内湾域“沖積層”区分の再検討

——大阪湾を例として——¹⁾

井 内 美 郎²⁾

Reconsideration of the Subdivision of “Alluvium” in Enclosed Coastal Seas

——The Example of Osaka Bay——¹⁾

Yoshio INOUCHI²⁾

In order to re-examine an earlier theory on the subdivision of the soft sediment which is sometimes called “Alluvium” in enclosed coastal seas, an acoustic survey was carried out in Osaka Bay. Although the tools which were used for the surveys differ, the depths of acoustic reflectors in the old and the new records correspond well. The results of the new acoustic survey and drilling show good correlation between the depths of the reflectors and those of tephra seams and facies boundaries, for example, between those of mud and sand or those of sand and gravel.

The earlier stratigraphic subdivision was based chiefly on differences in reflection patterns; the importance of reflectors as time markers was neglected. Consequently, the boundary between Alluvium A and Alluvium B in the earlier stratigraphy apparently crosses some reflectors. The distribution boundary between Alluvium A and Alluvium B on the sea floor was regarded as corresponding to that between sand and mud in the same area. This is, however, not correct. The combined thickness of Alluvium A and Alluvium B, which was supposed to equal that of total “Alluvium”, only corresponds to that of the upper and middle muddy parts, excluding the channel areas.

On the basis of these facts, stratigraphy in enclosed coastal seas can be better understood, as follows. Unconsolidated muddy sediment, which forms the upper and middle parts of “Alluvium” in Japanese enclosed coastal seas, cannot be stratigraphically subdivided. The sandy part near the channel area and the muddy parts in the central bay and the area far away from the channels (both on the bottom surface) are in the relation of a contemporaneous heterotopic facies. The most obvious reflector in the acoustic record, which had been regarded as the boundary between “Alluvium” and the underlying strata, is better understood as the boundary between the upper and middle muddy “Alluvium” and the underlying “lower Alluvium”. The previous stratigraphy for the subdivision of unconsolidated sediment in other enclosed coastal seas around the Japanese Islands should be corrected in a similar way.

I. は じ め に

1960年代の音波探査機器導入によって、海域の地質

に関する研究は大きく前進した。なかでも、閉鎖性海域
のいわゆる“沖積層”に関する知見は、反射法による音
波探査の実施によって、これまでのボーリングのみに頼

1) 1989年12月8日受付。1990年6月23日受理。1987年海底地盤に関するシンポジウム(土質工学会関西支部・大阪湾海底の地盤研究委員会)において一部発表。

2) 地質調査所海洋地質部 Marine Geology Department, Geological Survey of Japan.

図 1-a ポーリング地点図とその周辺の音波探査測線

A, B: ポーリング地点

陸域の地形図は国土地理院発行5万分の1「大阪西北部」・「大阪西南部」を使用.

図 1-b 調査海域と音波探査測線

左側: 藤田・鎌田 (1964) の第 10 測線の測点, 右側: 今回の測線の測点.

表 1 藤田・前田 (1969) による“沖積層”の位置づけと本論文による“沖積層”の位置づけ

チェック ポイント	①	②	③	④	⑤	⑥	⑦
藤田・前田 (1969)	音波探査記録	海底底質	陸域地質	陸域地質 (藤田, 1978)	時代	時代 (藤田・前田, 1985)	有明海
海域“沖積層”	沖積層 A	泥質	沖積層上部	(梅田層)	現世	(完新統)	沖積層 I
「基盤」	沖積層 B	砂質	沖積層下部	(南港層)	最新世末期 (更新統～完新統) (南港層はその 最上部)	高原海灣層	沖積層 II
本論文	(井内, 1982)						
海域“沖積層”	(A 層)	海 峡 部 で 砂 質, 湾 央・湾 奥 で 泥 質	「中部泥層」		更新世末期 ～完新世		海域では両 者は同時異 相
「基盤」	(B 層)	砂・礫?	「基底砂・ 礫層」およ び「基盤」		更新世末期 ～完新世		一 部 不 整 合・一部整 合・一部同 時異相
							藤田・前田 (1969) の A と B との 関係 “沖積層” 下部の 「砂・礫相」の ものおよびそれ 以下のもの

図 2 藤田・前田 (1969) による“沖積層”区分のイメージ

った研究から、質的にも量的にも格段の進歩を遂げた。その後、当時述べられた閉鎖性海域の“沖積層”の層序区分の大綱は、今日までほとんど変更されていない。

筆者は、瀬戸内海の表層堆積物の分布を調査した結果 (井内, 1982) に基づいて、これまでの海域の“沖積層”に関する層序の一部に問題があるとした (井内, 1987b, INOUCHI, 1990) が、これに関して具体的なデータが得られなかったため、詳しく論ずる機会がなかった。今回、大阪湾において音波探査を行なう機会を得 (図 1)、これまで「定説」とされている沖積層 A・沖積層 B の区分について、変更の必要があることを認めたので、公表する次第である。

II. 研究 史

今回問題とするのは、閉鎖性海域の海底堆積物、とりわけ大阪湾の“沖積層”とされているものの層序である。以下では、約 2 万年前の最終氷期最盛期以降の海水準上昇に伴って堆積した、海成堆積物および陸成堆積物について、“沖積層”と表現して議論する。

早川ほか (1964)、藤田・鎌田 (1964) は、スーパーカーを用いた放電式音波探査記録に基づいて、大阪湾の“沖積層”を沖積層 A と沖積層 B に区分した。そして

「既存海底ボーリング資料と比較検討の結果、沖積層基底面が明瞭な反射面を形成していることが確認された」と述べた (表 1, チェックポイント①参照; 以下①と記す)。そして、音波探査記録による沖積層 A・沖積層 B の区分は、多くの場合内部反射面によっているが、必ずしも同一の反射面ではなく、区分の根拠は反射記録のパターンに基づく旨述べている。藤田・鎌田 (1964) は、反射記録において、全体に白っぽいところが卓越する A 層に対し、B 層はゴマ塩状を呈するとした。さらに彼等は「沖積層 A はシルトまじり沖積粘土層に対比され、沖積層 B は砂質部が多いと考えられる」と述べた (表 1-②)。藤田・前田 (1969) は、海域の“沖積層”と尼崎地域の“沖積層”との関係を論じ、「A (沖積層 A) は、尼崎における「沖積層上部」の貝殻まじりのシルト質粘土に接続し、B (沖積層 B) は、尼崎における「沖積層下部」に対比したい」と述べた (表 1-③)。彼等は、このような“沖積層”の堆積を、最終氷期最盛期以降の海水準上昇と関連づけて説明している。そして、その主張の内容は、藤田・前田 (1969) の Fig. 2, Fig. 5 (図 2) として端的に示されており、藤田・前田 (1985) でもこの内容は踏襲されている。彼等はさらに、「このような沖積層 A・B の区分は、有明海

における有明粘土層と島原海湾層の区別（有明海研究グループ, 1965）や、東京の沖積層 I・II 層（青木・柴崎, 1966）の区分ときわめてよく一致する（表 1-⑦）。年代的には、A 層は現世層（完新統：筆者注）、B 層は最新世（更新世：同上）末期層といえよう」と述べた（表 1-⑤）。一方、有明海研究グループ（1965）は、有明海の最終氷期最盛期以降の地層（“沖積層”）が海水準の一時的停滞または海退による不整合によって区分されることを示し、「沖積世（完新世：筆者注）の有明粘土層が、後期洪積世（更新世：同上）の島原海湾層を不整合に覆っている」としている。そして、島原海湾層は、「有明粘土層直下のほかに、-40 m の海底平坦面にも（直接露出して）広く分布している」と述べている。その島原海湾層は主として粗粒層からなるとされている。つまり、ここでも泥質堆積物のより沖合い側に分布する砂質堆積物は、より古い時代の堆積物とみなされている。有明海研究グループ（1965）は、また藤田・鎌田（1964）の内容について触れ、「沖積層 A を有明粘土層、沖積層 B を島原海湾層とよみかえると、有明・不知火海域の堆積層と海底地形面との関係に、まったく一致してしまう」と述べている。

以上に示されるように、海域の“沖積層”は海底の底質分布や最終氷期最盛期以降の海水準変化と関連づけられて論じられた。そして、それは非常に説得性を持っており、「海峡部周辺に分布する、より古い時代の砂質堆積物が、湾奥部では“沖積層”基底部の凹所を埋めるものに連続し、それをオーバーラップするかたちで、より新しい時代の泥質堆積物が分布する。そして、この 2 層は音波探査記録では反射パターンの違いとして識別でき、この 2 つの地層が平野部の“沖積層”全体に対応する。」という層序に関する基本的な考え方が確立したかに見える。

これに対して、桑原ほか（1972）は伊勢湾の音波探査記録について述べた際、最上部の反射層は海峡部では砂質堆積物に変化していることを述べた上、藤田らの成果について「筆者らの解釈からすれば、湾奥部で A・B の境界とされた反射面の延長は湾南西部にももう少し追跡されそうで、堆積物の反射パターンによる区分ではなく“沖積層”中に認められる内部反射面で A・B を区分する方式を湾全体に適用するならば、A は 40 m 以深の湾南西部をも覆うことになり、藤田らとは異なった解釈も可能となる」として、藤田らの層序区分に異論を唱えている（表 1-①）。

大阪湾の沖積層 A・B が岩相の差を示すと考えられた根拠の一つは、A・B の海底における分布と底質分布

との対応である。藤田・前田（1969）は A・B の露出域の底質から見て「B の内容についてはまったく資料がない」としながらも、「A は泥質部に、B は砂質部とほぼ一致するようである。」と述べている。しかし、藤田・前田（1969）が B 層が露出しているとした海域は、中世古（1953）などに引用されている海洋気象台（1936）の底質図（第 73 図版）の砂礫質堆積物の分布域と一致しているが、井内（1982）などでは泥質堆積物の分布範囲はさらに広がっており（図 3）、B 層の露出範囲と砂質堆積物の分布域とは一致していない。つまり、層相の違いを予想した A・B の区分が海底のデータと調和しないことが明らかになったわけである（表 1-②）。そのため、音波探査記録における層序区分の根拠とともに、区分された地層と海底堆積物との対応関係についても異論が出されていることになる。

A・B 2 層に対応する海岸域の地層として、藤田（1978）は、MAEDA（1976）、前田（1977）に基づいて、大阪南港埋立地の港大橋の梅田層と南港層をあげた（表 1-④）。（しかしながらこの水域は、藤田・鎌田（1964）の音波探査記録の解釈では、A 層のみが分布する海域である：筆者注）。MAEDA（1976）で更新統とされた南港層は、前田（1977）では完新統とされ、藤田・前田（1985）では、前田（1977）の南港層中のシルトまじり粘土層と砂層の境界を梅田層と南港層の境界とした（表 1-⑥）。これらの結果、MAEDA（1976）でアレレード期とされた南港層の堆積時期は否定され、島原海湾層・濃尾層・七号地層などとの同時代性（表 1-⑦）も否定された。以上のような状況にもかかわらず、その後、大阪湾における“沖積層”の層序に関しては、主要な変更は行なわれていない。

大嶋ほか（1975）、小野寺・大嶋（1983）は瀬戸内海東部海域の海底堆積物について述べた際、海底堆積物を音波探査記録の（パターンではなく：筆者注）反射面に基づいて I～IV, a～d の各層に区分し、それぞれ“沖積層”を I・II 層, a・b 層に分けた（表 1-①）。そして、小野寺・大嶋（1983）では、藤田・鎌田（1964）が B 層の典型的な部分が現われるとした“沖ノ瀬”（図 4）付近の砂堆について、a 層の延長として表現している。つまり、ともに音波探査に基づいた地層区分であっても、異なった解釈が成り立っていることになる。また、沖積層 B の年代は、藤田らによれば 1 万数千年～9,000 年前となるが、大嶋らの見解によれば、b 層はオンジ（アカホヤ火山灰：筆者注）を含むとされており、1 万年～6,000 年前頃となる。つまり、層序区分の根拠も堆積年代も異なる b 層（II 層）と B 層という 2 つの

図3 瀬戸内海の底質分布図
底質は中央粒径値による区分(ϕ スケール), 井内(1982)による.

図4 大阪湾海底地形図
藤田・鎌田(1964)による. 一部省略.

図5 海域“沖積層”の分布模式

井内 (1990) による A 層 (図では U layer) と B 層 (図では L layer) の関係。

地層が同一のものとされていることになる (表 1-①, ⑥)。

井内 (1982) は、瀬戸内海の堆積物分布について述べた際、形成時期が異なると考えられる各海峡部の堆積物分布には、大阪湾と共通の規則性があり、海峡部では砂質ないし礫質であるが、海峡部を離れるとともに細粒になり、湾中央・湾奥部では泥質堆積物へと漸移すること、つまりそれらの堆積物は同じ反射層に属していること、を示した。井内 (1982) は、3.5 KHz の音波探査記録に基づき、瀬戸内海の堆積物を A 層と B 層に区分し、A 層をほぼ現在の水理環境で堆積したもの、B 層をそれ以前の水理環境下の堆積物および基盤岩とした (表 1-①, ②)。その結果、これまで音波探査記録で細分されていた海域の“沖積層”は A 層として一括され、海峡部の砂質堆積物と湾奥部の泥質堆積物は同時異層と解釈された (図 5)。井内 (1987 b) は、従来の層序区分の問題点について述べ、藤田らの海域“沖積層”の区分に対する対案として、井内 (1982) の考え方を示した。

以上のように、海域の“沖積層”層序にはまだ解決さ

れるべき問題点がある。特に音波探査記録で“沖積層”とされたものの占める層序上の位置と、反射パターンを利用して岩相を識別し、ひいては層序区分を行なうことが可能かどうか、について究明される必要がある。

III. 調 査

前節で述べたような問題を解決するために、藤田らによって海域“沖積層”の層序の「典型」例が示された大阪湾において、音波探査記録とボーリング資料との比較検討を行なった。今回の調査の目的は、音波探査記録の反射面の実態を明らかにすると同時に、藤田・鎌田 (1964) が区分した A 層・B 層の実態を明らかにすることである。そのため、典型的な地質断面記録が得られると考えられる、友ヶ島水道から大阪湾奥に至る音波探査を実施し、藤田・鎌田 (1964) らの記録や既存のボーリング資料との比較を行なう一方、既存のボーリング資料が存在する大阪湾北東部において音波探査を実施することとした (図 1)。

音波探査は 1987 年 12 月 6 日および 88 年 11 月 16 日に実施した。探査には、EG&G 社ユニブームを用

図 6 ユニブーム音波探査記録スケッチ (大阪湾)

縦軸 0, 30, 75 は海面からの深度 (音波の伝播速度を 1,500 m/秒と仮定)。横軸数字は測点番号。

a_1 , b_1 , c_1 , d_1 などは反射面の記号。

い, 船位測定は前の調査ではロラン C を, 後の調査ではトリスポンダーを用いた。船位測定は, 前者では 5 分間隔, 後者では 100 m 間隔, 掃引時間は 0.1 秒 (75 m) で実施した。

なお, 堆積物中の音波の伝播速度は 1,500 m/秒として反射音を記録紙上に表現した。

IV. 調査結果

1. 大阪湾長軸方向の音波探査記録

以下, 得られた音波探査記録について述べる。

調査開始地点は, 由良港沖北東約 2.5 マイルの地点である。調査船は, 出発後しばらく友ヶ島水道からの潮流によりやや北の方に流されたが, まもなく終点の尼崎港に向かってほぼ直線的に進んだ。

測点 1 から 2 (以下, 単に 1 から 2 と記す) では, 淡路島から海釜地形に向かって堆積層が薄くなる。堆積層は, 4 から徐々に厚くなる (図 6)。

異なる層内反射面がそれぞれ 7・7 と 8 の間・8 から確認可能となる。これらのものに堆積層下底と考えられるものを加えて, 上位から a_1 , b_1 , c_1 , d_1 とする。 a_1 か

図7 ユニブーム音波探査記録スケッチ (大阪湾北東部)
説明は図6と同じ。

ら c_1 はほぼ水平な堆積層中の反射面のうち、最も顕著なものであるが、 d_1 反射面以深では内部反射面が水平に連続せず、やや乱れたパターンを示すのが特徴である。

海底から d_1 までの堆積層の層厚は測点9で極大値を示し、その値は26mである。反射面 a_1 は、12で一旦とぎれ、17で再び追跡可能となる（以下では a_2 とする）。反射面 b_1 は18と19の間で一旦とぎれ、23付近から再び追跡可能となる（以下では b_2 とする）。反射面 d_1 は14から27の間で下に凸の地形を示し、20付近で堆積層厚の極大値36mを示す。このとき、 d_1 の深度は海面下約73mである。

b_2 と c_1 は28付近で区別が困難となり、1つの反射面 c_2 となる。 d_1 は32付近から起伏に富むようになる。そしてわずかず上昇し始める。

32から39の間は水深が浅くなり、-37mから-25mになる。そして a_2 より上の堆積層が、30から47の間で見かけ上凸レンズ型を示し、最大層厚は22mであ

る。35から52の間、新しい反射面 a_0 が現われる。38から54の間、 a_2 と c_2 の間の堆積層が凸レンズ型を示し、最大層厚は16mである。

55以降は、 d_1 が起伏に富む以外は、他の反射面深度の変化は穏やかである。ただし、 d_1 と c_2 の間に、明瞭な反射面を形成しないが連続的な弱い反射面が現われる。この深度は、-45m~-35mである。この反射面を d_2 とする。このような関係が67まで連続する。

なお今回のユニブームを用いた音波探査では、スーパー記録に見られたゴマ塩状パターンは確認できなかった。

2. 大阪湾北東部海域の音波探査記録

上記記録のみではボーリング資料との対応が不足と考え、補足的に調査を行なった。六甲アイランド・ライナーバース前面において得られた記録では、3つの反射面が識別できる（図7）。それらを上位から c_4 , d_4 , e_4 とする。 c_4 は、海底面と顕著な反射面 d_4 との間に見られる弱い反射面である。この反射面は弱いものであるが、

表 2 今回の音波探査測線と藤田・鎌田 (1964) 測線との
位置的関係と反射面深度 (単位: メートル) の比較

今回の 測点	反 射 面				藤田・鎌田 (1964)の測点	対応すると考えら れる左記の反射面			
	a ₁ or a ₂	b ₁ or b ₂	c ₁ or c ₂	d ₁		a ₁ or a ₂	b ₁ or b ₂	c ₁ or c ₂	d ₁
10	7	13	16	25	50	9	15	18	—
20	19	—	29	36	39	—	—	31	37
30	11	—	21	33	30	11	—	25	30
40	22	—	34	41	23	26	—	31	40
50	13	—	24	29	13	—	—	23	28
60	13	—	18	21	7	—	—	16	21
67	14	—	19	23	2	13	—	20	26

左側: 今回の記録における反射面深度 (海底からの深度).

右側: 藤田・鎌田 (1964) のもの. 空欄は対応する反射面がないもの.

図 8 藤田・鎌田 (1964) における反射面の海底からの
深度と今回調査結果の反射面深度との比較

黒丸: 藤田・鎌田 (1964) 第 10 測線の反射面深度. 白丸:
今回の調査測線の反射面深度. 実線・破線は反射面が連続
していることを示す. 横軸数字は今回測線の測点番号. 縦
軸は海底面からの深度 (音波の伝播速度を 1,500 m/秒と
仮定). ハッチは藤田・鎌田 (1964) における B 層の分布
範囲を内部反射面との相対的位置関係で示したもの.

調査海域全域で確認できる. d_4 は調査海域の記録の中
では最も顕著な反射面である. ただし, 場所により, d_4
から分れた反射面が d_4 を覆うことがある. c_4 は d_4 の
下位に見られるやや顕著な反射面で, d_4 に近接して識
別が困難になることもある.

3. 藤田・鎌田 (1964) の音波探査記録との比較

今回行なった大阪湾長軸方向の音波探査測線は, 藤
田・鎌田 (1964) の第 10 測線に平行するものであり,
第 10 測線からの距離は最大で 2.5 km である. 第 10
測線は大阪湾北東部から始まり, 淡路島の由良町沖合い

で終わるのに対して, 今回の測線は, 淡路島の由良町沖
合いに始まり, 大阪湾北東部で終了する. 表 2 に測線
間の測点のおおよその対応関係と反射面深度の比較を示
す. 図 8 に示すように, 今回の測線の反射面と第 10 測
線の反射面は, 航跡の位置・記録の読み取り精度に問題
があることもあって, 最大 4 m の誤差があるが, その
範囲内ではほぼ同様の深度に分布することから, 藤田・鎌
田 (1964) の反射面を今回得られた記録の反射面に読
み替えても問題ないと考えられる. また, 藤田・鎌田
(1964) が“沖積層”の基底とした B 層基底 (一部は A
層基底) は, 今回の調査では反射面 d_1 に対応すること
がわかる. ただし, 今回の音波探査記録では, 藤田・鎌
田 (1964) の記録では鮮明でなかった反射面が確認され
ている. それは, 主として a_1 または a_2 層としたもので
ある. なお, 藤田・鎌田 (1964) の B 層の層位学的な
関係を本図に記入すると, B 層は明らかに内部反射面と
斜交している.

4. 大阪湾長軸方向の音波探査記録とボーリング資料 との対応

1. で述べたように, 大阪湾の表層堆積物中の反射面
は, 湾奥部ではほぼ一定の深度を示す. このことから,
ボーリング地点の直上を通る音波探査測線でなくとも,
近接したボーリング地点の資料との比較は可能であると
考えられる. 今回使用したボーリング資料は, 大阪湾広
域臨海環境整備センター実施の土質調査によるもの, 六
甲アイランド・ライナーバース前面のもの, である. 大
阪湾長軸方向の音波探査測線 (測点 65) に最も近い大
阪湾奥のボーリング地点では“沖積”「泥」層の基底深
度は海面下約 35 m で, 海面下 25 m 付近に火山ガラス
の多産層準があり, 鬼界アカホヤ火山灰層であるとされ
ている (大阪湾広域臨海環境整備センター・(財) 大阪
土質試験所, 1984) (図 9, 表 3). 火山灰層としたうち
の下位のものは, 大阪湾広域臨海環境整備センター・
(財) 大阪土質試験所 (1984) で「アカホヤ層」中で火
山ガラスの産出が 2 番目に多い層準である. 現在のと
ころ, その火山灰を同定できる直接的な資料はないが,
大阪港付近の完新統に産出する火山灰層の分布深度 (藤
田・前田, 1985) の類似性から鬱陵-隠岐火山灰層と推
定される. 各反射面との対応は分布深度から, a_2 はア
カホヤ火山灰層に, c_2 は鬱陵-隠岐火山灰層に, d_1 は
“沖積層”中の礫層の上面に, d_2 は“沖積層”中の泥層
とその下位の砂層との境界にほぼ一致する. 一方, 六甲
アイランド・ライナーバースのボーリング資料では, 火
山灰層の記載がなく, 反射面と火山灰層との対応関係は
明確ではないが, c_4 と「含砂率がやや高い層準」との

図 9 音波探査記録の反射面深度とボーリング柱状図との比較

縦軸は海面からの深度. 横軸 A, B はボーリング地点の記号.

A : 大阪湾広域臨海環境整備センター・(財)大阪土質試験所 (1984) D 地点

上位の火山灰層はアカホヤ火山灰層.

下位の火山灰層は火山ガラス多産層準.

B : 第 25 回須磨土砂による埋め立て工事 (土質調査 (その 2)) No. 2 地点

C₄ に対応する上位の「砂層」は含砂率が相対的に上下の地層より高い部分.

下位の火山灰層は「腐植土」を含む砂層中に挟在.

Y10, L65 : ユニブーム音波探査記録の測定. a₂, c₂, d₂, e₄ など は反射面の記号.

1. 粘土 2. 砂 3. シルト質粘土 4. 砂質粘土 5. 砂礫 6. 火山灰層

7. 砂層

表 3 ボーリング資料の層相分布と音波探査記録の反射面深度との対応

ユニブーム記録の反射面および海底からの深度 (Y10 測点) (m)	ボーリング地点 B 水深 13.9 m	ユニブーム記録の反射面および海底からの深度 (L65 測点) (m)	ボーリング地点 A 水深 11.6 m
c ₄ 17	やや砂質 17.5 m 付近	a ₂ 14	鬼界アカホヤ火山灰層 13.5~14.3 m の一部
d ₄ 22	「泥」層の基底 21 m	c ₂ 19	火山ガラス多産層準 18~18.8 m の一部
e ₄ 26	「砂質泥」の基底 24.8 m	d ₂ 22.5	「泥」層の基底 23.3 m 付近
		d ₁ 25.5	「砂」層の基底 24.3~25 m の間

対応が見られる. また, 泥層の基底深度と d₄, 砂質泥の基底深度と e₄ の深度がそれぞれ対応している. つ

まり, これまで「沖積層」の基底とされた藤田・鎌田 (1964) の B 層 (沿岸部では A 層) の基底は, いわゆる「中部粘土層」(藤田・前田, 1966) の基底と一致する (表 1-①, ③). 藤田・鎌田 (1964) は, 音波探査記録に現われた「沖積層」を検討した際, 音波探査記録上での沖積層基底面の深度が, 一部の例外はあるものの実際の沖積層基底面の深度より数メートル浅いと述べている. このことは, 彼等が音波探査記録で「中部粘土層」基底を「沖積層」の基底と見誤ったのではないかということを暗示している.

ユニブームを用いた音波探査記録に見られる反射面の実態について, 井内 (1987 a) は琵琶湖における記録をもとに, 含砂率の相対的に高い部分 (琵琶湖では 1 % を上回る部分) の上面が反射面となっていることを明らかにした. 本海域でも反射面の深度と含「砂」率が高い

と推定される火山灰層の深度がほぼ一致することから、貝殻片等の生物片が多い海域でも火山灰等の粗粒層の識別・追跡が可能なが示された。

以上のことから、大阪湾の音波探査記録に見られる反射面で、藤田・鎌田（1964）によって内部反射として軽視されてきたもののうちの少なくとも一つは、同一時間面を示す火山灰層の上面を示す地質学的に重要なものであること、および“沖積層”の基底と考えられた沖積層 B（一部沖積層 A）の基底は、「中部粘土層」の基底と一致することが明らかになった（表 1-①, ③, ④）。

V. 考 察

以上述べたように、大阪湾の“沖積層”に関するこれまでの議論は、不十分な層序区分に基づいていた。つまり、“沖積層”の異なった層相の境界と考えられてきた反射パターンの違いは、底質分布と一致しないばかりか、同時時間面と斜交しており、地層区分の根拠には使用できない。また、内部反射面による区分も、内部反射面が上下の層相の違いを示す場合もあるが、火山灰等の挟在層の存在を示す場合が多いので適当ではない。これまで、藤田・鎌田（1964）に基づいて区分された海域の堆積層に関していえば、A・B 層の間に層相の垂直的变化は存在せず、むしろ同一層準内での水平的な層相変化が認められる。そして、層相的には A・B 両者を併せたものが陸域の「中部粘土層」に対応し、“沖積層”の基底を示す反射面の識別は困難、とするのがより妥当であると考えられる。

これまで各地の海域の“沖積層”は、相互に比較され、一つの「定説」を形成している。そして、大阪湾の“沖積層”区分は他海域でも適用可能とみなされている。今回の調査の結果、大阪湾の“沖積層”の層序に問題があることが明らかになったので、今後はこれまで一見矛盾なく共存していた他海域の層序についても検討を加える必要がある。以下では、そのうち有明海および伊勢湾の研究結果について検討する。

松石・松本（1968, 1969）は、有明海の音波探査記録に基づいて、海底沖積層を上部沖積層（I）・上部沖積層（II）・（上部沖積層（III））・下部沖積層・洪積層に区分した。彼等是有明海研究グループ（1965）の層序との対比を行っていないため、音波探査記録に基づいて直接的に有明粘土層と島原海湾層との関係を論じることが困難である。しかし、松石・松本（1968, 1969）も音波探査記録に基づく層序区分と層相とを対応させているので、有明粘土層と島原海湾層との関係を読み取ることが可能である。彼等は、上部沖積層（I）は主に泥か

らなり、上部沖積層（II）はその沖合いのより深いところに分布し、主に砂からなるとした。そして下部沖積層はシルトと粘土からなることを示したが、これは常に上部沖積層（II）に覆われており、海底に露出していない。それゆえ有明粘土層と島原海湾層との関係は上部沖積層（I）と上部沖積層（II）の関係と考えてよさそうである。この関係は、一見有明粘土層と島原海湾層との関係を支持しているように見える。しかし、松石・松本（1969）が述べているように、上部沖積層（I）と上部沖積層（II）の少なくとも一部は漸移的であり、ソノブロープの解釈図では、上部沖積層（I）と上部沖積層（II）が水平的に漸移しているところがある。また、隣合った測線で同じ地層が上部沖積層（I）と上部沖積層（II）に区別されている場合もある。一方、木下ほか（1980）は有明海の底質調査結果について述べた際、音波探査記録では同一の地層が砂質であったり、泥質であることを示している。また、有明海中・北部では沿岸部の泥質堆積物と同一の反射層が、沖合いに向かってより粗粒な堆積物に漸移することを示している。以上のことから、有明海海底の有明粘土層と島原海湾層は、層位学的には上下関係ではなく、同時異相の可能性が強い（表 1-⑦）。

桑原ほか（1972）は、伊勢湾の“沖積層”を音波探査記録の比較的明瞭な反射面によって区分し、さらに内部反射面によって A 層と B 層に区分した。そして A 層を南陽層下部に、B 層を濃尾層に対比している。しかし、三河湾では B 層上面がはっきりしないこともある、と述べている。一方、建設省国土地理院（1973, 1976）は、伊勢湾の四日市・津地区、半田地区の音波探査記録に基づく海底地質について述べた際、明瞭な反射面で下位の地層と区別される上位の A 層・B 層について、これらはともに海域のボーリング結果では泥質堆積物に相当し、B 層上面は場所によって不鮮明であるとしている。以上のことから、A 層・B 層の区別は層相に基づいておらず、伊勢湾における“沖積層”も、南陽層下部を細分している可能性があり、再検討の必要があると考えられる。

VI. ま と め

1) 大阪湾における音波探査記録と試錐資料との比較の結果、記録は反射面に基づいて解釈されるべきこと、主要な内部反射面はそれぞれアカホヤ、隠岐一鬱陵火山灰である可能性が高いことが明らかになった。

2) 従来、大阪湾の“沖積層”の標準的層序とされた藤田・鎌田（1964）の沖積層 A・B は、音波探査記録の反射面ではなくパターンに基づいて区分されている。

そしてその境界面は、同時面と推定される内部反射面と斜交している。また、B層露出域は、必ずしも砂質堆積物分布域とも一致しない。一方、沖積層B（一部沖積層A）の下底は、“沖積層”基底ではなく、「中部粘土層」の基底に相当することが明らかになった。以上の2点から、従来の層序は再考慮の必要がある。

3) これまで大阪湾と同様の関係が成り立つとされたほかの水域の“沖積層”についても再検討を必要とする。

今回の報告では、平野部における“沖積層”の層序区分については言及していない。今回問題とした部分は、音波探査で把握が可能な海域の「中部粘土層」以降の地層である。そして、それが海域“沖積層”の全体を表わしている、というこれまでの説を訂正することに重点がある。海底下に分布する、いわゆる「沖積層下部」以下の実態について究明することは、今後の課題である。

謝辞 本研究成果の発表にあたり、貴重な資料を提供頂き、様々な御教示を頂いた断層研究資料センター理事長藤田和夫氏、また海岸部の試錐資料についていろいろ御教示頂いた財団法人大阪土質試験所岩崎好規氏・諏訪靖二氏、粗稿の検討をお願いした名古屋大学坂本 亨教授・大阪市立大学吉川周作博士・地質調査所斉藤文紀氏、音波探査の際にお世話になった近畿ボーリング太井子宏和氏・日本海洋調査の方々、以上の方々に対してお礼申し上げます。

引用文献

- 青木 滋・柴崎達夫（1966）海成“沖積層”の層相と細分問題について。第四紀研究, **5**, p. 113-120.
- 有明海研究グループ（1965）有明・不知火海域の第四系一とくに有明軟弱粘土について一。地団研専報, **11**, p. 1-86.
- 早川正巳・森 喜義・鎌田清吉・藤田和夫（1964）放電式音波探査による大阪湾地質構造の研究。地調月報, **15**, p. 1-28.
- 藤田和夫（1978）西南日本における中新世以降の地殻変動と海水準変動一地層と地形面との関連において一。「日本の新生代地質」（池辺展生教授記念論文集）, p. 169-185.
- 藤田和夫・鎌田清吉（1964）大阪湾の地質。大阪湾音波探査委員会（大阪市大）, p. 1-62.
- 藤田和夫・前田保夫（1966）大阪平野北西部（尼崎地域）の“沖積層”とその基底（大阪湾の“沖積層”そのI）。第四紀研究, **5**, p. 89-100.
- 藤田和夫・前田保夫（1969）大阪湾の“沖積層”とその基底（大阪湾の“沖積層”そのII）。第四紀研究, **8**, p. 89-100.
- 藤田和夫・前田保夫（1985）大阪西南部地域の地質。地域地質研究報告（5万分の1図幅）, 地質調査所, 103 p.
- 井内美郎（1982）瀬戸内海における表層堆積物分布。地質学雑誌, **88**, p. 665-681.
- 井内美郎（1987a）音波堆積速度算定法一音波探査で求めた琵琶湖の堆積速度一。地球科学, **41**, p. 231-241.
- 井内美郎（1987b）大阪湾海底の「沖積層」区分の再検討一平野部で確立された「沖積層」の区分は海峡部まで適用可能か？一。海底地盤に関するシンポジウム論文集, p. 91-96.
- INOUCHI, Y. (1990) Origin of sand and its distribution pattern in the Seto Inland Sea. *Bull. Geol. Surv. Japan*, **41**, p. 49-86.
- 海洋気象台（1936）第3次大阪湾海洋観測調査報告〔昭和10年（1935）4月施行〕。海洋時報, **8**, p. 265-312.
- 建設省国土地理院（1973）沿岸海域基礎調査報告書（四日市・津地区）。44 p.
- 建設省国土地理院（1976）沿岸海域基礎調査報告書（半田地区）。43p.
- 木下泰正・有田正史・小野寺公児・大嶋和雄・松本英二・西村清和・横田節哉（1980）有明海および周辺海域の堆積物。環境庁環境保全研究成果集, p. 61-29—61-67.
- 桑原 徹・松井和夫・吉野道彦・高田康秀（1972）伊勢湾と周辺地域の埋没地形と第四系一“沖積層”細分と伊勢湾の新しい沈降盆地化の問題一。地質学論集, no. 7, p. 61-76.
- MAEDA, Y. (1976) The Sea Level Changes of Osaka Bay from 12,000 BP to 6,000 BP Environmental Changes in the Osaka Bay Area during the Holocene Part-I. *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, **20**, p. 43-58.
- 前田保夫（1977）大阪湾の自然史一潜函でとらえた海と森の変遷。科学, **47**, p. 514-523.
- 松石秀之・松本達郎（1968）北部有明東部の海底沖積層一有明海の海底沖積層（その1）一。九大理研報（地質）, **9**, p. 187-198.
- 松石秀之・松本達郎（1969）南部有明の海底沖積層一有明海の海底沖積層（その2）一。九大理研報（地質）, **10**, p. 91-121.
- 中世古幸次郎（1953）大阪湾の有孔虫遺骸。大阪大学南・北校理科報告, **2**, p. 101-106.
- 大阪湾広域臨海環境整備センター・（財）大阪土質試験所（1984）土質解析調査報告書。271 p.
- 大嶋和雄・小野寺公児・有田正史（1975）流出重油の漂跡と海底堆積物。地質ニュース, no. 254, p. 32-41.
- 小野寺公児・大嶋和雄（1983）瀬戸内海東部海域の形成発達史。地調月報, **34**, p. 217-239.