

軟弱地盤の地震観測と解析

横田 治彦
市之瀬 紘一
渡辺 弘之
塩谷 清人

§ 1. はじめに

軟弱地盤に建設される構造物の耐震性を論ずるにあたって、表層の地盤と構造物を連成させた振動モデルを想定し、基礎構造を含めた動的解析を行なう場合が少なくない。このような解析を行なうには、表層地盤の振動特性を正確に把握し、適確なモデル化を行なうことと、入力地震波として適当な地震記録を選択することが要求される。地震観測を通じて、地盤の振動性状を究明し、入力地震波の性質を明確にするために、東京都江東区豊洲において、昭和48年8月から観測を継続している。昭和50年2月までに約20の地震を観測した。本報告は、これらの観測地震波を整理し検討した後、シミュレーション解析を行なった結果をまとめたものである。

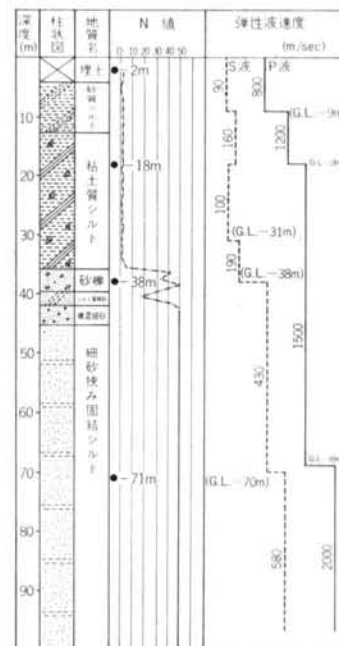
§ 2. 地震観測概要

地震観測を行なった敷地は、東京都江東区豊洲の埋立地で、周辺の構造物から十分に離れた地点に位置している。観測地点の周辺地盤に対しては、土質調査、*PS*波速度検層、常時微動測定等の調査が行なわれている。図一1に土質柱状図および弾性波速度の測定結果を示す。観測地盤は表層が約35mの砂質シルトおよび粘土質シルトから成る沖積層で、*N*値は0から4である。GL—35mから—45mに東京礫層と呼ばれる*N*値50以上の砂礫層があり、周辺の構造物の支持ぐいはこの層を支持層としている。さらに、GL—45m以深は比較的均一な固結シルトの層が続いている。*PS*波速度検層の結果は、土質柱状図と良い対応を示しており、GL—38mまでの平均*S*波速度は約120m/secである。砂礫層からはGL—70mまでが430m/sec、それ以深が580m/secとなっている。地表における常時微動の測定結果では、この地盤は1.0秒から1.2秒に1次の卓越周期を持っており、約0.4秒に2次の卓越周期があると推定されている。

地中地震計はGL—2m, —18m, —38m, —71mの各深さに埋設されており、それぞれ水平2成分のサーボ型加速度計である。地震計の固有周期は5Hzで0.5Hzから35Hzまでの周波数領域でフラットな特性をもっている。地震計の埋設深さは、それぞれ*S*波速度の変化する深さに対応している。地震観測波形は電磁オシログラフに記録された。

§ 3. 観測結果と考察

昭和48年8月から昭和50年2月までの1年7カ月の間に、震度Iから震度IVまでの地震が20以上記録された。これらの記録のうち、各深度の記録の最大加速度値を誌



図一1 地盤概要

み取れるもの19例についての一覧を表一に示し、図一2に各地震の震央位置を示す。表中の震央位置、深さ、マグニチュードのデータは気象庁発行の「地震月報」によって決定されたものである。また、 $\tan\theta$ の値は地震の深さを震央距離で割った値で、震央距離が近く、かつ $\tan\theta$ の値が大きい地震ほど観測点の真下に近いことになる。これらの観測波形のうちから、東京での震度が大きかった記録9例については、各深度の波形をディジタ

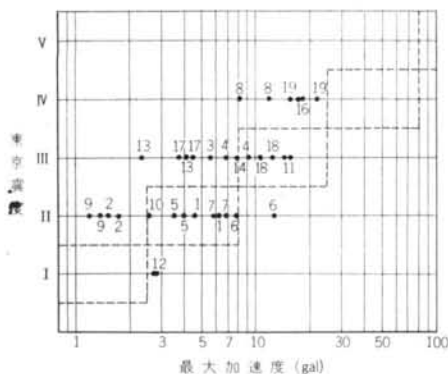
ル化し、スペクトル解析等を行なった。それらの地震は表一1のNo.に丸印を付して示す。他の記録については、原記録から各深度の最大加速度を読み取った。観測された地震波中には震度IVが3例含まれており、地表で観測された最大加速度は約18galであった。観測期間中の被害地震として、1974年伊豆半島沖地震を記録している。観測波形の一例として伊豆半島沖地震の記録波形を図一3に示す。

No.	発震時	震央・地名位置	深さ (km)	規模 マグニチュード	東京 震度	震央距離 (km)	震源距離 (km)	$\tan\theta$
①	昭48年8月24日 (4:16)	栃木県南部 (36.5°N, 139.8°E)	110	稍顯著	II	95	145	1.16
2	8月24日 (8:50)	福島県沖 (37.2°N, 142.3°E)	20	顯著 M5.8	II	280	280	0.07
③	9月29日 (9:45)	ウラジオストック付近 (42.2°N, 131.0°E)	600	顯著	III	1050	1210	0.57
④	10月1日 (23:16)	銚子付近 (35.6°N, 140.8°E)	60	顯著 M5.8	III	92	110	0.65
5	11月19日 (22:02)	宮城県沖 (38.9°N, 142.2°E)	50	顯著 M6.4	II	420	420	0.12
⑥	12月22日 (10:20)	千葉県南部 (35.2°N, 140.3°E)	70	稍顯著	II	68	98	1.03
⑦	昭49年2月22日 (9:37)	東海道はるか沖 (33.1°N, 137.1°E)	400	顯著 M6.9	II	370	540	1.07
⑧	3月3日 (13:50)	千葉県東方沖 (35.6°N, 140.9°E)	60	顯著 M6.1	IV	100	120	0.60
9	4月4日 (16:37)	福島県東部 (37.6°N, 140.9°E)	90	稍顯著 M5.2	II	240	260	0.38
10	4月20日 (3:19)	相模湾 (35.2°N, 139.4°E)	120	局発 M4.3	II	60	130	2.00
⑪	5月9日 (8:33)	伊豆半島沖 (34.6°N, 138.8°E)	10	顯著 M6.9	III	150	150	0.07
12	6月2日 (22:12)	東京・千葉県境 (35.7°N, 139.9°E)	60	小区域 M4.1	I	13	61	4.62
13	6月27日 (10:49)	八丈島近海 (33.8°N, 139.2°E)	10	顯著 M6.1	III	210	210	0.05
⑫	7月8日 (14:45)	茨城県沖 (36.4°N, 141.2°E)	40	顯著 M6.3	III	150	155	0.26
15	8月4日 (3:16)	茨城県南西部 (36.1°N, 139.9°E)	50	顯著 M5.8	III	41	65	1.22
⑬	9月27日 (12:10)	房総半島南東沖 (33.7°N, 141.5°E)	60	顯著 M6.4	IV	270	270	0.22
17	10月9日 (4:42)	茨城県南西部 (36.1°N, 139.9°E)	60	小区域 M4.8	III	52	80	1.15
18	11月16日 (8:32)	銚子付近 (35.8°N, 141.3°E)	40	顯著 M6.1	III	130	140	0.31
19	11月30日 (7:05)	本洲南方沖 (30.6°N, 138.8°E)	420	顯著 M7.6	IV	570	700	0.74

表一1 観測地震一覧表(地震月報により訂正済み, 1974年11月まで)



図一 2 観測地震の震央分布



図一 4 豊洲における最大加速度と東京の震度

3.1 東京の震度と観測加速度

地震波は基盤から地表に近づくに従って大きく増幅されるとともに、波の中に含まれる周波数成分も変化する。これは、地震波が不均一な地層中を伝播する時に層の境界で反射したり屈折したりした結果であるが、このような現象は地表面に近い比較的軟らかい地層の影響を大きく受ける。地表面で記録された加速度の値に着目して、豊洲において観測された水平2成分の最大加速度と気象庁発表の東京の震度との関係を求めると、図一4の結果を得た。図中に破線で示されているのは、気象庁で用いている震度階である。震度Iの地震は観測の対象外であるために、観測結果は震度II、震度IIIに集中しており、震度IVは3地震のみである。この図からわかるように、

豊洲において観測される地表の最大加速度は、気象庁の発表より小さな値になっている。

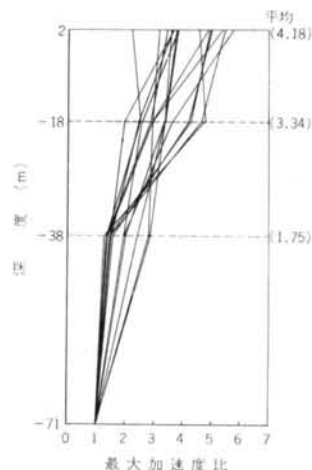
3.2 各深さの最大加速度分布とR.M.S.比

デジタル化した地震の最大加速度を、それぞれのGL-71mの最大加速度で規準化し、加速度増幅比を計算した結果を図一5に示す。地震波形中の最大加速度の値は、偶然に生ずるもので、ある一つのピーク値によって決定されるために、ばらつきも大きい。しかし、各深さの増幅比の平均値は、デジタル化した9例の地震について計算したものと、観測された18例について計算した値とほとんど一致しており、GL-71mからGL-38mで1.75倍、GL-18mで3.34倍、GL-2mで4.18倍であった。

各地震記録を時間の関数として $x(t)$ とすると、T秒間の記録について、

$$R(0) = \frac{1}{T} \int_0^T x^2(t) dt \quad \dots\dots(1)$$

なる式で $x(t)$ の2乗平均が求まる。デジタル化した9例の地震について、GL-71mの2乗平均の値に対する比の平方根 (R.M.S.比) を求め、図一6に示す。R.M.S.比は最大加速度比と比較すると、地震全体にわたった平均的な値であるためばらつきが少なくなる。GL-71mから-38mで1.53倍、-18mで3.76倍、-2mで4.93倍となり、最大加速度比に近い値になっている。19例の観測地震波を、震源の深さと震央距離の比 $\tan\theta$ の値について分類し、 $\tan\theta$ が0から0.33までの地震をA、0.34から0.67までの地震をB、0.68以上の地震をCとして分類する。これらの分類に従って各地震の R.M.S.比を見ると、A、Bに属する地震ではGL-71mからG



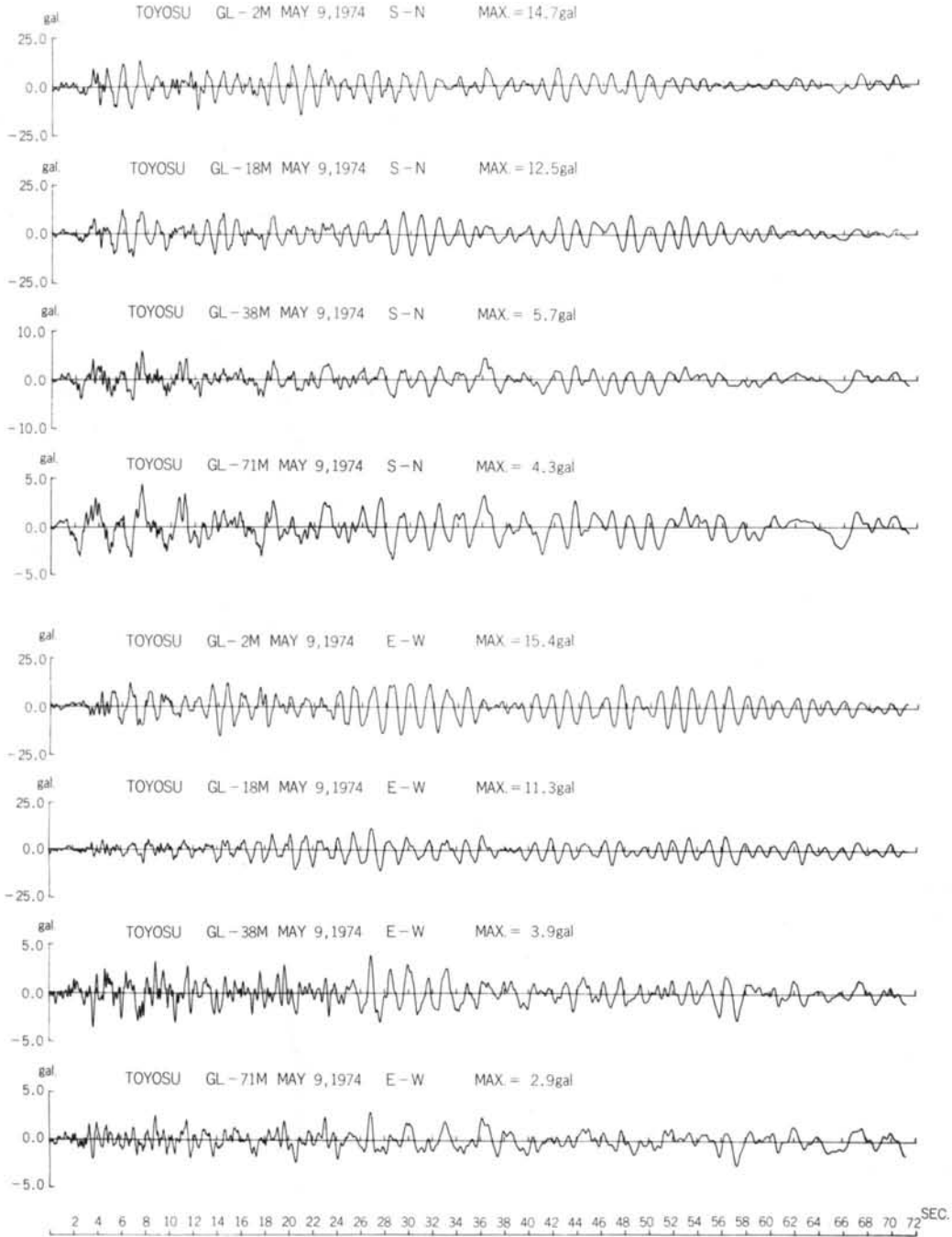
図一 5 最大加速度比

L-38mで平均1.3倍, GL-38mからGL-2mまでに平均3.6倍と増幅されているのに対し, Cに属する地震ではGL-71mからGL-38mまでに平均1.8倍, GL-38mからGL-2mまでに平均2.6倍となっており,

明らかに差が認められる.

3.3 観測波形のパワースペクトル

地震のようなランダム波形の解析法として, 応答スペ



図一三 1974年伊豆半島沖地震の観測波形

クトル、パワースペクトル、フーリエスペクトル等を求める方法があるが、本報告ではパワースペクトル解析について述べる。図-7、図-8、図-9にデジタル化した9例の地震波のパワースペクトルを示す。

各地震のGL-71mのパワースペクトルに着目すると、地震によってスペクトルの形に類似したものがあることに気がつく。そこで $\tan\theta$ の値によって分類したABCの地震別に比較すると、Cに分類されるNo.1, No.6, No.7の地震はGL-71mで、約0.6秒を中心に0.2秒から1秒の周期成分を多く含んでおり、特に主要動の部分では0.3秒から0.4秒程度の周期が卓越している。それに対してA, Bに分類される地震では、Cの地震に比較して長周期の成分が卓越しており、約0.8秒と1.6秒に卓越周期をもつものが多い。No.3とNo.4の地震は約0.8秒に卓越周期があり、No.8とNo.16の地震は約0.8秒と約1.6秒に卓越周期がある。さらに、No.11の伊豆半島沖地震とNo.14の茨城県沖地震では、2秒から4秒の周期が卓越しており、伊豆半島沖地震では約8秒の長周期成分も観察される。このように、 $\tan\theta$ の値が大きな地震ほど短周期成分が卓越しており、 $\tan\theta$ の値が小さくなるほど長周期成分が卓越する傾向が見られる。No.7の東海道はるか沖の地震では、震央距離が約370kmであるが、震源の深さが約400kmと深いためにCに分類されるが、GL-71mの記録には1秒以上の成分は少ない。

人力地震波のスペクトル特性の相違は、地震の震源位置と伝播径路、発震機構の相違などに影響されると考えられるが、豊洲の観測結果では、震源の位置と基盤に到達する地震波の周期特性に密接な関係があることがわかる。

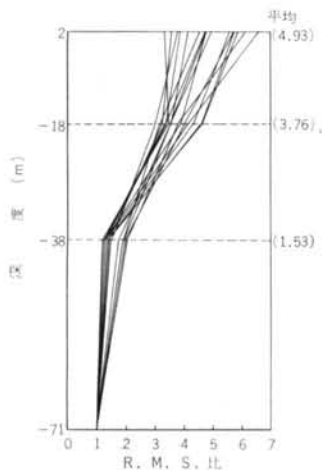


図-6 R.M.S.比

GL-38mの各記録のパワースペクトルは、-71mのスペクトルと類似している。GL-71mから-38mまではS波速度が430m/secでかなり硬質な地盤であるために、周期成分が大きく変化することはないと考えられる。しかし、GL-18m、-2mと地表に近づくに従ってパワースペクトルの形は変化する。GL-18mと-2mのスペクトルは非常に良く似ているので、GL-2mの記録について述べると、Aに属する地震では地盤の1次固有周期と思われる1.2秒から1.6秒にほとんど単一のピークをもっている。Bに属する地震では、1.2秒から1.4秒に大きなピークを持っており、さらに地盤の2次固有周期と思われる0.4秒にもピークがある。Cに属する地震では、1秒以上のピークより0.4秒のピークの方が大きな値をもっている。このような現象はGL-38mより上層の軟弱地盤が明確な振動特性を持っており、基盤に入射した地震波が地表に到達する間に選択され、増幅された結果と考えられる。地盤の1次固有周期は東京の震度が大きくなると長くなる傾向が見られるが、震度IVまでの範囲では顕著ではない。

3.4 震源位置およびマグニチュードと最大加速度

震源位置と各地の地震観測結果から、気象庁が地震のマグニチュードを発表する。豊洲において観測された記録と、気象庁による震源位置、マグニチュードの関係を求めてみよう。基盤における地震の最大加速度と震源距離およびマグニチュードの関係は金井清博士が次式のように入っている²⁾。

$$a = 10^{0.61M - (1.66 + \frac{3.60}{x}) \log_{10} x + (0.167 - \frac{1.83}{x}) \times \frac{1}{T}} \dots (2)$$

- a : 最大加速度 (gal)
- M : 地震のマグニチュード
- x : 震源距離 (km)
- T : 地震動の周期 (sec)

この式を用いることにより、ある地点にあるマグニチュードの地震が発生した時の、観測点の基盤における最大加速度を推定することができる。しかし、実際にはTの値を決定しなければならず、またTの値が推定値に大きな影響を与える。

豊洲における観測結果について、Aに分類される地震ではT=1.0秒、Bに分類される地震ではT=0.6秒、Cに分類される地震についてはT=0.3秒と仮定し、式(2)によって加速度を計算し、図-10、図-11、図-12に観測結果のGL-71mの値と比較して示す。図中の実線は金井式によって計算した値を示している。

これらの図において、観測結果と計算結果が良く一致

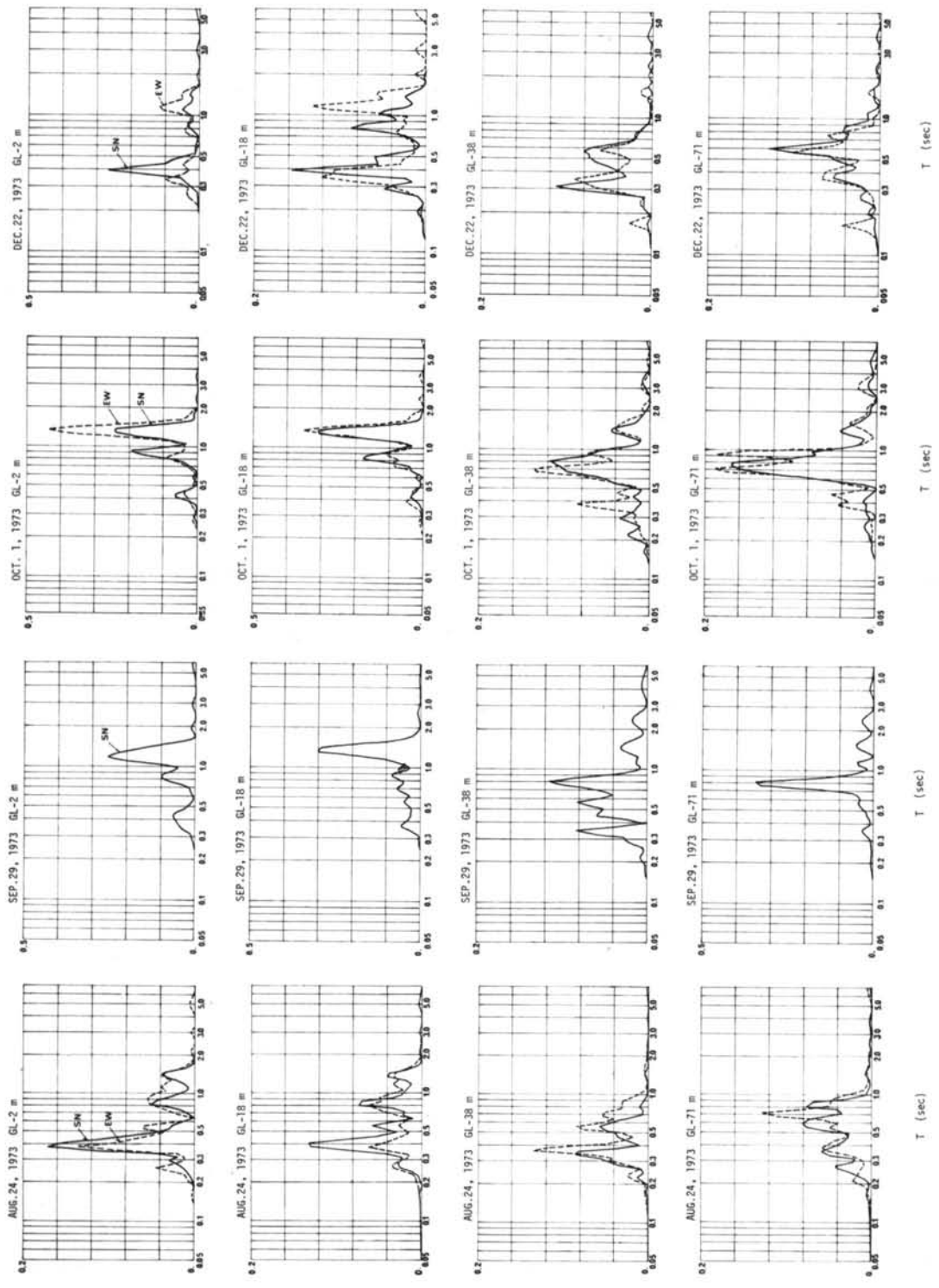
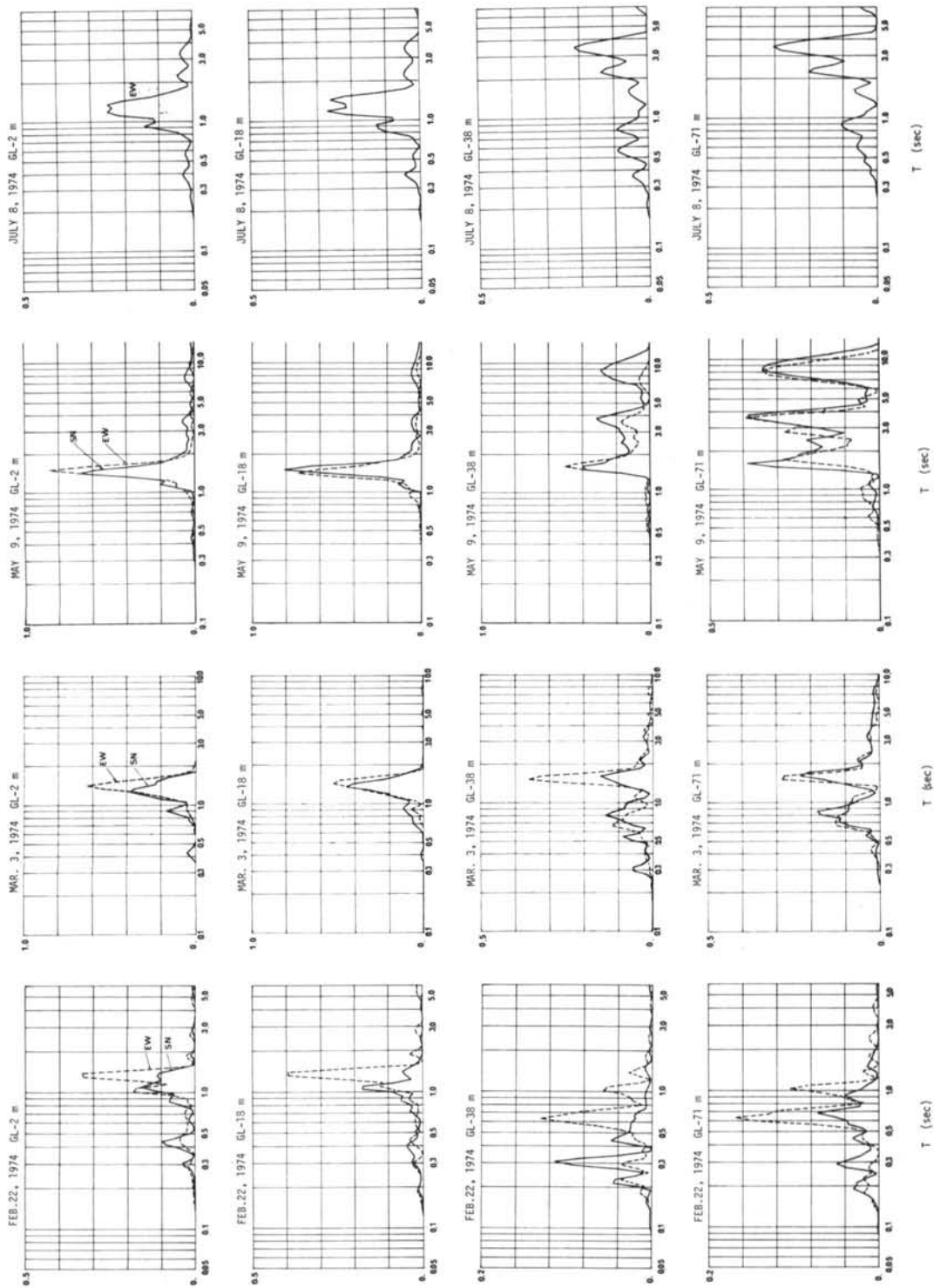


図-7 観測波のパワースペクトル



31 図—8 観測波のパワースペクトル

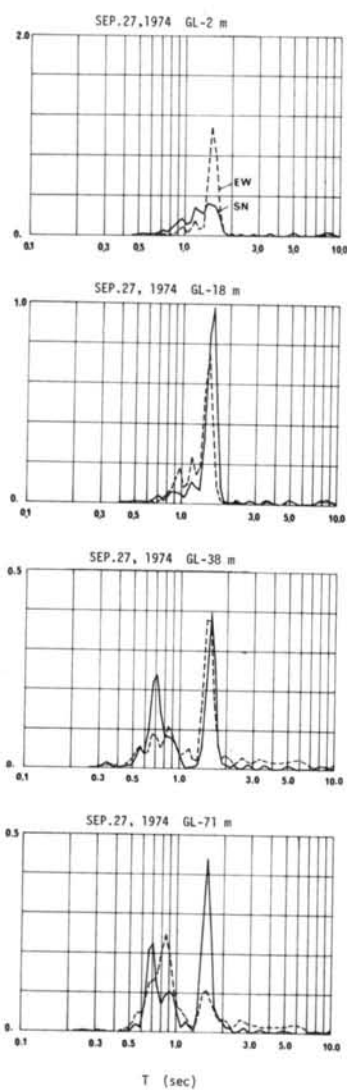


図-9 観測波のパワースペクトル

しており、各マグニチュードに属する地震の最大加速度の値は、その対応する計算結果の曲線を中心に分布していることがわかる。基盤における最大加速度をこのような方法で推定することが可能であると考えられる。

§ 4. 豊洲と日比谷における伊豆半島沖地震の観測

豊洲における地震観測と同時期に東京都千代田区内幸町において地震観測を行なっており³⁾、伊豆半島沖地震を観測した。

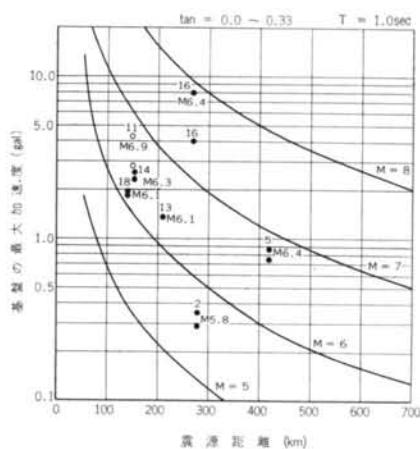


図-10 震源距離・マグニチュードと基盤の最大加速度

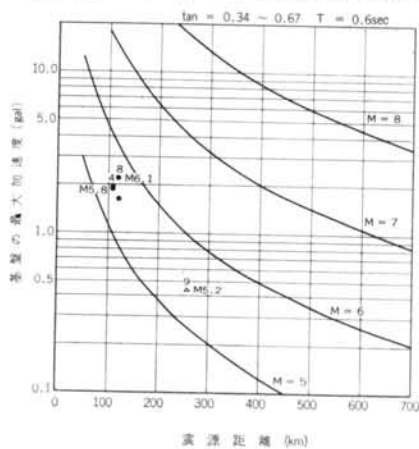


図-11 震源距離・マグニチュードと基盤の最大加速度

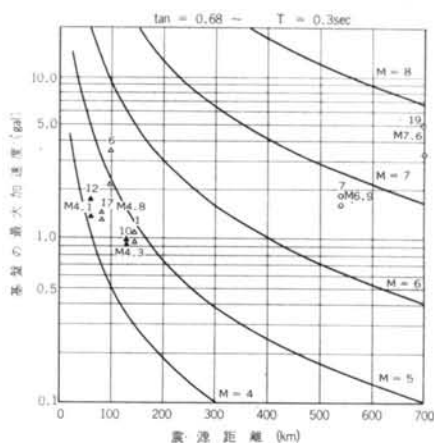


図-12 震源距離・マグニチュードと基盤の最大加速度

1974年伊豆半島沖地震の概要は、発震時が1974年5月9日午前8時33分、震央は伊豆半島沖(34.6°N, 138.8°E)、深さ10km、マグニチュードは6.9、東京での震

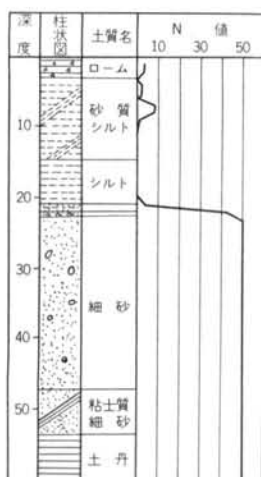


図-13 日比谷の観測地盤の土質柱状図

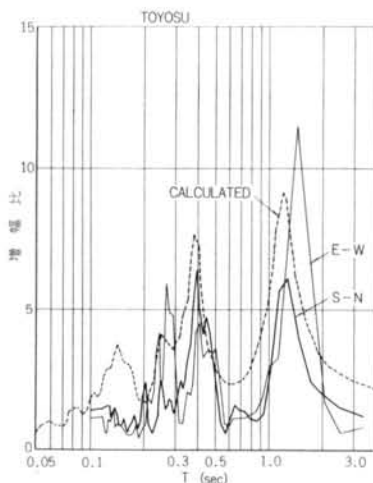


図-16 GL-71mと地表間の伝達関数 (豊洲)

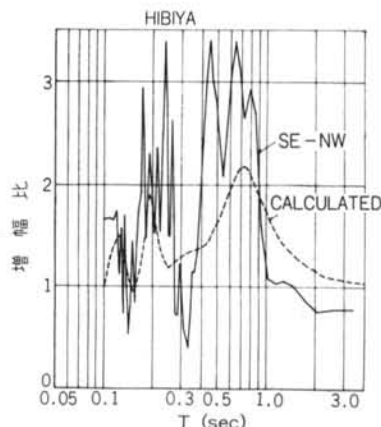


図-17 GL-50mと地表間の伝達関数 (日比谷)

度Ⅲと発表されている。この地震は各地で観測されており、観測波中に3秒、8秒といった長周期成分が含まれていることが注目された。

日比谷における観測システムは、豊洲とほぼ同じもので、地中地震計は同一のものである。図-13に日比谷の土質柱状図を示す。地中地震計はGL-1m、-25m、-50mに各水平2成分設置してあるが、GL-50mのE-N-W-S方向は記録が取れていない。豊洲と日比谷の距離は約4kmで、豊洲のGL-71mと日比谷のGL-50mは地盤条件が比較的良く似ていると考えられる。

図-14に日比谷における伊豆半島沖地震の観測波形を示し、図-15にそのパワースペクトルを示す。最大加速度は地表で13.8gal、GL-50mで5.1galであった。パワースペクトルを見るとGL-50mのスペクトルは豊洲のGL-71mのスペクトルと非常に良く似ており、1.6秒、3秒、8秒に卓越周期がある。両観測点間の距離程度で、かつ土丹層中においては、観測波形の周期成分はかなり良く似ていることがわかる。しかしながら、地表の観測結果のスペクトルは2地点で全く異なっており、表層地盤の特性の相違を物語っている。

豊洲と日比谷の地盤の周波数伝達関数を観測結果から求めた。計算にあたって、伝達関数を入力と出力のクロススペクトルと、出力のパワースペクトルの比として求めた。図-16は豊洲のGL-71mと地表間の伝達関数で、点線で示してあるのは重複反射の理論を用いて土の内部減衰を振動数に無関係に4%とした場合の理論値である¹⁾³⁾。図-17は日比谷のGL-50mと地表間の伝達関数で、点線は同じく内部減衰を2%とした場合の理論値である。このような検討からも、両観測点の表層地盤の

振動性状の差が明らかとなった。

§ 5. 観測地震波のシミュレーション解析

地震観測によって得られた各深さの加速度記録を用いて、シミュレーション解析を行なった。解析は、観測地盤を多層の成層地盤と仮定し、S波の重複反射の理論を用い、さらに地盤の内部減衰をも考慮した。観測地盤を図-18に示すような多層地盤にモデル化し、各層のS波速度(V_s)と単位体積重量(γ)を実験結果より定めた。地盤の内部減衰は、減衰定数を振動数に無関係に各層4%とした場合と、粘性係数 η を0.003secとした場合について、伝達マトリクス法を用いて計算を行なった。

GL-70mと地表間の伝達関数の計算結果を図-19に示す。この結果から、解析モデルの1次固有周期は1.21秒、2次周期は0.38秒、3次周期は0.26秒で、地震観測の結果と良く対応している。 $h=0.04$ の場合と、 $\eta=0.003\text{sec}$ の場合を比較すると、1次と2次の固有周期では、 $\eta=0.003\text{sec}$ の場合の方が約30%大きな増幅率を示しているが、3次固有周期では大体同じ値と

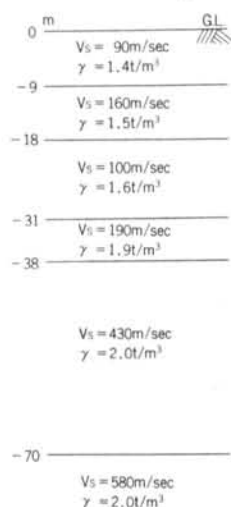


図-18 地盤の解析モデル

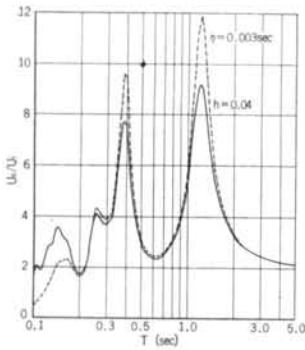


図-19 GL-70mと地表間の伝達関数

なり、4次固有周期以下では逆に $h=0.04$ の場合の方が大きな増幅率となっている。これは η を一定とすると周期の短い成分の減衰が大きくなるためである。

応答解析に当ってGL-71mの観測波形を用いて各深さの加速度波形を計算し、観測波と比較する場合と、GL-2mの観測波形を地表の波形として、下層の波形を計算する場合の検討を行なった。前述の地震の震源別分類に従って、Aに分類される1974年5月9日の伊豆半島沖地震のS-N成分、Bに分類される1973年10月1日銚子付近の地震のS-N成分、Cに分類される1973年8月24日の栃木県南部地震のS-N成分の観測記録につい

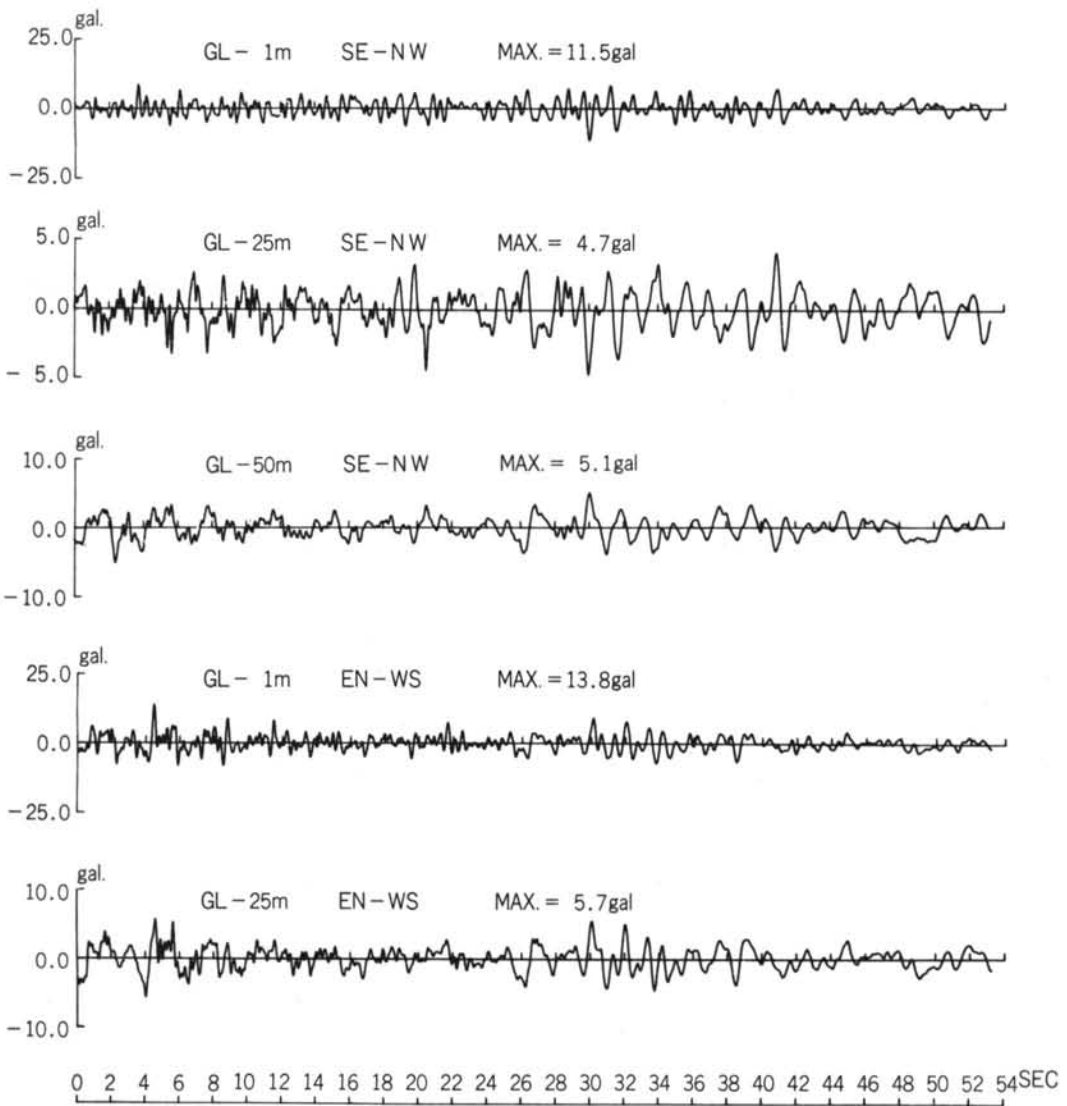
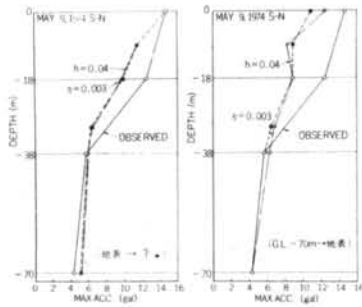
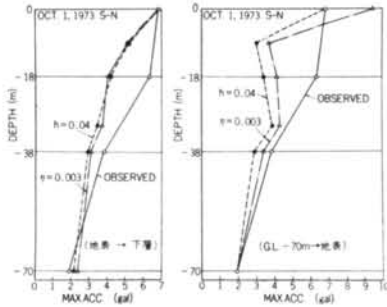


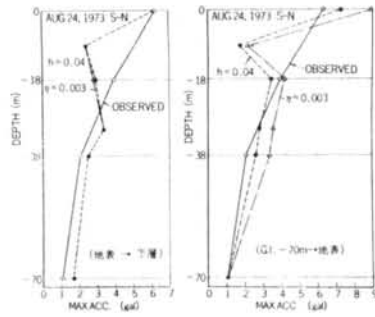
図-14 日比谷における伊豆半島沖地震の観測波形



図—20 計算結果の最大加速度分布



図—21 計算結果の最大加速度分布



図—22 計算結果の最大加速度分布

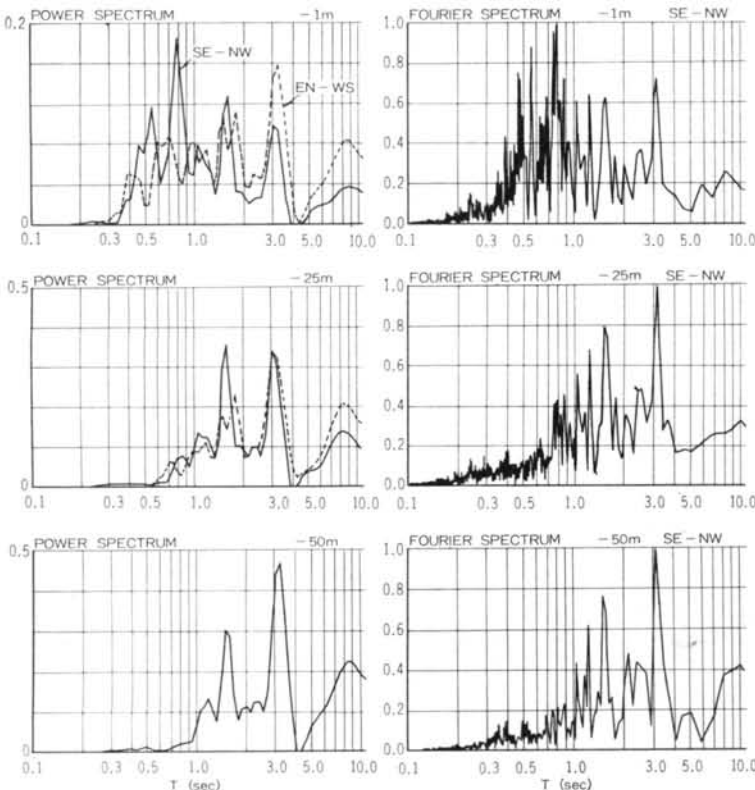
て、 $h=0.04$ の場合と $\eta=0.003\text{sec}$ の場合について応答計算を行なった

図—20から図—22に解析結果の加速度の最大値の分布を観測結果と比較して示す。地表の波形から下層の波形を計算した場合は、減衰の評価の差による最大加速度の値の変化は少ないが、GL—70mから上層の波形を計算した場合は減衰の差による最大応答加速度の値に多少の差を生じている。減衰の異なる2つの場合の応答波形を比較すると位相はほとんど一致しており、振幅に若干の差が見られる程度である。2つの減衰評価の方法は、豊洲の地盤に適用した範囲では大きな差はないと考えられる。そこで、以下 $h=0.04$ の場合について考察する。

豊洲の地盤に適用した範囲では大きな差はないと考えられる。そこで、以下 $h=0.04$ の場合について考察する。

・1974年5月9日 伊豆半島沖地震 S—N方向

地表の観測波から下層の波形を計算した場合の加速度波形を観測波と比較して図—23に示す。各深さの観測波形と計算波形は位相が良くあっており、深い位置での短周期成分の現われ方も良く対応している。特に最初の約20秒間は、各深さともに振幅、位相がほとんど一致している。GL—70mの観測波から上層の波形を計算した場合は、GL—38mの観測波形と計算波形は非常に良く一致している。しかし、GL—18mと地表の波形は計算値の振幅が観測値より約30%小さな値となっている。また計算結果では地表付近の波形で約0.4秒の周期成分が目立つが、観測波には顕著でない。



図—15 日比谷における伊豆半島沖地震のパワースペクトル

・1973年10月1日 S-N方向

地表の観測波から下層を計算した場合の計算波形を、観測波形と比較して図-24に示す。各深さの計算波形ともに伊豆半島沖地震の場合ほど良く一致しないが、GL-18mと-38mの観測波形と計算波形では、最初の約9秒間は比較的良く対応しているようである。GL-70mの観測波から上層の波形を計算した場合は、観測波と計算波の周波数特性は似ているが、最大加速度、位相などがかなり異なっている。

・1973年8月24日 S-N方向

地表の観測波から下層の波形を計算した場合の計算波形を、観測波形と比較して図-25に示す。各深さとも、最初の約7秒間は両波形の位相、振幅ともによく一致しているが10秒からは波形の差が大きい。GL-70mの観測波から上層の波形を計算した場合の最大加速度の分

布は観測結果に近く、各深さの最初の約7秒間の計算波形は位相、振幅ともに観測波と良く似ている。

以上の検討結果から、シミュレーション解析に用いた地盤のモデルは、豊洲の地盤のモデルとして適当であったことがわかる。また、地震の主要動に着目する限りにおいて、重複反射理論を用いた応答解析が地盤の震動を良く説明することがわかる。観測波形と計算波形を比較する時、地表で観測した波形を用いて、地中の波形を計算した方が多少良い結果を与えている。

§ 6. まとめ

地震観測によって得られた約20の地震について検討した結果、GL-71mの固結シルト層で観測される地震波

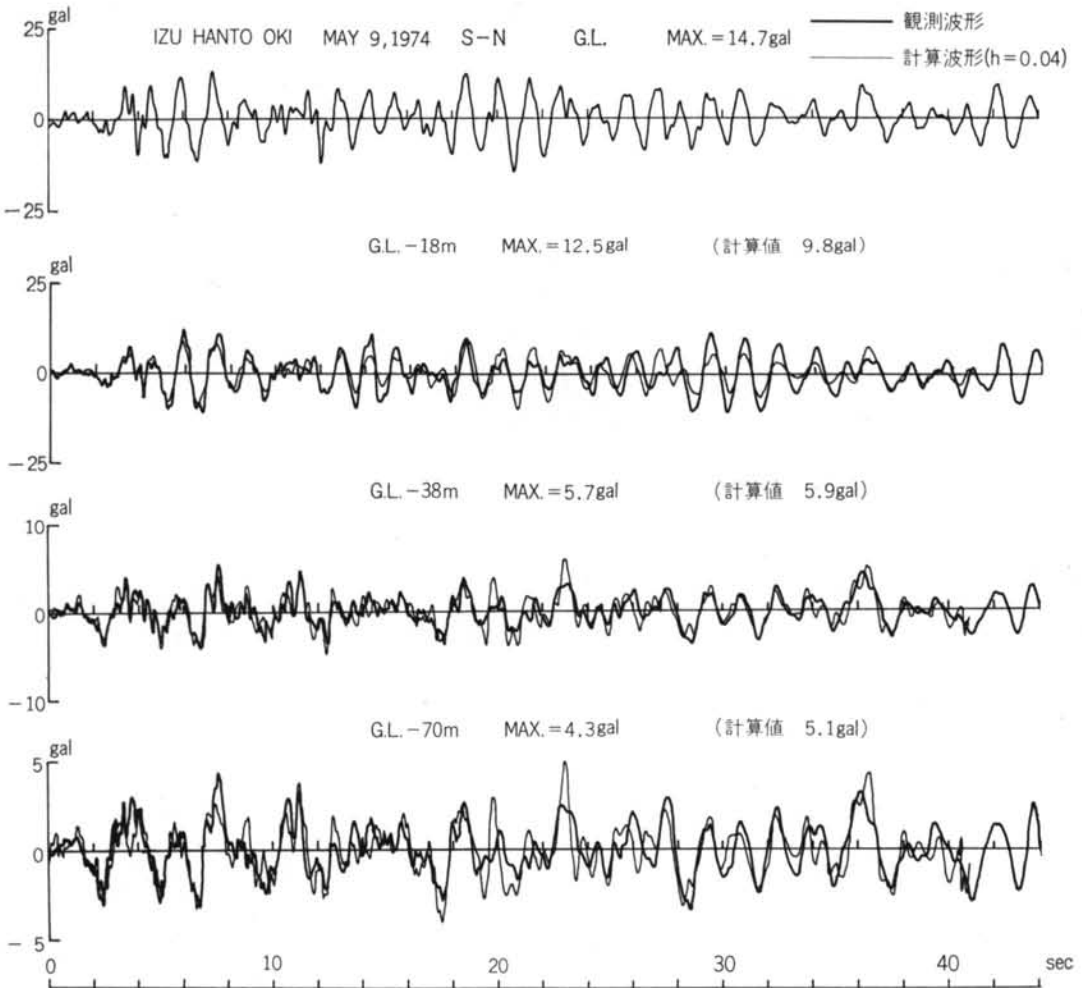


図-23 観測波形と計算波形(伊豆半島沖地震)

の周期特性は、震源の位置と関係が深く(深さ)/(震央距離)の値 $\tan\theta$ が大きいほど短周期成分が卓越し、 $\tan\theta$ が小さい地震では長周期成分が多く含まれることがわかった。GL-70m程度の中では、入力地震波を White Noise のような広い周波数成分を一様にもった波動とは考えられない。また、豊洲におけるGL-70mの観測波の最大加速度と震源距離、地震のマグニチュードとの関係は、金井式において地震波の周期 T を適当な値とすることによって、かなり良く説明されることがわかった。1974年伊豆半島沖地震の豊洲と日比谷の観測結果から、豊洲のGL-71mと日比谷のGL-50mの観測波のパワースペクトルは非常に良く似ており、約4km離れた両地点の入力波を同じものと見なしても良いことがわかる。

豊洲の地盤ではGL-38m以浅の軟弱地盤が明確な振

動特性を持っており、地表において観測される地震波では、約1.2秒の周期と約0.4秒の周期が常に卓越する。どちらが大きく卓越するかは、入射波の周期特性に支配されており、震源位置とも関係がある。GL-70m以浅の地盤をS波速度の分布に従って成層地盤にモデル化し、重複反射の理論を用いて地盤の増幅特性を求めると、地震観測の結果と良く一致する。GL-71mから地表に至るまでの最大加速度の分布は、地震によってかなり異なるが、平均するとGL-71mから地表までに約4倍に増幅される。

観測地盤を成層地盤にモデル化し、重複反射理論を用いて地震波のシミュレーション解析を行なった結果、各層の減衰定数を周期に関係なく4%とした場合と、土の粘性係数 η を0.003secとした場合の計算結果は大差ないことがわかった。計算結果の加速度波形は観測波形

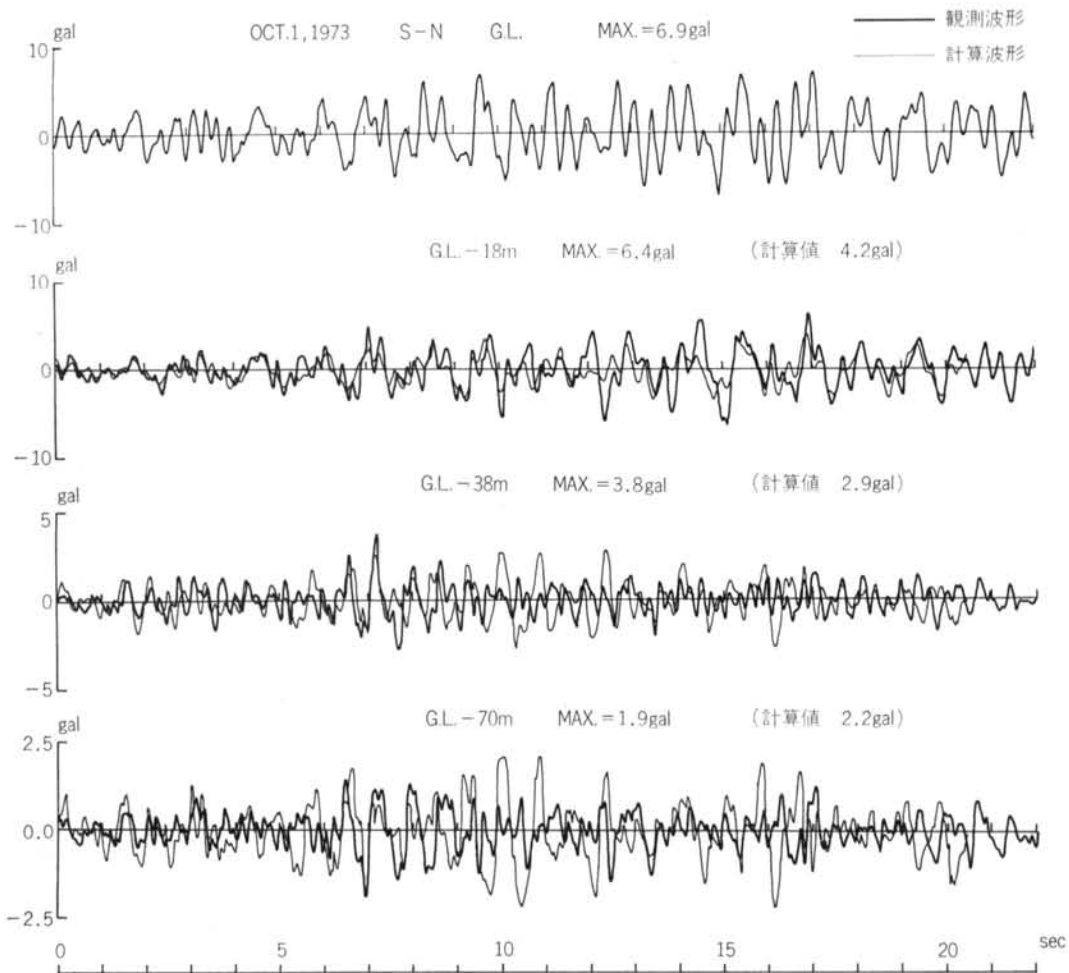


図-24 観測波形と計算波形(1973年10月1日)

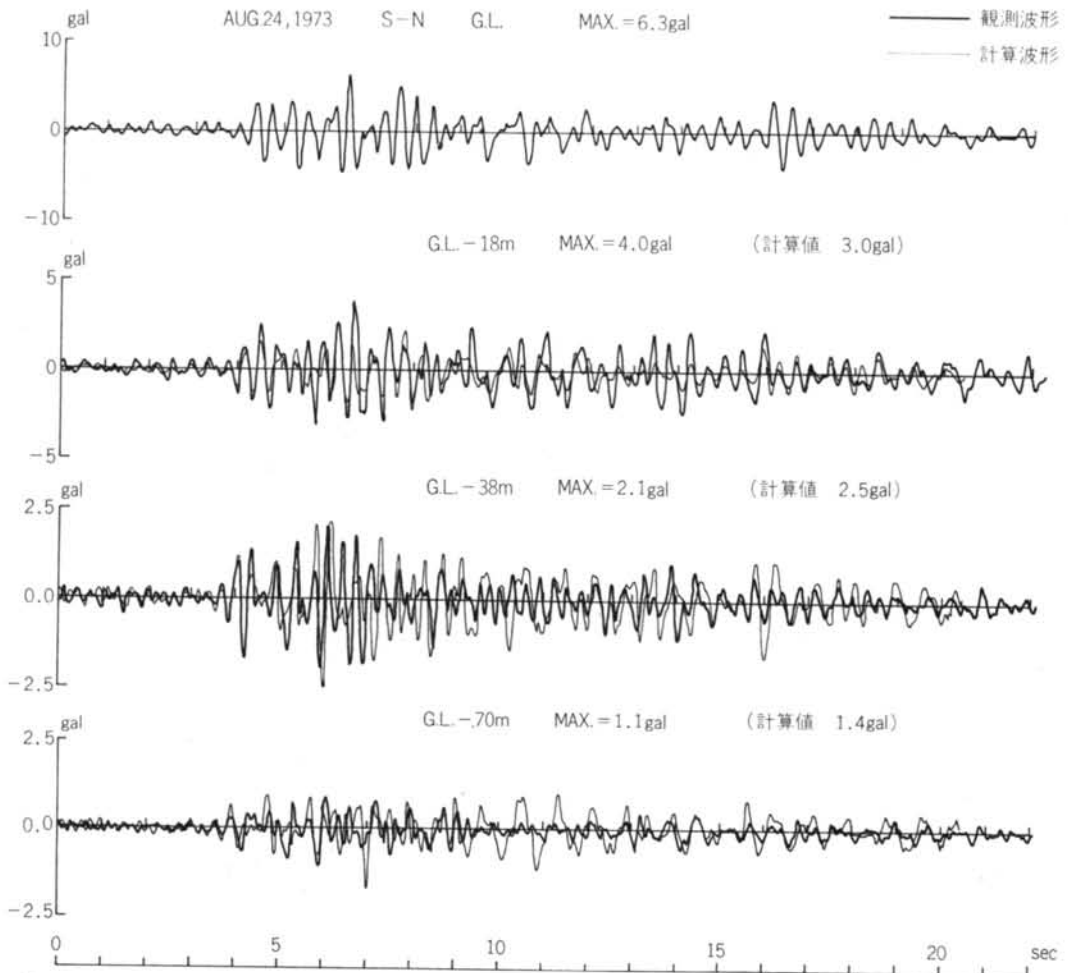


図-25 観測波形と計算波形 (1973年8月24日)

と良く一致しており、地震の主要動を問題にする限り、この方法が現象を良く説明することがわかる。

地震観測を通じて、軟弱地盤の動的な挙動がかなり明らかとなったが、大地震時の挙動、表面波の問題等を今後の課題と考えている。

謝 辞

地震観測にあたって、東京瓦斯株式会社の関係各位のご協力に謹んで謝意を表します。

実験の計画、解析等にあたり山原浩主任研究員の助言と、地震波の電算処理にあたって当社研究所の広瀬道孝氏、伊藤哲次氏、日比一喜氏、保田育子氏の協力に心から謝意を表します。

＜参考文献＞

- 1) 横田治彦, 市之瀬絃一, 塩谷清人: “軟弱地盤における地盤とタンクの地震観測” 清水建設研究所報 Vol. 23 1974. 10 pp. 61~72
- 2) 金井清, 田治見宏, 大沢胖, 小林啓美: “地震工学 (建築構造学大系)” 彰国社
- 3) 渡辺弘之, 横田治彦, 市之瀬絃一: “成層地盤における地震観測と解析” 清水建設研究所報 Vol. 23 1974 pp. 73~86