

関東平野の地下地質構造

鈴木宏芳*

Underground Geological Structure beneath the Kanto Plain, Japan

Hiroyoshi SUZUKI

Special Researcher

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan

Abstract

Underground geological structure beneath the Kanto plain was studied by the analysis of many boring, logging and geophysical data, and depth and thickness distribution of the pre-Neogene, Neogene and Quaternary strata were cleared up.

The pre-Neogene basements have large ups and downs, and their upper interface depths are estimated more than 4,000 meters beneath the Boso peninsula, 3,500 meters beneath the eastern Kanagawa prefecture and middle Tone river basin, and 2,500 meters beneath the coastal area of Kashimanada.

Miura Group and its equivalents (Miocene to early Pliocene) were deposited on the pre-Neogene basements. The thicknesses are estimated more than 3,000 meters beneath the middle Boso peninsula, eastern Kanagawa prefecture and middle Tone river basin and 2,000 meters beneath the coastal area of Kashimanada. These strata do not exist beneath the middle to eastern area of Ibaraki prefecture and northern area of Chiba prefecture.

Kazusa Group and its equivalents (late Pliocene to early Pleistocene) were deposited on the Miura Group and its equivalents or pre-Neogene basements directly and were distributed in the whole area of the Kanto plain. The maximum thicknesses are estimated more than 2,000 meters beneath the northern Boso peninsula and northern Tokyo bay.

Shimosa Group and its equivalents (late Pleistocene) were deposited on Kazusa Group and its equivalents and were distributed central part of the Kanto plain and the lower basin of Sagami river. The maximum thickness is estimated more than 400 meters at the northern Tokyo bay and its neighborhoods. The middle part of the depositional basin moved from south to north during Neogene and Quaternary Periods.

Changes of depositional environments after Miocene in the Kanto plain are explained by the global sea level changes and crustal movements, which were caused by extension of the Japan sea and subduction of the Philippine sea plate.

Key words : Kanto plain, Basement structure, Underground geological structure, Boring data, Geophysical prospecting data

1. はじめに

関東平野は日本のほぼ中央に位置し、東西、南北がそれぞれ約 100km の広さを有する日本最大の平野であり、本地域は西南日本と東北日本の接点として、平野の成因を含めて地質学的な関心の高い地域である。また、テクニクスの面からは、本地域で陸側プレートの下にフィ

リピン海、太平洋の両プレートが沈み込むという複雑な相互運動を行っており、それがこの地域の活発な地震活動や構造運動をもたらししていると考えられ、それらを引き起こすメカニズムや活断層の研究が重要な課題となっている。一方、防災の観点からは、関東平野を覆う厚い軟弱な堆積層の存在が、地震時の強震動の発生や液状化

* 独立行政法人 防災科学技術研究所 主席研究員

等の地盤災害の原因となっていることや地盤沈下などの原因と考えられ、堆積層の物性、厚さ、広がり等の解明が重要な研究課題となっている。

このような種々の課題を解明するためには、関東平野の地下の地質や物性の構造を明らかにすることが最も基礎的な研究の一つである。関東平野は日本の政治、経済活動の中心地であるという社会的な重要性や、上述の様な観点から地下構造の研究には多くの努力が注がれており、他の平野に比べればかなり研究が進んでいる。しかし、その広大さのために、まだまだ未知の部分が多いのが実状である。

筆者らは、首都圏地域の地震活動の観測研究を多年にわたり進めてきたが、その過程で深層地震観測井の掘削や地下構造探査を数多く実施し、これらのデータを用いた地下構造の解明も行ってきた。本論文は筆者がこれまでにに行った地下構造に関する研究を取りまとめ、次の段階に進むための一助となることを目的として、現段階での知見を総括したものである。

2. 研究の経緯

関東平野の深部構造の本格的な研究は、1950 年代に地下資源開発を目的として始められた。河井（1961）は天然ガス田の鉱床地質学的見地から地質構造の解析を行い、また、石井（1962）は物理探査データなどを基に先新第三系基盤の深度分布を提案し、最深 3,000m を超える深度を推定した。その後、層序試錐や天然ガス開発、地盤沈下観測井の掘削等によって、平野中央部では基盤深度が実際に 3,000m を超すことが確認された（福田, 1962; 福田ほか, 1974; 垣見ほか, 1973）。1970 年代には地震観測を目的として、国立防災科学技術センター（現防災科学技術研究所）により 3 本の 3,000m 級深層観測井が掘削され、多種の物理検層が実施された結果、地下深部までの物性が明らかになった（高橋ほか, 1983; 鈴木ほか, 1983; 鈴木・高橋, 1985）。

物理探査に関しては、1960 年代から重力探査や地震探査が行われてきた（畠山, 1964）が、本格的に行われるようになったのは 1970 年代からで、重力探査に基づくブーゲー異常分布による基盤深度の推定（駒沢・長谷川, 1988）や、屈折法地震探査による基盤深度分布（首都圏基盤構造研究グループ, 1989; 瀬戸, 1995）が提案された。1980 年代になると反射法地震探査が深部地下構造調査に用いられるようになり、東京湾（加藤, 1984）や平野中央部（笠原ほか, 1994）で実施されて成果をあげた。また地質構造のよくわかった観測井近傍で反射法探査を行うことにより、反射構造と地質構造との関連が明らかになり、反射法探査の解析精度向上とボーリングデータの効率的な活用が進められた（例えば、山水ほか, 1993; 1995）。

1990 年代からは、防災科学技術研究所により、首都圏地域の地震観測能力の向上のため、首都圏周辺で 3,000m 級及び 2,000m 級の観測井が合わせて 15 本掘削され（鈴木・小村, 1999）、より詳細な基盤深度分布が提案される

（鈴木, 1998）等、地下のデータの蓄積が進む一方、反射法地震探査を用いた活断層の調査や平野深部の構造調査等の、地震防災を目的とした調査研究が各研究機関や地方自治体によって積極的に行われるなど、関東平野の地下構造の調査研究は着実に進んでいる（文部科学省, 2001 など）。

3. 関東平野の地形及び地質の概略

関東平野は西側を関東山地、北側を足尾山地及び筑波山地、南側は嶺岡山地及び葉山丘陵に囲まれ、東側は太平洋に面している。

関東平野の地質区分を図 1 に示す（杉山ほか, 1997）。関東平野を取り囲む山地や丘陵は、主として先新第三系の地層で形成されている。関東平野は沈降した先新第三系基盤の上に、新第三系及び第四系が厚く堆積して形成された。房総半島中部や三浦半島では、中新統、鮮新統及び下部更新統が標高 100 ないし 300m に丘陵状に分布する。関東山地、足尾山地、筑波山地の縁辺部にも中新統ないし下部更新統が分布している。また、多摩丘陵、狭山丘陵や横浜南部地域にも鮮新統ないし下部更新統が丘陵状に分布している。それに対して、平野中央部は標高 50 ないし 20m 程度の台地と、これらの台地を開析する利根川、荒川、多摩川等の河川の流路に形成された低地に大別される。台地を形成する地層は、下総層群や下末吉層等の中～上部更新統と武蔵野ローム層、立川ローム層等からなる。また低地には沖積層が堆積している。その標高は関東平野の中央部である埼玉県有加須市付近で 10m 前後である。

このように、関東平野は周辺部から中央部に向かって標高が低下するとともに、堆積物の年代も新しくなるという盆地状の構造を呈しており、矢部・青木（1927）はこのような構造を「関東構造盆地」と称した。盆地を形成する造構運動は現在も進行していると考えられている。関東構造盆地の成因は、大局的には先新第三系基盤の変動（沈降及び隆起運動）及び海水面変動によってもたらされたものと考えられている。

4. 解析に用いたデータ

本研究で解析に用いたデータ類は、ボーリング資料（地質試料、物理検層資料及びコア・カッティングス試験資料など）、物理探査資料（屈折法地震探査、反射法地震探査、重力探査など）等である。これらは筆者らが行ったものを含めて、さまざまな調査研究機関や民間会社等によって行われ、その成果に関しては、詳細な内容が公表されているもの、概要のみのもの、未公表あるいは非公開のもの等とさまざまである。そのため、使用に当たっては、詳細な内容が公表されている資料についてはその結果を用い、概要のみのものや未公表資料は、原資料に当たるなどしてデータの信頼性、確実さなどを判断した。公表された資料についても、その後の研究で結果を変更した方が良いと考えられるデータは、筆者が変更したものもある。以下に用いたデータの種類、位置、

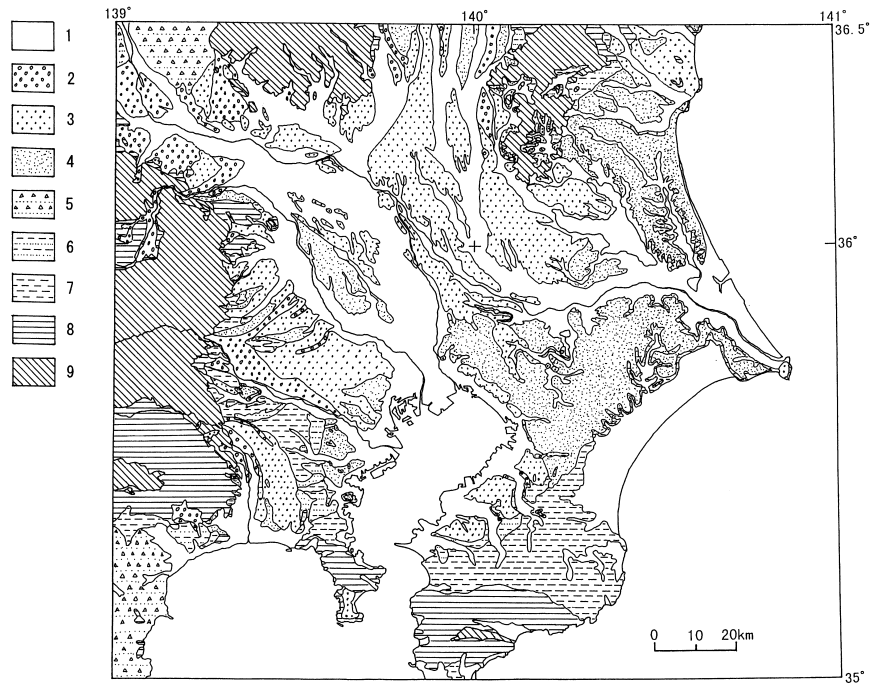


図1 関東平野及び周辺地域の地質区分 (杉山ほか, 1997 をもとに作成)

1: 完新統, 2: 立川段丘堆積物及び相当層, 3: 武蔵野段丘堆積物及び相当層, 4: 下末吉段丘堆積物及び相当層, 5: 第四紀火山岩類, 6: 中部更新統 (下総層群及び相当層), 7: 上部鮮新統～下部更新統 (上総層群及び相当層), 8: 中新統～下部鮮新統, 9: 先新第三系

Fig. 1 Geology of the Kanto plain and adjacent area (compiled from Sugiyama *et al.*, 1997)

1: Holocene, 2: Tachikawa terrace deposits and thier equivalents, 3: Musashino terrace deposits and their equivalents, 4: Shimosueyoshi terrace deposits and their equivalents, 5: Quaternary volcanic rocks, 6: Middle Pleistocene (Shimosa Group and its equivalents), 7: Lower Pleistocene to upper Pliocene (Kazusa Group and its equivalents), 8: Miocene to lower Pliocene (Miura Group and its equivalents), 9: Pre-Neogene.

文献等を説明する.

(1) ボーリング資料

関東平野では, 1950 年代から天然ガスの調査や採取のためのボーリングが数多く行われ, また, 1970 年以降は地震観測, 地盤沈下観測, 地殻応力測定等を目的とした調査観測井の掘削も多数実施された. これらのうち, 初期のものは詳細な結果が公表されているものは少なく, 地質や物性の判断に有効な物理検層も, 電気検層や SP 検層のみというものが多く, それに対して, 調査観測井では詳細な地質観察を行い, 検層も電気, SP 以外に, 音波, 密度, 温度, γ -ray 等の基礎的な項目を実施しており, 調査結果の公表も生データを含めて行われているものが多い (例えば, 鈴木ほか, 1981; 鈴木, 1996; 鈴木・小村, 1999 など). 最近は民間企業や地方自治体等による深度 1,000m を超えるような温泉井の掘削もかなり行われているが, それらのデータは一部を除き非公開のものが多い. 本研究では基盤を含めた深部構造に重点を置いているため, 用いたボーリングデータは, 基盤に達したのか, あるいは基盤には到達していないが, 深部構造を調べるために重要なものを重点的に選択している. 図2に用いたボーリング孔の位置を, 表1にボーリング

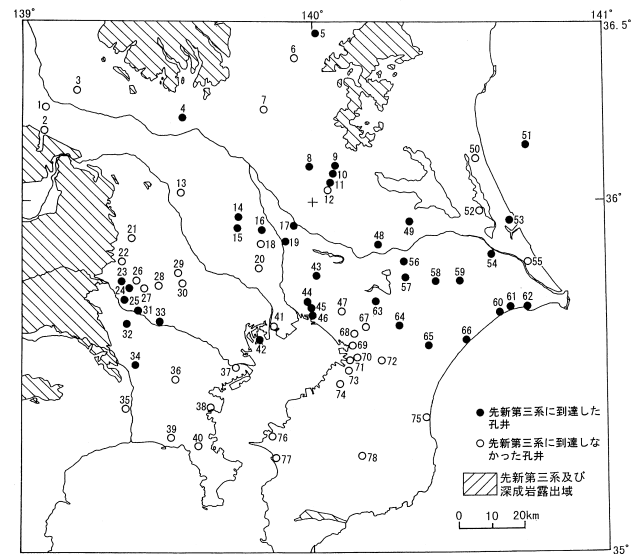


図2 解析に用いた孔井の位置図. 番号は表1の番号に対応する.

Fig. 2 Location map of the referred boring wells. Numbers in the figure correspond to these of the Table 1.

表 1 孔井一覧。孔井番号は図 2 の番号と対応する。

Table 1 List of the referred wells. Numbers of the wells correspond to the numbers of Fig. 2.

番号	孔 井 名	孔口標高 (m)	掘留深度 (m)	先新第三系 上面深度 (m)	三浦層群相当層 基底深度 (m)	上総層群相当層 基底深度 (m)	下総層群相当層 基底深度 (m)	参 考 文 献
1	藤岡GS-1	71	2933	達せず	達せず	524	209	福田(1964)
2	神川町	105	1300	達せず	達せず	不明	不明	(株)ドリコ(私信)
3	伊勢崎観測井	57	1983	達せず	達せず	467	不明	鈴木・小村(1999)
4	館林観測井	20	1215	576	576	389	130	鈴木・小村(1999)
5	真岡市温泉井	不明	1536*	1515*	1515*	不明	不明	(株)東京地質(私信)
6	真岡観測井	68	1670	達せず	達せず	575	57	鈴木・小村(1999)
7	結城R-2	35	1388	達せず	達せず	320	不明	鶴田(1965)
8	石下観測井	16	887	502	欠	502	不明	池田・塚原(1987)
9	防災つくば観測井	25	575	385	欠	385	不明	塚原・他(1983)
10	地理院つくば観測井	25	790	462	欠	462	36	帝国石油(1974)
11	応用地質実験井	25	1325	597	欠	597	不明	三本・他(2000)
12	土浦ST-1	9	491	達せず	不明	達せず	45	帝国石油(1974)
13	北本解脱会温泉井	23	977	達せず	達せず	207	不明	福田・他(1988)
14	春日部GS-1	5	3098	3067	3058	1036	206	福田(1962)
15	岩槻地殻活動観測井	9	3501	2888	2888	1030	226	高橋・他(1983)
16	松伏SK-1	5	2001	1595	1595?	995?	350	城戸(1964)
17	野田R-1	8	1123	1029	欠	1029	232	福田・他(1974)
18	草加R-2	3	1583	達せず	達せず	1207	202	福田・他(1988)
19	流山NK-1	3	1522	1479	1479	1247	186	福田・他(1988)
20	草加R-1	2	1798	達せず	達せず	1308	528	河井(1961)
21	日高観測井	51	1782	達せず	達せず	409	59	鈴木・小村(1999)
22	飯能温泉井	80	920	達せず	達せず	不明	不明	中里(1992)
23	瑞穂試錐	142	260	228	欠	228	-138	川島・他(1985)
24	武蔵村山試錐	124	579	537	欠	537	不明	川島・川合(1980)
25	昭島試錐	119	302	269	269	259	不明	川島・他(1990)
26	武蔵村山温泉井	130	1370	達せず	達せず	510?	不明	中山・他(2000)
27	東大和試錐	97	605	達せず	達せず	達せず	-17	川島・川合(1977)
28	東村山試錐	64	643	達せず	達せず	達せず	-17	川島・川合(1983)
29	所沢観測井	21	2013	達せず	達せず	974	45	鈴木・小村(1999)
30	東久留米試錐	40	969	達せず	達せず	達せず	129?	川島・遠藤(1972)
31	立川試錐	75	929	896	896?	792	-66	遠藤・他(1978)
32	八王子試錐	109	592	572	欠	572	-100	川島・他(1984)
33	府中地殻活動観測井	45	2738	1977	1977	1449	欠	鈴木・高橋(1985)
34	相模原温泉井	104	1396	1351	1351	141	-61	小沢・他(1999)
35	厚木観測井	13	1824	達せず	達せず	欠	127	鈴木・小村(1999)
36	横浜観測井	62	1983	達せず	達せず	1308	-42	鈴木・小村(1999)
37	川崎GS試錐	3	1013	達せず	達せず	698	不明	福田・他(1976)
38	磯子R-4	3	1407	達せず	達せず	1051	不明	菊池(1964)
39	藤沢温泉井	9	1194	達せず	達せず	欠	欠	小沢・他(1999)
40	逗子温泉井	32	1568	達せず	達せず	欠	欠	小沢・他(1999)
41	江戸川ER-10	3	2049	達せず	達せず	1689	289	河井(1961)
42	江東地殻活動観測井	7	3023	2572	2572	1670	108?	鈴木(1996)
43	下総地殻活動観測井	23	2307	1491	1491	1266	354	鈴木・他(1983)
44	船橋FR-18	7	2100	2064	2064	1870	473	福田・他(1974)
45	船橋地盤沈下観測井	3	2143	2136	2136	1917	451	楢井・他(1972)
46	船橋温泉井	不明	2380*	2370*	2370*	不明	不明	富士ボート(私信)
47	八千代台R-1	27	1676	達せず	達せず	達せず	423	石和田・他(1962)
48	新利根R-1	3	836	810	欠	810	137	石井(1962)
49	江戸崎観測井	2	1232	663	欠	663	121	鈴木・小村(1999)
50	大洋観測井	40	1192	達せず	達せず	361	25	鈴木・小村(1999)
51	鹿島灘構造試錐	-38	2159	1605	1605	470?	不明	米谷・他(1981)
52	潮来温泉井	33	1667	達せず	達せず	不明	不明	日鉱探開(私信)
53	鹿島KT-1	5	905	882	882	565	不明	石井(1962)
54	小見川R-1	1	662	658	欠	658	50	石井(1962)
55	波崎観測井	4	801	達せず	達せず	441	41	塚原・池田(1986)
56	成田観測井	12	1324	860	欠	860	158	鈴木・小村(1999)
57	成田R-1	7	1046	1011	欠	1011	143	石井(1962)
58	菱田R-1	41	908	897	欠	897	不明	菊池(1963)
59	多古R-1	7	819	818	欠	818	8	石井(1962)
60	旭R-2	4	736	733	欠	733	不明	河井(1961)
61	旭R-1	6	560	545	欠	545	不明	河井(1961)
62	飯岡R-1	5	396	395	欠	395	不明	石和田・他(1962)
63	佐倉R-1	3	1519	1507	欠	1507	267	菊池(1964)
64	八街R-2	46	1949	1943	1943	1846	224	河井(1961)
65	成東R-2	7	1999	1993	1993	1899	不明	石和田・他(1962)
66	蓮沼TR-1	1	1444	1429?	1429?	1359	不明	河井(1961)
67	四街道R-1	不明	2000*	達せず	達せず	達せず	460*	菊池(1963)
68	千葉P-1	37	1924	達せず	達せず	達せず	463	樋口・斉藤(1965)
69	千葉FR-10	不明	2000*	達せず	達せず	達せず	250*	楢井・他(1975)
70	千葉HA-10	不明	1980*	達せず	達せず	達せず	290*	楢井・他(1975)
71	千葉MITI-2000	不明	2000*	達せず	達せず	達せず	290*	楢井・他(1975)
72	千葉観測井	65	1976	達せず	達せず	達せず	95	鈴木・小村(1999)
73	八幡K-6	不明	2000*	達せず	達せず	達せず	不明	石和田・他(1962)
74	五井R-1	不明	1305*	達せず	達せず	達せず	300*	河井(1961)
75	鷺OT-1	不明	1926*	達せず	達せず	達せず	欠	樋口(1964)
76	富津観測井	4	2037	達せず	達せず	816	44	鈴木・小村(1999)
77	大佐和GS-1	11	2541	達せず	1467	279	欠	石和田・三梨(1965)
78	市原観測井	92	1942	達せず	達せず	1556	欠	鈴木・小村(1999)

注 1 : 深度はすべて海水面を 0m としたときの値で示す (表示は、孔口標高以外は一は海水面よりも高いことを示す。孔口標高はその逆)

注 2 : * は掘削地点の標高が不明なものを示す。

注 3 : ? は深度に疑問のあるもの、不明は原著に記載のないもの、欠は当該地層が欠如していることを示す。

孔の一覧を示す。

図2からわかるように、本地域の深層ボーリングのうち、先新第三系基盤に到達したものは埼玉県東部、千葉県北部、茨城県南部、東京都西部などに集中しており、その他の地域ではごく少ない。特に房総半島、神奈川県東部、利根川中流域など基盤深度が深いと考えられる地域に分布していないことが、これら地域の調査結果の信頼性に大きな影響を与えている。図3.1～図3.4に防災科学技術研究所で掘削した2,000m級観測井のうち、基盤層に到達したもの3本（江戸崎、成田、館林）及び基盤層に達していないもの1本（大洋）の地質柱状図及び検層結果を示す。観測井の位置等については図2及び表1

を参照されたい。なお、これら観測井の詳細については、それぞれ、表1に示す文献に記載されている。

今回用いたボーリング孔の地質試料の多くはカッティングス（掘屑）で、コア試料は数百メートル毎の採取という例が多い。カッティングスの観察だけでは新第三系以降の地質境界を正確に求めることは困難な場合が多い。そのため、物理検層が実施されているものについては、それらの結果も加えて総合的に判断する必要がある。このようなことが原因で、既存の論文等で示されている上総層群や下総層群の基底深度もかなりの誤差を含んでいる可能性がある。新第三紀以降の地層区分の確かさを増すためには、最近では石灰質ナノプランクトンなどの微化石を用いた生層序区分が有効とされている。筆者らも3,000m級、2,000m級観測井の地質試料の石灰

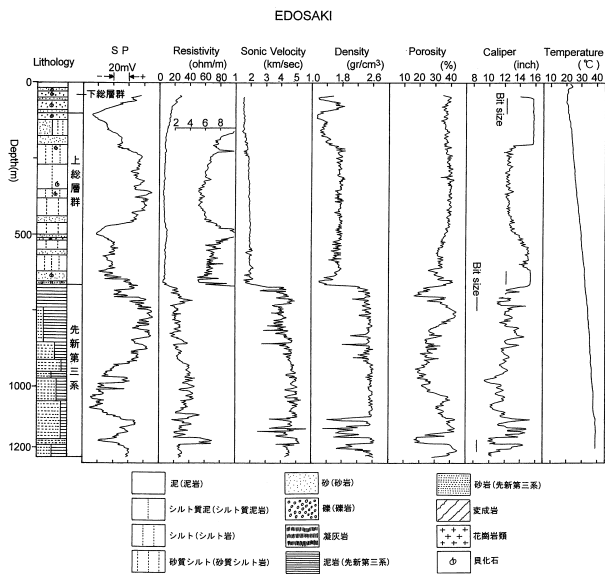


図3.1 江戸崎観測井の地質柱状図及び検層図

Fig. 3.1 Geological columnar section and logging section of the Edosaki observation well. Legends are the same as Fig. 3.1.

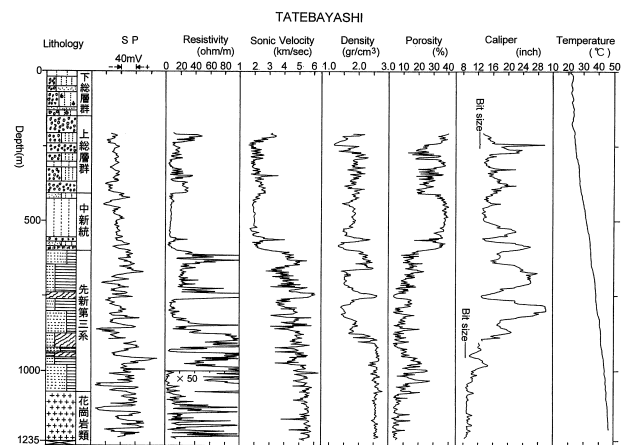


図3.3 館林観測井の地質柱状図及び検層図。凡例は図3.1に同じ。

Fig. 3.3 Geological columnar section and logging section of the Tatebayashi observation well. Legends are the same as Fig. 3.1.

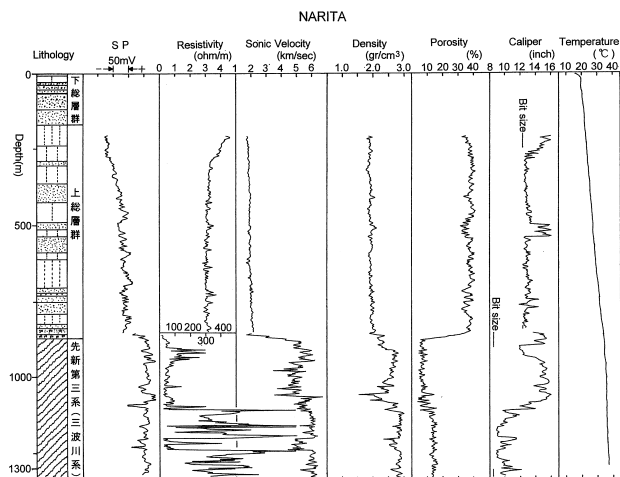


図3.2 成田観測井の地質柱状図及び検層図。凡例は図3.1に同じ。

Fig. 3.2 Geological columnar section and logging section of the Narita observation well. Legends are the same as Fig. 3.1.

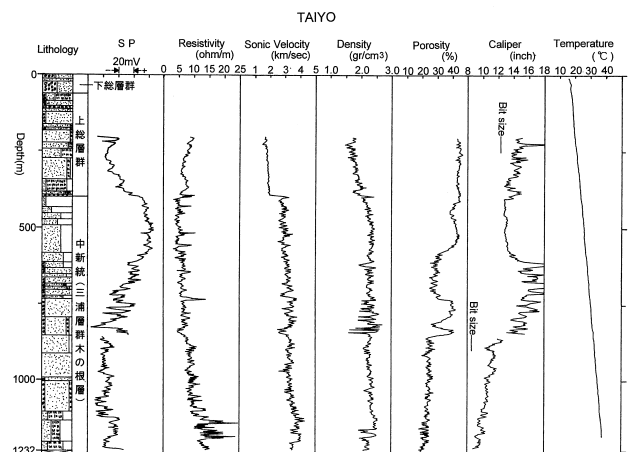


図3.4 大洋観測井の地質柱状図及び検層図。凡例は図3.1に同じ。

Fig. 3.4 Geological columnar section and logging section of the Taiyo observation well. Legends are the same as Fig. 3.1.

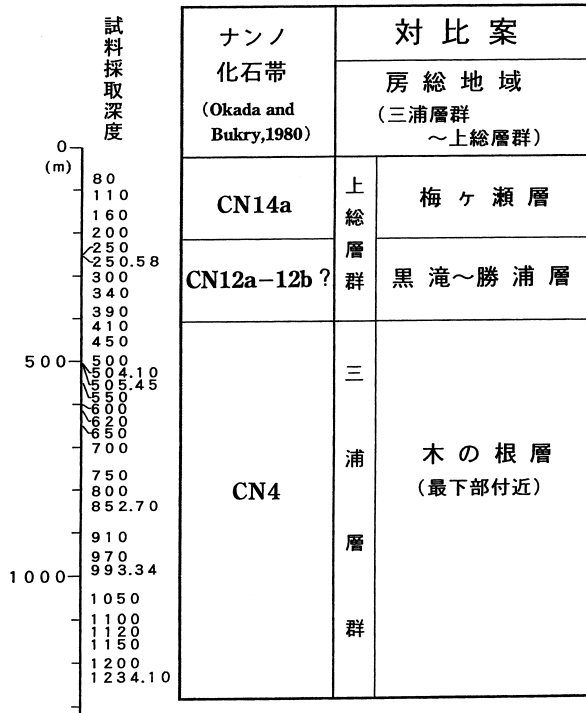


図 4 大洋観測井の石灰質ナンノ化石分析結果

Fig. 4 Results of calcareous nannoplanktonic analysis of the Taiyo observation well.

質ナンノプランクトン化石、浮遊性有孔虫化石分析を試みている。その結果は別途公表する予定である（鈴木・堀内，2002）が，ここではその 1 例として，大洋観測井の石灰質ナンノプランクトン化石分析結果を図 4 に示す。図 4 によれば上総層群と三浦層群の境界は深度 400m 付近に存在することがわかり，図 3.4 に示した地質柱状図や検層図による区分と良く一致している。

(2) 物理探査資料

関東平野で実施されている主な物理探査は，屈折法地震探査，反射法地震探査，重力探査などである。近年は地震防災を目的とした地下構造調査や活断層調査のための物理探査が多数実施されている。本研究では，それらの探査結果ですでに公表されているものをできるだけ収集し，地下構造解析のための資料とした。図 5 及び図 6 に用いた屈折法及び反射法地震探査測線を示す。

地震探査結果から地質構造を求めるには，地震波速度断面や反射断面から地質構造への変換が必要になる。すなわち，屈折法探査から得られる構造は P 波速度構造，反射法探査からは反射断面であり，これらは地質構造と 1 対 1 に対応しているものではない。図 7 は 3,000m 級観測井で行った音波検層の結果と，対比される地層との関係を示したものである（鈴木，1996）が，この図からわかるように，関東平野の P 波速度と地質層序との間にはかなりよい相関がある。すなわち，上総層群の P 波速度は概ね 1.8 ～ 2.5km/sec，三浦層群では 2.5 ～ 3.3km/sec，それ以上の速度を有するものは先新第三系となる。このような関係を用いることによって，屈折波速度構造から

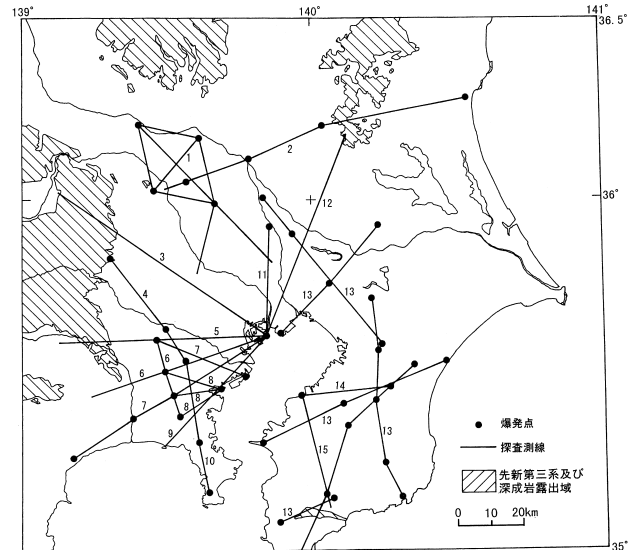


図 5 解析に用いた屈折法地震探査。引用した文献は以下の通り。

1: 埼玉県消防防災課 (1990), 2: 長谷川 (1988), 3: 嶋ほか (1978b), 4: 笠原ほか (1976), 5: 嶋ほか (1978a), 6: 山中ほか (1985), 7: 山中ほか (1988), 8: 山中ほか (1991), 9: 瀬尾・小林 (1980), 10: 鈴木ほか (1993), 11: 嶋ほか (1976), 12: 嶋ほか (1981), 13: 千葉県消防地震防災課 (私信), 14: 伊藤ほか (1987), 15: 座間ほか (1985)

Fig. 5 Location map of referred refraction seismic prospecting. References are as follows.

1: Division of fire defense and disaster prevention, Saitama prefectural office (1990), 2: Hasegawa (1988), 3: Shima *et al.* (1978b), 4: Kasahara *et al.* (1976), 5: Shima *et al.* (1978a), 6: Yamanaka *et al.* (1985), 7: Yamanaka *et al.* (1988), 8: Yamanaka *et al.* (1991), 9: Seo and Kobayashi (1980), 10: Suzuki *et al.* (1993), 11: Shima *et al.* (1976), 12: Shima *et al.* (1981), 13: Division of fire defense and earthquake disaster prevention, Chiba prefectural office (personal letter), 14: Ito *et al.* (1987), 15: Zama *et al.* (1985).

地質構造を導き出すことが可能になる。但し，このような方法では上位層に対して P 波速度のコントラストの大きな先新第三系基盤の深度はある程度精度良く求められるが，P 波速度の差が小さい新第三系や第四系などの新しい地層の境界深度に関しては，かなりの誤差を含むと考えられるので，注意深い取り扱いが必要である。図 8 は瀬田 (1995) による屈折法地震探査による基盤構造である。これは P 波速度が 5km/sec 以上の速度層の深度分布であり，概ね先新第三系基盤に相当するものと考えられる。

反射法地震探査から地質構造を推定する際も，得られた反射構造と地質構造との対比は困難なことが多い。そのような場合，地質構造が既知の深井戸を規準として，

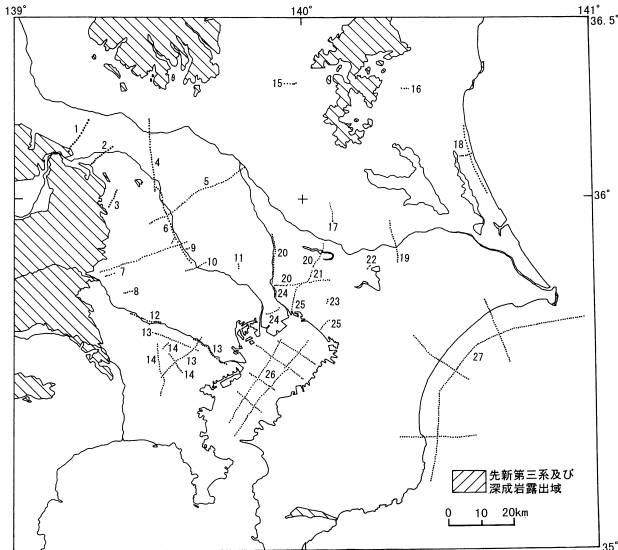


図6 解析に用いた反射法地震探査. 引用した文献は以下の通り.

1: 山口ほか (1996), 2: 山口ほか (2000), 3: 石田ほか (1993), 4: 笠原ほか (1997), 5: 笠原ほか (1993), 6: 地球科学総合研究所 (1995), 7: 笠原ほか (1994), 8: 中山ほか (2000), 9: 遠藤ほか (1997), 10: 埼玉県 (1997), 11: 中山ほか (1998), 12: 山水ほか (1995), 13: 川崎市 (2001), 14: 横浜市 (2001), 15: 山口ほか (1994), 16: 横倉ほか (1985), 17: 山口ほか (2001), 18: 利根地下技術株式会社 (1996), 19: 川崎ほか (2001), 20: 千葉県 (2001), 21: 山水ほか (1993), 22: 原子力発電技術機構 (1996), 23: 天池ほか (1992), 24: 杉山ほか (1995), 25: 千葉県 (1998), 26: 加藤 (1984), 27: 石油公団 (2000)

Fig. 6 Location map of referred reflection seismic prospecting. References are as follows.

1: Yamaguchi *et al.* (1996), 2: Yamaguchi *et al.* (2000), 3: Ishida *et al.* (1993), 4: Kasahara *et al.* (1997), 5: Kasahara *et al.* (1993), 6: JGI Inc. (1995), 7: Kasahara *et al.* (1994), 8: Nakayama *et al.* (2000), 9: Endo *et al.* (1997), 10: Saitama prefectural office (1997), 11: Nakayama *et al.* (1998), 12: Yamamizu *et al.* (1995), 13: Kawasaki city office (2001), 14: Yokohama city office (2001), 15: Yamaguchi *et al.* (1994), 16: Yokokura *et al.* (1985), 17: Yamaguchi *et al.* (2001), 18: Tone Geo Tech. Co. (1996), 19: Kawasaki *et al.* (2001), 20: Chiba prefectural office (2001), 21: Yamamizu *et al.* (1993), 22: Nuclear Power Engineering Corp. (1996), 23: Amaike *et al.* (1992), 24: Sugiyama *et al.* (1995), 25: Chiba prefectural office (1998), 26: Kato (1984), 27: Japan National Oil Corp. (2000).

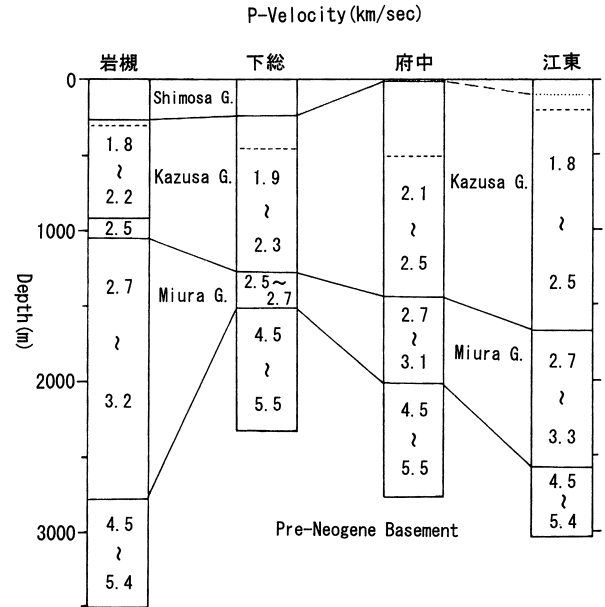


図7 深層観測井のP波速度と地層の対比

Fig. 7 Correlation between P-wave velocities and stratigraphies of the deep observation wells.

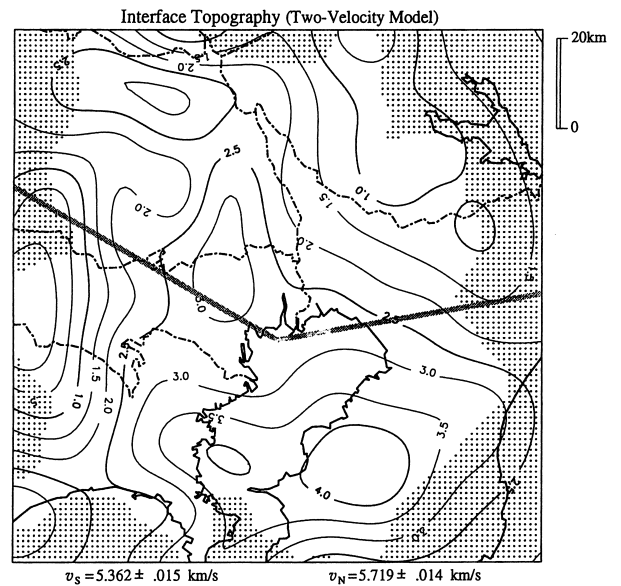


図8 屈折法地震探査による基盤深度分布 (額領, 1995). 深度コンターは0.5km毎. 基盤のP波速度は太線を境にして南北で異なっている. 基盤速度は図下に示す. 陰の部分は推定誤差の大きい領域を示す.

Fig. 8 Depth contour of the sediment/basement interface derived from refraction seismic prospecting (after Koketu, 1995). Depth contours are drawn every 0.5km. The broad line divides the basement into two segments, whose velocities are shown at the bottom. A large error for depth estimation is expressed in the areas shaded by dots.

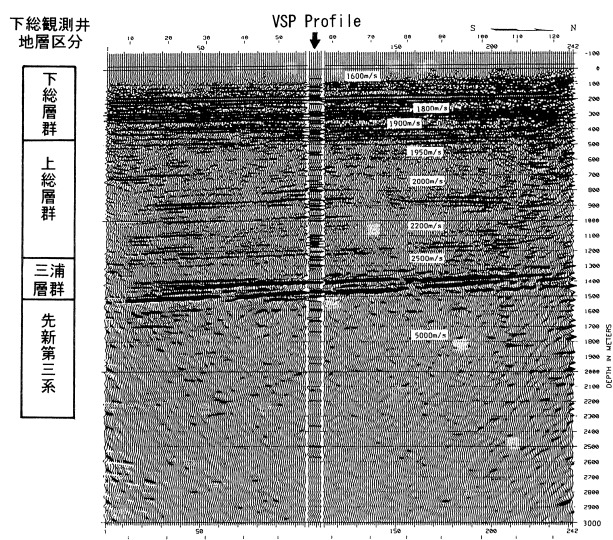


図 9 下総観測井における反射法地震探査プロファイル及び VSP プロファイルと地層の対比 (山水ほか, 1993 に加筆). 下総観測井の地質は図左に示す.

Fig. 9 Correlation between reflection seismic profile and the stratigraphy near the Shimosa observation well. The VSP profile is embedded in the center (modified from Yamamizu *et al.*, 1993). The stratigraphy of the Shimosa observation well is shown at the left.

反射断面と地質構造との関連を求めることにより、反射断面から正確な地質構造を得ることが可能になる。図 9 は下総観測井で行った VSP 探査結果と、観測井近傍での反射断面を合成したものである (山水ほか, 1993)。図からわかるように、基盤層や地質境界の反射面が特定できるため、地質構造との対比が可能となり、広域的な地質構造を正確に得ることができる。同様な方法を他の観測井でも行うことによって、関東平野における深部反射構造の特徴を把握することができ、他の反射法探査の解釈にも役立てることができる。但し、関東平野での反射法地震探査は、都市域の人工的なノイズが過大な場所で行うことが多いため、基盤層などの深部からの反射を得られない場合も多い。

関東平野の重力探査は、国立防災科学技術センター、国土地理院、地質調査所、石油開発会社等によって行われ、それらのデータを同一の規準で編集したブーゲー異常図が駒沢 (1985) によって公表されている。また、東京湾では海上保安庁水路部 (1986) が重力探査を行っている。これらのデータを用いて、駒沢・長谷川 (1988) は重力基盤深度を求めている (図 10)。この重力基盤深度は表層の密度を 2.0g/cm^3 、基盤層の密度を 2.5g/cm^3 とした時に、ブーゲー異常値から計算される基盤深度であり、概ね先新第三系基盤の深度に該当すると考えられる。関東平野全域を 2 層構造に単純化したモデルのため、地域によってはかなりの誤差を含んでいる可能性があるが、広域的な基盤構造の特徴を把握するためには有効なデータである。

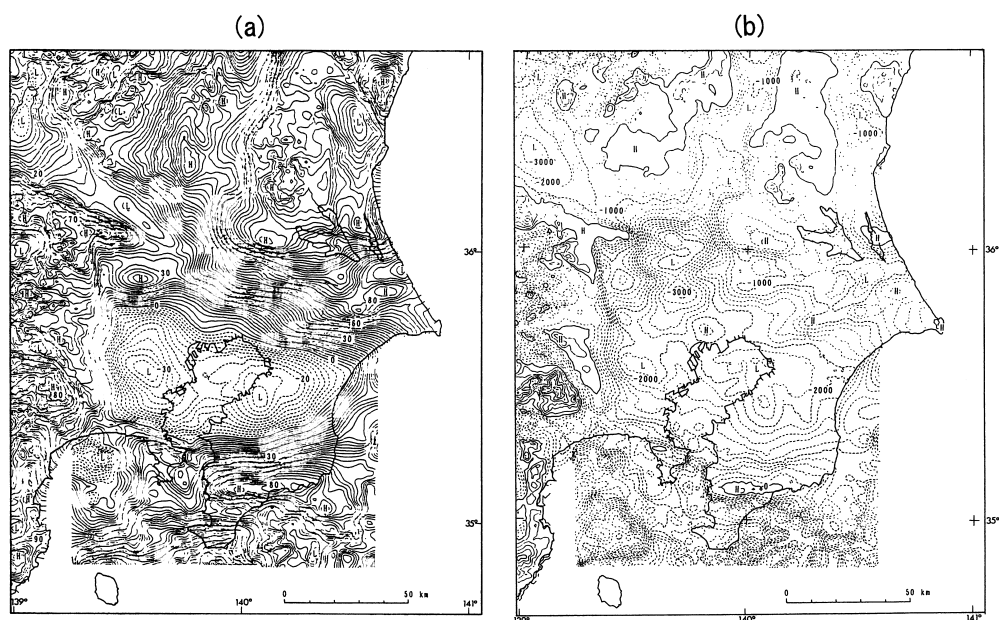


図 10 関東平野及び周辺地域の重力探査結果 (駒沢・長谷川, 1988 による)
(a) ブーゲー異常図 (mgal), (b) 重力基盤深度分布図 (m)

Fig. 10 Bouguer anomalies map and depth distribution of the gravitational basement in the Kanto plain and adjacent area (after Komazawa and Hasegawa, 1988).
(a) Bouguer anomalies map, (b) Depth distribution of the gravitational basement derived from Bouguer anomalies.

5. 地質構造

前章で示したボーリングデータや各種物理探査データを総合して、関東平野とその周辺地域の地質構造の解明を試みた。地質層序は生成年代の古いものから、先新第三系、三浦層群及び相当層（中新世～前期鮮新世）、上総層群及び相当層（後期鮮新世～前期更新世）及び下総層群及び相当層（後期更新世）に区分し、それぞれの地層の深度分布や層厚を求めた。なお、本研究で用いた新第三系、第四系の地層区分は足立ほか（1986）（表2）に従い、模式地の房総半島や三浦半島における三浦層群、上総層群、下総層群と同時代の堆積層はそれぞれ相当層として区分した。前述のように、関東平野の地下における新第三紀以降の地層の区分は、カッティングス試料や検層だけでは困難な場合も多く、表1に示されている地層の境界深度もかなりの誤差を含んでいる可能性がある。そのため、図11以下の作成に当たっては、筆者の判断によって表1の値とは異なった深度を採用している場合もある。以下に各層準毎の地質構造の特徴を述べる。

5.1 先新第三系基盤の構造

図11に先新第三系基盤の上面深度分布を示す。房総半島、利根川中流域、神奈川東部など、基盤に到達したボーリング孔のない地域については、地震探査や重力探査の結果を用いて推定した。そのため、それら地域のデータの信頼性はボーリングデータのある地域に比べて低いと考えられる。先新第三系基盤上面の起伏は、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大きな特徴である。最深部は房総半島中部で4,000m以上に達し、利根川中流域や神奈川東部でも3,500m以上になると推定される（埼玉県消防防災課，1990；神奈川県，2001）。基盤の低部は北西側から利根川中流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て神奈川東部に行き、さらに東に向きを変じて東京湾を越えて房総半島へ続くクランク状の構造を呈している。関東山地周辺部では基盤が平野側に急激に落ち込んでおり、その沈降量は山地／平野境界から5kmの間に北縁部で最大3,000m、東縁部で最大2,000mと推定される。これらの部分では構造線の存在が知られており、関東山地北縁部では中央構造線の東方延長部が（武井・小池，1977）、また、東縁では八王子構造線（Yabe and Aoki, 1926）が存在するとされ、それらの運動が基盤の急激な低下に関連していると考えられる。一方、北部の足尾山地周辺では、基盤の低下は関東山地側に比べて緩やかである。図12は利根川中流域を南南西－北北東に切った断面であるが、南側の基盤傾斜が急で、北側が緩やかな非対称の谷地形となる。その谷地形の軸部は現在の利根川のやや南側に位置している。三浦半島や房総半島でも、南から北へ向かう急激な基盤の低下が見られる。筑波山地の西縁部でもやや急な基盤の落ち込みがあり、ここには烏山－菅生沼断層（石井，1962）が存在するとされている。この断層は南へ行くに従って不明瞭になる。

表2 関東平野及び周辺地域の新第三系、第四系層序区分（足立ほか，1986）

Table 2 Stratigraphy of Neogene and Quaternary Systems in and near the Kanto plain (Adachi *et al.*, 1986).

	地質年代	Blow の区分	房総半島	三浦半島	大磯丘陵	丹沢南部	丹沢北部	甲府北部	関東山地 東縁	秩父盆地	岩殿丘陵	関東山地 北東縁	富岡 下仁田	秋本 間宿	群馬北部	栃木県 中北部	棚倉	日立 常盤
更新世	×10 ⁶ 年	N23	下総層群	相模層群	二宮層群	山北層群			豊岡礫層					麻曲山火山 噴出物		川崎層群		
		N22		上総層群			足柄層群		仏子層		物見山層							
鮮新世	1.8		上総層群					水ヶ森 火山岩類	飯能礫層					剣の峰層				
		N21			鷹取山 礫岩層													四倉層
新世		N20			西麓取山 集塊岩層												仁金儀層	
		N19	安野層	池子層														
後期	5.1	N18	三浦層					太良ヶ峰 火山岩類						秋間層		吾妻層	丸山流紋岩	
		N17	浦澤層	三浦層				三富層						本宿層	切ヶ久保溶 結凝灰岩層			
中期	9.1	N16	浦澤層						?									
		N15					愛川 亜層群	岩殿山層				楊井層	板鼻層	板鼻層			入江野層	久保田層
前期		N14	天津層														田野倉層	小浜層
		N13				砥ヶ谷 亜層群	大月層		五市町 層群	網代層							大金層	
新世		N12									都幾川 層群							下手摘層
		N11																
		N10																
		N9	群木ノ根層			高麗山 層群	大山 亜層群	赤鞍ヶ岳層			秩父町層群							赤坂層
世	16.5	N8																中山層
		N7	佐久間層					道志層										湯長谷層群
前期		N6																
		N5																
		N4	保田層群															
		N3		葉山層群														

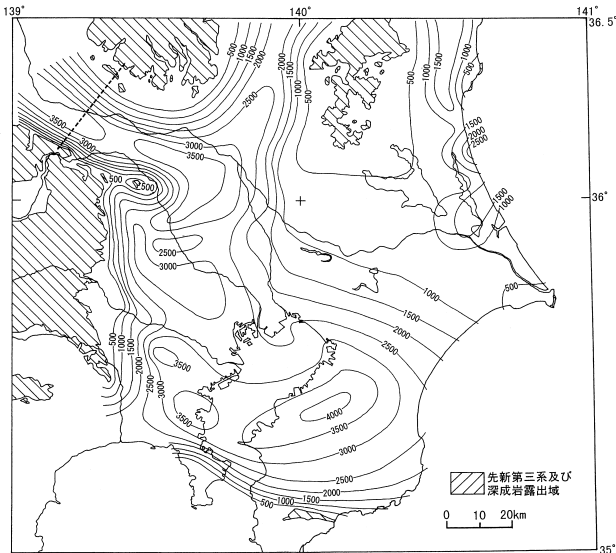


図 11 先新第三系基盤深度分布図 (m). 海水準を 0 m としたときの深度を示す。破線は図 12 の断面位置を示す。

Fig. 11 Depth distribution of upper boundaries of the pre-Neogene systems. Depths are shown from sea level in meters. Broken line indicates location of the profile of Fig. 12.

茨城県東部の鹿島灘沿岸地域はかなり複雑な基盤構造を呈しており、最も深い部分で 2,500m 以上の深度が推定される。埼玉県東部の川越付近には、顕著な高ブーゲー異常域がある (図 10 参照)。図 13 は高ブーゲー異常域を通る反射断面であるが、2 つの測線が交叉する部分付近で、深度約 2 km に盛り上がっている強い反射面が先新第三系基盤を示している。このことから、高ブーゲー異常の原因は基盤の盛り上がりによるものであることが明らかになった (鈴木, 1998)。

5.2 三浦層群及び相当層の構造

図 14 は三浦層群及び相当層の層厚分布を示す。関東平野においては、房総半島南部や三浦半島を除き、ほとんどすべての地域で先新第三系基盤のすぐ上位に三浦層群及び相当層が分布している。また、同層の上位には、ほとんどすべての地域で上総層群及び相当層が分布する。そのため、図 14 の作成に当たっては、先新第三系基盤上面深度と上総層群及び相当層の基底深度との差を三浦層群及び相当層の層厚とした。東京湾に関しては、反射法探査 (加藤, 1984) による結果も参考にした。三浦層群及び相当層の層厚に関しても先新第三系基盤深度の確かさが、その信頼度を左右する最大の要因である。そのため、図 14 においても平野中央部に比較して南部や西部の解析精度は低いと考えられる。図 14 から読み取られる特徴の一つは、先新第三系基盤の深度分布のパターン (図 11) と良く類似した層厚分布を示すことである。すなわち、先新第三系基盤の深度が大きな地域では三浦層群及び相当層の層厚が厚く、小さな地域では薄いという傾向が顕著に見られる。三浦層群及び相当層の上

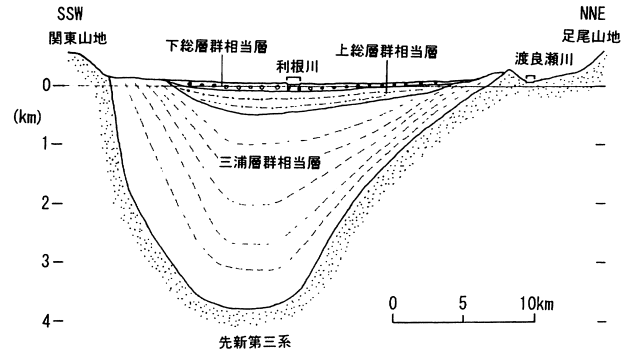


図 12 関東山地から足尾山地間の地質断面図。断面位置は図 11 参照

Fig. 12 Geological profile between Kanto mountains to Asio mountains. Location of the profile is indicated in Fig. 11.

面は一般に傾斜の少ない単純な構造なので、このことは先新第三系基盤の大きな凹凸を本層が埋め立てて、平らにしていた結果と考えられる。三浦層群及び相当層の最大層厚部は、利根川中流域や東京湾南部付近にあり、3,000m 以上の厚さが推定される。また、鹿島灘沿岸部でも部分的に 2,000m 以上の厚さがある。一方、茨城県中・西部から千葉県北部にかけての広い地域では三浦層群及び相当層の分布が見られず、中新世から鮮新世前期までの長期間にわたって陸域であったと推定される。

表 2 で示すように、本論文では中新世前～中期から鮮新世前期までの堆積層を一括して三浦層群及び相当層として扱っているが、同層の堆積年代は地域ごとにかなり異なっている。石灰質ナノプランクトン化石分析によれば、岩槻、所沢、日高、伊勢崎の各孔井では、最下部に房総半島南部に分布する中期中新世下部の木の根層に対比される層準が存在する (鈴木・堀内, 2002)。これらの孔井の三浦層群相当層の上限は中期中新世中部である (鈴木・小村, 1999)。また、狭山丘陵で得られたボーリング試料からも、木の根層に対比される地層の存在が確認されている (中山ほか, 2000)。それに対して、南側の府中や横浜の孔井では木の根層に対比される層準は存在せず、両者の年代は大きく異なっている。例えば府中の三浦層群の最下部は後期中新世～前期鮮新世の安野層相当層である (鈴木・高橋, 1985)。また、中間にある江東観測井では、中期中新世から前期鮮新世までの地層が存在する (鈴木, 1996)。以上のことは、関東平野西部地域では、多摩川の北側付近を境にして、北側地域と南側地域では三浦層群及び相当層の堆積年代が異なっていたことを示すものである。

5.3 上総層群及び相当層の構造

図 15 は上総層群及び相当層の基底深度分布を示す。上総層群及び相当層と下位の三浦層群及び相当層との区別は、カッティングなどの観察だけでは容易でないが、検層データ (特に音波速度や密度) の解析や微化石分析などを行うことによって識別が可能になる。また、反射法地震探査では、上総層群及び相当層は連続性の良い平

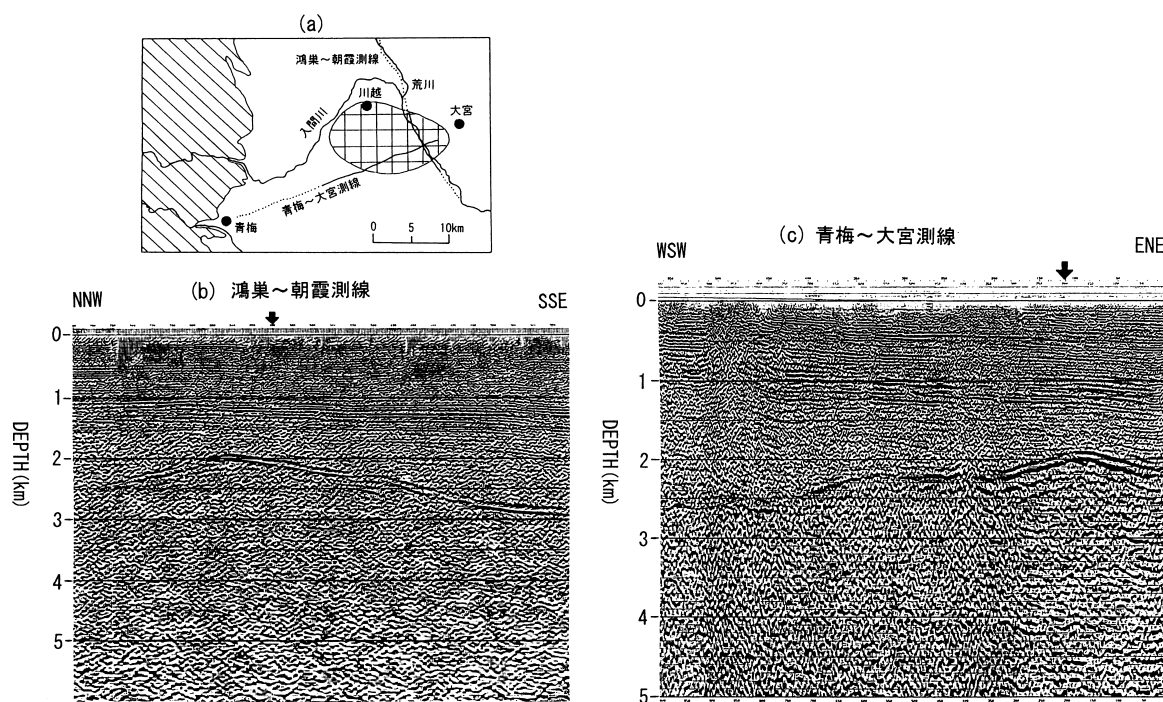


図 13 川越付近の高重力異常域の反射法地震探査断面。(a) 測線位置、実線の部分が (b) (c) に示されている。格子模様で示す部分が 30mgal 以上の高重力異常域を示す。(b) 鴻巣—朝霞測線の反射断面。黒矢印の下深さ約 2km に盛り上がっている反射面が基盤を示す。黒矢印は青梅—大宮測線との交点を示す。(c) 青梅—大宮測線の反射断面。黒矢印の下深さ約 2km に盛り上がっている反射面が基盤を示す。黒矢印は鴻巣—朝霞測線との交点を示す。

Fig. 13 Reflection seismic profiles on the high Bouguer anomaly area near Kawagoe city. (a) Location of profiles. Solid lines indicate location of (b) and (c) profile, respectively. The grid part indicates area of high Bouguer anomalies more than 30mgals. (b) Reflection seismic profile of Konosu-Asaka line. The thick reflection surface, which swells up to about two kilometers beneath black arrow, shows pre-Neogene basement. Black arrow indicates intersection of Ohme-Ohmiya line. (c) Reflection seismic profile of Ohme-Ohmiya line. The thick reflection surface, which swells up to about two kilometers beneath black arrow, shows pre-Neogene basement. Black arrow indicates intersection of Konosu-Asaka line.

らな反射層として示され、その特徴から下位層と区別することができる場合が多い。但し、房総半島や神奈川などでは、下位層とは物性の違いも小さく、構成物質も類似しているので区別が困難な場合が多く、ある程度の誤差は避けられない。

図 15 によれば、上総層群及び相当層の構造は東京湾北部から房総半島北部を中心とする、東西に長い盆状の構造であり、現在の関東平野の輪郭にはほぼ沿う形で形成されている。三浦層群及び相当層が存在しない茨城県から千葉県北部地域にも分布が広がっており、同層の堆積期になって初めて現在の関東平野のほぼ全域が堆積場になったことがわかる。上総層群及び相当層の最深部は房総半島北部の千葉市付近にあると推定され、基底深度は 2,000m を越えているが (鈴木・小村, 1999), その付近で同層の基底にまで達したボーリング孔がないため、真の深度は不明である。上総層群及び相当層はほとんどが海成層であり、関東平野東部、西部や東京湾周辺では砂岩、シルト、泥岩やそれらの互層を主体とする、深海～

半深海環境の堆積物が多いが、岩槻、所沢、日高、館林、伊勢崎など埼玉東部や利根川中流域では砂岩、砂礫など浅海や内湾環境の堆積物が優勢となり、関東山地の東縁部では陸成層も分布するようになる。これらのことから、上総層群及び相当層の堆積盆は東京湾北部から九十九里付近に中心を持つ東西に長いトラフ状の構造であり、基盤の沈降と同層の堆積が同時に進行したと考えられる。三浦層群の堆積後、後期鮮新世になって、関東平野全域が急激に沈降した結果、上総層群及び相当層の堆積が促進されたものである。図 16 は上総層群及び相当層の層厚分布を示す。同層の最大層厚部は房総北部～九十九里沿岸部で、その層厚は 2,000m 以上と推定される。下位の三浦層群及び相当層の最大層厚部 (図 14) と比較すると、その中心が北東側に移動していることがわかる。

5.4 下総層群及び相当層の構造

本研究では、先新第三系を含む比較的深い部分の地下構造を解明することを主な目標としている。そのため、

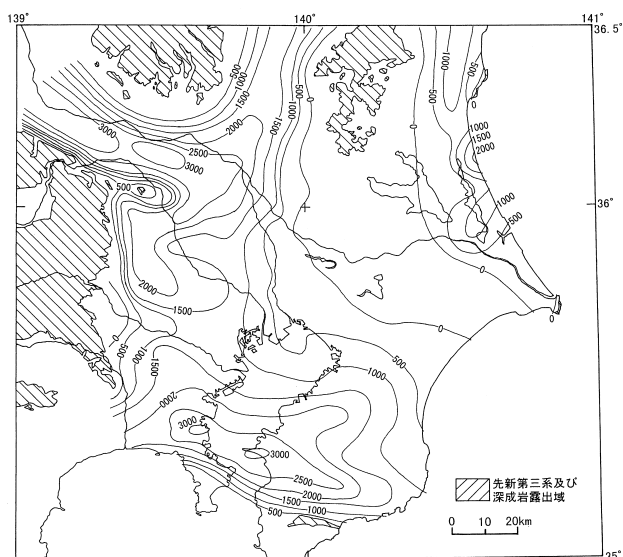


図 14 三浦層群及び相当層の層厚分布 (m)

Fig. 14 Thickness distribution of Miura Group and its equivalents. Thicknesses are shown in meters.

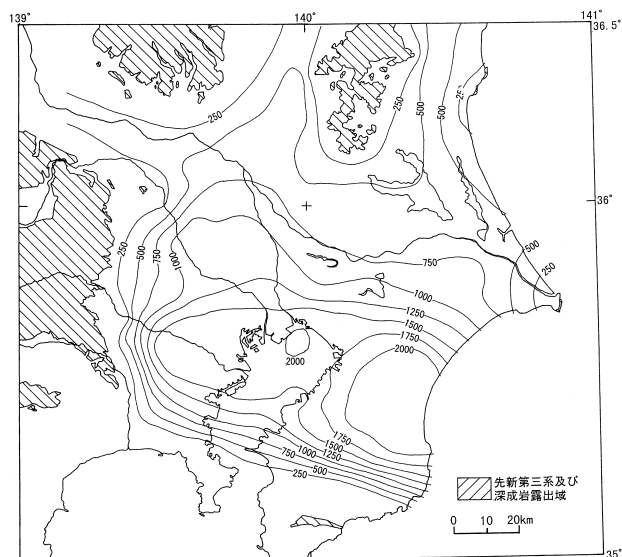


図 16 上総層群及び相当層の層厚分布 (m)

Fig. 16 Thickness distribution of Kazusa Group and its equivalents. Thicknesses are shown in meters.

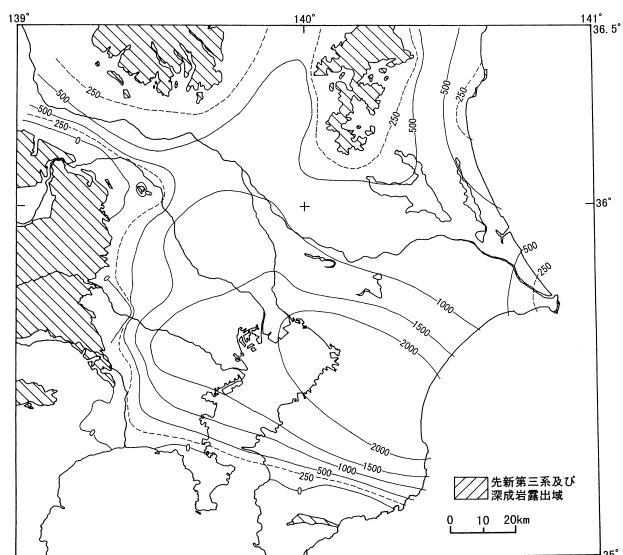


図 15 上総層群及び相当層の基底深度分布 (m). 海水準を 0 m としたときの深度を示す.

Fig. 15 Depth distribution of basal boundaries of Kazusa Group and its equivalents. Depths are shown from sea level in meters.

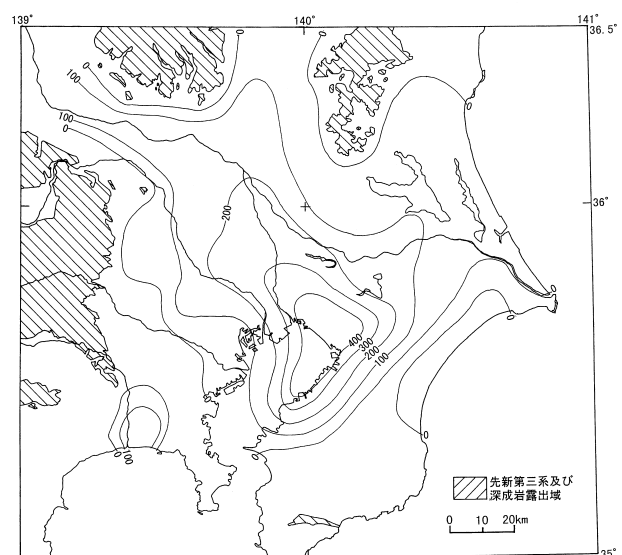


図 17 下総層群及び相当層の基底深度分布 (m). 海水準を 0 m としたときの深度を示す.

Fig. 17 Depth distribution of basal boundaries of Shimosa Group and its equivalents. Depths are shown from sea level in meters.

上, 中部更新統や完新統などの浅い部分の構造に関しては, 必ずしも調査が行き渡っていない。ただし, これらの構造に関しては, すでに各地域毎に多くの調査研究が行われているので (例えば, 鈴木 (尉) ほか, 1995; 大森ほか (編), 1986 など), 詳しくはそれらを参照されたい。

図 17 は下総層群及び相当層の基底深度分布を示す。下総層群及び相当層と下位層との境界は, カッティングの観察や物理検層からは識別が困難なことが多く, 各研

究者によってその深度はかなりのバラつきがある。連続コアを用いたテフラの同定, 微化石分析, 古地磁気方位の測定などを組み合わせた調査を行うことにより正確な対比が可能になるが, そのような解析がなされている例は少ない。東京江戸川区内のコア試料を石灰石ナンノ化石と古地磁気で調べた結果, 従来下総層群とされていた地層が上総層群に改められた例 (遠藤ほか, 1991) のように, 今後下総層群及び相当層と下位層との境界はかなり書き換えられる可能性がある。図 17 は主として原著

者の記載を参考に作成したが、今後の研究の進展によって書き換えられるべき暫定的なものである。

下総層群及び相当層は東京湾奥部及びその沿岸域に最深部を持ち、その深度は400mを超えると推定される（鈴木（尉）ほか、1995）。堆積盆は東京湾奥部から平野中心部へ延びる北西—南東に長い形状を呈している。基底部の傾斜は房総側で大きく、平野中央部では緩やかになっており、房総半島側の隆起と東京湾奥部の沈降が平行して進んだことを示唆している。神奈川地域にも相模川河口付近を中心とする最大層厚100m程度の分布がある。下総層群及び相当層は浅海、内湾性、汽水、陸成などの堆積物が主であり、上総層群の時代に比較して堆積盆の沈降速度が遅くなり、埋め立てが急激に進み、さらに平野周辺部では隆起に転じたことがわかる。図15と比べると、下総層群及び相当層の堆積盆の中心は上総層群の中心よりもやや北側に移動している。

6. 関東平野の地質構造の発達過程

いままで述べてきた各層準毎の構造を基に、関東平野の地質構造の発達過程を推察する。中新世以前の本地域の構造はよくわからない。おそらく大部分が陸域として浸食作用を受けていたものと思われる。現在の関東平野が本格的に堆積場に変じたのは中新世前期の後半（18～17Ma）以降であり、現在の関東山地のかなりの部分も含んで、南部、西部、北部地域が海域になったと考えられる。但し、鹿島灘沿岸域を除く茨城県地域や千葉県北部は依然として陸域であった。16Ma頃には海進はより進行し、海域では堆積が行われた。当時の堆積の中心は利根川中流域や神奈川東部～房総中部であり、これらとは別に鹿島灘沿岸域でも堆積が進んだ。関東山地北縁や東縁で構造線の運動が始まって、関東山地の隆起が目立ってきたのもこのころからであろう。この時期の構造運動は、関東山地縁部や利根川中流域など一部地域を除いて緩やかなものであり、基盤の凹凸を徐々に埋め立てていたものと推定される。その後、10Ma頃からは基盤の埋め立てと海域の浅海化が進み、関東山地などの隆起も顕著になる。そのため、7Ma頃には、関東山地周辺地域ではかなり広範囲に海域が陸化したと推定される。その後、6Ma頃になると再び海進が始まる。所沢、岩槻、真岡、伊勢崎などの観測井で6Ma～3Ma頃の地層が欠徐しているかあるいはごく薄いことから、この海進は房総、神奈川東部、武蔵野、東京湾北部及び沿岸域が中心で、平野中心部にはあまり及ばなかったと推定される。この海進時に堆積したのが三浦層群及び相当層の上部層である。その後は再度浅海化及びかなりの部分で陸化が進んだと考えられ、東京湾北部周辺地域では、三浦層群及び相当層と次の上総層群及び相当層との間で不整合が認められる。3Ma以降には平野部の急激な沈降と海進が生じ、関東山地周縁部など一部地域を除いて現在の関東平野の大部分が海域と化し、それまで長期間陸域であった茨城県～千葉県北部地域も海域になった。また時期を同じくして三浦半島と房総半島南部で葉山～嶺岡

隆起帯の隆起の進行によって海域の南側が堰止められる状態になったため、東の大平洋側に口を開いたトラフ状の堆積盆が形成されることになった。この時期の堆積物が上総層群及び相当層であり、房総半島北部を中心として、沈降と埋め立てが急速に進行することによって、短期間に厚い堆積層が形成された。関東山地の隆起も引き続いて進行しており、堆積物の供給も活発に続けられた。この時期の堆積速度はそれまでに比べて数倍ないし数10倍位の速さであったとされている（新妻、1976）。嶺岡～葉山隆起帯の隆起が続いたため、南部地域では陸化が進行し、そのため堆積の中心は北部へ移動している。上総層群及び相当層の最大層厚部は房総半島北部を中心とする東西方向に長い形状を呈しており、三浦層群及び相当層の最大層厚部と比較すると、房総半島では約30km北側へ移動している。また、利根川中流域では上総層群及び相当層の厚い堆積はなく、沈降量は大きくなかった。このような状況は北部の栃木県や鹿島灘沿岸部でも同様である。上総層群及び相当層の堆積物は北部や西部の山地に近いほど粗粒のものが多くなる傾向であり、関東山地の縁部では陸成と考えられる地層も存在する（竹越ほか、1979）。このことは周辺山地の隆起と堆積盆の浅海化、海域の縮小が進行した結果と考えられる。

更新世中期（約0.5Ma）以降、下総層群及び相当層の堆積が始まる。下総層群及び相当層と下位層との関係は不整合であり、上総層群及び相当層堆積の後、一時的に海退したあとに堆積が行われたものとされている（鈴木（尉）ほか、1995）。下総層群及び相当層の堆積の中心は東京湾の千葉寄りの奥部を中心とする地域で、上総層群及び相当層の堆積中心と比較して北側に移動している。また堆積盆の延長方向も北西方向であり、下位層の東西方向とは異なっている。

中新世以降の本地域の堆積環境の変遷は、要約すると次の通りである。18～17Ma以降の海進と三浦層群及び相当層（下部層）の堆積、7Ma頃の陸化、6Ma以降の南部地域及び東京湾周辺地域への海進と三浦層群及び相当層（上部層）の堆積、3Ma以降の広範囲で急激な沈降と平野全域への海進による上総層群及び相当層の堆積、0.5Ma頃の一時的な海退とその後の東京湾奥部地域及び平野中央部への海進による下総層群及び相当層の堆積である。また各層準の堆積中心は年代が新しくなるほど北側へ移動して行く傾向がある。

このような堆積環境の変化は、関東平野及びその周辺地域の基盤の隆起、沈降等の構造運動あるいは全世界的な海水準変動を反映しているものと考えられる。すなわち、18～17Ma以降の海進は、このころから始まった日本海の拡大と、それに伴う日本列島の屈曲（広岡、1984；浜野・当舎、1985など）で、大平洋から日本海へ通ずる海域が生じたことと関係していると考えられる。利根川中流域は西南日本と東北日本の境界域に当たり、ここに断裂が生じて堆積盆が形成されたのであろう。中央構造線の延長部（武井・小池、1977）や、柏崎—銚子線（山

下, 1970) などの存在もこの動きに関連するものかも知れない. 7 Ma 頃の高退は全世界的な現象 (天野, 1985) とされており, 日本全域でも広域的な不整合が形成されている (鹿野ほか, 1991). 6 Ma 以降の三浦層群上部層の堆積は, 貝塚 (1974) が述べたように, フィリピン海プレートの北進に伴って丹沢山塊が本州側に衝突したことによる関東山地の隆起 (天野, 1992) によって供給された堆積物が, 付加体の構造的な高まりである葉山-嶺岡帯の隆起で南側を堰き止められて堆積したものであろう. 3 Ma 以降の急激な沈降と上総層群及び相当層の堆積に関しては, 伊豆弧の衝突に伴ってトラフが関東平野へ移動したためとする考え (新妻, 1985) がある. 0.5 Ma 頃の下総層群及び相当層の堆積に関しては, 同様な変動が日本列島でほぼ同時に起こっていることから, 海水準の絶対的な上昇による (藤田, 1986) とするものや, 東北日本の北米プレートへの変換 (瀬野, 1986) と関連づける見方がある. 堆積の中心が新しい時代ほど北へ移動して行く原因の 1 つとして, フィリピン海プレートの北西進に伴う葉山-嶺岡帯の隆起の進行が指摘される.

7. 先新第三系の帯状配列について

関東平野下の先新第三系は, ボーリング試料などから, 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配列が, そのまま東側の平野部に連続していると考えられている (石井, 1962; 磯見・河田, 1968; 矢島, 1981; 矢島ほか, 1986 など). しかし, この帯状配列も東の太平洋側に近づくとはっきりしなくなる. 今回, 鈴木 (1996) の報告以後に先新第三系に属する地質データが新たに 7 点加えられたので, 帯状配列の再検討を行った. 新たなデータは図 2 の 4, 5, 11, 34, 46, 49, 56 である. 図 18 に各ボーリング試料の地質区分を示す. 北から見て行くと, 4 (館林観測井) 及び 5 (真岡市温泉井) はそれぞれ足尾帯及び八溝帯の岩石であり, 足尾帯と領家帯の境界が 4 の南側 (利根川付近?) を通ることになる. その南側の領家帯に関しては, 11 (応用地質実験井) は領家帯の片麻岩 (三本ほか, 2000) で特に問題はない. しかし, 49 (江戸崎観測井) のコアは, 非変成の砂岩, 泥岩を主体とするオリストストロームであり, 領家帯, 三波川帯いずれにも属さないものと考えられる. 外見上は秩父帯の岩石に類似しているが, 砂岩の組成分析によれば, 四万十帯の特徴を有しているとの報告 (建設省関東地方建設局, 1994) もあり, 今のところ, この岩石の地質構造上の位置は明らかではない. この岩石が四万十帯に属するということが事実であれば, 紀伊半島で見られるような, 領家帯と四万十帯が直接接している状況 (鈴木 (博), 1987) と類似した構造も考えられる. 領家帯の南限に関しては, 48 (新利根 R-1) の岩石は千枚岩状のもので, 三波川帯 (矢島, 1981) や領家帯 (福田ほか, 1988) などの説があり, この付近の境界ははっきりしない. ここで注目されるのは, 手賀沼を横断する反射波地震探査 (図 6 の 20) や利根川を横断する探査 (図 6 の 19) で, 手賀沼や利根川の北側部分

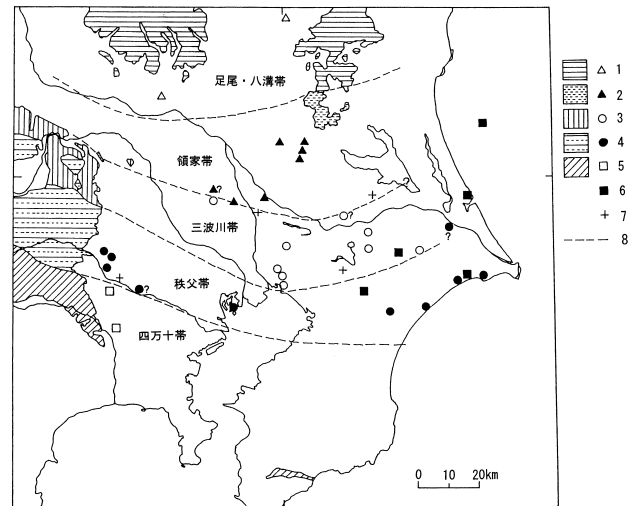


図 18 関東平野下及び周辺の先新第三系の分布

1: 足尾・八溝帯, 2: 領家帯, 3: 三波川帯, 4: 秩父帯, 5: 四万十帯, 6: 白亜系, 7: 所属不明のもの, 8: 推定地質境界

Fig. 18 Geology of pre-Neogene Systems near and beneath the Kanto plain.

1: Asio-Yamizo belt, 2: Ryoke belt, 3: Sanbagawa belt, 4: Chichibu belt, 5: Shimanto belt, 6: Cretaceous, 7: Unidentified, 8: Estimated geological boundaries.

で, 基盤層上面の凹凸が南側の基盤層に比べて大きく, 両者の間には明らかな違いが見られることである. このことは, 利根川付近を境にして基盤の岩石が異なっている可能性を示すものであり, 利根川付近に地質境界が存在する可能性は大きい. 56 (成田観測井) は千枚岩, 泥質片岩, 緑色片岩が主であり, 三波川帯の岩石である. 三波川帯/秩父帯の境界に関しては, 46 (船橋温泉井) の岩石は, 御荷鉾系に類似した変成岩とされており (富士ボーリング, 私信), この南側付近に境界が存在すると思われる. 秩父帯の南限に関しては, 多摩川付近を通るとする前報の結果は変更ない. 33 (府中観測井) の岩石を四万十帯とする説 (矢島ほか, 1986) もあるが, それでも多摩川付近ということは大きくは変わらない. なお, 31 (立川試錐) は, 報告書 (遠藤ほか, 1978) を見る限り, 秩父帯の岩石の可能性が大きいと考えられる. 34 (相模原温泉井) の岩石は, 相模湖層群または小仏層群の砂岩 (小沢ほか, 1999) とされており, 四万十帯に属するものである. 以上, 新たな地質データからは, 前報を大きく変更すべき結果は得られなかったが, 地質境界の位置はより限定されるようになった. 但し, 東側の太平洋寄りの地域は依然として不明確であり, 今後のより詳細な調査が必要である.

8. まとめ

関東平野の地下地質構造について, ボーリングデータ, 物理探査データを基に解析を行い, 以下のような結果が得られた.

- (1) 先新第三系基盤は非常に凹凸に富む構造を呈する。最深部は房総半島中部で 4,000m 以上に達し、利根川中流域や神奈川東部でも 3,500m 以上に及ぶと推定される。また、鹿島灘沿岸地域でも 2,500m 以上の深度が推定される。基盤の低部は利根川中流域、埼玉東部、神奈川東部、房総半島中部を連ねるクラック状の構造を呈する。
- (2) 三浦層群及び相当層の層厚は、基盤深度の深い部分で厚く、浅い部分で薄い特徴を示し、同層が基盤層の凹部を埋め立てながら堆積したことを示している。三浦層群及び相当層の最大層厚部は房総半島中部、神奈川東部、利根川中流域で、その厚さは 3,000m を超すと推定される。鹿島灘沿岸地域でも 2,000m 以上の層厚の部分がある。茨城県中・西部から千葉県北部には同層は分布しない。
- (3) 上総層群及び相当層は、東京湾北部から房総半島中部を中心とする東西に延びる盆状の構造を呈し、その分布は関東平野のほぼ全域に及んでいる。同層の基底は房総半島北部で最も深く、2,000m 以上となる。また、最大層厚部も房総北部で、厚さは 2,000m 以上である。三浦層群及び相当層に比べて、上総層群及び相当層の最大層厚部は北側に移動している。
- (4) 下総層群及び相当層は東京湾奥部及びその沿岸地域に最深部を持ち、平野中央部に分布が広がっている。基底部の最大深度は 400m を超えると推定される。相模川河口付近にも最大層厚 100m 程度の分布がある。
- (5) 中新世以降の関東平野の堆積環境の変遷は、次のように要約される。18 ~ 17Ma 以降の海進と三浦層群及び相当層（下部層）の堆積、7 Ma 頃の陸化、6 Ma 以降の東京湾周辺域への海進と三浦層群及び相当層（上部層）の堆積、3 Ma 以降の広範囲で急激な沈降と平野部全域への海進による上総層群及び相当層の堆積、0.5Ma 頃の一時的な海退とその後の東京湾奥部及び平野中央部への海進による下総層群及び相当層の堆積である。各層準の堆積中心は、年代が新しくなるほど北側へ移動して行く傾向がある。
- (6) 新たな基盤データを基に、先新第三系の帯状配列の再検討を行った。従来の見解を大きく変更すべき結果は得られなかったが、地質境界の位置はより限定されるようになった。東側延長部に関しては、依然として不明確であり、今後の詳細な調査が必要である。
- (7) 房総半島、神奈川東部、利根川中流域などの地域では、先新第三系にまで達した試錐等の、確実な基盤情報がないため、他地域に比べて解析の精度が低いと考えられる。今後、これら地域で、深層試錐を含めた精度の高い地下構造調査の実施が期待される。

謝辞

下記の各位にはボーリングデータや物理探査データをご提供またはご教示いただき、本研究を進める上で非常

に役に立った。記して厚く感謝する。

富士ボーリング株式会社、株式会社ドリコ、日鉱探開株式会社、東京地質株式会社、真岡市役所、埼玉県環境部消防防災課、千葉県総務部消防地震防災課。

査読者のコメントは、論文の改良に役立った。厚く感謝する。

参考文献

- 1) 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。
- 2) 天池文雄・植竹富一・中村亮一・小林啓美・井川 猛 (1992)：船橋市における反射法地下構造調査。日本地震学会講演予稿集，2，150p。
- 3) 天野一男 (1985)：大洪水時代 — 西黒沢海進と海水準変動 —。科学，55，42-46。
- 4) 天野一男 (1992)：南部フォッサマグナー多重衝突テクトニクスの新局面。月刊地球，号外，No. 5，145-148。
- 5) 千葉県 (1998)：東京湾北縁断層に関する調査成果報告書（概要版）。
- 6) 千葉県 (2001)：関東平野（千葉県西部地域）の地下構造調査。第 2 回堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集，49-58，文部科学省。
- 7) 地球科学総合研究所 (1995)：防災科学技術研究所平成 6 年度地震波反射法による地殻構造調査報告書。
- 8) 遠藤秀典・上嶋正人・山崎俊嗣・高山俊昭 (1991)：東京江戸川区 GS-ED-1 ボーリングコアの古地磁気・石灰質ナノ化石層序。地質学雑誌，97，419-430。
- 9) 遠藤秀典・杉山雄一・渡辺司郎・牧野雅彦・長谷川功 (1997)：浅層反射法弾性波探査による関東平野中央部の地下地質構造。地球科学，51，15-28。
- 10) 遠藤 毅・川島真一・川合将文 (1978)：立川市付近の地下地質。昭和 53 年度東京都土木技術研究所年報，367-377。
- 11) 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，100，1-16。
- 12) 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。
- 13) 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。
- 14) 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。
- 15) 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。
- 16) 藤田和夫 (1986)：中期更新世の断層地塊運動と海水準変動。月刊地球，8，725-728。
- 17) 原子力発電技術機構 (1996)：平成 6 年度原子力発

- 電立地確証調査に関する報告書 (5)。
- 18) 浜野洋三・当舍利行 (1985): 東北日本の運動と古地磁気学. 科学, **55**, 476-483.
 - 19) 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.
 - 20) 畠山 勉 (1964): 関東平野における物理探査の総合的研究. 物理探査, **17**, No. 2, 2-23.
 - 21) 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学古生物学教室邦文報告, **61**, 1-48.
 - 22) 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.
 - 23) 広岡公夫 (1984): 古地磁気からみた日本列島の変動. 科学, **54**, 541-548.
 - 24) 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 — 茨城県石下町, 山梨県芦川村 —. 地震予知連絡会会報, **37**, 179-183.
 - 25) 石田勝彦・佐々木俊二・井川 猛・熊井 基・足立幾久・武村雅之・山中浩明・小林啓美・嶋 悦三・瀬尾和夫・入倉孝次郎 (1993): 広帯域地震動予測の為の深部構造探査法研究. 地震学会講演予稿集, **2**, 111p.
 - 26) 石井基裕 (1962): 関東平野の基盤. 石油技術協会誌, **27**, 615-640.
 - 27) 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.
 - 28) 石和田靖章・三梨 昂 (1965): 大佐和層序試錐. 地質ニュース, **133**, 2-4.
 - 29) 磯見 博・河田清雄 (1968): フォッサ・マグナ両側の基盤岩類の対比. 日本地質学会 75 年秋季学術大会討論会資料, フォッサ・マグナ, 4-12.
 - 30) 伊藤公介・長谷川功・佐藤隆司・相原輝雄・楠瀬勤一郎・高橋 学・渡辺司郎・横倉隆伸・小玉喜三郎 (1987): 屈折法による地下構造調査 — 房総半島地域. 「首都圏における直下型地震の予知及び総合防災システムに関する研究」研究成果報告書, 173-183, 科学技術庁研究開発局.
 - 31) 海上保安庁水路部 (1986): 東京湾北部の海上重力測量. 地震予知連絡会会報, **35**, 203-206.
 - 32) 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, 99-118, ラティス.
 - 33) 垣見俊弘・衣笠善博・木村政昭 (編) (1973): 後期新生代地質構造図「東京」. 地質調査所.
 - 34) 神奈川県 (2001): 関東平野南部 (神奈川県地域) の地下構造. 第 2 回堆積平野地下構造調査成果報告書予稿集, 19-28, 文部科学省.
 - 35) 鹿野和彦・加藤碩一・柳沢幸夫・吉田史郎 (編) (1991): 日本の新生界層序と地史. 地質調査所報告, **274**, 1-114.
 - 36) 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**, 139p.
 - 37) 笠原敬司・山水史生・井川 猛・足立幾久 (1993): 関東平野トランセクト — 川越 — 関宿測線における平野部活断層の地震波反射断面図 —. 日本地震学会講演予稿集, **2**, 262.
 - 38) 笠原敬司・山水史生・井川 猛・足立幾久 (1994): 関東平野トランセクト — 大宮 — 青梅測線における平野部活断層の地震波反射断面図 —. 日本地震学会講演予稿集, **2**, 380.
 - 39) 笠原敬司・山水史生・木村尚紀・井川 猛・太田陽一・重田晃之 (1997): 関東平野北部の地震波反射法による地下構造. 地球惑星科学関連学会 1997 年合同大会予稿集, 274.
 - 40) 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.
 - 41) 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.
 - 42) 川崎市 (2001): 関東平野南部 (川崎市) の地下構造調査. 第 2 回堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 39-48, 文部科学省.
 - 43) 川崎慎治・笠原敬司・井川 猛・川中 卓 (2001): 関東平野成田市北方におけるパイプロサイス深部地下構造調査. 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集, S2-P011.
 - 44) 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.
 - 45) 川島真一・川合将文 (1977): 東京都東大和市における層序試錐結果について. 昭和 52 年度東京都土木技術研究所年報, 393-407.
 - 46) 川島真一・川合将文 (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.
 - 47) 川島真一・川合将文 (1983): 東村山市における層序試錐結果と北多摩地区北部の帯水層の分布形態. 昭和 58 年度東京都土木技術研究所年報, 177-188.
 - 48) 川島真一・川合将文・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.
 - 49) 川島真一・川合将文・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.
 - 50) 川島真一・川合将文・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.
 - 51) 建設省関東地方建設局 (1994): 防災科研江戸崎地殻活動観測井さく井工事報告書, 343pp.
 - 52) 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**, 191p.
- 53) 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.
 - 54) 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.
 - 55) 駒沢正夫 (1985): 20 万分の 1 関東地域重力図 (ブーゲー異常図). 特殊地質図 No. 24, 地質調査所.
 - 56) 駒沢正夫・長谷川功 (1988): 関東地方の重力基盤に見える断裂構造. 地質学論集, **31**, 57-74.
 - 57) 額額一起 (1995): 首都圏の基盤構造. 物理探査, **48**, 504-518.
 - 58) 米谷盛寿郎・井上洋子・秋葉文雄 (1981): 6. 鹿島灘. 日本の新第三系の生層序及び年代層序に関する基本資料「続編」, IGCP-114, NATIONAL WORKINGGROUP OF JAPAN, 13-17.
 - 59) 三本健四郎・山根 誠・吉田 浩・岡野 肇・妹尾洋一・原 郁夫 (2000): つくば技術開発センター 1350m ボーリングコアの地質学 (1) 基盤岩類の地質概観. 応用地質技術年報, **20**, 43-86.
 - 60) 文部科学省 (2001): 第 2 回堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 78pp.
 - 61) 中里 薫 (1992): 飯能市入間側右岸から温泉湧出. 新版埼玉県地学のガイド, 95-96, コロナ社.
 - 62) 中山俊雄・中村正明・松延隆志 (1998): 浅層反射法弾性波探査による足立区北部の地下地質構造. 平成 10 年度東京都土木技術研究所年報, 235-244.
 - 63) 中山俊雄・川島真一・川合将文・三梨 昂・佐藤時幸 (2000): 立川断層の活動史. 日本地質学会第 107 年学術大会講演要旨, 103.
 - 64) 新妻信明 (1976): 房総半島における古地磁気層位学. 地質学雑誌, **82**, 163-181.
 - 65) 新妻信明 (1985): 変動している日本列島 — 新第三紀テクトニクスとプレート沈み込み. 科学, **55**, 53-61.
 - 66) 楡井 久・樋口茂生・原 雄・石井 皓・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.
 - 67) 楡井 久・樋口茂生・原 雄・古野邦雄 (1975): 東京湾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.
 - 68) 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.
 - 69) 大森昌衛・端山好和・堀口万吉 (編) (1986): 日本の地質 3 関東地方, 335pp, 共立出版.
 - 70) 小沢 清・江藤哲人・大山正雄・長瀬和雄・松沢親悟 (1999): 温泉掘削井による神奈川県中央部の地下地質. 神奈川県温泉地学研究所報告, **30**, 41-52.
 - 71) 埼玉県消防防災課 (1990): 大規模地震被害想定想定調査報告書, 407pp.
 - 72) 埼玉県 (1997): 埼玉県の活断層調査.
 - 73) 石油公団 (2000): 平成 10 年度国内石油天然ガス基礎調査. 海上基礎物理探査「房総沖浅海域」調査報告書.
 - 74) 瀬野徹三 (1986): 日本列島の中期更新世 — 50 万年前に何が起こったか? —. 月刊地球, **8**, 708-715.
 - 75) 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.
 - 76) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大・山崎謙介 (1976): 東京の基盤構造その 2. 地震研究所彙報, **51**, 45-61.
 - 77) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・黒羽公明 (1978a): 東京の基盤構造その 3. 地震研究所彙報, **53**, 305-318.
 - 78) 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・大保正人・星野 務・長能正武 (1978b): 東京の基盤構造その 4. 地震研究所彙報, **53**, 1245-1255.
 - 79) 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.
 - 80) 首都圏基盤構造研究グループ (1989): 夢の島人工地震実験資料集, 277pp.
 - 81) 杉山雄一・遠藤秀典・廉沢 宏・下 泰彦 (1995): 音波探査による首都圏の伏在断層. 物理探査, **48**, 490-503.
 - 82) 杉山雄一・須貝俊彦・井村隆介・水野清秀・遠藤秀典・下川浩一・山崎晴雄 (1997): 50 万分の 1 活構造図「東京」(第 2 版). 地質調査所.
 - 83) 鈴木宏芳 (1996): 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. 防災科学技術研究所研究報告, No. **56**, 77-123.
 - 84) 鈴木宏芳 (1998): 関東平野の基盤構造. 日本地震学会講演予稿集, B81.
 - 85) 鈴木宏芳・池田隆司・御子柴正・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. 防災科学技術研究所研究資料, No. **65**, 1-162.
 - 86) 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, No. **48**, 1-61.
 - 87) 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, No. **64**, 1-84.
 - 88) 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, No. 51, 23-40.
- 89) 鈴木宏芳・小村健太郎 (1999): 関東地域の孔井データ資料集. 防災科学技術研究所研究資料, No. 191, 1-80.
 - 90) 鈴木宏芳・堀内誠示 (2002): 関東平野の深層観測井地質試料のナンノ化石分析, 防災科学技術研究所研究資料, No. 225, 1-71.
 - 91) 鈴木博之 (1987): 四万十累帯. 日本の地質 6「近畿地方」, 90-110, 共立出版.
 - 92) 鈴木尉元・小玉喜三郎・三梨 昂・岡 重文・ト部厚志・遠藤 毅・堀口万吉・江藤哲人・菊地隆男・山内靖喜・中嶋輝充・徳橋秀一・楡井 久・原 雄・中山俊雄・奈須紀幸・加賀美英雄・木村政昭・本座英一 (1995): 10 万分の 1 東京湾とその周辺地域の地質 (第 2 版). 特殊地質図 (20), 地質調査所.
 - 93) 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, No. 47, 1-113.
 - 94) 武井硯朔・小池美津子 (1977): 関東山地北縁部から堇青石石墨雲母片麻岩の発見. 地質学雑誌, 83, 433-435.
 - 95) 竹越 智・石垣 忍・足立久男・藤田至則 (1979): 関東山地東縁の鮮新—更新世の堆積盆地の発生に関する研究. 地質学雑誌, 85, 557-569.
 - 96) 帝国石油 (1974): 国土地理院地殻活動観測井掘削報告書.
 - 97) 利根地下技術株式会社 (1996): 防災科学技術研究所平成 7 年度大洋村における地質調査および付帯工事「地震波反射法地質調査」報告書.
 - 98) 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—山梨県都留市および茨城県筑波での測定—. 地震学会予稿集, 2, 107p.
 - 99) 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測定—茨城県鹿島郡波崎町, 千葉県安房郡千倉町—. 地震予知連絡会会報, 35, 193-196.
 - 100) 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.
 - 101) Yabe, H. and R. Aoki (1926): The great Kanto earthquake of September 1, 1923, geologically considered. Ann. Rep. Work. Saito Ho-Onkai, 1, 70-83.
 - 102) 矢部長克・青木廉二郎 (1927): 関東構造盆地周縁山地に沿える段丘の地質時代. 地理学評論, 3, 79-87.
 - 103) 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, 20, 187-206.
 - 104) 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.
 - 105) 山口和雄・木口 努・横田俊之・横倉隆伸 (1994): 茨城県下館市における反射法探査. 地震 2, 47, 33-41.
 - 106) 山口和雄・加野直巳・横田俊之・横倉隆伸・木口 努 (1996): 反射法地震探査で見た埼玉県櫛引地域の地下構造. 地震 2, 49, 327-335.
 - 107) 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・田中明子・佐藤比呂志 (2000): 深谷断層周辺における反射法地震探査. 地震 2, 53, 115-125.
 - 108) 山口和雄・加野直巳・横倉隆伸・木口 努・横田俊之・今西和俊・伊藤久男・佐藤比呂志 (2001): 茨城県南西部における反射法地震探査—中央構造線の推定通過域付近の基盤構造. 地球惑星科学関連学会 2001 年合同大会予稿集, S2-P012.
 - 109) 山水史生・笠原敬司・鈴木宏芳・井川 猛・足立幾久 (1993): 下総深層観測井における反射法地震探査. 日本地震学会講演予稿集, 2, 261p.
 - 110) 山水史生・笠原敬司・井川 猛・足立幾久 (1995): 府中深層観測井付近における反射法地震探査. 地球惑星科学関連学会 1995 年合同大会予稿集, 636p.
 - 111) 山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎 (1985): 人工地震による首都圏南西部の地下深部探査 (2)—黒川—岡津測線および長津田測線の地下構造—. 地震 2, 39, 607-620.
 - 112) 山中浩明・瀬尾和大・佐間野隆憲・翠川三郎・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総合的解析—. 地震 2, 41, 527-539.
 - 113) 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)—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—. 地震 2, 44, 9-20.
 - 114) 山下 昇 (1970): 柏崎—銚子線の提唱. 島弧と海洋, 179-191, 東海大学出版会.
 - 115) 横浜市 (2001): 関東平野 (横浜市地域) の地下構造調査. 第 2 回堆積平野地下構造調査成果報告会予稿集, 29-38, 文部科学省.
 - 116) 横倉隆伸・渡辺史郎・加野直巳・山口和雄・田中信一 (1985): 筑波山麓東縁の深部地質構造. 地震 2, 38, 497-511.
 - 117) 座間信作・柳沢馬住・嶋 悦三 (1985): 千葉県中部の地下構造 (2)—簡単な走時計算法とその適用—. 地震学会講演予稿集, 2, 150p.

(原稿受理: 2001 年 11 月 1 日)

要 旨

ボーリングデータ，物理探査データを用いて，関東平野の先新第三系基盤までの地下地質構造の解析を行った．得られた主な結果は以下の通りである．（１）先新第三系基盤の深度は利根川中流域，神奈川東部，房総半島中部で深く，房総では 4,000m 以上，利根川中流域，神奈川東部で 3,500m 以上の深度が推定される．鹿島灘沿岸地域でも 2,500m 以上に達する．（２）三浦層群相当層の層厚は利根川中流域，神奈川東部，房総で厚く，それぞれ最大 3,000m 以上に達する．鹿島灘沿岸地域でも 2,000 m 以上になる．茨城県中・西部から千葉県北部地域には本層は分布しない．（３）上総層群相当層は房総半島北部に中心を持つ堆積盆を形成し，最大層厚は 2,000m 以上に達し，関東平野全域に分布する．（４）下総層群相当層は東京湾奥部に中心を持ち，基底深度は 400m 以上となる．相模川下流域にも 100m 程度の分布がある．（５）新第三紀以降の各層準の堆積中心は，年代が新しくなるほど北側へ移動する．（６）新第三紀以降の関東平野の堆積環境の変化は，汎地球的な海水準変動と日本海の拡大やフィリピン海プレート運動に伴う構造運動によってもたらされたものと推定される．（７）関東平野下の先新第三系基盤の帯状配列構造の解明を行った．

キーワード：関東平野，基盤構造，地下地質構造，ボーリングデータ，物理探査データ