# 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造

# 鈴木宏芳\*

# Geology of the Koto Deep Borehole Observatory and Geological Structure beneath the Metropolitan Area, Japan

By

#### Hiroyoshi SUZUKI\*

\*National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan

#### Abstract

The National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention has forwarded the construction of the deep borehole crustal activity observatory network around the Tokyo metropolitan area for the prediction research of earthquakes in this area. The fourth observatory, the KOTO deep borehole, 3030m in depth, was completed in Koto Ward, Tokyo in 1992.

In this paper, the geological and geophysical features of the KOTO borehole observatory and the geological structure beneath the Tokyo metropolitan area is described.

The geological sequence of the KOTO borehole observatory is summarized as follows :

Depth (m)	Formation	Lithology	Correlated stratum	Geological time
0-7.6		Buried soil		
7.6-67.5	А	Sandy silt, silt, mud and gravel	Alluvium	Holocene
67.5-115	В	Sand, silt, mud and gravel	Shimosa Group	Late Pleistocene
115-1677	С	Siltstone, silty mudstone, sandy siltstone, sandstone and gravel	Kazusa Group	Early Pleistocene -Late Pliocene
1677-2579	D	Siltstone, sandstone, gravel and tuff	Miura Group	Early Pliocene- Miocene
2579-3030	Ε	Sandstone, mudstone, chert, volcanic rocks and tuff	Chichibu System	Pre-Neogene

The geological structure of the Koto borehole observatory agrees very well with the velocity structure which was obtained by the refraction method in the north-western part of Tokyo Bay.

The geological and logging data of boreholes in the Kanto plain were compared, and it was clarified that all those under consideration were related to each other in the same stratum. This fact shows the possibility of estimating the geological structures from the geophysical data obtained by geophysical prospecting in this area.

The depth and thick distribution of the pre-Neogene System, Miura Group, Kazusa Group and Shimosa Group beneath the Tokyo metropolitan area were estimated using boreholes and geophysical prospecting data. The maximum depth of the basement is more than 3500m from the surface and has large ups and downs. The basement was buried gradually between the Neogene Period and the entire Kanto plain became a depositional basin in the period of the Kazusa Group. The Kanto plain emerged again in the period of the Shimosa Group. The center of the depositional basin moved from the southern area to the northern and northwestern area of the Kanto plain between the Neogene and Quaternary Period.

Key words: deep borehole observatory, Kanto plain, underground structure, geophysical logging.

## 1. はじめに

防災科学技術研究所では、首都圏地域の地震予知研究 の推進を目的として, 首都圏周辺に高感度地殻活動観測 網の建設を進めている。首都圏地域は新第三紀以降の軟 弱な堆積層が厚く堆積しているうえ, 交通や経済活動に 伴う人工的な振動が著しいために、通常の方法では地震 予知研究に必要な高感度の地殻活動観測は不可能であ る. そのため、我々は、基盤(先新第三系)にまで達す る深層地殻活動観測井(以下「深層観測井」と略す)を 掘削し、その孔底で地震を初めとする各種の地殻活動の 高感度観測を行う観測システムを開発した(高橋.1982)。 すでに 1979 年までに岩槻, 下総, 府中の 3 ケ所の深層観 測井を完成して観測を行っている(高橋・他, 1983;鈴 木・他,1983;鈴木・高橋,1985)が、1991年から新た に4番目の江東深層観測井を東京湾北西部の東京都江東 区内の埋立地に建設した。観測井は1992年中に完成し、 順次地上施設や観測装置等の製作を行い,1995年春から 観測が開始された。

江東観測井は東京湾北部で初めて基盤に到達した孔井 であり、多くの地質的な知見も得ることができた.本報 告では、江東観測井の構造等の概要、孔井地質及び本観 測井の掘削によって明らかになった、東京湾北部及びそ の周辺地域の地質構造について論述する.

## 2. 江東深層観測井の概要

# 2.1 掘削位置

掘削位置を図1に示す。掘削点の所在地とその緯度,

経度及び地表面の高度は次の通りである。

- 所在地:東京都江東区青海2丁目地先 中央防波堤 内側埋立地
  - 北緯:35度36分29.0秒
  - 東経:139度48分55.9秒.
  - 高度:6.62m (TP:東京湾平均海水面)

掘削地は、1970年代に廃棄物の埋立地として、東京湾 を埋め立てた場所である。

#### 2.2 観測井の構造

観測井の構造を図2に示す.掘削深度は地表面より 3030 m (TPより3023.38 m) である.観測井はオール ケーシング,オールセメンチングで仕上げられており, 観測装置の設置深度は,地表面から3000 m である.孔井 の曲がりは,最大でも鉛直線から1.0度であった.観測 装置が収納される部分は,非磁性ケーシング (SUS304 製)を用いた.なお,深層観測井の目的,観測装置の概 要及び観測の成果等に関しては,高橋(1982)を参照さ れたい.

#### 2.3 掘削工事

ドリリングチャートを図2に示す。敷地造成及び復旧 工事を除いた工事日数は134日である。

#### 2.4 コア及びカッテング採取

コア掘りは深度400m以下で、ほぼ200m毎に合計 14ケ所で行った.1ケ所の採取長は3m以上とし、1度で 採取長が3mに満たない場合は再度行った.コア掘りは なるべく泥質部を対象とした。得られたコアを用いて各 種の試験・分析を行った。その結果については5章以下



- 図1 掘削位置図。黒丸は深層観測井を示す(IWT:岩槻,SHM:下総,FCH:府中,KOT:江東)。
- Fig. 1 Location of the drilling site. Solid circles indicate the deep observation wells (IWT: Iwatsuki, SHM; Shimosa, FCH: Fuchu and KOT: Koto).





Fig. 2 Structure and drilling chart of the Koto observation well.

表1 コア採取記録.

Table	1	List	of	the	drill	ed	cores
able	±.	LISU	OI	unc	um	cu	COLCO

コア番号	コ7掘り深度(m)	掘進長(m)	採取長(m)	採取率(%)	地質
1-1	400.00~ 407.00	7.00	0.25	3.6	ywh岩
1-2	429.00~ 436.00	7.00	4.04	57.2	シルト岩、砂岩
2	600.00~ 607.00	7.00	4.49	64.1	砂岩、砂質シルト岩
3	800.00~ 807.00	7.00	6.65	95.0	シルト岩
4	1000.00~1007.00	7.00	7.00	100.0	ジルト岩
5	1215.00~1222.00	7.00	7.00	100.0	シルト質泥岩、シルト岩
6	1401.00~1408.00	7.00	6.58	94.0	シルト岩、シルト質泥岩
7	1600.00~1607.00	7.00	7.00	100.0	シルト岩
8-1	1800.00~0805.00	5.00	0.00	0.0	
8-2	1820.00~1823.00	3.00	2.06	68.7	シルト岩
9-1	2000.00~2003.75	3.75	2.26	30.0	細粒礫岩
9-2	2082.00~2090.00	8.00	0.00	0.0	
10	2200.00~2207.00	7.00	4.14	59.1	yルト岩
11	2400.00~2407.00	7.00	7.00	100.0	シルト岩
12	2600.00~2603.20	3.20	3.08	96.3	砂岩、泥岩
13-1	2787.00~2789.56	2.56	2.15	86.0	砂岩、泥岩
13-2	2800.00~2801.50	1.50	1.38	98.0	泥岩
14-1	2995.00~2998.30	3.30	0.92	28.0	含礫泥岩
14-2	2999.00~3001.30	2.30	1.16	50.4	凝灰岩、泥岩

で述べる.表1にコア採取深度,採取長,採取率及び地 質を示す.

カッテング採取は深度 210 m 以下で 5 m 毎に行った. 深度 210 m までは,掘削作業の都合により,カッテング 採取は行っていない.

# 2.5 物理検層

深度 205 m 以下で各種の物理検層を行った。その項目 及び実施深度を表2に示す。また、その結果については 4章以下で述べる。温度検層はすべての孔内作業が終了 してから 22 日後に行った。なお、検層作業及び解析はす

## 表2 物理検層項目一覧表.

 Table 2
 Iist of geophysical logging carried out in the Koto well.

検層項目	実施深度(m)
インタ゛クション	205.0~3030.0
S P	205.0~3030.0
音波速度	205.0~3030.0
地層密度	205.0~3030.0
地層傾斜	1110.5~3030.0
γ 線	205.0~3030.0
温 度	$0.0 \sim 2990.0$
キャリハ・ー	205.0~3030.0
セメントホ・ント・	0.0~2998.0

べて Schlumberger 社が行った.

#### 3. 孔井地質

#### 3.1 地質柱状図

図3に地質観察結果及び物理検層結果を総合した総合 地質柱状図を示す.210m以深の岩相区分は、5m毎に採 取されたカッテング中の各岩石の含有比率を表示した百 分率柱状図である.本井では210mまではカッテングを 採取しなかったが、ほぼ同じ位置で深度81.3mの土質 ボーリングを実施したので、地表から深度81.3mの土質 ボーリングを実施したので、地表から深度81.3mから210m の間が地質データの得られなかった区間である.また、 物理検層結果は、得られた検層原図から2.5m毎に測定 値を読み取って作図したものである.音波検層結果は、 原図の時間表示(µsec/ft)を速度(km/sec)に換算して 示した.なお、S波速度検層、セメントボンド検層等の 結果は示していない.

なお,以後示す深度は,断わらない限りすべて地表面 からの深度である。基準面 (TP:東京湾平均海水面)の 深度に換算するためには,6.62 m を滅ずればよい。

#### 3.2 地層層序

地質柱状図及び物理検層結果から,本井の地質は最上 部の埋土層(深度0m~7.6m)を除いて,上位からA, B, C, D及びEの5層に大別される.

(1) A層(深度7.6m~67.5m)

上位から  $A_1$  及び  $A_2$  の 2 層に細分される。 $A_1$  層はシルト,  $A_2$  層は細砂及びシルトを主とする。

#### A1 層 (深度 7.6~40.8 m)

上部及び下部は細砂ないし砂質シルトで,中部は厚い シルト層である.最下部には貝殻片を多量に含む.N値 は最下部を除き6以下で,非常に軟らかい.

A2 層 (深度 40.8 m~67.5 m)

下部から上部に向かって、粗粒部から細粒部に変化す るサイクルが4回認められる。粗粒部は細砂ないし砂質 シルト、細粒部はシルトを主とする。N値はシルト部で 10ないし 20,砂質部で 30ないし 50以上で, A<sub>1</sub>層に比べ て圧密が進んでいる。

(2) **B層**(深度 67.5 m~81.3 m)

深度 67.5 m から 71.7 m までは細砂で,部分的に礫を 含む.71.7 m より 78.6 m まではシルト及び粘土で腐植 物を含む.78.6 m 以下は砂礫となり,土質ボーリングの 掘止深度まで続く.上位層との関係は不整合と考えられ る.

(3) C層(深度210m~1677m)

上位から  $C_1 \sim C_s$  の 8 層に細分される。上部及び下部 はシルト及び砂質シルトを主とし、砂及び礫を挟む。中 部はシルト及びシルト質泥を主とし、砂礫層を含む。上 位層との関係は、試料不採取のため、不明である。

C<sub>1</sub> 層(深度 210 m~500 m)

灰色シルト岩を主体とし,砂礫層を挟在する.礫は直 径4mm以下の細礫がほとんどで,300mより上部では 角礫,下部では円礫を主体とする.礫種はチャート及び 砂岩が主である.砂は中〜粗粒の石英砂が多い.350mよ り下部には軽石の挟みがあり,特に410m付近,435〜 460mには多量に存在する.多くの部分で貝化石が見ら れ,また,240m及び440m付近には植物化石が存在す る.

C<sub>2</sub> 層(深度 500 m~705 m)

640 m 付近から上部では緑灰色砂質シルト岩,下部で は緑灰色シルト岩を主体とする.530m~555m,630m~ 660 m 間では砂礫が卓越する.礫は細礫が多く,形は円礫 を主とする.礫種は砂岩や泥岩が多い.535 m~550 m 間 には軽石を多く含み,550 m~590 m 間にも小量含まれ る.660 m よりも下部ではスコリア及び軽石を小量含む. 560 m 付近に小量の貝化石を含む.

C<sub>3</sub> 層(深度 705 m~868 m)

緑灰色シルト質泥岩よりなり、小量の細粒砂岩を含む。 780 m 付近に小量の礫,860 m 付近に小量の軽石を含む。

C4 層(深度 868 m~943 m)

礫,粗粒砂岩及び灰色シルト岩よりなる。礫は細〜小 礫で,円礫を主とする。礫種は砂岩,泥岩が多い。

C<sub>5</sub> 層(深度 943 m~1005 m)

灰色シルト岩よりなり、小量の細礫及び砂を含む。

**C<sub>6</sub> 層**(深度 1005 m~1408 m)

緑灰色シルト質泥岩を主体とし、細礫及び砂を挟む. 1180 m~1205 m 間は礫,砂をやや多く含む.1150 m より 下部には軽石及びスコリアを含むが、特に 1195 m~1200 m 間には軽石が多量に存在する.1390 m~1395 m 間に は凝灰岩が存在する.

# 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造一鈴木



図3 江東観測井総合地質柱状図.

Fig. 3 Geological column and results of the geophysical loggings of the Koto observation well.

C7層(深度1408m~1495m)

緑灰色~灰色砂質シルト岩を主体とし、細礫、砂及び 黄褐色砂質凝灰岩とスコリアを挟在する。凝灰岩、スコ リアは1465 m 以下で多い。1440 m~1480 m 間は礫、砂 がやや多い。

**C**<sub>8</sub> 層(深度 1495 m~1677 m)

1545 m 付近を境にして,上部は緑灰色~灰色砂質シル ト岩,下部は灰色シルト岩を主体とし,細礫,砂,黄褐~ 灰褐砂質凝灰岩を挟在する.1545 m~1560 m 間では礫, 砂がやや多く存在する.凝灰岩は全層に分布する.

(4) **D層**(深度1677 m~2579 m)

上位から  $D_1 \sim D_7$ の 7 層に細分される. 上部はシルト 岩を主体とし、凝灰岩を挟む. 中部は砂質シルト岩、砂 岩及び礫岩を主とする. 下部はシルト岩を主体とし、砂 岩、礫岩を挟む. 基底部は礫岩よりなる. 上位層との関 係は不整合である.

**D**<sub>1</sub> 層 (深度 1677 m~1940 m)

緑灰色~灰色シルト岩を主体とし、砂質凝灰岩を全層 に含む.1770mより上部では小量の細礫がある。

D<sub>2</sub> 層 (深度 1940 m~1998 m)

暗灰色〜緑灰色砂質シルト岩を主体とし、小量の砂質 凝灰岩を含む。

D<sub>3</sub> 層(深度 1998 m~2058 m)

礫岩及び砂岩よりなる.礫は細~中礫で,礫種はチャート,砂岩,泥岩を主とする.

D<sub>4</sub> 層(深度 2058 m~2195 m)

灰色~緑灰色砂質シルト岩を主体とし、砂岩及び礫岩 をそれぞれ10ないし20%含む。礫は細~中粒で角礫が 多い。2140m~2145m,2180m~2185m間には泥岩を含 む。2175m~2190m間には灰色凝灰岩を含む。

**D**₅ 層(深度 2195 m~2393 m)

緑灰色~暗灰色シルト岩を主体とし、小量の細礫及び 砂を含む.2220 m~2250 m 間には小量の貝化石片を含 む.

**D<sub>6</sub> 層**(深度 2393 m~2536 m)

緑灰色~暗灰色シルト岩を主体とし、礫岩及び砂岩を 挟在する.2393 m~2430 m 間には細~小円礫岩をやや 多く含み、砂岩、砂質シルト岩も多い.砂岩は2440m~ 2470 m 間では 20~30%、2495 m 以下では 50%以上と なっている.2410 付近には貝化石片が分布する.

D7 層(深度 2536 m~2579 m)

礫岩及び砂岩よりなる.礫は径5mm以下の中〜細礫 が多く,形状は角〜亜円礫であるが,基底部では最大10 mm程度の角礫が多い.礫種は砂岩,泥岩,チャートを 主とするが,火成岩も含まれる.深度2545m〜2560m間 は粗砂岩を主体とし,礫岩は少ない.

(5) **E層**(深度 2579 m~3030 m)

上位から  $E_1 \sim E_2$  の 2 層に細分される.上部は砂岩を 主体として,泥岩,チャートを含む.下部は砂岩,泥岩 を主体として,火山岩,凝灰岩を介在する.コアサンプ ルの観察によれば,破砕が著しく,角礫化が進んでおり, 一部泥状化したものも見られる.泥岩の中に砂岩礫が含 まれる含礫泥岩も存在する。鏡肌も発達している。上位 層との関係は不整合である。

E1 層 (深度 2579 m~2887 m)

細粒~中粒の黒灰色硬質砂岩を主体として,灰黒色の 泥岩を含む.2580 m~2620 m 間及び 2720 m~2725 m 間 には明灰色のチャートを含む.No.12 コアの観察によれ ば,2600.00 m~2601.59 m 間は灰黒色細粒~中粒砂岩, 2601.59 m~2603.08 m 間は灰黒色~黒色泥岩を主とし ており、その内の一部は泥岩基質中に角礫状岩片が含ま れた構造を呈している。No.13-1コアは、2787.00m~ 2788.05 m 間で灰黒色細粒砂岩であり、2788.05 m~ 2789.15 m 間で灰黒色泥岩及び含礫泥岩である。いずれ も破断面に鏡肌が発達している。No.13-2 のコアは、 2800.00 m~2801.38 m 間で灰黒色~黒色泥岩である が、細片状になっているため、構造等は不明である。

E2 層 (深度 2887 m~3030 m)

細~中粒の灰黒色硬質砂岩と、灰黒色~黒色の泥岩を 主体とし、灰色~緑灰色チャート、暗灰色塩基性火山岩 類,緑灰色凝灰岩を含む.チャートは 2900 m~2965 m 間 で多く分布し、火山岩類は 2965 m~2985 m 間,凝灰岩は 2985 m 以下で多く分布する. No. 14-1 コアの観察によ れば、2995.00 m~2995.92 m 間はコアが角礫状になっ ていて、詳細な構造は不明であるが、黒色泥岩中に黒灰 色砂岩が取り込まれた、含礫泥岩と見られる岩片が多く 見られる.砂岩礫の大きさは数 mm~50 mm 以上で、断 面は楕円形や偏平なものものが多い. No. 14-2 コアは、 2999.95 m~3000.16 m で大部分は緑灰色凝灰岩よりな り、塩基性火山岩や黒色泥岩を含んでいる.

#### 4. 物理検層

# 4.1 比抵抗及び SP

図3に示す比抵抗曲線は、インダクション検層による 浅部比抵抗値である。D層までは比抵抗値は小さく、D<sub>7</sub> 層を除きすべて 10  $\Omega/m$  以下であり、ほとんどは 3  $\Omega/m$ より小さい. D<sub>7</sub>層のみは 10~20 Ω/m とやや大きい. 一 方, E層の比抵抗値は、上位層に比べて著しく大きく、か つ変化が著しいことが特徴である。一般的には、堆積層 の比抵抗値は砂礫質の部分で大きく, 泥質の部分で小さ くなるが、本井においてもそのような特徴がよく表れて いる. すなわち, C4, D3, D6, D7 層のような砂礫の卓越 する部分では,相対的に比抵抗値が大きく,かつ変化が 大きい. それに対して、 $C_3$ 、 $C_6$ 、 $C_8$ 、 $D_1$ 層のようなシル ト〜泥質部では比抵抗値は小さく,かつその変化も小さ い。また、砂礫層の挟みがある場合にも、その部分で比 抵抗値が大きくなる特徴が読み取られる。E層に関して は、コア観察から、この層が固結の進んだ硬質砂岩や チャートなどを主体とする地層であり、かつ破砕化が進 んでクラック等の発達が著しいことが,大きな比抵抗値 と著しい変化を示す原因と考えられる. C層とD層の境 界においては、比抵抗値の大きな変化は見いだされない。

SP に関しては, 定性的には, 泥質部で SP 値が+側へ, 砂質部で-側へ変化する. 本井においては, C, D 層では, 各累層毎に SP 曲線の変化の様相が異なっていることが 読み取られる.これは各累層の堆積環境の違いを反映し ているものと考えられる.

#### 4.2 地層傾斜検層

地層傾斜検層は深度 1100 m 以下で行った. C 層, D 層 に関しては,解析の精度は良好であり,多数のデータが 得られた.図3に示すのはそのごく一部のものである. 概して傾斜角は小さく,方位もバラつきはあるものの, 各累層毎にそれぞれ特定の方位を示す傾向が認められ る.傾斜角はC層とD層で異なることが明瞭である.E 層に関しては,解析精度はC,D層に比べて不良である. 方位,傾斜ともバラつきが著しく,特定の方位を示して いるようには見えない.前述したように,E層は破砕が著 しいことから,この結果は地層中のクラックの方位や傾 斜角を示している可能性が大きい.

図4及び5は深度2579mまでの,解析精度の良いす べてのデータの方位角及び傾斜角をそれぞれ50m毎の 区間で示したものである.図4からわかるように,C層と D層では傾斜方位が異なっていることが明らかである.

すなわち, C層においては, 傾斜方位は NE 方向を中心 として, N 方向ないし E 方向に含まれるのが大部分であ り, それらと異なる方位は多くない. それに対して, D層 においては各累層ごとの卓越方位がそれぞれ異なってい る.まず D<sub>1</sub>層では, 上部は W 方向が卓越するのに対し, 下部では NE 方向である. D<sub>2</sub>層以下では, 深度が大きく なるに従って SE 方向への集中が顕著になり, D<sub>6</sub>, D<sub>7</sub>層 ではほとんどが SE 方向に集中する.次に傾斜角(図5) を見ると、C 層はほとんど 5°以下で、深度による変化も ほとんどない。D層では深度の増加に従って傾斜角の増 加が明瞭であり、D<sub>1</sub>層では傾斜角が 2~3°に集中する のに対し、D<sub>5</sub>、D<sub>6</sub>層では 6°付近に集中する.

上述のような傾斜方位や傾斜角の変化は、これら地層 の堆積時の堆積環境や地層堆積後の地殻変動に関係する ものと考えられる.

#### 4.3 音波検層

音波速度は深度に応じて徐々に増加する傾向にあり, また,各地層の境界では,速度がステップ状に変化して いる.砂礫が卓越する部分では,泥質部よりも速度が大 きくなっている.図6は砂礫質の部分をのぞいて,シル トまたは泥質部のデータのみを抽出して図示したもので ある.砂礫質のデータを除くことにより,音波速度分布 の特徴をより明瞭に示すことができる.すなわち,C層に おいては,音波速度は1.8 km/sec から2.5 km/sec に連 続的に変化し,D層では同様に2.7km/secから3.3km/sec に変化する.同じ地層内における音波速度の深度による 変化は、近似的に次の一時式で表すことができる.

C層においては、

V = 0.47 Z + 1706

- D 層においては
  - V = 0.73 Z + 1474

但し、V=音波速度(m/sec)、Z=深度(m) 係数は地層によって異なっている。



Fig. 4 Frequency distribution of the dip azimuth for every 50m of depths.

C 層と D 層の境界では、2.5 km/sec から2.7 km/secと約0.2 km/sec 不連続的に増加することがわかる。な お、E 層では深さによる速度の変化は認められず、約  $4.5\sim5.4 \text{ km/sec}$ の速度を有している。

各地層間における音波速度の不連続は,不整合の存在 を示唆するものであり,また同一地層内の深さによる音



Dip Angle(degree) 2025

図5 地層傾斜角頻度分布(50m毎).

Fig. 5 Frequency distribution of the dip angle for every 50m of depths.

波速度の増加は、地層の圧密の進行によるものと考えら れる.

#### 4.4 密度検層

密度検層による地層密度は、砂礫部を除くと、C層で約 1.80 g/cm<sup>3</sup> ないし 2.05 g/cm<sup>3</sup>, D層で約 2.10 g/cm<sup>3</sup> な いし 2.35 g/cm<sup>3</sup>, E層では約 2.50 g/cm<sup>3</sup> ないし 2.65 g/ cm<sup>3</sup>の値を示す.

図6にC, D層に関して,シルトまたは泥質部のみの データを示す.バラつきはあるものの,4.3項で示した音 波速度と類似した変化が認められる.すなわち,同じ地 層内ではほぼ単調に深度に応じて密度が変化すること, 増加率は各地層によって異なること,地層の境界部では ステップ状に密度が変化することなどである.

#### 4.5 γ線検層

γ線検層は、地層中の放射性同位元素から放射される γ線を検知して、地層中の元素の含有量の測定や地層の 対比等に用いるものである。一般に、放射性同位元素は 粘土鉱物に濃集することが多いので、砂礫質の部分より



図6 音波及び密度検層結果(泥質部).

Fig. 6 Logging data of sonic velocities and bulk densities for pelitic stratums.

も、泥質の部分で $\gamma$ 線量が大きくなる傾向がある。その ため、 $\gamma$ 線の変化は SP 曲線と類似したパターンを示す ことが多い。図3からもそのような傾向が見られる。但 し、E 層における $\gamma$ 線の変動は必ずしも SP 曲線とは一 致しない。

## 4.6 孔径検層

孔径検層(キャリパー)は、主としてセメンチング時 のセメント量の計算や、孔壁の崩壊状況を調べるために 行うが、その結果は地層の区分や対比にも用いることが できる.すなわち、一般に砂礫質の部分では孔壁の崩壊 が生じやすいため、孔径が拡大し、また、破砕の進んで いる地層も同様に孔径の拡大が見られる.図3において も、砂礫を主体とする C<sub>4</sub>、D<sub>3</sub>層では孔壁の著しい拡大が 生じている.E層において全層に渡って孔壁が拡大して いるのは、破砕化が進行しているためと考えられる。そ の他、各累層毎にキャリパー曲線がそれぞれ異なった様 相を呈しており、キャリパー記録は各累層の地質の変化 をよく反映していることがわかる。

## 4.7 温度検層

温度検層は孔内の洗浄及び孔内水の入れ替えが終了し てから22日後に行っており,孔内温度は地中温度とほぼ 平衡状態に復旧しているものと考えられる.温度検層は 他の検層と異なり、ケーシングを入れた状態で,孔口か ら孔底まで,全区間で行った.

図7に変化を見やすくするため、温度検層結果だけを



図7 温度検層結果.



表3 地下增温率.

Table 3 Geothermal gradient of the Koto well.

地下増温率(×10 <sup>-2</sup> ℃/m)
1.88
2.22
1.94
1.64
1.40

拡大して図示する。地表に近い部分では、30°Cを越す高 い温度を示しているが、これは測定時期が夏期(8月上 旬) であったためである。地表から深度 210 m 付近まで は, 孔内温度の変化が大きいので, この部分を除いて地 中温度の変化を見てみる。地中温度の変化は一様ではな く,地下増温率が数カ所で変化しているように見える。 表3は地下増温率を直線で近似した時の,増温率の変化 する深度と、各区間における地下増温率を示したもので ある. 深度 700 m~1650 m 間で地下増温率が最も大き く,深度1650m以下では深さに応じて増温率が小さく なっている.また、これら地下増温率の変曲点は地層の 境界とほぼ一致している. すなわち, 深度 700 m は C2 と C<sub>3</sub>, 1650 m は C<sub>8</sub> と D<sub>1</sub>, 2050 m は D<sub>3</sub> と D<sub>4</sub>, 2550 m は  $D_7 \ge E_1$ の境界とそれぞれ対応している。各地層毎の平 均的な地下増温率は、C層が2.07×10-2°C/m、D層が  $1.77 \times 10^{-2^{\circ}}$ C/m, E層が $1.40 \times 10^{-2^{\circ}}$ C/m である.また, 深度 210 m から 3000 m までの平均的な地下増温率は 1.88×10<sup>-2</sup>℃/mとなる.この様な地下増温率の変化は、 主として地層の熱伝導率の変化に対応するものと考えら れ、地下増温率の変曲点付近では同時に音波速度や地層 密度も変化している.

次に,地表から深度 300 m までの,浅部の温度変化を 図8に示す.深度 80 m 付近から 115 m 付近の区間で,地 中温度が顕著に低下している.この様な現象は,砂礫層 等の地下水の流動性の良い地層が存在する場合に見られ るものである.深度 81.3 m 以下は地質試料がないため 確認できないが,B層の深度 78.6 m から 81.3 m 間に分 布している砂礫層が,深度 115 m 付近にまで続いている ものと推定される.

#### 5. コア試験

# 5.1 試験項目

採取されたコアについて,各種のコア試験を実施した. 同一岩種で比較するため、コアの採取はできるだけ泥質 部を選んで行った.採取されたコアのうち、コア試験に

#### 防災科学技術研究所研究報告 第56号 1996年2月

## 表4 コア試験項目一覧表.

Table 4 List of core tests.

コア番号	1-2	2	3	4	5	6	7	8-2	9	10	11	12	13	14-1	14-2
鉱物組成分析	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X線回析	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		0
化学分析	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
含水比測定	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
自然比重測定	0	0	0	0	0	0	0	0		0	0	0	0	0	
圧 密 試 験	0	0	0	0	0	0	0	0		0	0		-		
圧縮強度測定	0	0	0	0	0	0	0	0		0	0		0		
弾性波速度測定	0	0	0	0	0	0	0	0		0	0				
熱伝導率測定	0	0	0	0	0	0	0	0		0	0				
間隙水分析	0	0	0	0	0	0	0	0		0	0				
有機物分析	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0				
花粉胞子分析	0	0	0	0	0	0	0	0		0	0				
有孔虫化石分析	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0				

注1)〇:測定・分析を行ったもの

注2) コア採取深度及び地質は表1を参照のこと



図8 浅部の温度検層結果拡大図.

Fig. 8 Datailed figure of the temperature logging for shallow part.

用いるものは、採取後の変化を避けるため、試験項目に 応じて採取後直ちにパラフィンで密封してブリキカンに 収納するか、またはガラスビンに封入して試験に供した。 実施した試験・分析項目を表4に示す。コア番号12以下 のコアは、破砕されて角礫状になっているため、成型を 必要とするような試験はほとんど実施できなかった。

#### 5.2 鉱物組成分析

鉱物組成分析は偏光顕微鏡観察によって行った。以下 に観察結果を述べる。

### コア番号 1-2

泥質マトリックス中に径 0.01~1 mm 程度の粒子を 均等に 10%程度含む.構成物の組成は石英,斜長石,普 通角閃石,緑泥石,白雲母類,不透明鉱物,火成岩岩片, 火山ガラス片,軽石片,生物化石であり,石英,斜長石 が特に多く,岩片も多く見られる.

#### コア番号2

全体に淘汰が悪く,泥質マトリックス部が主体の部分 と中~粗粒の砕屑粒子が主体の部分から構成されてお り,両者が細かい互層状ないしスランプ状になった組織 を持つ.構成物の組成は石英,斜長石,普通輝石,普通 角閃石,緑泥石,白雲母類,不透明鉱物,火山岩岩片, 火山ガラス片,軽石片,堆積岩岩片,生物化石で,石英 が特に多い.岩片及び植物質の化石も多い.

#### コア番号3

泥質マトリックス中に径 0.01~0.05 mm 程度の粒子 を均等に数%含む。構成物の組成は石英,斜長石,普通 角閃石,緑泥石,白雲母類,火山ガラス片,生物化石で 石英,斜長石が多い。

#### コア番号4

全体に淘汰が悪く,泥質マトリックス中に径 0.05~ 0.1 mm 程度の粒子を均等に 10~15%程度含む.構成物 の組成は石英,斜長石,普通角閃石,普通輝石,緑泥石, 白雲母類,不透明鉱物,海緑石,ジルコン,黒雲母,軽 石片,火山ガラス片,火成岩岩片,堆積岩岩片,生物化 石で石英,斜長石が多い.

#### コア番号5

泥質マトリックス中に径 0.01~0.05 mm 程度の石英 粒子を均等に 10%程度含み,径 0.1~1 mm 程度の長石 類,火成岩岩片,化石片を 5%程度含む.構成物の組成は 長石類,石英,普通角閃石,普通輝石,不透明鉱物,火 成岩岩片,軽石片,生物化石である.

#### コア番号6

細粒シルト質マトリックス中に径 0.05~0.1 mm 程 度の石英主体の粒子を 15%程度含み,また,頁岩偽礫を 含む.構成物の組成は石英,長石類,普通角閃石,普通 輝石,緑泥石,黒雲母,不透明鉱物,火山ガラス片,軽 石片,生物化石である.

## コア番号7

中粒シルト質マトリックス中に径 0.05~0.1 mm 程 度の粒子を 15~20%程度含む. 頁岩偽礫を多く含む. 構 成物の組成は石英,長石類,普通角閃石,緑泥石,白雲 母類,黒雲母,ジルコン,方解石,不透明鉱物,火成岩 岩片,火山ガラス,生物化石である.

#### コア番号8

細粒シルト質マトリックス中に径 0.1 mm 前後の粒 子を均等に含む.1 mm 程度の頁岩偽礫を含む.構成物の 組成は石英,長石類,緑泥石,黒雲母,ジルコン,白雲 母類,不透明鉱物である.

#### コア番号9

泥〜細粒シルト質マトリックス中に径数 mm 程度の 細礫を 80%程度含む、構成物の組成はマトリックスが石 英,斜長石,普通角閃石,黒雲母で礫が凝灰岩,砂岩, 安山岩,生物化石である。

#### コア番号10

泥質マトリックス中に径 0.01~0.05 mm 程度の粒子 を均等に 10%程度含み,径 0.1~0.5 mm 程度の粒子を 不均一に含む.構成物の組成は長石類,石英,白雲母類, 緑泥石,黒雲母,ジルコン,不透明鉱物,火成岩岩片, 火山ガラス,生物化石,砂岩片である.

#### コア番号11

細粒シルト質マトリックス中に径 0.05~0.1 mm 程 度の粒子を均等に 35%程度含む.構成物の組成は石英, 長石類, 方解石, 白雲母類, 黒雲母, 不透明鉱物, 火山 岩岩片, 砂岩岩片, 頁岩岩片, 生物化石である.

# コア番号 12-1

径 0.1~0.3 mm 程度の亜角~亜円粒子で構成される 長石質アレナイト.構成物の組成は石英,長石類,白雲 母類,黒雲母,不透明鉱物,ジルコン,スフェーン,チャー ト岩片である.

#### コア番号13

細粒及び粗粒砂岩が入り交じっている.構成物の組成 は石英,長石類,不透明鉱物,方解石,白雲母類,ジル コン,緑泥石,黒雲母,凝灰岩岩片,チャート岩片,砂 岩岩片,玄武岩岩片である.

#### コア番号 14-1

泥質マトリックス中に径 0.01~0.05 mm の石英,長石片を含む.構成物の組成は石英,長石類,白雲母類, 方解石,砂岩岩片,凝灰岩岩片,玄武岩岩片である.

#### コア番号 14-2

大半が変成を被った玄武岩質な岩片により構成されている.チャート質岩片及び凝灰岩岩片を含む.緑泥石脈あり.構成物の組成は長石類,緑泥石,石英である.

# 5.3 X 線回析分析

コアの中心部を風乾,粉砕した試料及び蒸留水に分散 させて上澄液中の懸濁物を遠心分離器によって回収した 試料(粘土鉱物分析用)の2種について,X線回析分析 を行った.結果を表5に示す.

## 5.4 化学分析

分析結果を表6及び図9に示す。深度の増加に従って $H_2O^{(-)}$ の減少が顕著であり、圧密の進行を示しているものと考えられる。特にC層とD層、D層とE層の境界では大きく変化しており、不整合の存在が推定される。

# 5.5 岩石比重,含水比及び有効間隙率測定

岩石比重は自然,湿潤及び乾燥の3状態で測定した. 自然試料はパラフィンでシールした試料からシールを剝 ぎ,適当な大きさに成型して作製した.湿潤試料は真空 ポンプで48時間以上脱気させた試料を水にいれて作製 した.乾燥試料は,110°Cの乾燥炉で質量が一定になるま で乾燥させて作製した.算出は次式による.

自然比重=W<sub>1</sub>/W<sub>2</sub>-W<sub>3</sub> 湿潤比重=W<sub>2</sub>/W<sub>2</sub>-W<sub>3</sub> 乾燥比重=W<sub>4</sub>/W<sub>2</sub>-W<sub>3</sub>

含水比 (自然状態) = (W<sub>1</sub>-W<sub>4</sub>/W<sub>4</sub>)×100 (%)

有効間隙率=(W<sub>2</sub>-W<sub>4</sub>/W<sub>2</sub>-W<sub>2</sub>)×100(%)

ここで,W<sub>1</sub>:自然状態の空中重量

W<sub>2</sub>:湿潤状態の空中重量

W<sub>3</sub>:湿潤状態の水中重量

W4:乾燥状態の空中重量

測定結果を表7及び図10に示す.C,D層では岩石比 重は自然状態と湿潤状態でほぼ同じ値であり,深度の増 加に応じて増加の傾向を示す.C,D層の自然比重は, No.11を除いて,約1.8から2.1の値を示す.No.11 は2.3とやや大きくなる.E層では,3状態ともほぼ同じ 値であり,測定値も約2.6~2.7と上部層に比べてかなり 大きい.

一方,含水比及び有効間隙率を見ると,C,D層では深度の増加に応じて,含水比は40%台から10%台へ,有効 間隙率は50%台から20%台へと減少する傾向である.C 層とD層の境界では階段状に減少している.E層では, 含水比,有効間隙率とも,C,D層に比べて著しく小さい.

#### 5.6 圧密試験

圧密試験供試体は、パラフィンでシールされたコア試 料を,直径 40 mm,高さ 20 mm の円盤状に成型して作製 した. 圧密圧力は 800 kgf/cm<sup>2</sup> までの段階載荷である. 試験結果を表8に,圧密降伏応力を図11に示す.1800 m 以深のサンプルは固結度が試験装置の載荷能力を越えて いたため、明確に圧密降伏応力を求めることができず, 最大圧密圧力の点で接線を引いて推定したものである. 表8で-で示すものは、上記のような理由で測定が不可 能だった項目である.

図11によると、圧密降伏応力はC層とD層とでは明瞭に異なっており、両者の間が不整合関係であることを 示唆する.C層の中では、深度の増加に応じてほぼ直線的 に圧密降伏応力が増大しており、連続的な堆積条件で

# 表5 X線回析分析結果.

Table 5 Result of X-ray analysis.

]7番号	石英	斜長石	角閃石	沸石類	方解石	黄鉄鉱	緑泥石	1711	モンモリロナイト
	0								
1-2	Õ	+	_	_	+	-	_	_	
2	Ø	+	-		+	-	+	-	-
3	O	+	1.0	1	+		+	0.000	(1 <del>1</del>
4	0	+	-	_	+	-	-	-	-
5	0	+	-		+	-	-	-	-
6	0	0			+	-	-	<u></u>	-
7	O	0				-	-	8 <del></del> -	
8 – 2	Ô	+		-			-	-	
9	O	+	-			-	1000	1. Alter	-
10	0	+	-	-		-	-		—
11	0	+		+			-	-	-
12	O	Ø			+		-	-	-
13	$\bigcirc$	+					-	-	
14-1	Ô	+					-	-	-
14-2	0	+			+		+	+	

相対含有量:◎多量,○中量,+小量,-微量

## 表6 化学分析結果.

Table 6 Chemical composition of the cores.

(%)

コア番号	1-2	2	3	4	5	6	7	8-2	9	10	11	12	13	14-1
SiO2	38.23	37.29	44.57	48.06	38.30	40.95	49.77	53.65	73.46	58.02	62.06	69.99	78.67	67.38
A1 20 3	9.06	8.65	10.32	11.80	9.27	11.21	11.36	12.93	6.71	11.44	10.61	13.79	8.74	13.22
Ti02	0.34	0.37	0.39	0.44	0.38	0.51	0.48	0.55	0.27	0.46	0.43	0.31	0.25	0.49
FeO	1.33	2.10	1.62	1.95	2.07	2.30	1.69	2.80	2.22	1.86	2.30	2.18	1.82	3.25
Fe <sub>2</sub> 0 <sub>3</sub>	1.47	1.48	1.44	1.52	1.41	2.29	1.65	1.79	1.08	1.99	2.03	0.51	0.43	0.94
MnO	0.04	0.05	0.04	0.06	0.05	0.06	0.05	0.07	0.05	0.03	0.04	0.06	0.10	0.16
MgO	1.01	1.30	1.26	1.63	1.50	1.68	1.51	1.64	0.83	1.65	1.36	1.01	0.73	1.45
Ca0	2.75	2.98	2.23	3.46	3.83	4.14	2.19	1.97	1.32	1.85	2.44	2.15	2.19	1.72
Na <sub>2</sub> 0	1.62	1.53	1.91	2.34	1.95	2.06	2.21	2.01	1.37	2.00	1.94	4.12	2.29	2.36
K <sub>2</sub> 0	1.32	0.88	1.44	1.32	1.11	1.19	1.41	1.74	1.26	1.79	1.67	2.47	1.49	2.71
P205	0.06	0.05	0.06	0.08	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05	0.05	0.04	0.06	0.07	0.12
H20 (-)	37.17	39.72	30.60	23.40	34.60	28.70	24.40	15.30	9.20	14.10	10.40	0.55	0.45	1.50
lg.loss	5.64	3.47	4.25	3.90	5.51	4.45	3.14	5.55	2.22	4.94	4.41	2.55	2.56	4.29
Total	100.04	99.87	100.13	99.96	100.05	99.61	99.92	100.07	100.04	100.18	99.73	99.75	99.79	99.59

あったことを推定させる.

# 5.7 圧縮強度測定

圧縮強度測定用供試体は、パラフィンでシールされた コア試料の中心部を、直径 50 mm、高さ 100 mm の円柱 状に成型して作製した.試験装置はアムスラー型一軸圧 縮試験装置である。測定結果を表9に、一軸圧縮強度を 図 12 に示す.C及びD層の一軸圧縮強度は、深度に応じ てゆるやかに増加する傾向を示す. E 層の一軸圧縮強度 は上位層よりもはるかに大きく,地層間の変化が明瞭で ある.

# 5.8 弾性波速度測定

供試体は、パラフィンでシールされたコア試料を、縦 横各約50mm、高さ100mmの直方体に成型して作製した。測定は自然、湿潤、乾燥の3状態で、P波及びS波

	S102	Al203	TiO2	FeO	Fc203	MnO	MgO	CaO	NazO	k20	P205	II 2 O <sup>(-)</sup>	Ig.loss
00	20 40 60 80	<u>5 10 150</u>	0.20,40,60	1 2 3	0 1 2 0	0.10.	20 1 20	1 2 3 40		1 2	300.10.20	10 20 30 400	2 4 6
				•				•	•	•		•	
ſ	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		•
5 1000 -	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
	•	•	•.	•	•			•	•	•			
5	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•		•
Ê	•	• 1	•	٠	•	•	•		•	•	•	•	
2000-	•	•	•	٠	•	•	•	•	•	•	•	•	• -
		:	:	•	•	•		•	•	:	•		
-			•			•		•	•	•			•
	•	•	•	•	•	•	•	٠	•	•			•
3000-	•	•	•	•	•	•	•	•	•		•   • •		• -
	1 1 1 1		ا د د ب			1.1	لمتنا		ليتنبا		1	لمتعتد	1 1

Chemical Component (%)

図9 化学分析結果.

Fig. 9 Chemical composition of the cores.

#### 表7 自然比重,含水比及び有効間隙率測定結果.

 Table 7
 Result of bulk density, water content and effective porocity of the cores.

77平 旦	見か	け	比 重	含水比	有効
」留ち	自 然	湿潤	乾燥	(%)	间隙 半 (%)
1 - 2 2 3 4 5 6 7 8 - 2 10 1 1 1 2 1 3	$\begin{array}{c} 1 . 8 0 5 \\ 1 . 7 8 2 \\ 1 . 8 4 6 \\ 2 . 0 1 0 \\ 1 . 8 8 5 \\ 1 . 8 1 2 \\ 1 . 9 4 5 \\ 2 . 0 5 1 \\ 2 . 0 9 7 \\ 2 . 3 3 1 \\ 2 . 6 6 2 \\ 2 . 6 6 6 \end{array}$	$\begin{array}{c} 1 . 8 0 6 \\ 1 . 7 8 2 \\ 1 . 8 4 6 \\ 2 . 0 1 0 \\ 1 . 8 9 5 \\ 1 . 8 4 6 \\ 1 . 9 4 5 \\ 2 . 0 6 1 \\ 2 . 1 0 0 \\ 2 . 3 3 4 \\ 2 . 6 6 2 \\ 2 . 6 6 6 \end{array}$	$1 \cdot 3 \ 0 \ 2 \\ 1 \cdot 2 \ 6 \ 0 \\ 1 \cdot 3 \ 7 \ 1 \\ 1 \cdot 6 \ 2 \ 4 \\ 1 \cdot 4 \ 6 \ 2 \\ 1 \cdot 4 \ 0 \ 6 \\ 1 \cdot 5 \ 5 \ 6 \\ 1 \cdot 7 \ 5 \ 5 \\ 1 \cdot 8 \ 3 \ 7 \\ 2 \cdot 1 \ 1 \ 2 \\ 2 \cdot 6 \ 6 \ 5 \\ 2 \cdot 6 \ 5 \ 8 \\ \end{cases}$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	$\begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$
1 2 1 3 1 4 - 1	2.662 2.666 2.631	2.662 2.666 2.631	2.665 2.658 2.600	0.26 0.28 1.18	0.72 0.77 3.14

に関して行った。測定方向は水平2方向(X, Y)及び垂 直方向(Z)である。測定結果を表10及び図13,14に示 す.なお,図においては自然状態のデータのみを示し, X,Y方向は両者を平均化して図示した.E層のコアにつ いては,成型が不可能であったため,測定できなかった。

まず P 波速度の測定方向による変化を見ると、いずれ の状態でも X, Y 方向の相違は小さく、それに対して Z 方向は水平方向に比べて有意に小さい。供試体はなるべ く均質で方向による変化が無いものを選んで作製してい るので、この様な違いが生ずるのは考えにくい。その原 因として、肉眼で観察されないような異方性があるため か、またはコア採取時や成型の際のクラック等が Z 方向 に垂直に存在することが考えられる.あるいは Z 方向が X,Y 方向より 2 倍ほど長いために、レシーバに到達する 初動波が減衰して、初動を読み誤った可能性も考えられ る.いずれにしても、Z 方向のデータよりも X,Y 方向の 方が実際の P 波速度に近いものと考えられる.各状態に おける P 波速度は、自然状態よりも湿潤状態の方がやや 大きいものの、その違いは小さく、自然状態でもほぼ水に 飽和しているものと推定される.それに対して、乾燥状態



図10 含水比及び自然比重測定結果.

Fig. 10 Water contents and bulk densities of the cores.

# 表8 圧密試験結果.

Table 8 Result of consolidation test of the cores.

37番号	比重 ps	初期含 水比W %	初期間 隙比 e o	圧密降伏 応力 Pc kgf/cm <sup>2</sup>	圧縮指数 Cc	体積圧縮 係数mv cm <sup>2</sup> /kgf	圧縮係数 c v cm²/d
1-2	2.607	37.2	0.995	90	0.952	1.01×10 <sup>-3</sup>	2.20 $\times$ 10 <sup>3</sup>
2	2.630	43.4	1.155	119	1.17	$1.24 \times 10^{-3}$	6.40×10 <sup>2</sup>
3	2.625	33.0	0.892	160	0.911	6.79×10-4	2.09×10 <sup>3</sup>
4	2.672	21.4	0.657	188	0.602	4.05×10 <sup>-4</sup>	2.80×10 <sup>3</sup>
5	2.710	29.7	0.859	192	0.845	4.70×10 <sup>-4</sup>	4.65×10 <sup>3</sup>
6	2.566	28.8	0.737	213	0.661	3.50×10 <sup>-4</sup>	9.60 $\times$ 10 <sup>3</sup>
7	2.709	23.9	0.717	260	0.575	3.45×10 <sup>-4</sup>	2.60 $\times$ 10 <sup>3</sup>
8-2	2.694	15.8	0.434	580	0.518	-	-
10	2.683	14.7	0.414	610	0.262	-	-
11	2.699	9.0	0.282	-	_	-	-





図12 一軸圧縮強度. Fig. 12 Uniaxial compressive strength of the cores.

17番号	供 試 体 密度 (g/cm <sup>3</sup> )	含水比 W n (%)	土粒子 密度 クs (g/cm <sup>3</sup> )	間隙比 e	一 軸 圧 縮 強度 σ <sub>8</sub> (kgf/cm <sup>8</sup> )	破壊歪 <sup>をf</sup> (%)	静 弾 性 係数 E 5g (kgf/cm <sup>2</sup> )
1-2	1.805	37.0	2.607	0.979	53.1	0.68	8610
2	1.772	41.1	2.630	1.094	67.4	0.71	9450
3	1.832	36.5	2.625	0.956	99.7	0.66	15400
4	1.985	24.6	2.672	0.677	63.1	0.45	13700
5	1.860	29.3	2.710	0.884	124	0.64	19700
6	1.875	34.8	2.566	0.845	127	0.73	19000
7	1.987	23.7	2.709	0.686	116	0.83	15400
8-2	2.167	16.6	2.694	0.450	122	1.03	11800
10	2.200	14.1	2.689	0.395	167	0.85	21000
11	2.276	11.0	2.699	0.316	127	0.75	17400
13	2.643	0.74	2.674	0.019	1550	0.35	454000

# 表9 一軸圧縮強度測定結果.

Table 9 Result of unlaxial compressive strength measurement of the co	Table 9	Result of	uniaxial	compressive	strength	measurement	of	the	core
-----------------------------------------------------------------------	---------	-----------	----------	-------------	----------	-------------	----	-----	------

#### 表10 弹性波速度測定結果.

Table 10 P-and S-velocities of the cores.

7 7	来早	P波道	速度(km/	sec)	sec) S 波速度 (km/sec)					
_ , .	留夕	Х	Y	Z	х	Y	Z			
1-2	自然 湿潤 乾燥	$1.77 \\ 1.86 \\ 1.55$	$1.77 \\ 1.84 \\ 1.53$	$1.69 \\ 1.73 \\ 1.00$	$\begin{array}{c} 0.\ 765\\ 0.\ 793\\ 0.\ 746 \end{array}$	0.743 0.768 0.738	0.618 0.656 0.552			
2	自然 湿燥	1.87 1.91 1.62	1.84 1.87 1.59	$     1.77 \\     1.79 \\     1.23     $	0.807 0.826 0.828	$\begin{array}{c} 0.813 \\ 0.829 \\ 0.806 \end{array}$	0.770 0.829 0.722			
3	自然 湿潤 乾燥	1.99 1.99 1.75	1.98 1.98 1.75	$1.80 \\ 1.84 \\ 1.40$	0.872 0.882 0.973	0.836 0.853 0.939	$\begin{array}{c} 0.838 \\ 0.878 \\ 0.884 \end{array}$			
4	自然 湿燥	2.10 2.12 1.71	$2.01 \\ 2.03 \\ 1.65$	1.81 1.87 1.25	1.03 1.08 1.01	1.03 1.08 0.831	0.887 0.960 0.781			
5	自然 湿燥	2.11 2.16 2.00	$2.10 \\ 2.15 \\ 2.00$	$\begin{array}{c} 1.98 \\ 2.05 \\ 1.70 \end{array}$	1.07 1.09 0.828	$1.05 \\ 1.06 \\ 0.814$	$\begin{array}{c} 0. \ 937 \\ 0. \ 932 \\ 0. \ 744 \end{array}$			
6	自然 湿燥	$\begin{array}{c} 2. & 36 \\ 2. & 41 \\ 2. & 22 \end{array}$	2.34 2.36 2.21	$\begin{array}{c} 1.69\\ 1.86\\ 1.24 \end{array}$	0.943 1.01 0.842	0.922 0.960 0.907	0.831 0.961 0.823			
7	自 怨 潤 燥	2.33 2.37 2.07	2.31 2.35 1.92	1.922.041.35	0.930 0.995 0.818	0.926 1.03 0.746	0.984 1.04 0.785			
8-2	自然 湿 粒 燥	2.48 2.51 2.43	$\begin{array}{c} 2 . 5 3 \\ 2 . 5 4 \\ 2 . 4 7 \end{array}$	$1.44 \\ 1.62 \\ 1.30$	1.03 1.07 1.03	$1.05 \\ 1.09 \\ 0.948$	$\begin{array}{c} 0. \ 698 \\ 0. \ 852 \\ 0. \ 641 \end{array}$			
10	自然 湿燥	2.92 2.96 2.53	2.94 2.96 2.55	2.09 2.50 1.52	1.08 1.12 1.07	1.07 1.11 0.969	0.999 1.17 0.817			
11	自然 湿 潤 燥	2.18 2.19 2.08	2.16 2.18 2.13	1.77     1.75     1.71	1.20 1.19 1.08	1.13 1.17 1.19	0.893 0.849 0.829			

ではかなり小さな値を示す.自然状態のX,Y(平均)の P波速度は、C層では1.77~2.35 km/sec,D層では 2.17~2.93 km/secの値を示し,No.11を除くと、4.3 で示した音波速度検層の測定値よりやや小さな値とな る.

次に S 波速度を見ると, 概ね P 波速度の分布と類似し た傾向を示すが, 中には Z 方向が X, Y 方向よりも大き いものや, 乾燥状態の方が湿潤状態よりも大きなものも 見られる. 自然状態の X, Y(平均)の S 波速度は, C 層 では 0.75~0.93 km/sec, D 層では 1.04~1.17 km/sec となる.

## 5.9 熱伝導度測定

熱伝導度測定は、5.8の弾性波速度測定で用いた供試体で行った。測定条件は自然及び乾燥状態で、X、Y方向について行った。用いた測定器は、昭和電工製熱伝導測

定器 (QTM-D2) である。測定は各供試体につき5回行 い,その平均を測定値とした.表11に測定結果(自然状 態のみ),図15に深度との関係を示す。

深度に対する熱伝導度の変化を見ると、C層とD層の 境界で明らかな変化が認められる。C層中のNo.5と6 の間でも階段状の変化が見られる。熱伝導度と温度検層 で得られた地下増温率(表 3)によって地殻熱流量を求め ると、全データの平均で29.9 mW/m<sup>2</sup>となる。

#### 5.10 間隙水分析

パラフィンでシールしたコアの中心部から採取した試料 200gに,400mlの蒸留水を加えてスライム状とした. それを遠心分離器によって固相と液相に分離し,上澄み 液を採取して分析に供した.分析結果を表 12 及び図 16 に示す.

pHはNo. 10を除いて8.7ないし9.5の値を示し,



図13 P波速度測定結果. XYは水平方向, Zは垂直方向を示す.

Fig. 13 P-wave velocities of the cores. XY and Z indicates horizontal and vertical direction of the core, respectivily.



図14 S波速度測定結果、XYは水平方向、Zは垂直方向を 示す.

Fig. 14 S-wave velocities of the cores. XY and Z indicates horizontal and vertical direction of the core, respectivily.

No. 10のみは 10.7 とやや大きい。Na+は、C層では深 度の増加に応じて増加する傾向を示すが、D 層では逆に 減少している. K+ も Na+ と同じような変化の傾向を示 すが、No. 11のみはやや大きな値になる、Ca<sup>2+</sup>は、系 統的な変化は認められない。Mg2+ は、C層では深度の増 加に応じて増加の傾向を示すが、D層では深度との関連 は認めにくい。NH4+は、No.3をピークとする変化を 示し、D層はC層よりも小さな値となる。HCO3-は、C 層では深度の増加に応じた減少の傾向が認められるが, D層では深度との関係は認められない。SO₄<sup>2−</sup>は、C層で は深度の増加に応じた多少の増加の傾向が認められる が、D層ではNo.11のみが大きな値を示す。NO3-は、 NO.4を除いてすべて小さな値であり、深度との関係は 認められない. Cl-は, C層では深度の増加に応じて増加 する傾向が明らかであるが、D層ではC層に比べて小さ な値となる.Br-は、D層の値がC層よりも大きい傾向 を示す. I-は,深度との相関は見られず, No. 10 のみが 比較的大きな値を示す.総合的には、C層とD層とでは かなり異なった濃度分布を示す。このことは両者の堆積 時の堆積環境や堆積後の続成作用の違いを反映している ものと考えられる。

#### 5.11 有機物分析

ステンレス製のサンプル容器に採取したコアを水洗い し、泥水の影響をなくすため、コアの外側を1cm カット したものを分析試料とした.分析項目は有機炭素(Co), 無機炭素(Ci),全抽出性有機物(TOE),パラフィン・ ナフテン系炭化水素(Pa+Na),芳香族炭化水素(Ar),

#### 表11 熱伝導度測定結果.

Table 11 Heat condictivities of the cores.

17来早	熱	伝 導	度	測 定	値(	W∕m・℃)	地下增温率 *	地設熱流量
」任 5	1	2	3	4	5	平均值	(×10 <sup>2</sup> C/m)	(mw/m²)
1-2	1.297	1.297	1.296	1.280	1.275	1.289±0.005	1.88	24.2
2	1.245	1.255	1.275	1.286	1.255	1.263±0.008	1.88	23.7
3	1.235	1.265	1.307	1.235	1.265	1.262±0.013	2.22	28.0
4	1.381	1.370	1.387	1.387	1.387	$1.383 \pm 0.004$	2.22	30.7
5	1.221	1.175	1.206	1.265	1.193	1.211±0.017	2.22	26.9
6	1.464	1.499	1.492	1.492	1.542	$1.498 \pm 0.013$	2.22	33.3
7	1.471	1.506	1.478	1.542	1.535	1.506 $\pm$ 0.013	2.22	33.4
8-2	1.820	1.963	1.884	1.841	1.810	$1.864 \pm 0.029$	1.94	36.2
10	1.830	1.884	1.884	1.851	1.841	1.858±0.013	1.64	30.5
11	1.969	1.982	1.975	1.991	1.980	1.979±0.004	1.64	32.5

\*注:表3参照



図15 熱伝導度測定結果.

Fig. 15 Heat conductivities of the cores.

含酸素・窒素・硫黄化合物 (ONS),残さ (Res),炭化水 素 (HyE) 及石油化度 (Ch/Co) である.分析結果を表 13 に,また TOE, HyE, Ci 及び Co の深度分布を図 17 に示す.

図 17 によれば, TOE, Ci, Coとも, D層に比べて C 層の方が含有量が多く, また TOE と Coは, C層では深 度の増加に伴う含有量の低下が明かである.一方, HyE は深度による変化は認められない.

# 5.12 花粉·胞子化石分析

花粉・胞子化石の分析は以下の手順で行った.乾燥試 料 15g程度を秤量し,塩酸処理により炭酸塩鉱物を除去 してから、フッ化水素処理で珪酸塩質の溶解と試料の泥 化を行う.次に重液により有機物を分離,濃集し,採取 する.採取した有機物をアセトリシス処理により,植物 遺体中のセルロースを加水分解し,最後にKOH処理で 腐植酸を溶解し,残さをグリセリンゼリーで封入し,検 鏡に供した.表14に検出された花粉・胞子化石数を示す. 図 18には百分率頻度分布を示す.

化石の産出は各試料とも良好である。検出された化石 は、全般的に木本花粉(Arboreal pollen)が多く、次に 草本花粉(Nonarboreal pollen)、シダ類胞子(Fern spores)の順である。検出された花粉群集の特徴により、 概ね次の3分帯に分類される。

I帯 (No. 1-2~6)

Tsuga, Pinus, Taxodiaceae などの針葉樹花粉が高率

# 表12 間隙水分析結果.

Table 12 Result of core water analysis.

											1	(mg/l)
37番号	pН	Na <sup>+</sup>	K+	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	NH4 <sup>+</sup>	HC03 <sup>-</sup>	S042-	NO3 <sup>-</sup>	C1-	Br-	1-
1-2	9.0	3401	134	58.9	21.8	36.1	1550	83.5	8.00	4423	8.7	70.8
2	9.1	4186	142	69.5	25.3	94.3	1670	79.7	-	5583	65.0	44.0
3	8.8	4458	128	53.3	24.7	96.5	914	46.0	-	6223	44.1	30.1
4	9.0	6871	229	44.9	36.0	128	911	149	76.5	11185	18.9	18.9
5	8.7	4144	95.2	35.3	55.3	56.0	482	105	3.34	6455	34.7	6.0
6	8.7	6781	219	71.1	93.8	43.2	441	140	5.64	10490	68.9	23.6
7	9.2	7513	323	67.9	229	73.6	624	253	4.42	12078	49.4	54.4
8-2	9.1	5727	67.0	76.2	97.3	54.3	3946	345	11.8	4729	23.6	11.8
10	10.7	4647	52.8	42.2	192	59.4	914	199	11.7	9818	780	463
11	9.5	5294	449	119	234	123	3146	1396	5.75	5025	364	69.1



図16 間隙水分析結果。

Fig. 16 Results of pore water analysis of the cores.

に出現し, Metasequoia, Picea, Lepidobaranus, Fagus, Carpinus-Ostrya などを伴う.

II帯 (No. 7~8-2)

広葉樹花粉の Fagus と針葉樹花粉の Pinus, Taxodiaceae が高率に出現し, Carya, Liquidambar, Metasequoia を伴う. 特に Liquidambar が多い.

III帯 (No. 10~11)

Abies, Tsuga, Pinus, Taxodiaceae などの針葉樹花粉 が高率に出現し, 広葉樹花粉は少ない. Carya, Liquidambar, Metasequoia も比較的高率に出現する.

## 5.13 有孔虫化石分析

有孔虫化石分析は,コア11個のほか,カッテング3個

(1690 m, 2000 m, 2200 m)について行った。分析方法 は試料 100 g を粉砕,乾燥し,硫酸ナトリウム法で処理 し,120 メッシュの水洗残さに含まれる有孔虫化石を拾 い出して,鑑定に供した。検出された有孔虫化石の種類 と個数を表15 に示す。図19 には,有孔虫の個数を浮遊 性種と底生種に分けて示す。

### 6.考察

#### 6.1 検層及びコア試験結果の検討

6.1.1 有孔虫化石による地層の対比

初めに,浮遊性有孔虫化石によって本孔井の各コアサ ンプルの堆積年代の推定と周辺の地層との対比を試み

# 表13 有機物分析結果.

Table 13 Result of organic matter analysis of the cores.

77 平 早	TOE	抽出	有機	物の組	1 成(	%)	炭	素	(%)	Hy	01- /0
」留与	(%)	Pa+Na	Ar	ONS	Res	HyE	Ct	Ci	Co	(ppm)	Cn/Co
1-2	0.0520	2.78	4.53	25.13	67.56	7.31	1.69	0.83	0.86	38	0.0038
2	0.0437	2.19	4.63	24.10	69.08	6.82	0.96	0.21	0.75	30	0.0034
3	0.0589	2.38	4.91	24.53	68.18	7.29	1.30	0.47	0.83	43	0.0045
4	0.0332	3.07	5.49	24.59	66.85	8.56	1.08	0.46	0.62	28	0.0039
5	0.0363	2.26	4.62	19.43	73.69	6.88	1.00	0.47	0.53	25	0.0041
6	0.0320	3.06	5.49	19.48	71.97	8.55	1.15	0.57	0.58	27	0.0040
7	0.0244	2.86	5.56	23.24	68.34	8.42	0.90	0. 27	0.63	21	0.0029
8-2	0.0226	3.10	4.43	26.48	65.99	7.53	0.58	0.12	0.46	17	0.0032
9-1	0.0151	3.31	5.83	21.19	69.67	9.14	0.39	0.04	0.35	14	0.0034
10	0.0186	2.80	4.85	25.32	67.03	7.65	0.41	0.08	0.33	14	0.0036
11	0.0243	2.55	5.34	24.16	67.95	7.89	0.62	0.29	0.33	19	0.0050

注) TOE:全抽出性有機物, Pa+Na:バラフィン・ナフテン系炭化水素, Ar:芳香族炭化水素, ONS:含酸素・窒素・硫黄 化合物, Res:残さ, HyE:Pa+Na+Ar,Ci:無機炭素, Co:有機炭素, Ct:Ci+Co, Hy:炭化水素=HyE×TOE× 100, Ch/Co:石油化度=(Hy×0.86/Co)/100





# 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造一鈴木

# 表14 花粉·胞子化石分析結果.

Table 14 Detected number of the poren and spore tossils in the co	able 1	e 14 Detected n	number of th	ne poren and	spore tossi	ls in	the cores
-------------------------------------------------------------------	--------	-----------------	--------------	--------------	-------------	-------	-----------

core No. Taxa	1-2	2	3	4	5	6	7	8 - 2	10	11
Arboreal pollen										
Abies	25	1	9	13	17	15	19	5	33	15
Isuga Picea	86	20	25	51	37	22	10	12	32	18
Larix-Pseudotsuga	14	2	22	-	22	12	1	-	12	ž
Pinus	86	5	39	17	42	54	40	19	10	18
	5	15	1	-	3 2	3	1	- 1	1	- 2
Éphedra	-	10	<u> </u>	-	1	-	<u>_</u>	-	-	-
Metasequoia	3	22	2	4	10	6	.7	-	9	. 8
Salix	91	85	4	15	11	20	41	8	45	11
Carya	-		-	÷	-	1	1	3	-	3
Pterocarya	2	3	2	-	-	2	-	1	1	1
Carpinus-Ostrva	10	5	17	- 5	-	7	37	10	1	3
Corylus	-	Ľ	Ż	š	1	i	÷.	10	1	<u> </u>
Betula	- 7	1	18	2	12	10	3	12	1	1
Fagus	4	2	19	5	11	15	23	30	5	9
Quercus subgen. Lepidobalanus	10	7	23	Š	9	2	6	12	-	-
Quercus subgen. Cyclobalanopsis	; -	1	-	-	-	1	2	12		-
Ulmus-Zelkova	14	8	13	4	7	1	9	4	2	1
Celtis-Aphananthe		1	-	-	-	( <b>1</b> -1)	-	-	-	-
Liquidambar	_	- 1	-	-	-	_	_ 0	17	- 2	25
Buxus	-	1	-	-	-	-	-	<u>'</u>	-	-
llex	-	- N	1	-	1 <del></del>	-	1	1	-	
Aesculus	-	-	-	-	-	_	-	1	1	1
Tilia	-	1	-	-	1		2	<del>55</del> 8		î
Elaeagnus Fricaceae		-			1	-	1	-	-	-
Symplocos	-	-			1		1	-	-	-
Araijaceae	-	2	-	-	-		_		-	-
Fraxinus	13	4	-	-		-	_	1	_	-
Nonarhoreal nollen									<b>.</b>	
Typha	-		1	1	(2)	1	-	1		-
Gramineae	2	7	7	2	1		4	5	1	1
Polygonum sect. Persicaria	4 -	5 -	3 -	3	-	-	<u> </u>	4	2	-
Polygonum	-	-	-	-	-	-	1	î	-	-
Chenopodiaceae	-	-	-	-	-	-	2	-	-	2
Myriophyllum	-	1	1	_	-	-	-		-	_
Umbelliferae	-	ī	-	-	-	-	-	-	-	2
LaDiatae Patrinia	-	-	1	-	-	-	1	-	_	_
Artemisia	1	2	3	3	4	2	4			-
Carduoideae	1	-	-	1	-	-	-			-
cremorrordeae										
Fern spores	_	_	1	1	1	_	1	_	_	2
Selaginella	-	्र जन्म	-	1	-	-	-		-	<u>ہ</u>
Osmunda		-	7	Ž	1	-	1	1	2	4
other Pteridophyta	28	27	$57^{1}$	58	37	31	73	33	24	26
ΤΟΤΑΙ	50		9.1			•1				
Arboreal pollen	371	201	211	144	257	172	241	149	164	118
Nonarboreal pollen	9	16	16	10	5	3	20	12	3	5
UNKNOWN POllen Fern spores	16	19	35	20	50	52	55	38	25	62
Total Number of Pollen & Spores	424	263	321	236	351	2 58	391	233	218	218

# 表15 有孔虫化石分析結果.

Table 15 Detected number of the foraminiferal fossils in the cores.

Species name	1-2	2	3	4	5	6	7	1690	8-2	2000	9	2200	10	11
Planktonic Foraminifera Globigerina bulloides Globigerina pachyderma(S) Globigerina pachyderma(D) Globigerina quinqueloba(S) Globigerina quinqueloba(D) Globigerina apertura Glogigerina foliata Globigerina falconensis Globigerina SPP	10 124 5 - 2 6	- 12 - - - 5	48 - - - - 3	2 56 - - - 4	$\frac{1}{19}$ $\frac{2}{2}$ $\frac{2}{19}$	$24 \\ 5 \\ 136 \\ 1 \\ 2 \\ - \\ 9 \\ 34$	119 	16 216 	26 1 3 4 3 29	6 - - - - - - 6		34 		- - - - - 12 28
Globigerinita clutinata Globigerinita uvula Globigerinoides immaturus Globigerinoides ruber Globogerinoides bollii Globoquadrina altispira Globoquadrina dehiscens Globoquadrina SPP Globorotalia(G) truncatulinoides Globorotalia(G) tumida		4	4	18 	44 6 - - 2	109 4 30 - - - 1	17 23 12 	24 16 8 - 8	7174	2		12 10 - - 2		36 - - 8 -
Globorotalia(G) cf. tumida Globorotaria(G) margaritae Globorotalia(G) conoidea Globorotalia(G) sphericomiozea Globorotalia(G) SPP Globorotalia(T) obesa Globorotalia(T) inflata Globorotalia(T) acostaensis Globorotalia(T) humerosa Globorotalia(T) tosaensis	- - - 76 - 3		10	- - 22 2 2				16 32 48 - - 8 -	1 3 2 1 - -	2		- 8 12 6 - - -		
Globorotalia(T) scitula Globorotalia(T) puncticulata Globorotalia(T) crassaformis Globorotalia(T) crassula GloborotaliaSPP Globorotaloides hexagona Orbulina universa Orbulina SPP Pulleniatina obliquiloculata Pulleniatina primalis	2 1 - - - - - - - - - - - - -			18 2 - - -	2 3 - 1 1 -	2911111	34 1 - - 1	32 54 24	- 9 1			20		8
Sphaeroidinella dehiscens Sphaeroidinellopsis seminulina Sphaeroidinellopsis subdehiscens Planktonic F. G. & S.indet.	1 25		- 1 5			- 1	- 2 30		- - 48	- - 14		12 186	-	- - 8 12
Benthonic Foraminifera Ammonia beccarii Ammonia japonica Ammonia takanabensis Ammonia ketienziensis ang. Ammonia SPP Amphicoryna scalaris Amphicoryna fukushimaensis Amphicoryna SPP (fragment) Amphicoryna SPP Astrononion hamadaensis	4 - 4 - 4 - 4		18 4 4 - 4 -	448		- - - 8 - - 8 - - 8			1			- - - 28 -		
Astrononion SPP Baggina SPP Bolivina pacifica Bolivina spinesiens Bolivinita quadrilatera Brizarina robusta Buccella makiyamae Buccella SPP	- 16 4 - -		4		- - 1 2	16 	2 	4						128 32 96 32 32
Bulimina aculeata Bulimina marginata Bulimina exilis tenuata Bulimina striata Bulimina tenuata Bulimina SPP Cassidulina norvangi Cassidulina SPP Chilostomella ovoidea	4 20 16 - - - 96	1 7 1	38 92 	112 288 16 512	7 27 29 -	16 	2							- 64 - - -
Cibicides pseudoungerianus Cibicides aknerianus Cibicides subpraecinctus Cibicides SPP Cribroelphideum yabei Cribroelphideum SPP	36	14	10	32 - -	- 6 3 - -	8 16 -		10	7 - -	2		6 8 - - -		2656 - - 64 32

# 表15 続き.

Table 15 Continued.

Cribrononion clavatum Dentalina vabei Dentalina SPP Elphideum kusiroensis	4		6 2	16	1	Ē		Ē						
Elphideum SPP Erlenbergina bosoensis Epistominella pulchella Epistominella SPP Dridorsalis umbonatus Fussurina marginata Fursenkoina SPP Glandurina nipponica Grandurina SPP	4 - - 68 4 - -	1	2 16 4	16 	1 10 2 	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -	2	- - 4 2 - 1 2	8					32
Globocassidulina subglobosa Globocassidurina SPP Globobulimina auriculata Globobulimina SPP Gyroidena orbicularis Gyroidena soldanii Gyroidena SPP Hanzawaia nipponica Hanzawaia SPP	4 28 48 300 - -	1	4	32	4 	16 	6 22 4	28	3	2		2		- - - 32 96
Hoeglundina eregans Islandiella sagamiensis Lagena apiopleura Lagena semistriata Lagena SPP Lenticulina SPP Loxostomum bradyi Loxostomum karrerianum Melonis pompilioides(s.s) Melonis parkerae	28  12 	2		16	- - - - - - - - - - - - - - - - - - -	8 24 64	- - 10 - 34 46	1 	- - 1 13 -			- - - - - - - - - - - - - - - - - - -		32 128 
Nodosaria longiscata Nodosaria tosta Nonionella stella Nonionella stella Planularia tricarinella Plectofrondicularia miocenica Pseudodeponides japonicus Pseudonnion japonicum Pseudorotalia SPP	20  20  16 	- - 5 1 3 -	- 10 8 2 74	544	1	80 	14 2 - - -	- 3 23 - 1	- - 7 - 32					448 
Pullenia quinqueloba Pullenia bulloides Pullenia apertura Pullenia SPP Quinqueloculina SPP Rosalina bradyi Siphogenerina raphanus Siphondosaria dinomikadoi Siphonodosaria abyssorum	- 16 - - - - 100 108	- - 1 12		64 - - 176 96	- - 2 1 1 1 - 8	56 24 - - 64 32	16	5				2		
Sphaeroidina bulloides Sphaeroidina SPP Stanforthia complanata Stilostomella lepidula Stilostomella japonica Stilostomella SPP Trifarina kokozuraensis Triloculina suttuensis Uvigerina akitaensis Uvigerina akitaensis	72			16 48 48	20	80 16 	2 26 76	4 	1 10 	2		2 		64 
Uvigerina peregrina diputa Uvigerina schwageri Uvigerina SPP Valvulineria sadonica Valvulineria glabra Valvulineria SPP Calcareous F.G. & S. indet.	40 - - 8 -	1	2		3	32 - 8		- 3 -	- 4 - - 6			- - - - 8		
Cribrostomoides SPP Cyclammina pusilla Gaudoryina yabei Gaudoryina ishikiensis Gaudoryina SPP Goesella schenckii Martinottiella communis Martinottiella SPP Sigmoilopsis schlumbergeri Trochammina SPP Arenaceous F.G. & S.indet.	- 12 - 4 16 -	- 2 1 -			- - - 5 1 -	40			5 - - - - 4 14			18 2 4 - 16 60 92 2 40		32 1600 224
Number of Planktonic specimens Number of Benthonic specimens Number of arenaceous specimens Ratio(%) Total Planktonic/Total Ratio(%) Total Arenaceous/Total	296 1148 32 20 2	27 59 31 31	73 348 0 17 0	134 2592 0 5 0	105 391 6 21 1	370 1328 40 22 2	249 310 45 0	1024 136 0 88 0	151 94 23 62 9	30 8 79 5	000000	356 336 234 51 34	00000	$^{112}_{\substack{6496\\1856\\2\\28}}$



図18 花粉・胞子化石分析結果.

Fig. 18 Results of pollen and spore analysis of the cores.



## 図19 有孔虫化石の頻度.

Fig. 19 Frequency of the detected foraminiferal fossils in the cores.

る.表15に示されているように,No.9及び11には有孔 虫化石が産出しなかったが,その他のサンプルには比較 的多くの化石が産出している.図19によれば,No.7よ りも下部はかなり浮遊性種の割合も大きく,外洋性の環 境であることがわかる.それに対して,No.6より上部は それほど浮遊性種の割合は大きくなく,下部に比べて内 湾性であったと推定される.

浮遊性有孔虫化石による時代解釈及び対比は Oda (1977)に従った.関東平野及びその周辺地域の新第三 紀以降の層序区分は,表16及び17によった.表17は上 総層群を累層単位に細分したものである. 主な浮遊性種 の産出状況と解析結果の要約を図 20 に示す。No.1 は Globorotalia truncaturinoides, Globorotalia inflata, Globorotalia tosaensis, Pulleniatina obliquiloculata O# 存が認められることから、Oda (1977)の Globorotalia truncaturinoides 帯に対比される. Blow (1969)のN 22 に相当する. 房総半島の上総層群黄和田層ないし梅ガ瀬 層下部に対比されるが, Sphaeroidinella dehiscens の存 在を重視すれば黄和田層に限定される可能性が大きい。 なお,予察的に行った石灰質ナンノ化石調査によれば, 本サンプルは黄和田層に対比されるという結果が報告さ れている(帝国石油, 1992). No.2 は Globorotalia inflata 以外に示準となる種が存在しないので、どの帯に属する かは不明である。No.3も示準となる種が少ないが、

Globorotalia inflata, Sphaeroidinellopsis subdehiscens の存在を重視すれば、Oda (1977)の Globorotalia tosaensis 帯に対比される。No.4 は Globorotalia crassaformis. Globorotalia inflata, Globorotalia tumida の共存により, Globorotalia tosaensis帯に対比される。No.5はGlobigerinoides ruber, Globorotalia tumida が共存し, No.6 It Globigerinoides ruber, Globorotalia crassafolmis, Globorotaria humerosa. Globorotalia tumida. Sphaer oidinellopsis subdehiscens が共存する。また, No.7 は Globigerinoides ruber, Globorotalia crassafolmis, Pulleniatina primalis, Sphaeroidinellopsis subdehiscens 53 共存する.これらのことより No.5~No.7 は Oda(1977) の Globorotalia tosaensis 帯に対比される。以上の結果か ら No.3 から No.7 までは Globorotalia tosaensis 帯に 対比されることになる. Blow (1969) の N 21 帯に相当 し, 地質年代は後期鮮新世に対比される。 房総半島の地 質層序では、上総層群の大原層から三浦層群の安野層上 部に対比できるが、1677mにC層とD層の境界が不整 合で存在することから、1677 m が上総層群と三浦層群の 境界と考えるのが妥当であろう.

1690 サンプルは Globorotalia crassafolmis, Globorotalia conoidea, Globorotalia ruber, Globorotalia sphericomiozea, Globorotalia tumida, Pulleniatina primalis, Sphaeroidinellopsis seminulina が共存することから,

表16 関東地域新第三系層序区分(足立·他, 1986).

Table 16 Stretigraphy of the Neogene Systems of the Kanto area (after Adachi et al., 1986).



- 表17 三浦層群及び上総層群の模式層序(三梨・他, 1979).
- Table 17 Typical stratigraphy of the Miura Group and Kazusa Group (after Mitsunashi et al.,1979).



Oda (1977) の Globorotalia miozea conoidea 帯の上部 に対比される. Blow (1969) の N 20 帯に相当し,地質 年代は中期鮮新世で,房総半島の三浦層群安野層上〜中 部 に対比される. No.8-2 は Globigerinoides ruber, Globorotalia conoidea, Globorotalia sphericomiozea が 共存する. 2000 サンプルには, Globorotalia conoidea が 産出する. No.9-1 には有孔虫化石を産出しない. 2200 サ ンプルでは, Globorotalia conoidea, Globorotalia sphericomiozea, Globorotalia conoidea, Globorotalia sphericomiozea, Globorotaria tumida, Sphaeroidinellopsis seminulina が共存する. No.8-2 から下部では Globorotalia crassaformis が産出しないことから, No.8-2 から 2200 サンプルの間は Oda (1977) の Globorotalia miozea conoidea 帯下部に対比されると考えられる. Blow (1969) の N 20 帯に相当し,地質年代は中〜前期鮮新世

で, 房総半島における三浦層群安野層下部に対比される. No.10 には有孔虫化石は産出しない。No.11 では Globoquadrina dehiscens, Grobigerina druryi, Sphaeroidinellopsis subdehiscens が共存することから、Oda (1977)の Globorotalia cf. miozea conoidea 帯に対比さ れる可能性があるが確定は出来ない。予察的な石灰質ナ ンノ化石の調査(帝国石油, 1992)では、NN9帯 (Martini, 1971)上部、CN7b(Okada and Bukry, 1980) に対比される可能性を示している。石灰質ナンノ化石の 結果を重視すれば、本サンプルは三浦層群天津層に対比 される可能性がある(蟹江・他, 1991).地質時代は中期 中新世末にあたる。サンプルの数が少なく、試料間隔が 大きいことから、今回の調査では細かな区分を行うこと ができなかった。今後、石灰質ナンノ化石も加えたより 詳細な調査を行うことを計画している。

次に第四紀/第三紀境界を推定する。Oda (1977) によ れば, *Globorotalia truncatulinoides* の出現をもって, 第 四紀/第三紀の境界が規定されている. これに従えば, 第 四紀/第三紀境界は No.1-2 と No.2 の間になる. また, 予察的な石灰質ナンノ化石の調査によれば, 500/520 m



図20 浮遊性有孔虫化石分析結果.

Fig. 20 Result of the planktonic foraminiferal analysis.

間に設定される(帝国石油,1992). これらの事実から, 本孔井における第四紀/第三紀境界は深度約 500 m 付 近に存在するものと考えられる.

最後に底生有孔虫化石による古環境の推定を行う.古 環境の推定は長谷川・他(1989)の基準に従って行った. 図21に主な底生有孔虫の産出頻度を示す.群集組成の特 徴に基づいて,以下の5化石帯を設定した.

 Gyroidina orbicularis-Chilostomella ovoidea 帯 (No.1 サンプル)

この試料には石灰質の Gyroidina orbicularis, Chilostomella ovoidea, Sphaeroidina bulloides, Oridorsaris umbonatus, Siphonodosaria 属などの上~中部半深海性 種が多産する.

(2) Bulimina striata-Cassidulina norcrossi帯
 (No.2~No.4 サンプル)

これらの試料の有孔虫化石の産出は、石灰質種の Bulimina striata, Nonionellina labradricum, Cassidulina norcrossi, Oridorsalis umbonatus などの上~ 中部半深海性種に, Cibicides aknerianus, Pseudononion japonicum などの浅海性種を伴う.

(3) Melonis pompilioides-Uvigerina akitaensis 帯
 (NO.5~No.7 サンプル)

これらの試料には石灰性種の Melonis pompilioides,

Melonis parkerae, Uvigerina akitaensis, Bolivinita quadrilatera, Bulimina striata などの上~中部半深海性種 が多産する.

(4) Globobulimina spp-Nonionellina labradricum 帯
 (No.8 サンプル)

この試料は産出量は少ないが、石灰質種の Nonionellina labradricum, Globobulimina spp., Loxostomum bradyi などの上〜中部半深海性種がわずかに産出し、浅 海性種の Cibicides aknerianus を伴う.

(5) 貧化石帯 (2000~No.10 サンプル)

- これらの試料は無化石ないし貧化石である.
- (6) Martinottiella communis Meronis parkerae 帯 (No.11 サンプル)

この試料には砂質有孔虫化石の Martinottiella communis, Cribrostomoides spp. と石灰質種の Melonis parkerae, Uvigerina proboscidea などの上〜中部半深海 性種に Cibicides などの浅海性種を伴う特徴が認められ る.

以上の結果を総合すると,調査区間を通じて上〜中部 半深海帯の堆積環境が推定される.

6.1.2 E層の対比

深度 2579 m 以下に分布する E 層は,上位の D 層とは 明瞭な不整合関係で接している。検層による P 波速度や



図21 底生有孔虫化石分析結果.

Fig. 21 Result of the benthonic foraminiferal analysis.

地層密度も,上位層よりも著しく大きくなっている.カッ テングやコアの観察では,本層はよく固結した硬質砂岩, 泥岩,含礫泥岩やチャート,緑色岩等よりなり,先新第 三紀層に相当すると考えられる.砂岩や泥岩の変成はほ とんどない.顕微鏡観察によれば,砂岩や泥岩の構成粒 子には多結晶の石英,長石類が多く含まれ,花コウ岩や 片麻岩またはより古い時代の砂岩に由来すると推定され る.また,No.14コアは堆積性の構造を有する緑色岩で ある.以上のような特徴から,本層は関東山地に広く分 布する中生代の秩父帯に属する可能性が大きいと考えら れる.ただし,秩父帯のどの層準に対比されるかは,今 後の調査に待たねばならない.

6.1.3 地層傾斜

前述のように,地層傾斜検層による傾斜方位や傾斜角 は,各層毎に特徴的な様相を示す.E層における測定値は 実際の地層の方位や角度ではなく,クラックの示す方位 や傾斜を示しているものと推定されるので,ここではC 層及びD層について検討を行う.

C層(上総層群)の傾斜方位は、概ね北、北東〜南西ま たは東方向が大半であり、その他の方位は少ない。この ことは本井の上総層群が堆積した時の堆積盆の中心が、 江東からみて北ないし東方向にあったことを示している

ものと考えられる。細かくみると、C層下部ほど東方向が 優勢で、上位になるに従って北方向が卓越するように見 える.このことは、C層の下部から上部に年代が新しくな るに従って、堆積の中心が徐々に西方に移動しているこ とを示しているものと考えられる (三梨・山内, 1988). 一方, D層(三浦層群)に関しては, 深度 1900 m 付近 を境にして、それより上部と下部では傾斜方向が大きく 異なっている.また同様に,傾斜角も1900mから下部で は、上部に比べて大きくなっていることがわかる. つま り D<sub>1</sub> 層の下部付近を境にして、D 層の上部と下部では、 堆積環境の大きな変化があったと考えられる。具体的に は、D2 層~D7 層の堆積期には、江東の南東ないし南方向 に堆積の中心が存在したのが、D1層の時期以降には北東 ないし西方向に移動したと推定される。このことは新第 三紀後期に推定されている関東平野の大規模な海進とな んらかの関係があるのではなかろうか。すなわち、三浦 層群の前ないし中期まで関東平野の北東部は陸域であっ たのが、三浦層群の後期から海進が進み、上総層群の堆 積期には関東平野はすべて海面下に没したことが, 孔井 データから知られている(鈴木・他, 1983). 上記の傾斜 方向の変化は、この海進が D1層の時期に始まった可能 性を示唆している.

#### 6.1.4 音波速度

図 22 に、各深層観測井における P 波速度の、砂礫部を 除いた平均的な値を地層区分とともに示す.データは鈴 木・他(1981)による。各井とも、地層区分と P 波速度 の間には明らかな関係がある。すなわち、上総層群では 1.8km/secないし2.5km/sec,三浦層群では2.5km/sec ないし3.3 km/sec,先新第三紀層では4.0 km/secない し5.5 km/sec の P 波速度に対比させることができる。 なお、岩槻井においては、上総層群の中に2.2 km/sec か ら2.5 km/sec にステップ状に P 波速度が変化する境界 があるが、この境界(深度 918 m)を境にして、コア試験 による物性データ(音波速度、密度、間隙率、含水率、 圧縮強度)が大きく変化しており(高橋・他、1983)、物 性データからは深度 918 m を上総層群と三浦層群との 境界にするほうが良いと考えられる。今後の検討課題で ある。

このように、各地層の分布と P 波速度との間に密接な 関係があることがわかったので、逆に屈折波探査などで 地下の P 波速度構造が推定できれば、地質構造を推定す ることが可能となる。これについては後で詳述する。

なお,府中の先新第三系の P 波速度の下限値が他井に 比べてかなり小さいのは,コア観察からもわかるように, 大きな破砕帯が存在するためと考えられる(鈴木・高橋, 1985).

次にコア試験による P 波速度と, 音波検層値との比較 を行う.5.8 で述べたように, コア試験の測定値は音波検 層値よりもやや小さくなるが, この様な現象は府中井で も同様である(鈴木・高橋, 1985). コアの測定値の方が 小さい理由としては, 封圧がある状態での測定(検層) と無い状態での測定(コア試験)による違いや, コア採 取時や試供体作製中の機械的な衝撃によるクラックの発 生による測定値の低下などが考えられる.

# 6.1.5 密度測定

図 23 に,密度検層で得られた各深層観測井の平均的な 密度測定値を示す.密度もP波速度と同様に,各地層毎 に特有の値を示す.すなわち,上総層群では1.80 g/cm<sup>3</sup> ないし2.05 g/cm<sup>3</sup>,三浦層群では2.10 g/cm<sup>3</sup> ないし 2.35g/cm<sup>3</sup>,先新第三系では2.40g/cm<sup>3</sup> ないし2.70g/cm<sup>3</sup> となる.府中の先新第三系の密度の下限値が他井の先新 第三系よりも小さいのは,破砕帯が存在する影響と考え られる.

一方,自然状態のコアの比重測定値(表7)と検層値を 比較すると,同じ地層内ではほぼ同様な値を有すること がわかる.



#### P-VELOCITY(km/sec)

図22 深層観測井のP波速度分布と地層の対比.

Fig. 22 Correlation between P-wave velocities and the stratigraphy of the deep observation wells.

6.1.6 地殼熱流量

本井で得られた地殻熱流量(表11)を,関東平野内の 他のデータと比較する.図24は、鈴木(1991)による関 東平野及び周辺の地殻熱流量分布図に本データを加えて 作り直したものである.東京湾奥部とその北側及び房総 半島東部・南部に30 mW/m<sup>2</sup>以下の低地殻流量域が分布 し、西部及び北部の山地に向かって地殻熱流量が徐々に 大きくなるような特徴を示している.また、東京と神奈 川の境界域では、相対的に高い値が西側の関東山地から 張り出しており、その北側の低い地域とは対照的である. この高熱流量域と30 kmより浅い地震の頻発域が一致 しており(鈴木,1991)、両者の間に何らかの関係がある ことを示唆している.

6.1.7 含水比及び有効間隙率

本井で得られた含水比及び有効間隙率を,同様な測定 が行われている下総井(鈴木・他,1983)と府中井(鈴 木・高橋,1985)の結果と比較する.含水比は,下総井 の上総層群では36.2%ないし22.4%,三浦層群では 21.3%ないし20.2%である.また,府中井では上総層群 は31.3%ないし27.2%,三浦層群は15.5%ないし 11.5%であり,江東井とほぼ同様な値となる.一方,有 効間隙率は,下総井の上総層群では49.6%ないし 44.0%, 三浦層群では 37.5% ないし 26.0%, 府中井の上 総層群では 48.0% ないし 40.2%, 三浦層群では 31.6% ないし 26.0% であり, これも江東井とほぼ同じ値になる ことがわかる.

このような結果から,関東平野内においては,同じ層 準であれば含水比や有効間隙率は広範囲に同様な値にな ることが明らかであり,地層の対比にも有効なことがわ かる.

6.1.8 圧密試験及び一軸圧縮強度

江東井の圧密降伏応力(表8)及び一軸圧縮強度(表9) を,下総井(鈴木・他,1983),府中井(鈴木・高橋,1985)の値 と比較する。圧密降伏応力は,下総井では,上総層群で 59.0kg/cm<sup>2</sup> ないし160.0kg/cm<sup>2</sup>,三浦層群で164.0kg/cm<sup>2</sup> ないし184.0kg/cm<sup>2</sup>,府中井では,上総層群で88kg/cm<sup>2</sup> ないし225kg/cm<sup>2</sup>,三浦層群で295kg/cm<sup>2</sup> ないし370kg/cm<sup>2</sup> であり,両井とも江東井ほど大きな層準の違いによる変 化は見られない。江東井の三浦層群の圧密降伏応力が下 総井,府中井よりもかなり大きいのは,江東井の不整合 の時間間隔が,下総,府中井よりも大きいためであろう か.

一方,一軸圧縮強度を見ると,下総井では,上総層群 で60kg/cm<sup>2</sup> ないし120kg/cm<sup>2</sup>,三浦層群で168kg/cm<sup>2</sup>



BULK DENSITY(g/cm<sup>3</sup>)

Fig. 23 Correlation between bulk densities and the stratigraphy of the deep observation wells.

図23 深層観測井の密度分布と地層の対比.



図24 関東地域の地殻熱流量の分布.コンター問隔は10mW/m<sup>2</sup>(実線)または5mW/m<sup>2</sup>(破線). 黒丸は江東井を示す.

Fig. 24 Terrestrial heat flow distribution of the Kanto area. Contour interval is 10mW/m<sup>2</sup> (solid line) or 5mW/m<sup>2</sup> (broken line). Solid circle indicates the Koto well.

である.府中井では上総層群で81.4 kg/cm<sup>2</sup>ないし 182.0kg/cm<sup>2</sup>,三浦層群で74.0kg/cm<sup>2</sup>ないし119.0kg/cm<sup>2</sup> で,深さとの相関は大きくない.深さ方向で測定値がバ ラつく傾向は江東井でも見られる.

以上のような結果を見ると、圧密降伏応力や一軸圧縮 強度と深度との相関は必ずしも大きくなく、星野・他 (1992)が示したような、一軸圧縮強度による地層の区 分や対比は容易ではないと考えられる。

6.1.9 間隙水分析

江東井の間隙水分析の結果を,周辺の孔井の間隙水ま たはガス付随水の分析結果(福田,1979;鈴木・他,1983, 鈴木・高橋,1985)と比較する.なお,福田(1979)で 報告されているデータのほとんどは上総層群のデータで ある.また,SO4<sup>2-</sup>,NO3<sup>-</sup>に関しては比較するデータが ないので,比較の対象としない.

上総層群中の分析値では、江東井の値は HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> を除 いて、船橋・江戸川・千葉等の東京湾岸地域、九十九里 地域、成田地域、草加地域よりも低く、野田や岩槻等の 関東平野内陸部の孔井と同程度の値を示す。しかし、府 中、横浜、木更津地域よりは高い。HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> については、 他の地域と同等かやや高い値を示す。HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> の濃度は他 の成分と異なって深度の増加に応じて減少する傾向であ る。これは HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> の大部分が有機物の酸化、分解によっ て生成される(須藤, 1967)ことから説明される。Cl-は, 江東井の上総層群では最大約12000 mg/1の値を示す.上 総層群は海底堆積物であるので,間隙水は地層堆積時の 海水が地層中に閉じ込められた化石水と考えられる.Cl-は他の成分と比べて化学的に安定で,吸着,溶出等の影 響が少ない(杉崎・他, 1963)とされているので,初生 的には海水の Cl-濃度(約 19000 mg/l) を有していたで あろう.それが現在の値になったのは、Cl-の少ない地表 水が地層の深所にまで浸入して希釈されたものと考えら れる.江東で東京湾岸の他地域よりも CI が少ないのは, 地表水の浸入する環境が他地域よりも長く続いたことを 示唆する.また、河井(1961)によれば、深度600mにおけ るCl-濃度は、江東井の付近では5000ないし10000mg/l である。No. 2試料(深度600m)のCl-濃度が5583mg/1 であるので、ほぼ同等な値となる。No.4の試料(深度 1000 m) は上総層群の他の試料と異なって、Na+, K+, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Cl<sup>-</sup>の成分が, 深度の増加に伴う増加また は減少の傾向から逸脱しているが、その理由は不明であ 3.

三浦層群中の分析値は、比較できるデータが下総井と 府中井のみである。三浦層群の分析値は各井ともバラつ きが大きく、上総層群で見られるような、深度に対する 比較的単純な関係を得ることは困難である。これは地層 堆積後の長期間の続成作用による化学成分の吸着や溶出 が上総層群よりも一層進んでいるためと考えられる.分 析値を見ると、Cl<sup>-</sup>や Na<sup>+</sup>等の主要な成分は三孔井とも ほぼ同程度であるが、他の成分は大小さまざまである. 江東井では Ca<sup>2+</sup> に対して Mg<sup>2+</sup> のほうが大きいが、他で は逆になっている.また、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> は江東井が他に比べて2 ないし3倍大きい. 江東井のNo. 10の試料(深度2200m) の Br<sup>-</sup>, I<sup>-</sup>の分析値は他井に比べて著しく大きい. この 様な大きな値は、関東平野の他の孔井では得られていな いものであり、特殊な堆積条件なのか、または分析操作 上の問題があるのか判断できない. 今後再調査、検討を 行う必要がある.

6.1.10 花粉・胞子化石分析結果のまとめ

5.12 で示した花粉・胞子化石の分帯に基づいて,地層 の対比を試みる. Tsuga, Picea, Pinus, Taxodiaceae な どの針葉樹花粉が多産すること, Metasequoia を連続し て産出する等の特徴によって,  $I \sim II$ 帯とも房総半島に おける上総層群の国本層下部以深(大西, 1969),多摩丘 陵における上総層群の連光寺層下部以深(宮下, 1986) に対比されると考えられる.このうち, I帯及びIII帯は, Liquidamber や Fagus の割合が上記房総半島や多摩丘 陵の上総層群よりも大きいことから,上総層群よりも下 位の層準に対比される可能性がある.しかし,上総層群 よりも下位の地層に関しては,花粉分析がほとんど行わ れていないため,現段階では対比の検討はできない.こ れらの結果は, No.7 試料を除いて有孔虫化石による地 層の対比結果(6.1.1)と調和的である.

# 6.2 A 層及び B 層の対比

A 層及び B 層に関しては, 検層データやコア, カッテ ング試料がないので, 土質ボーリングの報告を検討して, 地層の対比を試みる.東京湾岸地域の浅層地質に関して は,遠藤 (1978),清水 (1984)による総括的研究があり, また東京都港湾局 (1972, 1995)によって東京湾地盤図 及び各種調査データの総括が発刊されている.対比は主 としてこれらによって行った.

A 層(深度 7.6 m~67.5 m)は未固結の非常に軟弱な 内湾~汽水性の堆積層であり、沖積層に対比される。N 値を見ると、A<sub>1</sub>層に比べて A<sub>2</sub>層の値が大きく、より固 結が進んでいる。このことから A<sub>1</sub>層は有楽町層、A<sub>2</sub>層 は七号地層に対比されると考えられる。地質年代は、A<sub>1</sub> 層が沖積世、A<sub>2</sub>層が最上部洪積世に当たる。

B層(深度 67.5 m以下)は、粘土、シルト、砂、砂礫 層が細かく変化し、堆積環境は淡水~内湾性である。A 層に比べて固結度はかなり大きい。この様な特徴から、 本層は江戸川層(遠藤、1978)に対比されると考えられ る.深度 81.3 mから 210 m間の地質試料がないので、本 層と下位の C層との境界がどの程度の深度になるのか は推測の域を出ない。しかし、4.7 で述べたように、温度 検層データ(図8)から、78.6 m以下に分布する砂礫層 が深度 115 m付近にまで続いていると考えられるので、 深度 115 m付近が B層と C層(上総層群)の境界として も、大きな違いは生じないであろう。この推定は遠藤 (1978)の結果とも調和的である。B層の地質年代は更 新世中~後期となる。

# 6.3 地層対比結果のまとめ

6.1.1, 6.1.2 及び 6.2 の結果をまとめて,本井の地質 層序を要約すると,表 18 のようになる.

#### 6.4 地質層序と地殻構造探査の比較

6.1.4 で示したように、地質層序と音波検層による P 波速度との間には明瞭な関係が存在する。そこで、江東 井の近傍で実施された地殻構造探査の結果と比較して、 これらとの関係を考察する。

比較した構造探査測線を図25に示す.(a)及び(b)は,江 東井の東約2kmの15号埋立地(夢の島)を爆破点とす る屈折波構造探査測線(首都圏基盤構造研究グループ, 1989)である。また,(c)は東京湾内で実施されたマルチ チャンンネル反射法探査(加藤,1984)の測線の一部で ある。図26にそれぞれのP波速度構造断面や反射構造 断面を,江東井の地質及び音波速度の深度断面と深度を 揃えて示す。なお,(a),(b)のP波速度構造は,それぞれ の測線の最も夢の島寄りの部分の結果である。

まず屈折波による構造を見ると、(a)では4層、(b)では 3層の速度層に区分される.しかし、大局的に見れば両 測線とも3層に大別することができる。すなわち,(a) の1.7km/sec層と2.0km/sec層, 2.7km/sec層及び 5.35km/sec層が、それぞれ(b)の1.8km/sec層,2.8km/sec 層及び5.5 km/sec層に対比できる。両者の間の速度や 深度の違いは、測線の方向や観測点間隔の違い等によっ て生じたものと考えられる。これらの結果を江東井の音 波検層結果と比べると,速度,深度とも多少の違いがあ るものの、概ね一致することがわかる。すなわち、屈折 波探査による1.7 km/sec ないし2.0 km/sec 層が上総 層群に、2.7 km/sec ないし2.8 km/sec 層が三浦層群 に、また、5.35 km/sec ないし 5.5 km/sec 層が先新第三 系に対比されることが明瞭である。なお、下総層群から 上位の地層は,層厚が薄いため屈折波探査では区分でき ていない. 深度に関しては、江東井の地層境界深度より も、屈折波による深度が最大20%程度浅くなる傾向であ る、このようなことから、屈折波探査による速度構造は、 注意深く用いることにより、地質構造に読み替えること が可能と考えられる.

次に反射波探査結果(c)と比較すると、X 反射面が上総 層群と三浦層群の境界に、YZ 反射面が三浦層群と先新 第三系の境界に相当すると推定される.ただし、反射波 探査による反射面は必ずしも地層の境界を示していると は限らず、地層内の厚い砂礫層等の強い反射面を示して いることもあるので、屈折波の結果よりも、より注意深 い取扱が必要である.

以上のような結果から,屈折波や反射波探査から得ら れた速度構造や反射構造によって,概略的な地質構造の 推定が可能なことがわかる。東京湾周辺のように比較的 地質構造が単純で,また,数多くの構造探査が実施され ている場合は,孔井データと比較,修正することにより, より精度の高い地質構造を得ることができる。次節以下

## 江東深層地殻活動観測井の地質と首都圏地域の地質構造一鈴木

表18 江東井の地質層序のまとめ.

Table 18 Summary of the stratigraphy of the Koto well.

深度(m)	地層	区分	対比される地層	地質年代	備考
0~ 7.6	埋	土			
7.6~40.8		A <sub>1</sub>	有楽町層	完 新 世	
40.8~67.5	A	A <sub>2</sub>	七号地層	後期更新世	ておへ
67.5~81.3	E	3	下総層群 江戸川層	後~中期更新世	小登台
81.3~ 210					不 明
210~ 500		С 1	中 部 上 総 層 群	前期更新世	
500~1677	С	C₂ ∼ C8	中 ~ 下 部 上 総 層 群	後期鮮新世	であへ
1677~2579	D	D <sub>1</sub> ~ D <sub>7</sub>	上 ~ 中 部 三 浦 層 群	前 期 鮮 新 世 ~ 中 期 中 新 世	小登台
2579~3030	E	E ₁ ~ E ₂	秩 父 累 帯	中~古生代	小登台



- 図25 江東井と対比した物理探査測線の位置.(a):夢の島一高尾屈折探査測線(嶋・他,1978a),(b): 夢の島一平塚屈折探査測線(山中・他,1988),(c):東京湾マルチチャンネル反射探査測線(加藤,1984).
- Fig. 25 Location of the geophysical survey lines which were correlated to the Koto well. (a) : Yumenoshima-Takao seismic refraction survey line (Shima *et al.*, 1978a) (b) : Yumenoshima-Hiratsuka seismic refraction survey line (Yamanaka *et al.*, 1988) and (c) : Tokyo Bay multi-channel seismic reflection survey line (Kato, 1984).



図26 物理探査結果と江東井の地質構造の比較.(a),(b),(c)はそれぞれ図25の(a),(b),(c)に対応する.

Fig. 26 Comparison between the results of the geophysical surveys and the geological structure of the Koto well. (a), (b) and (c) corresponds to these of the Fig. 25, respectively.

で構造探査,孔井データを総合した東京湾周辺地域の地 質構造の推定を行う.

#### 6.5 東京湾周辺の地質構造

#### 6.5.1 関東平野の孔井データの概略

江東観測井で得られた地質及び検層データ及び,いま まで東京湾周辺や関東平野内で実施された孔井の諸デー タと,屈折法や反射法等の構造探査を総合して,東京湾 周辺地域の地質構造の解明を試みる.

表19に用いた孔井の一覧表,図27に孔井位置図,図 28 に参考にした構造探査測線図を示す。各孔井の深度や 地層区分は表19の文献によった。各孔井間の地層の関係 を示すために,データが揃っている主要な孔井について, 地質柱状図及び電気検層図(比抵抗及びSP)を並べて、 孔井対比図を作成した(図29).地層区分については、原 論文では地域によって地層名が異なっているので、房総 半島や三浦半島で一般に用いられている地層名によって 代表させ、地質年代がほぼ等しいものは同じ名称によっ てまとめた。すなわち, 完新統を除いて, 上位から下総 層群(後期更新世),上総層群(後期鮮新世~前期更新世), 三浦層群(中期中新世~前期鮮新世),保田•葉山層群(前 期中新世)及び先新第三系と区分される。新第三紀以降 の各地域の地層間の対比は表16及び17を参照のこと。 各地層の境界のうち,下総層群と上総層群の境界は,両 者の岩相が類似しているため, カッテングや電気検層図 だけからは区別が困難であり、各研究者によってその値

に違いがある、そのため、表19に示す値もかなりの誤差 を含んでいるものと推定される。今後微化石等による再 調査が行われれば、表19に示す深度がかなり変更される 可能性がある。また、上総層群の下限に関しても、従前 のデータは主として岩相, 電気検層及び底生有孔虫に よって区分が行われている.しかし,下総井,船橋観測井, 江東井などのように、種々のデータから上総層群の基底 が明かな孔井でも、電気検層の比抵抗値や SP が上総層 群と下位層との境界で顕著に変化している様子はない. また、岩相の変化もカッテングの観察によるかぎり、そ れほど顕著な変化を示す例は多くない、これらのことは, 電気検層や岩相変化だけで地層区分を行うことの困難性 を示すものであり, 従来の上総層群の基底深度も再検討 を加える必要があるものと考えられる。図29において も,著者は川崎井や保土ヶ谷井の上総層群の基底は,原論 文よりも深くすべきものと判断し,表19に変更を加えて いる.その理由として,川崎井の場合は浮遊性有孔虫によ る層序区分と密度検層や音波検層による測定値が、孔底 に至るまで他井の上総層群の値の範囲内であることが指 摘される.また,保土ヶ谷井の場合は,最近ごく近傍で掘 削された深度約2000mの孔井で、浮遊性有孔虫や検層 結果から上総層群の基底深度が約1400mであることが 明らかになったことがその理由である(鈴木, 1994). す なわち,保土ヶ谷井の岩相や検層カーブは,この孔井のも のと良く似た特徴を示しており、その深度もほぼ一致し

表19 孔井一覧.孔井の番号は図27の数字と対応する.

Table 19 List of the referred wells. Numbers of the list correspond to the numbers of Fig. 27.

番号	孔井名	孔口標高 (m)	掘 止 深 度 (m)	先新第三系上 面深度(m)	三浦層群基底 深度(m)	上総層群基底 深度(m)	下総層群基底 深度(m)	参考文 献
1	藤岡GS-1	7 1	2933	達せず	達せず	524	(209)	福田 (1964)
2	結城R1	36	1073	達せず	達せず	314	不明	鶴田 (1965)
3	結城R2	35	1388	達せず	達せず	320	不明	鶴田 (1965)
4	防災石下	16	887	502	欠	502	不明	池田・塚原 (1987)
5	防災つくば	25	575	385	欠	385	不明	塚原・他(1983)
6	地理院つくば	2 5	790	462	欠	462	36	帝国石油 (1974)
7	土浦 S T - 1	9	491	達せず	?	達せず	4 5	帝国石油(1974)
8	春日部GS-1	5	3098	3067	3058	1036	206	福田 (1962)
9	岩槻地殼活動観測井	9	3501	2888	2888	1030	226	高橋・他(1983)
1 0	松伏 S K − 1	5	2001	1595	1595?	995?	350	城戸(1964)
1 1	□草加 R − 2	3	1583	達せず	達せず	1207	202	福田・他(1988)
12	野田R-1	8	1123	1029	欠	1029	232	福田・他(1974)
13	流山 N K − 1	3	1522	1479	1479	1247	186	福田・他(1988)
14	草加R-1	2	1798	達せず	達せず	1308	528	河井 (1961)
15	瑞穂	142	260	228	欠	228	-138	川島・他(1985)
16	武蔵村山	124	579	537	欠	537	不明	川島・河合(1980)
17	出島	119	302	269	269	259	不明	川島・他(1990)
18	ロー	75	929	896	896?	792	-66	遠藤・他(1978)
19	八土十	109	592	572	<u>У</u>	572	-100	川島・他(1984)
20	府中地 成	45	2738	1977	1977	1449		57杯・高橋 (1985) 11月 浩芸 (1985)
21	東久留木	40	969	達せす	達せす	達せす	1297	川島・退藤(1972) 岩油(1969)
22		4 2	2053	連てり	連せる	926	자명	米(1902)
23	加崎GS	3	1013	連せり	達せる	698	不明	備田・10(1976)
24	破丁ム-4   (7)   10	3	1407	ほじり	ほじり	1051	200	衆心(1904)
20	江戸川正なー10	3	2049	(上に9)	2572	1670	209 7.8F	内升(1901) 大 <u>却</u> 生
20	工采地放 <b>估</b> 動說例开 下級抽想迁動組制壯	22	3023	1 4 9 1	2 3 7 2	1070	254	今報日 絵本・(曲 (1099)
28	的经历日子 18	23	2307	2064	2064	1200	3 5 4	577.10(1903) 這甲,他(1974)
20	<u>加海了下</u> 10	2	2100	2136	2136	1017	475	· 抽出·他(1974)
30	八千代台8-1	27	1676	2130 達けざ	2130 達けざ	1917 達せざ	4 5 1	1% 弁・他(1972) 石和田・他(1962)
31	新利根 R - 1	3	836	810	ケ	810	137	石井 (1962)
3 2	豊住R-1	5	870	844	欠	844	不明	福田・他(1988)
3 3	 成田R-1	7	1046	1011	欠	1011	143	石井 (1962)
34	佐倉R-1	3	1519	1507	欠	1507	267	菊池 (1964)
3 5	菱田 R - 1	41	908	897	欠	897	不明	菊池 (1963)
36	多古R-1	7	819	818	欠	818	8	石井 (1962)
37	小見川 R - 1	1	662	658	欠	658	50	石井 (1962)
38	鹿島KT-1	5	905	882	882	565	不明	石井 (1962)
39	防災波崎	4	801	達せず	達せず	441	4 1	塚原・池田 (1986)
4 0	八街 R - 2	46	1949	1943	1943	1846	224	河井(1961)
4 1	成東 R - 2	7	1999	1993	1993	1899	不明	石和田・他(1962)
4 2	蓮沼TR-1	1	1444	1429?	1429?	1359	不明	河井(1961)
4 3	旭 R 一 2	4	736	733	欠	733	不明	河井(1961)
4 4	旭 R 一 1	6	560	545	欠	545	不明	河井(1961)
4 5	飯岡 R - 1	5	396	395	欠	395	不明	石和田・他(1962)
46	四街道 R - 1	不明	2000*	達せず	達せず	達せず	460*	菊池(1963)
47	十葉 P − 1	37	1924	達せず	達せず	達せず	463*	樋口・斉藤(1965)
48	十葉 F R − 1 0	不明	2000*	達せず	達せず	達せず	250*	楡井・他(1975)
49	十集HA-10	不明	1980*	達せず	達せず	達せす	290*	楡井・他(1975)
50	MITI2000	不明	2000*	達せず	達せす	達せす	290*	楡井・他(1975)
51	八幡K - 6	不明	2000*	達せず	達せず	達せず	不明	石和田・他(1962)
52	五井 R - 1	不明	1305*	達せず	達せず	達せず	300*	四开 (1961)
53	1 <b>x</b> O T − 1	不明	1926*	達せず	達せず	達せず	欠	樋口(1964)
54	大佐和GS−1	11	2541	達せす	1467	279	欠	石和田・三梨(1965)

注1:各深度は\*印を除いてすべて平均海面からの値に換算した。\*は地表面からの深度を示す。-は平均海水面より上であることを示す。 注2:春日部GS-1の深度3058~3067m間は断層破砕帯と報告されている。



図27 解析に用いた孔井の位置図.番号は表19の番号に対応する.

Fig. 27 Location of the referred wells. Numbers in the figure correspond to these of the Table 19.



- 図28 地質構造の推定に用いた探査測線、黒丸は爆破点を示す.引用した文献は以下の通り(長谷川, 1988;笠原・他,1976;加藤,1984;纐纈,1993;Koketsu and Higashi,1992;埼玉県,1992; 瀬尾・小林,1980;嶋・他,1976a;嶋・他,1976b;嶋・他,1978a;嶋・他,1978b;嶋・他, 1981;鈴木・他,1993;山中・他,1986;山中・他,1988;山中・他,1991;座間・他,1985).
- Fig. 28 Location of the survey lines which were used estimation of the geological structure. Solid circles indicate the explosion sites. Quated papers are as follows: Hasegawa, 1988; Kasahara et al., 1976; Kato, 1984; Koketsu, 1993; Koketsu and Higashi, 1992; Saitamaken, 1992; Seo and Kobayashi, 1980; Shima et al., 1976a; Shima et al., 1976b; Shima et al., 1978a; Shima et al., 1978b; Shima et al., 1981; Suzuki et al., 1993; Yamanaka et al., 1986; Yamanaka et al., 1988; Yamanaka et al., 1991; Zama et al., 1985.



図29 地質断面図, 孔井位置は図27参照. Fig. 29 An example of the geological section. Locations of the wells show in Fig. 27. ている.そのため,保土ヶ谷井でも上総層群の基底深度は, 1400 m程度とすべきものと考えられる.このことに関し ては,詳細は稿を改めて報告する予定である.以上のよう なことを考慮すると,関東平野における上総層群/三浦 層群及び下総層群/上総層群の境界深度に関しては,ま だまだ検討の余地があることがわかる.しかし,関東平野 の構造を考える上で,これら各地層の深度や層厚の分布 を求めることは,最も基礎的な研究課題の一つであるの で,上記のような問題があることを承知の上で,現在まで の資料によって作成したものが図 30 以下の図面である. これら図を作成する際,上述の例のように,筆者が変更 した方が良いと判断したものは,表 19 の値にこだわらず に変更を加えている.その具体的な例については,以下 の各論に記載してある.また,各孔井間の空白域を埋め るために,6.4 に示した基準の下に,図 28 の屈折法や反 射法による物理探査データから、P波速度や連続性の良い反射面を用いて、地層区分や深度の推定の参考にした。 6.5.2 先新第三系の深度分布

図 30 は、先新第三系の上面深度を示したものである. 房総半島や利根川中流域、東京湾等、孔井データのない 地域については、図 28 に示した屈折法や反射法等の地震 探査や重力探査データを参考にして推定した.そのため、 それら地域の信頼度は孔井データのある地域に比べて低い。先新第三系上面の起伏は、地表の平坦さと比較して 非常に凹凸に富んでいることが特徴である。最深部の深 さは房総半島中部等で 3500 m を超える値が推定され る.また、谷底部は北西側から利根川中流域に沿って埼 玉県東部に達し、そこから南に向きを変えて南下し、神 奈川県東部に延び、さらに東に向きを変じて房総半島へ 続くクランク状の構造を呈している。先新第三系上面の



図30 先新第三系上面深度分布. コンター間隔は500m(実線) または250m(破線). 凡例は図27に同じ.

Fig. 30 Depth distribution of the upper boundary of the pre-Neogene Systems. Contour interval is 500m (solid line) or 250m (broken line). Symbols are same as in Fig. 27.

勾配は,利根川中流域で大きく,最大で約20°の勾配が推 定される. 三浦半島の付け根付近でも急激な落込みが推 定される. 筑波山地南西部でも西側に向かう急激な落込 みがあるが,これは烏山一菅生沼断層(石井,1962)に 当たるものである. この落込みは南側に行くほど不明瞭 になる.

図 30 においては,深度分布のコンターは 500 m (一部 250 m)毎に示しているが,孔井データの数や物理探査の 精度を考慮すれば,この程度の表示が妥当なものであろう.より細かな深度分布を得るには,なお一層のデータ の蓄積が必要である.

6.5.3 三浦層群の層厚分布

図 31 は三浦層群及びその相当層の層厚分布を示す.関 東平野においては, 房総半島南部, 三浦半島北部, 利根 川中流域等を除いて, 先新第三系の上位に三浦層群及び その相当層が分布する場合が多いので、関東平野中央部 では、多くの場合三浦層群の基底と先新第三系の上面が 一致することになる。また、三浦層群の上位には、ほと んどすべての地域で上総層群が分布している。そのため、 図 31 の作成に当たっては、上記地域を除いて先新第三系 上面深度と上総層群基底深度との差を三浦層群の層厚と した。三浦層群と先新第三系との間に他の新第三系(保 田層、葉山層等)の存在が推定される地域では、屈折法 探査による P 波速度の値が 3.5 km/sec 前後の速度層を それらの地層と推定して、三浦層群の層厚を求めた。東 京湾内に関しては、反射法探査(加藤、1984)による TE 層の分布を参考にして、三浦層群の厚さを求めた。

三浦層群に関しても,関東平野中央部以外は確実な データが少なく,多くの地域で推測の域を出ていない. 図31から読み取られる特徴の一つは,先新第三系の深度



図31 三浦層群層厚分布.コンター間隔は500m.凡例は図27に同じ.

Fig. 31 Thick distribution of the Miura Group. Contour interval is 500m. Symbols are same as in Fig. 27.

分布のパターンと良く類似した層厚分布を示すことであ る.すなわち,先新第三系の深度が大きな地域では三浦 層群の層厚が大きいという傾向が顕著に見られる.この ことは,先新第三系の凹凸を三浦層群が埋め立てて行っ た結果と考えられる.堆積物の構成は,江東井,府中井, 下総井の例では,上総層群に比べて全般的にかなり粗粒 であり,少なくとも関東平野南西側に関しては浅海環境 であったことが推定される.三浦層群の堆積期を通じて, 海域は現在の平野部よりもかなり狭かったことは,関東 平野北東部に三浦層群相当層が分布せず,陸環境であっ たことからも確かめられる.

6.5.4 上総層群の深度及び層厚分布

図 32 は上総層群の基底深度の分布を示す.本層は三浦 層群の基底深度分布とは異なり、東京湾北部や房総北部 を中心とする東西に長い盆状の比較的単純な構造を持っ ており、現在の関東平野の輪郭にほぼ沿う形で形成され ている。上総層群の堆積期になって、初めて現在の関東 平野全域が堆積場になったことがわかる。利根川中流域 に関しては、データがほとんどないので確実なことはわ からないが、屈折波探査の結果(埼玉県、1992)を見る 限り、深くても500m程度の深度と推定される。上総層 群の最深部は東京湾北部沿岸付近の千葉市付近にあると 推定され、その深さは2000mを越えているが、その付近 で上総層群の基底まで達した孔井が無いため、真の深度 は不明である。

図 33 は上総層群の層厚分布を示す.上総層群の基底深 度から下総層群の基底深度を減じて作成した.但し,後 に述べるように,上総層群と下総層群の境界深度につい ては,岩相が類似していることもあって,研究者間でも 必ずしも見解が一致していない.そのため,図 33 も暫定



図32 上総層群基底の深度分布. コンター間隔は500m. 凡例は図27に同じ.

Fig. 32 Depth distribution of the base of the Kazusa Group. Contour interval is 500m. Symbols are same as in Fig. 27.

的なものと見るべきである。形状は上総層群の基底深度 分布と良く類似しており、房総北部を中心とする東西に 長い楕円状を呈している。最厚部は房総北部で、2000 m 程度と推定される。上総層群はほとんどが海成層とされ ており、関東平野東側や東京湾周辺部では、砂岩、シル ト岩、泥岩やそれらの互層を主体とする深海〜半深海成 の岩層が多いが、部分的には砂礫を主体とする部分もあ る(河井、1961)。多摩丘陵、埼玉東部や関東山地の東側 地域になると砂層や砂礫質層が優勢になり、浅海環境の 堆積物が主体となる。また、部分的には陸成層と考えら れる地層もある(例えば、川島・川井、1980;川島・他、 1985;高野、1994)。これらの事実から、上総層群の堆積 盆は東京湾北部から房総半島北部に中心を持つ東西に長 いトラフ状の堆積盆であり、それを徐々に埋め立てなが ら堆積が進行したことがわかる。最大層厚部は、三浦層 群の最大層厚部である房総中部から北に移動している. 上総層群相互の細かな対比については、地表部ではテフ ラ等を用いた精密な調査が進んでいる(例えば三梨・他, 1979)が、カッテングが主体の孔井試料ではそのような 細かな対比は困難であり、今後は石灰質ナンノ化石など を用いた生層序の対比を行うことにより、より詳しい地 質構造の解析が進展するものと期待される.

6.5.5 下総層群の深度分布

図 34 は下総層群の基底深度分布を示す.上総層群と下 総層群の境界は、カッテングの観察や物理検層からは識 別が困難であり、各研究者によってその深度はかなりの バラつきがある.連続コア試料を用いたテフラの同定, 微化石による生層序,古地磁気の方位測定等を組み合わ せることによって正確な対比を行う必要があるが、その ような解析が行われている例はごく少ない.東京都江戸



図33 上総層群層厚分布. コンター間隔は500m. 凡例は図27に同じ.

Fig. 33 Thick distribution of the Kazusa Group. Contour interval is 500m. Symbols are same as in Fig. 27.

川区内のコア試料において、石灰質ナンノ化石と古地磁 気による堆積年代の解析によって、従来下総層群とされ ていた地層が上総層群に改められる例(遠藤・他、1991) のように、今後本地域の下総層群の基底深度はかなり書 き換えられる可能性がある.図34は原著者の記載を参考 に作成したが、東京湾北部沿岸に関しては、遠藤・他 (1991)の結果を参考にしている.下総層群は東京湾奥 の千葉県側沿岸部で最も深く、400 mを越える深さが推 定される.堆積盆の形状は、北西一南東に長い楕円状を 呈しており、房総側では急激にその深さを滅じているが、 北東側の深さの変化はよりゆるやかである.下総層群の 堆積盆の中心は、上総層群に比べてより北側に位置して おり、三浦層群以降の堆積中心の北側移動が継続してい る.また、堆積盆の延長方向も上総層群とは異なってい る. 下総層群の岩相は、深さ方向、水平方向とも変化が大 きい。堆積環境は浅海から淡水環境まで含んでおり、関 東平野が陸化する過程における、気候変化に伴う海退及 び海進のサイクルを反映しているものとされている(菊 地・他、1988).

#### 6.6 先新第三系の構造

先新第三系基盤に達した孔井は、東京湾内では初めて であり、また、江東井は基盤に到達した孔井としては、 関東平野の中では成東 R-2 井(図 27 の 41)に次いで南 に位置している。そのため、本井は関東平野下の先新第 三系の構造に関して、重要なデータを提供するものであ る。

関東平野下の基盤構造に関しては,大局的には関東山 地で見られる西北西-東南東方向に延びる帯状の分布 が,そのまま東側の平野部に延長するものと考えられて



図34 下総層群基底深度分布. コンター間隔は100m. 凡例は図27に同じ.

Fig. 34 Depth distribution of the base of the Shimosa Group. Contour interval is 100m. Symbols are same as in Fig. 27.

いる(例えば矢島・他, 1986). 図 35 は矢島・他(1986) による地質区分に江東井を加えたものである。前述のよ うに江東井の基盤が秩父系に対比される可能性が大きい ので,関東山地の帯状構造がそのまま東京湾地域にまで 延長していることはかなり確実と考えられる。東京湾の 北側地域の各地質帯の境界に関しては、孔井データも多 いので、かなり正確にその位置を決めることができる。 しかし, 江東井より南側の秩父帯と四万十帯の境界に関 しては,直接的なデータがあまりないため,推定に頼る ところが多い、この境界に関しては、関東山地の境界線 とともに、東京多摩地区の孔井が重要なデータを提供す る.東京都が西多摩地区で掘削したボーリングによれば、 昭島(図27の17)の基盤は秩父系(川島・他, 1990), 八王子(図27の19)の基盤は小仏系(川島・他, 1984) とされているので、境界はこの間に存在することになる。 さらに東南東には府中井(図27の20)が位置する。府中 井の先新第三系に関しては、鈴木・高橋(1985)は、砂 岩質コアの組成が関東山地の秩父系に近く,四万十帯の 組成とは異なっていることから,秩父系に属するものと 判断した.多摩地区では、多摩川を境にして北側は扇状



- 図35 関東地域の地質構造区分,矢島・他(1986)に加 筆.黒丸は江東井を示す.
- Fig. 35 Geological zoning of the Kanto area by Yazima *et al.*, (1986). Black circle shows the Koto well.

地, 南側は丘陵であり, 南北の地表面の高度差は 50 m 前 後に達する、上総層群の上面高度を比較しても、多摩川 を境とした南北間で30m前後の違いがある(岡・他、 1984), 地層の傾斜方向も, 多摩丘陵では南東方向が主な のに対して,武蔵野台地では北東方向が卓越しており(新 藤,1969),多摩川を境にした地質構造の違いが見られる。 また屈折法地震探査によれば、多摩川付近を境にして北 西側と南東側で速度構造が異なっている(笠原・他, 1976).川崎市の東扇島を爆破点とする屈折波探査(山 中・他,1988) によれば、爆破点付近を境にして、基盤 のP波速度が北側が5.5 km/sec, 南側が4.7 km/sec と 変化している。そのため、南北間で基盤の性質が異なっ ていると考えられ、ここに地質境界が存在する可能性が 高い、この位置は多摩川の南東側延長部に当る、これら の事実から、多摩川及びその南東側延長部を挟んだ南北 の地域で地質や物性の相違があることが推定され、多摩 川付近がその境界となっている可能性を示唆する。足立 (1994) も、多摩川に平行する構造線の存在を示唆して いる。これらの事実は、秩父帯と四万十帯の境界が多摩 川及びその延長部付近に存在する根拠の一つと考えられ 3.

東京湾内に関しては、反射法地震探査(加藤,1984) が地下深部の構造を推定する重要なデータである.加藤 (1984)は、先新第三系と推定されるTF反射層が深さ 2200ないし3400mの間に分布し、南側に向かって深く なっていることを示した.しかし、多摩川の東京湾内延 長部に構造線や断層等の存在を示唆するような基盤層の 反射構造は得られていない.また、房総半島側でも秩父 帯と四万十帯との境界を示すような明かなデータは得ら れていない.

#### 7.まとめ

東京湾北部の埋立地で行った,深度 3030 m の江東地 殻活動観測井の掘削によって得られた主な地質学的な成 果は以下の通りである。

(1) 江東井の層序は、上位から埋土、A層、B層、C層、 D層及びE層の7層に区分される。

 (2) 地表から7.6mまでは埋土である。A層は深度7.6m から67.5mまで分布し、沖積層に対比される。A層はシ ルトを主とするA<sub>1</sub>層及び細砂とシルトを主とするA<sub>2</sub> 層に細分され、A<sub>1</sub>層は完新世の有楽町層、A<sub>2</sub>層は後期更 新世の七号地層にそれぞれ対比される。

(3) B 層は深度 67.5 m から 81.3 m まで分布し,砂礫, 砂,シルト,粘土よりなる。本層は後~中期更新世の下 総層群江戸川層に対比される。

(4) C層は深度 210 m から 1677 m まで分布する. C層 は岩相によって C<sub>1</sub> 層から C<sub>8</sub> 層に細分される.上部及び 下部はシルト及び砂質シルトを主とし,砂や礫を挟む.
中部はシルト及びシルト質泥を主とし,砂礫を含む.本 層は前期更新世~後期鮮新世の上総層群に対比される.
(5) D層は深度 1677 m から 2579 m まで分布する. D層 は岩相によって D<sub>1</sub> 層から D<sub>7</sub> 層の 7 層に細分される.上 部はシルト岩を主として、凝灰岩を挟む。中部は砂質シ ルト岩、砂岩及び礫岩を主とする。下部はシルト岩を主 体とし、砂岩、礫岩を挟む。基底部は礫岩よりなる。本 層は前期鮮新世〜中期中新世の三浦層群に対比される。 (6) E層は深度 2579 m以下,孔底まで分布する。E層は 岩相により E<sub>1</sub> 層及び E<sub>2</sub> 層に細分される。E<sub>1</sub> 層は硬質砂 岩を主として,泥岩及びチャートを挟む。E<sub>2</sub> 層は硬質砂 岩及び泥岩を主として,チャート,塩基性火山岩、凝灰 岩を含む。本層は先新第三系の秩父層群に対比される可 能性が大きい。

(7) 深度 81.3 m から 210 m までは,地質試料や地質対 比に有効な物理検層データがないため,詳細は不明であ るが,温度検層等の結果から,B層とC層の境界は深度 115 m 付近になるものと推定される.

(8) 江東井の地質構造は,東京湾北西部で行われた屈折 法探査による速度構造と概ね良く調和している.

(9) 江東井の掘削に伴って実施された,物理検層及びコ ア試験により,多くの地質及び物性に関するデータが得 られた.これらは関東平野の地下深部の地質及び物性を 解明するための重要な基本的なデータであると考えられ る.詳細については本文中に表示または図示した.

(10) 関東平野内の諸孔井の地質及び検層データを相互に 比較した結果,同一層序間ではそれらデータ間の相関は 極めて良いことがわかった.このことは,物性データか ら地質構造を推定することが可能であることを示す.

(1) 江東井と首都圏及びその周辺地域の孔井データ,物 理探査データを用いて,首都圏地域の地質構造の解析を 行い,先新第三系基盤,三浦層群,上総層群,下総層群 の深度及び層厚分布を推定し,図示した.

(12) 関東平野の基盤深度は,最深 3500 m を越えると推定され,起伏に富んでいる.基盤の起伏は新第三紀の時代以降徐々に埋め立てられ,上総層群の堆積期になって現在の平野全体が堆積場になり,下総層群の時代から再び陸化の傾向となり,現在に至った.また,新第三紀~第四紀の時代を通じて,堆積の中心は関東平野の南部地域から北または北西地域に移動していることが明らかになった.

## 謝辞

江東観測井の掘削は,建設省関東地方建設局の施工管 理,監督のもとに,帝国石油株式会社が工事を担当した. 関東地方建設局営繕部,同東京第二営繕工事事務所及び 帝国石油削井部の関係各位に厚く感謝する.掘削用地の 取得は,東京都総務局災害対策部,同港湾局及び地元江 東区の多大のご理解とご努力によって可能になった.こ れら関係各位に厚く感謝する.本観測井の建設及び本報 告書のまとめに関して,防災科学技術研究所植原茂次所 長,萩原幸男前所長(現日本大学文理学部教授),地震予 知研究センター岡田義光センター長,笠原敬司海溝型地 震予知研究室長及び小原一成主任研究官のご指導,ご援 助,ご教示を戴いた.記して感謝の意を表する.査読者 のコメントは論文の改善に役だった.記して感謝する.

# 参考文献

- 1) 足立久男(1994):五日市-多摩川帯について、地質学雑誌, 100, 249-262.
- 2) 足立久男・小玉喜三郎・天野一男(1986):第2章新第三系,日本の地質3,関東地方,78-81,共立出版。
- Blow, W. H. (1969): Late middle Eocene to recent planktonic foreminiferal biostratigraphy, Proc. 1st international conf. plankto. microfossils, Geneva, 1967, No. 1, 197-422.
- 4) 遠藤秀典・上嶋正人・山崎俊嗣・高山俊昭(1991):東京 都江戸川区 GS-ED-1 ボーリングコアの古地磁気・石灰 質ナンノ化石層序,地質学雑誌,97,419-430.
- 5) 遠藤 毅(1978):東京都付近の地下に分布する第四系の 層序と地質構造,地質学雑誌,84,505-520.
- 遠藤 毅・川島真一・河合将文(1978):立川市付近の地 下地質,昭和47年度東京都土木技術研究所年報,367-377.
- 7) 福田 理(1962):春日部層序試錐(予報)-坑井地質を中 心として-,地質ニュース,100,100,1-16.
- 8) 福田 理(1964):藤岡層序試錐(予報)-孔井地質を中心 として-,地質ニュース, 114, 1-10.
- 9) 福田 理(1979): 共水性ガスとその鉱床 (その3), 地質 ニュース, 299, 6-17.
- 10) 福田 理・高橋 博・大八木規夫・鈴木宏芳(1974): 坑 井地質にみる関東平野の基盤, 地質ニュース, 234, 8-17.
- 福田 理・垣見俊弘・河内英幸・高木慎一郎・田中信一 (1976):川崎地区水位水質観測井について(その1坑井 編①),地質ニュース,259,1-14.
- 福田 理・永田松三・鈴木宏芳(1988):関東平野の地下 地質と地層流体,地質学論集,31,5-40.
- 長谷川功(1988):地震探査から見た関東平野の基盤構
   造,地質学論集,31,41-56.
- 14) 長谷川四郎・秋元和実・北里 洋・的場保望(1989):底 生有孔虫にもとづく日本の後期新生代古水深指標,地質 学論集,32,241-253.
- 15) 樋口 雄(1964):千葉県ガス田地域における微化石層位
   学的研究,東北大学理学部地質古生物学教室邦文報告, 61,1-48.
- 16) 樋口 雄・斉藤 浩(1965):千葉県ガス田地域西部にお ける微化石相に関する考察,石油技術協会誌,30,261-268.
- 17) 星野一男・渡辺浩平・八田敏行・釜井俊孝(1992):東京 湾岸地域の深部軟岩層の地質・物性断面,第24回岩盤力 学に関するシンポジウム講演論文集,479-433.
- 18)池田隆司・塚原弘昭(1987):関東・東海地域における水 圧破壊法による地殻応力の測定一茨城県石下町,山梨県 芦川村一,地震予知連絡会会報,37,179-183.
- 19) 石井基裕(1962):関東平野の基盤,石油技術協会誌, 27, 615-640.
- 石和田靖章・樋口 雄・菊池良樹(1962):南関東ガス田の微化石層序,石油技術協会誌,27,68-77.
- 21) 石和田靖章·三梨 昻(1965):大佐和層序試錐,地質

ニュース, 133, 2-4.

- 22) 蟹江康光・岡田尚武・笹原由紀・田中浩紀(1991):三浦・ 房総半島新第三紀三浦層群の石灰質ナノ化石年代および 対比,地質学雑誌,97,135-155.
- 23) 笠原敬司・鈴木宏芳・高橋 博(1976):東京西部地区基 盤調査について(2),昭和 51 年度地震学会講演予稿集,2, 139.
- 24)加藤 茂(1984):東京湾におけるマルチチャンネル反射 法音波探査,水路部研究報告, 19, 1-57.
- 25)河井興三(1961):南関東ガス田地帯についての鉱床地質 学的研究,石油技術協会誌,26,212-266.
- 26)川島真一・遠藤 毅(1972):武蔵野台地北部の深層地質 について,昭和47年度東京都土木技術研究所年報,101-115.
- 27) 川島真一・河合将文(1980):武蔵村山市付近の地下地質, 昭和 55 年度東京都土木技術研究所年報, 225-234.
- 28) 川島真一・河合将文・遠藤 毅・石井 求(1984):八王 子市付近の水文地質,昭和 59 年度東京都土木技術研究所 年報, 261-270.
- 29) 川島真一・河合将文・遠藤 毅・石井 求(1985):瑞穂 町付近の水文地質,昭和 60 年度東京都土木技術研究所年 報, 275-283.
- 30) 川島真一・河合将文・遠藤 毅・石井 求(1990): 武蔵 野台地西部の水文地質,平成2年度東京都土木技術研究 所年報,249-258.
- 31) 城戸秀夫(1964):埼玉県松伏 SK-1 号井の地質及び関東 中部の一地質断面について、石油技術協会誌、29, 191.
- 32) 菊地隆男・楡井 久・楠田 隆(1988):上総・下総両層 群の層序に関する2・3の問題,地質学論集,30,51-65.
- 33) 菊池良樹(1962): 横浜市保土ヶ谷地区の地下微化石層 序,石油技術協会誌, 27, 192-197.
- 34) 菊池良樹(1963): 房総半島における上総層群の微化石層 序,石油技術協会誌, 28, 120-125.
- 35) 菊池良樹(1964):南関東の新第三系および第四系の微化 石層位学的研究,東北大学理学部地質古生物学教室邦文 報告,59,1-36.
- 36) 纐纈一起(1993):基盤構造の探査,地震2,46,351-370.
- 37) Koketu, K. and S. Higashi (1992): Three-dimensional topography of the sediment/base ment interface in the Tokyo metropolitan area, central Japan, Bull. Seismo. Soc. Am., 82, 2328–2349.
- Martini, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplanktonic zonation, in Farinacci, A. (Ed.). Proc. 2nd int. conf. planktonic microfossils, Roma, 2, 739–785.
- 39) 三梨 昻・菊地隆男・鈴木尉元・平山次郎・中嶋輝充・ 岡 重文・小玉喜三郎・堀口万吉・桂島 茂・宮下美知 夫・矢崎清貫・影山邦夫・那須紀幸・加賀美英雄・本座 英一・木村政昭・楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦 雄・遠藤 毅・川島真一・青木 滋(1979):特殊地域図 (20)、東京湾とその周辺地域の地質、一10万分の1一、同 説明書、地質調査所.

- 40) 三梨 昻・山内靖喜(1988): 上総層群の堆積盆の形成機構, 地質学論集, 30, 67-75.
- 41) 宮下 治(1986):多摩丘陵地域における上総層群の花粉
   群集,地質学雑誌,92,517-524.
- 42) 楡井 久・樋口茂生・原 雄・石井 晧・白井常之・古 野邦雄・真鍋健一・立石雅昭(1972):船橋市地域の地下 地質と地盤沈下観測井,千葉県公害研究所研究報告,1, 47-74.
- 43) 楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄(1975):東京湾 東岸地下における上総層群中の不整合現象について、地 質学雑誌,81,559-565.
- 44) Oda, M. (1977): Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the late Cenozoic sedimentary sequence, central Japan, Tohoku Univ. Sci. Rep., 2nd Ser. (Geol.), No. 1. 1-72.
- 45) 岡 重文・菊地隆男・桂島 茂(1984):東京西南部地域 の地質,地域地質研究報告(5万分の1図幅),148pp.,地 質調査所.
- 46) Okada, H. and Bukry, D. (1980): Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccolith biostratigraphic zonation, Marine Micropaleontology, 5, 321-325.
- 47) 大西郁夫(1969): 房総半島・上総層群の花粉フロラ,地 球科学, 23, 236-242.
- 48) 埼玉県(1992): 大規模地震被害想定調查報告書.
- 49) 瀬尾和大・小林啓美(1980):人工地震による首都圏南西 部の地下深部探査-夢の島-江ノ島測線の地下構造-, 地震 2, 33, 23-36.
- 50) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・一ノ瀬洋一 郎・瀬尾和大・山崎謙介・大保直人・山本喜俊・小口雄 康・長能正武(1976 a):東京の基盤構造,地震研究所彙 報,51,1-11.
- 51) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大・山崎謙介(1976 b):東京の基盤構造その2,地震研究所彙報,51,45-61.
- 52) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・ 黒羽公明(1978 a):東京の基盤構造その3,地震研究所 彙報,53,305-318.
- 53) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・大保直人・ 星野 務・長能正武(1978 b):東京の基盤構造その4,地 震研究所彙報,53,1245-1255.
- 54) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大(1981):東京 の基盤構造その5,地震研究所彙報,56,265-276.
- 55) 清水恵助(1984):東京港地区における自然地盤ならびに 埋立地盤の地質工学的研究,東京工業大学博士論文, 240pp.
- 56) 新藤静夫(1967):武蔵野台地の地下地質,地学雑誌,78, 449-470.
- 57) 須藤能光(1967):日本における油田・ガス田塩水の地球 化学的研究,石油技術協会誌, 32, 286-296.
- 58) 杉崎隆一・吉本泰介・加藤喜久雄・杉浦 孜(1963):南 関東ガス田の地球化学的考察,とくにガス成分と鉱床の 存在状態との関連について,地質学雑誌,69,67-81.

- 59) 鈴木宏芳(1991):関東平野南西部の浅発地震活動と地殻 構造,地震学会講演予行集,2,17.
- 60) 鈴木宏芳(1994):関東平野の中深度ボーリングと地質構 造(予報),日本地質学会第101年学術大会講演要旨,50.
- 61) 鈴木宏芳・池田隆司・御小柴正・木下繁夫・佐藤春夫・ 高橋 博(1981):関東・東海地域における孔井検層資料 集,防災科学技術研究資料,65,1-162.
- 62) 鈴木宏芳・高橋 博・福田 理(1983):下総深層地殻活 動観測井の作井と坑井地質,国立防災科学技術センター 研究速報,48,1-61.
- 63) 鈴木宏芳・高橋 博(1985):府中地殻活動観測井の作井 と坑井地質,国立防災科学技術センター研究速報,64,1-84.
- 64) 鈴木宏芳・広部良輔・渡辺 健(1993):人工地震による 神奈川県東部地域の地下構造調査,防災科学技術研究所 研究報告, 51, 23-40.
- 65) 首都圏基盤構造研究グループ(1989):夢の鳥人工地震実 験資料集,277pp.
- 66)高橋 博(1982):深層観測によって明らかにされた関東 地方の微小地震活動の特性について、国立防災科学技術 センター研究報告,28,1-104.
- 67) 高橋 博・福田 理・鈴木宏芳・田中耕平(1983):岩槻 深層地殻活動観測井の作井と坑井地質,国立防災科学技 術センター研究速報,47,1-113.
- 68) 高野繁昭(1994):多摩丘陵の下部更新統上総層群の層 序,地質学雑誌, 100, 675-691.
- 69)帝国石油(1974):国土地理院地殻活動観測井掘削報告 書.
- 70)帝国石油(1992):防災科研地殻活動観測井さく井工事報 告書,建設省関東地方建設局東京第二営繕工事事務所.
- 71) 東京都港湾局(1972):東京港地盤図(1)-地質地盤図編-.

- 72) 東京都港湾局(1995):東京臨海副都心区域付近の地下地 質, 175pp.
- 73) 塚原弘昭・池田隆司(1986):関東・東海地域における水 圧破壊法による地殻応力の推定一茨城県鹿島郡波崎町, 千葉県安房郡千倉町一,地震予知連絡会会報,35,193-196.
- 74)塚原弘昭・池田隆司(1987):水圧破壊法による地殻応力 測定一山梨県都留市・茨城県筑波での測定一,地震学会 講演予稿集,2,107.
- 75) 塚原弘昭・池田隆司・高橋 博(1983):水圧破壊法による地殻応力測定一山梨県都留市および茨城県筑波での測定一,地震学会予稿集,2,107.
- 76) 鶴田均二(1965):関東北部における中新統中の不整合と 天然ガス徴候,石油学会誌, 8, 102-105.
- 77) 矢島敏彦・吉田 尚・鈴木尉元・楡井 久(1986):関東 平野の先新第三系基盤,日本の地質3,関東地方,76-78, 共立出版.
- 78)山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翆川三郎(1986):人 工地震による首都圏南西部の地下深部探査(2)-黒川一岡 津測線および長津田測線の地下構造-,地震 2,39,607 620.
- 79)山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翆川三郎・嶋 悦三・ 柳沢馬住(1988):人工地震による首都圏南西部の地下深 部探査(3)-1983, 1984 年度に実施された人工地震のデー タの総合的解析-,地震2,41,527-539.
- 80)山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲(1991):人工地震による首都圏南西部の地下深部探査(4)一横浜市舞岡発破および大黒発破による人工地震波の解析一,地震2,44,9-20.
- 密間信作・柳沢馬住・嶋 悦三(1985):千葉県中部の地 下構造(2)ー簡単な走時計算法とその適用一,地震学会講 演予稿集,2,150.

(原稿受理:1995年9月14日)