

26. 小地震記録の合成による強震動加速度特性の推定

地震研究所 { 田 中 貞 二
吉 沢 静 代
坂 上 実
大 沢 胖

(昭和 57 年 7 月 31 日受理)

1. はじめに

動的耐震設計の入力地震動や震害予測などに関連して、強震動の特性の推定は地震工学における重要課題の一つである。それゆえ、地震の規模や震源距離と観測値の間の統計的關係にもとづいて強震動の特性値やスペクトルを推定するための実験式や半実験式が数多く提案されてきたが、規模が大きい地震の震源付近にまで適用可能な実験式の作成は本質的に困難であると言えよう。

一方、大きい地震の断層面近傍に発生した前震や余震を、その断層面上の点震源とみなし、またそれによる地震動の記録を波の伝播経路や観測点周辺の地下構造の影響を含む Green 関数とみなすことにより、小地震の観測記録から大地震の強震動波形を合成する方法が試みられ、1 sec 程度より長い周期領域についてはかなりの成果をあげつつある (HARTZELL, 1978; KANAMORI, 1979; 三雲・今川, 1981; 村松・入倉, 1981)。

工学分野においては、構造物に作用する地震力を評価したいという立場から地震動の加速度量を取扱う場合が多く、また一般構造物に対しては周期 1, 2 sec 以下の短周期成分が問題とされることから、その困難さにもかかわらず短周期加速度波形の合成も意欲的に試みられている (HADLEY and HELMBERGER, 1980; 飯田・伯野, 1981; 入倉, 1982)。われわれは 1980 年伊豆半島東方沖地震 (1980 年 6 月 29 日, $M=6.7$) の際に、震源に近い数個所で加速度強震計による観測を行ない、前震、余震を含む多数の良好な記録を得ている。そこでこれらの前、余震記録に波形合成法を適用し、本震に対する地震動の加速度特性を推定して、その有用性を検討すると共に、この地震で例外的に被害をこうむった伊東市富戸小学校における本震地動の推定を試みた。

2. 合成の方法

波形合成の方法は、1980 年伊豆半島東方沖地震の速度強震計記録に適用して良好な結果を得た入倉・村松の方法 (1981) を準用したが、短周期の加速度波形に応用するために若干の変更を行なった。入倉・村松の方法は、本震の断層について、長さを L 、幅を W 、くいちがい変位量を D 、立ち上り時間を τ とし、前、余震のそれらを、 L_e 、 W_e 、 D_e 、 τ_e 、また破壊伝播速度を v 、波動伝播速度を c とし、両者の間に $L/L_e = W/W_e = D/D_e = \tau/\tau_e = (M_0/M_{0e})^{1/3} = n$ の震源パラメータに関する相似則が成り立っていると仮定する。本震の

断層面積を $n \times n = n^2$ 個に分割し、各分割要素にあてはめた小地震による震動波形を時間および空間的なズレを考慮して合成する。したがって、同一観測点における本震記録 $a(t)$ と前、余震の記録 $a_e(t)$ の関係は両地震に対する Radiation pattern および伝播経路に沿う地下構造の波動伝達特性が同じと仮定した場合には次式のように表わされる。

$$a(t) = \sum_k \sum_l \sum_m \frac{R_e}{R_{lm}} \cdot a_e \left[t - (k-1)\tau_e - \frac{R_{lm} - R_o}{c} - \frac{r_{lm}}{v} \right] \quad (1)$$

ここで、 l, m は断層の長さ方向および幅方向で各要素の位置を表わす添字、 R_e, R_o, R_{lm} および r_{lm} はそれぞれ小地震および本震の震源（破壊開始点）から観測点までの距離、位置 l, m における要素中心から観測点までの距離、および破壊開始点からその要素までの距離である。したがって、 r_{lm}/v は破壊開始点から各要素への破壊伝播の時間遅れであり、 $(R_{lm} - R_o)/c$ はこの両点から観測点までの波の伝播時間の差になる。また、 $\sum_k a_e[(k-1)\tau_e]$ は震源時間関数を ramp 関数と仮定したときの大、小地震の相似則（すべり速度一定）を満たすための条件である。

このような震源パラメータの相似則を用いたとき、大、小地震の震源スペクトルの比は、

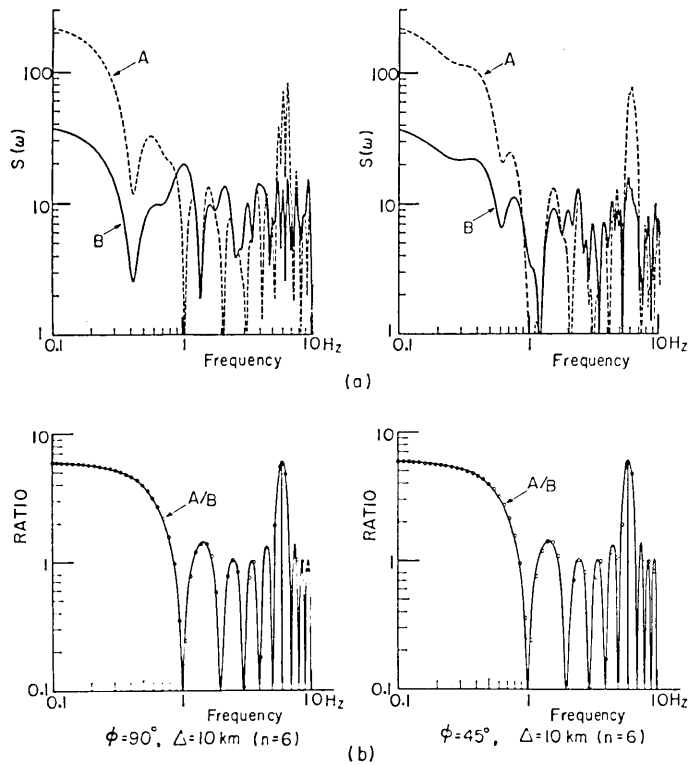


Fig. 1. (a) Comparison of the differences in the method of synthesis in the near-field obtained numerically by the equations (1), A, and (3), B. (b) Ratios of $S_A(\omega)$ to $S_B(\omega)$ for the numerical analysis (white circle) and theoretical one (solid line).

例えば線状破壊モデルについては、

$$\frac{|S(\omega)|}{|S_e(\omega)|} = n \frac{\sin(\omega n \tau_e/2)}{\sin(\omega \tau_e/2)} \cdot \frac{\sin(\omega n T_{Le}/2)}{\sin(\omega T_{Le}/2)}, \quad T_{Le} = \frac{L_e}{v} \left(1 - \frac{v}{c} \cos \theta\right) \quad (2)$$

で表わされ、その包絡線は ω が十分小さいときに n^3 、十分大きいときは n となる。また、(2) 式第 2 項は $\omega = 2\pi/\tau_e$ の近傍で n となる。したがって、 $f = 1/\tau_e$ が必要とする周波数範囲内にある場合には f Hz 付近の波が強調された合成波形が得られる。今回の場合は後述するように $\tau = 1$ sec であるから n が 2~10 の範囲では、比較的高い周波数成分の振幅を問題とする加速度波形への適用は実用上困難になる。この問題を避けるには、 $\tau_e = \tau/n$ が十分に小さな値となるごく小地震を用いる、**ramp** 関数のすべり速度にゆらぎを与える (入倉, 1982) などが考えられるが、ここではきわめて便宜的な方法を考えてみた。

すなわち、(1) 式の括弧内第 2 項を省略した (3) 式で合成を行なう方法である。

$$a(t) = \sum_l \sum_m^n \frac{R_e}{R_{lm}} \cdot a_e \left[t - \frac{R_{lm} - R_o}{c} - \frac{r_{lm}}{v} \right] \quad (3)$$

この場合、合成波形の振幅は長周期成分では過少評価となるが短周期成分ではほぼ同等の大きさとなる筈である。実際の合成計算に用いる断層モデルと合成方法を使い、**near-field** における両者の合成効果のちがいを数値実験的にしらべた例が Fig. 1(a) である。この場合は断層走向に対する方位角が 45° および 90° で、震央距離 10 km の地表に対する合成効果を周波数領域で表わしてある。(3) 式による場合 (B) の包絡振幅は約 1 Hz 以上で (1) 式のそれ (A) にはほぼ等しく、当然 $1/\tau_e (=6 \text{ Hz})$ 付近の異常は現われない。Fig. 1(b) は両者の比で白丸は上述の数値実験値、実線は理論値である。

3. 加速度強震計記録および断層モデル

加速度強震計記録

本震時の地震動の推定を行なった観測点の分布および要素地震として使用した前震、余震および本震の震央位置を Fig. 2 に示す。また、本震の観測波形を Fig. 3 に示した。

これらの地震動波形は伝播経路における波の減衰、観測点付近の

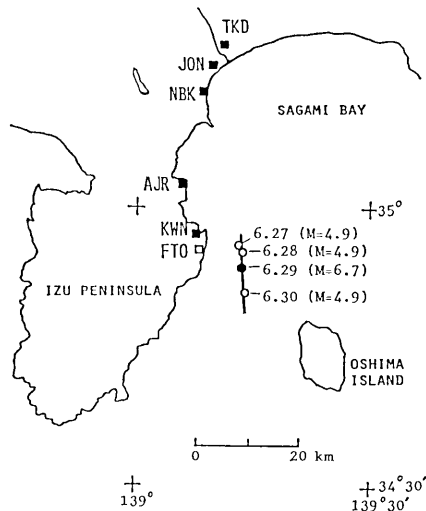


Fig. 2. Epicenters of the main shock (black circle) and fore- and after-shocks (white circles) of the Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake of 1980 and the strong-motion stations whose accelerograms were used in this study.

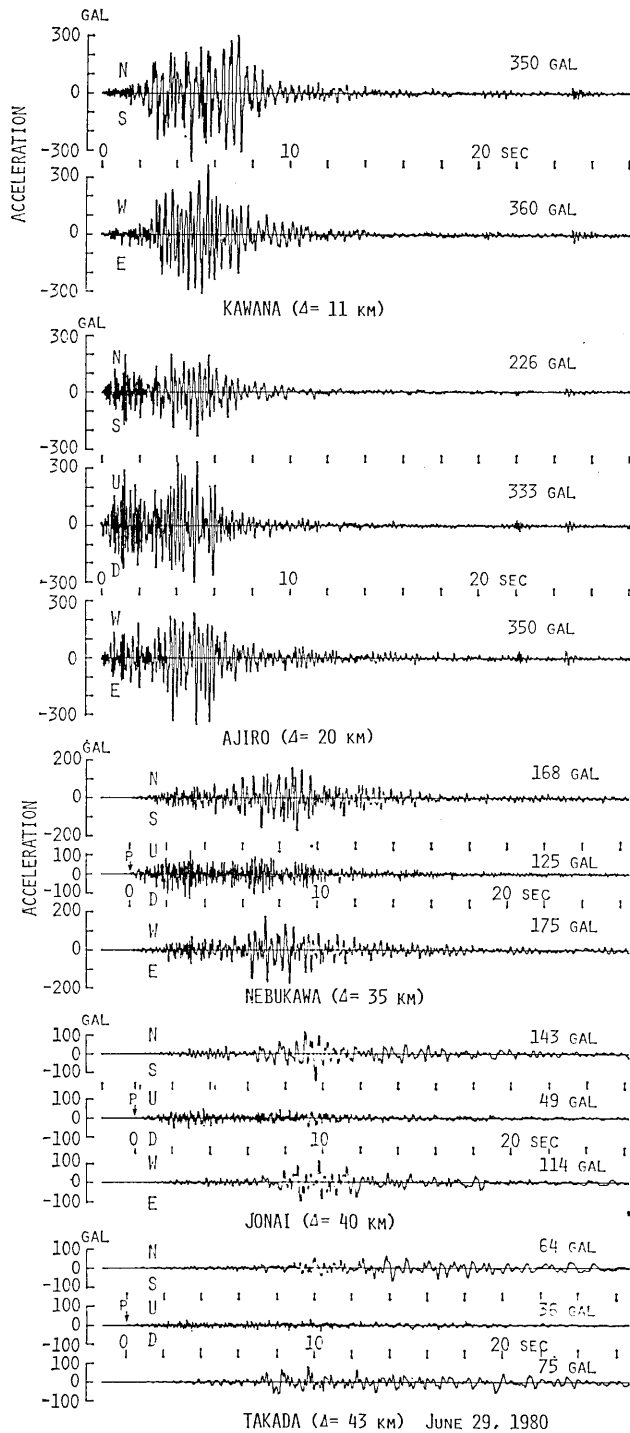


Fig. 3. Strong-motion accelerograph records for the main shock obtained at the five stations. The numbers are the maximum acceleration in gal.

地形、地盤条件による増幅・変調などの影響を受け著しい差異を示している。このような波形的特徴を表わす特性値はいくつか考えられるが、ここでは工学分野でしばしば用いられる4つの特性値、最大加速度、震動継続時間、全パワーおよび応答スペクトル強度(SI)を用い、合成波形と実記録波形との比較を行なうことにした。水平成分の加速度波形に対する各特性値を Table 1 に示す。ただし、震動継続時間としては TRIFUNAC (1975) の方法を準用し、S 相以後の部分についてパワーの累積値が全パワーの 90% に達するまでの時間をとった。また、応答スペクトル強度 (HOUSNER, 1959) は減衰 20% ($h=0.2$) の一質点速度応答スペクトルについて、0.1~2.5 sec の周期範囲におけるスペクトルの面積を表わす。

波形合成の際に要素地震として用いた3つの前震、余震およびそれらによる加速度記録のデータを Table 2 に示す。これらの地震は時間、空間的に本震の近くで発生し、かつ各観測点で共通に記録されていることから選ばれた。ただし、網代観測点では欠測のため2地震のみを使用した。

Table 1. Characteristic values for the strong-motion accelerograms for the Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake ($M=6.7$) of June 29, 1980.

Station	Δ^* (km)	Comp.	Max. Acc. (gal)	Duration Time (sec)	Total Power ($\times 10^3$) (gal ² ·sec)	SI (kine·sec)	Accelerograph
川 奈 (KWN)	11.1	NS	350.3	5.0	112.5	66.8	SMAC-B
		EW	363.1	5.0	89.9	52.8	
網 代 (AJR)	20.4	NS	226.2	4.3	33.6	33.7	"
		EW	350.4	4.3	69.8	52.8	
根府川 (NBK)	35.1	NS	168.0	7.2	23.4	26.8	DSA-1 (Digital)
		EW	174.9	7.8	20.2	30.3	
城 内 (JON)	39.8	NS	143.6	11.6	11.8	32.4	"
		EW	113.9	11.8	9.7	32.6	
高 田 (TKD)	43.7	NS	63.7	17.4	7.0	24.3	"
		EW	75.1	16.6	7.8	26.9	

* Hypocenter; 34°53.5'N, 139°13.7'E, $h=10.5$ km (after MATSU'URA, 1982).

Table 2. Maximum accelerations observed on strong-motion instruments for the fore- and after-shocks of the Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake.

Earthquake		Comp.	Maximum Acceleration (gal)				
Date	M		KWN	AJR	NBK	JON	TKD
June 27, 1980 (06h06m)	4.9	NS	137.6	79.9	33.4	17.9	14.2
		EW	104.9	100.7	38.9	20.9	11.7
June 28, 1980 (12h05m)	4.9	NS	74.2	59.0	50.4	18.4	10.6
		EW	87.5	63.4	37.6	16.3	10.8
June 30, 1980 (02h23m)	4.9	NS	32.8		28.8	21.1	10.6
		EW	36.0		30.8	22.4	16.0

断層モデル

計算に使用した本震の断層モデルは入倉・村松 (1981) が速度記録の合成に用いたものとほぼ同じである。これは中伊豆における速度強震計記録のやや長周期成分を説明するように決められた岡田のモデル (岡田, 1980) に依拠している。震源データは MATSU'URA

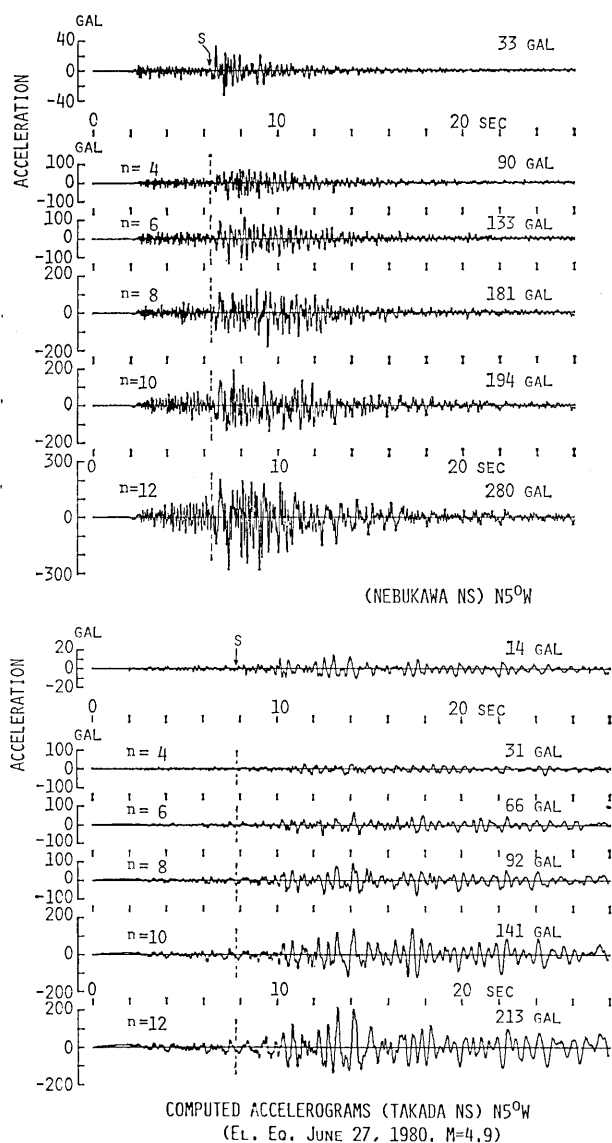


Fig. 4. Examples of computed accelerograms for the main shock at Nebukawa and Takada illustrating the effect of n in the synthesis. Top trace is the observed accelerogram for the fore-shock used as an element earthquake and the broken line indicates the position of the initial S phase corresponding to that on the fore-shock accelerogram.

(1982) の結果を使用した。各種のパラメータは以下のとおりである。発震点; $34^{\circ}53.5'N$, $139^{\circ}13.7'E$, $h=10.5$ km. 断層の大きさ; $L=15$ km, $W=7.5$ km. dip angle; 90° . rise time; $\tau=1$ sec. 破壊速度; $v=3.0$ km/sec. 波動伝播速度 (S 波); $c=3.3$ km/sec. また破壊は断層の中央下端付近から放射状に進行するものとした。断層の走向については発震機構の解析や本震直後の震源分布から $N2^{\circ}W \sim N20^{\circ}W$ が推定されているが、断層走向が加速度の合成波形に及ぼす影響を検討するためここでは未知のパラメータとして扱った。

断層の長さ、幅の分割数 n は、相似則により大、小地震のモーメント比の 3 乗根として求められる。村松および入倉は本震と前、余震のフーリエスペクトル比から $M=4.9$ の地震に対して $n \doteq 6$ を求めている。ここでは先づ n の大、小による合成波形の特性値の変化をしらべ、次いで本震の実測値との比較から最適 n 値を求めて上記スペクトル比による値と比較する方法をとった。

4. 合成波形の作成

n の決定

震源から比較的遠く、ほぼ断層走向の方向にあたる小田原市内の 3 観測点 (根府川、城内、高田) の記録を利用して合成波形の特性値を検討し、 n の最適値を決定した。

これらの観測点では断層走向の違いが波形特性に与える影響が小さいと予想されるので先づ走向を $N5^{\circ}W$ に仮定し、 n を 4, 6, 8, 10, 12 にかえて波形特性の変化をしらべた。Fig. 4 に合成波形の 1 例を示す。図の最上段は合成に用いた前震 (6 月 27 日, $M=4.9$) の記録である。また、計算では便宜上記記録全体を使い、波はすべて S 波と仮定しているため、合成波形上で S 波初動の出現時刻を破線で示してある。

図において合成波形の形は n の大、小によらず比較的似ているが、振幅レベルは n の増

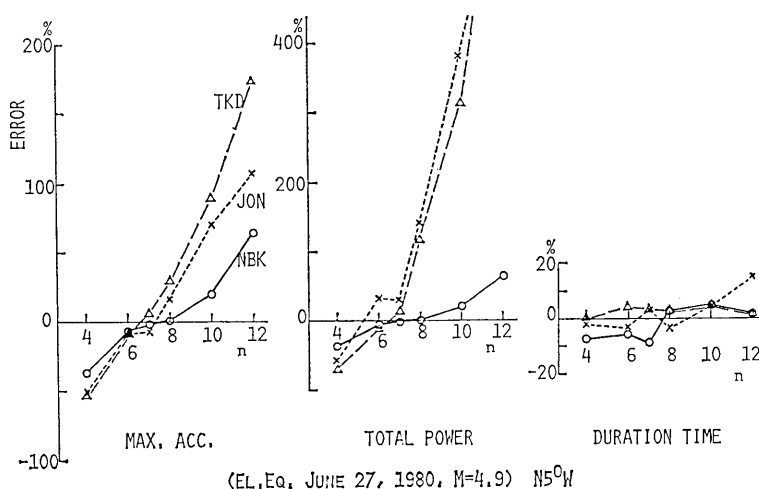


Fig. 5. Relation of the deviation error of characteristic values between the computed and observed accelerograms to n .

加とともに大きくなり、最大加速度の値では相当な違いが生じている。3地点の水平2成分について同様な計算を行ない、合成波形の3つの特性値、最大加速度、震動継続時間、全パワーの n による変化を、実記録に対する値との誤差（水平2成分の平均）にして表わすと Fig. 5 のようになる。当然ながら波の継続時間は n によらずほぼ一定で実記録との誤差もまた小さい。最大加速度および全パワーの誤差は n により大きく変化するが $n=6\sim7$ のとき最小でその値は10~20%以下であることがわかった。そこで、以後の計算には $n=7$ を採用することとした。断層の走向が波形特性値に与える影響を見たものが Fig. 6 である。震央から比較的遠く、ほぼ断層方向に位置するこれらの地点では走向による特性値の変化は大きくないことが確かめられた。

断層走向の推定

川奈観測点は震源に最も近く ($d=11$ km), その波形特性は断層の走向を敏感に反映する

と考えられる。Fig. 7 は $N0^\circ W$ から $N25^\circ W$ まで走向を 5° ずつ変えた場合の合成波形の特性値の変化を、実記録に対する誤差で表わしたものである。ただし、この場合は水平2成分のうち誤差が大きい成分の値を示してある。図において、特性値の変化は単調ではないが、総合的にみて誤差が最も小さいのはほぼ $N5^\circ W$ の走向であるといえよう。した

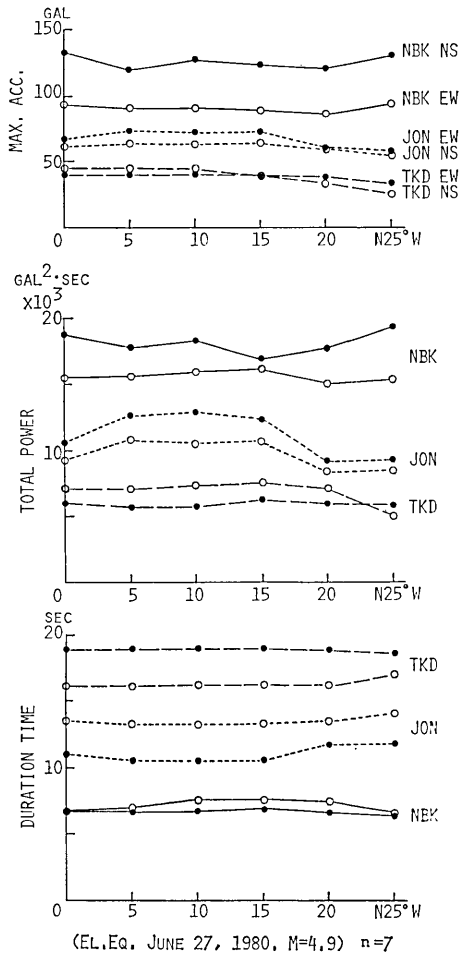


Fig. 6. Variation of characteristic values for the computed accelerograms to the strike direction of the fault model.

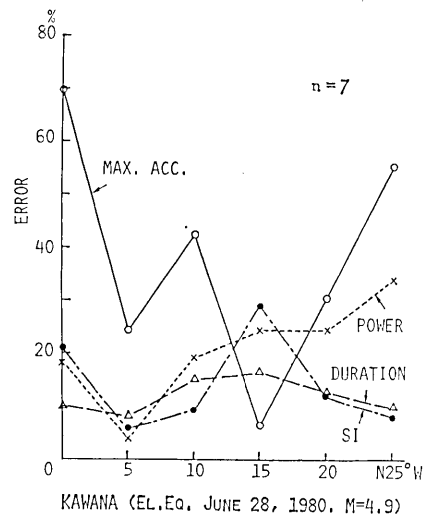


Fig. 7. Relation of the deviation error of characteristic values between the computed and observed accelerograms to the strike direction of the fault model in the near-field station, Kawana.

がって以後の計算には断層走向として $N5^{\circ}W$ を用いることにした。

なお、川奈についても n による合成波形の変化を検討したが、この場合にも $n=6\sim7$ が最適であった。Fig. 8 に n による合成波形の変化の 1 例を示す。

5. 合成波形の特性

前節の検討からきめられた n および断層走向の適値を用い、前記 3 つの前震および余震記録を使って各観測点における本震の加速度波形を合成した。7 月 27 日および 28 日の前震記録を適用して得られた合成波形を原記録波形と共に Fig. 9 に示す。波形の細部については似るべくもないが、振幅レベル、継続時間など観測点による地震動の全体的特徴はある程度表現されていると見ることができよう。

各合成波形について求めた最大加速度、震動継続時間、全パワーおよび応答スペクトル強度の値を Table 3 に示す。これらの特性値は用いた地震により少なからぬ幅をもつが、予測の問題では複数の合成波形の平均値を使うのが適当と思われるので、この場合も平均値を推定値として用い実記録に対する特性値との比較を行なった。結果を一括して、Fig. 10 に示す。図中の破線は、実記録に対する推定値の誤差が $\pm 25\%$ の範囲を示す。

最大加速度の推定値は 60 gal (高田 NS) から 360 gal (川奈 EW) の観測値に対して 25% の誤差範囲に納まっている。継続時間は、震源に近い岩盤上 (網代) での約 4 sec から小田原市内の厚い沖積地盤 (高田) での約 17 sec まで幅広いが推定値の誤差はいずれも 20% 以下である。全パワーの観測値は最大 (川奈 NS) と最小 (高田 NS) の比が 16 倍にも達するが、それぞれの推定値は大部分のものが 25% 以下の誤差である。ただし、根府川および城内の EW 成分の推定値は例外的に観測値より約 80% 大きい。応答スペクトル強度は、すべての推定値が観測値より小さく、相対的に震源から遠い観測点で誤差が大きい傾向がみられるが、その値は大きい場合 (城内 NS, 高田 EW) でも 35% 程度である。なお、網代の EW 成分は推定値が約 40% 小さいが、これは後述するように観測波形と合成波形の応答スペクトル特性 (Fig. 15) が著しく相違するためである。

6. Near-field における合成波形の検討

川奈観測点は地震当時伊豆半島に設置されていた十数個所の強震観測点のうち最も本

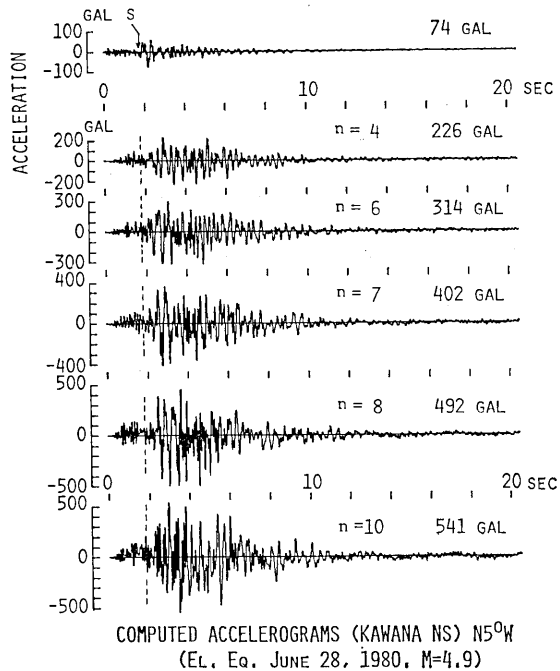


Fig. 8. Computed accelerograms for the main shock at Kawana illustrating the effect of n .

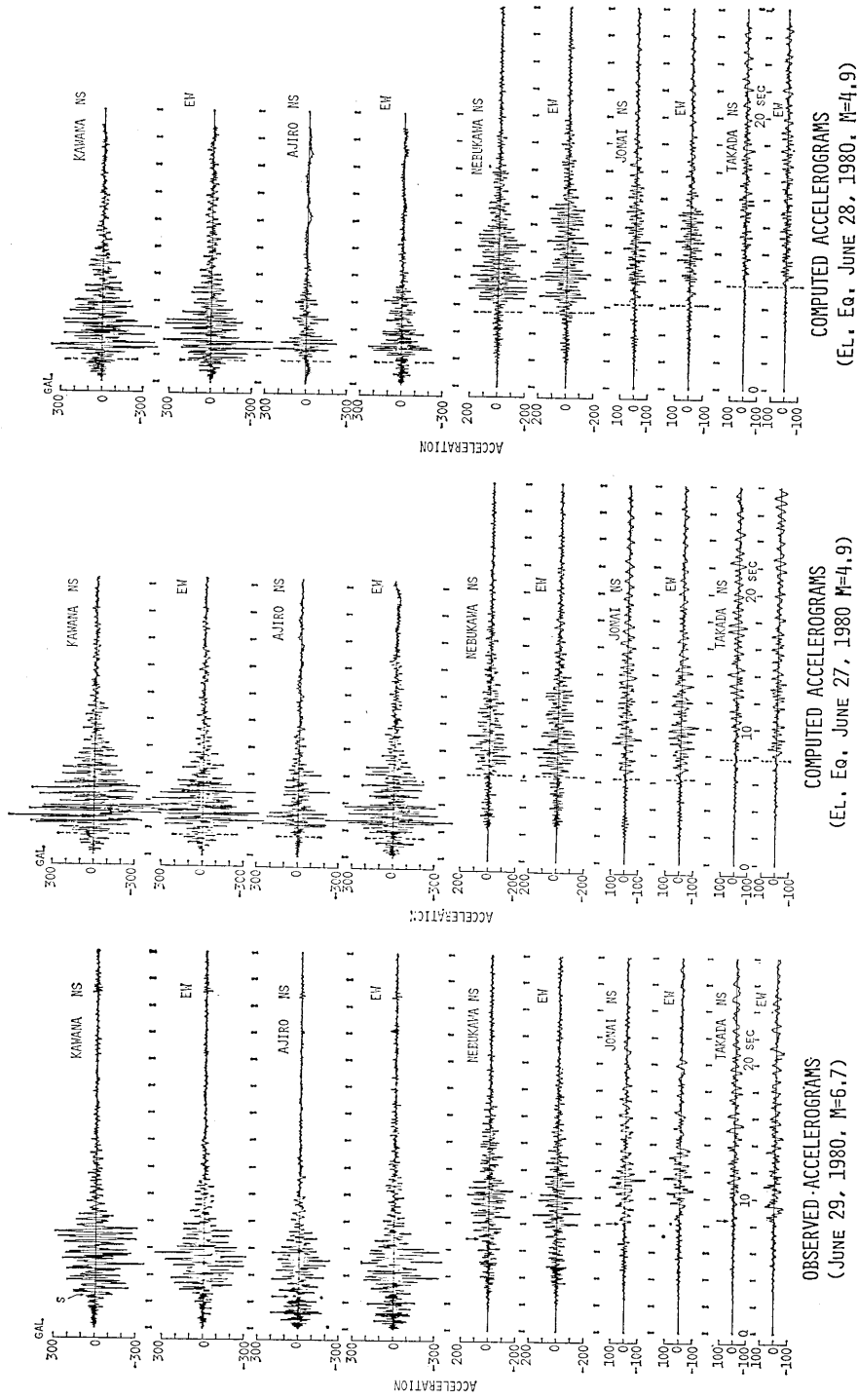


Fig. 9. Comparison of the observed and computed accelerograms at the five stations.

Table 3. Characteristic values for the computed accelerograms for the main shock obtained by a synthesis of the fore- or after-shock record.

Station	Earthq.	Max. Acc. (gal)		Duration Time (sec)		Total Power ($\times 10^3$) (gal ² ·sec)		SI (kine-sec)	
		NS	EW	NS	EW	NS	EW	NS	EW
KWN	June 27	625	452	4.4	3.9	200.3	98.8	93.5	53.7
	June 28	402	452	5.4	5.4	108.0	90.8	63.0	55.7
	June 30	219	213	6.7	8.6	28.5	31.7	29.3	30.8
	Mean	415	372	5.5	6.0	112.3	73.8	61.9	46.7
AJR	June 27	261	501	4.9	5.0	29.6	90.1	37.5	42.4
	June 28	242	238	4.7	4.8	21.6	26.1	27.3	23.6
	Mean	252	370	4.8	4.9	25.6	58.1	32.4	33.0
NBK	June 27	156	179	7.0	6.8	18.2	24.0	20.2	22.7
	June 28	212	196	6.5	7.6	46.0	35.2	21.3	26.1
	June 30	169	283	8.9	8.2	34.9	56.0	19.9	37.6
	Mean	179	219	7.5	7.5	33.0	38.4	20.5	28.8
JON	June 27	108	127	13.4	10.6	12.8	14.6	25.7	27.6
	June 28	100	105	11.0	10.3	8.5	9.5	15.4	18.9
	June 30	134	156	9.6	8.6	13.7	28.1	21.5	24.2
	Mean	114	129	11.3	9.9	11.7	17.4	20.9	23.6
TKD	June 27	70	58	16.2	19.0	9.0	7.9	21.0	16.5
	June 28	57	47	16.3	15.0	4.7	4.9	13.9	13.9
	June 30	70	109	16.6	14.4	9.5	15.8	18.3	21.2
	Mean	66	71	16.4	16.1	7.7	9.5	17.7	17.2

震の震源に近く、最大の地震動を記録した (田中・他, 1980). このような near-field における強震地動の推定は特に重要であるので、合成波形について若干詳しい検討を行なった。

波形特性

Fig. 11 は3つの前、余震記録とそれによる合成波形および本震の記録波形を示したものである。合成波形の振幅レベルはかなりの大小があるが、ほぼ似た包絡形状を示す。そして合成波形の4つの特性値は3地震の平均で評価すれば観測値との誤差がいずれも20%以下で十分な推定精度が得られた。しかしながら、記録波形の包絡形状とは相当な違いが見られる。このような包絡形状の相違はここで使用した前、余震記録を用いる限り合成方法を多少工夫してもその形を大きく変えることは困難であると思われる。

スペクトル特性

合成に用いた前、余震記録のフーリエ振幅スペクトルを Fig. 12 に、また各合成波形と本震記録のスペクトル、および合成波形の平均スペクトルを Fig. 13 に示す。これらのスペクトルは、その特徴を比較し易くするため強く平滑化してある。Fig. 12 で NS成分の 2.5 Hz 付近、EW成分の 2 Hz、5 Hz 付近の山および両成分とも 6 Hz 付近の谷

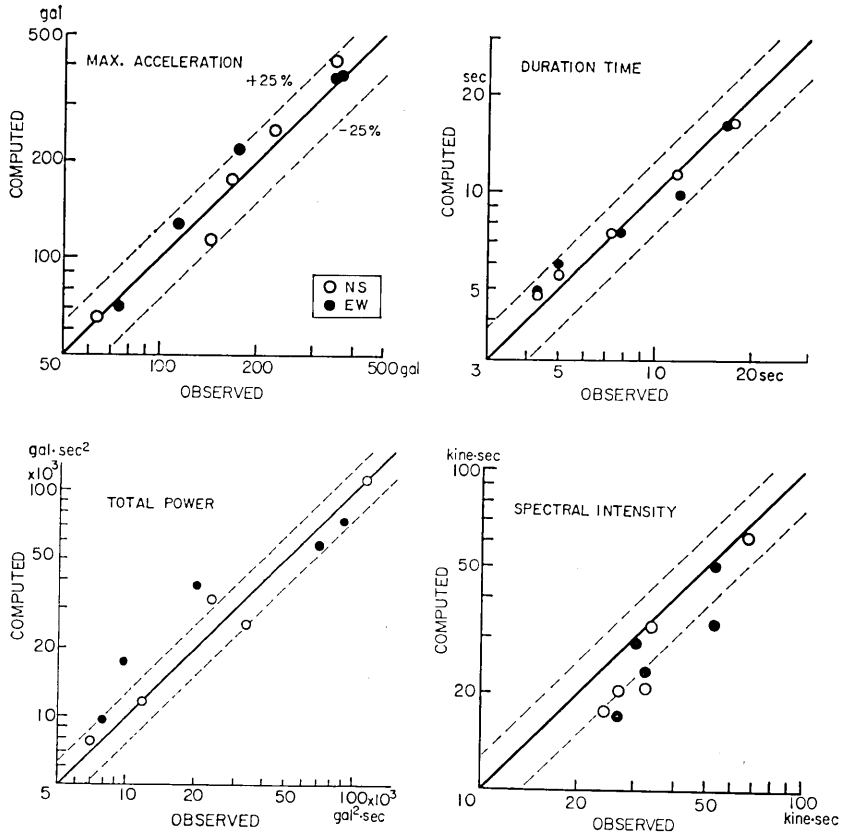


Fig. 10. Comparison of characteristic values for the computed and observed accelerograms, for each horizontal component at the five stations. The computed value is the average for the three computed accelerograms and the broken lines indicate the range of error within $\pm 25\%$.

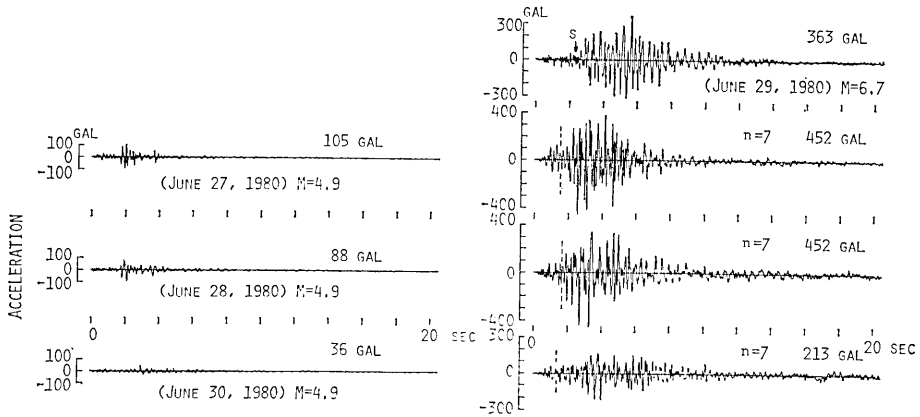


Fig. 11. Observed accelerograms for the fore- and after-shocks used in the synthesis (left) and the computed accelerograms for the main shock (right) at Futo (EW component). The observed accelerogram for the main shock (top on the right) is also shown for comparison.

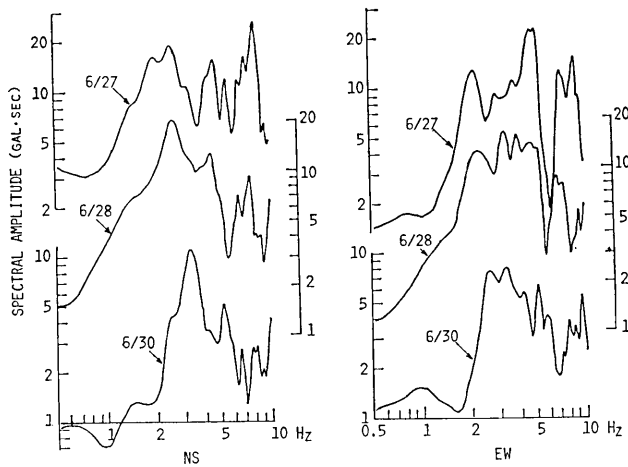


Fig. 12. Fourier amplitude spectra for the observed accelerograms for the fore- and after-shocks at Kawana.

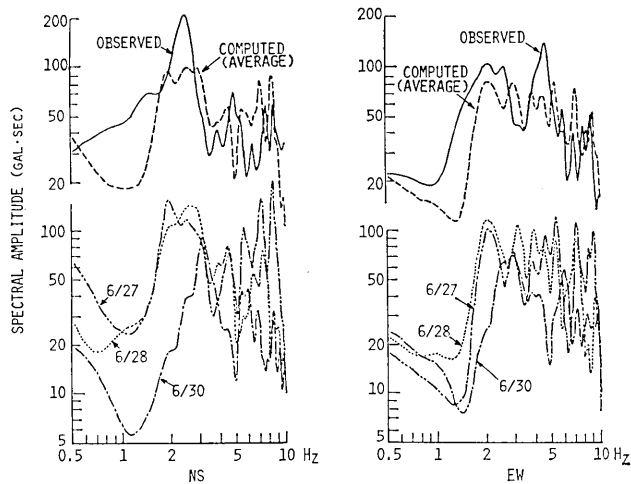


Fig. 13. Comparison of the Fourier amplitude spectra for the observed (solid line) and computed accelerograms at Kawana (broken line is the average for the lower three spectra).

は 6 月 27, 28 日の地震のスペクトルでは共通に認められるが, 6 月 30 日のそれは全体に高周波数側にずれている. Fig. 13 の合成波形のスペクトルもまた前, 余震のスペクトル特性を反映して方向成分毎によく似た形状を示す. 平均スペクトルを観測記録のそれと比較すると, 主な山, 谷の位置はだいたい一致し, ほぼ 2 Hz 以上の周波数範囲で観測記録のスペクトル特性をかなりの程度再現しているといえよう.

工学の分野では構造物応答の観点から地震動特性を評価することが重視される. Fig. 14(a) は 3 つの合成波形に対する速度応答スペクトルの平均 (破線) を観測波形のそれ

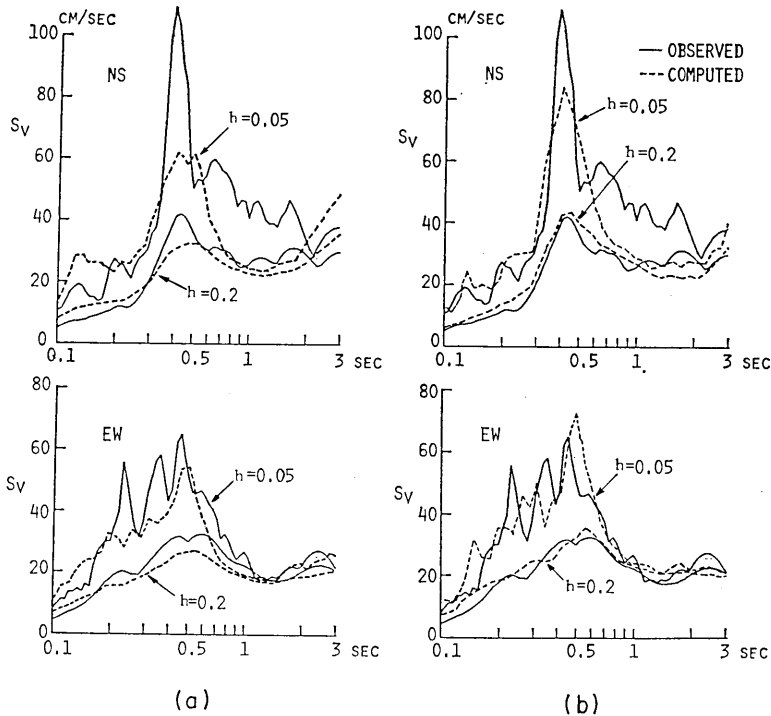


Fig. 14. Comparison of the response spectra for the observed and computed accelerograms at Kawana. The broken line in (a) is the average spectrum for the computed accelerograms and (b) the spectrum for the computed accelerogram from the fore-shock of June 28, 1980.

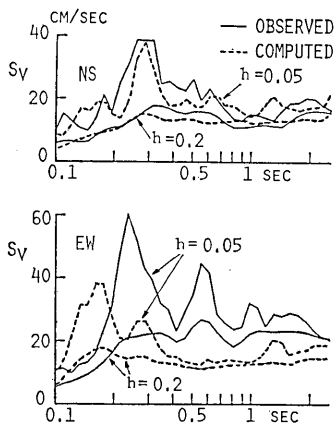


Fig. 15. Comparison of the response spectra for the observed and computed accelerograms at Ajiro. The broken line is the average spectrum for the two computed accelerograms.

(実線)と比較したもの(上段 NS, 下段 EW)である。減衰 5% ($h=0.05$) では NS 成分の 0.6~2 sec の範囲, および両成分ともピークにおける振幅の差が目立つが, 減衰 20% では 0.1~2 sec の周期範囲で全体的なスペクトルの傾向はかなりよく一致している。Fig. 14(b) は, 6 月 28 日の前震記録を用いた合成波形に対するスペクトルで両者の一致性はさらによく, 応答スペクトル強度の推定誤差も 5% 程度と小さい。

Fig. 15 は同様に網代の波形に対する応答スペクトルの比較である。この場合, EW 成分では両者

のスペクトルが極端に違っている。その原因は明らかではないが、観測点が海側の崖ふち近くにあり、地震の際崖と並行（ほぼ南北）方向に多数の地割れが発生したことからみて、崖にはほぼ直角な EW 方向では異常な震動が生じた可能性も考えられる。

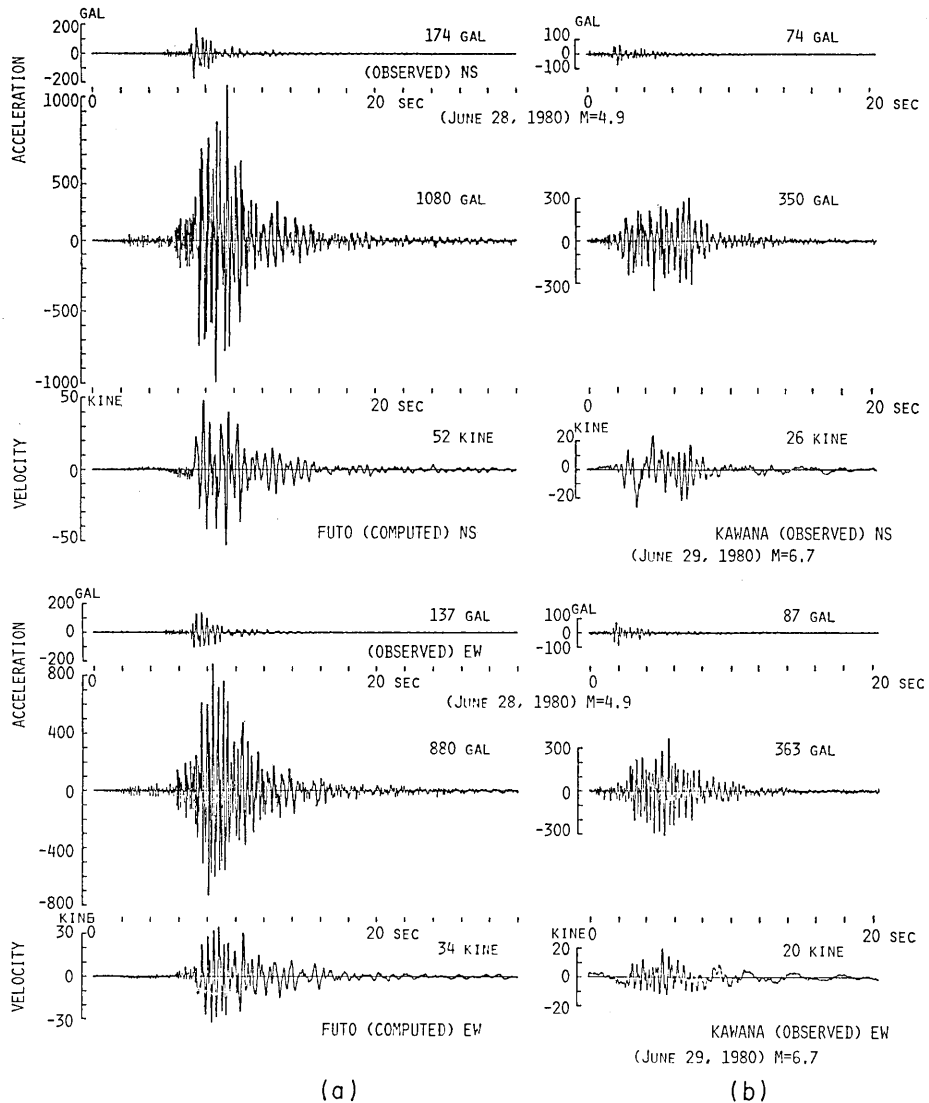


Fig. 16. Computed accelerograms and integrated ground velocities for the main shock at Futo (a) and the observed accelerograms and integrated ground velocities at Kawana (b) are shown for comparison. The top trace in each figure is the observed accelerogram for the fore-shock of June 28, 1980.

7. 富戸小学校における本震地動の推定

伊東市富戸小学校の校舎および体育館は伊豆半島東方沖地震によって例外的ともいえる被害を受けた(園田・大沢, 1980)ので, その場所の地震動の強さを推定することが被害解析上必要となった. 同小学校は 1978 年の伊豆大島近海地震の際にも一部に小被害を受けた. そこで, われわれは 6 月 27 日以後同校体育館コンクリート床にデジタル強震計を設置して地震観測を行なったが(田中・他, 1980), 不幸にも数時間の欠測があり, 本震の記録は得られなかった. 富戸小学校は川奈観測点の南方約 5 km にあり, 本震に対する震央距離も川奈とほぼ等しい($\Delta=10.5$ km). 前述のように川奈では 6 月 28 日の地震記録を使った合成波形の特性が観測波形のそれと特によく一致した. したがって, 富戸小学校で観測された同じ前震記録を用いて合成波形を作れば, その場所の本震地動の特性をかなりよく推定できると期待される. 合成された加速度波形および積分して得られた速度波形を前震の観測波形と共に Fig. 16(a) に示す. 比較のため同図 (b) には川奈における加速度の観測波形および速度の計算波形を示してある. 合成波形の最大加速度, 最大速度および震動継続時間はそれぞれ NS 成分 1100 gal, 50 kine, 11 sec, EW 成分 900 gal, 35 kine, 11 sec となり, 川奈の地動にくらべて加速度は 2.5~3 倍, 速度は 1.7~2 倍大きく, 継続時間は約 2 倍長い. 構造物に対する地震力の差は Fig. 17 に示す応答スペクトルの比較で一層明瞭である.

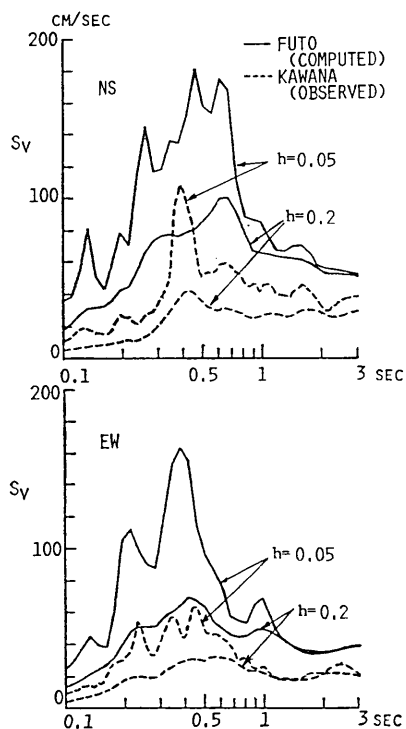


Fig. 17. Comparison of the response spectra for the computed accelerograms at Futo and the spectra for those observed at Kawana.

すなわち, 富戸の地震動は応答振幅の平均レベルで川奈のその 2~3 倍大きく(応答スペクトル強度 SI で 2~2.5 倍), また比較的広い周期範囲にわたって応答振幅が大きい, などの特徴が指摘される.

8. 考察とまとめ

1980 年伊豆半島東方沖地震 ($M=6.7$) の際, 震央距離 11~43 km の 5 観測点で得られた前震および余震 ($M=4.9$) の加速度強震計記録を用い, 波形合成法により本震の地動を計算し, その加速度特性について観測記録との比較を行なった. また予測問題への応用としてこの地震で例外的に被害を受けた富戸小学校における本震地動の推定を試みた. その結果を若干の考察とともにまとめると次のようになる.

(1) 波形合成の方法は、震源パラメータの相似則を利用した入倉・村松 (1981) の方法に準じたが、短周期の加速度記録に適用する便宜上、大、小地震の震源時間関数のちがいを無視した (3) 式を使用した。したがって今回の合成波形で 1~2 sec より長い周期成分は妥当な大きさでは再現されていない。

(2) 断層面の辺長の分割数 n をパラメータとして扱い、断層走向の影響が小さい小田原市内の記録を使って合成波形特性値の推定誤差が最小になる n を求めると 6~7 が得られた。この値は入倉、村松が同じ本震と前震、余震のフーリエスペクトル比から求めた値 $n=6$ と一致する。したがって、予測の問題では大、小地震のモーメント比から決まる n の値を適用することができる。

(3) 断層の走向方向が合成波形に敏感に反映すると思われる川奈の記録を用い、合成波形の特性値の推定誤差を検討し、最適走向として $N5^{\circ}W$ を得た。ちなみに本震の発震機構の解析からは $N2^{\circ}W$ (島崎, 1980) や $N9^{\circ}W$ (井元・他, 1981) が、また直後余震の震源分布からは $N20^{\circ}W$ (MATSU'URA, 1981) や $N15^{\circ}W$ (井元・他, 1981) が報告されている。

(4) 合成された加速度波形は震央距離や地盤条件が相当に異なる 5 地点における本震の地震動を全体として或る程度再現している。4 種の波形特性値は 3 地震の平均値を用いたときはおおむね 20~30% 程度以下の誤差で推定された。一般に極めて不安定な量と見なされている最大加速度もこの程度の誤差で推定されたことは指摘する必要がある。

(5) Near-field における地震動の応答スペクトル (S_r) については、複数の合成波形に対する平均スペクトルが観測記録のそれをかなりよく推定するという結果を得た。6 月 28 日の前震記録による川奈での合成波形に対しては特によいスペクトルの一致がみられた。

(6) 富戸小学校における 6 月 28 日の前震記録を用いて計算した本震の合成波形は、最大加速度、継続時間、応答スペクトル強度などの特性値がいずれも川奈に比べて約 2 倍以上大きく、応答スペクトルも広い周期範囲で振幅レベルが大きいなど耐震上不利な地震動特性をもっていたものと推定された。地動の最大加速度として 900~1,000 gal が得られたが、校庭に発生した地割れからみて地表近くの土は塑性化したと推測され、実際の加速度はより小さかったものと思われる。この点については引き続き検討する予定である。

ここで用いた合成方法はきわめて便宜的なものであるにも拘らず伊豆半島東方沖地震の地震動の加速度特性を或る程度推定することができた。とはいえ、この場合は本震や合成に用いた前震、余震の規模が適当であったためかも知れず、またこの地域の地震の特殊性によるものかも知れない。今回はより規模の小さい地震の記録は分解能の点で使用できなかった。他の地域の地震についても検討する必要があるが、現在のところこの目的に利用できる記録は極く限られている。この点からも広周波数レンジ、広ダイナミックレンジをもつデジタル記録強震計による観測の普及が望まれる。

なお、本研究は文部省自然災害科学特別研究「断層運動に於ける短周期成分の挙動と入力地震波の推定」(代表者、佐藤良輔)の一部として行なったものである。

文 献

- HADLEY, D. H. and D. V. HELMBERGER, 1980, Simulation of strong ground motions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **70**, 617-630.
- HARTZELL, S. H., 1978, Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, **5**, 1-4.
- HOUSNER, G. W., 1959, Behavior of structures during earthquakes, *Proc. ASCE*, EM4, 109-129.
- 飯田昌弘・伯野元彦, 1981, 震源過程と地盤条件を反映した巨大地震の短周期波の定量的予測の試み, 地震学会講演予稿集, No. 1, 231.
- 井元政二郎・唐鎌郁夫・松浦律子・山崎文人・吉田明夫・石橋克彦, 1981, 1980年伊豆半島東方沖群発地震活動の発震機構, 地震 [ii], **34**, 481-493.
- 入倉孝次郎・村松郁栄, 1981, 余震や前震の震動記録から本震の震動記録を合成する方法, その2・合成方法および結果, 地震学会講演予稿集, No. 1, 110-111.
- 入倉孝次郎, 1982, 小地震の震動記録を用いて大地震の震動波形を合成する方法, その3・加速度波形, 地震学会講演予稿集, No. 1, 195.
- KANAMORI, H., 1979, A semi-empirical approach to prediction of long-period ground motions from great earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **69**, 1645-1670.
- MATSU'URA, R. S., 1982, Detailed study of the earthquake sequence off the east coast of the Izu Peninsula, Japan in 1980, *Submitted to J. Phys. Earth.*
- 三雲 健・今川一彦, 1981, 余震記録の合成による大地震時の Near-Field での強震地動波形の予測と断層の破壊過程 (1), 地震学会講演予稿集, No. 1, 112.
- 村松郁栄・入倉孝次郎, 1981, 余震や前震の震動記録から本震の震動記録を合成する方法, その1・震源パラメータの相似則, 地震学会講演予稿集, No. 1, 109.
- 岡田義光, 1980, 1980年6月29日伊豆半島東方沖地震の震源過程, 地震学会講演予稿集, No. 2, 9.
- 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, 地震学会講演予稿集, No. 2, 8.
- 園田吉隆・大沢 胖, 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・坂上 実・大沢 胖・吉沢静代, 1980, 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, 地震研究所彙報, **55**, 1043-1064.
- TRIFUNAC, M. D. and A. G. BRADY, 1975, A study on the duration of strong earthquake ground motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, **65**, 581-626.

26. *Estimation of Acceleration Characteristics of Strong Ground Motion by Synthesis of Accelerogram Obtained during a Small Earthquake.*

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

Earthquake Research Institute.

A method for synthesizing ground motion for a large earthquake by the use of the seismograms of the fore-shocks or aftershocks as Green's functions is very useful in estimating the characteristics of strong ground motion in the near-field. A simple method which is applicable to accelerograms was developed by a modification of the Irikura and Muramatsu's method and applied to the strong-motion accelerograph records for the Izu-Hanto-Toho-Oki earthquake ($M=6.7$) of 1980 to examine the availability of the method.

In the synthesis, the accelerograms for the three fore- and after-shocks ($M=4.9$) obtained at the five strong-motion stations near the source region ($\Delta=11-43$ km) were used.

The computed accelerograms for the main shock were compared with the observed ones in the four acceleration characteristic values, i.e., maximum acceleration, duration time, total power and response spectral intensity (SI). In the near-field station, a comparison was also made of the spectral characteristics between the computed and observed accelerograms. As an example of the application to prediction problem, ground motions during the main shock at Futo where a school building was damaged while no record of the main shock has been obtained were estimated.

The results may be summarized as follows:

(1) Four acceleration characteristic values for the computed accelerograms agreed well with the observed data within an error of about $\pm 30\%$ with a few exceptions in cases where the average of the characteristic values of the three fore- and after-shocks was taken.

(2) The average response spectrum for the three computed accelerograms gave a good estimate of that observed over the period range from 0.1 to about 1 sec.

(3) Computed ground motions at Futo showed a destructive feature; the maximum acceleration and velocity, duration time and spectral intensity were more than twice those at Kawana and, in addition, their response spectra had a comparatively flat shape over a wide range of periods. These characteristics may account for the damage to the school building during the main shock.