A. (1966): Precipitates from hydrothermal exhalations on the East Pacific Rise. Econ. Geol., 61, 1258-1265.

BOSTROM, K. and PETERSON, M. N. A. (1969): The origin of aluminum-poor ferro-manganous sediments in areas of high heat flow on the East Pacific Rise. Marine Geol., 7, 427-447.

BREWER, P. G. and SPENCER, D. W. (1969): A note on the chemical composition of the Red Sea brines. In H.

- R. R., 174-179.
- BUTUZOVA, G. Yu. (1966): Iron ore sediments of the fumarole field of Santorin Volcano, their composition and origin. *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **168**, 1400-1402.
- BUTUZOVA, G. Yu. (1969): Recent volcano-sedimentary iron-ore process in Santorin Volcano-caldera (Aegean Sea) and its effect of the geochemistry of sediments.
- CHASE, R. L. (1969): Basalt from axial trough of the Red Sea. In H. R. R., 122-130.
- CORLISS, J. B. (1971): The origin of metal-bearing submarine hydrothermal solutions. *Jour. Geophys. Res.*, **76**, 8128-8138.
- CRAIG, H. (1926): Geochemistry and origin of the Red Sea brines. In H. R. R., 208-242.
- DEGENS, E. T. and ROSS, D. A. (1970): The Red Sea hot brines. *Sci. Amer.*, **222**, No. 4, 32-53.
- 土井正民 (1962): 別子付近の三波川変成帯とこれに伴う含銅硫化鉄鉱床(III). その鉱石ならびに鉱床の成因について *鉱山地質* **52** 63-83.
- DUNHAM, K. C. (1971): Introductory talk: Rock association and genesis. *Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue* **3**, 167-171.
- ENGEL, A. E. J., ENGEL, C. G. and HAVENS, R. G. (1965): Chemical characteristics of oceanic basalts and the upper mantle. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **76**, 719-734.
- FERGUSON, J. and LAMBERT, L. B. (1972): Volcanic exhalations and metal enrichments at Matupi Harbor, New Britain. *T. P. N. C. Econ. Geol.*, **67**, 25-37.
- GIRDLER, R. W. (1969): The Red Sea - A geophysical background. In H. R. R., 38-58.
- GOLDBERG, E. D. and ARRHENIUS, G. O. S. (1958): Chemistry of Pacific pelagic sediments. *Geochim. Acta*, **13**, 153-212.
- HACKETT, J. P. and BISCHOFF, J. L. (1973): New data on the stratigraphy, extent, and geologic history of the Red Sea geothermal deposits. *Econ. Geol.*, **68**, 553-564.
- HEIRTZLER, J. R., DICKSON, E. M., HERRON, E. M., PITMAN, W. C., III and LE PICHON, X. (1968): Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals and motions of the ocean floor and continents. *Jour. Geophys. Res.*, **73**, 2119-2136.
- HONNOREZ, J. (1969): La formation actuelle d'un gisement sous-marin de sulfures fumeroliens a Vulcano (mer tyrrhenienne). *Partie I: Les mineraux sulfures des tufs immerges a faible profondeur. Mineral. Deposita*, **4**, 114-131.
- HONNOREZ, J., HONNOREZ-GUERSTEIN, B., VALETTE, J. and WAUSCHKUN, A. (1973): Present day formation of an exhalative sulfide deposit at Vulcano (Tyrrhenian Sea). *Part II: Active crystallization of fumarolic sulfides in the volcanic sediments of the Baia di Levante. In Ores in Sediments (G. C. AMSTUTZ and A. J. BERNARD, ed.), Springer-Verlag, Berlin, 139-166.*
- 堀越 毅 (1966): 秋田県花岡 中新世潜竜岡頂丘の地質. *地質学雑誌* **72** 299-310.
- 堀越 毅 (1972): 日本列島の造山帯とプレート・科学 **42** 665-673.
- IWAO, S., KISHIMOTO, F. and TAKAHASHI, K. (1954): Wall-rock alteration of the Kosaka mine, Akita Prefecture, Japan. *Geol. Surv. Japan Rep.* **162**.
- JAKES, P. and GILL, J. (1970): Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Letters*, **9**, 17-28.
- 川辺岩夫・飯田忠三・杉崎隆一 (1973): 西南日本古生界地角斜玄武岩の分化ならびにアルカリ岩とソレライトの共存について. (2) 分化に伴う重金属元素の変動. 1973日本地質学会講演要旨 **181**.
- KAY, R., HUBBARD, N. J. and GAST, P. W. (1970): Chemical characteristics and origin of oceanic ridge volcanic rocks. *Jour. Geophys. Res.*, **75**, 1585-1613.
- KUNO, H. (1960): High-alumina basalt. *Jour. Petrol.*, **1**, 121-145.
- LOWELL, J. D. and GENIK, G. J. (1972): Sea-floor spreading and structural evolution of southern Red Sea. *Amer. Assoc. Petroleum Geologists Bull.*, **56**, 247-259.
- MITSUHASHI, A., SHIDO, F. and EWING, M. (1970): Crystallization and differentiation in abyssal tholeiites and gabbros from mid-oceanic ridges. *Earth Planet. Sci. Letters*, **7**, 361-365.
- PHILLIPS, J. D., WOODSIDE, J. and BOWIN, C. O. (1969): Magnetic and gravity anomalies in the central Red Sea. In H. R. R., 98-113.
- PUCHBELT, H. (1973): Recent iron sediment formation at the Kameni Islands, Santorini (Greece). In *Ores in Sediments (G. C. AMSTUTZ and A. J. BERNARD, ed.), Springer-Verlag, Berlin, 227-246.*
- 佐藤壮郎 (1972): グリーンタフ地域の鉱床形成の場—黒鉄鉱床を中心として—. *鉱山地質特別号第4号 第2編* 185-203.
- STANTON, R. L. (1973): *Ore Petrology*. McGraw-Hill.
- SUGISAKI, R., MIZUTANI, S., ADACHI, M., HATTORI, H. and TANAKA, T. (1971): Rifting in the Japanese late Palaeozoic geosyncline. *Nature Phys. Sci.*, **233**, 30-31.
- SUGISAKI, R., MIZUTANI, S., HATTORI, H., ADACHI, M. and TANAKA, T. (1972): Late Paleozoic geosynclinal basalt and tectonism in the Japanese Islands. *Tectonophys.*, **14**, 35-56.
- SUGISAKI, R. and TANAKA, T. (1971): Magma types of volcanic rocks and crustal history in the Japanese pre-Cenozoic geosynclines. *Tectonophys.*, **12**, 293-413.
- TATSUMI, T. and CLARK, L. A. (1972): Chemical composition of acid volcanic rocks genetically related to formation of the Kuroko deposits. *Jour. Geol. Soc. Japan*, **78**, 191-201.
- TUREKIAN, K. K. and WEDEPOHL, K. H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **72**, 175-192.
- WEISS, R. F. (1969): Dissolved argon, nitrogen and total carbonate in the Red Sea brines. In H. R. R. **254-262**.
- ZELENOV, K. K. (1964): Iron and manganese in exhalations of the submarine Banu Wufu volcano (Indonesia). *Dokl. Akad. Nauk SSSR*, **155**, 94-96.
- H. R. R.: Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea (E. T. DEGENS and D. A. ROSS, ed.), Springer-Verlag, Berlin.