

## 東京湾の人為的環境変化—地質時代の環境変化との比較

松本英二\* 斎藤文紀\*

MATSUMOTO, Eiji and SARRO, Yoshiki (1984) Environmental changes of Tokyo Bay by man in comparison with environmental changes by nature during geological history. *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 35(6), p. 243-260.

**Abstract:** We dated the sediment cores from Tokyo Bay with Pb-210 method, revealed the environmental changes by man recorded in the sediment cores, and compared them with the environmental changes by nature during geological history. We can know the environmental changes with time scales of  $10^5$ - $10^7$  years controlled by crustal movement,  $10^4$ - $10^5$  years controlled by sea-level changes due to large climate changes and  $10^2$ - $10^3$  years controlled by sea-level changes due to small climate changes through analyses of the sedimentary strata after Miocene. The man's alternation of Tokyo Bay through reclamation and pollution with a time scale of  $10^0$ - $10^1$  years corresponds to the environmental changes by nature with a time scale of  $10^2$ - $10^3$  years.

## 1. はじめに

東京湾は、湾口が狭く、外海との水の入れ替わりが制限された閉鎖性の強い海域である。その湾岸には、東京、横浜、千葉をはじめとする大都市と、京浜・京葉臨海工業地帯が位置している。大都市・工業地帯から発生・排出されるさまざまな物質は、河川・大気などを通して東京湾にもたらされる。また、臨海工業地帯の造成や港湾施設の建設のため、沿岸の埋立が進み、現在では干潟のほとんどが失われた。このような人為的变化の過程は、東京湾の底質試料から読みとることができる。

本報告では、底質試料(堆積物)から読みとれる  $10^0$ - $10^1$  年の環境の変化と、地質時代、特に関東地方の中新統より新しい地層から読みとられた環境変化との比較を試みた。報告では、まず、地質時代における環境変化について述べ、次に東京湾底質試料からみた環境変化を述べる。

本研究は、昭和 54-56 年度工業技術院産業公害防止技術特別研究「赤潮による底質汚染機構に関する研究」によって行われた。

## 2. 地質時代における環境変化—関東地方を例にとって

関東地域の地形を概観すると、平野中央部の大宮付近を中心として、周辺部に丘陵や山地が分布しており、全

体としては盆地状の地形をなしている。地質においても、周辺部に基盤岩が露出し、全体として地層は中心部の方向に傾斜しており、より古い地層が周辺部に分布している。

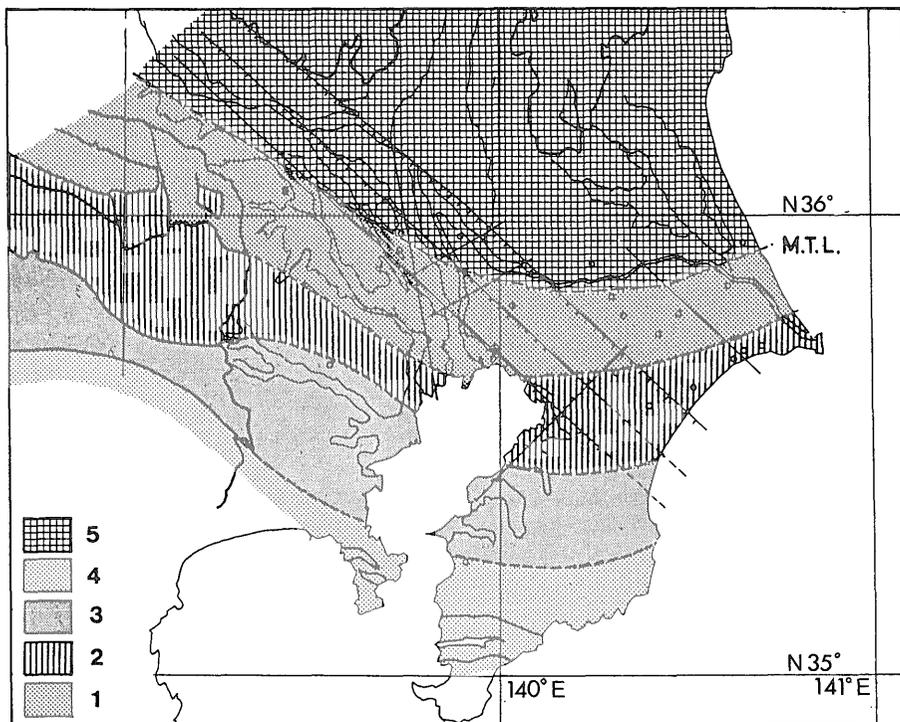
この地域の基盤岩は、西南日本の帯状構造の延長と考えられており、深層坑井によって、南側から四万十帯南帯、同北帯、秩父帯、三波川帯、領家帯と識別されている(石井, 1962; 福田, 1973; 垣見ほか, 1973; 福田ほか, 1974; 矢島, 1981)(第1図)。これらの基盤岩の上には、層厚 3000m 以上の新第三系、第四系が分布している(第2図)。

新第三系・第四系は、中・南部関東地域を模式地として、中新統一鮮新統の三浦層群、鮮新統—中部更新統の上総層群、中部—上部更新統の下総層群、そして上部更新統—完新統の沖積層である。

## 2.1 新第三系・第四系からみた環境変化

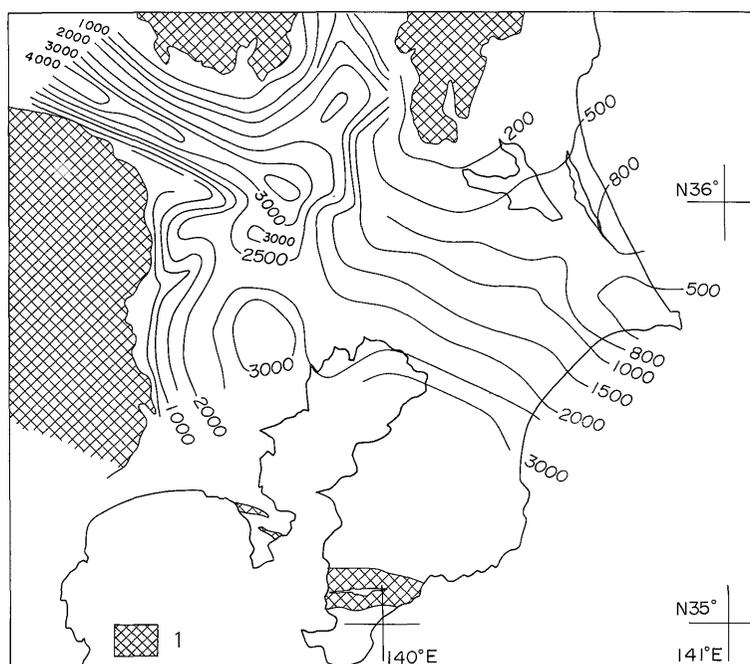
南関東地域に分布する三浦層群・上総層群には、2000を越す火山灰層が挟在しており、それらを識別対比することによって、より詳細な層序が組み立てられている(三梨, 1968)。これらの地層を堆積させた堆積盆(関東構造盆地)の構造は、三浦層群と上総層群とを境する黒滝不整合によって上下二つに大別される。すなわち、下位の三浦・保田・嶺岡層群はほぼ東西方向の断層によりブロック化し、さらに同方向の軸をもつ褶曲により複雑な構造を示すのに対し、上位の上総・下総層群は、北東-南西の一般的な走向で北西方向に傾く構造に重なる比較的

\* 海洋地質部



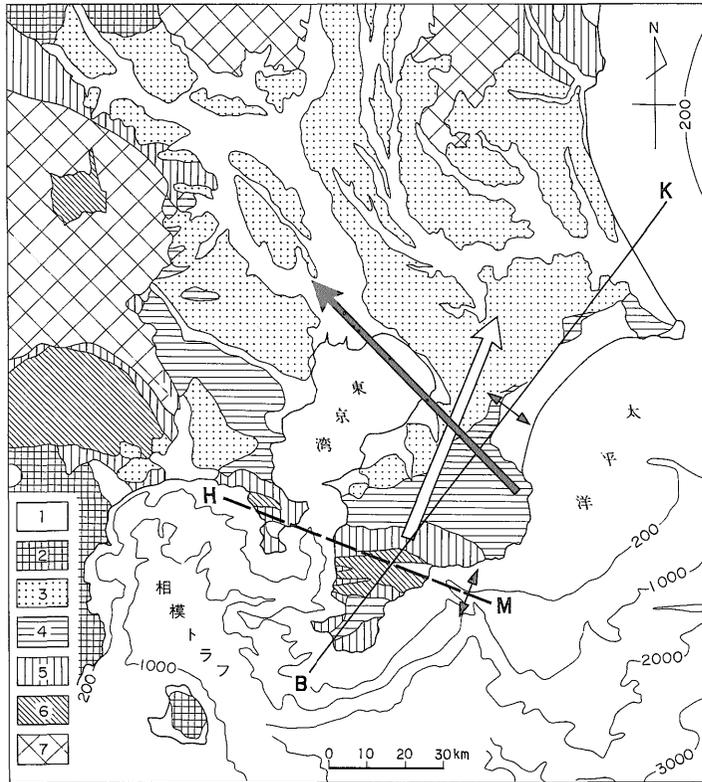
第1図 関東平野基盤地質構造図(矢島, 1981より編集)

1. 三波川帯, 2. 秩父帯, 3. 四万十帯北帯, 4. 四万十帯南帯, 5. 内帯, M.T.L.: 中央構造線



第2図 関東平野基盤等深線図(海拔深度, 単位 m)

1: 基盤岩類(矢島, 1981より編集)



第3図 関東平野における2つのタイプの将棋倒し構造

黒矢印：鮮新世—第四紀，白矢印：中新世およびそれ以降，K-B：鹿島—房総隆起帯，M-H：峯岡—葉山隆起帯，1. 沖積層，2. 第四紀火山，3. 中—上部更新統，4. 鮮新統—下部更新統，5. 上部中新統，6. 漸新統—中部中新統，7. 先第三系基盤 (矢野，1980より編集)

やかな構造を示している(菊地，1982)。つまり，西南日本外帯沖の構造の延長と考えられる中新世—中期鮮新世の東西方向の葉山・嶺岡隆起帯の構造(藤田，1978; 菊地，1982)と，後期鮮新世以降の北東—南西方向の鹿島・房総隆起帯および上総・下総層群の将棋倒し構造である(貝塚，1974; 矢野，1980; 菊地，1982)(第3図)。

中嶋(1973)は，安房層群・豊岡層群(両者で三浦層群)と上総層群の堆積相から3つの堆積サイクルを識別している(第4図)。この堆積サイクルに，上記の構造運動を重ね合わせると東西方向に軸を有していた時期に2サイクル(各サイクルは1000万年弱と200万年)，北東—南西方向の時期に1サイクル(150万年)に区分できる。つまり，堆積盆の生成から消滅まで，150—1000万年の時期( $10^6$ 年オーダー)を要して，移り変わってきたことになる(第5図)。

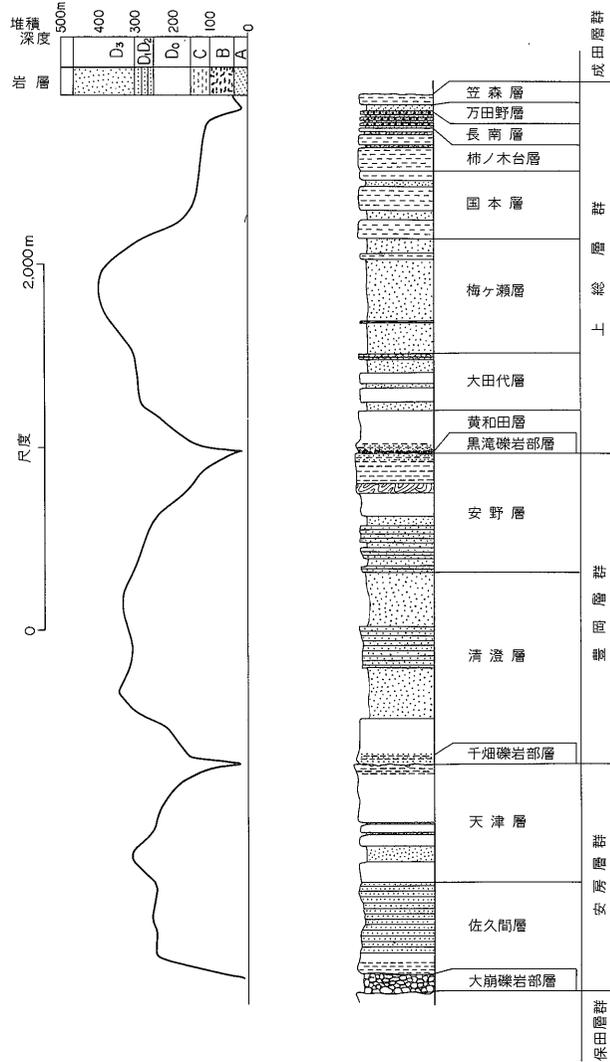
以上は，層群間に見られた堆積相の変化であるが，層群内においても，構造運動に支配された堆積相，堆積体

の変化を見ることができる。第6図は三梨(1977)で示された上総層群の層厚変化の形態を示す概念図である。堆積の中心は，下部層から上部層にかけて東西断面では西方に移動しており，各単元の下限には異常堆積層の発達を示されていて，構造的な変位の時期を示している。これら各単元の堆積に要した時間は，10—50万年に対応する。つまり，10—50万年( $10^5$ 年オーダー)ごとに現れた堆積中心の移動(新しい沈降部位の急激な沈降)によって，堆積相に変化を生じさせたこととなる。

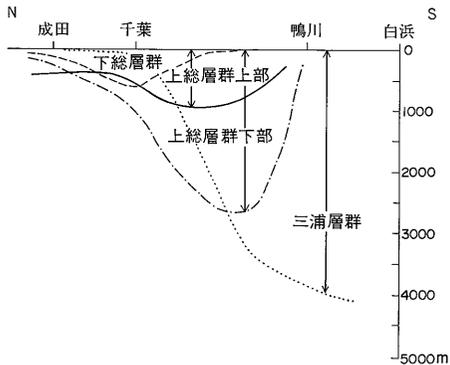
以上の様に， $10^5$ — $10^6$ 年オーダーで見られる堆積相の変化は，その変化を構造運動に起因しているものが多い。

## 2.2 第四系からみた環境変化

上総層群は，三浦層群と同じく，火山灰層を鍵層として，その層序構造が詳細に調査・研究されており，堆積環境の変化も堆積相，微化石を用いて解析されている(Ishiwada, 1964; Aoki, 1968; Kitazato, 1977; 平山・中嶋, 1977; 桂, 1982, 1983)。



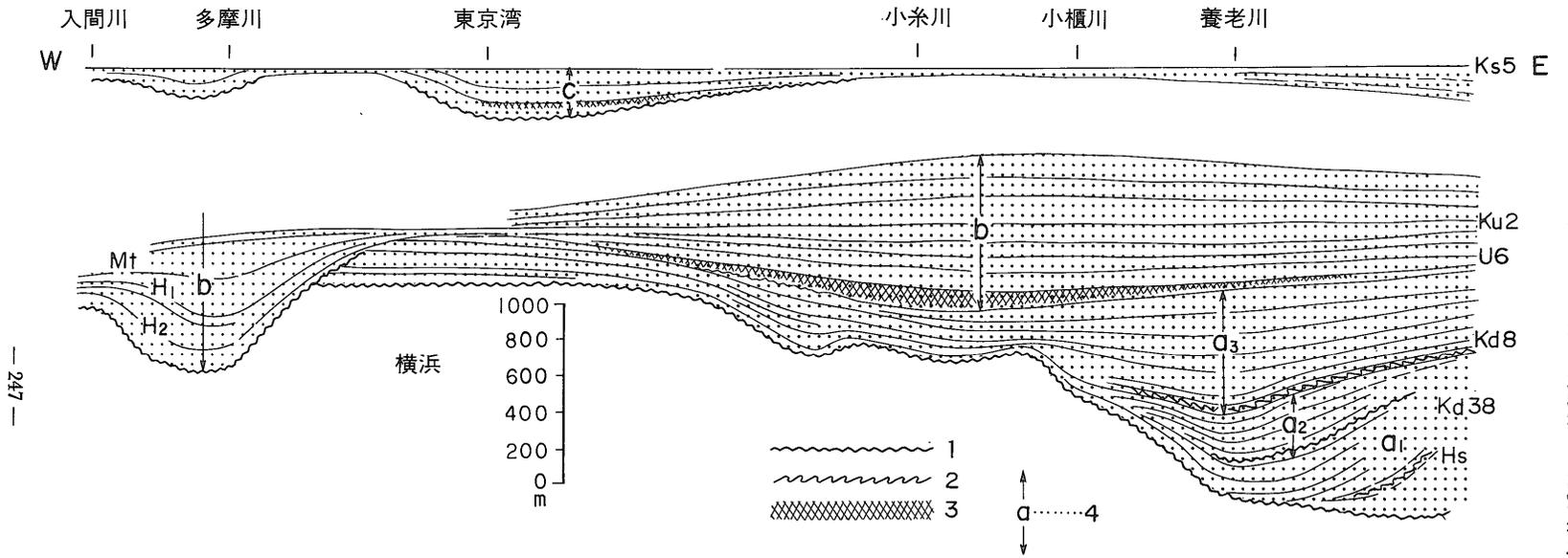
第4図 房総半島中部における堆積サイクル (中嶋, 1973)



第5図 房総半島の堆積盆地の南北断面図 (成瀬, 1968より編集)

上総層群の同一時間面における堆積環境の変化は、底生有孔虫の分析(AOKI, 1968; KITAZATO, 1977)や層相解析(桂, 1983)によって示されている。桂(1983)によれば西から東に、Coast-Tidal shelf-Storm shelf-Sandy Shelf-Muddy shelf-Shelf edge-Slope-Submarine fan-Basin plain という配列である。

これらの変化は、時間的(垂直的)には、全体として下位から上位にむけて浅海化の傾向にある。堆積様式からみると、大きく二つに分けられる。すなわち、下部の勝浦層から国本層(Ku 2層準)までは、黒滝不整合にふちどられた凹地の埋積(垂直付加)物であり、国本層から笠



第6図 上総層群の層厚変化の形態を示す東西断面の概念図 (房総・三浦半島—多摩・加治丘陵)  
 1. 不整合, 2. 深層海底地盛り層, 3. 表層海底地盛り層, 4. 最大層厚部, a<sub>1</sub>—a<sub>3</sub>は上総層群下部, b, cは同層群中部および上部 (三梨, 1977)

森層までは、上記の埋積によって浅海化した堆積盆での堆積(側方付加)物である(桂, 1982, 1983)。これらの堆積物の層相は、細かいオーダー( $10^4$ - $10^5$ 年単位)では水河性海面変動に支配されていることが示されている(桂, 1982)。それによれば、海面低下→碎屑物の流入増加→粗粒堆積物の沈積、海面上昇→碎屑物の流入減少→細粒堆積物の沈積というパターンである。

一方、下総層群においても火山灰層を鍵層として、詳細な層相が組まれており、海成と非海成の堆積サイクルから大きく5つの累層(下位から地蔵堂層、藪層、清川層、上岩橋層、成田層)に区別されている。各累層の層相は、一般に下位から(1)砂礫→(2)泥層または砂泥互層→(3)厚い淘汰の良い砂層(泥層をはさむこともある)→(4)泥炭をとまぬ泥層というサイクルを示す(菊地, 1974)。(青木・馬場, 1978では、(4)のかわりに粗粒砂→ヒメスナホルムシの生痕化石がみられるような中粒砂をもって1サイクルとしている)。これらの堆積サイクルは海水準変動によって形成されたと考えられており、堆積サイクルと微化石などによる古気候から第四紀中-後期における約9万年周期の海水準変動(酸素同位体比変動曲線)と対応つけられている(杉原ほか, 1978; 関東第四紀研究会, 1980; 町田ほか, 1980)(第7図)。一堆積サイクルの主な形成時期については、菊池(1974)、青木・馬場(1978)は海進期の産物としているが、増田(1984)は海退期としている。

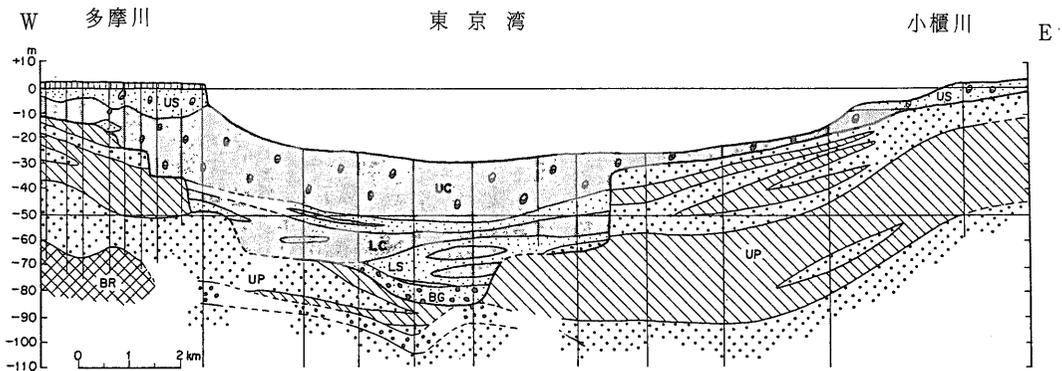
以上、上総・下総層群でみてきた様にこれらの堆積物は、その堆積相、環境を、全球的な気候変化、海面変動に制約をうけていることがわかる。下総層群が、1海進堆積相の上位にさらに1海進堆積相を重ねているのは、前項で述べた沈降運動(北西方向への将棋倒し構造にみられた構造運動)に他ならない(菊地, 1974)。

### 2.3 完新統からみた環境変化

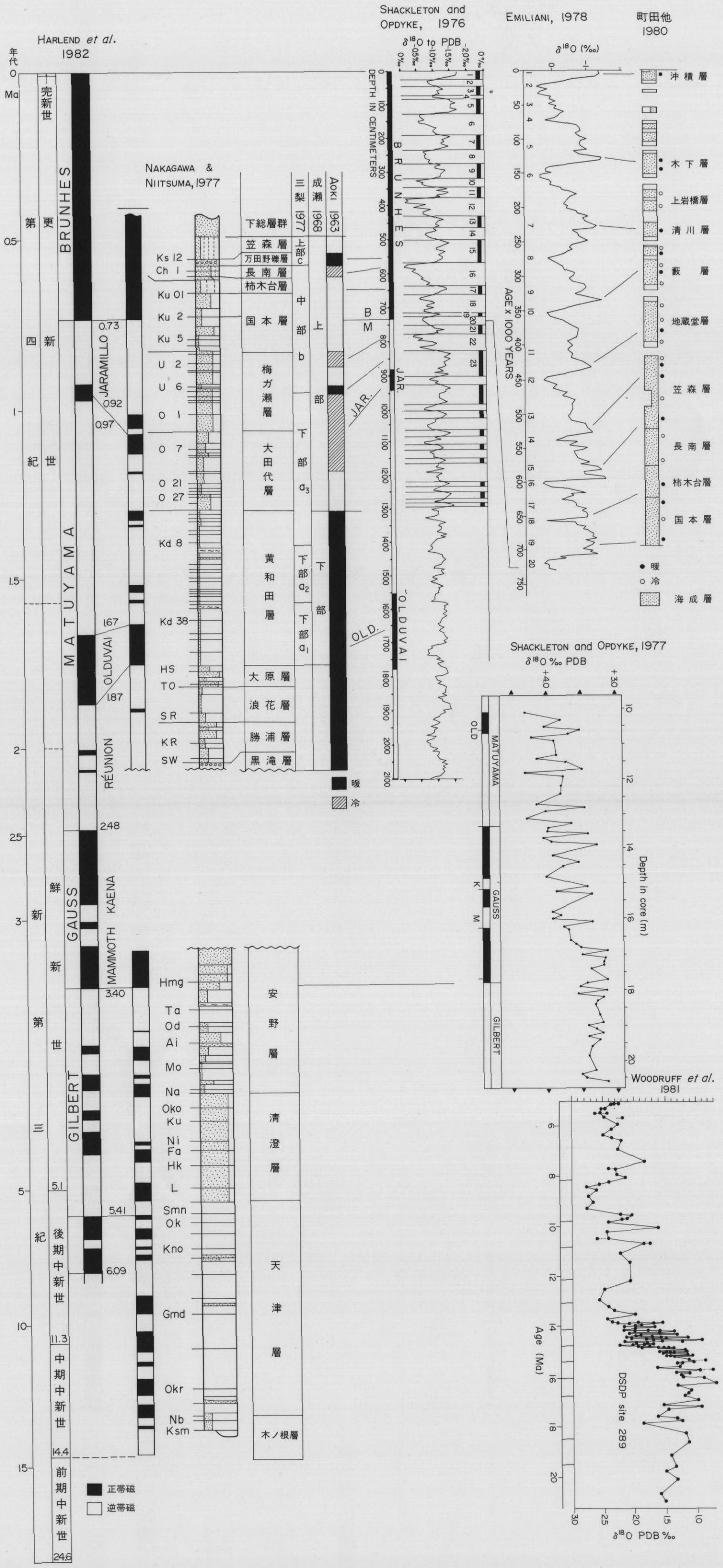
低海水準時の立川期には、下総層群からなる台地に谷地形が形成され、晩水期から後水期には、その谷を埋めていわゆる沖積層が堆積した。ここでは、井関(1975)に従い、最終水期極寒冷期以降の地層をさして沖積層とする。年代的には、更新世後期(2-3万年前)から完新世の地層である。日本の主要沖積平野の臨海部の沖積層の一般的な層序は、下位から、(1)基底礫層、(2)下部砂泥層、(3)中部粘土層、(4)上部砂層、(5)上部粘土層である(井関, 1975)。

約1万年前の海面の一時的な停滞期をもって沖積層は大きく二分され、東京低地では、下部が七号地層(上記の(1),(2)に対応)、上部が有楽町層(3),(4),(5)に対応)である。KAIZUKA *et al.* (1977)は、東京湾横断道路建設の予備調査の際に実施されたボーリング資料をもとに、東京湾を横断する多摩川-小櫃川間の沖積層の分布を明らかにしている。第8図に示したように、低海水準時の現在の東京湾が陸化していた時の古東京川の谷を埋積して沖積層が発達している。図の上部粘土層が前記の中部粘土層に対応するものである。KAIZUKA *et al.* (1977)の中部砂層は、沖積層を二分した青木(1969)に従えば下部の七号地層に含まれるがENDO *et al.* (1981)は中部砂層を約1万年前の一時的な海退期かつ有楽町層の基底砂層(HBG)としてとらえ、中部砂層から上部を有楽町層としている。

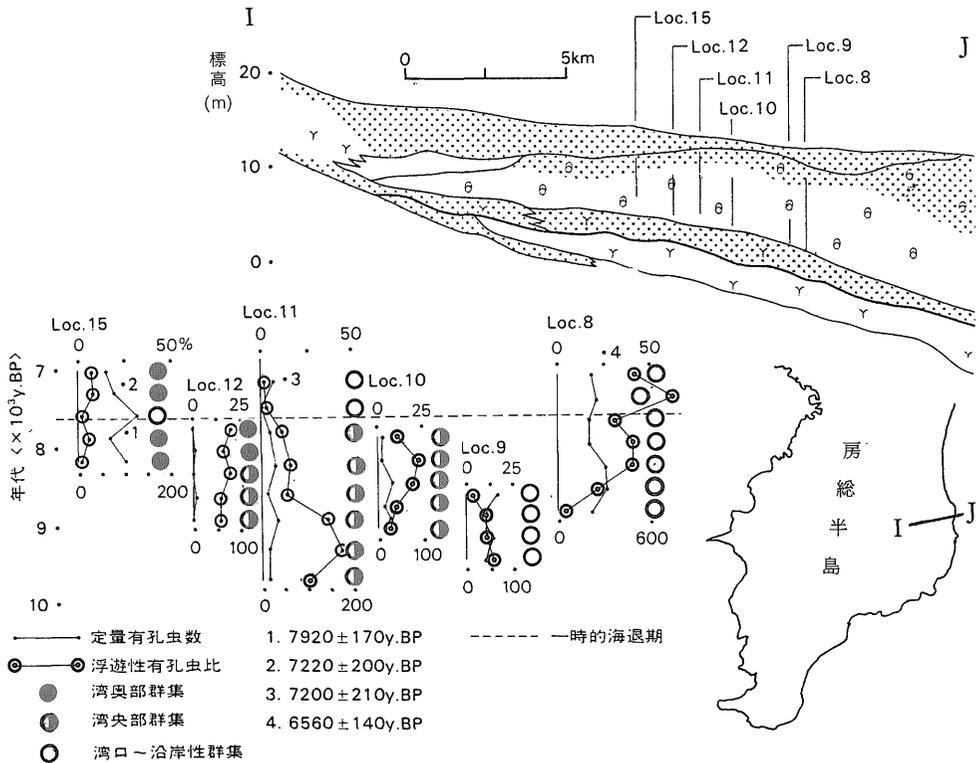
水路部の沿岸の海の基本図 No. 6363 と 6430 の海底地質構造図には、沖積層の基底深度が部分的にしか記入されていない。これは、音波散乱層の存在によって地層分布が明瞭となっていないためである。音波散乱は、基底礫層によると考えられていたが、その後のボーリング調査では、これに対応する深度に礫層は見つかっていない。



第8図 東京湾における沖積層の断面図(KAIZUKA *et al.*, 1977)  
 UC: 上部粘土層, MC: 中部砂層, LC: 下部粘土層, LS: 下部砂層, BG: 基底礫層, UP: 上部更新統



第7図 中部一南部関東地域の層序と気候変化・海水面変動



第9図 古夷隅湾における縄文海進初期から最盛期にいたる有孔虫群集の変化 (遠藤ほか, 1983)

い。筆者らは、泥層中のメタン、硫化水素等のガスが音波を散乱すると考えている。

晩氷期から始まった海進は、約6000年前の縄文時代前期に最高水準に達し、その後、小さな波動を見せながら現在にいたっている。この海進に伴って堆積した泥が井関(1975)の中部泥層であり、また、KAIZUKA *et al.* (1977)の上部粘土層である。この泥層は、現在の東京湾底に堆積している泥に連続するものである。

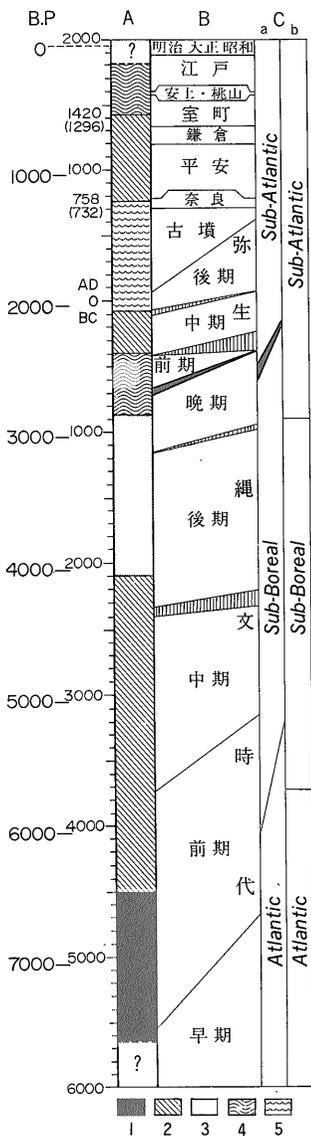
このような沖積層の堆積相のほとんどは晩氷期から後氷期への海進によって説明される。この海進は、酸素同位体比曲線や、上総・下総層群で見られた堆積サイクルと同一規模のものであり、この堆積サイクルに伴う海面変動量は100m前後と見積られている。沖積層中には、このサイクルとは1-2桁小さい、10m以下の海面変動に伴う堆積相の変化が読みとられている。

約2-3000年前には、海面は現在より2-3m低下し、陸源の碎屑物の供給がさかんで、流入河川の三角州は一部で下位の泥層を削り込みながら急激に前進し、この時期以降に形成された地層が上部砂層である(井関, 1956)。

このような10m以下の海面変化は、生物群集の変化としても研究されている。遠藤ほか(1983)は、完新世前期の海水面の上昇期における南関東の小さなおぼれ谷(古押切湾、古佐貫湾、古夷隅湾)での、有孔虫群集の変化を示した。それによれば、海面上昇途中の7700-7500年前に小さな海退があり、その結果河成砂礫層の進出、底生有孔虫の湾奥群集の卓越・浮遊有孔虫比の減少といった変化が認められる(第9図)。

この変化は、前記の、約1万年前の海水面の停滞期や、2000-3000年前の弥生期の小海退と同じ海面変化量が10m以下の $10^8$ 年単位の變動と考えられる。このほかにも縄文中期の海退や平安時代頃の海進が一部の地域で認められており、これらの変化は、気候変化と密接にかかわり合っているものと考えられる。第10図は、尾瀬沼の花粉分析からみた完新世の気候変化である(SAKAGUCHI, 1982)。これによると $10^2$ - $10^8$ 年単位の気候が変化しており、それらのうちの一部は、前記の堆積物から読みとられた環境変化に対応していることがわかる。

$10^0$ - $10^1$ 年の変化では、房総半島南端において見られ



第10図 尾瀬沼の花粉分析からみた過去7600年間の気候変化 (SAKAGUCHI, 1982) A: 気候史区分, B: 歴史・土器編年, C: BLYTT-SERNANDER の後水期編年 a: NILSSON and ZUBAKOVA b: WENDLAND and BRYSON 1. より暖かい, 2. 暖かい, 3. 暖かい(不安定), 4. 寒冷, 5. 寒冷(不安定)

るような、地震性地殻変動がある。この変動は、南房総の堆積物には、多大の影響を与えているが、突発的な環境変化であり、かつ中部関東地域においては、堆積物中に特に識別されていないので、論議からは除外した。

以上、関東地域、特に中・南部における新第三系・第四系の堆積相や生物群集からみた環境変化を概観したが、これらの変化は、年代単位のとり方によって大きく3つに分けることができる。すなわち(1)  $10^5$ - $10^7$  年単位

の主に構造運動に起因する変化、(2)  $10^4$ - $10^5$  単位の大気候変化・海水準変化に起因する変化、そして(3)  $10^2$ - $10^3$  年単位の主に小気候変化・海水準変化に依る変化である。

### 3. 東京湾の堆積物

#### 3.1 東京湾の海底地形

東京湾は、房総半島西端の州の崎と三浦半島南端の剣崎を結ぶ線以北の、南北 80 km、面積約 1500 km<sup>2</sup> の海域を指す(第11図)。東京湾において、三浦半島の観音崎と千葉県富津岬の距離は、わずかに 7 km と狭く、観音崎-富津以北の東京湾内部は、それ以南の浦賀水道と異なり、外海の影響を受けにくい。ここでは、この内部海域を狭義の東京湾と呼ぶことにする。狭義の東京湾は、南北約 50 km、東西約 30 km、面積 1000 km<sup>2</sup> で、平均水深は約 17 m である。水深は湾奥から湾口にむかって次第に深くなっており、湾口部は 70 m に達する。この深みは、久里浜沖の東京海底谷の谷頭に続く。横浜の本牧鼻と富津岬の中間に中ノ瀬と呼ばれる 20 m を切る浅瀬があり、これより北では水深は 40 m より浅く、海底地形および海岸線は単調である。

東京湾湾奥の江戸川、荒川の三角州の前置斜面は、比高が 4-5 m である。一方、多摩川、養老川、小櫃川の前置斜面は、比高が 10-20 m もある。

中ノ瀬より南では、水深が大きく、海底地形および海岸線は変化に富む。中ノ瀬の南の水深 50 m から久里浜の東方 2 km 沖の水深 100 m の東京海底谷の谷頭まで、観音崎海底水道が続く。この観音崎海底水道は、三浦半島に近いところを通り、三浦半島の入江からこの谷に合流する沈水谷がみとめられる。これは、沈水した地形が堆積物によって埋められないで残ったためである。房総半島には、東京湾に約 6 km も細長く突き出た尖角州の富津岬がある。この砂州は、浦賀水道から流れこむ潮流と州の北側の沿岸反流が運ぶ流砂の堆積によって作られたものである。

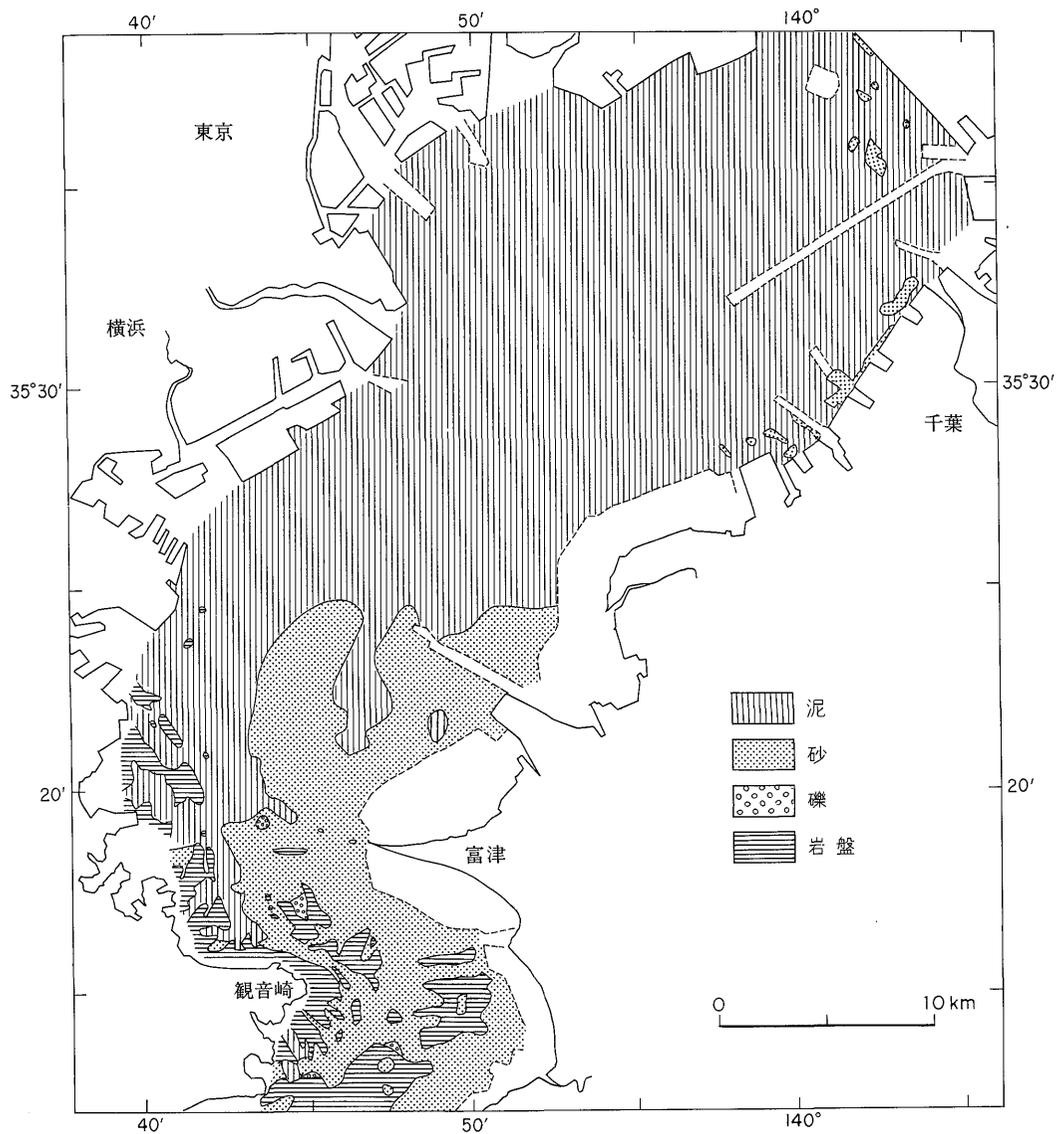
#### 3.2 東京湾の底質

東京湾の底質は中ノ瀬より北では、沿岸域を除きすべて泥質である(第12図)。

堆積物の粒度は、多摩川沖の湾中央部が最も細かく、中央粒径値(Md  $\phi$ )は 9 以上で、粘土含有量は 65% 以上で、周辺に向かって粗粒になる(第13図)。

中ノ瀬上は、貝殻混りの砂質で、表層の砂に含まれる小さな貝殻を多数拾い出した混合試料の <sup>14</sup>C 年代は、2960 ± 200 y BP (JGS 41) である。砂は残留堆積物であり、縄文海進により海域となってから貝が生息して、貝殻混りの砂質となったものである。





第12図 東京湾の底質図 (海上保安庁, 沿岸の海の基本図 No. 6363 と 6430 をもとに作図)

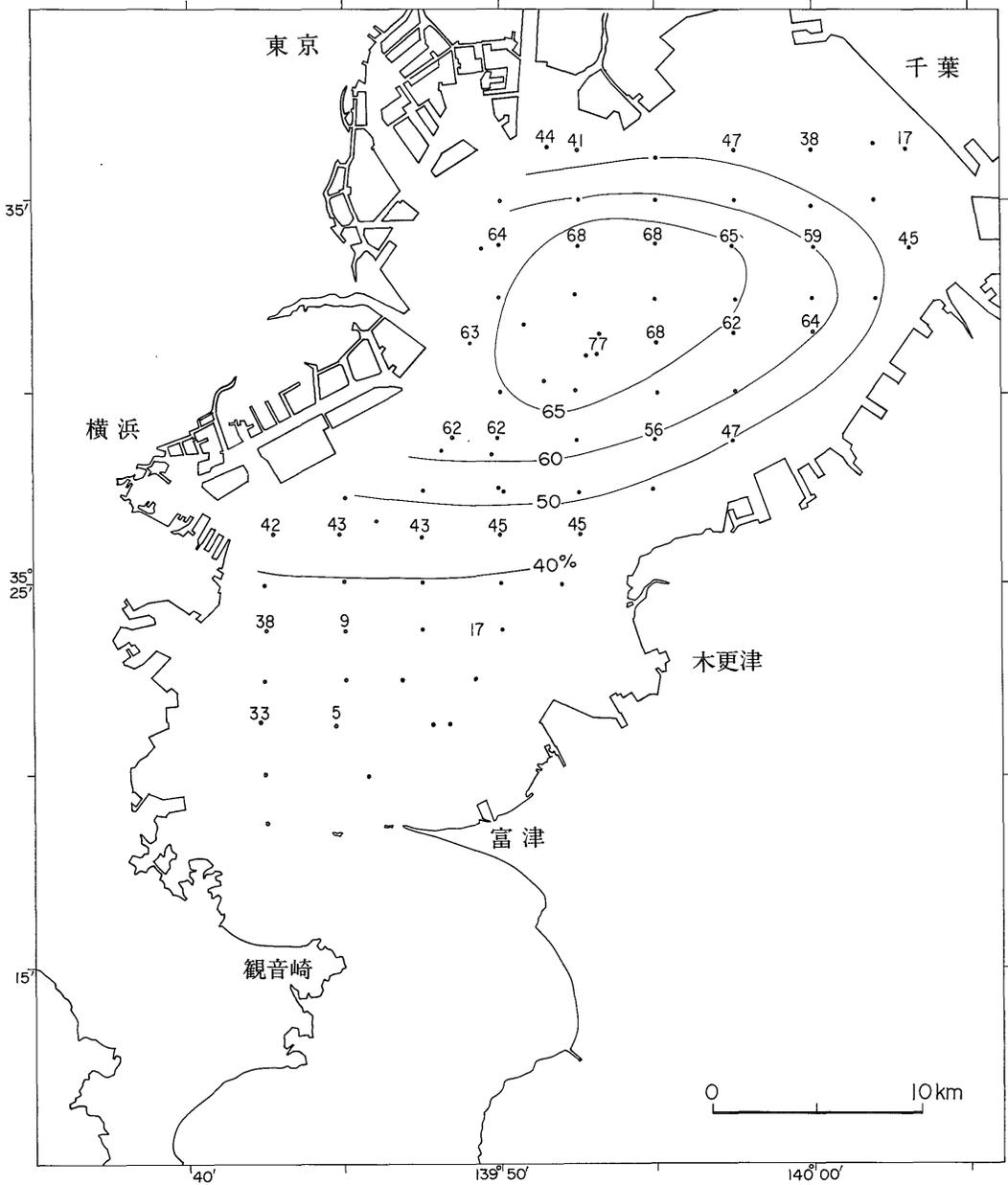
炭素-14法, 鉛-210法等がある。これらのうち, 半減期22年の鉛-210を用いる方法は, 沿岸海域や湖沼の堆積速度決定法として有効である(松本, 1981)。

松本(1983)は, 鉛-210法により東京湾全域の堆積速度を測定し, その堆積の実態を明らかにした(第14図)。それによれば, 湾奥西部の江戸川, 荒川, 多摩川沖が $0.5 \text{ g/cm}^2/\text{年}$ 以上と大きく, 湾東および湾南にむかって減少する。中ノ瀬の西側の古東京川筋には,  $0.5 \text{ g/cm}^2/\text{年}$ 以

上の場所がある。一方小櫃川河口, 富津岬と中ノ瀬に囲まれる砂質堆積物分布域は無堆積である。

東京湾の堆積物の多くは, 湾奥西部の江戸川, 荒川, 多摩川によって運びこまれ, 湾奥, 湾中央に堆積し, 湾口では堆積していないといえる。そして, 観音崎と富津岬を結ぶ東京湾全域における年間堆積量は $1.2 \times 10^6$ トンである。

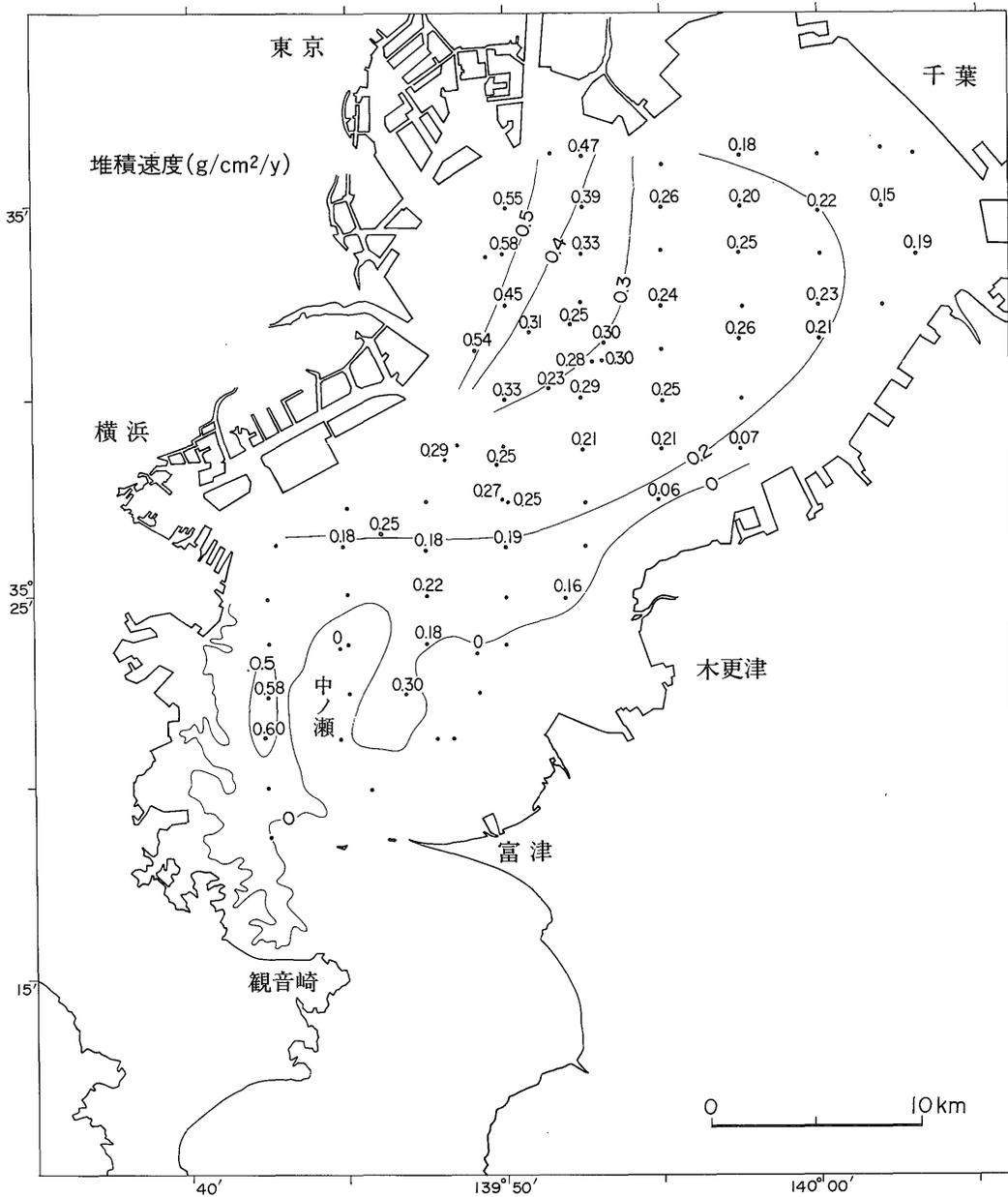
### 3.4 堆積物からみた東京湾の汚染



第13図 東京湾表層堆積物中の粘土含有量 (%)

東京湾周辺地域より流入する物質の激増により、東京湾の物質循環系は乱され、汚染は進んだ。水質汚染を問題とする場合、過去における水質と比較することが必要である。しかしながら、過去の水質に関するデータの数が少ないこととデータの信頼性が一定していないため、断定的なことがいえないことが多い。

陸上で放出され、沿岸海域に付加される物質の多くは、速やかに海水から除去されて海底に堆積する。したがって、水質汚染があれば堆積物に記録されるといえる (松本, 1983)。東京湾の湾央の堆積物はシルト質粘土で、堆積速度が  $0.2-0.4 \text{ g/cm}^2/\text{年}$  と大きく、堆積物の乱れも殆どないことから汚染の記録を解読するうえでよい

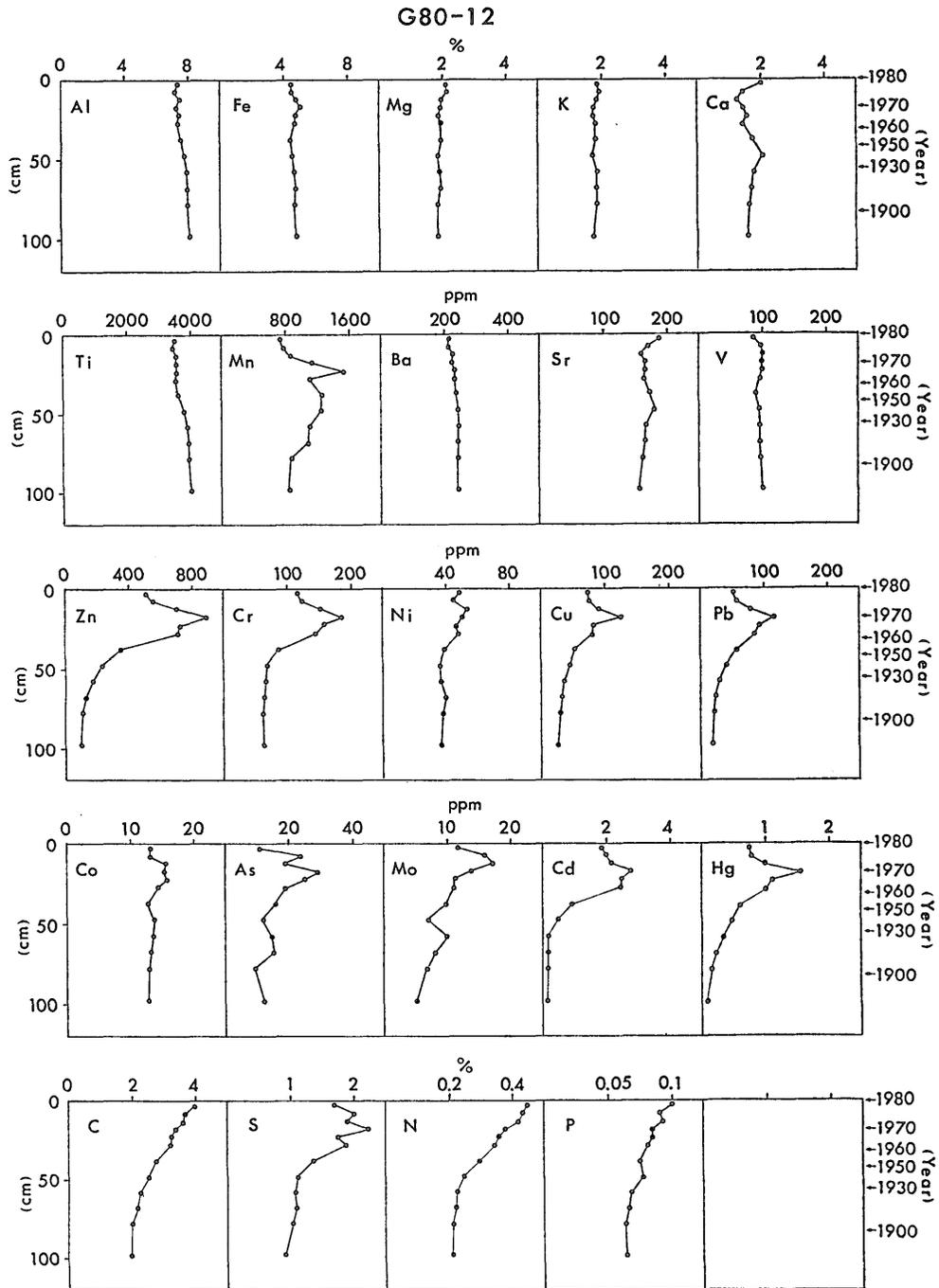


第14図 鉛-210法により測定された東京湾における堆積速度 (g/cm<sup>2</sup>/年)

試料である。

前述の鉛-210法により堆積速度測定を行った東京湾湾中央部における柱状試料について元素分析を行い、その鉛直分布を第15図に示した。亜鉛(Zn)、クロム(Cr)、銅(Cu)、鉛(Pb)、モリブデン(Mo)、カドミウム(Cd)、水銀(Hg)等の微量重金属元素の含量は、60-70 cmの深さより

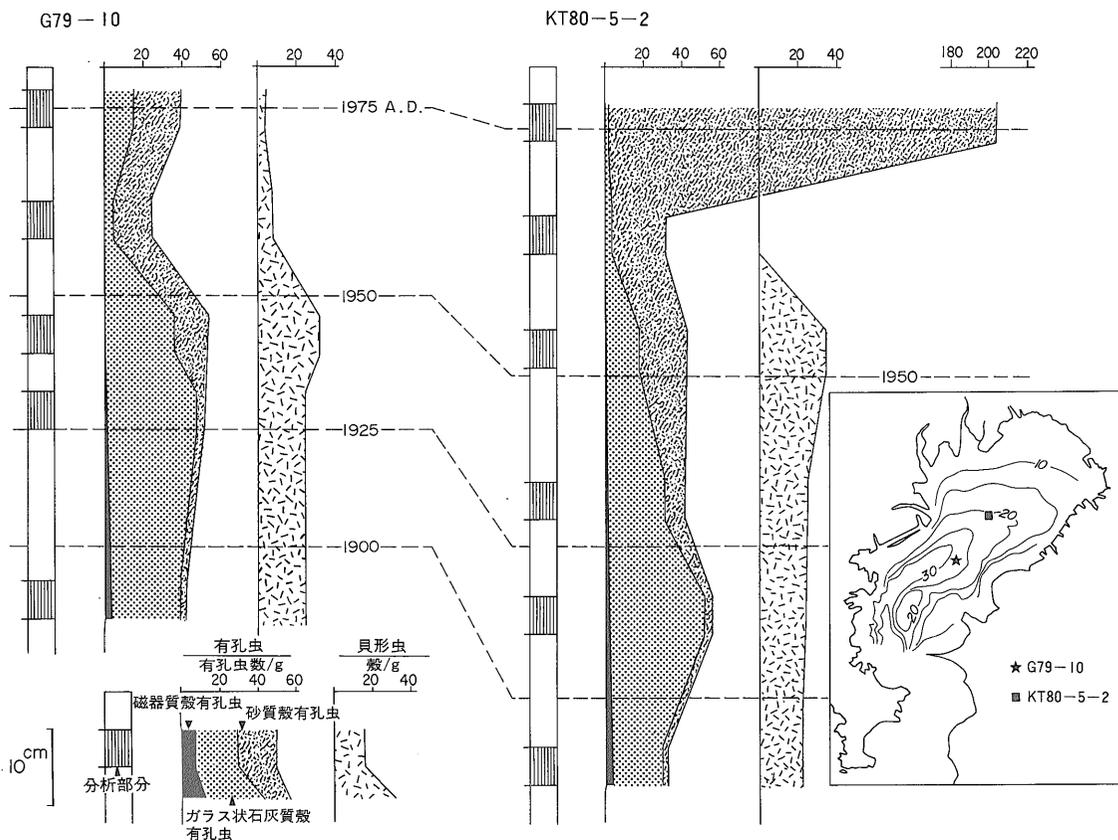
徐々に増え、40 cmの深さより急増し、15-20 cmの深さで極大となっている。堆積速度から堆積年代を求めると、1900年頃より重金属汚染がはじまり、1950年頃より急激に進み、1970年前後にピークに達して、それ以降は減少して今日に至っている。70 cm以深の堆積物中の含有量の一定値は自然状態での値(バックグラウンド値)で



第15図 東京湾湾中央部の堆積物中の元素の鉛直分布 右側の数字は鉛-210法による堆積年代

あり、70 cm 以浅では自然量に汚染量が上積みされているといえる。アルミニウム(Al)、鉄(Fe)、マグネシウム(Mg)等の地殻構成の主要金属元素は、深さに対して変化せず、汚染はみとめられない。微量金属元素は主要金

属元素と異なり、その人為的利用と環境への放出が、濃度を容易に高め、汚染・公害に至るといえる。水銀、カドミウム等の重金属元素が、かつて大きな被害をもたらしたことは、これら重金属元素の濃度が著しく低いこと



第16図 東京湾湾央コアにみられる底生有孔虫群集の変化 (西村・松本, 1981)

と関係があるといえる。

重金属汚染と並んで問題となっているのは富栄養化である。水域の植物プランクトンの成育にとって必要な窒素やリンの栄養塩が多量に付加されると、植物プランクトンが異常増殖する。植物プランクトンの異常増殖は、有機物の生産量を増大させ、その沈積量も増大する。堆積物中の炭素(C)、窒素(N)およびリン(P)含量によって富栄養化の歴史をみる事が可能である。第15図の全炭素、全窒素および全リン含量は、60-70 cmより徐々に増えて今日に至っている。富栄養化は、赤潮を発生させ、生態系を変え、底質環境を悪化させる。

### 3.5 底生生物群集組成の変化

東京湾の堆積物柱状試料でみられた重金属・有機元素濃度の変化に対応して、湾央の堆積物柱状試料中の貝類群集や底生有孔虫群集の変化が見いだされている(西村・松本, 1981; 松本, 1983)。

貝類群集では、チヨノハナガイ(*Raeta rostralis* REEVE), シ

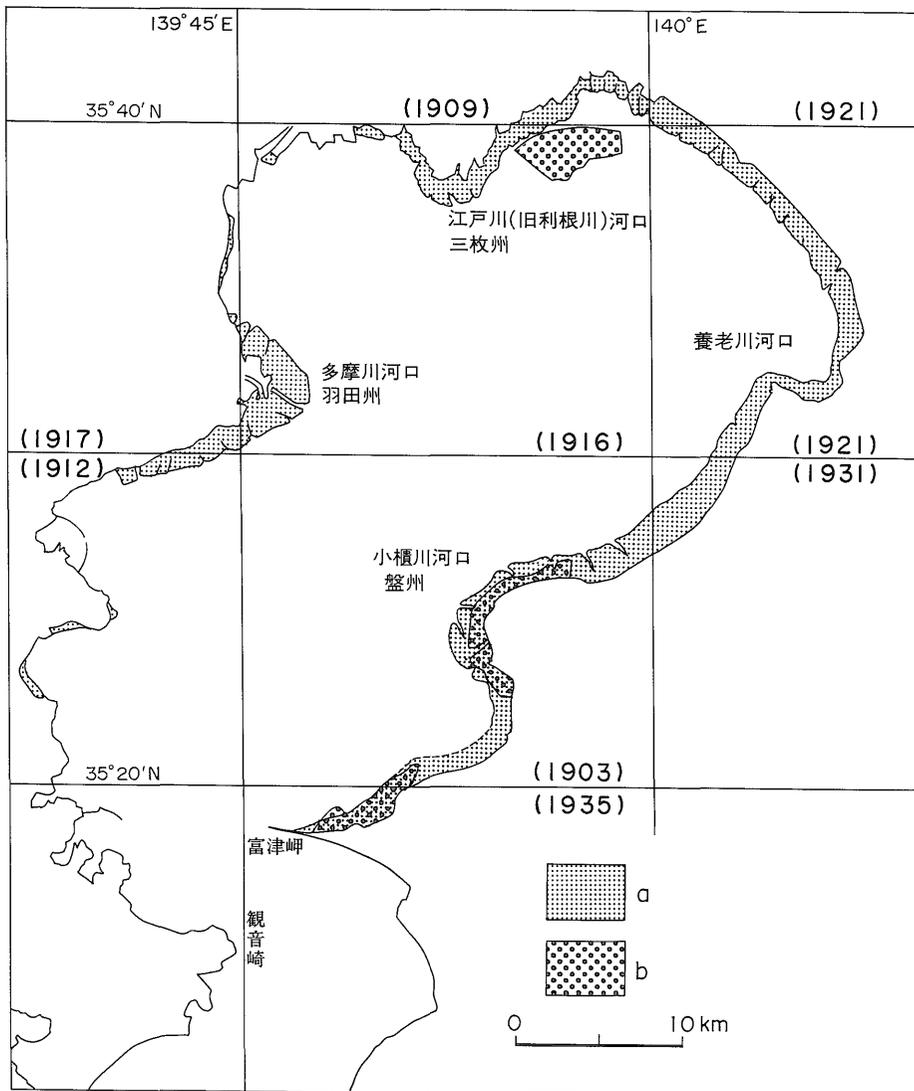
ズクガイ(*Theora lata* HINDS)が堆積年代1950年を境として上部で多く、ケシトリガイ(*Alveolus ojanus* YOKOYAMA)は1920年から増加して極大となり、1970年以降は見いだされない(松本, 1983)。

また、底生有孔虫群集では、30 cmの深度(1950年)を境として、上層では砂質殻の*Trochammina hadai* UCHIOが優占で、下層はガラス状石灰質殻の*Nonionella stella* CUSHMAN and MOYERが優占である(第16図)。これは、MORISHIMA(1955)の1948年の調査結果の報告と矛盾しない(西村・松本, 1981)。

現在の東京湾湾央部の貝類・底生有孔虫群集は、汚染前の湾央群集から湾奥群集へと大きく変化しているといえる。

### 3.6 東京湾湾岸の埋立て

東京湾湾岸の埋立ては、江戸時代の初期から、砂州、入江、干潟、湿地などに対して行われてきた。現在までに埋立てられた面積は、およそ 24000 ha にものぼり、



第17図 20世紀における干潟の変化 a 20世紀初頭における東京湾内の干潟の分布、( )内の数字は用いた5万分の1地形図の測量年代 b 1981年における干潟の分布(人工干潟を含む)

これは東京湾の面積の約5分の1に達している(大塚, 1979).

かつて、東京湾への流入河川の河口には、広大な砂州や干潟の発達が見られた。江戸川河口の三枚州、多摩川河口の羽田州、小櫃川河口の盤州は、特に三大州と呼ばれていた。しかし、現在では埋立てが進み、盤州と三枚州の一部の浅瀬が残っているだけである(第17図)。

埋立てによって形成された“地層”の規模は、水平的には数百-数千キロメートル、垂直的には5-15メートルに達する(清水, 1983)。これは、地層の発達からいえば、有楽町層上部砂

層に匹敵する規模であり、海水面変動からみると、2-5メートルの海面低下量と同じである。

埋立造成が水域環境に及ぼす影響として次の様なものがある(清水, 1983)。

- (1) 水質汚染：浚渫・埋立工事に伴う堆積物の懸濁、堆積物からの溶出による水質汚染がおり、生態系に影響を及ぼす。
- (2) 浄化能力低下：干潟や浅場のもつ浄化能力が失われるため、汚濁物質が深場まで運搬される。
- (3) 沿岸流の変化：人工的な島や半島が出現するた

め、沿岸流が変化し、異常な堆積と浸蝕が起こる。

以上のような埋立てによる影響が、前項で述べた湾中央部の堆積物柱状試料に見られる変化の一因となっていると考えられる。

### 3.7 地質年代の変化との比較

関東地域、特に中・東南部地域での中新世以降の地層から読みとれる環境の変化と、現在の東京湾で起こっている人為的变化について比較してみる。

前者については、大きく、 $10^5$ - $10^7$ 年の主に構造運動によるもの、 $10^4$ - $10^5$ 年の大気候変化・海水準変動、 $10^2$ - $10^3$ 年の小気候変化・海水準変動によるものの三つに大別される。

これらと、 $10^0$ - $10^1$ 年で起こっている現在の人為的環境変化とを比較すると、人為的变化は、地質現象における $10^2$ - $10^3$ 年の変化に相当する。すなわち、貝類・底生有孔虫群集にみられた変化は、湾内生物群集の湾内での移動であり、遠藤ほか(1983)で示された完新世の海水面変動による生物群集の移動と同一規模のものである。また、湾岸での埋立地は、“地層”の規模からみて有楽町層上部砂層に匹敵する。

## 4. ま と め

本稿では、関東地域における中新世以降の地層にみられる環境変化と、現在東京湾で進行している人為的環境変化との比較を試みた。主な論点は、次のようにまとめられる。

(1) 中新世以降の地層全体から読みとられる環境変化は $10^5$ - $10^7$ 年単位の構造運動を主体とするものである。つまり、黒滝不整合より下位では、峯岡・葉山隆起帯を中心とした東西方向の構造運動と地層の発達であり、上位では、鹿島一房隆起帯を中心とした北東-南西方向の隆起と北西方向への堆積盆の移動である。

(2) 第四系においてみられる環境変化は、主に大気候変化・海水準変動に支配されている。その変化量は、 $10^4$ - $10^5$ 年単位の50-150mの海水準変動であり、そのサイクリックな変動は、上総・下総層群の累層区分に深く関与している。

(3) 完新統から解析された環境変化は、 $10^2$ - $10^3$ 年単位の小気候変化であり、海水準の変化量も10m以下である。この変化は、堆積盆全体の大きな変化というよりも、堆積盆内の部分的な変化としてあらわれる。

(4) 現在東京湾では、汚染物質の湾内への流入によって湾内の生物群集が変化し、堆積物中の重金属・有機物濃度が増加している。このような変化は、人為的に $10^0$ - $10^1$ 年単位で生じたものである。また、湾岸の埋立ては、

東京湾の面積の5分の1にも達している。

(5) 現在東京湾で起こっている人為的な変化と関東地方における中新世以降の地層から読みとられた自然現象の変化とを比較すると、人為的变化は、自然界における $10^2$ - $10^3$ 年単位の現象に匹敵する。

謝辞 本稿をまとめるにあたり、地質調査所海洋地質部の大嶋和雄氏には、粗稿を読んでいただき、御教示いただいた。厚く謝意を表す。

## 文 献

- AOKI, N. (1963) Pliocene and Pleistocene Foraminifera from along the Yoro River, Boso Peninsula. *Sci. Rep. Tokyo Kyoiku Daigaku, Sect. C*, vol. 8, p. 203-228.
- (1968) Benthonic Foraminiferal Zonation of the Kazusa Group, Boso Peninsula. *Trans. Proc. Palaeont. Soc. Japan, N.S.*, no. 70, p. 238-266.
- 青木直昭・馬場勝良(1978) 成田層の古地理. 筑波の環境研究3, 筑波大学, p.187-197.
- 青木 滋(1969) 東京低地の第四紀層について. 日本地質学会76年学術大会 シンポジウム「海岸平野」資料集, p.15-20.
- EMILIANI, C. (1978) The cause of the ice ages. *Earth, Planet. Sci. Lett.*, vol. 37, p. 349-352.
- ENDO, K., SEKIMOTO, K. and TAKANO, T. (1981) Holocene stratigraphy and paleoenvironments in the Kanto Plain, in relation to the Jomon Transgression. *Proc. Inst. Nat. Sci. Nihon Univ. Earth Sci.*, no. 17, p. 1-16.
- 遠藤邦彦ほか4名(1983) 関東平野の沖積層. アーバンクボタ, no. 21, p. 26-43.
- 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. 渡辺展生教授記念論文集, p. 169-185.
- 福田 理(1973) 足もとを見よ—首都圏地震線論争への提言. 地質ニュース, no. 230, p. 28-31.
- ほか3名(1974) 坑井地質に見る関東平野の基盤. 地質ニュース, no. 234, p. 8-17.
- HARLAND, W. B. et al. (1982) *A geologic time scale*. Cambridge Univ. Press, 131 p.
- 平山次郎・中嶋輝允(1977) 地向斜堆積物—乱泥流の化石—. 科学, vol. 47, p. 82-90.

- 井関弘太郎(1956) 沖積世の地盤運動とユースタシー。地理評, vol. 29, p. 620-628.
- (1975) 沖積層基底礫層について。地学雑, vol. 84, p. 247-264.
- 石井基裕(1962) 関東平野の基盤。石油技誌, vol. 27, p. 615-640.
- ISHIWADA, Y. (1964) Benthonic foraminifera off the Pacific Coast of Japan referred to biostratigraphy of the Kazusa Group. *Rep. Geol. Surv. Japan*, no. 205, 45 p.
- 貝塚爽平(1974) 関東地方の島弧における位置と第四紀地殻変動。関東地方の地震と地殻変動, ラティス, p. 99-118.
- KAIZUKA, S., NARUSE, Y. and MATSUDA, I. (1977) Recent Formations and their basal topography in and around Tokyo Bay, Central Japan. *Quaternary Research*, vol. 8, p. 32-50.
- 垣見俊弘・衣笠善博・木村政昭(1973) 後期新生代地質構造図 東京 1:500000. 地質調査所.
- 関東第四紀研究会(1980) 南関東地域の中部更新統の層序とその特徴。第四紀研究, vol. 19, p. 203-216.
- 桂 雄三(1982) 房総半島第四系上総層群中にみられる氷河性海面変化に支配された堆積相。日本地質学会第89年学術大会講演要旨, p. 295.
- (1983) 上総層群の沈積した環境。日本地質学会第90年学術大会講演要旨, p. 258.
- 菊地隆男(1974) 関東地方の第四紀地殻変動の性格。関東地方の地震と地殻変動, ラティス, p. 129-146.
- (1982) 上総層群の堆積構造と関東構造盆地の島弧における位置。地団研専報, no. 24, 島弧変動, p. 67-78.
- KITAZATO, H. (1977) Vertical and lateral distributions of benthonic foraminiferal fauna and fluctuation of warm and cold waters in the Middle Pleistocene of the Boso Peninsula, Central, Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ. 2nd ser. (geology)*, vol. 47, p. 7-42.
- 町田 洋・新井房夫・杉原重夫(1980) 南関東と近畿の中部更新統の対比と編年。第四紀研究, vol. 19, p. 233-261.
- 増田富士雄(1984) 古東京湾における堆積体発達様式。日本地質学会第91年学術大会講演要旨, p. 78.
- 松本英二(1981) 堆積年代測定法(1):鉛-210法。地質ニュース, no. 320, p. 47-51.
- (1983) 沿岸域における重金属の挙動。平野敏行編, 海の環境科学, 恒星社厚生閣, p. 168-177.
- (1983) 東京湾の底質環境。地球化学, vol. 17, p. 27-32.
- (1983) 大都市に面した内湾海域の環境変動史。地質学論集, no. 23, p. 91-95.
- 三梨 昂(1968) 三浦・房総半島の地質構造と堆積構造。日本地質学会第75年学術大会地質見学案内書, p. 4-13.
- (1973) 南関東・新潟地区における中新世から洪積世にいたる堆積盆地の変遷。地球科学, vol. 27, p. 48-65.
- (1977) 層厚変化による堆積層の区分単元とその基盤運動—南関東地区を例として—。藤岡一男教授退官記念論文集, p. 249-260.
- MORISHIMA, M. (1955) Deposits of foraminiferal test in the Tokyo Bay, Japan. *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto, ser. B*, vol. 22, p. 213-222.
- NAKAGAWA, H. and NITSUMA, N. (1977) Magnetostratigraphy of the Late Cenozoic of the Boso Peninsula, central Japan. *Quaternary Research*, vol. 7, p. 294-301.
- 中嶋輝允(1973) 房総半島にみられる堆積サイクルとフリッシュ型砂泥互層。海洋科学, vol. 5, p. 408-413.
- 成瀬 洋(1968) 関東地域における第四紀地殻変動。地質学論集, no. 2, p. 29-32.
- 新妻信明(1976) 房総半島における古地磁気層位学。地質雑, vol. 82, p. 163-181.
- 西村 昭・松本英二(1981) 東京湾採取コアにみられる底棲有孔虫群集の変化。日本地質学会第88年学術大会講演要旨, p. 264.
- ODA, M. (1977) Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Cenozoic sedimentary sequence, Central Honshu, Japan. *Tohoku Univ., Sci. Rep., 2nd ser. (Geol)*, vol. 48, p. 1-72.
- 大塚 博(1979) 東京湾の埋立ての歴史。日本科学者会議編, 東京湾, 大月書店, p. 84-97.
- SAKAGUCHI, Y. (1982) Warm and cold stages in

- the part 7600 years in Japan and their global correlation. *Bull. Dept. Geograph. Univ. Tokyo*, no. 15, p.1-31.
- 佐藤任公(1962) 東京海湾底のスコリア層. 水路要報, vol. 72, p. 26-28.
- SEKIMOTO, K. and ENDO, K. (1980) Foraminiferal assemblages and Paleoenvironments of the Holocene Shimobara Formation along the lower reaches of the River Nakamura, Kanagawa Prefecture, Japan. *Proc. Inst. Nat. Sci. Nihon Univ. Earth Sci.*, no. 15, p. 19-30.
- 杉原重夫・新井房夫・町田 洋(1978) 房総半島北部の中・上部更新統のテフロクロノロジー. 地質雑, vol. 84, p. 583-600.
- SHACKLETON, N. J. and OPDYKE, N. D. (1973) Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V 28-238. *Quaternary Research*, vol. 3, p. 39-55.
- (1976) Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239 Late Pliocene to Latest Pleistocene. *Geol. Soc. Am. Mem.*, no. 145, p. 449-464.
- (1977) Oxygen isotope and paleomagnetic evidence for early Northern Hemisphere glaciation. *Nature*, vol. 270, p. 216-219.
- 清水恵助(1983) 東京湾における埋立地について. 地質学論集, No. 23, p. 141-154.
- WOODRUFF, F., SAVIN, S. M. and DOUGLAS, R. G. (1981) Miocene stable isotope record; A detailed deep Pacific Ocean study and its paleoclimatic implications. *Science*, vol. 212, p. 665-668.
- 矢島敏彦(1981) 関東平野基盤岩類の岩石学的特徴と地質構造. 地質学論集, No. 20, p. 187-206.
- 矢野孝雄(1980) 後期新生代堆積盆の発達史にみられる2つのタイプの将棋倒し構造. 総研(島弧変動)研究報告, no. 2, p. 1-16.

(受付: 1984年4月17日; 受理: 1984年5月14日)