

地中地震観測記録に見られる入・反射フェーズの伝達特性から求められる第三紀泥岩の減衰特性

福島 美光
(大崎研究室)

木下 繁夫
(防災科学技術研究所)

佐藤 春夫
(東北大学)

§ 1. はじめに

一般に、地表における地震動は震源、伝播およびサイト特性の影響によって評価される。このうち、伝播およびサイト特性は、 Q^{-1} 値 ($Q=1/2h$, h : 減衰定数) に強く依存している。地震工学の分野では、伝播特性は距離減衰式で評価されている (例えば^{1)~4)}。一方、spectral ratio method や single station method によって地殻のS波に対して、周波数依存性の Q^{-1} 値が得られている^{5)~7)}。Sato⁸⁾ は近年得られた Q^{-1} 値についてまとめているが、リソスフェアの Q^{-1} は周波数の増加に伴って減少する傾向を示している。

地表近くの地盤増幅特性は、一般に一次元波動論によって計算される⁹⁾。このとき、各地層の Q^{-1} は履歴減衰 (周波数に依存しない) が仮定される。履歴減衰は、地中観測記録の解析からも得られている^{10)~15)}。Singh *et al.*¹⁶⁾ は、周波数依存性の Q^{-1} をカリフォルニアの Imperial fault 沿いの、4 km より深い地殻について求めた。しかしながら、4 km 以浅については周波数依存性は得られなかった。

これらの研究とは逆に、堆積層については周波数依存性の Q^{-1} 値が南関東で得られた地中観測波から求められている。横田ら¹⁷⁾ は豊洲の38mおよび71m、袖ヶ浦の18mおよび42mの堆積層中で得られた地中観測記録と地表観測記録のスペクトル比から、1.0~9.0Hz で周波数の増加にともなって Q^{-1} 値が減少することを示している。小林ら¹⁸⁾ も 10 Hz 以下の周波数レンジで、堆積層の Q^{-1} を見積もっている。彼らは地表と地中150mの深さで地震観測を行ない、 $Q(f)^{-1}=20f^{-1.2}/V_s$ (S は周波数Hz, V_s はS波速度) という関係を導いている。木下¹⁹⁾ は府中観測点の2,750mの深さの観測記録を集め、その記録中に地表における全反射によって発生したと考えられる顕著なフェーズが見られることを示した。そして、入射SH波と反射フェーズを比較することにより、0.2から2.0Hzの周波数帯域で周波数依存性の Q^{-1} 値、すなわ

ち $Q^{-1}=0.02f^{-1}$ という関係が $V_s \leq 2,530$ m/sec の層に対して求められている。

木下の手法は、このような反射フェーズが均質な媒質中で観測されたとき、 Q^{-1} 値の測定にたいへん有効であると考えられる。さらに最近、米国 Parkfield において Blakeslee and Malin²⁰⁾ も入・反射フェーズの比較から Q^{-1} を求めている。

日本では、原子力発電所の入力地震動は $V_s \approx 700$ m/sec 程度の露頭岩盤で定義されている²¹⁾。一方、Kobayashi and Midorikawa²²⁾ は地盤増幅の影響を除くために、 $V_s \approx 3,000$ m/sec 程度の地震基盤で入力地震動を定義すべきであると指摘している。地盤増幅特性に Q^{-1} は強い影響を及ぼすが、S波速度700~3,000m/secの岩の正確な Q^{-1} 値は求められていない。本研究の目的は、このS波速度の範囲の正確な Q^{-1} 値を求め、減衰特性を明確にすることである。

§ 2. データ

固有周期1.0秒、減衰定数0.7の3成分の速度計 (50.0 Hz 以上まで速度でフラットな特性) が、科学技術庁防災科学技術研究所の千倉観測所の地中732mの深さに設置されている。観測された地震波形は、0.01秒の間隔でデジタル化された。本研究で用いる地震波の震源および観測点の位置を図-1と表-1に、観測点周辺の地形を図-2に示す。軟弱層は、運動用のグラウンドを作るために第三紀の泥岩が露頭するまで平らに除かれている。泥岩は、図-3のボーリング資料²³⁾²⁴⁾に示すように、地表から深さ800mまで均質に連続している。物理探査²⁵⁾によれば、この泥岩に相当する上部層 ($V_p \approx 2.5$ km/sec) と下部層 ($V_p \approx 4.5$ km/sec) との境界面は比較的深い3.0kmに存在する。したがって、地表付近で得られた入・反射フェーズを扱うとき、観測はこの均質な泥岩の半無限媒質中で行なわれていると見なせる。図-4(a)に示すよう

に、観測記録中にはS波到着時から1.5~1.6遅れて地表からの顕著な反射フェーズが見られるものがある。

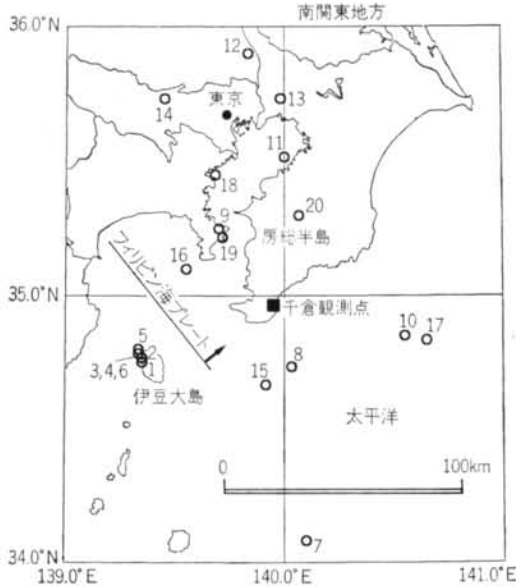


図-1(a) 千倉観測点と地震の震央

§ 3. 方法

3.1 三次元粒子軌跡

まず、S波初動部の三次元粒子に対応する三次元楕円体の主軸を求めた²⁰⁾。S波の軌跡は伝播経路に直交する

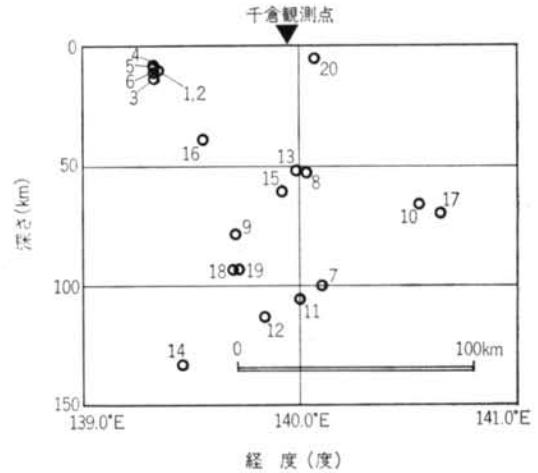


図-1(b) 東西断面図

No.	発震時 (年・月・日、時:分)	経度 (E)	緯度 (N)	深さ (km)	M_L	震央距離 (km)	震央方位 ¹⁾ (deg)	最短主軸の 水平投影角 ²⁾	入射角 ³⁾	ラグタイム (sec)
1	1986.04.01.14:29	139°21'	34°45'	10	1.9	60	246°	244°	33°	1.55
2	1986.04.01.14:39	139°21'	34°46'	10	2.3	59	248°	242°	34°	1.52
3	1986.04.01.15:51	139°20'	34°47'	13	2.7	60	250°	238°	27°	1.53
4	1986.04.01.19:09	139°20'	34°47'	8	2.4	60	250°	250°	29°	1.55
5	1986.04.01.21:05	139°20'	34°48'	9	2.5	59	252°	243°	35°	1.55
6	1986.04.01.21:10	139°20'	34°47'	11	2.3	60	250°	249°	24°	1.56
7	1986.05.14.09:40	140°06'	34°05'	100	3.5	99	172°	184°	18°	1.51
8	1986.05.25.18:21	140°02'	34°44'	53	2.6	27	163°	231°	13°	1.55
9	1986.05.29.12:44	139°42'	35°15'	78	2.9	39	324°	261°	07°	1.60
10	1986.06.29.16:41	140°33'	34°51'	66	3.3	56	103°	165°	36°	1.54
11	1986.07.13.04:01	140°00'	35°31'	106	3.7	61	4°	255°	13°	1.58
12	1986.07.27.15:14	139°50'	35°54'	113	4.2	104	354°	252°	10°	1.62
13	1986.08.02.01:23	139°59'	35°44'	52	3.6	85	2°	86°	27°	1.59
14	1986.09.28.17:22	139°27'	35°44'	133	3.3	96	332°	203°	23°	1.59
15	1986.10.07.11:04	139°55'	34°40'	60	2.6	33	185°	204°	20°	1.55
16	1986.10.17.17:38	139°33'	35°06'	39	2.8	39	292°	258°	14°	1.54
17	1986.10.19.01:04	140°39'	34°50'	69	3.1	66	103°	172°	22°	1.56
18	1987.01.30.14:38	139°41'	35°27'	93	2.6	59	336°	190°	09°	1.59
19	1987.02.19.13:38	139°43'	35°13'	93	3.4	35	323°	273°	05°	1.63
20	1987.03.18.09:22	140°04'	35°18'	5	2.0	38	16°	29°	26°	1.55

(注) 1) 千倉観測点から震央へ向う方位(真北から時計方向に計る)

2) S波の粒子軌跡の最短軸を水平面に投影した

3) 最短主軸の入射角

4) 入射フェーズと反射フェーズのラグタイム

表-1 顕著な反射フェーズが観測された地震のリスト

面になるはずであるが、不均質媒体中ではS波が散乱されて、軌跡は楕円体となると予測される。しかし、卓越方向は経路に対して直交する成分が優勢と考えられる。したがって、図-5に示すように、最短主軸の方向がS波の入射方向に対応すると仮定した。反射波の混入を避けるために、S波到着時から1.28秒間の記録を用いる。また、1.0から5.0 Hzのバンドパスフィルターを用いてノイズを除去する。この周波数の範囲に関しては後に述べる。

三次元の主軸は、次式から得られる。

$$E\mathbf{a} = \lambda^2 \mathbf{a} \quad \dots\dots(1)$$

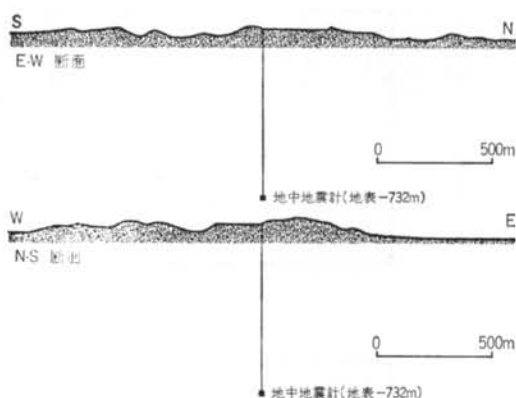


図-2 千倉観測点付近のトポグラフィ

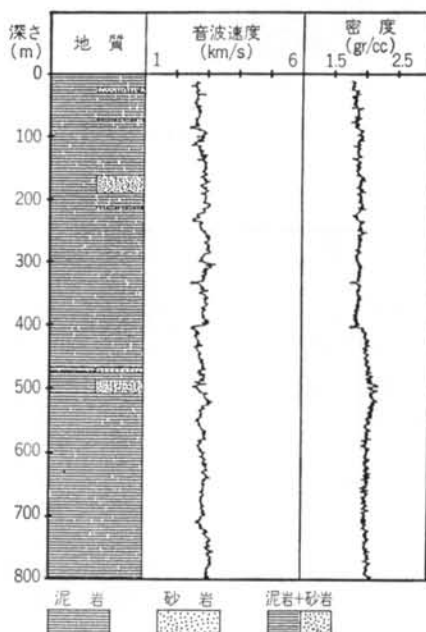


図-3 観測井の地層構造

$$E \sum_{i=1}^{128} \begin{bmatrix} x_i x_i & x_i y_i & x_i z_i \\ y_i x_i & y_i y_i & y_i z_i \\ z_i x_i & z_i y_i & z_i z_i \end{bmatrix} \quad \dots\dots(2)$$

ここで、 \mathbf{a} は楕円体の三主軸の単位ベクトル、 x_i, y_i, z_i はそれぞれEW, NS, UD成分。 $\lambda_1 > \lambda_2 > \lambda_3$ とすると、 $\lambda_3 \mathbf{a}_3$ に直交する水平成分がSH波成分に対応する。なぜなら、半無限媒体の表面ではS波の水平成分がSH波となるからである。

SV波の一部は反射によってP波に変換されるので、入・反射波から Q^{-1} を求めるときにはSH波を抽出する必要がある。しかしながら、Transverse成分がSH波に対応するとはいちがいにいえない。なぜならば、南関東地方では三つのプレートが重合しており、三次元の速度構造が複雑になっていて、幾何学的な震央方向が伝播経路の方向と必ずしも対応しないことが、P波初動部の主軸解析から指摘されている²⁰⁾。そこで、SH波を三次元楕円体の主軸から求めることにした。すべてのS波の軌跡に対して二つの長い主軸と、これよりかなり短い主軸があり(λ_2/λ_3 は平均で11.6, 最小で4.2), このことはS波がSVとSHから成り、最短主軸が入射方向に対応するとした仮定を裏付けることになる。

3.2 入・反射フェーズ

図-4に示すように、入射波の始まるの時間 t_1 , 終わ

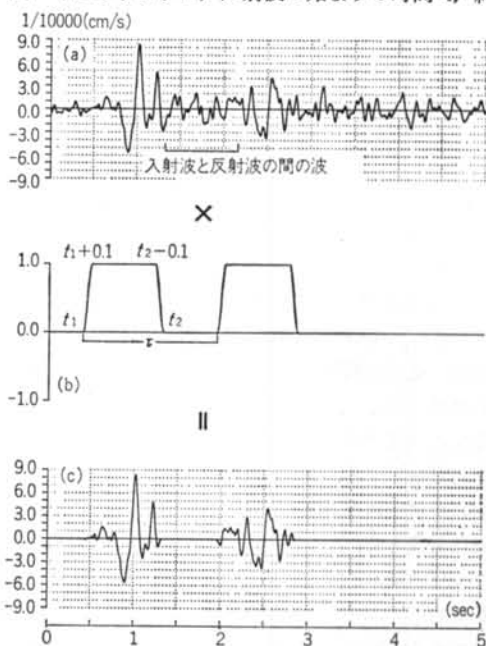


図-4 (a)No.16の地震のSH成分, (b)入射フェーズと反射フェーズを抽出するためのタイムウィンドウ, (c)抽出された入射フェーズと反射フェーズ

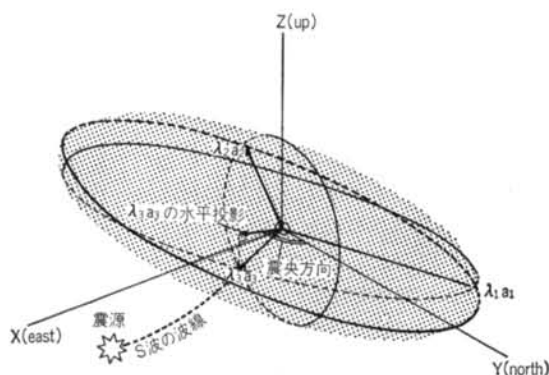


図-5 S波の粒子軌跡に相当する三次元楕円体 ($\lambda_1 a_1$, $\lambda_2 a_2$, $\lambda_3 a_3$ は楕円体の主軸。このうち、 $\lambda_3 a_3$ は最短主軸でS波の入射方向に相当する)

りの時間 t_2 、そして入・反射フェーズのラグタイム τ をSH成分から、入・反射フェーズを抽出するために決める必要がある。 t_1 , t_2 , τ は次の手順で決めた。

- ① t_1 , t_2 , τ の初期値を目視により設定する。
- ② $t_1 \sim t_1 + 0.1$ 秒と $t_2 - 0.1 \sim t_2$ に、 \cos 型のテーパをつけたフラットなタイムウィンドウをSH成分にかける。同じ形のウィンドウを後のフェーズにかける。
- ③ τ を1サンプルずつずらして、入・反射波の相関が最も高くなる τ を探す。
- ④ 次の係数を計算する。

$$C = \int_{1.0}^{5.0} S_{xx}(f)^{0.5} \cdot \text{coh}(f)^{2.0} df \quad \dots\dots(3)$$

ここで、 $\text{coh}(f)$ は入・反射フェーズのコヒーレンス。
 $\text{coh}^2(f) = |S_{xy}(f)|^2 / \{S_{xx}(f) \cdot S_{yy}(f)\} \quad \dots\dots(4)$
 $S_{xx}(f)$ と $S_{yy}(f)$ は入・反射フェーズのパワースペクトル、 $S_{xy}(f)$ は次式で与えられる入・反射フェーズのクロススペクトル。

$$S_{xy}(f) = F_x(f) \cdot F_y^*(f) / T \quad \dots\dots(5)$$

$F_x(f)$ は入射フェーズのフーリエスペクトル、 $F_y^*(f)$ は反射波の共役フーリエスペクトル、 T はフェーズの継続時間、積分区間は1.0~5.0Hzでバンドパスフィルターの帯域と等しい。

- ⑤ t_1 , t_2 を1サンプルずつずらして τ の最適値を捜し、 C を再び計算する。
- ⑥ C が最大になるように t_1 と t_2 を動かし、 t_1 , t_2 , τ の最適値を求める。

相関係数は τ の変化に敏感なので、 C とは独立に相関係数に対してフィッティングを計ることにより、精度よく τ が求められる。 t_1 , t_2 , τ の最適値の組み合わせのとき、入射波は十分なパワーを持ち、入・反射フェーズのコヒーレンスが高くなる。

さらに、ここで得られたタイムウィンドウを通して入射波部を取り出し、再び三次元主軸を求める。得られた入射角および最短主軸の水平投影方位を表-1に示す。この角度から得られるSH成分を用いて、再び上述と同様の手順で t_1 , t_2 , τ を求めた。こうして得られたラグタイム τ も表-1に示した。図-4には、この手順により求められた入・反射フェーズの一例を示す。

3.3 入射角の分布

入射角は Q^{-1} の見積りに直接用いないが、その分布は興味ある問題である。

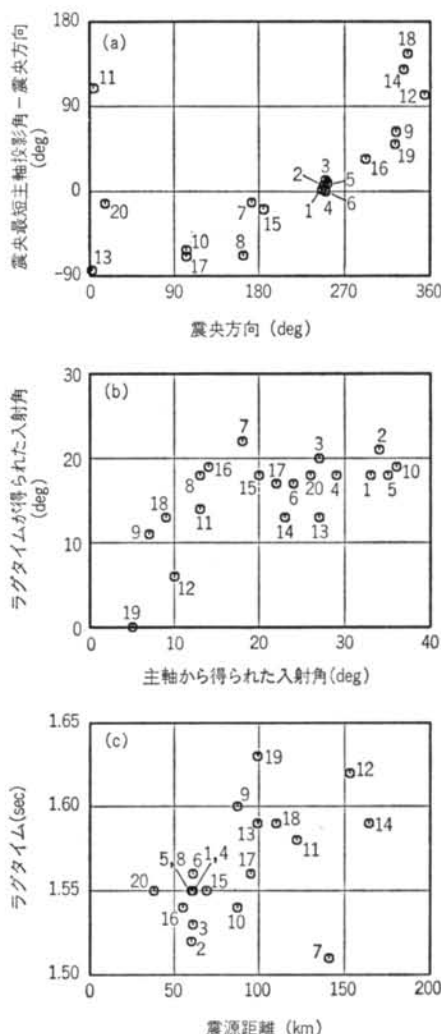


図-6 (a)観測点から見た震央方向と最短主軸の水平投影角と震央方向の差との関係、(b)最短主軸から見積もった入射角とラグタイムから見積もった入射角との関係、(c)震源距離とラグタイムの関係

S波速度は地表に近づくにつれて遅くなるので、入射角は小さいものと考えられる。また、もし入射角が大きければ τ が非常に小さく、反射フェーズが見えない。この地域では三次元的に複雑な伝播経路が想定されるが、入射角の小さい記録のみを用いる必要がある。軌跡の分析からは、入射角が殆ど鉛直方向を示した。そこで、 τ が最大の記録が入射角 0° と仮定、すなわちS波が鉛直に上昇し、地表で反射し、再び鉛直に下降すると仮定した。観測された τ の最大値 τ_{\max} は1.63秒なので、泥岩のS波速度は898 m/secと見積もられる。湿潤状態のコアサンプルから得られたS波速度は、203.7~204.2mで1,060 m/sec、512.2~512.5mで1,250 m/sec、797~797.5mで1,170 m/secと得られている。

もし、 τ_{\max} が鉛直下方入射に相当すると仮定すると入射角は次式で計算できる。

$$\theta = \cos^{-1}(\tau/\tau_{\max}) \quad \dots\dots(6)$$

最小のラグタイム $\tau_{\min}=1.51$ 秒からは、入射角 22° が得られる。最短主軸の水平面投影角と震央方向との差(震央方向-投影角)を図-6(a)に示す。投影角は、ほぼ震央方向に対応するが、差は深い地震ほど大きい。また、差は $90^\circ\sim 180^\circ$ の震央方向でマイナス側、 $270^\circ\sim 360^\circ$ でプラス側に分布している。これは、伝播経路が南西に片寄ることを意味している。その理由として、地震波動が南西方向から南関東下へ潜り込むフィリピン海プレートのHigh-Qゾーンに沿って伝播することが考えられる。

最短主軸から得られた入射角と、ラグタイムから得られた入射角の関係を図-6(b)に示す。主軸から求めた入射角は、ラグタイムから求めたものより分散している。これは、主軸解析から完全にノイズを除くことが難しいためである。伊豆大島付近の地震は浅い所で発生しているが、伝播経路がプレートの高速度層に沿って潜り込むためか、入射角は小さい。

ラグタイムと震源距離の関係を図-6(c)に示す。震源距離の増加に伴ってラグタイムも増加する。これは、距離の増加に伴って入射角が小さくなることを意味している。同様の傾向は、ラグタイムと震源深さの関係、ラグタイムと震央距離の関係にも見られる。

3.4 伝達特性から求まる Q^{-1}

入射フェーズと反射フェーズの伝達特性から Q^{-1} を求めるとき、ノイズの影響を見積もるために入射フェーズを入力、反射フェーズを出力としたシステム関数とコヒーレンスを求めた。システム関数は次式で表わされる。

$$H(f) = S_{xy}(f)/S_{xx}(f) \quad \dots\dots(7)$$

式(4)によりコヒーレンスを求めるには、パワースペク

トルをスムージングしなければならない。そのために、中心周波数の両側に1つだけスペクトルデータが入る1.5 Hz幅のParzen Windowを用いた。

パワースペクトル、コヒーレンス、システム関数の振幅と位相、入・反射波のスペクトル比と相関係数を図-7に示した。

平面波の振幅 $A(t)$ は次式で表わされる²⁷⁾。

$$A(t) = A_0 \exp[-\pi t f / Q] \quad \dots\dots(8)$$

ここで、 A_0 は初期振幅

システム関数 $H(f)$ は、

$$H(f) = A(t_R)/A(t_I) = \exp[-\pi \tau f / Q] \quad \dots\dots(9)$$

と表わされる。ここで、 t_I と t_R はそれぞれ入射波と反射波の到着時刻、ラグタイム τ は、 $\tau = t_R - t_I$ となる。

ノイズの混入によって、以下の条件の周波数のシステム関数は信頼性に欠けると考えられる。

- (i)コヒーレンスが低い
- (ii)システム関数の位相差が大きい
- (iii)入射波のパワーが小さい

それゆえ、次の条件の $H(f)$ だけを用いることにした。

- (i)コヒーレンスが0.9以上
- (ii)システム関数の位相差が $\pi/10$ 以下
- (iii)入射波のパワーが入射波の卓越周期のパワーの70%以上

Q^{-1} は次式で求められる。

$$Q^{-1} = -\ln[H(f)]/\pi \tau f \quad \dots\dots(10)$$

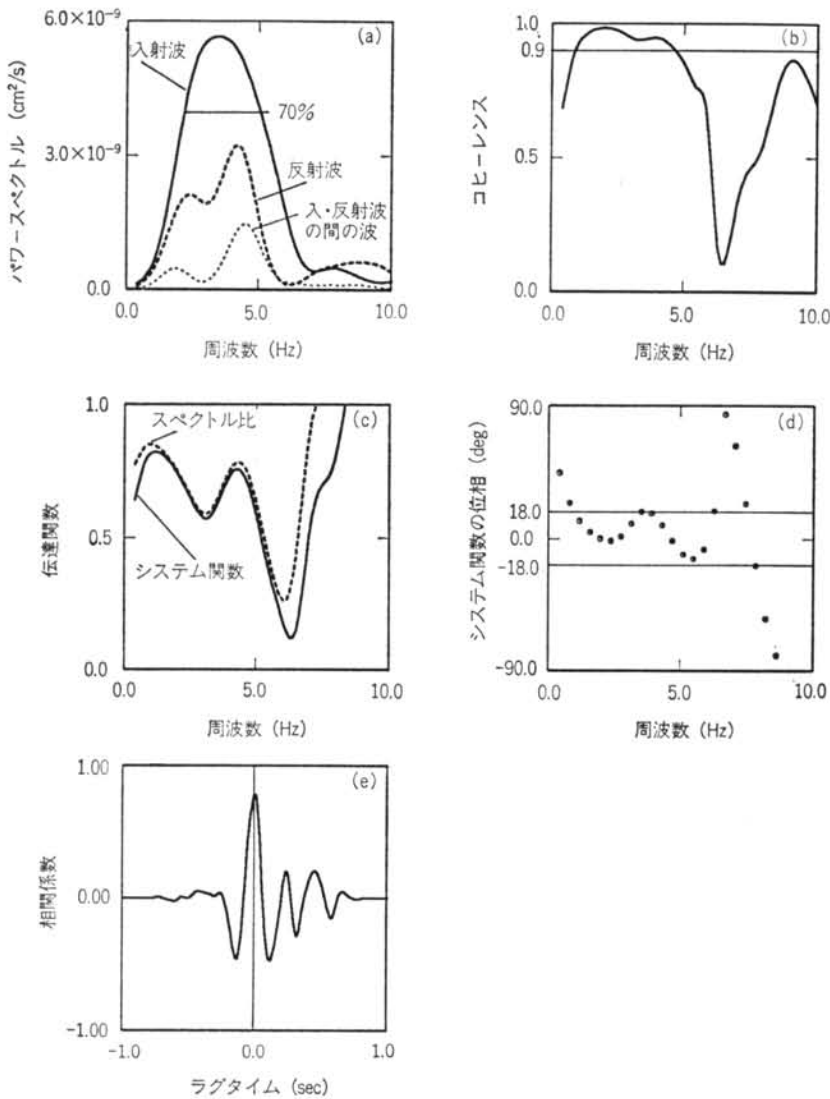
周波数帯域は、この研究の緒においては1.0~10.0Hzを用いていた。しかし、5.0Hz以上のデータはすべて前述の条件を満たさなかった。図-4(a)で示した地震の入射フェーズと反射フェーズの間の波のパワーも図-7(a)に示した。6Hz付近で、両フェーズ間の波のパワーは反射フェーズのパワーを上回り、コヒーレンスも低い。6 Hz以上では、両フェーズ間の波のパワーは再び反射波のパワーより小さくなるが、位相差は大きくなる。したがって、この周波数帯域のデータは除くべきであると考えられた。

3.5 結果

地震毎に求められた Q^{-1} を図-8(a)に示す。 Q^{-1} は、おむおね周波数の増加にともなって減少する。もしpower law model: $Q(f)^{-1} = Q_0^{-1} \cdot f^{-m}$ を適用すれば、回帰分析によって次式が得られる。

$$\log_{10}(Q^{-1}) = (-0.52 \pm 0.48) \cdot \log_{10}(f) - (1.28 \pm 0.22) \quad (1.0 < f < 5.0 \text{ Hz}) \quad \dots\dots(11)$$

ここで、誤差として表示してあるのは回帰係数の95%信頼限界である。回帰式の対数標準偏差は0.25であった。



図一七 No.16の地震の、(a)入射波、反射波および入・反射フェーズ間のパワースペクトル、(b)コヒーレンス、(c)反/入射波のスペクトル比とシステム関数の振幅、(d)システム関数の位相、(e)入・反射波の相関係数 (Parzen Window の幅は 1.5 Hz、タイムウィンドウの幅は0.9秒)

さらに、地震毎にデータが片寄っているので、地震毎に層別因子を設定した回帰分析も行なった²⁸⁾。その結果、 $\log_{10}(f)$ の係数と定数項はそれぞれ -0.94 と 1.09 で、95%信頼限界の範囲内であった。

各周波数毎の平均値と分散 (対数標準偏差) を図一八と表一に示す。回帰直線と95%信頼限界も図一八に示した。 Q^{-1} は 4.0 Hz 付近で若干上がるように見える。Kinoshita²⁹⁾ は、同様の特性を関東地方の地殻の Q^{-1} で示している。また、メキシコでも同じような特性が求まっている³⁰⁾。

§ 4. 結論

本研究で得られた第三紀層の泥岩の Q^{-1} を、他の研究で得られた南関東地方の地震基盤層より上層の Q^{-1} と比較して図一九に示す。周波数の増加に伴って Q^{-1} が減少する傾向は、他の研究結果^{17)~19)} と同様である。周波数に依存しない Q^{-1} を仮定した既往の研究¹⁰⁾¹²⁾ でも、詳細な結果 (文献12) の Table 2, 文献10) の Fig. 8) を見ると同様の傾向が見られる。ただし、千倉の Q^{-1} は関東地方の他の研究で得られた Q^{-1} より、周波数依存性が小

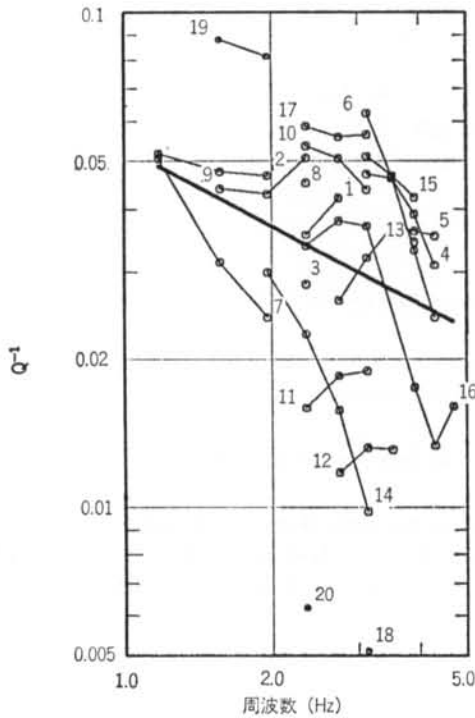


図-8(a) それぞれの地震について得られた周期毎の Q^{-1} 値 (丸印), 太線は回帰直線

周波数 (Hz)	Q^{-1} の平均値	$-\sigma_1^*$	$+\sigma_1^*$
1.17	0.0512	0.0518	0.0526
1.56	0.0492	0.0714	0.0339
1.95	0.0413	0.0625	0.0272
2.34	0.0298	0.0572	0.0156
2.73	0.0283	0.0486	0.0165
3.13	0.0271	0.0592	0.0124
3.52	0.0345	0.0564	0.0212
3.91	0.0327	0.0437	0.0245
4.30	0.0245	0.0356	0.0169
4.69**	0.0160	—	—

*: 対数標準偏差, **: 一つしかデータがない

表-2 周波数毎の Q^{-1} 値の平均と分散
さい。

地表面における反射 SV および P 波成分の影響を除くために, S 波初動部の粒子軌跡に相当する三次元楕円体の主軸解析によって SH 成分を抽出した。そして, SH 波に対して地表面は 100% の反射面となると仮定した。観測はほぼ均質な半無限媒質中で行なわれ, したがって層境界におけるインピーダンスの補正は必要なかった。

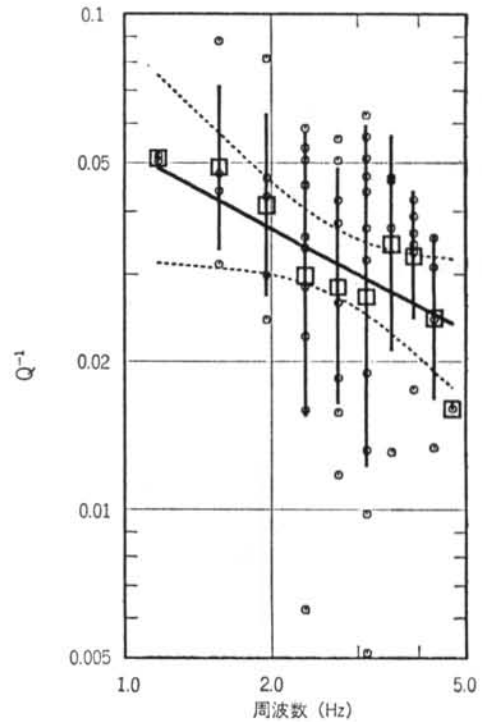


図-8(b) 周波数毎の平均(四角)と分散(縦棒)および95%信頼限界(破線), 太線は回帰直線

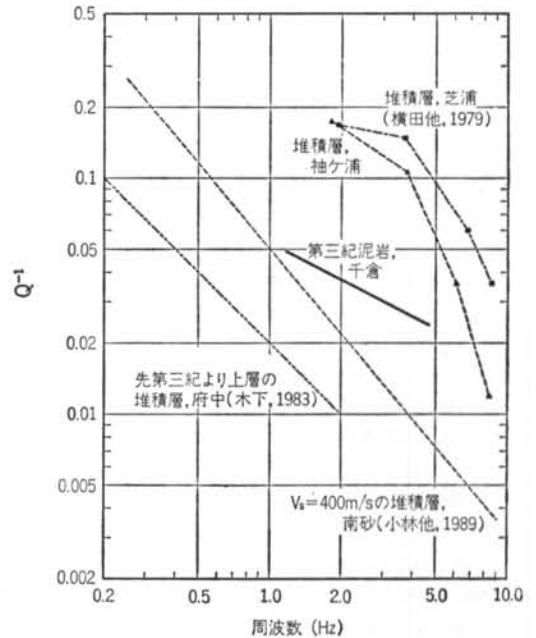


図-9 本研究で得られた第三紀層の泥岩の Q^{-1} と他の研究で得られた南関東地方の地震基盤層より上層の Q^{-1} との比較

もちろん、入・反射フェーズは一つの地震計で得られた同じ波形の中の二つの部分なので、地震計の計器補正も必要ない。したがって、この手法は一つの地中地震計の記録を用いて第三紀層の精度の高い Q^{-1} を求めるのに大変有効であった。

§ 5. おわりに

本研究は、科学技術庁科学技術振興費による国際流動(省際基礎)研究「不均質構造における地震破壊と波動伝播に関する基礎研究」に基づいて行なわれた³¹⁾。

<参考文献>

- 1) K. W. Campbell: "Near-source Attenuation of Peak Horizontal Acceleration" Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 71 (1981) pp. 2039~2070
- 2) W. B. Joyner & D. M. Boore: "Peak Horizontal Acceleration and Velocity from Strong-motion Records Including Records from the 1979 Imperial Valley, California, Earthquake" Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 71 (1981) pp. 2011~2038
- 3) N. A. Abrahamson & J. J. Litehiser: "Attenuation of Vertical Peak Acceleration" Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 79 (1989) pp. 549~580
- 4) Y. Fukushima & T. Tanaka: "A New Attenuation Relation for Peak Horizontal Acceleration of Strong Earthquake Ground Motion in Japan" Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 80 (1990) pp. 757~783
- 5) K. Aki: "Attenuation of Shear Waves in the Lithosphere for Frequencies from 0.05 to 25 Hz" Physics of Earth & Planetary Interiors, Vol. 21 (1980) pp. 50~60
- 6) 佐藤春夫・松村正三: "関東地方のS波(2~32Hz)の Q^{-1} 値" 地震 Vol. 33 (1980年) pp. 541~543
- 7) L. B. Kvamme & J. Havskov: "Q in Southern Norway" Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 79 (1989) pp. 1575~1588
- 8) H. Sato: "Unified Approach to Amplitude Attenuation and Coda Excitation in the Randomly Inhomogeneous Lithosphere" Pure & Applied Geophysics, Vol. 132 (1990) pp. 1~29
- 9) 電気技術基準調査委員会編: "原子力発電所耐震設計技術指針 (JEAG4601-1987)" 日本電気協会 (1987年) pp. 287~312
- 10) K. Kudo & E. Shima: "Attenuation of Shear Waves in Soil" Bulletin of Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo, Vol. 48 (1970) pp. 145~158
- 11) F. Yamamizu, N. Goto, Y. Ohta & H. Takahashi: "Attenuation of Shear Waves in Deep Soil Deposits as Revealed by Down-hole Measurements in the 2,300 meter-borehole of the Shimohsa Observatory, Japan" J. of Physics of the Earth, Vol. 31 (1983) pp. 139~157
- 12) W. B. Joyner, R. E. Warrick & A. A. Oliver: "Analysis of Seismograms from a Downhole Array in Sediments near San Francisco Bay" Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 66 (1976) pp. 937~958
- 13) P. E. Malin & J. A. Walker: "Preliminary Results from Vertical Seismic Profiling of Oroville Microearthquake S-waves" Geophysical Research Letters, Vol. 12 (1985) pp. 137~140
- 14) P. J. Hatherly: "Attenuation Measurements on Shallow Seismic Refraction Data" Geophysics, Vol. 51 (1986) pp. 250~254
- 15) E. Hauksson, T. Teng & T. L. Henyey: "Results from a 1500 m Deep, Three-level Downhole Seismometer Array: Site Response, Low Q Values, and f_{max} " Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 77 (1987) pp. 1883~1904
- 16) S. K. Singh, R. J. Apsel, J. Fried & J. N. Brune: "Spectral Attenuation of SH Waves along the Imperial Fault" Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 72 (1989) pp. 2003~2016
- 17) 横田治彦・渡辺弘之・塩谷清人・石井清: "東京周辺の軟弱地盤における地中地震観測" 清水建設研究所報 Vol. 30 (1979年) pp. 21~29
- 18) 小林喜久二・阿部康彦・天池文男: "地盤のQ値の振動数依存性について" 日本建築学会大会学術講演梗概集, B (1989年) pp. 815~816
- 19) 木下繁夫: "表層地盤の減衰特性に関する考察" 土木学会論文報告集 No. 330 (1983年) pp. 15~25
- 20) S. Blakeslee & P. E. Malin: "High-frequency Site Effects at Two Parkfield Downhole and Surface Stations" Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 81 (1991) pp. 332~345

- 21) T. Hisada, Y. Ohsaki, M. Watabe & T. Ohta : "Design Spectra for Stiff Structures on Rock" Proc. of 2nd Int. Conf. on Microzonation, Vol. 3 (1978) pp. 347~358
- 22) H. Kobayashi & S. Midorikawa : "A Semi-empirical Method for Estimating Response Spectra of Near-field Ground Motions with Regard to Fault Rupture" Proc. of 7th European Conf. on Earthquake Engineering (1982) pp. 161~168
- 23) 池田隆司 : "伊豆大島噴火前後の千葉県千倉における深層地下水圧変動" Report of Coordinating Committee for Earthquake Prediction, Geographical Survey Institute, Ministry of Construction, Japan, Vol. 38 (1987) pp. 216~218
- 24) H. Tsukahara & R. Ikeda : "Hydraulic Fracturing Stress Measurements and In-situ Stress Field in the Kanto-Tokai Area, Japan" Tectonophysics, Vol. 135 (1987) pp. 329~345
- 25) 浅野周三・一瀬洋一郎・長谷川功・飯塚進・鈴木宏芳 : "爆破地震動観測資料による南関東の地殻構造" 地震 Vol. 32 (1979年) pp. 41~55
- 26) S. Matsumura : "Three-dimensional Expression of Seismic Particle Motions by the Trajectory Ellipsoid and its Application to the Seismic Data Observed in the Kanto District, Japan" J. of Physics of the Earth, Vol. 29 (1981) pp. 221~239
- 27) K. Aki & P.G. Richards : "Quantitative Seismology ; Theory and Methods, I" W.H. Freeman (1980)
- 28) N. R. Draper & H. Smith : "Applied Regression Analysis" Wiley (1966) p. 407
- 29) S. Kinoshita : "Frequency Dependent Attenuation of Shear Waves in the Crust of the Kanto Area, Japan, and Source-controlled f_{\max} from the Deep Borehole Data" Bulletin of Seismological Society of America (1990) submitted
- 30) R.R. Castro, J.G. Anderson & S.K. Singh : "Site Response, Attenuation and Source Spectra of S Waves along the Guerrero, Mexico, Subduction Zone" Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 80 (1990) pp. 1481~1503
- 31) Y. Fukushima, S. Kinoshita & H. Sato : "Measurement of Q^{-1} for S Wave in Mudstone at Chikura, Japan; Comparison of Incident and Reflected Phases in Borehole Seismograms" Bulletin of Seismological Society of America, Vol. 82 (1992) pp. 148~163

