

海成燐灰土鉱床研究の現状

中尾 征三 (海洋地質部)
Seizo NAKAO

はじめに

国連第3次海洋法会議が終結し 深海底マンガング塊の開発が いよいよ本格的に開始されようとしている今 マンガング塊にかかわる新しい研究の目標となっているのは もっぱら海底熱水性金属鉱床である。 マンガング塊が 公海又は他国の経済水域内にしか期待できないのに対し 熱水性金属鉱床に類するものは 我が国の経済水域内(例えば伊豆・小笠原海域)での産出の可能性があるため 強い関心を引くのは当然のことである。 さらに極めて最近 海洋科学技術センターが日本海中部地震(58.5.26)の震央付近で熱水鉱床らしきものを発見したことも 我々の強い関心を引いている。

このように 海底鉱床に関する研究上・開発上の関心は もっぱら金属鉱床に集中しているが 世界的にみた資源の需給関係からみると 燐資源の方が重要度が高いということもできる。 燐の最大の用途は周知のように肥料である。 その他に洗剤 マッチ 殺鼠剤等にも使われる。 燐鉱床は大きく4つのタイプ(有機的堆積鉱床 グアノ鉱床 アルカリ複合岩体に伴われる燐灰土鉱床及びカーボナタイト鉱床)に分類される。 ここで有機的堆積鉱床と呼ばれるのが 本文で紹介する海成燐灰土鉱床のことである。 海成燐灰土鉱床から採掘される燐鉱石は 第1表に示した世界の燐鉱石の産出量の約80%を占めるといわれている(岡野, 1975)。

我が国では かつて北大東島から海鳥の糞が石灰岩と反応してできたといわれるグアノ鉱床を また 能登半島からは中新統中部の地層中の燐灰土が採掘されたことがあるが 現在は全て輸入の燐鉱石に頼っている。 世界的な砂漠化現象がみられる今日 肥料として欠くことのできない燐資源の確保は農業政策の上からも重要な課題である。 このような観点に立って 陸上で採掘されている最も重要な燐鉱石=海成燐灰土が 海底ではどのように形成され どのように分布するのかといった問題を中心にして 研究の現状を簡単に紹介してみたい。

なお 本文の骨子は 昭和58年12月12日 文部省科学研究費による総合研究「マンガングジュールの成因に関する研究」(研究代表者 山形大学理学部 大町北一郎教授)の会合において 「海底燐灰土の研究の現状」という演

題で紹介したものである。

海成燐灰土とは

海成燐灰土とは 塊状燐灰石の集合体で 15-20%以上の P_2O_5 を含む堆積物(岩)である。 後で述べるように 何らかの形で海水中の生物がその生成に関与していると思われることから いわゆる有機的堆積鉱床の一種であるといえる。 既に海成燐灰土という言葉を使ってしまったが 同様の成因を持つと思われる燐灰土は ほとんど全てが海成であり 例外として知られる湖成のものもワイオミングの有名な Green River Formation を含む ロッキー山脈中の塩水湖堆積物だけである。 鉱床としての燐灰土は層状をなすことが多いが 礫状のものも知られているし 現在の海底には団塊状のものもある。 また それ等の内部に魚卵状の構造が観察されることも稀ではない。

さて この燐灰土を構成する基本的な鉱物は 弗素を含むカルシウム・ナトリウム・マグネシウム等の炭酸塩と燐酸塩の混合物である。 カルシウムを主要な陽イオン成分とする燐酸塩 [$Ca_5(PO_4)_3(OH, F, Cl)$] を燐灰石(apatite)と呼ぶので この混合物には carbonate-fluorapatite あるいは F-carbonate-apatite という鉱物名が与えられている。 一部では鉱物名として フランコライト(francolite)あるいは特に非晶質のものに対してコロファナイト(collophane)が使われている。 火成岩中の弗素燐灰石との違いが X線回折で明らかになったのは約30年前(Alttschuler et al., 1952)のことである。

次に これらの鉱物の化学組成はどんなものであるか。 前段で Ca の他に Na や Mg が含まれると述べた

第1表 燐鉱石の埋蔵量と産出量

世界の埋蔵量 19,900百万トン		世界の産出量 125百万トン	
モロ ッ コ	8,300	米 国	50
米 国	6,200	ソ 連 邦	25
ソ 連 邦	2,400	モロ ッ コ	20
チュニジア	800	そ の 他	30
そ の 他	2,200		

第2表 海底の磷灰土の化学組成 (Cronan 1980より)

	1	2	3	4	5	6	7	8	
SiO ₂	6.20	3.45	15.30	13.79		1.8 ^a	2.0 ^a	3.1 ^a	
TiO ₂	0.06	0.04	0.10	0.11		0.019	0.016	0.074	
Al ₂ O ₃	1.13	0.92	2.14	2.12		0.37	0.36	1.95	
Fe ₂ O ₃	1.40	25.80	5.58	7.34		0.54	0.77	8.6	
MnO	0.01	0.06	0.01	0.02		0.01	0.09	0.017	
MgO	0.97	1.49	1.34	1.45					
CaO	47.02	33.42	37.04	36.54	47.4	26.2 ^b	8.0 ^b	9.0 ^b	1~4: Agulhas Bank, 南アフリカ沖
Na ₂ O	0.62	0.34	0.78	0.73		1.99	2.79	1.96	
K ₂ O	0.43	0.39	1.57	1.51		0.15	0.13	2.10	5: Forty Mile Bank, カリフォルニア半島沖
P ₂ O ₅	14.82	10.26	17.89	16.82	29.6	18.3	26.2	16.5	6~8: 南西アフリカ大陸縁辺
S	0.31	0.21	0.46	0.45		0.44 ^c	0.56 ^c	<0.1 ^c	a: 石英のみ
F	2.12	1.42	2.21	2.04	3.3				b: 方解石のみ
LOF	25.52	23.24	16.15	16.89					c: 黄鉄鉱中の硫黄のみ
Organic C						0.61	0.76	0.32	

がそれを忠実に表わすと $(Ca_{10-a-b}Na_aMg_b)(PO_4)_{6-x}(CO_3)_xFe_{0.4x}F_2$ のようになる。この式は若干複雑すぎるが陽イオン成分を Ca で代表させて簡略な式にすると $Ca_5(F, PO_4, CO_3)_3$ となる。第2表に示すように現在の海底の磷灰土は数%の弗素と数10%の酸化カルシウム (CaO) を含んでいる。一般に磷灰土中の CO_3^{2-} は3-6%に達するといわれ CO_3^{2-} を1%程度しか含まないもの (例えば McARTHUR: 1980, LUCAS: 1980) は堆積後の海底風化あるいは陸上風化を受けたものと考えられている。また磷が crandallite や phosphosiderite のような鉄鉱物に伴われる例はラテライト化作用によって元来の磷灰石から磷を溶かしこんだ酸性の地下水がアルミナ質又は鉄質の堆積物と反応して二次的に生じたものと考えられている。

地理的分布と生成の時代

現在陸上であって稼行の対象となっている主要な磷鉱床の分布を第1図にまた現海底に存在する海成磷灰土の分布を第2図に示した。

第1図でソ連邦の Kola はアルカリ複合岩体に伴う磷灰石鉱床の代表例であり一方南西太平洋の Nauru はグアノ鉱床の代表例である。他の鉱床の大部分が海成の磷灰土を対象としているといえる。陸上の磷灰土鉱床の中でソ連邦の Karatau はカンブリア紀に堆積したものとして有名である。地史学的にみるとカンブリア紀以降の主要な磷灰土鉱床の形成は古生代のオルドビス紀及びペルム紀 中生代のジュラ紀末及び白亜紀末 さらに新生代の一部に限られる。

次に第2図で現海底の磷灰土の分布をみると陸地

の縁辺に発達するもの (図中の1~4) と陸地から遠く離れて発達するもの (図中の5~6) に大別されることが良くわかる。現在の海底にある磷灰土は いずれも白亜紀以降に形成されたものであるが 現世のものが意外に少ない。

海成磷灰土の生成年代を直接的に求めることは 1960年代末 (KOLODNY, 1969) にウラン-ウラン法を用いて始められた。²³⁴Uの半減期は 2.47×10^5 年であり一方海水中の ²³⁴U と ²³⁸U の activity ratio はほぼ一定 (1.15 ± 0.01) である。ウランが磷灰石中に閉じ込められ海水から遮断されると時間の経過とともに ²³⁴U は減少し 約70万年で activity ratio は約1になる。KOLODNY (1969) の最初の結果も引き続いて発表された Kolodny and Kaplan (1970) の結果も ²³⁴U と ²³⁸U の activity ratio が全てほぼ1 すなわち全てのサンプルが70万年より古い時代に生成されたことを示していた。しかしその後 Baturin et al. (1972, 1974) が同じ方法で南西アフリカ沖の Namibian 陸棚及びペルー~チリ沖の磷灰土団塊の生成年代を測定した結果 彼等の予想どおり現世のものであることが判明した。現世の海底磷灰土が産出するのは今も上記の2海域だけである。これら2海域の磷灰土の堆積環境や性状についての特徴を簡単にまとめると以下のようになる。

南西アフリカ沖 この海域の磷灰土は南緯18度から24度付近で水深50-130mの大陸棚内側の珪藻質堆積物中に発達する。珪藻質堆積物自体も1%程度の磷を含みまた有機物に富んでいる (14%の有機炭素を含むことがある)。磷の含有量は P₂O₅ の濃度で表して最低8%



第1図
世界の磷鉱床分布図
(岡野, 1975より)

最高33%程度であり 次のように磷灰土の性状と密接な関係を持っている。

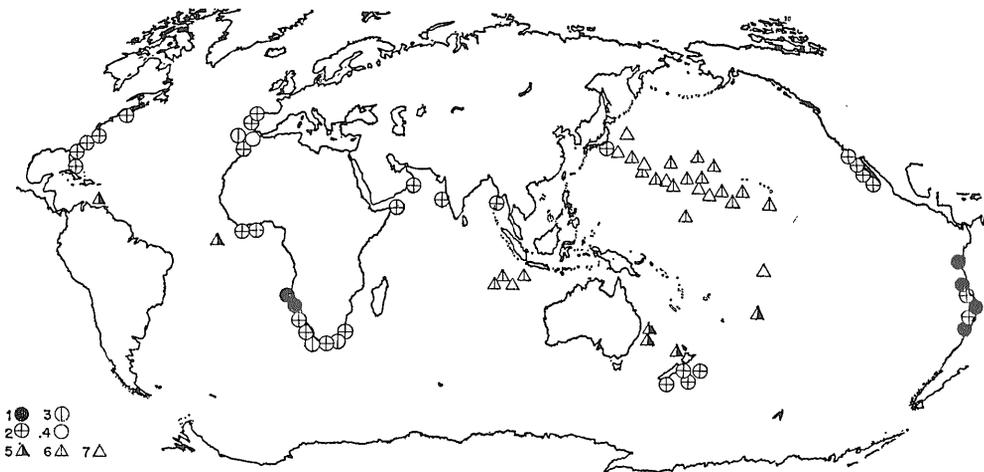
- 不定形塊状の磷灰質土： 8%
- 未固結団塊： 25
- もろい細粒の団塊：27~29
- 緻密なコンクリーション：31~33

生成の時代は現世と新生代新第三紀に大別されるが BATURIN (1971) は 磷灰土への磷の濃集が 続成作用によるものとみて 磷の沈積から濃集までの過程を ①生物による磷の沈積 ②堆積物の岩石化に伴う磷の濃集及び ③洗掘による鉱床の機械的な濃集 という3段階

に分けることを提唱している。

ペルー〜チリ沖 南西アフリカ沖と同様 大規模な湧昇の存在で知られるこの海域の磷灰土は 水深が1,000m以浅の海底 とくに大陸棚上の水深100m付近と大陸斜面の水深400m付近に集中し 細長い帯状の分布で特徴づけられる。 磷灰土を伴う堆積物はラミナが発達し 有機物に富む珪藻軟泥で 磷灰土は不定形のコンクリーションとして産し 12~18%の P_2O_5 を含む。

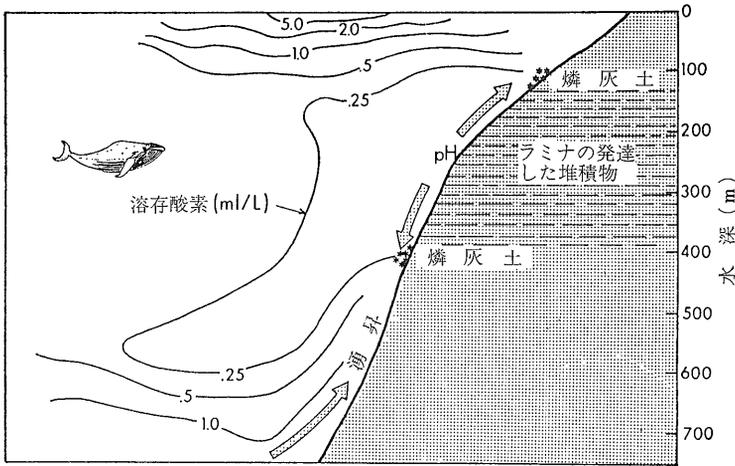
生成の時代がわかっているサンプルの90%以上が 新しい方から 0~1万年 4~5万年 10~10.5万年あるいは13~14万年の年代を示している。 これらの時代はいずれも間氷期にあたり 後述するように磷灰土が海



- 1● 3⊙
- 2⊕ 4○
- 5△ 6△ 7△

第2図 海底の磷灰土分布図

1~4：大陸縁辺の磷灰土 5~7：沈降した海山上の磷灰土 地質時代
1：現世 2及び5：新第三紀 3及び6：古第三紀 4及び7：白亜紀
(Bezrukov and Baturin, 1979より)



第3図
ペルー～チリ沖の燐灰土生成環境
(Burnett and Sheldon (eds.), 1979より)

水準の高い時代に生成したことを暗示している。

堆積環境と生成条件

1. 堆積環境

海底の燐灰土は 水深 1,000m 以浅の大陸棚 大陸斜面 マージナル・プラトー パンク等に産する. 第2図に示したように 大陸の西側沿岸(すなわち大洋の東縁)に良く発達するが 北米フロリダ沖やニュージーランド南東沖の海台上のように大洋の西端に発達するものもある. 燐灰土が分布する海域に共通する要素として最も重要なものは 湧昇と生物の高い生産性である. 湧昇の役割りについては後述するが 燐灰土の生成にとってこれが環境面での必要条件であることは確かなようである. 前節で述べたように 広範囲に湧昇が存在するにもかかわらず 現世の燐灰土が極めて限定された海域にしか分布しないことから 過去(とくに第三紀)においては 大洋の水の循環が現在よりもはるかに強力であったとの推定がなされている.

このことに関連して 日本近海からハワイ諸島の南にかけて分布する燐灰土は 大陸周辺のもの異なって 深海の海山上に形成されたものであり その成因は別途検討されるべきものと考えられる.

堆積物 とくに燐灰土のような生物・化学的堆積物の成因を論じる際に その堆積環境が酸化的であったかあるいは還元的地であったかを明らかにすることは極めて重要である. 燐灰土の場合には有機物に富み 硫化鉄の微粒子を含む珪質堆積物を伴うことが多い(燐 炭素及び珪素の組合せという意味で P-C-Si trinity と表現される)ので 還元的な環境に堆積したものと考えられる.

また 生物・化学的堆積物の生成に関して一般的にい

えることであるが 陸から多量の砂泥等が供給されて堆積する場所では重要な化学成分(この場合には燐)の濃集が妨げられる. したがって 逆に碎屑物の供給が少なく 堆積速度の小さな環境が燐の濃集 あるいは燐灰土の生成に適しているということになる.

以上に述べたような堆積環境の典型的な例として第3図を示す. これは ペルー～チリ沖で燐灰土を産する海域の様子を模式的に表したものである. 燐灰土がラミナの発達する堆積物の分布の上下限(水深 100m 及び 400m 付近)で 底層水中の溶存酸素が最も少ない場所に分布することが示されている.

2. 生成条件

上に述べた堆積環境(場)の条件から一步踏込んで 次に燐灰土が生成するための化学的な条件とその問題点を以下に列挙する.

海底への燐の供給 南西アフリカ沖の例で述べたように 燐灰土は続成作用を受けて次第に高品位のものになって行くようであるが 他の海域と比較して より多くの燐が海底に供給されなければならないことは いうまでもない. その役割を果しているものとしては 植物プランクトンである珪藻の遺骸が最も重要であるといわれている.

適切な pH 環境 KRUMBEIN and GARRELS (1952) や ROBERTSON (1966) は 燐灰土の溶解度が pH の減少とともに小さくなることを示している. したがって pH の高い海水の方が燐灰土の生成に適しているということになる. 上に述べた海底への燐の運び役になっている有機物が分解する時に 局所的な pH の上昇を招き 燐

を沈澱し易くするという説もある (BERNER, 1969).

Mg²⁺の除去 Mg²⁺を一定程度含む通常の海水 (Mg²⁺/Ca²⁺=5.3) に磷を添加しても 磷灰石 (Mg²⁺/Ca²⁺=1.67) は沈澱せず 代りに非晶質の Ca 磷酸塩 (Mg²⁺/Ca²⁺=1.35) が沈澱する. この Ca 磷酸塩は 8 ヶ月間放置してもけっして磷灰石にならないが Mg²⁺を除去した海水に漬けると すぐに磷灰石になってしまう.

Mg²⁺の除去は 海緑石 スメクタイト及びドロマイトのように Mg を含む磷灰土鉱床に伴われる鉱物の生成である程度説明できる. NATHAN and LUCAS (1976) によれば 通常の pH の海水から磷灰石が析出し得る Mg²⁺/Ca²⁺ は 0.2 であるが この値は pH の減少とともに大きくなり pH が 7.0 の場合には 0.85 程度である.

また 上記の Mg 濃度を低下させる現象は いずれも続成作用によって起こると考えられるので Ca 磷酸塩の析出はともかくとして 磷灰石の生成は海底あるいは海底下で起こっているとの考え方が支配的である.

磷灰石の析出面の存在 海水等から磷灰石が析出する際に最も有力な場となるのは方解石であるといわれる. しかし方解石が存在しない場合には 魚類骨格 珪質の生物骨格 長石等も析出面として役に立つ.

3. 湧昇の役割

磷灰土の生成にとって湧昇が必要条件のひとつであるらしいことをこの節の冒頭で述べた. 磷灰土と湧昇との関係は 古くは KAZAKOV (1937) によって論じられた. 彼の考え方は ①磷に富んだ深層水が 湧昇となって表層近くに上ってくると水温が上昇する ②同時に圧力も減少して炭酸ガスが逃げるので pH が上昇する ③温度または pH が高くなると 磷灰石の溶解度が小さくなるので 湧昇によって上昇した海水から磷灰石が純無機的に沈澱する というものであった. しかし その後の海洋化学の進歩は いくつかの根拠で KAZAKOV の考えを否定した. その根拠を要約すると以下のようである.

(1) 圧力の現象に伴う炭酸ガスの拡散速度は湧昇の速度よりずっと小さい. 従って炭酸ガスが逃げて pH が上昇するとは考えられない.

(2) 透光帯 (photic zone) では磷酸塩が過飽和になるがそこでは過剰の磷酸塩がすぐに生物に取込まれてしまうので 磷灰石の無機的な沈澱は起こり得ない.

(3) 深層水は決して磷に富んではない. むしろ磷に未飽和であろう. 湧昇が KAZAKOV のような役割を果たすとすれば 湧昇の存在する海域でもっと広範に磷灰土の生成が観察されるべきである.

(4) 既に述べたように Mg²⁺/Ca²⁺の値と磷灰石析出との関係についての実験結果から考えて 磷灰石が海水から直接沈澱する可能性はないといえる.

以上により KAZAKOV (1937) が提唱した湧昇の役割は否定されたが 湧昇が磷灰土の生成にとって必要不可欠な条件であることが否定されたわけではない. 南西アフリカ沖の Namibian 海域で明らかにされたように 湧昇の源が水深約 200m 付近にあって 深層水よりは若干磷に富んだ海水を表層にむかって運んでいること (CALVERT and PRICE, 1971) あるいは高品位の磷灰土が示す海水の 200 万倍程度の P₂O₅ 濃度のうち 14 万倍に相当する濃縮率は有機物 (乾燥ベースの分析値による) で説明できること等から 湧昇の役割に現代的な意義づけがなされたわけである. すなわち 湧昇は生物体に濃集されて沈澱した磷と そこから溶出した磷を選別して後者のリサイクルを促進し 狭い面積に より高濃度の磷を堆積させるように機能しているといえるのである.

その他のトピックス

前節では海成磷灰土の生成条件を巡る主要な問題を紹介したが ここではそれ以外に磷灰土の研究でしばしば話題となる研究テーマについて簡単に紹介しておく.

海洋における磷の地球化学的サイクル 海成の粘土は河川から運び込まれる粘土と同程度の磷 (700 ppm 程度) を含むので 海水中に溶存する磷のバランスには実質的な影響を与えない. 一方 海成の炭酸塩は 400 ppm 程度の磷しか含まないが 海洋全体での堆積量が極めて多いため 全海洋から堆積物に取込まれる磷のうちの約 30% が炭酸塩によるものと試算されている. 同様に有機物によるものが 40% また 魚類骨格によるものが 2% 程度になるといわれている. さらに最近は大洋中央海嶺の火山地域に豊富な鉄の水酸化物が磷を吸着し 12% 程度の磷 (同様に全海洋から堆積物に取込まれる磷のうち) を固定していると考えられている (BERNER, 1973). 海底火山活動は磷の供給源としても重要であるが その量的評価はまだ不完全である.

pH-Eh 条件 現世の磷灰土が生成されつつある海域の底層水の pH は 7.5 より低いとされている. すなわち南西アフリカ沖では 7.2-7.4 (BATURIN et al., 1970) ペルー沖では 7.4 (MANHEIM et al., 1975) である. 磷灰石は pH が低いと不安定になるが 7.0 ではまだ安

定であり 一方 炭酸塩は 7.5 以下では一般に不安定となる。さらに 燐灰石の析出抑制に関する Mg の役割の項で述べたように pH が 7.5 以下になると 燐灰石が析出する溶液の Mg^{2+}/Ca^{2+} の上限値が高くなる。

一方 Eh については同じく南西アフリカ沖で -200 mv という測定値がある他 ペルー〜チリ沖の現世燐灰土が分布する海域では 底層水の溶存酸素量が最低 (0.2 ml/l) であることがわかっている。しかし 地質時代には より穏やかな還元環境下で堆積する海緑石と燐灰土の共生に近い関係が知られている。また ペルー〜チリ沖の場合にも 低酸素帯全域にわたって燐灰土が生成しているわけではなく その上限 (水深100m) と下限 (400m) に限って分布することから むしろ Eh の変動が起こり易い地点に燐灰土が堆積しているのではないかと考えられるが その詳細は解明されていない。

燐灰土中の微量元素 燐灰土には しばしば Ag Cd Zn Pb Mo Y Sr Se ランタン族等の微量元素が濃集していることがある。これら微量元素の一部は生物活動によって一次的に濃集されると考えられる一方濃集のパターンは燐灰土の生成環境と密接な関係をもつ場合があるので その地球化学的な意義づけを含めた研究の進展が期待される。その他に これまで比較的研究の進んでいる元素と その地球化学的意義について以下に列挙する。

①セリウム (Ce) 海水中の Ce 濃度が負の異常を持っている (すなわち 海水中の Ce 濃度を コンドライト規格化後の La と Nd の濃度から期待される Ce 濃度で割った値 (Ce*) が 0.16 となっている) ことは良く知られている。GOLDBERG et al., (1963) はこの現象を Ce^{6+} がマンガン団塊に選択的に取込まれるためであると説明した。燐灰土全体については 陸源物質の影響が大なので議論は複雑になるが 燐灰土から分離された燐灰石の Ce* がフロリダとモロッコで それぞれ 0.24 あるいは 0.44 を示すという報告がある (ALTSCHULER et al., 1967)。このことは燐灰石が湧昇によって供給される大洋水の影響を受けて生成したことの傍証といえる。

②ユーロピウム (Eu) 火成岩中の燐灰石は Eu^{2+} の強い負の異常を示す。これは灰長石が Eu^{2+} を選択的に取込むためである。一方 海水中の Eu は 3 価でその濃度に異常を示さないが 堆積起源の燐灰石に含まれる Eu は 正負いずれかの異常を示す場合と 全く異常を示さない場合があり その原因は現在のところ不明である。

③ウラン (U) U は海水中では通常 6 価で炭酸塩錯体

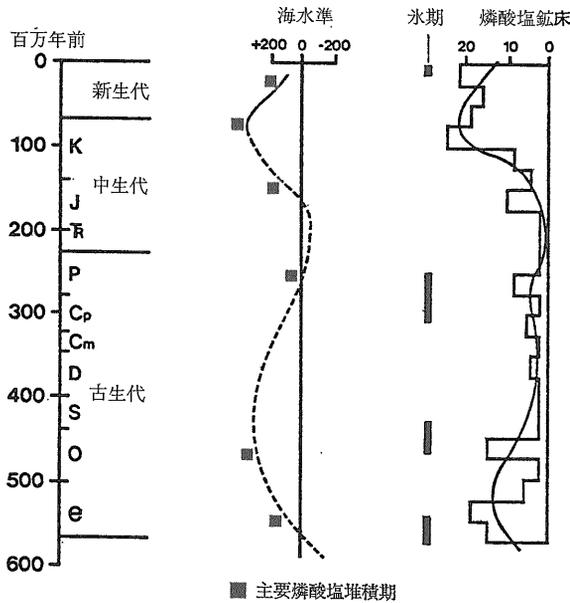
をつくっているが 強い還元環境下では U^{4+} で沈澱する。従って 燐灰石中に U^{4+} が存在すれば その燐灰石は還元環境下で生成したことを示すことになる。しかし U^{4+} は放射壊変や風化によって U^{6+} にもなるので 一般に U^{6+}/U^{4+} は経年と風化によって増加する。結論として U^{6+}/U^{4+} の値を堆積環境の推定に使うことは困難である。

燐灰土生成の周期性 古期の燐灰土鉱床には 燐灰土が泥岩・炭酸塩岩・チャート等と互層するラミナ構造がしばしば観察され その周期は数年〜数 100 年であろうと思われる。また 同様に泥岩や炭酸塩岩を伴う数 m〜数 10 m の厚さの燐灰土が同程度の厚さのチャートと互層することとも稀ではない。この場合の燐灰土層の堆積時間は数 10 万年から数 100 万年であろうと思われる。燐灰土の堆積にみられる これら 2 つの規模の周期性のうち 前者については主に陸地からの物質の供給状況と現場海域での運搬・堆積状況の変化によって説明できそうであるが 後者については明快な解釈がなされていない。

また ペルー〜チリ沖の例で述べたように 数万年の周期で間氷期の高い海水準に符合する燐灰土の生成があること 及び古生代以降の燐灰土全体についても同様の符合がみられる (SHELDON, 1980) ことは 燐灰土鉱床にみられる種々の規模の周期性の成因を検討する際に極めて重要であると思われる。なお上記に関連して間氷期の高い海水準と湧昇の規模・強度との関係や ODIN and LETOLLE (1980) が指摘している海侵型の層序における海緑石と燐灰土のみかけ上の共生とその地球化学的意義の検討も重要であろう。

おわりに

以上に述べたように 燐灰土鉱床は どちらかといえば浅海で生成するものであり 深海底のマンガン団塊や堆積物の研究に携わっている我々にとって 決して身近な存在であるとはいえない。しかし SUGISAKI and KINOSHITA (1982) によれば 中部太平洋の深海 (4,000〜6,000m 程度) に分布する沸石質あるいは石灰質の堆積物には 110°C 乾燥ベースで 2% 以上の P_2O_5 (燐に換算すると約 0.87% 以上) を含むものがみられ なかには 6% に達する場合もある。このような燐の濃集の原因を追及することは 他の金属元素の地球化学的な研究と同様に海洋系の中で問題となっている元素の供給源を明らかにすることの一環として重要であろう。また 深海堆積物中の魚類骨格への微量元素の濃集機構の研究も 一般



第4図
地質時代の氷期 海水準変動と
磷酸塩鉱床の生成期
(Sheldon (1980) より)

の磷灰土への特殊な元素の濃集機構を解明する際に 大いに役に立つであろう。

一方 日本近海からハワイ諸島の南にかけての中部太平洋海山群に分布する磷灰土は 資源としての価値と地球化学研究の対象としての価値の両面から注目し値するものであると思われる。同海域の水深は 平均的には 3,000~4,000m であり 海山の頂部でも 1,200m 程度が最も浅い。第2図に示したように この海域の磷灰土は大半が新第三紀 一部は白亜紀に形成されたものであり 沈降した海山上に産するといわれている。

これらの海山は 元來どの程度の水深をもっていたのだろうか。また磷灰土が形成された時点で その場所の水深がせいぜい数 100m 程度であったとすれば その後の沈降は主に海水準の変動による相対的なものであろうか。あるいは この海域の磷灰土は 他の沿岸海域でみられるものよりもずっと深い海底で生成したものであろうか。さらに海底への磷の供給は やはり生物を通して行われたのだろうか。それとも ここには無機的濃集の条件が存在していたのだろうか。最後に磷は一般的な海洋のサイクルの中で 静かにこの海域に蓄積されたのだろうか。あるいは 海山の形成前後に海底火山・熱水活動によって 海洋系に加えられたものであろうか。

BATURIN and BEZRKOV (1979) は 海山上の磷灰土の成因について 一部を大気環境下のグアノに また他を炭酸塩岩の変質によるものと考えているが 正直なところ確たる証拠はないようである。

最近 は 日本列島の古期炭酸塩岩 (石灰岩) が はるか南方の海山上で形成され プレートの動きに乗って近海に近づき軽いため海溝を乗り越えて 我が国土に付加されたという考えかたがある。磷灰土は不幸にして石灰岩よりも若干重いはず (比重は方解石 : 2.71 炭酸磷灰石 : 3.1~3.2 磷灰石 : 2.9~3.6) なので 同じような付加の可能性は より小さいと考えられるし 現実に陸上の古期炭酸塩岩に随伴する鉱床規模の磷灰土は 我が国には存在しない。しかし 他国の沿岸 (経済水域内) にある磷灰土と比較した場合 中部太平洋海山群の磷灰土がより身近な研究対象であることは確かである。

参考文献

Bentor, Y.K. (1980) Phosphorites—the unsolved problems. SEPM Special Publ. no.29 (Marine Phosphorites), p.3-18.
 Burnett, W.C. and Sheldon, R.P. (eds.) (1979) Report on the Marine Phosphatic Sediments Workshop (Febr. 9-11, 1979 in Honolulu, Hawaii), East-West Center. 65p.
 Cronan, D.S. (1980) Underwater Minerals. Academic Press, London. 362p.
 Manheim, F.T. and Gulbrandsen, R.A. (1979) Marine Phosphorites. *Mineral. Soc. America Short Course Notes* Vol.6, (Marine Minerals) p.151-173.
 岡野武雄 (1975) 地下資源. 230p. 共立出版
 Sugisaki, R. and Kinoshita, T. (1982) Major element chemistry of the sediments on the Central Pacific Trench, Wake to Tahiti, GH80-1 cruise. *Geol. Surv. Japan Cruise Report no.18*, p.293-312.