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——

東京工業大学大学院総合理工学研究科 山中 浩 明・瀬 尾 和 大
佐間野隆憲・翠 川 三 郎

(昭和 61 年 8 月 28 日受理)

On the Seismic Prospectings in the Southwestern Part of the Tokyo Metropolitan Area (2)

—Underground Structure along the Lines from Kurokawa, Kawasaki
to Okazu, Yokohama and from Yumenoshima,
Tokyo to Nagatsuta, Yokohama—

Hiroaki YAMANAKA, Kazuo SEO, Takanori SAMANO
and Saburoh MIDORIKAWA

Graduate School at Nagatsuta, Tokyo Institute of Technology

(Received August 28, 1986)

The seismic refraction prospecting was carried out in the southwestern part of the Tokyo Metropolitan area, to clarify the deep underground structure down to uppermost layer of the Earth's crust. The explosions were denoted at Nagatsuta, Kurokawa, Okazu and Yumenoshima. The explosion at Nagatsuta was planned to make clear the existence of vertical discontinuity of the basement between Nagatsuta and Yumenoshima, which has been suggested from the observation of Yumenoshima explosion. The underground structure was revealed by the travel time analysis. The main features of the underground structure are as follows:

- 1) The underground structure consists of 4 layers. The P wave velocities of these layers are 1.8 to 2.0, 2.9, 4.8 and 5.5 km/s, respectively.
- 2) The thickness of the third layer is several kilometers in this area, however this layer doesn't exist in the central part of the Kanto plain.
- 3) The first layer is thinner than the second one in contrast with the underground structure of Yumenoshima situated on the center of the Kanto plain.
- 4) The vertical discontinuity of the basement was not confirmed from Nagatsuta explosion, because the refracted wave from the basement was not observed as an initial motion at the expected stations.

§1. 緒 言

首都圏をはじめとして各地に、周期数秒から十数秒のやや長周期帯域に基本振動固有周期を持つ高層建築物や大容量の石油タンクなどの長大構造物が増加しつつある。この種の構造物は

減衰が小さく、その応答は強い周期選択性を示すために、地震時の挙動は地震動の特性に強く依存している。したがって、その耐震性を議論する際にはやや長周期地震動の性質を把握することが重要となる。

やや長周期地震動は関東、新潟などの大規模な平野において、しばしば観測されることが従来より多くの研究者により指摘されている [工藤・坂上 (1984), SAMANO *et al.* (1984) など]。これらは、震源と伝搬経路である地下構造の両者の影響であると考えられるが、1983 年日本海中部地震の際の新潟気象台の観測記象や 1923 年関東大地震の東京本郷での観測記象などに見られるように、やや長周期帯域の地震波が主要動の後のゴダ部分にも長時間認められ、地下構造とより強い関係があると考えられる。そして、やや長周期地震動の特性に関する多くの研究 [例えば, KUDO (1980), 小林 (1978), 田中・他 (1979)] において、地下数キロメートルに及ぶ深い地盤の速度構造やその分布に関する資料は欠くことのできないものとなつている。特に、表面波に関しては震源から観測点に至るまでの地下構造が地震動の特性を左右する重要な要因となる。それにも拘らず、精度良く地下構造が推定されている地域はあまり多くない。

1975 年、関東平野において地震防災を目的として、東京都夢の島を発破点とする人工地震探査が実施された。その結果、首都圏の大局的な地下構造は P 波速度がそれぞれ 1.8, 2.8, 5.6 km/s の三層構造であり、夢の島では、第三層目までの深さは 2.3 km であると推定され、引き続き実施された逆測線に対応する吉川町発破により確認された [嶋・他 (1976a, 1976b)]。以来、夢の島を発破点とする人工地震探査は年 2 回の割合で実施され、その結果から広い地域にわたるタイムタームの分布が得られている [SHIMA (1980), Seo *et al.* (1982)]。しかし、逆測線が吉川町-夢の島測線だけと少ないことに加え、関東平野南西部は南部ほど地質が若くなるという帯状の複雑な地質構造を呈しており、平野全体について基盤速度は十分に明らかとはなっていない。タイムターム法はいくつかの仮定に基づいており [例えば, BATH (1978)], 地下構造を大局的に把握するためには有利であるが、その仮定のために誤差を生じることがある。特に、伝搬した層の真の速度が不明確である場合や表層の速度が未知である場合には、求まる地下構造の精度は悪くなる。したがって、地震動予測という工学的な目的のためには、上記のタイムタームの分布は表層の構成の不明確さなどの理由から十分な情報であると言い難く、関東平野の地下構造は未だ不明な点が多い。

関東平野南西部は、相模トラフ、駿河トラフ沿いに発生する大規模な地震による地震波が首都圏の中心部及び北部地域に伝搬する際の伝搬経路に対応しており、この地域の地下構造を明らかにすることは首都圏全体の地震防災を考える上で重要な問題である。また、瀬尾 (1981b), 多田 (1983) は東京都西部に位置する立川断層の延長線上の横浜市北部に基盤構造の段差があることを指摘しており、その存在を明確にすることも地震防災上重要と考えられる。

以上のような観点から、本論では東京都南部から神奈川県東部に至る首都圏南西部を対象として人工地震探査を行い、探査結果から得られた地下構造について検討を行つた。

§ 2. 人工地震波の観測結果と走時解析

2-1 震源および観測点

首都圏南西部においては Fig. 1 に示すごとく夢の島発破を始めとして人工地震探査が行われている。今回、実施された人工地震探査は横浜市岡津・同市長津田・川崎市黒川を発破点と

したものである。各発破の位置、発震時は Table 1 に示すごとくである。各発破の薬量は岡津・黒川発破が 300 kg, 長津田発破が 100 kg である。黒川・岡津発破に対しては 2 発破点間に 15 観測点が設けられた。この黒川-岡津測線では夢の島発破 (薬量 500 kg) の観測も行われた。この測線は夢の島から大山に至る測線 (夢の島-大山測線) と長津田において交叉している。長津田発破点は黒川-岡津測線のほぼ中央に位置している。長津田測線は発破点長津田を中心として東西方向にのび、東側 (夢の島方面) に約 15 km, 西側 (大山方面) に向かつて約 10 km にわたり測線が設けられた。測線の東側の部分は夢の島発破の逆測線に対応している。そこで夢の島-大山測線における既往の夢の島発破の観測結果 [瀬尾 (1981a)] と合わせて今回のデータを解釈することにした。なお、観測には一部の観測点を除いて固有周期 0.22 秒の電磁式地震計を用いた。

2-2 黒川-岡津測線での観測結果および走時解析

黒川-岡津測線において得られた黒川発破の観測記象が Fig. 2 に、岡津発破の観測記象が Fig. 3 にそれぞれ示されている。各トレースは上下動成分を表し、振幅は任意のスケールである。この測線は約 20 km と短いために、比較的明瞭な初動が得られている。岡津発破の震央距離 15 km 以上の観測点での記録初動は Fig. 3 では確認出来ないが、高倍率で記録したデータにより確認されている。後続位相は直達波以外にはそれほど明瞭なものが認められない。Table 2 に読み取った初動の走時が示されている。Fig. 4 の走時曲線より、地下構造は比較的単純な三層構造であると考えられる。P波速度 (V_p) は上層から 2.0, 2.9, 4.8 km/s で、第三層は黒川から岡津に向かつて浅くなっている。従来より夢の島発破では 5.3 ないし 5.6 km/s の速度を持つ層を伝搬した屈折波が見られている [嶋・他 (1976b, 1978)] が、この黒川-岡津測線では測線長が短いために確認されず、その層は V_p 4.8 m/s 層の下に存在しているものと考えられる。

2-3 長津田測線の観測結果および走時解析

西側測線、東側測線で得られた長津田発破の上下成分の観測記象をそれぞれ Fig. 5 及び

Fig. 1. Location of explosion points and observation stations. Solid line shows surveying line for Yumenoshima explosion observed by Seo (1981a).

Table 1. Origins of explosions

Name	Origin time Y M D H M S	Latitude	Longitude	Charge (kg)
OKAZU	1983 03 13 02 12 00.41	35°26'33.2"	139°31'08.8"	300
KUROKAWA	1983 10 16 01 52 00.13	35 36 20.5	139 27 27.7	300
NAGATSUTA	1983 11 18 02 03 00.15	35 30 50.0	139 29 20.6	100

Fig. 2. Seismograms observed at the stations from Kurokawa to Okazu during Kurokawa explosion. Each trace indicates vertical component and its amplitude scale is arbitrary.

Fig. 3. Seismograms observed at the stations from Kurokawa to Okazu during Okazu explosion. Each trace indicates vertical component and its amplitude scale is arbitrary. The onsets of initial phases are read using high gain recordings.

Table 2. Travel time of initial phases obtained during the Kurokawa and Okazu explosions.

No.	Station	Location		OKAZU explosion		KUROKAWA explosion	
		Latitude	Longitude	Δ	Init. phs.	Δ	Init. phs.
1	WAKO	35 35 37.9	139 27 42.9	17.45 km	5.37 sec	1.37 km	0.69 sec
2	KANAI KITA	35 34 44.7	139 27 51.2	15.95	5.13	3.01	1.54
3	KANAI	35 34 21.0	139 28 10.6			3.84	1.96
4	TAMAGAWA UNIV.	35 33 49.6	139 28 17.1			4.81	2.40
5	NARUSEDAL 1	35 33 31.8	139 28 34.9			5.47	2.63
6	NARUSEDAL 2	35 32 51.0	139 28 51.6	12.15	4.21	6.79	3.09
7	NAGATSUTA	35 31 52.7	139 29 30.4	10.16	3.77	8.81	3.69
8	T.I.T. NAGATSUTA	35 30 34.1	139 29 16.9	7.94	3.38	11.02	4.13
9	WAKABADAI	35 30 13.4	139 29 46.3	7.10	3.15	11.84	4.31
10	HODOGAYA C.C.	35 29 16.9	139 30 02.5	5.31	2.50	13.62	4.70
11	SEYA	35 28 29.5	139 30 08.1	3.90	2.00	15.07	4.91
12	HIGASHI KIBOUGAOKA	35 27 39.8	139 30 52.3	2.10	1.15	16.85	5.33
13	MINAMI KIBOUGAOKA	35 27 04.5	139 30 58.9	1.01	0.58	17.94	5.53
14	OKAZU SHOT POINT	35 26 36.8	139 31 07.4			18.82	5.66
15	OKAZU	35 25 44.8	139 31 38.7			20.59	6.00

Fig. 6 に示す。各トレースにおいて振幅のスケールは任意である。観測が人工密集地域で実施されていることや発破の規模が小さいこと等により、遠い観測点では S/N 比は良くない。とくに東側では屈折波初動は明瞭でない。西、東側測線の観測記録を比較すると、例えば、両

者の震央距離約 10 km の観測点では屈折波初動が到着してから直達波が到着するまでの時間差が著しく異なり、堆積層厚が両測線で変化していることがわかる。直達波以外の後続位相としては西側測線の W1~W4 に見られる位相がある。この位相の見かけ速度は直達波のそれより遅く、周期も長くなっている。また、W1 から W4 に向かうにつれ、この位相の継続時間が長くなっており、S 波ないし表面波と考えられる。読み取った初動の走時を Table 3 に、走時曲線を Fig. 7 に示す。図には以前に観測が行われた夢の島発破の走時でも示されている。

長津田測線においても、黒川-岡津測線と同様の速度構造が期待され、第三層の V_p 4.8 km/s 層は見かけ速度が西側測線で 6.8 km/s、東側測線で 4.4 km/s と得られていることから、西側に向かって急激に浅くなっていることがわかる。夢の島発破では見かけ速度 5.2 km/s の走時が得られているが、この走時の長津田発破点までの全走時と長津田発破の見かけ速度 4.4 km/s の走時を夢の島まで延長した全走時は一致していない。このことから見かけ速度 5.2 km/s の走時は V_p 4.8 km/s 層の下層の V_p 5.3~5.6

Fig. 4. Travel time diagram on Kurokawa-Okazu line. Open and solid circles show arrivals of initial and later phases for Kurokawa explosion, respectively. Open and solid squares show arrivals of initial and later phases for Okazu explosion, respectively.

Fig. 5. Seismograms for Nagatsuta explosion at the southwestern stations.

Fig. 6. Seismograms for Nagatsuta explosion at the northeastern stations. This observation line corresponds to the reverse one for Yumenoshima explosion observed by Seo (1981a).

Table 3. Travel time of initial phases obtained during the Nagatsuta explosion.

No.	Station	Location		NAGATSUTA explosion	
		Latitude	Longitude	Δ	Init. phs.
E 1	NAKAMURA	35 30 55.5	139 29 42.4	0.58 km	0.31 sec
E 2	NAGATSUTA 1	35 31 03.2	139 29 57.6	1.02	0.56
E 3	NAGATSUTA 2	35 31 04.9	139 30 13.7	1.42	0.79
E 4	SHOWA UNIV.	35 31 05.8	139 30 34.8	1.93	1.03
E 5	TOHKAICHIBA	35 31 14.8	139 31 08.9	2.83	1.52
E 6	HOUTAI	35 31 19.0	139 31 28.4	3.34	1.80
E 7	MIYAMAE	35 31 30.2	139 31 49.0	3.94	2.08
E 8	NISHI HASSAKU	35 31 44.2	139 32 20.1	4.83	2.48
E 9	KAWAWA 1	35 31 49.6	139 32 49.6	5.58	2.75
E10	KAWAWA 2	35 32 05.1	139 33 18.6	6.43	3.07
E11	KOUHOKU 1	35 32 11.2	139 33 47.8	7.18	3.27
E12	KOUHOKU 2	35 32 19.1	139 34 10.0	7.79	3.42
E13	CHIGASAKI	35 32 30.5	139 34 51.0	8.88	3.76
E14	NAKAGAWA 1	35 32 49.6	139 35 26.6	9.93	4.08
E15	NAKAGAWA 2	35 32 53.5	139 35 46.8	10.45	4.26
E16	MINAMI YAMADA	35 32 54.8	139 36 18.0	11.20	4.51
E17	HIGASHI YAMADA	35 33 03.7	139 36 52.6	12.11	4.66
E18	TAKADA	35 33 11.0	139 37 22.3	12.89	4.88
E19	SHIMODA	35 33 15.9	139 38 01.2	13.87	5.07
E20	IDA	35 33 22.2	139 38 36.2	14.76	5.34
W 1	SUZUKAKEDAI	35 30 34.1	139 29 04.2	0.44	0.26
W 2	MINAMI TSUKUSHINO	35 30 39.0	139 28 50.5	0.83	0.49
W 3	TSURUMA	35 30 28.2	139 28 16.3	1.75	0.98
W 4	TUKIMINO	35 30 12.9	139 27 26.2	3.10	1.65
W 5	MIDORINO	35 29 58.2	139 26 26.5	4.67	2.34
W 6	KURIHARA	35 29 34.3	139 25 14.0	6.64	2.88
W 7	ZAMA	35 29 21.3	139 24 37.4	7.64	3.01
W 8	NISHI ZAMA	35 28 54.9	139 23 22.1	9.70	3.25

Fig. 7. Travel time diagram on Yumenoshima-Ohyama line. Solid square shows travel time for Nagatsuta explosion. Solid circle shows travel time for Yumenoshima explosion [after SEO (1981a)]. Broken line shows assumed travel time curve for refracted wave from layer with a velocity of 5.5 km/s.

km/s 層を伝搬した屈折波によるものと考えられる。

東側測線について走時から $4/4.8$ (s) を引いた値を示した Reduced Travel Time Diagram を Fig. 8 に示す。長津田発破点から約 7 km で走時曲線上に段差が見られる。この走時の段差がどの層に起因しているかの検討を初動付近の波形の形状を比較して行つた。Fig. 9 は震央距離 5~14 km の間の東側測線の観測点で得られた初動部分を拡大したものである。各トレースの (・) が初動の到着を表している。E14

以降の初動の周期は以前のそれと比して長くなり、初動の波形は E13 を境に分けられ、E9~E13 は同一層からの屈折波で、この走時の段差は見かけ速度 2.7 km/s 層の段差によるものであると考えられる。

Fig. 8. Reduced travel time diagram for Nagatsuta explosion in the northeastern direction. Note that discontinuity is recognized around station E11.

§ 3. 首都圏南西部の地下構造

前述の結果に既往の夢の島発破のデータを加味し、妥当な地下構造モデルについての検討を行つた。

長津田発破の東側での見かけ速度 4.4 km/s の走時と夢の島発破の見かけ速度 5.2 km/s の走時とは異なる層からの屈折波であると考えられた。前者は 4.8 km/s 層のものであることはほぼ確実である。後者の真の速度については明らかではない。そこで、両者のタイムタームを

Fig. 9. Close up of initial motions of the seismograms in Fig. 6.

Fig. 10. Distribution of time terms between Nagatsuta and Yumenoshima. Broken line shows time term to layer with a velocity of 4.8 km/s. Solid lines show time terms to layer beneath that with a velocity of 4.8 km/s, when the velocity is assumed as 5.3, 5.4, 5.5 or 5.6 km/s.

Fig. 11. Distribution of time terms between Kurokawa and Okazu. Broken line shows time term to layer with a velocity of 4.8 km/s. Solid lines show time terms of layer beneath that with a velocity of 4.8 km/s, when the velocity is assumed as 5.3, 5.4, 5.5 or 5.6 km/s.

比較することにより真の速度の決定を試みた。Fig. 10 は長津田-夢の島間のタイムタームを示したものである。実線は発破点のタイムタームを1.03秒とし、伝搬速度を5.3 km/sから5.6 km/sと変化させて夢の島発破の走時から得られた各点のタイムタームを示し、破線は発破点のタイムタームを0.93秒、伝搬速度を4.8 km/sとして長津田発破の走時から得られたタイムタームを示している。4.8 km/s層のタイムタームは、下部にある5.3~5.6 km/s層のそれより小さくなければならない。したがって、後者の真の速度は V_p 5.5 km/s以上と考えられる。このことは Fig. 7 の走時曲線からも示すことができる。Fig. 7 の破線は、夢の島

発破により長津田発破点付近の観測点で得られた走時を全走時とし、長津田発破により観測された走時より早くならないように引いた仮想走時である。この仮想走時と夢の島発破の走時から真の速度は 5.5 km/s となる。黒川-岡津測線についても同様の検討を行う。この測線で観測される夢の島発破の初動は前述のごとく V_p $5.3 \sim 5.6 \text{ km/s}$ 層を伝搬した屈折波であると考えられる。得られた初動の走時を Table 4 に示す。Fig. 10 と同様に、異なる伝搬速度を有する2層の上面までのタイムタームの分布を Fig. 11 に示す。これによれば 5.3 km/s ではやや遅すぎる。

これらのことを考えあわせると、この地域には 4.8 km/s 層の下に 5.5 km/s 程度の速度を持つ層が存在しているとする矛盾が少ないと考えられる。そこで、黒川、岡津、長津田発破の観測結果と夢の島発破から伝搬速度を 5.5 km/s として得られるタイムタームを用いて、黒川-岡津、長津田測線の地下構造を求めた。黒川-岡津測線では Fig. 12 に示すように、 4.8 km/s 層上面までの深さは岡津方向(南側)に向かつて緩やかに浅くなつていく。 4.8 km/s 層の厚さは岡津から黒川に向かつて約 12 km の間は 4 km 程度であり、そこから黒川に向かうにしたがつて急激に薄くなり、黒川では約 1 km となつている。長津田発破の東側測線の地上構造は Fig. 13 に示されている。長津田から約 7 km のところで V_p 2.9 km/s 層上面に南西落ちの段差が存在している。この段差は、前述のように Fig. 8 に示した見かけ速度 2.7 km/s の走時の段差より推定したものである。 4.8 km/s 層は長津田から夢の島へ向かつて急激に薄くなり、中間の多摩川より夢の

Table 4. Travel time of initial phases at stations between Kurokawa and Okazu during the Yumenoshima explosion.

No.	Station	Δ	Init. phase
0	KUROKAWA S.P.	34.48 km	8.43 sec
1	WAKO	34.15	8.43
2	KANAI KITA	34.08	8.52
3	KANAI	33.69	8.52
4	TAMAGAWA UNIV.	33.67	8.57
5	NARUSEDAL 1	33.32	8.51
6	NARUSEDAL 2	33.16	8.54
7	NAGATSUTA	32.66	8.50
8	T.I.T. NAGATSUTA	33.73	8.63
9	WAKABADAI	33.26	8.55
10	HODOGAYA C.C.	33.56	8.60
11	SEYA	34.07	8.66
12	HIGASHI KIBOUGAOKA	33.81	8.61
13	MINAMI KIBOUGAOKA	34.22	8.67
14	OKAZU SHOT POINT	34.50	8.69
15	OKAZU	34.75	8.97

Fig. 12. Underground structure from Kurokawa to Okazu.

Fig. 13. Underground structure from Nagatsuta to Yumenoshima.

島側ではほとんど存在せず、その下の 5.5 km/s 層は夢の島から長津田に向かつて徐々に深くなっている。なお、長津田発破の西側測線については表層にデータ数が不十分のため、地下構造を求められなかった。

§4. 議 論

4-1 得られた地下構造について

上記のごとく地下深部の P 波速度構造が明らかになったが、関東平野南西部の地下構造は関東平野の他の地域のそれとは顕著に異なっていることが認められる。嶋らの一連の夢の島発破を中心とする研究結果 [例えば、嶋・他 (1976b)] によれば、2.8 km/s 層の下層は首都圏中心部では 5.6 km/s 層となつている。しかし、今回の首都圏南西部における結果では 4.8 km/s 層があり、その下に 5.5 km/s 層が存在するような地下構造が得られた。前者は夢の島-吉川町測線において逆発破も含めた結果で確認されている。今回の結果も同様に黒川、岡津両発破の結果で得られたものであり、これらの伝搬速度の精度は比較的高いものと考えられることから、4.8 km/s 層は 5.5 ないし 5.6 km/s 層とは異なる地層であると言える。この P 波速度 4.8 km/s を有する地層の層厚は黒川発破点では薄く、南へ行くに従つて急激に厚くなり、長津田-岡津間では 4 km にも達している。この層厚は夢の島発破の走時から速度を 5.5 km/s として得られるタイムタームに基づいて求められており、この速度を若干変化させると得られる層厚はかなり変化してしまうことから、層厚の絶対値の精度はそれ程高いものではない。しかし 4.8 km/s 層の上面とその下に存在する 5.5 km/s 層の上面までのタイムタームの差は約 0.5 秒と有意な差を示していることから、4.8 km/s 層は厚い層厚を有し、この地域の地下構造を特徴づけている地層であると考えられる。そして、この 4.8 km/s 層が夢の島および黒川発破点、夢の島-長津田間の中間付近以東では存在しないか、または非常に薄くなっていること、夢の島以北の地域ではそれが見られないこと [嶋・他 (1976b)] から、関東平野においてこの地層が有意に存在する地域は多摩川を境にして南西側の地域であろうと考えられる。

黒川発破点の 5 km ほど北の多摩川付近に 国立防災科学技術センターにより -2750 m の深度におよぶ府中地殻活動観測井 (以下、府中深井戸と略す。) が設けられている (Fig. 1 参照)。ここでの P 波、S 波速度構造は山水ら (1981) によりダウンホール法により求められて

Fig. 14. Comparison of underground structure at Kurokawa with those at Fuchu [after YAMAMIZU *et al.* (1981)] and Yumenoshima [after SHIMA *et al.* (1976b)].

おり、Fig. 14 に示すように各地層のP波速度は上から 1.76, 2.14, 3.24, 4.76 km/s で、今回の結果とはほぼ一致している。同図には今回得られた黒川発破点の地下構造及び嶋・他 (1976b) による夢の島の地下構造も併記してある。4.8 km/s 層までの深度については黒川発破点が 0.8 km ほど深くなっている。この差は2点が約 5 km 離れていることを考えれば、問題ではない。P波速度が 2 km/s 程度の層と 3 km/s 程度の層の厚さを比較すると、黒川発破点では前者の方が薄い、府中深井戸では逆である。両者の層厚の比からみると、表層の構成は府中深井戸の地下構造は夢の島のそれに類似した構造であると考えられる。前述の V_p 4.8 km/s 層の層厚の変化ともあわせて、黒川～府中付近では地下構造が移り変わる地域であることがわかる。

今回の人工地震探査の目的のひとつに横浜市北部に認められた顕著な基盤構造の段差を明らかにすることがあった。この段差は立川断層の南側の延長線上の鶴見川に沿う位置にあることから、多田 (1983) が“鶴見川断層”と称しているものである。これが活断層であると、首都圏の地震防災を考える上では震源距離が小さいので極めて重要となってくる。長津田測線での探査では、堆積層が厚いために推定されていた地点で基盤層を屈折した初動が得られず、段差を確認することはできなかったが、上位の堆積層に同じ南西方向に落差を持つ段差が確認された。今後、こうした屈折法だけでなく他の手法（反射法、高密度地震観測など）も用いてこの段差の落差などの形状を明らかにしていくことを考えている。

4-2 既往の人工地震探査の結果との比較

次に関東平野南西部で実施されている既往の人工地震探査の結果と照合することにする。笠原ら (1976) は飯能-横浜間で探査を行い、4.6 km/s 層と 5.5 km/s 層の存在を指摘し、東京都稲城から府中以北では 4.6 km/s 層の厚さが 0.5 km 以下と薄く、府中と横浜の間からは急に厚くなっていることを示している。彼らの発破点C（横浜）は長津田発破点から夢の島に向かつて約 10 km に位置しており、そこでの 4.6 km/s 層までの深さは 3 km 以上と今回の結果とはほぼ一致している。瀬尾・小林 (1980) は夢の島-江ノ島測線での夢の島発破の観測結果から基盤速度を 5.1 km/s にすると、観測点での重複反射波の往復走時の 1/2 とタイムタームが一致し、同測線で観測された大島乳ヶ崎発破の結果とも矛盾が少なく、5.6 km/s では速すぎることを示唆している。これに対する解釈として、Seo *et al.* (1982) は夢の島から約 10 km で、基盤速度が 5.3 km/s から 4.7 km/s に変わるようなモデルを提案している。これは 4.7 km/s 層の層厚が夢の島から約 10 km の地点で急激に厚くなった場合と等価であり、多摩川よりも南西側で 4.8 km/s 層の層厚が厚いという今回の結果と調和的であるが、詳細については再検討の必要がある。山水 (1983) は上記の嶋ら、笠原ら、瀬尾らによる人工地震探査、防災センターの3つの深井戸の速度構造、重力異常などのデータを基礎にし、再解釈を行い、首都圏の地下構造を求めている。南西部の地下構造については基本的に本研究と同様に V_p 4.8 km/s 層が存在するという解釈に基づいており、本研究の結果と概略一致している。

4-3 地質との対応について

はじめに述べたように地下深部地盤の速度構造が明らかとなつている地域はそれほど多くないが、多くの地域において地質学的には地下構造が推定されている。地下構造探査を行った場合、得られた結果が地質構造とどのような関係にあるのかを明らかにすることは、地質的な地下構造が明らかとなつている地域へ探査結果を外挿する際に重要である。ここで地質との対応

Fig. 15. Geological map of the basement in the Kanto plain [after YAJIMA (1981)].

- 1: Sanbagawa metamorphic belt.
- 2: Chichibu Palaeozoic belt.
- 3: Shimanto northern belt.
- 4: Shimanto southern belt.
- 5: Inner zone.
- 6: Yoshimi metamorphic rock.

基盤は Fig. 15 のごとく、北から三波川帯、秩父古生層、四万十帯北帯、四万十帯南帯の順で次第に若くなっている。今回の探査の結果から得られた 4.8 km/s 層は夢の島、黒川付近ではそれほど厚くないことから、Fig. 15 と比較すると四万十帯北帯に対応した地層であると考えられる。そして 5.5 km/s 層は秩父古生層または三波川帯に相当すると推測される。この解釈に基づくと、江ノ島や三浦半島付近ではさらに速度の遅い基盤層の存在が期待され、夢の島-江ノ島測線の走時 [瀬尾・小林 (1980)] を解釈する上で非常に興味深い。また、4.8 km/s 層の層厚に着目した別の解釈もある。すなわち、4.8 km/s 層は非常に厚く存在しており、関東平野の西縁に位置する丹沢山地ではこのような厚い地層としてはグリーンタフがあり、4.8 km/s 層はこれに対応しているという考えである (見上、私信)。いずれにせよ、第三層がどの地質に対応しているかという問題の結論を現時点で断定することは難しく、さらに多くのデータを要するところである。

§ 5. 結 論

東京都夢の島、神奈川県川崎市黒川、横浜市岡津・長津田を発破点として行われた人工地震探査の際に、首都圏南西部において人工地震波を観測し、地下深部地盤の P 波速度構造を明らかにした。その結果を要約すると以下のごとくである。

- 1) 大局的な P 波速度構造は上から約 2, 3 km/s の堆積層と 4.8, 5.5 km/s 層から成っている。
- 2) 第一層と第二層の境界面の深さは夢の島付近では 1.8 km であるが、夢の島から南西の地域では約 1 km か、それ以下である。V_p 4.8 km/s 層上面までの深さは黒川-岡津間では 2.5~3.0 km で、最も深いところ (長津田測線 E12~E15) では約 4 km に達している。この 4.8 km/s 層の層厚は黒川から南にいくに従って急激に厚くなり、長津田から岡津にかけて

について若干の検討を行う。

表層については速度検層資料などより、第一層及び第二層はそれぞれ上総層群及び三浦層群または葉山層群に対応しているとして問題はない。両者の境界面の深さは深層ボーリングの資料によれば、川崎で 0.7 km [福田 (1976)]、保土ヶ谷で約 10 km [菊池 (1962)] である。今回は黒川-岡津間ではほぼ 1 km で、長津田-夢の島間では夢の島付近を除き 0.6~1 km と得られ、上記のボーリング資料と矛盾していない。第三層については、はつきりに対応をつけることは難しいが、ひとつの解釈として矢島 (1981) が示している基盤地質構造に基づく解釈が考えられる。それによれば、関東地方の

は約 4 km ではほぼ一定になっている。長津田から夢の島に向かつては、この層は薄くなり、両者の中間の多摩川付近より東ではほとんど存在しない。

3) 従来より指摘されていた横浜市北部の鶴見川に沿う基盤の段差は長津田発破からは確認できなかったが、上位の地層に同様の南西落ちの段差が認められた。

謝 辞

本研究を行うに際して終始貴重な御意見、御指導を頂いた小林啓美東工大名誉教授に謝意を表す。人工地震の観測に際しては東工大小林啓美研究室および瀬尾和大研究室を中心とする東工大発破実験グループの方々、東大地震研究所柳沢馬住氏の御協力を頂いた。また、数多くの機関には、観測場所を提供して頂いた。なお、夢の島発破は東京都、岡津発破は神奈川県、黒川発破は川崎市により実施され、長津田発破は昭和 58~60 年度文部省科研費自然災害特別研究 (1) (課題名: 関東平野直下の地震活動及び地震動予測についての基礎的研究, 代表者: 宇佐美龍夫教授) によるものである。本研究の一部は川崎市防災会議地震専門部会研究費 (昭和 57~59 年度) によった。関係各位に深く感謝する次第である。

文 献

- BÅTH, M., 1978, An Analysis of the Time Term Method in Refraction Seismology, *Tectonophysics*, **51**, 155-169.
- 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), *地質ニュース*, **259**, 1-14.
- 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 年度地震学会秋季大会講演予稿集, 139.
- 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.
- 小林啓美 (代表者), 1978, 長大構造物の地震動災害とその防止に関する研究, 文部省科学研究費自然災害科学特別研究研究成果報告書.
- KUDO, K., 1980, A Study on the Contribution of Surface Waves to Strong Ground Motions, *Proc. Seventh World Conf. on Earthq. Eng.*, **2**, 499-506.
- 工藤一嘉・坂上 実, 1984, 1983 年日本海中部地震による石油タンク被害と地震動の特徴について, *地震研究所彙報*, **59**, 361-382.
- SAMANO, T., H. YAMANAKA and K. SEO, 1984, Ground Motions Excited by Deep Tertiary Deposit, *Proc. Eighth World Conf. on Earthq. Eng.*, **2**, 745-752.
- 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.
- 瀬尾和大, 1981a, 地下深部の地盤構造が地表の地震動に及ぼす影響, 昭和 56 年東京工業大学学位論文.
- 瀬尾和大, 1981b, 関東平野南西部における基盤構造の顕著な不連続について, 昭和 56 年度地震学会秋季大会講演予稿集, 42.
- SEO, K., S. MIDORIKAWA, Y. MITANI and S. SHANG, 1982, Deep Subsurface Ground Structure of the Southwestern Kanto District, *Proc. Sixth Japan Earthq. Eng. Sympo.*, 49-56.
- 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, 1976a, 東京の基盤構造, *地震研究所彙報*, **51**, 1-11.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大・山崎謙介, 1976b, 東京の基盤構造その 2, *地震研究所彙報*, **51**, 45-61.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・黒羽公明, 1978, 東京の基盤構造その 3, *地震研究所彙報*, **53**, 305-318.
- SHIMA, E., 1980, On the Deep Underground Structure of Tokyo Metropolitan Area, *Proc. Seventh World Conf. on Earthq. Eng.*, **1**, 205-208.

- 多田 堯, 1983, 関東平野の基盤構造と重力異常 (2) —活断層の地球物理学的研究—, 地震 2, 36, 359-372.
- 田中貞二・吉沢静代・大沢 胖, 1979, やや長周期帯域における強震動の特性, 地震研究所集報, 54, 629-655.
- 山水史生・高橋 博・後藤典俊・太田 裕, 1981, やや深い構造の S 波速度 (3) —府中 2,750 m 観測井における測定のとめ—, 地震 2, 34, 465-479.
- 山水史生, 1983, 首都圏下のやや深い地盤構造, 昭和 58 年度地震学会春期大会講演予稿集, 193.
- 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.