

表層地盤の減衰特性に関する考察

A STUDY FOR DAMPING CHARACTERISTICS OF
SURFACE LAYERS

木 下 繁 夫*

By Shigeo KINOSHITA

1. ま え が き

地表における地震動特性は、表層地盤の応答特性に左右される。このため、表層地盤の震動応答は、震動予測への応用等地震工学の分野における基礎的資料として使用されている。この震動応答の推定において、地震動の減衰特性は、基盤層（本報告では、先新第三紀の地層とする）および基盤層上の表層地盤の速度構造とともに重要なパラメーターである。なお、本報告では、基盤層と表層地盤とを併せて一つの振動系として扱うとき、以後、この系を表層地盤系と記述する（表-1 参照）。

線形理論の範囲において、表層地盤系における波動減衰の主たるものは、表層地盤のマクロな不均質構造（層構造）により反射された波が、基盤層から無限遠に逸散することに起因する逸散減衰と表層地盤の内部減衰とである。ここでいう内部減衰には、熱的減衰とミクロな不均質構造による波動散乱に起因するものが含まれる。

これらの波動減衰の中で、S波の内部減衰特性の推定は、地表・地中の同時地震観測における主目的の1つとして数多く行われている。特に、首都圏においては、地下数 10 m から 100 m 前後にわたる深さから地表に至る表層軟弱地盤が対象とされ、多くの観測結果が得られ、内部減衰定数は周波数におおむね反比例するように推定されている^{1)~3)}。これらは、S波速度 500 m/s 程度の土丹層を基盤層とみなし、数 Hz 以上の短周期領域を主たる考察対象としたものである。しかしながら、近年における長大構造物等の出現は、取り扱うべき周期領域を 10 数秒に至る、いわゆるやや長周期領域といわれるところまで拡大する必要を生じさせている。

このため、首都圏においては、S波速度 2.5 km/s 程度の先新第三紀層を基盤層として考えねばならなくなってきた。これは、表層地盤となる基盤層上の堆積層が厚さ数 km に達し、やや長周期領域における地震動を卓越

させる素因となるためである。現在、この表層地盤系における速度構造に関しては徐々に明らかになっているが^{4)~7)}、表層地盤の内部減衰特性に関してはなんら実測的結果が得られていない。したがって、この厚い堆積層のやや長周期領域にまで至るS波の内部減衰特性に関する推察は、地震工学において要求される課題の1つである。本報告は、首都圏における国立防災科学技術センターの深層観測井（岩槻、下総、および府中）の検層資料とここでの地震観測記録とに基づいて、厚い堆積層におけるS波の内部減衰特性と表層地盤系の逸散減衰特性とを推定することを目的とするものである。

2. 表層地盤の波動伝達関数

(1) 波動伝達関数の表現

本報告では、表層地盤系における3種類の波動伝達関数 $G_0(\lambda)$ (=地表観測波/基盤層内入射波)、 $G_1(\lambda)$ (=地表観測波/基盤層内観測波)、および $G_2(\lambda)$ (=基盤層内観測波/基盤層内入射波) を扱う。これらの伝達関数は、規格化円振動数 $\lambda = \omega T$ ($|\lambda| \leq \pi$) の関数である。ここで、 ω は円振動数を表わし、 T は表層地盤を以下に述べるようにモデル化することに伴って現われる時間のパラメーターである。また、これらの伝達関数は、基盤層内から垂直入射するSH波に対するものであるとする。

これらの波動伝達関数は、表層地盤を以下のようにモデル化することにより得られる⁸⁾⁹⁾。まず、表層地盤は、これを p 分割して得られる p 個の薄層から構成されるとする。そして、各薄層は、おのおの均質な媒体からなり、SH波の通過時間が共通に $T/2$ であるとする。さらに、各薄層は、地表側から番号付けられているとする。このとき、第 k 層のインピーダンスを α_k (基盤層のインピーダンスは α_{p+1} とする) とすれば、第 k 層

注 1) Equal Time Layered Model、もしくは Goupillaud Layered Medium といわれる。

表一 表層地盤系モデル

Equal Time Layered Model; $T/2=0.01s$

		IWT			SHM			FCH		
		Layer No.	Impedance (km/s)· (t/m ³)	Thickness (m)	Layer No.	Impedance (km/s)· (t/m ³)	Thickness (m)	Layer No.	Impedance (km/s)· (t/m ³)	Thickness (m)
Surface Layer System	Surface Layer	001-008	0.29	12.8	001-002	0.29	3.4	001-003	0.24	4.2
		009-010	0.21	2.5	003-006	0.43	9.6	004-007	0.63	14.0
		011-018	0.59	26.4	007-008	0.63	7.0	008	0.75	4.2
		019-020	0.70	7.4	009-011	0.74	12.3	009-014	0.65	21.6
		021-024	0.59	13.0	012-016	0.59	16.5	015	0.96	5.3
		025-028	0.82	16.4	017	0.46	2.7	016	1.14	6.0
		029-034	0.68	21.6	018-025	0.63	28.0	017-020	0.80	17.6
		035-079	0.92	198.0	026-054	0.74	118.9	021-023	0.87	13.8
		080-171	1.60	699.2	055-092	0.95	201.4	024-047	1.06	129.6
		172-248	2.86	1001.0	093-153	1.17	396.5	048-160	1.56	881.4
249-298	3.52	800.0	154-205	1.94	504.4	161-238	2.62	928.2		
			206-226	2.86	273.0					
	Base Layer	299-	6.50		6.75		239-	6.33		

Equal Time Layered Model; $T/2=0.04s$

		IWT			SHM			FCH		
		Layer No.	Impedance (km/s)· (t/m ³)	Thickness (m)	Layer No.	Impedance (km/s)· (t/m ³)	Thickness (m)	Layer No.	Impedance (km/s)· (t/m ³)	Thickness (m)
Surface Layer System	Surface Layer	01-02	0.29	12.8	01	0.29	6.8	01	0.24	5.6
		03	0.21	5.0	02	0.43	9.6	02	0.63	14.0
		04-05	0.59	26.4	03	0.70	16.0	03	0.65	14.4
		06	0.70	14.8	04	0.59	13.2	04	1.00	21.6
		07	0.59	13.0	05-06	0.63	28.0	05-06	0.80	35.2
		08	0.82	16.4	07-13	0.74	114.8	07-12	1.06	129.6
		09	0.68	14.4	14-23	0.95	212.0	13-40	1.56	873.6
		10-20	0.92	193.6	24-38	1.17	390.0	41-60	2.62	952.0
		21-43	1.60	699.2	39-51	1.95	504.4			
		44-62	2.89	988.0	52-56	2.86	260.0			
63-75	3.52	832.0								
	Base Layer	76-	6.50		6.75		61-	6.33		

と第 $(k+1)$ 層との境界における第 $(k+1)$ 層内上昇波の反射係数は、 $r_k = (\alpha_{k+1} - \alpha_k) / (\alpha_k + \alpha_{k+1})$ となる。この反射係数 r_k を用いて、 $g_k^{(k)} = r_k (1 \leq k \leq p)$ を定義したとき、漸化式

$$g_n^{(k)} = g_n^{(k-1)} + g_k^{(k)} g_{k-n}^{(k-1)}, \quad (1 \leq n \leq k-1)$$

.....(1)

を用いて得られる係数列 $\{g_n^{(p)}\}_{n=1}^p$ と複素変数 $z = e^{i\lambda}$ を用いることにより、 $G_0(\lambda)$ 、 $G_1(\lambda)$ および $G_2(\lambda)$ は、おのこの次式となる³⁾。

$$G_0(\lambda) = \frac{s_p z^{-p/2}}{\sum_{k=0}^p g_k^{(p)} z^{-k}}, \quad z = e^{i\lambda}, \dots \dots \dots (2)$$

$$G_1(\lambda) = \frac{s_p z^{-p/2}}{\sum_{k=0}^p (g_k^{(p)} + g_{p-k}^{(p)}) z^{-k}}, \quad z = e^{i\lambda}, \dots (3)$$

および

$$G_2(\lambda) = 1 + \frac{D_{p+1}(\lambda)}{z^{-1/2} U_{p+1}(\lambda)}$$

$$= 1 + \frac{z^{-p} \sum_{k=0}^p g_k^{(p)} z^k}{\sum_{k=0}^p g_k^{(p)} z^{-k}}, \quad z = e^{i\lambda}, \dots \dots (4)$$

ここで、 $z^{-1/2} U_{p+1}(\lambda)$ および $D_{p+1}(\lambda)$ は、おのこの基盤層内における入射波および下降波のフーリエ表示とし、 $g_0^{(p)} = 1$ および $s_p = 2 \sum_{k=1}^p g_k^{(p)}$ とする。

(2) 基盤層内下降波

基盤層内における入射波のフーリエ表示 $z^{-1/2} U_{p+1}(\lambda)$ および下降波のフーリエ表示 $D_{p+1}(\lambda)$ とは、式 (4) に基づき、

$$\frac{D_{p+1}(\lambda)}{z^{-1/2} U_{p+1}(\lambda)} = \frac{z^{-p} \sum_{k=0}^p g_k^{(p)} z^k}{\sum_{k=0}^p g_k^{(p)} z^{-k}}, \quad |\lambda| \leq \pi$$

.....(5)

なる関係を満たす。そこで、 $u_{p+1}(k)$ および $d_{p+1}(k)$ を、入射波および下降波に対する標準化時間 T の時系列 (ただし、 $k < 0$ で、 $u_{p+1}(k) = d_{p+1}(k) = 0$) とする。

これらに対応するフーリエ表示は、おのおの

$$z^{-1/2}U_{p+1}(\lambda) = \sum_{k=0}^{\infty} u_{p+1}(k) z^{-k} \dots\dots\dots (6)$$

および

$$D_{p+1}(\lambda) = \sum_{k=0}^{\infty} d_{p+1}(k) z^{-k} \dots\dots\dots (7)$$

となり、式 (5) は、時間領域において次式となる。

$$d_{p+1}(k) = - \sum_{n=1}^p g_n^{(p)} d_{p+1}(k-n) + u_{p+1}(k-p) + \sum_{n=0}^{p-1} g_{p-n}^{(p)} u_{p+1}(k-n) \dots\dots\dots (8)$$

したがって、基盤層内における下降波のインパルス応答は、 $\delta_{k,0}$ をクロネッカーのデルタとして、 $u_{p+1}(k) = \delta_{k,0}$ を式 (8) に用いたときの $d_{p+1}(k)$ の応答列 $\{d_{p+1}(k)\}_{k=0}^{\infty}$ で与えられる。また、インパルス応答のフーリエ表示は次式となる。

$$\hat{D}_{p+1}(\lambda) = \sum_{k=0}^{\infty} \hat{d}_{p+1}(k) z^{-k} \dots\dots\dots (9)$$

3. 観測概要と検層資料のモデル化

本報告で扱う検層資料および地震記録は、首都圏に存在する国立防災科学技術センターの3地殻活動観測施設におけるものである。これらは、都心を囲むように、埼玉県岩槻市（東経 139°44'17"、北緯 35°55'33"）、千葉県東葛飾郡沼南町（東経 140°01'25.6"、北緯 35°47'36.4"）および東京都府中市（東経 139°28'25.1"、北緯 35°39'02.4"）に配置されており（図-1）、以下、これらの観測点を、おのおの IWT, SHM, および FCH と略記する。

これらの観測点では、IWT で G.L-3.51 km, SHM で G.L-2.30 km, および FCH で G.L-2.75 km の深層井に加速度計が設置され、地表加速度計および補助観測井（IWT で G.L-108 m, SHM および FCH で、おのおの G.L-200 m）に設置された加速度計とともに同時観測記録がアナログ磁気テープに集録されるようになっている。

深層井および IWT を除く補助井に設置された加速度計は、固有周波数 50~450 Hz, 減衰定数 0.6~0.7 の変位サーボ型加速度計であり、地表および IWT の補助井に設置された加速度計は、固有周波数 5 Hz, 減衰定数 300 程度の速度サーボ型加速度計である。ただし、IWT の速度サーボ型加速度計の減衰定数は、観測開始当初 100 程度であった。したがって、観測当初の IWT の地表および補助井の記録を除けば、本報告で扱う 0.1~5 Hz の周波数範囲における水平動記録の振幅特性は平坦である。

IWT: 35°55'33"N, 139°44'17"E
SHM: 35°47'36"N, 140°01'26"E
FCH: 35°39'02"N, 139°28'25"E

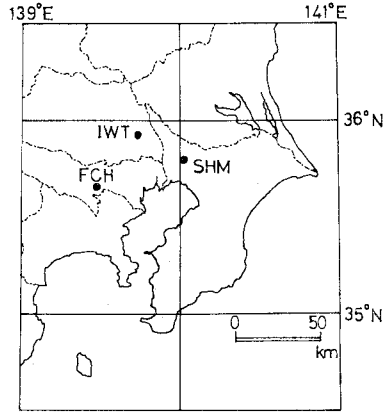


図-1 観測点位置

この3観測点における地質構造と各種検層記録（音波速度、密度、および電気比抵抗等）に関しては、文献 9) にまとめられている。また、工学的な S 波速度構造に関しては、すでに推定結果が報告されている^{9)~7)}。本報告では、2. で述べた表層地盤系のモデルをこれらの文献に基づいて構成して取り扱う。表-1 は、本報告において扱う2種類の表層地盤系モデルである。1つは、各層におけるS波の通過時間を $T/2=0.01$ s としたものであり、他は、これを 0.04 s としたものである。標準化定理によれば、この2種のモデルにおける取り扱い上限周波数 f_{max} は、おのおの、25 Hz および 6.25 Hz となる。このようなモデルから計算される $G_0(\lambda)$ では、文献 5)~7) の原モデルに基づいてハスケル流の行列法で計算される $G_0(\lambda)$ を $f_{max}/3$ 程度まで精度よく追従する。したがって、原モデルを規準とするならば、表-1 のモデルでは、 $T/2=0.01$ s の場合で 8 Hz, $T/2=0.04$ s の場合で 2 Hz 程度まで十分に近似できる。

4. 逸散減衰

表層地盤系における逸散減衰は、基盤層内からの入射波のうち、表層地盤との境界および表層地盤内で反射を繰り返しながらも、一度も地表に達することなく基盤層へ戻ってしまう波のため、入射波エネルギーが減少することに起因するものと定義する。したがって、これは、地表に接する第1層と同じ波動インピーダンスをもつ半無限層を地表上に仮定して、地表に達した波が再び基盤層へ戻らない状態としたときの基盤層内における下降波のインパルス応答を求め、インパルス入力に対する下降波によるエネルギーの減少を求めることから計算される。

まず、基盤層内における入射波、下降波、および仮定

した地表上の半無限層への透過波の各フーリエ表示を、 $\phi_{in}(\lambda)$, $\phi_{in}^b(\lambda)$, および $\phi_{out}(\lambda)$ とする。このとき、完全弾性を仮定することから、エネルギー保存則

$$|\phi_{in}(\lambda)|^2 = |\phi_{in}^b(\lambda)|^2 + |\phi_{out}(\lambda)|^2 \dots\dots\dots(10)$$

が成り立ち、逸散減衰定数 $h_d(f)$ を、

$$|\phi_{out}(\lambda)|^2 = e^{-2h_d(f)\omega \cdot pT/2} = e^{-h_d(f)p\lambda} |\phi_{in}(\lambda)|^2 \dots\dots\dots(11)$$

として定義する。インパルス入力、 $|\phi_{in}(\lambda)|^2 = 1$ であるから、式 (10) および (11) より、逸散減衰定数は、

$$h_d(f) = -\ln [1 - \phi_{in}^b(\lambda)\phi_{in}^b(-\lambda)] / p\lambda \dots\dots(12)$$

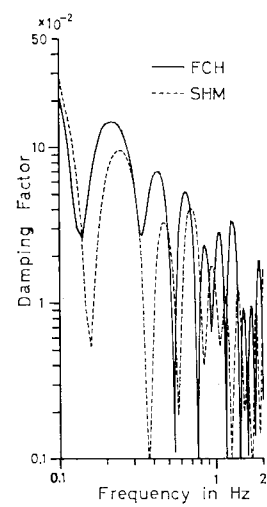


図-2 逸散減衰定数 (spatial- h_d)

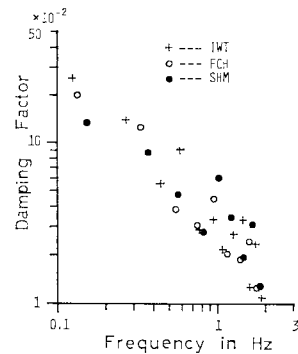


図-3 逸散減衰定数 (temporal- h_d)

の計算には、波動伝達関数 $G_0(\lambda)$ の共振特性 (極の配置) から求める、いわゆる、“temporal- h_d ” の計算法がある。これは、 $G_0(\lambda)$ の特性方程式 $\sum_{k=0}^p g_k^{(p)} z^k = 0$ の根を $\hat{z}_k = \hat{r}_k e^{i\hat{\lambda}_k}$ と極座標表示したとき、

$$h_d(\hat{f}_k) = -\ln \hat{r}_k / |\hat{\lambda}_k|, \hat{f}_k = |\hat{\lambda}_k| / 2\pi T \dots\dots(13)$$

として計算される⁹⁾。表-1 に示した $T/2 = 0.04$ s のモデルから漸化式 (1) を用いて $\{g_k^{(p)}\}_{k=1}^p$ を計算し、し

となる。式 (12) における $\phi_{in}^b(\lambda)$ を正確に求めることは難しいが、その近似計算は容易に行える。これは、地表上に仮定した半無限層を有限層とし、2. (2) の方法で下降波のインパルス応答を求め、地表上に仮定する有限層の最上部に達した直達波が基盤層へ戻ってくる以前の部分を用いて、式 (9) の展開を途中で打ち切ればよいことになる。この近似計算を行った結果では、 $pT/2$ の4倍程度の伝播時間をもつ有限層を地表上に仮定すれば十分であった。図-2 は、表-1 に示したモデル $T/2 = 0.04$ s を用いて計算した $h_d(f)$ である。

ところで、式 (11) の減衰定数は、いわゆる、“spatial- h_d ” の定義に基づいたものである。これとは別に、逸散減衰定数

かるのち、特性方程式の根を求めて式 (13) により得た結果が図-3 である。図-3 によれば、3観測点における表層地盤系の逸散減衰定数は、

$$h_d(f) \sim 0.03 f^{-1}, 0.1 < f < 2 \text{ Hz} \dots\dots\dots(14)$$

程度である。

5. 内部減衰

(1) 内部減衰定数推定法

内部減衰定数推定のため、本報告では2つの方法を用いる。その1つは、基盤層内の観測記録のみを使用する方法である。首都圏のように厚い地表層をもつ基盤層内の観測記録では、直達S波と、これが地表まで達し、再び基盤層内へ戻ってくる反射S波とが明瞭に分離されることがある。そこで、このような基盤層内観測波において、地表で反射した波が戻ってくる以前の直達波部分を $X_d(\lambda)$ 、それ以降に現われる地表からの反射波のうち、 $X_d(\lambda)$ に対応する部分を $X_r(\lambda)$ と、おのおのフーリエ表示する。このとき、 $X_d(\lambda)$ と $X_r(\lambda)$ とのコヒーレンスが高ければ、その伝達比と検層資料からこの伝達比に相当する伝達関数を求めて比較することにより、内部減衰定数を推定できる。まず、伝達比 $|X_r(\lambda)/X_d(\lambda)|$ に相当する伝達関数として、検層資料に基づいて計算される基盤層内下降波のインパルス応答を分割することにより、次式で与えられる伝達関数を定義する。

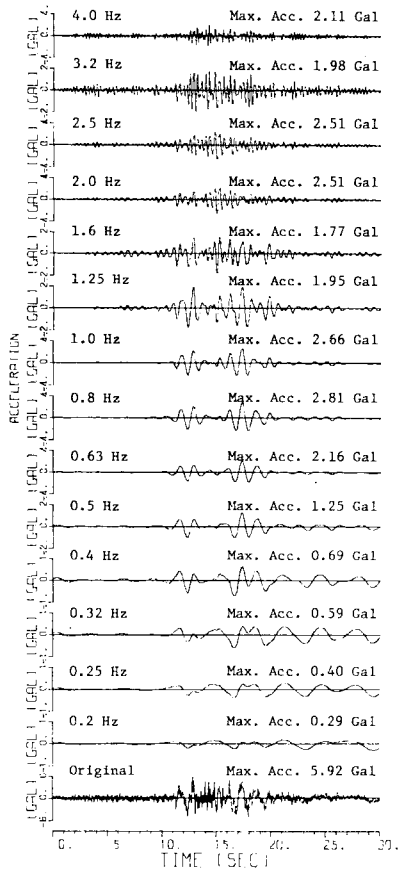
$$G_3(\lambda) = \frac{\sum_{k=p}^{2p-1} \hat{d}_{p+1}(k) z^{-k}}{1 + \sum_{k=0}^{p-1} \hat{d}_{p+1}(k) z^{-k}} \dots\dots\dots(15)$$

式 (15) における分母は、インパルス入力と応答下降波のうち、地表からの反射波が現われる以前の時間長 pT の部分であり、分子は、地表からの反射波の出現以後の時間長 pT の部分である。本報告では、 $|G_3(\lambda)|$ で内部減衰のない場合の $|X_r(\lambda)/X_d(\lambda)|$ を近似する。そこで、 $|G_3(\lambda)|^{-1}$ を補正関数とすれば、内部減衰定数は、

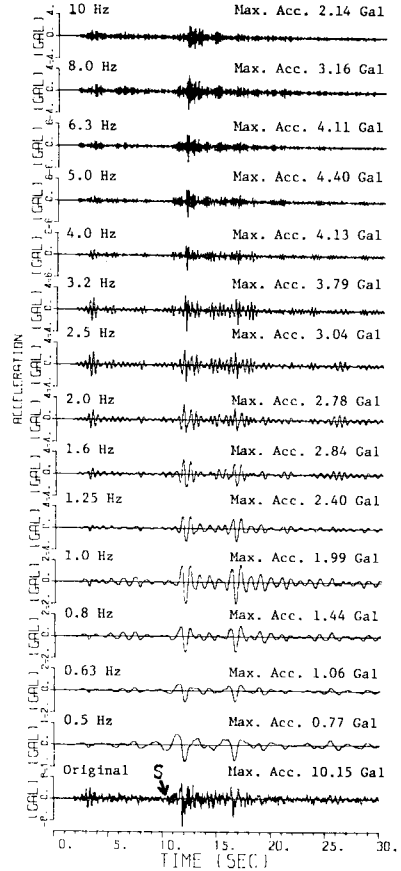
$$h_i(\lambda) = -\ln [|G_3(\lambda)|^{-1} |X_r(\lambda)/X_d(\lambda)|] / p\lambda \dots\dots\dots(16)$$

より推定される。実際の $|X_r(\lambda)/X_d(\lambda)|$ の推定法は次節に述べるが、式 (16) に基づく推定法を、以後、方法Aとする。この方法は、近似計算を伴うが、1つの地震計記録のみですむことや、 $|G_3(\lambda)|^{-1}$ が1に近いことなど有利な点をもつものである。

内部減衰定数を評価する他の方法は、 $G_1(\lambda)$ を観測記録に基づいて推定し、結果を検層資料に基づいて計算される $G_1(\lambda)$ と比較するものである。この方法では、基盤層および分割された地表層の各層が均質であることを仮定して、周波数パラメーターの変換により内部減衰定



図—4 原波形および濾波された波形 (No. 3 地震, N 48°E 成分)



図—5 原波形および濾波された波形 (No. 6 地震, N 48°E 成分)

数が評価される。この方法は、地表および基盤層内の観測記録を用いるため、観測系の特性補正や、記録内から適当な多重反射区間を選定せねばならない等の問題を含むが、その処理法が容易であるため、地震工学の分野では最もよく使用されている方法である。これは、内部減衰の大きさに対して1つの目安を得る方法であり、以後、方法Bとする。なお、いずれの方法にしても、基盤層内入射波は、垂直入射波であることを仮定している。

(2) FCH における推定結果

方法Aは、直達S波と地表からの反射S波とを基盤層内において分離して観測できることに依存するものである。ここでは、基盤層内における波が、直達波と波形の相似性があり、直達波と同位相であり、かつ、直達波に続いて、検層資料に基づいて推定される往復の伝播時間に近い遅れで出現することを、地表からの反射波であることの根拠としている。始めに、いくつかの実測例を示す。解析対象とした記録は、FCH G.L-2.75 km に設置された加速度計によるものであり、表—2 に示す地震の記録である。図—4 は、No. 3 の伊豆半島東方沖地震

表—2 観測地震の諸元 (FCH)

EQ. No.	Date	Origin Time			Epicenter		Depth (km)	M
		h	m	s	N	E		
1	1980.04.22	14	34	15.5	32°09'	137°55'	400	6.6
2	1980.05.08	17	03	37.3	34°31'	140°27'	60	5.7
3	1980.06.29	16	20	07.5	34°55'	139°14'	10	6.7
4	1980.09.21	12	18	46.0	35°49'	139°29'	60	4.5
5	1980.09.24	04	10	23.2	35°58'	139°48'	80	5.4
6	1980.09.25	02	54	23.1	35°31'	140°13'	80	6.1
7	1980.09.25	02	59	48.5	35°33'	140°10'	70	5.3
8	1980.09.25	03	26	36.2	35°34'	140°10'	70	4.8
9	1980.09.25	04	52	50.5	35°35'	140°09'	70	4.4
10	1980.09.25	05	04	17.5	35°33'	140°06'	80	4.7
11	1981.04.14	19	09	57.7	35°28'	138°55'	20	4.5
12	1981.07.31	12	11	49.5	35°31'	139°25'	40	3.7
13	1981.08.14	18	05	56.0	35°32'	139°52'	80	4.2
14	1981.08.25	15	56	24.5	34°57'	136°51'	340	5.1
15	1981.09.14	05	24	08.3	36°12'	140°07'	70	4.8

における N 48°E 成分の記録である。図では、原波形およびバンドパスフィルター群を作用させた波形群を示してある。ここで用いているバンドパスフィルターに関しては、付録Aで詳述するが、基本的には2次形であり、等価減衰定数は 0.2 である。図中 10 秒直後にみられる

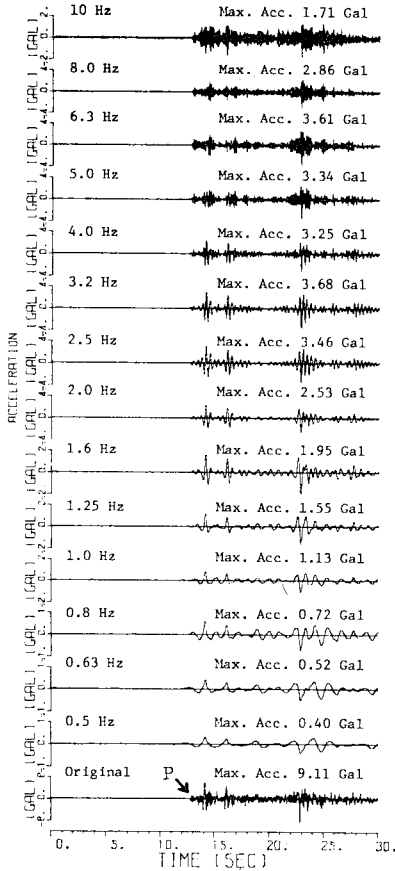


図-6 原波形および濾波された波形 (No. 6 地震, UD 成分)

直達S波と、15秒直後にみられる地表からの反射S波とがフィルターを通した波群(中心周波数 $f_0=0.5\sim 1$ Hz程度)において明瞭に現われている。次の図-5および図-6は、No. 6の千葉県中部地震におけるN48°E成分およびUD成分について図-4と同様の処理を行った結果を示したものである。直達波と地表からの反射波とは、図-5に示すS波および図-6に示すP波とも、 $f_0=0.5\sim 4.0$ Hzの範囲におけるフィルター群を通過した波において明瞭に識別される。

そこで、まず、直達波に対応する地表からの反射波の決定法について述べる。いま、基盤層内観測波に、中心周波数 f_0 のバンドパスフィルターを作用させた出力列を $x_0(k)$ とする。ただし、標本化時間を T とする。時系列 $x_0(k)$ から直達波と思われる部分 $\{x_0(k)\}_{k=K_1}^{K_2}$ を2~3波程度(2波に満たないときは1.5波を下限とし、上限は3波とする)選択する。次に、この部分を時間軸上で qT だけ遅らせ、地表からの反射波と思われる部分 $\{x_0(k+q)\}_{k=K_1}^{K_2}$ との相関解析を行う。ここで、遅延時間 qT は、検層資料の速度構造に基づいて与えられ

るところの垂直入射したS波の基盤層内観測点と地表間との往復伝播時間を中心とし、その前後とする。想定した直達波の地表からの反射波部分およびその遅延時間の決定は、この q を移動させながら、次の2統計量に基づいて決定する。

$$R_{R_0 D_0}(q) = \frac{\sum_{k=K_1}^{K_2} x_0(k)x_0(k+q)/K}{\dots\dots\dots} \quad (17)$$

$$r_0^2(q) = R_{R_0 D_0}^2(q)/R_{R_0 R_0}(q)R_{D_0 D_0}(0), \dots\dots\dots (18)$$

ただし、

$$R_{D_0 D_0}(0) = \frac{\sum_{k=K_1}^{K_2} x_0^2(k)/K}{\dots\dots\dots} \quad (19)$$

$$R_{R_0 R_0}(q) = \frac{\sum_{k=K_1}^{K_2} x_0^2(k+q)/K}{\dots\dots\dots} \quad (20)$$

および、 $K=K_2-K_1+1$ とする。 $R_{R_0 D_0}(q)$ は、直達波と地表からの反射波との周波数 f_0 における相互相関関数の推定値であり、 $r_0(q)$ は、相互相関係数の推定値である。また、 $r_0^2(q)$ は、周波数 f_0 における遅延時間 qT のコヒーレンスを近似的に推定したものである。したがって、 $R_{R_0 D_0}(q)$ が正の極値(一般には最大値)となり、かつ、 $r_0^2(q)$ が1に近い最大値となる q を q_1 としたとき、 $q_1 T$ が直達波に対する地表からの反射波の遅延時間として妥当な値となる。本報告では、この遅延時間 $q_1 T$ を、直達波と地表からの反射波の伝播時間差(Travel Time Difference)とする。結局、地表からの反射波は、直達波部分を $q_1 T$ だけ遅延させた部分として決定される。

このようにして求めた、直達波およびその地表からの反射部分を用いて、前節で述べた伝達比を次式で推定する。

$$\left. \begin{aligned} |X_r(\lambda_0)/X_D(\lambda_0)| &= [R_{R_0 R_0}(q_1)/R_{D_0 D_0}(0)]^{1/2}, \\ \lambda_0 &= 2\pi f_0 T \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (21)$$

したがって、この方法での内部減衰定数推定は、式(21)の結果を式(16)に代入することで得られる。ただし、式(16)で $p=q_1$ とする。

この方法による内部減衰定数の推定は、表-2におけるNo. 6~No. 10までの5地震の記録を用いて試みた。これらは、いずれも千葉県中部を中心とする地震であり、地表からの反射波が本報告で扱う周波数域において明瞭に現われた記録であ

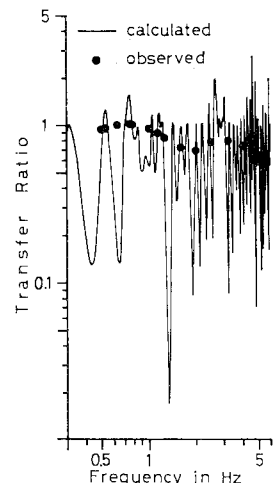


図-7 推定伝達比および $|G_0(\lambda)|$

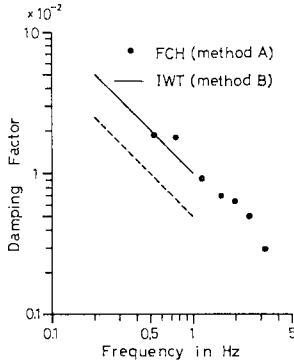


図-8 推定内部減衰定数

用いて、式 (16) から計算した内部減衰定数が図-8である。ただし、式 (16) では、 $p=2.35$ とした。図-8に示した結果では、内部減衰定数 $h_i(f)$ は $0.01 f^{-1}$ 程度である。

(3) IWT における推定結果

IWT では、比較的規模の大きな地震の観測記録が得られている。ここでは、IWT の地表および G.L-3.51 km での加速度記録を用いて、方法Bにより内部減衰定数の推定を行った。用いた記録は、表-3 に示す 8 地震のものである。このうち、1978 年 3 月 20 日と 6 月 12 日の記録は、水平 1 成分 (EW) のみである。他の 6 記録については、得られた水平 2 成分の記録を合成して、検層資料に基づいて計算される $|G_1(\lambda)|$ の特性とよく整合する方向を用いて $G_1(\lambda)$ を推定したが、おおむね、震源と観測点とを結ぶ方向に直交する方向の合成記録を用いることとなった。

$|G_1(\lambda)|$ の推定には、表-3 で示すように、東海道はるか沖に震源をもつ深発地震 (A)、首都圏に震源をもつ地震 (B)、伊豆半島近海に震源をもつ浅い地震 (C) および宮城県沖地震 (D) に分類して、各グループの記録の平均値を用いた。 $|G_1(\lambda)|$ の推定に用いた記録の長さは、S波初動と思われるところから 30 もしくは 40 秒間を用い、取り扱う周波数領域における表面波と思われ

表-3 観測地震の諸元 (IWT)

	Date	Origin Time h m s	Epicenter		Depth (km)	M
			N	E		
A	1978.03.07	11 48 48.7	32°09'	137°45'	440	(6.9)*
	1980.04.22	14 34 15.5	32°09'	137°55'	400	6.6
B	1978.03.20	19 24 13.2	36°05'	139°53'	60	5.5
	1980.09.24	04 10 23.2	35°58'	139°48'	80	5.4
	1980.09.25	02 54 23.1	35°31'	140°13'	80	6.1
C	1978.01.14	12 24 38.6	34°46'	139°15'	0	7.0
	1980.06.29	16 20 07.5	34°55'	139°14'	10	6.7
D	1978.06.12	17 14 25.4	38°09'	142°10'	40	7.4

* U.S.G.S. (MB)

る。図-7 は、式 (21) に基づく伝達比の推定結果(黒丸)と表-1に基づいて計算した $|G_3(\lambda)|$ である。 $G_3(\lambda)$ の計算には、 $T/2=0.01$ s のモデルを用いており、黒丸で示した推定結果は、上記 5 地震記録の平均値である。図-7 の結果を

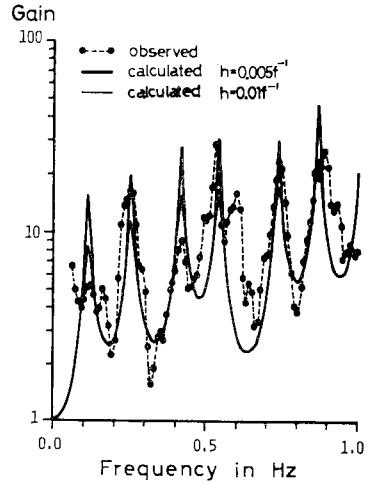


図-9 推定利得および $|G_1(\lambda)|$ (グループA)

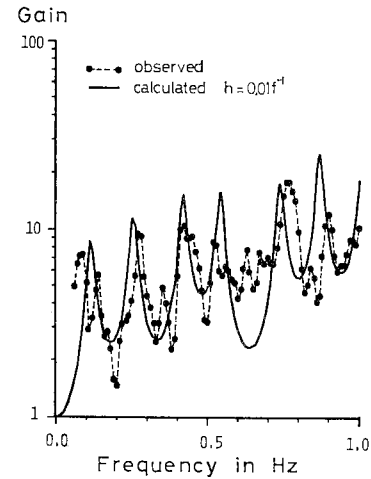
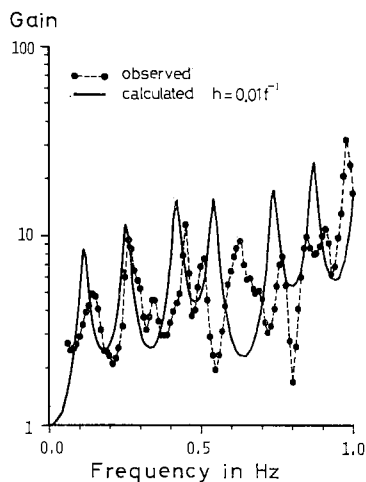


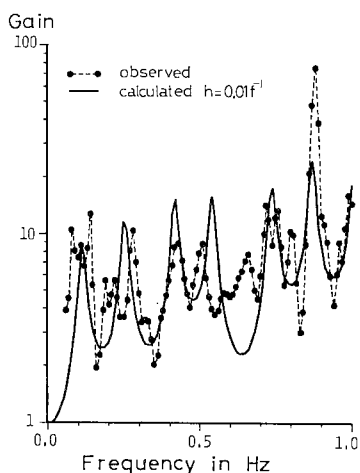
図-10 推定利得および $|G_1(\lambda)|$ (グループB)

る部分が含まれないように考慮した。 $|G_1(\lambda)|$ の推定には、前節と同様のバンドパスフィルター群 (ただし、 $f_0/h_0=0.01$ と固定して、 f_0 を 0.1 Hz から 1 Hz まで 0.01 Hz 刻みで分割したもの) を用い、通過した波の二乗平均を、G.L-3.51 km と地表での記録について求め、その比の平方根を用いた。ただし、地表記録は、G.L-3.51 km の記録と比較して、地表までの伝播時間 3 秒をずらして用いた。得られた結果を、各グループ別に図-9 から図-12 に示す。各図において、実線は、検層資料に基づいて計算した垂直入射波に対する S 波の $|G_1(\lambda)|$ である。ここで、図-9 では $h_i(f)=0.01 f^{-1}$ および $0.005 f^{-1}$ を、図-10 から図-12 では $h_i(f)=0.01 f^{-1}$ の内部減衰を入れてある。

垂直入射の仮定は、図-9 を得た深発地震については、ほぼ満たされているとされている。推定結果からみれば、図-9 と比較して、図-10 から図-12 では、



図—11 推定利得および $|G_1(\lambda)|$ (グループC)



図—12 推定利得および $|G_1(\lambda)|$ (グループD)

卓越振動数が高周波側へずれ、増幅度も低下している。これは、斜め入射したときに、 $|G_0(\lambda)|$ に現われる傾向でもある。少数例ではあるが、図—9の結果を基準として、図—10から図—12の結果を考慮すれば、 $h_i(f) \sim 0.01 f^{-1}$ 程度が、IWTの厚い表層地盤における、 $0.2 < f < 1$ Hzでの内部減衰定数に対する目安である。なお、図—8では、前節の結果と比較するため、 $h_i(f) = 0.01 f^{-1}$ (実線) および $0.005 f^{-1}$ (点線) を示した。計算に用いたモデルは、表—1の $T/2 = 0.01$ sである。

6. 結果に対する考察

本章では、4. および 5. で得た結果と問題点について考察する。

(1) 結果に対する考察

まず、逸散減衰定数は、実用的な2つの計算法を用い

て得たものである。特に、“spatial- h_d ”の計算は、地表上に第1層と同じインピーダンスをもつ無限層を仮定するというインピーダンス整合をとった状態においてのものであるが、このような入力点での反射係数計算法は、通信工学の分野において異なる方法が検討されている¹⁰⁾。さて、得られた結果の評価であるが、いずれの計算法においても、結果は表層地盤系のモデルに依存するものである。実際の表層地盤系の速度構造は、音波速度の実測結果⁹⁾をみても、表—1に示すようなきれいなものとはならないであろう。したがって、実際には、高周波側の逸散減衰定数は少し異なる——多分、大きくなる——と思われる。しかしながら、現在実測値として得られている工学的なS波速度構造に基づいて得た逸散減衰定数が、内部減衰定数の3倍程度となる目安を得たことは、工学的に意味あるものと思われる。

内部減衰定数の推定は、これまで、S波速度 500 m/s程度、いわゆる土丹層上の表層地盤が対象であった。数10 Hzの高周波数を扱う板叩き法等による原位置測定を除けば、その推定は、地表と地中における同時地震観測に基づくものである。ここで扱った表層地盤は、S波速度 2.5 km/s程度の先新第三紀層上のものであり、特に、この地盤層が厚い首都圏では、やや長周期領域の地表地震動に大きな影響を及ぼすものである。ここでの内部減衰定数の定量的な見積もりは、深層井の観測記録と検層資料とを用いることによって、初めて可能となったものである。さて、得られた結論 $h_i(f) \sim 0.01 f^{-1}$ ($0.2 < f < 2$ Hz)であるが、これは、これまでの知見と比較して次のように評価される。まず、土丹層上の表層地盤では、おおむね、 $h_i(f) \sim 0.1 f^{-1}$ ($1 < f < 10$ Hz)のオーダーである。また、関東平野の地殻および上部マントルの減衰定数は、 $(0.005 \sim 0.01) f^{-1}$ ($2 < f < 32$ Hz)のオーダーである¹¹⁾。したがって、取り扱い周波数域が重複するものではないが、本報告で得られた結果は、この中間に位置し、調和のとれたものである。

(2) 観測記録に対する考察

最後に、内部減衰定数推定に用いた観測記録が、推定法Aに適合する性質のものかについて検討する。この推定法では、垂直入射するS波を使うことを前提としている。したがって、観測記録が垂直入射波であるか否かが考察対象であるが、結論からいうと、これに対して明解な検証はできなかった。しかしながら、いくつかの検討結果をここで述べておくことは、前章の推定結果に対する無用の誤解を避けるための判断材料となると考えるからである。ここでは、次の3点についての考察結果を述べる。

(a) 推定伝播時間差 $q_1 T$ と検層資料から考えられ

る垂直入射波の伝播時間差との比較、および垂直入射に近いとされる深発地震の記録との関係。

(b) 基盤層内観測点と地表観測点における直達波と地表からの反射波の観測点間での伝播時間の一致性。

(c) 推定伝達比の $|G_s(\omega)|$ に対する追従性。

まず、(a) であるが、そもそも、FCH G.L-2.75 km における観測記録は、IWT G.L-3.51 km および SHM G.L-2.30 km における記録と比較して、地表からの反射波が顕著に現われることが多い。しかし、FCH の記録においても、この反射波がまったく判断できないものもある。

表-2 の地震は、原記録においてこの反射波が判断可能なものである。特に、No. 6~No. 10 の千葉県中部から東京湾に至る深さ 70~80 km に震源をもつ地震の記録は、反射波が顕著であり、推定法Aを適用したものである。また、周期1秒前後の反射波は、No. 2 (房総半島南東沖) および No. 3 の地震における記録で明瞭である。これに対して、茨城県南西部 (No. 15)、埼玉県東部 (No. 5)、および山梨県東部 (No. 11) に震源をもつ記録では、この反射波の現われ方は明瞭ではない。これらの事実に対する解釈は、今後の課題である。さて、伝播時間差 qT であるが、表-2 に示した地震の記録のうち、代表的なものが 図-13 である。図でみられるように、推定伝播時間差には、周波数依存性と地震(震源域)による違いとがある。検層資料に基づけば、垂直入射の場合、この伝播時間差は、P波で2.06秒、S波で5.36秒である。図-13 では、No. 6 の地震の記録において、P波で2.00秒、S波で4.70秒程度である。検層資料からの結果と比較すると、P波で3%、S波で15%程度短くなっている。P波はともかく、S波では、検層資料と比較して、垂直入射というには有意な差である。

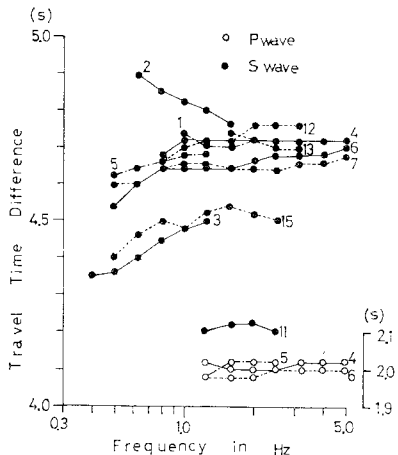


図-13 推定伝播時間差

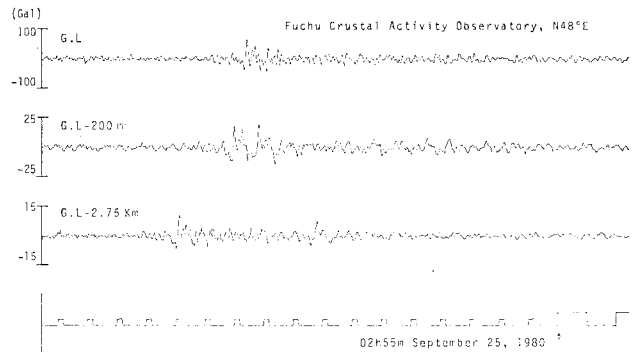


図-14 地震記録波形 (No. 6 地震, FCH)

しかしながら、S波の伝播時間差が5秒に達するような記録は、これまで得られていない。逆に、垂直入射に近いとされる深発地震 No. 1 の記録では、この伝播時間差は 4.72 秒であった。また、FCH に近い地震 No. 4 および No. 12 の記録においても、4.74 秒前後の伝播時間差である。このように、No. 6 の地震

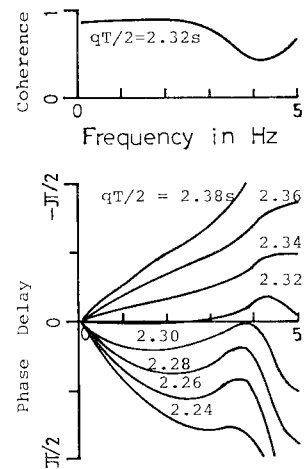


図-15 推定位相遅延特性

(No. 7~No. 10 も同様) の記録の S 波は、深発地震の記録等との比較では垂直入射波に近いと判断される。しかしながら、検層資料に基づく伝播時間差との違いは、今後の問題を残している。

次に、(b) であるが、まず、No. 6 の地震における FCH G.L-2.75 km, G.L-200 m, および地表の記録を 図-14 に示す。そこで、G.L-2.75 km から地表への伝播時間を求めるために、G.L-2.75 km の S 波主要動部 4 秒間を、地表の記録の同じ時間長フレーム上で移動させながらスペクトル密度行列を推定した。結果として得られた位相遅れ特性が 図-15 である。推定コヒーレンスの大きい周波数域を考えれば、2.32 秒のフレーム移動で位相差が最小となる。これは、図-13 の同周波数域 (1 Hz 前後) における伝播時間差の半分である。この事実は、見掛け上、地表と G.L-2.75 km における 2 観測点間の直達波と地表からの反射波の各伝播時間がともに等しいことを示している。垂直入射した場合には、基盤層内観測点と地表とにおける往復の伝播時間が等しくなることから、上記事実は垂直入射の可能性を含

んでいる。

(c) に関しては、図-7 に対する主観的判断である。図-7 において、伝達比の推定結果は、垂直入射を仮定した $|G_3(\lambda)|$ によく追従していると判断するが、これも補助的なものである。

7. む す び

近年における長大構造物等の出現は、地震動の取り扱うべき周期領域を 10 数秒に至るところまで拡大する必要を生じさせている。特に、首都圏においては、S 波速度 2.5 km/s 程度の先新第三紀基盤層上の厚さ数 km に及ぶ堆積層の震動挙動が、やや長周期領域の地震動特性に影響する重要な要因の 1 つとみなされ、その解明に努力がなされている。本報告の目的も、この震動挙動解明の 1 つとして、国立防災科学技術センターの都心を囲む 3 地殻活動観測施設における検層資料と地震観測記録とを用いて、厚い堆積層の内部減衰定数と基盤層を含む表層地盤系の逸散減衰定数とを推定することにある。本研究で得られた知見と今後の課題は以下のとおりである。

(1) 表層地盤系の逸散減衰定数は、

$$h_d(f) \sim 0.03 f^{-1}, \quad (0.1 < f < 2 \text{ Hz})$$

程度であった。これは、推定された内部減衰定数の 3 倍程度である。

(2) FCH および IWT において推定された、先新第三紀基盤層上の表層地盤における内部減衰定数は、

$$h_i(f) \sim 0.01 f^{-1}, \quad (0.2 < f < 2 \text{ Hz})$$

程度であった。これは、従来得られていた土丹層上の表層地盤における内部減衰定数、および関東平野における地殻の減衰定数とも調和するオーダーである。

(3) 上記 (2) の結果は、現時点における解析レベルと使用可能な観測記録および検層資料とに基づいて推定したものである。これらは、推定精度にまで立ち入って議論するには、まだ無理なところがある。したがって、内部減衰定数の推定精度を向上させることは、今後の課題である。

謝 辞：本研究を行う過程で有益なご助言をいただいた防災センター 佐藤春夫氏に、深甚の謝意を表したい。また、深層井における地震観測は、防災センター地震防災研究室長 高橋末雄氏および同室員 伊藤健治氏のご援助によるものであり、記して謝意を表する次第である。

付録 A バンドパスフィルターの特性

本報告では、波動の伝達比および伝播時間差を推定す

るために、バンドパスフィルターを用いている。ここでは、本文で用いたフィルターについて記述する。フィルターは、複素 s 領域において次式で定義されるものを用いた。

$$F(s) = [F_1(s) + F_1(-s)]/2 \dots \dots \dots (A.1)$$

ここで、

$$F_1(s) = \frac{2 h_0 \omega_0 s}{s^2 + 2 h_0 \omega_0 s + \omega_0^2} \dots \dots \dots (A.2)$$

とする。この 2 次形のラプラス逆変換は次式である。

$$f_1(t) = -\frac{2 h_0 \omega_0}{\sqrt{1-h_0^2}} e^{-h_0 \omega_0 t} \sin \left[\omega_0 \sqrt{1-h_0^2} t - \tan^{-1} \left(\frac{\sqrt{1-h_0^2}}{h_0} \right) \right] \dots \dots \dots (A.3)$$

式 (A.1) に基づいて、 $w_i(t)$ を時間域 $0 \leq t \leq t_0$ においてフィルタリングした結果を $w_0(t)$ とすれば、その関係は、

$$w_0(t) = \frac{1}{2} \left[\int_0^t w_i(\tau) f_1(t-\tau) d\tau + \int_t^{t_0} w_i(\tau) f_1(\tau-t) d\tau \right], \dots \dots (A.4)$$

となる。式 (A.1) に基づくフィルタリングの特徴は、位相特性を一定とすることができることであるが、因果律もまた破られることである。また、この形のフィルターは、適当なパラメーター h_0 と ω_0 を用いれば、加速度波を変位波に変換するための有効な道具ともなる。

本文では、伝達比を推定するために、フィルタリングされた波の二乗期待値が取り扱いの対象であった。式 (A.3) および (A.4) に基づけば、 $w_0(t)$ の二乗期待値は次式となる。

$$E[w_0^2(t)] = \int_{-\infty}^{\infty} S_{w_i}(\omega) |I(\omega, t; \omega_0, h_0, t_0)|^2 d\omega \dots \dots \dots (A.5)$$

$$\sim S_{w_i}(\omega_0) |I(\omega_0, t; \omega_0, h_0, t_0)|^2 \Delta\omega, \quad f_0 h_0 \ll 1 \dots \dots \dots (A.6)$$

ここで、 $S_{w_i}(\omega)$ は $w_i(t)$ のスペクトル密度関数であ

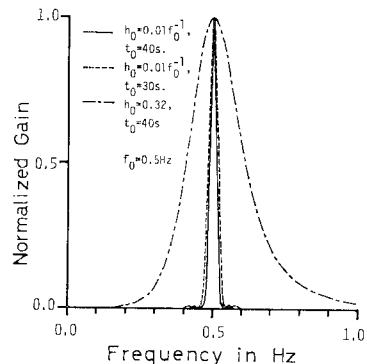


図-A.1 正規化利得特性 (周波数特性)

り、

$$\begin{aligned}
 I(\omega, t; \omega_0, h_0, t_0) &= I_1(\omega, t; \omega_0, h_0) + I_2(\omega, t; \omega_0, h_0, t_0), \\
 I_1(\omega, t; \omega_0, h_0) &= \frac{2 h_0 \omega_0 (i\omega)}{(i\omega)^2 + 2 h_0 \omega_0 (i\omega) + \omega_0^2} \left[e^{i\omega t} - e^{-h_0 \omega_0 t} \left\{ \cos(\omega_0 \sqrt{1-h_0^2} t) \right. \right. \\
 &\quad \left. \left. - \frac{h_0}{\sqrt{1-h_0^2}} \sin(\omega_0 \sqrt{1-h_0^2} t) + \frac{i}{\omega} \frac{\omega_0^2}{\omega_0 \sqrt{1-h_0^2}} \sin(\omega_0 \sqrt{1-h_0^2} t) \right\} \right], \\
 I_2(\omega, t; \omega_0, h_0, t_0) &= \frac{-2 h_0 \omega_0 (i\omega)}{(i\omega)^2 - 2 h_0 \omega_0 (i\omega) + \omega_0^2} \left(e^{i\omega t} - e^{-h_0 \omega_0 (t_0 - t) + i\omega t_0} \right. \\
 &\quad \cdot \left[\cos\{\omega_0 \sqrt{1-h_0^2} (t_0 - t)\} - \frac{h_0}{\sqrt{1-h_0^2}} \sin\{\omega_0 \sqrt{1-h_0^2} (t_0 - t)\} \right. \\
 &\quad \left. \left. - \frac{i}{\omega} \frac{\omega_0^2}{\omega_0 \sqrt{1-h_0^2}} \sin\{\omega_0 \sqrt{1-h_0^2} (t_0 - t)\} \right] \right)
 \end{aligned} \tag{A.7}$$

である。図-A・1 に $|I(\omega, t_0/2; \omega_0, h_0, t_0)|^2 / |I(\omega_0, t_0/2; \omega_0, h_0, t_0)|^2$ を、図-A・2 に $|I(\omega, t; \omega_0, h_0, t_0)|^2 / |I(\omega_0, t_0/2; \omega_0, h_0, t_0)|^2$ をいくつかのパラメーター (ω_0, h_0, t_0) について、それぞれ例示する。 $f_0 h_0 = 0.01$ と限定したフィルターは、本文における内部減衰定数推定法Bにおいて用いたものである。このフィルターでは、 $|I(\omega_0, t; \omega_0, h_0, t_0)|^2 < 1$ であるが、地中と伝播時間の遅れを考慮した地表との地震記録へ作用させその二乗平均の比を求めるためのものであるから、この条件は不利とはならず、むしろ、フーリエ並の分解能をもたせることに重点を置いている。また、 $h_0 = 0.32$ としたフィルターは、推定法Aにおいて用いたもので、 $t_0/2$ を中心とした十分な範囲で $|I(\omega_0, t; \omega_0, h_0, t_0)|^2 = 1$ であり、パワースペクトル推定に通常用いる程度のものである。このフィルターのバンド幅は、

$$\left. \begin{aligned}
 B &= 2 h_e f_0 \\
 &= f_+ - f_- \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (A.8)$$

$$\begin{aligned}
 f_{\pm} &= [1 - 2(1 - \sqrt{2}) h_0^2 \\
 &\quad \pm 2 h_0 \{(1 - \sqrt{2})^2 h_0^2 - (1 - \sqrt{2})\}^{1/2}]^{1/2} f_0, \\
 &\dots\dots\dots (A.9)
 \end{aligned}$$

であるから、 $h_0 = 0.32$ では、 $h_e \approx 0.2$ となり、通常工学的に用いられる程度のもとなる。このフィルターの過渡応答は、図-A・2 によれば、 $t_0 = 40$ s としたとき前後5秒程度である。本文でも $t_0 = 40$ s でフィルタリングしており、解析対象となる記録の部分が定常応答に入るように留意してある。

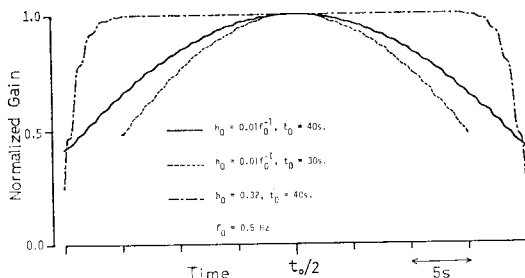


図-A・2 正規化利得特性(時間特性)

実際の計算では、複素 s 変数を z -form を用いて複素 z 変数に変換して行っている。式(A・1)および(A・2)は、複素 z 領域で、おのおの次式となる。

$$\mathcal{F}(\lambda) = [\mathcal{F}_1(\lambda) + \mathcal{F}_1(-\lambda)]/2, \dots\dots\dots (A.10)$$

$$\mathcal{F}_1(\lambda) = \frac{\beta_0 (1 - z^{-2})}{1 - \alpha_1 z^{-1} - \alpha_2 z^{-2}}, \dots\dots\dots (A.11)$$

ここで、

$$\left. \begin{aligned}
 \alpha_0 &= 12 + 12 h_0 \omega_0 T + \omega_0^2 T^2, \\
 \alpha_1 &= (24 - 10 \omega_0^2 T^2) / \alpha_0, \\
 \alpha_2 &= (12 h_0 \omega_0 T - 12 - \omega_0^2 T^2) / \alpha_0, \\
 \beta_0 &= 12 h_0 \omega_0 T / \alpha_0, \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (A.12)$$

である。

参考文献

- 1) 横山晶好・野路利幸・立見栄司・松原澄行・田中律子：軟弱地盤における地震観測，第4回日本地震工学シンポジウム，pp. 113~120, 1975.
- 2) 横田治彦：東京の軟弱地盤における地中地震観測，第5回地震盤動シンポジウム，日本建築学会，pp. 39~44, 1977.
- 3) 河村壮一：各種地盤での地表・地中地震動特性，第5回地盤震動シンポジウム，日本建築学会，pp. 45~48, 1977.
- 4) 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，pp. 321~328, 1978.
- 5) 太田裕・後藤典俊・塩野計司・高橋博・山水史生・栗原重利：やや深い構造のS波速度，地震，第30巻，pp. 415~433, 1977.
- 6) 太田裕・後藤典俊・塩野計司・高橋博・山水史生・栗原重利：やや深い構造のS波速度(II)，地震，第31巻，pp. 299~308, 1978.
- 7) 山水史生・高橋博・後藤典俊・太田裕：やや深い構造のS波速度(III)，地震，第34巻，pp. 465~479, 1981.
- 8) 木下繁夫：統計的手法による波動伝達関数の推定，土木学会論文報告集，第313号，pp. 1~11, 1981.
- 9) 鈴木宏芳・池田隆司・御子柴正・木下繁夫・佐藤春夫・高橋博：関東・東海地域における孔井検層資料集，防災科学技術研究資料，第65号，1981.
- 10) 斎藤健太郎・池田哲夫・佐藤利三郎：不均一分布定数線路の一合成法，電子通信学会論文誌，Vol. J 61-A, No. 9, pp. 864~871, 1978.
- 11) 佐藤春夫・松村正三：関東平野のS波(2~32 Hz)の Q^{-1} 値，地震，第33巻，pp. 541~543, 1980.