

山崎断層破砕帯の遠地地震表面波に対する応答特性

谷口 慶祐・尾池 和夫

CHARACTERISTICS OF THE RESPONSE OF THE FRACTURED ZONE AT YAMASAKI FAULT FOR TELESEISMIC SURFACE WAVES

By *Keisuke* TANIGUCHI and *Kazuo* OIKE

Synopsis

Some components of extensometers in the Yasutomi Observation Tunnel at Yamasaki Fault cross the fractured zones. From the analysis of continuous records of them, it was shown that the tidal strain across fractured zone is larger than that on the neighboring unfractured zone.

In this paper, we have analyzed data of same extensometers and found out some characteristics of the fractured zone on the strain seismograms of teleseismic surface waves.

The strain variation generated by teleseismic surface waves across the fractured zone is also larger than that on the unfractured zone, and the effect of amplification on long period surface waves is more notable than that on earthtide.

We have calculated the strain seismograms at Yamasaki Fault from the displacement seismograms at the Abuyama Seismological Observatory and compared them with observed ones at Yamasaki Fault. The amplitude of observed ones on unfractured zone is larger than that of calculated ones. These results suggest that the existence of the fractured zone gives some significant effects on the strain field in the comparatively wide region.

1. はじめに

山崎断層系は、中国山地東端部の南麓に位置し (Fig. 1), 3~4本の長い断層とそれに付随する数本の短かい断層からなる活断層系で、北東地塊の隆起成分を伴い^{1,2,3)} 確実度 I (活断層であることが確実なもの)、活動度 B (第四紀の平均変位速度が $1 \sim 0.1 \text{ m}/1000 \text{ 年}$) で左横ずれを示す⁴⁾。

この山崎断層系に地震予知の基礎研究を目的としたテストフィールドが設けられ、各種の観測が行なわれている^{5,6)}。その中には安富観測坑の伸縮計による連続観測も含まれている。従来から行なわれている地殻変動の観測では、ほとんど、均質な岩盤上で伸縮変化の観測が行なわれてきたが、このテストフィールドでは、伸縮計は顕著な破砕帯を横切って設置されている⁷⁾。このことは、活断層破砕帯そのものの動的な応答特性、地震時の動き、活断層のクリープの有無などを研究する目的に対してたいへん重要な役割を持っている。Fig. 2 に安富観測坑付近の地形及び伸縮計その他による観測状況を示す。坑内での伸縮計の設置状況や破砕帯の位置を Fig. 3 に示す。各変位計センサーの設置点とスーパーアンバーパイプの固定端の間の距離を Table 1 に示す。

従来から活断層の挙動について興味深い研究、報告がいくつかある。六甲大月断層の変位連続観測の結果から、破砕帯をまたいで一直線に並べた伸縮計に現われた潮汐変化に、破砕帯の両側で位相が約 180° ずれる現象が発見され、また振幅についても、破砕帯の近傍では増幅作用があることがわかった⁸⁾。中国では活断層をまたいで多数の標石を埋設し、それらの間の伸縮や上下の動きを頻繁に繰り返して測定している。北京市のすぐ南側にある龍荘子短水準測量点では、唐山地震の前兆と考えられる上下変動が断層をはさんで置か

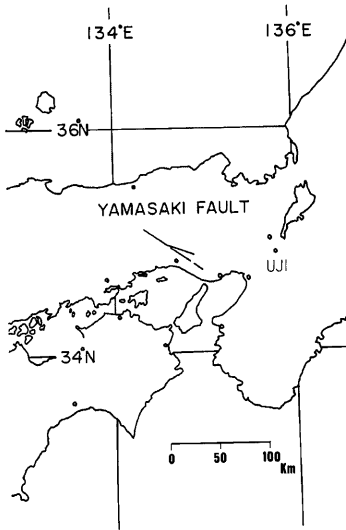


Fig. 1. The schematic map of Yamasaki fault.

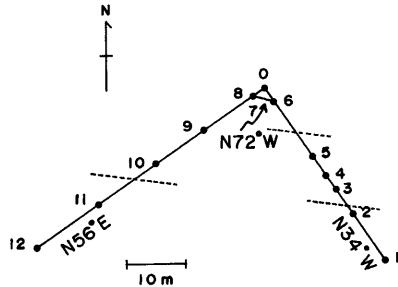


Fig. 3. The distribution of extensometers set up in the Yasutomi Observation Tunnel and of fractured zones. Sensors are shown by closed circles and fractured zones by broken lines.

れた標石の相互間にはしか現われなかったという報告がある⁹⁾。大灰廠短基線の水平変動のデータでも、唐山地震の前兆は断層をまたいだ標石間にはほとんど現われ、そのすぐそばでも断層をまたいでいない標石間にはほとんど現われなかった¹⁰⁾。また山崎断層の伸縮計の連続観測記録を解析して得られた結果の一つとして、中堀が1976年11月5日から1977年1月7日までの連続記録を解析した結果、M₂分潮では、センサー5および10と各固定端の間の区間（以下(5-0)および(10-0)と呼ぶ)の振幅をそれぞれの方向の基準としてそれらに対する各区間での振幅比を求めると、破砕帯をまたいだ区間では振幅比が2倍弱になることがわかった¹¹⁾。その結果をTable 2に引用して示す。

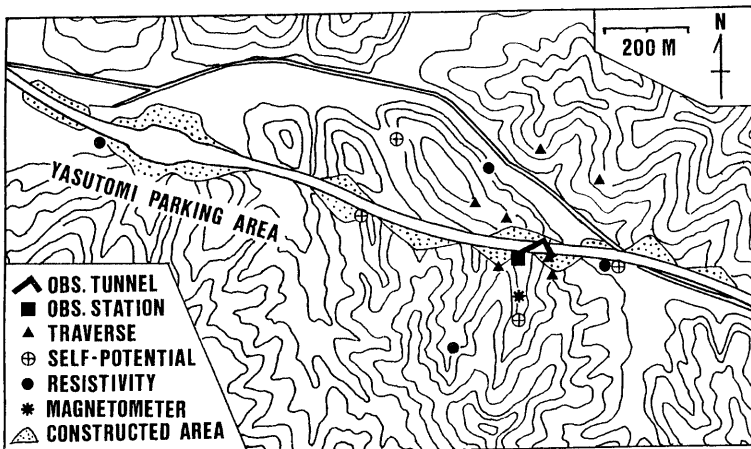


Fig. 2. Topography around the station and distribution of various sensors. (after Oike et al.⁶⁾)

Table 1. The distance (m) between the fixed end and each sensor.

section	distance (m)
1-0	35.78
2-0	26.86
3-0	21.49
4-0	18.60
5-0	14.55
6-0	3.02
7-0	3.82
8-0	2.40
9-0	12.76
10-0	22.76
11-0	34.83
12-0	47.89

Table 2. Normalized strain ratio of M_2 component of earth tide for 5-0 and 10-0 shown with * in the table.

section	strain ratio
1-2	1.6
2-3	1.77
3-4	1.25
4-5	0.87
5-6	1.08
6-0	0.69
*5-0	1.00
9-0	0.81
10-9	1.25
11-10	1.42
12-11	0.71
*10-0	1.00

これらの結果は、破砕帯の存在が局所的にひずみ場に影響を与えていることを示すものであるが、破砕帯の物理的特性を明らかにするためには、このような影響の周波数によるちがいがなど他方面からデータを蓄積して考える必要がある。

そこで本論文では、 M_2 分潮よりさらに周期の短い領域での破砕帯の性質を知るため、山崎断層での伸縮計によって観測された遠地震の表面波について、破砕帯の存在が振幅にどのような影響を与えているのかを研究した。

2. 観 測

山崎断層安富観測坑内の伸縮計による連続観測はテレメータを用い、データの収録は1分サンプリングで行なわれている⁶⁾。この研究の目的とする周期領域は数十秒～数秒の範囲なので、上記のデータは使えない。そこで臨時観測として同じ伸縮計センサーの出力を送信側に別のシステムを設置し、もっと短周期でサンプリングして、長周期地震波の波形を完全な形で収録できるようにした。Fig. 4 に観測システムのブロックダイヤグラムを示す。

伸縮計出力を、まず2時間より長い周期の信号を除くためのハイパスフィルター（以下HPF）を通し、地球潮汐を含む長周期の変動、気象要素（気圧の変動、雨等）の影響の長周期成分などを取り去る。こうすることによって目的とする周期領域の信号に対するダイナミックレンジを拡げることができる。HPFとしては6dB/octの特性を持つCRフィルターを用いた。

表面波の振幅は伸縮計の出力電圧にして数mVしかない。それで増幅回路（以下AMP）で約200倍増幅す

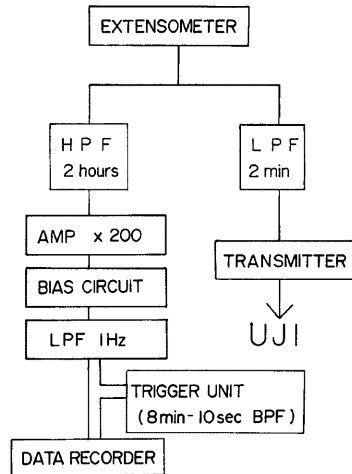


Fig. 4. The block diagram of the routine observation system (right side) and our temporal system (left side) with extensometers.

る。本研究では振幅に重要な意味があるので、システム全体の感度測定を12成分について表面波が収録される毎に行なった。こうすることによって相対的な振幅比については有効数字を2ケタに保つことができる。AMPの出力をさらにローパスフィルター(以下LPF)に通し、1秒より短い周期の信号を除去した。

こうして得た信号を、サンプリング周波数5Hzでデジタルデータレコーダにトリガー信号によるため込み方式で収録した。表面波による伸縮変化はその波の種類、致来方向によってN34°W, N56°Eのどちらかの振幅が大きくなるといった傾向があるため、トリガーには(2-0)、(10-0)の信号を用い、それらの信号のどちらかもしくは両方がある設定レベルを越えるとデータレコーダが起動するようにした。トリガー信号は、8min—10secのバンドパスフィルターを通した信号が設定振幅を越えた時発生するようにし、目的とする表面波以外ではトリガーはかからないようにしてある。

データレコーダには12ビット/語のデジタルカセットレコーダ(DR-200)を用いた。時計はDR-200に

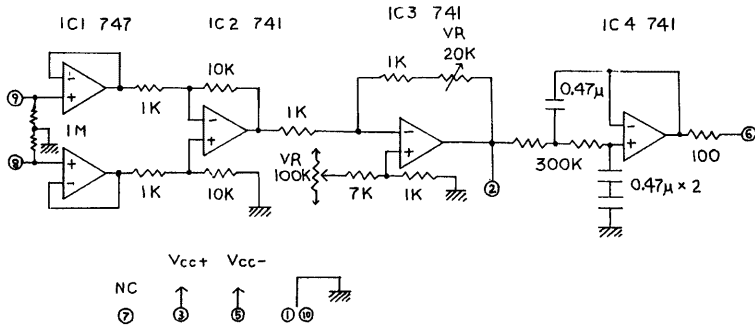


Fig. 5. The circuit diagram of amplification, bias, and low-pass filtering circuits.

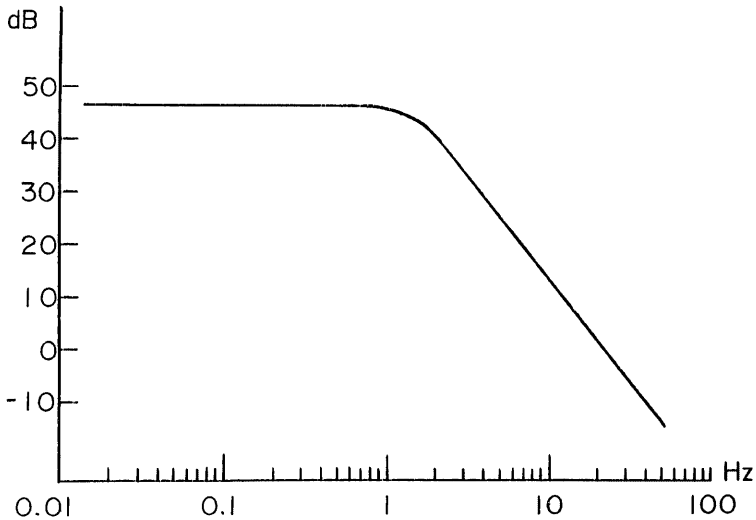


Fig. 6. The frequency characteristic curve of amplification and low-pass filtering circuits.

Table 3. Source parameters of three earthquakes and recording conditions. T and Δf mean duration time of records and sampling frequency, respectively.

	P-arrival time at Osaka (J.S.T)		epicenter		M	$\Delta(^\circ)$	T (sec)	Δf (Hz)
			long.	lat.				
New Hebrides EQ	July 6, 1981	12 h 18m	170.6°E	22.8°S	6.9	66.9	30	5
Samoa Is. EQ	Sept. 1, 1981	18 40	172.9°W	14.4°S	7.5	69.9	160	5

SE off Nemuro Pen. EQ	Origin (J.S.T)		epicenter		M	$\Delta(^\circ)$	T (sec)	Δf (Hz)
			long.	lat.				
	Sept. 3, 1981	14 h 35m 46.9 s	146°49'02" E	43°28'01" N	6.5	12.7	160	5

内蔵されているものを用いたが、今回の研究に対しては十分な精度を有する。

AMP, BIAS, LPF の回路図を Fig. 5 に示す。抵抗はすべて金属被膜抵抗で、温度変化による影響が少ないようにしてある。Fig. 6 に回路の総合特性を示す。LPF はアクティブフィルターで約 12dB/oct で減衰している。直流成分は BIAS 回路によって $\pm 112.5\text{mV}$ (入力換算) の範囲で調整できる。

1981年6月15日に臨時観測を始めて以来 Table 3 に示された地震について長周期地震波が収録できた。これら3つの場合の収録システムの状態を合わせて Table 3 に示す。

a) New Hebrides Earthquake

記録の例を (1-0), (2-0), (3-0) の区間について Fig. 7 に示す。トリガーによる記録の開始時間は7月6日12h40m47s (J.S.T以下同じ) で1分間収録できた。これはトリガーが連続して2回かかったためである。Fig. 8 に7月11日10h10m04s に行なった総合感度測定の際の記録の例を示す。

感度測定はスーパーアンバーパイプの固定端に微小な水平変位を与え、パイプ全体をその長さ方向に移動させることによって行なう。こうすることによって、各センサーの出力電圧の変化は、同じ変位に対応した値を示す。この出力電圧変化を比べれば相対感度が分かる。

b) Samoa Is. Earthquake

Fig. 9 に記録の例とそのスペクトルを示す。上側の波形は観測波形であり、下側はその波形にスペクトルを求めるためのウィンドーをかけたものである。トリガーは9月1日19h10m19s にかかり、2分40秒間収録した。その記録のスペクトルをとると18秒付近にピークがある。各センサーの出力信号の卓越周期、そのピークの振幅および位相を Table 4 に示す。

c) SE off Nemuro Pen. Earthquake

Fig. 10 に記録の例とそのスペクトルを示す。トリガーは9月3日14h43m54s にかかり、2分40秒間収録した。スペクトルのピークは16秒付近にある。各センサーの出力信号の卓越周期、そのピークの値および位相を Table 5 に示す。b), c) の地震の後感度測定を行な

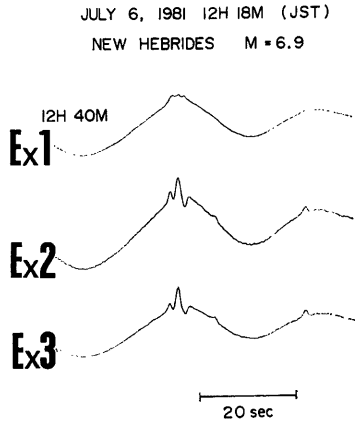


Fig. 7. Examples of surface wave form recorded by extensometers in the Yasutomi Observation Tunnel. This earthquake occurred at New Hebrides on July 6, 1981 ($M=6.9$). Ex1 means the wave form observed by extensometer No. 1.

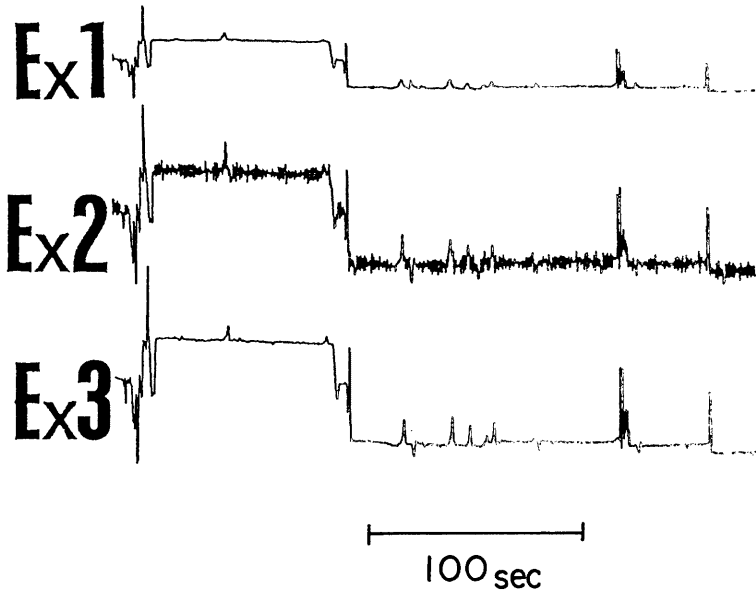


Fig. 8. Examples of wave form to determine relative sensitivities recorded just after the New Hebrides earthquake. Ex1 means the wave form observed by extensometer No. 1.

Ex 1

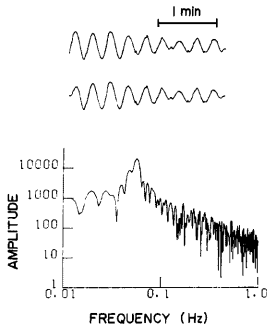


Fig. 9. The example of surface wave form observed by extensometer (sensor No. 1) in the Yasutomi Observation Tunnel (upper), the wave form taken with the data window, and amplitude spectrum (bottom) for the earthquake occurred at Samoa Is. on Sept. 1, 1981 ($M=7.5$).

Table 4. Period, amplitude and phase at the peak of spectrum by Fourier analysis about records at each sensor of the Samoa Is. earthquake.

section	period (sec)	amplitude	phase (°)
1-0	17.81	20416.8	-140.2
2-0	17.81	26467.0	-139.1
3-0	17.81	20310.1	-137.1
4-0	/	/	/
5-0	17.81	22660.1	-133.9
6-0	/	/	/
7-0'	17.81	5550.8	67.9
8-0	18.62	4005.9	19.9
9-0	/	/	/
10-0	18.62	16438.1	31.1
11-0	/	/	/
12-0	/	/	/

った。その際の波形の例を Fig. 11 に示す。感度測定は、9月5日 16^h06^m34^s に行なった。

以上 a), b), c) の地震波の伝播方向を Fig. 12 に示す。

3. 得られた記録の解析

伸縮計のセンサーを A, B とし、感度測定 の振幅を a, b , 観測波形の振幅を α, β とすると、センサー A とセンサー B の感度比 K_A/K_B は、

$$K_A/K_B = a/b$$

となる。センサー A, B での地震波による変位振幅をそれぞれ EQ_A, EQ_B , とすると振幅比 EQ_B/EQ_A は、

$$\begin{aligned} EQ_B/EQ_A &= (\beta/\alpha) \times (K_A/K_B) \\ &= \beta \cdot a / \alpha \cdot b \end{aligned}$$

となる。この式によりたとえば (5-0) に対する (1-0), (2-0) などの振幅比が出る。それらをそれぞれ A_{1-0}, A_{2-0} とすると (5-0) を単位振幅とする (1-2) の変位振幅は、

$$A_{1-2} = A_{1-0} - A_{2-0}$$

で求まる。ただしこの式が成り立つためには、各区間での波形の位相に大きな差があってはならない。今回の場合この条件は成り立っているとみなせる。(5-0), (1-2) の距離をそれぞれ D_{5-0}, D_{1-2} とすると、(5-0), (1-2) のひずみ振幅

Table 5. Period, amplitude and phase at the peak of spectrum by Fourier analysis about records at each sensor of the SE off Nemuro Pen. earthquake.

section	period (sec)	amplitude	phase (°)
1-0	16.4	11613.4	177.4
2-0	16.4	14324.4	179.3
3-0	16.4	10136.4	177.2
4-0	/	/	/
5-0	16.1	9370.7	144.4
	16.4	9308.9	171.0
6-0	/	/	/
7-0	16.7	893.9	-119.2
8-0	16.7	4046.1	54.5
9-0	/	/	/
10-0	16.7	17827.5	48.9
11-0	/	/	/
12-0	/	/	/

Ex1

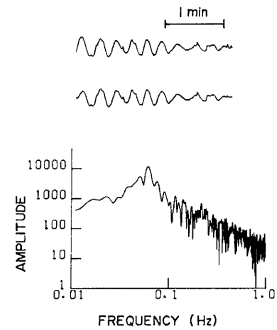


Fig. 10. The example of surface wave form observed by extensometer (sensor No. 1) in the Yasutomi Observation Tunnel (upper), the wave form taken with the data window, and amplitude spectrum (bottom) for the earthquake occurred at SE off Nemuro peninsula on Sept. 3, 1981 ($M=6.5$).

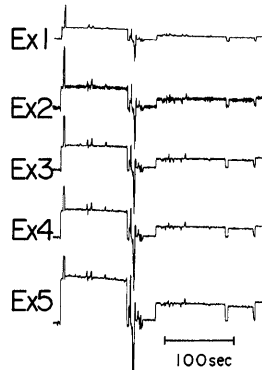


Fig. 11. Examples of wave form to determine relative sensitivities recorded after the Samoa Is. earthquake and SE off nemuro Pen. earthquake. Ex1 means the wave form observed by extensometer No. 1.

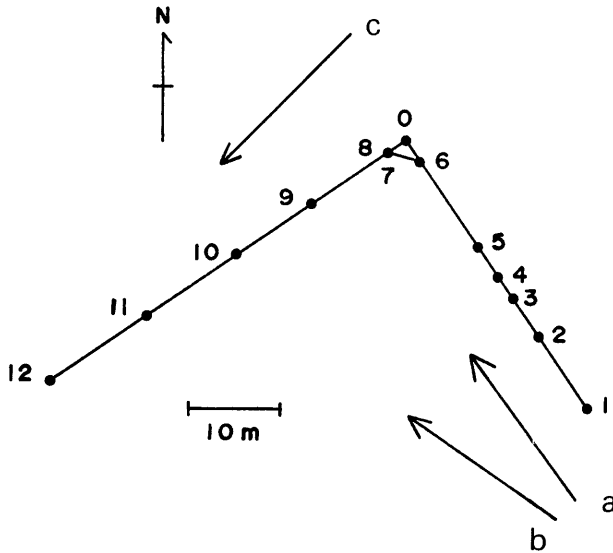


Fig. 12. Extensometers and the azimuth of wave propagation (arrows) for three earthquakes; a) New Hebrides earthquake b) Samoa Is. earthquake c) SE off Nemuro Pen. earthquake.

E_{5-0} , E_{1-2} はそれぞれ,

$$E_{5-0} = A_{5-0} / D_{5-0}$$

$$E_{1-2} = A_{1-2} / D_{1-2}$$

となる。だから (5-0) のひずみと (1-2) のひずみの振幅比は, E_{1-2}/E_{5-0} によって求まる。

Table 6. Observational data and analyzed results for the New Hebrides earthquake.

Recorded data			Results	
section	amplitude (cm)	relative sensitivity	section	strain ratio
1-0	8.9	1.08	1-2	3.13
2-0	11.2	2.19	2-3	3.27
3-0	7.4	2.35	3-5	1.96
4-0	/	/	5-6	1.06
5-0	7.4	4.55	6-0	0.78
6-0	2.3	8.72	*5-0	1.00
7-0'	/	/		
8-0	0.72	1.80	8-0	0.44
9-0	2.93	1.14	9-8	0.55
10-0	4.52	0.52	10-9	1.60
11-0	6.28	0.32	11-10	2.38
12-0	/	/	*10-0	1.00

このようにして求まった (5-0) を基準とした (1-2), (2-3) など N34°W 方向の各センサー間の相対ひずみ振幅, (10-0) を基準とした (12-11), (11-10) など N56°E 方向の各センサー間の相対ひずみ振幅の値を **Tables 6, 7, 8** に示す。**Tables 6, 7, 8** はそれぞれ New Hebrides Earthquake, Samoa Is. Earthquake, SE off Nemuro Pen. Earthquake についての解析結果である。

New Hebrides Earthquake の記録については, 収録時間が短いためスペクトルを求めず, 波形から振幅, 周期を直接測った。Samoa Is. Earthquake, SE off Nemuro Pen. Earthquake の記録には卓越する波が10振りぐらいあるので, 振幅, 卓越周期はFFT を用いた解析によって求めた。今回の3つの地震の表面波による結果と地球潮汐から得られた結果をまとめて **Fig. 13** に示す。

Fig. 13 から次の2つの結論が導かれる。

Table 7. Observational data and analyzed results for the Samoa Is. earthquake.

Recorded data			Results	
section	amplitude	relative sensitivity	section	strain ratio
1-0	20416.8	0.80	1-2	1.90
2-0	26467.0	1.5	2-3	2.34
3-0	20310.1	1.72	3-5	1.56
4-0	/	/	*5-0	1.00
5-0	22660.1	3.35		
6-0	/	/		
7-0'	5550.8	/		
8-0	4005.9	2.5	8-0	0.66
9-0	/	/	10-8	1.04
10-0	16438.1	0.71	*10-0	1.00
11-0	/	/		
12-0	/	/		

Table 8. Observational data and analyzed results for the SE off Nemuro Pen. earthquake.

Recorded data			Results	
section	amplitude	relative sensitivity	section	strain ratio
1-0	11613.4	0.80	1-2	2.90
2-0	14324.4	1.5	2-3	3.54
3-0	10136.4	1.72	3-5	2.32
4-0	/	/	*5-0	1.00
5-0	9370.7	3.35		
6-0	/	/		
7-0'	893.9	/		
8-0	4046.1	2.5	8-0	0.61
9-0	/	/	10-8	1.05
10-0	17827.5	0.71	*10-0	1.00
11-0	/	/		
12-0	/	/		

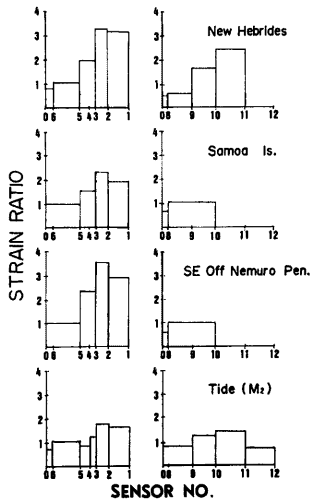


Fig. 13. The distribution of strain ratio for each section between two sensors; Data of each direction were normalized for amplitudes of (5-0) and (10-0), respectively. Upper three figures show the results for earthquakes and the bottom figure shows the result of the earthtide (M_2 component).

- 1) 破砕帯をまたぐ (2-3), (11-10) では、他の区間に比べてひずみの振幅が大きい。その性質は地球潮汐 (M_2 分潮, 周期約 12.42 太陽時間) と表面波 (周期数十秒~十数秒) に共通している。
- 2) M_2 分潮の振幅比は (2-3) では (5-0) の約 1.8 倍, (11-10) では (10-0) の約 1.5 倍であるのに対して、表面波はそれぞれ約 3 倍, 2.5 倍となっている。

4. 長周期地震記録との比較

ここで破砕帯とその近傍での表面波のひずみ振幅の比は得られたが、基準となった (5-0), (10-0) でのひずみ振幅は、この地域での地殻の平均的なひずみと同じとみなせるかどうか分からない。山崎断層の近くに長周期地震波の観測システムが存在しないので、直接このことを検討することはできな

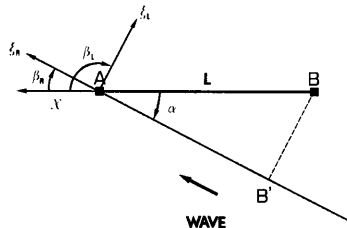


Fig. 14. The coordinate and symbols to explain the response of the extensometer for the horizontal displacement component by the longitudinal wave and the transverse wave.

い。そこで約 100km 離れた所にある阿武山地震観測所の長周期地震計記録から、安富観測坑で予測されるひずみ波形を計算して、観測されたひずみ波形と比べてみた。

Fig. 14 のようにパラメータを決める。ここで A : 伸縮計パイプの固定端, B : 変位検出センサーの固定台, L : AB の長さ, α : 波の伝播方向と AB のなす角 (時計回り), ξ_R : Rayleigh 波による変位, ξ_L : Love 波による変位。

Rayleigh 波の位相速度を C_R , これによるひずみを $e_R(t)$, Love 波によるものをそれぞれ C_L , $e_L(t)$ とすると,

$$e_R(t) = \frac{-\cos^2 \alpha}{C_R} \frac{\partial \xi_R(t)}{\partial t}$$

$$e_L(t) = \frac{\sin \alpha \cdot \cos \alpha}{C_L} \frac{\partial \xi_L(t)}{\partial t}$$

となる¹²⁾。そこでセンサー B で観測されるひずみ波形を $E(t)$ とすると,

$$E(t) = e_R(t) + e_L(t)$$

となる。

ここでは表面波が入射したときの安富観測坑でのひずみ波形を阿武山の変位計の記録から合成する。**Fig. 15**~**Fig. 17** に阿武山地震観測所の変位地震計 (固有周期15秒) で得られた3つの地震の変位波形を示す。

表面波の変位記録を, その伝播方向とそれに直交する方向の成分に分け, それぞれを Rayleigh 波, Love 波とみなす。その後地震計の特性について補正を行なう。変位地震計の振幅および位相の総合特性を **Figs. 18, 19** に示す。

阿武山での変位波形を速度波形にしたのち, 安富観測坑での速度波形に変換する。

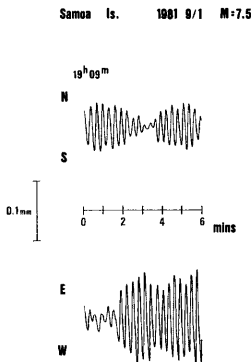


Fig. 16. Surface waves observed by long period seismographs ($T=15$ sec) of Samoa Is. earthquake at Abuyama Seismological Observatory.

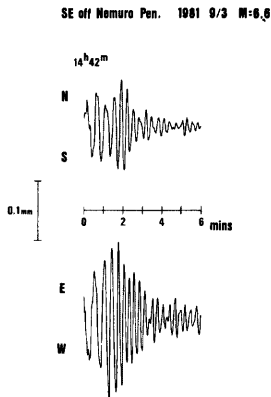


Fig. 17. Surface waves observed by long period seismographs ($T=15$ sec) of SE off Nemuro Pen. earthquake at Abuyama Seismological Observatory.

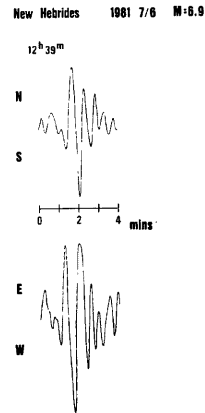


Fig. 15. Surface waves observed by long period seismographs ($T=15$ sec) of New Hebrides earthquake at Abuyama Seismological Observatory.

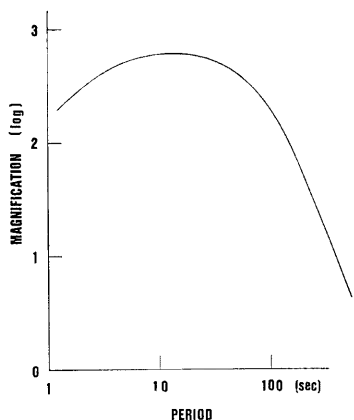


Fig. 18. The frequency characteristic curve of magnification of long period seismographs ($T=15$ sec) at Abuyama Seismological Observatory.

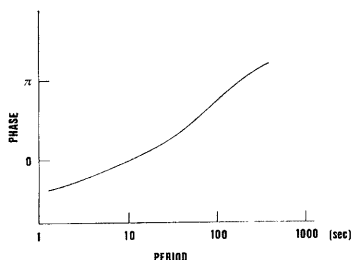


Fig. 19. The phase characteristic curve of long period seismographs ($T=15$ sec) at Abuyama Seismological Observatory.

Table 9. Parameters in horizontally-layered model for western Japan (W-4A1 model¹⁴⁾). The letter H is a layer thickness, V_p and V_s are compressional and shear velocities and ρ is a density.

layer	H	ρ	V_p	V_s
0	3.0	2.65	5.50	3.10
1	12.6	2.72	6.05	3.40
2	11.3	2.82	6.50	3.65
3	21.6	3.08	7.40	4.15
M	∞	3.28	8.00	4.50

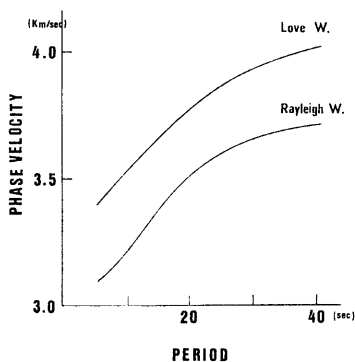


Fig. 20. Phase velocity curves of Rayleigh wave and Love wave for the W-4A1 crustal model.

一般に震央距離 Δ で得られた変位波形 $u(\Delta, t)$ を速度波形にしたのち震央距離 Δ_0 に変換する場合, equalization¹³⁾ を用いて,

$$U(\Delta, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} u(\Delta, t) e^{-i\omega t} dt$$

$$\dot{U}(\Delta, \omega) = i\omega U(\Delta, \omega)$$

$$\dot{u}(\Delta_0, t) = \left(\frac{\sin \Delta}{\sin \Delta_0} \right)^{1/2} \cdot \int_{-\infty}^{\infty} \dot{U}(\Delta, \omega) \cdot \exp \left\{ i \left[\omega \left(\frac{\Delta - \Delta_0}{C(\omega)} \right) - \frac{\pi}{2} M \right] \right\} \cdot e^{ik(\Delta - \Delta_0)} \cdot e^{i\omega t} d\omega$$

$$\frac{\pi}{2} M : \text{ボラーフェイズシフト} \quad k : \text{吸収係数}$$

今回は $M = 0$, $k = 0$

$$\therefore \dot{u}(\Delta_0, t) = \left(\frac{\sin \Delta}{\sin \Delta_0} \right)^{1/2} \cdot \int_{-\infty}^{\infty} \dot{U}(\Delta, \omega) \cdot \exp \left\{ i\omega \left(\frac{\Delta - \Delta_0}{C(\omega)} \right) \right\} \cdot e^{i\omega t} d\omega$$

ここで位相を Rayleigh 波, Love 波のそれぞれについて求める必要がある。位相速度の計算には, Thom-

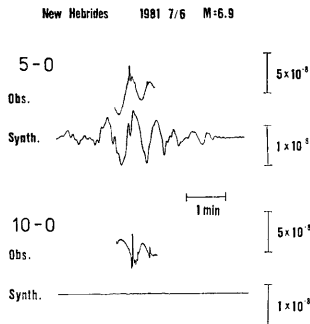


Fig. 21. Observed strain seismograms of the New Hebrides earthquake (upper) compared with calculated one from the recorded waves at Abuyama Seismological Observatory (lower). (5-0) and (10-0) mean sections between sensors No. 5, No. 10 and fixed end.

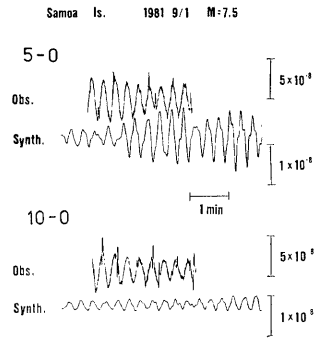


Fig. 22. Observed strain seismograms of the Samoa Is. earthquake (upper) compared with calculated one from the recorded waves at Abuyama Seismological Observatory (lower). (5-0) and (10-0) mean sections between sensors No. 5, No. 10 and fixed end.

son-Haskell matrix method を用い、入力は水平成層の数、各層での V_p , V_s , ρ , H (厚さ) で異质性は考えない。阿武山、山崎断層を含む地域の地下構造として W-4A1モデル¹⁴⁾を用いる。Table 9 にその値を示す。求められた位相速度曲線を Fig. 20 に示す。

このようにして求められた予測波形と、観測波形を Figs. 21, 22, 23 に比較して示す。これらの図からわかるように、基準となった (5-0), (10-0) の観測波形の振幅は阿武山の記録から予測された波形のそれより約5倍大きい。しかし阿武山の変位計の設置状態¹⁵⁾と山崎断層安富観測坑の伸縮計の設置状態とのちがいが、設置位置付近の地形、地質のちがいが、また Rayleigh 波、Love 波を伝播方向とそれに直交する方向の波によって近似したことによる影響などの理由により、さらに詳しい解析を行わなければ定量的な比較はできない。しかし上記の結果から、安富観測坑で記録されたひずみ地震波は標準的地殻のひずみ波振幅に比べて全体的に大きな振幅である可能性が強い。

5. ま と め

山崎断層安富観測坑で長周期ひずみ地震波を観測した結果、新しく次のことがわかった。

- ① 破砕帯をまたぐ区間のひずみはそうでない区間のひずみに比べて、ひずみ振幅が大きい。
- ② 長周期表面波に対する①の性質は、地球潮汐 (M_2 分潮) の場合に比べてより顕著である。これは破砕帯の持つこのようなひずみ変化に対する性質が、変化の周波数に依存する可能性を示す。

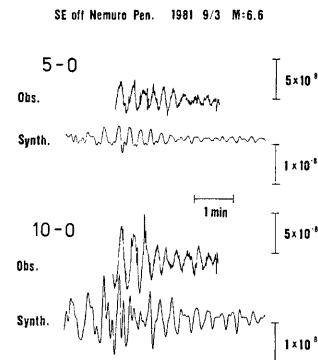


Fig. 23. Observed strain seismograms of the SE off Nemuro Pen. earthquake (upper) compared with calculated one from the recorded waves at Abuyama Seismological Observatory (lower). (5-0) and (10-0) mean sections between sensors No. 5, No. 10 and fixed end.

③ 阿武山での変位記録から予測されたひずみ地震波の振幅は、安富観測坑で観測された同じ地震の記録に比べて小さい。このことは活断層破砕帯の存在が、比較的、幅の広い範囲に影響を及ぼしている可能性を示唆するものである。

今後さらに広い周期の範囲について記録を取り、このような性質が入力波の周期とどのように関係しているか、また入力波の大きさにどのようにかかわっているかについて調べ、活断層破砕帯の動的な特性をより詳細に調べる必要がある。

本研究を進めるにあたって安富観測坑での観測については、防災研究所渡辺邦彦氏、松尾成光氏に御協力いただきました。阿武山地震観測所の梅田康弘博士には、長周期地震計記録を使わせていただきました。防災研究所の三雲健教授には、Thomson-Haskell matrix method のプログラムを使用させていただきました。また、微小地震部門、地震予知計測部門、防災科学資料センターの皆様方には、種々御討論いただきました。以上の方々に対し、深く感謝いたします。計算には、防災科学資料センターの FACOM M-140 を使用した。

参 考 文 献

- 1) Huzita, K.: Tectonic Development of Southwest Japan in the Quaternary Period, *Jour. Geosci. Osaka City Univ.*, Vol. 12, 1969, pp. 53-70.
- 2) 長谷憲治：山崎断層の左横ずれ変位について、大阪市立大学修士学位論文，1980。
- 3) 福井謙三：山崎断層系の変位地形，*地理学評論*，第54巻第4号，1981，pp. 196-213。
- 4) 活断層研究会：日本の活断層，東京大学出版会，1980，pp. 238-239。
- 5) 岸本兆方：山崎断層テストフィールドにおける地震予知実験，*地震予知シンポジウム* (1980)，1980，pp. 133-142。
- 6) 尾池和夫・渡辺邦彦・中村佳重郎・谷口慶祐・岸本兆方：山崎断層地震予知テストフィールド連続観測システムについて，*京都大学防災研究所年報*，第24号 B-1，1981，pp. 29-40。
- 7) 尾池和夫・中村佳重郎：山崎断層における伸縮変化の連続観測結果，*京都大学防災研究所年報*，第21号 B-1，1978，pp. 11-18。
- 8) 田中 豊・藤田和夫：断層の診断—六甲大月断層の変位連続観測，*科学*，Vol. 43，1973，pp. 288-292。
- 9) 尾池和夫：中国の地震，*東方選書* 2，東方書店，1979，pp. 101。
- 10) 尾池和夫：中国の地震予知，*NHK ブックス*，日本放送出版協会，1978，pp. 192。
- 11) 中堀義郎：山崎断層安富観測坑において観測された地球潮汐歪について，*京都大学修士学位論文*，1977。
- 12) Benioff, H.: A Linear Strain Seismograph, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, Vol. 25, 1935, pp. 283-309.
- 13) Kanamori, H.: Synthesis of Long-Period Surface Waves and Its Application to Earthquake Source Studies—Kurile Islands Earthquake of October 13, 1963, *J. Geophys. Res.*, Vol. 75, 1970, pp. 5011-5027.
- 14) Mikumo, T.: A Study on Crustal Structure in Japan by the Use of Seismic and Gravity Data, *Bull. Earthq. Res. Inst.*, Vol. 44, 1966, pp. 965-1007.
- 15) 岡野健之助・梅田康弘：阿武山地震観測所における地殻変動連続観測，*地震* 第2輯，第27巻，1974，pp. 262-269。