

海底堆積物から読み取れる陸棚及び その周辺海域の海洋環境

池原 研¹⁾

1. はじめに

海岸線から大陸棚にかけての水域は、全世界の海洋の10%にもみたくない面積しかもっていません。しかし、この海域の単位面積当りの生物生産量は外洋水域の数倍から6倍以上にも達し、河川や大気から運ばれてくる溶存態・粒状態物質の重要な変質及び固定・堆積場となっています。堆積物として固定されたものは、最終的に海洋の循環から取り除かれたものでありますので、現在その場に落ちてきているもの（海中沈降物）とあわせて調べることによって、物質収支を見積ることができます。また、河川から供給された物質は、陸棚上の流動系に支配されて移動し、沈積します。したがって、結果として形成された堆積物にはこのような海洋構造・循環が記録されています。また沿岸・内湾域を除けば、海底堆積物は速くつもるところでも1000年に1m程度しかたまりません（齋藤・池原，本特集）から、短期間の観測しか難しい通常の海洋観測では捕まらないような長周期の変動、つまりある時期における海洋の一般像を記録していることとなります。

日本は単に四方を海に囲まれているだけでなく、その海洋環境も多様です。特に、西岸境界流として強い流れの黒潮がすぐ南岸を流れ、また、東シナ海へは中国大陸から多量の河川水と陸源物質が流入しています。日本海では、下部に日本海固有水と呼ばれる水塊が常時存在するため、顕著な成層構造が認められます。北海道の南岸から東北沖にかけては、栄養塩を多量に含む親潮の流下、津軽海峡を抜けてくる対馬海流系の海水の南下、黒潮との間の渦などがみられます。このように非常に複雑な海洋環境に囲まれている中で、海底堆積物の分布をこれらの一つ一つと完全に対応付けることは不可能かもしれません。しかし、海域における堆積物の移動・沈積及びそれと海洋環境との関係の解明は、現世堆積作用の研究の最も基本的部分であるわけです。残念ながら、日本周辺海域においては、海底堆積物の分布はある程度分かって

おりますが、そこから平均的な海洋環境像をみるような仕事は十分にされてきているとはいえない現状にあります。

ここでは、日本周辺の例を中心にして、海底堆積物から読み取ることのできる海洋環境について簡単に紹介したいと思います。

2. 海底堆積物から読み取れる海洋環境

海底堆積物には実に様々な情報が記録されていますが、以下で紹介するのはその一部でしかないことを最初にお断りしておきたいと思います。また、当然のことですが、一つのデータから複数の情報を読み取れる場合があります。したがって、ここであげた各項目はそれぞれが独立しているわけではなく、お互いに複雑にからみあっている場合も多々あります。したがって、同じような説明が別の項目にまたがってかかっていることもあります。

それではいくつかの例を紹介することにしましょう。

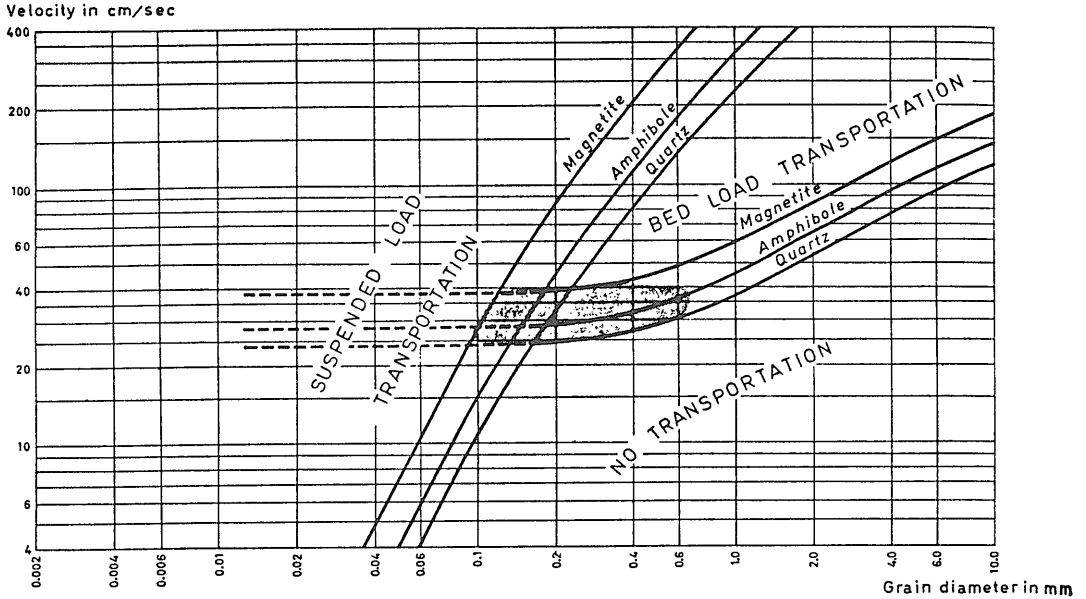
2.1 底層流の状況

まず砂質堆積物について考えてみましょう。砂質堆積物は主に海底面に沿って転動あるいは跳動といった形で運ばれます。移動は流れだけでなく、波によっても行われますが、どちらの場合でも一般にはほぼ同じ粒径からなる堆積物で較べれば、質量の大きいものほど動きづらいこととなります。つまり、比重（鉱物）が同じならば粒径が大きいものほど、粒径が同じならば比重が大きい（重鉱物）ほど動きづらくなります（第1図）。ただし、実際には鉱物の形態なども関係してきますので、粒径と比重の関係はそれほど単純ではありません。実際、いくつかの粒度組成の堆積物の混合物の場合、大きな粒子の方が動きやすいことも知られています。しかし、一般的に言えば、流れの速いところほど粒径が大きいものが分布するということがいえるでしょう。

砂質堆積物が移動し始め、ある条件を越えると、海底

1) 地質調査所 海洋地質部

キーワード：海底堆積物，現世堆積作用，流動，物質輸送，フロント



第1図 堆積物の比重が移動に与える影響 (Ljunggren and Sundborg, 1968). 同じ粒径の粒子では比重の大きなものの方が移動に大きな流速を必要とします. 各鉱物の比重; 石英 (quartz; 2.65), 角閃石 (amphibole; 3.30), 磁鉄鉱 (magnetite; 5.20).

第1表 水成デューンの分類 (Ashley, 1990). 日本語名を付記しました.

ベッドフォーム名	砂漣 (ripple mark)	水成デューン (subaqueous dune)			
		小型 (small)	中型 (medium)	大型 (large)	巨大 (very large)
波長 (L)	0.6m 以下	0.6-5m	5-10m	10-100m	100m 以上
波高 (H)		0.075-0.4m	0.4-0.75m	0.75-5m	5m 以上

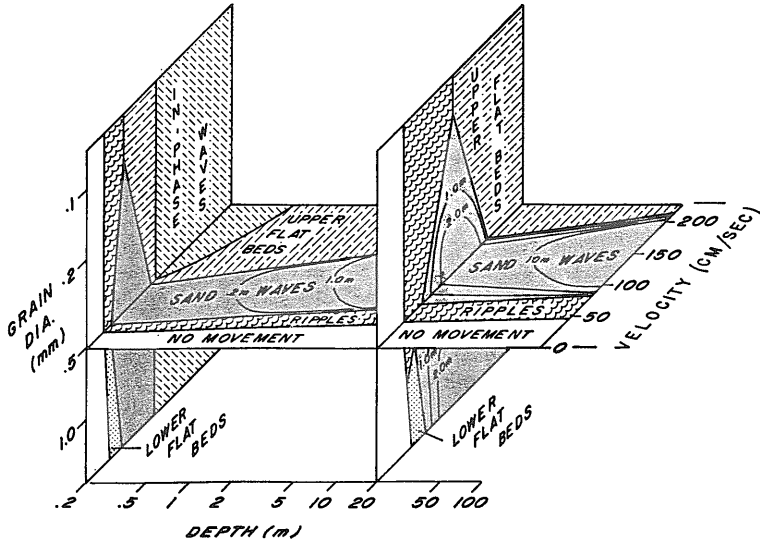
波高は次の式から求められている. $H = 0.0677 \times L^{0.8098}$

表面には砂漣などのような微地形 (ベッドフォーム) が形成されます (ベッドフォームについては、池原・木下 (1988) も参考にして下さい). どのような形態及び大きさ (流れに直交する構造をもつベッドフォームは波長によって砂漣と水成デューンとに分けられます*; 第1表) のベッドフォームが形成されるかは、堆積物の粒径と流速、流れの厚さ (境界層の厚さ) などによって決ります (第2図). また、波のような振動流と一方向流、さらに両者のあわさった複合流といった流れの性質によってもベッドフォームの形態は変わることが知られています. このようなベッドフォーム

* 流れに直交する構造をもつベッドフォームはこれまで砂漣 (リップルマーク), メガリップル, サンドウェーブ, デューンなどと呼ばれてきましたが、波長 60cm 以上のものを水成デューンに統一し (それ以下は砂漣), 波長によって水成デューンを細分化しようという提案が Ashley (1990) や横川・池原 (1991) によってなされていますので、今後はこれにしたがうことにします.

の多くは流れの方向を反映した構造を伴いますので、その構造からベッドフォームを形成した流れの方向や流速を知ることができます. つまり、ベッドフォームの分布や形態、配列様式、堆積物の粒度の地理的分布などは海底近傍の流れの強さや方向の平均像の指示者となるわけです. 例えば、中粒砂 (粒径 0.4mm 程度) の海底で大型水成デューンとよばれる波長数百mの波状地形 (ベッドフォーム) が移動しているところでは、海面上1mでの流速は 45-125cm/sec と推定できますし、砂漣しかみられないところでは 30-45cm/sec 位の流速が推定できます.

例として、大隅海峡と北九州の陸棚外縁部を考えてみましょう. 大隅海峡では水深90mの中粒砂からなる海底に大型水成デューンが分布していますので、これを形成する流れは、深度平均流速 (海底から海面までの流速の平均値) で 80-120 cm/sec 程度と推定されます. 大隅海峡での底層流の観測値はほとんどありませんが表層流速の観測結果と比較すると、この大型水成デューンは数年に1



第2図

堆積物の粒径-流速-水深(境界層の厚さ)とつくられるベッドフォームの種類の関係(Rubin and McCulloch, 1980). 一般に同じ粒径, 水深であれば, 流速が速いほど大きなベッドフォームが形成されます. 例えば, 中粒砂(粒径 0.4mm 程度)では流速の増加にともなって, ベッドフォームは砂漣(ripples), 水成デューン, 高階時平滑床(upper flat beds)へと変化します. 図中のサンドウェーブ(sand waves)は本文中の水成デューンと同じです.

回程度で活動していることが推定されます。このほか、堆積物、重鉱物の分布やベッドフォームの形態及び分布からこれらが海峡を東に向かって流れる大隅分岐流(黒潮の分流の一つ)によって決められていることがわかります。一方、北九州の陸棚外縁部には、砂漣を伴った泥分が少なく淘汰の良い砂質堆積物が帯状に分布しています。この帯は北東に向かって細粒化していきますので、陸棚外縁に沿って北東に向う流れのあることが示されます。そして、海底表面に砂漣がみられ、それより大きいベッドフォームがみられないことから、この付近の底層流の流速(海底上1mまでの平均流速)が25-70 cm/sec程度であることが推定できます。しかし、ここの砂漣の形態から求められる底層流の流向は、やや複雑なパターンを示しています。この原因は明らかではありませんが、二つの考え方ができるでしょう。ひとつは、海底の小さな起伏によって北東向きの流れが局所的に曲げられているとする考えで、もう一つは、実際に底層の流れは複雑であるとする考え方です。前者の考えに立てば、ちょうどこの上を流れる対馬海峡の出口から陸棚外縁に沿って流れる対馬海流の第2分岐に原因を求めることとなります。しかし、この第2分岐は夏には顕著に表われますが、それ以外の時は表われないという特徴もあって、このような季節性をもつものが海底にまで強い影響を与えるかという疑問も生じます。後者の考えに立てば、この第2分岐と対馬海峡から北上し鬱陵島付近から東に向かって流れる第3分岐の間に生じる冷水渦の存在が気になります。渦は時間とともに形態を変えることも考えられますので、複雑な底層流のパターンを説明できるかもしれません。この問題についてはまだ決着はついておりませ

んが、海洋物理学的調査結果をあわせることにより、この海域の底層付近の流動をより明らかにするための基礎データを提供したものとといえるでしょう。

一方、浮遊状態で移動する細粒物質(泥質堆積物)からも定性的にはありますが、流れの状況を推定することは可能です。例えば、ある場所において泥分の少ない堆積物と泥分を多く含む堆積物が接していた場合を考えてみましょう。泥質堆積物は砂質堆積物より一般に動かされやすいため、波や流れなど海水が流動する場では、たまることができません。もし、供給量がほとんど変わらないような場所で、砂の堆積域と泥の堆積域とがあったとすれば、それは侵食量の違い、すなわち海水の流動の程度の違いを表わしていることになります。

以上のような堆積物から推定される平均的な底層流の状況は、これまで決して十分とはいえなかった海洋物理学的観測による海底付近の流動系について重要なデータを与えることとなります。海洋における物質循環の考察においては、海洋に取り込まれた物質が如何に海洋空間の中で振舞っているか、を解明することが必要ですが、このような底層流の状況の解明はこれに大きく貢献するでしょう。特に、堆積物として残されている記録は平均的な流況と考えられますから、海洋物理学的観測では捕えられない、あるいは捕えづらい長期間の平均像を読み取ることが期待できます。さらに、海洋物理学的観測結果から推定されている海水の流量などの推定に一つの制約条件を与えるものになります。例えば、地衡流計算によって海流の流量を決めようとする場合には、流速が0になるところ(無流面)を仮定することが必要となります。堆積物から海底付近の流況がわかれば、それらの仮

定及び結果の妥当性が評価できることとなります。

また、このように底層に流れが存在する場では、表層堆積物の再移動が行われたり、底生生物の活動によって巻き上げられた粒子が運ばれたり、堆積物粒子と海水とが反応しやすい状況が作りだされることとなります。このような状況は、海底(堆積物)―海水間における物質移動をより効果的に行うと考えられますから、海水―海底間の物質循環においても、底層流の状況の評価は重要な問題となるわけです。

2.2 物質の移動(輸送)経路

陸から海に供給された物質(陸源物質)は、種々の栄養塩類を豊富に含み、海洋への栄養塩供給に重要な役割を果たしています。陸源物質は、溶存態、懸濁態などの形で水を通して、また、季節風などによって大気を通して海域に供給されます。ここでは水を通してと大気を通してのそれぞれについてみてみることにしましょう。

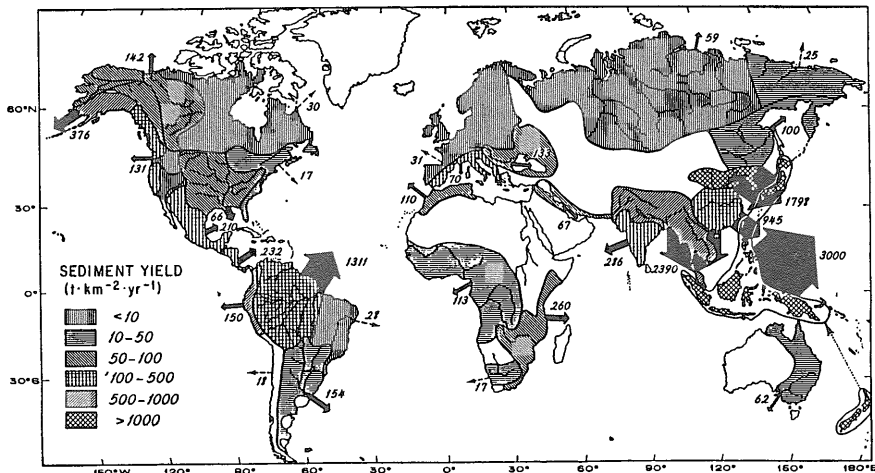
水を通しての陸源物質の供給量は、年間約 16×10^9 t と推定されています(他に 12.7, 18.3, 32, 51×10^9 t という推定もあります)が、実にその7割がアジア大陸から、それもその8割が東アジアから西太平洋へと流れ込んでいます(第3図)。このなかで、黄河や揚子江などの大河流が流入する黄海から東シナ海にかけての海域(供給量; アジアの3割)は、陸域―海域の物質循環研究において重要な海域の一つということが出来ます。

河口から供給された懸濁物質は、河川水と沿岸水の境界である河口フロント域でその多くは沈積すると考えられています。しかし、そこに最終的に落ち着くのではなく、波浪や沿岸流などによって再移動させられ、沖に運ばれます。そして、最終堆積地に到達するわけです。したがって、河口からの堆積物の分布にはこれらの堆積物の移動経路が記録されます。さらに、それぞれの供給河

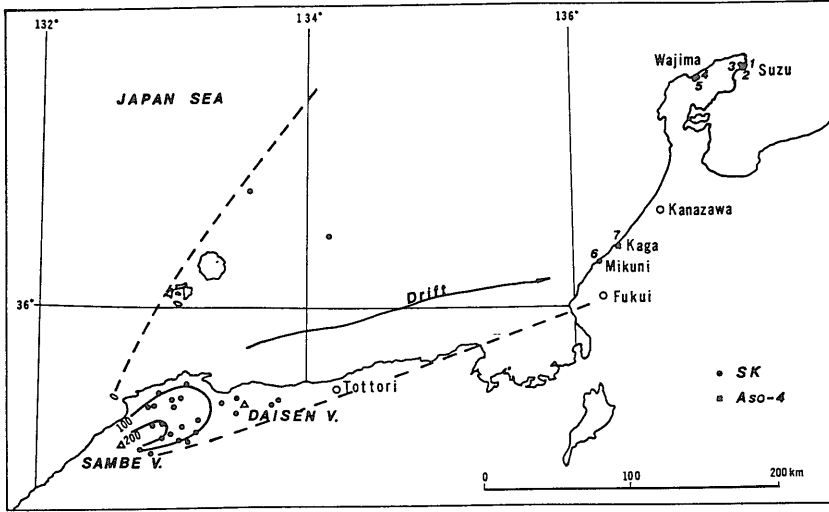
川の後背地の地質の違いを反映して、供給物の鉱物・化学組成が異なれば、堆積物の鉱物・化学組成からそれがどこから供給されたものであるかの推定が可能となります。これによっても、陸源物質の移動経路が推定できます。また、海水中の懸濁物質は移動過程の途中にありますから、懸濁物の組成(粒度、鉱物、化学)や量から移動経路を推定できる場合もあります。

一方、大気を通して供給された物質について考えてみましょう。その代表者は、春先の黄砂です。黄砂は中国大陸の乾燥地帯から巻き上げられた砂が強い偏西風によって運ばれてきたものです。黄砂として供給される物質の粒径は、供給地を離れるにしたがって細粒化し、量も減少します。日本のように大陸に近いところではその量は無視できない可能性があります。例えば、日本に降る黄砂の年間量は日本海の年間堆積量のかなりの部分を占めるとい報告もだされています。また、黄砂によって供給される鉄などの元素により、表層水中での生物活動が活性化される可能性の指摘もあります。しかし、海面に供給された黄砂が海水中でどのように挙動し、最終的に堆積物として固定されるかは残念ながら不明のままです。

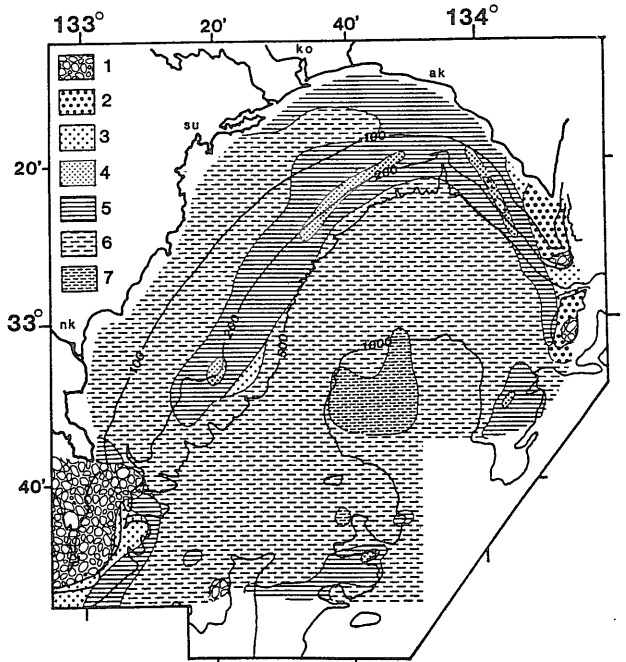
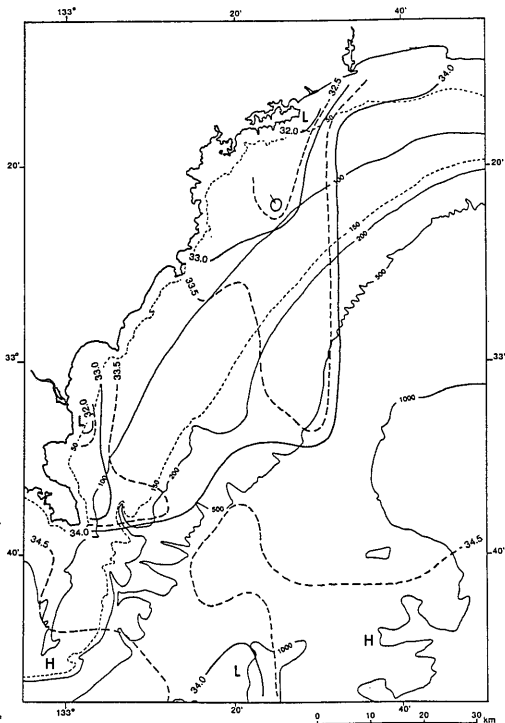
大気を通して海洋に供給される物質の一つに火山噴出物があります。噴出直後の軽石は、内部に熱いガスを含んでいますので容易には沈みません。したがって、表層の海流の流れていくことになります。海底堆積物中に含まれる軽石の特徴から、その軽石がどの火山のいつの噴出物かを特定することができれば、その時の海流の状況(流向や流路)を特定することが可能になります。このような研究例は多くはありませんが、山陰の三瓶火山起源の漂流軽石から当時の海流の方向を推定した研究例があります(第4図)。



第3図 陸から海洋への堆積物流出量(Milliman and Meade, 1983)。西太平洋域に多量の堆積物が流出しています。



第4図
三瓶木次軽石（8～9万年前）の分布と軽石の産出から推定される当時の海流の方向（豊蔵ほか，1991）。黒丸は三瓶木次軽石の産出地点。



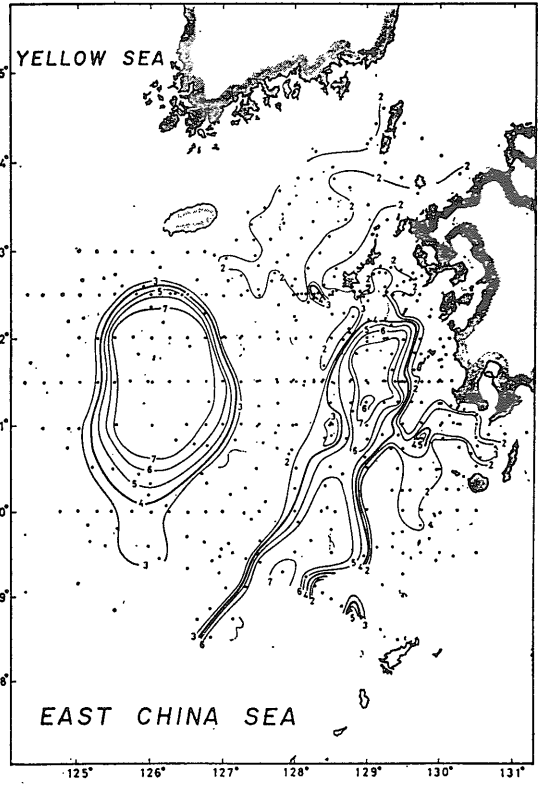
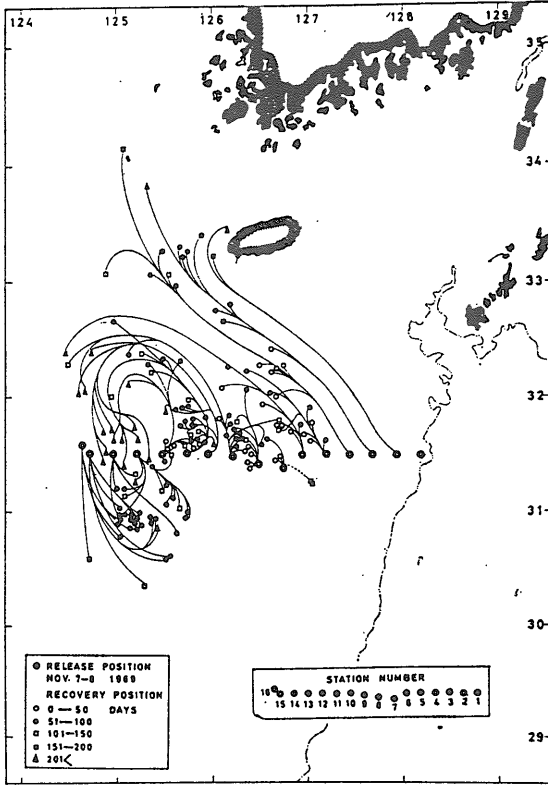
第5図 土佐湾西部陸棚域の表層海水の塩分濃度と堆積物（池原・岡村，1985；池原，1986）。塩分濃度の急変域（観測時の潮目の位置）と陸棚上のシルトの沖側の境界とがほぼ一致しています。塩分濃度の単位；パーミル，底質；1. 礫及び露岩，2. 粗粒砂，3. 中粒砂，4. 細粒砂，5. 極細粒砂，6. シルト，7. 粘土。

2.3 水塊境界

水塊境界とは異なる性質をもった水塊どうしの境界面で、潮境あるいは潮目、フロントなどと呼ばれる垂直的（地理的）な境界と、躍層などのような水平的（水深的）な境界とに分けられます。これらはいずれも堆積作用に

大きな役割を演じています。

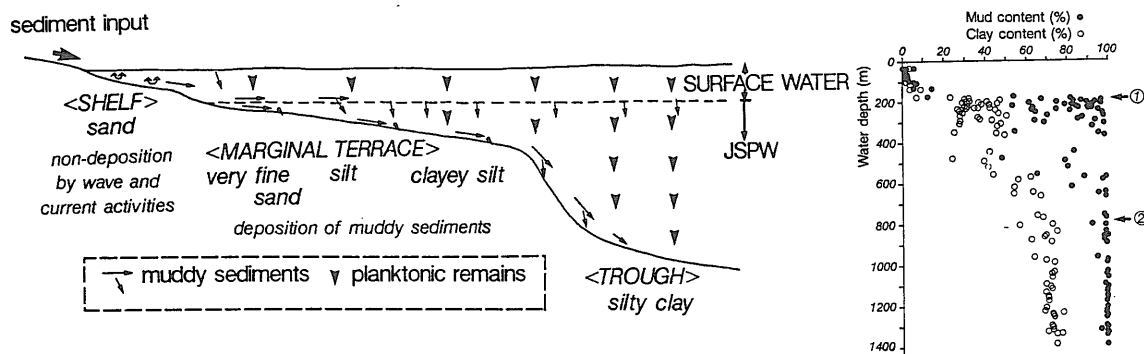
潮目は、泥質堆積物の堆積域を規制していることが知られています。例えば、土佐湾の西岸ではほぼ陸棚水と黒潮水の境界を挟んで陸側に泥質堆積物が分布することが明らかにされています（第5図）。潮目それ自体は、黒



第6図 黄海南部における底層流と堆積物(井上, 1975)。底層流が環流を形成しているところ(黄海冷水の分布域)に, 黄河からもたらされた細粒堆積物が分布しています。

潮の変動にもなった外洋水の湾内への流入量や流入パターン, 陸棚水の発達程度, 風向きや風速, 潮汐などによって変化するので固定されたものではありませんが, 堆積物として表われる境界は, 平均的な潮目の位置を示していると考えられます(したがって, 第5図でも水塊境界と堆積物の境界は完全には一致していません)。大河川の前面のように河川水の供給が多いところや内湾のように流れや波浪の影響が弱い陸棚域では, 沿岸水域が発達しますから, 河川から運ばれてきた細粒物質はこの水域に広く堆積することになります。黄海と黄河がその典型でしょう。黄海南部における泥質堆積物の堆積域は, 南の黒潮(対馬暖流)系の水塊との境界を境にして, 環流が形成される場(黄海北部から南下してくる黄河起源の懸濁物に富む黄海冷水の水塊内)に分布しています(第6図)。しかし, 同じように河川水の供給が多い揚子江河口付近では河口前面(おそらく河口フロントの内側)に泥質堆積物の分布は認められますが, 黄海(黄河)ほど顕著な堆積域は認められません。これは, 一つには懸濁物質の供給量の違いによるものですが, 揚子江の河口は外洋に面しているので, 波浪や潮流の影響を受けて一度堆積した泥質物が

再移動することも関係していると考えられます。一方, 躍層も泥質堆積物の区域を規制していることがあります。日本海では, 対馬暖流系の表層水と日本海固有水とよばれる低温で均質な底層水とが水深200m付近に顕著な躍層をつくっていることが知られています。ここでは, この水深を挟んでそれ以深に泥質堆積物が分布しており(第7図), 流動の大きい表層水内では堆積できなかった泥質堆積物が, 躍層以下の海水の流動の少ない水塊内にもたらされて, 堆積を始めるためと考えられます。潮目を境として水塊が異なる場合には, 表層及び底層で棲息する生物の種類が変わることが予想されますので, これらからも潮目の存在が指摘できるでしょう。これに対して躍層の場合は, 表層のプランクトンには大きな変化は期待できませんが, 底生生物の変化に表われる可能性はあります。フロント域の物理・化学・生物過程は, 陸棚域の物質循環研究において非常に重要であるという指摘がなされています。それは, 陸から供給された物質が外洋に運ばれる際に, フロント域を通らねばならないからです。ま



第7図 日本海南部山陰沖の堆積作用の模式図 (Ikehara, 1991). 右は含泥率及び含粘土率の水深変化, ①, ②は含泥率, 含粘土率の変曲点を示します. 表層水と深層水の境界以深で細粒堆積物が堆積しています.

た, フロント域は生物生産性が高いことも知られていますので, 生物起源物質の堆積作用を考える上でも重要な場所となります. 堆積物からみても, 上に述べたようにフロント域は興味ある場所の一つで, フロント域の諸過程との関係を含めてさらに考察していく必要があるでしょう.

2.4 生物生産性

海底堆積物には表層海水に棲息している各種のプランクトンや堆積物表面や堆積物中に棲息している底生生物など, 多くの生物遺骸が含まれています. これらの生物遺骸は, 堆積物の年代や海水温, 塩分濃度, 溶存酸素量などの海洋環境を教えてください. 例えば, ある種の底生有孔虫は, 他の底生有孔虫が棲息できないような無酸素の海水中でも生存します. このような種の存在から, 約2万年前に日本海には無酸素の底層水が発達していたことが明らかになっています.

堆積物中に含まれる生物遺骸の組成や量から, 過去における生物生産性を見積ることも可能でしょう. もちろんこれには, 現在の海域における表層での生物生産量と組成, 沈降粒子として海底に降ってくる生物遺骸の量と組成と堆積物表層の生物遺骸の量と組成との比較という基礎資料の蓄積が重要となります. また, 底生生物には上から降ってくる有機物を取って生きているものがありますので, 底生生物の量や組成の季節変化をおさえることによって, 表層での有機物生産量をモニターできる可能性も指摘されています. 底生生物の遺骸はやはり堆積物中に記録されますから, これによっても過去の表層における生物生産性を推定することができるでしょう.

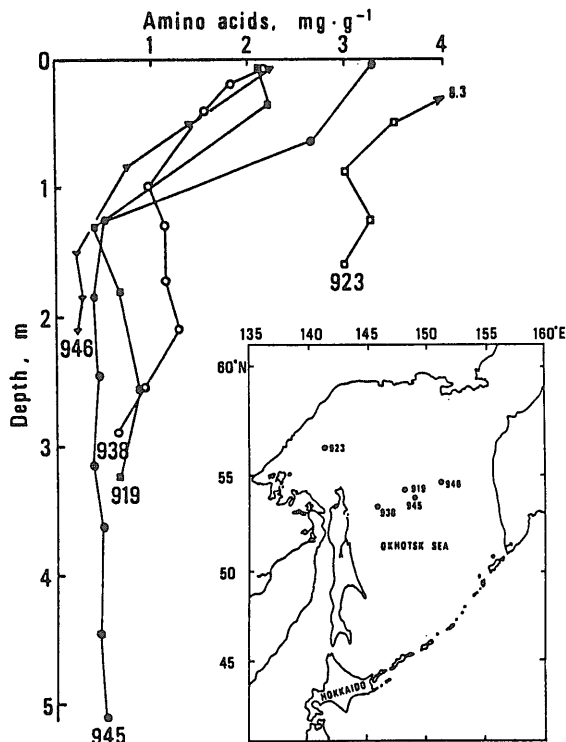
2.5 海水—海底間の物質フラックス

少し海洋環境から外れるかもしれませんが, 堆積物から読み取れる情報のうち, 海水—海底間の物質フラックスについて述べておくことにします. これは, 海洋にお

ける物質循環において重要であるからです.

海底に堆積する物質の単位時間当りの堆積量は, 様々な方法で見積られています. そのうちの一つのやり方は, 堆積物の地球化学的分析によるもので, ^{210}Pb や ^{14}C などの放射性元素によるもの, ^{18}O などの安定同位体によるものなどが上げられます. また, 堆積物中に含まれるプランクトンの遺骸や火山灰層などによる方法もありますし, 地球の磁気の反転を利用したものもあります. いずれにせよこのような様々な方法で決められた堆積物中の年代値とその深さ, そして, 堆積物中に含まれている水(間隙水)の量を補正することによって, ある場所における単位面積, 単位時間当りの堆積量 ($\text{g}/\text{cm}^2/\text{y}$) が求められます. これらの地理的分布は, 現在及び過去にどの場所が堆積の中心であったのかを示しています. そして, 堆積物中の種々の物質毎の含有量と堆積速度とから, 海底に固定される物質の量が分かるわけです.

ところで, 海底面近傍の堆積物には, 多量の間隙水が含まれますので, 堆積物中においても, 間隙水—堆積粒子間で化学反応がすすむことになります(初期続成過程). その結果, 堆積物表面で得られた化学組成の数値と海底面下のある深度で得られた数値には違いが生じます. この差は, 間隙水を通して再び海水に戻ると考えられますから, 実際に海底に固定される物質の量を見積る場合には, 海底面下ある深度以上のほぼ安定した数値を用いなければなりません. 例えばオホーツク海の堆積物中のアミノ酸の含有量は, 海底下150cmまで直線的に減少し, それ以深で安定になるという研究例があります(第8図). このようにして, 海水から海底に向う物質のフラックスが明らかにされることになります.



第8図 オホーツク海の堆積物中のアミノ酸含有量の深度方向への変化 (Maita et al., 1982). 海底下150cm程度まで含有量は減少しています。

3. 日本周辺海域の現世堆積作用の課題

最初にも述べましたように、日本周辺の海洋環境は実に多彩です。したがって、現世堆積作用も多様であることが十分予想されます。ここで紹介したような堆積作用と海洋環境との関係は、まだその研究の一端が行われたにすぎません。まだまだ、検討すべき課題は山積みされているのです。もちろん、解決のためには日本周辺の各海域について堆積学的にそれぞれ検討していかねばなりません。しかしそれと同時に、他の海洋学的諸データの収集ならびに共同研究が不可欠になるでしょう。なぜなら、海域の現世堆積作用は海洋における諸過程の一つの側面をみているにほかならないからです。最近、学際的研究という言葉をよく聞きますが、ここでもまさに“海洋学”というより大きな範疇での研究が、必要のように思います。現世堆積作用の研究においても、堆積物(学)

の研究自体を深めて行くことはもちろんですが、“海洋学”として進んでいかねばなりません。

文 献

Ashley, G. M. (1990): Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *J. Sed. Petrol.*, **60**, 160-172.

池原 研 (1988): 土佐湾表層堆積図 (説明書付). 海洋地質図, **34**, 地質調査所, つくば, 29p.

Ikehara, K. (1991): Modern sedimentation off San'in district in the southern Japan Sea. In: *Oceanography of Asian Marginal Seas*, K. Takano, editor, Elsevier, Amsterdam, 143-161.

池原 研・木下泰正 (1988): ベッドフォームの話. 地質ニュース, **406**, 27-35.

池原 研・岡村行信 (1985): 土佐湾, 地質. 日本全国沿岸海洋誌, 日本海洋学会沿岸海洋研究部会編, 東海大出版, 東京, 723-731.

井上尚文 (1975): 東シナ海大陸棚上の海底付近の流動. 海と空, **51**, 5-12.

Ljunggren, P. and Sundborg, Å (1968): Some aspect on fluvial sediments and fluvial morphology, II. a study of some heavy mineral deposits in the valley of the River Lule Alv. *Geogr. Annal.*, **50A**, 121-135.

Maita, Y., Montani, S. and Ishii, J. (1982): Early diagenesis of amino acids in Okhotsk Sea sediments. *Deep-Sea Res.*, **29**, 485-498.

Milliman, J. D. and Meade, R. H. (1983): World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Geology*, **91**, 1-21.

Rubin, D. M. and McCulloch, D. S. (1980): Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. *Sed. Geol.*, **26**, 207-231.

斎藤文紀・池原 研 (1992): 日本から周辺海域への堆積物供給量—河川の運搬と海域での堆積速度—. 地質ニュース, **452**, 59-64.

豊蔵 勇・大村一夫・新井房夫・町田 洋・高瀬信一・中平啓二・伊藤 孝 (1991): 北陸の海成段丘における三瓶木次テフラの同定とその意義. 第四紀研究, **30**, 79-90.

横川美和・池原 研 (1991): subaqueous dune (水成デューン): 水流で形成された波長60cm以上のベッドフォームの統一名称. 堆積学研究会報, **34**, 62-64.

IKEHARA Ken (1992): Oceanographic conditions recorded in the sediments on and around the shelves.

<受付: 1992年1月6日>