

造成地盤における地震波の挙動

地震研究所 { 嶋 悦 三
柳 沢 馬 住
額 纈 一 起
消防庁消防研究所 座 間 信 作
東京都 星 野 務

(昭和 60 年 4 月 25 日受理)

要 旨

造成地盤は地震に弱いとされている。そこで、東京都多摩ニュータウンに実験地をえらび、造成地盤内での地震波の挙動を解明すべく調査を実施した。

まず、造成地に 3 本のボーリングを実施して、PS 検層を行ない、地盤の物性を把握した。その結果、造成地盤では地山に対して、同程度かやや遅い程度の S 波速度が得られた。Q 値については、盛土がやや小さい値を示す様に思われる。

地盤調査結果にもとづき、地盤をモデル化し、二次元有限要素法を用いて数値解析を行なったところ、造成地盤内では、水平方向に伝わる二次的な波が発生し、地山に比べて振動継続時間が長くなるという知見が得られ、これは同地点で行なっている地震観測結果と調和的であることが解った。

また有限要素解をインパルス応答とみなし、合積により、造成地盤上での波形を合成し観測記録と比較した結果、かなりな程度の一一致を見た。

1. はじめに

1978 年宮城県沖地震は、近代化した大都市の被災事例として大きな教訓をのこした。中でも、比較的地盤が良好である旧市街では殆んど被害を受けなかったのに、新興住宅地においては、建物の倒壊を含む大きな震害もたらされ、人々の注目をあつめた。このような被災地は、軟弱地盤の造成地および、山を削って段々に造成されたところに集中している。定性的に、このような土地が地震時に危険であろうことは、過去の経験ならびに多くの研究成果を通じて知られていることではある。最近における人口の都市集中にはまことにめざましいものがあり、住宅地は必然的に都市郊外にまで拡がり、ややもすれば、地盤の悪いところでも開発して宅地にせざるを得ないのが現状である。より耐震的な土地造成法の確立と、このような土地にも丈夫な建物を建てることの必要性は、行政面からも強く指導されるべきものである。

都市への人口集中は東京都の場合も例外ではない。要望に答えて、東京都では、その西南部にあたる、八王子、町田、多摩、稲城の四市にまたがる総面積 3,020 ha に及ぶ広大な多摩丘陵で、山を削り、谷を埋めるといった開発を進めている。そして、そこに居住する人口は 31 万人が目標とされている。

東京都では、近い将来発生するであろうとされている、駿河湾を震源とする巨大地震、いわゆる東海地震による震害をいかに僅小に喰いとめるかが大きな問題となっている。中央防災会議の検討によれば、東京区部での予想震度は V 程度とされている。多摩地区の地盤は、平均的には区部のそれより良好とされているものの、造成により地盤が弱体化しているおそれもあり、またより震源に近いこともあり、区部に比べてより強い地震動を予測すべきであろう。安全を見るならば、この地区が大規模地震対策特別措置法にもとづき中央防災会議により指定された地域外にあるとはいえ、震度 VI 程度の地震動を予想して対策を考えるべきであろう。現状では、この地区の地盤の物性に関するデータが、極めて少ないことが、ここでの地動予測を困難にしている。

東京都では、このような造成地盤での地震波の挙動を知る目的で、居住を開始した造成地の数ヶ所で地震観測を行なっている。すでに、昭和 58 年 8 月 8 日の神奈川・山梨県境地震 (M6.0) をはじめとして、いくつかの記録が得られている。東京都のご好意で、これ等データの提供を受けたので、これを活用して、造成地盤における地震波の挙動の解明を試みた。

その手順は、まず、造成前の旧地形の判明している場所をえらび、旧地盤に達するボーリングを行ない、それを利用して PS 検層を実施し、地盤の物性を把握する。次に、地盤をモデル化して、有限要素法を用いて、旧地盤に達した地震波が、地盤内でどのように振舞うかを調べる。更にこのデータを用いて、地震波を合成し、現実の記録と比較して、この手法の適応性を知ろうとするものである。

2. 調査地周辺の地形・地質の概要

調査地付近は、羽鳥・寿円 (1958) が示す高位段丘 (多摩 I) 面上に形成された丘陵地であり、かつては、大栗川とその支流によって開析谷が樹枝状に発達して、ゆるやかな起伏をなす地形であった。しかし、最近の宅地開発に伴なう造成工事により、地形の改変が著しく、丘陵地形の原形をとどめる部分は急速に減少しつつある。

多摩丘陵の地質は、藤本 (1930)、大塚 (1932) 等の研究以降、徳永・郷原・桑野 (1949)、藤本・寿円・羽鳥 (1961) 等によって全体像が明らかにされてきた。すなわち、第三紀鮮新世の後半から、第四紀洪積世に堆積した上総層群 (または三浦層群) とこれを不整合におおひ御殿峠礫層 (西部)、おし沼礫層 (東南部) の段丘堆積物、さらに全体をおおひ関東ローム層の火山灰層から成っている。

調査地付近の地質構成は、東または北東方向にゆるく傾斜した上総層群の砂分の卓越した連光寺互層が基盤を成し、その上位に扇状地性の御殿峠礫層が分布している。さらに、その上部を関東ローム層がおおひ、丘陵地の地表を形成している。

周辺の谷部は、河川による堆積作用よりもむしろ浸食作用がまさっているため、開析谷に堆積する沖積層厚は極めて薄い。その構成物質は、丘陵地が浸食され流出して堆積したロームや砂礫の二次堆積物が主なものである。

3. 地盤調査結果

3.1. 調査地点の地質

ボーリングによる地盤調査は、南大沢団地柏木公園内の1点（ポイント1、標高約150m）、及び谷部にある近隣公園予定地内の2点（ポイント2, 3、同約130m）で行われた。Fig. 1は調査地点の造成状況を、工事図面より再現した断面図である。図中の矢印が調査地点で、ポイント1, 3が盛土部、ポイント2が切土部にあたる。

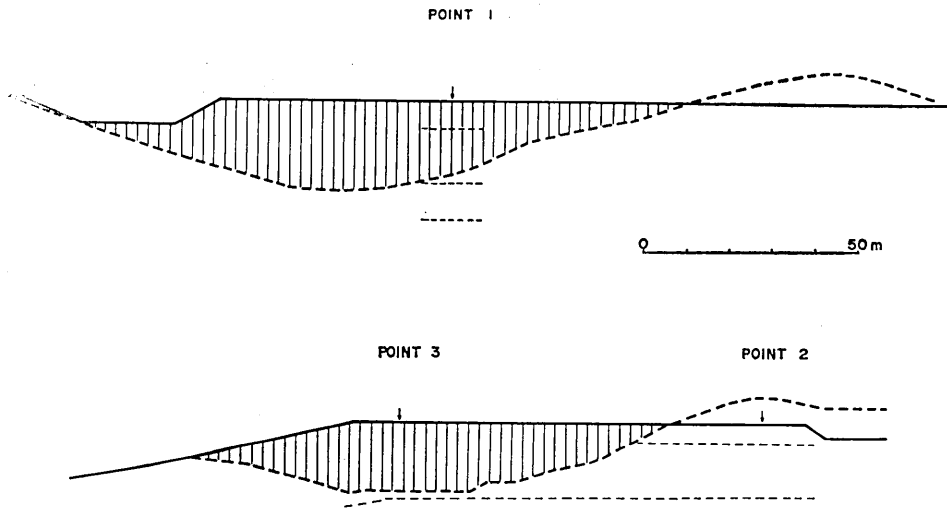


Fig. 1. Rough sketches of the underground structure. The arrows indicate the observation points.

各調査地点の地質柱状図を Fig. 2 に示した。ポイント1では、地表から深さ16.5mまでが砂礫ないしは玉石の混入したロームによる盛土地盤である。また、旧表土とみられる腐植物、草木根の混入した黒褐色の粘性土が、GL-16.5~17.2mに認められる。GL-17.2m以深は連光寺互層と考えられる粘土質細砂あるいは細砂層が分布しており、小礫（径5~25mm）や固結粘土の薄層が挟在している。また、ところどころで軟岩状を呈し、コアとして試料が採取された。

ポイント2, 3では、それぞれGL-20.0mとGL-37.0mまでのボーリング調査を行った。ポイント3のロームを主とした盛土の厚さは、13.2mである。この地点では崖錐性の堆積物と考えられる旧表土、粘土質細砂、玉石混り砂礫がGL-13.2~18.85mにかけて分布している。GL-18.85m以深は連光寺互層が分布し、GL-22.3~29.0mには泥岩層が認められた。また、GL-35.6m以深は軟岩状の砂岩からなっている。ポイント2の切土部では、表層部1.5mまでロームを主体とした粘性土で客土されていて、その下位には砂層が孔底のGL-20mまで確認された。全体に粘土分に富む砂層である。層厚は薄い、玉石の混入した砂礫がGL-4.4~5mに挟在している。下部のGL-15.7~20mには固結度の進んだ細砂層がある。

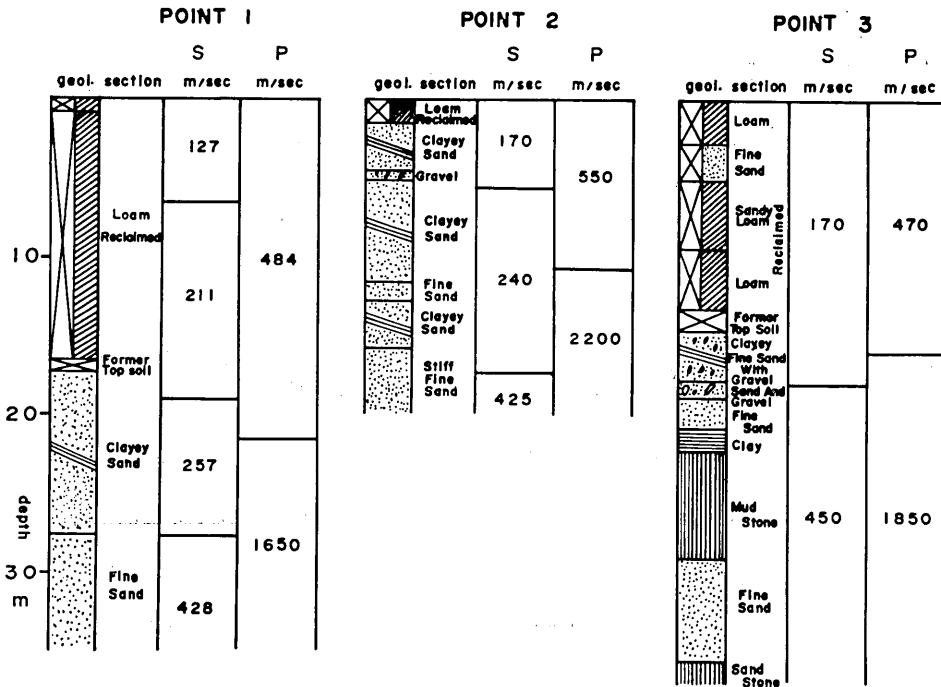


Fig. 2. Geological sections and P and SH velocity structures.

3.2. 実験方法

板叩きによる well-shooting の方法が場所をとらず容易であり、嶋他 (1968, 1969) により有効性が確かめられているので、3点ともこの方法を用いた。すなわち、ボーリングが約 2m 進むごとに孔底に3成分地中地震計を設置し、地表の孔口付近に置かれた板を叩くことにより発生する波を観測する。この際、板を合計3回、つまり両端及び上面を叩く。両端打撃による波の水平成分を観測することでSH波を、また上面打撃による波の上下動成分を観測することでP波をとらえることができる。打撃時刻は板上に置かれた地震計で求めた。

また孔底での観測と同時に、板から約 1m 離れた地表近くに同じ3成分地中地震計を埋め、波源近傍での波動を観測した。これはQ値の推定の際、参照波形として用いられる。

3.3. 速度構造

Fig. 3 はポイント1における実験で得られたSH波のレコードセクションで、参照波形も併せて示した。観測波形の立ち上がりは明瞭でないので、読み取り誤差を避けるため最初のピークの走時を読み取った。得られた走時を深さごとにプロットしたのが Fig. 4 である。図では調査地点ごとに、SH波とP波の走時を同時に黒点で示してある。さらに、これらの点のうち何点かを通るよう試行錯誤的に求めた直線が、その傾きに相当する速度とともに引いてある。この速度は、調査地点の地下構造が均一な層で構成されると仮

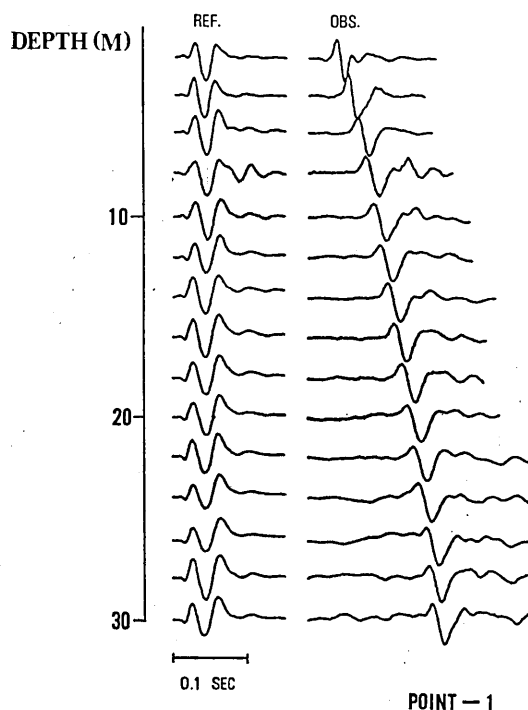


Fig. 3. An example section of observed and reference seismograms at Point-1.

定した場合の、各層の速度に相当する。以上、3地点で得られた速度構造を、地質柱状図とともに Fig. 2 に要約した。また、得られた S 波構造から想定できる断面上の層境界が、Fig. 1 の中に点線で示してある。

柱状図と比較して、ポイント1では S 波構造の第1,2層が、ポイント3では第1層が先に述べたローム主体の盛土に相当することがわかる。これらの層の速度(それぞれ127, 211, 170 m/sec)を切土にあるポイント2の第1,2層(170, 240 m/sec)と比べると、それぞれやや遅い程度で大きくは異なる。調査以前には盛土部分の速度はかなり遅いことが予想されており、これは意外な結果であった。今回の調査と同一地域(多摩ニュータウン)にあり、鮮新世の地層の露頭が見られる地点で行われた調査(嶋他, 1968)でも、深さ5 m まで 155 m/sec, 12 m まで 235 m/sec とポイント2とほぼ同じ速度構造が得られている。従って、ポイント2の速度構造が遅く求まり過ぎているということではなく、この予想外の結果はある程度動かし難いと思われる。このことは、当地の造成工事において非常に良質の盛土が用いられた、あるいは施工時に適切な締め固めが行われたことを意味するものであり、おそらく、その両方であると思われる。

先に述べたように、ポイント3で泥岩層の混入が認められることを除いて、3地点とも地山部分は上総層群、連光寺互層と考えられる砂層で構成されている。その S 波速度は浅い所で 250 m/sec, 深い所で 450 m/sec であった。嶋他(1968)の調査で 20 m 以深に見

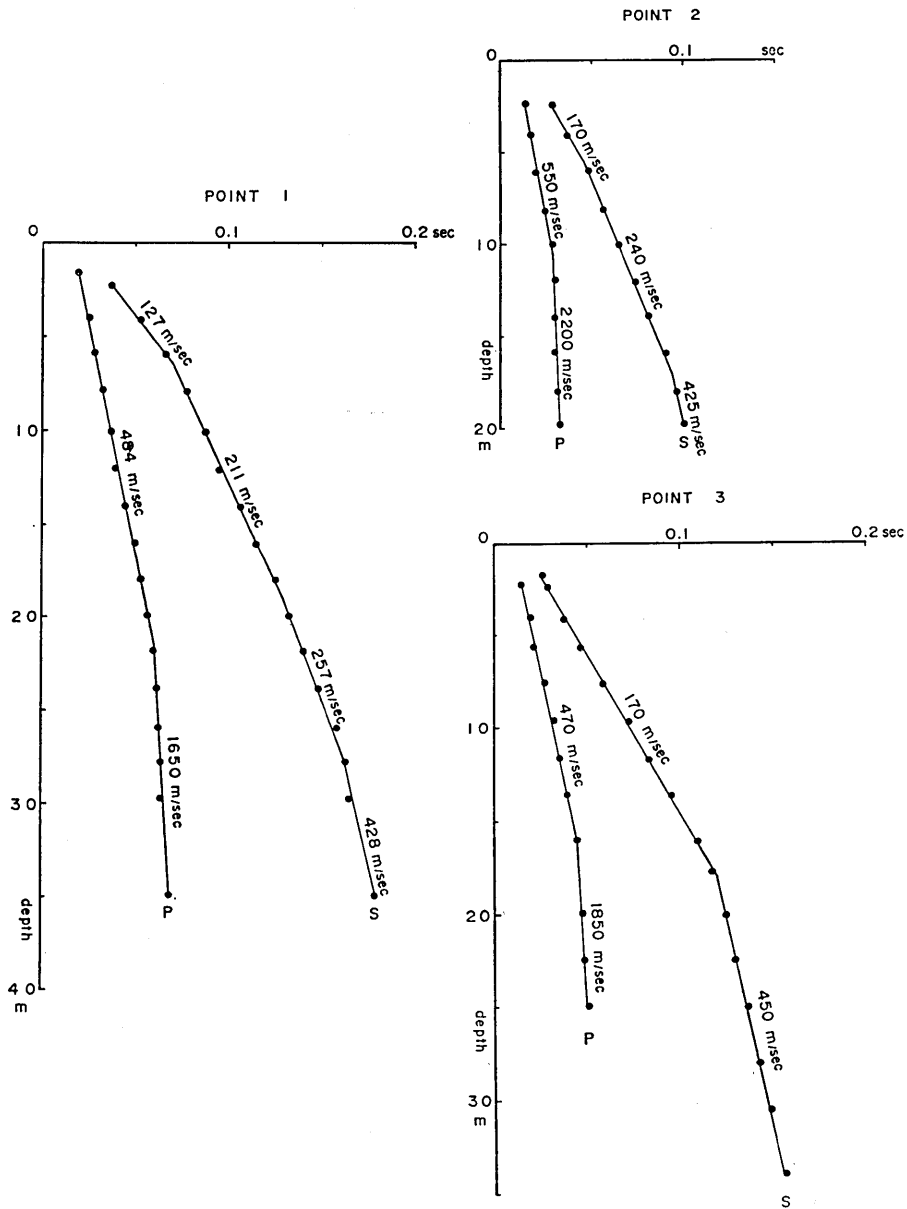


Fig. 4. Vertical travel time graphs for P and SH waves.

られた 700 m/sec の層までボーリングは達しなかったと思われる。

3.4. Q 値 構造

Fig. 3 からわかるように、同一地点で観測された SH 波の波形は相互によく似通っている。従って、地盤による波の減衰が精度よく求まることが期待されるので、それらのフ

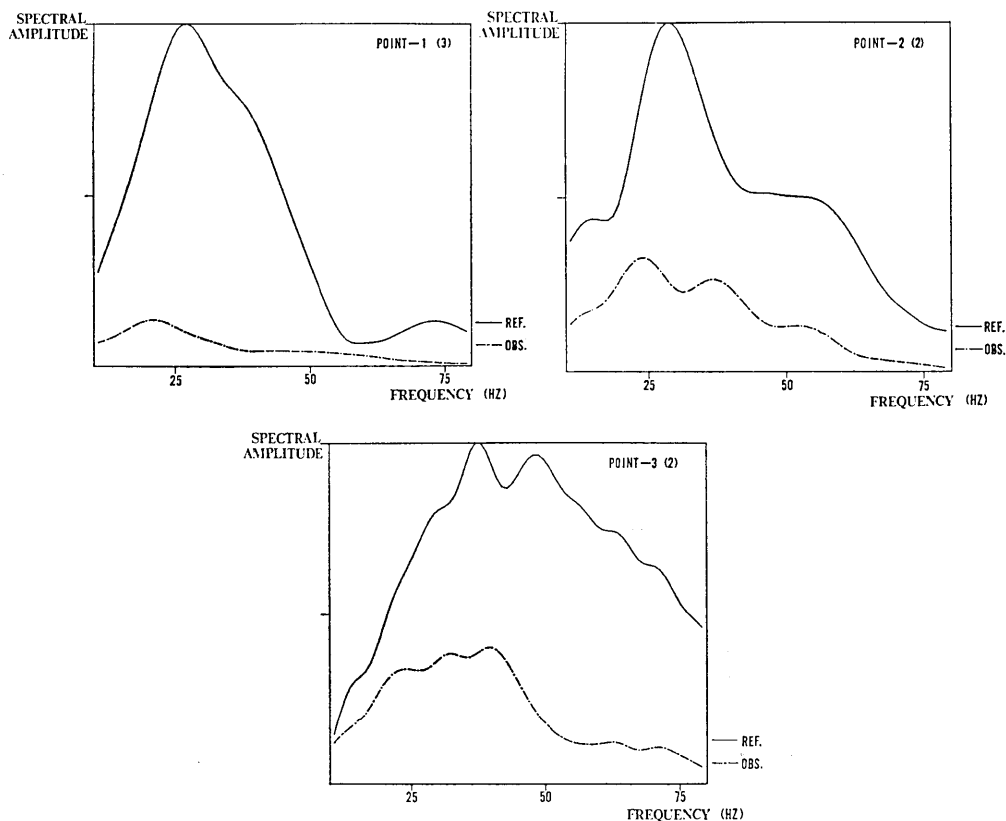


Fig. 5. Examples of the amplitude spectra of observed and reference seismograms.

ーリエ・スペクトルを用いて、S 波の Q 値の推定を試みた。

Fig. 5 は 3 地点での代表的な SH 観測波のスペクトル振幅と、波源近くで得られた参照波のスペクトル振幅である。計算は直達波部分のみを取り出して行った。雑音の混入を避けるため、卓越周波数を中心とした帯域を設定し、その中で積分した値を卓越周波数におけるスペクトル振幅とした。Fig. 5 に示されたスペクトルの形状を考慮し、エネルギーの主要部がカバーされるようにポイント 1 では 20~40 Hz、ポイント 2 で 20~50 Hz、ポイント 3 で 25~65 Hz の帯域を設定した。

観測波と参照波のスペクトル振幅をそれぞれ a, b とすると、 $A=a/b$ は波のみかけの減衰率を与える。ところで、狐崎(1967)によれば、水平成層構造に垂直入射する直達波は

$$R' = r_1 + r_2 \frac{V_2}{V_1} + \dots + r_N \frac{V_N}{V_1} \quad (1)$$

に比例して波面が広がる。ここで r_i, V_i は第 i 層の厚さ及び S 波速度であり、波は第 N 層の深さ r_N まで達しているとしている。また、第 i 層と $i+1$ 層の境界における透過係数を t_i とすると、 $N-1$ 層の境界面による透過係数は

$$T = t_1 \cdot t_2 \cdots t_{N-1} \tag{2}$$

で与えられる。従って、 AR'/T が媒質による真の減衰率となる。ところが、密度の正確な推定は難しいので、透過係数 t_i を正しく求めることはできないが、同一層では T の値

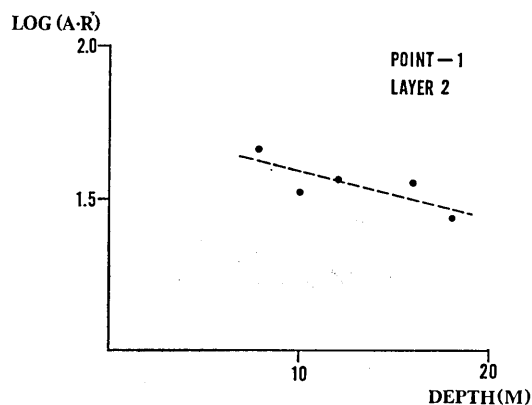


Fig. 6. The attenuation line for SH waves observed in the second layer of Point-1. This shows the relation between the logarithmic values of corrected amplitudes and depths.

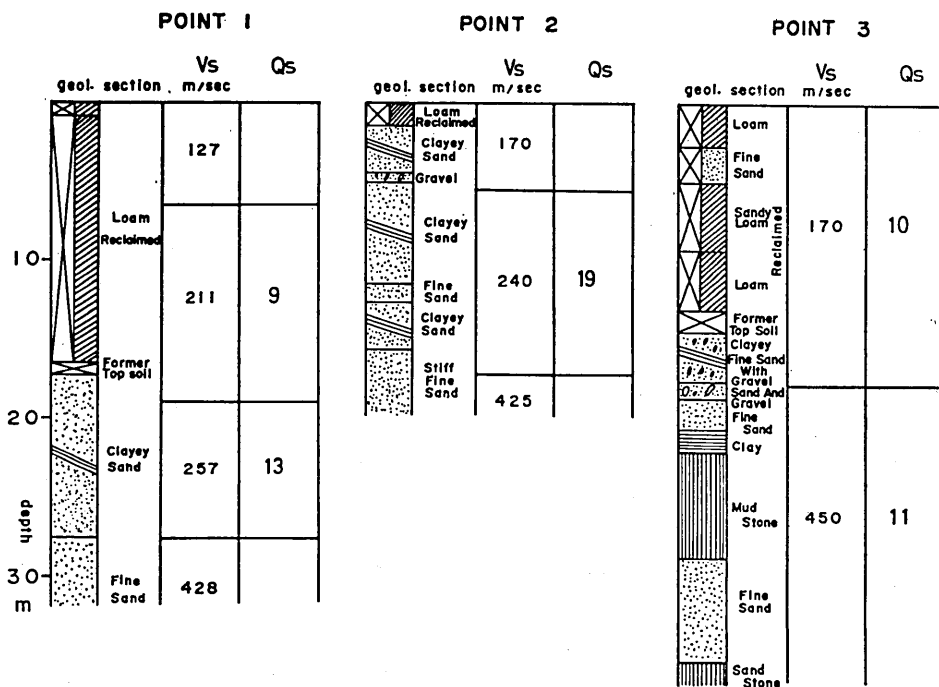


Fig. 7. Qs structures with the SH velocity structures and the geological sections.

は同じであるから、 AR' の値からその層の Q 値を推定できる。そこで4点以上で観測が行われた層について、 AR' の対数値を深さに対してプロットしてみた。Fig. 6 はその一例で、ポイント1における第2層の場合である。このプロットに対して最小自乗法で直線のあてはめを行い、得られたのが図中の点線である。この直線の傾きを α とすると定義から、

$$Q = 2\pi \left[1 - \exp\left(-\frac{2\alpha V}{f}\right) \right] \quad (3)$$

を用いて Q 値が求まる。ここで V は S 波速度、 f は卓越周波数である。

データのばらつきが大きく精度の悪いものも含まれるが、合計5層について Q 値が求まった。これらを S 波速度及び柱状図とともに示したのが Fig. 7 である。その5層は、 S 波速度 450 m/sec のポイント3・第2層を除くと、盛土2層 (ポイント1・第2層とポイント3・第1層) と地山2層 (ポイント1・第3層とポイント2・第2層) で、すべて S 波速度にして 200 m/sec 前後の値をもっている。ところが Q 値を見ると、盛土が 9, 10 であるのに対して、地山は 13, 19 とやや大きい値を示している。少数例であり精度の問題もあるが、 S 波速度が似たような層でも盛土では減衰が大きい可能性が示唆されている。

4. 有限要素法に基づく地盤の応答計算

4.1. モデル化

検層結果に基づき、造成地2ヶ所のモデル化を行った。造成地1 (南大沢団地柏木公園) はポイント1周辺で、地震観測が行われている場所であり、造成地2 (近隣公園予定地) はポイント2, 3を含む新しい造成地である。

問題を2次元とし、上記地区を Fig. 8 a, b のように東西断面に関してモデル化した。ここで、側方境界は十分遠方にとってあるが図では省略している。造成地1では2種の媒質 (S 波速度: 170, 450 m/sec, 密度: 1.5, 2.0 g/cm³) を、造成地2については3種の媒質 (S 波速度: 170, 240, 430 m/sec, 密度: 1.5, 1.7, 2.0 g/cm³) を仮定した。また簡単のため、減衰は無視した。メッシュサイズは 10 Hz 以下で 90% 以上の精度が保持できるように決定した (座間, 1981)。

4.2. 応答解析 (時間領域)

Fig. 8 a, b に示した有限要素モデルにおいて SH 波が垂直入射する場合の地表面での波形を求め、造成地盤の影響を調べてみた。

波動伝播問題に対する有限要素方程式は、外力、粘性がない場合次式で表わされる。

$$M\ddot{U} + KU = 0 \quad (4)$$

ここで M , K はそれぞれ質量、剛性マトリックス、 U は変位ベクトル、 $\dot{\cdot}$ は時間微分である。座間(1981)に従って、初期値 (入力波) として矩形パルスモデル中間点に同時に与え、また下方に向かう波を吸収し近似的に無限媒質とみなせるよう、モデル下端にダッシュポットを設けた。このような条件下で (4) 式を時間に関して逐次積分して地表での変位波形を得た (Fig. 9 a, b)。主要動の振幅のみに着目すると、半無限媒質とみなせる造成

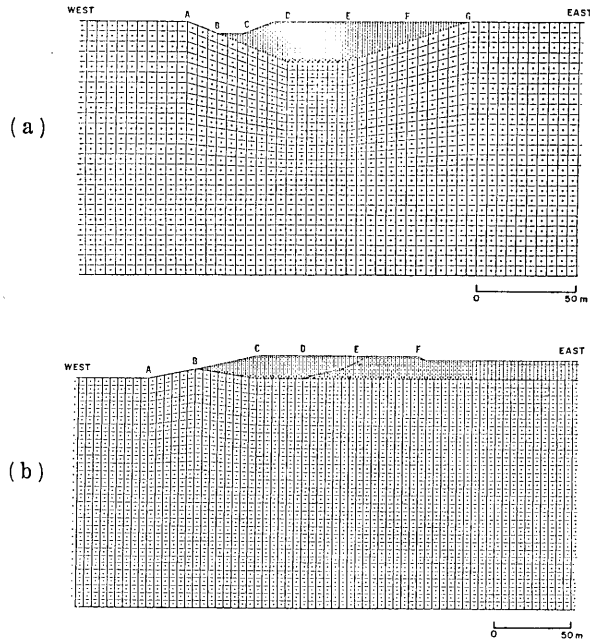


Fig. 8. Schematic finite element models.

a: for Site-1 including Point-1 shown in the upper part of Fig. 1.

b: for Site-2 including Points-2 and 3 shown in the lower part of Fig. 1.

SH pulses are applied at mid points of the models simultaneously.

Dash-pots are set at the base in order to eliminate the reflected waves from the base.

部から離れた点での最大振幅を1とした場合、造成部でのそれは1.5程度であり、水平構造を考えた場合と等しい。

Fig. 9a において後続位相をみると、自然地盤に相当する点ではすぐ振動が収まっているのに対し、造成地盤内では長く揺れているのがわかる。波の伝播の様子をみると、水平成層構造からは期待されない横方向に伝播する波が顕著に現われている。これは造成地盤の形状及び自然地盤と造成地盤の速度比が大きいことによると考えられる。即ち造成地1では入射した地震波エネルギーが外へ逃げ難い、いわば閉じた系に近いので、横方向に進む波は再び境界で反射されるという現象が続き、振動継続時間が長くなっている訳である。

造成地2 (Fig. 9b) についても同様のことがいえるが、造成地東側が構造的に開いているため、B—C 部で発生した波が東に進み自然地盤でラブ波を形成している様子が見られる。

4.3. 周波数応答

周波数領域で造成地盤の地震波に及ぼす影響をみるために、各点で得られた波形のスペクトルと半無限体上で得られたそれ (REF) との比をとり、各点直下の構造を用い重複反射を仮定して得た増幅率の1/2の値と比較してみた (Fig. 10 a, b)。両者はピーク値、それを与える周波数ではほぼ一致している。しかし、例えば Fig. 10a の [D/REF] にみられる

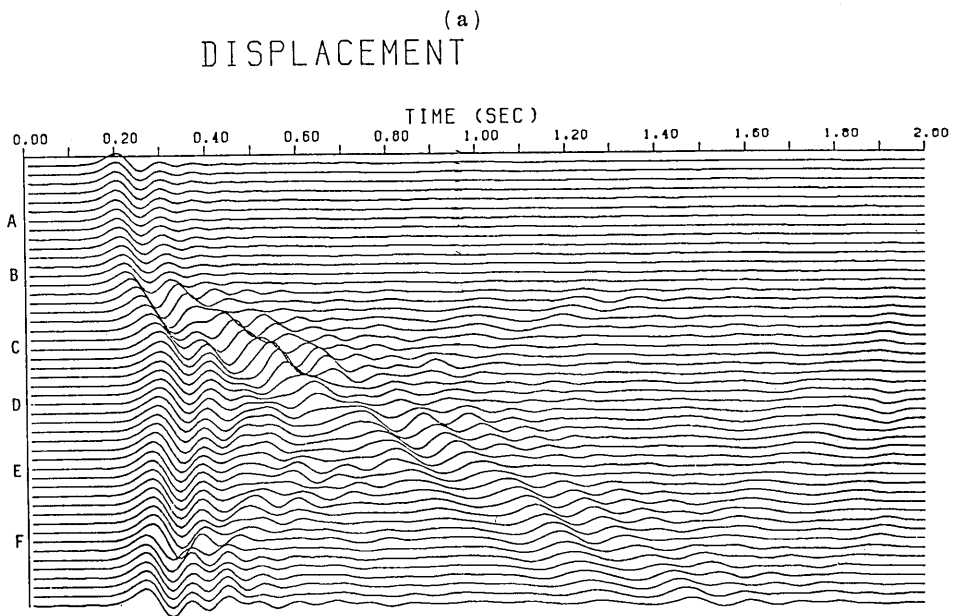
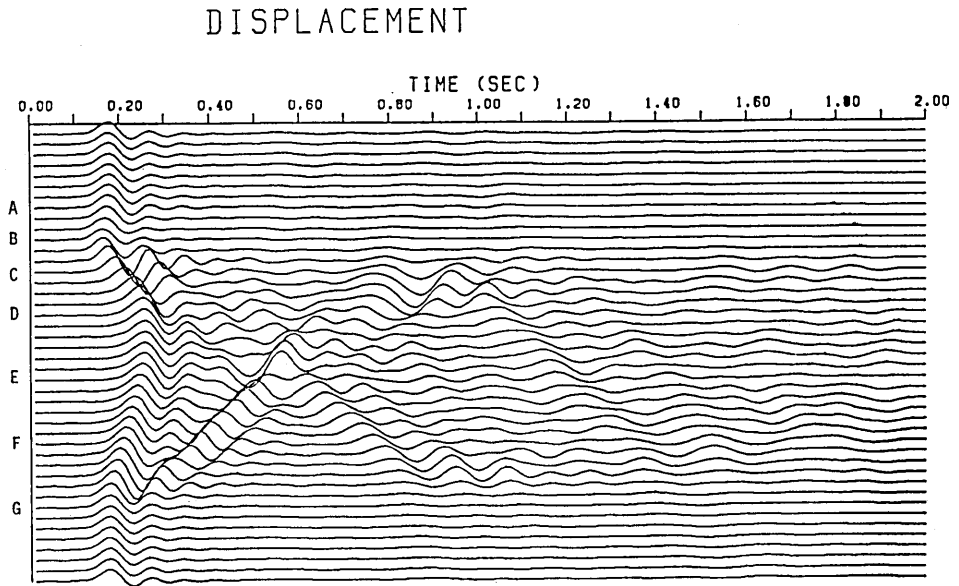


Fig. 9. Calculated displacement seismograms at the surface.
a: Site-1. b: Site-2.

ように、重複反射の計算からは得られない周波数にピークをもっているものが多い。そしてその殆んどが破線の示すピークより高周波数側にある。このことは、より高周波数成分が卓越するであろう埋土の薄い部分で生成された波が埋土の厚い方向へと伝播しているた

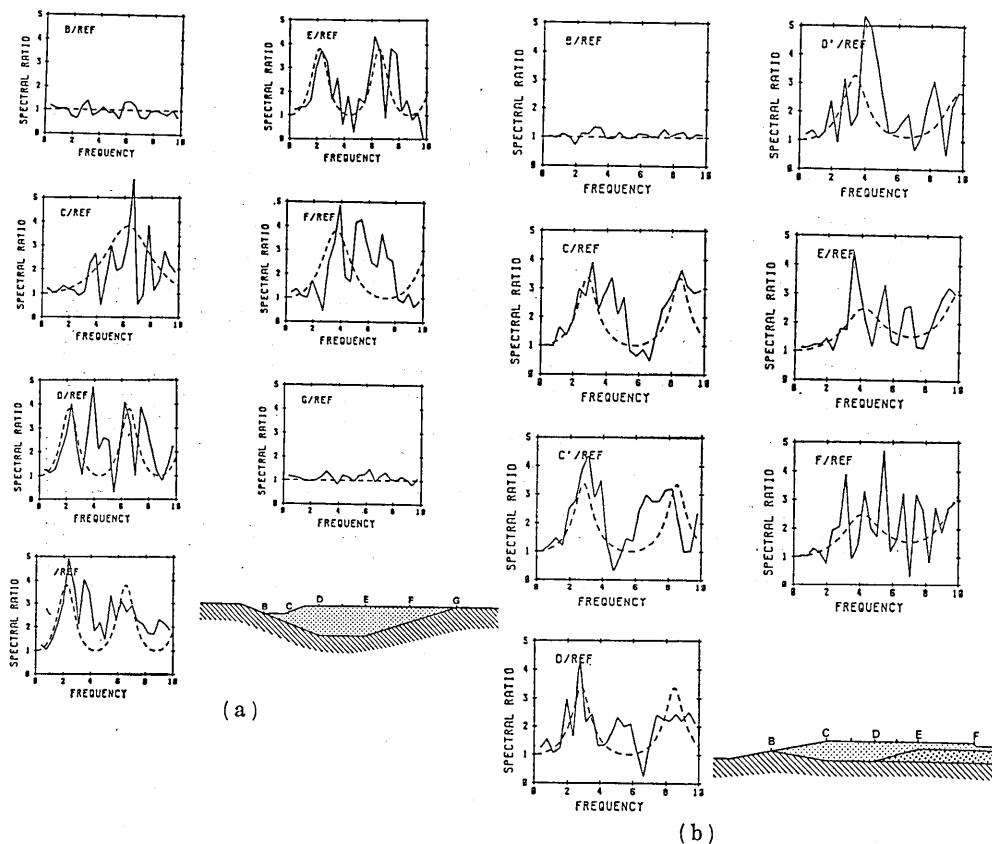


Fig. 10. Spectral ratios between the seismograms shown in Fig. 9 and the reference one (REF). Broken lines denote the half of the amplification factors computed assuming the parallel layering at the points. a: Site-1. b: Site-2.

めと考えられる。これは先に述べた時間領域での結果からも確かめられている。

5. 地震観測結果—昭和58年8月8日神奈川・山梨県境地震—

昭和58年4月以来東京都が当該地区で行っている地震観測のデータを用い、上述の数値解析結果との比較を行った。

5.1. 地震観測の概要

観測点は造成地1に位置し、加速度型地震計3成分5点がFig. 11に示すように設置されている。観測された地震のうち今回解析に用いたものは、昭和58年8月8日神奈川・山梨県境地震(35°32'N, 139°01'E, H=22 km, M6.0)で、震央距離は約35 kmである。尚この地震では、東京、甲府、三島で震度IVを観測し、死者1名、傷者28名がでている。

5.2. 地震記録

解析に用いたNS成分の記録をFig. 12に示す。図中の番号はFig. 11に示した地震

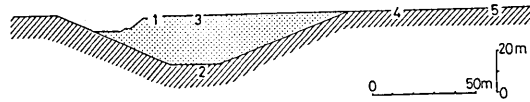


Fig. 11. The configuration of seismometers at Site-1. The observation was conducted by the Tokyo Metropolitan Government.

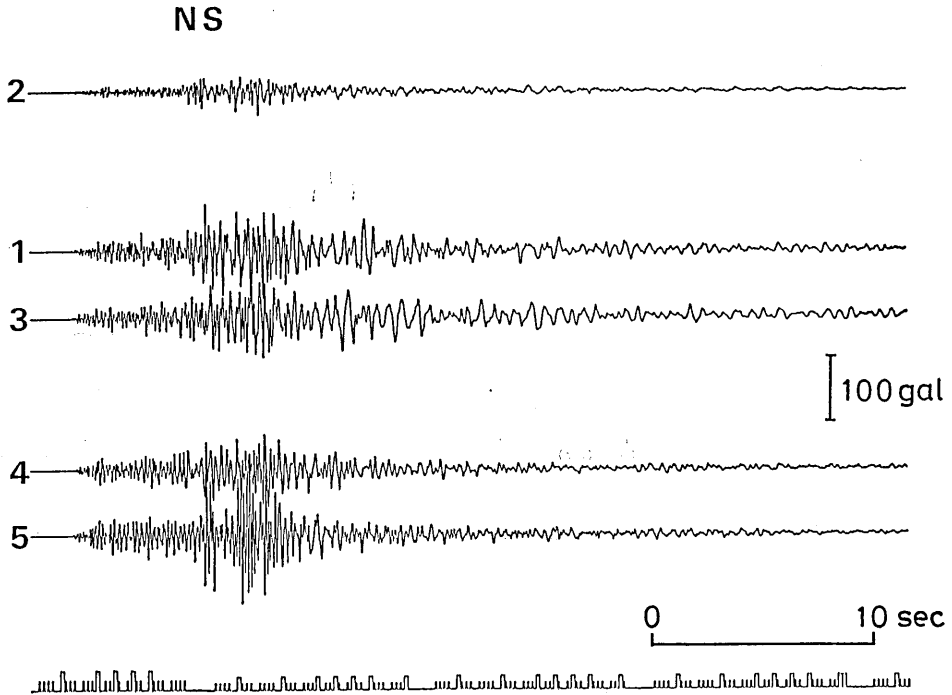


Fig. 12. Accelerograms (NS-component) of August 8, 1983 earthquake which originated from the Kanagawa and Yamanashi prefectural border. Numerals indicate the seismometer number shown in Fig. 11.

計番号である。ここで NS 成分をとりあげたのは、震央と観測点を結ぶ方向がほぼ東西であること、前節で造成地を東西断面に関してモデル化し、SH 波入力を考えていることによる。

記録 2 は地中（自然地盤内）のもので、その直上の記録 3 と比較すると、最大振幅は 1/2 弱で最大加速度でみる限り造成地盤の影響は殆んどないということになる。これは完全弾性体を仮定しては得られない結果であり、また従来の観測結果とも符合せず興味深い。造成地盤の記録 1, 3 では高々 20 m しか離れていないにも拘わらず位相の対応づけが難しい。一方、造成地盤外の記録 4, 5 を比較すると、記録 5 の最大加速度は記録 4 のその約 2 倍となっている。これは極く表層の地盤の差異によるものと考えられる。

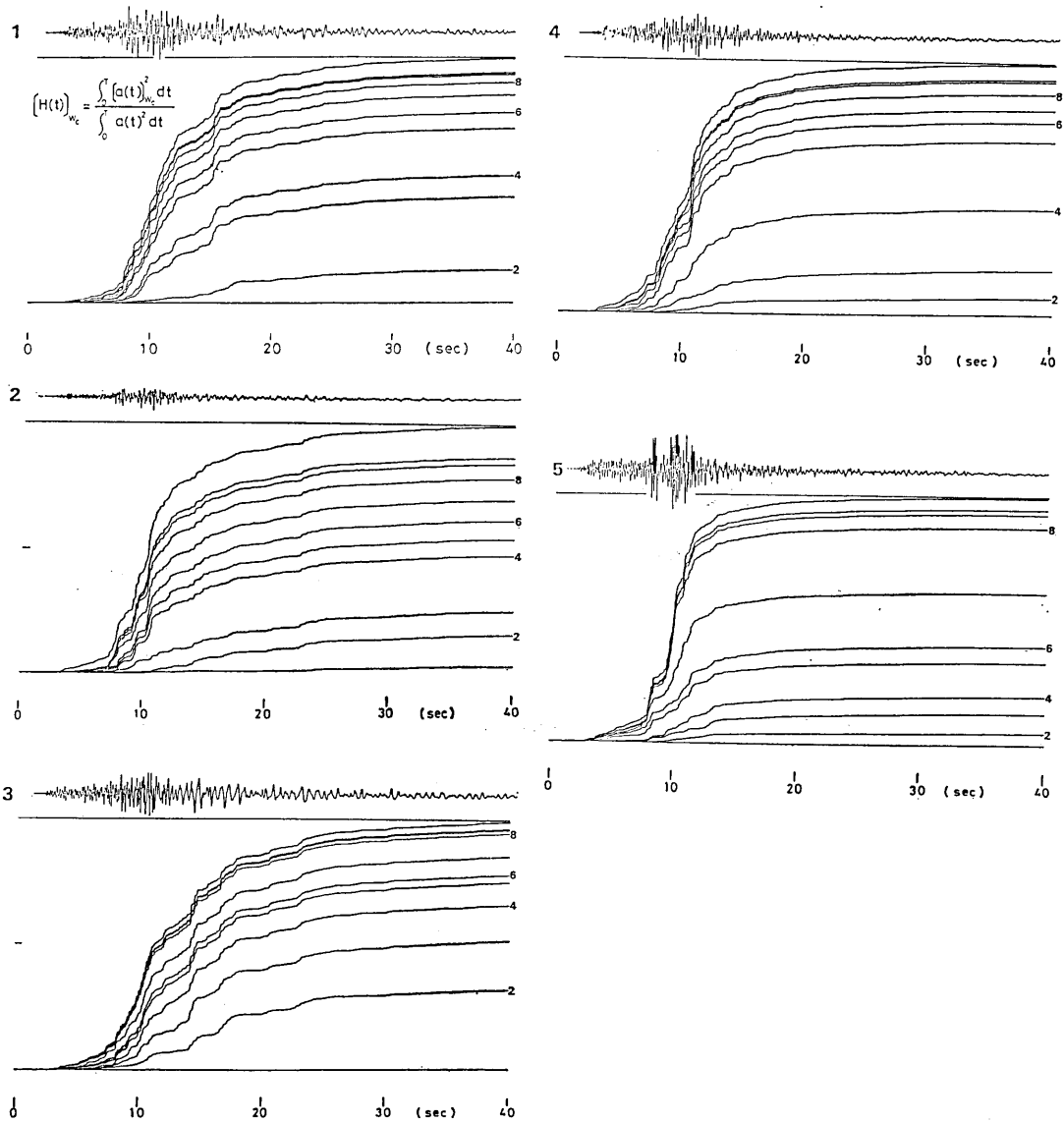


Fig. 13. Husid ratios of low pass filtered accelerograms shown in Fig. 12.

造成地盤内外の記録で顕著な相違は後続位相に現われている。即ち造成地盤内では造成地盤外では見られない 2Hz 付近の大きな振幅をもつ波が長く続いていることである。このことは前節での結果と調和的である。

5.3. 振動特性

各点での振動特性をある周波数 (ω_c) 以下のパワー積算曲線 $[H(t)]_{\omega_c}$ (BASILI *et al.* 1981) によって調べてみたものが Fig. 13 である。ここに $[H(t)]_{\omega_c}$ は次の様に与えられる。

$$[H(t)]_{\omega_c} = \frac{\int_0^t (a(t))_{\omega_c}^2 dt}{\int_0^T a(t)^2 dt} \quad (5)$$

ここで、 $(a(t))_{\omega_c}$ は ω_c でハイカットされた加速度データ、 T は全振動時間である。この関数の特徴は、同時にエネルギー、周波数成分の時間変化、継続時間をみることができることにある。各周波数帯のエネルギーの時間的変動は、曲線間隔の変化として与えられる。

入射波に近いと考えられる記録2の場合、3~4 Hz を除き周波数成分はほぼ一様であるにも拘らず、他点では全く異った特性を示している。例えば記録1については、2~3, 4~5 Hz、記録3では4 Hz 以下、記録4では3~5 Hz の成分が卓越しており、記録5ではより高周波数帯の6~8 Hz の成分が多い。エネルギーの時間的推移は、記録3ではゆっくりとしているのに対し、記録5では立上りが鋭く主要動が全体のエネルギーの大部分を担っている。TRIFUNAC and BRADY (1975) に従って、全エネルギーの5~95% 間を振動継続時間とすると、記録3(造成地盤内)は記録5(造成地盤外)の約2倍長くなっていることがわかる。このことは造成地盤上の構造物の地震応答に大きな影響を与えるものと考えられる。

次に地中での記録2を入射波とみなし、他点の記録とのスペクトル比をとり数値解析結果と比較してみた。Fig. 14 は造成地盤内の記録1, 3 とのスペクトル比の1/2を示したもので、Fig. 10a における [D/REF], [/REF] (図中左下) と直接比較できる。その結果直下の構造に依存する2 Hz のピーク、水平成層構造を仮定した場合には現われない4 Hz 付近のピークとも両者に良い一致がみられた。

5.4. 合積による合成波形との比較

数値解析によって造成地盤の地震波の影響を完全に捉えることができれば、1点の観測記録だけでその他の任意の地点での波形が合成できる筈である。これは前節で得た有限要素解をインパルス応答とみなし、観測記録との合積を施すことで可能となる。ここでは

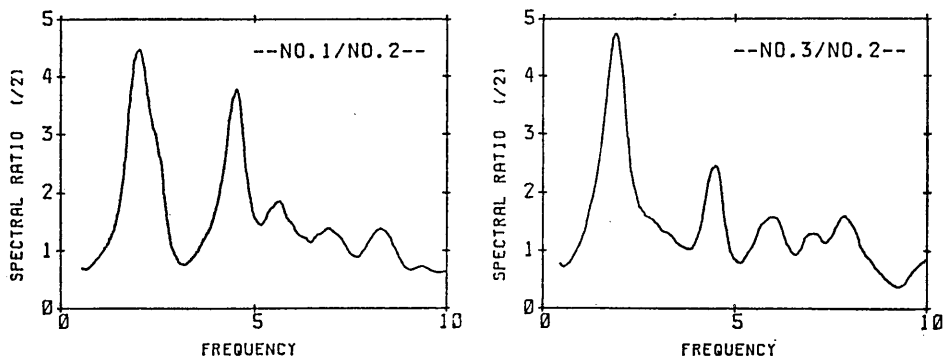


Fig. 14. The half of the spectral ratios between No. 1/No. 2 and between No. 3/No. 2.

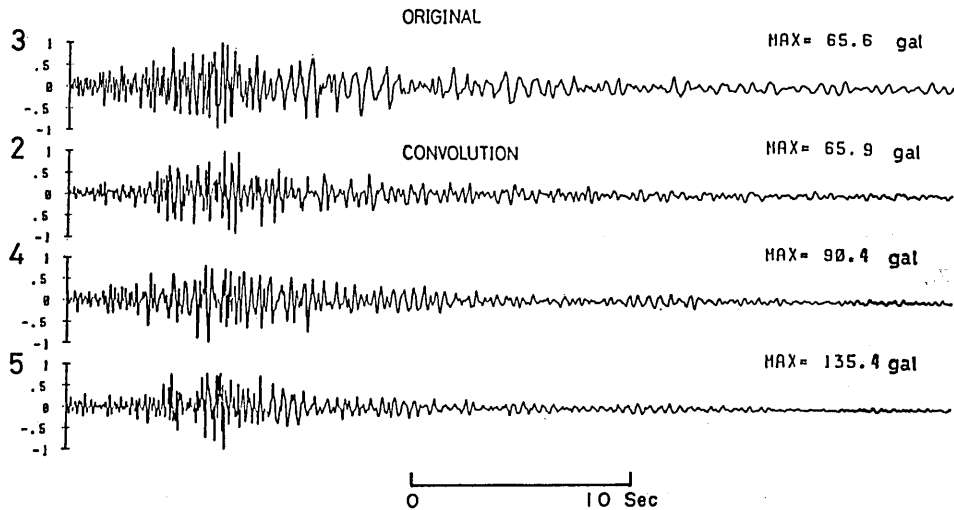


Fig. 15. Comparison between the original No. 3 record and the synthetic seismograms obtained by means of the convolution using No. 2, 4 and 5 records. The finite element solutions were used as the impulse responses.

No. 2, 4, 5 地点の記録から No. 3 の地点での波形を合成し、原記録 3 と比較することを試みた。但し、記録 4, 5 を用いる時は振幅を 1/2 にして入射波とみなした。得られた結果を Fig. 15 に示す。図中最上段は No. 3 の原記録を示しており、その下 3 つの波形は各々 No. 2, 4, 5 からの合成波で、いずれも最大振幅値で規格化してある。最大加速度に着目すれば記録 2 からの合成波が原記録に最も近い。しかし、原記録の後続位相にみられる 2 Hz 程度の大きな振幅をもつ波については説明できていない。このことは、自然地盤、造成地盤のモデル化が不十分だったこと、仮定した入射波が適切でなかったこと等を示しており、このような点の改善が必要と思われる。

6. ま と め

造成地盤は地震に弱いと考えられている。そこで、旧地形のよく判明している多摩ニュータウンの造成地を実験場にえらび、造成地盤内での地震波の挙動を調べた。

地盤の物性を知るために、3本のボーリングを行い、板叩きによる well-shooting 法で地盤調査を実施した。3点の内2点が盛土、1点が切土施工の行われた地点である。3点とも 20 m 以深は連光寺互層に相当する砂層で、S 波速度も 430~450 m/sec と共通している。一方、それより浅い部分は盛土部にあっては、ロームによる盛土、切土部は砂質の地山であるが、S 波速度は地山が 170~240 m/sec であるのに対して盛土は 130~210 m/sec とほぼ同じか、やや遅い程度であった。

観測波をスペクトル解析し、卓越周期のスペクトル振幅を用いて、各層での S 波の Q 値を求めた。値の得られたのは 5 層についてであるが、すべて 9~19 の範囲に求まった。20 m 以浅の盛土と地山層の Q 値を比べると、S 波速度は同程度でも盛土の Q 値がやや

小さい可能性が見い出された。

以上の地盤調査の結果に基づき、有限要素法による数値解析の結果から、以下の知見が得られた。

(i) 矩形波が地盤に垂直入射した場合でも、境界面の形状の影響により、横方向に伝播する波が顕著に現われ、それが造成地盤内を繰り返し伝播し、その結果として振動継続時間が長くなる。

(ii) 周波数応答は、水平成層構造を仮定しては得られない周波数でもピークをもつ。これは、境界面で発生した水平方向に進む波の影響を示している。

造成地盤での地震観測結果からは次のことがいえる。

(iii) 造成地盤内では後続位相の振幅が大きく、振動継続時間は自然地盤に比べて約2倍となっており、(i)と調和的である。構造物への影響を考える際には、振動継続時間が長いことは重要であり注意する必要がある。

(iv) 地中とのスペクトル比は(ii)でのべた周波数応答特性に近い様相を示す。

このように、観測記録にも造成地盤の影響がはっきり見られる事が、数値解析結果との比較を通して指摘できた。しかし、必ずしも両者の対応がつかないものもあった。即ち、

(v) 地中での記録に対し、造成部地表での最大加速度は約2倍で、最大加速度に関する限り造成地盤の影響は殆んどない。これは数値解析結果、従来の観測結果とは異なり、興味深い。

(vi) 記録5にみられるように、地表極く浅い地盤構造が把握できていないため振幅の説明がつかない。

(vii) 有限要素解をインパルス応答とみなし、合積によって波形を合成し、原記録と比較したが、かなりの一致は見たものの後続位相の説明がつかなかった。

このような不一致は、モデル化が不十分なこと、2次元問題として取扱うことに多少無理があること、観測波が、完全なSH波垂直入射とみなせないこと等に起因するものと思われる。今後の観測データの蓄積、より詳細な地盤構造調査により、これ等の問題が解明されるものと期待される。

7. 謝 辞

本調査を実施するにあたり、ご援助下さった東京都の関係職員に厚くお礼申し上げます。この方々のご協力なしにはこの調査は実現しなかったと考えます。

なお、本調査は、文部省科学研究費、自然災害特別研究(2)、課題番号58025008によった。数値計算には東京大学大型計算機センターを利用させて頂いた。明記して謝意を表します。

文 献

- BASILI, M., V. GORELLI and F. MUZZI, 1981, Local Site Behaviour in the 1976 Friuli Earthquake, Intern. Conf. Rec. Adv. in Geotec. Earthq. Engg. and Soil Dyn., 1, 511-516.
藤本治義, 1930, 武蔵野台地と多摩丘陵の地形並びに夫等の相互関係について(予報) 其一, 地学雑誌, 42, 65-84, 同其二, 地学雑誌, 42, 142-151.

- 藤本治義・寿田普吾・羽鳥謙三, 1961, 多摩丘陵の地質, 東京都文化財調査報告, 10, 1-23.
 羽鳥謙三・寿田普吾, 1958, 関東盆地西縁の第四紀地史 (I), 地質雑誌, 64, 181-194.
 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.
 大塚弥之助, 1932, 多摩丘陵の地質 (其の一), 地質雑誌, 39, 430-457.
 嶋 悦三・太田 裕・柳沢馬住・工藤一嘉・河角 広, 1968, 東京都内各所における S 波の測定結果 (第3報), 震研彙報, 46, 1301-1312.
 嶋 悦三・太田 裕・柳沢馬住・工藤一嘉・河角 広, 1969, 東京都内各所における S 波の測定結果 (第4報), 震研彙報, 47, 819-829.
 徳永重元・郷原保真・桑野幸夫, 1949, 多摩丘陵の地質, 資源研彙報, 14, 43-60.
 TRIFUNAC, M. D. and A. G. BRADY, 1975, A study of the duration of strong earthquake ground motion, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 65, 581-626.
 座間信作, 1981, 不規則構造に対する地震波の挙動, 東京大学博士論文.

*Behavior of Seismic Waves in the Newly Developed
Cut-down and Fill-in Grounds*

Etsuzo SHIMA, Masumi YANAGISAWA and Kazuki KOHKETSU

Earthquake Research Institute

Shinsaku ZAMA

Fire Research Institute, Fire Defence Agency

and

Tsutomu HOSHINO

Tokyo Metropolitan Government

Through the experience of the damage done by the 1978 Miyagiken-oki earthquake, it was found that the newly developed cut-down and fill-in grounds were not as earthquake resistant as the grounds of non-disturbed soil. Tokyo Metropolitan Government is now developing a new town in the Tama District by cutting down the hills and filling in the valleys. Since we are anxious about the strong earthquake which may originate in the Tokai Area in the near future, it is urgent to examine whether or not these grounds are safe during such an earthquake.

Three bore holes were dug in this area to examine the soil conditions, and P and SH well-shootings were carried out using them. Two of the bore holes are in a filled-in area, and the other is in a cut-down area. In every site we found that the sand layer had a shear wave velocity of 430-450 m/sec at depths over 20 m. The fill-ins mostly consisting of loam, however, had shear wave velocities of 130 to 210 m/sec. Shear wave velocities in the non-disturbed as well as the cut-down areas were found to be between 170 and 240 m/sec. Deposits in such sites are of sandy soil. Q-values of soil layers are within the range of 9-19. When we compared the Q-values of fill-ins with those of the non-disturbed soil, we found a tendency for the fill-ins to have a lower Q-value.

Utilizing the above-mentioned information, we assumed the underground structure models of these areas and computed the waveforms at the surface when an SH pulse was vertically incident. The computation was based upon the FEM. The results are summarized in the following.

Influence of the underground topography is extremely evident. Secondarily generated

waves propagate horizontally and repeat the reflections at the boundaries and make the duration of seismograms very long.

We found peaks at the frequencies which we can not expect through the computation of commonly used parallel layering assumption. This is due to the secondarily generated waves.

The Tokyo Metropolitan Government is conducting earthquake observations in this area, and several seismograms are available. As is expected from the results of numerical computation, the duration of seismograms at the ground surface of the filled-in area is approximately twice that obtained at the cut-down or non-disturbed ground surface. This type of information will be extremely important from the viewpoint of antiseismic designing. Spectral features of seismograms also show the same tendency as expected from the computation except for minor differences.

As far as the maximum acceleration amplitude was concerned, amplitudes at the surface of the filled-in area were approximately twice those obtained at the basement. This finding is somewhat odd, because no influence of the fill-in structure was recognized, and it was not expected from former experiences.

We assumed the solution provided by the FEM as an impulse response, and synthesized the seismograms at the fill-in surface by convolution integral using the reference seismograms obtained at the basement and at the non-disturbed ground surface. The agreement between the synthesized and the recorded seismograms was fairly good although we could not very well explain the later phases. This may be due to the incomplete modelling of the underground structures and the assumption of vertically impinging SH waves.
