やや深い構造の S 波速度

——岩槻 3500 m 地震観測井での測定とその意義——

北海道大学工学部建築工学数室 太田 裕・後藤典俊・塩野計司

国立防災科学技術センター 高橋 博・山水史生

総合地質調査K.K. 栗 原 重 利

(昭和 52 年 8 月 4 日受理)

Shear Wave Velocities in Deep Soil Deposits—Measurement in a Borehole to the Depth of 3500 Meters and Its Significance

Yutaka OHTA, Noritoshi GOTO and Keishi SHIONO

Faculty of Engineering, Hokkaido University

Hiroshi TAKAHASHI and Fumio YAMAMIZU

National Research Center for Disaster Prevention

Shigetoshi KURIHARA

Sogo-chishitsu Consulting Co. Ltd.

(Received August 4, 1977)

A deep shear wave velocity measurement was carried out down to 3500 m in Tokyo area by a temporary use of the Iwatsuki earthquake observation well constructed by the National Research Center for Disaster Prevention of Japan.

Shear waves were produced mainly by means of ordinary small explosions and supplementarily by a specially designed SH wave generator. A set of three component seismometers was installed in a capsule having a clamping device to the borehole wall. Sequent measurements were conducted in 16 different depths to the borehole bottom at intervals of 100–500 m. The maximum depth at which the signal by means of the SH wave generator was clear, reached as large as 1500 m. Since comparisons of the records between two types of the employed seismic sources were made to the depth of 1500 m, the detection of shear events in the deeper measurements by simple detonations became unexpectedly easy.

The obtained shear wave velocities, with 0.2 km/sec at the ground surface, are 1.3, 1.6, and 2.5 km/sec at 1000, 2000, and 3000 m in depth, respectively, and also the oneway time to the bottom is 3.2 seconds. A comparison of the obtained shear wave velocities and depths of their discontinuity shows a complete agreement with the known data such as sonic log, densities, and geologic section, and so on.

Earthquake engineering importance of shear wave velocity measurement for deep soil deposits is stressed upon a rough estimation of wave amplification between ground surface and bedrock.

1. 緒 言

震源の詳しい位置を知り、地表付近の地震波の挙動を正確に把握するためには、当該地域の地下構造を正しく知ることが先決である。地下構造（速度分布）を知るための方法としては周知のように、弾性波探査による方法とか、自然地震による波動伝播そのものを利用する方法がある。P波速度の分布についてはこのような方法により、次第に詳しい資料がえられるようになってきた。P波速度検層については、石油探査との関係から、最近では深さ数 km に達する調査の実施も決して珍しくはない。しかし、地震学上、あるいは地震工学上から、P波よりも時に一層重要でさえあるS波速度分布については、測定の大変さもあるため、ごく地表に近いところを除くならば、その資料は非常にとぼしいといわざるを得ない。

筆者らは、地震観測の資料を正しく理解するためには、少なくとも深度 1000~3000 m までの、やや深い構造のS波速度を詳しく知ることが不可欠である、とかねてより考えていた。また、このための方法としては、速度検層によるのが測定精度の点からみて最も望ましいとも考えていた。たまたま、国防防災科学技術センターが、首都圏での地震予知の基本資料をうる目的で建設した、岩槻地殻活動観測所の深度 3500 m の地震観測井が、短期間ながら器機調整などのため定常観測を一時中断することになった。そこで、この機会を利用して、S波速度の深さ分布を知ることをおもな目的とする調査研究が同防災センターと共同で計画され、かつ実施される運びとなった。

ところで、世界的にみると孔井を利用したS波速度測定の本格的開始は、JOLLY (1956), McDONAL *et al.* (1958) の頃とみてよいであろう。次いで、WHITE and SENGBUSH (1963) の精力的な研究をあげることができる。WHITE (1965) は、この頃までの孔井利用の弾性波測定についての理論・実験両方面からの著書をまとめ、この方面での一時期を画した。国内的にはこれにやや遅れ、狐崎 (1967) と OHTA (1968) がそれぞれ独自の方法で研究を始め、以後のS波検層への気運を造り出した。その後の経過も含めた比較的最近までの発表については、国内的には狐崎 (1976)、世界的には MURPHY (1972)・MOONEY (1974) らが報告している。後者は、地震工学へのS波検層利用に留意してまとめている。しかし、いずれの場合も、測定は地表付近を構成する土の力学特性解明に主眼をおいたものとなっており、このために測定は深くとも 200 m が精々である。石油探査における反射波改善の目的から、ERICKSON *et al.* (1968) はオクラホマ州で深度 3350 m まで地震計を入れ、いわゆる *continuous signal method* によつて、S波の伝播性をさぐろうとした実験を行つているが、これは例外的に深いところまで調べたものの数少ない1つであろう。この際も、走時曲線が描けるほどの測定深度は 1700 m に止まつている。

このようなわけで、この実験のごとくきわめて深い孔井内でのS波速度の測定は、わが国ではもちろんのこと、世界的にみても難事に属している。それにもかかわらず、多くのエキスパートの協力にもとずく周到な準備をこころがけることによつて、実験はほぼ当初の目的を達成することができた。すなわち、深さ 3500 m に至る各深度でS波初動が非常に明瞭に観測され、その結果、岩槻という特定の地点においてではあるが、地下のやや深い構造についての貴重な情報が得られた。

以下に、この測定の概要について報告するとともに、結果の地震学ないしは地震工学上の意義についても若干考察してみたい。

2. 実験場と準備

2.1 観測井

防災科学技術センター所属の地殻活動観測所は埼玉県岩槻市の郊外にあつて、その位置は

緯度 $35^{\circ}55'33''N$ 、経度 $139^{\circ}44'17''E$ 、標高 8.4840 m (T.P.)

である。観測所は前面は岩槻一越谷を結ぶ県道に接し、裏手は元荒川の河川敷に隣接する面積 3939 m^2 からなり、この北端に近いところに、深度 3500 m の観測井が設けられている [TAKAHASHI and HAMADA (1975)]。この観測井は、孔口から孔底まで直径 17.78 cm (内径 15.9 cm) の鋼製ケーシングで保護され、周りはセメントで孔壁 (媒質) に固着されている。孔の曲りは、全長にわたつて $1^{\circ}\sim 2^{\circ}$ 以内に保たれている。孔内には通常は清水が満たされている。孔底の圧力・温度はそれぞれ 350 気圧、 86°C 程度である。

2.2 実験計画

実験は、S波の発生方法・観測・解析法；所要日数・経費、さらには実験場周囲の環境などについて詳細な吟味ののち、結局火薬爆発を震動源として発生する S (SH・SV) 波を観測井内に固定した地震計で捉え、この信号を地上に伝送して記録することを基本とする一Down-hole method—計画で具体化された (Fig. 1)。

S波震源としては、深度 20 m 程度のボーリング孔を元荒川河川敷内に4本掘さくし、これらを使つたいわゆる単純火薬爆発 (桐ダイナマイト) に伴う SV 波の発生をおもに利用することが考えられた。この場合には所望の SV 波の信号がP波その他の波の発生によつて妨害されることが懸念されることから、S波の確認のための補助手段として、いわゆるS大砲 [SHIMA and OHTA (1968)] による SH 波 (黒色火薬利用) を用いることを計画に含めた。爆破孔・S大砲・観測井の位置関係を Fig. 2 に示す。Fig. 3 は、各爆破孔の柱状図である。

観測井を実際に利用することの許された日数は正味6日間であつたが、実験の準備・跡片付

Fig. 1. Schematic representation of the experiment for S wave measurement.

Fig. 2. Plan of the observation field.

Fig. 3. Soil profile of the shot holes.

けも含めると、

爆破孔堀さく	昭 51.10.22~11. 5 (15日間)
実験機器整備など	" 11. 5~11. 7 (3 ")
本 観 測	" 11. 8~11.13 (6 ")
跡 仕 末	" 11.14~11.15 (2 ")

の 26 日間を要している。なお、この実験に参加したメンバーは、著者らの他に浜田和郎・鈴木宏芳(防災センター)、和泉諒二・中村好康・渡辺悌二郎(帝国石油)、石井義信・山崎満寿雄・林 和幸(総合地質)、後藤賢一・上原正義・高木盛夫(明石製作所)の 17 名である。

3. 観 測

3.1 観測機器

観測機器については、実験期間の制約が強く、また各班協同の総合実験という性質上、観測機器の調整、ゲイン調整等に伴う長時間を要する複雑なオペレーションが許されないことから、判り易い構成・操作の容易なこと、それにもかかわらず記録ミスを生じないように組み合わせを考えた。具体的には、

Fig. 4 に示すように Geo Space 製の 4.5 cps 3 成分震探用地震計を特製のカプセル (明石製作所製) につめ孔井内に吊り下げた。センサーからの電気信号を直流増幅器 (最大ゲイン 10^4 倍, 最大出力 10 volts) につなぎ, これを (1/1, 1/5, 1/25) の電圧分割器を通した後, ハイ・カット・フィルター (12 db/oct) を経て R-70A (TEAC 製) データ・レコーダ 3 台に,

Fig. 4. Block diagram of the observation system.

それぞれ High, Medium, Low gain の3段階の Signal として記録できるように工夫した。このようにすると記録系の見かけのダイナミック・レンジは 66 dB 以上に達し, このため仮に増幅器のゲイン調整などに多少の誤算があつたとしても, いずれかのチャンネルには適正な記録が得られるという利点があり, 現場におけるオペレーターの負担を非常に軽くする。8 ch ペンレコーダはハイ・カットフィルター直後の Signal をモニターするために用いた。刻時関係は, 爆発の瞬間を発火器からの shot mark として記録するほかに, クリスタル・クロックからの 0.02 秒の刻時信号を shot mark と多重記録させる方式をとり, データ・レコーダのテープ速度のゆらぎなどの影響に備えた。

このほか, 孔井から約 20 m 離れた地上点で 1 cps の速度計による同時観測を行い, これを R-510 (TEAC 製) データ・レコーダに, 上述の 8 ch ペン・レコーダでモニターしつつ記録した。

地震計の専用カプセルへの装填と, このの信号線 (カプセル吊り下げ用のワイヤーに内蔵) への結線は, 明石製作所によつて注意深く行なわれた。なお孔井内の水位は, 実験期間中つねに孔口近くまで保たれた。

3.2 観測の実施

観測の実施に先立つて, 本部・測定・火薬・見張ほかの班を構成し, また指令系統図が作成された。すなわち, まず本部によつて測定すべき深度, 必要な震源 (火薬, S 大砲)・火薬量が指示される。これに従つて, 地震計を含むカプセルの下降・固定, 火薬装填が準備される。これによつて準備段階が終了すると実験の主体は測定班に移行する。測定班は火薬班・見張班と連絡を保ちつつ, 実験場の安全・トラック等によるノイズに注意した上で火薬班に爆破の指令を与える。爆破が終了し, モニター記録によつて信号の記録を確認したところで, 1 回の測

定が終了する。同一深度における数回の爆破が終わると、これを本部に報告して **one round** を終わる。これに要する時間は測定深度にもよるが、2~3 時間である。本部は地震計の設置

されるべき次の深度・震源等の指令を出す。

Table 1. Specifications of the measuring conditions

Time M D H M	Seismometer depth (km)	Source		
		Shot hole	Charge (gr)	Depth (m)
11. 8.12.25	0.100	S	100	0
12.45	0.100	S	100	0
12.56	0.100	A	50	15.00
13.04	0.100	D	100	21.20
15.25	0.200	S	100	0
15.45	0.200	S	100	0
15.55	0.200	A	100	15.00
16.00	0.200	D	300	15.00
17.29	0.300	S	200	0
17.32	0.300	A	250	15.50
17.35	0.300	D	100	14.00
11. 9.11.24	0.500	S	200	0
11.35	0.500	D	100	13.00
11.39	0.500	A	300	15.50
12.04	0.500	S	200	0
14.08	0.750	S	200	0
14.17	0.750	D	200	13.50
14.20	0.750	A	500	15.10
16.24	1.000	S	300	0
16.26	1.000	D	300	11.55
16.29	1.000	A	1,000	15.10
11.10.12.51	1.500	S	300	0
12.55	1.500	D	500	10.30
13.01	1.500	A	2,000	14.70
16.11	2.000	B	50	20.10
16.13	2.000	C	200	20.50
16.16	2.000	D	500	7.70
16.19	2.000	A	2,000	14.60
11.11.11.20	2.500	D	500	5.50
11.25	2.500	C	1,000	20.50
11.29	2.500	B	2,000	19.95
11.33	2.500	A	4,000	14.10
15.00	3.000	D	1,000	5.00
15.05	3.000	C	4,000	20.20
15.09	3.000	B	4,000	19.40
15.14	3.000	A	8,000	13.85
11.12.11.15	3.482	C	2,000	18.10
11.18	3.482	A	4,000	10.00
13.50	3.249	B	4,000	18.30
13.54	3.249	C	5,000	13.00
16.33	2.745	B	4,000	17.70
16.38	2.745	C	5,000	10.00
11.13.11.00	2.245	C	1,000	6.00
11.21	2.245	B	4,000	16.60
14.13	1.750	A	1,000	6.50
14.17	1.750	B	2,000	12.30
16.44	1.250	C	1,000	3.50
16.48	1.250	B	2,000	10.15

測定深度の配置については、限られた実験期間を考慮しつつ、地盤の状態の変化が激しいと予想される浅い部分には密になるように、また状態が安定しているであろう深い部分には比較的大きな間隔となるように配慮した。震源（使用爆破孔・薬量）の決定には、各深度ごとに確実な記録をとることを基本とすることはいうまでもないが、実験場付近の安全性および爆破孔の保持等にも十分な注意を払った。すなわち、火薬震源の場合、これが浅いほど S 波が発生し易いことはよく知られているが [KISSLINGER *et al.* (1961); 太田・久保寺 (1968); 小柳・本山 (1961) など], あまり浅い震源を設定すると孔口をつぶす恐れもあり、また保安上の問題が起り兼ねない。両者の兼ね合いに、判断を要するところである。

一つの深度での記録が得られてから、次の深度での測定までに、約 2 時間程の準備時間がある。この間に次の深度での測定を適切に行うために現地での粗解析が行なわれた。これをもとに、S 波ほかの特徴的な波群の識別、立ち上がりの読み取りが行なわれ、S 波の

速度の概算値が得られ、次の測定深度、震源の種類（爆破・S大砲）・火薬量、測定器のゲインについての決定が行われることになる。このような手順で、結局、深度 100 m に始まって最深点 3482 m に至るまで、16 の異なつた深度で合計 48 回の測定が行われた。Table 1 に測定一覧を掲げておく。

4. 解析と結果

4.1 解析の方針

冒頭にも述べたように、この深さでのS波速度の原位置測定は、経験も少なく完璧な解析はなかなか難しい。そこで今回は、S波速度の微細構造等の議論に立ち入るよりも、S波を正しく把えていることの確認、S波速度の分布の大勢を正しく把えることが大切であると考え、これに重点を置いた解析をこころがけた。これは他方では、測定間隔が 100~500 m とかなり粗いことから来る必然的な制限でもある。実験は、S波速度測定におもな関心を置いて行なわれているが、P波速度についても、当然相当精度のよい結果が得られるべきであり、これを求めることも同時に計られた。地表ごく近く（100 m 以浅）は、この実験では重視されていないが、幸い実験場と同じ敷地内でのこれに関する資料が得られており【応用地質（1976）】、これを参照して孔井地震計・震源位置間の補正は正しく行なえるはずである。なお、この解析の方針は、今後同種の実験を行なう場合にも応用できる。

Fig. 5. Paste-up of SH wave trains obtained by SH wave generator.

4.2 ペースト・アップ作成

正確な地下構造を得るためには、正しい走時曲線、つまりは最も読み易い **Paste-up** を作り上げることが肝要である。この観点から、テープ記録はまず室内作業的に、かつ逐次的に **Filtering Band** を変えながら解析された。すなわち各トレースごとの最適パス・バンドを探して行く手続きを取りながら、再生が繰り返えされた。かくして、まず最初に **S** 大砲による記録の **Paste-up** が、深度 1500 m まで得られた。これを Fig. 5 に示す。次に、火薬爆発による各深度での記録を見ると、**S** 大砲記録の **S** 波の立ち上がり付近に、周期が急に延びる波群が存在することが察知されたが、原記録のままでは、この前後に短周期のノイズが重なつていて読み取りにくい。そこで、いろいろな薬量・爆破深度での記録について、フィルターのパス・バンドを試行錯誤的に変えながら、この付近の波形が最も明瞭になるように再生記録を整えた。このようにして出来たものが、Fig. 6 の単純火薬爆発による記録群である。もし、この記録

Fig. 6. Paste-up of horizontal component records by explosions.

一枚のみが得られただけであつたならば、**S** 波の確認、およびその立ち上がりの読み取りには、かなりの困難が予想されるところであろう。しかし、幸いに **S** 大砲による記録から深度 1500 m までの読み取りは極めて容易である。この結果、およびこの傾向を援用することによつて、深度 3500 m までの **S** 波群の追跡が、さほどの無理もなく行いえた。なお、これらの **Paste-up** は、**S** 波を優勢に記録しているはずの水平動成分について作成された。今回は、実験上の制約から、各深度における水平 2 成分の設置方位を確定することはできなかつた。しかし、**S** 大砲による記録では **SH** 波の発生が孔井に対して接線方向となるように設置されていることから、この方向に **S** 波の最大動が得られるはずと考え、Fig. 7 に示す電気的な方位変換器によつて水

平2成分の記録を合成し、これが最大となるトレースを **Paste-up** に利用するなどの試みがしてある。単純火薬爆発による記録についても、同様の処理ができるはずであるが、この場合 **SH**, **SV** 波が同時に発生する可能性があることから、もつぱら **Band-Pass Filter** による **S/N** 向上が行なわれた。

次に、P波速度推定のための **Paste-up** については、上下動成分記録によつたことはもちろんであるが、さらに一般には、**High-gain** でとられた記録を用いて作成した。Fig. 8 にこれを示す。

4.3 初動読み取りとその補正

4.2 で求めた **Paste-up** をもとにして、記録上の顕著な波群の初動を読み取つた。それらは、**S**波 (**S**大砲・火薬爆発各々による)、**P**波、およびそれに先行する上下動にもつぱら顕著な波群である。読み取りは、**1/100 sec** まで行なわれた。次に、爆破点の位置による補正を行つた。この際、地表近くの **P**・**S**波速度を必要とするが、これは応用地質 **K.K.** によつて得られた結

果を利用した。補正は、すべて「爆破点が観測井の孔口にあつたとした時の走時」になるように行なつた。読取値を Table 2 に掲げてある。深度 **1500 m** までは、とくに **S**波については、**S**大砲によるもの、単純火薬爆発によるもの、の二つの読み取り値が得られたが、両者の震源位置の違いを補正すると、誤差 (**1/100 sec**) の範囲で一致している。このことから、表にはただ一個の値のみを載せておいた。**S**波・**P**波の **One way time** (深度 **3482 m**) は **3.27 sec**, **1.28 sec** と得られた。

Fig. 7. Circuit of the azimuth conversion device.

Fig. 8. Paste-up of vertical component records by explosions.

Table 2. List of travel times and their shot point corrections

Seismometer depth (km)	S wave			P wave		
	t reading	Δt correction	$t+\Delta t$ corrected	t reading	Δt correction	$t+\Delta t$ corrected
0.100	0.38	-0.04	0.34	0.09	-0.024	0.07
0.200	0.56	+0.01	0.57	0.14	-0.013	0.13
0.300	0.70	+0.10	0.80	0.19	+0.01	0.20
0.500	0.98	+0.10	1.08	0.27	+0.01	0.28
0.750	1.31	+0.10	1.41	0.40	+0.01	0.41
1.000	1.66	+0.07	1.73	0.52	+0.01	0.53
1.250	1.87	+0.02	1.89	0.61	0.0	0.61
1.500	2.04	+0.10	2.14	0.69	+0.01	0.70
1.750	2.24	+0.08	2.32	0.78	+0.01	0.79
2.000	2.46	+0.05	2.51	0.87	0.0	0.87
2.245	2.61	+0.04	2.65	0.95	+0.01	0.96
2.500	2.75	+0.09	2.84	1.03	+0.01	1.04
2.745	2.85	+0.12	2.97	1.11	+0.01	1.12
3.000	3.00	+0.09	3.09	1.17	+0.01	1.18
3.249				1.21	+0.01	1.22
3.482	3.20	+0.07	3.27	1.27	+0.01	1.28

(unit: sec)

ところで、Paste-up には、S・P 波のシグナルに加え、とくに、上下成分のもの (Fig. 8) に顕著であるが、P 波に先行する信号、および P 波に続いて到着する大振幅の信号のあることが示されている。これらの波については当面、次のように解釈している。まず、この両者に共通する特徴は、いずれも深さに関係なく、ほとんど一定の速度 (3.5 km/sec, 1.5 km/sec) をもっていることである。また、前者は深度 2.75 km の測定で、急に振幅を小さくしている。この深度が、ちょうど孔井保持のための Cementing zone ・層厚が急減しているところ (正確には 2600 m) に近いことから、ここを選択的に伝播した 1 種の P 波だと思われる。後者は、その速度、および観測井孔底で見事な反射が Paste-up (Fig. 8) にみられることから、孔井内の水を伝播する P 波とみてまず間違いないであろう。

4.4 速度構造

補正後の読取值をもとに、(S・P) 両波の走時をプロットし、これらを無理のない直線でつないで出来たものが、Fig. 9 の走時曲線である。これを見ると、全測点数 16 のうちたかだか 1~2 個の読み取り値が、直線と 3/100 秒程度ずれるのみで、他のほとんどのものは、直線上に乗っており、ここに描かれた直線が妥当なものであることが判る。地表に延びる直線が原点に達していないのは、ここでは、浅い部分の影響を無視しているためであり、走時曲線の矛

盾を示しているものではない。この走時曲線から、直ちに地下構造（S・P 波速度分布）が得られる。最終の結果が、地表付近の構造も加味して、Table 3 にまとめられている。これによれば、地表のごく近傍を除くと、P 波速度については基盤まで大略 3 層構造、S 波速度については 4 層構造となつている。このうち、深度 300 m、1000 m、2700~2800 m での速度不連続は、P 波・S 波で非常に良く合っており（走時図を見ても、これらの境界深度はほとんど確定的であることが判る。）、両者の違いは、深度 1000~2700 m の間に一つの境界があるかどうかのみである。この間、つまり深度 2000 m 付近に S 波速度にのみ境界が

Fig. 9. Travel time—depth curves.

あるが、この上下の層での S 波速度比は $1.3/1.6 \div 0.8$ であり、必ずしも著しい境界とみることはできない。それゆえ、この 2 層をまとめ、かつ速度が深さとともに僅かずつ増加するミラージュ現象を示すゾーンと考えることも不可能ではない。このような可能性も含めるならば、S・P 両波の速度構造は、大局的には良く合っているとみて差し支えない。

Table 3. Velocity structure

Layer No.	S wave			P wave		
	Thickness (km)	Depth of boundary (km)	Velocity (km/sec)	Thickness (km)	Depth of boundary (km)	Velocity (km/sec)
1	0.32	0.32	0.44	0.33	0.33	1.80
2	0.67	0.99	0.76	0.67	1.00	2.10
3	0.98	1.97	1.30	1.70	2.70	2.90
4	0.83	2.80	1.60			4.70
5			2.50			

5. 考 察

5.1 他の資料との比較 (Fig. 10)

岩槻観測井に係わる既存の資料のうち、速度に関するものとして、P波速度についての Sonic Log, Sampling core による (P・S) 波速度測定の結果があるが、他に、地質柱状図・密度分布・電気検層結果なども得られている。

ここでは、まず Sonic Log の結果との比較から始めよう。これは連続測定にもとずいており、測定は非常に細かく行なわれている。したがって、速度も、局所的には複雑に変化しているが、これを大局的に見るならば、その傾向・絶対値ともに今回の結果と良く一致していることが判る。深度 1000 m, 2800 m 近傍の速度不連続は、ここにおいても明瞭である。これらは、地質柱状図においても、それぞれ Pleistocene-Miococene, Miocene-Pre-Tertiary の境界によく対応している。また、深度 1000~2800 m の間では深度 1200 m 付近で Sonic Log の測定値が若干バラついているが、これ以外ではほとんど一定または漸増とみてよく、今回の測定結果との一致は非常によい。このことは、密度分布ほかにも明瞭に現われているところであり、疑いの余地はない。

ところで最近、首都圏基盤構造研究グループ〔嶋他, (1977)〕が東京都の夢の島一埼玉県野田市の間に測線 (約 35 km) を設けて、通常の屈折波による地下探査を実施し、深度 2~3 km に至る速度構造断面を求めている。それによれば、今回の観測点に最も近い地点 (埼玉県北葛飾郡吉川町附近) で、P 波速度は、地表から 1.8 km/s, 2.8 km/s, そして、基盤層速度 5.65 km/s が与えられ、また S 波に対しては、それぞれ 0.58 km/s, 0.70 km/s, 1.50 km, 基盤の S 波速度として 3.0 km/s となつている。これと比べてみると、P 波速度については、

Fig. 10. Velocity profile of S and P waves compared with geology, sonic wave velocity, and electric resistivity.

[今回の結果]

[首都圏グループ]

1.8 km/s	}	1.8 km/s
2.1 km/s		
2.9 km/s		2.8 km/s
4.7 km/s		5.65 km/s

が対応し、S 波速度については、

0.44 km/s	}		{	0.58 km/s
0.76 km/s				0.70 km/s
1.30 km/s	}	1.50 km/s		
1.60 km/s				
2.5 km/s		3.0 km/s		

の関係を想定しうることから、両者は相当によく合っているとみてよい。両者で最も大きな食い違いは、最下層（基盤）の速度である。P 波速度（4.7 km/s, 5.65 km/s）、S 波速度（2.5 km/s, 3.0 km/s）のごとく、彼らの結果の方が、我々のそれに比べてかなり大きく、この差は有意とみななければなるまい。これの原因として、少くとも次の 2 つが考えられる。第 1 に測定誤差である。彼らの場合、P 波速度に比べて、S 波の方が若干精度が悪いというものの、それぞれの測点数も相当に多く、仮に最も小さく見積つたとしても、それぞれに対して 5.4 km/s, 2.8 km/s が精々であろう。一方、我々の場合には、当該地層内での測点数は 3 点で多くはないが、P・S 波ともに、立ち上がりは相当によく、あまり大きな誤差は考えられない。また、採取資料による超音波測定でも、最大速度はそれぞれ 4940 m/s, 2350 m/s であり、Sonic Log でも、最大速度は精々 5.2 km/s である。これからも、あまり大きな速度は想定できない。次に考えられるのは、両者の測定法の違いである。我々の場合、鉛直下方に測っているのだから、いわば区間速度の測定といえる方法であつて、当該区間以外の影響を受けることはない。彼らの用いた屈折法では、しかしながら、当該境界面以深に、深さと共に速度が増すような場合（これがごく普通）、得られる速度は、みかけ上実際より大きくなる可能性がある。さらに、異方性の問題がある。一般に、堆積層地盤中では、水平方向（地層に平方）に伝わる波が、鉛直方向のそれに比べて、相当に（場合によつては 30% 以上）大きくなることは、よく知られている [POSTMA (1955), VANDER STOEP (1966), KITSUNEZAKI (1971) など]。これら 2 つの理由のいずれか、あるいは組合せによつて、最下層速度についての両者の違いは、説明できるものと当面考えておきたい。

つまり、今回岩槻観測井で得た、深度 3500 m に至る S・P 波速度構造は、既存の全ての

資料と充分調和のとれた信頼し得る結果である、と考えて差し支えないであろう。

5.2 S 波の振幅

今回の実験は、S 波を把えることに主眼をおいたことから、爆破回数そのものは多かつた (48 回) にもかかわらず、振幅—薬量、装薬深度との関係について詳しい資料を得て整理を行うまでには至っていない。Fig. 11 (a), (b) は、P・S 両波の主要動部分の速度振幅 (mkine) を震源種別、使用薬量を付記しながら距離 (深度) に対してプロットしたものである。ただし、この振幅は、地震計収納カプセルを特殊装置で孔壁に固定した状態で得られた値であり、地動そのものを示すものとはいきれない心配は残っている*。

Fig. 11 から一般的に、波の種類、震源種別にかかわらず、深度との関係は $(\text{Depth})^{-1}$ と $(\text{Depth})^{-2}$ との間、やや $(\text{Depth})^{-2}$ に近い勾配をもっていることが判る。これは、今後の同種の実験計画立案に有用な資料の一つとなろう。Fig. 11 (b) によれば、単純火薬爆発では、P

(a) S waves.

(b) P waves.

Fig. 11. Relation of particle velocity amplitude to depth and charge size.

波振幅がS波のその5~10倍もある。それにもかかわらず、S波の立ち上がりの識別が可能となつたのは、両者の出現時間の相異、含まれる周波数成分の違いによるところが大きいであろう。

S大砲 (黒色火薬) とダイナマイトの単純爆発による震源を比較すると、火薬の種類は異なるが、仮に (速度振幅)/(使用薬量) でS波の発生効率を考えると、両者ともほぼ同程度であるが、(S波振幅)/(Noise) で比較すると、S大砲の方がはるかに大きく、P波の振幅が小さいことから、S大砲がS波のみの発生装置として優れていることは明らかである。実際には、S大砲による測定は、深度 1500 m までで

* VAN SANDT & LEVIN (1963) によればケーシングがある場合でも、これがセメントなどによつて周りの地層にしっかりとつながっているならば、ケーシングなしの場合とほとんど同じ波形 (振幅・周期共に) がえられるという。

あるが、これは装置の安全を考えて、使用薬量を最大 300 g にとどめたためである。

単純火薬爆発においても、火薬量・爆破深度によつて S 波発生効率が違っている。とくに、浅いほどよいことは、よくいわれるところであるが、次に示すいくつかの例によつて、その傾向をうかがうことができるであろう。

S 波の振幅を A (薬量, 爆破深度) とし、その比をとつてみると、たとえば、

$$\frac{A(2 \text{ kg}, 10.2 \text{ m})}{A(1 \text{ kg}, 3.5 \text{ m})} \simeq 1 \quad (\text{測定深度 } 1250 \text{ m}),$$

$$\frac{A(4 \text{ kg}, 16.6 \text{ m})}{A(1 \text{ kg}, 6.0 \text{ m})} \simeq 1 \quad (\text{測定深度 } 2250 \text{ m}),$$

$$\frac{A(2 \text{ kg}, 20.0 \text{ m})}{A(0.5 \text{ kg}, 5.5 \text{ m})} = \frac{1}{4} \quad (\text{測定深度 } 2500 \text{ m})$$

のようになる。また、爆破深度が浅いほど、波形が比較的単純になり、S 波の phase に対し noise 成分が小さく、S 波の識別が容易であつた。

5.3 深層探査と地震工学

地震学の分野では、地殻内の速度構造を知ることの重要性は十分に認識されており、いわゆる大爆破グループをはじめとする永年の研究蓄積がある。しかし、彼らの研究は、その性質上地表近くの速度構造については、最表層の P 波速度を 5~5.5 km/sec と一括しているように、きわめておおまかである。また、おもな関心を P 波速度において S 波速度にはおいていない。一方、地震工学においては、地震記録のうち加速度に関わる量に多大の注意が向けられていたことから、地層の速度 (おもに S 波速度) としては、深度 100 m まで判ればほとんど充分とされていた。つまりいずれの側からみても深度数 100~数 1000 m に至るやや深い構造についての詳しい調査は、無視ないしは重要視されていなかった、といわざるをえない。したがつて、この深さでの速度等に関する知識の集積も、きわめて劣勢であつた。

しかし、ごく最近になつて、HELMBERGER and JOHNSON (1977) らの研究にみるごとく、これら比較的深い地盤構成を詳しく知ることが、震源過程等の研究においても、とみに重要になつてきた。また、地震記録の S-P time から震源位置に関する解析を行う場合にしても、観測点の地下構造は、より正確な議論をする上で必要である。他方、超高層建物、LPG タンクに代表される大型構造物の出現と、その耐震への関心は、必然深い地盤の構成と、そのやや長周期の地震動に及ぼす影響についての考察を不可欠にしてきている。Fig. 12 は、岩槻の深度 2810 m (基盤層上面) に、単位の振動が鉛直下方から入射した場合のレスポンスを P, S 両波について求めてみたものである。この簡単な例をみても、周期数秒から 10 数秒の波に対して深い地盤が及ぼす影響の著しいことが理解できるであろう。

Fig. 12. Response of the deep soil structure to normal incident S and P waves.

地震工学において、構造物への地震入力を考える際、かつ往時と違つて震源過程に関する研究が相当に進んだ今日、これからの成果を地震工学の分野にとり入れようとする場合、最も肝要なことは、どこにその「受け渡し点」を求めるかである。多くの場合、震源過程からの研究の成果は、ここにいう基盤上面までの扱いに重点をおいて得られている。したがつて、ここを地震

工学への「受け渡し点」とすることの意義は当面非常に大きい。将来的には、震源から構造物（したがつて、その地震からの安全性—Building Code）までを一貫した扱いとすることが望ましい。この際、長周期の地震波から次第に短周期側へ、と考察を進めていくのが易から難への順路であろう。われわれの一人はこの問題を、やや長周期（少くとも1秒以上）の波に限定して、一つの試みとして展開している【太田・鏡味（1976）】。その際にも、深い地盤のもつ増幅作用が重要な因子となつている。

深い地盤の及ぼす地震波への影響を知るためには、ここに報告したように直接の探査によつて地層構成を求め物性定数を決定していくのがすぐれた方法であることはいうまでもない。しかし、これは多大の経費も要することであり、よほど恵まれた条件の下でないとなかなか実現出来ない。今回は、たぐい稀な機会であつた。われわれが、“やや長周期の微動観測とその地震工学への応用”を考えているのは、いわば、これの代替としてである【坂尻他（1974）、成瀬他（1976）、鏡味他（1976）、工藤他（1976）】。これはかつて金井によつて提唱された常時微動（短周期微動）ほどでないにしても、測定の簡便性にもかかわらず、相当程度深い地盤の動特性を知ることができることから、さらに研究を進めるべき大切な方向の一つである。しかし、これも結局は間接法である。ここに、今回のような観測点が見出されるならば、それは標準点としての意義をもつことが直ちに理解できるであろう【後藤・太田（1976）】。さらに、地震動そのものの深い地盤による効果を直接に知るためには、地表・地下の少くとも2点における地震波の観測を実現することは絶対に欠かせない。深層探査・やや長周期の微動観測・地震観測を今後は一連のものとして考えていきたいと思つている。

5. 結 言

岩槻観測井の、深度 3500 m に至る速度構造を、S 波を中心に、P 波についても測定した結果、信頼性の高い値が得られた。結果は Fig. 10 に要約されている。これは既存の諸資料とも充分調和するものである。地表ごく近くを除けば、S 波速度については 4 層構造、P 波速度については 3 層構造とみてよい。これはまた、中間深度の速度層をミラージ層と考えることによつて、P・S 両波について同一の境界があるとみることも可能である。

各波群の初動走時の読み取りが、P 波についてはもちろんのこと、S 波についても、S 大砲による記録を援用することによつて、誤りなく実施し得たことは、今回の実験の最大の収穫であつた。このように、予想外の成果が得られたことは、一つには、この実験への参加者の総合と協調が非常にうまく行なわれたことである。次いで、技術的には、孔井内への地震計装填に伴う難点の多くが、事前の努力で解決したことが挙げられる。

今後、類似の実験を行なうために留意すべき事項も多々ある。まず地震計の設置については、以後の解析を容易にするために、Azimuth Detector を付け加えたい。これは、S 波を他の波群と識別するためには、基本的な重要事項である。

S 大砲の有用性については、今までにも度々述べた。これは若干の工夫によつて、深度 3000 m 程度まで Signal を伝達し得る、強力な装置に改良を試みることは今後指向すべき重要な方向の一つである。単純火薬爆発と S 波の発生状況の関係をみると、いうまでもなく同一深度では薬量の多いほど、発生状況は良い。さらに、爆発深度が浅く地表に近い程、S 波発生効率が高いことは、今回の実験でも確認された。しかし、ここに一つの問題が生じた。浅い地点での爆発は必然地表面での震動を大きくし、付近に人家のある場合は、それらが有感域に入つてしまう場合も起こることである。この問題に影響を受けない、S 波を能率良く発生させる方法は見出せないものであろうか。

今回の実験によつて、一地点での深層 S 波探査が可能となつた今日、これと類似の調査を多地点で実施し、深さ方向のみの地下構造、という一次元的なものから進んで、三次元的な構造を知りたいと望むことは、贅沢に過ぎるであろうか。これは、今までは如何に重要と考えても、夢であつた。しかし、今や技術的には可能である。今後は、これを如何に具体的な日程に乗せるかである。幸い、関東地方では、岩槻に続いて千葉県内（下総地区）・東京都内（府中市）において深度 2000~3000 m の観測井が、防災センターを中心にして建設、ないし企画されようとしている。これらの孔井を利用して、方法の改善を工夫しながら、S 波速度等の調査を実施すると共にその意義をさらに深く追求していきたいと考えている。

最後に、本調査・研究の企画実施にあたつてその趣旨を理解し、最大の御支援を惜しまれな

かつた国立防災科学技術センター所長，大平成人氏を始めとする関係者に厚くお礼を申し上げたい。本実験の実施は帝国石油(株)，総合地質調査(株)，明石製作所(株)その他の関係諸機関の参加協力を得たが，これなしには到底当初の目的を達成することはできなかつた。これらの関係機関・諸氏に深甚の謝意を表したい。また，図面の作成，原稿の浄書は北大工学部建築工学教室津川りゆう子嬢をわずらわした。本研究の実施に伴う費用の1部は，文部省科学研究費(課題番号 102502)をあてたことを記し，当局にお礼申し上げる。なお，計算はおもに北大大型計算機センター(課題番号 1001FC0267, 1001FS0234)によつて行つたことを付記する。

文 献

- ERICKSON, E.L., D.E. MILLER and K.H. WATERS, 1968, Shear-Wave Recording Using Continuous Signal Methods Part II—Later Experimentation, *Geophys.*, **33**, 240-254.
- 後藤典俊・太田 裕, 1976, 地震波の生成・伝搬に関する実験—地表層のS波速度測定の地震工学への普及—, *地震探鉱実験グループ*, 56-61.
- HELMBERGER, D.V. and L.R. JOHNSON, 1977, Source Parameters of Moderate Size Earthquakes and the Importance of Receiver Crustal Structure in Interpreting Observations of Local Earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, **67**, 301-313.
- JOLLY, R., 1956, Investigation of Shear Waves, *Geophys.*, **21**, 904-938.
- 鏡味洋史・太田 裕・後藤典俊・塩野計司・工藤一嘉・坂尻直巳・成瀬聖慈・出原孝示・竹内文朗, 1976, やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (3)—1968年十勝沖地震のSMAC型強震計記録との比較—, *地震*, **29**, 147-158.
- KISSLINGER, C., E. J. MATEKER Jr. and T. V. McEVILLY, 1961, SH Motion from Explosions in Soil, *Jour. Geophys. Res.*, **66**, 3487-3496.
- 狐崎長琅, 1967, 孔中固定式受震器によるS波の観測 (I), *物理探鉱*, **20**, 1-15.
- 狐崎長琅, 1967, 孔中固定式受震器によるS波の観測 (II), *物理探鉱*, **20**, 47-57.
- KITSUNEZAKI, C., 1971, Field Experimental Study of Shear Waves and Related Problems, *Geophys. Inst., Kyoto Univ., Japan*, **11**, 103-177.
- 狐崎長琅, 1976, 地震波の生成・伝搬に関する実験—S波検層—, *地震探鉱実験グループ*, 50-56.
- 小柳敏郎・本山満雄, 1969, 火薬爆発によるS波検出の実験 (4)—Cratering ShotによるSH波地下構造の解析—, *帯広畜大研報*, 1-6-1, 133-142.
- 工藤一嘉・太田 裕・後藤典俊・鏡味洋史・塩野計司・坂尻直巳・成瀬聖慈・出原孝示・竹内文朗, やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (4)—Array観測による微動伝播性の検討—, *地震*, **29**, 323-337.
- MCDONAL, F. J., F. A. ANGONA, R. L. MILLS, R. L. SENG BUSH, R. G. VAN NOSTRAND and J. E. WHITE, 1958, Attenuation of Shear and Compressional Waves in Pierre Shale, *Geophys.*, **23**, 421-439.
- MOONEY, H.M., 1974, Seismic Shear Waves in Engineering, *Jour. Geotech. Engr. Div., ASCE*, **100**, 905-923.
- MURPHY, V., 1972, Geophysical Engineering Investigation Techniques for Microzonation, *Proceedings, International Conference on Microzonation, Univ. of Washington, Seattle, Wash.*, 131-160.
- 成瀬聖慈・出原孝示・竹内文朗・太田 裕・鏡味洋史・後藤典俊・塩野計司・工藤一嘉・坂尻直巳, やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (2)—微動の卓越周期と地下構造の関係—, *地震*, **29**, 25-32.
- OHTA, Y., 1968, Experimental Study on Generation and Propagation of S-Waves III, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **45**, 727-738.
- 太田 裕, 1968, S波の発生とその利用, 最近における物理探鉱の進歩, *物探協会20周年記念号*, 227-242.

- 太田 裕・鏡味洋史, 1976, 耐震工学上考慮すべき地震波の周期の上限と振幅の下限, 建築学会論文報告, **249**, 53-60.
- 応用地質K.K., 1976, 地中地震計設置に伴うボーリング及び地質調査工事報告書.
- POSTMA, G.W., 1955, Wave Propagation in a Stratified Medium, Geophys., **20**, 780-806.
- 坂尻直巳・成瀬聖慈・竹内文朗・吉川 賢一・後藤 典俊・太田 裕, やや長周期の微動観測と地震工学への適用 (1)一八戸市における予備観測一, 地震, **27**, 338-351.
- SHIMA, E. and Y. OHTA, 1968, Experimental Study on Generation and Propagation of S Waves: I. Designing SH-Wave Generator and Its Field Tests, Bull. Earthq. Inst., **45**, 19-31.
- 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大・山崎謙介, 1977, 東京の基盤構造その 2 第 3 回夢の島, 吉川町爆破実験による地下深部探査, 震研彙報, **50**, 187-208.
- TAKAHASHI, H. and K. HAMADA, 1975, Deep-Bore-Hole Observation of the Earth's Crust Activities around Tokyo—Introduction of the Iwatsuki Observatory—, Pure and Appl. Geophys., **113**, 311-320.
- VANDER STOEP, D.M., 1966, Velocity Anisotropy Measurements in Wells, Geophys., **31**, 900-916.
- VAN SANDT, D.R. and F.K. LEVIN, 1963, A Study of Cased and Open Holes for Deep-Hole Seismic Detection, Geophys., **28**, 8-13.
- WHITE, J.E. and R.L. SENBUSH, 1963, Shear Waves from Explosive Sources, Geophys., **28**, 1001-1019.
- WHITE, J.E., 1965, Seismic Waves, Radiation, Transmission, and Attenuation, McGraw-Hill Co. Inc., New York.