

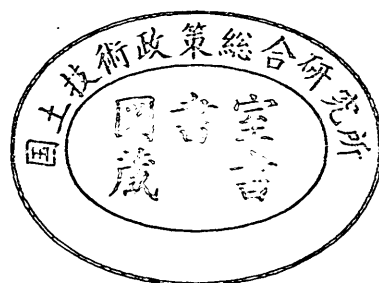
運輸省港湾技術研究所

港湾技術研究所 報告

REPORT OF
THE PORT AND HARBOUR RESEARCH
INSTITUTE
MINISTRY OF TRANSPORT

VOL. 22 NO. 2 JUNE 1983

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN



港湾技術研究所報告 (REPORT OF P.H.R.I.)

第22巻 第2号 (Vol. 22, No. 2), 1983年6月 (June 1983)

目次 (CONTENTS)

1. 大河川河口部周辺の移動床模型実験
——吉野川河口周辺地形変化について——
……………加藤 一正・田中則男・木村久雄・赤石正廣………… 3
(Movable-bed Model Experiments of a Large River-mouth and its Surroundings
—On Deformation of Topography at the Yoshino River—
……Kazumasa KATO, Norio TANAKA, Hisao KIMURA and Masahiro AKAISHI)
2. 多量データを対象とした等値線自動描画アルゴリズムの開発
……………橋本典明・高橋智晴………… 89
(A New Method for Automatic Contour Mapping Applicable to a Large Number of
Discrete Sampling Data ……Noriaki HASHIMOTO and Tomoharu TAKAHASHI)
3. 吹送流に関する風洞実験
——吹送流の発生に及ぼす反流の効果——
……………鶴谷広一・中野 晋・加藤 始・一戸秀久………… 127
(Experimental Study of Wind Driven Currents in a Wind-Wave Tank
—Effect of Return Flow on Wind Driven Currents—
…………… Hiroichi TSURUYA, Susumu NAKANO, Hajime KATO
and Hidehisa ICHINOHE)
4. 超音波流速計による潮流観測と水平・鉛直拡散係数の算定
……………村上和男・森川雅行………… 175
(Field Observations of Tidal Current by Ultra-Sonic Current Meter and Estimations
of Horizontal and Vertical Diffusion Coefficients
…………… Kazuo MURAKAMI and Masayuki MORIKAWA)
5. 深層混合処理工法による杭状改良地盤の支持力および圧密特性
……………寺師昌明・田中洋行………… 213
(Bearing Capacity and Consolidation of the Improved Ground by a Group of Treated
Soil Columns ……Masaaki TERASHI and Hiroyuki TANAKA)

6. 老化にともなうアスファルトコンクリートの性状変化
 ——70°C の熱履歴による促進老化の場合——
八谷好高・福手 勤・佐藤勝久..... 267
 (Changes of Properties of Asphalt Concretes due to Heat Curing at 70°C
 Yoshitaka HACHIYA, Tsutomu FUKUTE and Katsuhisa SATO)
7. 大型混成式防波堤の強震記録に基づく水-構造物連成系の地震応答解析
上部達生・土田 肇・倉田栄..... 289
 (Coupled Hydrodynamic Response Analysis based on Strong Motion Earthquake Records
 of Fill Type Breakwater in Deep Sea
 Tatsuo UWABE, Hajime TSUCHIDA and Eiichi KURATA)
8. 2次元アレーによる地震動の観測と解析 (第1報)
 ——1977年6月4日東京湾北部の地震——
土田 肇・井合 進・倉田栄..... 327
 (Analysis of Earthquake Ground Motions Observed with Two Dimensional Seismometer
 Array (First Report)
 —North Tokyo Bay Earthquake of June 4, 1977—
 Hajime TSUCHIDA, Susumu IAI and Eiichi KURATA)
9. 集中腐食に対する電気防食の適用性.....善 一章・阿部正美..... 379
 (Applicability of Cathodic Protection to Concentrated Corrosion
 Kazuaki ZEN and Masami ABE)

8. 2次元アレーによる地震動の観測と解析(第1報)

—1977年6月4日東京湾北部の地震—

土 田 肇*・井 合 進**
倉 田 栄 一***

要 旨

本報告では、1974年4月から東京国際空港(羽田空港)で行っている2次元アレー観測とこの観測により得られた記録の解析結果について報告した。このアレー観測は、地表に沿った延長2500mにわたる線上に、500m間隔に6個の地震計を設置し、さらに、この地盤の基盤に2個の地震計を設置して、地震動を同時に観測するものである。相隣れる二点間の相対変位が直接に観測できるので、その観測結果は、埋設パイプライン、滑走路等の長大構造物の耐震設計に欠くことのできない情報を提供する。本報告はこの観測についての第一報であるので、報告の前半に観測システムや記録の処理方法等、この観測に基づく研究において共通して基本となる事柄についてとりまとめた。

本報告の後半においては、1977年6月4日東京湾北部の地震(震央距離25km、震源深さ60km、マグニチュード4.6)の記録の解析を報告した。まず相隣れる測点間の相対変位をはじめとするアレー観測記録を示した。また、記録の解析の結果、以下のことが明らかとなった。

- ① 原位置における速度検層により求めたせん断波速度は地震時に観測された結果とよい一致を示した。
- ② 重複反射理論は地盤工学関連実務で利用されることが多いが、今回の解析結果はその適用性を支持するものである。ただし、その減衰定数については、振動数依存性等検討すべき点が見出された。
- ③ 工学的基盤面への入射波の到達時刻には、相隣れる2点間で差がある。この差は、本報告で考えた地震波の伝播モデルにより求めたものとよい調和を示した。
- ④ 工学的基盤面への入射波の波形やその大きさは、2km離れた相隣れる2点間において必ずしも似ているとは言えないものであった。最大値の比較では、一方が他方に対して、最大加速度で2.2倍、最大変位で1.6倍であった。ただし、このことが、羽田以外の地点や本報告で対象とした地盤以外の地盤にもあてはまるか否かは不明である。

* 構造部長

** 構造部 主任研究官(地震動解析担当)

*** 構造部 耐震構造研究室

8. Analysis of Earthquake Ground Motions Observed with Two Dimensional Seismometer Array (First Report) —North Tokyo Bay Earthquake of June 4, 1977—

Hajime TSUCHIDA*
Susumu IAI**
Eiichi KURATA***

Synopsis

A two dimensional seismometer array was established in april 1974 at Haneda in Tokyo. The array consists of eight observation points; six observation points are located on the ground surface at 500 meter intervals over a straight line of 2500 meter length, and two observation points are located on the base of the ground. Observation of earthquake ground motions with a seismometer array is very important especially for studying earthquake resistibility of pipelines and submerged tunnels, because the seismometer array gives relative displacements between the points adjacent with each other. The former part of the present report covers description of the seismometer array and basic processing of the array records, which will serve as a basis for not only present report but also the second and the following reports which will be published after this report.

The latter part of the present report covers analysis of array records for a small earthquake ($M=4.6$) of which hypocenter was located at 60 km deep and 25 km away from Haneda. Array records such as relative displacements between observation points are presented. Following conclusions were obtained from the analysis.

- 1) Shear wave velocity obtained by in-situ velocity investigation agreed well with that observed for the seismic wave.
- 2) The analysis supports applicability of multiple reflection theory which is widely used in practices of engineering seismology. The analysis indicates, however, further study is necessary in frequency dependency of damping factors.
- 3) Observed difference in arrival time of incident wave between two adjacent points was harmonious to the calculated one by the seismic wave propagation model proposed in the present report.
- 4) Incident waves were not similar in wave form at the base. Difference in maximum acceleration was 120% and that in maximum displacement was 60% at two points of which distance is 2 km.

* Director, Structures Division.

** Senior Research Engineer, Structures Division.

*** Member, Earthquake Resistant Structures Laboratory, Structures Division.

目 次

要 旨	327
1. ま え が き	331
2. 地震観測装置	331
2.1 観測点の配置	331
2.2 観測装置の構成	333
2.3 構成機器の性能	333
3. 地 盤 条 件	335
4. 記録の処理	341
5. 1977年6月4日東京湾北部の地震とその観測記録	341
5.1 地震の諸元	341
5.2 観測波形とその最大値	343
6. 地震波の伝播モデル	344
6.1 震源から工学的基盤面までの伝播モデル	353
6.2 表層地盤内の伝播モデル	358
7. 表層地盤内の地震波の伝播	359
7.1 表層地盤内の伝播速度	359
7.2 表層地盤の応答	360
8. 工学的基盤面への入射波	368
8.1 相隣れる二点間での入射波の到達時刻の差	369
8.2 相隣れる二点間での入射波の波形と大きさの相違	373
9. 結 論	376
10. あとがき	376
参 考 文 献	376
付 録 減衰定数の定義	377

1. まえがき

構造物の耐震設計や地震防災計画の策定等において地震動の知識資料が極めて重要であることは明白である。その知識資料のうちで最も基本的なものは地震動の観測資料とそれを解析して得られた地震動についての知識である。このような認識から、著者らを含む関係者は港湾関係諸機関と協力して、日本の港湾地域における強震観測を推進して来た。そうして、港湾地域強震観測により、多くの記録が取得され、解析刊行され、活用されている¹⁻³⁾。

港湾地域強震観測では、観測は原則として個々に離れて設けられている観測点ごとに行われる。すなわち、各観測点の強震計はそれぞれ独自に記録を開始するようになっており、強震記録相互の時間的対応を可能とする機構は有していない。また、観測点相互の距離も大きいのが普通である。したがって、複数の強震計で得られた記録を対応づけて地震波の伝播や地盤各点間の相対変位等を解析することは非常に困難である。

他方、耐震設計の信頼性についての社会的要請のレベルアップにともない、考慮すべき地震動についてのより詳細な検討が必要となった。また、沈埋トンネル、パイプライン、滑走路など線状に長く展開する構造物の耐震設計や耐震性の評価のために、地盤各点の相対変位についての知識が必要となった。このような必要性に対応するためには、地震計を密に組織的に配置して地震動を同時観測し、その記録を解析して相対変位等の直接的に必要とされる情報を取出すと共に、地震波の伝播についてのモデルを確立して、必要とする地点や地域の地震動のより信頼性の高い推定を可能とすべきであると考えられた。

地震計を密に組織的に配置した地震動の同時観測システムは「アレー (Array)」と呼ばれる。アレーによる観測は、高密度観測あるいは群列観測と書かれることもある。地震計をどの程度密に、どのような分布形に配置するかは、観測結果からどのようなことについての情報を得ようとするかにより定まることである。

著者らは、線状構造物の耐震設計についての情報を得ることを第一義的目的として、東京国際空港（羽田）に地盤中の鉛直断面内に地震計を配置したシステムを建設し、昭和49年4月より観測を実施して来た。港湾技術研究所は、この観測システムの他に、地震計を鉛直方向に配置した観測システムを船橋、東京、横須賀で、地震

計を立体的に配置したシステムを横浜で運用中である。そこで、この報告では、羽田の観測システムを2次元アレーと呼ぶ。

2次元アレーによる観測では、昭和57年11月末現在で96地震について記録を得ている。このうち、観測初期に得られた主要記録については、各測点間の地震動の相関性や基盤からの地震波の伝播の観点から解析を行ない報告した^{23,24)}。また各測点間の相対変位にもとずき、埋設パイプに生ずる応力度の算定方法についての検討も行った^{7,8)}。その後、記録の処理解析法に改良を加え、主要な記録の再処理を実施した。その結果を用いて、埋設パイプラインの耐震設計法の適用性の検討を行った。²²⁾

前記のごとく、2次元アレーの観測結果を地震波の伝播の観点から解析することは、観測の当初から意図され実施されてはきた。しかし、記録の再処理が実施されたこともふまえ、今後、前記観点からのより詳細な記録の解析を実施することにした。その第1として行ったものが、ここに報告する1977年6月4日東京湾北部の地震の記録の解析である。本報告はシリーズの第1報であるので、観測システムと記録処理システムの報告も含めた。

すでに多数の記録を得ているので、1個の地震の記録について解析報告するのではなく、多数の地震の記録の解析を行いそのすべてに矛盾のない解釈を報告することも考えられた。しかし、それは莫大な作業となり観測結果が仲々発表出来ない事態が発生する。しかも、現在も観測が継続中で、次々と新しい記録が追加されることが考えられる。また、すべての記録に矛盾のない解釈を一気に見出すことは容易ではない。そこで、地震ごとに解析結果を発表してその活用を可能とすると共に、関係者からの批判を参考にしつつ先の解析を行うこととした。したがって、個々の地震の記録の解析解釈は他の地震との整合性にとらわれずに行い、然るべき時点で多数の地震を総合した考察を行う予定である。

2. 地震観測装置

2.1 観測点の配置

観測点は東京国際空港のC滑走路の東側に直線状に配置した。以後、観測点を結ぶ直線を測線と書く。測線はC滑走路に平行で、C滑走路と測線の距離は約135mである。測線上に500m間隔で観測点を配置した。観測点の平面的配置を図-1に示す。図に見られるように、観測点にはA～Fの記号を付し、以後各点を「測点A」の

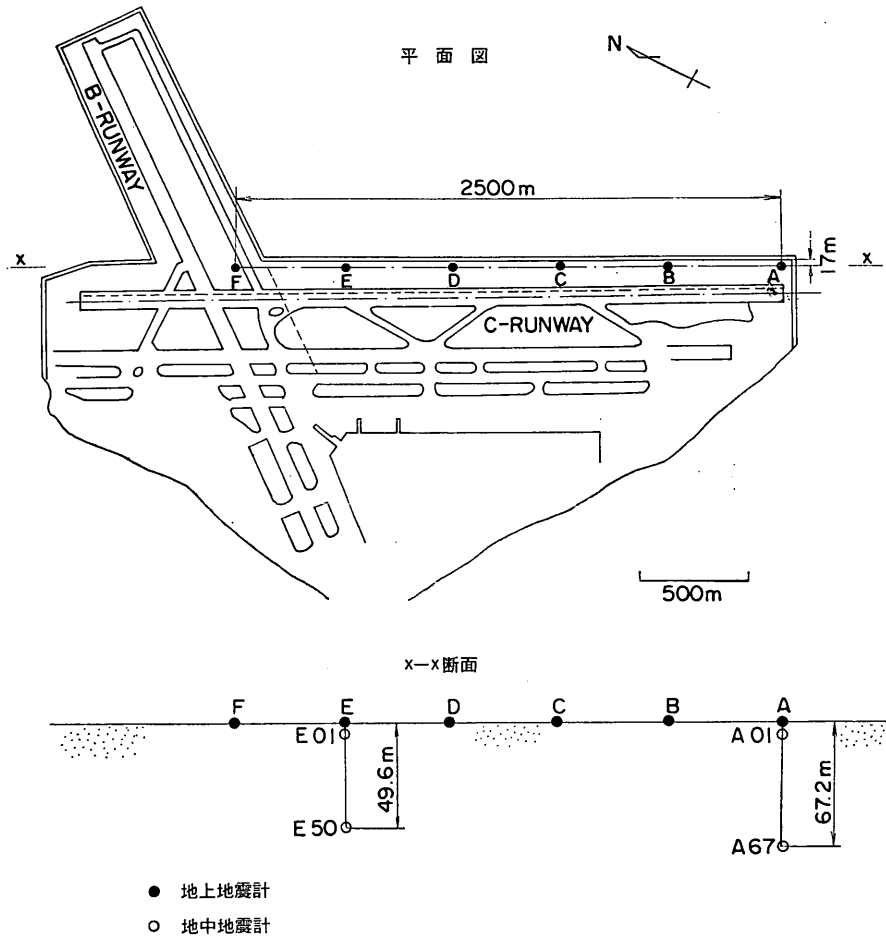


図-1 地震計換振器配置図

ように書く。各測点には、地表用地震計換振器（水平2成分）が設置されている。測点Aおよび測点Eの下方には地中地震計換振器（水成分および鉛直成分）が設置されている。地中地震計の設置深度はN値50以上の洪積層の表面を目標に設定した。結果的には、測点Aでは深度67.2m、測点Eでは深度49.6mに地中地震計を設置した。それぞれの観測点を測点A67および測点E50と書く。各換振器はその水平成分が測線に平行および垂直となるよう設置されている。この観測では、換振器が地盤内の鉛直面内に配置されている。その様子も図-1に示されている。なを、測点AおよびEには地表下1m深さにも地中地震計換振器が設置されている。これらの換振器の設置された観測点を、測点A01および測点E01と書く。

また、測点Aを通る鉛直線のことを、測点Aに代表される地点という意味で、A点と書く。同様に、測点Eを通る鉛直線のことを、E点と書く。したがって、たとえば、「A点の地表」と、「測点A」とは同じものである。

計画時点では、B滑走路に平行な測線も設けることが考えられた。また、一部の区間では100m間隔に測点を設けることが考えられた。しかし、これ等は予算上の制約や空港内工事の困難さから実現しなかった。地中地震計は成るべく相互に離れた位置に設置することを意図した。しかし、測点Fは管制用レーダーに近い場所であり、そこでボーリング工事を行うことはちゅうちょされた。結果として測点Eの下方に地中地震計を設置することとした。

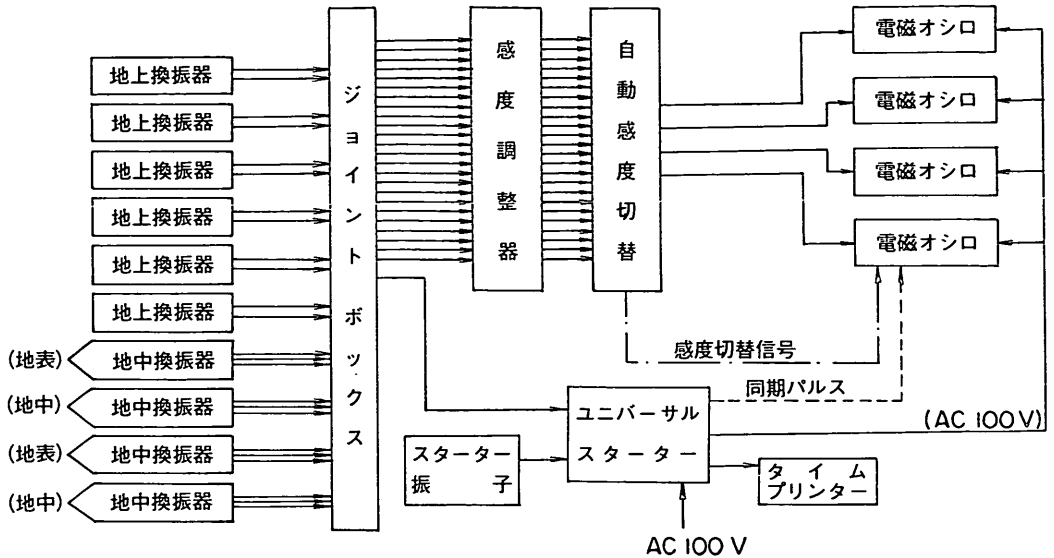


図-2 観測装置構成図

2.2 観測装置の構成

観測装置の構成を図-2 に示す。装置の構成に当っては、記録動作の信頼性に十分配慮をほらうこととした。その結果、可動線輪型換振器と電磁オシログラフガルバノメータをほぼ直結の状態を用いる構成とした。記録器として磁気テープを用いるデータレコードも検討したが、動作の安定性を重視する考えから電磁オシログラフを採用した。電磁オシログラフの記録ではデジタル化に手数がかかるが、これは後に説明する記録デジタル化装置でデジタル化を容易にすることとした。記録装置は空港ターミナルビル付近の変電所地下室に設置されている。この変電所の電源は商用電源が停電した際にはほぼ瞬時に緊急用の自家発電による電源に切替る。それ故、この地震観測装置には無停電電源が装備されていない。

図-2 には記入されていないが、この観測装置には標準時刻コードを記録紙上に記録するためのタイムコードジェネレーターが付加されている。ジェネレーターには 10^{-8} の精度の水晶発振器を用いた時計が組込まれており、この時計にもとづいてタイムコードが出力される。この時計はNHKの時報により、毎日定期的に自動較正される⁹⁾。同様のタイムコードジェネレーターは、船橋、東京、横浜、横須賀のアレーにも装備されていて、各地の記録相互で時刻の対応がつくようになっている。

2.3 構成機器の性能

(1) 地上地震計

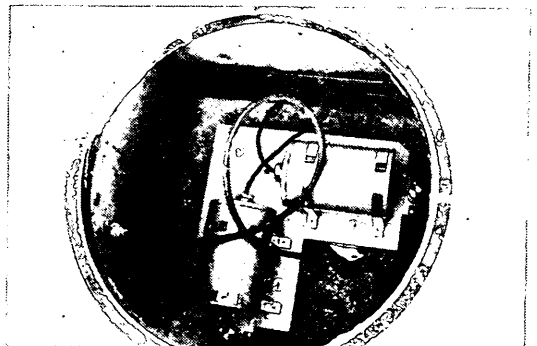


写真-1 地上地震計

地上地震計は港湾地域強震観測で使用しているERS強震計とほぼ同一である。記録装置の電磁オシログラフには異なった型式のものを採用しているが、性能的には同一と考えてよい。

換振器の外観を写真-1に示す。換振器の主な仕様を以下に示す。

- 型 式 MTDHU-3C
- 成 分 数 水平2成分
- 固有振動数 3Hz
- 減衰定数 17以上(電磁制動による)
- 測定範囲 250Gal以内
- 出力電圧 約3.25mV/Gal
- 耐水性 20kgf/cm²

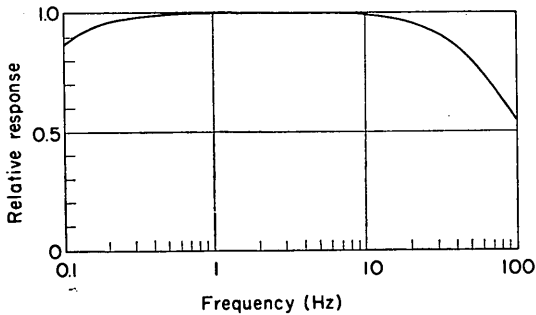


図-3 地上地震計振動数特性

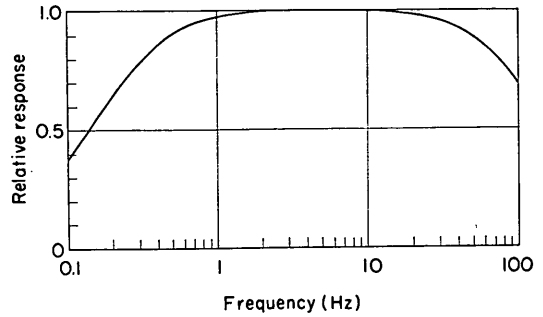


図-4 地中地震計振動数特性

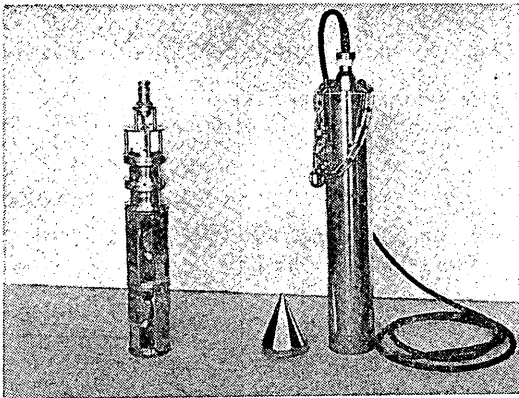


写真-2 地中地震計

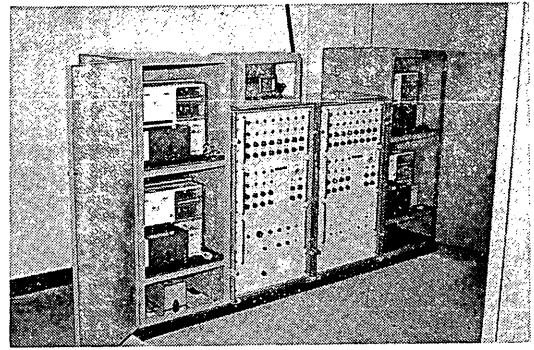


写真-3 記録装置全景

同換振器の振動数特性を図-3 に示す。

(2) 地中地震計

地中地震計の換振器は、船橋、東京、横浜、横須賀のアレーに用いられているものと同一型式のものである。ボーリング孔に挿入可能な円筒状の耐水容器内に水平2成分および鉛直成分を組込んだものである。同換振器の外観を写真-2 に示す。

換振器の主な仕様を以下に示す。

- 型 式 TUSS
- 成 分 数 水平2成分および鉛直成分
- 固有振動数 5 Hz
- 減衰定数 10 以上 (電磁制動, 油制動併用)
- 測定範囲 1,000 Gal 以内
- 出力電圧 約 1.5 mV/Gal

地中地震計換振器の振動数特性を図-4 に示す。

(3) 記録装置

記録装置は次の各部から構成されている。

- a. 電磁オシログラフ (直視式)

- b. スターター振子
- c. スターター
- d. 自動感度切換回路
- e. タイムプリンター
- f. タイムコードジェネレータ (TIA-65 の記録以後)

写真-3 に記録装置の全景を示す。

記録装置の中核をなす電磁オシログラフの主な仕様を以下に示す。

型 式	5 M 11
光学系長	30 cm
光 源	ハロゲンランプ
ガルバノメーター型式	P-110
ガルバノメーター固有振動数	110 Hz
ガルバノメーター固有抵抗	37 Ω
ガルバノメーター制動抵抗	80 Ω
ガルバノメーター電流感度	1,000 mm/mA

実際の観測における記録紙の送り速度は 4 cm/s としている。

3. 地盤条件

震源から観測地点に至る経路の地質等については追って説明する。ここでは、地表から地中地震計の設置深度

程度までの地盤条件について説明する。

測線位置での土質断面図を図-5に示す。また、図-6~11にA点~F点における測線直交方向の土質断面図を示す。これらの断面図は、1974年3月までに羽田空港

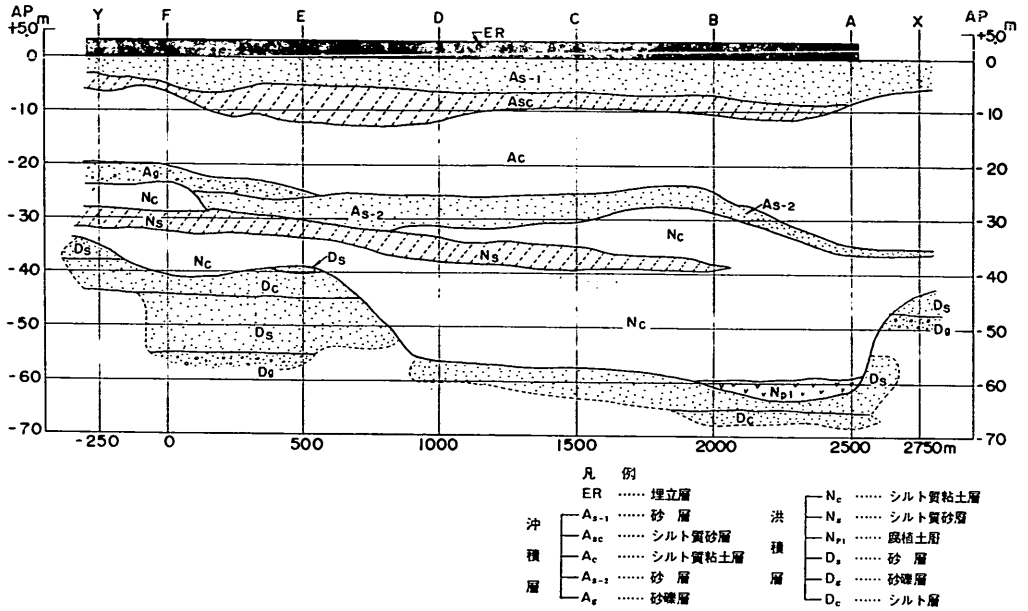


図-5 土質断面図 (測線方向)

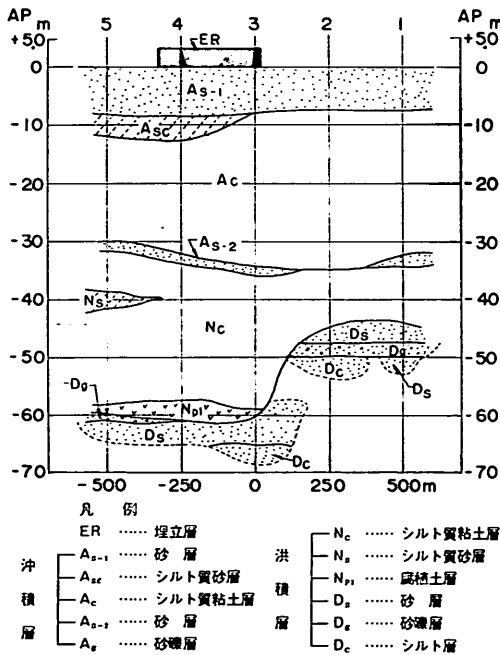


図-6 土質断面図 (A点, 測線直交方向)

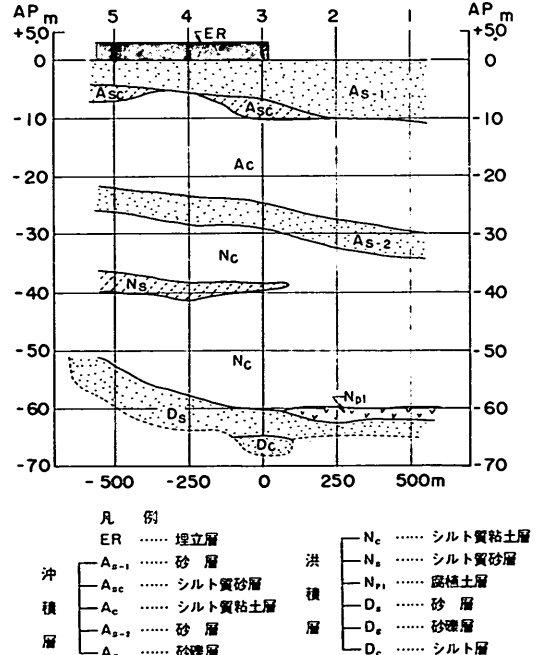


図-7 土質断面図 (B点, 測線直交方向)

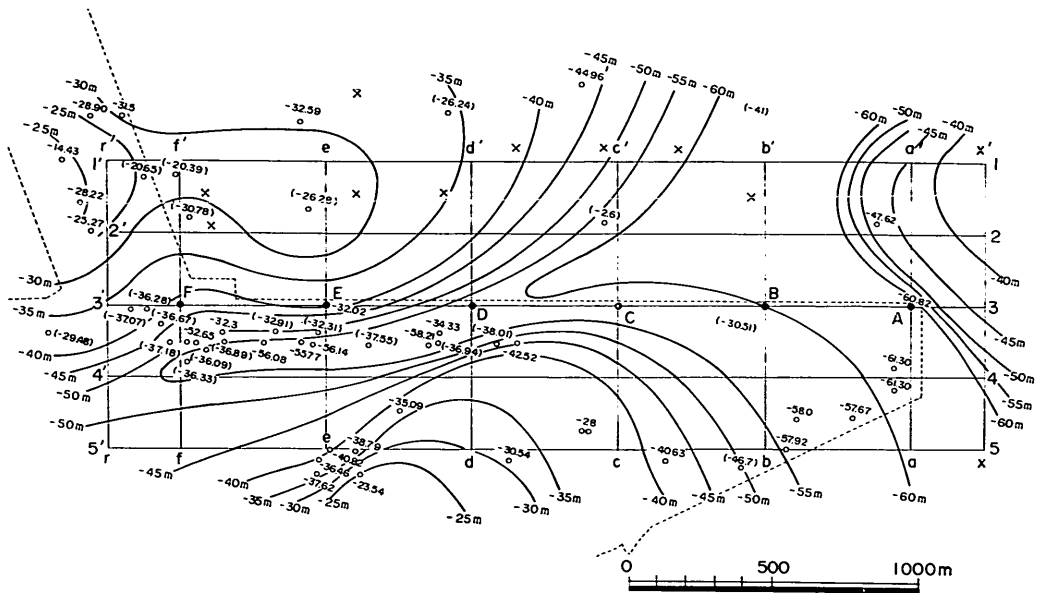


図-12 工学的基盤面の等深線図

で実施された土質調査ボーリング 69 本をもとに作成されたものである。具体的には各ボーリング位置での各土層の境界面の深さを調べ、それに基づいて境界面の等深線図を描き、それをもとに土質断面図を作成した。この方法では個々のボーリング地点の土層境界面の深さは、その周囲で行ったボーリングの結果をも加味した加重平均的なものとなっている。それゆえ、あるボーリング地点を通る土質断面図があった場合でも、土質断面図から求まるその地点の土層構成とその地点でのボーリングから求まっている土層構成とが完全には一致していない。追って説明するがA点およびE点ではボーリングが実施されているが、前記のことは、この両地点にもあてはまる。この土質断面図は土質コンサルタントの技術者により作成されたものである。

前記の境界面の等深線図のうち、工学的基盤と考えられる土層の表面の等深線図を図-12 に示す。工学的基盤とは、耐震設計等において地盤や地盤と構造物の応答計算を行うときに基盤と想定する土層を指す。この定義については、追って詳しく説明する。

A点およびE点では地中地震計が設置されており、そのためにボーリングが行われた。この際に通常の土質調査および速度検層が実施されている。この調査により得られた土質柱状図を図-13, 14 に示す。両図には速度検層の結果も示してある。速度検層には板タタキ法を用い

た。なお、S波速度については、正確を期して走時曲線から新たに著者らが求めなおしたものを示した。新たに求めなおすに当たっては、板タタキの振源がボーリング孔から2m 離れていることを考慮し、各土層境界におけるS波の屈折を計算に入れた。

その結果、E点の50m~51mでは、N値50以上の砂層としては異常に小さいせん断波速度 200m/s が得られた。それが異常に小さいからといって、ただちにこの値を信頼性のないものとして無視することはできない。しかし、層厚わずか1m に対して得られた値であることも考え合せると、これを正しい値として無条件に取扱うことにも問題があろう。そこで、新たな情報が得られるまでは、この層のせん断波速度は、この層のすぐ上側にある層のせん断波速度 363 m/s と同等のものとして取扱うこととする。一方、A点の69.5m~71.5mでも、この層のすぐ上側の層のせん断波速度に比べてやや小さい速度が得られた。しかし、土質柱状図は69.4m までしか得られておらず、このことから考えると、ボーリングは69.4m までしか行われなかった可能性も大きい。また、69.5m 以浅での速度検層における波形は検層資料として示されているのに対し、深さ71.5m における波形は示されていない。このようなことから、このデータをただちに信ずることはむずかしいので、新たな情報が得られるまでは、E点と同じように、この層のせん断波速度を、この

羽田 A 点

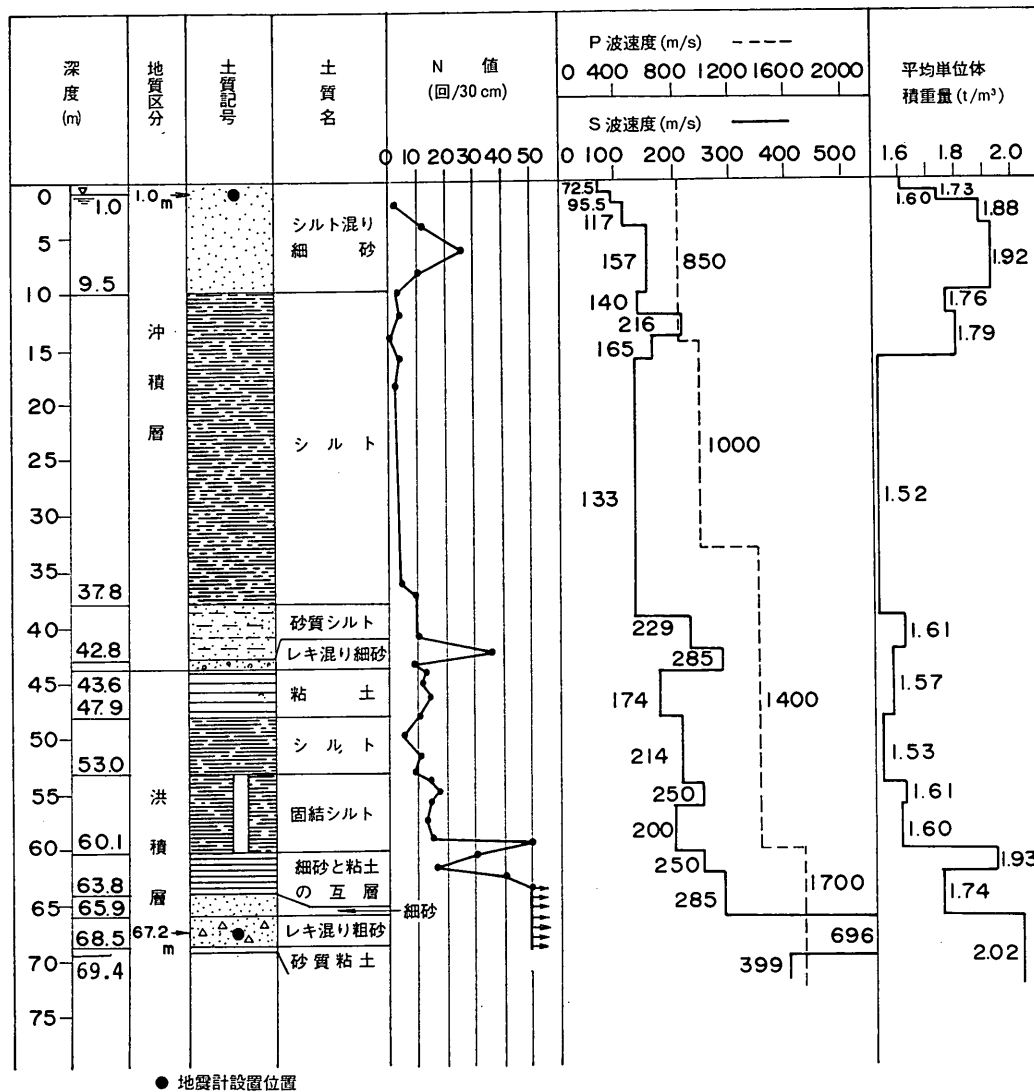


図-13 土質柱状図 (A点)

2次元アレーによる地震動の観測と解析 (第1報)

層のすぐ上側の層のせん断波速度 696 m/s と同等のものとして取扱うこととする。

図-15, 16 には, A点およびE点の各土層の土の粒径加積曲線を示す。

羽田 E 点

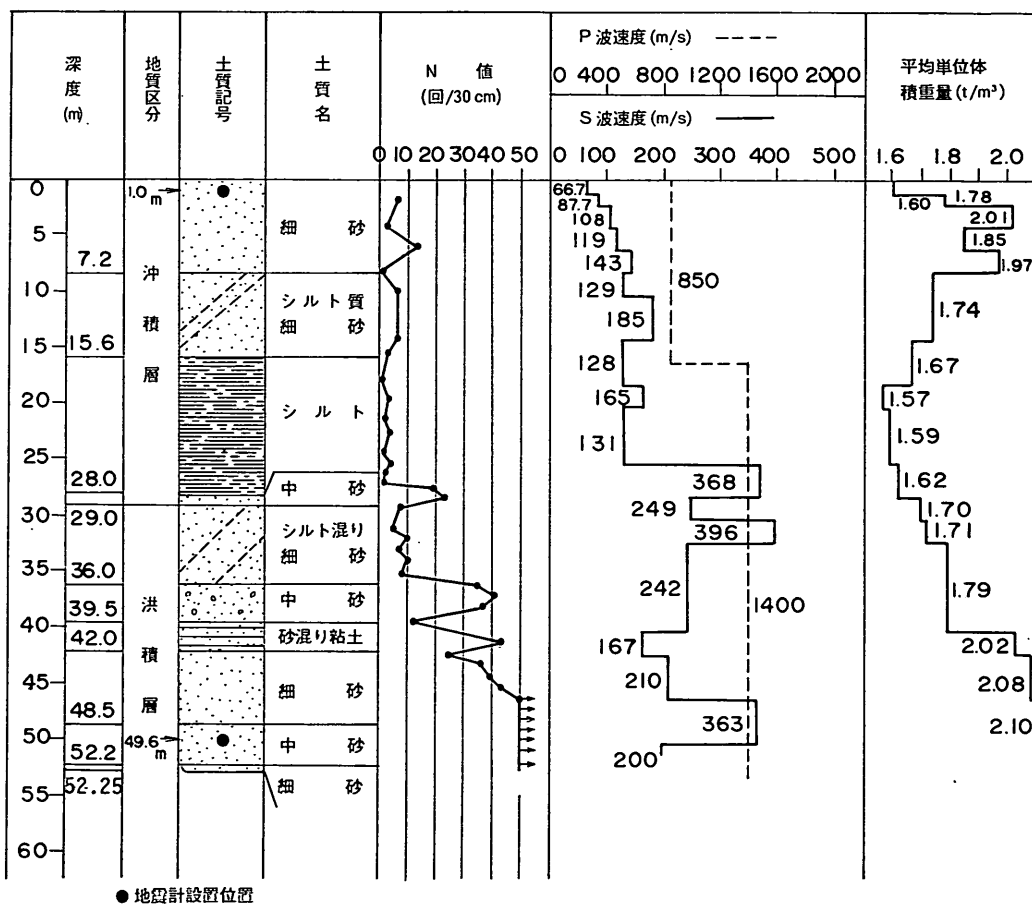


図-14 土質柱状図 (E点)

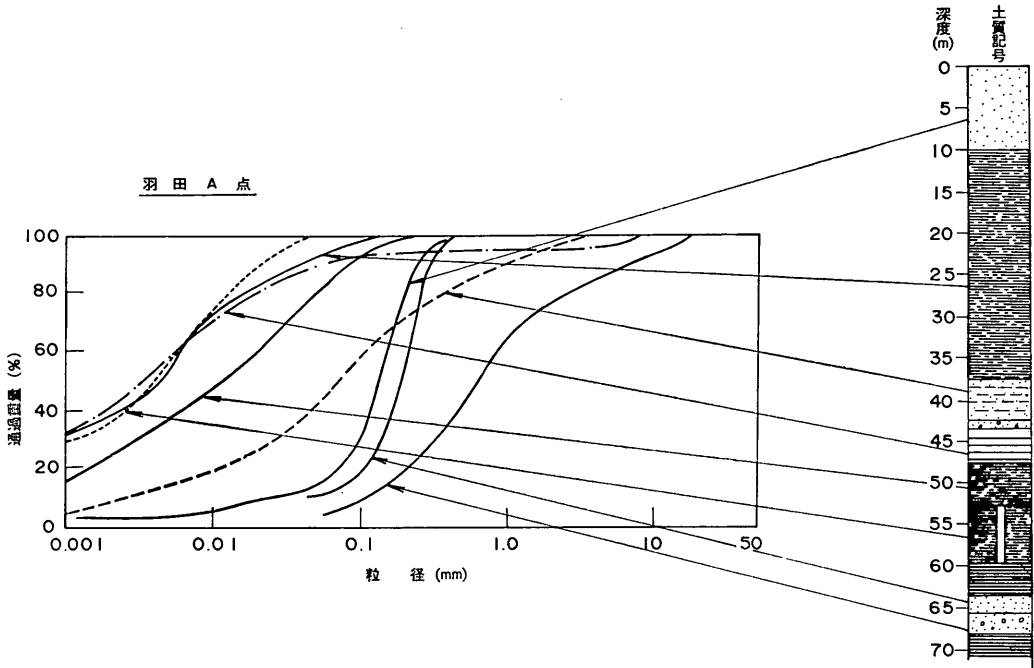


図-15 主な粒径加積曲線 (A点)

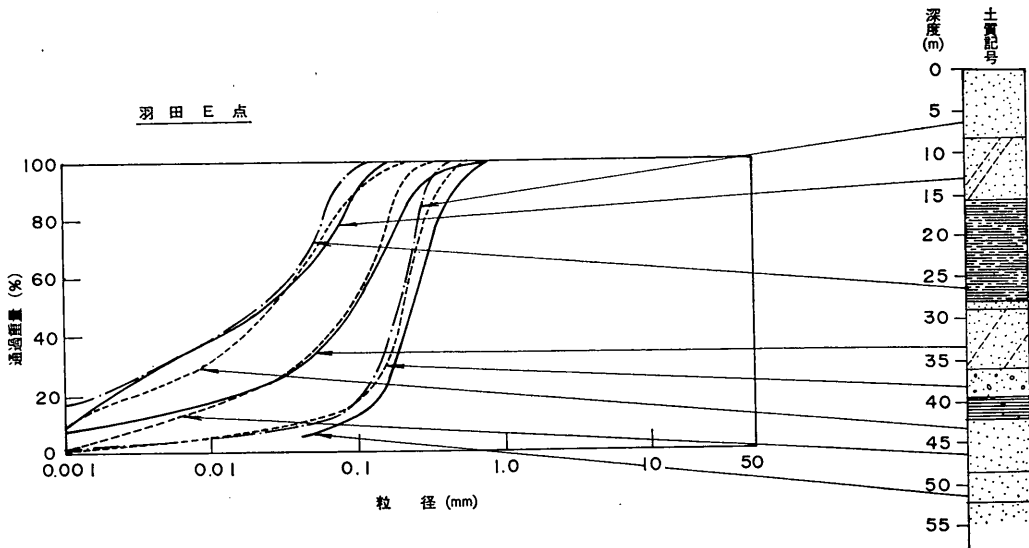


図-16 主な粒径加積曲線 (E点)

4. 記録の処理

記録の処理は港湾地域強震観測における ERS 強震計の記録の処理に準じた方法によっている¹⁾。同方法の詳細は別に報告されているので¹⁰⁾、ここでは処理の概略について記す。

記録のデジタル化にはオシログラムデジタル化装置を用いる。装置の外観を写真-4に示す。この装置は電子計算機とオンラインで機能する。装置のテーブル上に固定した記録の波形をオペレータがカーソルで追跡すると、時間軸方向に 0.1 mm 間隔でカーソル位置の座標値が電子計算機に送られる。この方法では同一波形をくり返しデジタル化すると、極くわずかではあるがその都度異なる数値が得られる。しかし、それは記録の利用上支障とならない程度のものである。この点についての定量的検討は別に報告してある¹⁰⁾。デジタル化に当っては、固定ミラーによる基線もデジタル化し、記録紙の蛇行やデジタル化装置のカーソル移動レールの曲りによる誤差の除去に用いている。

所定の区間ごとにデジタル化された記録にはゼロ線が設定され、区間ごとの記録が一本に結合される。次に記録のフーリエ変換を求め、それに対して地震計特性の補正および積分を行い、その各段階のものフーリエ逆変換を求めめる。このような過程を経て、補正加速度、速度、変位の時刻歴（波形）を得る。

強震観測の記録の処理では、積分の際に2種類のフィルタ操作を行い、2種類の速度と変位の波形を求めている。それらのフィルタは、固定フィルタおよびパラメタ付きフィルタである。前者は常に一定特性のフィルタである。これはすべての記録を同一特性のフィルタで処理

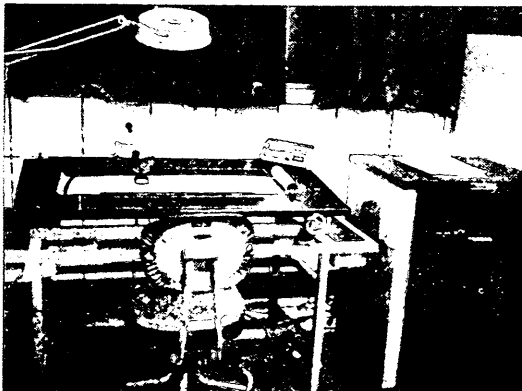


写真-4 オシログラムデジタル化装置

することを主眼にしたものである。後者は記録波形ごとにローカットフィルタの遮断振動数 (f_c) を変化させるものである。遮断振動数は、得られた記録のスペクトルの低振動数成分が一定量ずつ減衰するように選ばれる。したがって、低振動数成分を多く含む記録ほど遮断振動数が低くなる。これは、記録の全振動数成分について、含まれる誤差の比率を一定値以下とすることを主眼にしたものである。本研究では、パラメタ付きフィルタを用いて処理した変位波形を使用した。ただし、同一地震の記録については、全測点の記録に同一遮断振動数が用いられるように処理方法の一部を修正した。

ここに説明した処理方式は昭和53年に実用化されたものである。したがって、先に発表された研究で用いたデジタル記録は上記の処理方法とは若干異なる方法で処理されたものである。また、観測初期に用いられていたデジタル化装置およびそれが接続されている電子計算機は更新されている。写真-4に示したデジタル化装置は以前のものである。

5. 1977年6月4日東京湾北部の地震とその観測記録

工学的な目的のために本報告で述べてきたような規模のアレー観測を行っている例は、世界でも多くはない。しかも、工学的な目的のためのアレー観測は、詳細な解析に耐えうる精度の記録の取得とその処理という面から見れば、まさに始まったばかりであると言える。したがって、現在のところ、解析結果もさることながら、アレー観測記録そのものが非常に重要な情報を持っており、本報告で行った解析の他にも様々な角度からの解析が可能であると考えられる。そこで本章では、本報告で解析の対象とした地震の諸元と観測記録とを、できるだけ客観的な形で詳細に示すこととした。

5.1 地震の諸元

1977年6月4日に、図-17に示すように東京湾北部に震源を有する、マグニチュード4.6の地震が発生した。気象庁の地震月報¹¹⁾による地震の諸元は、表-1の通りである。気象庁では、この地震について特に命名していないが、本章の標題等では、この地震を発震年月日と震央の位置を用いて「1977年6月4日東京湾北部の地震」と書くことにする。

発震機構にかかわる諸元のうち断層面の諸元は、同じく気象庁の地震月報¹²⁾によれば、表-2の通りである。すなわち、北から30度東に向けた鉛直面を断層面とし、

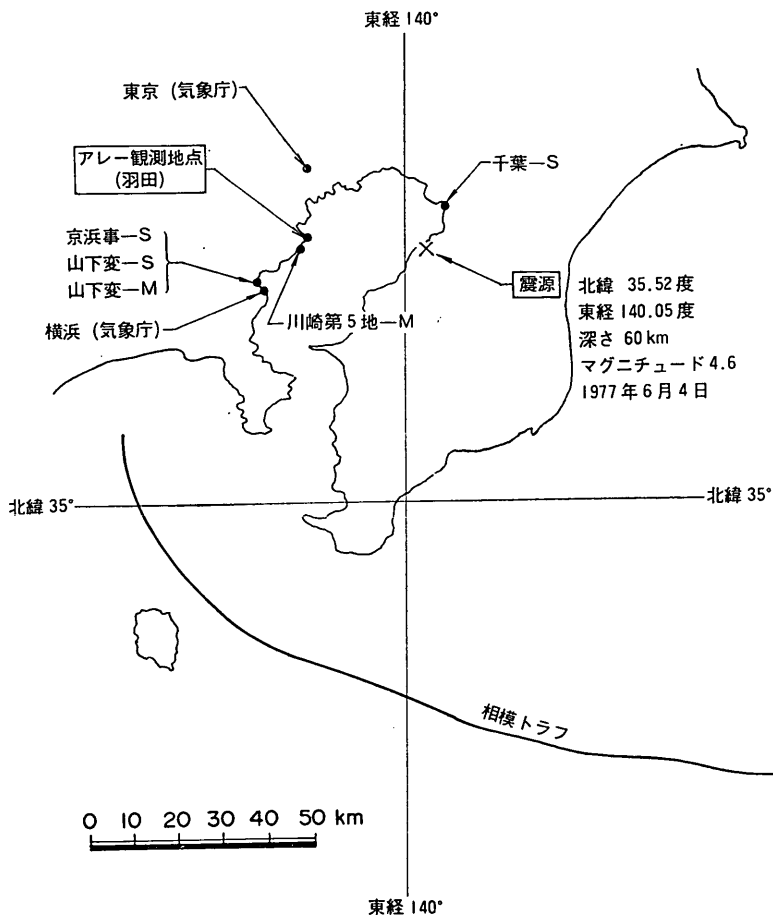


図-17 1977年6月4日東京湾北部の地震の震央と観測地点(羽田)の位置等

表-1 地震の諸元 (気象庁地震月報¹¹⁾ による)

発震年月日	1977年6月4日
発震時刻	8時27分29.8秒±0.1秒
震源位置	東京湾北部
北緯	35度31分±1分
東経	140度03分±1分
深さ	60km
マグニチュード	4.6

表-2 断層面解 (気象庁地震月報¹²⁾ による)

節面 A	傾斜の方位*	60°
	傾斜角	90°
節面 B	傾斜の方位*	150°
	傾斜角	60°
P 軸	方位*	101°
	傾斜角	69°
T 軸	方位*	199°
	傾斜角	69°
Null軸	方位*	330°
	傾斜角	30°
断層の形式		横ずれ

*北から反時計まわりにはかる。

断層面を境界として西側が東側に対して、北から 30 度東向きで、かつ水平面から 60 度上向きにずれた。

震源は、北向きに低角で日本列島にもぐり込むフィリピン海プレートと、西向きに 30~40 度の傾きでもぐり込む太平洋プレートとが出合うあたりに位置している^{13)~15)}。ただし、プレートの存在する深さについては、深発地震面がプレートの上面に相当するのか、それとも

プレート内部に相当するのかの考え方の相違により、数十キロメートルのオーダーで異なってくるが、今のところどちらが正しいかの定説はできあがっていないものの

表-3 東京湾周辺で観測された地震動の大きさ^{11,25)}

地震計設置 地点名	震央距離 (km)	最大加速度(Gal)			最大変位 (cm)		
		NS	EW	UD	NS	EW	UD
千葉-S	7	5	6	3			
京浜事-S	39	3	4	1			
山下変-S	35	10	8	3			
山下変-M	35	12	11	5			
川崎第5地-M	26	19	23	—			
東京	32				0.082	0.104	0.015
横浜	37				0.045	0.040	—
(SMAC等価加速度)							
羽田 A点	24	21	15	2			
羽田 E点	25	30	27	4			
(補正記録)							
羽田 A点	24	30	26	3	0.12	0.08	0.02
羽田 E点	25	44	39	6	0.19	0.11	0.02

ように見うけられる¹⁹⁾。したがって、今回対象としている地震が、前記各プレートのいずれの中(あるいは境界)で発生したのかを明らかにすることは困難である。

今回対象とした地震で、東京湾周辺で、どのような大きさの地震動が記録されたかを示すものとして、港湾地域強震観測による各観測地点の最大加速度²⁵⁾、並びに、気象庁により観測された東京と横浜の最大変位¹¹⁾を、表-3に示した。これらに対応するものとして、羽田のA点とE点の地表から1mの深さにある地震計により得られた地震動の最大値を同じく表-3に示した。なお、これら各観測地点の位置は、図-17のとおりである。表-3を見るにあたっての注意点はつぎのとおりである。

まず、第1点は、強震計は地震動を受けて初めて記録を開始するしくみなので、表-3の上の5地点の記録については地震動の最大加速度が記録を開始する以前にでている可能性を否定することができない。

第2点は、加速度計の計器特性に関することで、上の3地点の加速度はSMAC-B2強震計で記録されたものである。したがって羽田のSMAC等価加速度と比べるべきものである。また、地点名に「M」のついた地点の加速度はERS強震計で記録されたものであり、近似的に羽田の「補正記録」の加速度と比較すべきものと言ってよい。なお、「SMAC等価加速度」および「補正記録」については、文献1)を参照されたい。

最後に変位についてであるが、まず気象庁により観測された最大変位は、上側ピークから下側ピークまでを振幅とし、これを2で割ったもの²⁶⁾であるのに対し、羽田のそれは、加速度記録を積分して得た変位波形から読取ったゼロ線からの最大変位である。一方、地震計の計器

特性等に関しては、結論から先に言えば、この最大変位については両者を直接比較してよい。その理由は、以下のとおりである。東京と横浜で気象庁により観測に用いられた変位計は、おおむね周期5~6秒以下をカバーするものであるが、これにより観測された卓越周期は、東京で0.3秒、横浜で0.7秒である¹¹⁾。一方、羽田の変位は、5.2で述べることから知れるように、周期約2秒以下をカバーする変位計で得たものと等価なものであって、気象庁の変位計で観測された卓越周期は、明らかに周期2秒以下におさまっている。このことから考えて、両者のカバーする周期範囲の相違は、この地震の場合、大きな影響がないものと考えられる。

なお、震央距離は、文献25)の表と異なっているが、これは、文献25)が気象庁火山概況による漸定的に決定された震央を用いたのに対し、本報告では、地震月報による最終的に決定された震央を用いているからである。また、NS、EWの成分は、気象庁の観測地点以外は、公称であって、各地点の港湾構造物の法線方向などがNSとされている場合がある。

5.2 観測波形とその最大値

4.において記録の処理について述べたが、本地震の記録のデジタル化における処理について、ここで補足しておきたい。

本地震においては、地表の地震計の記録においては、自動感度切換が働いて記録が行われた。その時刻は、デジタル記録の上で、2.49秒と2.50秒のあいだで第1段の切換えが行われ、2.86秒と2.87秒のあいだで第2段の切換えが行われた。これらの時刻で区切られる各区分についてデジタル化を行なった後、各区分の感度をかけ、そのあとで前区分の最後のデータをそれに続く区分の最初のデータと一致させるようにつなぎ合せた。

このようにしてデジタル化した記録をもとに、4.で述べた補正の方法を用いて、絶対加速度を求め、それを積分して絶対速度と絶対変位を求めた。誤差の大きいと考えられる長周期成分を除去するため、4.に述べたような形のフィルタを用いているが、本地震については、そのパラメタ f_c をすべての記録波形について、0.4 Hzとした。ゲインが3 dB 迅減する振動数をしゃ断振動数とすれば、このフィルタのしゃ断振動数は、 $1.36 f_c \approx 0.54$ Hzである。パラメタの決定のための考え方は、4.に述べた通りである。

求めた絶対変位からは、500m 離れた相隣れる地表の二点間の相対変位を、計5組について求めた。また、本

アレーのうちで 2500m と最も離れている 2 点間での相対変位も求めた。

以上で求めた絶対加速度、絶対速度、絶対変位、相対変位の最大値を、表-4, 5, 6 に示した。また、絶対加速度、絶対変位、相対変位については、その時刻歴を図-18~22 に示した。相対変位の時刻歴を示した 図-22 には、上の 5 本にそれぞれ 500m 離れた測点間のを、下の 1 本に 2500m 離れた測点間のを、並べて示してある。図-23~26 には、記録長 20 秒間について求めた加速度波形のフーリエスペクトルを、それぞれ、A 点と E 点の地表と工学的基盤とについて示した。また、図-27~30 には、A 点と E 点の地震動の軌跡を、地表と工学的基盤とについて示した。ただし、これらの図において、N と印したのは、() 内に示した N 27 W 方向のことである。したがって、これらの図において、N と S を結ぶ方向が測線方向である。

表-4 地表における水平方向の地震動の最大値

観測点名	最大加速度 (Gal)		最大速度 (cm/s)		最大変位 (cm)	
	測線方向	測線直交方向	測線方向	測線直交方向	測線方向	測線直交方向
A 点	29	23	1.5	1.1	0.11	0.09
B 点	25	16	1.3	1.0	0.10	0.10
C 点	35	25	1.7	1.3	0.14	0.14
D 点	66	34	2.5	1.4	0.24	0.12
E 点	39	39	1.9	1.7	0.16	0.09
F 点	40	35	2.2	1.6	0.13	0.11

表-5 地表と工学的基盤の地震動の最大値

観測点名	深さ (m)	最大加速度 (Gal)			最大速度 (cm/s)			最大変位 (cm)		
		測線方向	測線直交方向	上下方向	測線方向	測線直交方向	上下方向	測線方向	測線直交方向	上下方向
A 点	1.0	30	25	3	1.5	1.2	0.9	0.12	0.08	0.02
	67.2	13	8	2	0.6	0.5	0.1	0.06	0.04	0.03
E 点	1.0	44	39	6	2.2	1.9	0.3	0.19	0.11	0.02
	49.6	15	15	5	0.8	0.6	0.3	0.07	0.04	0.04

表-6 500m 離れた地表の 2 点間の相対変位と 2500m 離れた地表の 2 点間の相対変位の最大値

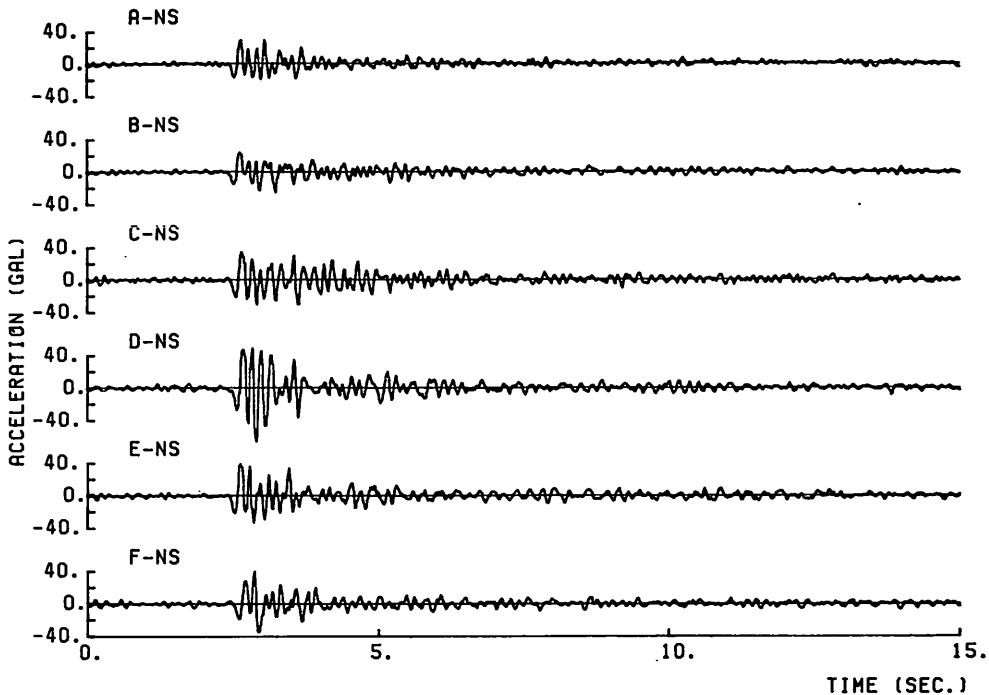
観測点名	観測点間の距離 (m)	最大相対変位 (cm)	
		測線方向	測線直交方向
A点-B点	500	0.11	0.07
B点-C点	500	0.07	0.07
C点-D点	500	0.13	0.08
D点-E点	500	0.20	0.11
E点-F点	500	0.16	0.10
A点-F点	2500	0.15	0.10

6. 地震波の伝播モデル

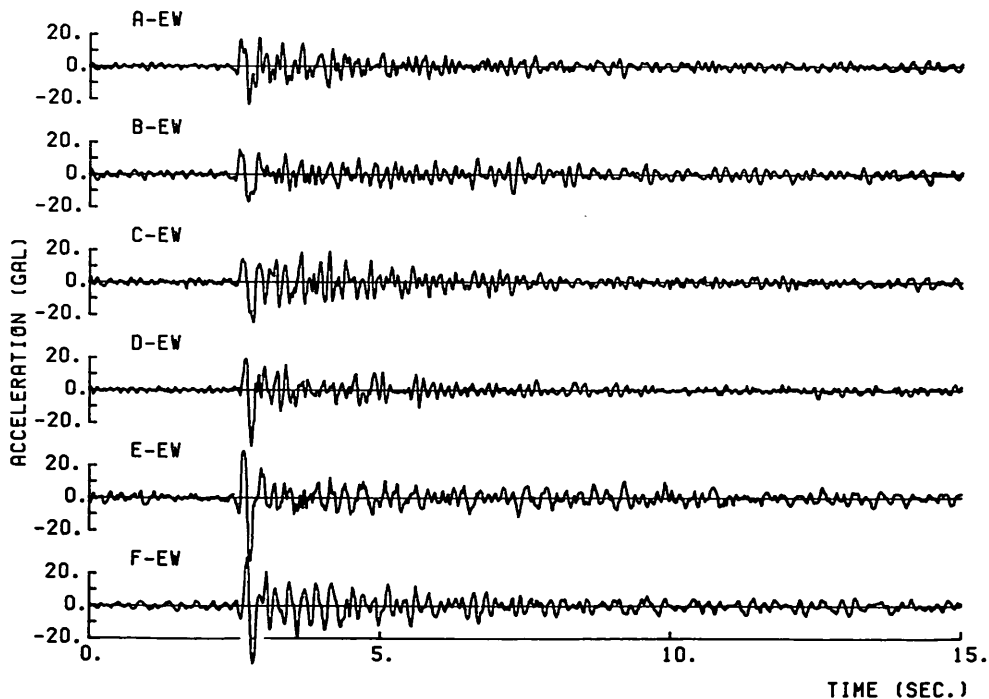
5. に示したような観測記録を解析する場合、大きく分けると二通りの方法が考えられる。その一つは記録をさまざまな角度から検討した上で、その検討結果から一つの考え方、すなわち一つのモデルを導き出す方法である。他の一つは、当該分野、あるいは他の分野で既に得られている知見をもとに、対象とする問題について妥当と考えられる一つのモデルをまず作り上げておき、このモデルが観測結果と矛盾がないかどうかを検討する方法である。両者ともに、観測結果と矛盾のないモデルを導き出すという目的には変わりはない。本報告では、先にモデルを提示し、そのあとでモデルと観測結果の対比を行うという方法を採用した。

1. でもふれたように、埋設パイプラインのような長大構造物の耐震性の検討のためには、その構造物が埋設された表層地盤の地震応答、特に相隣れる二点間の相対変位を知ることが重要である。現在のところ、このような表層地盤の地震応答を考える場合、N 値 50 以上の洪積砂層などを基盤と考えて、基盤から上の部分を何らかの方法でモデル化し、基盤への地震動入力を用いた何らかの方法で設定するという考え方が一般的である。モデルの定数設定のためのデータの取得や電子計算機の容量等の現状から見ても、このような考え方は現在のところ実務的には妥当な処置であると思われる。そこで本報告でもこれに沿った形で検討することにし、一つは表層地盤の地震応答の特性を明らかにすること、すなわち表層地盤のモデルを考えること、他の一つは、この表層地盤へ入射する地震波の性質を明らかにすること、とした。

先に述べたように、長大構造物を念頭におく場合、これらのモデルには、相隣れる二点間の相対変位を正確に評価できることが要求される。この点で、通常の構造物を念頭においた一地点の地盤応答のモデルに加えてさらに別の要素を考える必要がある。この要素については後に明確な形で述べるが、入射波のモデルについて言えば、基盤への入射波が相隣れる二点において、同じものが同時に到達するのか、異なるとしたら両者にはどのような関係があるのか、といったことを考えねばならない。これに対し入射波の波形そのものの性質や入射波の最大加速度と震央距離とマグニチュードの関係については、一地点の地盤の応答を考える場合にも検討される事項であり、特にアレー観測記録であることによる優位性はないので、本報告では検討の範囲外とした。

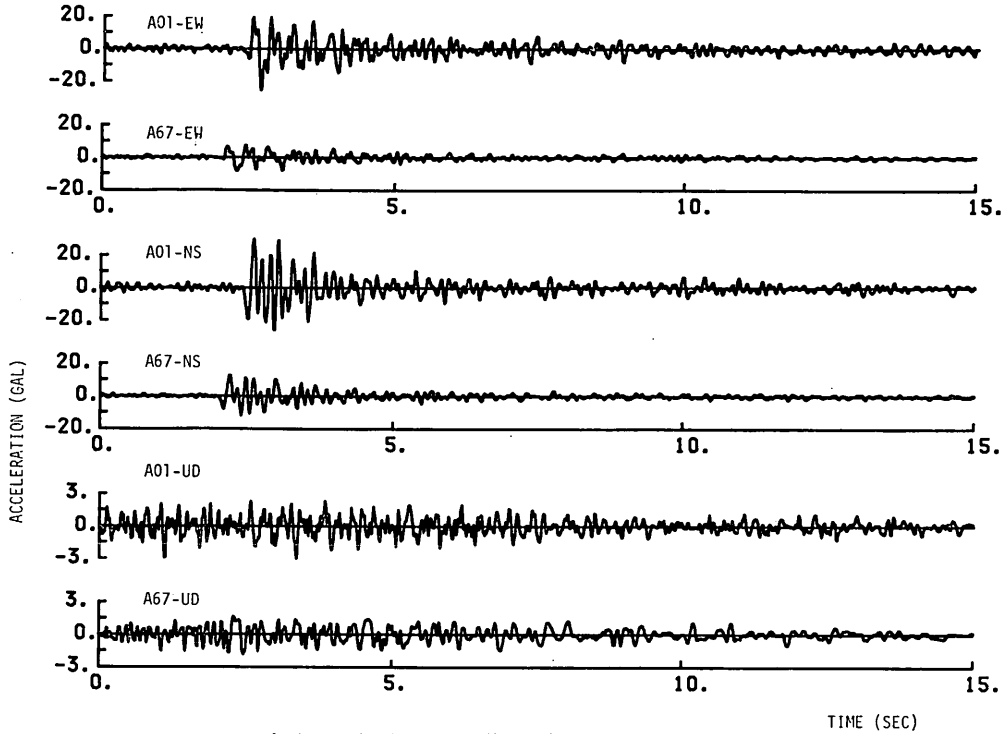


(a) 測線方向

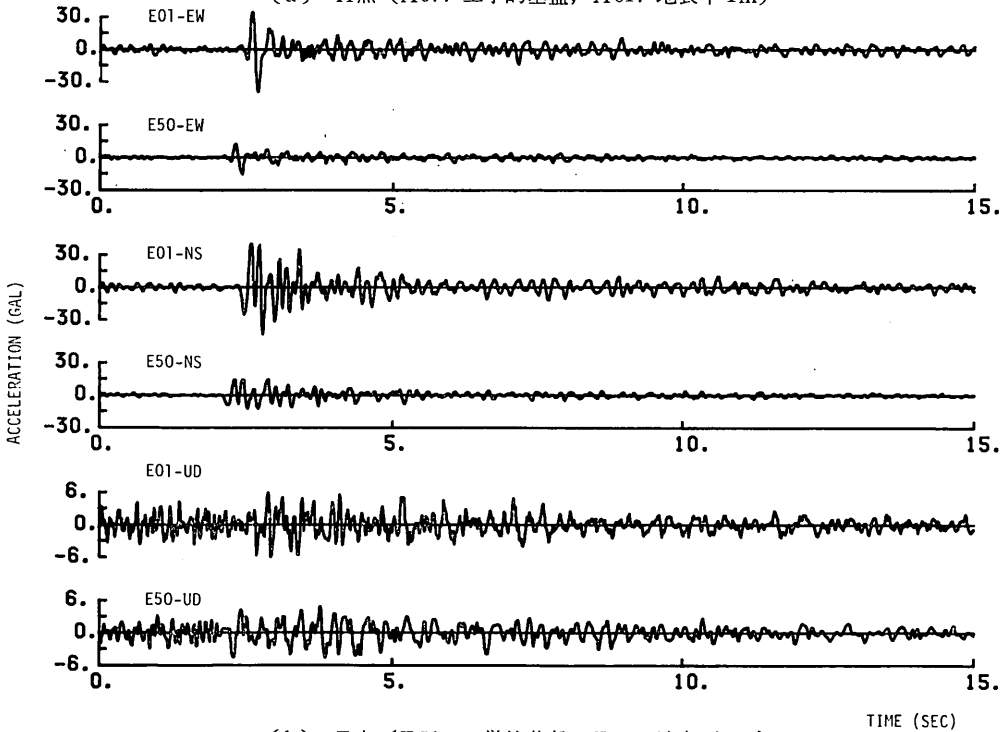


(b) 測線直交方向

図-18 A～F点の地表の絶対加速度波形



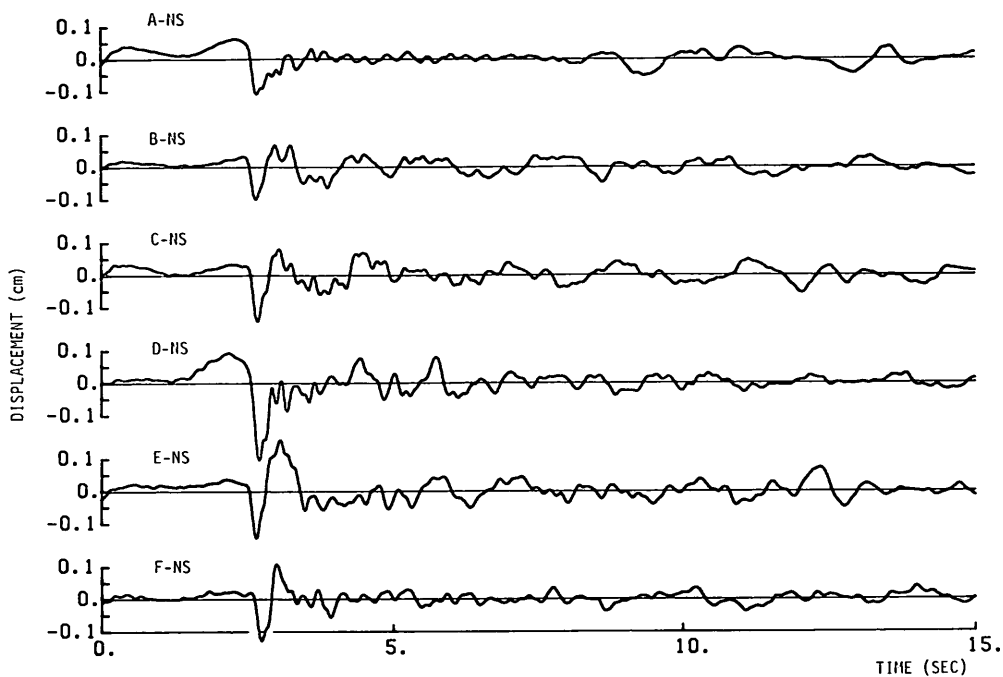
(a) A点 (A67: 工学的基盤, A01: 地表下1m)



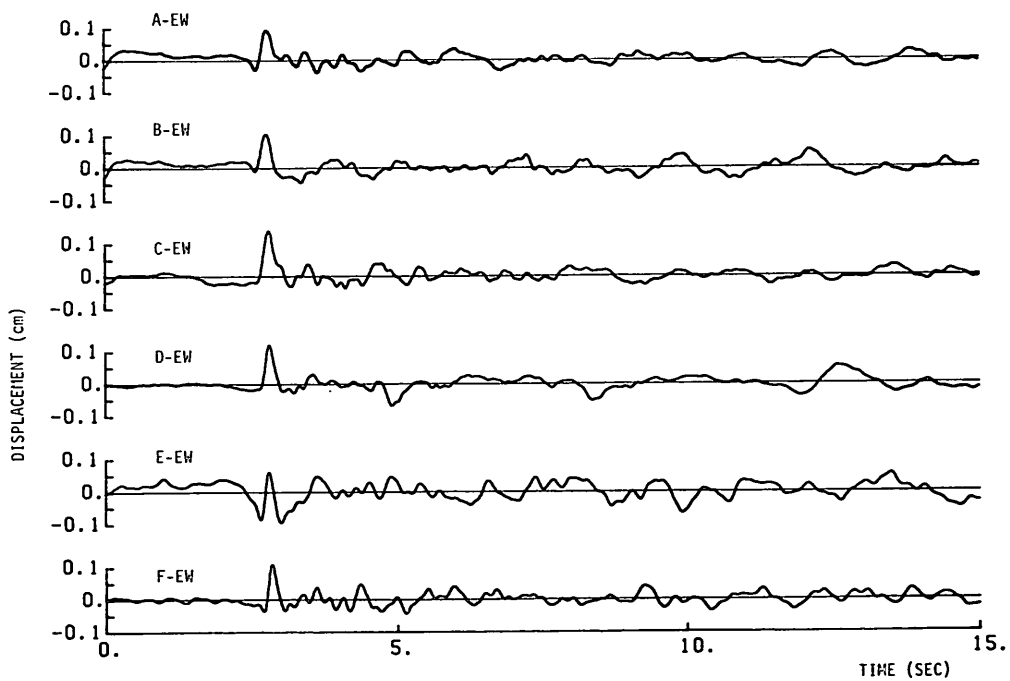
(b) E点 (E50: 工学的基盤, E01: 地表下1m)

図-19 工学的基盤と地表の絶対加速度波形 [EW: 測線直交方向, NS: 測線方向, UD: 上下方向]

2次元アレーによる地震動の観測と解析 (第1報)

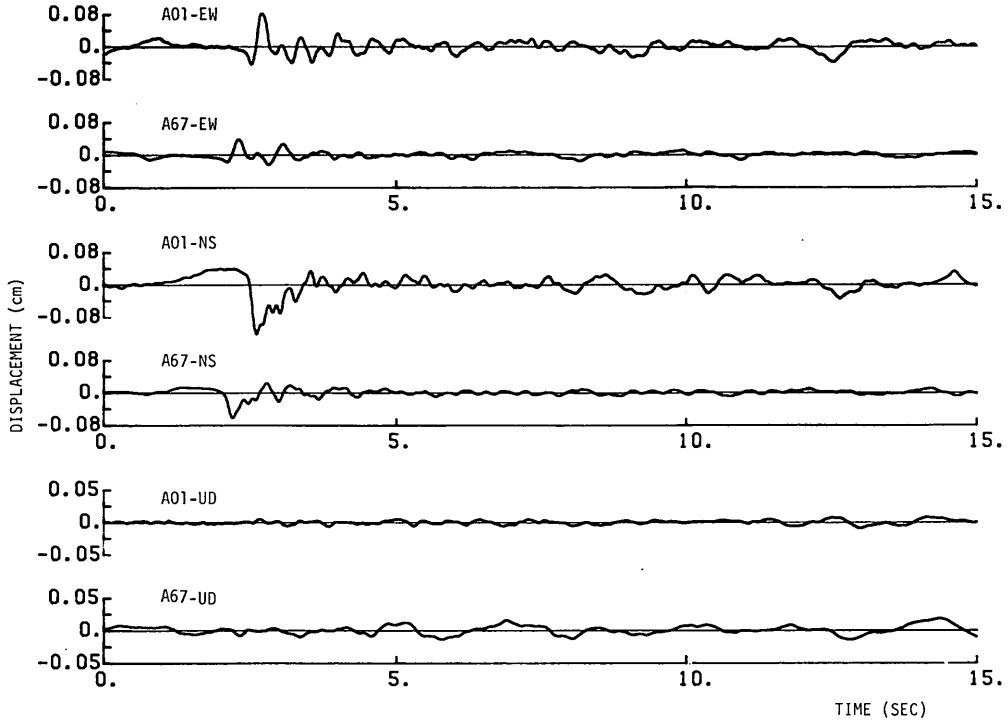


(a) 測線方向

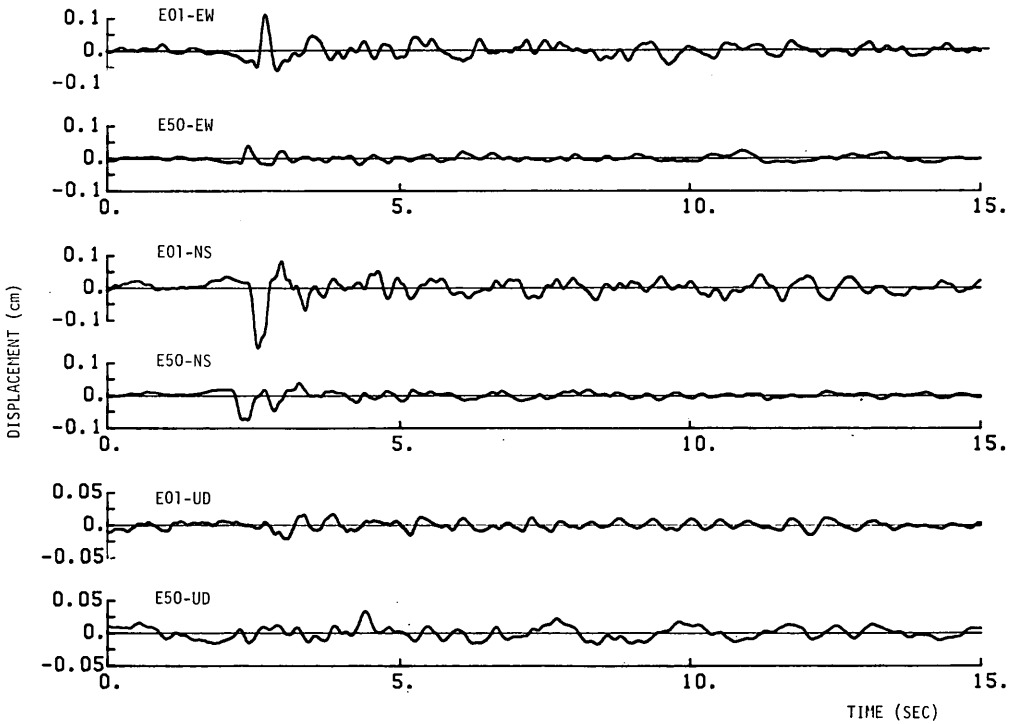


(b) 測線直交方向

図-20 A~F点の地表の絶対変位波形



(a) A点 (A67: 工学的基盤, A01: 地表下1m)



(b) E点 (E50: 工学的基盤, E01: 地表下1m)

図-21 工学的基盤と地表の絶対変位波形 [EW: 測線直交方向, NS: 測線方向, UD: 上下方向]

2次元アレーによる地震動の観測と解析 (第1報)

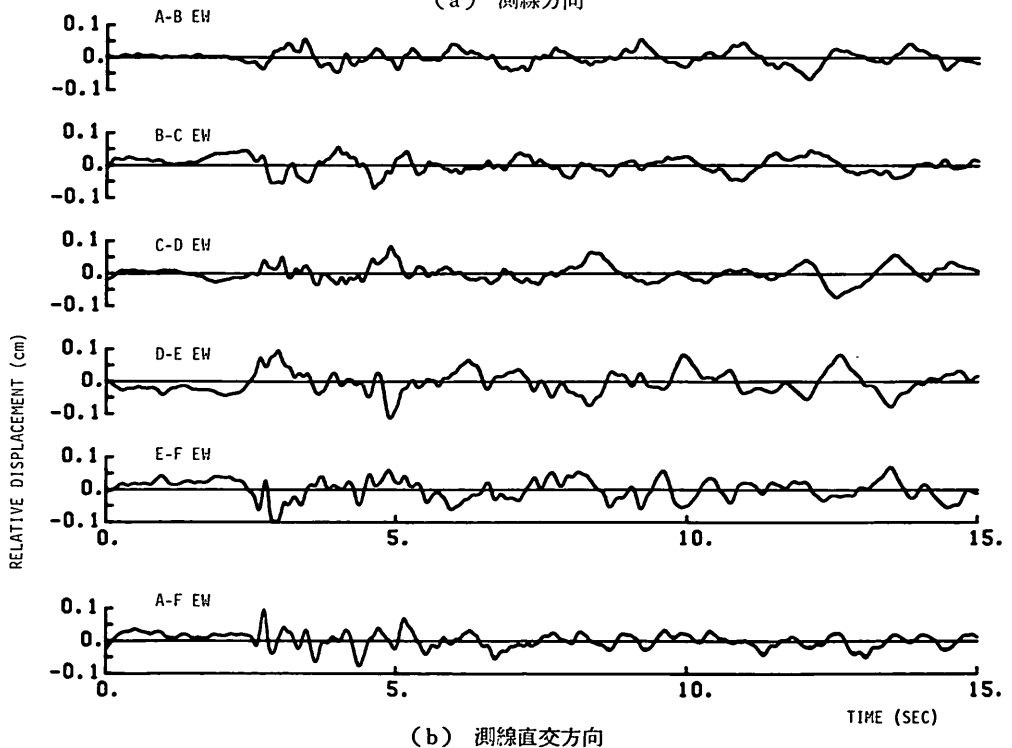
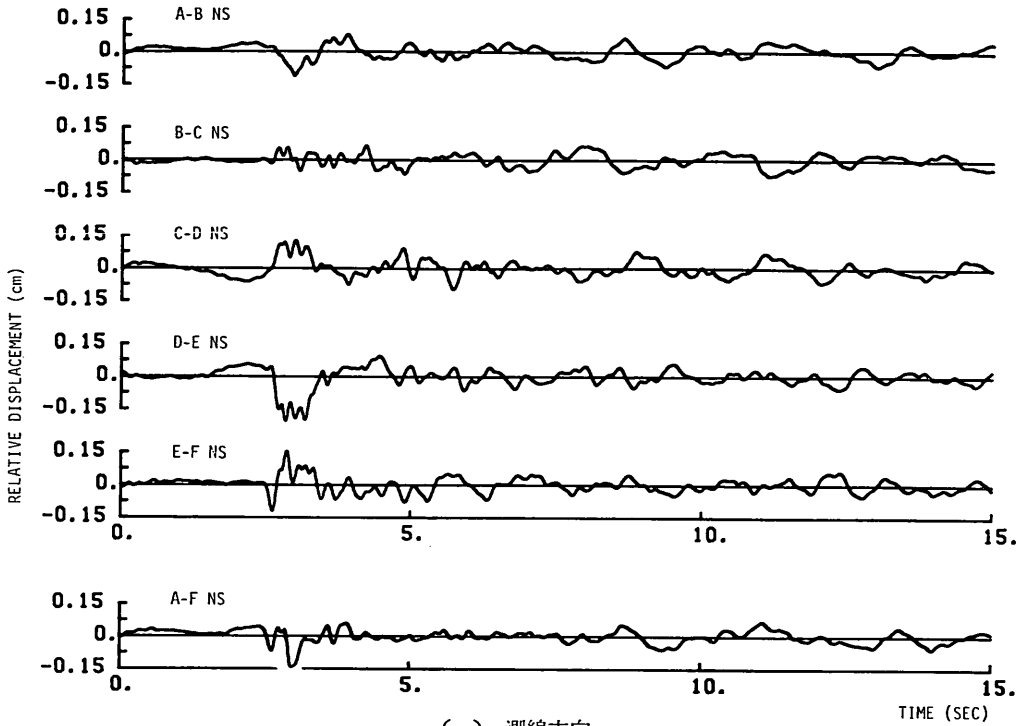


図-22 500m 離れた地表の2点間の相対変位波形 (上の5本) と2500m 離れた地表の2点間の相対変位波形

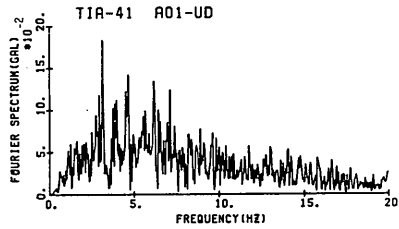
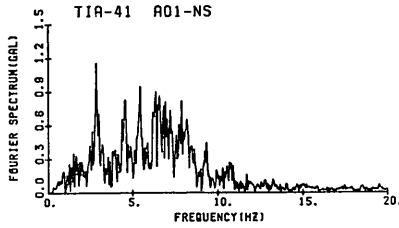
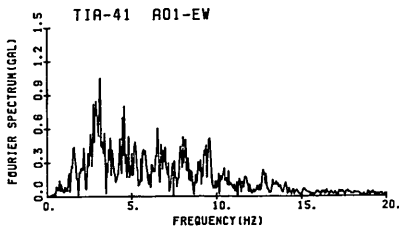


図-23 地表の加速度波形のフーリエスペクトル (A点)

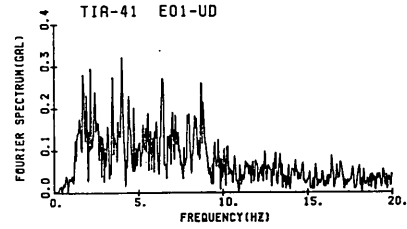
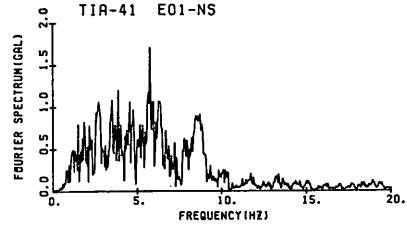
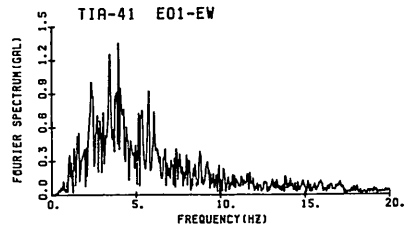


図-25 地表の加速度波形のフーリエスペクトル (E点)

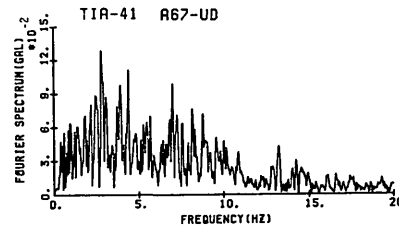
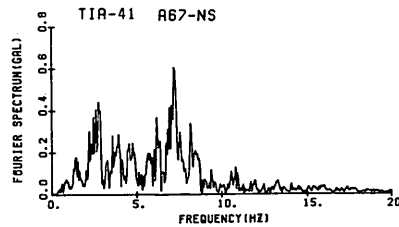
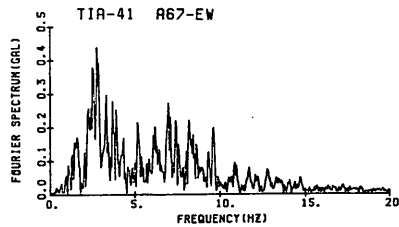


図-24 工学的基盤の加速度波形のフーリエスペクトル (A点)

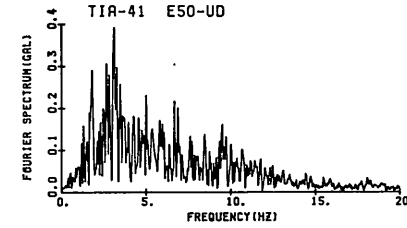
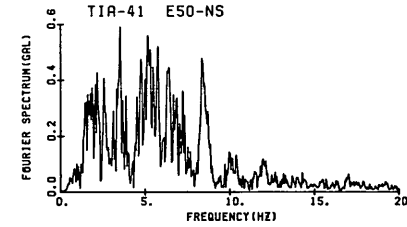
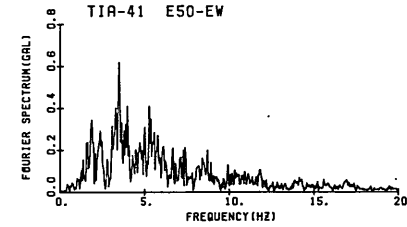


図-26 工学的基盤の加速度波形のフーリエスペクトル (E点)

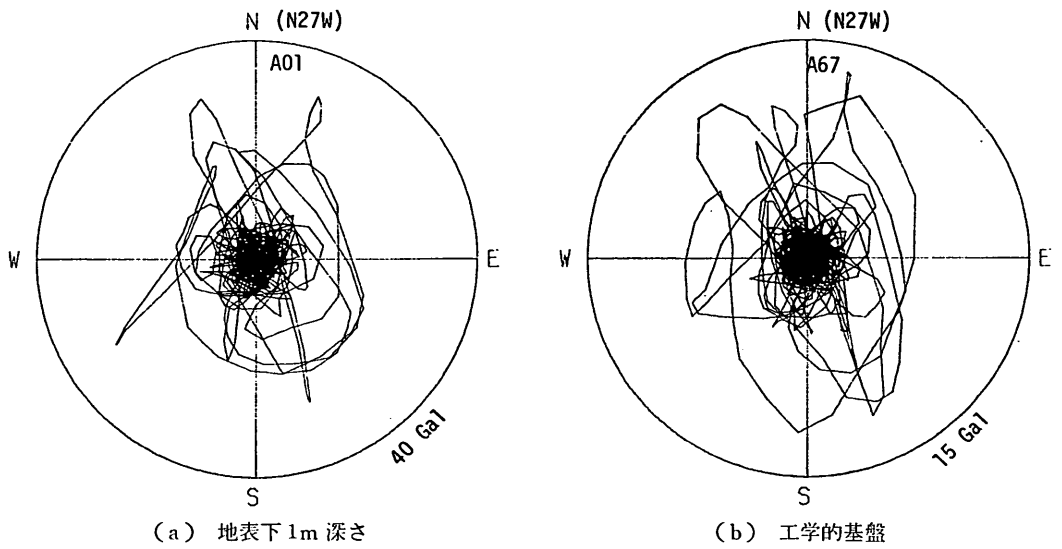


図-27 A点の工学的基盤と地表の加速度の軌跡

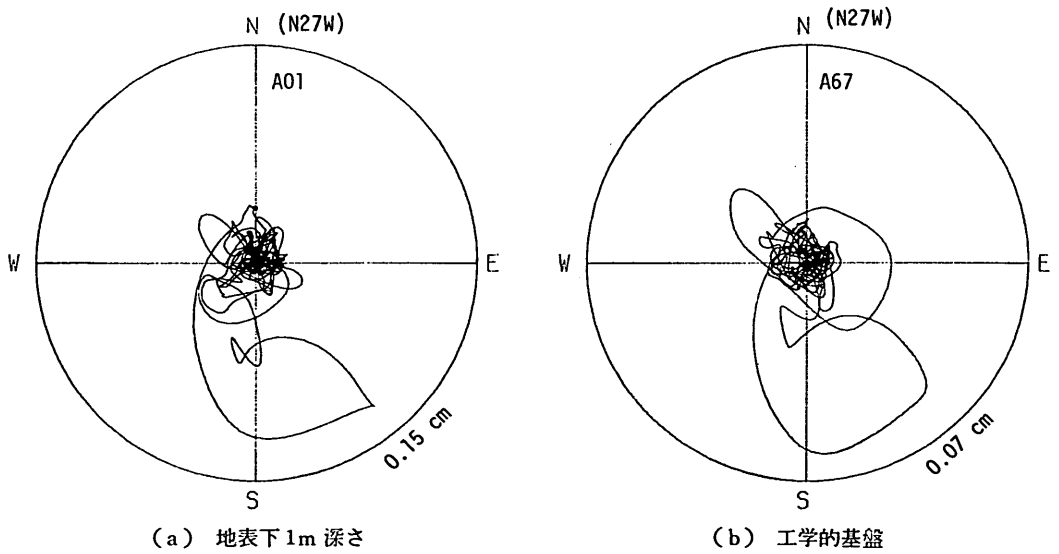


図-28 A点の工学的基盤と地表の変位の軌跡

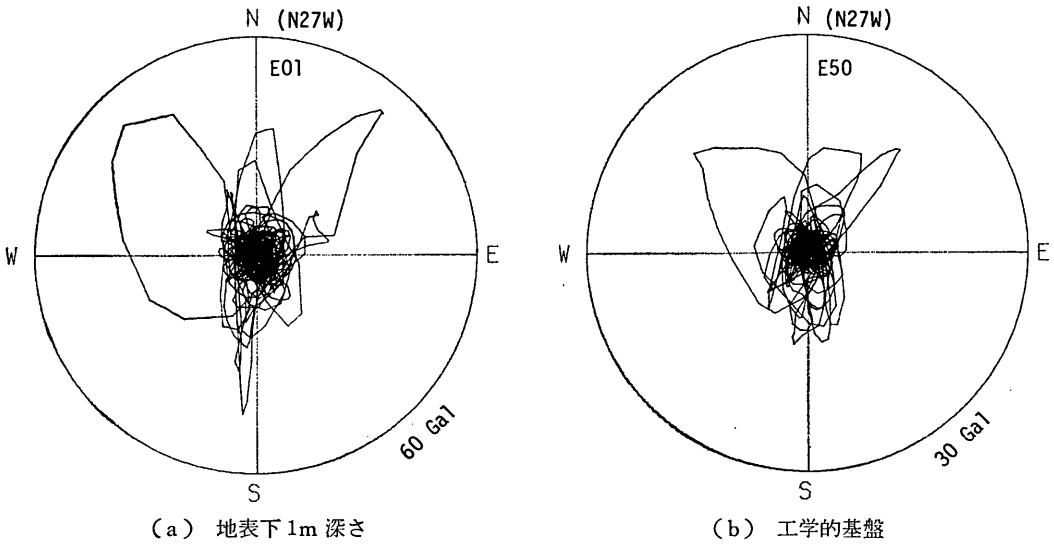


図-29 E点の工学的基盤と地表の加速度の軌跡

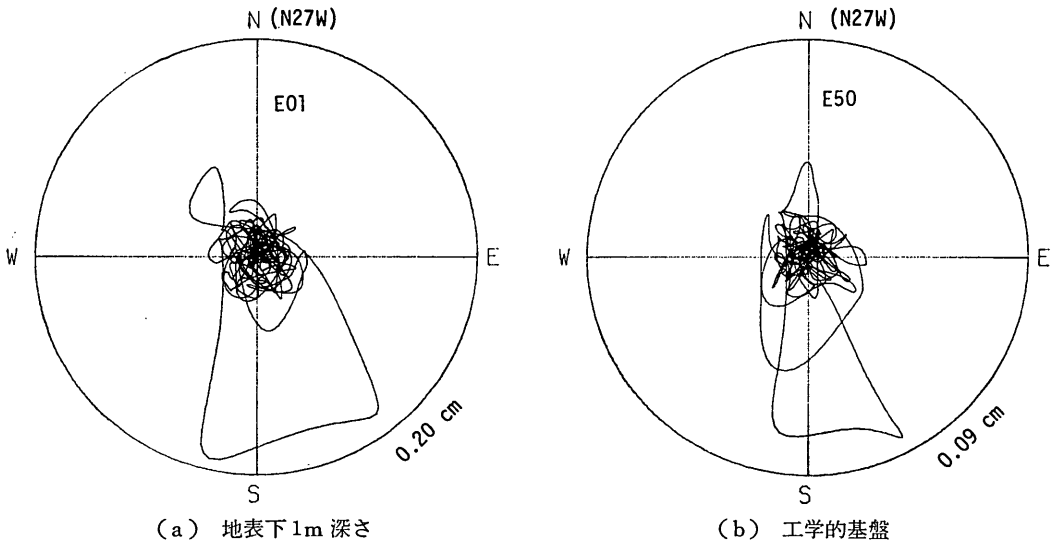


図-30 E点の工学的基盤と地表の変位の軌跡

ここでモデルという言葉を使ったが、一般に“モデル”と言った場合には、広い意味では、考え方そのもの、もしくは方程式のことを言い、モデルの定数は定数としてではなくパラメタと考えて、“モデル”には含めて考えない。たとえば「圧密モデル」という使われ方をする。しかし、狭い意味では、モデルの定数を含めたものの全体のことを“モデル”と言う。たとえば「地殻構造のモデル」という使われ方をする。本報告においては後者の意味で使う方がふさわしいので、定数を含めた意味で使うこととする。広い意味でのモデルを意味する場合には、“モデルの基本となる考え方そのもの”等の表現を用いる。

また、“地震波”という言葉と“地震動”という言葉の使いわけであるが、一般に振動が波としてどのように伝わっていくかに注目する場合には、“地震波”という言葉を用いる。また、ある点の振動に注目する場合には“地震動”という言葉を用いる。

最後に、“表層地盤”という言葉と、“基盤”という言葉を使ったが、これらの言葉は、たとえば地震学のように地球全体を考える立場からの記述において用いられる表層地盤および基盤とは異なったものを指す場合もあり、時に混乱のおそれもある。本報告においては、文献27)に習って、軟弱粘土層の下や沖積砂層の下の岩盤および比較的固いN値50以上の洪積砂層のことを、混乱のおそれがないように、“工学的基盤”と書き、また、この工学的基盤より上の地盤を“表層地盤”と書くことにした。さらに両者の境界面を“工学的基盤面”と書くことにした。

工学的基盤面は平面でない場合も少なくない。例えば図-12に見られるように、アレー観測点の工学的基盤面も平面ではない。しかも、図-13, 14を比べればわかる通り、工学的基盤の基盤面近くのせん断波速度は地点ごとに異なっている。しかし、ある程度の深さから下であれば、アレー観測を行なっている2.5km延長程度の範囲について、地点ごとのせん断波速度の相違がなくなるであろうと思われる。そこで、工学的基盤中にある深さ一定の面で、しかも、この面より下では地点ごとのせん断波速度の相違のないような面を考え、この面のことを“基準面”と呼ぶことにする。図-31に、これらの概念図を示した。図-31において、A-Aが地表面、B-Bが工学的基盤面、C-Cが基準面を表す。また、aが表層地盤、bが工学的基盤を表わしている。

以上の諸点をふまえた上で、本章において、以下に、

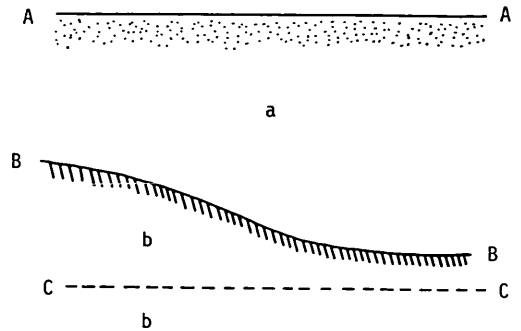


図-31 表層地盤, 工学的基盤面, 基準面の概念図

地震波の伝播モデルを示すこととしたい。

6.1 震源から工学的基盤面までの伝播モデル

本節では、基準面への入射波の性質として、次の諸点について、本報告で解析の対象とした地震に限って、考えてみたい。次の諸点とは、すなわち、

- ① 基準面上の相隣れる2点に到達する入射波の波形は同じと考えてよいか。
- ② 基準面上の相隣れる2点に到達する入射波の到達時刻には、どのような差があるのか。また、その差はどのようにして定まるのか。
- ③ 基準面への入射波は、鉛直方向から入射すると考えてよいか。

の3点である。これらのことを明らかにするためには、震源までさかのぼって考えることが必要と思われる。特に、②に挙げた到達時刻の差を求める方法を考えるためには、これから述べるようなやや長大な検討が必要になる。

地震学の知見によれば、地球の地震波速度 V は地球の中心からの距離 r だけの関数と見なしても、地震波の伝播をかなり良く説明することができる。気象庁では、地震の震源位置を求めるためにこのような地球のモデルを使っている。ついでながら地震波速度 V を r の関数として示したもののことを以下では速度構造と呼ぶことにする。気象庁の速度構造は、図-32に示すとおり¹⁰⁾であり、深さ約50km以深については、世界の多くの関係機関で広く使われているJeffreys-Bullenの速度構造を使っている。それ以浅(地表まで)については、日本付近の地殻の局所性を考慮して、爆破地震動観測グループによる研究成果をもとに得た日本の平均的な速度構造を使っている。なお、気象庁は、1972年以前は、和達らの速度構造を用いて震源を決定していた。

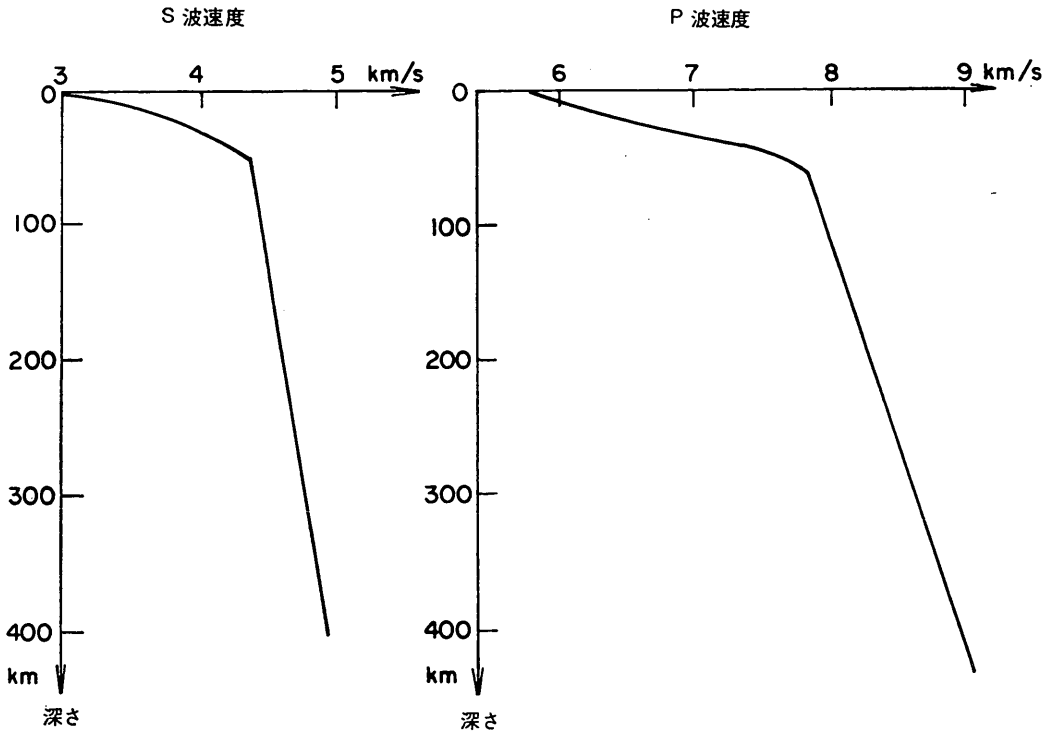


図-32 気象庁が震源位置決定に用いている速度構造¹⁶⁾

一方、細かく見れば、速度構造には日本各地で局所性がある。アレー観測を行なっている羽田と、本報告の解析の対象である東京湾北部の地震の震源(深さ 60 km)とを含む範囲については、次の2つの研究において、局所性が明らかにされている。一つは、爆破により明らかにされた首都圏の速度構造であって、地表から深さ約 2.5 km までの構造である¹⁷⁾。細かく言えば速度構造の検討はいくつかの測線を用いた観測により行われており、測線の相違により速度構造がやや異なるが、その相違は小さく、代表として北測線に対する構造を、図-33 に示した。深さ 2.5 km 程度では、気象庁のモデルと調和するが、浅くなるにつれて、首都圏の速度構造の示す速度は気象庁の速度構造よりかなり遅くなる。他の一つは、自然地震を使って得たもので、震源位置の再決定を含む研究による、関東地方の深さ 150 km までの P 波速度構造である²¹⁾。しかし、S 波速度構造は求められていないので、後に知れるように、本報告においては、直接に利用することができない。

地球の速度構造を求めることは、今日に到るまで地震学の重要な研究項目の一つであり、局所性に限らず、日本全体についての速度構造として考えられているもの

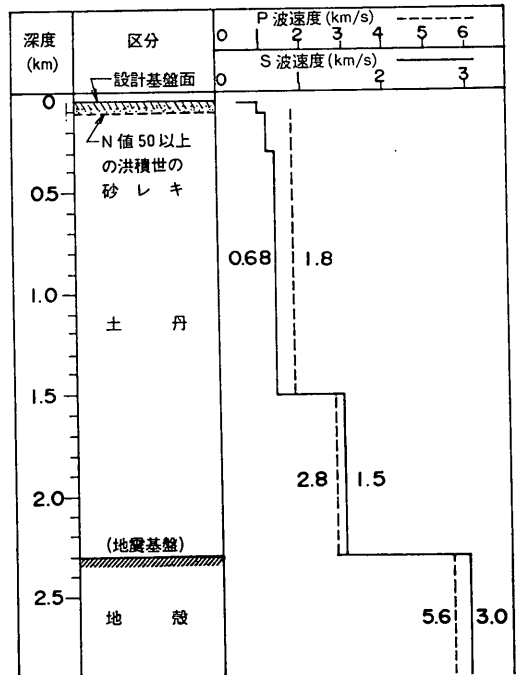


図-33 首都圏の基盤構造¹⁷⁾

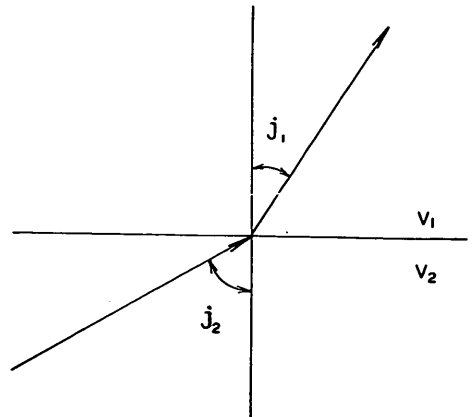
も、気象庁の速度構造が唯一というわけではない。特に気象庁の速度構造は地殻と上部マントルの境界に相当する深さに速度の不連続が見られない点などに関して、Aki のモデル¹⁶⁾とは対照的である。しかし、本報告に示した地震の震源は、気象庁の速度構造を使って求められたことを考えれば、気象庁の速度構造と大きく異なる速度構造を考える場合には、震源の再決定という作業が必要になってくる。これは必ずしも簡単な作業とは言えないであろう。

以上のことから、速度構造としては、気象庁が震源位置を決めるために使っている速度構造を基本として、その最浅部約 2.5 km を首都圏の速度構造におきかえたものを考えた。先に述べたように、細かく言えば、首都圏の深さ 2.5 km にわたる速度構造には測線による相違があるが、その相違は小さいものと考え、北測線に対する構造を使った。また、羽田においては基準面の深さやこれ以深の速度が不明であるが、基準面は、A点の工学的基盤(約 0.07 km)以深で 0.1 km 以浅にあるものと考え、基準面以深 0.1 km 以浅の速度を、A点の工学的基盤のS波速度と同じであると考えた。これらのおきかえにより、若干の震源位置に関する矛盾は生ずるであろうが、それはおおむね無視できるものと考えた。

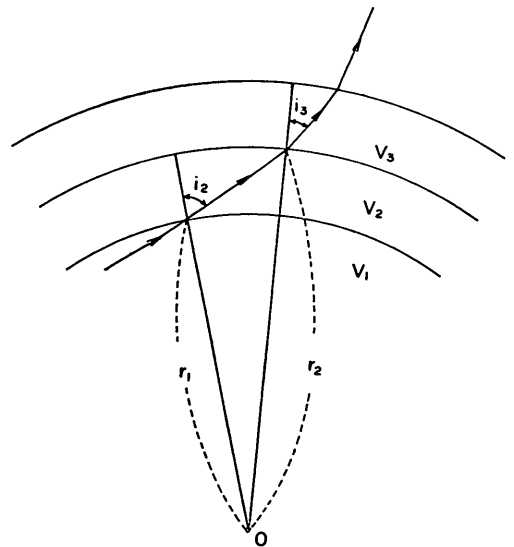
次に地震波の発生源である震源について考えた。地震学の知見によれば、震源は断層である。本報告で解析の対象とした地震のマグニチュードは、4.6 であり、断層の大きさは、これまで得られた地震の断層の大きさから見て、大きくとも 10 km×10 km 以下であろう。たとえば、埼玉で 1968 年 7 月 1 日に起きたマグニチュード 5.9 の地震の断層は 10 km×6 km と求められている¹⁸⁾。そこで、第一次的な近似として点震源を考えた。マグニチュードのより大きい地震については、点震源という近似は当然のことながら困難であろう。

最後に、震源から出る地震波について考えた。本報告で対象とした地震のように震央距離が 25 km と短かく、かつ震源の深さが 60 km とほぼ観測地点の真下に震源が位置している地震の場合、観測された地震波は、ほぼ実体波と見なしてよいものと思われる。さらに、観測された波形の主要動部分に先だてて微動部分があることから見て、主要部分はS波で占められているものと思われる。

以上のことをまとめると、まず、速度構造としては気象庁のモデルを一部修正したものを考え、震源としては点震源を考え、しかも震源から発生する主要な地震波と



(a) 伝播速度の異なる媒質の境界面を透過する地震波の屈折の概念図



(b) 地球を伝播する地震波の伝播経路の概念図

図-34 屈折の法則の概念図

しては、S波を考えるということである。この3つのことから、工学的基盤面の下に位置する基準面への入射波について、この節のはじめにふれた点を中心として以下に述べたい。

地震波の伝播において中心的な役割をはたす法則は、屈折の法則であって、図-34 (a) に示す境界面を考えると、

$$\frac{\sin j_1}{V_1} = \frac{\sin j_2}{V_2} \dots\dots\dots(1)$$

が成り立つ。ここに、図-34 (a) に示すとおり、j は境

界面に垂直な直線となす角度で入射角と呼ばれる。また、 V は地震波の伝播速度であり、添字 1, 2 はそれぞれの媒質を表わす。

このことから、図-34 (b) に示すような薄い球殻からなり、各層の中では速度が一定であるような地球のモデルについては、

$$\frac{r_{k-1} \sin i_k}{V_k} = p \text{ (一定)} \dots\dots\dots(2)$$

が成り立つ。ここに、 i_k は、媒質 $k-1$ と k との境界における媒質 k 側の入射角、 r_k は地球の中心から第 k 層の上面までの距離を示す。第 k 層の上面における震央から観測点へ向う方向への見掛け速度 V_{AR} は、

$$V_{AR} = \frac{r_k}{p} \dots\dots\dots(3)$$

で与えられる。(以上、19) による。

ここで見掛け速度とは、一般には、任意の相隣れる二点への地震波の到達時刻の差を、二点間の距離で割ったものである。(ただし、見掛け速度が場所ごとに異なる場合には、二点を限りなく近づけた極限の値である。) 逆に言えば、震央から観測点へ向う直線上(正しくは、地球がまるいので曲線)に並んだ地表の二点への地震波の到達時刻の差は、この二点間の距離に、この方向の見掛け速度を乗じた値となる。また、羽田のように、震央から観測点へ向う方向が、測線と傾きを持つ場合には、この測線方向への見掛け速度は、この傾きの角度を α とすれば、震央から観測点へ向う方向への見掛け速度を $\cos \alpha$ で割った値となる。

S波には、地球の半径方向の成分を全く持たない SH 波と、これに直交する SV 波とがある。SV 波の場合には境界面で P 波に変換されたり、逆に P 波が SV 波に変換されたりするが、上述の式において速度 V_k として S 波の速度しか考えに入れないと、このように変換された成分を無視することになる。しかし、本報告で対象とする地震のように、入射角 i_k が比較的小さい場合には、P 波から SV 波へ、逆に SV 波から P 波へ変換される成分の割合は小さいので、P 波と SV 波との変換を無視しても大きな誤差はないものと考えた。

以上のことから、地震波の伝播には、S 波速度構造を考えるだけでよいことになる。図-35 に示したものが、先に説明した気象庁の速度構造をもとにして得た深さ 60 km までの S 波速度構造である。この構造に対し、震源から観測点までの伝播経路を計算して、これを図-36 (a) (b) に示した。ただし、羽田の A 点と E 点とでは、

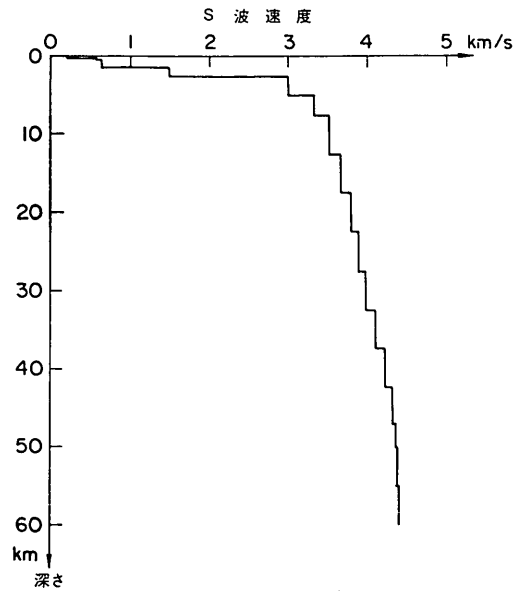


図-35 本報告で考えた S 波速度構造

震央距離が 1.3 km ほど違っており、伝播経路がわずかに異なっているが、その差は小さいと考えてよく、図-36 (a) (b) には、羽田の E 点への伝播経路を示してある。震源において、入射角が 26.3 度であったものが、基準面へ達する時点では、2 度以下となっており、基準面へは、鉛直上向きに入射が行なわれると見てよい。また、深さ 2.3 km にある首都圏の“基盤”へは、羽田から水平方向にみて 200m 程度しか離れていない点で入射していることから、この深さの速度構造として首都圏のそれを考えたことが妥当であることがわかる。

次に、基準面への入射波の到達時刻の差について考える。基準面上の見かけ速度は、基準面の深さが地球の半径に比べてきわめて小さいことから、地表面上の見かけ速度としてもよい。これは、震央から観測点へ向う方向に見れば、先に述べたように、式 (3) で与えられる。今取扱っている地震の場合、深さ 60 km の震源付近の S 波速度が図-35 に示したように 4.39 km/s で、その射出角は、図-36(a) に示したように、26.3 度であるから、基準面上の見かけ速度は、10 km/s である。ただし、見掛け速度や射出角などは、伝播経路中のすべての速度構造に影響されるものであり、震源付近の S 波速度が特に大きな影響を持っているわけではない。基準面上の相隣れる二点への入射波の到達時刻の差は、先に説明したように、上に求まった見かけ速度から求められる。

2次元アレーによる地震動の観測と解析 (第1報)

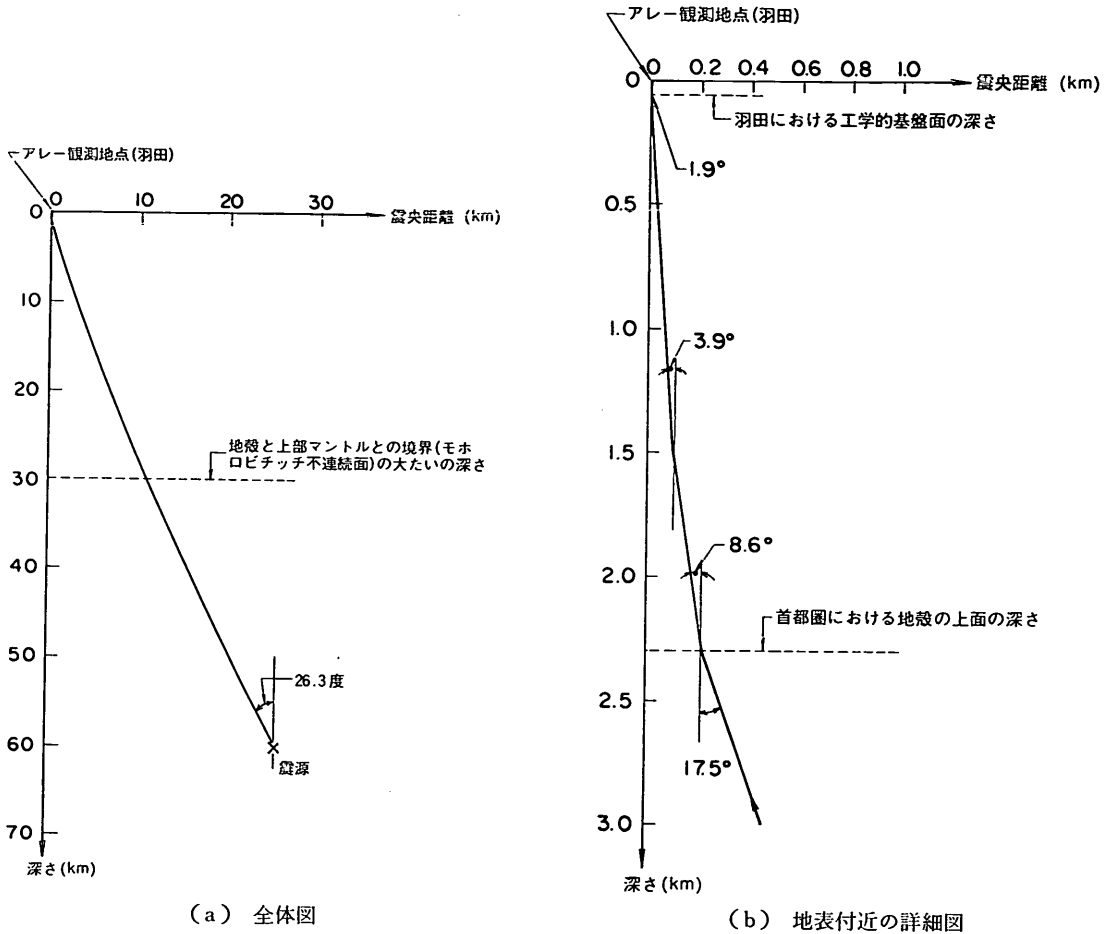


図-36 S波の伝播経路

ここで、先に震源を点震源と考えたことについて補足しておきたい。震源の大きさのオーダーは、数 km×数 km であるのに対し、羽田における相隣れる二測点間の距離は 500m であって、この測点間の到達時刻差を論ずるのに、震源を点震源とすることは、ただちには認めがたいであろう。しかし結論から言えば、本報告で解析の対象とする地殻の場合、点震源と考えてよい。その理由を以下に述べる。図-37 に震源が有限の大きさを持つ時の地震波の伝播経路の概念図を示した。震源のうちの 2 点 1 と 2 から射出され、測点 A と B で観測される到達時刻の差に対応するところの AB 間の見掛け速度について考える。2 点 1 と 2 からの地震波の射出角をそれぞれ θ_1 , θ_2 とする時、 $1/\sin \theta_1$ と $1/\sin \theta_2$ が、おおむね同じであれば、1 から出た地震波も 2 から出た地震波も、AB 間の見掛け速度はおおむね同じとなる。本報告

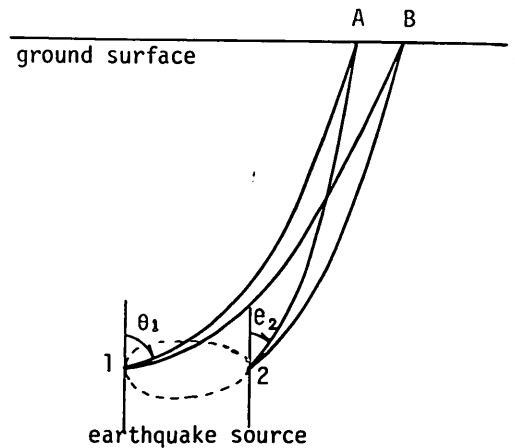


図-37 有限の大きさの震源からの地震波の伝播経路の概念図

で対象とした地震の場合、震央距離が 25 km であるのに対し、震源の大きさが数 km であるので、震源の大きさの影響は若干はあろうが、第一次近似的には、震源内のいずれの点から発した波の見かけ速度も似たものであるので、点震源としてよいと考えられる。このことは、1 と 2 から地震波が射出される時刻のずれには左右されない。ついでながら、A 点には 1 から出た波が 2 から出たものよりも先に到達し、B 点には、2 から出た波の方が先に到達することは、 $1/\sin \theta_1 \approx 1/\sin \theta_2$ であれば有り得ないことを、念のため書き加えておく。図-37 において、1 から出た波は A 点に到達する時刻から一定時間のうちに B 点に到達するが、 $1/\sin \theta_1 \approx 1/\sin \theta_2$ であれば、2 から出た波についても AB 間で同じ到達時刻差が生ずることは既に述べた。このことから、A 点に 1 から出た波が 2 から出た波よりも先に到達するなら B 点でも同じであり、A 点でその順序が逆なら B 点でも逆となる。

最後に、羽田においては最も離れた測点(A点とE点)で 2.5 km の距離があるが、震源からこれを見込む角はわずか 6 度である。今の場合点震源から発生する地震波を考えていることから、その入射波の波形と振幅の大きさは、基準面上の最も離れた測点間で変わらないものと考えられる。

以上のことから、本報告で対象とした地震の基準面への入射波に関する性質として、地震波の伝播モデルからは、次のことが導びかれる。

- ① 基準面上の相隣れる 2 点に到達する入射波の波形は振幅も含めて同じであろう。
- ② 基準面上の相隣れる 2 点に到達する入射波の到達時刻には、差があるであろう。その時刻差は、既に述べた伝播モデルにより計算されるものであり、この時刻差に対応する基準面上の震央から観測点へ向う方向の見かけ速度は、10 km/s であろう。
- ③ 基準面への入射波は、ほぼ鉛直方向から入射するのである。

本報告の解析対象から、ややはずれるが、これらの 3 つの性質が他の地震についてどの程度あてはまるかについては、実体波のみを考えた点や P 波と SV 波との変換を無視した点がどの程度あてはまるかに左右されるので、かならずしも明らかでない。しかし、SH 波については、式 (2) および速度構造から考えて、③ が成り立つことが様々な位置に震源を持つ地震の相当数について言える。

以上述べてきたとおり、本節においては、基準面への

入射波の性質について、地震波の伝播モデルをもとに考えた。工学的基準面への入射波の性質は、基準面から工学的基準面までの工学的基準の S 波速度等の“地盤条件”がわかれば、上に述べた基準面への入射波の性質をもとにして考えることができる。本節の中頃で触れたように、この“地盤条件”や基準面の深さは、羽田においては調査されていないが、大まかなオーダーの推定は可能と思われる。この推定については、8 章で触れるが、常識的にみて妥当と考えられる範囲の推定であれば、どのような推定を行なったにしろ、③の事項については、工学的基準面への入射波についても成立つと考えられる。

6.2 表層地盤内の伝播モデル

図-5 には、表層地盤の断面図を示したが、これは深さ方向を横方向に比べて 25 倍に拡大して示した図である。工学的基準面の深さの変化が最も大きい D 点と E 点のあいだの基準面の傾斜は、高々 $\tan^{-1}(20\text{m}/500\text{m}) = 2.3$ 度であって、それぞれの測点について考えれば、水平な平行層からなる地盤と見なしてもおおむね良いものと考えられる。

6.1 において、入射波は鉛直方向から入射することが考えられた。また、同じく 6.1 に述べたように、地震波としては S 波を考えている。しかも、上に述べた水平な平行層を考えれば、表層地盤内の伝播モデルとしては、各測点位置で一次元的な伝播をするというものが考えられる。各境界面では一方向の伝播のみならず逆向きの伝播すなわち反射も行なわれるので、重複反射を考える必要がある。

羽田においては、A 点と E 点において、PS 検層により、先に図-13 と図-14 において示したような速度構造が得られている。したがって、これを各点での重複反射モデルの定数と考えた。一方、減衰定数については、7 章で述べることにしたい。

ある一地点での表層地盤の地震応答を考える上では、既に重複反射の考え方が数多くの例で取上げられている。しかし、この考え方が地盤の相対変位を求めるといような問題に対しても、はたして、十分に有効であるか否かについては、まだ、アレー観測記録を使って検討すべき余地が残されているものと思われる。たとえば、一地点の表層地盤の地震応答をシミュレートするモデルとしては、その地点の最大加速度や最大変位と波形の包絡線と波形に含まれる主要な振動数成分がおおまかにシミュレートできれば十分であろう。しかし、この程度の

精度のモデルにより、相対変位が実用上十分な精度で求められるかは未だ不明であり、一般的に考えれば、モデルに対して、より高い精度が要求されるものと考えられる。

7. 表層地盤内の地震波の伝播

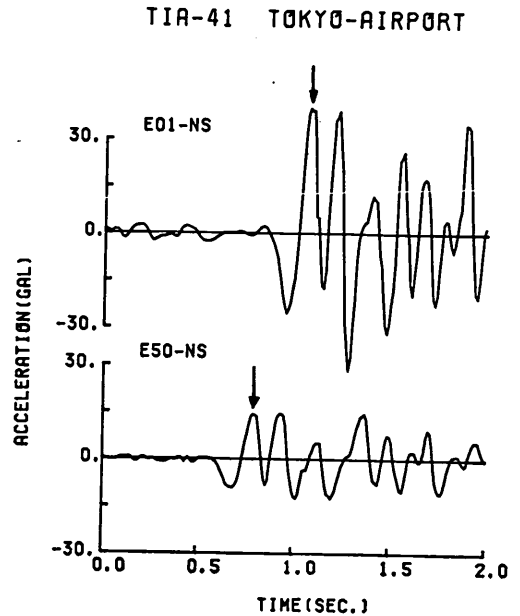
本章と次章においては、6において考えた地震波の伝播モデルがどの程度アレー観測結果と調和するかについて検討する。6においては、震源からはじめて地表までの伝播経路を追うという形で記述を進めたが、本章においては、表層地盤内の伝播を検討し、次に次章において工学的基盤面への入射波の性質を検討することとした。検討の順序を逆にした理由は次のとおりである。

表層地盤内の地震波の伝播は、工学的基盤面と地表面の地震動記録を直接に用いて論ずることができる。しかし、入射波は、直接に観測されるものではなく、表層地盤内の地震波の伝播モデルを用いた上で、観測記録から間接的に論ずる以外に方法がない。したがって、入射波について論ずることができるか否かは、表層地盤内の地震波の伝播モデルが観測値と合うか否かにかかっているのである。このことが検討の順序を逆にした理由である。

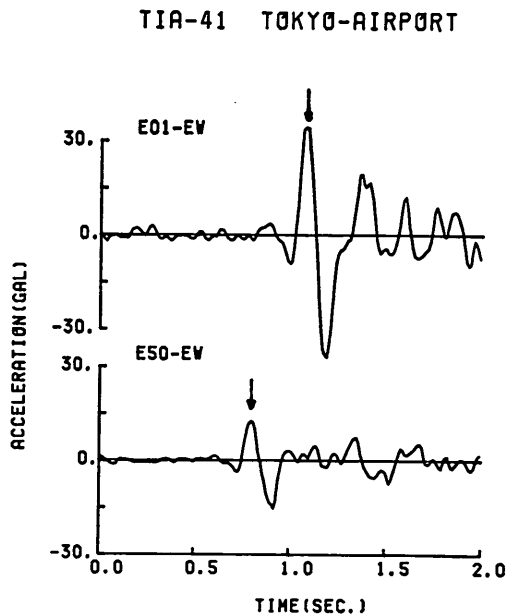
7.1 表層地盤内の伝播速度

5.2において示した観測記録のうち、工学的基盤の記録波形(A67およびE50)と地表から1mの深さの点の記録波形(A01およびE01)とを比べると一目してわかるように、その水平成分にはピークの立上り時刻に差があり、工学的基盤の波形のピークの方が先に立上っている(図-19(a)(b))。また、ピーク付近の波形はよく似ている。この事をさらにはっきりと示すため、時間軸を拡大したものの一例を図-38に示した。6においては、地震波がまず工学的基盤に達し、表層地盤内を鉛直方向上向きに伝播して地表に到達するという伝播モデルを考えたが、このモデルは、定性的には上に示したような観測結果と調和していると言える。また、この波群は、初期微動の後に到達していることからみて、S波であろうと思われる。

さらに、このモデルと観測結果とについて、工学的基盤中の地震計設置位置から地表下1mの深さの地震計設置位置までの伝播時間の比較を行ない、両者の定量的な一致度を検討した。伝播モデルの伝播時間は3.に示したPS検層の結果によるS波の速度構造から求めた。観測記録からは、PS検層にならって、図-38に↓印で示し



(a) 測線方向



(b) 測線直交方向

図-38 E点における工学的基盤(下)と地表(上)の加速度波形の一部を拡大したもの

たピークの時間差をもって、観測伝播時間とした。測線方向と直交方向の成分のそれぞれから求めた観測伝播時間には、ほとんど差がなかった。観測伝播時間とPS検

表-7 表層地盤内の伝播時間

	A 点	E 点
PS 検層	0.397秒	0.275秒
地震波の観測	0.41 秒	0.29 秒
最大ひずみ*	$3 \sim 4 \times 10^{-5}$	$6 \sim 7 \times 10^{-5}$

* 重複反射モデル ($h=1\%$) による推算

層による S 波の伝播時間を A 点と E 点について求めたものを、表-7 に示す。

この表からわかるとおり、観測伝播時間と伝播モデルの伝播時間とは、良い一致を示している。厳密に言えば、観測伝播時間がモデルの伝播時間よりも、A 点で 3%、E 点で 5% 長い。この相違について、以下のような考察を行なった。まず、地震波が斜め入射した場合を考えてみると、この場合、各層での入射角を θ すれば、各層における鉛直方向の見掛け伝播時間は、垂直入射の場合の伝播時間に $\cos \theta$ を乗じたものであり、観測伝播時間は、PS 検層による S 波の伝播時間よりも短くなることが予想される。ところが、先に述べたように、両者の大小関係は逆であり、斜め入射は、両者の差異の原因ではないこととともに、斜め入射が行なわれた可能性は小さいことがわかる。一方、重複反射モデルの妥当性については、次節で詳しく述べるが、重複反射モデルを減衰定数を 1% として用いて、地表下 1m 深さの記録波形から地盤中のせん断ひずみを求めてみたところ、おおまかには、表-7 に示した大きさであった。したがって、上に述べた伝播時間の差異は、地盤の非線型性によるものと考えて矛盾はない。

ここで明らかにされた事実から、次のことが推論される。地震波の伝播モデルの定数のうち、表層地盤の S 波の伝播速度は、PS 検層により求めたものであるが、これは信頼できるものである。少なくとも主要動部分の先頭の波は、表層地盤中を鉛直上方に伝播した。

7.2 表層地盤の応答

7.1 においては、表層地盤内の地震波の伝播について、反射の影響のない S 波の立上りの部分について、モデルと観測結果が調和することが確かめられた。そこで、本項では、一歩進めて、重複反射の影響を含む地震動波形全体について検討することとした。

(1) 検討方法の概要

はじめに、検討にあたって設定したモデルの定数についてしておく。その一つは、モデルの S 波速度のことであり、6.2 で述べたように、これには PS 検層による S 波速度を用いた。したがって、7.1 の検討結果

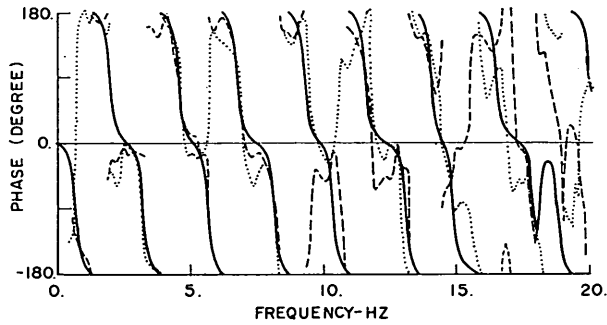
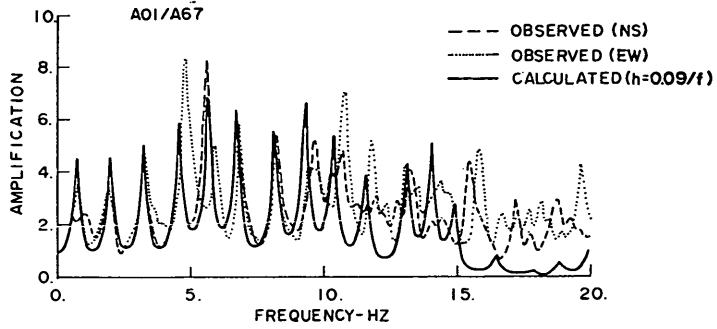
に見られるように、モデルにおける表層地盤中の伝播時間が観測による伝播時間と一致する定数が用いられた。他の一つは、減衰定数のことである。本報告で用いる減衰定数の定義は、重複反射モデルにおいて用いられることの多いもので、付録に示したとおりのものであり、多質点系のモーダルアナリシスで用いるモードごとの減衰定数の定義とは異なっている。現在、地盤応答を計算するために工学の分野で用いられることの多い考え方は、減衰定数が振動数によらず一定であるとするものである。これは、一定振幅の繰り返し载荷における減衰定数が载荷の振動数に依存しないという室内試験結果に基づいているものであり、暗に減衰定数に関する重ね合わせを仮定している。しかし、減衰定数に関する重ね合わせが成立することを証明する事実はない。したがって、本報告では、振動数によらず一定の減衰定数に限ることなく、観測値に最も良く合う減衰定数を探ることとした。ただし、簡単のため、減衰定数はすべての層を通じて一定とした。

次に、モデルと観測結果を比較するための方法についてしておく。用いた記録は、工学的基盤と地表下 1m の深さの記録である。比較方法としては 3 通りの方法を用いた。一つは、伝達関数の比較である。他の一つは、地表下 1m の深さの記録から工学的基盤の地震動をモデルを用いて計算し、これを工学的基盤の観測記録と比較するものである。3 番目の方法は、これとは逆に、工学的基盤の記録から地表下 1m の深さの地震動をモデルを用いて計算し、これを地表下 1m の深さの観測記録と比較するものである。モデルと観測結果とが完全に一致するのであれば、いずれか一つの方法を用いれば十分であろうが、モデルと観測結果にわずかでも不一致があれば、その不一致の度合は、比較の方法により異なった形をとるものと考えられる。したがって、このように異なった方法を用いて多面的に比較を行うことには、それなりの意義があると考えられる。以下、それぞれの方法による比較について述べたい。

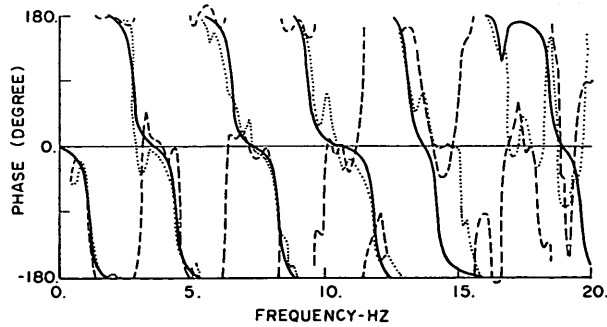
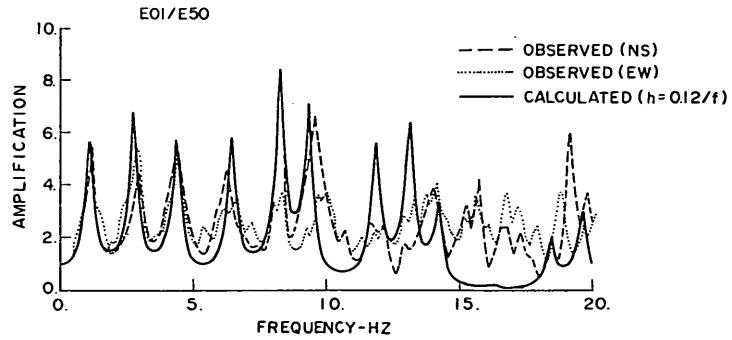
(2) 伝達関数の比較

観測記録から伝達関数を求めるにあたっては、記録のはじめから 20 秒間を用い、等価帯域幅 0.3 Hz のウィンドウを用いた。これをモデルの伝達関数と重ねて描いたものを、図-39 (a) (b) に示す。各図において、上側が振動数成分ごとにみた振幅の増幅率であり、下側が工学的基盤の地震動に対する地表下 1m の深さの地震動の位相差である。ついでながら、前者を伝達関数の振幅、

2次元アレーによる地震動の観測と解析 (第1報)



(a) A点



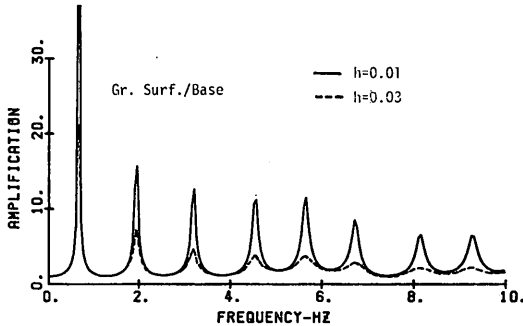
(b) E点

図-39 工学的基盤に対する地表下1m深さの点の伝達関数

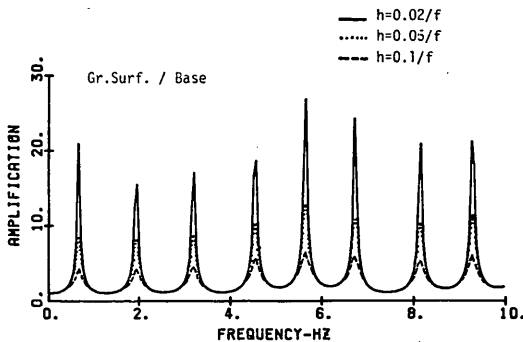
後者を伝達関数の位相とも言う。

観測記録から伝達関数を求めるに当たってとり出した記録の長さや、ウィンドウの等価帯域幅は、伝達関数の振幅のピークの高さや位相の形に影響を与えるが、これらを定めるための明確な根拠は与えることができない。しかし、伝達関数のピーク振動数や、位相の反転（0度から-180度へ、または180度から0度への変化）する振動数は、取り出す記録の長さや等価帯域幅に著しい影響を受けない。そこで、これらの振動数についてのみの比較を行うこととした。モデルの伝達関数のピーク振動数や位相の反転する振動数は、減衰定数によって大きな影響を受けないので、これらの振動数の比較においてはどのような減衰定数を用いてもよいが、図-39には、仮に、振動数に反比例する減衰定数を与えたモデルの伝達関数を示した。なお、参考のため、減衰定数が伝達関数の振幅に与える影響を、図-40 (a) (b) に示した。

図-39 から、ピーク振動数や位相の反転する振動数は、A点E点ともに、8.5 Hz 以下では、観測による値



(a) 減衰定数が振動数によらず一定の場合



(b) 減衰定数が振動数に反比例する場合

図-40 工学的基盤に対する地表下1m深さの伝達関数の振幅に与える減衰定数の影響(A点)

と計算による値がおおむね一致していると言える。A点では、低次のピークから数えて7番目まで、E点では5番目までが一致していると言える。しかし、よく注意してみると、これらの各ピークの中で、計算と観測によるピーク振動数のずれが他のピークに対し相対的に大きい例外的なものが見出される。これらの例外を列記すれば、次のとおりである。

- ① A点の測線方向成分(NS)の第1ピーク。
- ② A点の直交方向成分(EW)の第4ピークと第5ピーク。
- ③ E点の直交方向成分(EW)の第4ピークと第5ピークがはっきりしたピークの形をとっていないこと。

このような例外は、地盤を水平層で近似したことにより生じたわずかな誤差と考えられる。なお、これに関して、地表面が空港の敷地内とその外で3m程度の段差を持っていることも見逃してはならない点であろう。なお、現在空港の東側には、埋立を行っており、この方向の段差は、段差というよりは溝状のものであると考えられるが、この点については、現在調査中である。

(3) 工学的基盤の波形の比較

本項では、地表下1mの深さの観測記録からモデルを用いて計算した工学的基盤の地震動を、観測記録と比較することとしたい。用いたモデルの減衰定数は、振動数によらず一定のもの2種類(1%と3%)と、振動数に反比例するもの3種類(0.02/f, 0.05/f, 0.1/f)とした。また、前項における検討から、8.5 Hz 以上においては、モデルと観測結果が合わないことが明らかであるので、8.5 Hz 以上の成分はフィルタによりあらかじめ取り除いておいた。図-41に観測波形と計算波形の一例を示した。いずれも加速度波形である。図-42は、これらを積分して求めた変位波形である。波形を構成する一つのピークの対応が容易につくのは主要動の立上りから2~3秒であり、この範囲では、計算波形と観測波形とが非常に良く合っていると見える。ただし、図-42に示した変位波形において、負の側に現われる2波目のピーク付近は、観測波形と比べて負の側に寄りすぎていることは否めない。この不一致は、先に(2)において述べたA点の測線方向成分(NS)の伝達関数の第1ピークの不一致に対応するものと考えられる。一方、波形の包絡線や波形を構成する主要な振動数成分は、観測波形と計算波形とが波形全体を通じて良く似ているといえる。

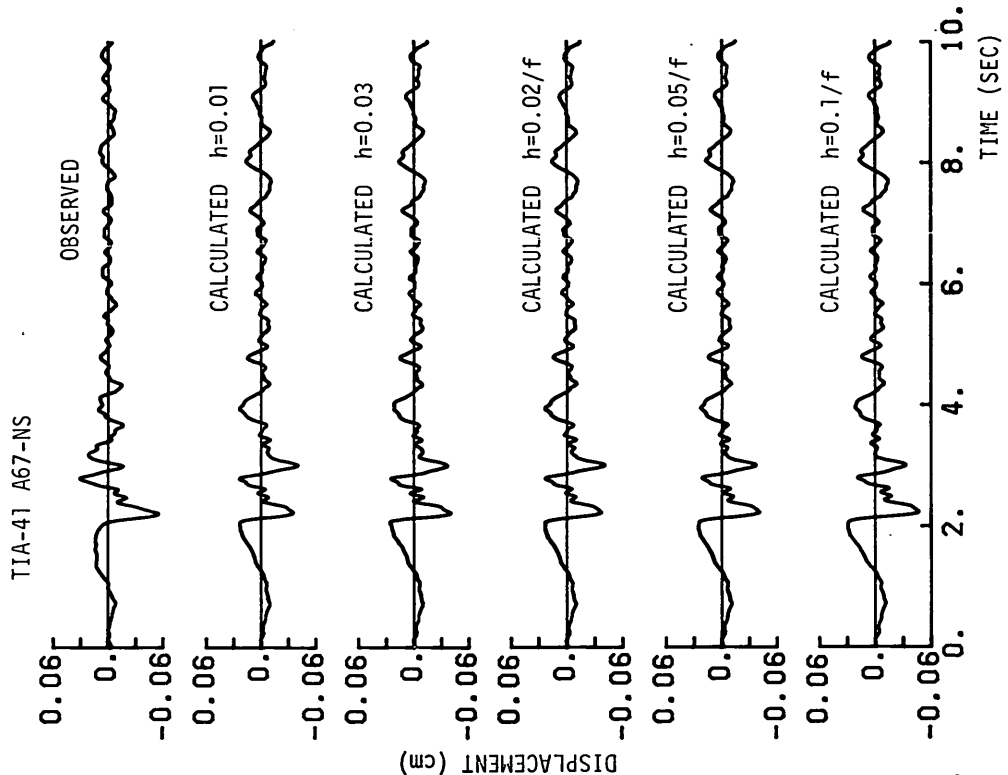


図-41 工学的基盤の加速度波形の比較 (A点, 測線方向成分)

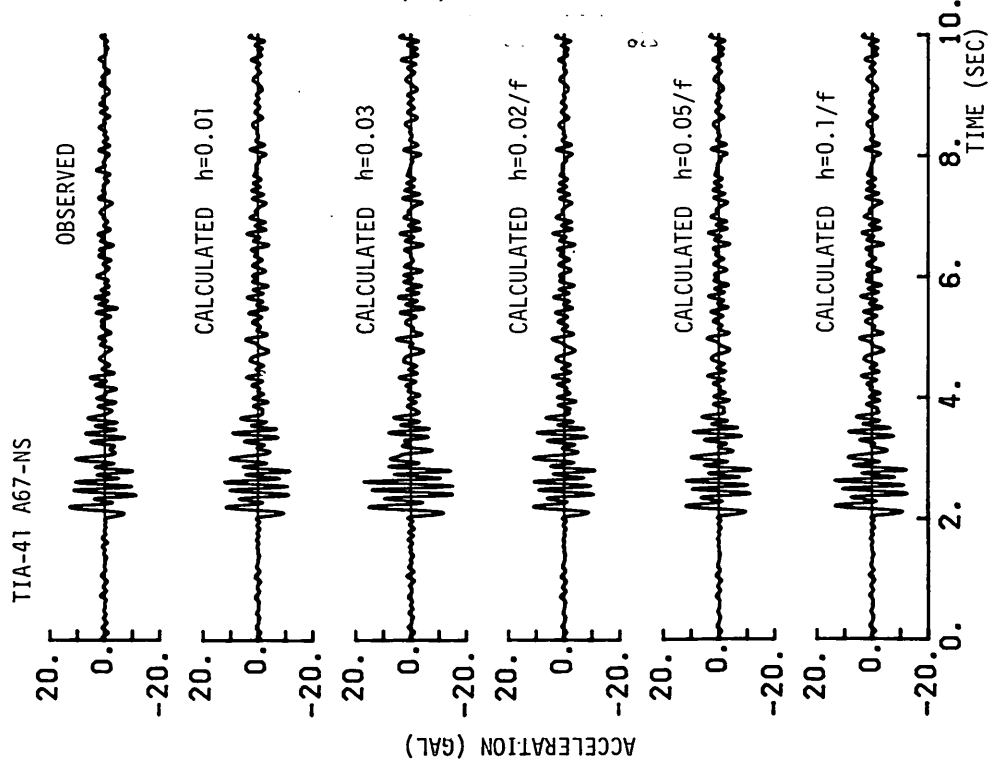


図-42 工学的基盤の変位波形の比較 (A点, 測線方向成分)

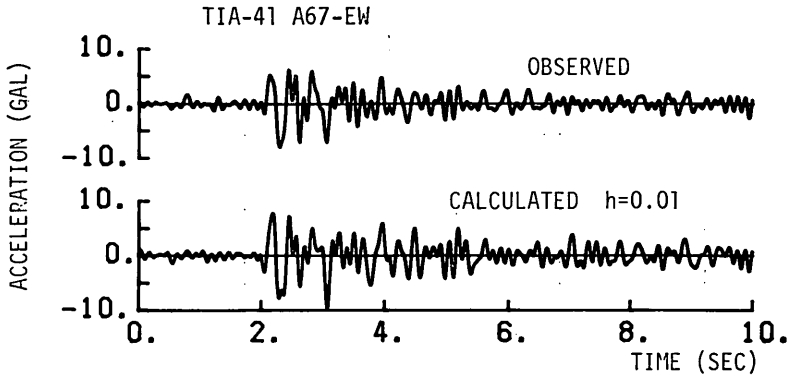


図-43 工学的基盤の加速度波形の比較 (A点, 測線直交方向成分)

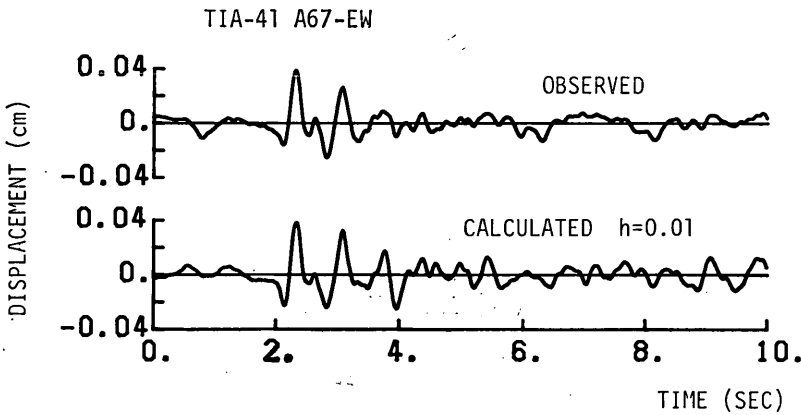


図-44 工学的基盤の変位波形の比較 (A点, 測線直交方向成分)

同様の比較の例を、図-43, 44 に示した。この例でも、主要動の立上りから2秒程度まで、加速度、変位ともに、一つ一つのピークの対応が容易につく。(2)において行なった伝達関数の比較では、この方向成分については、伝達関数の第3ピークと第4ピーク(4~6 Hz)が合わなかったが、その影響ははっきりとは見られない。E点の両成分についても同様の比較を行なったが、いずれも図-43, 44 の例の程度の良い一致を見ており、図-42 の例は、合計8ケース (A点, E点の NS, EW 各成分についての加速度と変位) の計算例の中で最も似ていないものであった。

以上の比較から考えて、主要動の立上りから2秒程度の範囲であれば、波形の一致は非常に良いと言える。また、波形の包絡線や波形を構成する主要な振動数成分は、波形全体を通じて、良い一致が見られたと言える。

減衰定数の影響は、図-41, 42 から知れるように、著

しいものではない。振幅の変化が20~30% 起る程度である。ただ、図-42 の例のように、工学的基盤から地表へ伝播した一波目のピークに対して、地表から反射して工学的基盤にもどってきた二波目のピークの相対的な大きさを変化させることが認められる例もある。

表-8 には、最大値の比較のためのデータをまとめた。ただし、図-43 の計算波形に見られる負側へのピークの

表-8 工学的基盤における地震動の最大値の比較 (観測値に対する計算値の比の値)

モデルの 減衰定数	A 点				E 点			
	測線方向成分		直交方向成分		測線方向成分		直交方向成分	
	加速度	変位	加速度	変位	加速度	変位	加速度	変位
0.01	0.95	0.73	1.01	0.99	1.11	0.72	1.20	1.01
0.03	1.31	0.73	1.25	1.09	1.36	0.80	1.41	1.13
0.02/f	0.86	0.73	0.97	1.00	1.04	0.72	1.15	1.00
0.05/f	0.91	0.74	1.05	1.08	1.10	0.79	1.22	1.07
0.10/f	1.04	0.85	1.18	1.22	1.20	0.90	1.32	1.18

ように、観測波形と計算波形とで著しく異なった時刻に最大値が出現する場合には、それらの最大値を直接比較しても波形の一致度を調べるという目的のためには意味がない。そこで、このようなことの起ったA点のEW成分とE点のNS成分については、波形のはじめから2.5秒間の範囲に限って最大値を求めた。表-8からわかることは、最大加速度が一致するような減衰定数を用いたモデルでは、計算変位は観測変位よりも小さいということである。この傾向は、振動数によらない一定の減衰定数のモデルよりも、振動数に反比例する形の減衰定数のモデルの方が弱くなっている。一般に、変位波形の主要振動数成分が、加速度波形の主要振動数成分より低

いということと、図-40 (a) (b) に示された減衰定数による地盤の増幅特性の変化とを考え合わせれば、上に示した事実は、低振動数成分の減衰定数を、高振動数成分の減衰定数に対して、振動数に反比例させるより、さらに大きくすべきであることを示していると言える。

(4) 地表下1mの深さの波形の比較

本項では、前項とは逆に、工学的基盤の観測記録からモデルを用いて計算した地表下1mの深さの地震動波形を、対応する観測記録波形と比較することとしたい。用いたモデルの減衰定数は、前項で用いたものと同じ5種類とした。図-45に観測波形と計算波形の一例を示した。これらの加速度波形を積分して求めた変位波形を、

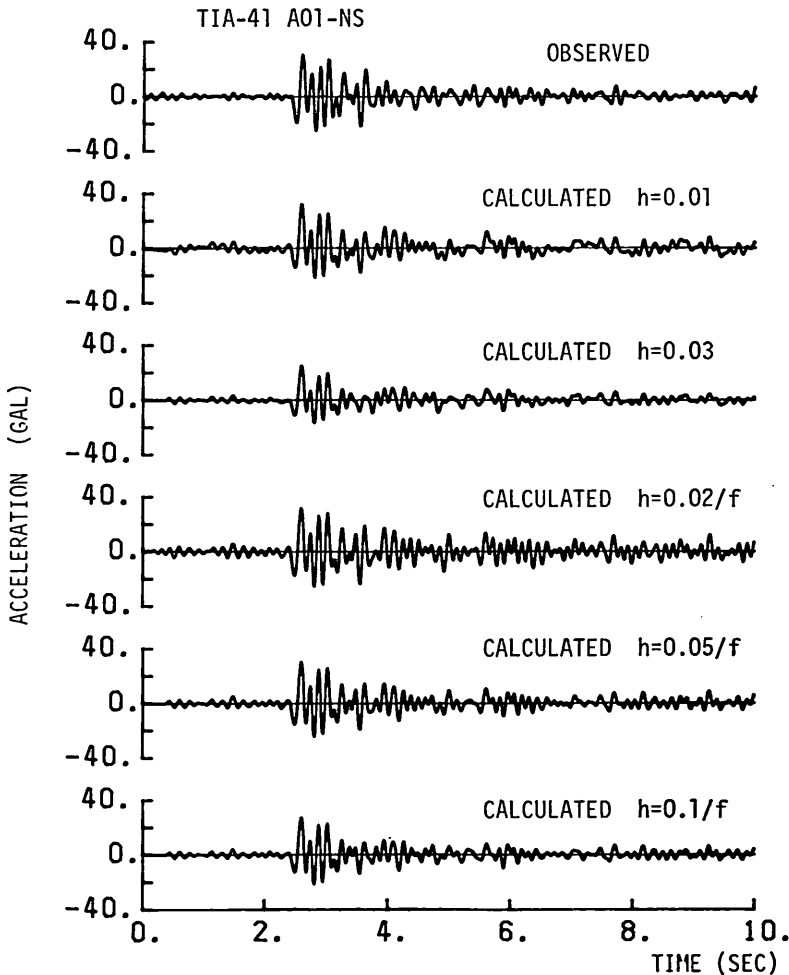


図-45 地表下1m深さの加速度波形の比較 (A点、測線方向成分)

図-46 に示した。波形を構成する一つ一つのピークの対応が容易につくのは、主要動の立上りから1~2秒であり、この範囲では、計算波形と観測波形とが非常に良く合っていると云える。また、波形の包絡線と波形を構成する主要な振動数成分は、図-45 に示した加速度波形の場合には、いずれの減衰定数でも、波形全体を通じて良く合っていると云える。しかし、これらの加速度波形に対応する変位波形では、図-46 において明らかなように、観測波形には見られない正弦的な振動が計算波形に著しく現われている。この正弦的応答の振動数は、A点の伝達関数の一次のピーク振動数に相当し、その大きさは、減衰定数に大きく依存している。

同様の計算を、A点の測線直交方向成分及びE点の両成分について行ない、既に示した例も合わせて加速度波形、変位波形についてそれぞれ4ケース、合計8ケースについて比較を行なった。この結果、加速度波形においては、観測波形にない正弦的応答が著しいものが一例(E点、測線方向成分)あった。また、変位波形においては、図-46 に示した例が最も正弦的応答の目立つ例で、他の3ケースは、図-47 に示した程度の一致度は示していた。

以上をまとめれば、主要動の立上りから1~2秒であれば、計算波形と観測波形は良い一致を見ていると云える。それより後ろの部分については、伝達関数のピーク

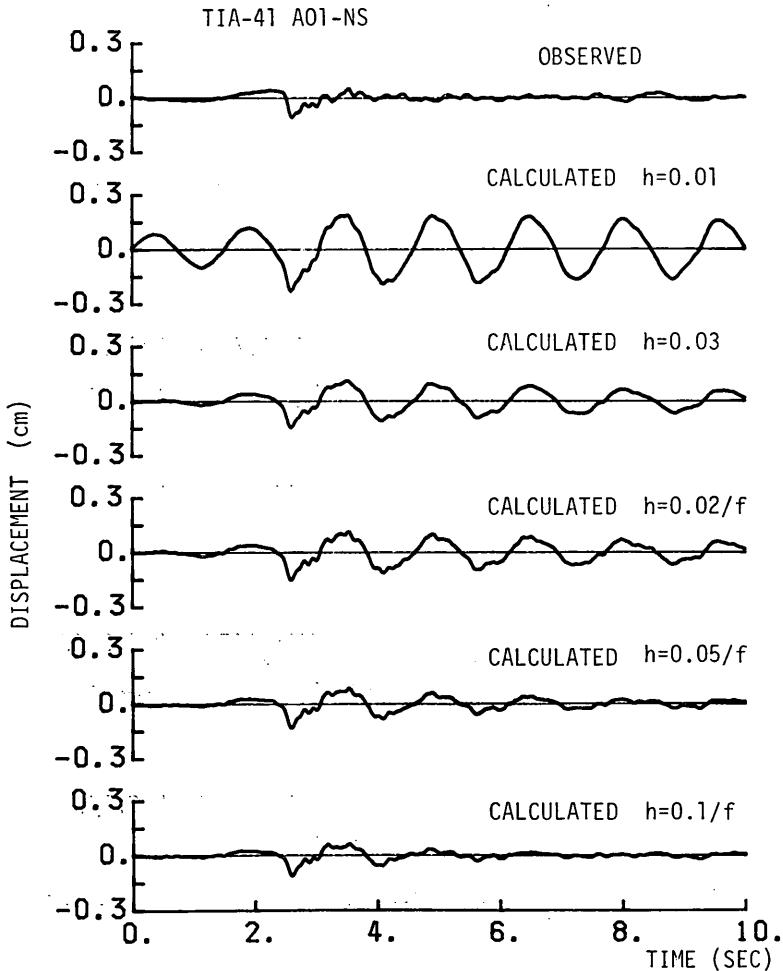


図-46 地表下1m 深さの変位波形の比較 (A点, 測線方向成分)

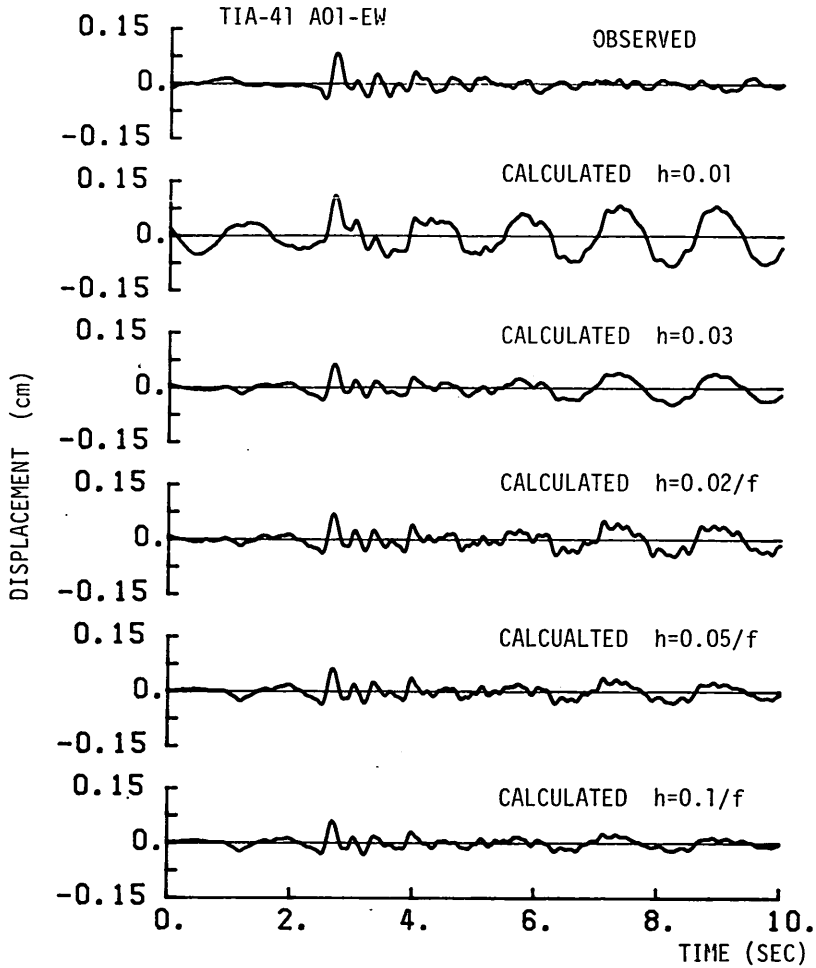


図-47 地表下1m深さの変位波形の比較 (A点, 測線直交方向成分)

表-9 地表下1m深さにおける地震動の最大値の比較 (観測値に対する計算値の比の値)

モデルの 減衰定数	A点				E点			
	測線方向成分		直交方向成分		測線方向成分		直交方向成分	
	加速度	変位	加速度	変位	加速度	変位	加速度	変位
0.01	1.06	(2.18)	0.94	1.31	0.83	1.02	0.83	1.12
0.03	0.82	(1.37)	0.74	0.76	0.73	1.16	0.75	1.06
0.02/f	1.05	(1.44)	0.91	0.83	0.95	1.14	0.84	1.17
0.05/f	1.01	(1.26)	0.88	0.75	0.83	1.16	0.80	1.04
0.10/f	0.89	1.68	0.77	0.71	0.77	1.04	0.74	0.90

() でくくったものは、不自然な正弦波の影響を受けていると思われる値である。

振動数が観測値とモデルとで一致しない振動数成分の正弦的応答が計算波形において目立つ場合がある。減衰定

数のとり方によって、このような不自然な正弦的応答の大きさは大きく左右される。

表-9に、主要動の立上りから1~2秒のみの区間に限って、最大値の比較を行なった。減衰定数のとり方によって、20%程度の変動しか見られない。また、(3)で述べた傾向と同じように、減衰定数を振動数に反比例するものよりもさらに低振動数において大きくなるようにとらねないと、加速度と変位の両方の最大値を同時に一致させることができないことがわかる。

(6) 重複反射モデルの妥当性についての考察

これまでの検討を通じてわかったことを整理すれば、次のとおりとなる。

- ① 伝関数は、8.5 Hz 以下で、おおむね一致する。

② 主要動の立上りから 1~2 秒の間では、地表の記録から計算した基盤波形も、基盤の記録から計算した地表の波形も、いずれも観測波形と良く一致する。

③ 波形の包絡線や波形に含まれる主要な振動数成分は、地表の記録から計算した基盤波形では、波形全体を通じて良く一致するが、基盤の記録から計算した地表の波形では、特に減衰定数が小さい場合には不自然な正弦的応答が目立つことがある。

④ 減衰定数を 0.01, 0.03, 0.02/f, 0.05/f, 0.1/f (f は振動数) と変えた場合、②に述べた区間では、振幅が 20~30% 変化するのみである。この区間で、変位と加速度の両方を同時に合わせるためには、減衰定数を、振動数に反比例するものよりも、さらに低振動数において大きくなるようなものとする必要がある。

②に述べた結果は、主要動の立上りから 1~2 秒よりあとでは、実際の地震波の伝播とモデルとのわずかな差異が時刻を追って次第に累積することによるものと考えられる。

一方、③に述べた結果を解釈するためには、若干の教科書的な準備が必要となるので、それにまず触れておきたい。まず、重複反射モデルによれば、基盤への入射波に対する基盤の地震動と地表の地震動の伝達関数の振幅は、それぞれ図-48 のようになる。ただし、減衰定数をゼロとした。この図からわかるように、減衰定数がゼロに近ければ、どのような入射波が入射しても、基盤における地震動においては、地盤の固有振動数の成分の大きさはほとんどゼロとなる。仮に、重複反射モデルに従わない成分を誤差と考え、これが基盤の地震動にわずかも含まれる場合には、地盤の固有振動数成分の S/N 比

は著しく悪くなる。このような基盤の地震動から地表の地震動を求めれば、この S/N 比の悪い成分が著しく増幅されることになるので、求められた地表の地震動の S/N 比も非常に悪くなるおそれがあり、それは、地盤の固有振動数成分の不自然な卓越という形となって現われる。逆に、地表の記録から基盤の地震動を求める場合には、仮に、地盤の固有振動数成分に重複反射モデルに従わない成分が多量に含まれていても、モデルを用いて基盤の地震動に変換すれば、その成分はほとんどゼロとなるので、基盤における地震動においてはきわめて良い一致を示してしまう。以上のことがらは、モデルの定数がわずかも実測値からずれている場合にも言える。

そこで原点にもどって、表層地盤モデルを用いる目的を考えてみると、それには二種類あり、一つは、入射波が与えられた時に地表の地震動を計算することであり、他の一つは、地表の地震動記録をもとに入射波を計算することである。この目的のためには、図-48 のうちで上側に示した入射波に対する地表の地震動の増幅特性の検証が必要なのであるが、本報告では、図-48 の実線と破線で示した特性の両者を合せた特性の検証を行なっている。このこと及び先に展開した議論からわかるように、観測基盤波形から地表波形を計算して比較することにより重複反射モデルの検証が行なわれれば、前記二種類の目的を重複反射モデルが満たすか否かの検証のためには十分であると考えられる。しかし、観測地表波形から基盤波形を計算して比較することによる検証は、十分であるとは言えないであろう。

②に述べたように、観測基盤波形から地表波形を計算して比較することにより、主要動の立上りから 1~2 秒については、重複反射モデルが妥当であることがわかっている。したがって、主要動の立上りから 1~2 秒については、重複反射モデルは前記二種類の目的に対して、十分な妥当性を持つことが認められたと言える。一方、波形の全長にわたって重複反射モデルが前記目的に対し十分な妥当性を持つか否かについては、直ちには断定できない。しかし、波形の全長にわたって計算した伝達関数は、モデルと観測値とで良い一致をみていることから考えて、重複反射モデルは記録全長についても基本的に妥当性を持っていると考えられる。

8. 工学的基盤面への入射波

6.1 で述べた地震波の伝播モデルにより、本報告で対象とした地震の基準面への入射波について推論された 3

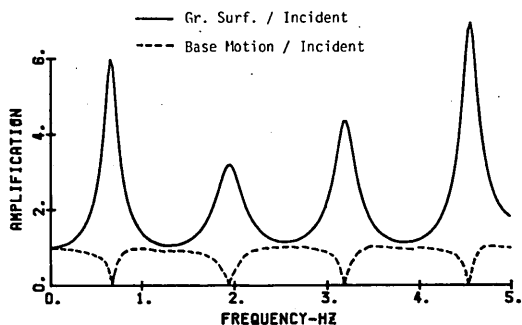


図-48 工学的基盤への入射波に対する地表と工学的基盤の地震動の増幅特性 (A点)

つのことを復習すれば、次のとおりである。第1に、相隣れる2点間で波形と振幅が同じであること、第2に、両点間に到達時刻の差があり、その差は伝播モデルにより計算できること、第3に、入射が鉛直方向から行われること、の3点である。このうち、第3の点については、7.において、鉛直方向の重複反射が成り立つと考えて大きな矛盾がないことが示されたことにより、間接的に確かめられたことになる。そこで本項では、第1と第2の点について検討したい。

8.1 相隣れる二点間での入射波の到達時刻の差

(1) 波形のピークの到達時刻による検討

基準面上の相隣れる二点への入射波の到達時刻の差を論ずるについて、入射波は直接に観測されていないので、何らかの方法で、入射波の到達時刻に相当するものを推定する必要がある。7.において地震波が鉛直上方に表層地盤内を伝播することが認められたので、まずこのことに注目し、地表面の記録の主要動の立上り部分から入射波の到達時刻の差を推定することを考えた。その方法は、図-5に示した地盤図に対応する各地点の速度構造をN値等から推定し、この速度構造を使って基準面から地表に至る伝播時間を求めて、基準面への到達時刻を逆算するというものである。地盤図やN値等は、いくつかのボーリング資料をもとに、ある土質調査会社の専門技術者により推定されたものであって、ボーリング資料そのものよりはかなり精度が落ちることは否めない。しかし、B～D点及びF点では、ボーリングを行っていないので、現在のところこれが最良の地盤データと考えられる。A点とE点では、PS 検層のほか、7.1で示した実測の伝播時間が得られているのでこれを使うことも考えられるが、まずA点からF点までのすべての点について図-5に示した地盤図に対応する基準面から地表までの伝播時間を求めた。その結果を表-10に示す。ただし、基準面は、A点の工学的基盤中の地中地震計の設置位置と同じく、深さ67.2mにとった。この伝播時間を用いて地表の記録から基準面への到達時刻の差を求めた結果を、図-49の破線に示す。ただし、A点を基準とした。読み取った波形のピークの違いや地震動の方向成分の違いにより若干のばらつきがあるので、どの成分の

どのピークから読みとったかを示すものとして、図-50を載せた。

なお、参考のため、これらの加速度波形のピークが平

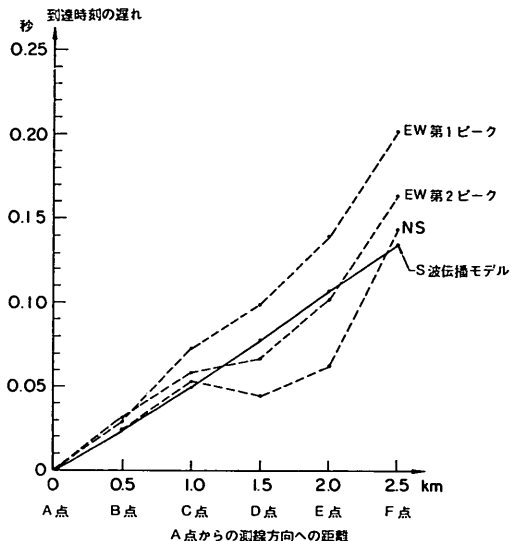


図-49 測線方向にみた基準面への入射波の到達時刻の差 (表層地盤の伝播時間を推定して求めたものとの比較)

TIA-41 TOKYO-AIRPORT

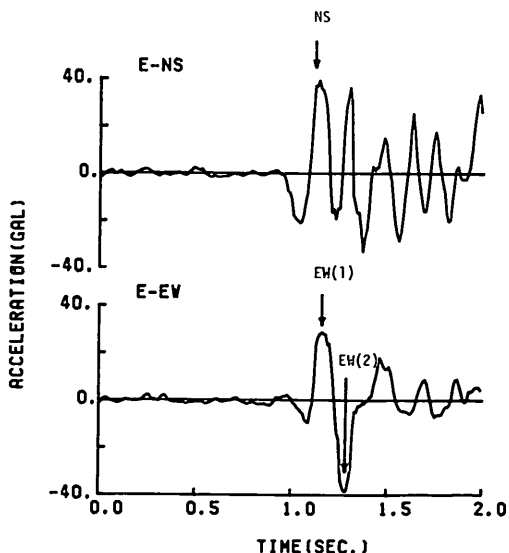


図-50 入射波の到達時刻の推定に用いた地表の波形の一例 (E点)

表-10 基準面(深さ67.2m)から地表までの地盤図から推定したS波の伝播時間

地点名	A点	B点	C点	D点	E点	F点
S波伝播時間(秒)	0.421	0.381	0.391	0.395	0.341	0.338

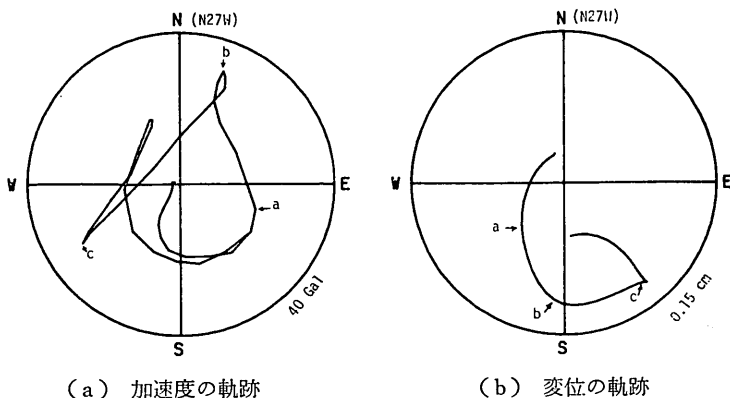


図-51 A点の地表下1m深さの地震動の軌跡 (主要動0.45秒間) [a: EW第1ピーク, b: NSピーク, c: EW第2ピーク]

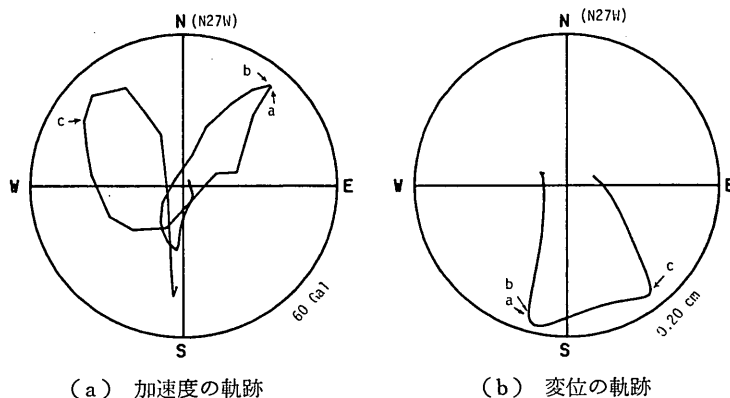


図-52 E点の地表下1m深さの地震動の軌跡 (主要動0.45秒間) [a: EW第1ピーク, b: NSピーク, c: EW第2ピーク]

面的な軌跡の上で、どの位置に対応するかを、図-51、図-52に示した。各図において、EW成分第1ピークが、a、NS成分のピークがb、EW成分第2ピークがc、である。ピークの到達時刻の差を検討するためには、到達時刻を比較するピークが同一もしくは非常に似ていることが前提となっている。この前提は、各加速度波形の一方の成分同志を比較しているかぎりでは満たされているものと考えられるが、このように軌跡の形で比べた場合には、EW成分の第1ピークのように、この前提のやや疑わしいものも出てくる。

一方、地震波の伝播モデルによる到達時間差は次のように求めた。

地盤図による工学的基盤のS波速度は、各地点ごとの変化はないので、基準面の深さは、工学的基盤面の最も

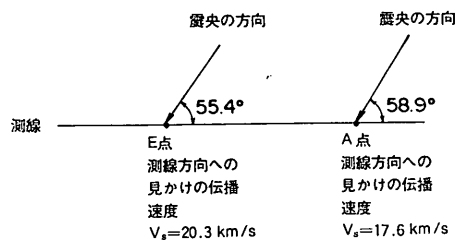


図-53 震央からA点とE点を見込む角と、両点における測線方向への見かけの伝播速度

深いA点の工学的基盤面の深さと同じとした。また、到達時刻の差は、6.1で説明した関係を用いて、測線方向への見掛け速度から求めた。なお、図-53に示すように、A点とE点とでは、測線方向への見かけ速度が約15%違った。これは、震央距離のわずかな差1.3km

と、震央から観測点を見込む角のわずかな差 3.5 度によって生じたものである。測線方向に対してかなり直角に近い方向から伝播したため、震央から観測点を見込む角のわずかな差が、やや鋭敏に表われているものと考えられる。震央距離が 25 km と小さい地震でなければ表われない差と考えられる。さて、到達時間差は、これらの見かけ速度を線型補間したものをもとに求めた。その結果が、図-49 に示した実線である。両者は、おおむねよい一致を示していると言えよう。

次に、7.1 で求めた A 点と E 点での工学的基盤から地表までの実測伝播時間を使って、同様にして、基準面上の入射波の到達時刻差を求めてみた。ここで問題となるのは、E 点においては、実測伝播時間が、基準面（深さ 67.2m）からのものではなく、深さ 49.6m から地表までのものである点である。したがって、何らかの方法で、基準面から深さ 49.6m までの伝播時間を推定しなければならない。それには、PS 検層による工学的基盤の S 波速度の値が使えるようであるが、注意を要する点は、図-13, 14 からわかるように A 点の工学的基盤の S 波速度が 696 m/s であるのに対し、E 点の工学的基盤の S 波速度は 363 m/s と、異なっている点である。両点とも厚さ数 m までしか測定しておらず、この値と同じ S 波速度の土層が、E 点では、67.2m までつづくのか否かについては不明である。これを仮りに、67.2m まで 363

m/s の速度の層が続くと考えて求めたものが、図-54 に示した破線である。モデルにより求められたものとは、おおむね調和していると言えよう。仮に、49.6m と 67.2m の中間で、E 点の工学的基盤の速度が 696 m/s に変わったとして計算をすると、図-54 において実線は EW 第 2 ピークの直線近くに位置するようになる。

いずれにしろ、伝播モデルと観測値がおおむね良い一致を見ているということは、伝播モデルが正しいということであり、そうであれば A 点と E 点の工学的基盤の速度が、深いところまでずっと異なっているとは考えられないことになる。

伝播モデルと観測値とでおおむね良い一致を見ているものの、厳密に言えば、完全な一致は見えていない。この原因の一つに、到達時刻の差を求めるために用いたピークにより、到達時刻の差の大きさがわずかに異なっていることがある。このような相異が何故おこったかについての一つの推測として、それぞれのピークが震源域のうちの異なる点から射出された波に対応し、それぞれの射出角のわずかな差異によって到達時刻の差の大きさが異なっただけという可能性も否定できない。

以上の事実から、次のことが推論される。基準面上の相隣れる 2 点に到達する入射波の到達時刻には差がある。6.1 において考えた伝播モデルは、この時刻差を求めるためのモデルとして、おおむね妥当である。

(2) 記録波形全体を使った検討

(1)で行なったように、地表の地震動波形のピークが微動の後に突然にあらわれる場合には、そのピーク部分については反射の影響は小さいものとしてよいと考えられるが、記録波形全体を考えた場合には、当然重複反射の影響を考えねばならない。地表面上の相隣れる 2 点では、その下の地盤条件が異なるから、入射波に与える重複反射の影響は各点で異なったものと考えられる。仮に、最も簡単な例として、基盤の上に一層の表層地盤が載っている場合について考えれば、同一時刻に基盤面に到達した入射波のその後の伝播は、つぎのようになる。まず、地表面までの伝播については、ちょうど表層地盤内の伝播時間の差が到達時刻の差として表われるので単純だが、つぎに地表面で反射された波がもう一度基盤で反射して地表面にもどってきた時には、表層地盤内の伝播時間の差の 2 倍の差がさらに加わり、以下、反射を繰り返すごとにその差が広がったものが表われてくる。したがって、たとえば、地表面上の相隣れる点の地震動の相互相関関数から最も相関の大きい時間を求めても、そ

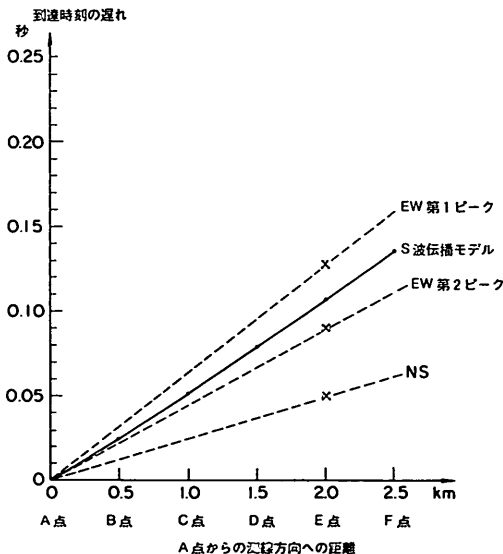


図-54 測線方向にみた基準面への入射波の到達時刻の差（実測した表層地盤の伝播時間をもとに求めたものとの比較）

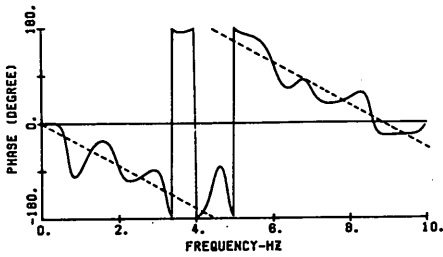


図-55 モデルにより求まるA点とE点との地表の地震動の位相差(実線)と地表への入射波の位相差(破線)

れが地表面への入射波の到達時刻の差を表わす可能性は必ずしも大きいとは言えず、今の検討の目的にはそぐわないものと考えられる。ただし、たとえば22)で行っているように、相隣れる2点の表層地盤が同じであると考える場合には妥当な方法であることは言をまたない。

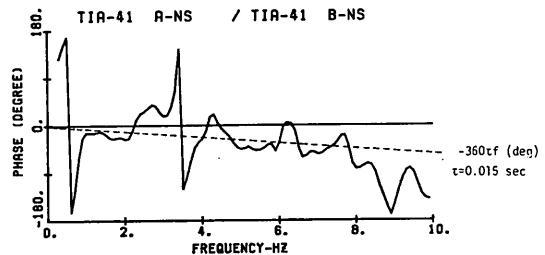
以上のことから、まず地表面上の2点の地震動について振動数成分ごとの位相差が、各点で行われる重複反射によりどのようなものとなるかについて検討してみた。図-55に実線で示したものが、A点とE点の工学的基盤中の地震計位置に、同時に入射波が到達した場合の、両点の地表における地震動の位相差である。ただし、重複反射の影響が最も著しく表われるように、減衰定数をゼロとして計算した。この場合、A点とE点における入射波の地表への到達時刻には、ちょうど両点の工学的基盤中の地震計位置から地表までの伝播時間に対応する差があることになる。一方仮にA点の地震動がE点の地震動に比べてある時間 τ だけおくれていて、波形が同じであれば、位相差は振動数 f Hzの成分について $-360\tau f$ (度)となる。図-55に破線で示した直線が入射波の到達時刻の差に対応する位相差である。

位相には 360° の自由度があるので、図においては -180° から $+180^\circ$ までの範囲で示した。また、 -180° から $+180^\circ$ にうつり変わる時点では、図化の都合により -180° から $+180^\circ$ までを結ぶ直線が表わされているが、これは無意味な直線である。さて、実線と破線を比べれば、重複反射の影響により地表の地震動のみかけの時間遅れは、振動数成分ごとに異なっている。相互相関関数により求まるみかけの時間遅れは、これらを振動数成分の大きさに応じて重みつき平均を行なって求めたものと確積できる。したがって、どのような振動数成分の卓越した地震動を用いるかによって、みかけの時間遅れ

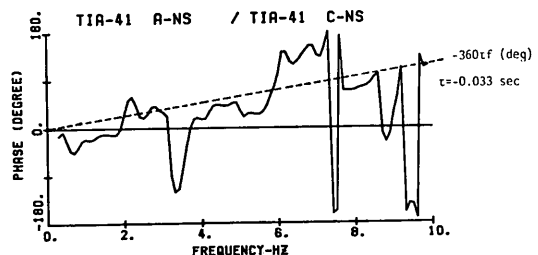
が異なってくるおそれがある。しかし、実線と破線とが全体として位相としてみるかぎりには似ていることから、位相差をながめた上で、それに調和する直線を考えることにより、地表面への入射波の到達時刻の差を求めることができるものと思われる。このようにして求めた時刻差をもとに、基準面への入射波の到達時刻の差は、(1)と同様にして地表までの伝播時間を考慮することにより求められる。

図-56に地表面の2点間での位相差の例を示した、これらの位相差に直線をあてはめるにはやや主観がはいるので、その点に問題が残されているが、これらの位相差から読みとった地表への入射波の到達時刻の差は、先に(1)で行なった波形のピークの読み取りによる結果と良く調和した。

一般に本報告で対象とした地震動波形のように、(1)で行なった手法を適用できる地震動波形は、加速度記録の場合かならずしも多いとは言えず、そのような場合には、主項で示した手法を適用する必要がでてくるものと思われる。単に、本報告での検討を多面的に行なうということのみならず、このようなことも考えて、本項では相互相関関数による手法との比較をもまじえて、検討してみたものである。



(a) A点とB点



(b) A点とC点

図-56 観測波形により求めた相隣れる2点の地表の地震動の位相差とこれから推定した地表への入射波の位相差

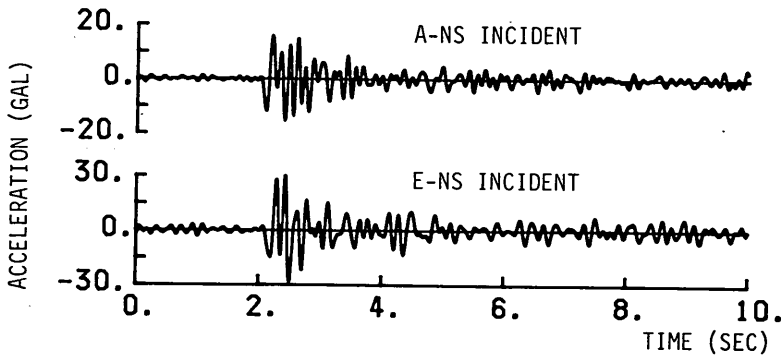
8.2 相隣れる二点間での入射波の波形と大きさの相違

地震波の伝播モデルによれば、基準面上の相隣れる二点で、入射波の波形とその大きさが同じであることが推論された。工学的基盤面上でも同じであるかどうかは、一概には言えないが、基準面から工学的基盤面までの地盤構造が各点で著しく異ならなければ、同じであろう。羽田については、基準面の深さや基準面から工学的基盤面までの地盤構造が不明なので、この点についてモデルを用いた推論はできない。しかし、観測結果からの推論は可能であるので、以下これについて述べたい。

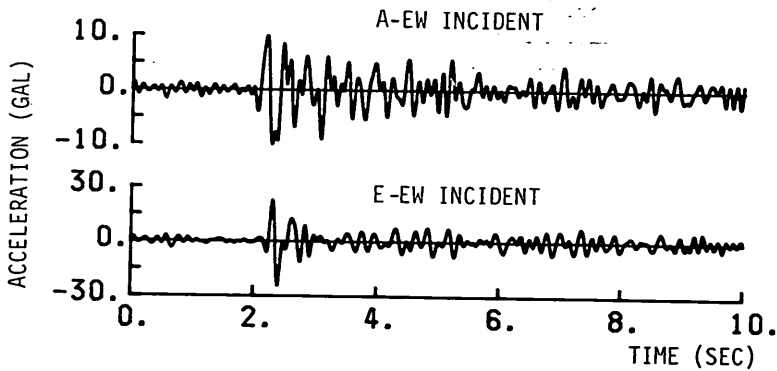
まず、A点とE点について、重複反射モデルを用い、その減認定数を1%として、観測された地表下1mの深さの地震動から入射波を計算した。重複反射のモデルは、7. において述べたように、主要動の立上りから1~2秒については、十分に妥当なものであり、したがって、このモデルを用いて計算された入射波は、主要動の立上りから1~2秒については、十分な精度を持つもの

と考えられる。図-57 (a) (b) にその加速波形を、図-58 (a) (b) に、その変位波形を示した。なお、これらの図において、振幅の大きさは2倍に拡大されている。表-11 には、最大値の比較を示した。これによれば、E点の工学的基盤(深さ50m)への入射波が、A点の工学的基盤(深さ67m)への入射波の1.3倍から2.5倍の大きさとなっている。両成分を平均すれば、最大加速度で2.2倍、最大変位で1.6倍である。また、波形は、主要動の立上りから0.5秒程度までは似ているが、それ以後は波形を構成する一つ一つのピークを対応づけることが困難である。

ここで、“似ている”と言ったが、どの程度似ていれば“似ている”と言えるのかを、工学的な目的に立ち帰って考えてみたい。一般に、工学的な目的のために直接に重要なものは入射波から計算される地表面の地震動であって、入射波そのものではない。したがって、入射波を直接比較して似ていると思われる場合でも、これらから求まる地表面の地震動が似ていないのであれば、工学

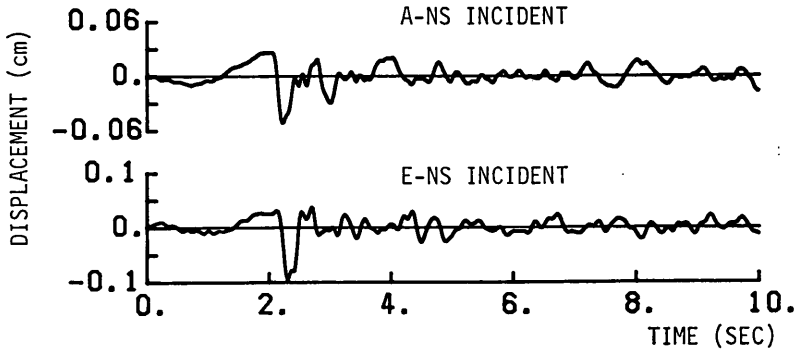


(a) 測線方向成分

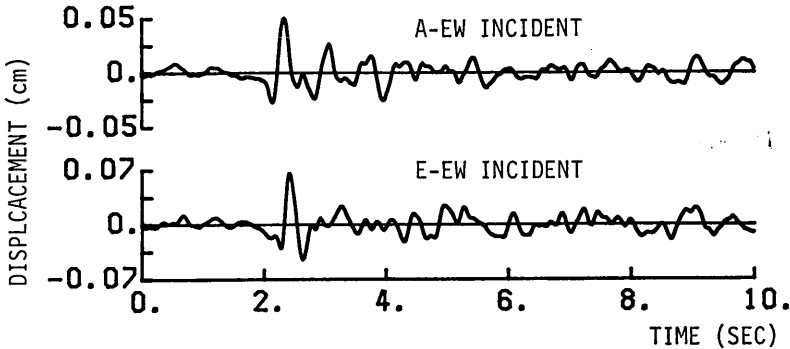


(b) 測線直交方向成分

図-57 工学的基盤への入射波の加速度波形



(a) 測線方向成分



(b) 測線直交方向成分

図-58 工学的基盤への入射波の変位波形

表-11 A点とE点の工学的基盤面への入射波の最大値の比較 (A点の最大値に対するE点の最大値の比)

	測線方向成分	測線直交方向成分
最大加速度比 (E点/A点)	1.90	2.45
最大変位比 (E点/A点)	1.85	1.32

的な意味から言えば、入射波は似ていないと言わねばならない。すなわち、入射波が似ているか否かは、比較しようとする入射波を同一の地盤に入射して計算した地表面の地震動が似ているか否かによって判断するべきである。6.2で触れたように、地盤の相対変位を求めるといった目的に対しては、このような点に注意しておく必要があると考えられる。

そこで、A点とE点との入射波の両方を、A点の地盤に入射してA点の地表面の地震動を計算した。同じく、E点の地盤にも入射してE点の地表面の地震動を計算し

た。その一例として、加速度波形を図-59, 60に、変位波形を図-61, 62に示した。この結果、A点とE点の入射波は、波形としては主要動の立上りから0.5秒程度までは似ていると言えようが、最大値はかなり異なっており、入射波として十分信頼のおける主要動の1~2秒間にわたってみれば似ていないと言える。また、これらの図から、地表の波形の相違には、地盤条件の相違は支配的な影響を持たず、入射波の相違が支配的な影響を与えていることもわかる。

なお、このような入射波の相違が、工学的基盤面より下の地盤条件の相違によるものか、それとも震源から射出される時点での入射波の相違によるものかについては特定できない。また、このように入射波が相違することが羽田についてだけ言えることであるのか、また、今回対象とした地震についてのみ言えることであるのかも特定することができない。

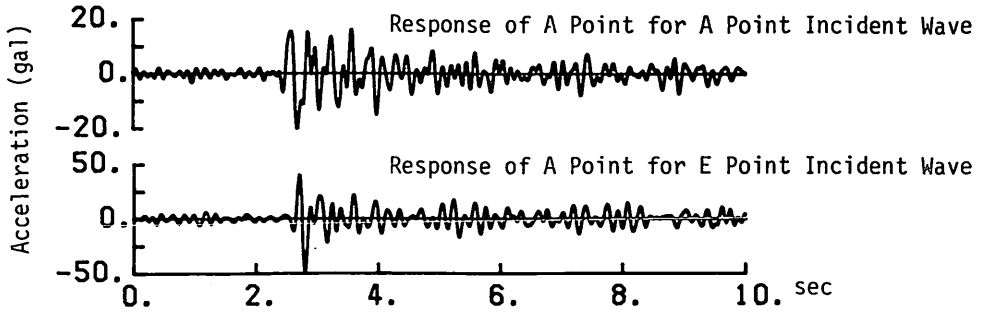


図-59 A点及びE点への入射波からそれぞれ計算したA点の地表下1m 深さの加速度波形

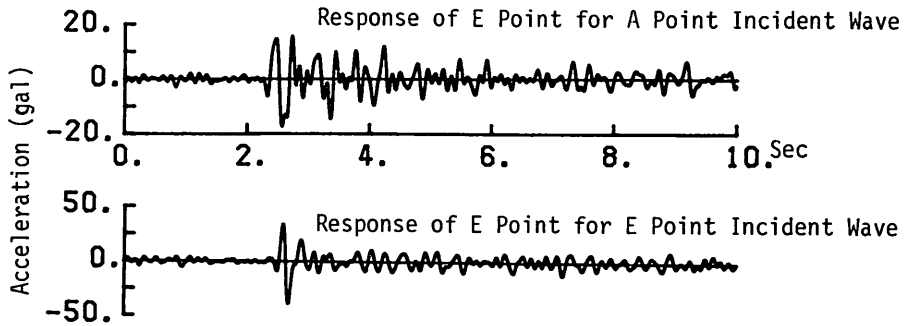


図-60 A点及びE点への入射波からそれぞれ計算したE点の地表下1m 深さの加速度波形

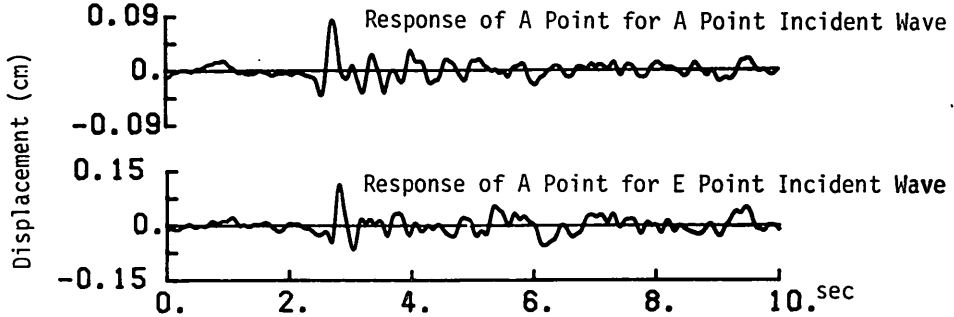


図-61 A点及びE点への入射波からそれぞれ計算したA点の地表下1m 深さの変位波形

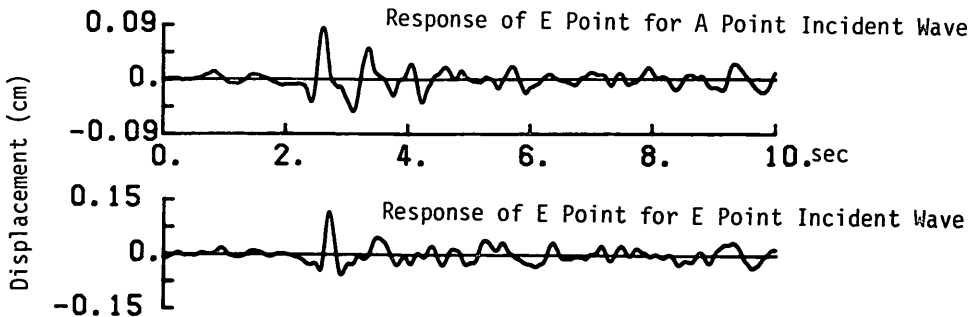


図-62 A点及びE点への入射波からそれぞれ計算したE点の地表下1m 深さの変位波形

9. 結 論

本報告においては、以下のことが示された。

- 1) 羽田における2次元アレーについて、観測装置、地盤条件、記録の処理方法が示された。
- 2) 1977年6月4日に東京湾北部で起きた地震のアレー観測記録が示された。特に、相隣れる2点間の相対変位が示された。
この記録の解析の結果、以下のことが明らかとなった。
- 3) せん断波が表層地盤内を伝播するに要する時間を原位置における検層結果から求め、これを地震時に観測された結果と比較したところ、よい一致を見た。
- 4) 上記の検層結果から得られた定数を持つ重複反射モデルは、おおむね観測結果と調和するものであった。ただし、減衰定数については、その大きさや振動数依存特性をさらに検討すべき余地が残された。
- 5) 相隣れる2点への入射波には、その到達時刻に差があり、この差は、本報告で考えた震源からの地震波の伝播モデルにより計算されたものとおおむねよい一致を示した。この伝播モデルとは、気象庁が震源位置決定に用いている地球の速度構造の上部約2.5 kmを、首都圏の基盤構造におきかえたものを、点震源から出るS波が伝播するというものである。
- 6) 工学的基盤面上の2 km離れた相隣れる2点への入射波は、羽田のような工学的基盤を持つ地点で、本報告で解析の対象とした地震の場合には、必ずしも似ているとは言えなかった。最大値の比較では、一方が他方に対して、最大加速度で2.2倍、最大変位で1.6倍であった。ただし、主要動の立上りは両点に共通して明瞭に認められた。

10. あとがき

東京国際空港に設置した地震観測装置は順調に動作し、約9年間にわたり記録を残してきた。得られた記録は処理解析され、運輸省の所管する事業の計画や設計に活用されてきた。また、解析結果の一部は関係学会等で発表され、関係分野の専門家により参照され討論もされてきた。しかし、著者らは2次元的に配置された地震計による記録を、地震工学の観点から、より詳細に解析し、耐震工学においてより一般的に活用され得る知見を取得したいと念願していた。しかし、そのために整備すべき解析システムも多く、また、実施すべき作業も多かった。他方、これに投入しうる研究要員の時間は非常に

限られていた。そのため、仲々解析結果を発表するに至らなかった。今回、部分的にははあるが、詳細解析の結果を発表し、関係分野の諸氏のご参考に供すると共に、ご批判を仰ぐことが可能となった。著者らとしても、一応の安どを感じる次第である。

今回の報告で、東京国際空港の2次元アレーの記録の解析の基本方針が定まったので、今後残る記録についても解析報告を継続していく所存である。なお、ここに示された解析の基本方針も関係者の批判を受けて順次改良していきたいと考えている。(1983年3月31日受付)

謝 辞

本報告で解析した記録は東京国際空港(羽田)に設置された地震計アレーにより得られたものです。地震計の設置に当っては、運輸省東京航空局飛行場部および東京空港事務所の関係者の協力を得ました。特に、東京空港事務所施設部の古橋土木建築課長、横地電気課長、黒尾専門官には貴重な助言と協力をいただきました。(職名は昭和49年3月現在)また、長期にわたる観測の実施においては、運輸省航空局飛行場部建設課、東京航空局東京空港事務所および第二港湾建設局東京空港工事事務所の関係者の協力をいただいています。アレー観測記録の地震工学的解析の第一報の刊行に当り、観測に協力下さったこれらの方々に対し謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 倉田栄一・野田節男：港湾地域強震観測年報(1981), 港湾技研資料, No. 426, 1982年6月, 191 p. (他に同系列刊行物18点)
- 2) 横山淑子・倉田栄一：港湾地域強震観測地点資料(その5), 港湾技研資料, No. 351, 1980年9月, 72 p. (他に同系列刊行物4点)
- 3) 土田 肇：港湾地域強震観測の現状と成果, 昭和54年度港湾技術研究所講演会講演概要, 1979年12月, pp. 127-195.
- 4) 荒井秀夫・岩淵守義：地盤内の地震動分布に関する研究(第1報), 港湾技術研究所報告, 第12巻, 第2号, 1973年6月, pp. 63-83.
- 5) 荒井秀夫・斉藤節文：防潮施設基礎地盤における地中地震動観測, 港湾技研資料, No. 215, 1976年12月, 53 p.
- 6) 野田節男・倉田栄一・土田 肇：港湾技術研究所における高密度強震観測, 天然資源の開発利用に関する日米会議耐風・耐震構造専門部会第13回合同部会会議録, 1981年5月, pp. 92-114.
- 7) Hajime Tsuchida and Eiichi Kurata: Observed Earthquake Ground Displacements along a 2500 Meter Line, Proceedings of U.S.-Japan Seminar

on Earthquake Engineering Research with Emphasis on Lifeline Systems, November 1976, pp. 29-42.

8) 土田 肇・倉田栄一・中山茂雄・林 聡: 地震動の多点同時観測にもとづく埋設パイプラインの耐震性の一考察, 土木学会第14回地震工学研究発表会講演概要, 1976年7月, pp. 197-200.

9) 土田 肇・倉田栄一: 強震記録への標準時刻の記録の事例, 日本地震工学振興会ニュース, No. 53, 1980年6月, pp. 27-31.

10) 井合 進・倉田栄一・土田 肇: 強震記録の数字化と補正, 港湾技研資料, No. 286, 1978年3月, 56 p.

11) 気象庁: 地震月報, 1977年6月, 38 p.

12) 気象庁: 地震月報, 1980年12月, p. 91.

13) 津村建四郎: 関東地方の地震活動—微小地震活動を中心として—, 関東地方の地震と地殻変動, (垣見俊弘, 鈴木尉元編), ラティス社, 1974年3月, pp. 227-249.

14) 牧 正・川崎一郎・堀江晶子: Earthquake Mechanisms Associated with the Conjunction of the Sinking Plates beneath the Kanto District, Central Japan, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 55, 1980, pp. 577-600.

15) 国立防災科学技術センター: 関東東海地域のテクトニクスを统一的に説明するモデル, 地震予知連絡会会報<第25巻>, 1981年2月, pp. 51-58.

16) 市川政治・望月英志: 近地震用走時表について, 気象研究所報告, 第22巻, 第3-4号, 1971年11月, pp. 229-290.

17) 嶋 悦三・柳沢馬住・座間信作: 首都圏の基盤構造, 第5回日本地震工学シンポジウム, 1978年11月, pp. 321-328.

18) R. J. Geller: Scaling Relations for Earthquake Source Parameters and Magnitudes, Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 66, No. 5, October 1976, pp. 1501-1523.

19) 宇津徳治: 地震学, 共立全書 216, 共立出版, 1977年9月, 286 p.

20) 吉井敏尅: 日本の地殻構造, UP Earth Science, 東京大学出版会, 1979年8月, 121 p.

21) 堀江晶子・渋谷和雄: 関東地方の深さ150 kmまでのP波速度構造—インヴァース法による速度構造, 震源要素, 観測点補正の同時決定—, 地震, 第2輯, 第32巻, 第2号, 1979年, pp. 125-140.

22) 土田 肇・南 兼一郎・清宮 理・倉田栄一・西沢英雄: 地震動の多点同時観測に基づくパイプラインの応力の検討, 港湾技術研究所報告, 第20巻, 第4号, pp. 3-40.

23) 土田 肇・倉田栄一: Observation of Earthquake Response of Ground with Horizontal and Vertical Seismometer Arrays, Proceedings of Fourth Japan Earthquake Engineering Symposium, 1975, pp.

137-144.

24) 土田 肇・井合 進: Observation of Earthquake Response of Ground with Horizontal and Vertical Seismometer Arrays (2nd Report), Proceedings of Fifth Japan Earthquake Engineering Symposium, 1978, pp. 169-176.

25) 倉田栄一・井合 進・土田 肇: Annual Report on Strong Motion Earthquake Records in Japanese Ports (1976 and 1977), Technical Note of the Port and Harbour Research Institute, No. 287, March 1978, 194 p.

26) 気象庁: 地震月報, 1977年1月, または他の年の1月号

27) 土田 肇・上部達生: 地表における強震記録より推定した基盤の地震動の特性, 港湾技術研究所報告, 第11巻, 第4号, 1972年12月, p. 202.

付録 減衰定数の定義

次のような粘弾性体の波動方程式を考える。

$$\rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = G \frac{\partial u^2}{\partial z^2} + \eta \frac{\partial^3 u}{\partial t \partial z^2} \dots\dots\dots \textcircled{1}$$

- ここに, u : 水平方向の変位
 t : 時間
 z : 鉛直方向の座標
 ρ : 密度
 G : せん断剛性
 η : 粘性係数

この方程式で表わされる振動数 f の波動は次のとおりである。

$$\left\{ \begin{aligned} u &= \{E \exp(ikz) + F \exp(-ikz)\} \cdot \exp(2\pi ift) \dots\dots\dots \textcircled{2} \\ k^2 &= \frac{\rho(2\pi f)^2}{G + i(2\pi f)\eta} \dots\dots\dots \textcircled{3} \end{aligned} \right.$$

ただし, i は虚数単位, π は円周率, E, F は定数である。

ここで,

$$h = \frac{(2\pi f)\eta}{2G} \dots\dots\dots \textcircled{4}$$

のことを, 減衰定数という。

④を③に代入し, k について③を解けば, 次のとおりである。

$$k = \frac{1}{V_S(1+4h^2)^{\frac{1}{2}}} \cdot (\cos \theta - i \sin \theta) \cdot (2\pi f) \dots\dots \textcircled{5}$$

ここに,

$$V_S = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \dots\dots\dots \textcircled{6}$$

$$\theta = \frac{1}{2} \tan^{-1} 2h \dots\dots\dots ⑦$$

⑤を②に代入して整理すれば、

$$\begin{aligned} u = & E \exp[(2\pi f \sin \theta)z] \\ & \times \exp\left[2\pi fi\left(t + \frac{\cos \theta}{V_S(1+4h^2)^{\frac{1}{2}}} z\right)\right] \\ & + F \exp[-(2\pi f \sin \theta)z] \\ & \times \exp\left[2\pi fi\left(t - \frac{\cos \theta}{V_S(1+4h^2)^{\frac{1}{2}}} z\right)\right] \dots\dots\dots ⑧ \end{aligned}$$

なお、⑦式からわかるとおり、 h が十分小さければ、 $\sin \theta \approx h$ という近似ができる。
さて、⑦、⑧式からわかるとおり、減衰定数 h が振

動数 f によらず一定であれば、一定距離を進むときの振幅の対数減衰率は、振動数 f に比例して振動数が高いほど大きい。また、減衰定数 h が振動数 f に反比例すれば、一定距離を進む時の振幅の減衰率は、 $\sin \theta \approx h$ の近似が成立つ程度に h が小さければ、振動数 f によらない一定値となる。

なお、厳密に言えば、式①は t と z を変数とする方程式であり、④式のように定められた h が振動数によらず一定と考えたりすることは、粘性減衰を振動数 f の関数と考えることになって矛盾がある。しかし、式①を振動数-波数空間 ($f-k$ 空間) に変換したもの (すなわち、③) を原方程式と考えれば、この矛盾は解消される。