

# 海 峡 形 成 史 (II)

## ～海底堆積物からの検証～

大 嶋 和 雄 (海洋地質部)

### はじめに

日本海の水深100mもの海底から発見されるナウマン象や野牛の化石は日本列島はかつて大陸から張り出した半島の一部であったことを物語っている。また瀬戸内海のように古くから「竜骨」として象の歯や骨の化石が数千点以上も発見されている海底はかつては草原のような環境にあったものと推定される。さらに堆積後に再移動運搬されることのない泥炭層やカキ礁の一部が海底から採取されると泥炭層やカキ礁が形成された当時の海水準はほぼ採取深度付近にあったことが推定できる。現海底に氷河期の陸地が存在していたという地質学的な証拠が揃うと海底地形だけから推定した氷河期の低海水準位がさらに確なものとなる。しかしそうは都合よく何時も海底から望みの証拠物件が発見されるとはかぎらない。実際には柱状採泥でも行なわないうがざり発見されることは稀である。それでは何かこれらの海底堆積物が沈積した当時の海水準を示す証拠はないのかと多くの地質学者は考えてきた。その答を堆積物を構成する礫・砂・泥の混り具合を示す粒度組成の特徴や砂粒の起源を示す砂粒組成の特徴から明らかにすることに成功した。

波が寄せては返す砕波帯の海底には小石や貝殻混りの砂が分布している。この砂が海底を何処までも覆うのではなく砕波の影響がなくなる水深30～40m位の静な海底には細砂や泥などの細い粒子が沈積している。この泥の分布している水深を結んだ岸側の線を泥線と呼んでいる。この泥線の水深は波浪や沿岸流の大きさなどによって異なるがこの泥線までに現在の陸地から供給される礫や砂の大方は堆積してしまう。しかし実際には泥線から沖合の大陸棚上には礫・砂・泥が複雑な分布をしている。この大陸棚上の底質をすべて現世堆積物と考えてこの分布を現在の海流・潮流・沿岸流または波浪などの営力によって説明しようとこれまで試みられてきた。しかしこのような大陸棚上の堆積物から氷河のモレーンや陸成泥炭さらには象化石が発見されるにおよんでこれこそ氷河時代の低海水準時の陸上堆積物であると考えられるようになった。このような事実はSHEPARD (1932) によって初めて

注目された。しかしこの事実を体系的に定義し区分したのはその弟子のEMERY (1952) である。EMERY (1952) は現在の海洋環境と異なる過去の氷河時代に沈積し現海底面に広く分布する砂質堆積物を残存(relict)堆積物と定義した。そうして現在の河川海浜および海岸の崖から供給される碎屑堆積物(砂や礫)や海底の岩盤の風化浸食によって形成される残留堆積物などから区別した。このような氷河時代の低海水準時に堆積した残存堆積物は世界の大陸棚の約70%を覆っているとEMERY (1968) は論じた。したがって大陸棚上の残存堆積物の分布を詳しく研究することによって大陸棚形成過程の海水準変動が明らかとなり大陸棚上に位置する海峡形成時の海水準も判明するはずである。それにしても1932年に初めて注目され52年に体系づけられ68年によくまとめられるという35年以上の膨大な研究成果に基づくこの概念はこれまで単なる粒径分布図が底質図であった海底堆積物の取扱い方を根本的に変革させた。この息の永い研究に科学的風土としての基盤の大きさをつくづく感じさせられる。

地質調査所では昭和48年7月28日から8月12日までの17日間芙蓉海洋開発株式会社の海洋調査船「わかしお」を備船して対馬～五島周辺海域の調査を行なった。

この調査で採取した底質試料の粒度分析および砂粒分析結果と海底地形の特徴を総合的に検討して大陸棚形成史の読みとれる表層底質図を作成した。この資料および小向(1956)の津軽海峡西口付近の底質図を参考にして海底地形資料から求めた海峡形成過程の海水準変動を検討する。さらにこれまでわが国近海の海底や沿岸平野から採取された浅海棲貝類および泥炭の採取深度と<sup>14</sup>C年代測定値とから海水準変動曲線を作成して海底地形および底質試料から推定した海水準位の年代について考察する。

### I 泥や砂についての基礎知識

海底堆積物の分析結果を検討する前にわれわれが日常泥や砂と呼んでいる物質について少し考えてみる。泥や砂は子供の頃の思い出として泥んこ遊びや砂遊びとして身近なものであった。自然においては泥と砂

第1表 堆積物の粒径による分類

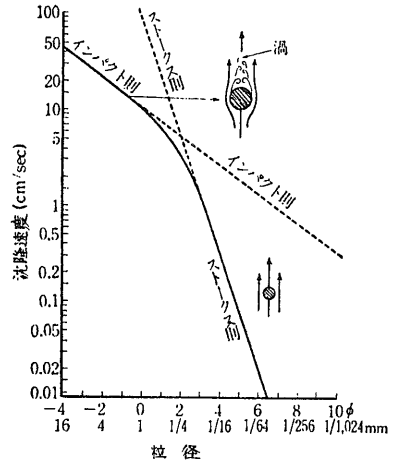
d(mm)	16	8	4	2	1	1/2	1/4	1/8	1/16	1/32	1/64	1/128	1/256	1/512	
$\phi$	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
堆積物	礫				砂					泥					
	極粗		粗	中	細	極細		シルト					粘土		

$\phi = -\log_2 d$

が混り合っている事は少なく 海水浴では砂遊び 内湾の潮干狩りでは泥んこ遊びと相場は決っていた。このように身近な泥や砂も その実体となると 一般的に全くわかっていない。 国語辞典に載っている泥は 水がまじってやわらかくなった土 ひじ へどろ 汚泥 など ますますわからなくなる。 砂も石のつぶの ごく細かいもの 浜のまきごなどこれまたはっきりしていない。 しかし 誰でも小石(礫)より砂は小さく 砂より泥は小さいという 粒子の大きさによる経験的な分類であることは知っている。 この経験的な分類からくるあいまいさは 学問の世界でも全く同様で その区分は地質学 土壌学および土質工学と その研究分野毎に異なり 研究発表の席上で感違ひすることが多い。 とくに 最近 公害問題で有名になったヘドロなどはその典型的なもので まったくの俗語で何の定義もない。 地質学的にはシルトより細かい粒子で 含水率が80%以上の流動性をもつ内海・内湾の堆積物と一応定義している。 一方 土木工学的には 海底に堆積した軟泥を少しでも含んだ堆積物はヘドロと呼んでいる。 このように互いに違うものを対象として討論を行なっているために混乱が起こっている。 そこで これから話を進める上で多少面倒であるが 礫 砂 泥の区分をはっきりさせておきたい。

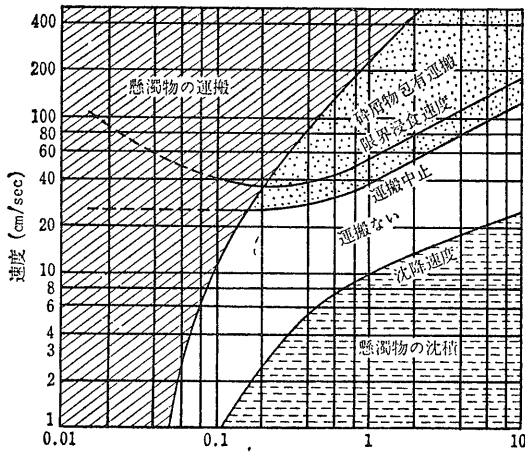
礫 砂 泥は 岩石鉱物が細粒化する過程での各物性に対応した名称で 国際土壌学会の粒子区分が比較的解りやすい。 それによると「礫と礫との間の孔隙には 水は保持されないが 粗粒砂粒子間の孔隙には 毛管引力によって水が保持される。 細砂とは 肉眼で一粒一粒が識別できる限界の大きさである。 粘土は 水中でブラウン運動を示し かつ一次鉱物の含量が少なくなる。 地質学的には WENTWORTH (1922) が提唱したφスケールが一般に多く用いられている。 堆積物粒子の直径をmm単位で表して 2を底とする負の対数をφスケールと定義している。 これは 中々便利な分類法で φ単位の整数区分が堆積物の名称と一致し 堆積粒子の統計的处理を行なうときに計算が容易である(第1表)

第1図 堆積物の水中における沈降速度

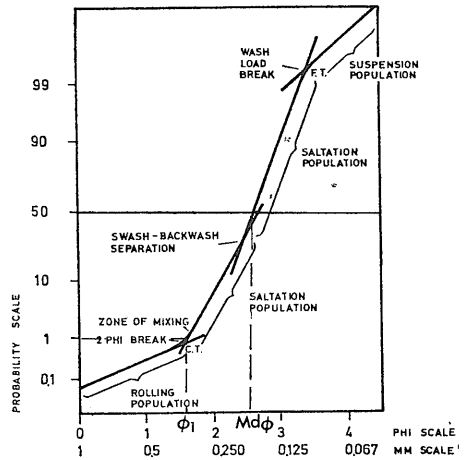


地質学的には 礫と泥の区分は 粒子の流水中での沈降現象から合理的にされている(第1図)。 粒子が粘性流体(空気・水)中を沈降する場合 粒子が充分小さくて流体から受ける抵抗が粘性抵抗だけの場合にはストークス則に従う。 一方 粒子が大きい場合には 沈降粒子の後に渦流が発生して 圧力差抵抗が大きくなり 粘性抵抗が無視されて インパクト則に従う。 わかりやすくいうと 空から降ってくる雨粒は 空気の粘性抵抗によってストークス則に従い等速運動を行なうのに対して 雹は重量も大きさも雨粒に比べて大きくインパクト則にしたがって加速度運動を行なうといった事である。 今 堆積沈降粒子の比重を石英と同じものと仮定すると インパクト則に従って沈降するのが礫であり ストークス則に従って沈降するのが泥(シルト・粘土)である。 その両者の中間に位置するのが砂である。 この性質を利用して堆積物の粒度分析は 泥についてはストークス則を利用した沈降法(比重計法 ピペット法)が 砂より粒径の大きなものについては篩分け法が用いられている。 このような粒子の大きさによる沈降形態および速度の差は 海中へ運搬された粒子が沈積していく過程での淘汰作用としてあらわれ 粒径分布が岸から沖合へと細粒化する原因となる。 また 一度海底に沈積した堆積物でも沈積した当時の海水の流速より大きな水流の下では 再移動を開始する。 この再移動開始の速度を初動速度といい 初動速度と堆積物の粒径との間には第2図の様な関係がある。 初動速度が小さく再移動し易い粒子は 粒径が2~4φ(0.25~0.0625mm)の中~細粒砂でそれより粒径が大きい礫も 小さな泥も動きにくい。

すなわち 中~細粒砂で粒径のそろった(淘汰のよい)



第2図 水底から1m上位の水流中(縦軸)における粒子の大きさ(横軸)による堆積状態 (ALLEN 1965)



第3図 対数確率紙への粒径分布曲線プロット  
C.T. 粗粒截断粒径 Mdφ: 粒径中央値  
F.T. 細粒截断粒径 φ: 粗粒から1%の粒径 (VISHNER 1969)

堆積物は 再移動堆積物である可能性が高い。この再移動運搬によっても 堆積物の規則的な分布が形成される。このような 海水中での粒径による運搬特性は 陸水中で堆積物粒子が運搬開始される段階から すでに認められる。堆積物粒子は 一般に 次の三つの運搬形式によって水中を運ばれる。1つは 懸濁液となって粒子が浮遊運搬される懸濁(suspension)で 泥の運搬として普通である。2つには 海底を跳躍(saltation)しながら運ばれるもので 砂の運搬に見られる。3つには 河床を転動(rolling)しながら運ばれる礫の運搬である。VISHNER (1969) は 粒径積算値を対数確率紙に描くことによって 運搬形態の差を明らかにした(第3図)。個々の堆積物の折線グラフの勾配の変換点は 堆積物は運搬形態の異なる亜群集(懸濁・跳躍・転動)からなることを示している。懸濁運搬される粒子は 0.1mm 以下の極細砂より細粒のものである。跳躍運搬によって運ばれる最大粒子としては 海底から60cm上で採取した水の中に 径1mm程度の粒子が含まれることがある。転動運搬は 粗粒子の運搬形態で 転動と跳躍運搬の境界は 多くの場合 2φ付近(中粒砂)に見られる。2φ付近が インパクト則とストークス則とのほぼ接合点に相当する。以上の様に 陸域から供給される砕屑物は 運搬・沈降および再移動過程を通じて 粒径毎の水力学的な特性に従って その分布が規制されている。沿岸から沖合へと 運搬力が小さくなるにしたがって 現世堆積物の分布は 原則的には粗粒子から細粒子へと変化している。それゆえ 大陸棚上の粗粒子から細粒子へと粒径分化を示す底質の帯状分布は 氷河期の低海水準を示す何よりの証拠なのである。

このような 氷河時代の低海水準時に堆積した残存堆積物には 次の様な特徴がある。

1. 海岸から かなりの距離(10km以上)離れた泥線以深の水深に分布する粗粒堆積物は 原則的には残存堆積物である
2. 礫の表面にコケ虫 ゴカイの管 マガキなどの浅海棲生物遺殻が多数付着した礫片が多数混在している堆積物は 残存堆積物である。
3. 砂粒子の表面が鉄酸化物によって覆われ その後の堆積物の供給が少ないために その被膜がそのまま残されているものは 残存堆積物である可能性が高い。
4. 低海水準時に形成された古地形(海底段丘 沈水砂州 海釜)を構成するものは残存堆積物である。
5. マガキ シジミなどの貝化石 象 野牛などの化石または 陸成泥炭を含む堆積物は残存堆積物である。

これらの基準を満足する堆積物は 海底地形の特徴からものべたように 大陸棚形成以後の堆積物で 約15万年前から1万年前までの海水準変動の実態を記録している。この堆積物に残された記録を正確に読み取ることによって 地形から推定した海水準変動が さらに正確なものになる。

## 2 対馬海峡付近の底質

1972年度の採泥試料72点 1973年度採泥試料101点および芙蓉海洋開発株式会社から提供された試料31点 総計207採泥試料の分析結果と周辺海図に記載されている

3,000点以上の底質記号を参考にして底質図（第4図）を作成した。調査所の採泥試料よりも圧倒的に多い海図資料を有効に活用するために海図の底質記号から読みとれる粒径中央値をもって底質図をまとめた。この底質図を編集する際に各々の採泥試料の粒度組成砂粒組成および炭酸塩含量の分析結果から堆積物を記載しその結果を地形面に対応させて現世堆積物再移動堆積物および残存堆積物に区分した。また露岩の分布域は3.5キロヘルツ地層探査記録で堆積物の層厚が1m未満の海域を相当させたが同時に海図の露岩記号も参照した。」

2.1. 粒度分布

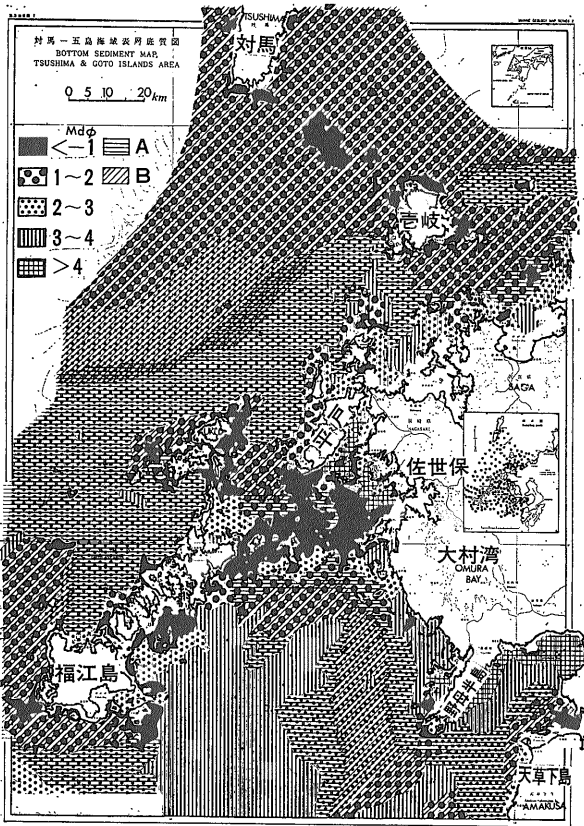
J I S A 1204に基づく粒度分析結果を正規確率紙に粒径加積曲線として表し粗粒の粒径から1%径C16%径 $\phi_{16}$  50%径Md $\phi$  84%径 $\phi_{84}$ を読みとり淘汰係数 $\sigma\phi$ および歪度 $\alpha\phi$ を求めた。

粒径中央値Md $\phi = \phi_{50}$        $\phi$  平均値M $\phi = \frac{1}{2}(\phi_{16} + \phi_{84})$

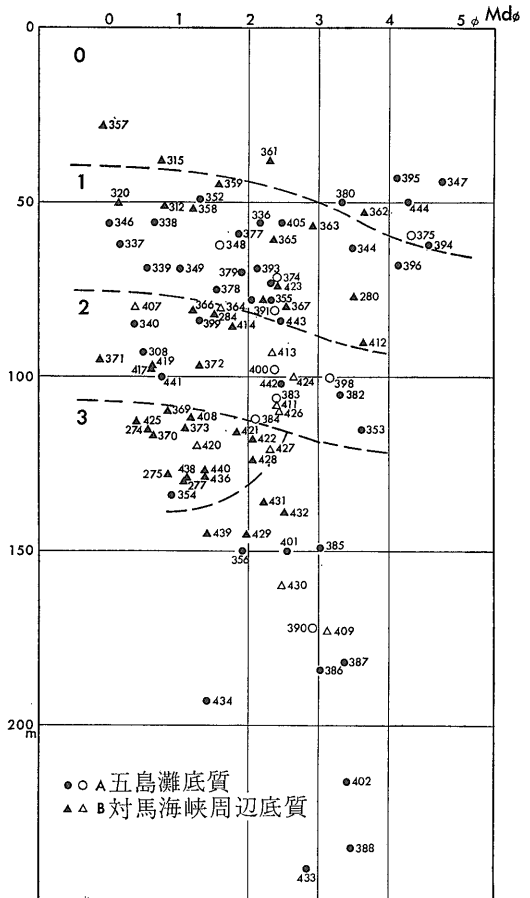
淘汰係数 ( $\phi$ -偏差値)       $\sigma\phi = \frac{1}{2}(\phi_{84} - \phi_{16})$   
 歪度       $\alpha\phi = \frac{1}{\sigma\phi}(M\phi - Md\phi)$

また堆積物の運搬形態を検討するためにPASSEGA(1957)の提唱したC-Mパターン・ダイアグラムを作成した。

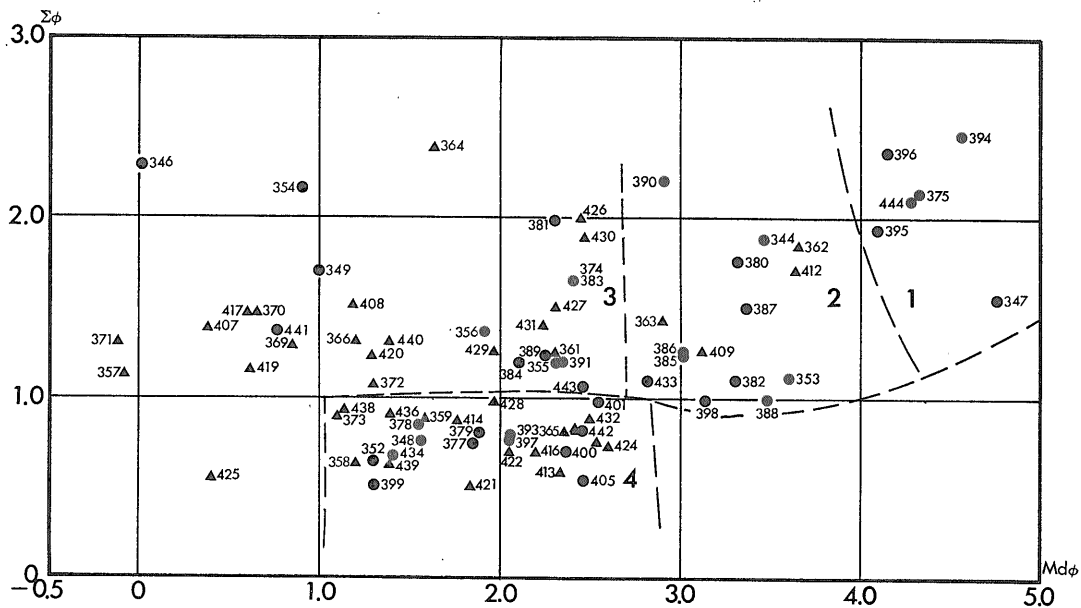
粒径中央値Md $\phi$ ・底質図（第4図）によって水平分布を検討する。対馬海峡の周辺には水深が80m以深でも2 $\phi$ 以下の中ないし粗粒砂が分布し沿岸部には2 $\phi$ 以上の細粒砂が分布し現在の陸域沿岸から供給される碎屑堆積物とは無縁な分布関係にある。4 $\phi$ 以上の泥質堆積物は陸岸から10km以内の佐世保沖や千々石湾にその分布が限られている。すなわち沿岸付近の細粒堆積物分布域の沖合に粗粒堆積物が分布するという典型的な大陸棚上の残存堆積物の分布形態を示している。この平面的な底質分布図から直接底質堆積当時の海水準を読みとることはできない。そこで水深と粒径中央値との相関分布図（第5図）を作成した。一見水深と粒径との間には何の関係もないように見えるが



第4図 対馬～五島海域表層底質図  
 A 再移動堆積物 B 残存堆積物



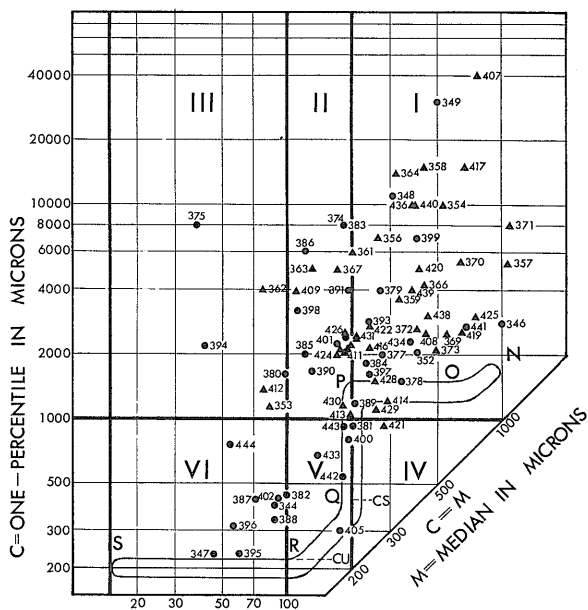
第5図 水深と粒径中央値図



第6図 粒径中央値  $Md\phi$  と淘汰係数との関係  
 1. 現世泥質堆積物 2. 泥質混合堆積物 3. 浅海砂質堆積物 4. 再移動堆積物

海底地形から推定した海水準とそれに対応する泥線の深度線を入れてみる。そうすると水深の浅い方から深い方に向けて粗粒砂からシルトまで 大よそ3列の帯をなした分布が読みとれる。すなわち海底地形面を構成する堆積物は海水準停滞期に堆積し安定化したものでその後多少変化はしているが今なお残存堆

積物として海底を覆っているのが読みとれる。一方—110mより深い対馬海峡の底質は浅い海域のものよりも粗粒な堆積物だけからなるという潮流浸食による残留堆積物的な特徴をしめしている。したがって粒度組成の特徴からは海峡が形成されて以降海水準が110m以下に低下したことはないといえる。もし140mもの海水準低下があったとしたならば当然150m以下にも粗粒堆積物が分布しているはずである。本海域には海底地形から読み取った停滞海水準位を支持する底質分布が認められる。



第7図 C-M パターン図

粒径中央値 ( $Md\phi$ ) と淘汰係数 ( $\sigma\phi$ ) との関係 (第6図) を見ると  $Md\phi > 3$  または  $Md\phi < 1$  の底質は  $\sigma\phi > 1$  の普通の浅海堆積物の特徴をしめしている。それに対して  $1 < Md\phi < 2$  の中～細粒砂には  $\sigma\phi < 1$  の非常に淘汰のよい底質もある。

この淘汰のよい堆積物からなる底質表面には音響測深器の記録によると顕著な砂礫が発達し再移動堆積物であることを示している。この再移動堆積物と考えられる底質は海峡の出口に分布し流速の減少とともに選別的に堆積したものと推定される。その垂直分布は水深50~150mに及び各海水準での潮流に対応している。

C—M図；横軸に粒径中央値 (Mミクロン) 縦軸に粗粒部から重量で1%の粒径概算値 (Cミクロン) をとつ

て 粒度分析結果をプロットしたものをC—M図（第7図）という。C—M図上の各点の位置は 主として水理条件と沈積・運搬様式を反映する。C—M図における各参照点は 次の運搬形態の目安となる。

- N～O：転動堆積物
- O～P：若干の懸濁運搬粒子を含む転動堆積物
- P～Q：若干の転動運搬粒子を含む分級懸濁堆積物
- Q～R：若干の跳躍運搬粒子を含む分級懸濁堆積物
- R～S：均一懸濁堆積物
- CS：分級懸濁運搬される最大粒子径
- CU：均一懸濁運搬される最大粒子径

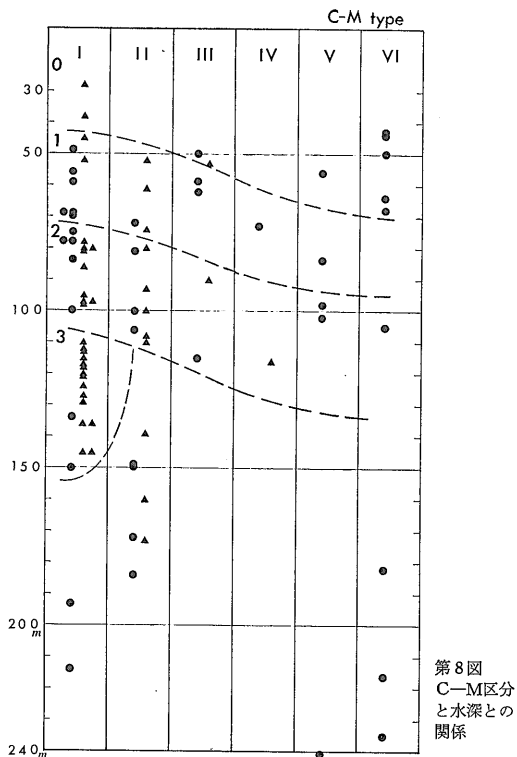
またC～M図は次の6つに区分される。まず I II IIIは 最大粒子径1mm以上の転動運搬粒子を含む堆積物であるが IV V VIは 最大粒子径が1mm以下で 懸濁跳躍運搬粒子からなる堆積物である。対馬海峡の底質は 大半がIの区分に入り 転動運搬粒子からなることが明らかである。それに対して 五島灘の堆積物には 跳躍分級懸濁によって運搬された粒子が多い。

C～M図のI～VIまでの区分と水深との関係を検討する（第8図）。粒径中央値と水深との関係と同様な傾向を示すが 堆積水理環境をさらに明らかに反映している。水深110m以下の対馬海峡の底質は 区分Iに入るものからなり 低海水準時の潮流浸食による残留堆積物もしくは残存堆積物であることをしめしている。

以上 底質の粒度組成の特徴から 本海域の底質は 現世堆積物 残存堆積物 再移動堆積物および残留堆積物からなり 海底地形の特徴から推定した海水準に対応した分布をしている。

## 2.2. 砂粒組成

砂粒分析の目的は 250メッシュの篩を通過しない粒径1/16mm以上の砂粒子が 何によって構成されているかを 250粒以上の砂粒子を識別して その比率を求め砂粒子の起源を明らかにすることである。顕微鏡下で識別する要素は 環境の違いに起因する堆積物の種類によって選定しなければならない。本海域の底質には生物遺骸が非常に多いので 多数出現する生物を門や綱などの動物分類体系にとらわれずに要素として選定した。区分した生物遺骸は 二枚貝 巻貝 掘足貝 浮遊性有孔虫 底生石灰質有孔虫 底生砂質有孔虫 ウニ エビ・カニ フジツボ 介形虫 海綿骨針 コケ虫 放散虫 珪藻および植物繊維などである。鉱物質のものとしては 石英 長石 雲母 有色鉱物 岩片 軽石 スコリア 石炭および海緑石がある。また 貝類や多毛類の

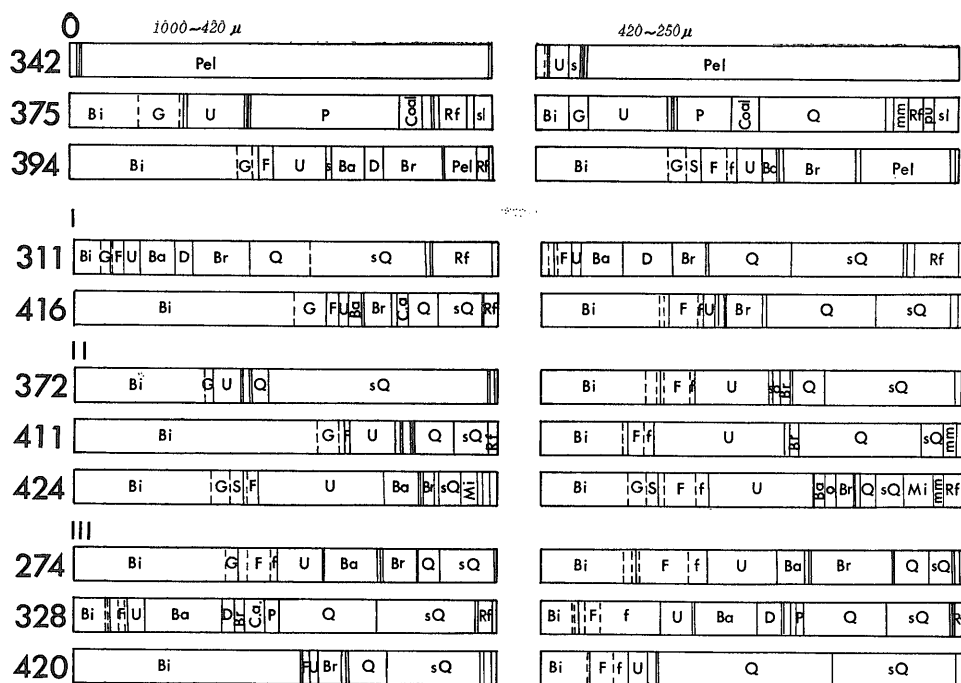


糞（写真1）も区分した。石英および長石については 残存堆積物に多く産する鉄酸化物の付着した汚染石英と 現世堆積物に 普通なハリ光沢をもつ石英とを区分した（写真2）。分析結果を粒度組成および地形面区分に対応させて検討する（第9図）。

O面の現世堆積物中には生物遺骸や植物片が多く含まれているが その組成は単純である。貝片 ウニ（オカメブク破片やトゲ） 糞が主なもので 汚染石英はほとんど含まれない。

I面以深の大陸棚上の堆積物には 鉄酸化物に汚染された石英が 量の多少にかかわらず含まれる。生物群集組成が豊富になり 貝やウニの他に有孔虫が主要素になる。海峡部の再移動堆積物と推定される底質には 雲母片が含まれる事がある。現在の陸域から泥線を越えて 汚染石英や岩片の供給運搬は考えられないので これらの存在は 残存堆積物の証拠となる。

岩盤近くの残留性堆積物には フジツボ コケ虫 石灰藻などの付着性生物遺骸片が多い。I面以深の海底地形面を構成する堆積物の砂粒組成には 残存堆積物の要素が明らかに認められる。したがって 粒度組成から推定される氷河時代の低海水準は 砂粒組成からも支持される。



第9図 砂粒組成

Bi 二枚貝 G 巻貝 S 掘足貝 F 底生有孔虫 f 浮遊性有孔虫 U ウニ s 海綿 Ba フジツボ D エビカニ o 介形虫 Br コケ虫  
C.a 石灰藻 P 植物 Q 石英 sQ 鉄汚染石英 Mi 雲母 mm 有色鉱物 Rf 岩片 Pel 糞 Coal 石炭 pu 軽石 sl スラグ

### 3 津軽海峡西口付近の底質

小向 (1956) は 1930点のドレッジ採泥資料から底質図 (第10図) を作成した。それによると 津軽海峡西口一帯には 岩盤・礫・粗砂が広く分布するのに対して 砂や細砂の分布面積は狭く 泥は全く分布しない。すなわち 海峡鞍部には 岩盤・浸食残丘が発達し 分布する堆積物も残留堆積物的な特徴をもつものである。

海底地形の項でも 明らかにした様に 尾根筋 地形

的な高所を選択して流れる川跡はない 海峡鞍部の海底は岩盤からなり 河川跡を示す河川堆積物の分布は見られない。この底質分布を海底地形 (第11図) と対応させて検討してみる。

#### 3.1. 北海道吉岡側の底質分布

基盤岩の露出面積は 第1海底段丘で68% 第1海底段丘斜面は81%で最高を示し 以下 下段に進むに従っ



写真1 貝類の糞粒

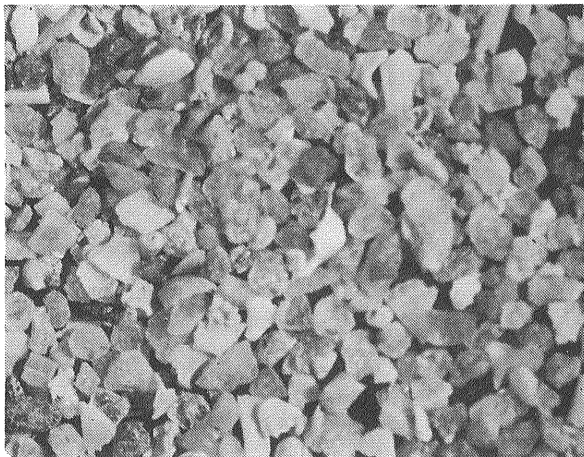


写真2 汚染石英

て分布面積を減少し 第3海段斜面は20%で最小となり 第4～6海段間では 48～75%とやや多く分布する。

巨礫(直径25cm以上)の分布は 第4海段から第6海段に見られ このうち 第4海段が12%で最も多い。

礫は 第3海段斜面が65%で最も多く分布し ついで 第2海段面が多く 第1海段斜面は15%で最も少ない。

粗砂は第2海段 砂は第3海段 貝殻は第1海段および斜面 第3海段および斜面に認められる。

以上 堆積物分布には 第3海段と第4海段との間の第3海段斜面に 大きな断裂が認められる。すなわち第3海段以浅には 小向砂礫丘を初めとする残存堆積物や沈水河川堆積物が分布する。一方 第4海段以深には 巨礫・岩盤などの潮流浸食残留物しか分布しないことである。

### 3.2. 青森県竜飛埼側の底質分布

基盤岩や巨礫の分布は 第1海段から第3海段までは 23～36%で比較的露出面積は狭いが 第3海段斜面から第6海段では 59～100%で広い。とくに 第5海段斜面と第6海段には ほとんど基盤岩だけが分布している。

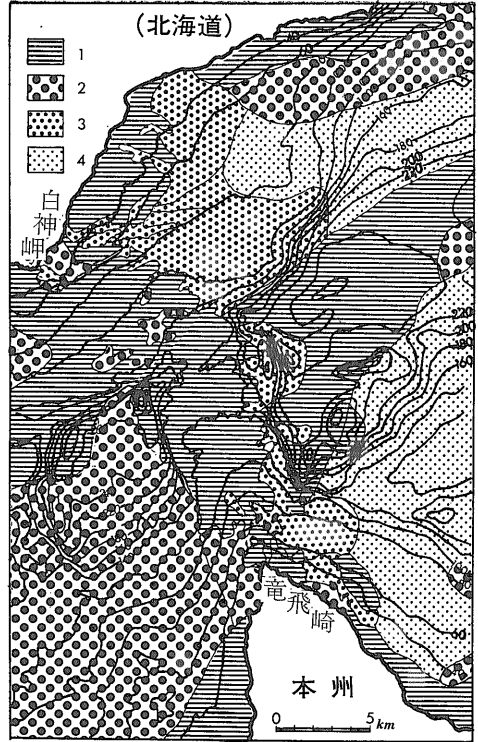
礫の分布は 基盤岩の分布と逆で 第1海段から第3海段に比較的広く分布し 第3海段斜面から第6海段には 少なく 第5海段には分布しない。分布傾向は 北海道側と同様で 第3海段と第4海段との間に底質分布の断裂がある。すなわち 海峡形成後の氷河期に海水準は 第3海段と第4海段との間まで低下したが 第4海段以深には 低下したことがないことを示している。

その最大海水準低下時の浸食営力が 第4海段以下の岩盤残丘地形に残されている。その後 小向砂礫丘を含む第2海段の粗砂礫丘堆積の海水準停滞があった後に 現海水準に達したことを堆積物分布は示している。

津軽海峡の形成は 第6海段浸食地形から読みとれるように 海水準が-110m以浅に達してからである。

海峡形成後 第5および第4海段の岩盤浸食地形が形成される程度の海水準停滞があったものと推定される。

第3海段斜面までの海底地形は 陸上の三厩～福島段丘形成以前のリス～ウルム間氷期の初期に形成された事を示している。そうして ウルム氷期の停滞海水準は

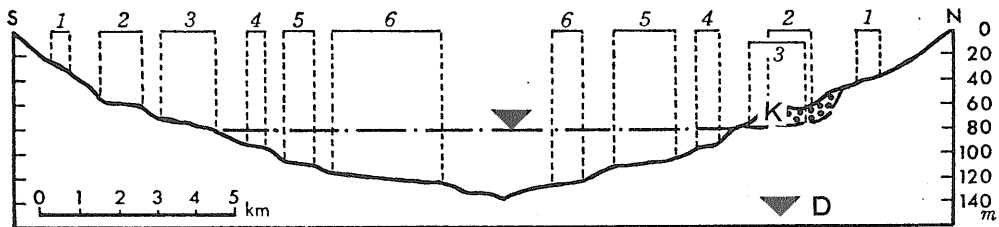


第10図 津軽海峡西口の底質図 小向(1956)一部改  
1. 岩盤 2. 礫 3. 粗粒砂 4. 砂

第3海段から第1海段形成に対応するものが認められる。沈水河川堆積物は 海峡鞍部を離れた東側に位置する吉岡および宮歌沖合の水深70mまで追跡される。以上の事実から ウルム氷期の最低海水準位は -70～-80mにあったと推定される。次に これらの堆積物に含まれる泥炭や貝殻の<sup>14</sup>C年代測定値から 堆積当時の海水準について検討する。

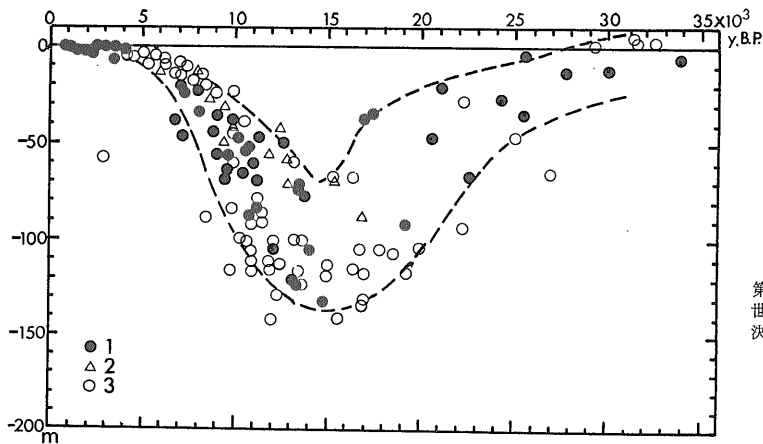
### 4 <sup>14</sup>C年代測定値から見た海水準変化

第四紀の温暖期(間氷期)の海水準についての地質学的な証拠は 海進に伴って形成された海岸平野周辺の段丘地形や 海成堆積物として残されている。とくに 下末吉海進(リス～ウルム間氷期)によって形成された



第11図 津軽海峡西口海底地形断面  
D: 底質の断裂深度 K: 小向砂礫丘

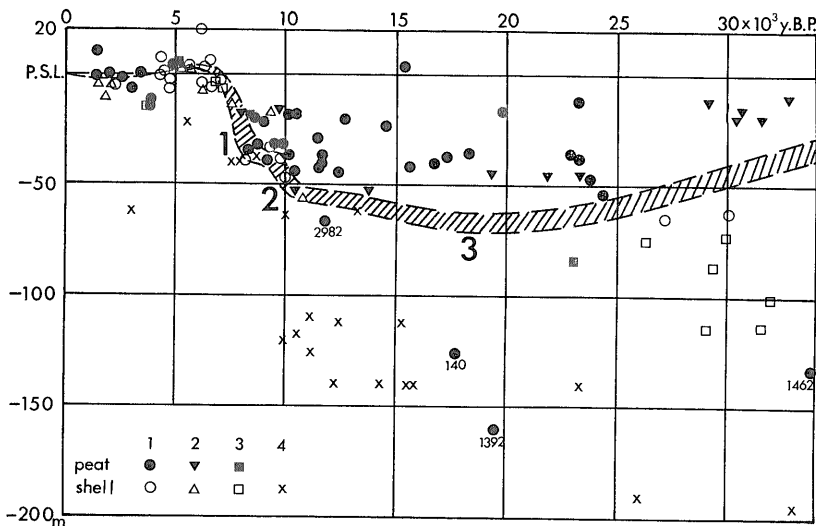




第12図  
 世界の大陸棚から採取された試料の<sup>14</sup>C年代決定に基づく海水準変化  
 [MILLIMAN & EMERY (1968)]  
 1. 北米の大西洋大陸棚  
 2. テキサス大陸棚  
 3. 世界の他の大陸棚

段丘地形は 日本列島周辺に ほぼ30~40mの高度の海岸段丘として発達し 当時の海水準を示すものと考えられている。一方 寒冷期(氷期)の低海水準についての地質学的証拠は 海底に求めなくてはならない。したがって 氷河期の低海水準の証拠は 高海水準に比べて 少ないが 海洋地質調査が進むにつれて かなり明らかになってきた。MILLIMAN & EMERY (1968) は世界各地の大陸棚から採取された浅海棲貝類 海浜泥炭 木材 石灰藻およびサンゴの <sup>14</sup>C年代測定結果をまとめた(第12図)。わが国の海水準変動に関する泥炭や貝殻の<sup>14</sup>C年代測定資料については 加藤(1972)が編集している。その資料に 大嶋ほか(1972, 1975) 水野ほか(1972) 五十嵐・熊野(1974, 1975) 石井ほか(1974) および EMERY et al (1971)の資料を加えて

わが国近海の資料をまとめた(第13図)。この図から海水準を読み取る場合 泥炭および腐植土は 原則として海水準の上限を示す。しかし 海洋地質調査が進むにつれて 水深1000mの海底から 浮遊性有孔虫を含む腐植土が採取されたりして 必ずしも腐植土は陸域だけで形成されたものばかりではない事が明らかにされている。また 沿岸湖沼が埋積される場合 湖沼の深度が海水準よりはるかに深い場合 たとえば新潟平野のボーリング試料の泥炭(1392, 1462)の様に 当時の海水準よりはるか下位に堆積したものもある。この試料を採取した柴崎・和田(1968)は 分析試料とした泥炭を産する地層は 海棲珪藻化石や雲母片を多量に含むことから 水流の激しい外海と潟湖の接合部の水路のような環境に堆積したものと推定している。



第13図  
 日本沿岸平野および大陸棚から採取された試料の<sup>14</sup>C年代と採集深度  
 1. 加藤(1972)  
 2. 大嶋ほか(1972, 1975)  
 3. 五十嵐ほか(1974, 1975)  
 4. EMERY et al (1971)

木片や腐植土から海水準を推定する場合 その産状について留意しなければ 見当違いの結論を出すことがしばしばある。一方 浅海棲貝殻の存在から その生息深度を加味して当時の海水準を推定する事にも同様な問題がある。海底表面に露出している貝殻 とくに 海峽の海釜近くから採取された貝殻は 生息していたその場所で化石化する事は稀なので 直接海水準を示すものではない。豊後水道の水深102mの海底から採取したマガキの $^{14}\text{C}$ 年代が $4230 \pm 100 \text{ B. P. y.}$ の値を示した資料をもっている。誰も 常識的に4000年前に 海水準が100mも低かった事に同意しないであろう。また 貝の生息場所の水深は 水圧の差よりも水温として重要で 寒流系の貝は 暖海では深い海に生息する。また 貝の生息適応範囲は広く 一片の貝殻から単純に生息水深を断定することは危険である。しかし カキ礁とかサンゴ礁の様に 生息分布深度が限られ 再移動することのないものは その限りではない。氷河時代の海水準は 泥炭層と貝殻層の間付近にあったと推定される。しかし  $^{14}\text{C}$ 年代測定法で決定された年代値には 分析試料の産状および分析法などから避けられない いくつかの問題を含んでいる。したがって 海水準決定には その当時の海水準を示すと考えられる地形 地質学的な証拠や 古生物の分布などについての十分な吟味が必要である。

MILLMAN & EMERY (1968)の海水準変化曲線とわが国の資料(第13図)とは 15000年前以降に関しては一致している。すなわち 大陸棚形成に關与する海水準変動は 氷河の消長にともなう世界的に共通な現象であることを示している。例外的な資料として 新潟平野(1392 1462)と東京湾(140 2982)の資料が 泥炭の分析値としては異常な値をしめしている。分析試料採取者が記述しているように 潟湖と外海との水路の堆積物で 当時の海水準よりかなり下に位置する堆積物であって 当時の海水準を示すものではないので 海水準変動推定の資料から除外する。

第13図から読みとれる事は 18000年前頃に最低位海水準-70~-80m付近に達し 14000~10000年前には ほぼ-55m近辺に海水準は停滞し 10000~6000年前にかけて急激な海水準上昇をしめた。この海水準変動曲線から堆積物の堆積年代を推定すると I面は8000年~10000年前 II面は10000~13000年前そして III面は17000~19000年前に主として堆積したものである。-110m以深に発達する浸食地形は 4万年以前もしくは 下末吉海浸以前のリス氷期に形成されたと考えなければならない。この海水準変動論は これまでのわが国の一般的な常識と言われている値とかなり異なっている。

わが国の地質学や第四紀学会では 20000年ほど前の氷期に 海水準はもっとも低く-100~-140mに低下し 大陸と日本列島は陸続きになり そうして 大陸棚も形成されたというのが あまり根拠はないが通説になっている。唯一の根拠として上げられる資料は 新潟平野のボーリング試料として採取された泥炭片の $^{14}\text{C}$ 年代測定値と津軽海峽西口鞍部に想像した河川地形跡を結びつけた湊(1966)の論文である。この論文は 地質学第四紀学のみならず 巷に氾濫する原日本人の起源や謎といった本には必ず引用され 中学 高校の教科書にも原日本人が2万年前に大陸から歩いて来た道があったかのように教えられている。しかし 新潟平野から $^{14}\text{C}$ 分析試料を採取した柴崎 和田(1968)は 試料は流水の影響の激しい海底に堆積したもので 当時の海水準よりかなり下位に堆積したもので 直接 当時の海水準を示すものではないと言及している。また 津軽海峽西口の鞍部地形は 陸上地形として考えると 山の尾根稜線に相当するものであって 陸上では決して河川の発達しない場所である。すなわち 海峽鞍部上の浸食地形は 河川浸食地形とは考えられず その地形的な特徴は典型的な潮流浸食地形そのものである。この潮流浸食説を支持する海釜地形や岩盤 残留礫が海峽中央部に分布している。世界的に見ても(第12図)2万年前に140mも海水準が低下したという証拠はなく この様な異常海水準低下が もしあったとしたなら わが国だけの現象である。

筆者は ここで再度 地形・地質学的な証拠から推定される津軽海峽や対馬・朝鮮海峽の形成時期は ウルム氷期ではなく リス~ウルム間氷期初期の海進期であることを強調したい。北海道日高山脈に見られる山岳氷河は リス氷期には海拔1,400mまでカール地形が発達したが ウルム氷期には1,600mまでしかカール地形は発達しなかった。リス氷期の氷河規模は ウルム氷期のそれよりはるかに大きい。この事実は 当然 海水準低下にも反映されているはずである。リス氷期には大陸と日本列島は接続し 日本海は湖の様な環境になったものと推定されるが 北海道石狩低地帯に厚く発達する第四系の解明がなければ その実態はわからない。ウルム氷期には 宗谷海峽の陸化は充分考えられるが 津軽 朝鮮 対馬の海峽は2度と陸化することはなかった。日本列島と大陸との間の陸橋は 地質学的な資料から 約10万年前に切断されたと考えざるを得ない。次に この様な海峽形成史の傍証として重要な生物の地理的分布から 筆者の海峽形成史を検証してみたい。

(未完)