

## 41. 1980年伊豆半島東方沖地震および同群発地震の 加速度強震記録と最大加速度データ

田 中 貞 二  
坂 上 実 胖  
大 沢 静 代  
吉 沢 静 代  
地震研究所

(昭和55年10月30日受理)

### 1. は じ め に

1980年6月下旬に始まった伊豆半島東方沖（川奈崎沖）の群発地震は、活発な活動の消長を繰り返したのち、8月に至ってほぼ終息した。この間、多数の有感地震が発生したが、6月29日の最大地震（1980年伊豆半島東方沖地震、 $M=6.7$ ）により、伊東市とその周辺では建物、その他に若干の被害が生じた（園田・大沢、1980）。

関東南部および東海地域は、加速度型強震計の観測点密度が比較的高い地域である。特に伊豆半島および周辺部は、1978年伊豆大島近海地震のあと、関係諸機関によって強震観測点が増設され、今回の地震では比較的近距離において多くの記録が得られた。なかでも、震央距離約12kmの伊東市川奈での記録をはじめいくつかの強震記録は、震源近傍における強震地動の特性を示すものと考えられ、工学的な利用のみならず、震源過程の解明など地震学の分野にも有用な情報を提供するものと思われる。

最大地震の地震動は、震央距離ほぼ150km以内の80個所を越える強震観測点で記録された。そこで、地動最大加速度の距離による減衰特性をしらべ、伊豆半島付近に発生した近年の地震、1978年伊豆大島近海地震および1974年伊豆半島沖地震の場合と比較した。また、強震動の高精度観測を目的として、群発地震の活動域に近い伊東市富戸においてディジタル強震計による臨時観測を行ない、得られた多数の記録に基づいて、近距離における地震動の加速度振幅と地震のマグニチュードとの関係を考察した。

本稿は基本解析の段階における強震記録の観測報告であり、強震動特性に関するより詳しい検討結果は別に報告する予定である。

### 2. 1980年伊豆半島東方沖地震の強震地動

#### 2.1. 近距離における地震動

##### 最大加速度の分布

伊豆半島および相模湾周辺の強震計設置場所のうち、地盤上（岩盤を含む）および低層建物内における観測点の概略位置をFig. 1に示す。地震研究所所属の観測点は黒丸で、他機関のそれは白丸で示した。川奈（川奈小学校々庭）、網代（ゴミ焼却場地下ポンプ室），

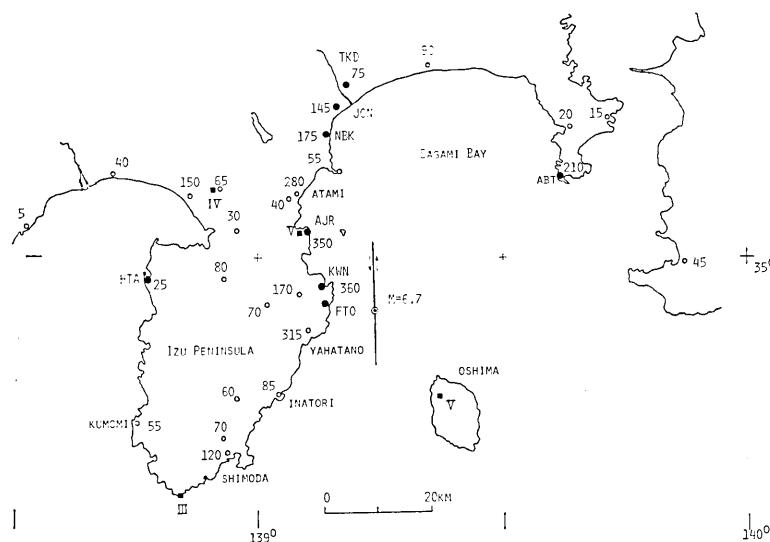


Fig. 1. Map showing the location of strong-motion stations and the observed maximum accelerations for the largest shock (Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake) of June 29, 1980. Roman numerals indicate seismic intensities at the JMA stations.

戸田（国民宿舎戸田荘敷地内）、根府川（片浦支所）、城内（郷土文化館）、高田（浄水場変電室）および油壺（油壺地殻変動観測所）の7個所は既設測点、富戸（富戸小学校体育館）は臨時観測点である。各観測点の地盤条件は、網代がやや軟かい岩盤（火山角礫岩）、川奈、戸田、根府川は表土層が比較的薄い、いわゆる硬質地盤、また城内（砂礫層までの厚さ約30m）および高田（同約80m）は普通の地盤と考えられる。

これら7観測点の位置および観測された最大加速度の値をTable 1に示す。ただし、震源に近く、短周期成分が多い川奈および網代の記録については、強震計の周波数特性を

Table 1. Maximum accelerations observed on strong motion instruments for the Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake of June 29, 1980.

Station	Location		$A^*$ (km)	Max. Acc. (gal)			Accelerograph
	Latitude	Longitude		NS	EW	UD	
川奈 (KWN)	34°57'00"	139°07'46"	12.0	350**	363**	—	SMAC-B
網代 (AJR)	35°02'26"	139°05'51"	20.8	226**	350**	333*	"
戸田 (HTA)	34°58'06"	138°46'01"	44.2	20	25	10	"
根府川 (NBK)	35°12'00"	139°08'27"	35.0	168	175	125	DSA-1***
城内 (JON)	35°14'47"	139°09'36"	39.6	143	114	49	"
高田 (TKD)	35°17'05"	139°11'41"	43.4	64	75	36	"
油壺 (ABT)	35°09'26"	139°37'02"	44.9	210	154	21	SMAC-B

\* Epicenter; 34°53'44"N, 139°14'33"E.

\*\* Corrected value for instrument response.

\*\*\* Digital recording type strong-motion accelerograph.

補正した後の値を示した。Fig. 1 には各観測点における最大加速度値を 2 段 3 入して示してある。加速度の値は公表された資料（強震観測事業推進連絡会議, 1980; 沢田・他, 1980a; その他）から引用したが、観測速報によるものは確定値でないものも含まれている。観測点の地盤条件、強震計機種などに違いがあり、加速度値相互の比較には注意を要するが、少なくとも網代から八幡野にかけての海岸沿いの地盤上では、300 gal を越える地震動が生じたものと考えられる。このことは、Fig. 1 に示した最大地震の震央（唐鏡・他, 1980）および推定断層（島崎, 1980）と、これら地点との相対的位置関係からみても矛盾しない。

### 強震地動の波形

強震記録から求めた川奈および網代における地動の加速度、速度および変位波形を、それぞれ Fig. 2 および Fig. 3 に示す。各波形は強震計の周波数特性を補正し、かつ 0.2 ~ 10 Hz の帯域外の周波数成分を除去した結果である。補正および積分の計算には、強震記録のルーチン的波形処理用に開発した方法（田中・吉沢・大沢, 1975）を用いた。

川奈観測点は、 $A=12$  km で最大地震の震央に最も近い。水平動（上下動成分は故障）の最大振幅は、加速度 363 gal（補正前 286 gal）、速度 26 kine、変位 5.5 cm で、速度および変位は NS 成分が大きい。加速度波形は大振幅部分の継続時間が 4~5 sec で比較的短かく、また NS 成分の変位波形がパルス状を示す点が特徴的である。この地震は多源

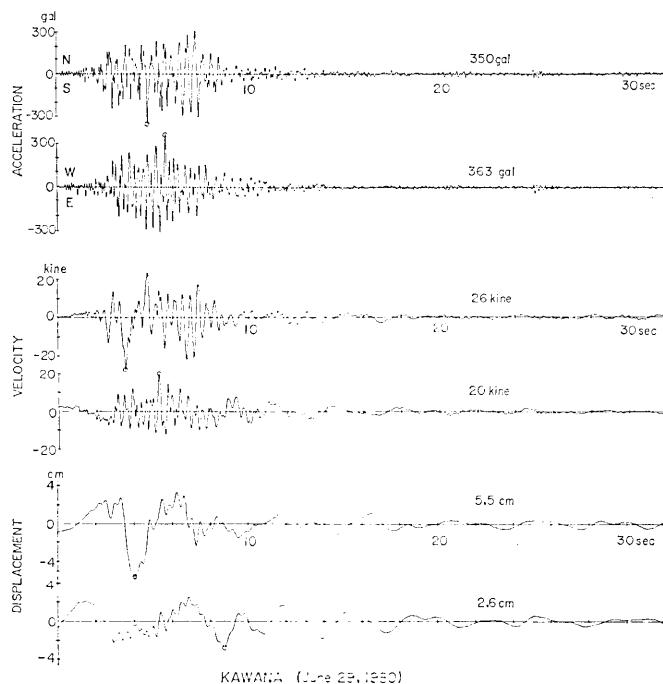


Fig. 2. Accelerograms corrected for instrument response and the velocities and displacements computed from the accelerograms. Kawana station (KWN).

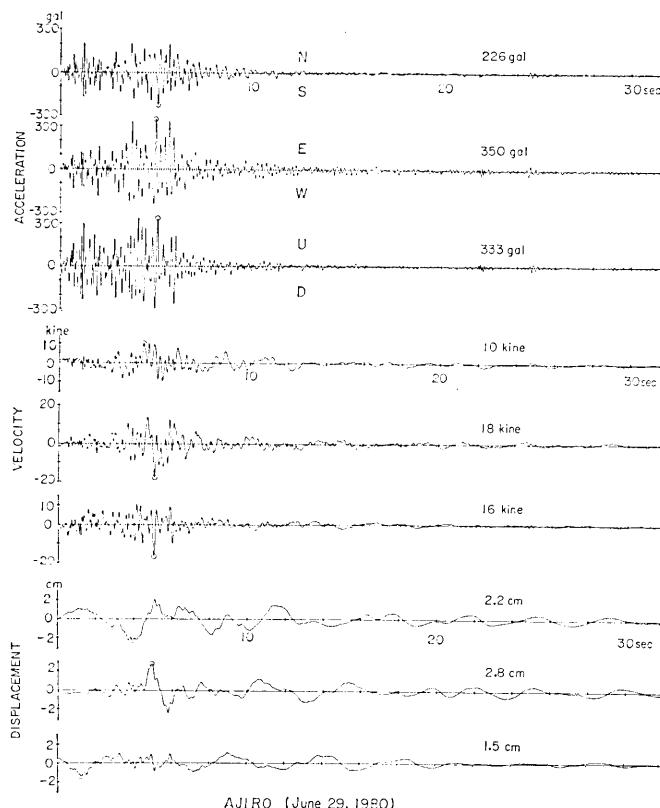


Fig. 3. Accelerograms corrected for instrument response and the velocities and displacements computed from the accelerograms. Ajiro station (AJR).

地震で（島崎，1980），第一震の約 3.5 sec 後にやや規模の小さい第二震が発生したとされているが，強震記録の上で 2 つの地震を識別することはむづかしい。

網代はいわゆる岩盤上の観測点で，震央距離もやや遠く約 20 km にもかかわらず，地動の加速度が大きかった。特に，330 gal (補正前 281 gal) に達する上下動加速度を生じたことは注目に値する。しかし，速度および変位は最大 18 kine および 2.8 cm で川奈に比べてかなり小さい。

震央距離 35~43 km の小田原市内の観測点，根府川，城内および高田における D-A 再生記録を Fig. 4 に示す。これらの観測点は異種地盤上における強震動の比較研究を目的とした，いわゆる “local array” の一部として設けられたものである。近距離における地震動波形と比較して，震動の継続時間が長く，上下動加速度が小さい，などの特徴が認められる。

なお，マグニチュード 6.7 クラスの地震を今回のような近距離で観測した例は，わが国では初めてであり，特に川奈で得られた強震記録は，短周期構造物の応答解析に用いる強

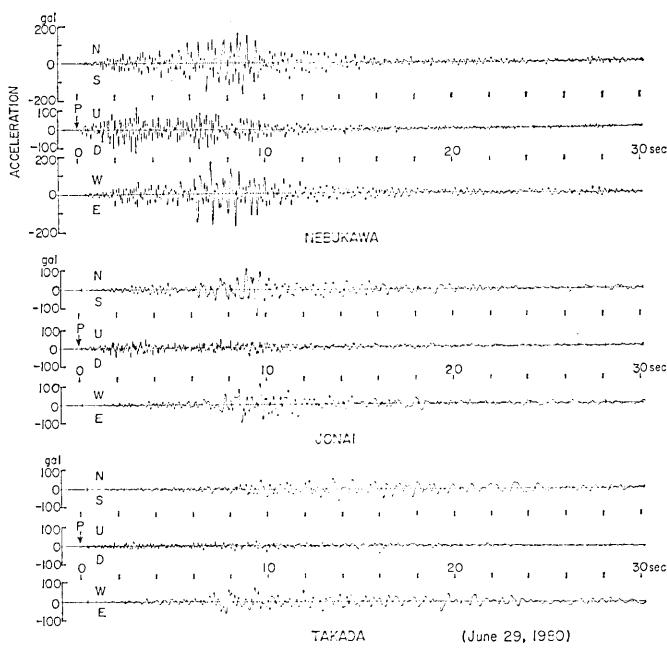


Fig. 4. Ground accelerations observed at Nebukawa (NBK),  
Jonai (JON) and Takada (TKD) stations.

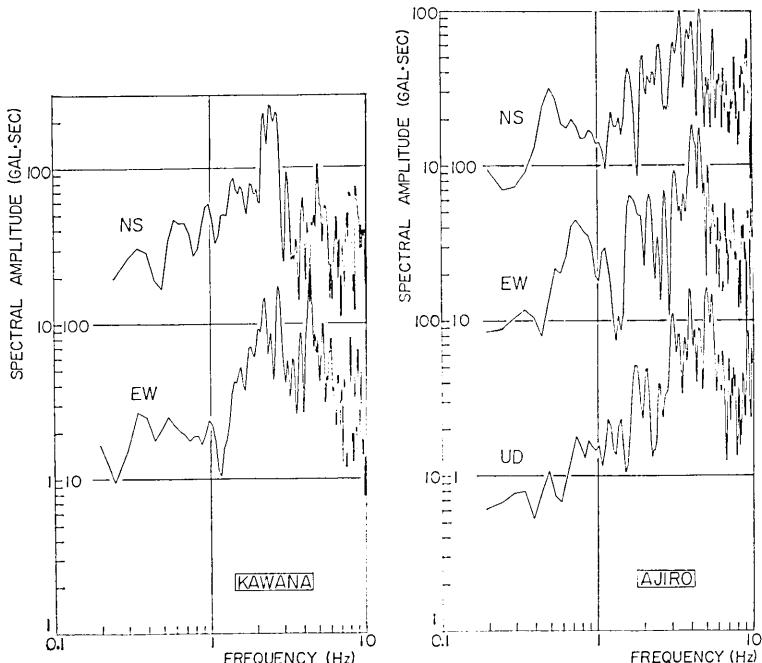


Fig. 5. Fourier amplitude spectra for the accelerograms of the largest shock recorded at Kawana and Ajiro stations.

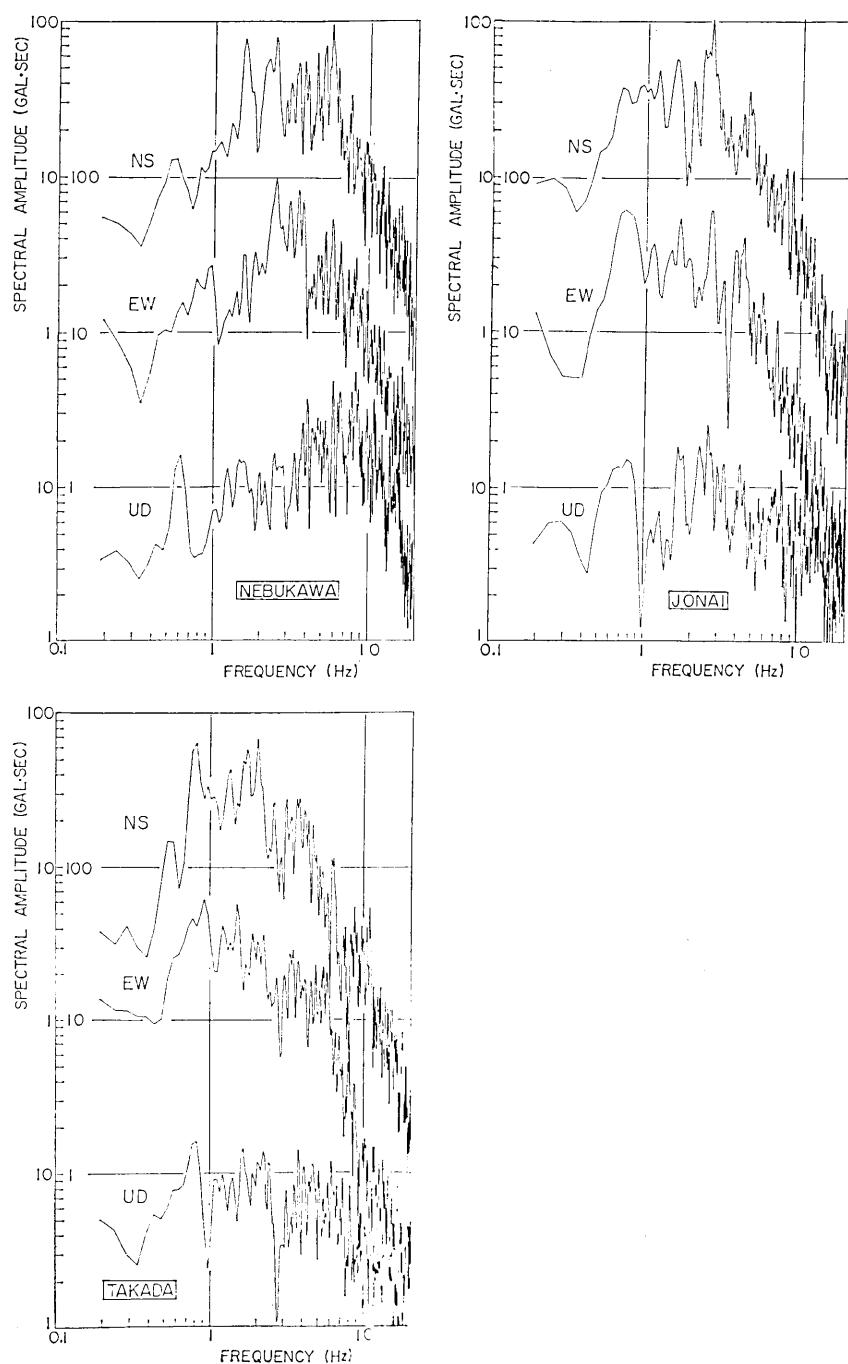


Fig. 6. Fourier amplitude spectra for the accelerograms of the largest shock recorded at Nebukawa, Jonai and Takada stations.

震動波形として有用と思われる。その意味で、川奈の加速度記録のディジタル表を付録として文末に掲げた。

### 強震動のスペクトル特性

Fig. 5 および Fig. 6 に  $S$  相以後の 20 sec 間に対する加速度記録のフーリエ振幅スペクトルを示す。Fig. 5において、川奈では約 2.5 Hz、網代では 4~5 Hz 付近のピークが顕著である。参考のため、川奈および網代の観測場所における常時微動の速度スペクトルを Fig. 7 に示す。川奈では 4 Hz および 10 Hz 付近に地盤の卓越周期が存在するが、網代の岩盤上では顕著な地盤特性を示さない。両地点で共通に現われる約 1 Hz の山が、地盤特性に関係するものか否かは明らかでない。いづれにせよ、常時微動から推定される観測点地盤の卓越周期は、この場合強震記録のそれとは違っている。したがって、強震記録のスペクトルに見られる卓越震動の周期は、地震の震源スペクトルを反映したものである可能性が強いが、他の群発地震のスペクトル特性と合せて今後の検討課題としたい。

一方、域内および高田のスペクトル (Fig. 6) に見られる 0.8 Hz 前後のピークは、粘土質 (域内) あるいは砂質 (高田) の厚い堆積層に原因するものと推測されるが、常時微動の観測結果などとの比較検討によって確かめていきたい。両地点における地震動に、10 Hz 以上の短周期成分が少ないのも 1 つの特徴と言えよう。

次に、川奈および網代の強震記録を用いて速度応答スペクトル ( $S_V$ ) を計算し (Fig. 8)，構造物に対する地震力の強さを評価した。Fig. 8において、いづれのスペクトルにも 1 sec 以下の短周期部分で応答振幅が大きいが、川奈の応答値は網代に比べて平均数 10% 大きい。地震動強さの総合的評価によく用いられる HOUSNER の Spectral intensity ( $S_I$ )<sup>1)</sup> を求めると、川奈および網代のスペクトルに対しては、それぞれ  $S_I=25.2$  および 19.8 となる。これらの値は、耐震設計に用いられる代表的強震記録である El Centro 強震記録 (1940 年 Imperial Valley 地震、NS 成分の最大加速度 350 gal) に対する  $S_I=37.0$  の約 70% 以下である。加速度の大きさに比べて  $S_I$  が小さいのは、比較的短周期で、継続時間も短いという地震動波形の特性を反映したものと思われる。

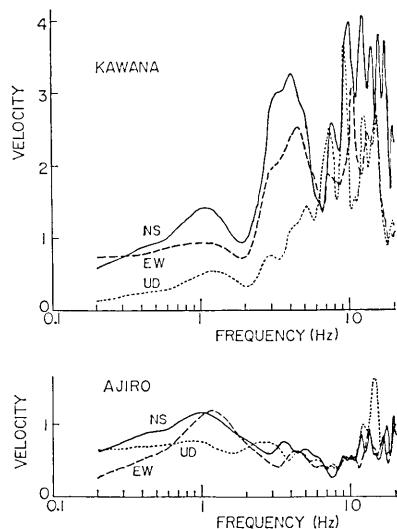
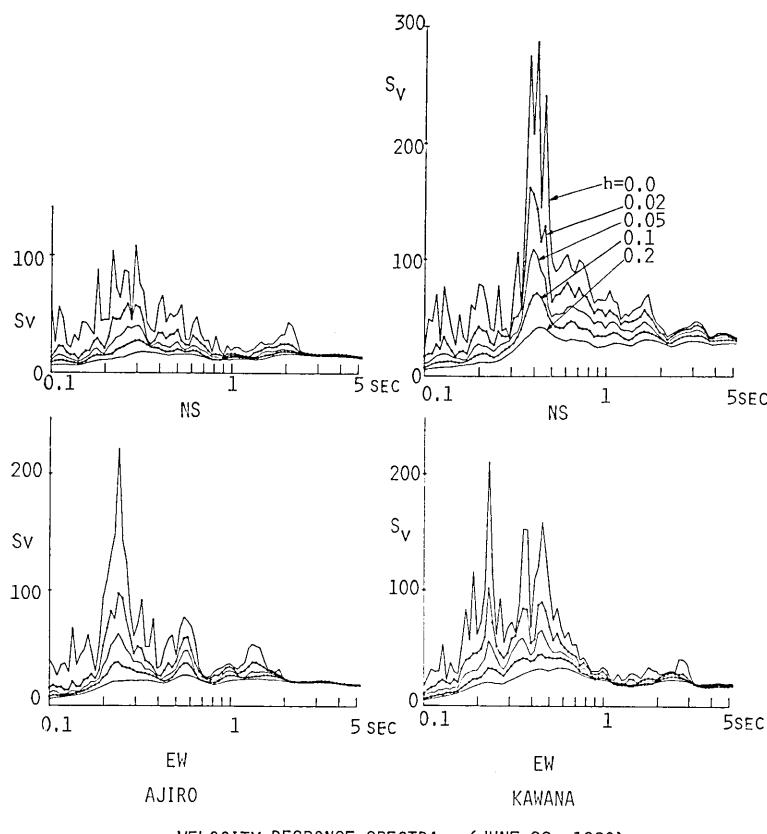


Fig. 7. Fourier velocity spectra of microtremors at Kawana and Ajiro stations.

1) 減衰 20% ( $h=0.2$ ) の速度応答スペクトルにおいて、0.1~2.5 sec の周期範囲におけるスペクトルの面積。



VELOCITY RESPONSE SPECTRA (JUNE 29, 1980)

Fig. 8. Velocity response spectra for the accelerograms of the largest shock recorded at Kawana and Ajiro stations.

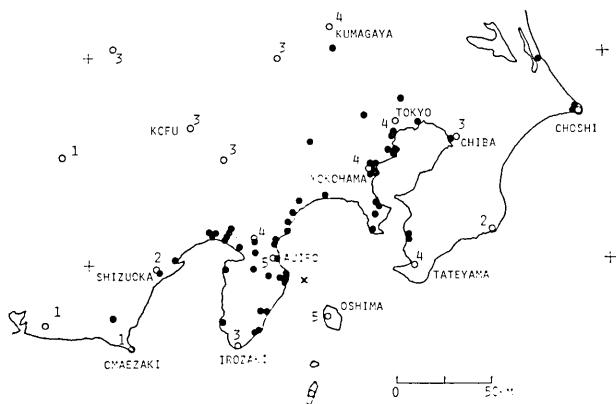


Fig. 9. Distribution of strong-motion accelerograph stations in the Izu Peninsula and the surrounding areas (black circles). Numerals indicate the seismic intensities at the JMA stations (white circles).

## 2.2. 地震動加速度の距離減衰

### 1980年伊豆半島東方沖地震

震央距離約200km以内の53地点における観測値を使って、地震動加速度の距離による減衰特性をしらべた。観測点の分布および各地の震度をFig. 9に示す。地震研究所の9観測点に加えて、他機関<sup>2)</sup>の強震観測データが多数用いられている。

地盤上および低層建物1階における観測値と、岩盤における観測値とを分け、水平2成分の平均最大加速度( $A$ , gal)と震源距離( $x$ , km)の関係を図示するとFig. 10のようになる。ただし、最大地震の震源要素は地震研究所による暫定値(34°53'44"N, 139°14'33"E,  $h=12.0$ km)を用いた。主として地盤条件の相違によると思われる観測値のバラツキは大きいが、図上での加速度と距離の関係が直線的であると見なし、KWNおよびAJRの観測値を除く、地盤上(建物1階を含む)の40点、および岩盤上の13点を用いると、最小二乗法により両者の関係は次式で表わされる。

$$\log_{10} A = (5.18 \pm 0.31) - (1.98 \pm 0.17) \log_{10} x \quad (\text{地盤上}) \quad (1)$$

$$\log_{10} A = (4.07 \pm 0.26) - (1.57 \pm 0.15) \log_{10} x \quad (\text{岩盤上}) \quad (2)$$

すなわち、平均的にみて地盤上の地震動加速度は岩盤上の値に比べて2~3倍大きく、距離減衰の傾度も岩盤上に比べて地盤上では若干大きい。一般に、震源に近づくほど地震動に含まれる短周期成分が優勢で、表層地盤による波の增幅効果も大きいと考えれば、両者のちがいを定性的には説明できよう。

### 伊豆大島近海地震および伊豆半島東方沖地震との比較

地震動の最大加速度と地震の規模および震央距離(または震源距離)との関係を表わす実験式は種々提案されている。比較的多数の観測値を用いたものの中から普通地盤に対する、KATAYAMA (1974), 土木研究所 (1977), DONOVAN (1973), ESPINOSA (1980) および KANAI *et al.* (1966) の、また硬質地盤に対する大崎・渡部 (1977) の実験式を選

2) 建設省土木研究所、同建築研究所、運輸省港湾技術研究所、国立防災科学技術センター、電力中央研究所、国鉄技術研究所、清水建設技術研究所、その他

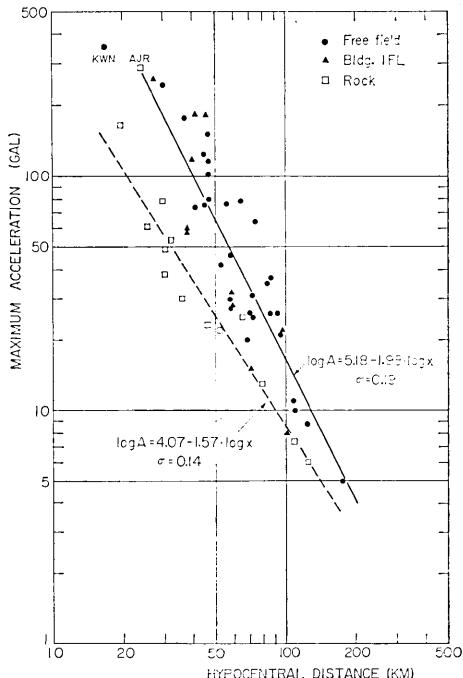


Fig. 10. Plot of the maximum horizontal accelerations against hypocentral distances for the largest shock of June 29, 1980. Solid and broken lines are the least squares lines.

び、 $M=6.7$  を与えて前記地盤上の観測値と比較したものが Fig. 11 である（金井式では  $T_g=0.5 \text{ sec}$  と仮定）。観測値は 40~50 km 以遠で普通地盤に対する実験式から期待される値より小さい。ちなみに、観測距離の中間値 70 km 付近の加速度値で比較すると、その差は  $M$  にして 0.6 以上 (ESPINOSA の式では  $M_L$  で 0.3) となる。この差は 1978 年伊豆大島近海地震および 1974 年伊豆半島沖地震の場合 ( $M$  の差 0.7 以上) とほぼ等しく、この地域に起る地震の特徴であると言えよう。

一方、距離による加速度振幅の減衰は実験式のそれに比べてかなり大きく、その原因がデータの側にあるとも思えない。そこで、近年伊豆半島付近に発生した 2 つの地震、1978 年伊豆大島近海地震 ( $M=7.0$ ) および 1974 年伊豆半島沖地震 ( $M=6.9$ ) の場合との比較を行なった。この 2 つの地震に対する加速度と距離の関係式は次式で表わされる（田中・他, 1978）。

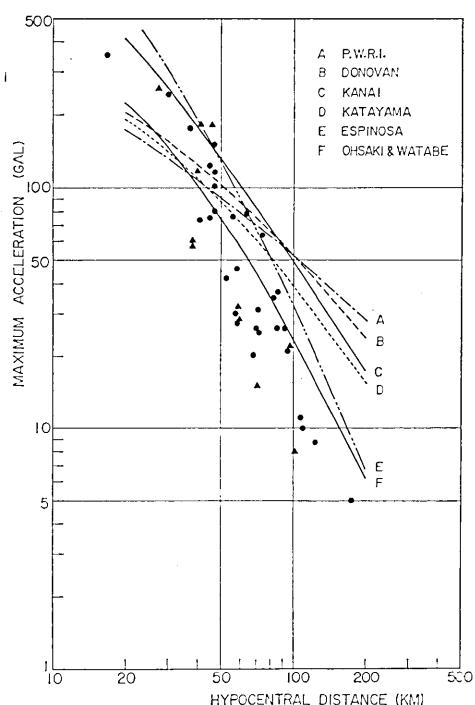


Fig. 11. Comparison of the observed maximum accelerations and those from various empirical formulae for  $M=6.7$ .

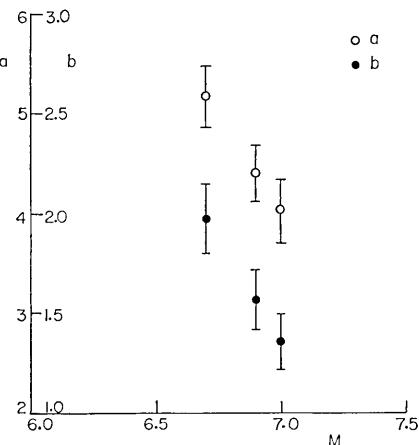


Fig. 12. Relation between the coefficients  $a$  and  $b$  in the formula,  $\log A = a - b \log x$ , and the earthquake magnitude,  $M$ . Error bars indicate the standard deviation of estimation.

$$1978 \text{ 年伊豆大島近海地震} \quad \log_{10} A = (4.03 \pm 0.29) - (1.36 \pm 0.14) \log_{10} x \quad (3)$$

$$1974 \text{ 年伊豆半島沖地震} \quad \log_{10} A = (4.41 \pm 0.32) - (1.57 \pm 0.15) \log_{10} x \quad (4)$$

$\log A = a - b \log x$  としたときの係数値、 $a$ 、 $b$  と地震の大きさとの関係を図示すると Fig. 12 のようになる。Error bar で示した標準偏差の大きさからみて、係数値と  $M$  の直線的関係が意味をもつとは考え難いが、少なくとも、 $M$  の小さい地震は係数値が大きいという系統的な関係は存在するように思われる。

伊神 (1976), 梅田・平野 (1976) および沢田・他 (1978) は、爆破地震または微小～小地震の観測から伊豆半島における地震波の減衰をしらべ、ほぼ (距離)<sup>-3</sup> に比例すると報告している。特に沢田・他の場合は、 $M$  がほぼ 6 以下の地震の加速度振幅に関するもので、前記の結果と調和する。このことは  $M$  の或る範囲については、 $M$  が小さい地震ほど近距離における地震動加速度が大きく、距離による減衰もまた大きいことを意味する。一般に  $M$  の小さい地震は、地震動の周期が短いという事実は、このような関係の存在を暗示するものであろう。

以上は震源を点として取扱った、やや遠方における地震動の平均的性質に関する議論である。近距離における地震動の減衰を考える場合には、断層から観測点までの最短距離を採る方が合理的で、観測結果をより良く説明できる場合が多い。Fig. 13 に、推定断層からの距離と最大加速度の関係を示した。近距離における地盤上の観測値はかなり規則的に並び、加速度振幅は距離にほぼ逆比例するように見える。また、1979 年 Imperial Valley 地震の El Centro における強震計 array 観測の結果 (PORCELLA and MATTIESSEN, 1979) を同様な形に整理すると、数 km 以遠でほぼ同じ傾向が認められる。しかしながら、今回の場合は、長周期地震波に適合する断層モデルに基づいた結果であり、観測点地盤の影響も相当に大きいから結論的なことは言えない。

### 3. 富戸における群発地震の観測

震源近傍における強震動の高精度観測を目的として、デジタル強震計による臨時観測を行なった。観測地点は伊東市富戸（富戸小学校体育馆, 34°54'27"N, 139°08'18"E）である。Fig. 14 は比較的群発活動が活発であった期間の震央分布図 (唐鏡・他, 1980) に富戸の観測点位置を記入したもので、活動域の中心は観測点のほぼ真東にあたる。地震計は DSA-1 型デジタル強震計である（米国 KINEMETRICS 社製、ダイナミックレンジ；66db [0.0005～1 g]、周波数特性；DC-30 Hz [ $f_0=50$  Hz の force balance 型加速度計を使用、サンプリング周波数 200 Hz]、信号遅延時間；2.5 sec）。強震計は水晶時計 ( $3 \times 10^{-6}$ /year) を内蔵するが精度が低いので NHK の時報による較正をしばしば行なった。スターターのトリガーレベルは約 1 gal に設定し、6月27日から9月19日まで観測を行なった（ただし、6月29日12時～30日17時まで欠測）が、ここでは主に7月初旬までの観測結果について報告する。

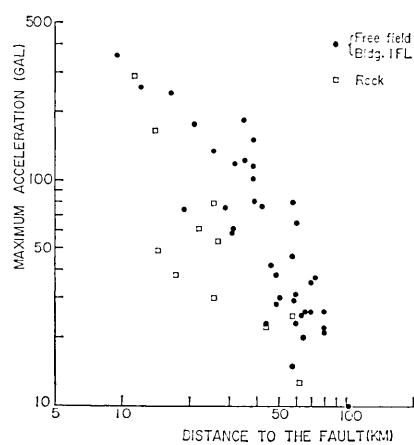


Fig. 13. Plot of the maximum horizontal accelerations against distance to the nearest point on the fault proposed by SHIMAZAKI (1980).

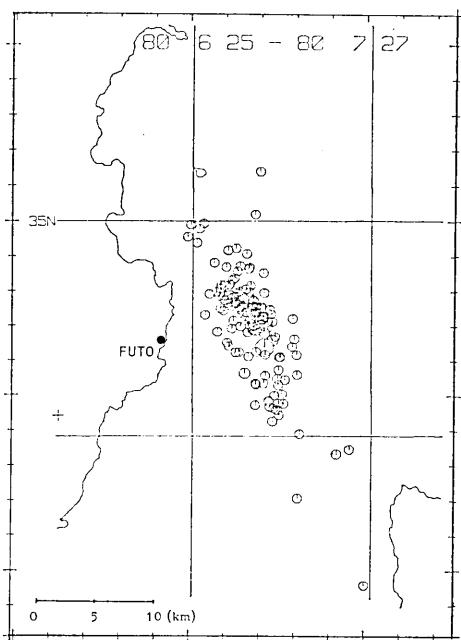


Fig. 14. Epicentral distribution of the swarm earthquakes during the period from June 25 to July 27, 1980 (after KARAKAMA *et al.*, 1980). Black circle shows the location of temporary strong-motion station at Futo.

上下動成分はそれほど大きくなく、水平動に対する最大加速度の比は、全地震の平均として  $0.54 \pm 0.15$  である。この値は、1978年伊豆大島近海地震の余震の大島野増における観測結果  $0.75 \pm 0.17$  (田中・他, 1978) と比べて小さい。 $P$  波初動が明瞭な 125 記録を最大地震の前、後に分け、 $S-P$  時間の頻度分布を作ると Fig. 17 のようになる。前期では大部分が  $1.85 \sim 2.15$  sec (平均  $2.01 \pm 0.14$  sec), 後期では  $1.65 \sim 1.95$  sec (平均  $1.81 \pm 0.14$  sec) で、後期は前期に比べて平均約 0.2 sec 短い。微小地震観測網で震源決定されている約 50 の地震についてみると、震央距離 ( $d$ ) および深さ ( $h$ ) の平均は前期が  $\bar{d}=9.4$  ( $\sigma=2.2$ ) km,  $h=11.5$  ( $\sigma=3.7$ ) km, 後期が  $\bar{d}=8.5$  ( $\sigma=1.0$ ) km,  $h=9.2$  ( $\sigma=3.4$ ) km となる。したがって、後期は前期に比べて近くて浅い地震が多いが、震源距離にしてその差は平均 20% 弱である。

#### マグニチュードと最大加速度の関係

震源付近における地震動の最大加速度と地震のマグニチュードとの関係を知ることは工学的に重要であるが、広い範囲の加速度や  $M$  についてのデータは少ない。Fig. 18 は気象庁により  $M$  が決められている地震 (List of Earthquakes による) のうち、一定範囲の  $S-P$  時間 (最大地震の前期では  $2.0 \pm 0.15$  sec, 後期では  $1.8 \pm 0.15$  sec) をもつ

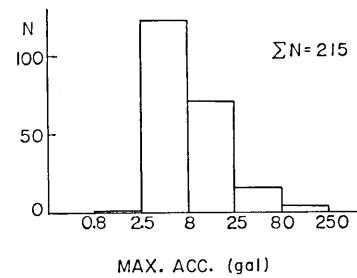


Fig. 15. Frequency distribution of the maximum accelerations of earthquake motions observed at Futo station during the period from June 27 to July 8, 1980.

#### 地震記録

7月8日までに観測された地震は合計 215 で、最大加速度の頻度分布を Fig. 15 に示す。震度と最大加速度の関係は明確ではないが、強いて対応づければ大部分が震度 II または III 程度で、V に匹敵するものもある。

加速度の大きい記録の例を Fig. 16 に示す。波形は比較的単純で、大振幅部分が数波で終る点が特徴的である。

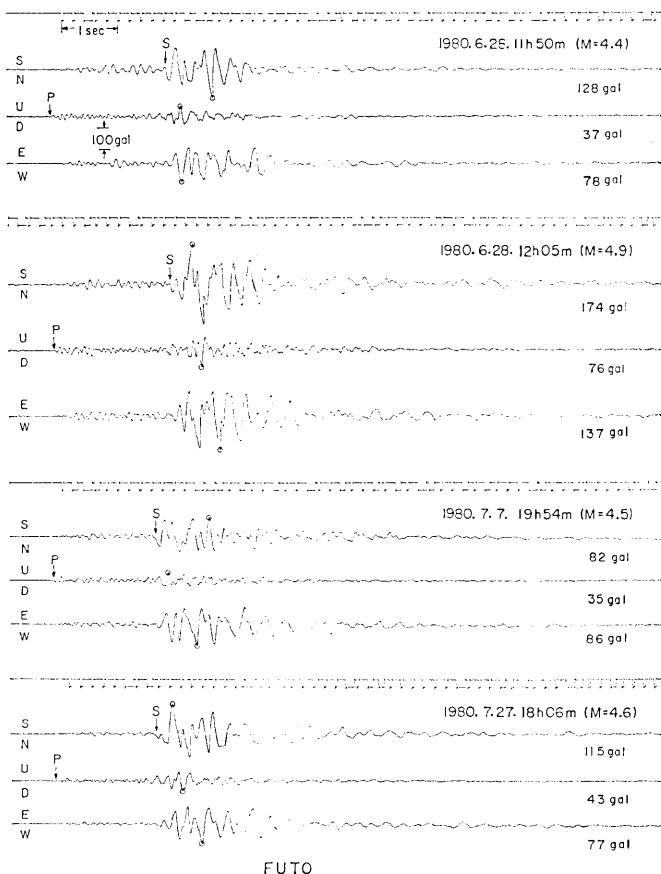


Fig. 16. Examples of accelerograms of major earthquakes recorded at Futo station.

地震 111 個について、水平 2 成分の平均最大加速度と  $M$  の関係をみたものである。期間により多少系統的な差がみられるが、バラツキの範囲内にあるので、一括して最小二乗法にかけると次の近似式を得る。

$$\log_{10} A = 0.722 M - 1.30 \quad (5)$$

震源が知られている地震から推定すると、これは震源距離約 14 km ( $\pm 5$  km) における最大加速度と  $M$  の関係を表わすことになる。SEEKINS and HANKS (1978) はカリフォルニアの Oroville 地震 (1975 年) の余震について、震源距離約 10 km (6.7~15 km の範囲) における同様な関係をしらべている。堆積地盤に対する結果を論文中の図から読みとり Fig. 18 中に示した (六角印)。絶対値は無視するとしても、加速度の  $M$  に対する依存性は今回の結果とよく一致する。一方、沢田・他 (1978, 1980b) は伊豆大島近海地震の前・余震および今回の群発地震について、 $d \approx 30$  km の岩盤上における  $\log A$  と  $M$  の関係をしらべ、 $M$  の係数値がいづれも約 0.5 であると報告している。われわれが得た値

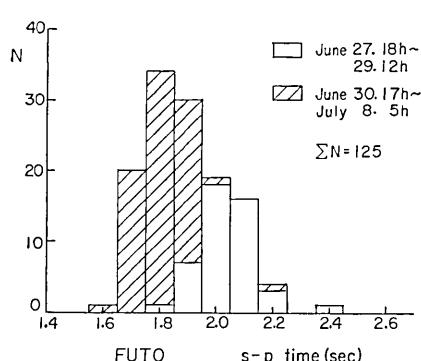


Fig. 17. Frequency distribution of S-P time observed at Futo station.

0.72との差が何に起因するものかは明らかでないが、近距離(10~15 km)の普通地盤上における地震動加速度の $M$ 依存性が相当に大きいことは事実であろう。試みに、実験式を外挿すると、 $M=6.7$ の最大地震に対する加速度は3000 gal以上となる。したがって、この直線関係がどの程度の $M$ まで成り立つかを明らかにすることが、今後の課題となろう。

#### 加速度記録にみられる相似地震

Fig. 18における観測値のチラバリはかなり大きく、同じマグニチュードをもつ地震に対して加速度振幅が5倍程度ちがうものがある。発生区域の限られた地震群については、 $M$ 値の相対的精度は比較的よいと考えられ、また震源距離の差による減衰性の相違も加速度振幅の大幅なちがいを説明しにくい。

一方、今回の群発地震では発震機構が異なる地震の混在が指摘されており(大竹・他, 1980), また、或る時間帯の中で、いわゆる相似地震の存在が示されている(辻浦, 1980)。そこで、加速度記録をし細にしらべた結果、いくつかの相似地震群が見出された。その1例をFig. 19に示す。10 Hzに近い短周期成分が卓越した加速度記録において、この程度に似た波形が見出されたことは注目されよう。そして、これらの地震は細部にたわって類似した発震メカニズムをもつことを意味する。Fig. 20に見られるように、これらの地震動のスペクトルもまたほぼ相似である。ただし、常時微動のスペクトル(Fig. 21)を参考すると、3~4 Hzおよび7~8 Hzの山は観測点地盤の影響を含むものと思われる。

3組の相似地震群について最大加速度と $M$ の関係をしらべると、Fig. 22のようになる。すなわち、個々の地震群については両者の関係がかなり規則的である。したがって地

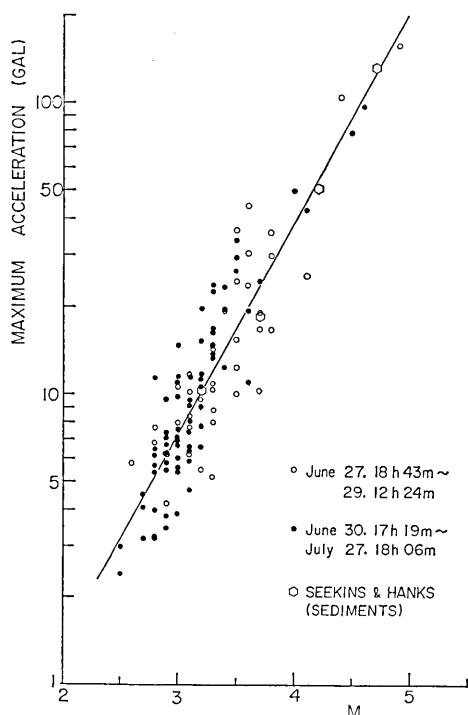


Fig. 18. Maximum accelerations as a function of earthquake magnitude. (hypocentral distance is about 14 km on the average). Solid line is the least squares line.

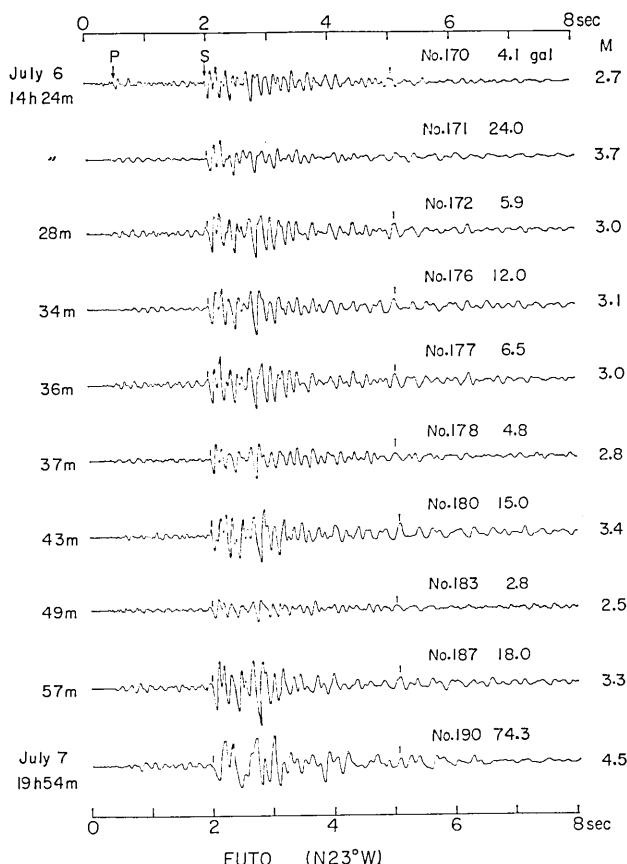


Fig. 19. Example of a group of accelerograms with similar waveforms.

震群の間の加速度レベルの差は発震機構の相違によるものと推定されるが、各地震の応力降下量との関係など今後検討すべき点が残されている。

#### 謝 詞

強震計観測点の設置に御協力を頂いた伊東、熱海、小田原の各市および戸田村の防災関係担当の方々、並びに観測点現地における関係者の方々に厚く御礼を申し上げます。

ディジタル強震計の導入と観測点の選定にあたっては、地震研究所の嶋悦三教授、伯野元彦教授、並びに嶋、大沢両研究室の方々の御援助と御協力を頂いた。記して感謝の意を表します。

#### 文 献

DONOVAN, N. C., 1973, A statistical evalution of strong motion data including the February 9, 1971 San Fernando earthquake, *Proc. 5th World Conf. Earthq. Engg.*

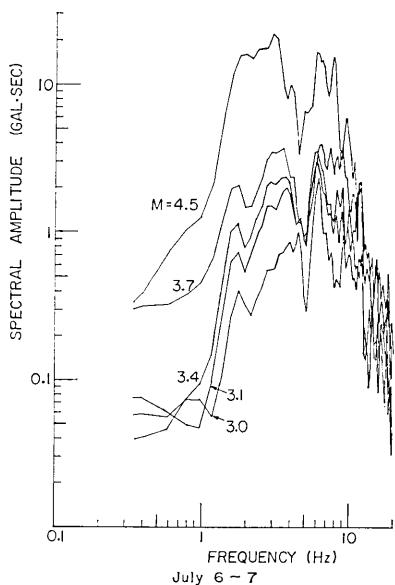


Fig. 20. Fourier amplitude spectra for accelerograms shown in Fig. 19.

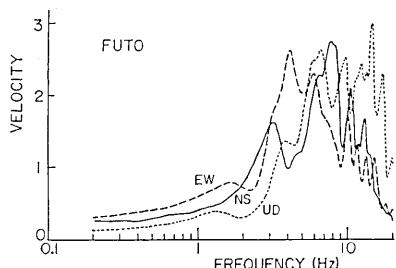


Fig. 21. Fourier velocity spectra of microtremors at Futo station.

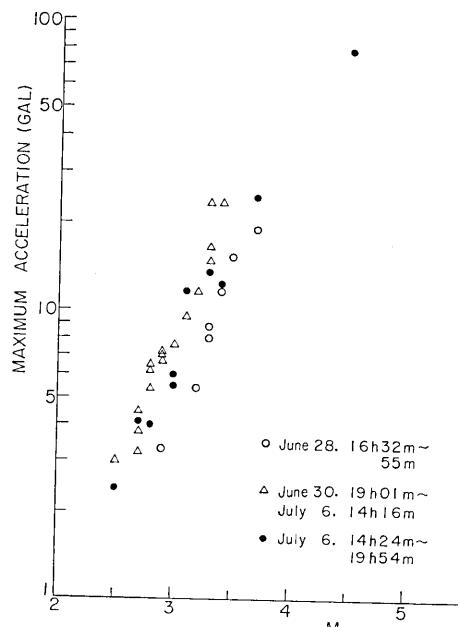


Fig. 22. Maximum accelerations as a function of earthquake magnitude. Different marks indicate the different group of accelerograms with similar waveform.

(Rome, Italy), 1252-1261.

ESPINOSA, A.F., 1980, Attenuation of strong horizontal ground accelerations in the Western United States and their relation to  $M_L$ , *Bull. Seis. Soc. Am.*, **70**, 583-616.  
岩盤強震アレー観測委員会(代表者, 表俊一郎), 1980, アレー観測による岩盤の強震地動に関する研究, 地震学会秋季大会講演予稿集, 200.

伊神輝, 1976, 伊豆半島下における地震波の減衰, 地質, **ii**, 29, 15-24.

KANAI, K., K. HIRANO, S. YOSHIZAWA and T. ASADA, 1966, Observation of strong earthquake motions in matsushiro area. Part 1. (Empirical formulae of strong earthquake motions), *Bull. Earthq. Res. Inst.*, **44**, 1269-1296.

店鎌郁夫・荻野泉・津村建四朗・神定健二・高橋正義・瀬川律子, 1980, 1980年伊豆半島東方沖の群発地震, 地震研究所彙報, **55**, 913-948.

KATAYAMA, T., 1974, Statistical analysis of peak accelerations of recorded earthquake ground motions, *Seisan-Kenkyu*, **26**, 18-20.

- 建設省土木研究所, 1977, 耐震技術に関する研究開発総合報告書, 土木研究所資料, No. 1250, 119-198.
- 強震観測事業推進連絡会議, 1980, 1980年6月29日伊豆半島東方沖地震, 強震速報 No. 16 (国立防災科学技術センター刊).
- 大崎順彦・渡部 丹, 1977, 地震動の最大値について, 日本建築学会大会学術講演梗概集, 525-526.
- 大竹政和・他, 1980, 伊豆半島東方沖の地震(1980年6月29日)とその前後の地震活動, 国立防災科学技術センター研究速報, No. 43.
- PORCELLA, R. L. and R. B. MATTHIESON, 1979, Preliminary summary of the U.S. Geological Survey strong-motion records from the October 15, 1979 Imperial Valley earthquake, U.S. Geological Survey Open-File Report 79-1654.
- 沢田義博・佐々木俊二・矢島 浩・桜井彰雄・高橋 忠, 1978, 伊豆・大島近海地震前・余震群の近距離岩盤上における加速度波形の特性, 第5回日本地震工学シンポジウム講演集, 233-240.
- 沢田義博・矢島 浩・佐々木俊二・桜井彰雄, 1980a, 岩盤上強震観測結果(速報)―1980年6月29日伊豆半島東方沖地震一, 電力中央研究所報告, No. 380009.
- 沢田義博・佐々木俊二・矢島 浩・吉岡直人・桜井彰雄・高橋 忠, 1980b, 近距離岩盤上における加速度波形の特性, その(3), 地震学会秋季大会講演予稿集, 197.
- SEEKINS, L. C. and T. C. HANKS, 1978, Strong-motion accelerograms of the Oroville aftershocks and peak acceleration data, Bull. Seis. Soc. Am., 68, 677-689.
- 島崎邦彦, 1980, 1980年伊豆半島東方沖地震の断層パラメーター, 地震学会秋季大会講演予稿集, 8.
- 園田吉隆・大沢 肥, 1980, 1980年伊豆半島東方沖地震による建築構造物の被害について, 地震研究所彙報, 55, 1123-1132.
- 田中貞二・吉沢静代・大沢 肥, 1975, SMAC型強震計記録の波形処理, 地震学会秋季大会講演予稿集, 210.
- 田中貞二・坂上 実・大沢 肥・吉沢静代, 1978, 加速度型強震計による1978年伊豆大島近海地震の余震観測および本震の最大加速度, 地震研究所彙報, 53, 761-778.
- 辻浦 賢, 1980, 群発地震の活動様式(3)―伊豆半島東方沖の群発地震について一, 地震学会秋季大会講演予稿集, 10.
- 梅田康弘・平野 勇, 1976, 地震波からみた伊豆半島遠笠山直下の特性, 地震学会秋季大会講演予稿集, 23.

Appendix. Digital data of the strong-motion accelerograms of the Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake of June 29, 1980 recorded at Kawana station.

## Appendix (continued)

## Appendix (continued)

EARTHQ. NO.	STATION NO.	COMPONENT	DATE AND TIME			INSTRUMENT CORRECTED DATA *			TIME INTERVAL = 0.01 SEC		
			KANANA POSITION			NUMBER OF DATA = 19,479 SEC			ACCEL. UNIT = 0.1 GAL		
			GROUNDFLOOR			MAX. ACCEL. = 3.6229 GAL (5.63 SEC)			FILTR. PASS BAND = 0.2 - 10.0 CPS		
TIME	0.00	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06	0.07	0.08	0.09	TIME
0.0	0	0	26	20	12	8	9	18	32	47	55.0
0.1	49	27	-7	-43	-69	-78	-67	-42	-17	-1	-1468
0.2	0	-14	-33	-47	-49	-37	-15	9	5.1	5.1	-495
0.3	16	-37	-50	-58	-56	-22	26	28	5.2	5.2	-126
0.4	155	125	6.8	-9	-93	-170	-215	-32	5.3	5.3	-1354
0.5	-95	15	11.3	16.5	14.9	6.7	-53	-16.8	-23.3	-22.3	-1032
0.6	-140	-15	106	177	93	-32	-16.0	-24.8	-26.7	-26.7	-2939
0.7	-209	-90	59	196	286	307	259	159	45	5.7	-1425
0.8	-85	-51	13	107	184	135	55	-16	5.8	5.8	-1935
0.9	-61	-76	-76	-72	-75	-76	-44	1	4.7	4.7	-850
1.0	64	25	-82	-239	-40.1	-52.2	-59.9	-67.1	-31.1	-124	5.9
1.1	31	11.1	10.4	33	-12.3	-1.37	-10.2	-3.6	3.0	6.0	-2109
1.2	74	9.9	8.3	72	68	76	91	101	100	86	-2109
1.3	64	4.0	1.7	-34	-6.7	-37.3	-10.9	-85	-5.6	6.2	-93.0
1.4	32	1.82	2.35	20.3	70	-14.1	-55.5	-62.6	-56.1	6.4	-66.7
1.5	-381	-1.64	76	221	264	215	11.3	0	-9.0	-14.3	-127
1.6	-160	-1.43	-112	-52	30	1.25	20.9	22.6	129	6.6	332
1.7	-13	-1.59	-2.72	-2.87	-20.7	-20.7	-1.07	2.33	27.9	6.7	738
1.8	1.2	-1.19	-2.19	-2.19	-23.2	-1.93	-1.26	-7.3	-5.5	6.8	-1.20
1.9	-1.6	-1.11	-1.44	-1.44	-1.41	-1.12	-4.5	2.97	4.83	6.9	-20.7
2.0	-1.16	-0.71	-1.25	-1.25	-1.25	-1.25	-1.25	-1.25	-1.25	6.9	-6.3
2.1	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	-0.41	7.0	-31.1
2.2	-0.17	-0.17	-0.17	-0.17	-0.17	-0.17	-0.17	-0.17	-0.17	7.0	-10.7
2.3	0.9	-0.45	-0.53	-1.36	-1.20	-1.16	-1.36	-1.36	-1.36	7.0	-66.7
2.4	0.9	-1.16	-3.33	-4.30	-3.90	-2.32	-2.22	1.53	22.6	7.2	-12.7
2.5	0.9	-1.57	-2.79	-2.97	-2.97	-2.97	-2.97	-2.97	-2.97	7.3	-32.7
2.6	0.82	-1.23	-3.42	-5.36	-6.66	-7.00	-6.10	-9.7	8.9	7.4	-140.9
2.7	551	739	786	709	202	-56.7	-49.6	-47	3.35	262	-19.2
2.8	50	-1.53	-3.63	-4.19	-5.17	-4.15	-4.15	-4.15	-4.15	7.6	-6.7
2.9	-7.69	-5.27	-4.96	-4.41	-3.05	-4.3	-3.17	-3.03	-3.79	7.7	-21.3
3.0	2.9	1.45	-5.8	-1.36	-1.20	-1.20	-1.20	-1.20	-1.20	7.7	-66.7
3.1	0.9	-1.16	-3.33	-4.30	-3.90	-2.32	-2.22	1.53	22.6	16.9	-12.7
3.2	0.9	-1.57	-2.79	-2.97	-2.97	-2.97	-2.97	-2.97	-2.97	7.3	-32.7
3.3	0.9	-1.17	-3.42	-5.36	-6.66	-7.00	-6.10	-9.7	8.9	7.4	-140.9
3.4	0.9	-1.61	-4.75	-1.19	-0.79	-0.79	-0.79	-0.79	-0.79	8.1	-12.1
3.5	13.3	5.10	1.976	1.637	2.017	1.61	2.067	1.785	1.375	8.95	6.3
3.6	24.0	-2.34	-7.70	-1.283	-1.533	-1.566	-1.566	-1.566	-1.566	7.0	-70.6
3.7	2.10.5	9.34	10.3	1.163	1.158	1.153	1.153	1.153	1.153	7.1	-10.7
3.8	-26.9	-6.66	-1.669	-1.449	-1.702	-1.655	-1.610	-1.249	-1.249	7.2	-66.7
3.9	2.7	5.32	1.120	1.610	1.978	2.217	2.329	2.217	2.007	1.717	-12.7
4.0	1.310	9.94	6.03	2.24	-15.3	-5.16	-3.47	-1.120	-1.304	-1.386	-8.8
4.1	-1.310	-1.322	-1.263	-1.241	-1.240	-1.061	-1.061	-1.061	-1.061	-1.061	-12.1
4.2	9.77	1.926	1.547	1.330	8.11	9	-6.85	-1.373	-1.865	-1.141	6.9
4.3	-21.26	-1.859	-1.335	-1.730	-1.56	-1.56	-1.56	-1.56	-1.56	-1.56	-10.8
4.4	2.10.2	2.6	1.17	3.37	-5.5	-42	-42	-42	-42	-42	-31.1
4.5	-2.39	-5.32	-1.372	-1.372	-1.372	-1.372	-1.372	-1.372	-1.372	-1.372	-12.7
4.6	-2.716	-2.879	-2.633	-2.019	-1.164	-2.31	-2.31	-2.31	-2.31	-2.31	-12.1
4.7	2.214	2.291	2.040	1.125	1.269	72.3	1.73	-2.84	-5.78	-6.89	9.7
4.8	-6.53	-5.38	-4.07	-2.93	-1.65	1	2.41	-5.78	-8.3	-1.38	-12.1
4.9	91.9	54.9	-9.8	-9.16	-17.17	-23.91	-21.71	-24.92	-20.1	-9.9	-11.7

TIME

0.00

0.01

0.02

0.03

0.04

0.05

0.06

0.07

0.08

0.09

TIME

0.00

0.01

0.02

0.03

0.04

0.05

0.06

0.07

TIME

0.00

0.01

0.02

0.03

0.04

0.05

0.06

0.07

0.08

0.09

Appendix (continued)

41. *Strong-Motion Accelerograms and Maximum Acceleration Data  
of the Izu-Hanto-Toho-Oki Earthquake and the  
Swarm Earthquakes of 1980.*

By Teiji TANAKA, Minoru SAKAUE, Yutaka OSAWA  
and Shizuyo YOSHIZAWA,

Earthquake Research Institute.

A shallow earthquake with magnitude 6.7 (the 1980 Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake) occurred on June 29, 1980 off the east coast of the Izu Peninsula where activity of earthquake swarm was very high. At that time a maximum acceleration of  $0.36 g$  was recorded at Kawana, about 12 km west of the epicenter, while smaller amplitude accelerograph records were obtained at more than 50 other strong-motion stations operated by various organizations in the Izu Peninsula and the surrounding areas.

In order to obtain high quality acceleration records in the near-field, a temporary observation station with a digital strong-motion accelerograph was established by ERI close to the active area of the earthquake swarm. For about two weeks from the 27th of June, accelerograms of more than 200 earthquakes, ranging in magnitude from 2.5 to 4.9, were recorded.

The main results derived from the above accelerograms are as follows.

1) Strong ground motions exceeding  $0.3 g$  were produced in the wide region of the east coast of the Izu Peninsula during the largest shock. The ground velocity and displacement computed from the accelerograms at the closest station to the epicenter were 26 kine and 5.5 cm, respectively.

2) The waveforms of ground accelerations were characterized by the comparatively short duration of principal motion, 4-5 sec. This may be one of the main reasons why the damage to buildings and other structures was not so serious even in the area where high acceleration was registered.

3) The acceleration-distance relationship for the largest shock obtained from the acceleration data at 40 strong-motion stations was  $\log A = 5.18 - 1.98 \log x$ , where  $A$  is the maximum horizontal acceleration in gal and  $x$  is the hypocentral distance in km. By comparing the attenuation equations for the 1978 Izu-Oshima-Kinkai ( $M=7.0$ ) and the 1974 Izu-Hanto-Oki ( $M=6.9$ ) earthquakes, it was found that the attenuation coefficient for accelerations in this area depends largely on the magnitude of earthquake. In other words, the smaller the magnitude of the earthquake, the larger the attenuation coefficient becomes.

4) The dependence of the maximum horizontal acceleration on magnitude ( $M$ ) at a close distance ( $\bar{x} \approx 14$  km) can be expressed as  $\log A = 0.72 M - 1.30$ . One hundred and eleven accelerograms having the maximum accelerations of 2.5 to 180 gals are the basis of this investigation.