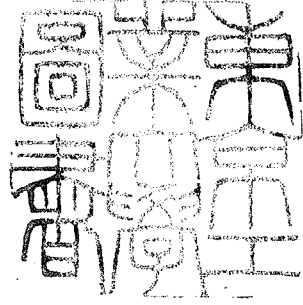


論文 / 著書情報
Article / Book Information

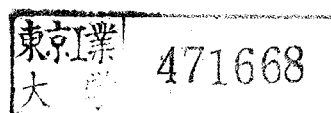
題目(和文)	地下深部の地盤構造が地表の地震動に及ぼす影響
Title(English)	
著者(和文)	瀬尾和大
Author(English)	KAZUOH SEO
出典(和文)	学位:工学博士, 学位授与機関:東京工業大学, 報告番号:乙第1072号, 授与年月日:1981年9月30日, 学位の種別:論文博士, 審査員:小林啓美
Citation(English)	Degree:Doctor of Engineering, Conferring organization: Tokyo Institute of Technology, Report number:乙第1072号, Conferred date:1981/9/30, Degree Type:Thesis doctor, Examiner:
学位種別(和文)	博士論文
Type(English)	Doctoral Thesis

地下深部の地盤構造が
地表の地震動に及ぼす影響



昭和56年5月

瀨尾和大



謝 辞

著者が東京工業大学理工学部にて在学中より今日に至るまで終始懇切なる御指導を賜りました恩師東京工業大学教授工学博士小林啓美先生に厚く御礼申し上げます。

著者が本研究に着手しました当初より今日に至るまで主として地震探査について懇切なる御指導を賜りました東京大学教授嶋悦三博士に厚く御礼申し上げます。

本研究に用いました地震記象の一部は気象庁観測部地震課および東京大学地震研究所嶋悦三研究室の御好意により借用させて戴きました。記して御礼申し上げます。

本研究の中で実施致しました地震動および爆破地震動の観測ならびに弾性波試験は実に多くの方々の御理解と御助力によってはじめて実現したものであります。関係各位には厚く御礼申し上げます。

本研究の一部は文部省科学研究費自然災害特別研究「長大構造物の地震動災害とその防止に関する研究」(研究代表者東京工業大学小林啓美教授, 昭和50～52年度), 同「地震活動度と震害分布」(研究代表者東京大学嶋悦三教授, 昭和51～53年度)および川崎市防災会議地震専門部会(部会長日本大学金井清博士)などの研究の一部として行ないました。これらの研究に関係された諸先生からは貴重な議論と御助言を戴きました。厚く御礼申し上げます。

東京工業大学小林啓美研究室では工学博士翠川三郎氏(現東京工業大学助手), 工学博士小林喜久二氏(現竹中工務店勤務)からは貴重な議論と御助力を, 技官秦瑤子氏からは多大の御助力と励ましを戴きました。心より御礼申し上げます。

本研究には東京工業大学総合情報処理センターのHITAC M-160, M-170, M-180を使用致しました。記して関係各位に厚く御礼申し上げます。

内 容 梗 概

地表で観測される地震動は、各種の地震波がそれぞれの伝搬経路を経て観測点に到達し、重ね合わされたものである。したがって、地震動には地下深部の地盤構造の影響が種々の形で反映されているはずであり、またそのことが地震動を一層複雑なものにしているものと考えられる。

本論文は、関東平野南部の地域を対象として、深さ数Km乃至数10Kmに及ぶ地下深部の地盤構造を明らかにし、それらが地表における周期0.1secから10secにわたる広周期帯域の地震動に与える影響について検討を行なったもので、6章から成っている。

第1章「緒論」では、地震動の諸性質と地下深部の地盤構造との関連性に関する既往の調査研究の概要を紹介し、問題点を指摘して、本研究の目的と方法を述べている。本研究の分野では定義の不統一な用語も多いので、本論文における定義についても述べている。

第2章「地震観測記象に現われる地下深部の地盤構造の影響」では、周期0.1sec乃至10secの広周期帯域を対象とした地震計による地震観測網を関東平野南部に設置し、その観測記象に基づいて、地震波の伝搬経路である地下深部の地盤構造が地表の地震動に与える影響が大きいことを明らかにし、併せて地下深部の地盤構造を知ることの重要性を指摘している。

第3章「南関東における地震波の伝搬経路と地下深部の地盤構造との関係」では、南関東周辺の異なる地域に発生した代表的な地震群について、地震波の到着時刻に基づく走時の検討を行ない、同地域の地殻構造がP波速度 5.6Km/sec 、S波速度 3.0Km/sec を有する厚さ約10Kmの最上層、P波速度 6.7Km/sec 、S波速度 3.9Km/sec を有する厚さ約25Kmの中間層およびP波速度 7.5Km/sec 、S波速度 4.3Km/sec を有する最下層から成る3層構造を呈しており、また地震波の主たる伝搬経路については、震源が浅くかつ近い地震では中間層の上面、震源がやゝ深い地震あるいは遠方の地震では最下層の上面に沿うものであることを明らかにしている。以上の地殻構造は岩盤がほぼ地表に露出した観測点の走時のみに基づいて決定されたものであり、厚い堆積層を有する観測点では顕著な走時の遅れが認められることを指摘している。

第4章「関東平野南部における地下深部構造の探査」では、人工地震による地下深部探査を関東平野南部の広い地域において実施し、地殻の最上層に達するまでの堆積層の構造を求めている。すなわち、人工地震の震源として使用した東京都夢の島における地下構造はP波速度 1.8Km/sec 、S

波速度 0.68 Km/sec を有する厚さ 1.5 Km の第 1 層と、P 波速度 2.8 Km/sec 、S 波速度 1.5 Km/sec を有する厚さ 0.8 Km の第 2 層が主として第三紀層から成る堆積層であり、P 波速度 5.6 Km/sec 、S 波速度 3.0 Km/sec を有する第 3 層が前述の地殻最上層に対応していることを示し、また堆積層の厚さは川崎市以北では 2.5 Km 前後でその変化は少なく、横浜市のほか全域にわたって著しく厚くなっており、一方平野の外縁部では堆積層は急激に薄くなり、東京都高尾山、埼玉県堂平山などでは堆積層は全く存在していないことを示している。

また生成年代の異なる各種の第三紀層が地表に露出している神奈川県三浦半島を対象として、地表における P 波速度を簡便に測定する方法を示し、地層の生成年代と P 波速度との関係を明らかにしている。

第 5 章「地下深部の地盤構造が地表の地震動に及ぼす影響」では、厚い堆積層内における S 波の重複反射による地震波の増幅の問題を論じ、以前から議論が多く共通理解の得られなかった地震基盤の概念について、S 波速度が 3 Km/sec である地殻最上層を地震基盤とするのが適切であることを明らかにしている。

ごく浅い地震の場合には堆積層の表面と下層との境界面において全反射を繰り返しながら水平方向に伝搬する S 波の存在が認められ、広義の重複反射と言える現象であることを指摘している。また同じく浅い地震においては S 波の初動からかなり遅れて到着する位相速度の遅い S 波が認められ、場合によっては分散性のあるやゝ長周期成分の表面波にまで発達することを観測によって確認している。これらの現象はともに関東平野の外縁部から堆積層が存在する平野内部に S 波が到達する時に励起されるものであり、表面波にまで発達するか否かは震源の発震機構の特性に依存することを明らかにしている。

第 6 章「結論」は本論文の結論である。

以上を要するに、本論文は地表における地震動が地震波の各種位相の複雑な重ね合わせによって説明でき、地震の震源から観測点に至る地域の深さ数 Km 乃至数 10 Km に及ぶ地下深部の地盤構造の影響が地表の地震動の特性に強く現われていることを明らかにしたものである。

目 次

第1章 緒 論

- 1.1 既往の調査研究の概要
- 1.2 本研究の目的と方法
- 1.3 本研究における用語の定義

第2章 地震観測記象に現われる地下深部の地盤構造の影響

- 2.1 同一地域に発生した地震の観測記象にみられる顕著な位相の存在
- 2.2 観測点の地質および地形を反映したやゝ長周期地震動の存在

第3章 南関東における地震波の伝搬経路と地下深部の地盤構造との関係

- 3.1 南関東における地震波の走時
- 3.2 地震波の走時から推定される南関東の地殻構造
- 3.3 東京の走時に現われる厚い堆積層の影響
- 3.4 南関東における地震波の伝搬経路

第4章 関東平野南部における地下深部構造の探査

- 4.1 工学における地下深部探査の意義
- 4.2 関東平野南部における既往の地下深部探査
- 4.3 夢の島－江の島測線における地下深部の構造
- 4.4 夢の島－大山測線とその周辺地域における地下深部の構造
- 4.5 波動伝搬速度と地質の生成年代との関係

第5章 地下深部の地盤構造が地表の地震動に及ぼす影響

- 5.1 深い地盤構造の内部におけるS波の重複反射
 - 5.1.1 鉛直下方より入射するS波の深い地盤構造内部における重複反射
 - 5.1.2 基盤層の表面を水平に伝搬するS波の重複反射
 - 5.1.3 S波の伝搬機構と地盤の増幅特性に基づく地震基盤の設定
- 5.2 厚い堆積層の表面を伝搬するS波と表面波
 - 5.2.1 厚い堆積層の表面を伝搬するS波
 - 5.2.2 厚い堆積層の存在により励起されるLove波
 - 5.2.3 堆積層を水平に伝搬するS波に基づく地震動の予測

第6章 結 論

本研究に関連して発表した論文

本研究に関連して発表した口頭発表

引用文献目録

第1章 緒論

1.1 既往の調査研究の概要

1.2 本研究の目的と方法

1.3 本研究における用語の定義

1.4 既往の調査研究の概要

地表における地震動の性質は一般に複雑きわまりないものである。このことは同一地震を異なる地点で観測した場合のみならず、異なる地震を同一地点で観測した場合についても言えることであって、複雑さの原因がただ単に観測点の地盤条件の相違のみによるものではなく、地震の震源において発せられた地震波が種々の伝搬経路を経て観測点に到達し、それらの位相が重なり合って地震動を形成するまでの諸々の影響が含まれているものと考えられる。従って地震動の観測記象には地下深部の地盤構造の影響が種々の形式で反映されているはずであり、地震記象の中の波動的性質を明らかにすることと、地下深部の地盤構造を明らかにすることとは互いに表裏の関係にあるものと考えられる。

ここでは地震動の諸性質と地下深部の地盤構造との関連性に係わりのある既往の調査研究を、(1)地震動の波動的性質に関する研究と、(2)地下深部の地盤構造に関する研究とに大別し、その概要について述べることにする。

(1) 地震動の波動的性質に関する研究

これまで工学の主たる研究対象であった周期 0.1 秒乃至 1 秒の領域の地震動に限定すれば、これらの地震動は主としてごく表層の軟弱地盤による S 波の増幅に大きく支配されていることが指摘されている。金井清・他は半無限弾性体の基盤上に均質な表層が存在する 2 層構造の地盤モデルを仮定し、鉛直下方より到達する S 波が表層地盤の内部で重複反射を行なう過程を時間領域で追跡する手法を^{1-1)~1-4)}確立し、さらに地表と地中における地震動の比較観測を多くの地点で行ない、上記の手法によって実測結果がよく説明出来ることを確かめて^{1-5), 1-6)}いる。また、同様の問題を表層地盤が水平な多層から成っている場合に適用する方法としては N. A. Haskell¹⁻⁷⁾による周波数領域におけるマトリックス法が知られていたが、小林啓美・鏡味洋史は成層地盤各層における上昇波と下降波を漸化式を用いて巧みに表現し、時間領域で重複反射の現象を追跡する方法を^{1-8), 1-9)}確立した。

以来、工学においては鉛直下方より到達する実体 S 波の地盤による増幅の問題が多く論じられ今日に至っている。ただ、S 波の重複反射を現実の問題に適用する際の最も困難な点は、地震基盤の設定方法に不明確な点が残されていることである。このことは単に S 波の重複反射の問題のみに止まらず、換言すれば工学の立場からどの程度の軟らかさ、どの程度の深さまでの地盤を検討の対象とすべきかということであり、現在に至るまで幾多の変遷をみている。

まず河角広・嶋悦三はある一定の広さを有する地域における標準強震地動を求める過程の中で、東京の本郷と東京駅における共通の基盤として東京礫層の上部境界面を¹⁻¹⁰⁾考えている。小林啓美・鏡

味洋史は成層地盤におけるS波の重複反射を考える際の振動的な基盤としては、その層から下では弾性的性質の差異の少ない層の最上層をとるべきであることを指摘している。¹⁻⁸⁾ 太田裕・嶋悦三は地震基盤の設定条件として、基盤面は空間的にある拡がりを持ち、かつこの面での力学的諸性質は同一であること、および基盤面以下の地層は以浅の地層に比べて、地層構成・力学的性質の変化が一層小さいことをあげている。¹⁻¹¹⁾ また、小林啓美は地盤中一つの層の間で密度、弾性率が均一であるとして、その層の中をS波が一往復するに要する時間が10秒を越すような層があれば、このような層の上の境界面より深い部分を基盤と考えてよいことを示している。¹⁻¹²⁾ 一方、浅田秋江は対象とする構造物の固有周期に応じた工学的地震基盤の可能性を示唆しており、¹⁻¹³⁾ 嶋悦三は東京における人工地震による地下深部探査の結果に基づいて、周期1秒ないし2秒よりも短周期の領域を対象とする場合には鮮新世の土丹層を、それよりも長い周期領域までも対象とする場合には地震学でいう地殻の最上層を地震基盤と考えるのが適切であることを示している。¹⁻¹⁴⁾ 以上の他に地震基盤を具体的に与えた例としては鏡味洋史・小林啓美が東京に設定したS波速度800m/secの層、¹⁻¹⁵⁾ 岩崎好規が大阪に設定した花崗岩層¹⁻¹⁶⁾などがあげられる。

以上のごとく、過去10数年の地震基盤に対する考え方の推移をみれば、地震基盤の定義を模索しながらも対象とする地震動の周期領域が次第に長周期側に移行するにつれ、あるいは地盤構造がさらに深い所まで明らかにされるにつれて、地震基盤がより深い位置に設定される傾向が窺えるが、未だ明確な定義についての共通の理解は得られていない。

一方、同じく地震動の波動的性質に着目するものとして、表面波の存在を考慮することによって複雑な地震動を理解しようとする立場があり、特に周期が1秒よりも長い領域においてその存在は無視出来ない。1968年十勝沖地震の際に八戸港湾において観測されたSMAC強震記録の主要動成分が2.5秒前後の周期を有していたことから、この成因を明らかにするための多くの試みが行われた。嶋悦三はG.H.Sutton・他の提案している実体波成分と表面波成分との分離法、¹⁻¹⁷⁾ 観測点の地下構造に基づく表面波の分散性、広い地域における気象庁の観測記録に基づく走時などに基づく検討結果を総合して、上記の主要動成分が表面波であることを示している。¹⁻¹⁸⁾ 田中貞二・他は本震の観測記録と併せて、地表と地中における余震観測も行ない、観測点の地盤構造によるS波の重複反射によって地震動の卓越周期は説明出来るとしながらも、震源の特性が無視出来ないことを強調している。^{1-19), 1-20)} 神山真は同様の強震記録の主要動成分に分散性が認められる点を指摘し、L.E.Alsopが¹⁻²¹⁾ 求めた垂直な不連続を有する成層構造におけるLove波の伝搬機構を用いて、これらの主要動成分が観測点の2Km手前に存在すると考えられる地盤構造の不連続によって励起された表面波であろうと推察している。^{1-22)~1-23)} また塩野計司・太田裕は同一記録を用いて粒子軌跡の形状および分散性に基づく波動の分離を試みており、震源方向の成分は観測点のごく近傍において二次的に発生した表面波で

ある可能性を有しているものの、震源と直交する方向の成分については分散性が顕著でないことから実体波であろうと述べている。¹⁻²⁴⁾ 以上のごとく、実体波と表面波との識別については未だ判然としない部分が多く残されている。

表面波から成る地震動の予測に関して、工藤一嘉は成層構造の内部に震源が与えられた場合の表面波の理論記象を求める D.G.Harkrider^{1-25), 1-26)} の方法を用いて、1974 年伊豆半島沖地震・1931 年西埼玉地震・1930 年北伊豆地震の際の東京における理論記象と観測記象との対比を行ない、やゝ長周期領域における表面波地動の予測が可能となりつつあることを示している。^{1-27)~1-29)}

このように地震動のやゝ長周期成分が注目されはじめた背景には高層建築物・長大橋梁・大型石油貯槽などの長大構造物の出現による社会的要請と共に、地下深部の地盤構造が次第に明らかにされはじめたことも影響を及ぼしていると考えられ、それに伴って過去に得られたやゝ長周期地震動の観測記象が再認識されている。^{1-30)~1-32)} 那須信治、^{1-33), 1-34)} 森岡敬樹は1923 年関東地震について、^{1-35), 1-36)} 田中貞二・他は1921 年竜ヶ崎地震、1930 年北伊豆地震、1933 年三陸沖地震など多くの著名な地震について丹念な解析を行なっている。

また、地盤構造の局地的な形状が地震動に与える影響については次の研究をあげることが出来る。入倉孝次郎は盆地内部とその周辺地域を対象として地形効果を考へており、^{1-37)~1-39)} M.D.Trifunac も同様の U 字谷の影響について検討を行なっている。^{1-40), 1-41)} 小牧昭三・大保直人は崖地の近傍における地形の影響について述べている。¹⁻⁴²⁾ これらの研究はいずれも SH 波を対象としたものである。

(2) 地下深部の地盤構造に関する研究

地震記象の中に現われる種々の位相に着目して、地震の震源における発震機構および地下深部の構造を求める研究は、理学においては古くから主要な研究分野として存在していたが、工学との関連はごく最近に至るまで皆無と言える状態であった。しかしながら、やゝ長周期領域における地震動の性質が工学において無視し得なくなっている現状においては、これらの研究成果を工学の立場から改めて認識する必要があるものと考えられる。ここでは爆破による人工地震をも含め、地震記象に基づいた地下深部の地盤構造に関する既往の研究について述べることにする。

まず、地下深部の地盤構造が明らかにされはじめた端緒は、気象庁(当時中央气象台)の地震観測網が整い、種々の地震に対する地震波の走時が得られはじめたことにある。¹⁻⁴³⁾ 本多弘吉と¹⁻⁴⁴⁾ 鷺坂清信は共に1930 年の伊東地震と北伊豆地震における P 波の走時を明らかにし、和達清夫・¹⁻⁴⁵⁾ 他は浅発地震から深発地震に至るまでの数多くの地震に対する P 波と S 波の走時を求め、広い地域を対象とした走時表を作成している。また鷺坂清信・竹花峰夫は近地地震における S 波を対象として同じく詳細な走時表を求めている。¹⁻⁴⁶⁾ これらの走時表はその後の地震の震源決定に重要な役割を果たして

おり、同時に得られたP波およびS波の伝搬速度の深さ方向の分布は地下深部の構造を知る上で貴重な資料を与えている。

上記の速度構造は広い地域の平均的な値を示すものであったが、玉城逸夫は各観測点に系統的な走時の偏差が認められる点に着目し、浅発地震の走時に基づいて各地域における地殻構造の断面を推定し、その形状が一様でないことを示している^{1-47), 1-48)}。またR.A. Phinney¹⁻⁴⁹⁾は遠地地震における長周期実体波の観測記象における上下、水平方向の振幅スペクトル比の形状から地殻構造を求めており、T. Kurita^{1-50)~1-52)}は同様の手法を用いて中部山岳地方・関東地方・中国地方の地殻構造を求めている。堀江晶子・渋谷和雄は関東地方の微小地震観測網によって得られた多くの地震記象を用い、初動の走時残差を震源要素、P波速度構造などの関数で表わし、インヴァース法によるパラメータの決定を行なうことによって深さ150 KmまでのP波、S波の速度構造を求めている¹⁻⁵³⁾。

以上の研究はいずれも自然地震の観測記象に基づいて地下深部の構造を求めようとしたもので、R.A. Phinney, T. Kurita 以外はすべて初動の走時に着目したものであった。

さらに、地下深部の地盤構造に関する調査研究は爆破による人工地震を用いて一段と精力的に進められ、今日に至るまでに数多くの成果をあげている。自然地震に比して人工地震の場合には震源の位置と発震時が正確に定められているため、得られた結果の精度は著しく向上している。

我国における大規模な人工地震による地殻構造の調査は、1950年岩手県の石淵爆破を端緒として爆破地震動研究グループ（いわゆる大発破グループ）が結成されて以来、各地で実施されており、吉井敏尅はそれらの調査研究の結果得られた地殻構造の断面についてその地域性を指摘している¹⁻⁵⁴⁾。また三雲健はこれらの資料に表面波や重力異常なども考慮に入れて地域別の地殻構造のモデル化を行なっている¹⁻⁵⁵⁾。

一方、上記の大発破グループとほぼ時を同じくして地震探鉱実験グループ（いわゆる小発破グループ）が結成され、小規模の地下探査を行ないつゝ地震波の伝搬機構に関する幅広い調査研究が実施されている¹⁻⁵⁶⁾。1968年十勝沖地震の後、強震記録が得られた八戸港湾周辺地域で実施された地下深部探査は本実験グループに負うところが大きく、P波速度5.0 Km/s、S波速度2.8 Km/sを有する基盤層に達するまでの深さ約400 mに至る地下構造が詳細に得られたことと併せて、地下深部探査が工学に活用されるための方法論が確立された点で意義深いものがある¹⁻¹⁹⁾。

以上に概要を述べた既往の調査研究のまとめと問題点は次に示すごとくである。すなわち、地震動の諸性質と地下深部の地盤構造との関連性に係わりのある既往の調査研究はその目的によって二つに大別される。一つは地盤構造あるいは地震波の伝搬機構に基づいて地震動の有する波動的性質を明らかにしようとする立場であり、他の一つは逆に地震動あるいは人工地震を手段として、地下

深部の構造を推定しようとする立場である。(1)地震動の波動的性質に関する研究では、表層の軟弱地盤内におけるS波の重複反射の問題がまず重要な位置を占めているところから、その解析手法が確立された過程を概観すると共に、地震基盤の設定方法の推移に注目した。以上の点から、周期1秒乃至10秒のやゝ長周期領域に係わる地下深部においてもS波の重複反射の現象が存在するか否かの確認を含め、工学において対象とすべき地下構造の下限を明らかにすることが今後に残された重要な課題の一つであることが指摘出来る。次に、やゝ長周期領域における実体波と表面波の判別について1968年十勝沖地震の八戸港湾における強震記録の解析例を示し、両者の判別が容易でないことが指摘された。しかし、やゝ長周期の地震動には表面波が顕著に認められる例が多いことは事実であり、表面波の理論記象と観測記象とが比較された例が示された。また、最後にふれた、過去の強震記録の解析的研究および地盤構造の局地的な形状が地震動に与える影響に関する研究は、ともに2・3の研究例があるのみで、今後とも注目されるべき研究課題であろうと考える。(2)地下深部の地盤構造に関する研究では、この種の調査研究が行なわれてきた経過をたどり、人工地震が用いられるようになって以後、地下構造の決定精度が向上し、近年では工学的目的をほぼ満足する地下深部探査が可能となったことを指摘した。結局、(1)の研究分野では比較的浅い地盤構造を対象として研究が進められ、次第に地下深部の地盤構造へと対象領域が拡大されつゝあるのに対し、(2)の研究分野では地下深部の大局的な構造を主たる対象として研究が進められ、次第に工学の対象領域にその成果が応用されつゝあるのが現在の状況である。

1.2 本研究の目的と方法

本研究は、周期0.1秒乃至1秒の短周期領域と周期1秒乃至10秒のやゝ長周期領域を含めた広周期帯域における地震動の複雑な性質を地震波が伝搬される過程における現象として捉え、地震動を構成する個々の位相がいかなる伝搬経路を経てきたいかなる性質の波動であるかを明らかにすることを目的としたものである。また、地震波の伝搬経路を明らかにするためには、地震の震源から観測点に至る地域の地下深部構造を求める必要があることから、これらの地域の地下深部構造を決定することも本研究の主要な目的の一つとなっている。従って本研究には震源において生成された地震波が種々の伝搬経路を経て地表の観測点に到達するまでの諸々の問題が含まれるが、既に多くの調査研究が行なわれ、性質がほぼ明らかにされている地表付近の軟弱地盤の震動特性に関する部分、および地震学の分野に属する地震の発震機構に関する問題については本研究の対象から除外している。

以上の目的を達成するため、本研究では以下に示す研究方法を用いている。まず、周期0.1秒から10秒にわたる広周期帯域を対象として速度計による地震観測網を関東平野南部に設置し、その観測記象の中から地震波の伝搬経路の影響を含んでいると考えられる特徴的な位相に着目する。一方、同地域の地下深部構造は次に示す二通りの方法によって推定を行なうものとする。一つは地震波の伝搬経路を確認する意味から南関東の大略の地殻構造を求めようとするもので、同地域に分布する気象庁所轄の地震観測所における初動到着時刻を基礎資料として用いることとした。また、他の一つは地殻の上部に存在する厚さ数kmの堆積層の構造を決定しようとするもので、東京夢の島において実施されている人工地震を用いて地下深部探査を行なうこととした。以上の結果を総合して得られる地下構造は地震波の伝搬経路をその中に含む程の規模を有しているはずであり、先に着目した地震記象上の特徴的な位相が生じた原因はこの地下構造の内部に求めることが出来る。

1.3 本研究における用語の定義

本論文に用いられている用語の中にはその内容が漠然としているために誤解を生じ易いものはいくつか含まれている。また同一の用語でありながら、専門分野によってその意味するところが異なり、そのために共通の理解が得られないということも現実に起り得ることである。また一方では、限られた専門分野においてのみ用いられている用語も少なくない。本節では、このような部類に属する用語の主なものについて、本研究における定義を明らかにすることとした。

やゝ長周期 従来、土木・建築等の工学の分野においては周期0.1秒から1秒乃至2秒の領域を主たる対象として地震動の解明が行なわれてきた経緯がある。一方、地震学の分野においては周期10秒乃至20秒よりも長い周期領域の地震動が研究の対象となることが多く、その中間に位置する周期1秒から10秒の領域における地震動の性質に関する知見は殆ど得られていないのが現状である。近年、この周期領域に基本振動周期を有する各種の長大構造物が出現することとなり、それに伴いこれらの周期領域における地震動の性質、地盤の震動特性などの解明が必要とされている。このような周期1秒乃至10秒の領域は従来の工学における対象領域からすれば長周期領域に相当し、また地震学においては短周期領域に属することから、混乱を避ける意味でやゝ長周期領域と呼ばれることとなり、地震工学ならびに工学地震学の分野においてはすでに定着しつつある。本論文においてもこれに従い、周期1秒乃至10秒の領域を指し示す場合にやゝ長周期なる用語を用いることとする。

位相 地震記象は種々の波動の重ね合わせによって構成されているものであるが、このような地震記象中のある部分に孤立した、あるいはそれに近い顕著な波形を認めることが出来る時、それを位相あるいは相 (phase) と呼んでいる。このような位相はある種の波動の到着を意味しており、地震動の性質、地震波の伝搬経路、地下構造などの解明に重要な役割を果たすものと考えられている。

初動 地震時あるいは爆破などによって起こされる人工地震時に発生する波動のうち、観測点に最初に到達する波動を初動という。震源において発生する波動はP波とS波であり、波動伝搬速度は同一媒質内においては常にP波の方がS波に比して大であることから、初動はP波である。初動は他の波動に乱されることがなく、位相の確認が容易であることから、地震の震源決定、地下探査には不可欠のものとなっている。地震時においては初動と同一の伝搬経路を経て観測点に到達

するS波も顕著な位相となって、その識別は容易である。このようなS波をS波初動と呼ぶことがあり、純粋なS波の中では最初に観測点に到達するものである。ごくまれにS波初動よりも先にS波が現われることがあるのは、伝搬の途中においてP波から二次的に発生したS波によるものである。本論文の第3章においては、初動ならびにS波初動と記すべきところをたゞ単に初動と表現している。

屈折波 地層の境界面にある角度をもって入射波が到達すると一般には反射波と透過波（屈折波とも呼ばれる）が存在するが、波動伝搬速度の小さな上層（波動伝搬速度を V_i とする）から波動伝搬速度の大きな下層（同様に V_o とする）に対して臨界入射角 $\theta_c = \sin^{-1}(V_i/V_o)$ をもって入射波が到達する場合には下層の深部に達する透過波は存在せず、地層の境界面に沿って V_o なる速度で伝搬する波動が存在することとなる。地震探査の分野においてはこのような波動を屈折波と呼び、上記の透過波と区別している。本論文ではこの語法に従うこととした。第4章に述べる地下深部探査はこの屈折波を利用したものであり、このような探査方法を屈折法と称するのは上記の理由によるものである。

なお、震源から反射、屈折を行なうことなく直線経路で伝搬する波動は直接波（または直達波）と呼ばれている。

走時 震源において発生した地震波が観測点に到達するまでに要する時間を走時という。人工地震に基づく地下探査において、測線上の観測点で得られる種々の位相の走時と震央距離との関係を図示したものが走時曲線であり、地下構造の決定に重要な役割を果たしている。自然地震に対しても同様の走時曲線を得ることが出来るが、震源位置、発震時刻が正確には決定出来ず、観測点も直線上に配列されていないことから人工地震ほどの精度は期待出来ない。

見掛け速度 同一の位相を複数の観測点において観測した時、走時の差と震央距離の差から求まる波動の見掛け上の伝搬速度をいう。伝搬経路となる地層が傾斜を有する場合には真の波動伝搬速度とは一致しない。

time term 表層と基盤層から成る2層構造において、地表の震源から発生される地震波の伝搬経路のうち、観測点に初動として地震波が到達する可能性を有している伝搬経路は次のいずれかである。すなわち、震源に近い観測点では表層の表面に沿って伝搬する直接波が初動として現われ、ある距離よりも遠方の観測点においては、基盤層の表面を屈折波として伝搬する地震波の方が初動

となって現われる。後者の場合、観測点における走時は地震波が基盤層中を震央距離に等しい距離を伝搬するのに要する時間（基盤走時）と震源および観測点において表層が存在するために生ずる遅れ時間との和で表わすことが出来、この表層に起因する遅れ時間のことを time term という。従って、time term は基盤走時と対になってはじめて意味を有するものであり、観測点に固有の time term が存在しているわけではない。

基 盤 各々の研究分野において本用語の意味するところは著しい差異がみられ、共通の定義を見出すことは不可能であると考えられる。本論文においてはこの用語に類するものとして基盤層と地震基盤とを区別して用いている。

特定の地震または人工地震に着目し、それらによって発生する地震波の伝搬経路に関する議論においては基盤層なる用語を用いている。この場合の基盤層とは、注目する観測点に初動として現われる地震波の伝搬経路となる地層の中で最深部の地層を含めたそれ以深の層を意味する。逆に、遠方の観測点に初動となって到達する地震波は基盤層の表面に沿って伝搬する屈折波である。従って、対象とする地震あるいは観測点が異なればそれに伴って基盤層も変り得るものである。

これに対して地震基盤は、地震動の特性を地盤による増幅に基づくものと、それ以前に地震波が保有していたものとに分離して考えるために設定された一つ概念であり、現在に至るまでにも1.1に述べたごとく多くの議論がある。本論文では5.1.3において地震基盤の新たな定義について提案を行なっている。

地 盤 本論文においては地下に存在するあらゆる地層を総称するものとして地盤構造なる用語を用いており、この中には第4紀の沖積層から岩盤に至るまでのすべての地層が含まれている。

堆 積 層 地殻の表面を覆っている地層を総称するもので、関東平野南部の地域においては主として第三紀乃至第四紀の海成層によって構成されており、生成年代の古いものから葉山層群・三浦層群・上総層群・相模層群などの各層群に区分されている。

三浦層群 従来、三浦層群の名称は不統一のまゝ用いられてきた経緯があり、特に上総層群との混同が著しい。近年になって三梨昂¹⁻⁵⁷⁾・他は下位の葉山層群と田越川不整合で接し、また上位の上総層群と黒滝不整合で接する第三紀中新統の層群を三浦層群と定義しており、本論文における用語はこれに従っている。

第2章 地震観測記象に現われる地下深部の地盤構造の影響

- 2.1 同一地域に発生した地震の観測記象にみられる顕著な位相の存在
- 2.2 観測点の地質および地形を反映したや、長周期地震動の存在

2.1 同一地域に発生した地震の観測記録にみられる顕著な位相の存在

一般に工学の分野では地震動の原記録そのものが時間領域において注目されることは稀であり、多くは振幅の最大値あるいは周期領域に変換された各種のスペクトルの形状を通して地震動の評価がなされている。また、種々の統計的手法を用いて既存の強震記録の一部分を改変したり、模擬地震動を作成することによって強震記録の不足を補なおうとする考えも以前から存在しており、近年ではさらにこの種の解析的手法が多用される傾向が認められる。しかしながら、以上のごとき方法においては地震動という多種多様な現象の中のごく平均的な性質のみが重視されることとなり、特定の地震記録が有している個性、すなわち一見して特異であるような現象については詳細な検討が行なわれることなく除去されてしまう可能性を有している。地震動の観測記録が複雑であるのは単なる偶然によるものではなく、地震の発震機構、地震波の伝搬機構および観測点周辺における地盤の震動特性など種々の要因が重なり合った結果必然的に生じたものである。従って、複雑な地震動を真に理解するには地震観測記録に現われた個々の現象に注目し、それがいかなる原因によって生じたものであるかを明らかにしておく必要があり、その現象が工学上重要な意味を有しているか否かはそれらの現象が解明された後に判明することである。以上のことは時間領域だけでなく周期領域においても同様である。地震記録が次式に示すごとく有限フーリエ級数に展開されて周期領域で表現出来ることは一般によく知られている。

$$f(t) = \sum_{k=1}^n a_k \cos(\omega_k t + \varphi_k) \quad (2-1)$$

ここに a_k , φ_k は夫々振幅特性、位相特性と呼ばれているものであり、周期領域における振幅特性と位相特性の双方を考え合わせることによってはじめて時間領域の地震記録と同等の内容を有するものである。しかるに、通常周期特性として注目されるのは上記の振幅特性のみであり、地震記録の複雑さと密接な関係にあると考えられる位相特性については殆ど考慮されていないのが現状である。

本研究では、まず個々の地震観測記録の波形に注目し、その中から地下深部の地盤構造の影響によって生じたと考えられる現象を検出することを試みた。このような目的のためには同一地域に発生した多くの地震について、地震記録に現われる共通の現象を把握するのが有効な方法であろうと考えられた。一般に同一地域に発生する地震は多くの場合同一の発震機構によって生じるものとされており、また観測点に到達する地震波は常に同一の伝搬経路を有していることから、これらの地震記録に現われる共通の位相は震源における発震機構あるいは地震波の伝搬機構のいずれかの性質

を反映したものであろうと考えられるためである。

1976年6月16日に発生した山梨県東部の地震は前震と多数の余震を伴っており、余震域がごく狭い地域に限られていることから、上記の方法によって各地震記象における位相の対応を試みることとした。東京都大岡山(Ohokayama)では速度地震計による地震記象が得られており、Fig. 2-1は固有周期10秒の速度地震計による前震、本震および余震の観測記象を、またFig. 2-2は固有周期5秒の速度地震計によるその後の余震の観測記象を示したものである。これらの観測記象は震源方向とほぼ直交する南北方向の成分に注目したものであり、主としてSH波より構成されているものと見做すことが出来る。Fig. 2-1の中段に示された本震(発震時:1976年6月16日07時36分、マグニチュード:5.5)の観測記象に付されたa~eはS波の初動とそれに続く顕著な位相を示したものである。S波の初動はその他の観測記象には得られていないが、後続の位相は殆どすべての観測記象上にも顕著に現われており、しかも出現時刻が常に一定していることは注目されてよい。Fig. 2-2の最上段に示された6月19日の余震における観測記象が他の観測記象に比してやゝ短周期成分を多く含み、そのために他の観測記象との対応が明瞭でない点については、気象庁の決定した地震の震源の深さがこの余震の場合のみ0 Kmであり、他の地震についてはすべて20 Kmであることから、²⁻¹⁾地震の震源の深さの相違によるものと考えられる。

また、東京都文京区弥生の東京大学地震研究所構内(以下本論文ではE.R.I.と称する)における本震の観測記象はFig. 2-3に示すごとくである。²⁻²⁾同図は固有周期5秒の速度地震計による南北方向の成分の記象を示したもので、Fig. 2-1、Fig. 2-2と同一条件で対比出来るものであるが、この場合にも顕著な位相が認められる。Fig. 2-3には観測点直下におけるごく表層の地盤特性を反映していると考えられる周期1秒以下の成分が多く含まれているものの、図中にa、b、c、eを付した位相はFig. 2-1に示された各位相とよく対応している。但し位相eについては双方の出現時刻が著しく異なっていることから真に対応するものであるか否かは判然とせず、多分に波形から受ける印象に基づいたものである。

さらにFig. 2-4は東京都千代田区大手町の気象庁(以下本論文ではJ.M.A. Tokyoと称する)における気象庁59型変位地震計によって観測された南北方向成分の記象を示したものである。²⁻³⁾これらの観測記象は固有周期が6秒の変位地震計によるものであり、速度地震計による観測記象に比して長周期成分が著しく強調されている。従ってこれらの観測記象には地震の発震源における特性すなわち規模の大なる地震ほど長周期成分を多く含む性質が強く反映されており、Fig. 2-1、Fig. 2-2に示された速度地震計による観測記象に比して波形の対応は一般に好ましくない。しかしながら、地震規模の互に等しい観測記象のみに注目すれば、波形の対応は速度地震計によるよりもむしろ良好である。Fig. 2-4における6月16日9時05分の余震(M=4.2)と同じく14時10

分の余震 ($M = 4.3$), 7月15日と16日における二つの余震 (共に $M = 3.8$) などは全継続時間にわたって振幅の大きさから波形の山谷のごく細部に至るまでよく対応している。

以上に示した例のごとく同一地域に発生した地震の観測記象がよく似た形状を示すことについては既にいくつかの指摘がなされている。今村明恒は1923年の関東地震において東京本郷で観測された本震と余震の観測記象によい対応がみられる点に着目し, 余震の観測記象に基づいて本震の観測記象に生じた空白部の振幅を推定しており,²⁻⁴⁾ 松沢武雄は同様の現象を「波形の相似性」と称し, その原因として震源の発震機構が単純であることと伝搬経路の影響によるものであることを指摘している。²⁻⁵⁾ 本多弘吉は1931年西埼玉地震の余震と考えられる二つの地震の横浜における上下動成分の観測記象がよく対応している点に触れている。²⁻⁶⁾ また最近では浜口博之・長谷川昭は1968年十勝沖地震の余震観測記象の中に波形の相似な地震を多数見出し, 発震機構の解明に応用しており,²⁻⁷⁾ 辻浦賢は群発地震においては波形の相似な地震が多く, 前震においてはそのような地震がみられないことから, 前震と群発地震を識別するための手段となり得ることを指摘している。²⁻⁸⁾ すなわち, 今村, 松沢, 本多らはこの種の現象を指摘するに止っており, また浜口・長谷川, 辻浦らはそれらの現象を地震の震源特性の解明に応用しようとしたものである。

ここに述べた1976年山梨県東部の地震によって得られたFig.2-1乃至Fig.2-4に共通して認められる顕著な位相は偶然性を伴う複雑な発震源からは期待出来ず, また観測点近傍の局地的な地盤特性によるものでもないことから, 震源から観測点に至る大局的な地震波の伝搬経路上の何らかの構造を反映したものであることが推察される。また松沢も指摘しているごとく,²⁻⁵⁾ この様に顕著な位相が観測記象上で際立って識別されるためには震源における発震機構は余程単純なものになければならず, このことは震源である山梨県東部地域における地震の発震機構の特徴を表わしているものと考えられる。またFig.2-1, Fig.2-2とFig.2-4との比較から, 観測記象上における顕著な位相の検出に当っては観測に用いられる地震計の特性が大なる影響を及ぼすものと考えられる。今, 対称とする周期領域を0.1秒から10秒の範囲に限定すれば, 地震計の周期特性は概ねFig.2-5に示された三種類に大別される。図中に示されたSMAC-A, B, Cは工学の分野において最も一般的なSMAC強震計のうちA型, B型, C型と呼ばれているもので, 固有周期は0.1秒であり, それよりも長周期側において加速度を記録するものである。この他にも種々の形式の加速度計が用いられているが上記の周期領域においてほぼ地動加速度に比例した出力を得ることを目的としている点では同様である。図中に示されたPELSは小型長周期地震計 (Portable Easy-operation Long-period Seismometer)^{2-9), 2-10)} のことであり, 固有周期が可変の速度地震計である。本研究に用いている地震記象の多くは本地震計の固有周期を図中に示すごとく10秒に設定して得られたものである。また図中のJ.M.A.-Sは気象庁の1倍強震計の感度特性を示したものであり, 水平成分は6秒,

上下成分は5秒の固有周期を有し、それよりも短周期側において倍率が1倍の変位出力を得るものである。Fig.2-4の地震記象はこれとほぼ同一の周期特性を有する100倍変位計によるものである。次に、上に示された著しく周期特性の異なる地震計によって観測された地震記象が如何に異なる印象を与えるかについて簡便な方法による検討を行なうこととした。速度地震計によって得られた観測記象から加速度記象および変位記象を推定する最も簡便な方法にアナログ回路がある。Fig.2-6の特性を有する微分回路、積分回路は周期0.1乃至10秒の範囲でほぼ線形であり、Fig.2-5に示された加速度地震計、変位地震計の周期特性とよく対応していることから、速度記象をこれらの回路に与えて得られる波形は加速度記象あるいは変位記象に近いものであることが期待出来る。Fig.2-7、Fig.2-8はこのような手順で求めた加速度波形、変位波形と原波形である速度記象との対比を行なったものである。Fig.2-7は前述の1976年山梨県東部地震の本震の大岡山における例を示したものであるが、先に述べた顕著な位相は加速度波形上では短周期成分が強調されるために不鮮明になっており、変位波形の上では逆に明瞭になっている。Fig.2-8は同じ観測点における1976年群馬県北部地震の例であるが、傾向はこの場合も全く同様である。以上のことから、観測記象上から孤立した顕著な位相を検出する目的のためには加速度記象を用いることは適当でなく、速度記象あるいは変位記象を用いる方が望ましいことが判明した。しかしながら変位記象にはFig.2-4に示されたごとく地震規模などの影響が強く現われる可能性が残されており、結局以上を総合すれば、広い周期領域にわたって特性が平坦な速度地震計による観測記象がこの種の目的には最も適しているものと考えられる。

以上の検討によって得られた結果を要約すれば以下に示すごとくである。

地震動の複雑な性質を理解するには観測された地震記象がいかなる性質の地震波によって構成されているかを明らかにする必要がある、そのためにはまず地震記象に注目し、その中の特徴的な位相に着目すべきことを述べた。同一地域に発生する数多くの地震の観測記象に共通して現われる顕著な位相は地震の発震機構あるいは地震波の伝搬機構等の大局的な性質を反映しているものと考えられ、特に重要である。

1976年山梨県東部の地震における前震、本震および余震の観測記象にはS波の初動が到着した後、顕著な位相が認められ、これらの位相は偶然性を伴う複雑な発震源からは期待出来ず、また観測点近傍の局地的な地盤特性によるものでもないことから、震源から観測点に至る大局的な地震波の伝搬経路上の何らかの構造を反映したものであると考えられる。また、これらの地震の発震機構はごく単純なものであろうと推察される。

以上の顕著な位相は速度地震計で観測された殆どすべての記象から明瞭に識別され、地震の規模の相違によって速度振幅が100倍程度異なる場合があるにもかかわらず速度記象の波形はよく対

応している。変位記象では、地震規模が同程度の場合についてのみ波形の対応がよく、地震規模が大である程長周期成分を多く含んでいることから地震の発震源の影響が大であり、一方加速度記象の場合には短周期成分が強調され、この周期領域がごく表層に存在する軟弱地盤の卓越周期の領域と合致することから表層地盤の震動特性の影響が大である。従って地震記象の中の種々の位相の識別を目的とする場合においては広周期帯域で感度特性が平坦な速度記象が最も適していると考えられる。

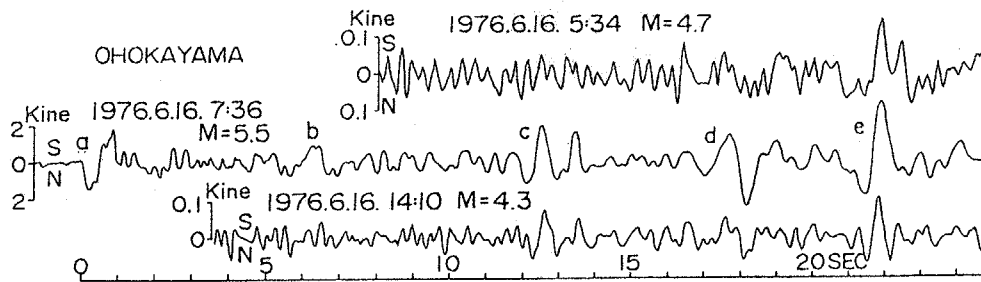


Fig.2-1 Seismograms obtained at Ohokayama during foreshock, main-shock and aftershock of the Eastern Yamanashi Pref. Earthquake of Jun. 16, 1976

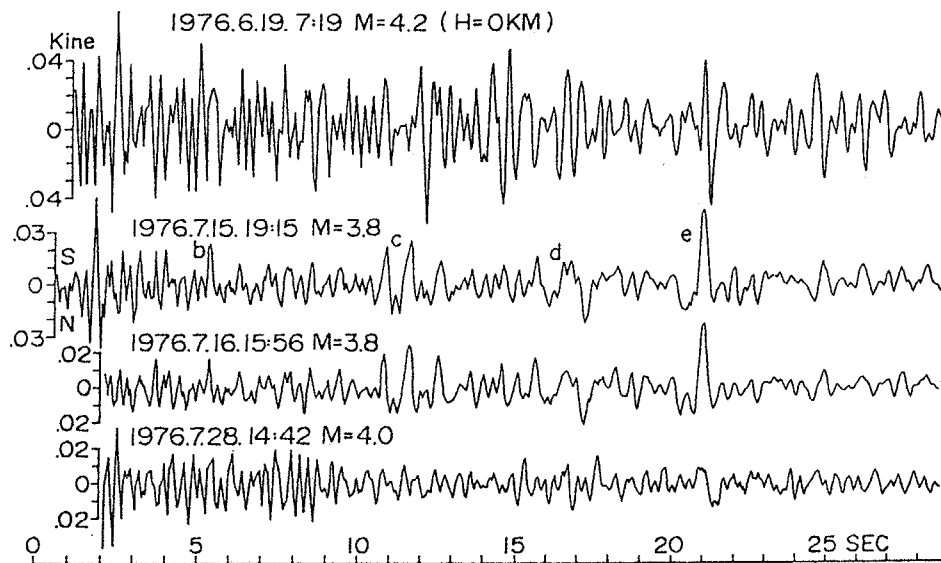


Fig.2-2 Seismograms obtained at Ohokayama during aftershocks of the Eastern Yamanashi Pref. Earthquake of 1976

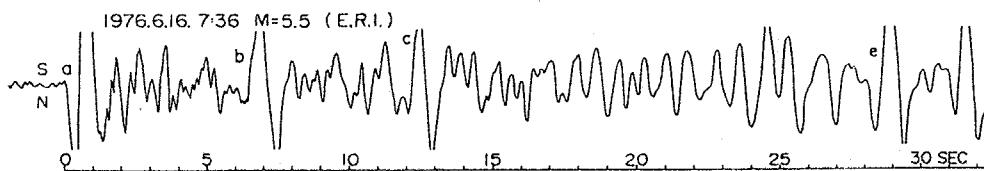
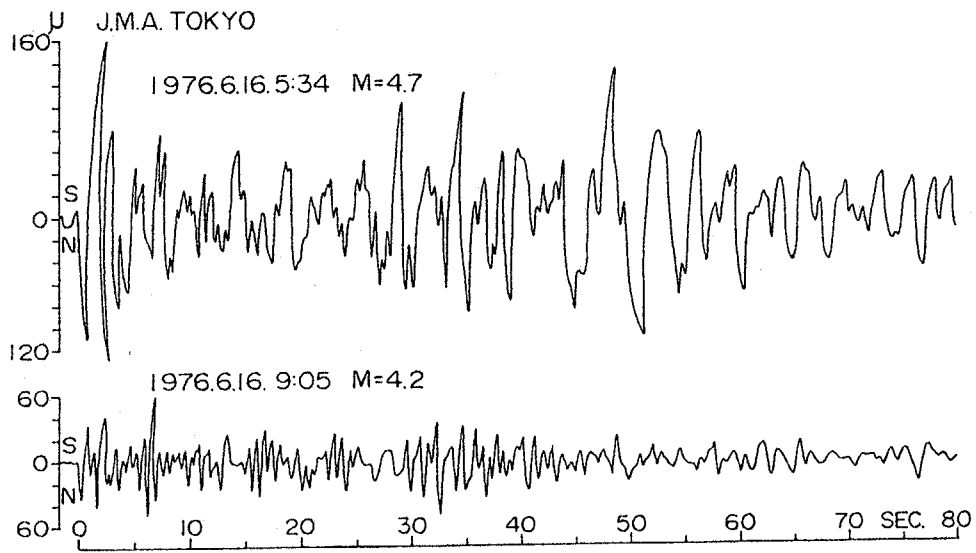
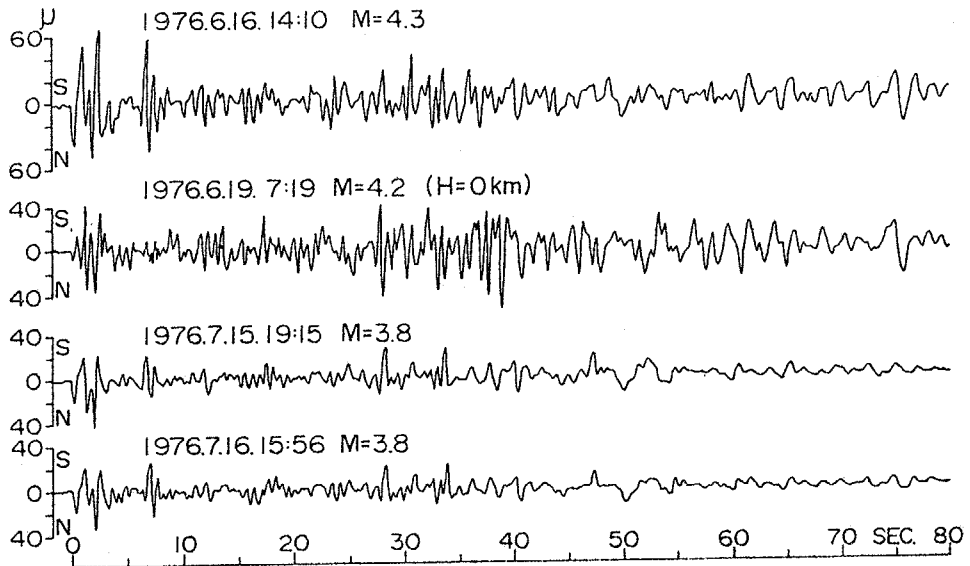


Fig.2-3 Seismogram obtained at the Earthquake Research Institute, Tokyo Univ. during the Eastern Yamanashi Pref. Earthquake of Jun. 16, 1976

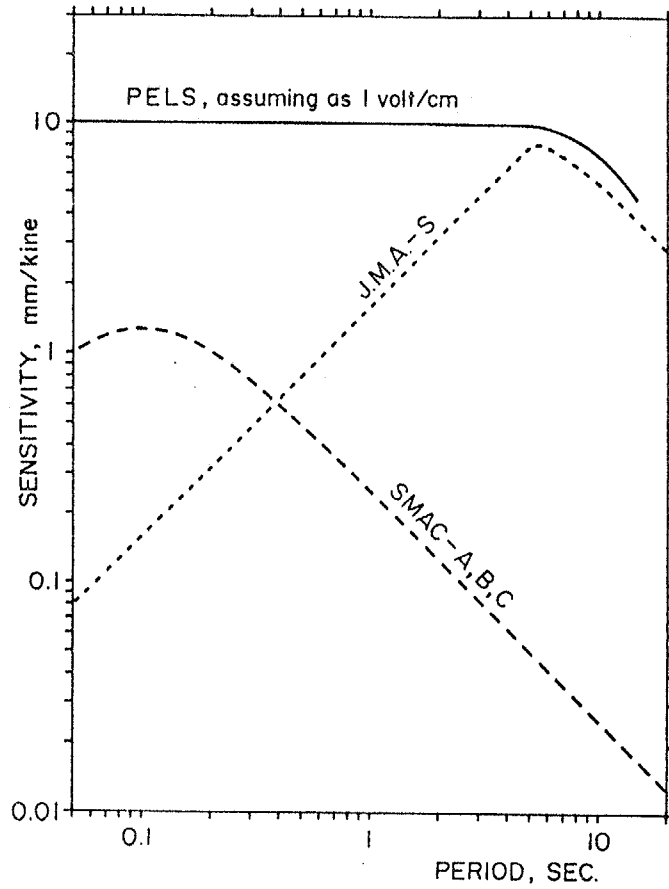


(a)



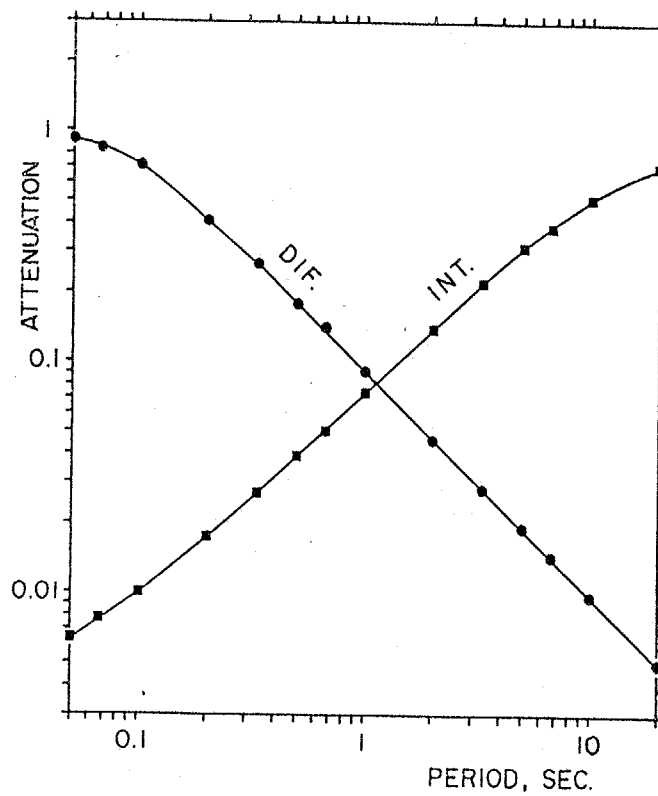
(b)

Fig.2-4 Seismograms obtained at the Japan Meteorological Agency, Tokyo, during foreshock and aftershocks of the Eastern Yamanashi Pref. Earthquake of 1976



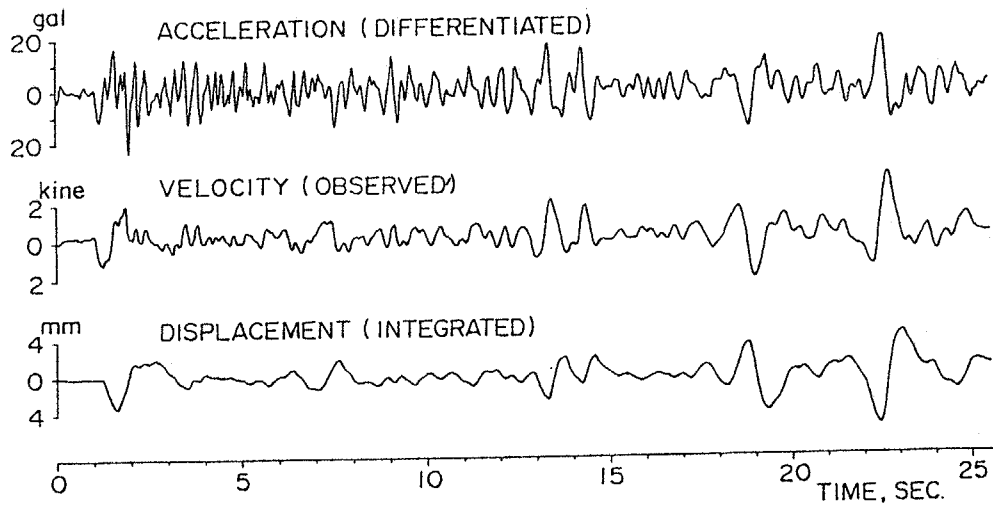
CHARACTERISTICS OF SEISMOMETERS

Fig.2-5



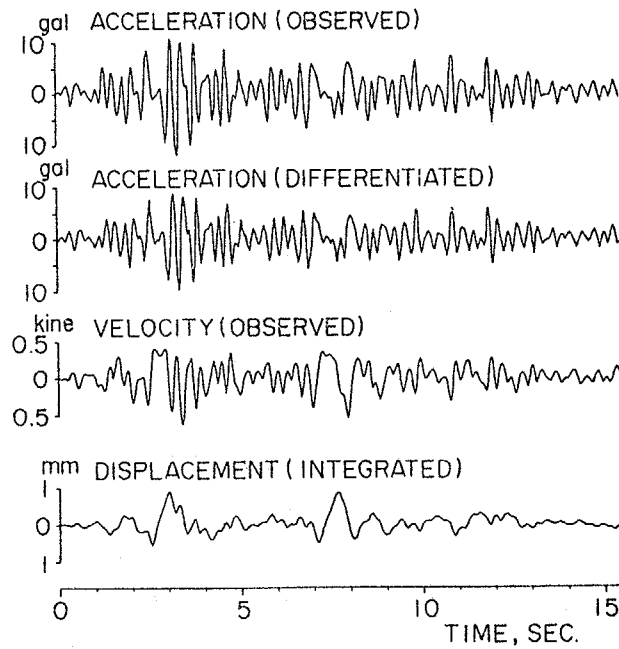
CHARACTERISTICS OF CIRCUITS FOR DIFFERENTIATION AND INTEGRATION

Fig.2-6



HORIZONTAL GROUND MOTION AT OHOKAYAMA DURING THE EASTERN YAMANASHI PREFECTURE EARTHQUAKE OF JUNE 16, 1976

Fig.2-7



HORIZONTAL GROUND MOTION AT OHOKAYAMA DURING THE NORTHERN GUNMA PREFECTURE EARTHQUAKE OF DEC. 29, 1976

Fig.2-8

2.2 観測点の地質および地形を反映したやゝ長周期地震動の存在

地表で観測された地震動が観測点直下の地盤構造の相違によって著しく異なったものとなることは既に多くの研究および実測結果によって広く知られているところである。特に周期1秒乃至2秒よりも短周期の領域における地震動の性質に関しては、鉛直下方より入射するS波が表層付近の軟弱地盤内において重複反射を行ない、地盤構造によって定まる特定の周期成分のS波が著しく増幅されることによって現象をほゞ説明出来ることが明らかにされている。また周期1秒から10秒にわたるやゝ長周期領域の地震動が有する波動的性質に関しては、地震動を構成している波動が実体波であるか表面波であるかについて現在もなお種々の議論がなされているところであり、判然としない点が未だ多く残されている。しかしながら、やゝ長周期成分の地震動が実体波と表面波のいずれを主体とするものであっても地下深部の地盤構造を何らかの形で反映したものであることには変わりなく、深い地盤構造の解明と併せてやゝ長周期地震動の観測資料の蓄積が俟たれるところとなっている。

以上の観点から、各地の地震記象にやゝ長周期成分が顕著に現われた1978年伊豆大島近海の地震は注目に値するものである。Fig.2-9は上記の地震の2つの前震を関東平野南部の4ヶ所の地点において比較観測した結果を示したものである。観測点は東京都浅川(Asakawa)、同じく大岡山(Ohokayama)、千葉県習志野(Narashino)および神奈川県大船(Ohfuna)に位置しており、地震計は固有周期10秒のPELS型速度地震計を使用している(大船のみ固有周期5秒の速度地震計をもって代用している)。また、これらの地震の震央および観測点はFig.2-10のごとく分布しており、²⁻¹¹⁾ 図中には垣見俊弘・他による関東平野周辺地域の地質区分も併せて示されている。すなわち、浅川は先新第三紀の岩盤がほゞ露出した最も堅固な地盤上の観測点であり、大船は新第三紀のやゝ堅い地盤上の観測点である。また大船周辺の地域における新第三紀堆積層の厚さは未だ明らかにされていないが、大船の南に近接する三浦半島から房総半島南部に至る地域はいわゆる南関東褶曲帯に属しており、²⁻¹²⁾ 関東平野と相模灘とを分断する隆起帯が存在している。大岡山と習志野は共に第四紀層上に位置しているが、大岡山では軟弱な第四紀層が習志野に比してはるかに薄いことが判明しており、また大岡山および習志野ではその下方に厚さ数Kmに及ぶ新第三紀の堆積層が存在する^{2-11,2-13)} ものと考えられている。各観測点におけるごく表層の地層構成はFig.2-11~Fig.2-14に示す²⁻¹⁴⁾ ごとくである。

以上の地質条件に基づきFig.2-9に示された各地点の観測記象に注目すれば、やゝ長周期成分の地震動が顕著に現われるか否かは各地点の大局的な地質条件と密接な関係があるものと推察される。すなわち、堅固な岩盤がごく浅くに存在すると考えられる浅川においては、やゝ長周期成分の

地震動は殆ど存在せず、Fig.2-11に示されたごく表層の軟弱地盤の震動特性を反映したと考えられる短周期成分のみが顕著に認められる。それに対して大岡山と習志野では、やゝ長周期成分が長時間にわたって顕著に認められ、しかもやゝ長周期成分の振幅が次第に成長してゆく過程がよく現われている。また、これらのやゝ長周期成分の振幅はS波初動の到着後数10秒間にわたって継続する短周期成分の振幅を大きく上回っている。大岡山および習志野には第三紀の厚い堆積層が存在し、浅川にはこれらの堆積層が殆ど存在しないことから、やゝ長周期成分の地震動の出現はこの厚い堆積層の存在に関連したものであると考えられる。大船におけるやゝ長周期成分の地震動がさほど顕著でない原因については、それが観測点直下の堆積層の構造に起因するものであるか、あるいは他の要因に基づくものであるかについて検討を要する点である。やゝ長周期成分の地震動が表面波から成っているとすれば、震源と観測点を結ぶ広い地域における地下深部の地盤構造が影響を及ぼすものと考えられ、とりわけ関東平野における厚い堆積層の存在とそれらの層厚の地域的変化および前述の三浦半島付近における南関東褶曲帯の存在などが重要であると考えられる。実体波の問題においても、S波初動は地下深部を伝搬して観測点に到達するが、後続の位相は種々の伝搬経路を経て観測点に到達することが考えられ、表面波の問題と同様に広い地域における地盤構造、地形変化に関する検討はやはり必要であろう。

Fig.2-15はFig.2-9の観測記録に基づいて震源と直交する水平成分のやゝ長周期成分のみを示したものであるが、約2分の間隔をおいて発生した2つの地震の観測記録は先に示した1976年山梨県東部地震の例と同様に、夫々の観測点においてよく対応している。図中の点線は先に発生した地震の観測記録をトレースした結果を後の観測記録に重ね、それらの対応を示したものである。Fig.2-16は同じく震源方向の水平成分と上下成分の観測記録を示したもので、やはり2つの地震の観測記録はよく対応している。Fig.2-15とFig.2-16との比較から、やゝ長周期成分の地震動はいずれの観測点においても震源と直交する成分が卓越しており、これらの地震動が主としてSH波もしくはLoveから構成されていることは明らかである。

以上の内容を要約すれば次のごとくである。

やゝ長周期成分が顕著に現われた地震観測記録が関東平野南部の4ヶ所の地点において得られ、やゝ長周期地震動の波動的性質を解明する上で貴重な資料であることが指摘された。観測記録は1978年伊豆大島近海の地震の際の前震を観測したものである。

関東平野内部の厚い堆積層を有する観測点では顕著なやゝ長周期成分の地震動が現われ、先新第三紀の岩盤がほゞ露出した観測点ではやゝ長周期成分の地震動が殆ど認められないことから、やゝ長周期成分の地震動が顕著に現われた原因が厚さ数Kmに及ぶ堆積層の存在にあることがほゞ明らかとなった。これらのやゝ長周期成分の地震動は震源と直交する水平成分が卓越していることからSH

波もしくは Love 波であることが明らかとなった。

これらの地震動が有する波動的性質すなわち地震波の種別、伝搬経路、振幅が増大するためのメカニズムなどの解明には、震源と観測点を結ぶ広い地域における地下深部の地盤構造を明らかにする必要がある、特に関東平野における堆積層の構造の地域的变化および震源と観測点の中間に位置する三浦半島周辺地域における南関東褶曲帯の存在に関する検討が必要であることが指摘された。

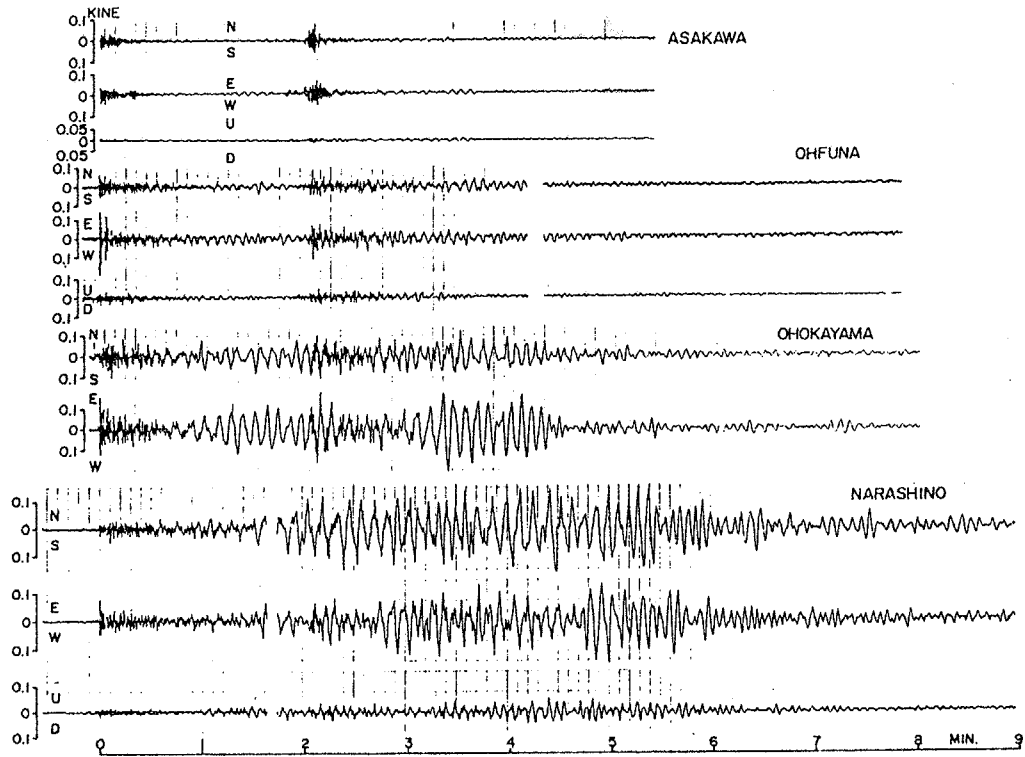


Fig.2-9 Seismograms obtained by array observation during the fore-shocks of the Near Izu-Ohshima Earthquake of Jan. 14, 1978 (09:45 and 09:47, $M=4.9$, $D=0\text{km}$)

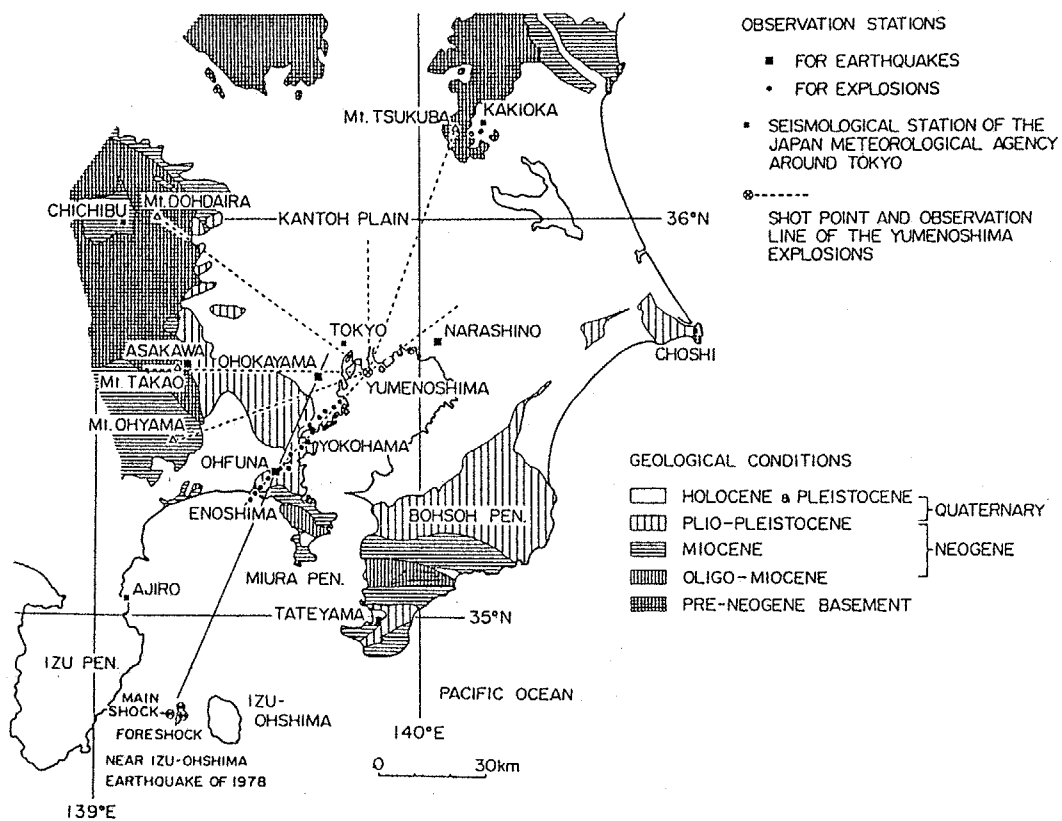
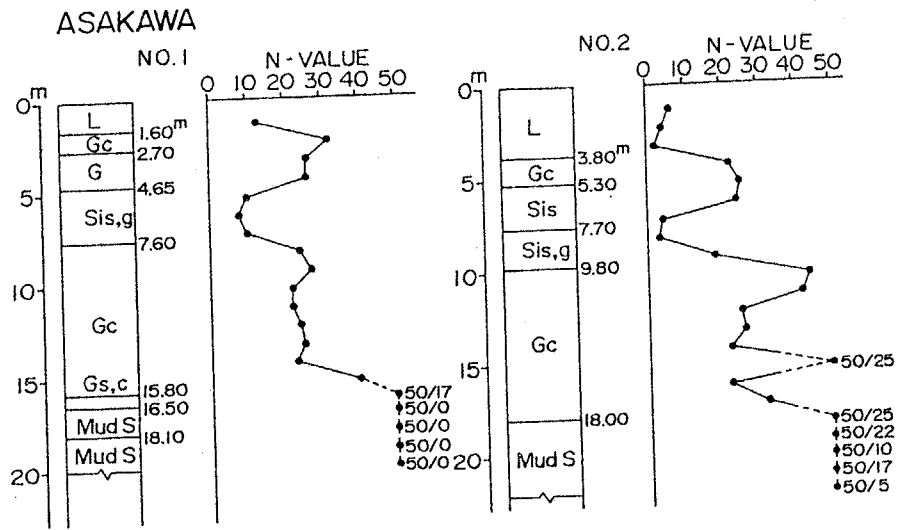
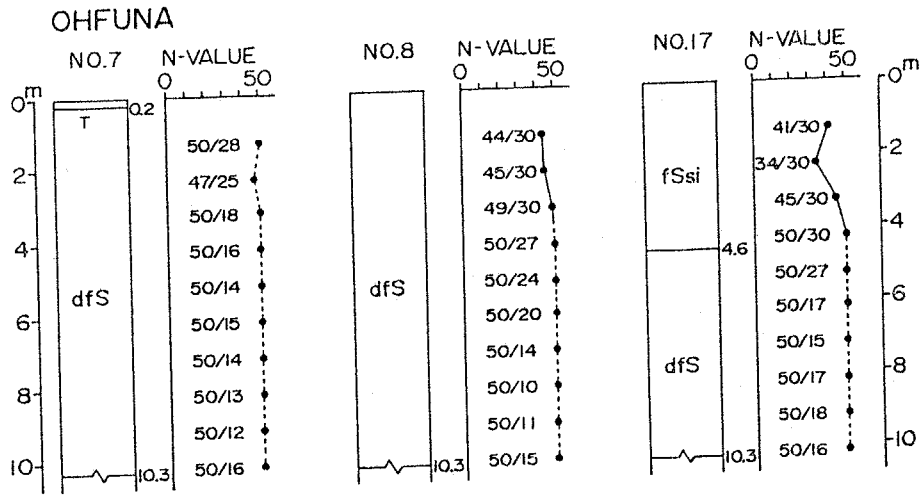


Fig.2-10 Map of the Kanto Region, Japan. Observation stations for earthquakes and explosions are indicated with geological conditions.



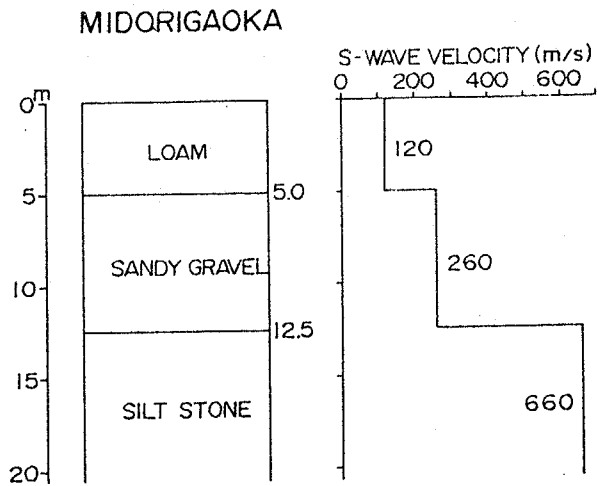
PROFILE OF UNDERGROUND STRUCTURE

Fig.2-11



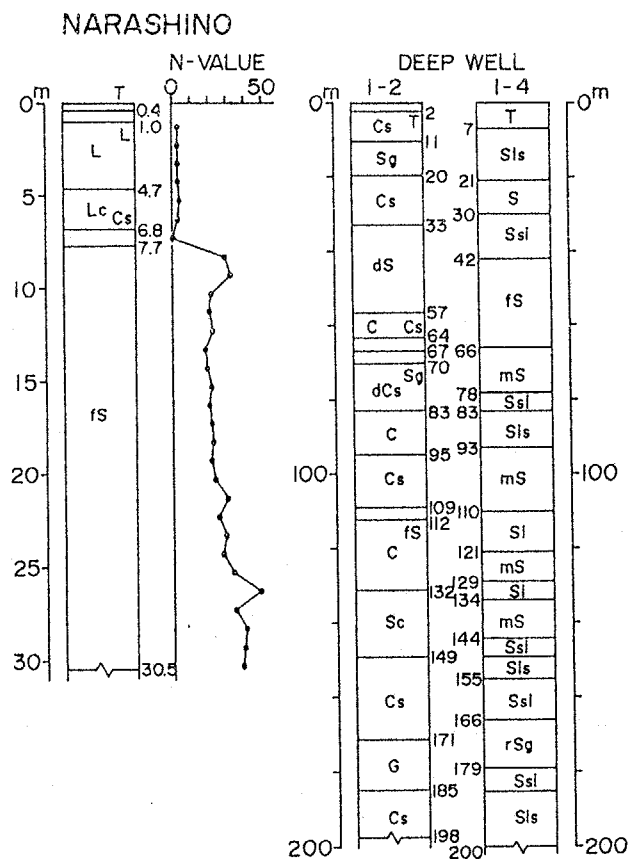
PROFILE OF UNDERGROUND STRUCTURE

Fig.2-12



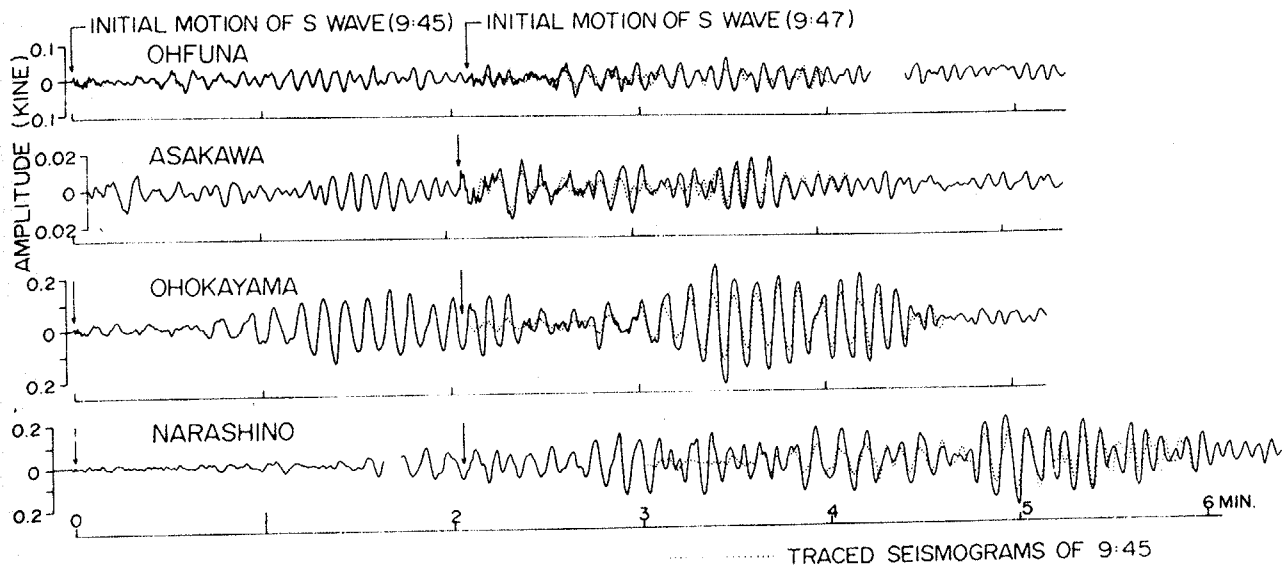
PROFILE OF UNDERGROUND STRUCTURE

Fig.2-13



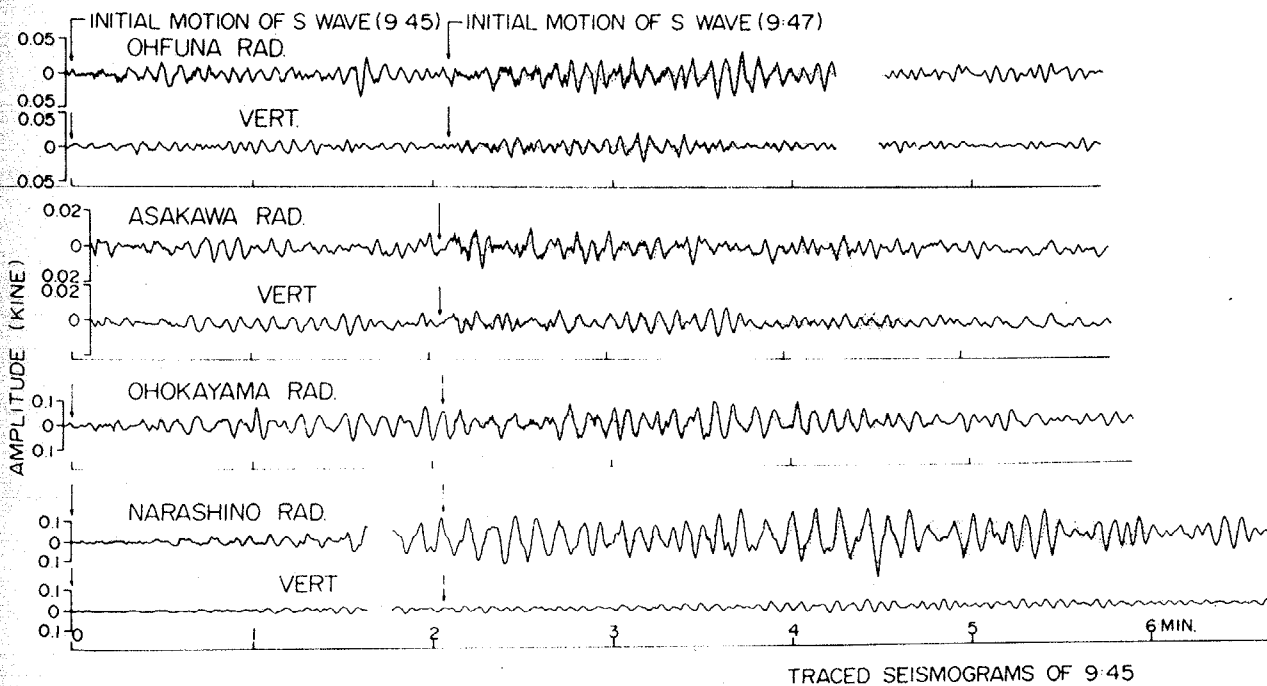
PROFILE OF UNDERGROUND STRUCTURE

Fig.2-14



RATHER-LONG-PERIOD SEISMOGRAMS OF NEAR IZU-OHSHIMA EARTHQUAKES
(1978.11.4. 9:45 & 9:47, TRANSVERSE COMPONENT)

Fig.2-15



RATHER-LONG-PERIOD SEISMOGRAMS OF NEAR IZU-OHSHIMA EARTHQUAKES
(1978.11.4. 9:45 & 9:47, RADIAL & VERTICAL COMPONENTS)

Fig.2-16

第3章 南関東における地震波の伝搬経路 と地下深部の地盤構造との関係

- 3.1 南関東における地震波の走時
- 3.2 地震波の走時から推定される南関東の地殻構造
- 3.3 東京の走時に現われる厚い堆積層の影響
- 3.4 南関東における地震波の伝搬経路

3.1 南関東における地震波の走時

地表で観測される地震動は種々の伝搬経路を経て到達した各種の地震波が重なり合うことによって複雑なものとなっている。従って地震動の中に含まれている種々の波動的性質を明らかにするためには、地震の震源から地震波がいかなる伝搬経路を経て地表の観測点に到達するかをまず把握しておく必要がある。この種の問題は理学の分野においては古くから手がけられているが、対象を直接震害に結びつくような近距離の震源が浅い地震に限定した場合、これまでに得られている知見はさほど豊富ではない。以上の観点から本章では、南関東の周辺に発生した比較的震源の浅い地震に着目し、地震波の初動ならびにS波初動（以下本論文ではこれらを併せて単に初動と呼ぶ）の走時に基づいて地下深部の大局的な地殻構造を決定し、併せて地震波の伝搬経路を明らかにしている。まず本節では、南関東の各地に分布する気象庁所轄の地震観測点において得られている多くの地震の初動到着時に基づき、走時に関係する検討を行なうこととした。

本研究では関東地方に点在する気象庁所轄の地震観測点のうち、東京・横浜・館山・銚子・柿岡秩父および網代の7点に注目することとした。これらの観測点は首都圏とそれを取り囲む位置に分布しており、特に銚子・柿岡・秩父・網代は堅固な岩盤上に位置しているところから選定されたものである。また、対象とした地震については、南関東周辺の異なる地域に発生した比較的近距離でかつ震源の浅い地震に注目することとした。1974年5月9日の伊豆半島沖地震（以下本論文では伊豆半島沖地震と呼ぶ）、1976年6月16日の山梨県東部の地震（以下では山梨県東部地震と呼ぶ）などはこの種の地震に属するものである。1968年7月1日の埼玉県中部地震（以下では埼玉県中部地震と呼ぶ）は東京から近い距離に発生した地震ではあるが、上記の地震に比して震源はやゝ深い。1972年12月4日の八丈島東方沖地震（以下では八丈島東方沖地震と呼ぶ）はやゝ遠方の地震であるが、地震波の伝搬経路の比較のために取り上げることとした。また1974年5月の千葉県沖の地震（以下では千葉県沖の地震と呼ぶ）はそれらの中間的位置に発生したものである。以上の観測点および地震の震央はFig.3-1に示すごとく分布している。こゝでは地震波の初動を明らかにすることを目的としているが、単独の地震による走時の決定には震源決定ならびに初動到着時刻の読み取りに伴う誤差が影響を及ぼす恐れがあることから、対象とする地震を主として本震とその余震から成る地震群として用いることとした。同一地点から発せられた地震波初動の同一観測点における走時は互に等しいはずであるから上記の地震群は必ずしも本震と余震の関係である必要はなく、互に近接した震源の数が多し程求められる走時の精度は向上するものと考えられる。こゝに用いた地震の震源位置、発震時および各観測点における初動の到着時はすべて気象庁地震月報³⁻¹⁾に拠っている。これらの地震に関する諸元はTable 3-1に示されている。

以上の地震群に対する各観測点の走時と震央距離との関係を求め、結果を夫々の地震群毎にFig. 3-2 a~eに示した。Fig. 3-2 aは山梨県東部地震に関するもので、走時のばらつきが以下の地震群のものに比して極めて小さく、最も理想的な結果が得られた例であるが、これは震源それ自体が精度良く決定されたことと、こゝに用いられた地震群が本震とそのごく近傍に発生した前震と余震のみから成っているためであると考えられる。また、2.1で述べたごとく、これらの地震の発震機構が極めて単純であったことも無視出来ない。

さて、これらのすべての観測点の走時を満足する走時曲線は容易に定め難いが、その原因は東京・横浜・館山 (Fig. 3-2 a 中の○, □) に系統的に認められる走時の遅れにある。しかもこれらの走時の遅れは各観測点における走時のばらつきに比してはるかに有意であることから、観測点直下の地盤構造の相違によるものであると考えられる。これに対する検討は3.3で行なうこととして、上記の観測点を除いた銚子・柿岡・秩父・網代 (Fig. 3-2 a 中の●, ■) の走時のみにまず注目することとした。このとき、震央距離が $50 \text{ Km} < \Delta < 170 \text{ Km}$ の区間にわたって、これらの走時はP波の場合、S波の場合ともに一本の直線で表現することが出来る。すなわち、

$$t = \Delta / V + \tau \quad (3-1)$$

こゝに Δ は震央距離 (Km), t , V , τ は夫々P波とS波に対する走時 (sec), 波動の見掛け速度 (Km / sec), 原点走時 (sec) であって、Fig. 3-2 aの走時曲線における波動の見掛け速度と原点走時は、P波に対しては $V_P = 6.74 \text{ Km / sec}$, $\tau_P = 1.1 \text{ sec}$, またS波に対しては $V_S = 3.87 \text{ Km / sec}$, $\tau_S = 1.7 \text{ sec}$ が得られた。

Fig. 3-2 bは同様にして伊豆半島沖地震に対する走時を示したものである。走時に若干のばらつきが生じたのは、こゝに用いた地震群の震源位置が山梨県東部地震に比して平面的に広い範囲に分散しているためであると考えられる。(3-1)式の定数は同様にして $V_P = 6.76 \text{ Km / sec}$, $\tau_P = 1.0 \text{ sec}$, $V_S = 3.83 \text{ Km / sec}$, $\tau_S = 1.2 \text{ sec}$ が得られた。さらに同様の検討を埼玉県中部地震 (Fig. 3-2 c), 千葉県沖の地震 (Fig. 3-2 d), 八丈島東方沖地震 (Fig. 3-2 e) についても試みた。これらの地震群から得られる走時はFig. 3-2 a, bに比して相当ばらつきが激しく、東京・横浜・館山などの観測点に認められた走時の遅れも明確ではない。しかしながら、地震波の平均的な見掛け上の伝搬速度を読み取ることはさほど困難ではなく、概ね $V_P = 7.5 \text{ Km / sec}$, $V_S = 4.3 \text{ Km / sec}$ であると考えてよい。以上の結果はTable 3-2にまとめられている。

これらの結果から、地震波の初動は南関東のほぼ全域にわたって各々の地震群毎に一定の見掛け速度を有していることが明らかとなった。このような地震波初動の見掛け速度は対象とする地震の震源と観測点との相対的な位置関係によって次の2つの場合に大別される。すなわち、山梨県東部

地震，伊豆半島沖地震のごとく近距離に発生し，かつ震源の浅い地震における初動の南関東における見掛け速度はほぼ $V_P = 6.7 \text{ Km/sec}$ ， $V_S = 3.9 \text{ Km/sec}$ であり，それよりも震源の深い，あるいは遠方の地震における同様の見掛け速度はおよそ $V_P = 7.5 \text{ Km/sec}$ ， $V_S = 4.3 \text{ Km/sec}$ である。ここで，近距離の地震とは震央距離が 200 Km 程度よりも小なる地震のことであり，震央距離がそれよりも大である地震を遠方の地震と呼ぶこととした。またここに言う震源の浅い地震と震源の深い地震との境界については震源深さ 20 Km 乃至 30 Km 程度を目安としている。

Fig. 3-3 は従来より標準とされてきた和達・他¹⁻⁴⁵⁾による P 波の走時と鷺坂・竹花¹⁻⁴⁶⁾による S 波の走時を示したもので，これらの走時曲線の一部は Fig. 3-2 にも示されている。特に震源の浅い地震に対してこれらの走時はやゝ遅れる傾向が認められるが，これは当時としては観測点の地盤条件の相違までも考慮に入れることは困難であり，すべての観測点の走時を包含するように走時曲線が決定されたためと推察される。（このとき用いられた地殻構造は後に述べる Fig. 3-5 (B) であるが，それ以外のものに比して地表付近の波動伝搬速度が小さく見積られている。）

以上に得られた結果をまとめると次のごとくである。南関東地域における大局的な地殻構造と地震波の伝搬経路を明らかにすることを目的として，南関東周辺の地域に発生した代表的な地震群に対する地震波初動の走時に関する検討を行なった。各観測点の走時に基づき夫々の地震群に対する走時曲線を作成し，初動の見掛け速度を求めたところ，その値は近距離に発生しかつ震源の浅い地震の場合と震源が深い地震あるいは遠方の地震の場合とで明らかに差異が認められた。また近距離で発生した浅い地震の場合には，観測点の走時に明瞭な差異のあることが判明した。すなわち，銚子・柿岡・秩父・網代などの観測点の走時に比して東京・横浜・館山における走時には系統的な遅れが認められ，このことは観測点の地盤構造の相違を表わしているものと考えられた。

Table 3-1 Earthquake origins used in this study

Date M D	Origin time		Lat.		Long		H km	M	Class		
Eastern Yamanashi Pref. Earthquake of 1976											
6 16	05h	34m	01.6±	0.1s	N35°	31' ±0'	E139°00' ±0'	20	4.7	S	
6 16	07	36	19.9	0.1	35	30	0	139 00	0	20 5.5	M Mainshock
6 16	09	05	16.2	0.1	35	30	0	139 00	1	20 4.2	L
6 16	14	10	13.0	0.1	35	30	0	138 59	1	20 4.3	L
7 15	19	15	35.4	0.1	35	31	0	138 58	0	20 3.8	L
7 16	15	56	16.1	0.1	35	31	0	138 58	0	20 3.8	L
Near S Coast of Izu Pen. Earthquake of 1974											
5 9	08	33	27.3	0.3	34	34	1	138 48	1	10 6.9	R Mainshock
5 9	09	24	24.8	0.4	34	43	2	138 47	1	10 4.3	L
5 9	09	30	45.1	0.4	34	42	2	138 44	1	10 4.5	L
5 11	14	48	30.6	0.5	34	32	2	138 54	1	10 4.3	L
5 11	21	44	46.6	0.3	34	50	1	138 57	1	10 4.0	L
5 11	22	11	58.3	0.2	34	50	1	138 58	1	10 4.2	L
5 25	02	22	42.4	0.6	34	50	2	138 41	1	10 3.9	L
Middle of Saitama Pref. Earthquake of 1968											
7 1	19	45	11.8	0.2	35	59	1	139 26	1	50 6.1	R Mainshock
7 1	21	06	08.1	0.1	35	59	1	139 27	1	50 4.0	L
7 4	04	55	54.7	0.3	36	02	2	139 25	2	60 3.3	U
7 4	18	17	41.5	0.2	36	00	2	139 26	2	60 4.1	S
E off Chiba Pref. Earthquake of 1974											
5 2	13	45	22.	1.0	34	56	3	141 32	4	40 4.9	S
5 2	13	51	01.	1.6	34	53	4	141 34	7	30 4.5	U
5 2	14	34	14.0	1.7	34	51	4	141 45	8	30 4.7	U
5 3	06	32	39.1	0.8	35	10	2	141 38	4	30 5.2	M
5 4	19	52	24.6	1.2	35	06	3	141 39	5	20 4.5	U
5 17	21	08	52.4	1.0	34	55	4	140 59	5	60 4.0	U
E off Hachijojima Earthquake of 1972											
12 4	19	16	07.6	0.6	33	12	2	141 05	3	50 7.2	R Mainshock
12 4	23	50	54.2	0.7	33	11	2	141 03	3	60 5.5	R
12 5	19	02	52.4	0.5	33	24	2	140 39	3	50 5.0	M
12 5	20	51	44.1	0.9	33	15	3	140 58	4	60 5.1	M
12 7	05	12	06.0	0.7	33	10	2	140 53	3	60 5.3	M
12 9	15	06	07.8	0.8	33	10	2	140 54	4	60 5.2	M
12 11	14	59	56.4	0.6	33	31	2	140 57	3	40 5.0	M
12 12	02	29	20.5	0.6	33	11	2	140 34	3	60 5.0	M
12 14	17	41	53.7	0.5	33	20	1	140 28	2	60 5.0	M
12 15	10	51	56.3	0.8	33	09	3	141 00	4	60 5.2	R
12 22	17	38	21.8	0.6	33	28	2	140 59	3	60 4.8	M

Table 3-2 Coefficients of eq.(3-1) under the condition of Fig.3-2

Name of earthquake	Coefficients of eq.(3-1)				Background conditions		
	P-wave		S-wave		Epicentral distance km	Focal depth km	Magnitude
	Vel. km/s	Intercept time sec.	Vel. km/s	Intercept time sec.			
Eastern Yamanashi Pref. Earthquake of 1976	6.74	1.1	3.87	1.7	51-172	20	5.5-3.8
Near S Coast of Izu Pen. Earthquake of 1974	6.76	1.0	3.83	1.2	26-226	10	6.9-3.9
Middle of Saitama Pref. Earthquake of 1968	7.61	3.9	4.38	6.7	32-130	50-60	6.1-3.3
E off Chiba Pref. Earthquake of 1974	7.48	2.5	4.28	4.7	91-252	20-60	5.2-4.0
E off Hachijojima Earthquake of 1972	7.48	3.4	4.43	4.6	190-361	40-60	7.2-4.8

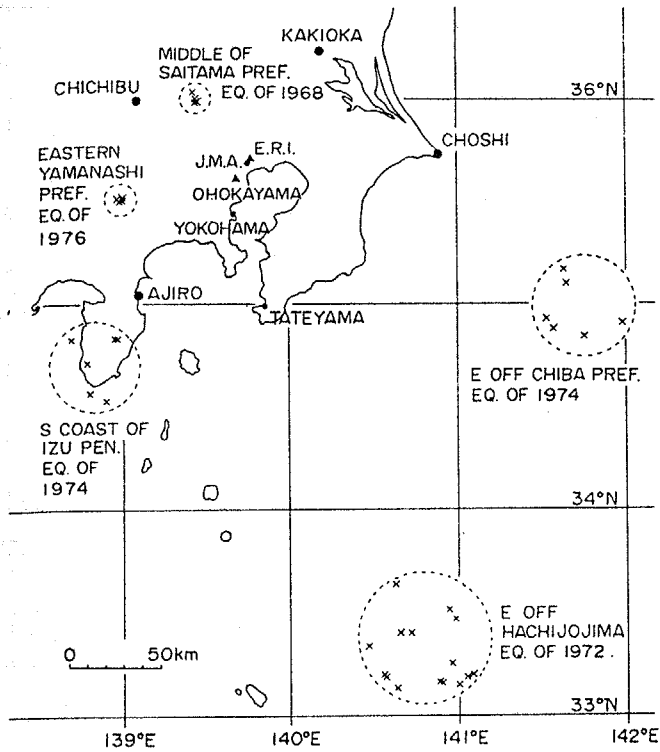


Fig.3-1 Locations of epicenters and observation stations used in this study. Broken circle represents a group of earthquakes.

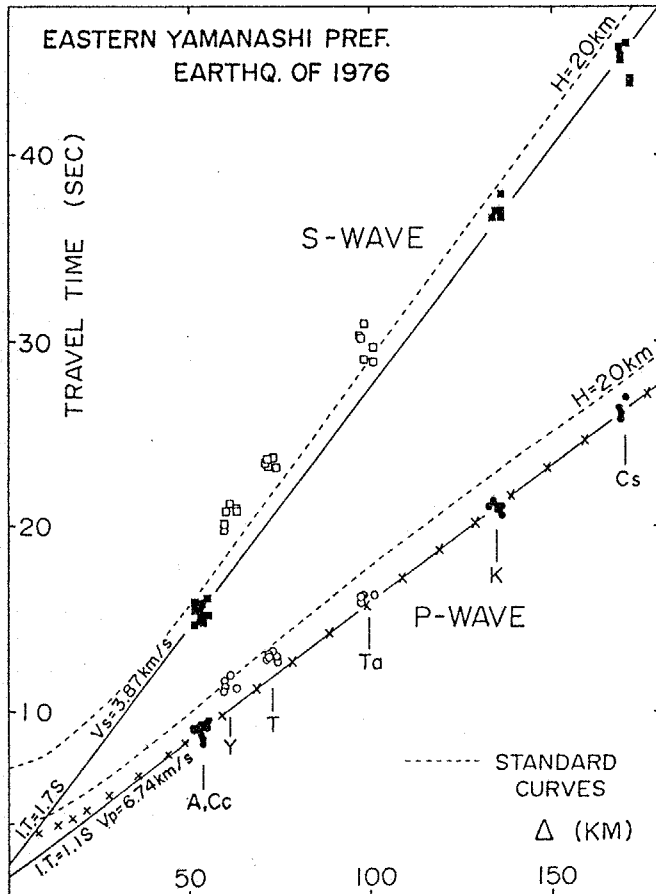
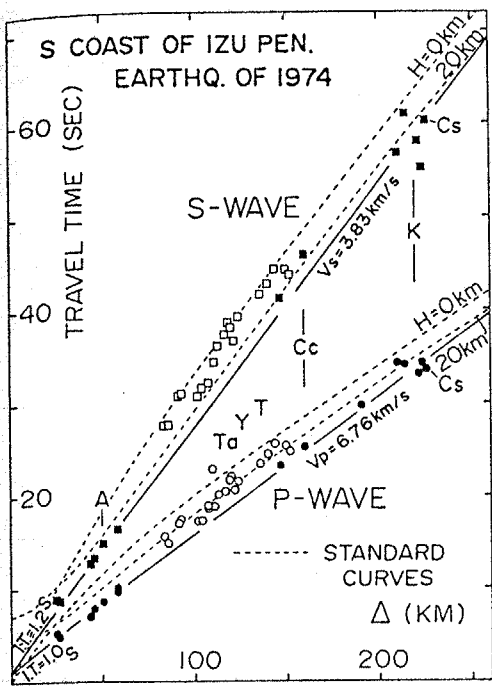
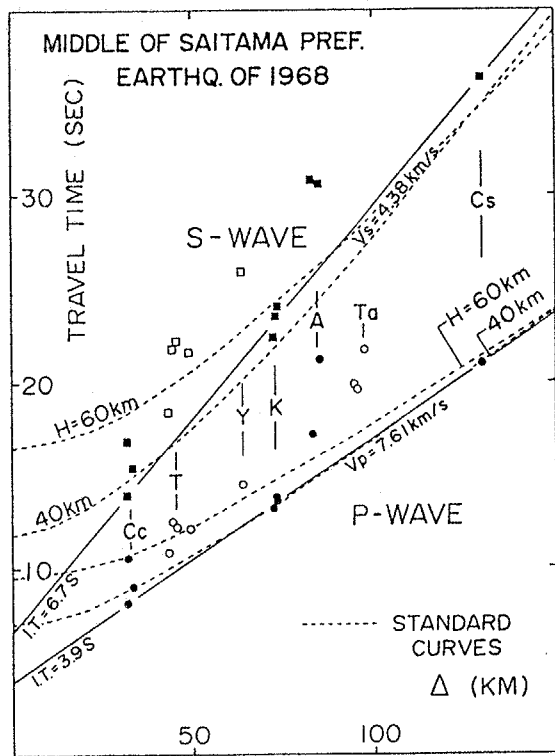


Fig.3-2 Travel-time diagrams for each individual group of earthquakes. Circles and squares represent travel-times of P- and S-waves, respectively. Solid circles and squares show site conditions of stations to be on firm ground, and open ones show on thick sedimentary layers. Solid time-distance curves were derived in this study, and standard curves were derived by Wadati et al (1933) for P-wave and by Sagisaka et al (1935) for S-wave.

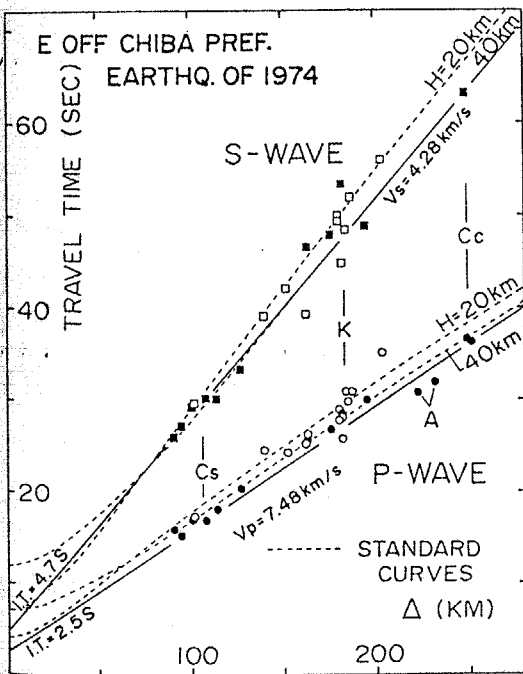
(a)



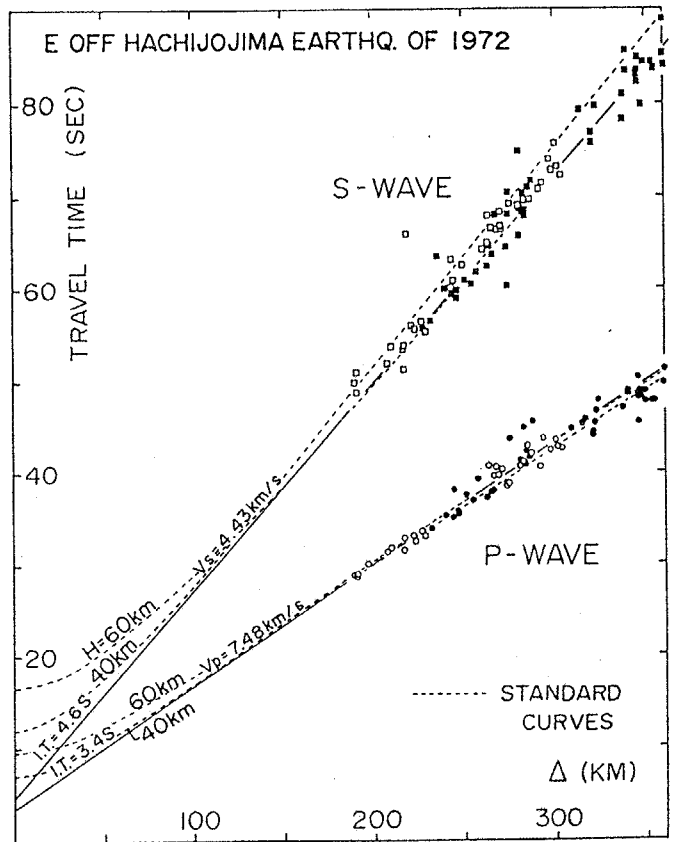
(b)



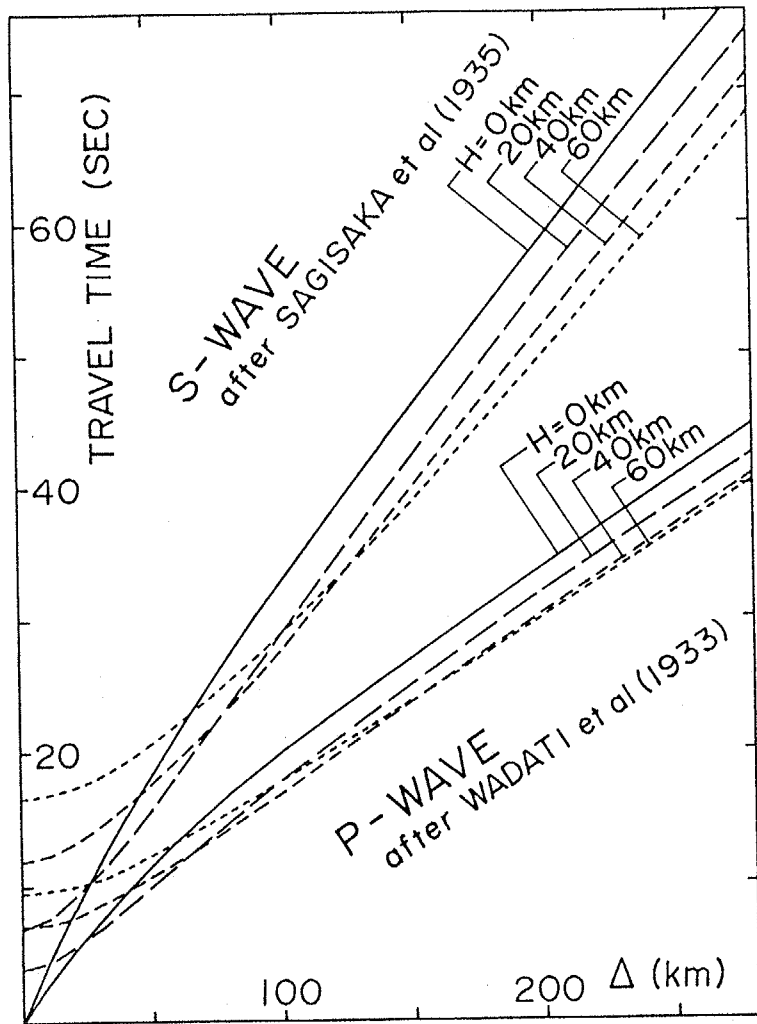
(c)



(d)



(e)



STANDARD CURVES BETWEEN
TRAVEL TIME OF BODY WAVE
AND EPICENTRAL DISTANCE

Fig.3-3

3.2 地震波の走時から推定される南関東の地殻構造

前節で明らかにされたごとく、南関東周辺の地域に発生した地震における初動は地震の震源と観測点との相対的な位置関係によって2通りの見掛け速度を有している。このことは南関東の地下深部における大局的な地殻構造を反映した結果であると考えられ、本節では実際に地殻構造の決定を試みた。既に同地域では別の手法によっていくつかの地殻構造が提案されているので、それらとの比較も本節の中で行なうこととした。

地殻構造の決定に当ってはあらかじめ次の諸点を前提とした。全体を3層から成る成層構造として、最上層におけるP波、S波の伝搬速度は三雲¹⁻⁵⁵⁾による $V_P = 5.5 \text{ Km/sec}$, $V_S = 3.1 \text{ Km/sec}$ を用いることとした。中間層の伝搬速度には前述の近距離で発生した震源の浅い地震の走時から得られた見掛け速度が、また最下層の伝搬速度には震源のやゝ深い地震および遠方の地震の走時から得られた見掛け速度がそれぞれ対応するものと考えた。また Fig. 3-2 および Table 3-2 で求められた原点走時 τ はすべて観測点直下の地殻構造を反映した time term であると考えた。

以上の想定によって、最上層と中間層の層厚を決定する手順は以下のごとくである。まず最上層の層厚 H_1 (Km) は上記の最上層における波動の伝搬速度 V_1 (Km/sec), 中間層における波動の伝搬速度 V_2 (Km/sec) および近距離に発生した震源の浅い地震に対して求められた走時曲線の原点走時に等しい time term t_2 (sec) を用いて次式のごとく表わされる。

$$H_1 = t_2 \cdot V_1 / \cos \theta_{12} \quad (3-2)$$

$$\text{但し } \theta_{12} = \sin^{-1}(V_1 / V_2)$$

3.1 において検討の対象とした地震群のうち、この条件に適合するのは山梨県東部地震と伊豆半島沖地震である。また得られた最上層の層厚は Fig. 3-4 に示すごとくであって、山梨県東部地震 (a) からはP波に対して 10.5 Km, S波に対して 8.8 Km が得られ、同様に伊豆半島沖地震 (b) からはそれぞれ 9.5 Km, 6.3 Km が得られた。さらに中間層の層厚 H_2 (Km) はさらに最下層における波動の伝搬速度 V_3 (Km/sec) と震源の深い地震および遠方の地震に対して求められた走時曲線の原点走時に等しい time term t_3 (sec) も考慮に入れた次式によって表わすことが出来る。

$$H_2 = (t_3 - H_1 \cdot \cos \theta_{13} / V_1) \cdot V_2 / \cos \theta_{23} \quad (3-3)$$

$$\text{但し } \theta_{13} = \sin^{-1}(V_1 / V_3)$$

$$\theta_{23} = \sin^{-1}(V_2 / V_3)$$

従って中間層の層厚は、すでに最上層の層厚の決定に用いた山梨県東部地震 (a) ならびに伊豆半

沖地震 (b) の走時から得られた定数 V_2, t_2 と、新たに用いる埼玉県中部地震 (c), 千葉県沖の地震 (d) および八丈島東方沖地震 (e) の走時から得られる定数 V_3, t_3 との組合せによって Fig. 3-4 ごとく決定された。図中に示された (a-c) 等の記号は層構造の決定に用いられた上記の組合せを表わしている。また同図の実線は P 波に対する構造, 破線は S 波に対する構造を示している。得られた地殻構造の特徴は次のごとくである。まず, P 波および S 波の走時からそれぞれ独立に求められた地殻構造は概ね良い一致を見ている。(八丈島東方沖地震を用いた場合のみその差が大きい)。さらに P 波を用いた場合に比して S 波を用いた場合の構造がやゝ浅く求まる傾向が認められる。(千葉県沖の地震に関してのみ傾向が逆である)。また, 最上層の層厚に比して中間層の層厚には用いた資料によるばらつきが大きい。これは単に用いた資料の精度のみに原因があるのではなく, 現実の地殻構造が一様なものではないことを示唆しているものと考えられる。埼玉県中部地震の走時を用いた場合と他の 2 つの地震すなわち千葉県沖の地震と八丈島東方沖地震の走時を用いた場合との比較から, 最下層までの深さは前者の場合には深く, また後者の場合には比較的浅い位置に定められている。いずれにしても, 以上の結果のみから南関東の地殻構造の詳細について検討を加えることは困難であることから, それらの平均的な値として, 南関東の地殻構造を Fig. 3-5 (A) に示すごとく単純なモデルに置換した。すなわち P 波速度 5.5 Km/sec , S 波速度 3.1 Km/sec を有する厚さ約 10 Km の最上層, P 波速度 6.7 Km/sec , S 波速度 3.9 Km/sec を有する厚さ約 25 Km の中間層および P 波速度 7.5 Km/sec , S 波速度 4.3 Km/sec を有する最下層から成るものである。また Fig. 3-5 (B)~(E) はこれまでに種々の方法によって求められた関東地方の地殻構造を比較のために示したものであって, (B) は鷲坂・竹花¹⁻⁴⁶⁾により求められた地震波初動の走時に基づく速度構造を, (c) は三雲¹⁻⁵⁵⁾が爆破による地下深部探査の結果に表面波の特性や重力異常なども考慮に入れて地域別の地殻構造のモデル化を行なったもののうちの 1 つである。(D) は栗田¹⁻⁵¹⁾によって遠地地震における長周期実体波の振幅スペクトルおよび位相スペクトルから求められた地殻構造を, (E) は堀江・渋谷¹⁻⁵³⁾が関東地方の微小地震観測網によって得られた多くの観測記象を用いて, 各観測点における初動の走時残差を説明出来る地殻構造として得たものである。以上の地殻構造の P 波速度が 7 Km/sec 以上, また S 波速度が 4 Km/sec 以上となる層の上面は地殻と上部マントルとの境界面(いわゆるモホ面)であると考えられており, 各モデルともほぼ同程度の深さに定まっている。

また, (B) の地表付近の波動伝搬速度が他のモデルに比して小さいのは多くの地震観測点の平均的な走時を用いているためであると考えられ, 本研究においては走時が系統的に遅れる観測点は除外して (A) の構造を求めている。本研究によって得られた (A) の構造には $V_P = 6 \text{ Km/sec}$ 前後の層が認められず, $V_P = 6.7 \text{ Km/sec}$ の層が他のモデルに比して浅い位置に存在していることが特徴としてあげられる。

以上に得られた結果をまとめると次のごとくである。本節では 3.1 で明らかとなった地震波初動の走時に基づいて、南関東の大局的な地殻構造を求めた。その構造は P 波速度 5.5Km/sec 、S 波速度 3.1Km/sec を有する厚さ約 10Km の最上層、P 波速度 6.7Km/sec 、S 波速度 3.9Km/sec を有する厚さ約 25Km の中間層および P 波速度 7.5Km/sec 、S 波速度 4.3Km/sec を有する最下層から成っており、前述の地震波初動の走時をほぼ満足するものである。この構造はすでに他の研究によって得られている地殻構造と比して矛盾するものではなく、さらに単純化されている。

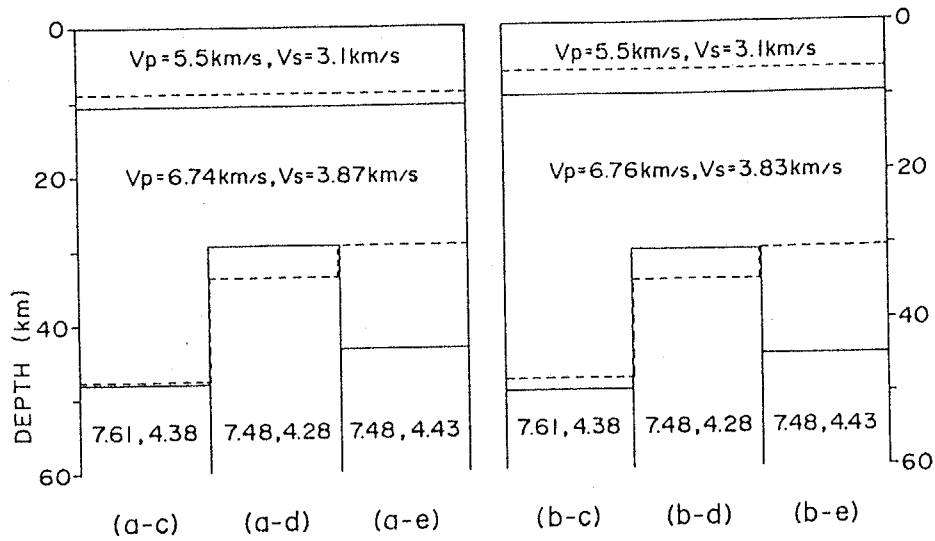


Fig.3-4 Crustal structures presumed by five groups of earthquakes. These groups were a) Eastern Yamanashi Pref. Earthq. of 1976, b) South Coast of Izu Pen. Earthq. of 1974, c) Middle of Saitama Pref. Earthq. of 1968, d) East off Chiba Pref. Earthq. of 1974 and e) East off Hachijojima Earthq. of 1972. Combination of these groups was shown as (a-c), for example.

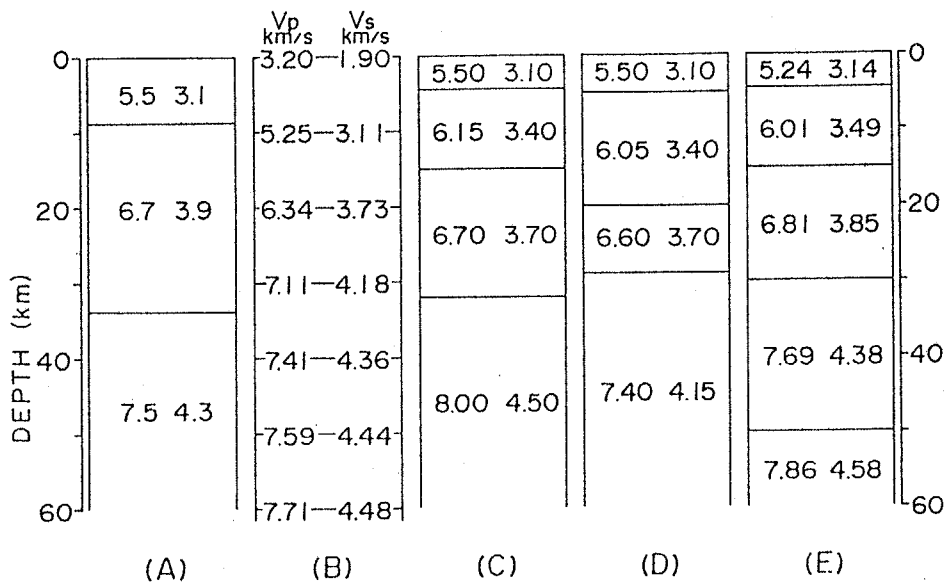


Fig.3-5 Crustal structures of the Kanto Region proposed by several researchers. (A): this study, (B): Sagisaka et al. (1935), (C): Mikumo (1966), (D): Kurita (1969), (E): Horie et al. (1977)

3.3 東京の走時に現われる厚い堆積層の影響

Fig. 3-2に見られたごとく、東京・横浜・館山の走時は他の観測点の走時に比して著しく遅れており、その傾向は特に山梨県東部地震および伊豆半島沖地震の場合に顕著であった。このような走時の遅れは観測点に固有の性質であって、例えば石田瑞穂・浅野周³⁻¹⁾、座間信作・嶋悦三³⁻²⁾あるいは堀江晶子・渋谷和雄³⁻³⁾は震源決定精度を向上させるために、これらの走時の遅れが無視出来ないものであることを指摘している。ここでは山梨県東部地震の際に認められた東京と他の観測点との間の走時残差に着目して以下の検討を試みた。

Fig. 3-6はFig. 3-2 aに示された東京と、前述の地殻の最上層がほぼ地表に露出していると考えられる銚子・柿岡・秩父・網代の走時に基づき、これらの観測点と東京との震央距離の差を横軸に、走時の差を縦軸にとることによって、東京における走時の遅れを抽出したものである。これらの関係は(3-1)式を用いて、

$$(t - t_{\text{Tokyo}}) = (\Delta - \Delta_{\text{Tokyo}}) / V + (\tau - \tau_{\text{Tokyo}}) \quad (3-4)$$

のごとく表わすことが出来、Fig. 3-2 aから当然予想されるごとくFig. 3-6の関係も直線となり、両者の見掛け速度はほぼ一致している。他の観測点に対する東京の走時の遅れは $(\tau_{\text{Tokyo}} - \tau)$ であり、P波とS波に対してそれぞれ1.08 sec, 2.76 secが得られた。

一方、東京を中心とする関東平野南部の地下構造については第4章において述べるとごとく、東京都夢の島における人工地震を用いた地下探査によって、前述の地殻の最上層に至るまでの速度構造が得られている。この時の地殻最上層における波動伝搬速度は $V_P = 5.6 \text{ Km/sec}$, $V_S = 3.0 \text{ Km/sec}$ であり、三雲¹⁻⁵⁵⁾の用いた $V_P = 5.5 \text{ Km/sec}$, $V_S = 3.1 \text{ Km/sec}$ とよく一致している。また、このような波動伝搬速度を有する地殻の最上層までの深さは夢の島直下で2.3 Kmであり、この堆積層のtime termはP波に対しては1.03 sec, S波に対しては2.61 secとなって、前述の走時残差に近い値が得られる。

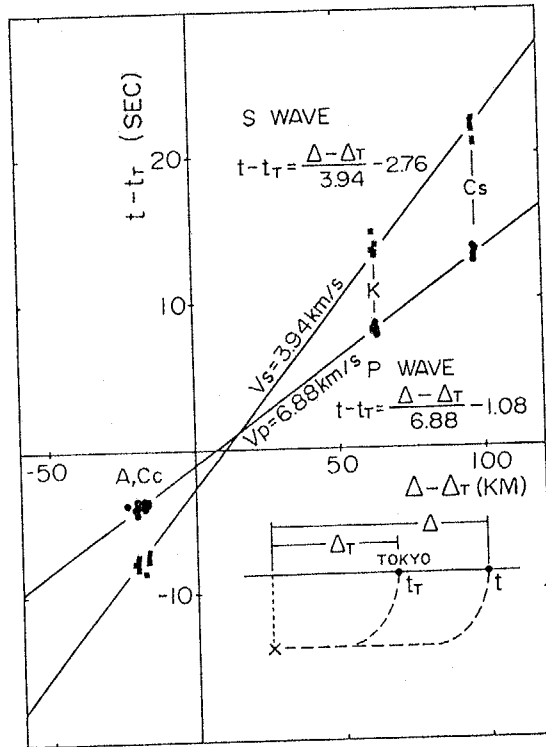
以上のことから、東京にみられた走時の遅れはFig. 3-4, Fig. 3-5などの地殻構造の上に人工地震を用いた地下探査によって得られた厚さ2.3 Kmの堆積層を付加することによって説明することが出来、横浜・館山についても全く同様のことが推察される。岡田成幸・鏡味洋史³⁻⁴⁾は別の観点からやゝ長周期地震動に対する揺れ易さに注目して気象庁所轄の地震観測点に等級を付しているが、それによれば東京・横浜・館山は地震時の最大変位振幅が全国の平均値に比して大なる側に属しており、銚子・柿岡・秩父・網代は逆に小なる側に属している。このようなやゝ長周期地震動の振幅の観測点による相違もやはり堆積層の存在と密接な関係があるものと考えられ、ここで得られた傾

向と合致している。

このように、堅固な岩盤上の観測点と厚い堆積層を有する観測点の間には顕著な走時残差が認められ、その走時残差は堆積層の影響のみを考慮すればほぼ説明出来ることが判った。すなわち、2地点間の距離が数10 Km程度以内であれば地殻構造の変化に比して堆積層の存在の方が地震波の走時に大きな影響を与えるものと考えられる。このことは堆積層の存在を把握するための簡便な手法として、こゝに対象とした南関東以外の地域においても応用が可能であることを示唆するものであり、気象庁所轄の各地方气象台ならびに測候所はその地域の深い地盤構造を知る上での標準点として重要な存在であると考えられる。Fig.3-7はこのような観点から全国に分布する気象庁の地震観測点における地下構造の差異を表わしたものである。図の横軸は前述の岡田・鏡味によるやゝ長周期地震動の揺れ易さを指標にとったものであり、揺れ易い地盤上の観測点で大なる値をとるものである。図の縦軸は勝又護^{3-6),3-7)}が地震動振幅を地盤条件に基づいて補正するために用いた地盤係数の逆数を示しており、横軸とほぼ同じ意味を有しているものである。また、図中に示された地盤種別は建設省告示に準ずるもので気象庁地震課によって調査されたものである。³⁻⁸⁾この図に示された性質を短的に表現するならば、図の右上に分布する観測点は軟らかい地盤上に存在し図の左下に分布する観測点は堅い地盤上に存在していることを見做すことが出来る。同図からも東京・横浜は銚子・柿岡・秩父に比して軟かい地盤上に存在していることが明らかである。同様のことは例えば、仙台と石巻あるいは御前崎と静岡についても言える。すなわち、仙台、御前崎は比較的軟かい地盤上に位置しており、逆に石巻、静岡は堅い地盤上に位置しているものと考えられ、このことは地質図においても確認することが出来る。また仙台と石巻、御前崎と静岡の距離はいずれも40 Km程度と比較的接近していることから、本節で行なった走時残差の検討によって仙台および御前崎における堆積層の厚さを推定することは可能である。本来、2地点間の走時残差は相対的な量であるが、石巻、静岡はともにほぼ岩盤上の観測点であることから、このような方法で得られる仙台と御前崎における堆積層の厚さは真の値に近いものであることが期待出来る。Fig.3-8は仙台地方气象台と石巻測候所において得られた震央距離200 Km以内、震源深さ80 Km以浅の約50個の地震の走時に基づいて両観測点の走時残差に関する検討を行なったものである。こゝでは震源を特定することは避け、周辺に発生する多くの地震に基づく平均的な走時に注目している。以上の結果、両観測点の走時から得られる地震波の見掛け速度はP波については $V_P = 8.0 \text{ Km/sec}$ 、S波については $V_S = 4.5 \text{ Km/sec}$ であり、石巻に対する仙台の走時の遅れはP波で0.4 sec、S波で1.0 secである。この走時の遅れが堆積層が有しているtime termであると考え、また東京において得られた結果に基づき、堆積層の層厚がtime termに比例するものと考えれば、仙台における堆積層の厚さは900 m程度であることが推測される。同様にしてFig.3-9は静岡地方气象台と御前崎測候所において得られた1978

年伊豆大島近海地震の余震の走時に基づいて両観測点の走時残差に関する検討を行なったものである。これらの地震は震央距離が50 Km乃至100 Km, 震源深さが20 Km以浅の範囲に発生したものである。この場合には使用に耐えられる地震が約20個と少なく, 両観測点間の震央距離の差($\Delta_0 - \Delta_s$)がほぼ一定であるため, この図のみから走時残差を求めることは困難であり, Fig.3-5(A)における地殻構造の中間層の波動伝搬速度がFig.3-9に見掛け速度として現われるものと考えて走時残差を求めた。値が安定しているP波に対する走時残差に注目し, 前述の方法に従えば御前崎における堆積層の厚さは約2 Kmであろうと推測される。こゝで言う堆積層とは地殻の最上層に達するまでのすべての層を含めた総称であり主として第三紀層から成っているものと考えてよい。また Fig.3-8, Fig.3-9³⁻⁹⁾はいずれも気象庁の地震月報のみに基づいたものである。

以上の結果をまとめると次のごとくである。本節では他の観測点に比して系統的に走時が遅れる観測点に注目し, 地殻構造の上部に存在する堆積層の構造が明らかにされている東京の例について, 走時の遅れが堆積層の存在によるものであることを確かめた。さらにこの方法を南関東以外の地域にも応用し, 堆積層の凡その厚さを推定することが可能であることを示した。



TRAVEL-TIME DELAY OF TOKYO

Fig.3-6

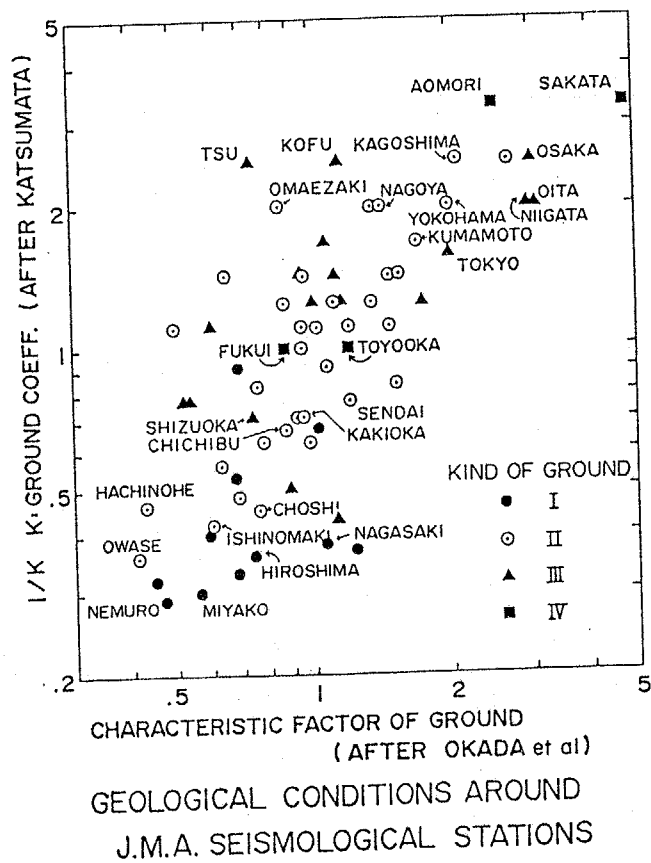
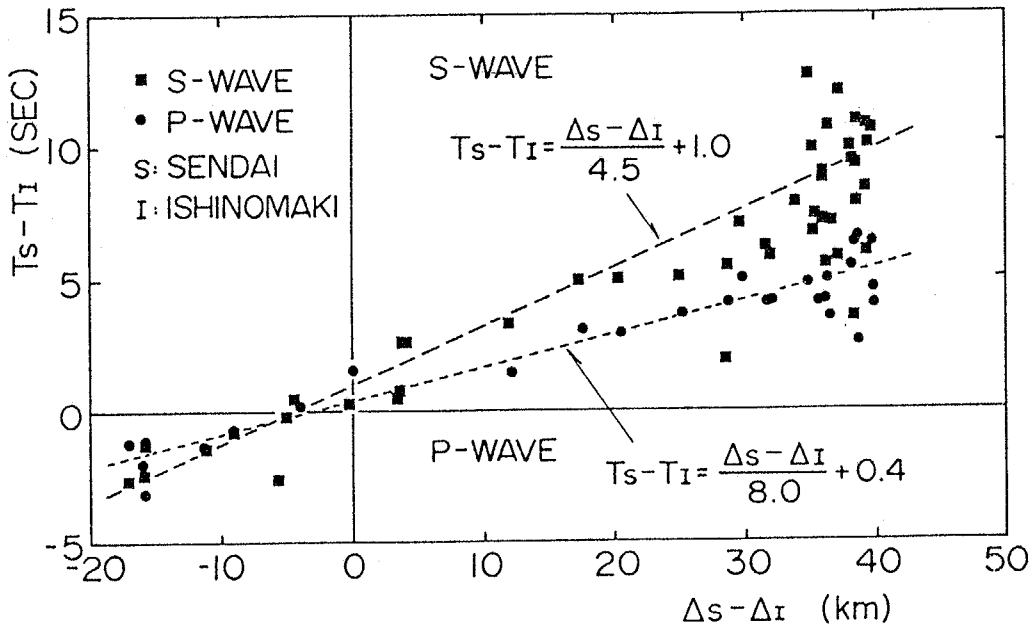
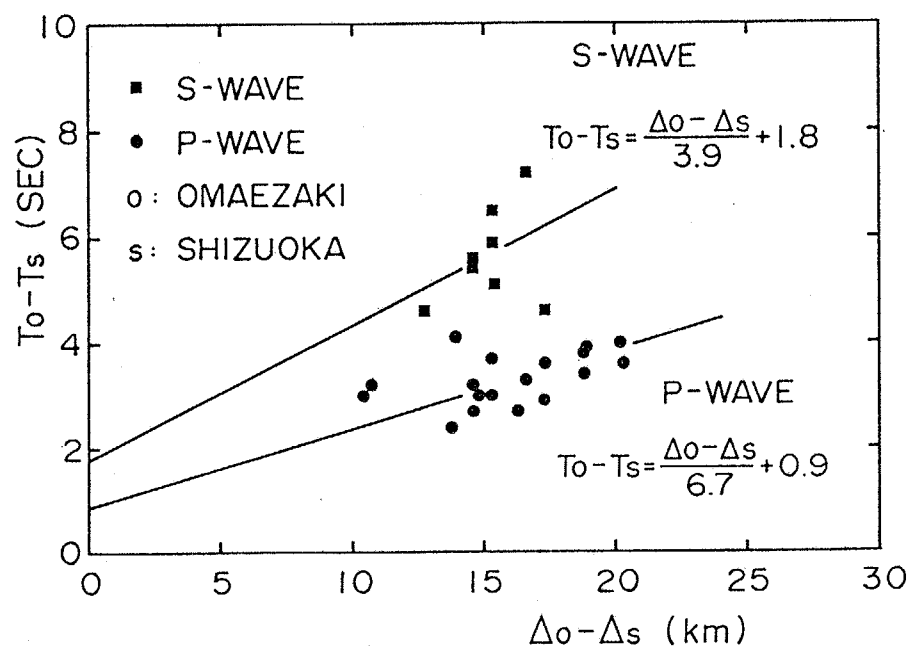


Fig.3-7



TRAVEL-TIME DELAY OF INITIAL MOTIONS BETWEEN AT SENDAI AND AT ISHINOMAKI

Fig.3-8



TRAVEL-TIME DELAY OF INITIAL MOTIONS BETWEEN AT OMAEZAKI AND AT SHIZUOKA

Fig.3-9

3.4 南関東における地震波の伝搬経路

本章ではこれまで南関東を対象地域として、地震波の走時、大局的な地殻構造、厚い堆積層の存在について個々に検討を行ってきた。本節では、以上の結果を総合し、南関東における地震波の伝搬経路と地下深部の地盤構造との関係を明らかにしようとするものである。

これまでに明らかとなった南関東の地下深部構造と検討の対象とした地震群の震源との位置関係は模式的に Fig.3-10のごとく示すことが出来る。まず地下深部構造については、関東平野の内部には厚さ約 2.3 Kmの堆積層が存在しており、その影響は地震波の走時にも現われている。堆積層についての詳細な検討は第4章において行なわれる。さらに地殻構造は大局的には3層構造を呈しており、その最上層は関東平野内部では上記の堆積層に覆われているが、その他の地域例えば銚子・柿岡・秩父などではほぼ地表に露出している。地殻最上層が有している地震波の伝搬速度は $V_P = 5.6 \text{ Km/sec}$, $V_S = 3.0 \text{ Km/sec}$ であり、^{注)}層厚は約 10 Kmである。中間層における地震波の伝搬速度は $V_P = 6.7 \text{ Km/sec}$, $V_S = 3.9 \text{ Km/sec}$ であり、その層厚は Fig.3-10 に示すごとく 25 Km乃至 39 Kmである。また最下層における地震波の伝搬速度は、 $V_P = 7.5 \text{ Km/sec}$, $V_S = 4.3 \text{ Km/sec}$ であり、中間層と最下層との境界面は地殻と上部マントルとの境界面であるモホロビッチ不連続面すなわちモホ面に相当している。中間層の層厚には地域による差異が認められ、海域で発生した八丈島東方沖地震千葉県沖の地震から求めた場合は薄く、内陸で発生した埼玉県中部地震から求めた場合には厚くなる傾向が窺える。このことはモホ面が海洋底では浅く、内陸では深い位置に存在すると云う一般的傾向とも合致するものである。以上のごとき地下深部構造を念頭に置くことにより、その内部における地震波の伝搬経路について考察を行なうこととする。

ところで、Fig.3-2 に示された走時曲線（実際には各地震群毎に直線で近似された。）に基づいて地殻構造の推定を行なう際、原点走時はすべて観測点側の time term に等しいものとして扱われてきた。これは個々の地震の震源深さに対する精度がさほど期待出来ないことから、便宜上 Fig.3-2 に示された波動伝搬速度を有する層の上面に震源があるものと考えたことに相当している。この場合、特に山梨県東部地震については気象庁の決定した震源深さ 20 Km (Table 3-1) に比して 10 Km程度浅い震源を想定したこととなる。Fig.3-2 a の図中に示された×印は震源深さを 20 KmとしてP波の走時を描き改めたものであるが、震央距離が 50 Km以内の領域では震源深さの異なる双方の走時に無視しがたい差異が生ずるものの、今、検討の対象としている震央距離が 50

注) 当初は三雲が用いている $V_P = 5.5 \text{ Km/sec}$, $V_S = 3.1 \text{ Km/sec}$ に基づいて検討を進めてきたが、後述のごとく人工地震による地下探査によって $V_P = 5.6 \text{ Km/sec}$, $V_S = 3.0 \text{ Km/sec}$ が得られたため、以後においてはその値を用いることとする。いずれにしても双方に本質的な差異は認められない。

Kmを越える領域では震源深さのこの程度の相違による影響は無視し得るものであることが確かめられた。

以上の結果、南関東の地域に到達する地震波初動の伝搬経路はFig.3-11に示すごとくであり、地震波の水平方向への主たる伝搬経路は山梨県東部地震、伊豆半島沖地震など近距離に発生した震源の浅い地震の場合には $V_P=6.7\text{Km/sec}$ 、 $V_S=3.9\text{Km/sec}$ を有する層の上面（深さ約10Km）、その他の震源のやゝ深い、あるいは遠方の地震の場合には $V_P=7.5\text{Km/sec}$ 、 $V_S=4.3\text{Km/sec}$ を有する層の上面（深さ約35Km）に沿うものである。観測点の近傍では地震波は層の境界面において除々に立上り、地表においてはほぼ鉛直下方より入射する。層の境界面における地震波の屈折透過に際し屈折角がスネルの法則によって定まることはよく知られている通りである。尚、Fig.3-11は堆積層が存在する場合の地震波の伝搬経路を示しているが、堆積層が存在しない場合には同図の地表から第1層および第2層は不用である。Fig.3-12は比較のためにFig.3-5(C)に示した三雲の¹⁻⁵⁵⁾地殻構造に基づいて同様の波動伝搬経路を示したものであるが、地表においては両者の差異は全く認められない。

一方、Fig.3-11に示された平行な多層から成る地盤構造の地表に震源が存在する場合の走時曲線はFig.3-13に示すごとくである。この時、図の尺度は（Surface Source）に従うものとする。堆積層の存在する地表に震源を仮定することは現実的ではないが、次章と関連の深い人工地震などはこのような場合に相当する。またFig.3-13は震源がFig.3-11における各層の境界面に存在する場合の走時曲線を重ね合わせたものと見做すことも出来る。この場合、走時曲線の1つの区間は、それと同じ波動伝搬速度を有する層の上面に震源が存在する時の走時曲線の主要部分を表わしている。例えば線分 $\overline{23}$ で示された走時は、震源が $V_P=6.7\text{Km/sec}$ の層の上面に位置する場合の走時曲線の主要部分を表わしているもので、この時、図の尺度は（Internal Source）に従うものとする。Fig.3-14は同様にFig.3-12に対応する走時曲線を比較のために示したものである。

以上に述べてきたごとく、南関東周辺の異なる地域に発生したいくつかの地震について、地震波初動の伝搬経路が明らかにされた。地震時の主要動はS波の到着から10数秒ないし数10秒間にわたって継続するのが常であり、必ずしも初動と同一の経路を経てきた波動のみから構成されるとは限らない。しかしながら、今後そのような複雑な地震動を種々の観点から解明してゆく上で、こゝに行なったごとく地震波初動の伝搬経路を把握しておくことは、まず最初になされねばならない検討項目として重要であろうと考えられた。

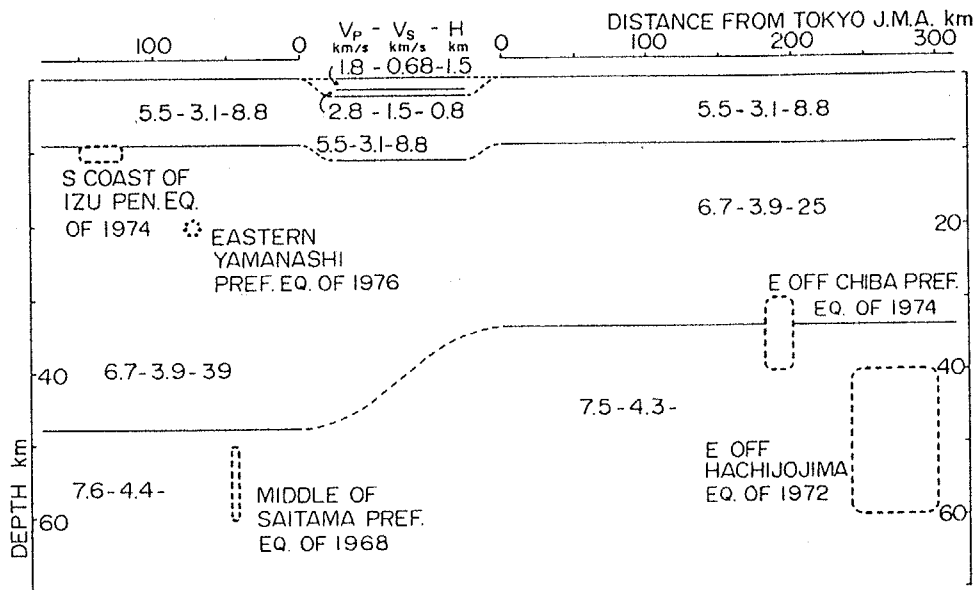


Fig.3-10 Conceptual subsurface structure of the Southern Kanto Region and expanses of focuses in each group of earthquakes. This figure does not necessarily show perpendicular section of any direction.

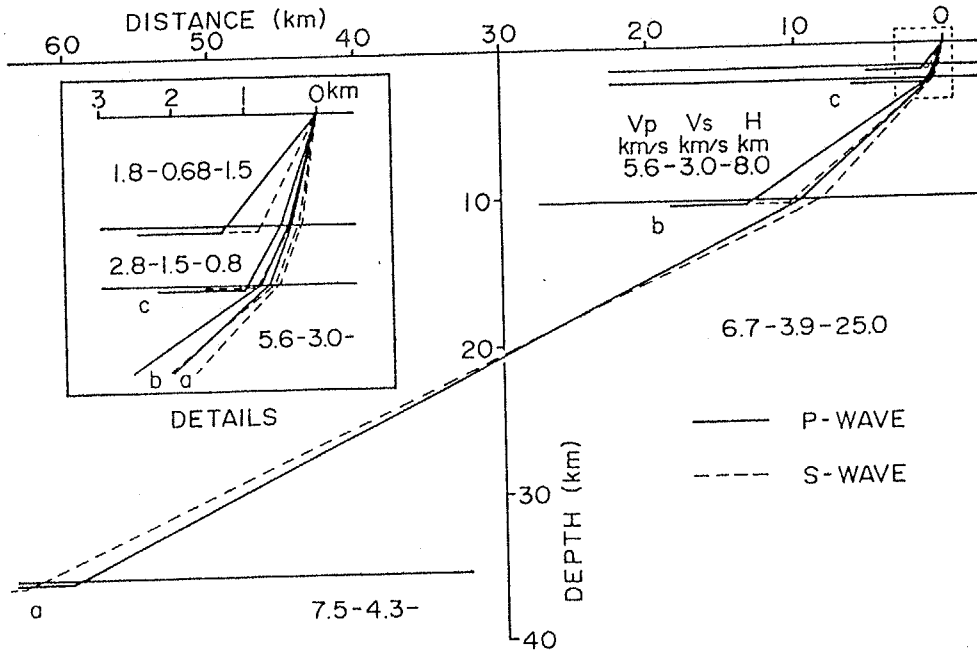


Fig.3-11 Paths of P- and S-waves near the station, obtained by this study. In case of stations on firm ground, upper two layers should be removed from this figure.

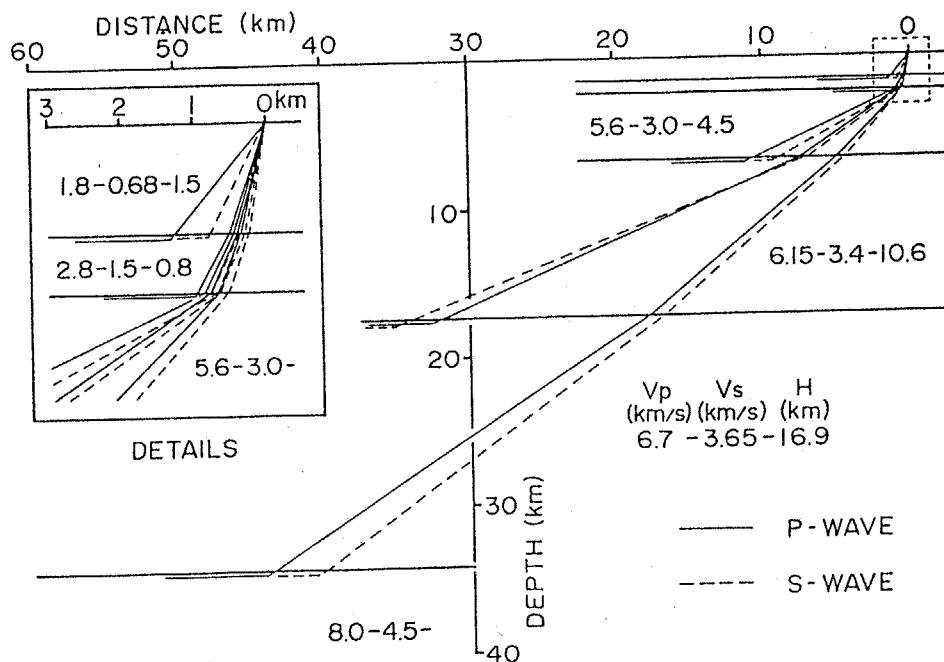


Fig.3-12 Paths of P- and S-waves near the station, derived from the result by Mikumo (1966).

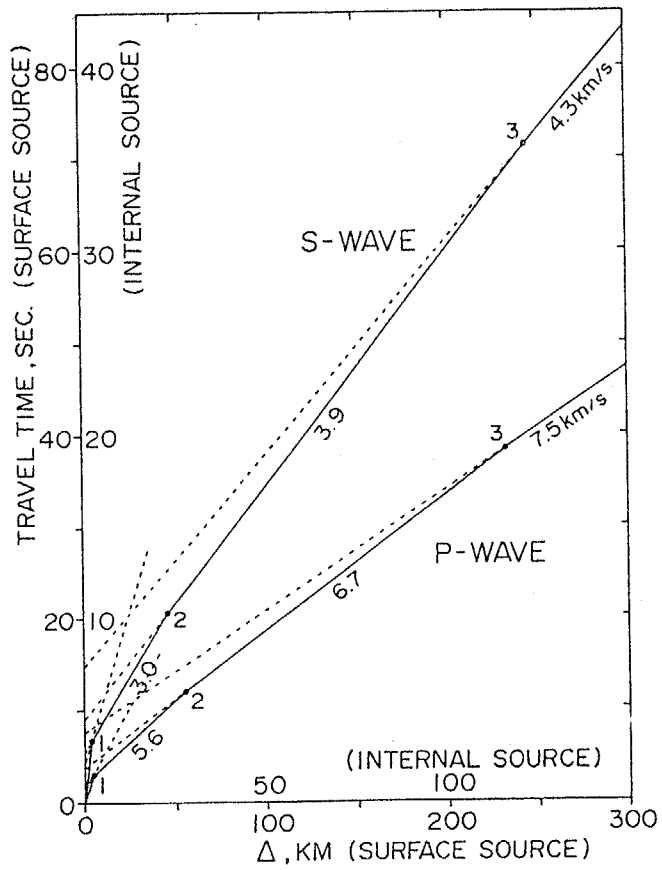


Fig.3-13 Travel-time diagram derived from Fig.3-11.

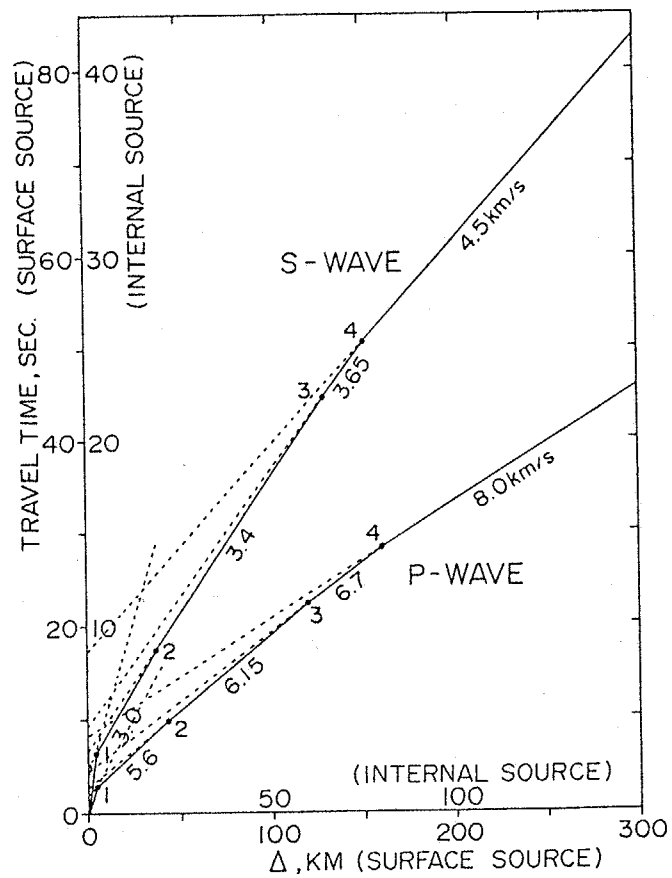


Fig.3-14 Travel-time diagram derived from Fig.3-12.

第4章 関東平野南部における地下深部構造の探査

- 4.1 工学における地下深部探査の意義
- 4.2 関東平野南部における既往の地下深部探査
- 4.3 夢の島－江の島測線における地下深部の構造
- 4.4 夢の島－大山測線とその周辺地域における地下深部の構造
- 4.5 波動伝搬速度と地質の生成年代との関係

4.1 工学における地下深部探査の意義

1923年の関東地震をはじめ、規模の大きな地震における東京の地震記象にはやゝ長周期成分の地震動が顕著であったことが知られている。^{1-30)~1-36)} そのようなやゝ長周期成分の地震動が励起されることの第一の理由として、地震の発震源の影響すなわち規模の大なる地震ほど震源特性として長周期成分をより多く保有しているであろうことが掲げられるが、一方では観測点の深い地盤構造による影響も少なからず存在しているものと考えられる。小林啓美⁴⁻¹⁾・他は以上の点を解明すべく、関東平野南部の地域において地盤条件の著しく異なる数ヶ所の地点において地震動の比較観測を行ない多くの観測記象を得た。中でも1978年の伊豆大島近海の地震の際には規模の左程大きくない前震(M=4.9)の観測記象中にも顕著なやゝ長周期成分が現われ、しかもその現われ方は厚い堆積層を有する観測点において特に著しく、逆に先新第三紀の基盤がほゞ露出した堅固な地盤上の観測点ではやゝ長周期成分が殆ど認められないことが確認された。2.2ではこのような現象をとり上げ、やゝ長周期成分の地震動が関東平野内部に広く分布する厚さ数Kmに及ぶ堆積層によって励起されたSH波もしくはLove波によるものであり、これらの地震動に及ぼす観測点周辺の深い地盤構造の影響が多大であることが指摘された。このようなやゝ長周期成分の地震動の性質をさらに明らかにしてゆくためには、南関東の全域にわたる地下深部の構造を詳しく知る必要がある。特に表面波によって構成されるやゝ長周期成分の地震動は観測点直下の地下構造のみならず、地震波の伝搬経路に相当するすべての地下構造の影響を含んでいるからである。

以上の観点から、本章では関東平野南部における既往の地下深部探査について概観し、地下構造に不明の点が多い神奈川県東部の地域では新たに地下深部探査を行なうことによって関東平野南部における地下深部の地盤構造を明らかにしようと試みている。地下深部探査は東京都夢の島と神奈川県江の島を結ぶ測線(以下本論文では夢の島-江の島測線と呼ぶ)および夢の島と神奈川県大山を結ぶ測線(以下論文では夢の島-大山測線と呼ぶ)を主体とするもので、いずれも夢の島を爆破点とする人工地震を利用したものである。特に本地域を調査の対象として選定した理由としては、(i)これらの地域では他の数ヶ所の観測点と共に、やゝ長周期成分を主体とした地震動の比較観測が行われており、これらの地域内の観測点の地下構造のみが特に明らかにされていないこと、(ii)関東平野南部の他の地域との比較においても地下構造に不明の点が多く、Y. Hagiwara⁴⁻²⁾による重力異常、藤井陽一郎⁴⁻³⁾によるブーゲー異常の値が急変する地域に相当していること、(iii)1978年伊豆大島近海の地震をはじめ伊豆半島周辺には過去に多くのごく浅発地震が発生しているが、本対象地域はこれらの地震波が東京方面へ到達する際の伝搬経路上に位置していること(Fig 4-3 参照)、(iv)本対象地域内に属する川崎・横浜両市の臨海工業地帯には巨大な石油コンビナートが存在してお

り、特にやゝ長周期成分の地震動に対する石油貯槽の耐震安全性の検討が必要とされていること、
などの点が指摘される。

4.2 関東平野南部における既往の地下深部探査

東京を中心とする関東平野南部およびその周辺の地域において、人工地震による地下深部探査は近年になって急速にその数を増している。しかも、従来この種の探査の目的は主として石油・天然ガスなどの資源調査あるいは地殻構造の調査などに限定されていたが、最近では地震防災対策の一環としても取りあげられる程度にまで普及しており、調査の対象地域についても観測技術上の困難を克服し、雑振動の多い都市域においても調査が実施されるに至っている。とりわけ首都圏基盤構造研究グループ（代表者、嶋悦三）による一連の夢の島爆破実験は1975年2月に実施されて以来現在に至るまで継続され、次第に調査対象地域を拡大している。これらの実験は以下に述べようとする地下深部探査と震源を共有していることから相互の関連性が極めて大である。

Fig 4-1 には首都圏基盤構造研究グループによって既に実施された夢の島爆破実験における観測点の位置が印されている。最初に行なわれた東京都夢の島から千葉県野田市に至る測線では逆測線も含めて最も入念な探査が実施され、堆積層と基盤層を含めた地下構造が明らかにされている。^{4-4), 4-5)} 爆破点である夢の島の地下構造は、P波速度 1.8 Km/sec, S波速度 0.68 Km/sec を有する厚さ 1.5 Km の第1層と P波速度 2.8 Km/sec, S波速度 1.5 Km/sec を有する厚さ 0.8 Km の第2層が主として第三紀層から成る堆積層であり、P波速度 5.6 Km/sec, S波速度 3.0 Km/sec を有する第3層が基盤層である。この基盤層は 2.2 に述べた地殻の最上層に対応するものである。特にこの探査によって基盤層におけるP波、S波の伝搬速度が夫々 5.6 Km/sec, 3.0 Km/sec であること、夢の島における基盤層上面までの深さが 2.3 Km であり、P波の time term が 1.03 sec であることなどが判明したことの意義は大きい。夢の島から東京都高尾山を経てさらに西方へ延びる測線では、高尾山付近で堆積層が急激に浅くなり、それ以西で基盤層が露出していることが確認された。⁴⁻⁶⁾ また夢の島から埼玉県堂平山に至る測線では途中堆積層の厚さがやゝ厚くなる所があるものの、堂平山付近ではやはり基盤層が露出しているものと推察されている。⁴⁻⁷⁾ これらの基盤層の露出地域は Fig. 4-1 に示された地質区分²⁻¹¹⁾における先新第三紀の岩盤の分布地域とよく一致している。また千葉県船橋市を通る測線では前述の野田測線に比して基盤層はやゝ浅いと考えられている。⁴⁻⁸⁾ 以上の他にも、夢の島と茨城県筑波山を結ぶ測線、上記の野田測線と同一の震源を用いた埼玉県岩槻と東京都五日市を結ぶ測線⁴⁻⁹⁾、川崎市扇島爆破実験における扇島と東京都奥多摩を結ぶ測線、扇島と東京都本郷を結ぶ測線、⁴⁻¹⁰⁾ 埼玉県飯能と神奈川県横浜の間に爆破震源と観測点を配した笠原敬司・他の測線などにおいて多く^{4-12), 4-13)}の地下探査が行なわれている。さらに嶋悦三・他は以上の結果を総合して首都圏の三次元的地下構造について概観している。⁴⁻¹⁴⁾

次節以降に述べる夢の島-江の島測線、夢の島-大山測線の地下深部探査を含め、前に述べた探

査はいずれも屈折法による主として初動であるP波に基づくものであるが、一方、太田裕・他^{4-15),4-16)}は埼玉県岩槻と千葉県下総において国立防災科学技術センターの地震観測用深井戸を用いてS波の速度検層を行ない、上述の基盤層に達するS波速度分布を得ている。これらの地点においてはP波、S波の速度分布と共に地質構造が明らかにされている点で特に意義深いものがある。

Fig 4-2は既往の探査結果のうち夢の島に震源と測線の一端を置くものみに注目して、測線毎の走時の比較を試みたものである。この中には以下に述べようとする夢の島-江の島測線の走時も含まれている。同図から明らかごとく、震央距離が15 Km以下の地域では各測線の走時に顕著な差異は認められないが、それ以遠の地域では走時に著しい差異が生じている。大略の傾向として、船橋・野田・堂平・高尾・江の島の測線順に次第に走時が遅れる傾向にあり、このような走時の測線による差異は第一近似的には基盤層以浅の堆積層の層厚の相違によるものと考えることが出来る。さらに詳細な地下構造の解明には野田測線において行なわれたごとく逆測線の地下探査も併せて行なうなどの手段を講じる必要がある。いずれにしても夢の島-江の島測線における走時の遅れは他の測線に比して顕著であり、かつ初動の見掛け速度に著しい変化が認められることから、地下構造も他の測線に比して一層複雑であることが予想される。

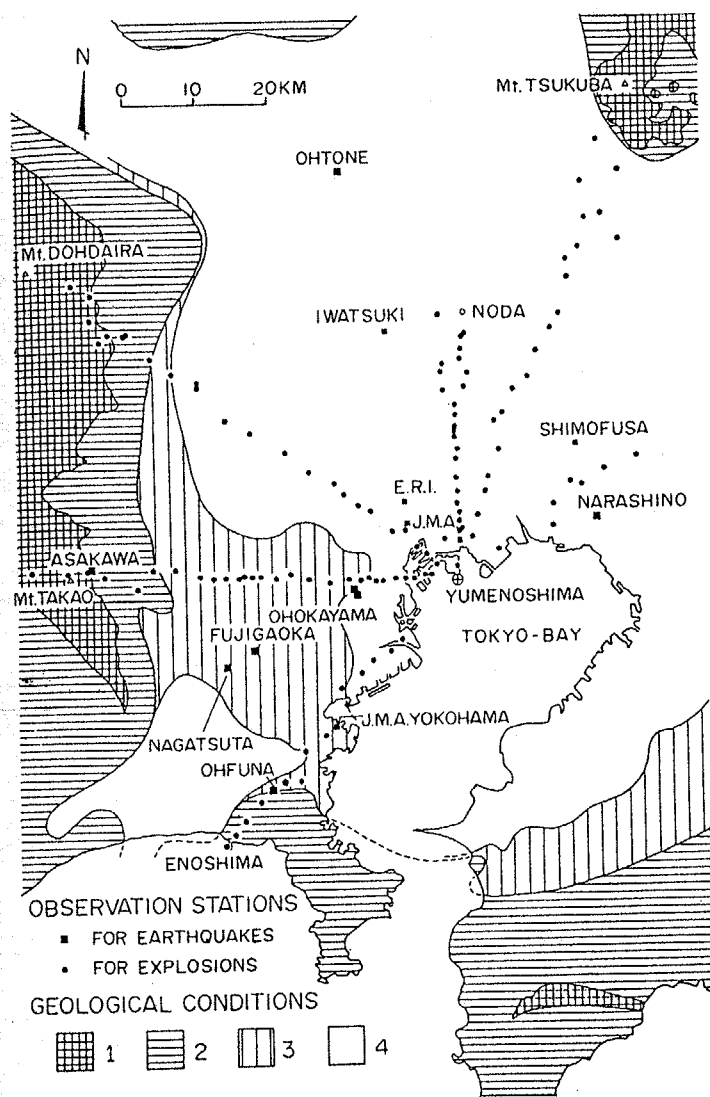


Fig.4-1 Distribution of observation stations for the Yumenoshima explosions. Geological conditions were presented by Kakimi et al.(1973) as follows,
 1) Pre-Neogene basement
 2) Neogene, Miura group
 3) Quaternary, Kazusa group
 4) Quaternary, Sagami & Narita group

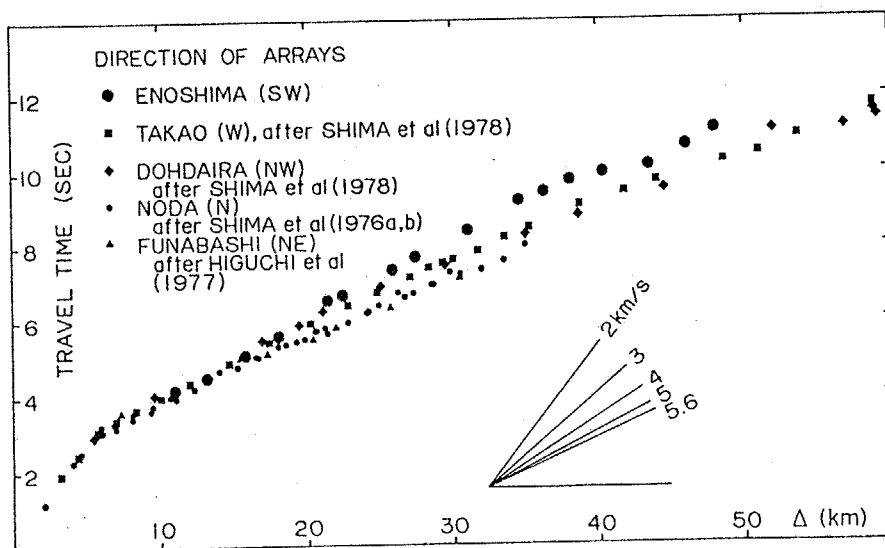


Fig.4-2 Travel-time diagram for P-wave obtained from the Yumenoshima explosions.

4.3 夢の島—江の島測線における地下深部の構造

夢の島—江の島測線の地下深部探査は4.1に述べたごとく多くの観点から興味を持たれていたものである。特に伊豆半島周辺に発生したごく浅い地震における東京の観測記象にやゝ長周期成分が顕著に現われる原因が本測線の地下構造に関係している可能性があることについては2.2でも指摘した通りである。

本測線の地下深部探査に用いられた人工地震の観測点はFig. 4-3に示された16点である。本測線の北東端に位置する夢の島で実施された3回の爆破実験(1978年3月19日, 10月26日および1979年3月26日)によって全観測点の観測記象が得られている。(但し, 測点No. 1~No. 4の観測記象は東京大学・嶋悦三教授より提供を受けたものである)また伊豆大島の乳ヶ崎における爆破実験(1978年12月13日)においても本測線上の一部の観測点で観測記象が得られている。同時に実施された南伊豆河津の爆破実験および伊豆大島千波崎の爆破実験(1979年1月19日)においても同様の観測を行なったが, 記象上に初動を確認することは出来なかった。これら一連の伊豆大島側の爆破の観測は, 夢の島爆破実験のほゞ逆測線に相当すること, 伊豆半島周辺に発生する自然地震の走時の検討が行なえることから企図されたものである。

夢の島爆破と伊豆大島(乳ヶ崎)爆破によって得られた本測線の観測記象はFig. 4-4, Fig. 4-5に示すごとくである。いずれも固有周期が0.3 secまたは1 secの速度地震計によって得られた上下動成分の記象であり, 振幅は任意スケールである。図中の実線は初動の到着時を連らねたものであるが, 概して初動の立上りは鮮明である。Fig. 4-4に示された破線は前述の夢の島—野田測線において明瞭に現われた後続位相($V_p=1.8 \text{ Km/sec}$ および 2.8 Km/sec)に基づいて敢えて描かれたものであるが, それらの位相を観測記象から読み取ることは困難である。またFig. 4-4には初動の到着から数秒遅れて顕著な位相が認められる(図中に・印を付してある)。これらの位相はこれまでの夢の島爆破実験における他の測線の観測記象にもしばしば認められており, その位相速度が初動のそれとほゞ等しいことから, 観測点近傍の地表と基盤面の間において重複反射を行なった波動であると考えられ, 後述のごとく本測線の地下構造の決定に当って重要な手掛りの1つとなっている。Fig. 4-5にはFig. 4-4に見られるような後続の位相は殆ど認められない。Fig. 4-5において, 江の島付近(測点No. 16~No. 14)にのみ現われている後続の大振幅の位相は走時曲線上の原点を通る 1.5 Km/sec の直線にほゞ対応することからT相であると考えられる。Fig. 4-6はFig. 4-4およびFig. 4-5の初動付近を拡大して示したものである。図中の・印は初動と前述の重複反射波の立上りの位置を示しており, また破線の波形は初動をトレースしたものである。さらに以上の観測点ではS波の位相をも確認する目的で固有周期1 secの速度地震計による震源方

向の水平動が観測されたが、夢の島爆破の例を Fig. 4-7 に示すごとく、顕著な位相は認めがたい。図中の破線は Fig. 4-4 と同一である。

次に初動と重複反射波の走時は観測点の位置、震央距離などと共に Table 4-1 にまとめられている。また Fig. 4-8 は Table 4-1 に基づいて描かれた走時曲線を示したものである。図中の・は夢の島爆破、○は伊豆大島爆破に対する走時を表わしている。これらの走時を単純な走時曲線で近似することは困難であるが、夢の島爆破の初動走時のみに注目すれば、図中に破線で示すごとく $V_p = 5.0 \text{ Km/sec}$ の見掛け速度が基調となっている印象を受ける。いずれにしても、さらに詳細な検討を行なうためには観測点の走時を次式に示すごとく P 波の基盤速度 V_B と観測点における P 波の time term τ_0 をパラメータとして表現し、以後において総合的見地から最も妥当な定数を定めるのが適切であろうと考えられた。各観測点の走時 t_0 (sec) は上記の V_B (Km/sec), τ_0 (sec) と震源における P 波の time term τ_s (sec) を用いて

$$t_0 = \tau_s + \Delta/V_B + \tau_0 \quad (4-1)$$

のごとく表現される。ここに Δ (Km) は震央距離であり、 Δ/V_B は基盤走時を表わしている。夢の島爆破に関しては 4.2 に述べたごとく過去に他の多くの測線における資料の蓄積があり、震源(夢の島)における P 波の基盤速度 5.6 Km/sec と time term 1.03 sec はほぼ確定的である。また鳴悦⁴⁻¹¹⁾三・他、笠原敬司・他⁴⁻¹²⁾によれば東京南部、西部地域における P 波の基盤速度は 5.3 Km/sec であったことから、こゝでは (4-1) 式の τ_s を 1.03 sec に固定し、それを起点とする 4 種の V_B を想定することとした。Fig. 4-8 に示された直線 a~d は V_B が夫々 $5.0, 5.1, 5.3$ および 5.6 Km/sec である時の $(\tau_s + \Delta/V_B)$ なる走時を表わしている。従って各観測点における初動の走時とこれらの直線との時間差は夫々の観測点の time term τ_0 を表わすものである。

伊豆大島爆破についても同様のことを試みたが、夢の島爆破に比して震央距離が大であることから初動の伝搬経路が夢の島爆破の場合と異なることも考えられるため、P 波の基盤速度として 5.6 Km/sec の他に 6.6 Km/sec および 6.7 Km/sec を併せて想定することとした (Fig. 4-8, A~C)。伊豆大島爆破に対する他機関の観測資料も含めた走時曲線は Fig. 4-9 に示すごとくであり、震央距離が 50 Km 以下の地域では $V_p = 5.6 \text{ Km/sec}$ なる基盤速度を有しており、震央距離が 80 Km 以上の地域では $V_p = 6.6 \text{ Km/sec}$ なる基盤速度を有していることは明らかであるが、その中間に位置する本測線上の観測点 (Na 16 ~ Na 9) における基盤速度がそのいずれに属するかは明らかでない。また震源(伊豆大島)における P 波の time term は Fig. 4-9 ならびに浅野周三・他⁴⁻¹⁷⁾、伊神輝⁴⁻¹⁸⁾などの結果を総合し、 $V_B = 5.6 \text{ Km/sec}$ に対しては 0.58 sec , $V_B = 6.6 \sim 6.7 \text{ Km/sec}$ に対しては 1.64 sec を用いるのが妥当であろうと判断した。

上述のごとく P 波の基盤速度を数種設定することによって、それに対応する各観測点の time

term は (4 - 1) 式より定めることが出来る。Table 4 - 2 はこのようにして求められた P 波の time term を示したものである。一方、夢の島爆破における前述の重複反射波の走時からは、基盤速度の仮定とは無関係に観測点の time term を得ることが出来る。これは重複反射波と初動の時間差が基盤面以浅の堆積層中を P 波が 1 往復するのに要する時間に等しいことから容易に定められるもので、Table 4-2 に示された欄はこのようにして得られたものである。以上の結果求められた本測線の P 波に関する time term の分布は Fig. 4 - 10 に示すごとくであり、地下構造の断面を間接的に表現したものと見做すことが出来る。こゝに示された time term の分布は、夢の島爆破における初動の走時と P 波の基盤速度の仮定によって得られた 4 種の曲線 (a ~ d)、伊豆大島爆破における同様の 3 種の曲線 (A ~ C) および夢の島爆破における重複反射波と初動の走時差から得られた値 (・ 印) によって構成されている。これらの結果は夫々独立に求められたものであることから、真の地下構造はそれらのすべてを矛盾なく説明出来るようなものでなければならない。また図中に示された破線 D は 3.4 で求めた南関東の地殻構造 (Fig. 3 - 11) における $V_p = 6.7$ Km/sec の層を基盤層であると見做した時、それ以浅の層が有する P 波の time term を求めたもので、伊豆大島爆破より得られた破線 B または C に対応すべきものである。

夢の島爆破の初動走時より得られた 4 種の time term の分布 (Fig. 4 - 10, a ~ d) は震源から遠ざかるに従い基盤速度の設定如何による差異が増大し、これのみで地下構造を決定することは出来ない。たゞ定性的にはすべての分布に共通の傾向が認められる。主たる特徴を列挙すれば Na 4 と Na 5 の測点間にやゝ大きな段差が見られること、Na 10 から Na 14 の測点にかけて time term は急激に減少すること、また夢の島から Na 4 に至る地域と Na 5 から Na 10、および Na 14 から Na 16 に至る地域では地下構造は概ね平坦であることなどである。

一方、伊豆大島爆破の初動走時より得られた 3 種の time term の分布 (Fig. 4 - 10, A ~ C) に注目すれば、P 波の基盤速度が 5.6 Km/sec であるか $6.6 \sim 6.7$ Km/sec であるかによって観測点の time term には無視しがたい差異が生じている。こゝで夢の島爆破における分布曲線 d と伊豆大島爆破における分布曲線 A とは共通の基盤速度 (従って共通の基盤層) を想定していることから、そのような解釈が成立するためには双方の分布曲線は測点 Na 9 から Na 16 に至る地域において一致しなければならず、従ってそのいずれか、あるいは双方の分布曲線は不都合なものであることが明らかである。

また、南関東の平均的な地殻構造に基づき地表の震源に対する P 波の走時曲線を求めた結果は既に 3.4 において述べたごとく Fig. 3 - 13 であり、 $V_p = 5.6$ Km/sec および $V_p = 6.7$ Km/sec から成る走時の cross-over distance は約 50 Km であった。本測線上の観測点の震央距離が、夢の島爆破に対しては 50 Km 以下であり、伊豆大島爆破に対しては 50 Km 以上であることを考え合わせれ

ば、両爆破における本測線下の屈折面（基盤面）は必ずしも同一である必要はなく、むしろ伊豆大島爆破における time term としては分布曲線 B または C が真実に近いものと考えられる。このことは前述の破線 D と調和的である。

次に夢の島爆破における重複反射波と初動の走時差より得られた time term (Fig. 4-10, 印) は、初動走時から推定された time term (Fig. 4-10, a~d) の不確定さを補う意味で注目されたものである。Fig. 4-4 および Fig. 4-6 に示すごとく、重複反射波の位相は測点 No 9 と No 10 およびその周辺の地域に顕著に現われており、No 14 以遠の地域においては甚だ不鮮明である。以上の点に留意して Fig. 4-10 の印と分布曲線 a~d を共に満足する time term の分布を定めるとすれば、P 波の基盤速度が 5.1 Km/sec である分布曲線 b または P 波の基盤速度が 5.3 Km/sec である分布曲線 C が妥当であると考えられる。少なくとも分布曲線 d によって上記の重複反射波の位相を説明することは困難である。

以上の結果を総合することにより、本測線における大局的な地下構造は Fig. 4-10 に示された曲線 b (あるいは c) と曲線 B (あるいは C) の 2 つの time term の分布によって決定されることがほゞ明らかとなった。すなわち、既往の夢の島爆破実験によって得られていた $V_p = 5.6 \text{ Km/sec}$ の基盤層は本測線においてもその存在が確認された。しかしながら、その基盤速度は 5.1~5.3 Km/sec 程度と従来値に比して小さく、それ以浅の層が有する time term の分布は曲線 b (または c) のごとくである。こゝに得られた基盤速度は本測線の全域にわたる平均的な値であり、夢の島周辺の基盤速度が 5.6 Km/sec であると考えた場合においても以上の結果には大きな矛盾は生じない。また伊豆大島爆破からはさらに下層の $V_p = 6.6 \sim 6.7 \text{ Km/sec}$ の速度層が確認された。それに基づく time term の分布は曲線 B (または C) のごとくであり、以前に得られていた南関東の平均的地殻構造に基づく同様の値 (Fig. 4-10, 破線 D) と調和的である。

しかしながら現実の問題として、これらの time term の分布から直ちに具体的な地下構造を決定することは困難であり、その解明のためにはさらに表層の堆積層の構成を知る必要がある。見上⁴⁻¹⁹⁾ 敬三、村井 勇・金子史朗²⁻¹²⁾らによれば、本測線上における表層の地質は一様なものではなく、横浜から江の島へ向かって相模層群、上総層群、三浦層群、葉山層群と順次下位の地層が露出している。Fig. 4-6 に示された初動の振幅、周期が震央距離とともに変化を示しているのはこのような表層の地質の相違を表わしているものと考えられる。前述のごとく埼玉県岩槻においては地質構造と弾性波速度との対比が地下深部に至るまで行なわれており、^{4-20), 4-15)} 鮮新世 (上総層群) 以降の層における P 波速度は約 2 Km/sec、中新世 (三浦層群) のそれは 2.9 Km/sec であることが知られている。既往の夢の島爆破実験においても 4.2 に述べたごとく同様の P 波速度 (夫々 1.8 Km/sec, 2.8 Km/sec) が得られており、これらの結果は三浦層群と上総層群の境界に著しい不整合が存在する〔小池⁴⁻²¹⁾ 清

による]ことともよく一致している。以上の結果を考え合わせれば、本測線においても表層は主として上記の2層によって構成されているものと推察され、それらの層の厚さを決定することが残された重要な課題であろうと考えられる。因みに江の島周辺における表層のP波速度を 2.8 Km/sec と仮定すれば、 $V_p = 5.1 \sim 5.3 \text{ Km/sec}$ を有する基盤層は約 2 Km の深さに存在することとなる。

以上に述べてきたことがらをまとめると以下のごとくである。東京都夢の島と神奈川県江の島を結ぶ測線において爆破地震動による地下深部探査を実施し、大局的な地下構造を把握することが出来た。既往の夢の島爆破実験によって確認されていたP波速度が 5.6 Km/sec の基盤層(地殻の最上層)は本測線においても顕著に認められたが、そのP波速度はやゝ小さく 5.1 Km/sec 乃至 5.3 Km/sec であった。また基盤面の形状は観測点の time term を用いて間接的に表現せざるを得ないものの、関東平野南部の他の地域に比して凹凸が著しく、地下構造は一層複雑であることが明らかになった。今後の課題としては基盤層以浅の構造をさらに詳しく知る必要があり、これらの結果は工学におけるやゝ長周期地震動の解明のために重要な役割を果たすものと考えられる。

Table 4-1 Travel times of initial motions along the array stations from Yumenoshima to Enoshima

No.	Observation Station	Shot No.	Location		Yumenoshima Explosion			Izu-Ohshima Expl.	
			Lat.	Long.	Delta km	Init. M. sec.	Later Phase sec.	Delta km	Init. M. sec.
S	Yumenoshima	I, II, IV			00.00	0.00			
*1	Haneda	I	35°32'36"	139°45'20"	11.04	4.20			
*2	Daishi	I	35 31 48	139 44 19	13.17	4.51			
*3	Tajima	I	35 31 08	139 42 39	15.83	5.12	7.08		
*4	Ushioda	I	35 30 12	139 41 38	18.14	5.59	7.60		
5	Koyasudai	IV	35 29 12.9	139 39 43.3	21.48	6.54			
6	Daikoku-cho	IV	35 28 00.0	139 40 23.6	22.36	6.68			
7	JMA Yokohama	II	35 26 13.6	139 39 19.8	25.91	7.33	10.16		
8	Ishikawa	IV	35 25 48.8	139 38 21.0	27.44	7.69	10.15		
9	Fujinoki	I, III	35 24 33.2	139 36 29.3	31.05	8.40	10.72	71.84	14.84
10	Yohkohdai	I	35 22 22.0	139 35 58.3	34.62	9.18	11.81		
11	Kohnandai	II, III	35 22 23.4	139 34 28.2	36.09	9.44	12.38	67.11	13.97
12	Hongohdai	I	35 21 44.9	139 33 15.4	38.16	9.74	12.64		
13	Ohfuna	II, III	35 20 52.2	139 32 16.8	40.39	9.97	12.67	63.51	13.13
14	Fukasawa	II, III	35 19 39.6	139 30 42.6	43.64	10.13	12.01, 13.08	60.77	12.66
15	Koshigoe	II, III	35 18 33.6	139 29 46.8	46.09	10.69	12.89	58.49	12.37
16	Enoshima	III, IV	35 17 45.6	139 28 56.4	48.01	11.07	12.05, 12.81	56.78	12.09
S	Izu-Ohshima	III	34 47 37	139 21 53				00.00	00.00

Where, Shot I: the Yumenoshima Expl. of Mar. 19, 1978. 03h 01m 59.21s (35°36'57.1"N, 139°50'19.8"E)
 Shot II: the Yumenoshima Expl. of Oct. 26, 1978. 02h 01m 59.11s (35°37'00.7"N, 139°50'17.0"E)
 Shot III: the Izu-Ohshima Expl. of Dec. 13, 1978. 01h 02m 00.11s (34°47'37"N, 139°21'53"E)
 Shot IV: the Yumenoshima Expl. of Mar. 26, 1979. 03h 01m 59.23s (35°36'59.7"N, 139°50'16.4"E)
 S: Shot point of each explosion
 *: after SHIMA (1978), Author should be responsible for the decision of arrival times.

Table 4-2 Time terms along the array stations from Yumenoshima to Enoshima. (unit: sec.)

No.	Observation station	Yumenoshima Explosion					Izu-Ohshima Explosion		
		a	b	c	d	*	A	B	C
1	Haneda	0.96	1.01	1.09	1.20				
2	Daishi	0.85	0.90	1.00	1.13				
3	Tajima	0.92	0.99	1.10	1.26	0.98			
4	Ushioda	0.93	1.00	1.14	1.32	1.00			
5	Koyasudai	1.21	1.30	1.46	1.67				
6	Daikoku-cho	1.18	1.27	1.43	1.66				
7	JMA Yokohama	1.12	1.22	1.41	1.67	1.41			
8	Ishikawa	1.17	1.28	1.48	1.76	1.23			
9	Fujinoki	1.16	1.28	1.51	1.83	1.16	1.43	2.32	2.48
10	Yohkohdai	1.23	1.36	1.62	1.97	1.32			
11	Kohnandai	1.19	1.33	1.60	1.97	1.47	1.41	2.16	2.31
12	Hongohdai	1.08	1.23	1.51	1.90	1.45			
13	Ohfuna	0.86	1.02	1.32	1.73	1.35	1.21	1.87	2.01
14	Fukasawa	0.37	0.54	0.87	1.31	0.94, 1.48	1.23	1.81	1.95
15	Koshigoe	0.44	0.62	0.96	1.43	1.10	1.35	1.87	2.00
16	Enoshima	0.44	0.63	0.98	1.47	0.49, 0.87	1.37	1.85	1.98
P-wave velocity of the path (km/s)		5.0	5.1	5.3	5.6		5.6	6.6	6.7
Time term of the shot point (sec.)			1.03				0.58	1.64	

Where, *: Obtained from the later phase due to multiple reflection in sedimentary layers.

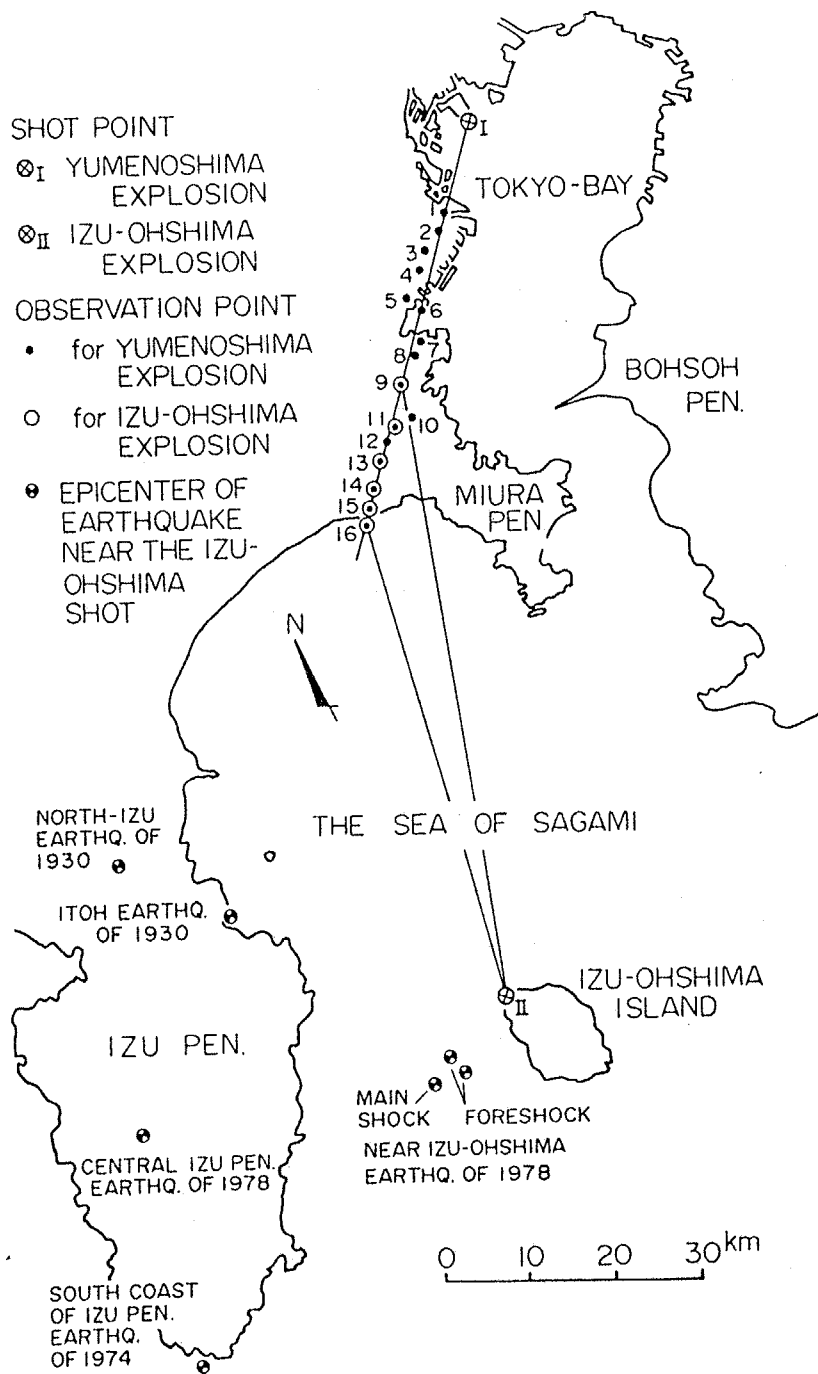


Fig.4-3 Location of explosion shots and observation stations. Epicenters of earthquakes near the Izu-Ohshima shot were also shown.

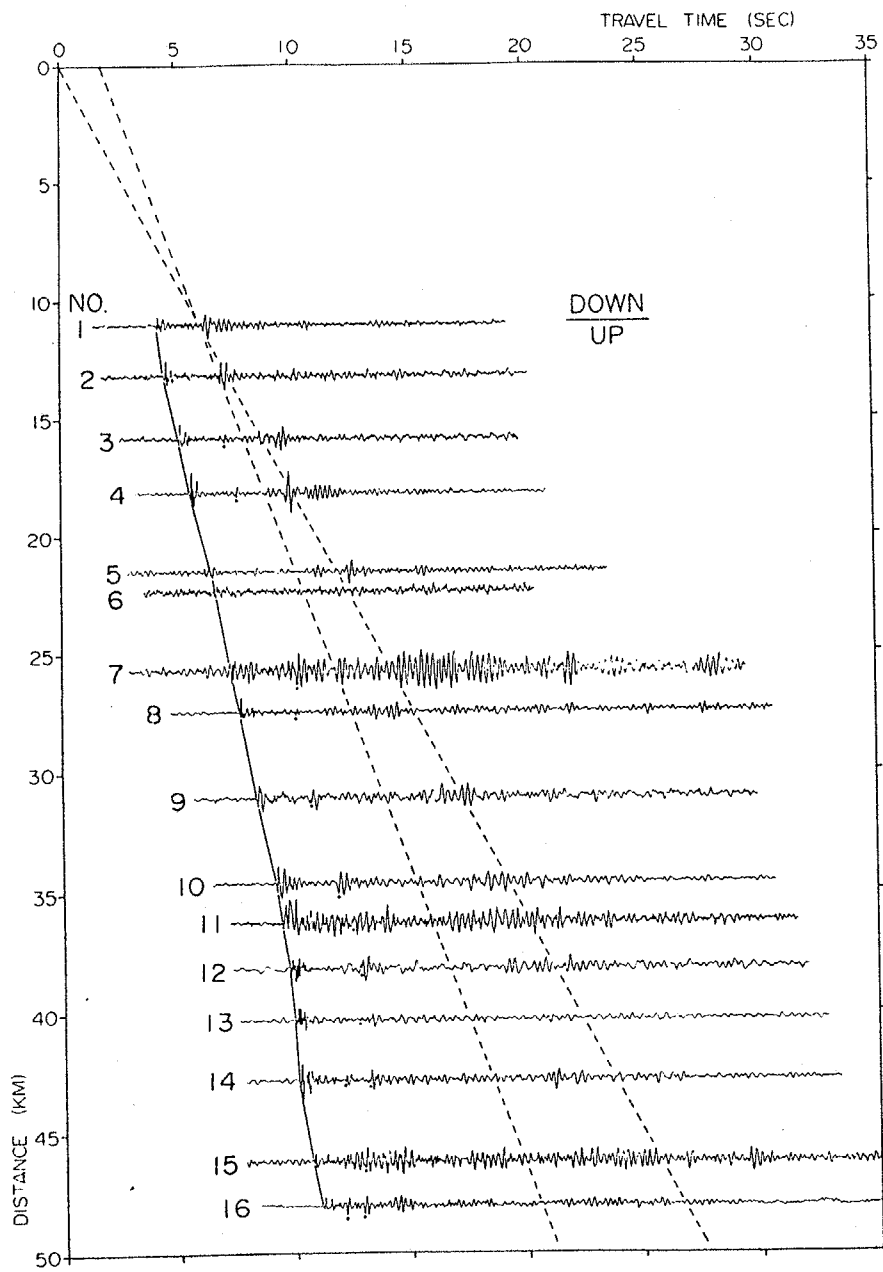


Fig.4-4 Seismograms obtained by the Yumenoshima explosions (vertical component).

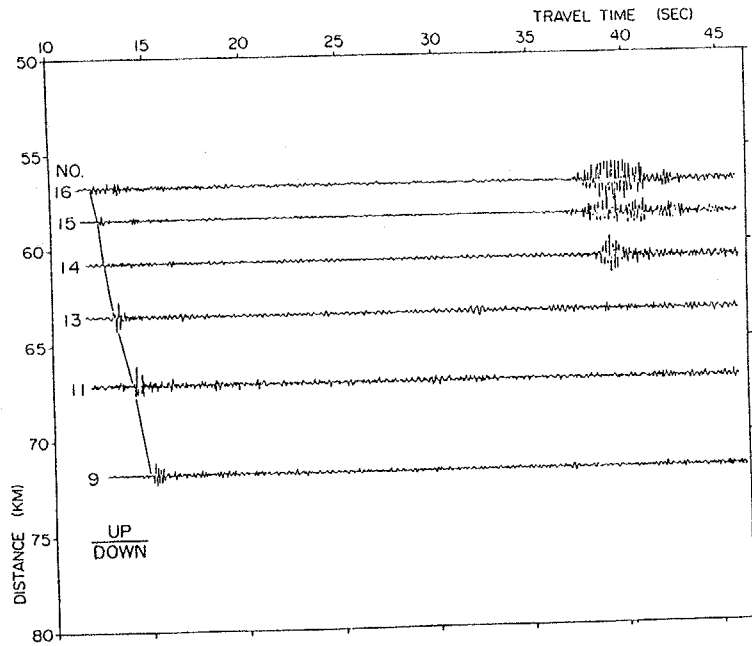


Fig.4-5 Seismograms obtained by the Izu-Ohshima explosion (vertical component).

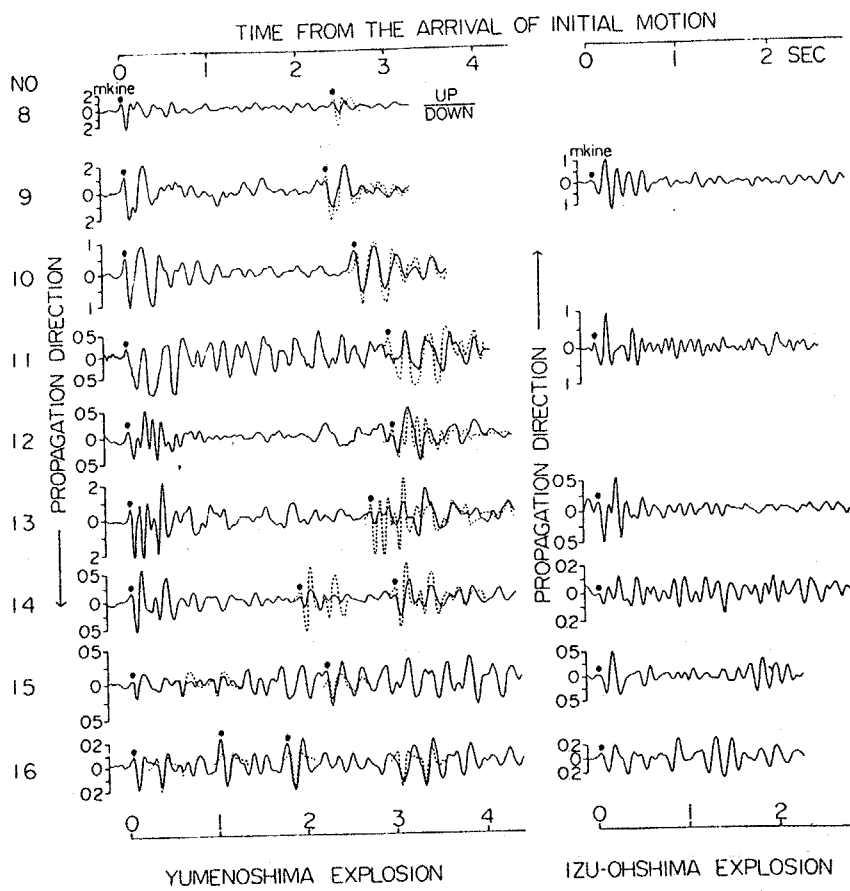


Fig.4-6 Partial details of Fig.4-4 and Fig.4-5, with attention to few seconds since the arrival of initial motion.

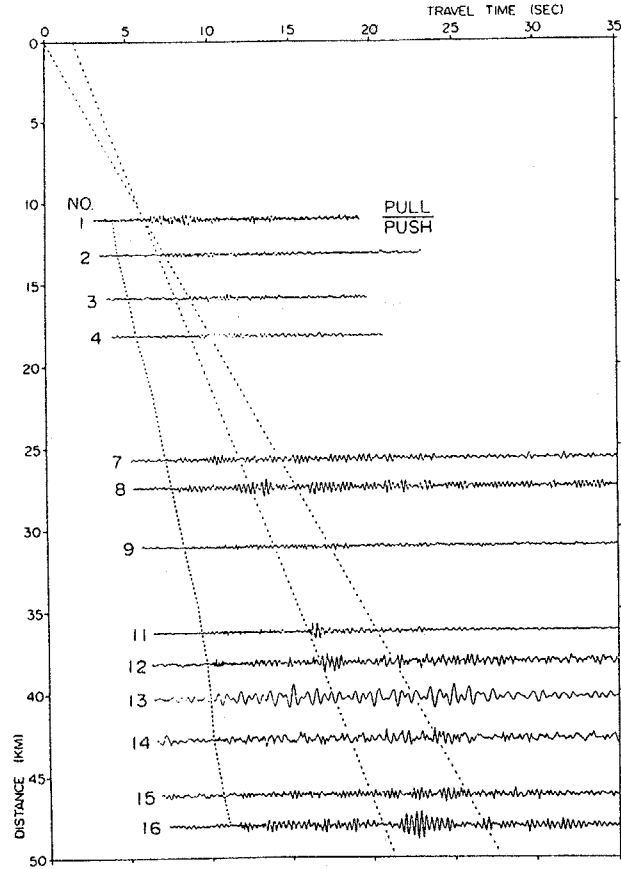
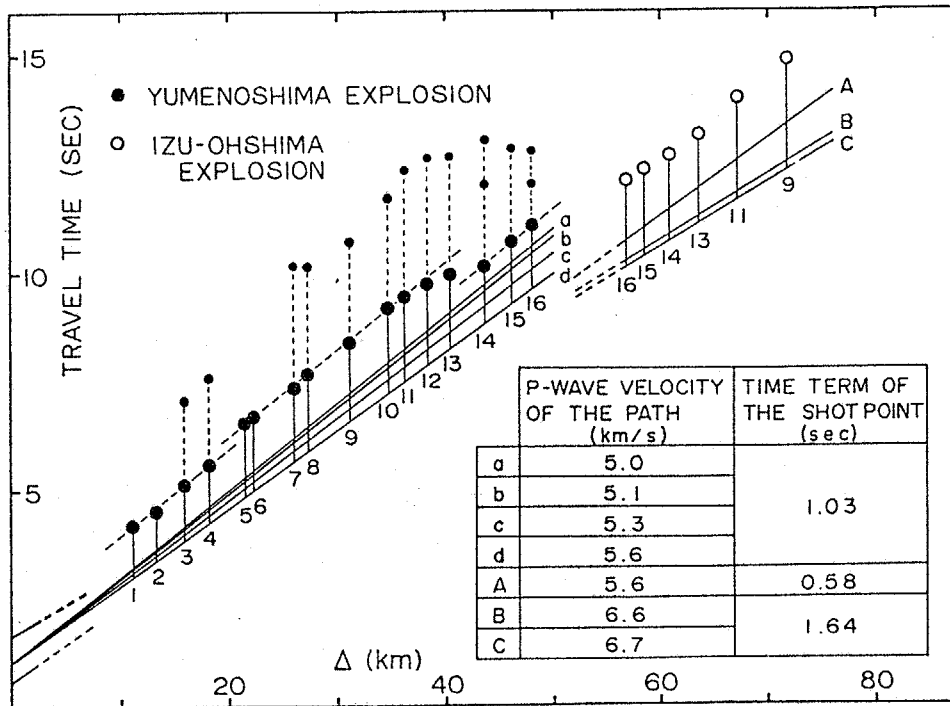
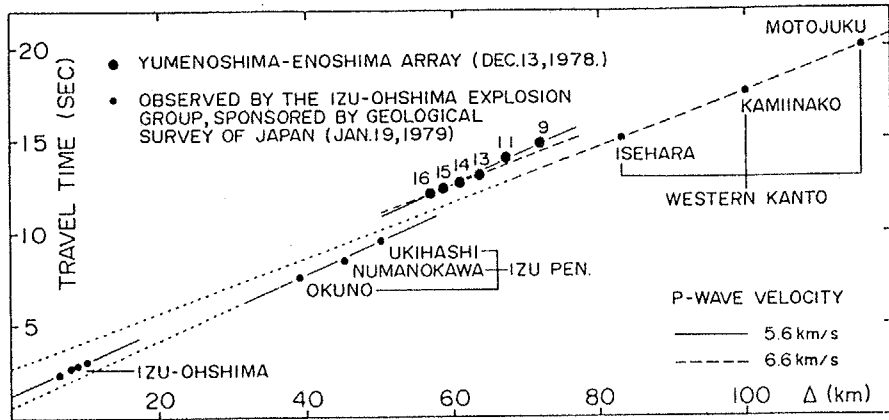


Fig.4-7 Seismograms obtained by the Yumeno-shima explosions (radial component).



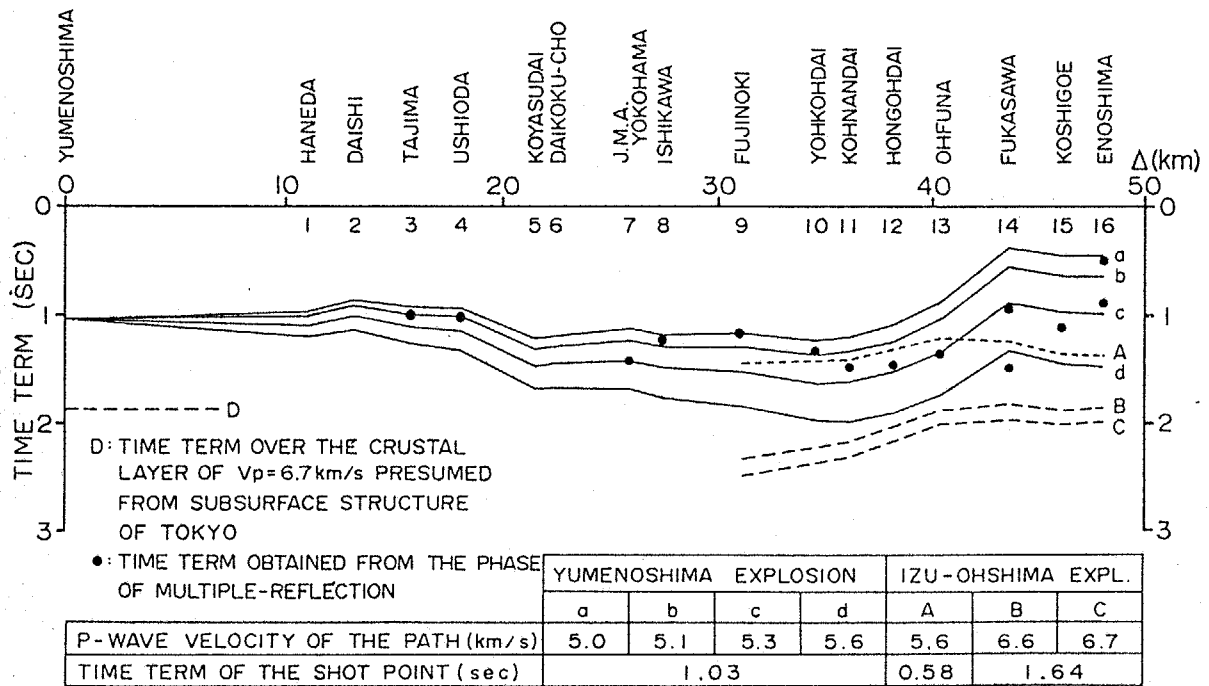
TRAVEL-TIME DIAGRAM FOR P-WAVE OBTAINED BY EXPLOSIONS

Fig.4-8



TRAVEL-TIME DIAGRAM FOR P-WAVE OBTAINED FROM THE IZU-OHSHIMA EXPLOSIONS

Fig.4-9



DISTRIBUTION OF TIME TERMS ALONG THE ARRAY STATIONS FROM YUMENOSHIMA TO ENOSHIMA

Fig.4-10

4.4 夢の島—大山測線とその周辺地域における地下深部の構造

前節において述べたごとく夢の島—江の島測線の地下構造は広い範囲にわたって起伏がみられ、2.2で述べた既往の夢の島爆破実験の対象となった他の地域に比して著しく複雑なものであった。本節では夢の島—江の島測線と夢の島—高尾測線の間中に位置するやゝ広い地域を対象として、それらの地域における地下深部の構造を総合的に把握しようとするものである。本節では夢の島と神奈川県大山を結んだ夢の島—大山測線が検討の中心となっている。

Fig. 4-11は夢の島—大山測線における観測記象を示したものである。地震計は固有周期0.3 secまたは1 secの上下動成分の速度計を用いており、振幅は任意スケールである。初動の到着は図中に・印を付したところであるが全体にわたって比較的明瞭に識別出来る。初動の走時より求められる基盤速度は、震央距離が25 Km以下の観測点では5.0 Km/sec乃至5.3 Km/secとほぼ一定しているのに対して、震央距離が25 Km以遠の観測点における見掛けの速度は7.4 Km/secにも達し、基盤構造に著しい傾斜があるものと推察される。また観測記象の中で特に注目すべき点は、Na 10(川和)の観測記象上において初動の到着から約0.7 sec遅れて顕著な位相が認められることである。この位相はそれよりも遠方の観測点における初動の位相と対応がよいことから、本観測点のごく近傍で基盤構造に大きな変化が生じているものと考えられる。Fig. 4-12は以上の現象をさらに詳しく見るためにNa 10に近接した観測点のみに注目し、初動付近の観測記象を拡大して示したものである。またNa 9およびNa 11の観測点はこのような現象が確認された後に新たに追加された観測点である。Fig. 4-12によれば、Na 6, Na 8, Na 9の観測点の初動は相互によく対応しており、Na 10の初動もそれと類似の波形を示している。これらの位相は図中に示すごとく $V_p = 5.3$ Km/secの走時によく一致している。一方、Na 10の観測点に認められた顕著な後続位相はNa 11の観測点における初動とよく対応しており、Na 12の初動もほぼそれと対応するものであろうと推察出来る。これらの位相についても図中に示すごとく $V_p = 7.4$ Km/secの走時によく一致している。またNa 11およびNa 12の観測点においては上述の顕著な位相よりも先に到達する位相は全く認めることが出来ない。以上のことから観測点Na 10を境として、初動の走時には顕著な不連続が存在することが明らかとなった。

以上に述べた初動の異常はFig. 4-13の走時曲線にもよく現われている。測点Na 10については振幅が小さく立上りの不鮮明な初動とそれから0.7 sec遅れて現われる顕著な位相の両方が図上に示されているが、いずれにしてもこの地点において走時曲線に不連続が生じることとなる。走時曲線には種々の見掛け速度が現われているが、この場合もFig. 4-13のみから真の基盤速度を知ることが出来ない。従って本測線においては震央距離が25 Km以内の領域で安定して認められる

$V_p = 5.3 \text{ Km/sec}$ が基盤速度を反映しているものと考え、後にその妥当性について種々の観点から検討を加えることとした。4.3で行なったと同様に震源である夢の島の time term を1.03 sec, 基盤速度を 5.3 Km/sec と仮定した場合に各観測点の time term は(4-1)式を用いて Fig. 4-14 の・印で表わされる。図中には基盤速度が 5.0 Km/sec , 5.6 Km/sec であるとした時の値も併せて示してある。まず震央距離が 25 Km 以下の領域に着目すれば、基盤速度が 5.3 Km/sec である場合にそれらの領域において time term の分布は平坦となり、基盤速度が 5.0 Km/sec の場合には震央距離が増すに従って time term の値は減少し、また基盤速度が 5.6 Km/sec の場合にはその逆の傾向となっている。この場合にも4.3で述べた重複反射波の位相は真の基盤速度を決定する上で注目される。Fig. 4-11には測点No. 6からNo. 8にかけて初動から約2秒遅れて顕著な位相が認められ、その位相速度が初動の有する位相速度とほぼ等しいことから、これらの位相は重複反射波であることが確認された。Fig. 4-12に・印を付された位相は重複反射波の位置を示したもので初動の波形とよく対応していることがわかる。これらの位相の到着時刻と初動の到着時刻の差が time term の2倍に相当することから各観測点の time term を求めれば、No. 6では1.08 sec, No. 8とNo. 9では1.14 secであり、これらの値は Fig. 4-14における基盤速度が 5.3 Km/sec の場合の time term の値とよく一致している。以上の結果からこれらの領域における基盤速度は $V_p = 5.3 \text{ Km/sec}$ であることが明らかとなり、また time term は約1.1 secでほぼ一定である。

一方、震央距離が 30 Km 以遠の地域においては、time term が徐々に減少する傾向が現われている。基盤速度を 5.0 Km/sec と仮定した場合には震央距離が 50 Km を越える地域で time term が負となり現実的ではない。測点No. 19の位置している大山は新第三紀中新世下部に属する火砕岩類から成っていることが明らかにされているが、²⁻¹¹⁾これらの地質は本論文で基盤層と呼んでいる先新第三紀の岩盤とは明らかに生成年代を異にしており、基盤層には相当しないと考えられるためである。

以上の結果を総合することによって、本測線における大略の地下構造については次のごとくまとめることが出来る。すなわち、本測線における基盤層は $V_p = 5.3 \text{ Km/sec}$ なるP波伝搬速度を有していると考えるのが最も妥当であり、各観測点が有している基盤層以浅の層の time term は Fig. 4-14に・印で示されたごとく分布している。基盤構造は震央距離が 25 Km 以下の地域ではほぼ平坦であるが、測点No. 10付近には大きな不連続が認められ、それよりも遠方では徐々に基盤面が上昇している。さらに測点No. 10付近における基盤構造の不連続については、観測記象に現われた初動の走時のみを重視して time term の分布を求めるとするならば Fig. 4-14に示すごとく、No. 10とNo. 11の time term を破線で結ぶことによって一つの解釈は成立する。しかしながら初動付近の観測波形に注目し、個々の波動の伝搬性を重視する立場に立てばNo. 10のごく近傍において

基盤構造は完全に断ち切られているものと考えざるを得ない。また、基盤面以浅における堆積層の構造が夢の島とさほど変らないものとしてこの地点における基盤面の段差を推定すれば Na 10 の初動に基づく time term と Na 11 の time term の差からは約 600 m, Na 10 における初動と後続位相の時間差からは約 1500 m が得られいずれも西落ちである。

以上夢の島—大山測線における地下深部の構造について述べてきたが、既に探査が行なわれている夢の島—高尾測線および夢の島—江の島測線における結果も併せて、これらの測線を含む関東平野南西部の広い地域における地下深部構造に関する考察を次のごとく行なうこととした。尚、Fig. 4-15 はこれらの地域に分布する夢の島爆破実験の観測点を示したものであるが、図に示すごとく上記の3つの測線の周辺には補助的な観測点が10数点設けてある。こゝに測線 A は夢の島—高尾測線を示しており、各観測点の震央距離、初動の走時、time term などの諸量は Table 4-3 a にまとめられている。測線 A の走時は嶋悦三・他⁴⁻⁶⁾に基づいている。基盤速度については $V_p = 5.0 \text{ Km/sec}$, 5.3 Km/sec , 5.6 Km/sec を想定し、夫々の場合の time term を掲げてあるが、前述のごとく $V_p = 5.3 \text{ Km/sec}$ が最も真の値に近いものと考えている。測線 B は夢の島—大山測線を、また測線 D は夢の島—江の島測線を示している。さらに測線 C は測線 B と測線 D の中間に位置するもので、東京都大田区、川崎市幸区を経て横浜市保土ヶ谷区に至る測線であり、測線 E は測線 A と測線 B の中間を補うもので、川崎市高津区から東京都町田市に至る測線である。測線 C および測線 E は先に述べた夢の島—大山測線(測線 B)の Na 10 測点付近に認められた基盤構造の不連続をさらに明らかにするために設定されたものである。こゝに Table 4-3, b~e は測線 B~E に夫々対応している。

ところで、これまでは各観測点が有する time term を用いて間接的に地下構造を表わしてきたが、これらの地域における基盤層以浅の堆積層の構造が夢の島の構造とさほど変化がないものと仮定すれば、各観測点における基盤面の深度はその time term に比例すると考えても大きな間違いではない。以上の方法によって得られる基盤面の深度と time term との関係は Table 4-4 に示すごとくであり、time term の大きさ、または基盤面までの深度に応じて8段階の等級を付すこととした。すなわち、class 1 は time term が 0.3 sec 以下の領域を表わしており、これに対応する基盤面の深度は 0.7 Km 以下となっている。これに対し、class 8 は time term が 1.5 sec を越える領域を表わしており、基盤面の深度が 3.4 Km 以上の領域と対応するものである。Table 4-3 の右端の欄の数字と Fig. 4-15 に示された観測点の・印の大きさはこの8段階の等級を表わしている。従って、これらの地域における基盤面の深度の変化は Fig. 4-15 によって把握することが出来る。測線 A (夢の島—高尾測線) では夢の島から西方へ約 30 Km の間基盤面の深さには殆ど

変化がみられず、その後急激に浅くなり、高尾山付近では基盤面が地表に露出する。この傾向が地質状況とよく一致することに関しては 4.2 において述べた通りである。測線 B (夢の島-大山測線) では夢の島から約 2.5 Km の間ほど平坦であった基盤面が測点 No. 10 (横浜市川和) 付近で急激に深くなり、それ以降は大山に向い徐々に浅くなる傾向がよく現われている。測線 D (夢の島-江の島測線) では、やはり夢の島から約 2.0 Km の区間において基盤面は平坦であるが、測点 No. 4 から No. 14 にかけて大きな窪みを成しており、最深部となっている測点 No. 10 (横浜市洋光台) 付近における基盤面の深度は 3.6 Km に及んでおり、対象地域における最深点となっている。また、この地点から測点 No. 14 (鎌倉市深沢) にかけての地域では基盤面が著しく上昇し、江の島付近における基盤面は再び平坦である。測線 C, E においてもその傾向は同様であり、夢の島に近い地域で平坦であった基盤面が、途中から深くなっている。このような基盤面の深さの変化はさらに Fig. 4-16 に顕著に現われている。上に述べたごとく、基盤面の深度が夢の島に近い地域においては再び平坦であり、ある地点から突如として基盤面が深くなる傾向はいずれの測線においても共通に認められる現象である。測線 A についてはこのような現象は顕著ではなく、他の測線との対比によって同様の傾向が認められる程度のものである。Fig. 4-15 に描いた実線はこのような基盤面の深度が変化する現象が単なる局地的なものではなく、規模の大きな地殻構造上の問題を反映したものであることを示唆したものであり、ブーゲー異常⁴⁻²⁶⁾の変化ともよく対応している点は大変興味深い。

以上に述べたことがらを要約すると次のごとくである。本節においては前節で明らかとなった 1 つの測線上における地下深部の基盤構造をさらに三次元的に把握するために、対象地域を関東平野南西部に拡げ、その地下深部構造について探査結果に基づく考察を行なったものである。その結果基盤面の深度には地域によって著しい差異がみられ、対象地域の地下構造はその他の地域に比して一層複雑であることが判明した。本対象地域における地下構造の特徴としては、川崎市を含め、それ以北の基盤構造は概ね平坦であり、夢の島直下の構造とさほど差異は認められないが、それよりも南側あるいは南西側では基盤層が深く落ち込む傾向が顕著に認められた。このような現象は単なる局地的なものではなく、規模の大きな地殻構造上の問題を反映したものであることが指摘された。また平野の外縁部では基盤面が次第に浅くなる傾向が顕著に認められた。

Table 4-3a

DISTRIBUTION OF TIME-TERMS OBTAINED BY THE YUMENOSHIMA EXPLOSIONS

Obs. No.	Distance (km)	Travel-time (s)	Time-term (s)			Class
			Vp=5.0km/s	Vp=5.3km/s	Vp=5.6km/s	
A - 1	3.21	1.95				5
2	4.31	2.47				5
3	5.67	3.10	0.94	1.00	1.06	5
4	6.99	3.40	0.97	1.05	1.12	5
5	8.28	3.62	0.93	1.03	1.11	5
6	10.01	3.98	0.95	1.06	1.16	5
7	11.10	4.28	1.03	1.16	1.27	6
8	11.96	4.35	0.93	1.06	1.18	5
9	13.10	4.56	0.91	1.06	1.19	5
10	14.69	4.89	0.92	1.09	1.24	5
11	17.36	5.41	0.91	1.10	1.28	5
12	20.23	5.93	0.85	1.08	1.29	5
13	22.69	6.40	0.83	1.09	1.32	5
14	24.76	6.78	0.80	1.08	1.33	5
15	27.09	7.14	0.69	1.00	1.27	5
16	28.32	7.40	0.71	1.03	1.31	5
17	29.29	7.53	0.64	0.97	1.27	5
18	29.95	7.60	0.58	0.92	1.22	5
19	31.66	7.83	0.47	0.83	1.15	4
20	33.55	8.20	0.46	0.84	1.18	4
21	35.28	8.48	0.39	0.79	1.15	4
22	38.74	9.09	0.31	0.75	1.14	4
23	41.84	9.44	0.04	0.52	0.94	3
24	43.95	9.71	-0.11	0.39	0.83	2
25	48.65	10.24	-0.52	0.03	0.52	1
26	51.01	10.43	-0.80	-0.22	0.29	1
27	53.67	10.88	-0.88	-0.28	0.27	1
28	58.89	11.69	-1.12	-0.45	0.14	1

Table 4-3b

DISTRIBUTION OF TIME-TERMS OBTAINED BY THE YUMENOSHIMA EXPLOSIONS

Obs. No.	Distance (km)	Travel-time (s)	Time-term (s)			Class
			Vp=5.0km/s	Vp=5.3km/s	Vp=5.6km/s	
B - 1	10.50	4.01	0.88	1.00	1.10	5
2	12.65	4.49	0.93	1.07	1.20	5
3	15.94	5.11	0.89	1.07	1.23	5
4	17.54	5.37	0.83	1.03	1.21	5
5	18.88	5.70	0.89	1.11	1.30	6
6	20.48	6.02	0.89	1.13	1.33	6
7	20.50	6.00	0.87	1.10	1.31	5
8	23.81	6.60	0.81	1.08	1.32	5
9	25.46	6.93	0.81	1.10	1.35	5
10	27.30	7.27	0.78	1.09	1.36	5
		7.95	1.46	1.77	2.04	8
11	28.84	7.85	1.05	1.38	1.67	7
12	31.14	8.24	0.98	1.33	1.65	7
13	34.01	8.59	0.76	1.14	1.49	6
14	37.64	9.14	0.58	1.01	1.39	5
15	40.97	9.57	0.35	0.81	1.22	4
16	45.26	10.16	0.08	0.59	1.05	3
17	49.51	10.94	0.01	0.57	1.07	3
18	52.63	11.54	-0.02	0.58	1.11	3
19	55.96	11.92	-0.30	0.33	0.90	2

Table 4-3c

DISTRIBUTION OF TIME-TERMS OBTAINED BY THE YUMENOSHIMA EXPLOSIONS

Obs. No.	Distance (km)	Travel-time (s)	Time-term (s)			Class
			Vp=5.0km/s	Vp=5.3km/s	Vp=5.6km/s	
C - 1	10.15	3.92	0.86	0.97	1.08	5
2	13.27	4.57	0.89	1.04	1.17	5
3	17.69	5.50	0.93	1.13	1.31	6
4	20.70	6.08	0.91	1.14	1.35	6
5	24.57	6.82	0.88	1.15	1.40	6
6	26.38	7.32	1.01	1.31	1.58	7
7	28.64	7.86	1.10	1.43	1.72	7
8	34.00	8.93	1.10	1.48	1.83	7

Table 4-3d

DISTRIBUTION OF TIME-TERMS OBTAINED BY THE YUMENOSHIMA EXPLOSIONS

Obs. No.	Distance (km)	Travel-time (s)	Time-term (s)			Class
			Vp=5.0km/s	Vp=5.3km/s	Vp=5.6km/s	
D - 1	11.04	4.20	0.96	1.09	1.20	5
1'	11.55	4.31	0.97	1.10	1.22	6
2	13.17	4.51	0.85	1.00	1.13	5
3	15.83	5.12	0.92	1.10	1.26	5
3'	16.60	5.27	0.92	1.11	1.28	6
4	18.14	5.59	0.93	1.14	1.32	6
5	21.48	6.54	1.21	1.46	1.67	7
6	22.36	6.68	1.18	1.43	1.66	7
7	25.91	7.33	1.12	1.41	1.67	7
8	27.44	7.69	1.17	1.48	1.76	7
9	31.05	8.40	1.16	1.51	1.83	8
10	34.62	9.18	1.23	1.62	1.97	8
11	36.09	9.44	1.19	1.60	1.97	8
12	38.16	9.74	1.08	1.51	1.90	8
13	40.39	9.97	0.86	1.32	1.73	7
14	43.64	10.13	0.37	0.87	1.31	4
15	46.09	10.69	0.44	0.96	1.43	5
16	48.01	11.07	0.44	0.98	1.47	5

Table 4-3e

DISTRIBUTION OF TIME-TERMS OBTAINED BY THE YUMENOSHIMA EXPLOSIONS

Obs. No.	Distance (km)	Travel-time (s)	Time-term (s)			Class
			Vp=5.0km/s	Vp=5.3km/s	Vp=5.6km/s	
E - 1	20.42	5.95	0.84	1.07	1.27	5
2	23.33	6.53	0.84	1.10	1.33	5
3	26.45	7.14	0.82	1.12	1.39	6
4	29.21	8.08	1.21	1.54	1.84	7
5	31.17	8.21	0.95	1.30	1.61	6
6	33.70	8.56	0.79	1.17	1.51	6

Table 4-4 CLASSIFICATION OF DEPTH OF BEDROCK

Class	Time-term (s)	Depth of bedrock (km)
1	- 0.3	- 0.7
2	0.3 - 0.5	0.7 - 1.1
3	0.5 - 0.7	1.1 - 1.6
4	0.7 - 0.9	1.6 - 2.0
5	0.9 - 1.1	2.0 - 2.5
6	1.1 - 1.3	2.5 - 2.9
7	1.3 - 1.5	2.9 - 3.4
8	1.5 -	3.4 -

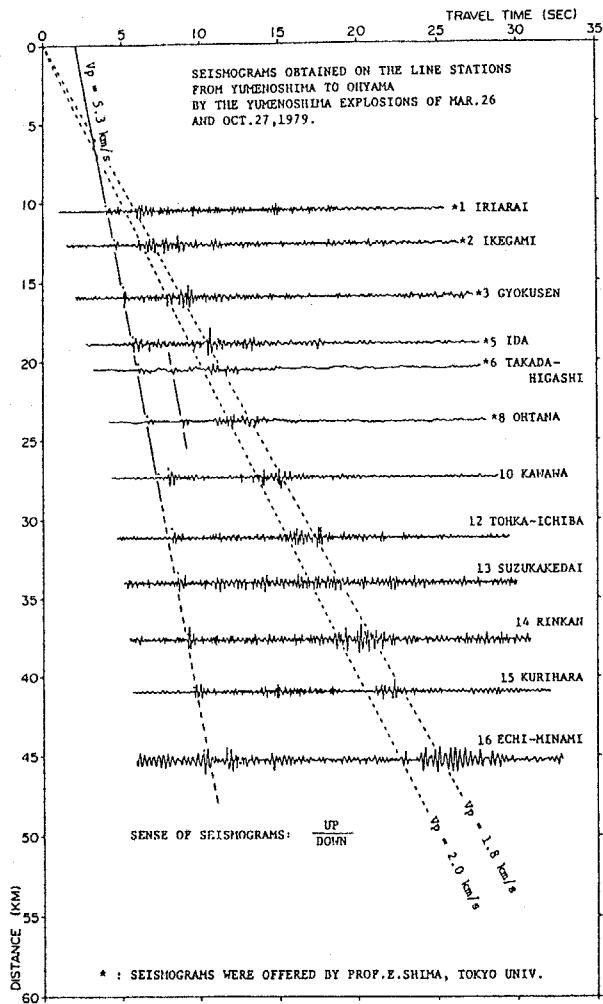


Fig.4-11 Seismograms obtained by the Yumehoshima explosions (vertical component).

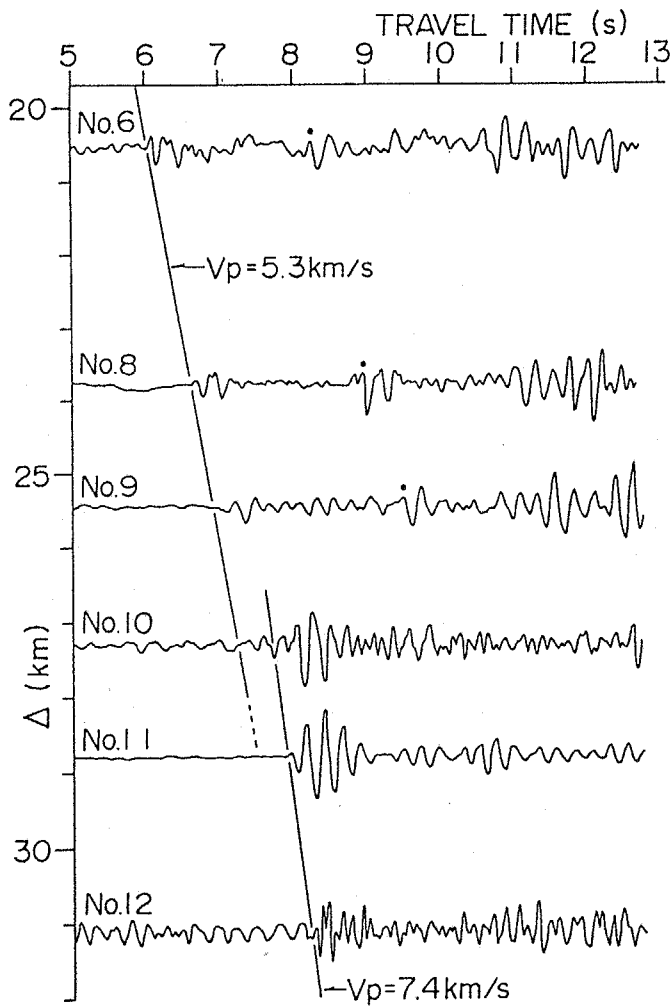


Fig.4-12 Partial details of Fig.4-11.

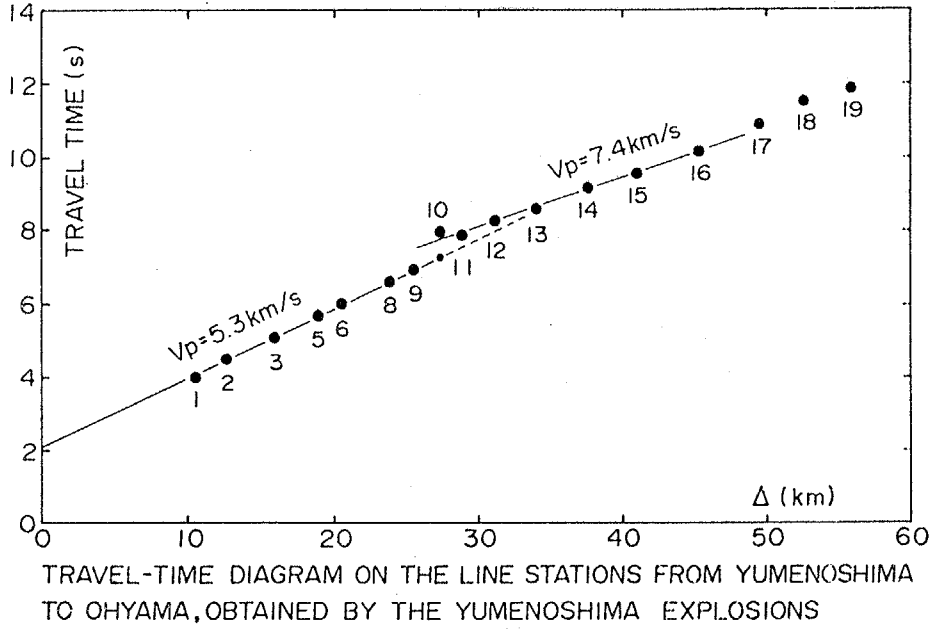


Fig.4-13

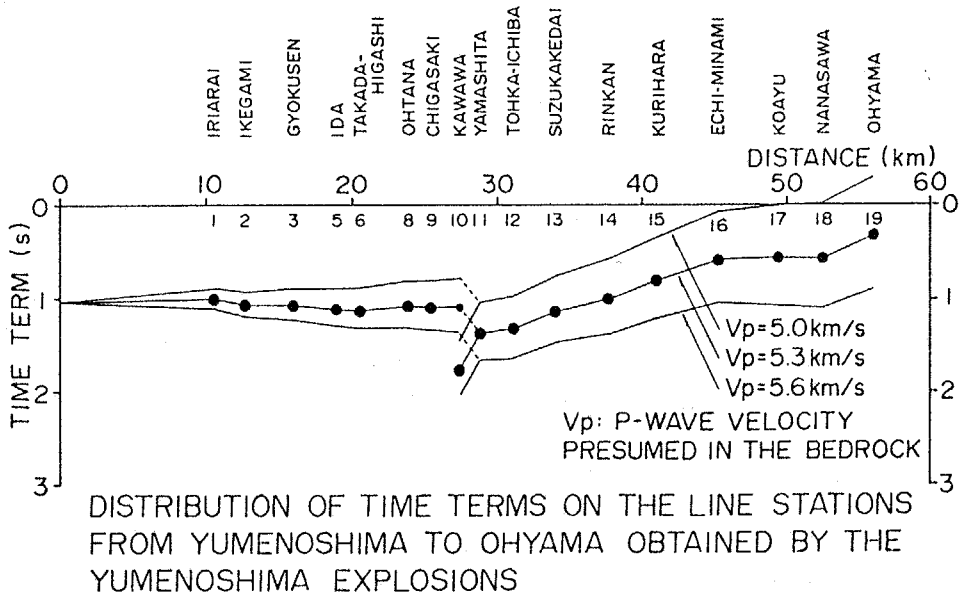


Fig.4-14

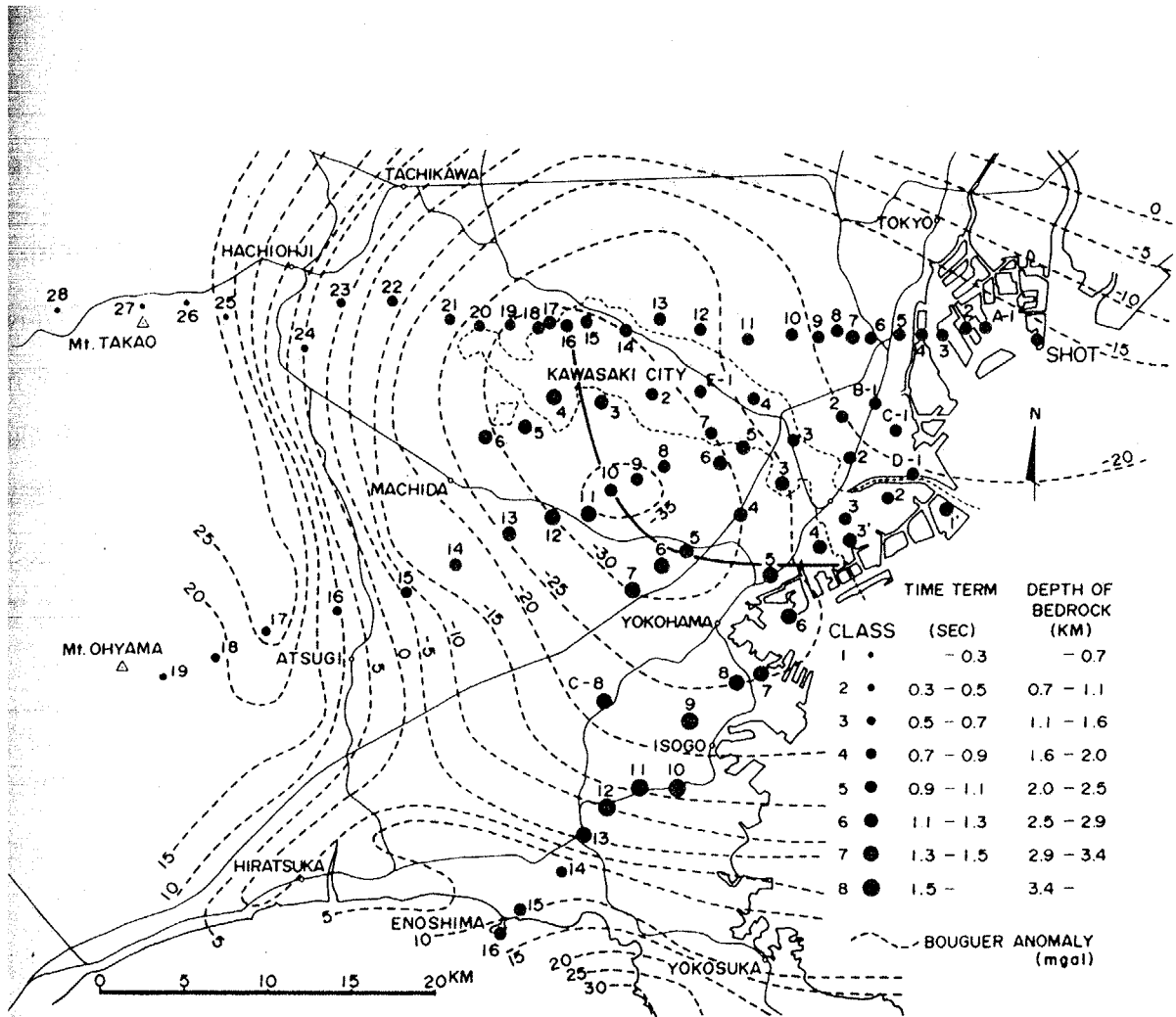
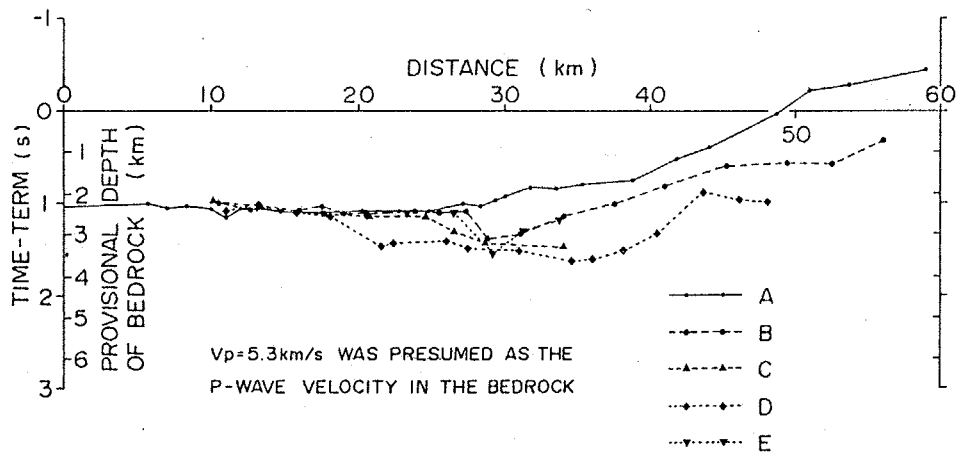


Fig.4-15 Distribution of observation stations for the Yumenoshima explosions. Degree of time-term and the depth of bedrock at each station was indicated with the contour map of Bouguer anomaly by Tajima (1975).



DISTRIBUTION OF TIME-TERMS OBTAINED BY THE YUMENOSHIMA EXPLOSIONS

Fig.4-16

4.5 波動伝搬速度と地質の生成年代との関係

関東平野南部における地下深部の地盤構造を明らかにする上で、地殻構造の表面を覆っている厚い堆積層の存在は重要であり、やゝ長周期成分の地震動の特性に大なる影響を及ぼすものと考えられている。これらの堆積層は主として第三紀の碎屑岩によって構成されているが、これらの地盤の速度構造については第四紀層あるいは深部における地殻の速度構造に比して不明の点が多い。以上の観点から、本節では生成年代の異なる数種の第三紀碎屑岩の露頭がみられる神奈川県三浦半島周辺の地域を対象として、簡便な方法を用いて地表付近におけるP波の伝搬速度を実測し、P波伝搬速度と地質の生成年代との関係を明らかにしている。

まず、三浦半島周辺地域の地質構造はその生成年代に従って Fig. 4-17 のごとく区分されている⁴⁻¹⁹⁾。この地域が南関東褶曲帯に属していることについては 2.2 に述べた通りであるが、さらに詳しく見れば三浦半島から房総半島にかけて東西に走る「葉山・峯岡隆起帯」を軸として、三浦層群(中新統中・上部)、上総層群(鮮新統～更新統下部)および相模層群(更新統中・上部)が順次重なって北方へ傾斜しているものと考えられている²⁻¹²⁾。また三浦層群と上総層群の間に著しい不整合が存在していることについては 4.3 で既に述べた。Fig. 4-17 はこれらの地質区分に従ったものであり、図の空白部は相模層群または沖積層に相当している。また図中に示された No. 9 ~ No. 16 の地点は 4.3 で述べた地下深部探査の観測点を表わしている。本節の対象となるP波伝搬速度の測定点は各地質区分の中から選定されており、主として新しい断面が露出している地点に注目したものである。生成年代の最も古い葉山層群に属する測定点は江の島・葉山・衣笠・佐原の4点、三浦層群に属する測定点は腰越と鷹取山の2点であり、町屋は上総層群に属する測定点である。さらに同様の測定は上総層群が露出している横浜市すゞかけ台 (Fig. 4-15, B-13) および先新第三紀の岩盤が露出している東京都高尾 (Fig. 4-15, A-26 付近) でも試みられている。

また、本節で行なうP波伝搬速度の簡便な測定は次に述べる方法を用いている。測定は現場から採取した岩石試料を対象として行なうものと直接現位置において行なうものとの2通りの方法を試みることとし、P波の発生にはハンマーの打撃による衝撃的な振動を利用した。波動伝搬速度は数cm乃至数mの間隔を置いて岩石の表面に取り付けられた2つの圧電型加速度計で得られる初動を用い、その到着時間差より算出される区間速度によって表わすこととした。さらに到着時間差の読み取りは観測記録上から直接読み取る方法の他に、2現象から成る電気信号の到着時間差を自動的に計測してその値を表示する Travel-time counter (以後 T.T.C. と呼ぶ) を試作した。T.T.C. の機構は Fig. 4-18 に示すごとくであり、2地点に設置された地震計からの出力を夫々矩形波に変換し、一方の矩形波の生起時刻からもう一方の矩形波の生起時刻までの時間帯をゲートとし、このゲート

を通過する高周波パルスの波数によって2地点間における初動の到着時間差を表示しようとするものである。Fig. 4-19 は実際に2地点間における初動の到着時間差をT.T.C.によって求めた例を示したものである。以上の方法は測定が容易であることから、測定回数を増すことによって結果の信頼性を高めることが可能である。

このようにして得られた各測定点のP波伝搬速度はFig. 4-20～Fig. 4-27 に示すごとくである。Fig. 4-21 は直接現場においてこの方法を適用したものであるが、それ以外は現場から採取された岩石試料を用いて得られたもので、主として予備調査として行なわれたものである。これらの図は、ある間隔を置いて設置された2つの圧電型加速度計の一方の側から伝搬したP波について、2地点間における初動の到着時間差を測定する方法を同一条件で多数繰返し、その頻度分布に基づいて安定したP波伝搬速度を得たものである。

一方、現場における測定では交通機関等による雑振動の影響が大きく、Fig. 4-19 に示すごとく理想的なトリガー・レベルを設定することが困難であったため、結果をFig. 4-28～Fig. 4-34 に示すごとく、再生された記録紙上から初動の到着を読み取り、伝搬速度を求めた。図中、●印は初動の位置を示しており、またX₀は震源から震源に最も近接した測点までの距離を表わしたものである。Fig. 4-34 はX₀の変化が波動伝搬速度に与える影響について検討を行なったものでその結果はFig. 4-35 に示すごとくであり、X₀をある程度大きく取ることによって安定した伝搬速度が得られることが確認された。これは初動の伝搬経路がX₀によって異なるためであり、X₀が大である程風化などの影響の少ない地下深部の波動伝搬速度が得られるためであると考えられる。

以上の測定によって得られたP波速度の値は測定点の地質区分とともにTable 4-5 にまとめられており、以下のごとき結論を得ることが出来た。まず最初に、現場における実測と岩石試料に基づく測定との相違は主に波動の伝搬速度を求める際の測定間隔の相違にあり、現場測定においては数m、岩石試料を用いる場合には数cm乃至10数cm程度であるが、これが結果に与える影響は殆ど認められず、両者はよい一致をみている。また、ここに調査の対象とした第三紀碎屑岩に限れば、岩石の風化は波動伝搬速度にさほど影響を与えていないものと考えられる。但し、腰越および葉山の測定点については岩石表面の風化・劣化は著しく、他の測定点の結果と同等に評価することは出来ない。また、以上の結果は地質区分による波動伝搬速度の相違をよく反映しており、P波伝搬速度は概ね上総層群においては1.0～1.3 Km/sec、三浦層群においては2.1 Km/sec、葉山層群においては2.7～3.3 Km/sec、また先第三紀の小仏層群においては3.7～4.7 Km/secであることが判明した。さらにTable 4-5 には地下深部において実測されたP波伝搬速度が比較のために掲げられている。4.2において述べたごとく夢の島爆破実験より得られた伝搬速度は屈折法に基づく広い地域の平均的な値を表わすものであり、⁴⁻⁵⁾ また岩槻における伝搬速度は検層法に基づく深井戸の

孔中における区間速度を表わしている。⁴⁻¹⁵⁾ これらの地下深部におけるP波伝搬速度の実測結果と、ここに述べた地表付近における同様の値との比較により次のことが指摘出来る。上総層群・三浦層群など生成年代の比較的新しい地層においては地表付近における伝搬速度が地下深部のそれに比して著しく小さな値となっており、この理由としては含水率、拘束圧などの環境条件の相違がこれらの年代の新しい地層に強く現われているためと考えられる。一方、葉山層群、小仏層群など生成年代の比較的古い地層においてはこのような差異は顕著でなく、地下深部と地表近くで得られた伝搬速度はよく対応している。以上のことから、三浦半島周辺の地域においては、夢の島直下では地下1.5 Kmまた岩槻では地下1 Km以深に存在する $V_p = 2.8 \sim 2.9 \text{ Km/sec}$ の層が直接地表に露出していることが実測によって確認され、また高尾山周辺の地域においては、夢の島直下では地下2.3 Km、岩槻では地下2.7 Km以深に存在する基盤層が直接地表に現われていることが明らかとなった。さらにP波伝搬速度が地質の生成年代によって明瞭に区分され、両者の対応が良好であることも明らかにされた。

また、本節で検討を行なったのはP波の伝搬速度のみであり、S波の伝搬速度を実測によって直接求める方法の開発は今後の重要な課題である。Fig. 4-36はこれまでにP波とS波の伝搬速度がともに得られている資料に基づいて両者の関係を示したもので、P波伝搬速度 V_p とS波伝搬速度 V_s の間には凡そ次式の関係が成り立っているものと考えられる。

$$V_s = a \cdot V_p - b \quad (4-2)$$

ここに係数 (a , b) の組合せは (0.73 , 0.73) 乃至 (0.80 , 1.2) の範囲に存在するものとする。但しこれらの関係は第三紀層もしくはそれよりも古い層を対象としたものであり、第四紀の軟弱地盤には適用出来ない。第四紀の地盤を対象としたS波速度の測定に関する調査研究は既に数多くなされており、それらを総括するものの代表例としては太田裕・後藤典俊^{4-24), 4-25)}の研究がある。

以上、本節において得られた内容をまとめると次のごとくである。本節では生成年代が異なる数種の第三紀砕屑岩が地表に露出している三浦半島周辺の地域を対象として、簡便な方法を用いて地表付近におけるP波の伝搬速度を実測し、P波伝搬速度と地質の生成年代との関係について検討を行なったもので、以下の結論を得ることが出来た。すなわち、対象地域における砕屑岩はその生成年代によって新しいものから上総層群、三浦層群および葉山層群に分類されているが、それに対応する地表付近のP波伝搬速度は夫々 $1.0 \sim 1.3 \text{ Km/sec}$, 2.1 Km/sec , $2.7 \sim 3.3 \text{ Km/sec}$ と徐々に大きな値を示し、地層の生成年代の相違がP波伝搬速度の上にもよく反映されていることが明らかとなった。また地下深部と地表付近で実測されたP波伝搬速度はよく対応しており、三浦半島周辺の地域においては、夢の島の地下1.5 Km、岩槻の地下1 Km以深に存在する $V_p = 2.8 \sim 2.9 \text{ Km/sec}$

の層が地表に露出していることが実測によって確かめられた。同様の方法を用いて高尾山周辺の地域においては、夢の島の地下 2.3 Km, 岩槻の地下 2.7 Km 以深に存在する基盤層が直接地表に現われていることが確認された。

Table 4-5 EFFECT OF GEOLOGICAL CONDITION ON P-WAVE VELOCITY AND COMPARISON OF P-WAVE VELOCITIES OBTAINED BY DIFFERENT METHODS.

GEOLOGY	GROUP	MEASURING POINT	P-WAVE VELOCITY (km/s)		YUMENOSHIMA EXPLOSION	WELL LOGGING AT IWATSUKI
			SAMPLE TEST	FIELD TEST		
PLIO- PLEISTOCENE	KAZUSA G.	MACHIYA	1 . 1	1 . 0	1 . 8	1 . 8
		NAGATSUTA	-	1 . 3		? 2 . 1
MIOCENE	MIURA G.	TAKATORIYAMA	2 . 1	2 . 1		
		KOSHIGOE	(1 . 2)	-		
OLIGO- MIOCENE	HAYAMA G.	KINUGASA	3 . 3	2 . 9	2 . 8	2 . 9
		ENOSHIMA	2 . 8	2 . 9		
		SAWARA	-	2 . 7		
		HAYAMA	(1 . 8)	(2 . 0)		
PRE-NEOGENE BASEMENT	KOBOTOKE G.	TAKAO	3 . 7	4 . 7	5 . 3 ? 5 . 6	4 . 7

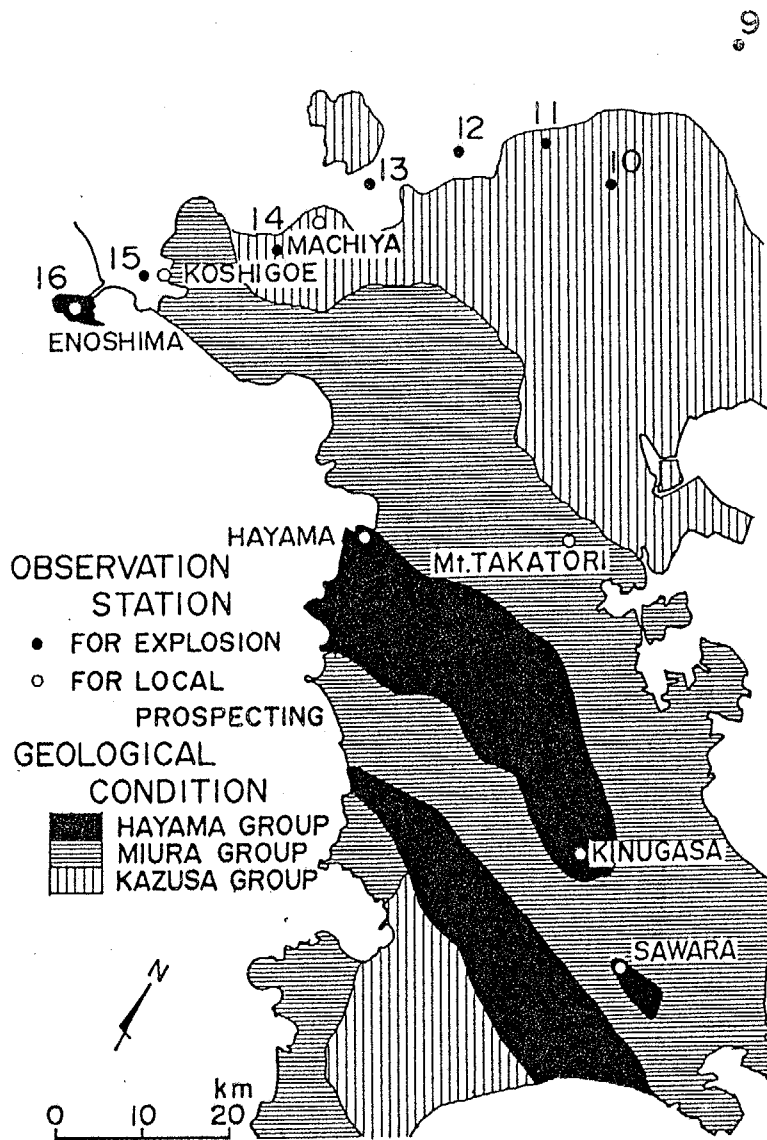


Fig.4-17 Location of observation stations for explosions and local prospectings in and around the Miura peninsula.

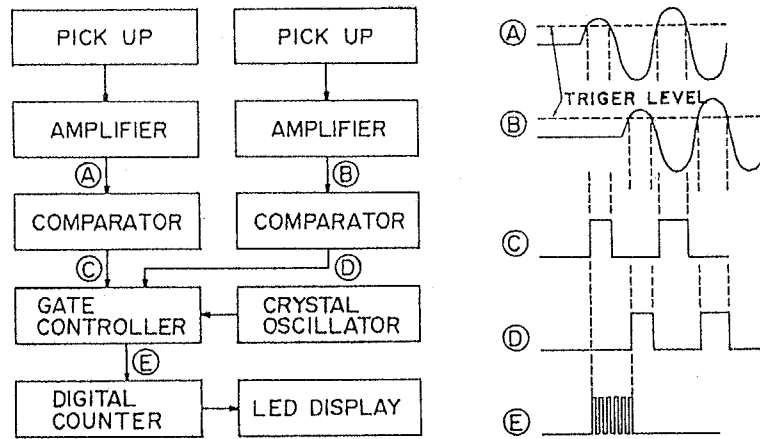
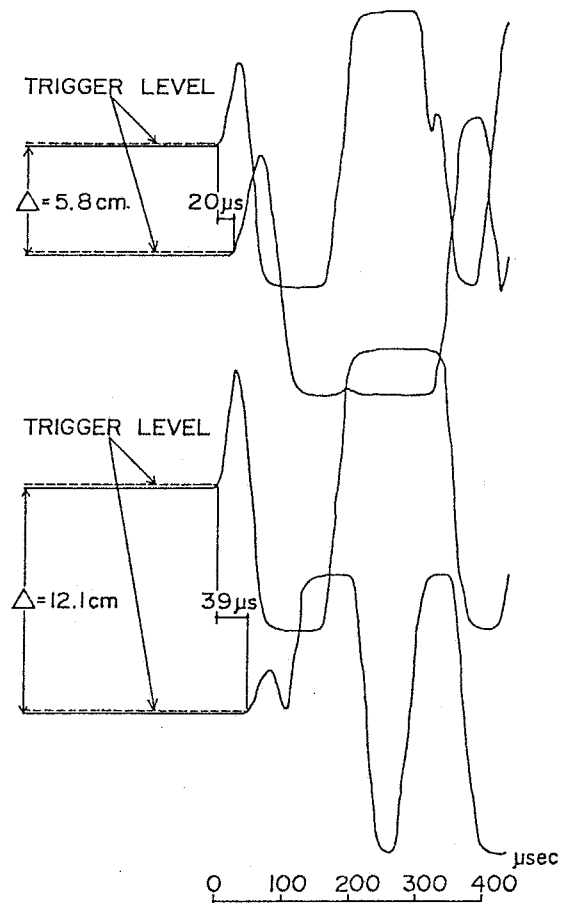
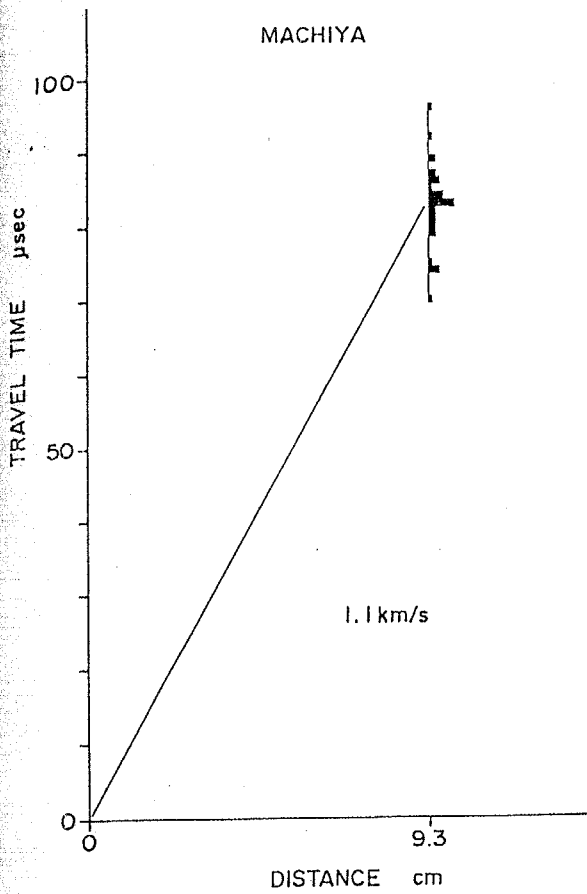


Fig.4-18 Block diagram of the travel-time counter.



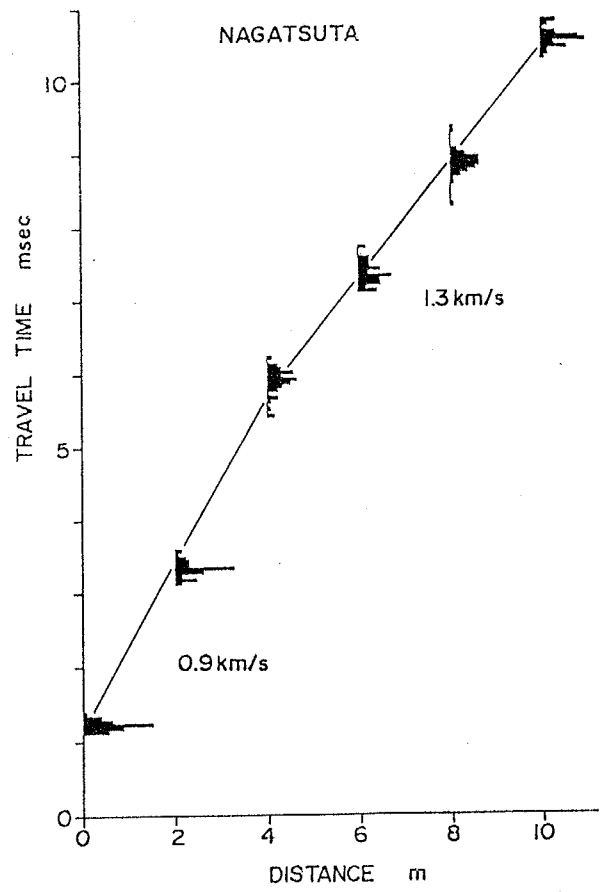
SEISMOGRAMS OBTAINED BY P-WAVE
PROSPECTING

Fig.4-19



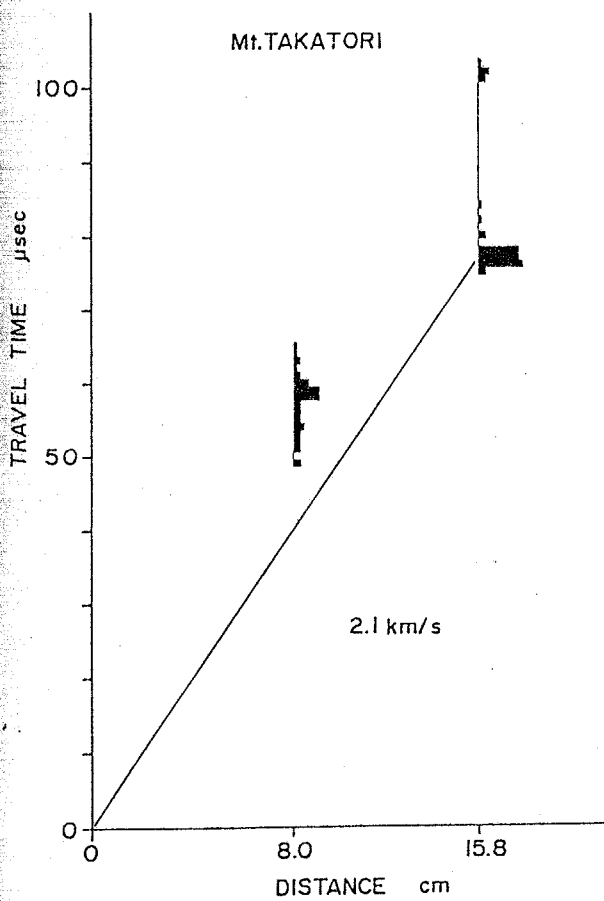
TRAVEL-TIME DIAGRAM FOR P-WAVE

Fig.4-20



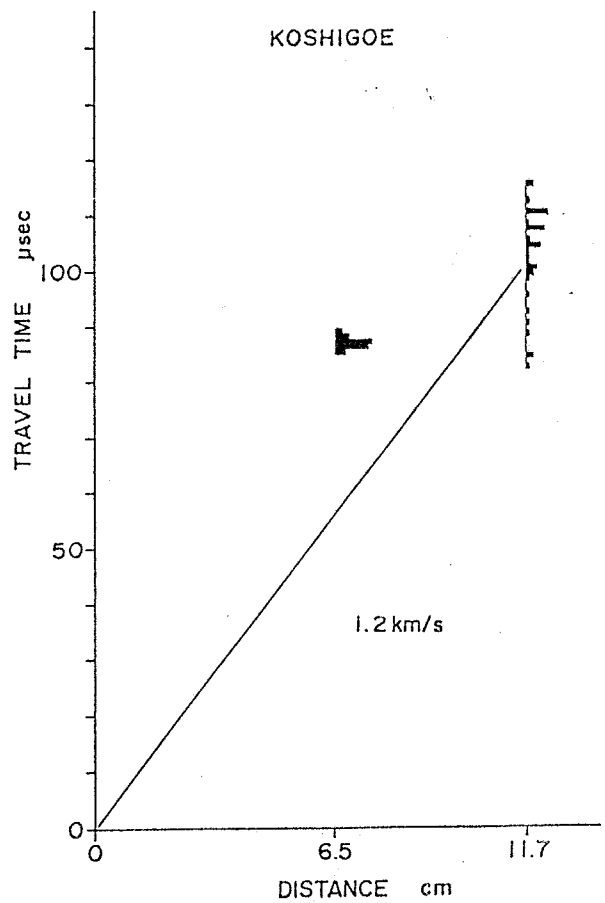
TRAVEL-TIME DIAGRAM FOR P-WAVE

Fig.4-21



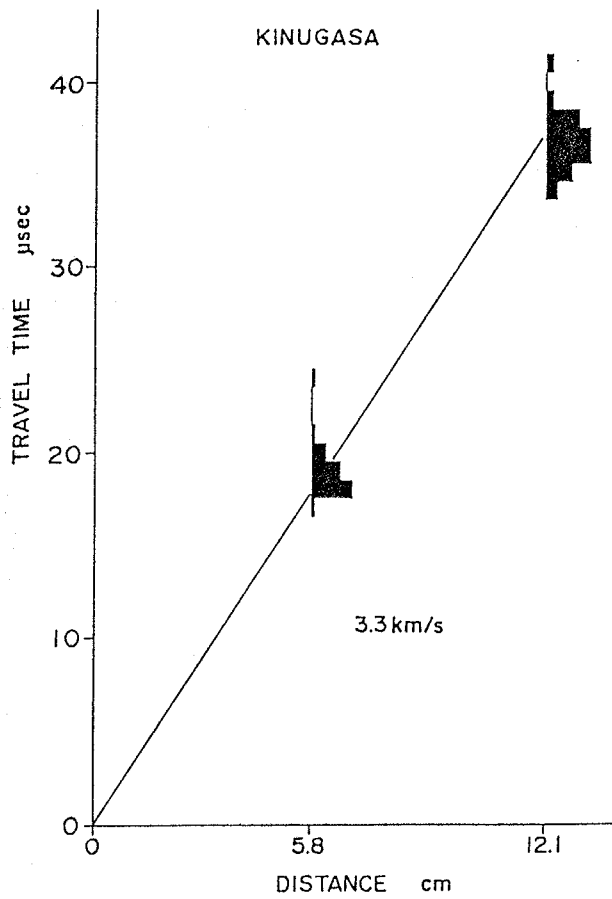
TRAVEL-TIME DIAGRAM FOR P-WAVE

Fig.4-22



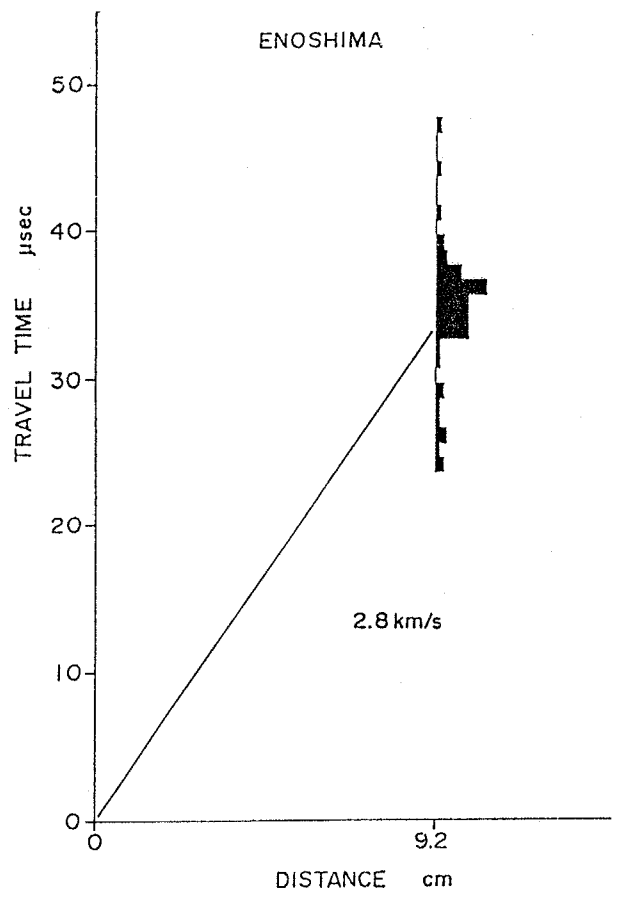
TRAVEL-TIME DIAGRAM FOR P-WAVE

Fig.4-23



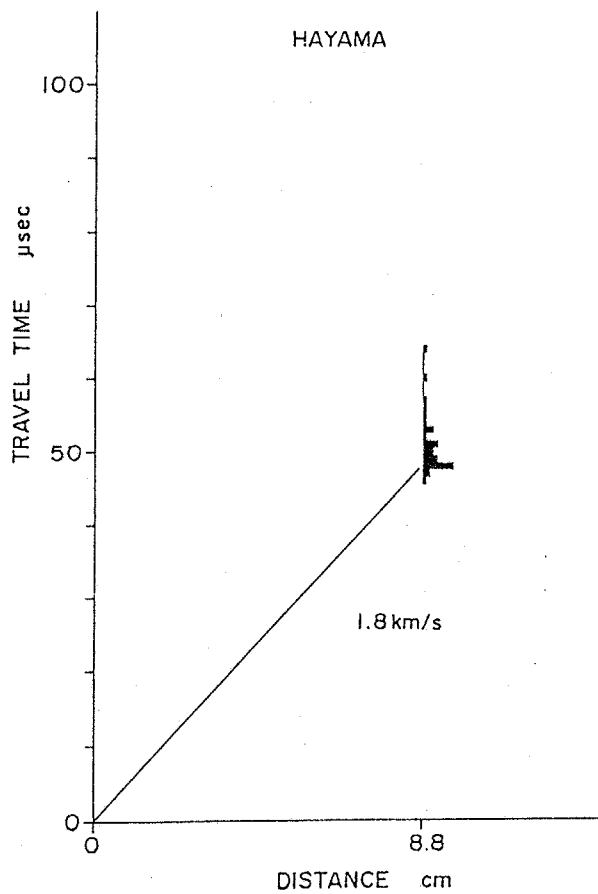
TRAVEL-TIME DIAGRAM FOR P-WAVE

Fig.4-24



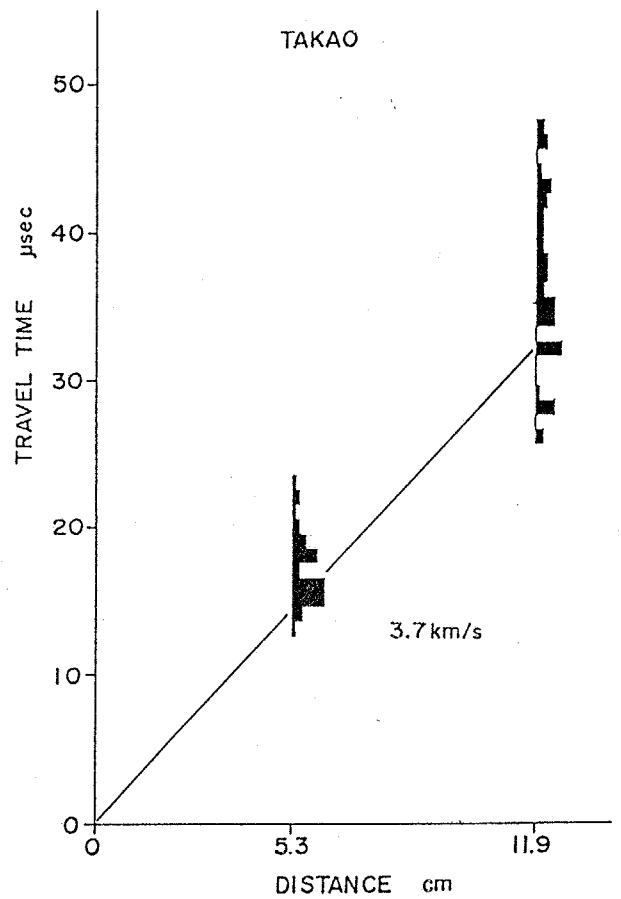
TRAVEL-TIME DIAGRAM FOR P-WAVE

Fig.4-25



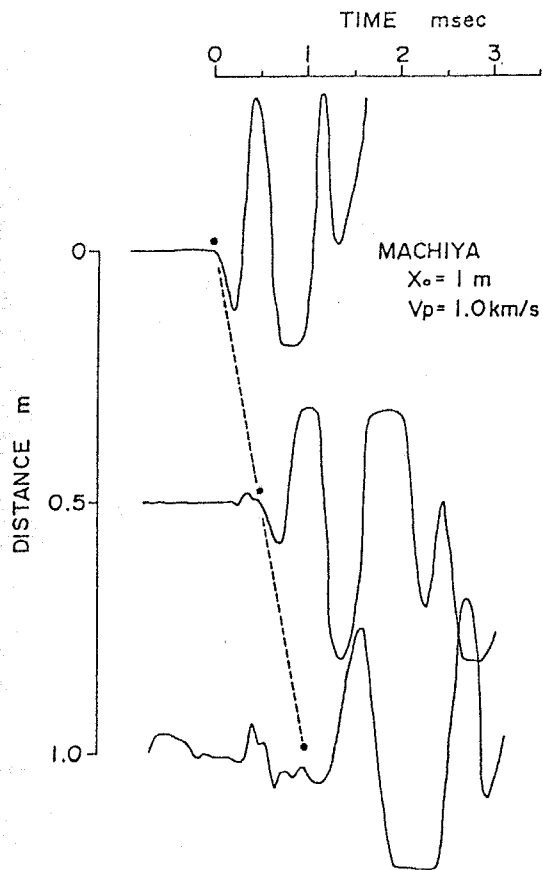
TRAVEL-TIME DIAGRAM FOR P-WAVE

Fig.4-26



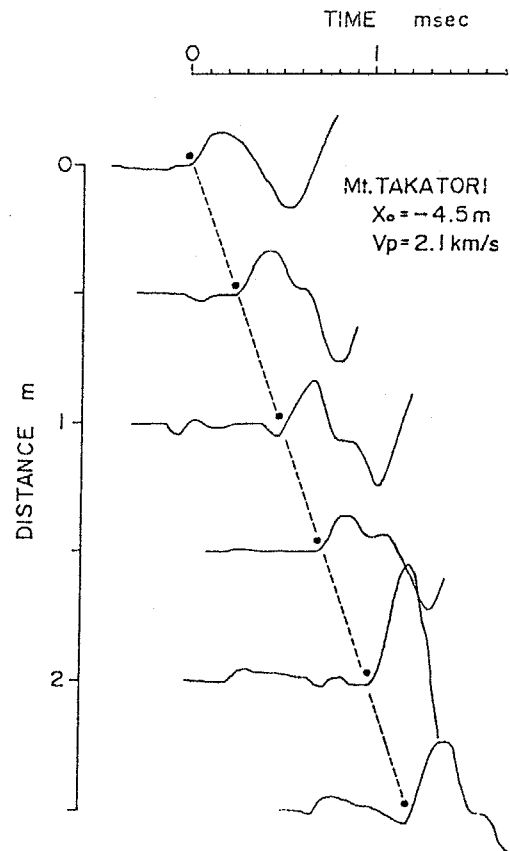
TRAVEL-TIME DIAGRAM FOR P-WAVE

Fig.4-27



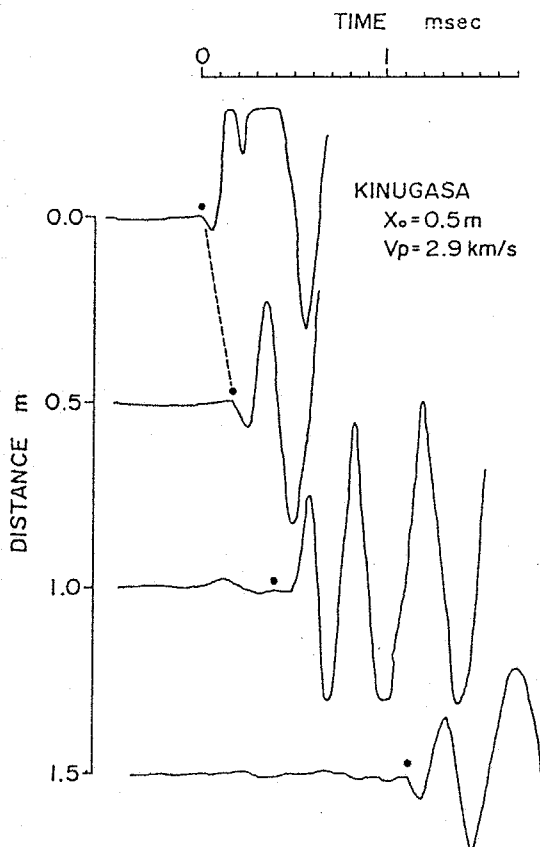
SEISMOGRAMS OBTAINED BY P-WAVE PROSPECTING

Fig.4-28



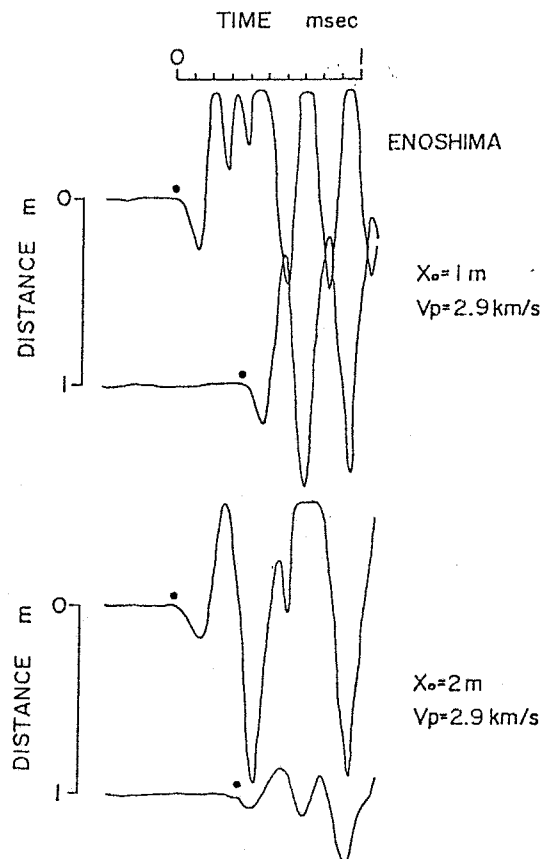
SEISMOGRAMS OBTAINED BY P-WAVE PROSPECTING

Fig.4-29



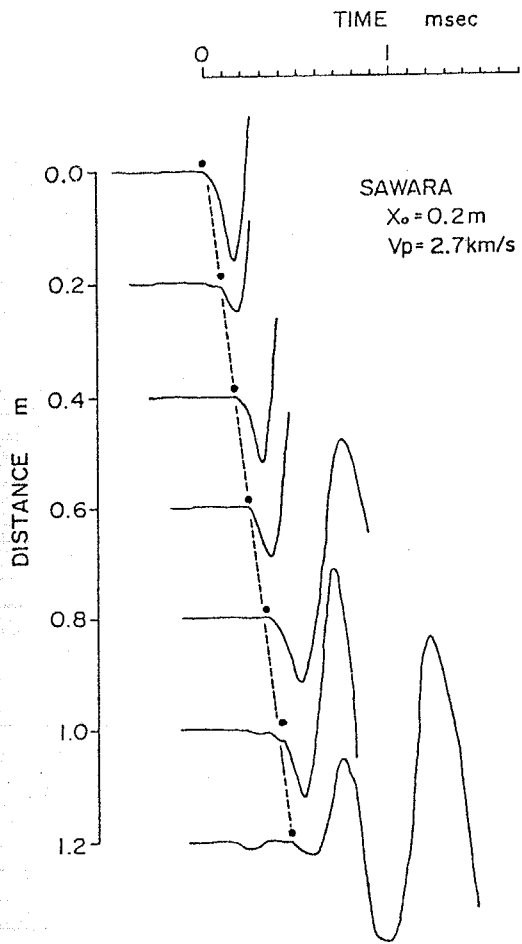
SEISMOGRAMS OBTAINED BY P-WAVE PROSPECTING

Fig.4-30



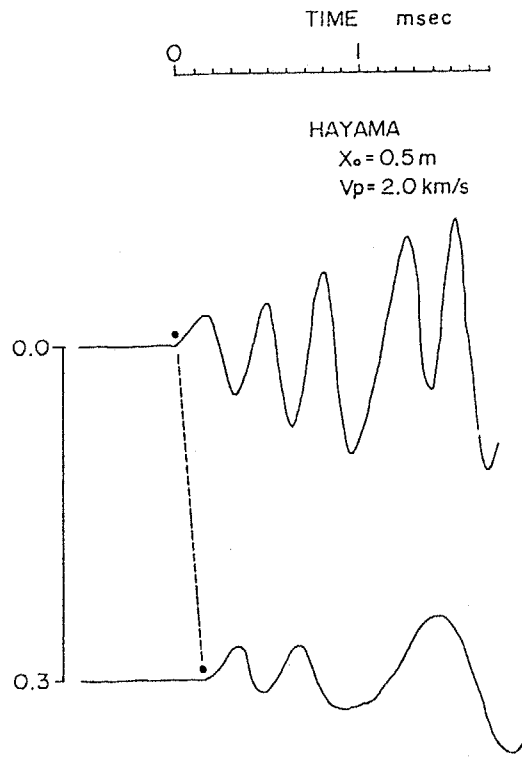
SEISMOGRAMS OBTAINED BY P-WAVE PROSPECTING

Fig.4-31



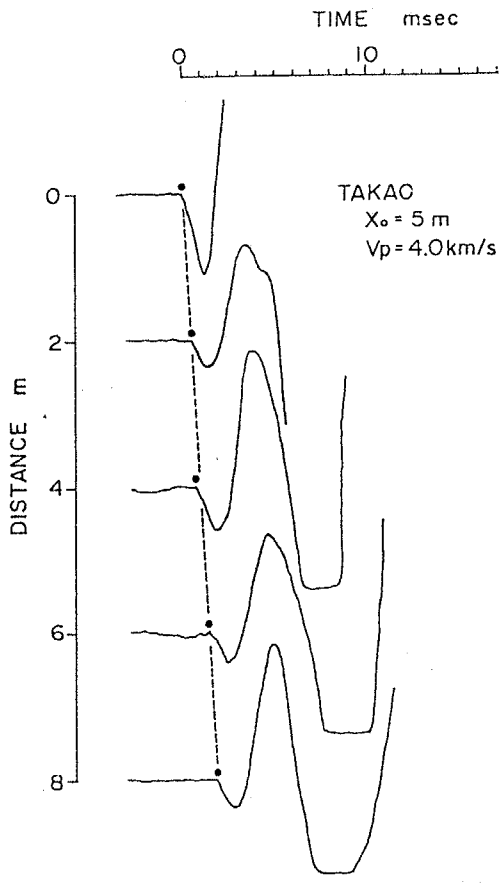
SEISMOGRAMS OBTAINED BY P-WAVE PROSPECTING

Fig.4-32



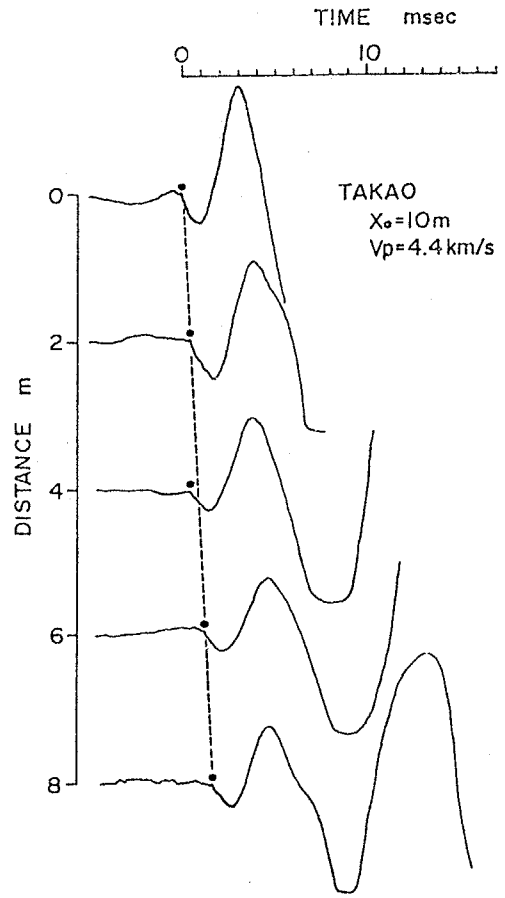
SEISMOGRAMS OBTAINED BY P-WAVE PROSPECTING

Fig.4-33



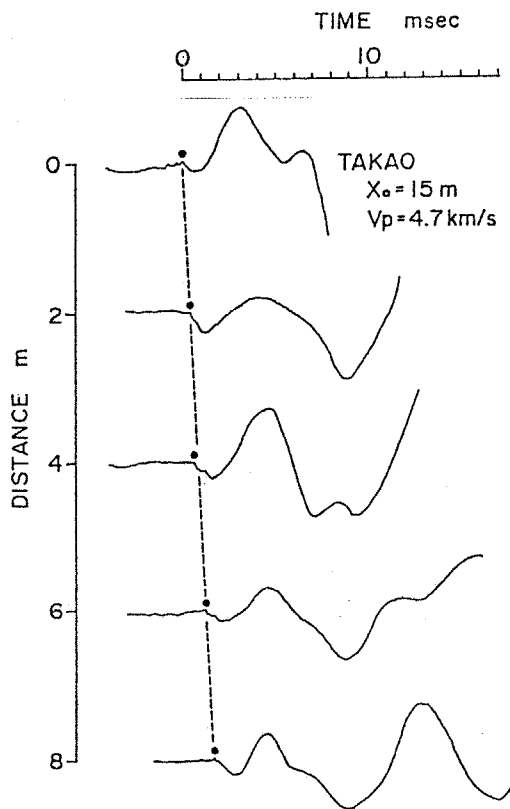
SEISMOGRAMS OBTAINED BY P-WAVE PROSPECTING

Fig.4-34a

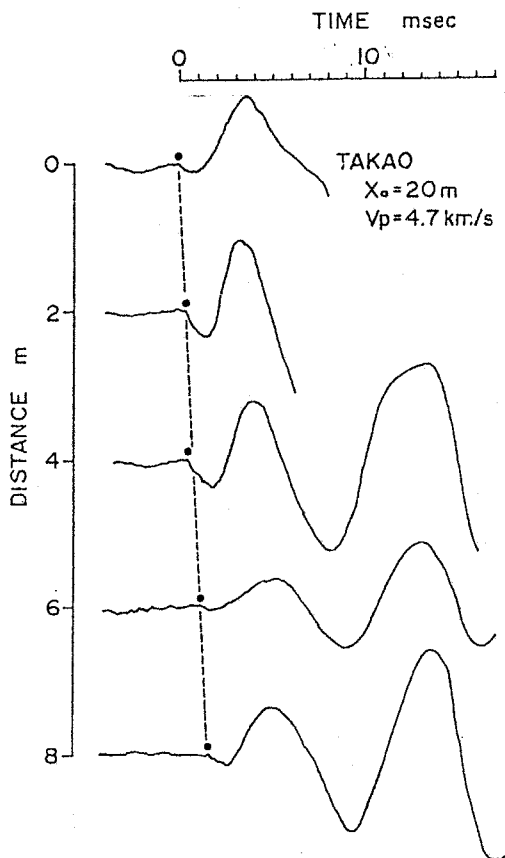


SEISMOGRAMS OBTAINED BY P-WAVE PROSPECTING

Fig.4-34b



SEISMOGRAMS OBTAINED BY P-WAVE PROSPECTING



SEISMOGRAMS OBTAINED BY P-WAVE PROSPECTING

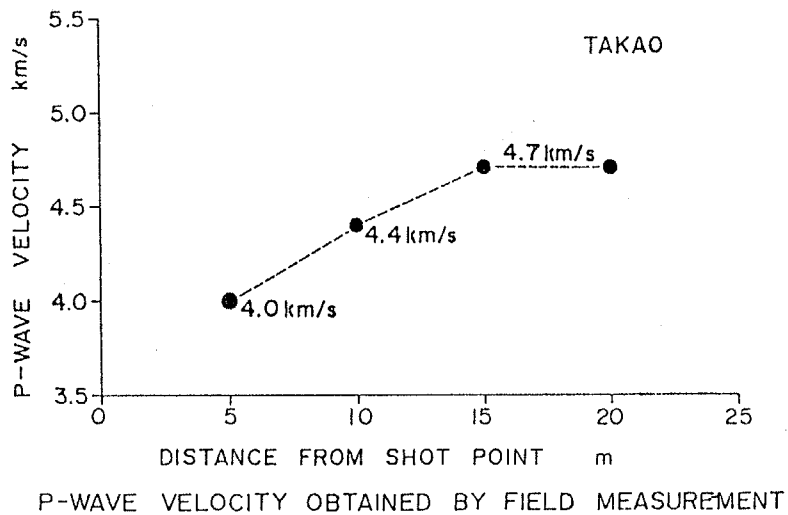
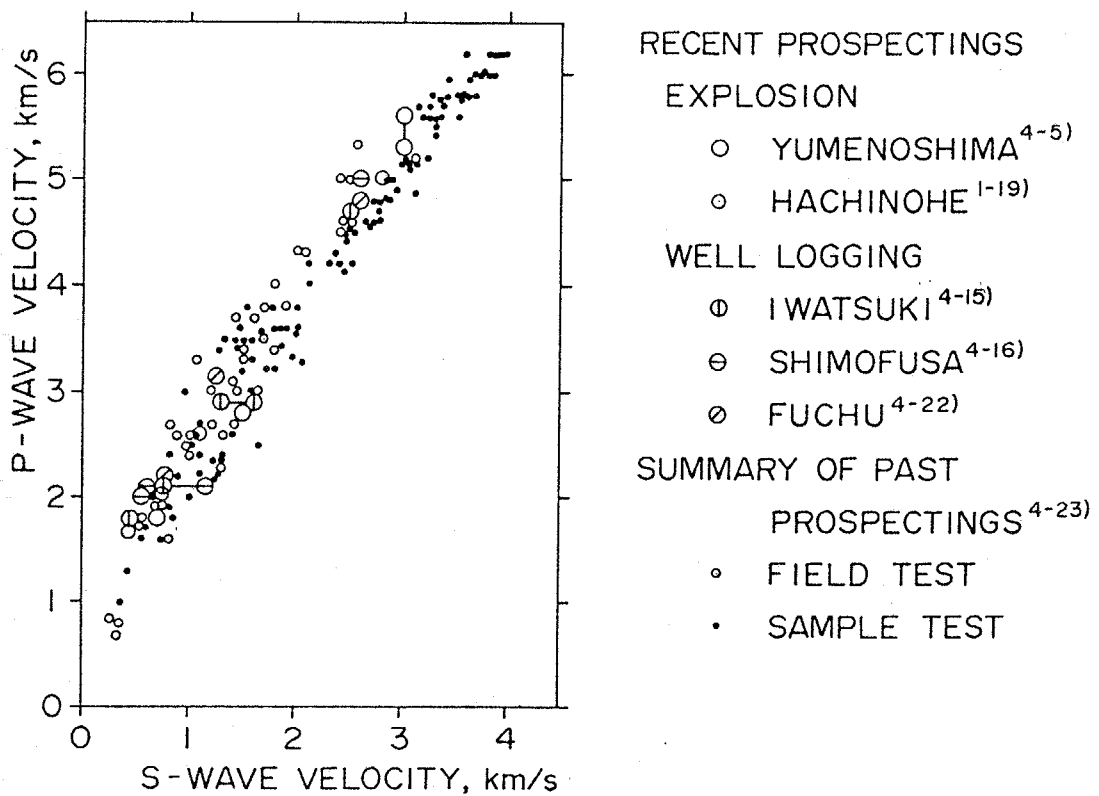


Fig.4-35



RELATION BETWEEN P-WAVE VELOCITY AND S-WAVE VELOCITY

Fig.4-36

第5章 地下深部の地盤構造が地表の地震動に及ぼす影響

- 5.1 深い地盤構造の内部におけるS波の重複反射
 - 5.1.1 鉛直下方より入射するS波の深い地盤構造内部における重複反射
 - 5.1.2 基盤層の表面を水平に伝搬するS波の重複反射
 - 5.1.3 S波の伝搬機構と地盤の増幅特性に基づく地震基盤の設定
- 5.2 厚い堆積層の表面を伝搬するS波と表面波
 - 5.2.1 厚い堆積層の表面を伝搬するS波
 - 5.2.2 厚い堆積層の存在により励起されるLOVE波
 - 5.2.3 堆積層を水平に伝搬するS波に基づく地震動の予測

5.1 深い地盤構造の内部におけるS波の重複反射

5.1.1 鉛直下方より入射するS波の深い地盤構造内部における重複反射

周期1秒乃至2秒よりも短周期の領域における地震動の特性が、地下数10m乃至100m程度の軟弱な地盤内におけるS波の重複反射現象によって比較的よく説明出来ることは1.1において述べたごとく、既に多くの調査研究によって明らかにされている。しかしながら、さらに周期の長い領域においても同様の現象が存在しているか否かについては未だ不明の点が多く残されており、その主たる原因は地下深部の地盤構造がよく解明されていないことにあるものと考えられる。ここでは第3章および第4章で明らかにされた関東平野南部における地下深部の地盤構造に基づき、まず鉛直下方より到達したS波がその内部において重複反射を行なう場合を想定し、それらの現象が地表における地盤の震動特性に及ぼす影響について検討を行なうこととした。

検討に当っては地表付近の地盤構造が実測によって明らかにされている川崎市浮島を対象とした。Fig. 5-1, Model 1は浮島における地表面から地下35kmに至る構造を示したものである。ここに、地下150m以浅の構造のS波伝搬速度は太田裕・嶋悦三による実測値であり⁵⁻¹⁾、深さ150mから2.5kmまでの構造は4.3に述べた地下深部探査の結果と小林啓美・他による⁵⁻²⁾や、長周期微動の観測結果を総合して決定されたものである。また深さ2.5km以深の構造は3.2で求められたものである。以上の地盤構造において地震基盤面を種々異なる位置に設定し、鉛直下方よりSH波が入射する場合の地表における増幅特性はHaskellの方法¹⁻⁷⁾によってFig. 5-2のごとく求めることが出来る。但し、想定された地震基盤面以深においては地震基盤面直下の層が無限に続くものと仮定している。ここで想定された地震基盤面Aは3.4に述べたモホ面のことであり、またCは第4章で明らかにされた地下深部探査における基盤面に相当している。Eは従来より地震基盤面としてよく用いられている第三紀泥岩層(土丹層)上面である。Fig. 5-2によれば地表におけるSH波の増幅特性は地震基盤の設定位置により、周期領域の広い範囲にわたって著しい差異を示している。まず、土丹層の上面(E)を地震基盤面と考えた場合には顕著な卓越周期は周期2秒付近に現われ、深さ150m以浅の軟弱な地盤の固有周期に対応することを示している。この場合にはそれよりも長周期には卓越周期は存在せず、また短周期領域においても増幅率はさほど大きくない。土丹層の下層(D)を地震基盤面と考えた場合には顕著な卓越周期は周期5秒付近に移動し、2.1秒、1.5秒の周期においてもピークがみられる。周期2.1秒のピークは土丹層の上面を地震基盤面と考えた場合に比して著しく高い増幅率を示している。さらに地震基盤面を $V_s = 3.0 \text{ km/sec}$ の層の上面(C)に設定した場合の増幅特性は上記のものとは著しく異なった形状を示しており、周期7秒と3.6秒に優勢なピークを生じ、周期2.1秒のピークは一段と高い増幅率を示している。またそれ以下の短周期領域においても増幅率は上記のものに比してさらに大きくなっているのが認められる。また地震基盤面をさらに深く

$V_s = 3.9 \text{ Km/sec}$ を有する層の上面 (B), あるいは $V_s = 4.3 \text{ Km/sec}$ を有する層の上面 (A, モホ面) に設定した場合の増幅特性はいま対象としている 0.1 秒乃至 10 数秒の周期領域においては地震基盤面を C に設定した場合の増幅特性とさほど変わらない。以上のことから, 鉛直下方より到達する S H 波に対する地表の地盤増幅特性は設定される地震基盤面の位置によって異なったものとなるが, ある程度深い位置に設定することによって, さらに深い位置に地震基盤面を設定した場合とさほど大差のない地盤増幅特性を期待することは可能である。このような境界面が真の地震基盤面として妥当なものであるか否かについては 5.1.3 において総合的な判断を行なうこととなるが, 地下深部の主要な層境界面を対象として鉛直下方より到達する無限長の正弦波の重複反射現象に関する検討を行なった限りでは, S 波伝搬速度が 3.0 Km/sec である層の上面が最も重要な境界面であり, この境界面以浅の地盤構造が地表における地盤の震動特性に大なる影響を与えていることは明らかである。

また, 地盤構造が Fig.5-1, Model 1 に示すごとく平行層のみで構成されており, しかも水平方向に無限の拡がりを持つている場合には, Love 波の振幅特性も S H 波の増幅特性と似通ったものとなり, S H 波の場合と類似の方法で求めることが出来る。Fig.5-3 は Fig.5-1, Model 1 に示された境界面 C 以深の構造が無限に続くものと考え, N. A. Haskell,¹⁻⁷⁾ D. G. Harkrider,¹⁻²⁵⁾ 吉井敏冠⁵⁻³⁾らの方法によって Love 波の分散曲線と振幅特性を求めたものである。図中の L_0 , L_1 は基本モードと 1 次の高次モードを夫々示しており, 分散曲線は位相速度を破線で, また群速度を実線で示している。この図と先に示された Fig.5-2, (C) の S H 波の増幅特性とは次のごとく対応している。すなわち, 群速度が極小となる周期においては Love 波の振幅特性においてもピークがみられ, このピークは S H 波の増幅特性にも認められている。以上の関係は一般によく成立しており, このことから S H 波と Love 波が類似のものであることが理解される反面, 両者の識別が容易でないことも明らかである。これらの特性はいずれも地盤構造による地震波の増幅の可能性を示すもので, 地震動の特性が必ず同様の性質を有することにはならない。

ところで, Fig.5-2, Fig.5-3 には周期 2.1 秒が著しく卓越しており, これは Fig.5-1, Model 1 に示された地表から深さ 150 m までの間に存在する軟弱な地盤の影響が強く現われたものと考えられる。さらに長い周期領域のみを対象とするのであれば, Fig.5-1, Model 1 における深さ 150 m 以浅の層を取り去って Model 2 の地盤構造を想定することも一つの方法であり, この時 S H 波および Love 波に関する地盤特性は Fig.5-4 に示すごとくである。図中の θ は想定された地震基盤面への S H 波の入射角を現わしており $\theta = 0^\circ$ は鉛直下方入射に対応している。Fig.5-2, Fig.5-3 に比して Fig.5-4 では周期 7 秒付近に顕著なピークが現われている。ここに現われた周期 2 秒のピークは Fig.5-1, Model 2 の地盤構造を反映した高次の卓越周期であるが,

Model 1 に示された深さ 150 m 以浅の層も同様の卓越周期を有していたことから、それらが相乗されて Fig. 5-2 および Fig. 5-3 に多大の影響を与えていたものと考えられる。

以上は川崎市浮島の例について述べたが、同様の地盤構造は東京都夢の島をはじめとして東京都大岡山、千葉県習志野においても Fig. 5-5 のごとく得られている。夢の島の地下構造は 4.2 に述べたごとく爆破実験に基づくもので、大岡山の構造は同様の爆破実験と微動観測の結果に基づく推定値であり、また習志野の構造は主として垣見俊弘・他²⁻¹¹⁾に基づく推定値である。以上の地盤構造により得られる S H 波と Love 波に関する地盤特性は Fig. 5-6 ~ Fig. 5-8 に示すごとくである。Fig. 5-7 の分散曲線の中に示された観測値 (Obs.) については後に 5.2.2 において述べることとなる。

一方、地震動の観測記象に基づき地盤の震動特性について検討を行った結果は以下のごとくである。1978年2月20日の宮城県沖の地震に際しては関東平野南部において速度地震計による観測記象が Fig. 5-9 に示すごとく得られている。観測点ならびに使用した地震計に関する詳細は 2.2 に述べた通りである。ここで、観測点大岡山の地盤構造は Fig. 5-5 に示すごとくであり、また観測点浅川においては大岡山の地下 2.5 Km に存在する $V_s = 3.0 \text{ Km/sec}$ の層 (先新第三紀の岩盤) がほぼ地表近くに存在することが 4.2 において確認されていることから、双方の観測記象に注目し、その比較を行なうこととした。Fig. 5-10 (上段) はその最大速度応答スペクトルを示したもので、各周期毎に水平成分の多くの方向の速度応答を求め、その最大値を方向にかゝりなく用いたものである。浅川のスペクトルにみられる周期 0.25 秒の顕著なピークは観測点の表面のごく薄く存在する軟弱層に起因するものと考えられ (Fig. 2-11 参照)、あらゆる地震記象に現われるものである。それに対して大岡山のスペクトルは広い周期領域にわたって多くのピークが分散している。ここで浅川に対する大岡山のスペクトル比は Fig. 5-10 (下段) に示すごとくであり、これらの地震動が主に S 波によって構成されているとするならばそのスペクトル比は Fig. 5-7 に示された大岡山における S H 波の増幅特性とよい対応を示すはずである。Fig. 5-7 における S H 波の増幅特性と共に示された T_1 から T_6 の記号は Fig. 5-10 のスペクトル比のピーク周期を表わしており、両者がよく対応していることがわかる。以上のことより、これらの地震動は主として S 波によって構成されており、大岡山においては鉛直下方より到達した S 波が深さ 2.5 Km に至るまでの深い地盤構造内部において重複反射を行なったものと解釈することが出来る。

Fig. 5-11 は 2.2 に述べた 1978 年伊豆大島近海地震の前震 (1月14日9時45分) について同様の検討を行なったもので、浅川の応答スペクトルが Fig. 5-10 とよく一致しているのに対し大岡山の応答スペクトルには著しい差異が認められ、その結果として浅川に対する大岡山のスペクトル比も Fig. 5-10 とは著しく異なったものとなっている。特に周期 7 秒付近においてスペ

クトル比が著しく大きな値を示している点についてはS波の地盤による増幅のみでは説明出来ないことから5.2において別の観点から検討を試みることにした。また、Fig.5-11(下段)に示されたスペクトル比の広い周期領域にわたる形状はFig.5-7に示されたSH波の増幅特性の中では $\theta = 0^\circ$ の増幅特性よりも $\theta = 60^\circ$ の増幅特性に近いことから、大岡山におけるS波の伝搬方向はこの地震の場合鉛直下方からとは考え難い。

以上に得られた結果をまとめると次のごとくである。まず関東平野南部の具体的な地盤構造を対象として、鉛直下方より入射したS波の重複反射現象に注目し、工学的対象となる周期0.1秒乃至10数秒の領域の地盤震動特性に影響を及ぼす地盤構造の下限を明らかにしようと試みた。その結果、S波伝搬速度が3 Km/secである層を地震基盤と考え、それ以浅のすべての地盤構造が地表の地盤震動特性に影響を及ぼすものと考えるのが最も妥当であることが判明した。同地域において1978年2月20日の宮城県沖の地震の際に得られた観測記象にはその地盤震動特性がよく現われていることが確かめられた。しかしながら、1978年伊豆大島近海地震の前震の観測記象については上記の地盤震動特性のみでは現象を説明出来ず、さらに表面波による影響をも併せて検討を行なう必要があることを示唆しているものである。また、上記のSH波に基づく地盤増幅特性の検討においては、それと関連の深いLove波の特性についても触れた。

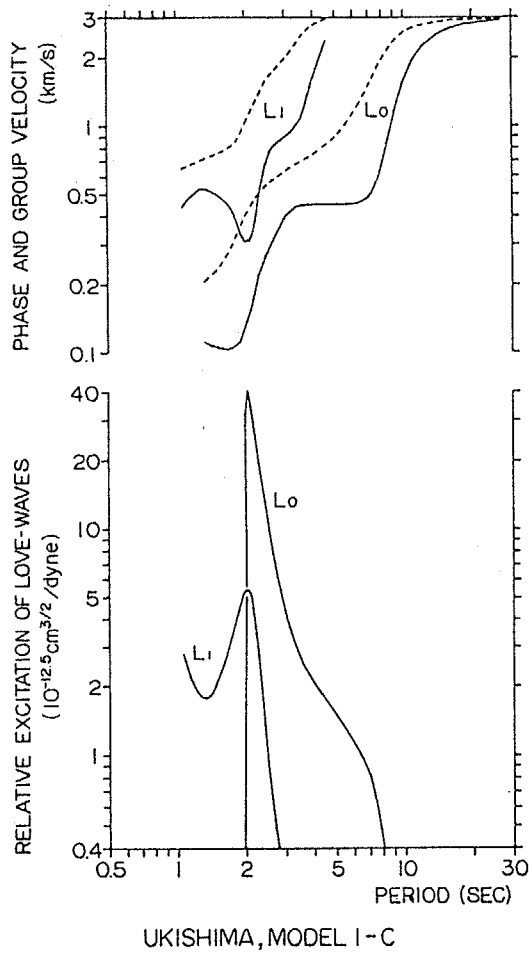


Fig.5-3 Characteristics of ground motions due to Love-waves on the ground surface.

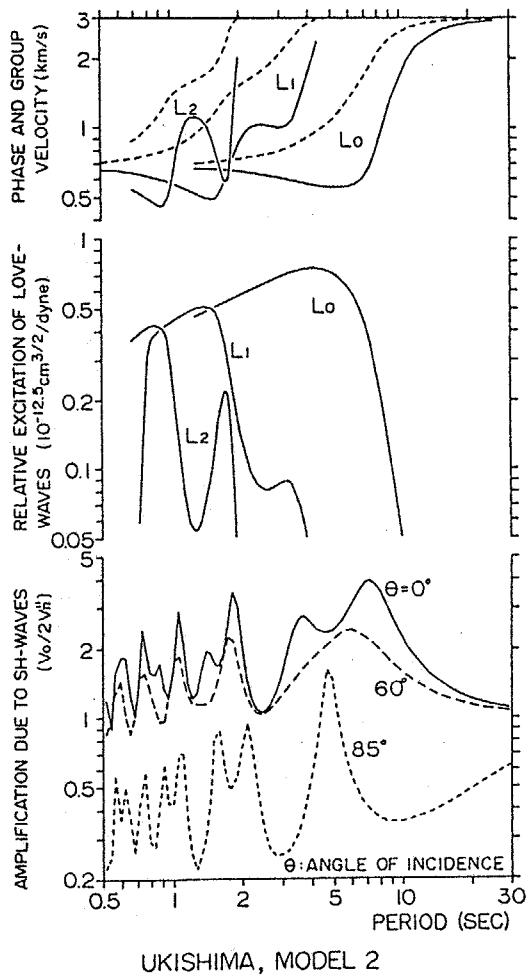


Fig.5-4 Characteristics of ground motions due to Love-waves on the ground surface.

YUMENOSHIMA				OHOKAYAMA				NARASHINO			
ρ	V_s	H	Q	ρ	V_s	H	Q	ρ	V_s	H	Q
t/m ³	km/s	km		t/m ³	km/s	km		t/m ³	km/s	km	
1.9	0.68	1.50	30	1.9	0.63	0.50	30	1.8	0.44	0.23	20
				2.1	1.00	1.25	40	1.9	0.76	0.17	30
								2.1	1.30	0.80	40
2.2	1.50	0.80	50	2.2	1.60	0.75	50	2.2	1.60	0.80	50
2.5	3.00		100	2.5	3.00		100	2.5	3.00		100

PROFILE OF DEEP SOIL STRUCTURES

Fig.5-5

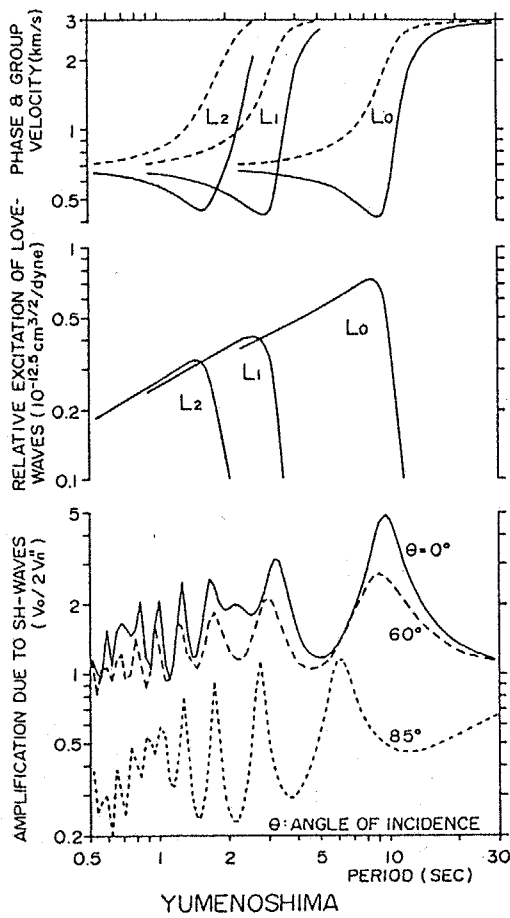


Fig.5-6 Characteristics of ground motions due to SH- and Love-waves on the ground surface.

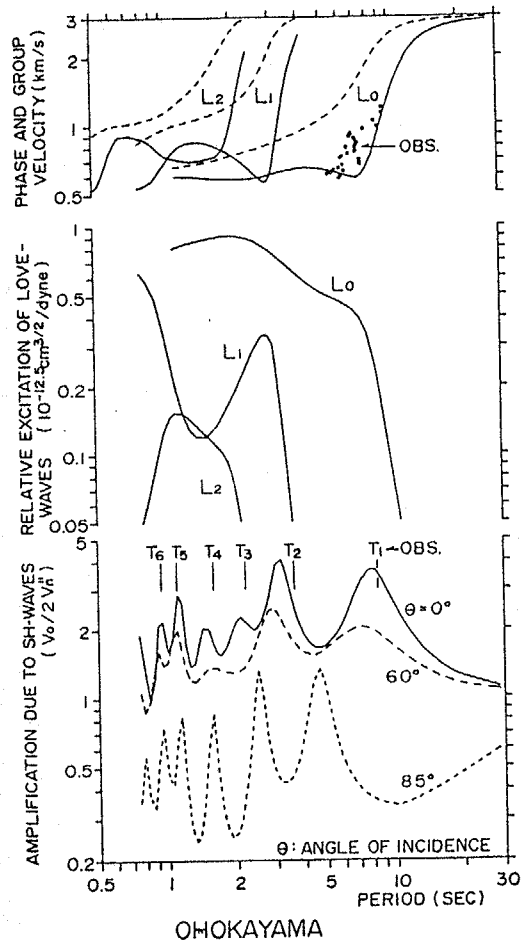


Fig.5-7 Characteristics of ground motions due to SH- and Love-waves on the ground surface.

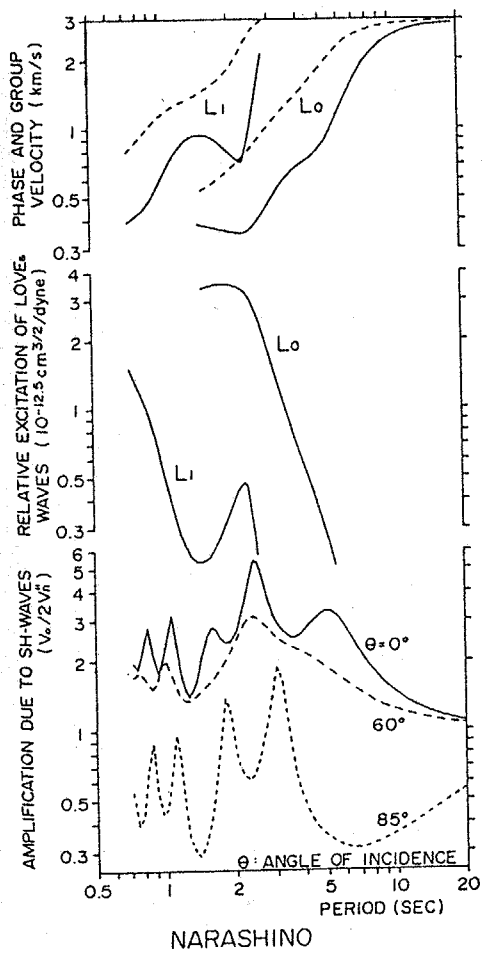


Fig.5-8 Characteristics of ground motions due to SH- and Love-waves on the ground surface.

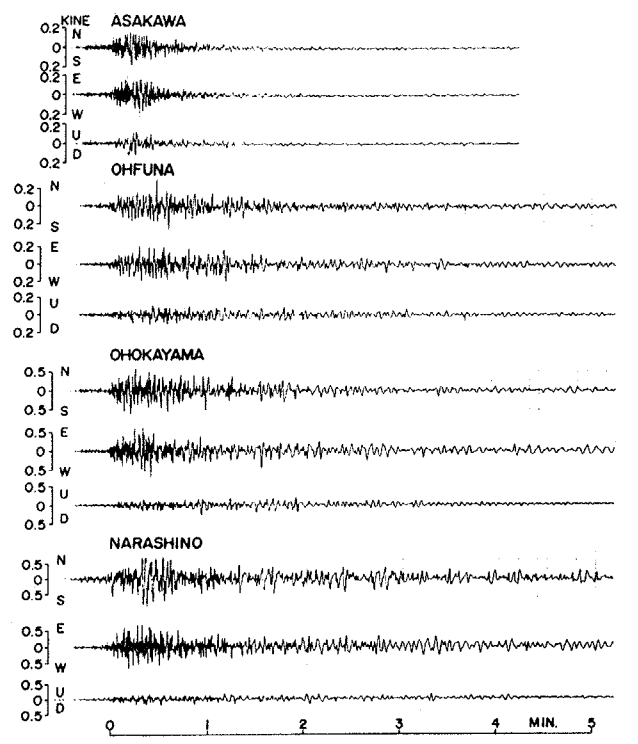
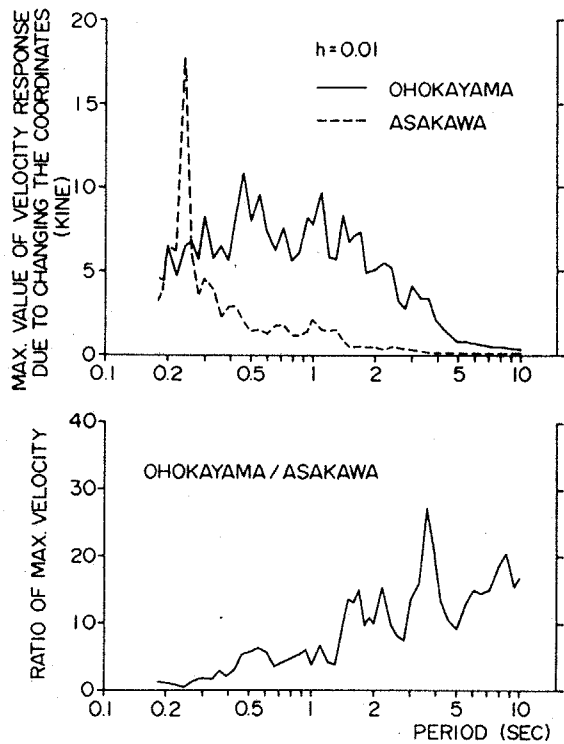
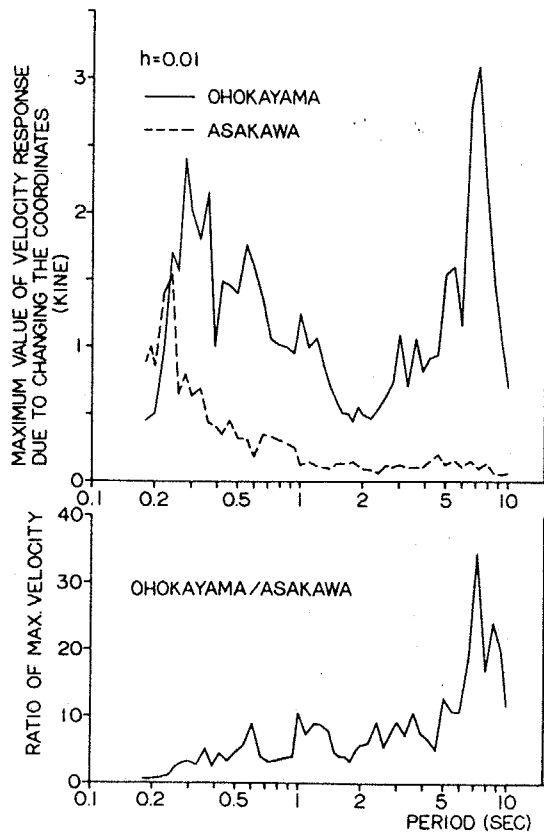


Fig.5-9 Seismograms obtained by array observation during the East off Miyagi Pref. Earthquake of Feb. 20, 1978 ($M=6.7$, $D=50\text{km}$).



EAST OFF MIYAGI PREF. EARTHQUAKE OF FEB. 20, 1978 ($M=6.7$)

Fig.5-10



NEAR IZU-OHSHIMA EARTHQUAKE OF JAN.14,1978, 9^h 45^m (FORESHOCK, $M=4.9$)

Fig.5-11

5.1.2 基盤層の表面を水平に伝搬するS波の重複反射

2.1に述べたごとく、1976年6月16日に発生した山梨県東部の地震においては、S波の初動に引き続いて顕著な後続の位相が認められ、これらの位相が本震の観測記象のみならず前震、余震の観測記象上にも同様に現われていることから、地震波の伝搬経路に位置する深い地盤構造の性質を反映しているものと考えられた。ここでは第3章および第4章において明らかとなった地下深部の地盤構造に基づき、これらの位相がいかなる伝搬経路を経てきた地震波によるものであるかを明らかにすることを目的とし、大岡山（図中にはOKと略記している）とE.R.I.における本震の観測記象に再度注目することとした。

Fig.5-12はFig.2-1（中段）とFig.2-3に認められた顕著な位相の対比を行なうために書き改められたものであり、図の横軸は震央からの距離を、縦軸はこの地震の発震時からの時間経過を表わしている。S波初動の伝搬経路についてはすでに3.4において明らかにされており、Fig.3-11に示されたbはこの場合の伝搬経路に相当するものである。Fig.5-12における直線PはS波伝搬速度 $V_s = 3.9 \text{ Km/sec}$ を有する層の上面に沿って伝搬するS波初動の走時を表わしており、点P₀ならびにP_Eは夫々観測点大岡山、E.R.I.の直下におけるS波初動の到着時を示している。同様に点B₀、B_Eは夫々の観測点直下におけるS波伝搬速度 $V_s = 3.0 \text{ Km/sec}$ を有する層の上面へのS波初動の到着を表わしており、さらに破線S₀は地表におけるS波初動の到着を表わしている。ここに $\overline{P_0B_0}$ および $\overline{P_E B_E}$ はS波伝搬速度が 3.0 Km/sec である層が有しているtime termを意味しており、Fig.3-2 aによればその値は約1.7 secであった。またB₀、B_EからS₀までの時間差はそれ以浅の層が有しているtime termにほぼ等しく、大岡山では約2.5 sec、E.R.I.では約2.7 secである。これらの値は3.3に述べた東京周辺の厚い堆積層が有している走時残差に対応するもので、各観測点におけるS波初動の走時が大岡山については20.5 sec、E.R.I.については23.3 secであることから得られたものである。直線BおよびS₀は観測点近傍における地下深部の地盤構造に大きな差異がなければ直線Pと平行であると考えて差し支えなく、S波初動の見掛け速度はやはり $V_s = 3.9 \text{ Km/sec}$ である。本例の場合には、S波初動の伝搬機構は以上に述べたごとくであり、その結果は第3章、第4章に述べたこととよい一致をみている。

次に、2.1において指摘されたS波の初動に続く顕著な位相（Fig.2-1、Fig.2-3におけるb、c）はFig.5-12にS₁、S₂の破線で示すごとく大岡山とE,R,I.の両観測点でよい対応を示しており、しかもそれらの位相の見掛け速度はS波初動のそれとほぼ等しい。このことはこれらの位相がS波初動と同一の伝搬経路を経てきた地震波に基づくものであることを示唆しており、またS₀を基準としてS₁とS₂がほぼ等間隔に現われていることから、これらの位相はS波初動が

観測点近傍において重複反射を行なったものと推察される。以下はその可能性について検討を加え
 るものである。

まず、第3章および第4章において明らかにされた各層の境界面にSH波が入射した場合の反射
 波および透過波の性質はFig. 5-13~Fig. 5-15のごとくであることが知られている。Fig. 5-
 13 は各層の境界面の下方からSH波が任意の角度で入射する場合における透過波の射出角（屈折
 角）を示したもので、入射角 i_e と射出角 i_f および反射角 i_r の間にはスネルの法則が成り立っている。

$$\frac{V_i}{\sin i_e} = \frac{V_i}{\sin i_r} = \frac{V_o}{\sin i_f} \quad (5-1)$$

こゝに V_i , V_o , は夫々SH波が入射する側と透過する側における地層内のS波伝搬速度である。ま
 た同様の層境界面において、Fig. 5-14 は下方からSH波が入射した場合、Fig. 5-15 は上方
 からSH波が入射した場合の入射波の振幅に対する反射波ならびに透過波の振幅比を入射角の変化
 に従って表わしたものである。入射波、反射波および透過波の振幅を夫々、 A_e , A_r , A_f とし、SH
 波が入射する側と透過する側の地層の地盤密度を夫々 ρ_i , ρ_o とすれば上記の振幅比は次式によっ
 て表わすことができる。

$$\frac{A_r}{A_e} = \frac{\rho_i V_i \cos i_e - \rho_o V_o \cos i_f}{\rho_i V_i \cos i_e + \rho_o V_o \cos i_f} \quad (5-2)$$

$$\frac{A_f}{A_e} = \frac{2 \rho_i V_i \cos i_f}{\rho_i V_i \cos i_e + \rho_o V_o \cos i_f}$$

但し、 $V_i < V_o$ の場合（通常、波動伝搬速度は上層に比して下層の方が大であることから、上方
 からSH波が境界面に入射する場合に相当する）には（5-1）式において、

$$|\sin i_f| = \left| \frac{V_o}{V_i} \sin i_e \right| \geq 1 \quad (5-3)$$

となることがあり、上記の振幅比は複素数となる。Fig. 5-15 にはこのような現象がみられ、振
 幅比は絶対値を用いて表わされている。これらの図中に示されたI.R.は波動インピーダンス比のこ
 とであり、次式で表現される。

$$I.R. = \frac{\rho_o V_o}{\rho_i V_i} \quad (5-4)$$

以上の結果に基づくことによって、対象とする地下深部の地盤構造内部において現実に考えられ
 るSH波の重複反射現象としては、以下に示すごときいくつかの場合を想定することが可能である。
 まず地殻の最上層として以前より注目されてきたS波伝搬速度が3 Km/secである層の上面に沿っ

伝搬を行なう S H 波が地表の観測点に初動として現われる場合の伝搬経路は Fig. 5-16 に実線示すごとくである。同図に示された地盤構造は 4.2 に述べたごとく関東平野南部における地下深探査によって得られたものであり、表層は S 波速度 0.68 Km/sec 、地盤密度 1.9 t/m^3 を有する厚さ 1.5 Km の第 1 層と、S 波速度 1.5 Km/sec 、地盤密度 2.2 t/m^3 を有する厚さ 0.8 Km の第 2 層から構成されている。ここに地盤密度は推定値である。この時、S 波の初動に引き続いて後続の位相が現われるとすれば、地表と基盤面において反射を繰り返して表層地盤内を水平に伝搬する S H 波の存在が重要であろうと考えられる。これらの波動の伝搬経路は図中に破線で示されているが、これと同様の現象は 4.3 において述べたごとく爆破実験の際の P 波についても確認されている。初動に比して表層地盤内を 1 往復余分に伝搬を行なった位相に着目すれば、その位相の初動に対する振幅比 A_1/A_0 と時間遅れ τ は Fig. 5-13 ~ Fig. 5-15 によって定めることが出来、さらに後続の位相の場合についても同様に次式が成り立つ。

$$\left. \begin{aligned} A_N / A_0 &= (A_1 / A_0)^N \\ \tau_N &= N \cdot \tau \end{aligned} \right\} (N = 1, 2, \dots) \quad (5-5)$$

本例の場合、 $A_1/A_0 = 0.84$ 、 $\tau = 5.2 \text{ sec}$ が得られており、 τ はこの表層地盤が有している S 波の time term の 2 倍に相当する値となる。Fig. 5-16 の右端の図は、これに対応する鉛直下方より入射の S H 波について、その伝搬経路を模式的に示したものである。この場合にも前述の (5-5) 式は適用できるが、 $A_1/A_0 = -0.32$ 、 $\tau = 5.5 \text{ sec}$ となる点が大きく異なっている。すなわち、鉛直下方から入射する S H 波の重複反射に比して、基盤面を水平に伝搬する S H 波による 2 次元の重複反射においては振幅の減衰が著しく小さく位相の反転が生じないこと、位相の出現間隔がやゝ短いことが特徴となっている。

同様の検討を S 波伝搬速度が 3.9 Km/sec である層の上面に沿って S H 波が伝搬する場合についても行ない、結果を Fig. 5-17 に示した。前述の場合と同様にして得られた初動に対する後続位相の振幅比と時間遅れは $A_1/A_0 = 0.80$ 、 $\tau = 8.4 \text{ sec}$ であり、これに対応する鉛直下方入射の S H 波に対する同様の値は $A_1/A_0 = -0.12$ 、 $\tau = 10.6 \text{ sec}$ である。また、この基盤面を水平に伝搬する S H 波が観測点の近傍において、地表近くの第 1 層と第 2 層の中で反射を行なうことによつて生ずる後続位相を想定した場合 (後述の Fig. 5-19, Model 1') には $A_1/A_0 = -0.18$ 、 $\tau = 5.3 \text{ sec}$ が得られ、Fig. 5-16 における鉛直下方入射の場合と大差ないことが確かめられた。さらに地下深部の S 波伝搬速度 4.3 Km/sec を有する層の上面に沿って S H 波が水平に伝搬する場合の結果は Fig. 5-18 に示されている。以上の結果を総合して、S 波の初動を基準とし、それに対する S H 波の重複反射による後続位相の振幅の変化と出現間隔は Fig. 5-19 にまとめられてい

る。図中の実線は S H波が各境界面に水平に入射することによって生ずる 2 次元の重複反射に対するものであり、また破線は鉛直下方より入射する S H波の 1 次元重複反射に対応している。図中の Model 1 は Fig.5-16 に、Model 1' および Model 2 は Fig.5-17 に、また Model 3 は Fig.5-18 に夫々対応している。

ところで、Fig.5-12 にみられる顕著な後続位相 S₁, S₂ を上述のごとき境界面に水平に入射する S H波の重複反射現象によって説明する場合、初動に対する後続位相の振幅比は殆ど 1 に近く、また位相の出現間隔は約 6 sec であることから、そのような条件を満足する結果を Fig.5-19 の中から求めなければならない。また S₁, S₂ の位相速度が 3.9 Km/sec であることも重要な条件の一つである。これに対して、Fig.5-19 の Model 1 は上記の振幅比と位相の出現間隔についてはほぼ条件を満たしているが、位相速度が 3 Km/sec である点に矛盾を生じている。Model 1' は位相の出現間隔と位相速度はよく一致するが後続位相の振幅が著しく小さくなることから不適当である。また Model 2 は位相の出現間隔が大き過ぎることからやはり不適当と判断せざるを得ない。Model 3 は明らかに対象外である。以上のうち、前述の条件に適合する可能性を有しているのは Model 1' であろうと考えられる。Model 1' において一度地表に達した S H波が第 2 層の基底で反射を行なう際の入射角 i_e は (5-3) 式より

$$i_e = \sin^{-1} \left\{ \frac{V_i = 1.50 \text{ Km/s}}{V_o = 3.10 \text{ Km/s}} \sin \left[\sin^{-1} \left(\frac{V_i = 3.10 \text{ Km/s}}{V_o = 3.87 \text{ Km/s}} \right) \right] \right\} = 22.8^\circ$$

であり、この時の反射係数 A_r/A_e が Fig.5-15 に明らかなごとく著しく小さな値となっているために前述の振幅比も小さく、適合条件を満足できなかったものである。しかしながら入射角 i_e がごくわずか大きくなって臨界角 i_c を越えるような状況、すなわち

$$i_e \geq i_c = \sin^{-1} \left(\frac{V_i = 1.50 \text{ Km/s}}{V_o = 3.10 \text{ Km/s}} \right) = 28.9^\circ$$

であるような入射角 i_e が現実に可能であるならば、Model 1' においても Model 1 と同様の振幅比を期待することが出来、Fig.5-12 の顕著な後続位相の存在を説明することが出来る。そのためには観測点のごく近傍において震源から遠去るに従って下降する境界面の傾斜があればよく、Fig.5-20 に示された (A), (B); (C) はいずれもそれらの条件を満足するものである。但し第 4 章に述べた地下深部探査の結果からは (A) の地盤構造を説明することは困難であり、(B) または (C) の地盤構造は充分なる可能性を有していると考えられる。

以上に得られた結果をまとめると次のごとくである。鉛直下方より到達する S 波の重複反射現象は一般によく知られており、本研究においては 5.1.1 においても若干の検討を行なったが、そのような現象とは別に、基盤層の表面を水平に伝搬する S 波においては表層地盤内で反射を繰り返すこ

てよって生ずる後続の位相を伴うことがあり、これも広義の重複反射に属する現象であると考
られる。1976年山梨県東部の地震における東京の観測記象にはS波の初動の後にこのような
相が顕著に認められ、その伝搬機構が明らかたされた。一般の地震の場合には山梨県東部の地震
場合のごとく発震機構が単純ではなく、これらの後続位相を分離することは困難であるが、特に
源が浅い地震の場合には同様の現象が生じているものと考えられる。このような後続の位相の存
在によつて地震動の継続時間は一層長くなることが予想される。

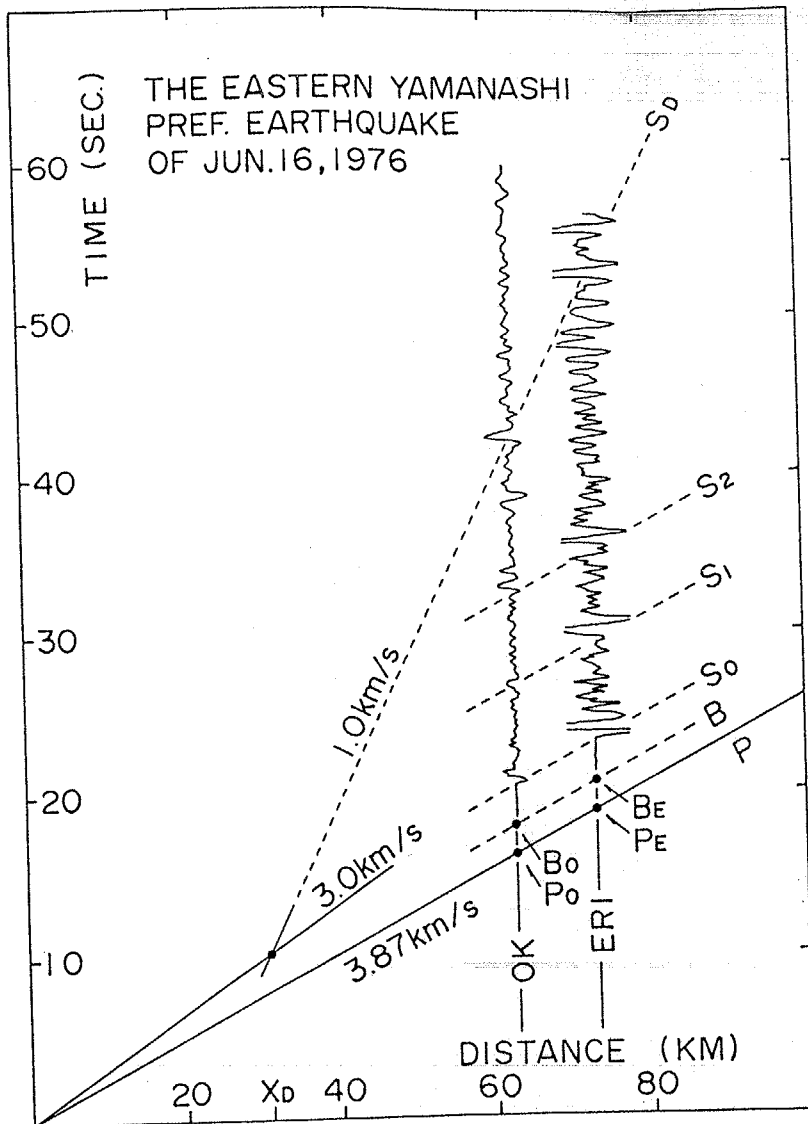
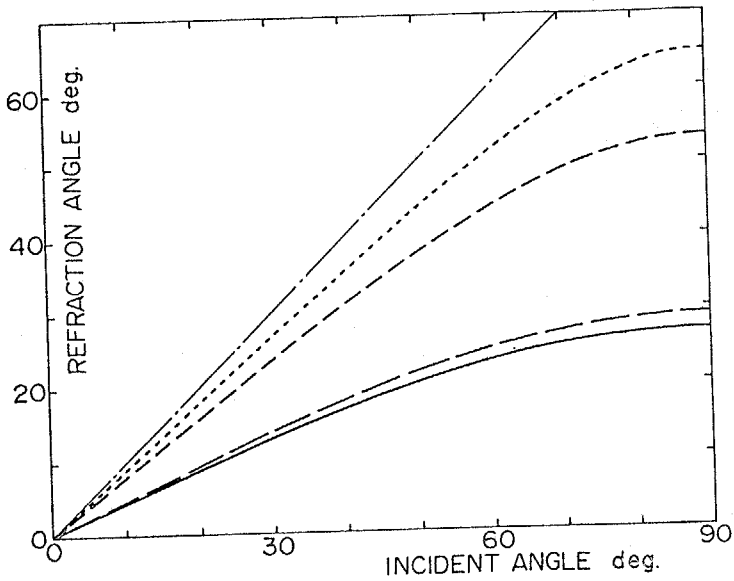
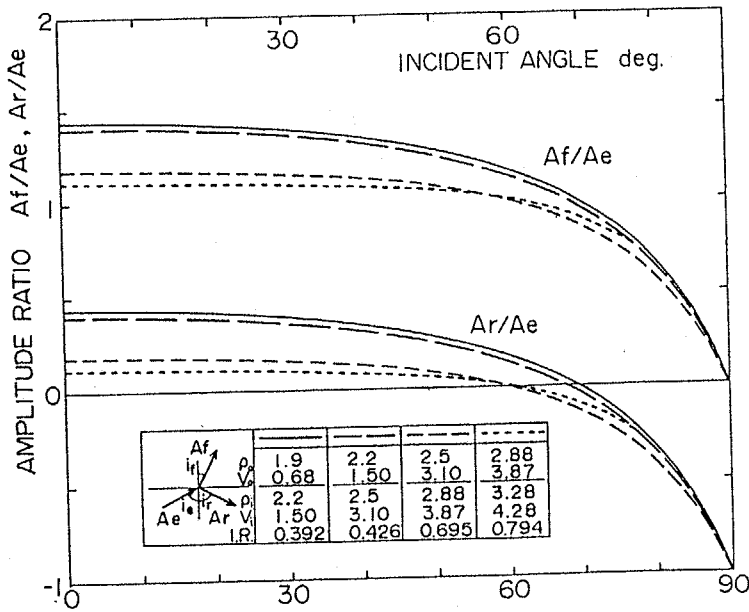


Fig.5-12 Propagation diagram of seismic waves during the Eastern Yamanashi Pref. Earthquake of Jun. 16, 1976.



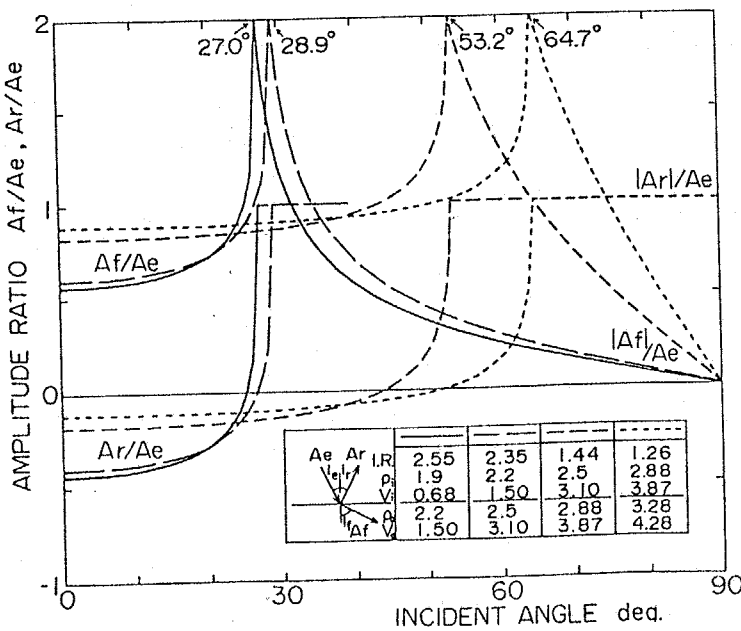
ρ_1/ρ_2	1.9	2.2	2.5	2.88
μ_1/μ_2	0.68	1.50	3.10	3.87
V_1/V_2	2.2	2.5	2.88	3.28
ρ_1/ρ_2	1.50	3.10	3.87	4.28
I.R.	0.392	0.426	0.695	0.794

Fig.5-13 Relation between incident angle and refraction angle under the incidence of SH-wave to the interface.



ρ_1/ρ_2	1.9	2.2	2.5	2.88
μ_1/μ_2	0.68	1.50	3.10	3.87
V_1/V_2	2.2	2.5	2.88	3.28
ρ_1/ρ_2	1.50	3.10	3.87	4.28
I.R.	0.392	0.426	0.695	0.794

Fig.5-14 Amplitude ratio of reflected or refracted wave to incident wave, under the incidence of SH-wave from the lower layer.



ρ_1/ρ_2	2.55	2.35	1.44	1.26
μ_1/μ_2	1.9	2.2	2.5	2.88
V_1/V_2	0.68	1.50	3.10	3.87
ρ_1/ρ_2	2.2	2.5	2.88	3.28
μ_1/μ_2	1.50	3.10	3.87	4.28

Fig.5-15 Amplitude ratio of reflected or refracted wave to incident wave, under the incidence of SH-wave from the upper layer.

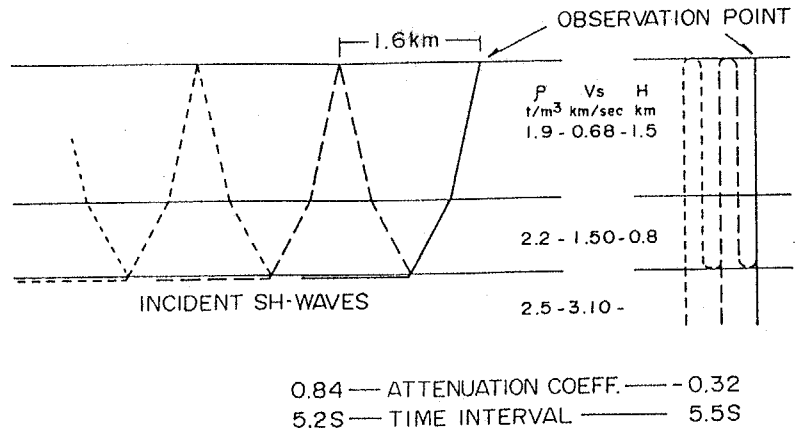


Fig.5-16 Mechanism of multiple reflection of SH-waves.

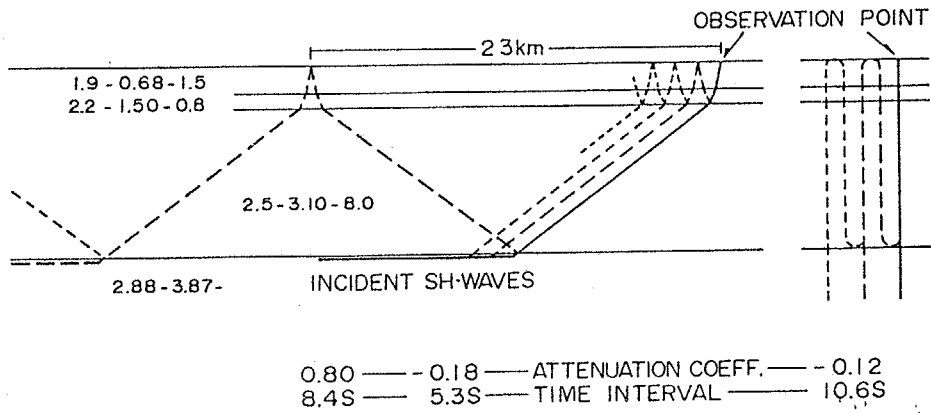


Fig.5-17 Mechanism of multiple reflection of SH-waves.

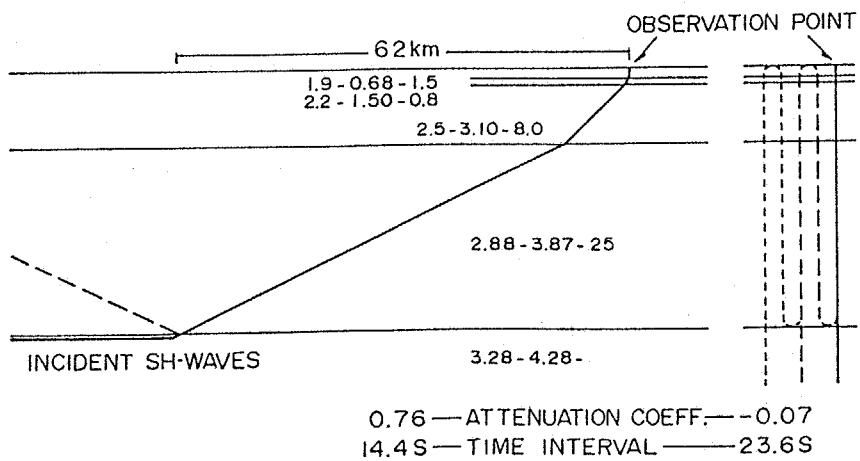


Fig.5-18 Mechanism of multiple reflection of SH-waves.

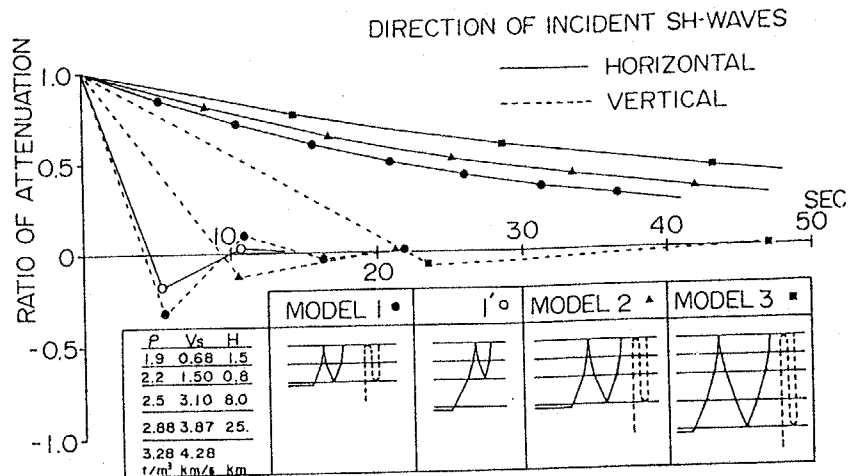


Fig.5-19 Analytical attenuation and time-interval of succeeding phases due to single multiple reflection of SH-waves.

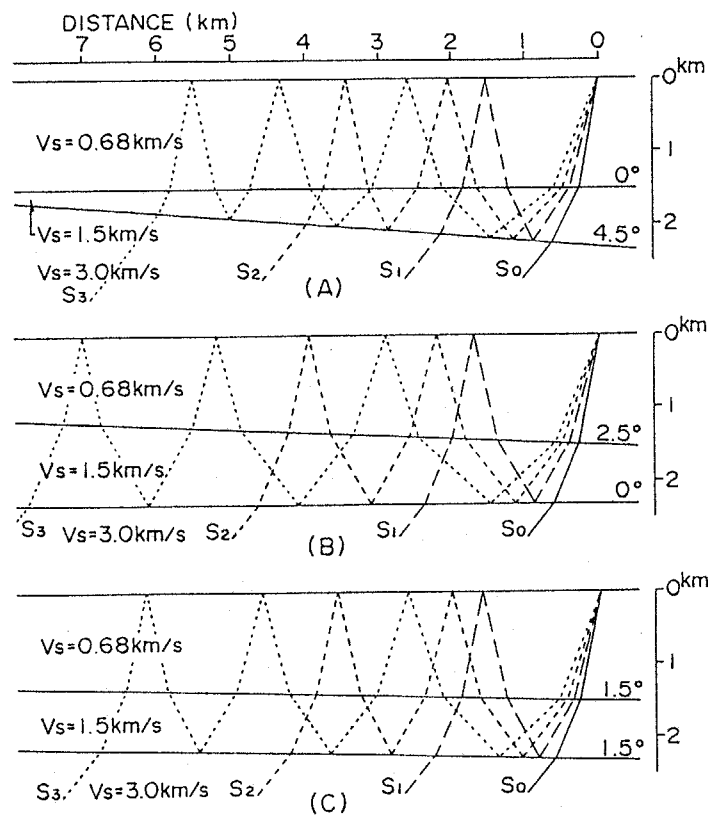


Fig.5-20 Mechanisms of multiple reflection of SH-waves expected in the Kanto plain during extremely shallow earthquakes.

5.1.3 S波の伝搬機構と地盤の増幅特性に基づく地震基盤の設定

先に、1.1では既往の研究における地震基盤の設定のされ方および地震基盤の定義について概観し、また5.1.1では、鉛直下方より入射するS波の重複反射によって地盤の増幅特性が決定されるものと考え、地震基盤の設定位置が地表の増幅特性に与える影響について検討を行ってきた。これらはいずれも実際の地震波の伝搬性状とは無関係に、地震波の地盤による増幅の可能性に重点を置いて地震基盤を論じている。地震基盤が地震動の特性を地盤による増幅に基づくものと、それ以前に地震波が保有していたものとに分離して考えるために設定された一つ概念であるとするならば、地震波の伝搬機構に関する検討も行なった上で地震基盤の適切なる位置を定めるのが妥当であろうと考えられる。

地震波初動の伝搬経路については既に第3章において述べたごとく震央距離と震源深さによって決定され、東京を中心とする南関東においては凡そ次の2つの経路のいずれかであることが判明している。1つは遠方の地震あるいは震源のやゝ深い地震に対するもので、地震波初動は $V_p = 7.5 \text{ Km/sec}$ 、 $V_s = 4.3 \text{ Km/sec}$ を有する層の上面（深さ約35 Km）に沿って伝搬し、観測点の約60 Km手前で立上って観測点に到達するものである（Fig.3-11, 経路a）。他の1つは近距離に発生した震源の浅い地震に対するもので、地震波初動は $V_p = 6.7 \text{ Km/sec}$ 、 $V_s = 3.9 \text{ Km/sec}$ を有する層の上面（深さ約10 Km）に沿って伝搬し、観測点の手前10数Kmの地点で立上って観測点に到達するものである（Fig.3-11, 経路b）。また、震央距離が50 Km以下で、かつ震源が地表にある場合の地震波初動の伝搬経路はFig.3-11, 経路cに示すごとく、 $V_p = 5.6 \text{ Km/sec}$ 、 $V_s = 3.0 \text{ Km/sec}$ を有する層の上面に沿うものとなるが、自然地震においてはこのような伝搬経路は考え難く、4.2～4.4に述べた人工地震によって発生する地震波初動はこのような経路を伝搬していることが確かめられている。5.1.1において検討を行なった1978年2月20日の宮城県沖の地震および1978年伊豆大島近海の地震における初動の走時は夫々、Fig.5-21, Fig.5-22に示すごとくであり、前者の場合にはFig.3-11の経路aが、また後者の場合にはFig.3-11の経路bが主要な伝搬経路となっている。上記の伊豆大島近海の地震を含め、伊豆半島の周辺に発生する震源のごく浅い地震における初動の走時はFig.5-23に示すごとくほぼ一定しており、すべてFig.3-11の経路bによって説明できる。この中には4.3で述べた伊豆大島爆破における資料も含まれている。またFig.5-24は前述の宮城県沖の地震と伊豆大島近海の地震について、地震波の初動が東京に到達する場合の伝搬経路を模式的に示したものである。図中に破線で示された伊豆大島近海の地震における直接波の存在については5.2で詳しく述べることとなる。

以上に述べてきたごとく地震波の伝搬経路は震央距離と震源深さが異なれば変化し得るものであ

り、どのような伝搬経路を経て到達する地震波に対しても地震基盤が確固として存在する必要があることから、その設定位置は自ずから限定される。すなわち、地震波の主たる伝搬は地震基盤か、それ以深の層に沿うものでなければならないことから、地震基盤は $V_s = 3.9 \text{ Km/sec}$ を有する層もしくはそれ以浅の層に設定されるべきである。しかしながら、 $V_s = 3.9 \text{ Km/sec}$ を有する層を地震基盤と見做す場合には、近距離に発生する震源の浅い地震において地震波は基盤面に沿って伝搬して来ることとなり、従来の地震基盤に対する概念とは著しく異なったものとなるため混乱を生じ易い。従って地震基盤は $V_s = 3.0 \text{ Km/sec}$ を有する層あるいはそれ以浅の層に設定されることが望まれる。

以上の点と 5.1.1 に検討を行なった結果とを総合することにより、結局関東平野南部における広い地域を対象とした地震基盤としては S 波伝搬速度 3.0 Km/sec を有する層が最も適切であると考えられる。

このような地震基盤面に到達する地震波 S 波の入射角は、Fig. 3-11 における経路 a、経路 b に対してそれぞれ 48° と 57° であって、それ以上大きな入射角は殆ど存在しないものと考えられる。Fig. 5-25 は地震基盤面への地震波の入射角が地表における SH 波の増幅率に与える影響を N. A. Haskell と同様の方法を用いて検討を行なったものである。その結果、基盤面への入射角が約 60° に至るまで、増幅率の絶対値は徐々に減少するものの、増幅特性の形状は鉛直下方より SH 波が入射した場合とさほど変化のないことが明らかとなった。なお、増幅率の極大となる周期は入射角の増大に伴って徐々に短周期側に移行している。

ところで、ある地域を対象として地震時の震害予測を目的とした地震増幅特性の検討を行なう場合、対象地域の地盤構造は一般に地下深部に至るまで厳密に調査されているわけではなく、そのような不確定の要素は当然地盤増幅特性の上に反映されるはずである。以下はそのような地域の一例として仙台市の場合について地盤構造上の各種の不確定さが地盤の増幅特性に与える影響について検討を行なったものである。仙台市の場合には地下 80 m 程度までの地盤構造が明らかにされており、それに対応する速度構造を推定することは可能である。しかしながら S 波伝搬速度が 3 Km/sec 程度の地震基盤の深さについては南関東のごとく明らかにされておらず、3.3 に述べた方法による推定を試みることにした。大略の地盤構造は Fig. 5-26 中に示すごとくであり、この場合にも地震基盤の設定位置の相違による地盤増幅特性の変化は無視できないことから、地震基盤は図中に A で示された $V_s = 3.0 \text{ Km/sec}$ の層に設定されることが望まれる。次に、本例の場合には地震基盤上に存在する $V_s = 1.5 \text{ Km/sec}$ を有する層の存在が著しく不確かなものであることから、この層の層厚が地盤増幅特性に及ぼす影響についての検討を行なったところその結果は Fig. 5-27 に示すごとくであり、周期 1 秒以下の領域においては大きな影響は認められないことが明らかとなっ

た。また Fig.5-28 に示すごとく、ごく表層の軟弱な地盤構造の差異が地盤増幅特性に大なる影響を与えるのは当然のことであり、このような地表付近の地盤構造を精度よく知ることは容易である。以上の検討によって、短周期領域における地表の増幅特性はごく表層の微細な構造と地震基盤をどのような速度を有する層に設定するかとの2点に強く支配されているものと考えられ、地下深部の地盤構造の特に層厚に対する精度はさほど重要でないことも判明した。

以上に得られた結果をまとめると次に述べるごとくである。本項では地震時におけるS波の伝搬機構と地盤の増幅特性の2つの観点から地震基盤の適切な設定位置に関する検討を行ない、それらの結果を総合することにより、関東平野南部の広い地域を対象とした地震基盤としてはS波伝搬速度 3.0 Km/sec を有する層が最も適切であることが明らかとなった。この地震基盤は地殻の最上層に対応し、5.1.2 に述べた2次元の重複反射は表面とこの地震基盤面の間で生じている現象であることも明確になった。このような地震基盤は本研究が主として対象としている関東平野の内部のみならず、その他の多くの地域においても存在しているものと考えられ、その場合3.3 に述べた方法、すなわち地盤構造が判明している地点との走時残差を多くの地震について求めることにより地震基盤の深さをある程度推定できることを仙台市の場合を例にとって述べた。

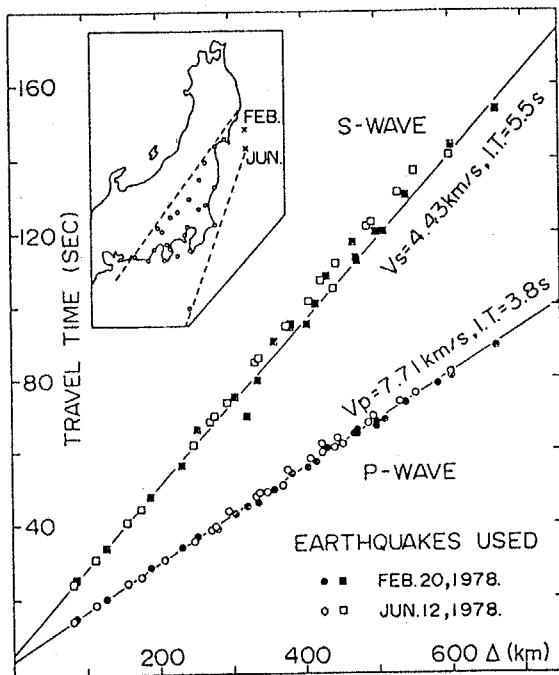


Fig.5-21 Travel-time diagram for P- and S-waves obtained by the East off Miyagi Pref. Earthquakes of 1978.

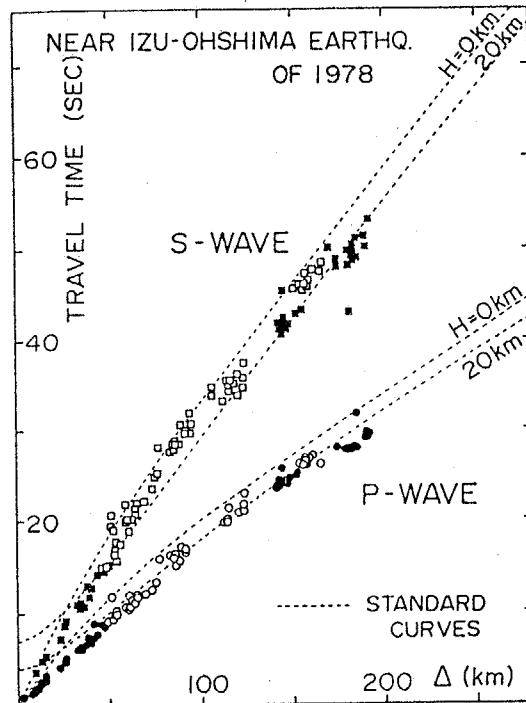


Fig.5-22 Travel-time diagram for P- and S-waves obtained by the Near Izu-Ohshima Earthquake of 1978.

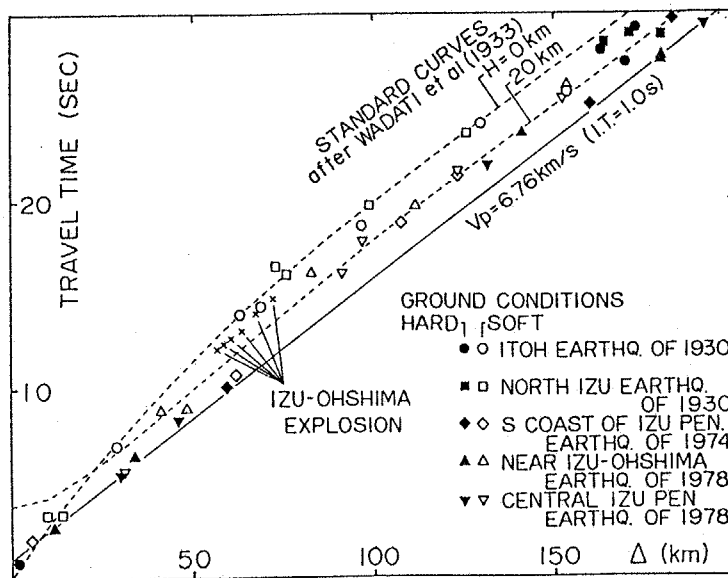
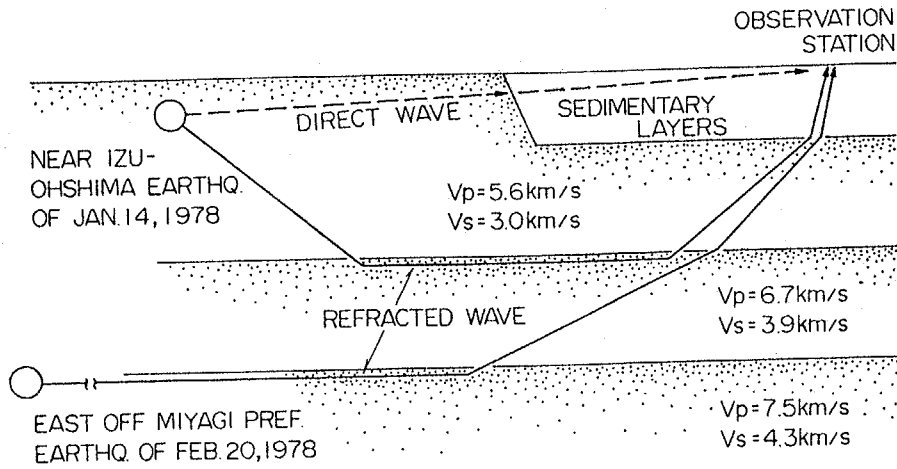
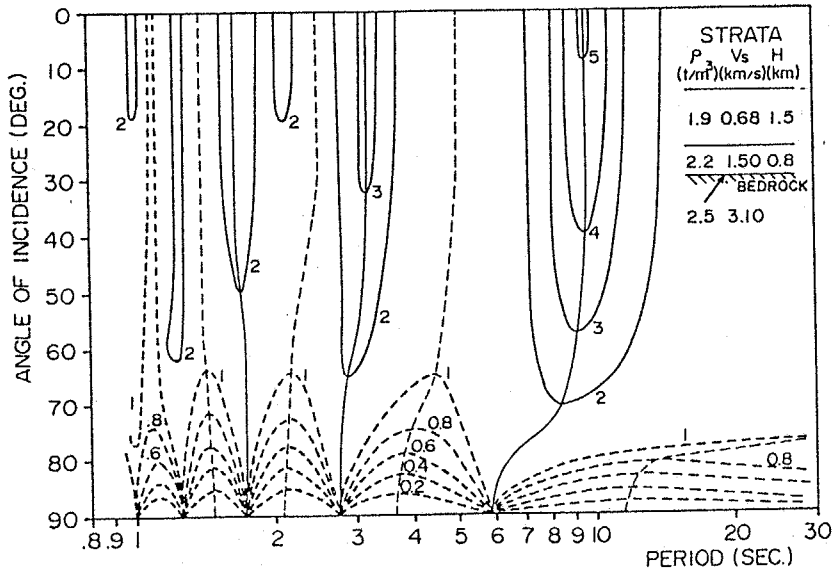


Fig.5-23 Travel-time diagram for P-waves obtained by many earthquakes near the Izu peninsula.



CONCEPTUAL DIAGRAM ON THE WAVE PATH

Fig.5-24



VARIATION OF AMPLIFICATION FACTOR DUE TO SH WAVES AS A FUNCTION OF PERIOD AND ANGLE OF INCIDENCE

Fig.5-25

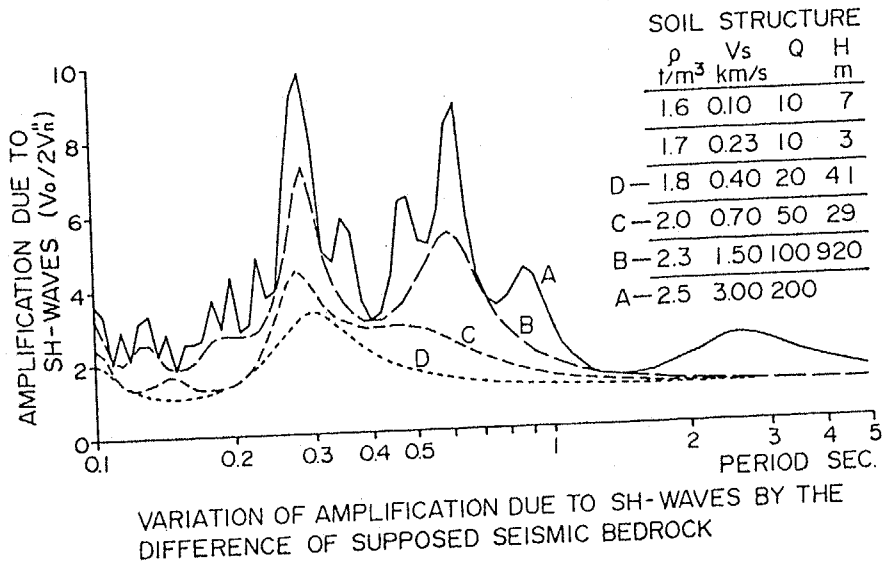


Fig.5-26

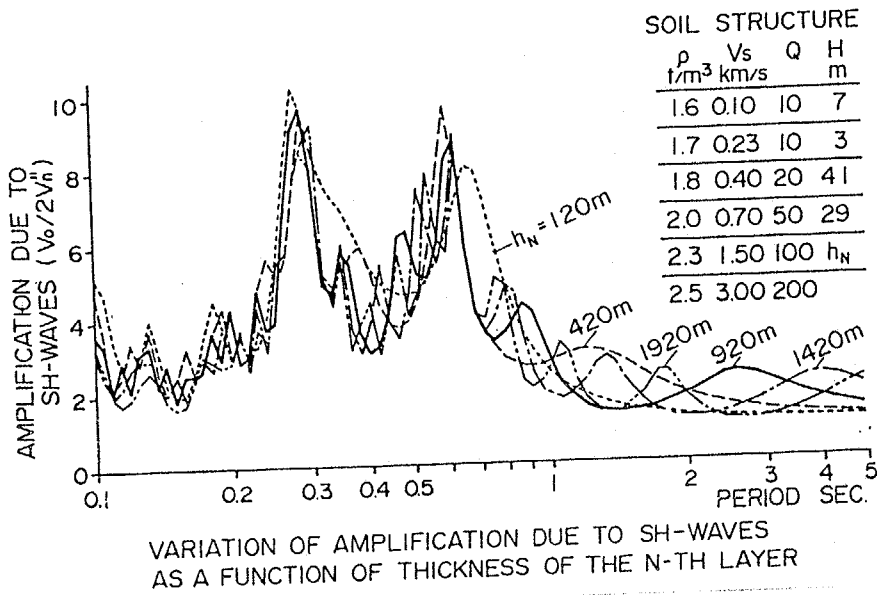


Fig.5-27

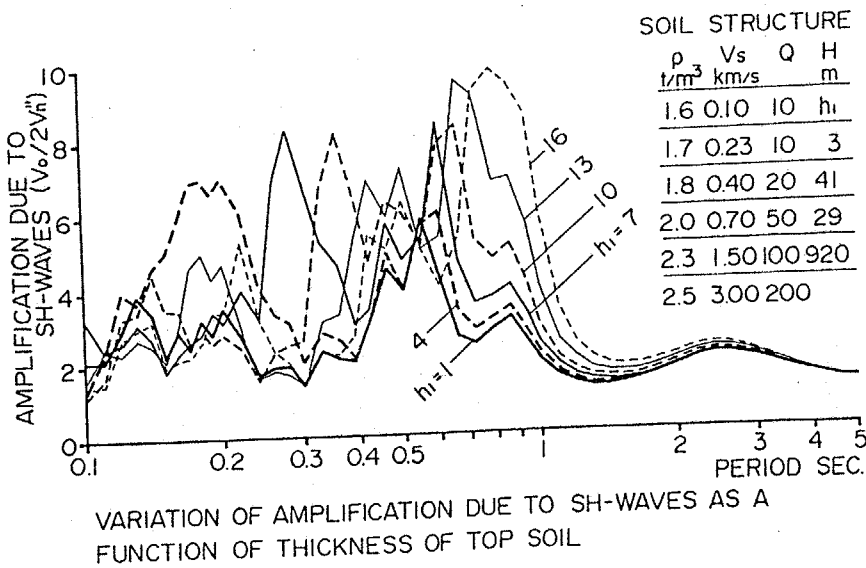


Fig.5-28

5.2 厚い堆積層の表面を伝搬するS波と表面波

5.2.1 厚い堆積層の表面を伝搬するS波

前節では、主としてS波の初動とそれに連なる一群の波動が地盤構造の内部で重複反射を行ない、地表の地震動を著しく増大させていることを述べた。また、そのような現象に係わる地震波はすべて地震基盤よりも深い層を經由して観測点に到達した波動であることが明らかにされた。

しかしながら、震源のごく浅い地震の観測記象には上記の地震波とは全く性質を異にした別種の地震波が混在していることは明らかであり、第2章において指摘を行なった1976年山梨県東部の地震、1978年伊豆大島近海の地震などの観測記象はその典型的な例を示しているものと考えられる。山梨県東部の地震においてはS波初動の到着からかなり遅れて観測点に現われる顕著なS波の存在がFig.2-1～Fig.2-3に位相eで示されたごとく確認されており、伊豆大島近海の地震においてはやはりS波初動の到着からかなり遅れて厚い堆積層を有する観測点にのみ現われるやゝ長周期成分の波群の存在が確認されている。本節では、このような地震波の伝搬機構を明らかにすることを目的としている。

1976年山梨県東部の地震については、すでに5.1.2においてS波初動にやゝ遅れて現われる顕著な位相に関する検討を行なったが、その際Fig.5-12に示された S_D の位相については全く触れなかった。この S_D の位相は前述のFig.2-1～Fig.2-3における位相eに対応しており、以下に検討を行なおうとするものである。Fig.5-12より、 S_D なる位相は約 1.0 Km/sec の見掛け速度をもって伝搬しており、このような低速度で位相の伝搬が行なわれる地震波の到達経路は凡そ次のごとくであろうと推察される。すなわち、これらの位相の伝搬経路は概ね地表面に沿うものであり、地震の震源から震央距離 X_D なる地点までは約 3 Km/sec なる伝搬速度で伝搬されたS波が、 X_D において伝搬速度を約 1 Km/sec に変じて観測点に到達するとするものである。このような X_D は地表付近における地盤構造がその地点の前後で著しく異なる境界を示しており、 X_D よりも震源側では $V_s = 3\text{ Km/sec}$ を有する層がほぼ地表に露出しているのに対して、 X_D 以遠ではS波伝搬速度の小さな堆積層が存在しているものと考えられる。上記の S_D の位相は1979年5月5日に発生した東京都西部の地震においてもFig.5-29に示すごとく観測されている。この地震も山梨県東部の地震と同様、震源深さが 20 Km とごく浅かったことが気象庁によって明らかにされている。⁵⁻⁷⁾ Fig.5-29に示された観測記象は大岡山(OK)、浅川(AS)の他に神奈川県長津田(NG)においても得られており、大岡山と長津田の観測記象には顕著な S_D の位相が現われているのに対して、浅川の観測記象には全く現われていない。ここで浅川の観測記象に S_D の位相が認められないのは震源から浅川に至る伝搬経路上に前述の堆積層が存在しないためであり、このことは浅川におけるS波初動の走時に堆積層の存在による時間遅れが全く存在していないこととよく

一致している。浅川に比して長津田、大岡山では厚い堆積層が存在しているため、S波初動は夫々 B_N , B_0 から S_0 までの時間差に相当する時間遅れを伴って到達する。これらの関係は Fig. 5-12 と全く同様に成り立っているものである。

一方、1978年伊豆大島近海の地震も震源がごく浅い地震であるが、この地震に際して得られた2つの前震の観測記象が有する特徴については2.2において指摘を行なった通りである。Fig. 5-30は先に述べたFig. 2-15と同様に、特に振幅の優勢な transverse 成分のやゝ長周期成分のみに注目したもので、約2分の間隔を置いて発生した2つの前震の観測記象はよく対応している。こゝでやゝ長周期成分の最も明瞭な大岡山の Fig. 5-30 中に棒を施した波群に着目し他の観測点の記象との対比を行なったところ、習志野 (NR) と大船 (OF) にも同様の波群が認められた。浅川にもやゝ長周期成分の波群は認められるが、他の観測点に比して振幅が著しく小さいことから検討の対象からは除外している。Fig. 5-31は、さらに気象庁によって観測された東京 (TK) 横浜 (YK), 銚子 (CS) の各記象をも参照して、これらの波群 (\blacktriangle - \blacktriangle , \triangle - \triangle) と S波初動の走時 (\blacksquare , \square) との関係を示したものである。こゝで S波初動の走時に関しては第3章において述べた通りであり、Fig. 5-12 および Fig. 5-29 とよく対応していることから新たに言及すべきことは見当らない。また後続のやゝ長周期成分の波群は Fig. 5-31 に明らかなく、大船から東京にかけて 0.7 Km/sec 乃至 1 Km/sec の位相速度をもって伝搬しており、習志野および銚子において位相の対応がみられないのは震源とそれらの観測点を結ぶ経路の地盤構造が上記のものと同様とは見做すことができないためであろうと推察される。これらの波群の位相速度が前述の Fig. 5-12 および Fig. 5-29 における S_D のそれとほぼ等しいことからこれらの波群の伝搬機構は S_D のそれと同一であり、またこれらの波群が最初に観測点に達するまでに要する時間は S_D の走時に対応しているものと考えられる。

以上に述べたごとく、 S_D なる位相は地震の震源がごく浅い場合に関東平野内部の観測点に共通に認められる現象であり、その振幅の大きさは S波初動と同程度かそれを上回るほどのものであることから無視し難い。また S_D の走時 t_D (sec) は前述の X_D (Km) を用いて次式のごとく表現できる。

$$t_D = X_D / V_{SD} + (\Delta - X_D) / V_{SU} \quad (5-6)$$

こゝに Δ は震央距離 (Km) であり、 V_{SU} , V_{SD} は夫々堆積層とそうでない層における平均的な S波伝搬速度 (Km/sec) である。また V_{SD} が 3.0 Km/sec であることは第3章に述べた地殻の最上層との対応から明らかであるが、 V_{SU} のとり得る値についてはある程度のばらつきが予想される。上式は X_D に注目すれば次式のごとく表現することも出来、 S_D の位相の走時から前述の厚い堆積

層が存在する地域としない地域との境界を定めることに応用出来るものである。すなわち、

$$X_D = (\Delta / V_{SU} - t_D) / (1/V_{SU} - 1/V_{SD}) \quad (5-6')$$

Fig. 5-32, a~cは上記の方法を前述の1976年山梨県東部の地震, 1978年伊豆大島近海の地震(同年1月14日9時45分の前震)および1979年東京都西部の地震の観測記象に適用したものであり, Fig. 5-32のaでは $V_{SU}=1.0\text{km/sec}$, bでは $V_{SU}=0.7\text{km/sec}$, cでは $V_{SU}=0.5\text{km/sec}$ を夫々仮定している。この時, 同図の各震央と各観測点を結ぶ直線上に○, □, △を付した地点が X_D に対応しており, それらの地点よりも観測点側では前述の堆積層が存在していることを表わしている。一方, 南関東における地質区分²⁻¹¹⁾によれば関東平野において新第三紀以新の堆積層が分布する地域の境界はFig. 5-33に破線で示すごとくであろうと考えられ, Fig. 5-32に得られた結果はこれと矛盾するものではない。但し, 堆積層内におけるS波伝搬速度は関東平野の全域において一様ではなく, 地域により若干の相違があるものと考えなければならない。特に伊豆大島近海の地震に対する習志野の観測記象において位相の到着が著しく遅れていることから, 伝搬経路に位置している東京湾直下の堆積層におけるS波伝搬速度は他の地域のそれに比して著しく小さいことが予想される。

以上のことより得られた結果を要約すれば次に示すごとくである。すなわち, 震源の浅い地震における関東平野内部の観測点の記象にはS波初動の到着からかなり遅れて到着する顕著なS波の位相が認められる。これらの位相の伝搬経路は概ね地表面に沿うものであり, 伝搬経路に相当する地域の地表付近の地盤構造をよく反映している。このことから堆積層が存在する地域とそうでない地域との区分を行なったところ, その結果は既往の地質区分とよい対応を示し, さらに堆積層内における平均的なS波伝搬速度を明らかにすることが出来た。

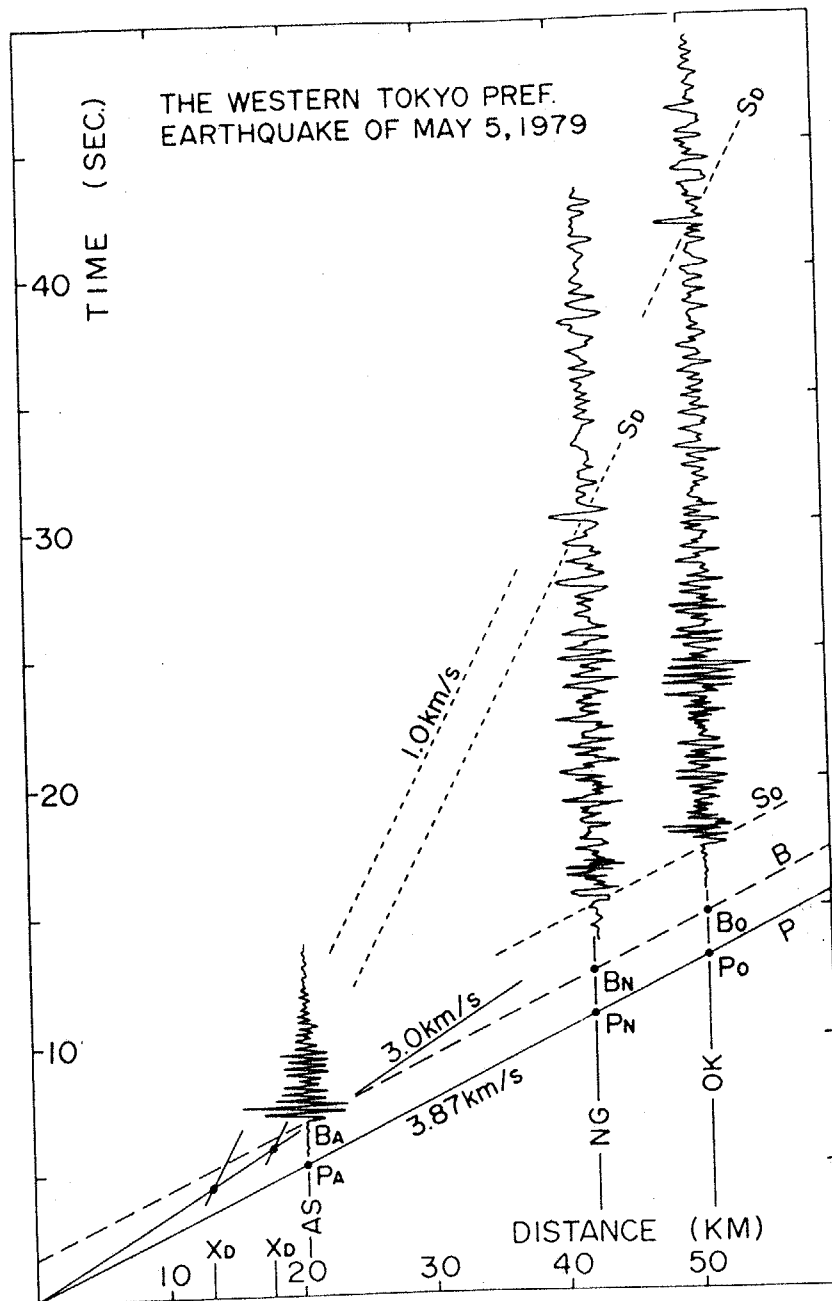
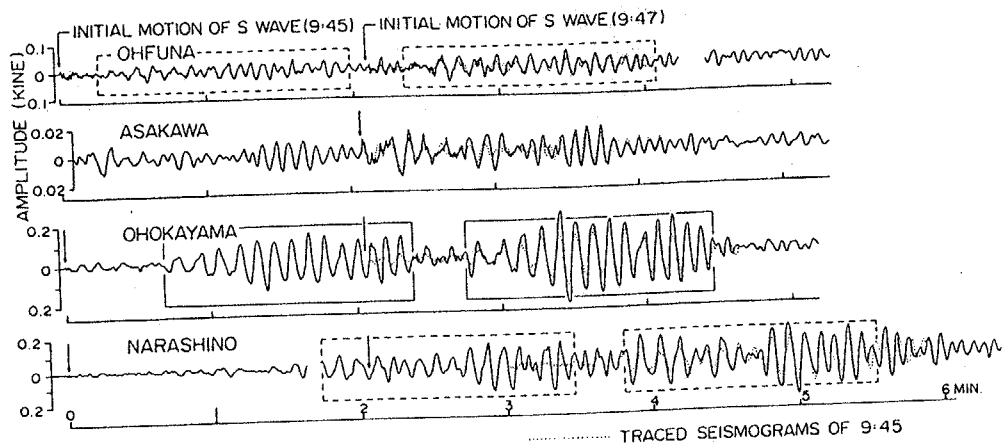
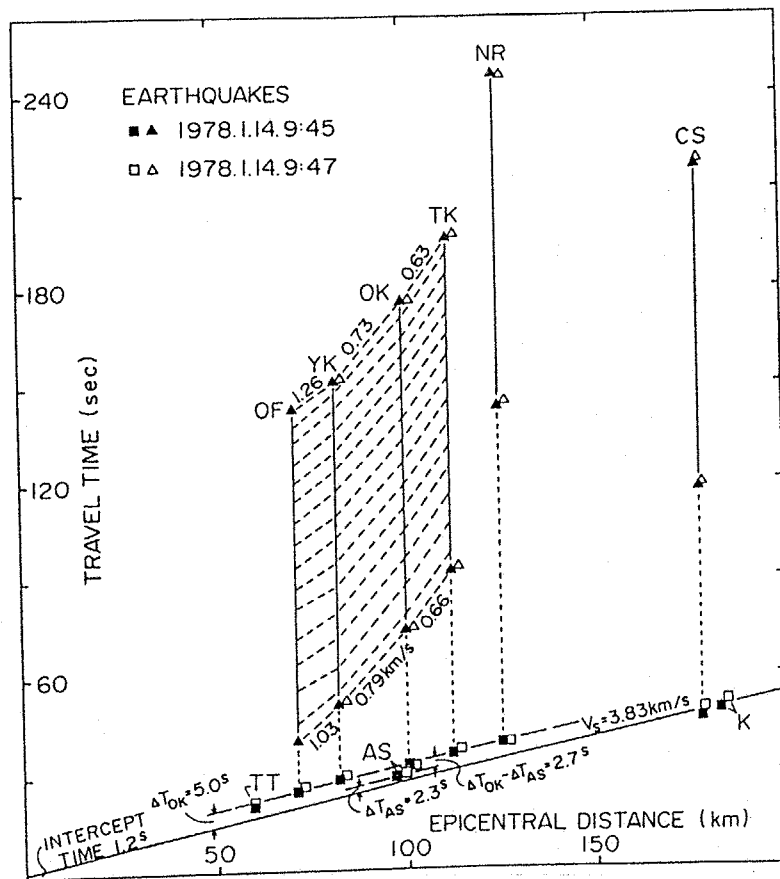


Fig.5-29 Propagation diagram of seismic waves during the Western Tokyo Pref. Earthquake of May 5, 1979.



RATHER-LONG-PERIOD SEISMOGRAMS OF NEAR IZU-OHSHIMA EARTHQUAKES
(1978.1.14. 9:45 & 9:47, TRANSVERSE COMPONENT)

Fig.5-30



TIME-DISTANCE CURVE OF SH-WAVES GENERATED
BY EARTHQUAKES OF NEAR IZU-OHSHIMA ISLAND

Fig.5-31

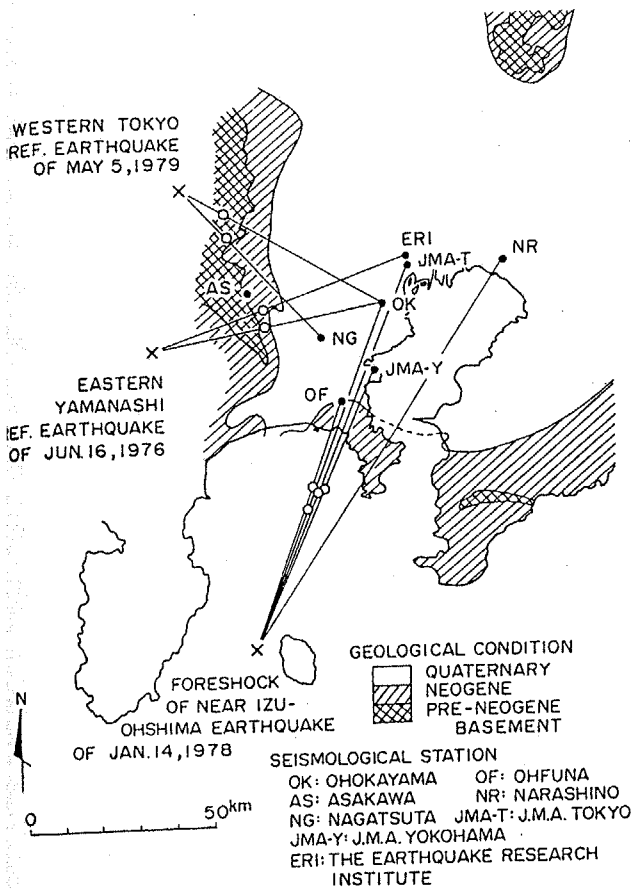


Fig. 5-32a Estimation of X_D based on travel-time of the direct SH-wave. Where, V_{sU} was assumed as 1.0km/sec.

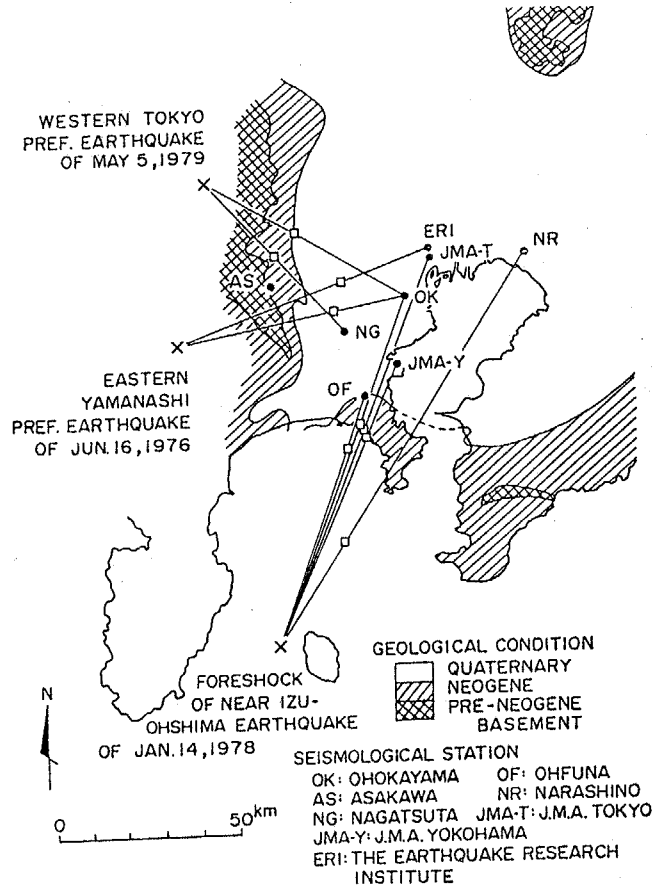


Fig. 5-32b Estimation of X_D based on travel-time of the direct SH-wave. Where, V_{sU} was assumed as 0.7km/sec.

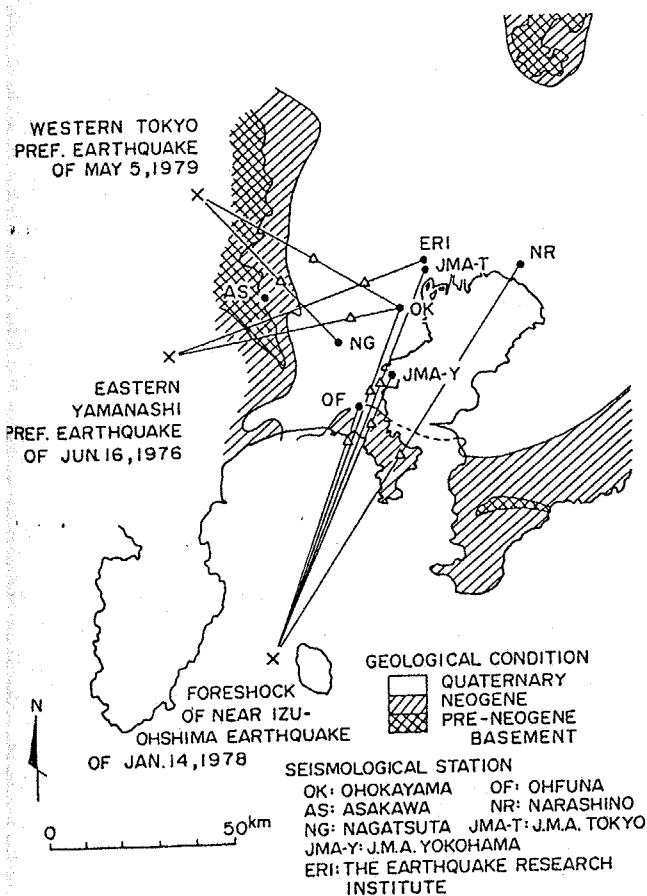


Fig. 5-32c Estimation of X_D based on travel-time of the direct SH-wave. Where, V_{sU} was assumed as 0.5km/sec.

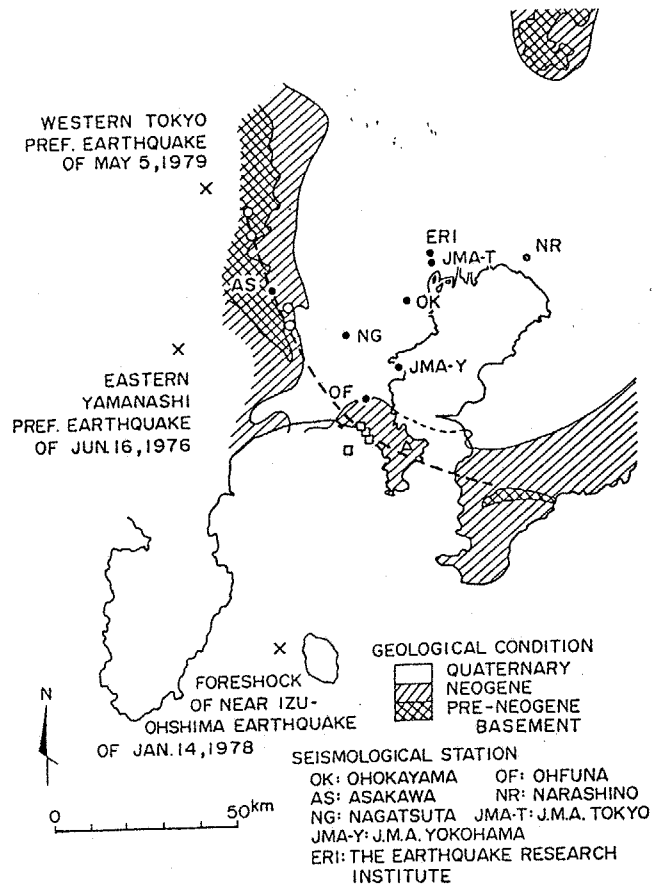


Fig. 5-33 Correspondence of X_D with geological conditions.

3.2.2 厚い堆積層の存在により励起される Love 波

すでに 2.2, 5.1.1 および 5.2.1 において種々の観点から述べてきたごとく, 1978 年伊豆大島近海の地震に際して観測された規模のさほど大きくない前震(同年1月14日9時45分および17分, いずれも $M=4.9$)の観測記象には, S波初動の到着からかなり遅れてやゝ長周期成分の地震動が顕著に, しかも長時間継続して認められた。これらのやゝ長周期成分の地震動についてすでに得られている知見は凡そ次のごとくである。まず, これらのやゝ長周期成分の地震動は厚い堆積層が存在する大岡山, 習志野などの観測点で顕著に現われており, 堆積層が存在しない浅川では台ど認められておらず, この傾向は Fig.2-9 と Fig.5-11 より明らかである。また, Fig.2-15 と Fig.2-16 との比較から, これらのやゝ長周期成分の地震動は transverse 成分が著しく卓越している。さらに 5.2.1 で検討を行なったごとく, これらのやゝ長周期成分の地震動は主として地表面に沿って観測点に到達した地震波によって構成されており, 震源から相模灘を経て三浦半島に達するまでは地殻の最上層を伝搬し, 三浦半島以北においては堆積層の中を伝搬してくるものと考えられる。また Fig.2-10 に明らかなごとく, 観測点大船は震源と大岡山を結ぶ直線上に位置しているが, 大岡山において顕著な上述のやゝ長周期成分の地震動は大船においてはさほど顕著には認められず, 大船から大岡山に至る伝搬経路の途上で著しく成長したものと考えられる。

以上のことより, これらのやゝ長周期成分の地震動は主として地表面に沿って伝搬した SH 波もしくは Love 波のいずれかによって構成されていることは明らかであるが, そのいずれによるものであるかについては未だ判然としないところがある。以下に行なり検討はこの点に関するものであり, 観測記象に分散性が認められるか否か, さらにはその分散現象が地盤構造を充分反映したものであるか否かによって, 対象とする地震波の伝搬機構を明らかにしようとするものである。

まず Fig.5-34 は上記の地震を対象として, 観測記象に認められる分散現象と観測点直下の地盤構造に基づいて計算によって求められる分散曲線との対比を行なったものである。図中に示された・印は大岡山, ×印は習志野において, 夫々前述の伊豆大島近海の地震の前震(1978年1月14日9時47分)の transverse 成分(Fig.2-15)における波形の各山・谷について周期と群速度との関係を求めたものであり, また比較の対象とした理論分散曲線は 5.1.1 において Fig.5-6~Fig.5-8のごとく求められた Love 波の分散曲線のうち, 基本モードの群速度曲線を用いている。同図から観測記象には明瞭な正分散が認められ, これらのやゝ長周期成分の地震動は Love 波によるものであることが推察されるが, 観測点直下の地盤構造のみを用いた理論分散曲線とは一致しない。このことは表面波によって構成される地震動の特性が観測点近傍の地盤構造のみによって決定されるものではないことを示しており, 地震波の伝搬経路に位置する広い地域の地盤構造による影響も

併せて考慮する必要のあることを示唆している。この地震の震源と観測点大船および大岡山を結ぶ直線の近傍では Fig. 2-10 に見られるごとく夢の島—江の島測線の地下深部探査が行なわれており、その結果については 4.3 に述べた通りである。Fig. 5-35 はその結果に基づき、震源と大岡山を結ぶ地域における地盤構造の変化を考慮に入れることによって前述の Love 波の分散性をさらによく説明しようとするものである。図中の実線は Fig. 4-10 に示された各観測点の time term を表わしており、その値は P 波の基盤速度に依存している。4.3 ではこの基盤速度の真の値は 5.1 Km/sec 乃至 5.3 Km/sec であることが明らかにされており、こゝではその点をさらに解明することも目的の一つとなっている。以下ではこれらの time term の分布を図中に Model 1 ~ Model 3 に示すごとく単純化を行ない、Fig. 5-5 に示された大岡山の地盤各層の層厚がこれらの地域において time term に比例して変化するものと仮定して、前述の理論分散曲線をより現実的なものに改めることとした。すなわち、震源から観測点至るまでの地域を有限個の区間に分割し、各区間における地盤構造は成層構造を成しているものと考えた。このとき、各区間において独立に求められる群速度曲線 U_j と区間距離 Δ_j を用いて全区間の平均的な群速度曲線 \bar{U} は次式で与えられることが知られている。⁵⁻⁸⁾

$$\bar{U} = \Sigma \Delta_j / \Sigma (\Delta_j / U_j) \quad (5-7)$$

以上の方法によって求められた大岡山の群速度曲線は Fig. 5-36 a に破線で示すごとくであり、Fig. 5-35 において設定された Model 2 の地盤構造に基づく群速度曲線が観測結果とよく一致していることが確かめられた。同じく Fig. 5-36 b においても Model 2 の地盤構造から計算された大船の群速度曲線は観測結果とよく対応している。また、それ以外の地盤構造を仮定した場合には地震観測記象の分散性を説明することは困難であり、このことから上記のやゝ長周期成分の地震動は Love 波から構成されていること、およびこれらの地域における基盤層の P 波伝搬速度が 5.3 Km/sec であることが明らかにされた。

さらに、上記の大岡山における transverse 成分の観測記象のやゝ長周期成分が分散性を有していることは Fig. 5-37 a によっても知ることが出来る。同図は原記象に周期 0.3 sec 乃至 1.0 sec の領域において狭帯域 ($Q = 10$) のバンドパス・フィルターを施した出力波形を示しており、周期 2 sec 以下の短周期成分と周期 3 sec 以上の成分とでは波動的性質に著しい差異が認められる。すなわち、周期 2 sec 以下の成分は S 波の初動とそれに続く位相を形成していることから明らかに S 波であり、周期 3 sec 以上の成分は分散性が顕著に現われているところから主として Love 波から成る表面波であろうと考えられる。図中に示された破線は Fig. 5-36 a における Model 2 の群速度曲線に対応しており、各周期成分の波形に現われている分散現象とよく一致している。これに対して

1978年2月20日の宮城県沖の地震における大岡山の観測記象に同様のバンドパス・フィルターを施した出力波形はFig.5-37bに示すごとくである。この場合には前述の例に比して分散性は顕著でなく、地震動の主要な成分はS波であると考えられる。この傾向は5.1.1に述べたこととよく対応している。

以上に得られた結果を総合することによって、関東平野南部の地域においてや、長周期成分のLove波が顕著に現われるための条件としては次の点を指摘することが出来る。その第1は、観測点の周囲に厚い堆積層が存在していることであり、このようなLove波はSH波が地表面付近を伝搬する過程において堆積層の存在とともに励起され、堆積層内を伝搬しつつ次第に成長して観測点に到達するものと考えられる。大岡山、習志野などはこのような観測点に位置している。大船は関東平野内部の厚い堆積層のほぼ外縁に位置していることから、励起されたLove波が未だ十分に発達しない状態で観測されたものと解釈できる。浅川はほぼ岩盤上に位置する観測点であることから表面波は極めて発生し難い状況にあるものと考えられる。第2は、地震の震源と観測点との相対的な位置関係であり、震源が浅いほど表面波は生じ易くなる。1978年伊豆大島近海の地震をはじめ、伊豆半島周辺の地域に発生する地震の多くはこの種の地震に属している。第3は、地震の震源から発生される地震波の中にや、長周期成分が含まれていることであり、同様に震源のごく浅い地震でありながら伊豆大島近海の地震においてはLove波が顕著に現われ、山梨県東部の地震の場合には全く現われなかったのはこのような地震の発震機構の相違によるものである。

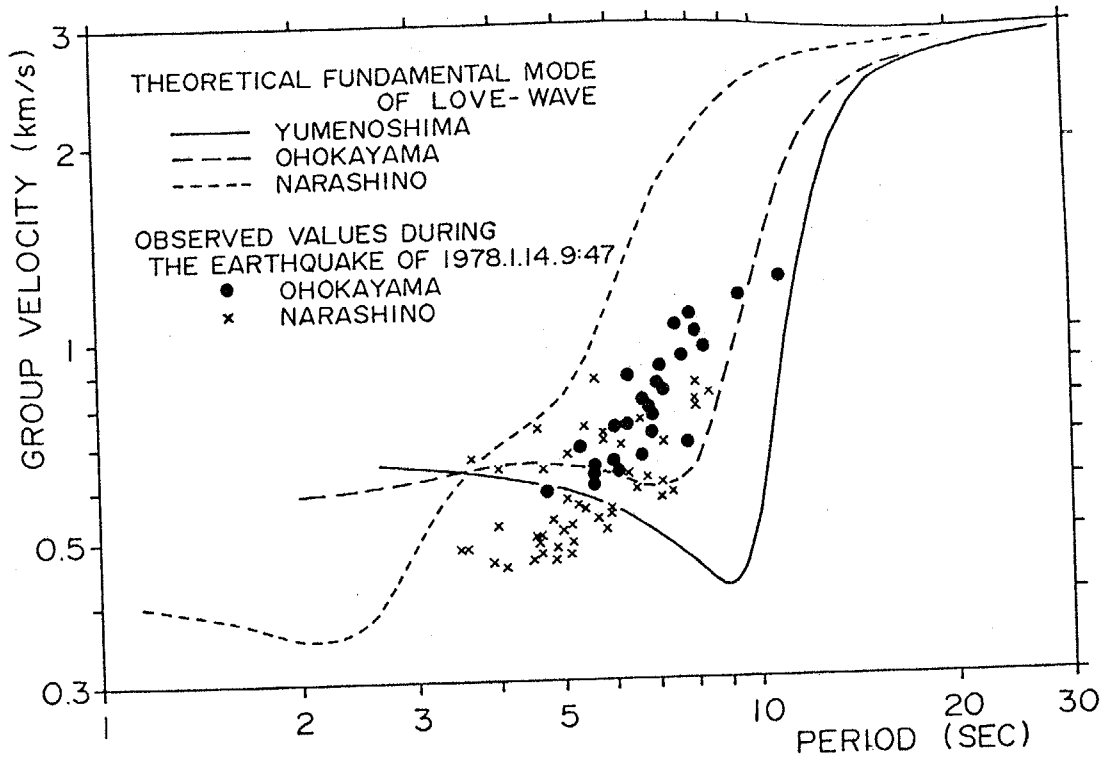


Fig.5-34 Comparison of group velocities due to Love-wave between observed values and theoretical results derived from Figs.5-6,5-7 and 5-8.

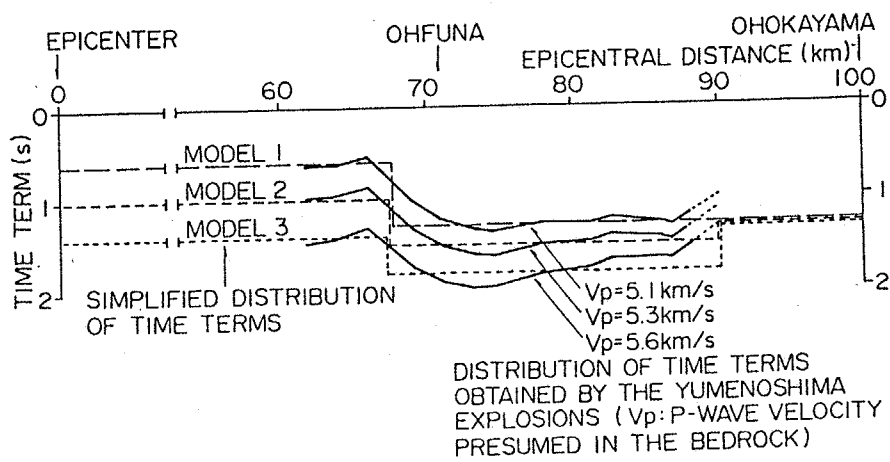
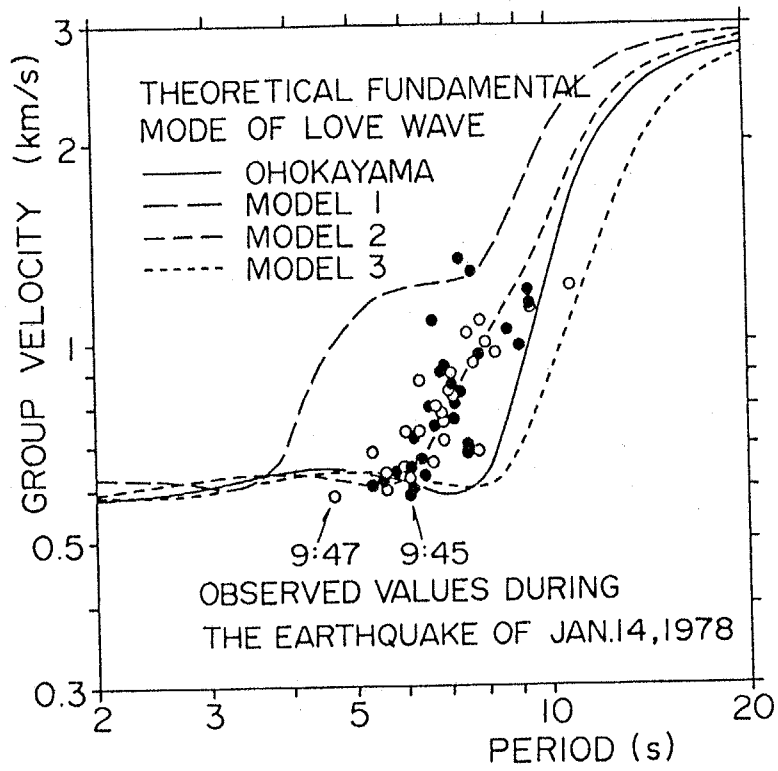
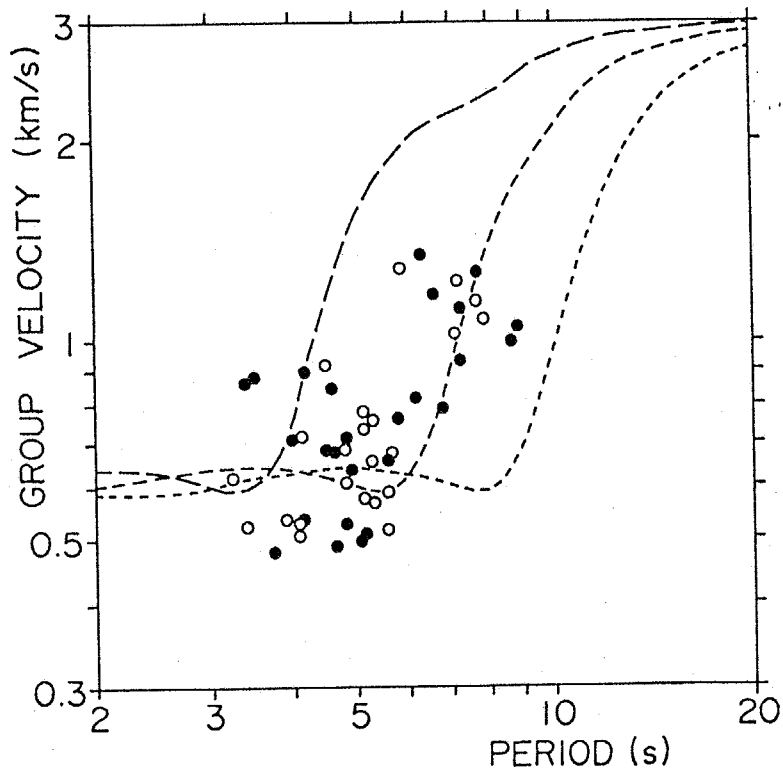


Fig.5-35 Subsurface ground models represented by time-terms, from the seismic source of the Near Izu-Ohshima Earthquake of 1978 to the observation site of Ohokayama.



OHOKAYAMA

(a)



OHFUNA

(b)

Fig.5-36 Comparison of group velocities due to Love-wave between observed values and theoretical results derived from Fig.5-35 and Eq.(5-7).

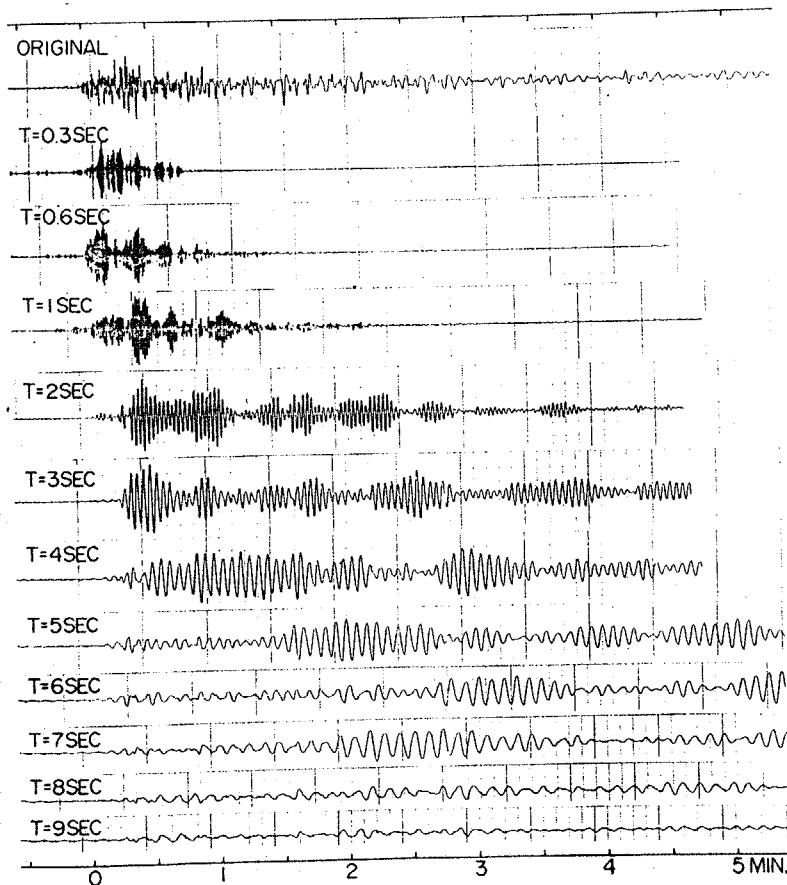
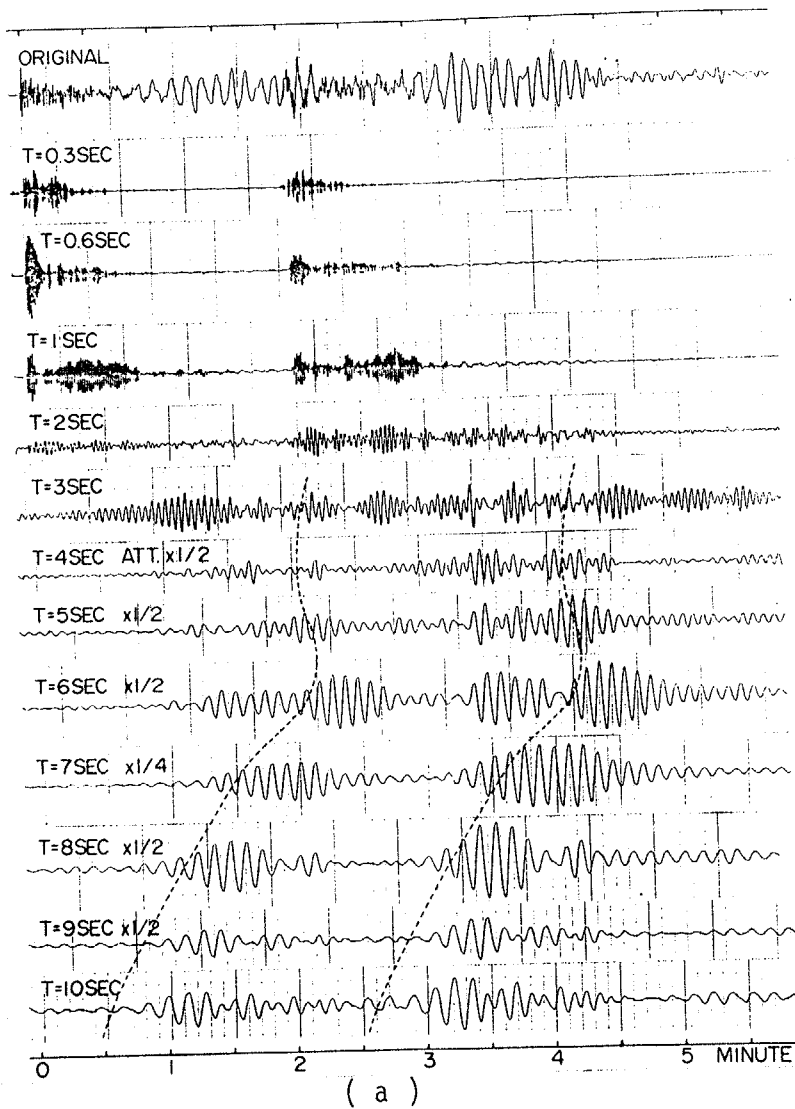


Fig.5-37 Filtered seismograms with variable bands of $Q=10$. Respective traces show the transverse component of seismogram at Oh-okayama during the fore-shocks of the Near Izu-Ohshima Earthquake (a) and the East off Miyagi Pref. Earthquake (b). The broken lines correspond to the dispersion curve of Model-2 in Fig.5-36a.

5.2.3 堆積層を水平に伝搬するS波に基づく地震動の予測

以上に述べてきたごとく、Love波の存在は特にやゝ長周期領域において重要であるが、特定の地点もしくは特定の地域を対象としてLove波の影響を考慮に入れた地震動予測を行なうことには相当の困難が予想されている。鉛直下方より到達するS波の場合に比してLove波の場合には、その特性に発震源の特性、伝搬経路の特性がより多く含まれていると考えられるためである。しかしながら、関東平野のごとく厚さ数kmに及ぶ堆積層が存在し、その外縁が堅固な岩盤によって境されているような場合には、S波に対する地盤増幅特性が地震基盤以浅の地盤構造によってほぼ決定されるごとく、殆ど堆積層の存在のみに支配されるものと考えられる。このような観点から、以下では、Love波の特性を念頭に置きながら、堆積層の内部を水平に伝搬するSH波の重ね合わせによって任意の地点の地震動を推定する簡便な方法を提案している。

本方法はFig.5-38に示すごとく地盤構造と波動の伝搬様式を前提としたものである。地盤構造は厚さHの均質な堆積層が基盤上に存在するものとし、堆積層の一端は堅固な岩盤によって境され、他の一端は堆積層が無限に拡がっているものと考えている。また堆積層と基盤層におけるS波伝搬速度は夫々 V_{SU} 、 V_{SD} とし、同様に地盤密度は ρ_U 、 ρ_D とする。地震動の予測を行なおうとする観測点は堆積層の外縁からしなる距離に位置しており、SH波から成る地震波は堆積層の外縁が地表と接する点から図中に示された経路を伝搬して観測点に達するものとする。より現実的な地震波の伝搬経路としては堆積層の外縁に存在する鉛直な不連続面にあらゆる角度から入射する地震波の透過を考慮に入れる必要があるが、問題が余りにも複雑となるため上記の地震波を想定することにより簡略化をはかったものである。また、岩盤から堆積層の内部に地震波が伝搬する際の透過係数については予測が甚だ困難であることから、事後において観測記象との対応によって経験的に定めることを考えている。また堆積層の基底に存在する基盤面に対して水平に入射する地震波についてはすでに5.1.2において検討を行っており、以下で検討を行なう地震波とは時間的に重なり合う可能性が少ないと考えられるところから、こゝでは無視することとした。

次に、図中に示された発震源から射出される地震波の伝搬経路は無限に存在し得るが、観測点に到達する地震波の射出角 θ_R は次式を満足するものに限定される。

$$\theta_k = \tan^{-1}(2kH/L), \quad (k=0, 1, 2, \dots) \quad (5-8)$$

こゝに k は θ_k なる角度で射出された地震波が観測点に到達するまでに基盤面において反射を行なった回数を表わしており、このような伝搬経路を経て観測点に到達した地震波を D_k と呼ぶこととする。また、基盤面におけるこれらの地震波の反射係数はFig.5-15に示された A_r/A_e であり、

θ_k は同図における入射角および反射角の余角に対応している。この反射係数は入射角が臨界角以下では著しく小さく、臨界角以上で1（全反射）となることから、こゝでは基盤面において全反射を行なう地震波のみを考慮すれば充分であり、 θ_k は次式を満足する有限個に限定される。

$$\theta_k \leq \pi/2 - \sin^{-1}(V_{SU}/V_{SD}) \quad (5-9)$$

Fig.5-39は上記の方法を伊豆大島近海の地震を対象とした大岡山の例に適用したもので、諸定数は図中に示すごとく大略の値を用いている。本例では(5-8)、(5-9)式を満足する19個の伝搬経路が定められ、堆積層の内部におけるS波伝搬速度は一定であることから観測点に最初に到達する地震波は D_0 であり、以下 D_1 、 D_2 の順に従って到達するものである。これらの地震波を観測点において重ね合わせるに当っては、各経路を地震波が伝搬する際に生じる位相遅れを考慮に入れる必要がある。

Fig.5-40は基盤面において地震波が全反射を行なうことによって生じる位相遅れ ϕ_k ⁵⁻⁸⁾を次式に従って求めたものである。

$$\phi_k = 2 \tan^{-1} \left[\frac{\rho_D}{\rho_U} \left(\frac{V_{SD}}{V_{SU}} \right)^2 \frac{\sqrt{\cos^2 \theta_k - (V_{SU}/V_{SD})^2}}{\sqrt{1 - \cos^2 \theta_k}} \right] \quad (5-10)$$

但し、Fig.5-40においては上層と下層における地盤密度の差異を無視している。

さらにFig.5-41は地震波 D_0 が観測点に到達する時刻を基準として、それに対する各地震波 $D_1 \sim D_{18}$ の伝搬距離の差異に伴う到達時刻の遅れ t_k を次式に従って求めたものである。

$$t_k = [\sqrt{L^2 + (2kH)^2} - L] / V_{SU} \quad (5-11)$$

次に、地震波の伝搬には減衰が伴うはずであり、堆積層内における内部減衰は次のごとく与えられることが知られている。⁵⁻⁹⁾

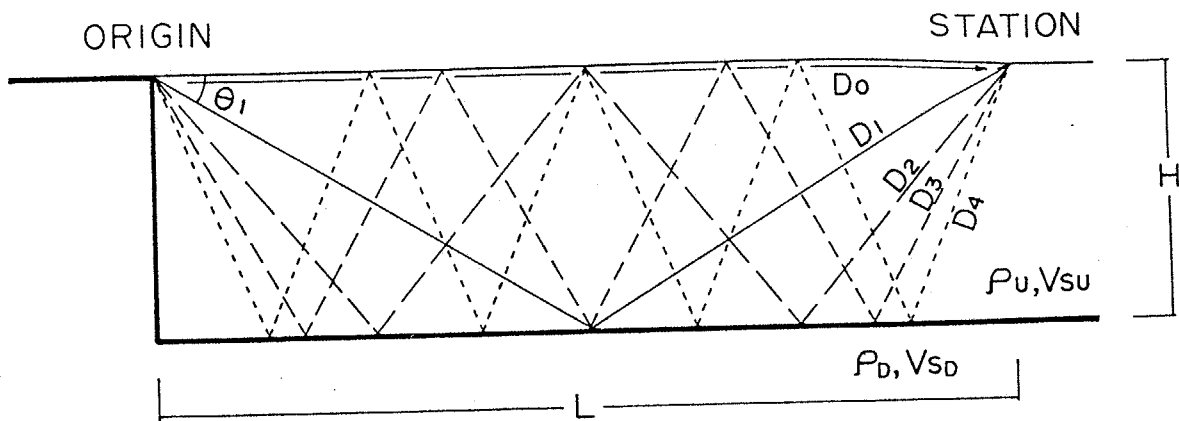
$$e^{-\frac{\pi \cdot t}{Q \cdot T}} \quad \text{または} \quad e^{-\frac{\pi \cdot x}{Q \cdot \lambda}}$$

こゝに Q はquality factorのことであり、 T は地震波の周期、 t は地震波の伝搬に要する時間、 λ は地震波の波長、 x は伝搬経路の長さを示すものである。Fig.5-42は $Q=50$ として伝搬経路の長さに対する上記の減衰係数を求めたものであり、地震波 D_0 と D_{18} が有する伝搬経路の長さは夫々、32.5 Kmと95.7 Kmである。また、これらの地震波は地表面と基盤面において多数の反射を繰り返すが、地表面における反射は常に全反射であり、基盤面における反射についても前述のごとくこゝでは全反射を行なう場合のみを考慮に入れていることから、地震波の反射による減衰は全くないものと考えている。

以上の方法に基づき、発震源に数例の地震波を想定することによって観測点に現われる地震記象は凡そ以下のごときものである。いずれの場合も諸定数は Fig.5-39 ~ Fig.5-42 に基づいている。

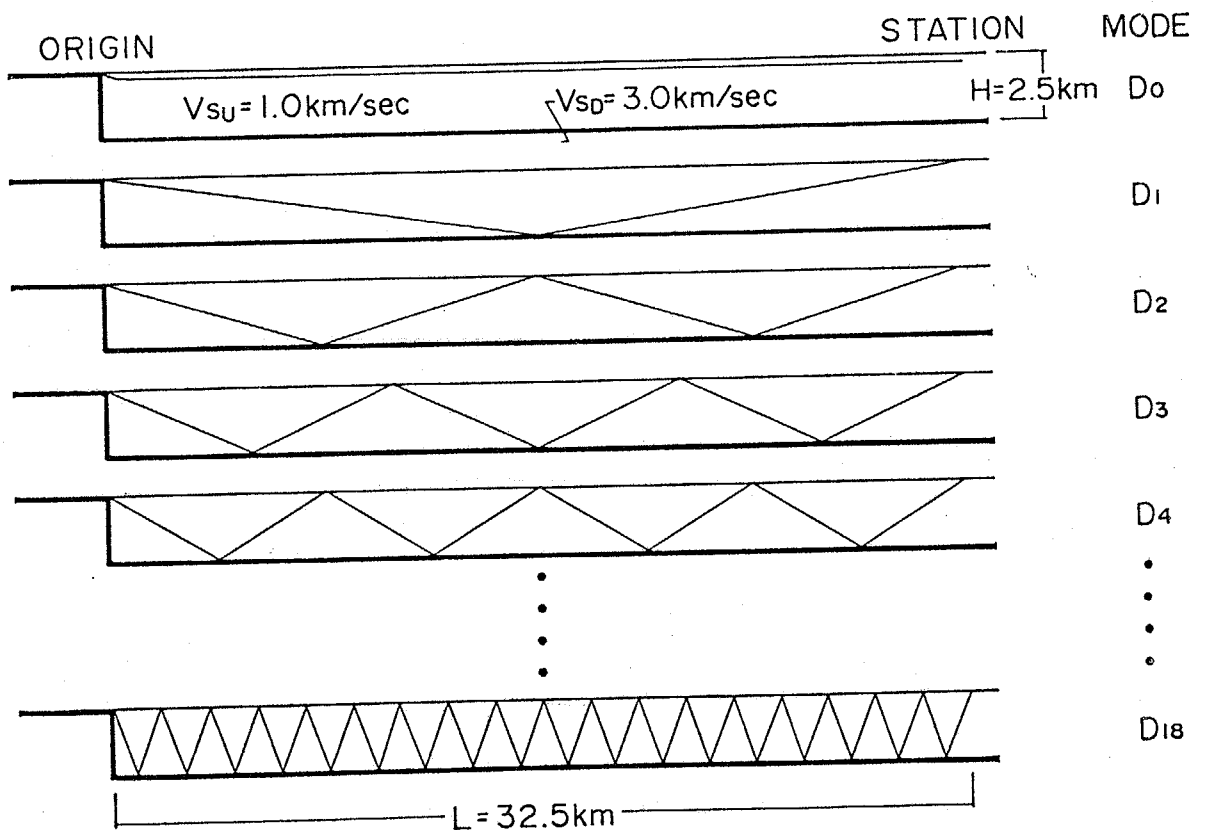
Fig.5-43は周期1 secの sine 波を1波、発震源に与えた時の観測記象を予測したものであり、図に示された時間軸の原点は D_0 の位相が観測点に到達した時刻に対応している（以下の図においても同様である）。本図は1976年山梨県東部の地震における大岡山の観測記象（Fig.5-12,OK）を念頭に置いて検討を試みたものであり（観測点から堆積層外縁までの距離は伊豆大島近海の地震の場合とほぼ等しい）、Fig.5-43における D_0 の位相は Fig.5-12における S_D の位相と対応すべきものである。Fig.5-12の観測記象には Fig.5-43のごとき後続の位相は認め難いが、単独で現われる位相は一般に地盤構造の局地的な形状によって消滅する可能性もあることから、双方の波形はさほど異なった印象を受けない。Fig.5-44は周期7secの sine 波を3波、発震源に与えた時の観測記象を予測したものであり、伝搬経路の異なる地震波の重ね合わせによって地震動の継続時間が著しく長くなり、また振幅の増大が顕著に認められる。Fig.5-45は伊豆大島近海の地震（1978年1月14日、9時47分の前震）を念頭に置いて、やゝ具体的な検討を試みたものである。すなわち、堆積層の外縁に到達する地震波はほぼ岩盤上に位置する浅川において得られたS波初動部分の波形に類似したものであろうと考え、Fig.5-30に示された浅川の観測記象の振幅を $1/2$ に減じた波形が堆積層に入射するものとして、大岡山の地震動を推定したものである。こゝで入射波の振幅を $1/2$ に減じたのは、地表で観測された地震動が地表面における全反射のために入射波の2倍の振幅を有していることによる。以上の方法によって推定された大岡山の地震動は Fig.5-45の中段に示されており、下段の波形は実際に大岡山において観測されたこの地震の記象を比較のために掲げたものである。こゝに用いている地盤構造その他には多くの仮定が設けられているため細部にわたる比較は意味をなさないが、ごく大略の傾向はよく一致していると言えよう。また、観測記象の振幅が推定された地震動の振幅の約5倍であることから、本方法の適用に当り、入射波が堆積層の内部に伝搬する際の透過係数としては5倍程度の値をとり得ることが判明した。

以上に述べられた内容をまとめると次のごとくである。関東平野のごとく厚い堆積層の存在する地域においては Love 波に起因するやゝ長周期地震動の特性予測を行なう必要があるが、Love 波の影響を考慮に入れた地震動予測を行なうことには多くの困難が予想されるため、それに代わる簡便な方法の提案を行なった。すなわち、SH波がほぼ地表面に沿って伝搬することを前提として、堆積層の外縁から堆積層内に射出されたSH波が堆積層内において全反射を行ないながら種々の経路を経て観測点に到達する過程を考慮に入れ、それらのSH波を重ね合わせることによって観測点の地動を推定しようとする方法である。やゝ長周期成分の顕著な観測記象に基づいて本方法の妥当性に関する検討を行ない、関東平野のごとく厚い堆積層の存在する地域においては、本方法がやゝ長周期地震動の特性予測に活用され得ることを確かめた。



SCHEMATIC DIAGRAM ON WAVE PATH

Fig.5-38



MODE OF PROPAGATION

Fig.5-39

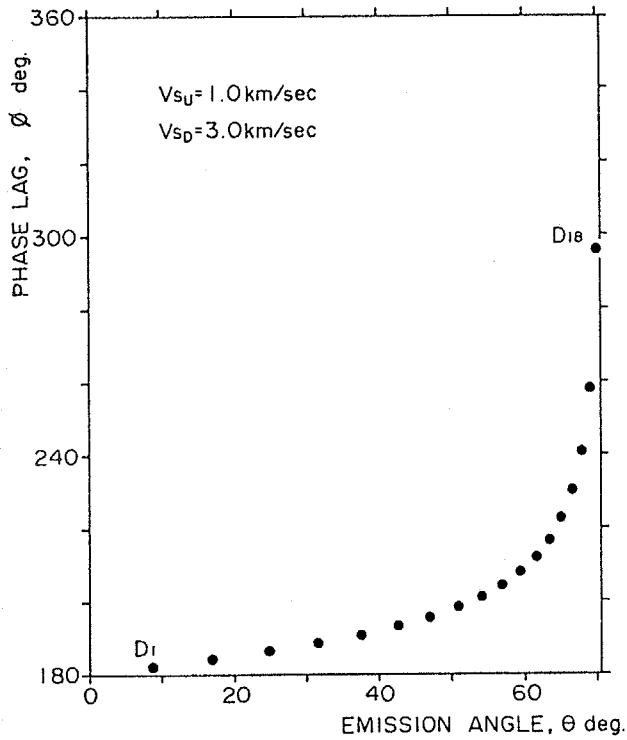


Fig. 5-40 Phase lag due to total reflection of SH-wave at the interface between the upper and the lower layers.

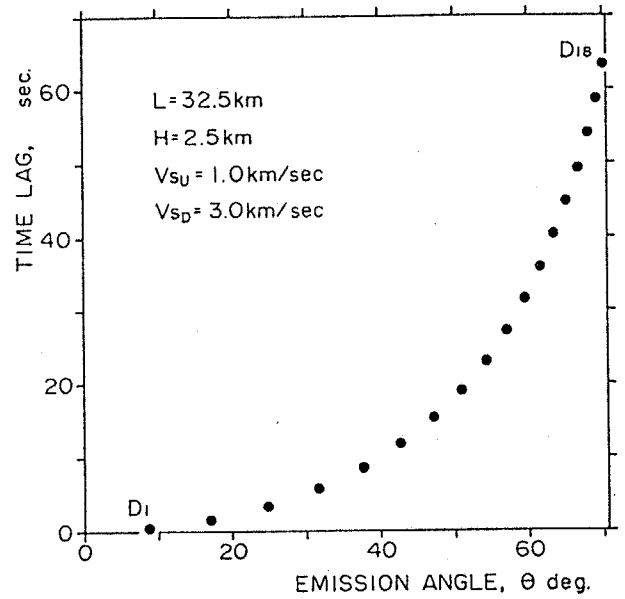


Fig. 5-41 Time lag of each phase at the station, after the arrival of direct SH-wave.

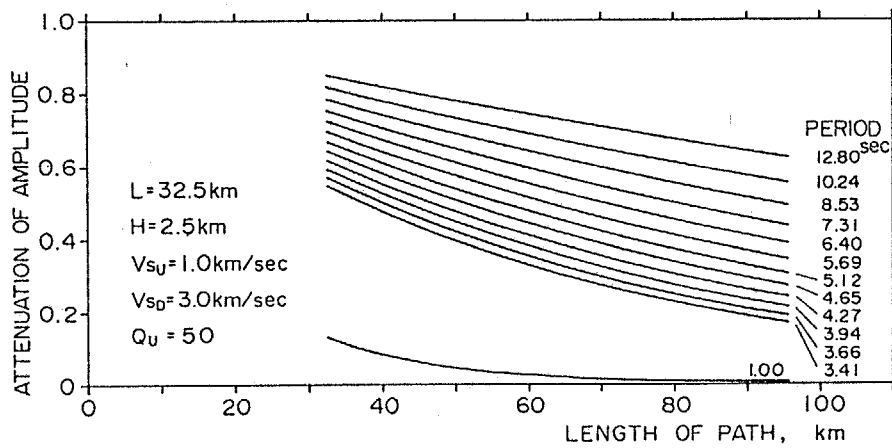


Fig. 5-42 Amplitude attenuation of SH-wave due to propagated distance.

INPUT MOTION (1 CYCLE OF SINE WAVE, $T=1.0\text{sec}$)

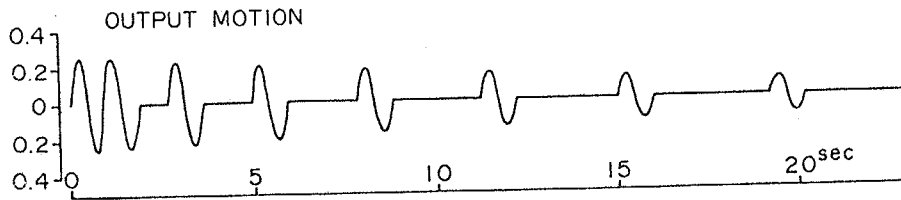
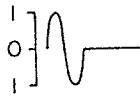


Fig.5-43 Ground motion on the sedimentary layer obtained by superposing totally reflected SH-waves after the arrival of direct SH-wave.

INPUT MOTION (3 CYCLES OF SINE WAVES, $T=7.0\text{sec}$)

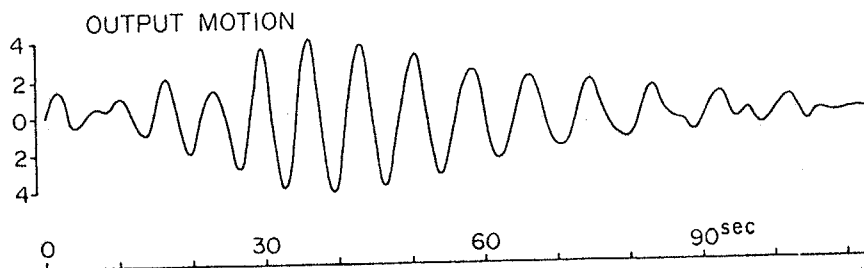


Fig.5-44 Ground motion on the sedimentary layer obtained by superposing totally reflected SH-waves after the arrival of direct SH-wave.

INPUT MOTION

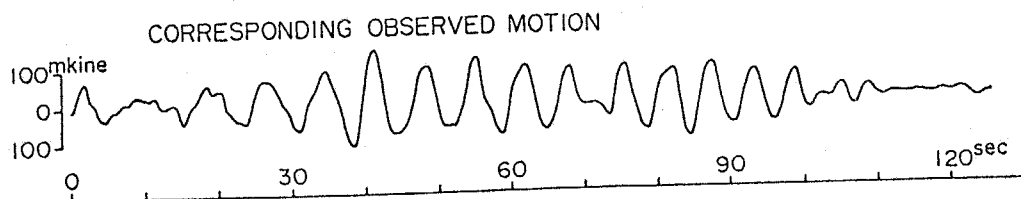
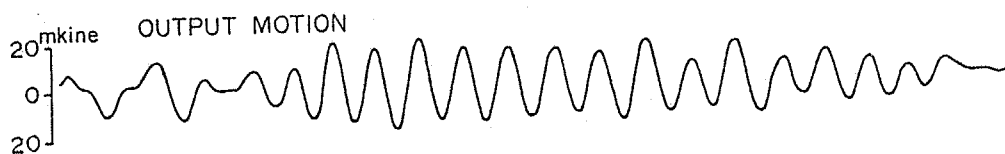
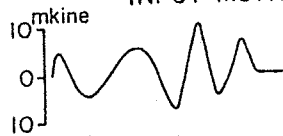


Fig.5-45 Ground motion on the sedimentary layer obtained by superposing totally reflected SH-waves after the arrival of direct SH-wave. In these figures, transmission coefficient at the vertical discontinuity is not evaluated.

第6章 結 論

本研究は、地下深部の地盤構造と地震波の伝搬機構を明らかにすることによって、地表の地震動にみられる複雑な性質の解明を試みたものである。まず、地震波の走時に基づいて南関東の深さ数10 Kmに至る地殻構造と地震波初動の伝搬経路を明らかにし、次に、人工地震による地下深部探査を関東平野南部の広い地域で行なうことによって、地殻の表面を被っている厚さ数Kmに及ぶ堆積層の存在を明らかにした。一方、同地域において得られた地震観測記象からは上記の深い地盤構造の影響が顕著に現われている地震記象に注目し、主として地震波の伝搬機構に関する検討を行なうことによって、地震動を構成している地震波の波動的性質を明らかにした。以上の検討によって次に掲げる結論を得ることが出来た。

- (1) 南関東周辺の異なる地域に発生した代表的な地震群について、地震波の到着時刻に基づく走時の検討を行ない、同地域の大局的な地殻構造と地震波初動の伝搬経路を明らかにすることが出来た。南関東の地殻構造は3層構造を呈しており、P波速度5.6Km/sec、S波速度3.0Km/secを有する厚さ約10 Kmの最上層、P波速度6.7Km/sec、S波速度3.9Km/secを有する厚さ約25 Kmの中間層およびP波速度7.5Km/sec、S波速度4.3Km/secを有する最下層から成っている。中間層と最下層との間の境界面はいわゆるモホ面に対応しているものと考えられる。また地震波の主たる伝搬経路は次のいずれかに大別され、震央距離が200 Km以下でかつ震源の深さが20 Km程度よりも浅い地震の場合には中間層の上面、震央距離が200 Km以上あるいは震源の深さが20 Km乃至30 Kmよりも深い地震の場合には最下層の上面に沿うものである。

以上の地殻構造は岩盤がほぼ地表に露出した観測点の走時のみに基づいて決定されたものであり、厚い堆積層を有する観測点では顕著な走時の遅れが認められ、その値は次に述べる地下深部探査から得られる結果とよく対応している。

- (2) 人工地震による地下深部探査を関東平野南部の広い地域において実施し、地殻の最上層に達するまでの堆積層の構造を明らかにすることが出来た。人工地震の震源として使用した東京都夢の島の地下構造は3層構造から成っており、P波速度1.8Km/sec、S波速度0.68Km/secを有する厚さ1.5 Kmの第1層とP波速度2.8Km/sec、S波速度1.5Km/secを有する厚さ0.8 Kmの第2層は主として新第三紀層から成る堆積層であり、P波速度5.6Km/sec、S波速度3.0Km/secを有する第3層は(1)に述べた地殻の最上層と対応している。堆積層の厚さは川崎市以北では2.5 Km前後でその変化は少なく、横浜市のほぼ全域では著しく厚くなっており、深いところでは4 Kmにも達している。一方、平野の外縁部では堆積層は急激に薄くなり、東京都高尾山、埼玉県堂平山などでは堆積層は全く存在していない。

また、生成年代の異なる各種の第三紀層が地表に露出している神奈川県三浦半島を対象としてごく地表付近のP波伝搬速度を求めた結果、地層の生成年代が古くなるに従ってP波伝搬速度が大きくなる傾向が顕著にみられ、また地下深部探査によって得られたP波伝搬速度ともよい対応を示していることが確かめられた。

- (3) 以上の結果に基づき、地下深部の地盤構造の内部におけるS波の重複反射現象に関する検討を行ない、工学の対象となる周期0.1 sec乃至10 secの広周期帯域の地盤震動特性に影響を及ぼす地盤構造の下限を明らかにしようと試みた。その結果、S波伝搬速度が3Km/secである層を地震基盤とし、それ以浅のすべての地盤構造が地表の地盤震動特性に影響を及ぼすものとするのが最も妥当であることが判明した。地震基盤をこれよりも深い位置に設定することにはさほど意味がなく、またこれよりも浅い位置に設定した場合には、やゝ長周期領域の特性が評価され難くなるばかりでなく、1 sec以下の短周期領域における増幅特性の絶対値にも影響が及ぶことになる。上記の結論は、地震波の伝搬性状に係わりなく、地震波の地盤による増幅の可能性を重視することによって得たものであるが、(1)で得られた地震波の伝搬経路を考慮に入れた場合においても、上記の地震基盤は適切なものであると考えられる。このような地震基盤は堆積層の基底と接する地殻の最上層に対応するものである。
- (4) 震源のごく浅い地震の場合には、S波初動に続いて約6 secの一定間隔を保って顕著な位相が現われることがあり、1976年山梨県東部の地震においては震源の発震機構が極めて単純であったことから、この位相が特に明瞭に観測されたものである。この位相はS波初動と同様の伝搬経路を経て観測点の近傍に到達したS波が、地震基盤以浅の層境界面のごくわずかに傾斜しているために堆積層内に閉じ込められ、地表面と地震基盤面との間で全反射を行なったことによって生じたもので、広義の重複反射に属する現象であると言える。この種の重複反射現象は通常の1次元の重複反射現象に比して減衰が極めて小さく、地震動の振幅と継続時間を著しく増大させる可能性を有していることから無視出来ないものである。
- (5) 同じく震源のごく浅い地震においては、S波初動からかなり遅れて観測点に到達する位相速度の遅いS波が認められ、場合によっては分散性を有するやゝ長周期成分の表面波にまで発達することが観測によって確認された。これらの現象はともに関東平野の外縁部から堆積層が存在する平野内部にS波が到達する時に励起されるものであり、やゝ長周期成分の表面波にまで発達するか否かは震源における発震機構の特性に大きく依存している。前述の山梨県東部の地震の場合に

は上記の位相は単独で現われ、1978年伊豆大島近海の地震の場合には規模のさほど大きくない前震の観測記録においてもやゝ長周期成分の顕著な Love 波が長時間にわたって現われている。また、堆積層上にこのような顕著な表面波が現われる場合であっても岩盤上においてはそのような表面波は全く現われておらず、関東平野内部における厚い堆積層の存在が表面波の生成と伝搬に重要な役割を果たしていることは明らかである。

- (6) 関東平野のごとく厚い堆積層が存在する地域においては Love 波に起因するやゝ長周期地震動の特性予測を行なう必要があるが、Love波の影響を考慮に入れた地震動予測を行なうことには未だ多くの困難が予想されるため、それに代わる簡便な方法の提案を行なった。すなわち、SH波がほぼ地表面に沿って伝搬するものとして、堆積層の外縁部から堆積層内に透過した SH波が堆積層の内部で全反射を行ない、種々の伝搬経路を経て観測点に到達するまでの過程における位相差を考慮に入れ、それらの SH波を重ね合わせることによって観測点の地動を推定しようとする方法である。やゝ長周期成分の顕著な観測記録を用いて本方法の妥当性を確かめたところ、関東平野のごとく厚い堆積層がほぼ一様に存在する地域に適用範囲を限定すれば、やゝ長周期地震動の特性予測を簡便に行なうための1つの方法として有効であろうとの結論を得た。

本研究に關連して発表した論文

1. 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・一ノ瀬洋一郎・瀬尾和夫・山崎謙介・大保直人・山本喜俊・小口雄康・長能正武：東京の基盤構造 第1回第2回夢の島爆破実験による地下深部探査；東京大学地震研究所彙報，第51巻，1976.
2. 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和夫・山崎謙介：東京の基盤構造 その2 第3回夢の島，吉川町爆破実験による地下深部探査；東京大学地震研究所彙報，第51巻，1976.
3. 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和夫・黒羽公明：東京の基盤構造 その3 第4回，第5回夢の島爆破実験による地下深部探査；東京大学地震研究所彙報，第53巻，1978.
4. 嶋 悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和夫・大保直人・星野 務・長能正武：東京の基盤構造 その4 第6回，第7回夢の島爆破実験による地下深部探査；東京大学地震研究所彙報，第53巻，1978.
5. K.Seo: Earthquake Motions Modulated by Deep Soil Structure of Tokyo; Proceedings of the 5-th Japan Earthquake Engineering Symposium, Nov., 1978.
6. 瀬尾和夫：初動の走時から推定される地震波の南関東における伝搬経路；地震，第2輯，第32巻，1979.
7. 瀬尾和夫・小林啓美：人工地震による首都圏南西部の地下深部探査 — 夢の島—江の島測線の地下構造 — ；地震；第2輯，第33巻，1980.
8. K.Seo and H.Kobayashi; On the Rather Long-Period Earthquake Ground Motions due to Deep Ground Structures of Tokyo Area; Proceedings of the 7-th World Conference on Earthquake Engineering, Sept., 1980.

本研究に関連して発表した口頭発表

1. 嶋 悦三・柳沢馬住・座間信作・瀬尾和大：東京南部の基盤構造；地震学会秋季大会，1976年10月
2. 瀬尾和大：初動の走時から推定される地震波の南関東における伝搬経路；地震学会秋季大会，1977年11月
3. 瀬尾和大：1976年山梨県東部地震の観測記象にみられる東京の基盤構造の影響；地震学会秋季大会，1977年11月
4. 瀬尾和大：東京の地震基盤について；地震学会春季大会，1978年5月
5. 瀬尾和大：異種地盤上で比較観測された広周期帯域の地震動について；日本建築学会大会，1978年9月
6. H. Kobayashi, K. Seo, S. Midorikawa, Y. Yoshimi, I. Tohno, K. Tokimatsu, T. Katayama and H. Shibata; A Report on the Miyagiken-oki, Japan, Earthquake of June 12, 1978; The 2-nd International Conference on Microzonation, Nov., 1978.
7. 瀬尾和大：首都圏の異種地盤上で比較観測された広周期帯域の地震動について — 伊豆大島近海の地震（1978年1月14日，前震）と宮城県沖の地震（1978年2月20日）の観測記象とその解釈 — ；日本建築学会第7回地盤震動シンポジウム，1979年3月
8. 瀬尾和大・小林啓美：人工地震による夢の島—江の島測線の地下深部探査；地震学会春季大会，1979年5月
9. 小林啓美・瀬尾和大・翠川三郎：1978年宮城県沖地震における仙石地域での最大加速度分布について；日本建築学会大会，1979年9月
10. 瀬尾和大：人工地震による夢の島—大山測線の地下深部探査；地震学会春季大会，1980年4月
11. 小林啓美・瀬尾和大：人工地震による東海地方の地下深部探査について；第17回自然災害科学総合シンポジウム，1980年10月

引用文献目録

- 1-1) Kanai, K. and S. Yoshizawa: Some New Problems of Seismic Vibrations of a Structure, Part 1; Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 41, 1963.
- 1-2) Kanai, K. and S. Yoshizawa: Some New Problems of Seismic Vibrations of a Structure, part 2 (Case of a Dam); Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 42, 1964.
- 1-3) Kanai, K.: Some New Problems of Seismic Vibrations of a Structure, Part 3 (Application to Design); Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 42, 1964.
- 1-4) Kanai, K.: Some New Problems of Seismic Vibrations of a Structure, Proceedings of the 3-rd World Conference on Earthquake Engineering, 1965.
- 1-5) Kanai, K., T. Tanaka and S. Yoshizawa: Comparative Studies of Earthquake Motions on the Ground and Underground (Multiple Reflection Problem); Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 37, 1959.
- 1-6) Kanai, K., T. Tanaka, S. Yoshizawa, T. Morishita, K. Osada and T. Suzuki: Comparative Studies of Earthquake Motions on the Ground and Underground, II; Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol. 44, 1966.
- 1-7) Haskell, N.A.: The Dispersion of Surface Waves in Multi-Layered Media; Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 43, 1953.
- 1-8) 小林啓美, 鏡味洋史: 波動理論を用いた成層構造の地震応答数値解析法について; 第2回日本地震工学シンポジウム, 1966.
- 1-9) 鏡味洋史, 小林啓美: 水平な多層地盤でのS波の重複反射による増幅; 日本建築学会論文報告集, 第173号, 1970.
- 1-10) 河角 広・嶋 悦三: 標準強震地動について; 地震工学国内シンポジウム, 1962.
- 1-11) 太田 裕・嶋 悦三: 地震基盤について(I) — その予備的考察 — ; 第4回災害科学総合シンポジウム論文集; 1967.
- 1-12) 小林啓美: 建物の地震応答解析と耐震設計; 建築構造学大系1 地震工学, 彰国社, 1968.
- 1-13) 浅田秋江: 土木における弾性波探査の現状とその問題点 — とくに地震基盤の設定に関して — ; 地震波の生成・伝搬に関する実験, 地震探鉱実験グループ, 1976.
- 1-14) 嶋 悦三: 基盤層; 土と基礎, Vol. 25, 1977.
- 1-15) 鏡味洋史・小林啓美: 基盤に到達する地震波について(東松山地震19687.1と八丈島東方沖地震1972.2.29の例); 日本建築学会論文報告集, 第220号, 1974.

- 1-16) 岩崎好規：大阪地方の地震基盤について；第8回土質工学研究発表講演集，1973
- 1-17) Sutton, G.H. and P.W. Pomeroy: Analog Analysis of Seismograms Recorded on Magnetic Tape; Journal of Geophysical Research, Vol. 68, 1963
- 1-18) 嶋悦三：強震地動に見られる表面波成分；第3回日本地震工学シンポジウム，1970.
- 1-19) 文部省特定研究・構造物災害に対する地震動特性の研究（研究代表者・大沢 胖），「1968年十勝沖地震における八戸港湾の強震記録と地盤特性」，1972.
- 1-20) Tanaka, T., S. Yoshizawa, T. Morishita, K. Osada and Y. Osawa: Observation and Analysis of Underground Earthquake Motions; Proceedings of the 5-th World Conference on Earthquake Engineering, 1973
- 1-21) Alsop, L.E.: Transmission and Reflection of Love Waves at a Vertical Discontinuity; Journal of Geophysical Research, Vol. 71, 1966.
- 1-22) 神山 真：強震記録の波動論的考察；第13回地震工学研究発表会講演概要（土木学会），1974.
- 1-23) Kamiyama, M.: Wave Interpretation of Strong Earthquake Ground Motions; Proceedings of the 5-th Japan Earthquake Engineering, 1978
- 1-24) 塩野計司・太田裕：強震地動を構成する波群，第14回自然災害科学総合シンポジウム，1977.
- 1-25) Harkrider, D.G.: Surface Waves in Multilayered Elastic Media I; Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 54, 1964.
- 1-26) Harkrider, D.G.: Surface Waves in Multilayered Elastic Media. Part II; Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 60, 1970.
- 1-27) 工藤一嘉：強震地動と表面波；第14回自然災害科学総合シンポジウム，1977.
- 1-28) 工藤一嘉：長周期地動 — 強震地動の表面波に関する検討 — ；第6回地盤震動シンポジウム（日本建築学会），1978.
- 1-29) 工藤一嘉・嶋悦三：やゝ長周期地震波形の予測；第16回自然災害科学総合シンポジウム，1979.
- 1-30) 那須信治：烈強震の地動(1)；建築技術，No 236, 1971.
- 1-31) 那須信治：烈強震の地動(2)；建築技術，No 237, 1971.
- 1-32) 那須信治：烈強震の地動(3)；建築技術，No 238, 1971.
- 1-33) 森岡敬樹：1923年関東大地震の地動；第4回地盤震動シンポジウム（日本建築学会），1976.
- 1-34) Morioka, T.: The Ground Motion of the Great Kwanto Earthquake of 1923; Transactions of the Architectural Institute of Japan, No 289, 1980.
- 1-35) 田中貞二・吉沢静代：やゝ長周期帯域における地震動の特性(1)；第14回自然災害科学総合シンポジウム，1977.

- 1-36) 田中貞二・吉沢静代・大沢 胖：やゝ長周期帯域における強震動の特性 — 長周期低倍率地震計記録の解析 — ；東京大学地震研究所彙報，第54号，1979.
- 1-37) 入倉孝次郎：地震の震動特性評価の際の地形の影響；京都大学防災研究所年報，第20号B，1977.
- 1-38) 入倉孝次郎：地盤の震動特性への基盤形状の影響；第14回自然災害科学総合シンポジウム，1977.
- 1-39) 入倉孝次郎：地震基盤と地震動；第6回地盤震動シンポジウム(日本建築学会)，1978.
- 1-40) Trifunac, M.D.: Surface Motion of a Semi-Cylindrical Alluvial Valley for Incident Plane SH Waves; Bulletin of the Seismological Society of America, Vol. 61, 1971.
- 1-41) Trifunac, M.D.: Scattering of Plane SH Waves by a Semi-Cylindrical Canyon; Earthquake Engineering and Structural Dynamics, Vol. 1, 1973.
- 1-42) 小牧昭三・大保直人：崖近傍の振動性状について；第5回地盤震動シンポジウム(日本建築学会)，1977.
- 1-43) Honda, H.: The Velocity of the P Wave in the Surface Layer of the Earth Crust; Geophysical Magazine, Vol. 4, 1931.
- 1-44) Sagisaka, K.: On the Velocity of a Seismic Wave in the Upper Layers of the Earthcrust; Geophysical Magazine, Vol. 1, 1931.
- 1-45) Wadati, K., K. Sagisaka and K. Masuda: On the Travel Time of Earthquake Waves (Part 1); Geophysical Magazine, Vol. 4, 1931.
- 1-46) 鷺坂清信・竹花峰夫：近地地震に於けるS波の走時表及び初期微動時表；験震時報, Vol. 8, 1935.
- 1-47) 玉城逸夫：浅発地震の走時より出された日本の表層構造；地震，第2輯，第7巻，1954.
- 1-48) 玉城逸夫：浅発地震の走時による日本の表層構造(続)；地震，第2輯，第7巻，1954.
- 1-49) Phinney, R.A.: Structure of the Earth's Crust from Spectral Behavior of Long-Period Body Waves; Journal of Geophysical Research, Vol. 69, 1964.
- 1-50) Kurita, T.: Crustal and Upper Mantle Structure in Japan from Amplitude and Phase Spectra of Long-Period P-Waves, Part 1. Central Mountain Area; Journal of Physics of the Earth, Vol. 17, 1969.
- 1-51) Kurita, T.: Crustal and Upper Mantle Structure in Japan from Amplitude and Phase Spectra of Long-Period P-Waves, Part 2, Kanto Plain; Special Contributions, Geophysical Institute, Kyoto University, No. 9, 1969.
- 1-52) Kurita, T.: Crustal and Upper Mantle Structure in Japan from Amplitude and Phase Spectra of Long-Period P-Waves, Part 3. Chugoku Region; Journal of Physics of the Earth, Vol. 18, 1970.

- 1-53) 堀江晶子, 渋谷和雄: 関東地方の地震波速度構造; 地震学会春季大会講演予稿集, 1977.
- 1-54) 吉井敏尅: 日本の地殻構造; 東京大学出版会, 1979.
- 1-55) Mikumo, T.: A Study on Crustal Structure in Japan by Use of Seismic and Gravity Data; Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol.44, 1966.
- 1-56) 地震波の生成・伝搬に関する実験; 地震探鉱実験グループ, 1976.
- 1-57) 三梨 昂: 三浦層群; 地学事典, 平凡社, 1970.
-
- 2-1) 気象庁: 地震月報; 昭和51年6月, 同7月, 1976.
- 2-2) 地震記象は東京大学地震研究所・嶋 悦三教授より拝借したものである。
- 2-3) 地震記象は気象庁観測部地震課現業班において複写をさせて頂いたものである。
- 2-4) 今村明恒: 関東地震調査報告; 震災予防調査会報告, 第100号(甲), 1925.
- 2-5) 松沢武雄: 地震; 岩波全書, 1933.
- 2-6) 本多弘吉: 地震波動; 岩波書店, 1954.
- 2-7) 浜口博之・長谷川 昭: 波形の相以な地震の発生と二, 三の問題; 地震, 第2輯, 第28号, 1975.
- 2-8) 辻浦 賢: 地震波形の相以性からみた前震と群発地震の違いについて; 東京大学地震研究所彙報, 第54号, 1979.
- 2-9) Project team for the development of small-size long-period seismometer: Development of the Portable Easy-operation Long-period Seismometer, Spec.; Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol.13, 1974.
- 2-10) Matumoto, H. and M. Takahashi: Development of the Portable Easy-operation Long-period Seismometer, Part 2. Peripheral Device; Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol.52, 1977.
- 2-11) 垣見俊弘・衣笠善博・木村政昭: 後期新生代地質構造図, 東京; 地質調査所, 1973.
- 2-12) 村井 勇・金子史朗: 南関東のネオテクトニクス・ノート; 関東大地震50周年論文集, 東京大学地震研究所, 1973.
- 2-13) 貝塚爽平: 東京の自然史; 紀伊国屋新書, 1964. 1976.
- 2-14) これらの図は次の機関より提供を受けた地盤調査資料に基づいて作成したものである。
- Fig. 2-11, 浅 川: 八王子市役所建設部
- Fig. 2-12, 大 船: 大蔵省関東財務局
- Fig. 2-13, 大岡山: 東京工業大学
- Fig. 2-14, 習志野: 日本大学生産工学部

- 3-1) 気象庁：地震月報；昭和43年7月，1968.，昭和47年12月，1972.，昭和49年5月，1974.，昭和51年6月，7月，1976.
- 3-2) 石田端穂・浅野周三：関東地方の震源決定 — 爆破観測資料に基づく Station Correction；地震学会講演予稿集，No.2，1976.
- 3-3) 座間信作・嶋悦三：震源決定の精度について；地震学会講演予稿集，No.2，1976.
- 3-4) 堀江晶子・渋谷和雄：関東地方の深さ150km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，1979.
- 3-5) 岡田成幸・鏡味洋史：日本各地におけるやゝ長周期の地盤特性の定量評価の試み；日本建築学会論文報告集，第267号，1978.
- 3-6) 勝又護：地震動振幅の地盤係数(その1)；験震時報，第19巻，1954.
- 3-7) 勝又護：地震動振幅の地盤係数(その2)；験震時報，第30巻，1967.
- 3-8) 気象庁 地震課：気象庁地震観測官署の地盤調査；験震時報，第37巻，1972.
- 3-9) 気象庁：地震月報；昭和51年1月～昭和53年1月，1976.～1978.
- 4-1) 小林啓美(研究代表者)：長大構造物の地震動災害とその防止に関する研究；文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果，1978.
- 4-2) Hagiwara, Y.: Analyses of Gravity Values in Japan, Bulletin of the Earthquake Research Institute, Vol.45, 1967.
- 4-3) 藤井陽一郎：関東地方の重力とテクトニクス；関東地方の地震と地殻変動，1974.
- 4-4) 嶋悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・一ノ瀬洋一郎・瀬尾和大・山崎謙介・大保直人・山本喜俊・小口雄康・長能正武：東京の基盤構造，第1回，第2回夢の島爆破実験による地下深部探査；東京大学地震研究所彙報，第51号，1976.
- 4-5) 嶋悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・瀬尾和大・山崎謙介：東京の基盤構造 その2. 第3回夢の島，吉川町爆破実験による地下深部探査；東京大学地震研究所彙報，第51号，1976.
- 4-6) 嶋悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・黒羽公明：東京の基盤構造，その3. 第4回，第5回夢の島爆破実験による地下深部探査；東京大学地震研究所彙報，第53号，1978.
- 4-7) 嶋悦三・柳沢馬住・工藤一嘉・吉井敏尅・瀬尾和大・大保直人・星野務・長能正武：東京の基盤構造 その4. 第6回，第7回夢の島爆破実験による地下深部探査；東京大学地震研究所彙報，第53号，1978.

- 4-8) 樋口茂生・笠原敬司・伊藤公介・矢田恒晴・石井 皓・赤桐毅一・原 雄・古野邦雄・鈴木宏芳・塚原弘昭・松村正三・山本英二・楡井 久：千葉県葛南地域における人工地震波観測の記録；千葉県公害研究所研究報告，第7巻，1977.
- 4-9) 笠原敬司・鈴木宏芳・熊谷貞治・長谷川功・多田 堯：狭山丘陵付近の走時異常について；地震学会講演予稿集，No 1，1976.
- 4-10) 伊藤公介・市川金徳・長谷川功・垣見俊弘・笠原敬司・飯塚 進・多田 堯：川崎地区における地震波速度変化の観測—第1回，第2回扇島爆破実験について—；地震学会講演予稿集，No 1，1976.
- 4-11) 嶋 悦三・柳沢馬住・座間信作・瀬尾和大：東京南部の基盤構造；地震学会講演予稿集，No 2，1976.
- 4-12) 笠原敬司・鈴木宏芳・高橋 博：東京西部地区基盤調査について1；地震学会講演予稿集，No 1，1976.
- 4-13) 笠原敬司・鈴木宏芳・高橋 博：東京西部地区基盤調査について2；地震学会講演予稿集，No 2，1976.
- 4-14) 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.
- 4-15) 太田 裕・後藤典俊・塩野計司・高橋 博・山水史生・栗原重利：やゝ深い構造のS波速度—岩槻 3500 m地震観測井での測定とその意義—；地震，第2輯，第30巻，1977.
- 4-16) 太田 裕・後藤典俊・塩野計司・高橋 博・山水史生・栗原重利：やゝ深い構造のS波速度(II)—下総 2300 m地震観測井における測定—；地震，第2輯，第31巻，1978.
- 4-17) 浅野周三・一ノ瀬洋一郎・長谷川功・飯塚 進・鈴木宏芳：爆破地震動観測資料より得られた南関東の地殻構造；地震学会講演予稿集，No 1，1976.
- 4-18) 伊神 輝：伊豆半島・駿河湾周辺地域の地下構造；地震学会講演予稿集，No 1，1976.
- 4-19) 見上敬三：神奈川県地質図；神奈川県企画調査部防災消防課，1968.
- 4-20) Takahashi, H. and K. Hamada: Deep Borehole Observation of the Earth's Crust Activities around Tokyo—Introduction of the Iwatsuki Observatory—; Pure and Appl. Geophys., Vol. 113, 1975.
- 4-21) 小池 清：いわゆる黒滝不整合について；地質学雑誌，第57巻，1951.
- 4-22) 後藤典俊・太田 裕・高橋 博・山水史生：南関東（岩槻・下総・府中）におけるやゝ深い地盤のS波速度の測定結果とそのまとめ—広域地震基盤の設定をめざして—；第17回自然災害科学総合シンポジウム，1980.
- 4-23) 土木物探研究会：S波速度について；物理探鉱，第23巻，1970.
- 4-24) 太田 裕・後藤典俊：S波速度を他の土質的諸指標から推定する試み；物理探鉱，第29巻，1976.

- 4-25) 太田 裕・後藤典俊：横波速度を推定するための実験式とその物理的背景；物理探鉱，第31巻，1978.
- 4-26) 田島広一：地震および地殻変動に伴う重力の変化；東京大学地震研究所彙報，第50号，1975.
- 5-1) 太田 裕・嶋 悦三：川崎市における地震基盤の設定；川崎市の震災予防に関する基礎的調査報告書 総括篇，川崎市防災会議地震専門部会，1969.
- 5-2) 小林啓美・瀬尾和大・小林喜久二・翠川三郎：石油貯槽の耐震安全性に関する基礎的調査 一 石油貯槽のスロッシングに影響を与える深層地下構造の探査とその震動特性一；川崎市の震災予防に関する調査報告書Ⅱ，川崎市防災会議地震専門部会，1979.
- 5-3) 吉井敏尅：短周期の表面波（1965年弟子屈付近の地震）；地震，第2輯，第22巻，1969.
- 5-4) Haskell, N. A.: Crustal Reflection of Plane SH Waves; Journal of Geophysical Research, Vol. 65, 1960.
- 5-5) 建設省計画局，宮城県編：仙台湾臨海地帯の地盤；都市地盤調査報告書，第10巻，1965.
- 5-6) 地質調査所：仙台湾臨海地域水理地質図；1968.
- 5-7) 気象庁：地震月報；昭和54年5月，1979.
- 5-8) 佐藤泰夫：弾性波動論；岩波書店，1978.
- 5-9) 宇津徳治：地震学；共立全書，1977.

SYNOPSIS

THE INFLUENCES OF DEEP GROUND STRUCTURE ON EARTHQUAKE GROUND MOTIONS

by
Kazuoh SEO

Tokyo Institute of Technology

Earthquake ground motions are usually composed of various kinds of seismic waves which propagate individual path. Therefore, characteristics of earthquake ground motions are considered to reflect many influences of deep ground structure and to be much complicated.

In this study, deep ground structure from ground surface to the bottom of the earth's crust in the Southern Kanto Region was made clear by means of seismic prospecting and analysis of travel time. And typical seismograms which observed simultaneously at array stations in this area were discussed how they were influenced by deep ground structure.

The crustal structure of this area was confirmed to be composed of three layers, based on the analysis of travel time using real earthquakes. The thickness of the uppermost layer having $V_p=5.6\text{km/sec}$ and $V_s=3.0\text{km/sec}$ was about 10km, and the intermediate layer having $V_p=6.7\text{km/sec}$ and $V_s=3.9\text{km/sec}$ was about 25km thick. The bottom layer having $V_p=7.5\text{km/sec}$ and $V_s=4.3\text{km/sec}$ corresponds to the uppermost layer of the mantle. Sedimentary layers on the crustal structure were investigated in detail by explosion tests. And as results, the average depth to the interface between sedimentary layers and the earth's crust was about 2.5km, although it reached to almost 4 km in particular sites. The uppermost layer of the earth's crust was recognized to crop out on the surrounding mountains of this area.

Through the examination of wave propagation during typical earthquakes, it was made clear that seismic waves generated by deep or distant earthquakes arrived along the upper boundary of the mantle, and those generated by shallow and near earthquakes arrived along the upper boundary of the intermediate layer mentioned above. In both cases, seismic waves were confirmed to be amplified remarkably in the sedimentary layers because of multiple reflection of S-waves. Therefore, the uppermost layer of the earth's crust just under the sedimentary layers was defined as the seismic bedrock in this area.

Moreover, by means of array observation of earthquake ground motions, two kinds of seismic waves were confirmed to be much remarkable at stations on the thick sedimentary layers, most of all during shallow and near earthquakes. One is the S-waves due to single multiple reflection which propagate with the same velocity as the initial motion of S-wave and arrive continuously with a time interval of constant. The other one is the direct S-wave which propagates with a low velocity along ground surface. The phase of direct S-wave was not so significant in case of a simple and impulsive seismic source, such as the Eastern Yamanashi Pref. Earthquake of 1976. But usually it has the possibility of growing up to the rather long-period surface wave. The Near Izu-Ohshima Earthquake of 1978 was the most typical

example of such cases. Those phases were confirmed to be extremely enlarged in the sedimentary layers of the Kanto plain, and a simple method to estimate such kind of ground motion by means of superposing totally reflected SH-waves after the arrival of direct S-wave was proposed.

In conclusion, earthquake ground motions on the ground surface were understood as the superposition of many phases due to different paths, and it was made clear that deep ground structure from seismic source to observation site should have strong influences on the characteristics of earthquake ground motions.