

I-17 厚岸大橋地盤において観測された強震記録の特性について

苫 高 専 正 員 ○ 中 辻 隆
北 大 〃 芳 村 仁
北海学園大 〃 早 川 寛 志

1. まえがき 厚岸大橋近傍地盤において観測された強震記録は、地表及び地中を合わせて80波形(整理済)を越している。筆者らはこれまでの報告において、地表あるいは地中でのフーリエスペクトル、応答スペクトル増幅特性などの基礎的な解析を行ない、当該地盤で観測された強震記録の特性を明らかにしてきた。本研究ではさらにその強震記録に含まれている表面波成分とその当該軟弱地盤における挙動について報告したい。

強震記録に含まれる表面波成分については、それらが比較的長周期であるので加速度重としては小さく、あるいは表面波成分に見合う固有周期を有する構造物が少なからぬために工学的にはこれまであまり考慮されていなかった。しかしながら、近年の高層ビルあるいは高橋脚をもつ橋梁の出現に伴ってその重要性が認識されるようになり、また、実際の強震記録においても、震源が浅く震央距離の十分大きい地震波の主要動は表面波成分によると指摘されている。さらに、多層地盤内における実体波と表面波との挙動の差異は、原子力発電所あるいは沈埋管等の設計に無視出来ない影響をもつと言われている。

本研究においては、表面波成分のうちLove波について以下の検討を行う。氏。

- (1) 強震記録に含まれる表面波成分の抽出
- (2) 当該地盤における表面波の分散特性
- (3) 鉛直下方から入射するSH波(以後SH波と略)とLove波との当該地盤における挙動の差異

2. 解析理論

2.1 RES⁽³⁾(Response Envelope Spectrum) 固有振動数 ω 、減衰定数 γ の1自由度系質点に $a(t)$ の地動加速度が作用した時の質点の応答は次の微分方程式の解として得る事が出来る。

$$\ddot{x} + 2\omega\gamma\dot{x} + \omega^2 x = -a(t) \quad (1)$$

$x(t)$ の包絡曲線が変位RES($A(t, p)$)と呼ばれているものであるが、(1)の微分方程式は一種の狭帯域フィルタとして作用するので、 $a(t)$ に含まれる周波数成分のうち $\omega=p$ はる成分波が到達した時に大きな応答を示す。即ち、 ω の値をいろいろ変化させることにより、 $a(t)$ に含まれている各周波数成分の到達時刻の変化(分散性)を知る事が出来る。なお、ここでは $\gamma=0.05$ として計算を行っている。

2.2 多重反射理論⁽⁴⁾⁽⁵⁾ 図-1に示す互いに平行な多層地盤を考え、変位成分としてはZ-X面に垂直な方向のみとする。

SH波 変位 v はZ方向にのみ伝播するのでその運動方程式は

$$\rho_m \frac{\partial^2 v_m}{\partial t^2} = G_m \frac{\partial^2 v_m}{\partial z^2} \quad (2)$$

となる。ここで添字 m は第 m 層地盤を表わし、 ρ, G は密度およびせん断の弾性係数である。この解 v_m とそれより求まるせん断応力 $\tau_{yz,m}$ (τ_m と略)は、

$$v_m(z) = [A_m e^{-i\omega z} + B_m e^{i\omega z}] e^{i\omega t} \quad (3)$$

$$\tau_m(z) = -i\omega G_m [A_m e^{-i\omega z} - B_m e^{i\omega z}] e^{i\omega t} \quad (4)$$

$$\text{但し、} v_m^* = \rho_m \omega^2 / G_m = (p/\rho_m)^2 \quad (5)$$

と表わす事が出来る。 ρ_m は第 m 層内のS波の伝播速度である。

相隣り合う地盤層の変位およびせん断応力の連続条件を用いて

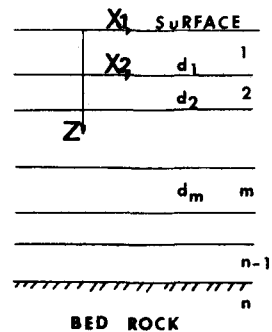


図-1 多層地盤

$$\begin{Bmatrix} v_m \\ \tau_m \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(\nu_m d_m) & \sin(\nu_m d_m)/(\nu_m G_m) \\ -\nu_m G_m \sin(\nu_m d_m) & \cos(\nu_m d_m) \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} v_{m-1} \\ \tau_{m-1} \end{Bmatrix} \quad (6)$$

なる関係が導かれる。ここで、 v_m, τ_m は第 m 層で $z=d_m$ (各層最下端) における値を示す。さらに地表面における境界条件は $\tau_0=0$ であるので、(6) 式を順次用いて、各層の v_m, τ_m を v_0 のみにて表わす事が出来る。

Love波 波の進行方向を x の正方向とすると、その運動方程式とその解は次のようになる。

$$\rho_m \frac{\partial^2 v_m}{\partial t^2} = G_m \left\{ \frac{\partial^2 v_m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v_m}{\partial z^2} \right\} \quad (7)$$

$$v_m(z) = [A'_m e^{-ik_{pm}z} + B'_m e^{ik_{pm}z}] e^{i(cpt - kx)} \quad (8)$$

$$\tau_m(z) = -ik_{pm} G_m [A'_m e^{-ik_{pm}z} - B'_m e^{ik_{pm}z}] e^{i(cpt - kx)} \quad (9)$$

$$\text{但し, } k_{pm} = \begin{cases} [(c/\beta_m)^2 - 1]^{\frac{1}{2}} & (c > \beta_m) \\ -i[1 - (c/\beta_m)^2]^{\frac{1}{2}} & (c < \beta_m) \end{cases} \quad c = \frac{p}{k} \quad (10)$$

Love波の場合には、SH波(鉛直波)の時には生じない τ_{xy} が生じる。

$$\tau_{xy,m}(z) = -ik G_m [A'_m e^{-ik_{pm}z} + B'_m e^{ik_{pm}z}] e^{i(cpt - kx)} \quad (11)$$

SH波同様、隣接する地盤層の連続条件により式(6)と似た関係式が成立するが、ここでは Haskell に従い

$$\begin{Bmatrix} \dot{v}_m/c \\ \tau_m \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(k_{pm} d_m) & i \sin(k_{pm} d_m)/(k_{pm} G_m) \\ i k_{pm} G_m \sin(k_{pm} d_m) & \cos(k_{pm} d_m) \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \dot{v}_{m-1}/c \\ \tau_{m-1} \end{Bmatrix} = a_m \begin{Bmatrix} \dot{v}_{m-1}/c \\ \tau_{m-1} \end{Bmatrix} \quad (12)$$

と表わし、変位成分は無次元化する。但し $\dot{v}$ は v/t を意味する。

特性方程式 (12) 式を順次用いると、基盤上における

$$\begin{Bmatrix} \dot{v}_{n-1}/c \\ \tau_{n-1} \end{Bmatrix} = a_{n-1} \cdot a_{n-2} \cdots a_1 \begin{Bmatrix} \dot{v}_0/c \\ \tau_0 \end{Bmatrix} = \begin{bmatrix} L_{11} & L_{12} \\ L_{21} & L_{22} \end{bmatrix} \begin{Bmatrix} \dot{v}_0/c \\ \tau_0 \end{Bmatrix} \quad (13)$$

となる。第 n 層基盤中においては、表面波の性質から $z \rightarrow \infty$ の時 $\dot{v}_n/c \rightarrow 0, \tau_n \rightarrow 0$ となるので Love 波は次の方程式(特性方程式)を満足しなければならない。

$$L_{21} + k_{pn} G_n L_{11} = 0 \quad (14)$$

即ち、ある周波数成分に対して、(14)式を満足する c の値を求める事が出来るので、SH波と同じように、 $\dot{v}_m/c, \tau_m$ あるいは $\tau_{xy,m}$ の値を $\dot{v}_0/c$ を用いて表わす事が出来る。

群速度 多層地盤中を伝わる Love 波は分散性を有する。その群速度 U は Etnyre⁽⁵⁾ 積分法を用いて

$$U = \frac{\delta p}{\delta k} = \frac{I_2}{CI_1} \quad (15)$$

$$I_1 = \sum_{m=1}^n \int_0^{d_m} \rho_m v_m^2(z) dz, \quad I_2 = \sum_{m=1}^n \int_0^{d_m} G_m \tau_m^2(z) dz \quad (16)$$

$$\text{但し } v_m(z) = V_m(z) e^{i(cpt - kx)} \quad (17)$$

3. 解析結果 表-1は解析に使用した強震記録の地震諸元である。Aの地震は昭和48年6月の根室半島沖地震の本震であるが、図2に見る様に、橋軸に対してはほぼ真横位置にその震央がある。Bの地震の震央はほぼその前方45°の方向である。地震の強さとしてはともにマグニチュード7を越える大地震である。

震央距離はそれぞれ 90km, 190 km と大きく、地震波が分散性をもつのに十分であると思われるが、Aの地震の方が震源深さが小さくまた震央の位置も解析に都合が良いので、表面波成分の分析にはAの記録を用いた。

なお、Aでは地表面のみで、Bではさらに地中の地点(-25m, -47m, -68m)で波形が記録されている。

強震計が設置されている地盤の柱状図を図3に、また

記号	年月日	地震名	M	震央距離	震源深さ
A	48.6.17	根室半島沖	7.4	90 km	40 km
B	53.12.6	エトロフ沖	7.7	190	100

表-1 解析に用いた強震記録の地震諸元

計算に用いた土質定数を表-2に示した。

3.1 表面波成分の抽出 図-4は上から順に (1) 地盤Aの橋軸方向成分のフーリエスペクトル、(2) SH波の多重反

射理論から計算される、支持基礎に対する地表面の増幅度スペクトル、(3) Love波の分散曲線である。なお、フーリエスペクトル図においては、図を見やすくするためにハニングフィルターを用いて平滑化を行っている。

フーリエスペクトルでは、おおよそ1.0 Hz、1.8 Hzそして3.2 Hz付近で卓越性が見られる。これらの卓越周波数は増幅度スペクトルにおいても増幅度を極大にし、Love波の分散曲線においてもそれぞれ基本モード(L_0)、1次(L_1)、2次(L_2)モードに対応しており、群速度が極小となる周波数である。

これは、当該地盤では、SH波およびLove波がともに、ほぼ同じ周波数で卓越し得る事を意味している。

なお、増幅度スペクトルが極大となる、あるいは群速度が極小となる周波数は実測されたフーリエスペクトルの値と0.1 Hz程度差異を生じているが、これは計算に用いた土質定数の精度に問題があるためと思われる。

各周波数成分の到達

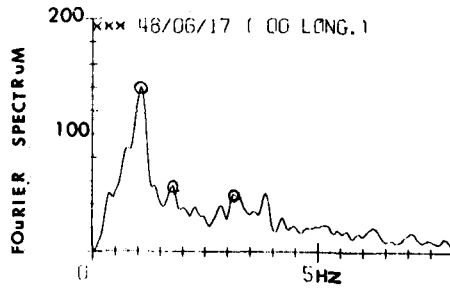


図-4 (1) フーリエスペクトル

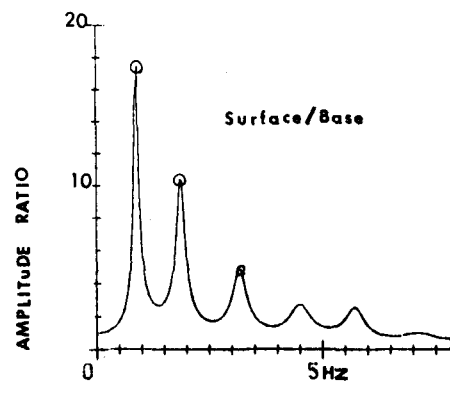


図-4 (2) 増幅度スペクトル

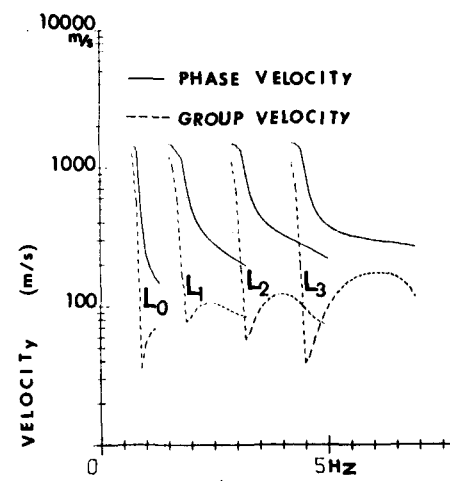


図-4 (3) Love波の分散曲線



図-2 震央分布

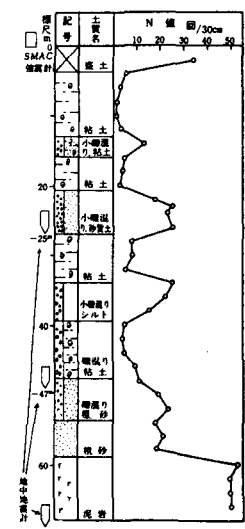


図-3 地盤柱状図

NO	d_m (m)	β_m (m/s)	ρ_m (g/cm ³)
1	3.0	160.0	1.8
2	10.0	65.0	1.8
3	3.0	155.0	1.8
4	5.0	105.0	1.8
5	4.0	275.0	1.8
6	2.0	290.0	1.8
7	7.0	215.0	1.8
8	5.0	340.0	1.8
9	8.0	255.0	1.8
10	12.0	360.0	1.8
11	9.0	1500.0	2.6
12	OO	1500.0	2.6

表-2 地盤の土質定数

時刻の経時変化を見るために、地震Aの加速度RESを図5に示した。ここでは、縦軸に時刻を、横軸に周期 $T = 2\pi/\omega$ をとり、RESの大きさを0~4の整数値で表示している。また図を見やすくするために四捨五入により繰り上げる場合には空白表示としている。

図5において、おおよそ1sec(1Hz)を中心に斜め縦方向の絞線を見る事が出来る。横軸(周期)が、図4(3)のそれ(周波数)とは逆数関係となっており、直接比較する事は出来ないが、図5のこの絞線は、図4(3)に示した分散曲線の基本モードにほぼ対応しているものと考えられる。高次のモードについては明瞭な対応を見出す事は出来ない。

図7(4)は、地震AについてL成分だけを取り出し地中-3m地点における u_{xy} (Love波のみに生じる)の変動を示したものである。この図は、約0.9~1.0 secの周期成分(1.0~1.1 Hzの周波数成分)が波群となつて伝播されている事を示している。観測開始時刻が不明であるのでこの図から群速度の大きさを求める事は出来ないが、波群の周期が約1secであるからここに含まれている周波数成分の範囲は約 $\Delta f = 0.06$ Hzと推定する事が出来る。

以上の結果から、Aの地震波の1Hz付近には、実波としての成分だけでなく、Love波としての成分も含まれていると判断する事が出来る。

3.2 当該地震におけるSH波とLove波の挙動の比較

Love波の分散曲線において、群速度(点線)が極小となる0.9Hzあるいは1.9Hzの周波数成分に対して地盤の変動が大きくなると予想される。図-6の(1)~(4)の各図は、この2つの周波数成分に対する地盤の挙動を、その周

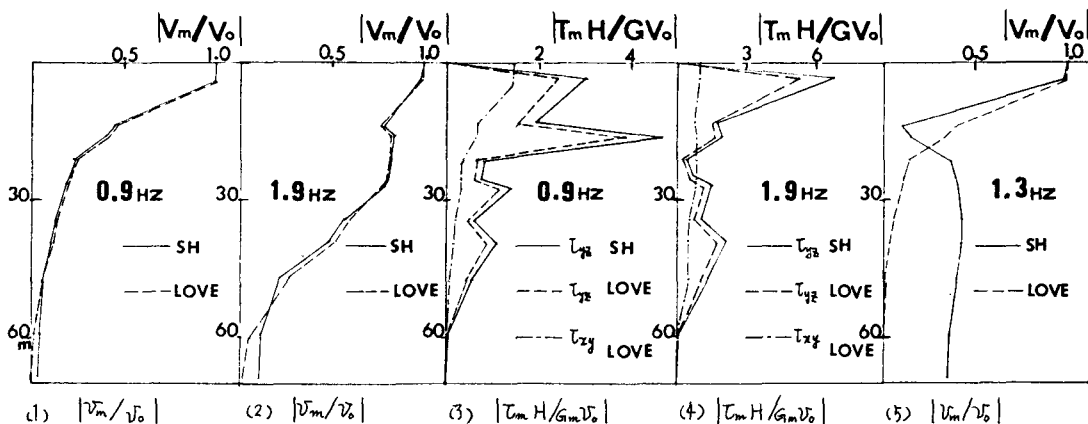


図-6 当該地震によるSH波とLove波の挙動の比較(理論) (注) $H = \sum_{n=1}^{N-1} \alpha_n$

波数成分がSH波あるいはLove波として伝播すると仮定した場合について比較したものである。

(1)(2)は地盤の各深さ位置における変位比を地表変位比との比で示したものであり、(3)(4)は T_{yz} , T_{zy} (実際には τ_{xy}/G_m の形に無次元化)の深さ方向の分布を示したものである。

(1)(2)の図から、SH波(鉛直方向入射)とLove波とはその変位比においてほとんど差異がない事がわかる。これは以下の様に考える事が出来る。例えば0.9Hzに対する位相速度は450m/sであるが、この位相速度に対しては基盤層を除いて $\beta_m < 0$ であるから0.9Hz成分の波は地盤内をSH波(鉛直方向と $8^\circ \sim 53^\circ$ の傾きをもつ)として伝播し、純粋にLove波として挙動するのは基盤層のみである。

位相速度Cが小さい(147m/s)1.3Hz成分波に対する変位分布を(5)に示した。この位相速度では多くの地盤層がLove波としての性質をもつが、1.3Hz成分は当該地盤においては卓越し得るため、地盤の変動に対する影響は小さいものと思われる。

実際に観測された地震波A(図7-(1))について上に述べた事を使証したのが図7の(2)~(4)である。(2)(3)は全周波数成分のうち L_0 成分(0.7~1.3Hzと仮定)だけを取り出し、それらが(2)SH波、(3)Love波であるとして地中-3m地点での変位の経時変化を示したものである。両者の差異は(最大-最小)で約2%である。これは、 L_0 成分中に含まれるLove波成分の地盤変位に与える影響が小さい事を意味している。(4)の図は全周波数成分がSH波であるとした場合と、 L_0 , L_1 成分(1.6~3.2Hzと仮定)だけがLove波であるとした場合の変位波形を同一図面上に重ね書きしたものであるが、図上からは両者の間に差異を認める事は出来ない。

応力分布についても図-6の(3)(4)から変位同様の傾向を知る事が出来るが、変位に比しSH波とLove波の差異は大きい。図7の(5)(6)は地中-3m地点における T_{yz} の経時変化を(4)同様の条件で比較したものである。全周波数成分がSH波(鉛直方向入射)とした(5)の方が、Love波の L_0 , L_1 成分を導入した場合に比し(最大-最小)で約20%過大な値となっている。図7の(7)は、Love波を仮定しに

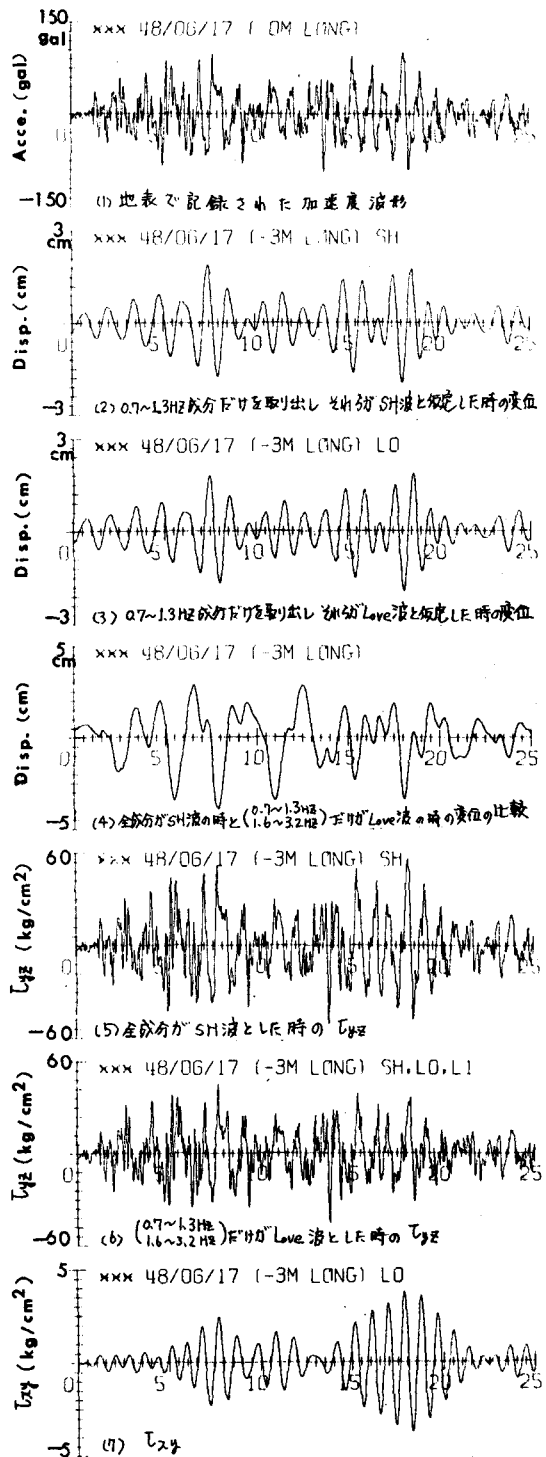


図-7 SH波とLove波の挙動の比較(実測)

事により生じた T_{yz} 波形であるが、地盤構造上その大きさは T_{yz} に比べ小さい。しかしながら、表面波成分が波群を構成しているのを見る事が出来る。

上記の結果から、当該地盤での応力の挙動は、鉛直方向に伝播する SH 波であると仮定しても誤差は小さいと判断されるが、これを地中においても地表と同時に記録を得た地盤内について実測値との比較を行なったのが図-8 の(2)~(4)である。即ち、地表で観測された(1)の波形(震央と結核分と垂直な方向の成分波)を入力として SH 波の理論を用いて地中 -25、-47、-68 地点の変位波形を計算すると同時に各地点で観測された強震記録からも変位波形を求めそれらと比較したものである。

各深さ位置において必ずしも合致しているとは言えないが全体的な波形の動きは比較的良く合っていると言える。

4. 結論

以上の解析の結果、厚岸大橋地盤で観測された地震波について以下の事が明らかになった。

(1) 実体波と表面波を明確に分離する事は出来ないが、地震 A の揺動方向成分にはその 1 Hz 付近に Love 波としての成分も含まれている。

(2) 変位波形よりも Love 波だけに生じる T_{yz} 波形に表面波としての特徴があらわれている。

(3) 当該地盤においては、群速度が極小となる周波数成分は、基礎を除き実体波として伝播するので Love 波成分による影響は小さい。特に変位については、鉛直方向に伝播する SH 波としても誤差は小さい。

(4) せん断応力 T_{yz} については、SH 波と Love 波とのちがいは比較的大きく、解析例では約 20% の差がある。

(5) 本文中に述べる事は出来なかつたが、表面波成分は主にその基本モードによって支配されている。この際変位の方が応力よりもその傾向が強い。

参考文献

- (1) Haskell; The Dispersion of Surface Waves on Multilayered Media, Bull. Seism. Soc. Amer, Vol. 43, 1953
- (2) Gazetas et al; Shear and Rayleigh Waves in Soil Dynamics, ASCE, Vol. 105, GT12, DEC. 1979
- (3) Trifunac; Response Envelope Spectrum and Interpretation of Strong Earthquake Ground Motion, Bull. Seis. Soc. Amer., Vol. 61, No. 2 Apr. 1971
- (4) 神山; 地震時における地盤内の応力、ひずみの評価、土木学会論文報告集, 第250号, 1976. 6
- (5) 佐藤; 弾性波動論, 岩波書店, 1978
- (6) Schnabel et al; SHAKE, Col. Eng. Univ. Calif. Berkeley, No. EERC 72-12, DEC. 1972
- (7) 中辻, 芳村, 早川; 土木学会講演概要集1980, 土木学会北海道支部論文報告集 Vol. 34~36
- (8) 嶋; 強震記録に見られる表面波成分, 第3回地震工学シンポジウム講演集 1970

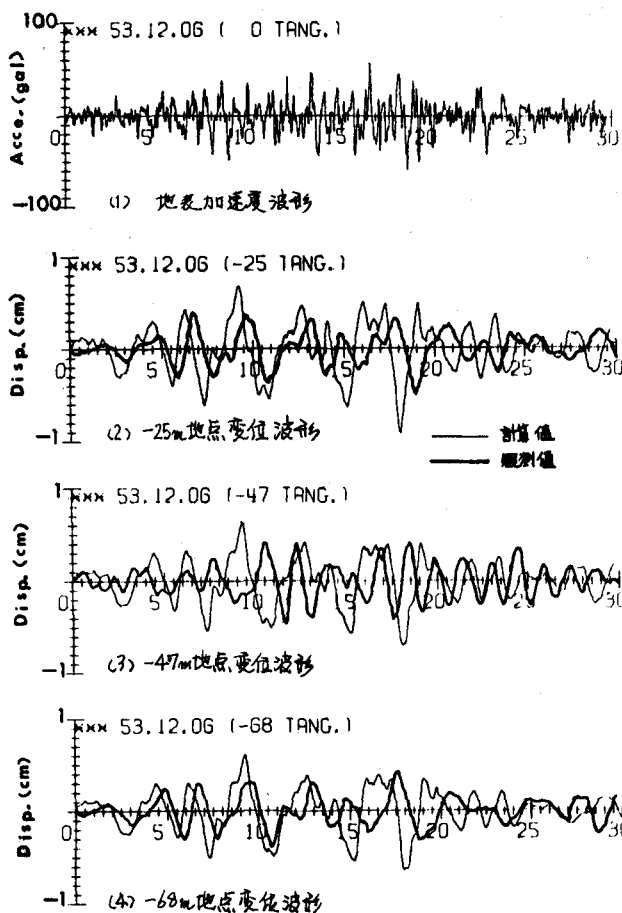


図-7 SH 波理論による計算値と観測値との比較
(昭和53年12月06日)